

الله  
الرحمن الرحيم



دانشکده علوم زمین

گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست‌محیطی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌شناسی

## تعیین پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان شیروان

دانشجو:

الهام تکابی

استاد راهنما:

دکتر هادی جعفری

استاد مشاور:

دکتر رحیم باقری

دی ماه ۱۳۹۴



## تقدیم بہ

فرشتگانی کہ محضات ناب باور بودن، لذت و غرور دانستن، جسارت خواستن، عظمت رسیدن و تمام تجربہ ہای  
یکتا و زیبای زندگی ام دیون حضور سبز آن ہاست...

تقدیم بہ خانوادہ می عزیزم

# تقدیر و شکر

استادان گرامی جناب آقایان دکتر هادی جعفری و دکتر رحیم باقری:

دلسوزی، تلاش و کوشش حضرات عالی در تعلیم و تربیت و انتقال معلومات و تجربیات ارزشمند در کنار برقراری رابطی صمیمی و دوستانه برای کسب علم و دانش حقیقتاً قابل ستایش است. اینجانب بر خود و وظیفه می دانم در کسوت ساگر دی از زحمات و خدمات ارزشمند شما استید گران قدر تقدیر و شکر نمایم.

## تعمیرنامه

اینجانب الهام تکابی دانشجوی دوره‌ی کارشناسی ارشد رشته‌ی آشناسی دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده‌ی پایان‌نامه با عنوان تعیین پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان شیروان، تحت راهنمایی دکتر هادی جعفری و مشاوره‌ی دکتر رحیم باقری متعهد می‌شوم:

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

### تاریخ

### امضای دانشجو

#### مالکیت نتایج و حق نشر

- تمام حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته‌شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

## چکیده

از جمله پارامترهای مورد نیاز که در حل بسیاری از مسائل هیدروژئولوژی نظیر بیلان، مدل ریاضی و ... مهم و ضروری می‌باشد، ضرایب هیدرودینامیک بوده که شامل قابلیت انتقال (T) و ضریب ذخیره (S) می‌باشند. در این تحقیق ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان در استان خراسان شمالی بر اساس روش‌های مختلف مورد ارزیابی قرار گرفته است. به منظور برآورد قابلیت انتقال از سه روش آزمون پمپاژ، ظرفیت ویژه و لاگ گمانه استفاده شده است. آزمون پمپاژ چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری در محدوده آبخوان دشت شیروان در سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۸۷ انجام شده است. محدوده تغییرات مقادیر قابلیت انتقال آبخوان حاصل از آزمون‌های پمپاژ در سال ۱۳۸۷ از ۴۰ تا ۴۰۰ مترمربع بر روز در محدوده آبخوان بوده است که تفاوت زیادی با نتایج آزمون‌های پمپاژ قدیمی‌تر (سال ۱۳۴۹) دارد. این اختلاف را احتمالاً می‌توان به افت زیاد سطح ایستابی و تغییر در خصوصیات آبخوان در اثر کاهش ضخامت اشباع مرتبط دانست. نتایج محاسبه قابلیت انتقال بر مبنای داده‌های ظرفیت ویژه با استفاده از روابط تجربی بیانگر تغییرات قابلیت انتقال آبخوان از حداقل ۱۱ مترمربع بر روز تا حداکثر حدود ۲۵۴ مترمربع بر روز متغیر می‌باشد. مقادیر قابلیت انتقال بر اساس روش تجربی لاگ گمانه‌ها از ۱۳ تا ۶۹۹ مترمربع بر روز در محدوده آبخوان محاسبه شد. در بیشتر مناطق انطباق خوبی بین مقادیر حاصل از روش‌های ظرفیت ویژه و لاگ گمانه‌ها و نتایج آزمون پمپاژ وجود دارد. با توجه به مزایا و معایب هر کدام از روش‌های برآورد ضرایب هیدرودینامیک و همچنین عدم توزیع مکانی مناسب هر کدام از آن‌ها در دشت شیروان، در این تحقیق از تلفیق روش‌ها در تخمین قابلیت انتقال آبخوان شیروان استفاده شد و نقشه قابلیت انتقال آبخوان شیروان به صورت دستی ترسیم شده است. بر این اساس قابلیت انتقال آبخوان شیروان از حدود ۵۰ تا ۱۵۰ مترمربع بر روز برآورد شده است. جهت محاسبه آبدهی ویژه آبخوان شیروان از سه روش آزمون پمپاژ، روش تجربی بر اساس لاگ گمانه‌ها و بیلان آب زیرزمینی استفاده شد. مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان با استفاده از این سه روش به ترتیب حدود ۳، ۳ و ۸ درصد برآورد شده است. بنابراین، در مجموع آبدهی ویژه آبخوان شیروان بین ۳ تا ۸ درصد (متوسط حدود ۵ درصد) برآورد شده است.

کلمات کلیدی: شیروان، قابلیت انتقال، آبدهی ویژه، بیلان آب زیرزمینی

## مقالات برگرفته از این پایان نامه

۱. تکابی ا. جعفری ه. (۱۳۹۳)، "تخمین قابلیت انتقال آبخوان شیروان با استفاده از داده‌های ظرفیت ویژه"، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین شناسی ایران، تهران.
۲. تکابی ا. جعفری ه. (۱۳۹۴)، "تلفیق نتایج روش‌های مختلف در ترسیم نقشه پراکندگی ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان شیروان"، سومین سمپوزیوم بین المللی محیط زیست و منابع آب، دانشگاه خواجه نصیر الدین توسی، تهران.



## فهرست مطالب

عنوان	شماره صفحه
چکیده .....	۵
<b>فصل اول: مقدمه .....</b>	<b>۱</b>
۱-۱- بیان مسأله و ضرورت انجام تحقیق .....	۱
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی محدوده مورد مطالعه .....	۲
۳-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه .....	۳
۴-۱- زمین شناسی منطقه .....	۶
۱-۴-۱- چینه شناسی منطقه .....	۷
۲-۴-۱- تکتونیک منطقه .....	۱۲
۵-۱- ژئومورفولوژی منطقه .....	۱۳
۶-۱- هیدروژئولوژی منطقه .....	۱۴
<b>فصل دوم: مروری بر مطالعات گذشته .....</b>	<b>۱۷</b>
۱-۲- مقدمه .....	۱۷
۲-۲- روش‌های محاسبه هدایت هیدرولیکی .....	۱۸
۱-۲-۲- روش فرمولی .....	۱۸
۲-۲-۲- روش آزمایشگاهی .....	۲۳
۳-۲-۲- روش ردیابی .....	۲۵
۴-۲-۲- روش گمانه آزمایشی .....	۲۵
۵-۲-۲- آزمایش پمپاژ .....	۲۶
۶-۲-۲- سایر روش‌های محاسبه هدایت هیدرولیکی .....	۲۹
۱-۶-۲-۲- روش ظرفیت ویژه .....	۲۹
۲-۶-۲-۲- روش‌های ژئوفیزیکی .....	۳۱

۳۵	۳-۲- محاسبه آبدهی ویژه .....
۳۵	۳-۳-۱- روش‌های آزمایشگاهی .....
۳۷	۳-۳-۲- روش‌های صحرایی .....
۴۰	۳-۳-۲- سایر روش‌های محاسبه آبدهی ویژه .....
۴۳	<b>فصل سوم: روش انجام کار .....</b>
۴۳	۳-۱- مقدمه .....
۴۳	۳-۲- بررسی آزمون‌های پمپاژ در آبخوان شیروان .....
۴۳	۳-۳- محاسبه قابلیت انتقال آبخوان شیروان به روش ظرفیت ویژه .....
۴۴	۳-۴- محاسبه قابلیت انتقال آبخوان شیروان به روش لاگ گمانه .....
۴۴	۳-۵- محاسبه قابلیت انتقال آبخوان شیروان به روش بیلان .....
۴۷	<b>فصل چهارم: ارزیابی پارامترهای هیدرودینامیکی آبخوان شیروان.....</b>
۴۷	۴-۱- مقدمه .....
۴۷	۴-۲- ارزیابی ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان بر اساس نتایج آزمون پمپاژ .....
۵۳	۴-۳- برآورد ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان .....
۵۳	۴-۳-۱- برآورد قابلیت انتقال .....
۵۳	۴-۳-۱-۱- روش ظرفیت ویژه .....
۵۹	۴-۳-۱-۲- روش تجربی بر اساس لاگ گمانه‌ها .....
۶۳	۴-۳-۱-۳- تلفیق روش‌ها در تخمین قابلیت انتقال آبخوان شیروان .....
۶۵	۴-۳-۲- برآورد آبدهی ویژه .....
۶۵	۴-۳-۲-۱- روش تجربی بر اساس لاگ گمانه‌ها .....
۶۷	۴-۳-۲-۲- روش بیلان آب زیرزمینی.....
۷۴	۴-۳-۳- تلفیق نتایج روش‌ها در تخمین آبدهی ویژه آبخوان شیروان .....

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات ..... ۷۵

۵-۱- نتایج ..... ۷۵

۵-۲- پیشنهادات ..... ۷۷

منابع ..... ۷۹

## فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی دشت شیروان و راه‌های دسترسی به آن ..... ۳
- شکل ۱-۲- نمودار آمبروترمیک دشت شیروان بر اساس اطلاعات آماری ۱۰ ساله (۸۹-۱۳۷۹) ..... ۶
- شکل ۱-۳- نقشه زمین‌شناسی حوضه آبریز شیروان ..... ۱۵
- شکل ۱-۲- اندازه‌گیری ضریب هدایت هیدرولیکی خاک در آزمایشگاه با نفوذسنج ..... ۲۳
- شکل ۲-۲- نمودار سه بعدی طبقه‌بندی بافت که ارتباط بین اندازه دانه و آبدهی ویژه را نشان می‌دهد ..... ۳۶
- شکل ۱-۴- مقادیر قابلیت انتقال بر اساس چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری در سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۸۷ ..... ۵۰
- شکل ۲-۴- هیدروگراف معرف آبخوان شیروان ..... ۵۱
- شکل ۳-۴- مقادیر آبدهی ویژه بر اساس نتایج آزمایش پمپاژ چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری در سال ۱۳۸۷ ..... ۵۲
- شکل ۴-۴- تغییرات ظرفیت ویژه (Q/s) در محدوده آبخوان شیروان ..... ۵۵
- شکل ۵-۴- تخمین قابلیت انتقال (T) بر اساس داده‌های ظرفیت ویژه (رابطه تجربی ۴-۱) و تغییرات آن ..... ۵۶
- شکل ۶-۴- تخمین قابلیت انتقال (T) بر اساس داده‌های ظرفیت ویژه (رابطه تجربی ۴-۲) و تغییرات آن ..... ۵۷
- شکل ۷-۴- مقایسه مقادیر قابلیت انتقال بر اساس نتایج آزمایش پمپاژ سال ۱۳۴۹ و روش ظرفیت ویژه ..... ۵۸
- شکل ۸-۴- مقادیر قابلیت انتقال بر اساس لاگ چاه‌ها و تغییرات آن در آبخوان شیروان ..... ۶۲
- شکل ۹-۴- مقادیر قابلیت انتقال محاسبه شده براساس آزمون پمپاژ، ظرفیت ویژه و لاگ گمانه ..... ۶۴
- شکل ۱۰-۴- نقشه هم‌قابلیت انتقال آبخوان شیروان با تلفیق نتایج آزمون پمپاژ، لاگ چاه‌ها و روش ظرفیت ویژه ..... ۶۵
- شکل ۱۱-۴- مقادیر آبدهی ویژه (Specific yield) بر اساس لاگ چاه‌ها و تغییرات آن در آبخوان شیروان ..... ۶۶
- شکل ۱۲-۴- نقشه هم‌پتانسیل آبخوان شیروان (۱۳۸۹) ..... ۷۰

## فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۱- آمار بارندگی و درجه حرارت در دشت شیروان در دوره آماری ۱۳۷۹-۱۳۸۹ ..... ۴
- جدول ۲-۱- طبقه‌بندی دمارتن ..... ۵
- جدول ۱-۲- روابط تجربی بین قابلیت انتقال و ظرفیت ویژه در محیط‌های هیدروژئولوژی مختلف ..... ۳۲
- جدول ۲-۲- بخشی از تخلخل مؤثر محاسبه شده توسط آبدهی ویژه برای لیتولوژی‌های مختلف ..... ۴۲
- جدول ۱-۴- اطلاعات آزمایش پمپاژ انجام شده بر روی چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری ..... ۴۹
- جدول ۲-۴- اطلاعات دبی ( $Q_{max}$ )، افت حداکثر ( $S_{max}$ ) و... تعدادی از چاه‌های موجود در آبخوان شیروان ..... ۵۴
- جدول ۳-۴- مقایسه مقادیر قابلیت انتقال محاسبه شده بر اساس آزمایش پمپاژ سال ۱۳۸۷ و ظرفیت ویژه ..... ۵۹
- جدول ۴-۴- مقادیر هدایت هیدرولیکی رسوبات مختلف در شرایط صحرائی ..... ۶۰
- جدول ۵-۴- برآورد قابلیت انتقال آبخوان شیروان به روش تجربی بر اساس لاگ حفاری‌ها ..... ۶۱
- جدول ۶-۴- تخمین آبدهی ویژه صحرائی بافت‌های غالب رسوبات ..... ۶۶
- جدول ۷-۴- نحوه محاسبه حجم جریان آب زیرزمینی ورودی به آبخوان آبرفتی دشت شیروان ..... ۶۹
- جدول ۸-۴- نحوه محاسبه حجم جریان آب زیرزمینی خروجی از آبخوان آبرفتی دشت شیروان ..... ۷۱
- جدول ۹-۴- محاسبه بیلان آبخوان آبرفتی شیروان در سال آبی ۹۰-۱۳۸۹ ..... ۷۳

## فصل اول: مقدمه

### ۱-۱- بیان مسأله و هدف از انجام تحقیق

با توجه به اهمیت و نقش حیاتی آب در زندگی بشر سعی بر این است که بهترین و کارآمدترین روش-های مدیریتی و کارشناسی در زمینه مسائل آب به کار گرفته شود. در این راستا از جمله پارامترهای مورد نیاز که در حل بسیاری از مسائل هیدروژئولوژی نظیر بیلان، مدل ریاضی و ... مهم و ضروری می‌باشد، ضرایب هیدرودینامیک بوده که شامل قابلیت انتقال (T) و ضریب ذخیره (S) می‌باشند. در محاسبه بیلان برای اندازه‌گیری مقدار آب ورودی و خروجی و تغییرات ذخیره سفره، دستیابی به مقدار دقیق قابلیت انتقال و ضریب ذخیره ضروری است. ضرایب هیدرودینامیکی از پارامترهای مهم در حل اکثر مسائل هیدروژئولوژی می‌باشد، به همین منظور برای برآورد ضرایب هیدرودینامیک برای شرایط مختلف (رژیم دائم یا غیردائم) از روش‌های متنوعی استفاده می‌شود. بدون شک آزمون پمپاژ دقیق ترین و قابل‌اعتمادترین روش صحرایی تخمین ضرایب هیدرودینامیک آبخوان‌ها می‌باشد. به هر حال انجام تعداد زیاد این آزمون‌ها به دلیل مسائل اقتصادی و به ویژه هزینه‌های بسیار بالای حفاری تقریباً غیرعملی می‌باشد. به همین جهت اغلب هیدروژئولوژیست‌ها به دنبال استفاده از تکنیک‌های مطمئن ساده‌تر و البته ارزان‌تر برای ارزیابی غیرمستقیم این ضرایب می‌باشند.

با توجه به لزوم تعیین ضرایب هیدرودینامیک سفره‌های آب زیرزمینی در مقیاس منطقه‌ای و از سوی دیگر غیرعملی بودن بسیاری از روش‌های استاندارد موجود به دلیل هزینه‌های بسیار زیاد، ارائه روش-های نوین تعیین ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان‌ها در راستای مدیریت بهتر منابع آبی اجتناب‌ناپذیر

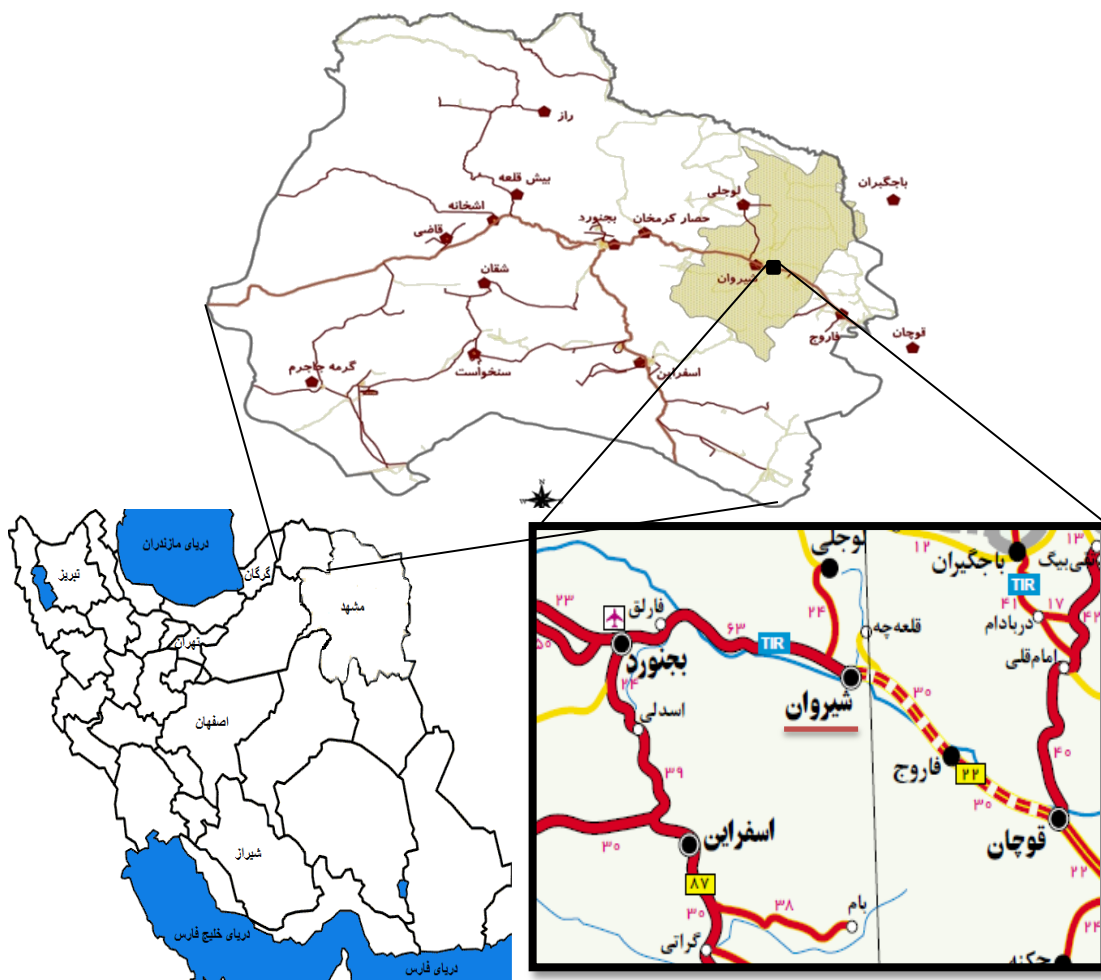
می‌باشد. در این راستا هدف از تحقیق حاضر برآورد ضرایب هیدرودینامیک (S, T) آبخوان شیروان بر اساس روش‌های نوین موجود و ارزیابی این روش‌ها در محاسبه این ضرایب می‌باشد.

## ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی محدوده مورد مطالعه

شهرستان شیروان از شمال به کشور جمهوری ترکمنستان و از جنوب و جنوب غرب به شهرستان اسفراین و کوه بینالود، از غرب با شهرستان بجنورد و از شرق با شهرستان قوچان دارای مرز مشترک می‌باشد. شهر شیروان با مساحت ۳۷۸۹ کیلومتر مربع در مجاورت رود اترک بین دو رشته‌کوه کپه‌داغ در شمال و آلاداغ در جنوب قرار گرفته است.

با توجه به نقشه راه‌های منطقه، شهر شیروان توسط جاده آسفالت به طول ۶۳ کیلومتر با مرکز استان خراسان شمالی در ارتباط است. نزدیک‌ترین شهر از شرق شیروان، فاروج بوده که می‌توان از طریق جاده آسفالت به طول ۳۶ کیلومتر به آن دسترسی پیدا کرد. اسفراین از طریق جاده آسفالت به طول ۱۲۹ کیلومتر با شهر شیروان در ارتباط است. شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

دشت شیروان در قسمت مرکزی محدوده مطالعاتی شیروان با مختصات ۳۷ تا ۳۸ درجه شمالی و ۵۷/۵ تا ۵۸/۵ درجه شرقی و در شرق استان خراسان شمالی واقع شده است. این دشت در برگیرنده آبخوان اصلی شیروان بوده که تأمین‌کننده بخش عمده‌ای از منابع آب در محدوده مذکور می‌باشد. وسعت کل حوضه آبخیز دشت شیروان ۲۵۹۴ کیلومتر مربع می‌باشد که ۴۰۴ کیلومتر مربع از آن را دشت و ۲۱۹۰ کیلومتر مربع از آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهد.



شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی دشت شیروان و راه‌های دسترسی به آن

### ۱-۳- آب و هوای منطقه مورد مطالعه

به منظور بررسی وضعیت اقلیمی منطقه مورد مطالعه، از اطلاعات مربوط به ایستگاه شیروان استفاده شده است. مقادیر درجه حرارت و بارندگی برای یک دوره ۱۰ ساله (۸۹-۱۳۷۹) در جدول (۱-۱) ارائه شده است.



جدول ۱-۱) آمار بارندگی و درجه حرارت در دشت شیروان در دوره آماری ۱۳۷۹-۱۳۸۹  
(شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی، ۱۳۹۱)

زمان (ماه)	میانگین بارندگی ماهانه (میلی‌متر)	میانگین درجه حرارت ماهانه (درجه سانتی‌گراد)
مهر	۳/۹	۱۶/۷
آبان	۲۲/۱	۱۰/۱
آذر	۲۹/۳	۳/۴
دی	۱۹/۷	۰/۳
بهمن	۲۶/۴	۱/۵
اسفند	۳۹/۳	۶/۸
فروردین	۴۸/۵	۱۱/۸
اردیبهشت	۳۱/۴	۱۶/۸
خرداد	۱۲/۴	۲۰/۹
تیر	۷/۴	۲۴/۹
مرداد	۸	۲۴/۵
شهریور	۴/۳	۲۱/۷
میانگین سالانه	۲۵۲/۷	۱۳/۲۹

با توجه به آمار ارائه شده از ایستگاه شیروان بیشترین میزان بارندگی مربوط به سال آبی ۸۸-۱۳۸۷ با ۳۲۱ میلی‌متر و کمترین آن مربوط به سال آبی ۸۷-۱۳۸۶ با مقدار ۱۴۹/۵ میلی‌متر می‌باشد. در این دوره ده ساله بیشترین مقدار بارندگی در فروردین ماه و کمترین مقدار بارندگی در مهر ماه رخ داده است. حداکثر و حداقل دما به ترتیب در ماه‌های تیر و دی می‌باشد. دمارتن (De Martonne) با توجه به میانگین دما و بارش سالیانه معادله زیر را برای تعیین اقلیم ارائه نمود:

$$I = \frac{P}{T+10} \quad \text{فرمول (۱-۱)}$$

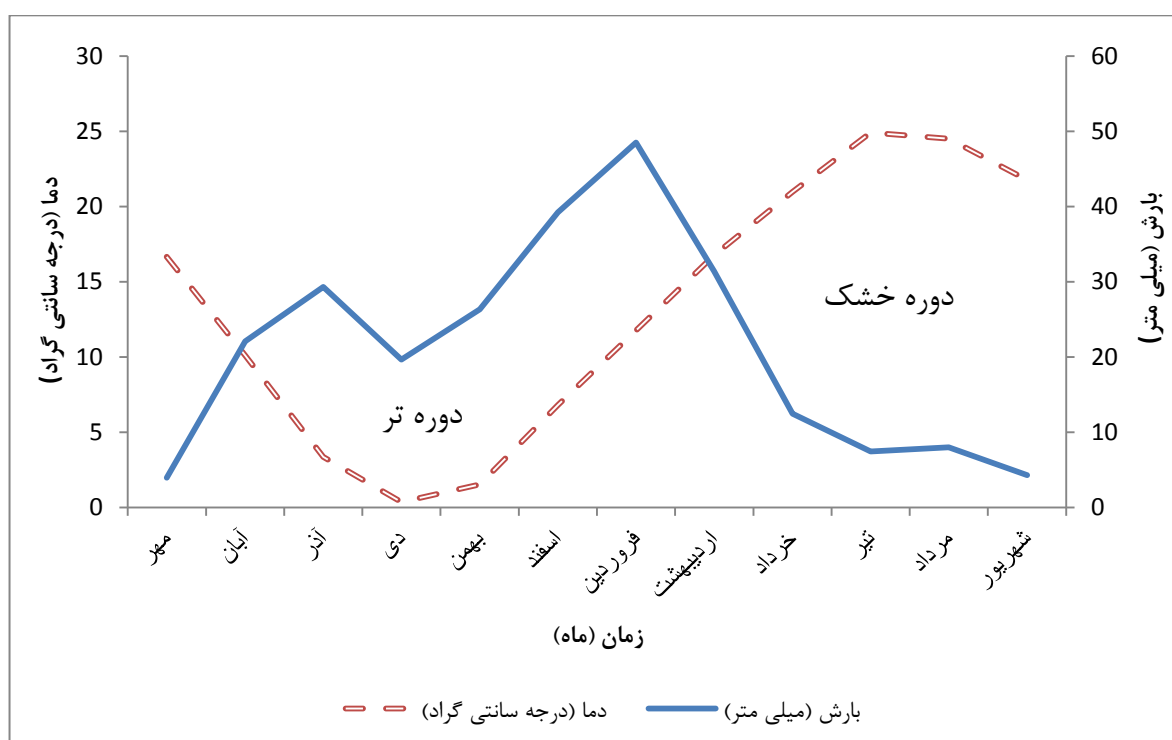
که در این معادله P متوسط بارندگی سالیانه (میلی‌متر)، T متوسط دمای سالیانه (درجه سانتی‌گراد) و I ضریب خشکی می‌باشد.

پس از محاسبه ضریب خشکی، نوع اقلیم با توجه به جدول (۲-۱) مشخص می‌شود. با توجه به متوسط بارندگی و دمای سالیانه در دشت شیروان ضریب I برابر با ۱۰/۵۶ بوده و بنابراین با توجه به جدول (۲-۱)، اقلیم منطقه از نوع نیمه خشک می‌باشد.

جدول (۲-۱) طبقه‌بندی دمارتن (به نقل از علیزاده ۱۳۹۰)

نام اقلیم	محدوده ضریب خشکی دمارتن (I)
خشک	کوچکتر از ۱۰
نیمه خشک	۱۰ تا ۱۹/۹
مدیترانه‌ای	۲۰ تا ۲۳/۹
نیمه مرطوب	۲۴ تا ۲۷/۹
مرطوب	۲۸ تا ۳۴/۹
بسیار مرطوب	بزرگتر از ۳۵

نمودار آمبروترمیک منطقه بر اساس تغییرات میانگین ماهانه دمای هوا و بارندگی ترسیم شده و در شکل (۲-۱) ارائه شده است. طبق نمودار آمبروترمیک که مشخص‌کننده دوره تر و خشک در یک سال است، در زمان‌هایی که میانگین بارندگی بیشتر از میانگین دما می‌باشد، دوره تر و در غیر این صورت دوره خشک اتفاق می‌افتد. بر طبق این نمودار، دوره تر در محدوده مورد مطالعه از اواسط آبان ماه تا اواسط اردیبهشت ماه بوده و بقیه سال دوره خشک می‌باشد.



شکل ۱-۲) نمودار آمبروترمیک دشت شیروان بر اساس اطلاعات آماری ۱۰ ساله (۱۳۷۹-۸۹)

#### ۱-۴- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بررسی خصوصیات چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه و تأثیر آن‌ها بر کیفیت و کمیت آب زیرزمینی می‌تواند در مطالعات هیدروژئولوژیکی یک منطقه نقش تعیین‌کننده‌ای داشته باشد. دشت شیروان از دیدگاه زمین‌شناسی بخشی از زون کپه داغ محسوب می‌گردد. این دشت، بخشی از ناودیس شیروان-قوچان با محور شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد که رسوبات پلیوکواترنر و کواترنر در قسمت میانی آن به عنوان مخزن اصلی آب زیرزمینی عمل نموده است. در این بخش انواع سازندها و تشکیلات مهم زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس گزارش شرکت مهندسی مشاورین آبنمود توس (۱۳۸۷) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شیروان ارائه شده است.

### ۱-۴-۱- چینه‌شناسی منطقه

توالی رسوبی در محدوده مطالعاتی شیروان از آهک‌های ژوراسیک شروع شده و تا دوره ائوسن ادامه داشته (شکل ۱-۳) که در ادامه توضیح داده می‌شوند:

#### مزوزوئیک

##### ❖ سازند مزدوران ( $J_{mz}$ )

جنس این سازند شامل دولومیت و آهک‌های دولومیتی ضخیم و صخره‌ساز ژوراسیک فوقانی می‌باشد. پراکندگی و گسترش این سازند در حوضه مطالعاتی بسیار کم و محدود به جنوبی‌ترین بخش‌های حوضه می‌باشد که با مرزی فرسایشی و به صورت هم‌شیب در زیر سازند شوربچه قرار گرفته است. مساحت این سازند در حوضه مطالعاتی کم بوده و تنها ۳۵ کیلومتر مربع را در بر گرفته است (مهندسین مشاور آبنمود توس ۱۳۸۷).

##### ❖ سازند شوربچه ( $K_{sh}$ )

این سازند از ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز همراه با شیل، کمی ژئوپس و آهک الیتی تشکیل یافته است. وجود و حضور این سازند نشان از فراهم شدن شرایط پسروری دریا در آغاز کرتاسه و ته نشست رسوبات قاره‌ای است. گسترش این واحد بسیار کم و محدود به باند باریکی در بخش‌هایی از جنوب حوضه می‌باشد. این سازند در شمال قوچان و ارتفاعات جنوبی در سطحی معادل ۲۲۶ کیلومتر مربع رخنمون دارد. مساحت رخنمون این سازند ۳۷ کیلومتر مربع بوده که ۱/۴۹ درصد از کل حوضه آبریز شیروان را در بر می‌گیرد.

مرز زیرین با مزدوران و مرز بالایی با سازند تیرگان تدریجی است. به علت وجود شیل و رس در بین طبقات ماسه‌سنگی نفوذپذیری کمی داشته و وجود لایه‌های گچی در مسیر جریان‌های زیرزمینی و یا سطحی سبب کاهش کیفیت آب می‌گردد (شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱).

### ❖ سازند تیرگان ( $K_{tr}$ )

این سازند با سن کرتاسه زیرین از آهک‌های الیتی متوسط تا ضخیم لایه و اوربیتولین دار و آهک مارنی همراه با لایه‌های مارنی خاکستری رنگ تشکیل شده است. این سازند به صورت هم‌شیب و پیوسته در زیر سازند سرچشمه و روی سازند شوربچه قرار گرفته است. رخنمون این سازند گسترش وسیعی در بخش‌های شمال و جنوب حوضه دارد و مساحتی بالغ بر ۸۳۰ کیلومتر مربع را در برمی‌گیرد که ۳۳/۱۶ درصد از کل حوضه آبریز شیروان می‌باشد. با توجه به ترکیب لیتولوژیک، این سازند اثر مثبتی بر کیفیت آب دارد. این سازند کربناتی اصلی‌ترین واحد سنگی سیماساز منطقه می‌باشد (شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱).

### ❖ سازند سرچشمه ( $K_{sr}$ )

لیتولوژی این سازند شامل مارن خاکستری و شیل همراه با میان لایه‌های آهکی نازک می‌باشد. با توجه به جنس این سازند، انحلال آن در مسیر جریان‌های سطحی و یا قرارگیری در مجاورت سفره آب زیرزمینی سبب نامطلوب شدن کیفیت آب می‌گردد. رخنمون این سازند در شمال شرق حوضه آبریز شیروان مشاهده می‌شود که سبب نامطلوب شدن کیفیت آب می‌گردد.

### ❖ سازند سنگانه ( $K_{sn}$ )

این سازند از شیل سیاه رنگ و لایه‌های نازک آهکی با ضخامت زیاد تشکیل شده است. ضخامت این سازند به طور متوسط حدود ۶۰۰ متر می‌باشد. به دلیل گسترش محدود در شمال حوضه و فاصله زیاد این سازند از دشت و همچنین نفوذپذیری پایین نقش مؤثری در تغذیه آبخوان ندارد (مهندسين مشاور آب‌نمود توس ۱۳۸۷).

### ❖ سازند آتامیر ( $K_{at}$ )

این سازند از ماسه‌سنگ گلاکونیتی سبز زیتونی ضخیم‌لایه تا توده‌ای و شیل‌های گلاکونیتی با میان-لایه‌های ماسه‌سنگ گلاکونیتی تشکیل شده است. این سازند در شمال حوضه آبریز شیروان رخنمون دارد و به طور هم‌شیب بر روی سازند سنگانه قرار می‌گیرد.

### ❖ سازند آبدراز ( $K_{ab}$ )

از سنگ آهک ماسه‌ای خاکستری روشن متوسط تا ضخیم‌لایه متناوب با سنگ آهک مارنی ریزدانه یکنواخت تشکیل شده است و خود دارای میان‌لایه‌های شیل خاکستری است. مرز زیرین به صورت پیوسته و هم‌شیب بر روی سازند آتامیر جای می‌گیرد.

## سنوزوئیک

### ❖ سازند کلات ( $K_{kt}$ )

این سازند از سنگ آهک تخریبی به همراه میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ آهکی به رنگ کرم تا قهوه‌ای است. این واحد تنها در یال‌های ناودیس شیخ در شمال غرب حوضه آبریز دشت شیروان رخنمون دارد. سازند کلات به طور هم‌شیب روی سازند آبدراز قرار گرفته است. این سازند به دلیل ضخامت کم و نیمه تراوا بودن از نظر پتانسیل منابع آب اهمیت زیادی ندارد.

### ❖ سازند خانگیران ( $E_k$ )

این سازند شامل تناوبی از شیل آهکی و ماسه‌سنگ است. به دلیل این که سطح زیرین سازند خانگیران توسط فرسایش از بین رفته و نهشته‌های نئوژن با دگرشیبی بر روی آن قرار گرفته‌اند، تعیین ضخامت واقعی آن در محدوده مطالعاتی غیرممکن است. سن این سازند ائوسن در نظر گرفته شده است. مساحت آن در حوضه ۱ کیلومتر مربع می‌باشد (مهندسین مشاور آب‌نمود توس ۱۳۸۷).

### ❖ رسوبات نئوژن (ng)

این رسوبات بیشتر شامل سیلت، ژئپس و مارن و کنگلومرای ناپیوسته می‌باشد. این رسوبات به دلیل غیرقابل نفوذ بودن به عنوان سنگ کف منطقه و دشت شیروان در نظر گرفته شده است.

### ❖ واحد $PL^C$

از کنگلومرای خاکستری با جورشدگی و گردشگی ضعیف تشکیل شده است. در بخش‌های زیرین این واحد میان‌لایه‌های مارن دیده می‌شود. این واحد به دلیل نوع لیتولوژی، نوع سیمان، بافت و موقعیت آن نسبت به نهشته‌های آبرفتی در برخی مناطق می‌تواند به عنوان سنگ بستر سفره‌های آب زیرزمینی باشد. این واحد مساحتی بالغ بر ۴۸ کیلومتر مربع داشته و ۱/۹۳ درصد از مساحت حوضه را شامل می‌شود.

### ❖ واحد $PLQ^C$

از تناوب لایه‌های کنگلومرای خاکستری و طبقات رس تشکیل شده است. بخش کنگلومرای این واحد از قطعات ناهمسان با گردشگی متوسط و جورشدگی ضعیف در زمینه‌ای آواری تشکیل شده است. مساحت این واحد بالغ بر ۲۱۵ کیلومتر مربع است که ۸/۶ درصد از کل مساحت حوضه می‌باشد.

### ❖ رسوبات آبرفتی دوران چهارم

نهشته‌های آبرفتی دوران چهارم شامل لس‌ها، تراس‌های آبرفتی و مخروطه‌افکنه‌ها می‌باشند که سطح دشت و کف دره‌ها را پوشانده‌اند. این نهشته‌ها توسط رودخانه‌ها حمل شده و اغلب از قلوه سنگ، ریگ، شن، ماسه همراه با مقدار زیادی رس تشکیل شده است.

آبرفت‌های جوان با دانه‌بندی متوسط تا درشت با نفوذپذیری خوب در بستر رودخانه‌ها محل خوبی برای تغذیه آبخوان اصلی دشت می‌باشد (آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱).

#### ❖ واحد Qt1

این واحد به صورت انباشته‌های مخروط افکنه در دامنه‌های پرشیب بر روی واحدهای سنگی گسترده شده است. ذرات متشکله این انباشته‌ها حاصل فرسایش طبقات سنگی بلندی‌های پیرامون است و با سیمان رسی و تا حدی سیلتی متراکم گردیده‌اند. در نتیجه این انباشته‌ها دارای تخلخل کمی بوده و نقش قابل توجهی در تشکیل مخازن آب زیرزمینی ندارند. بیشترین گسترش این واحد در بخش جنوب شرقی حوضه مشاهده می‌شود. مساحت این واحد بالغ بر ۳۰۶ کیلومتر مربع است که بعد از سازند تیرگان و سرچشمه بیشترین وسعت را دارا می‌باشد.

#### ❖ واحد Qt2

نهشته‌های آبرفتی جدید شامل رسوبات منفصل و سست است که با وسعت زیاد در مرکز حوضه دیده می‌شود و مخازن آب زیرزمینی را در خود جای داده است. بافت این آبرفت‌ها از آبرفت‌های قدیمی دانه ریزتر و دارای ماسه، سیلت و رس می‌باشد. این واحد از جهت منابع آب زیرزمینی بسیار با اهمیت می‌باشد. گسترش این واحد ۲۳۹ کیلومتر مربع و ۹/۵۴ درصد از کل حوضه را شامل می‌شود.

#### ❖ واحد Q<sup>al</sup>

این واحد شامل نهشته‌های جوان عهد حاضر است که در بستر رودخانه‌ها و مسیل‌ها دیده می‌شود. این رسوبات شامل آبرفت‌های دانه درشت تا دانه متوسط با نفوذپذیری بالا می‌باشد، که می‌تواند آبخوان اصلی دشت را تغذیه نماید. مساحت در برگیرنده این واحد بالغ بر ۶۹ کیلومتر مربع می‌باشد که تنها ۲/۷۴ درصد از کل حوضه را شامل می‌شود.



## ۱-۴-۲- تکتونیک منطقه

زمین‌ساخت محدوده مطالعاتی شیروان از سیستم کپه‌داغ تبعیت می‌نماید و از چند رشته چین-خوردگی‌های نسبتاً موازی با امتداد شمال غرب - جنوب شرق تشکیل یافته که در تمامی قسمت شمالی از حدود گرگان تا مرز افغانستان ادامه دارد.

دشت قوچان - شیروان بر روی ناودیس وسیعی با محور شمال غرب - جنوب شرق قرار گرفته که شروع این ناودیس بزرگ از حدود شیروان و خاتمه آن بعد از مشهد می‌باشد. این ناودیس که از رسوبات آبرفتی و لایه‌های قرمز چین‌خورده نئوژن پر شده، سیستم کپه‌داغ را از ارتفاعات بینالود جدا می‌نماید. چین‌خوردگی‌های بخش مرکزی کپه‌داغ که تقریباً دشت قوچان - شیروان در جنوب آن واقع می‌باشد، توسط گسل‌های عرضی با امتداد تقریبی شمال غرب - جنوب شرق، جابجایی افقی حاصل نموده است. این گسل‌ها اکثراً موازی می‌باشد و به علت طول زیاد، چندین گسل از ارتفاعات شمالی وارد دشت مذکور می‌شود. گسل‌های مهم منطقه شامل زون گسلی تبارک، گسل یادگار، گسل قوچان، زون گسلی شمال زوباران، گسل نوقاب، گسل قلعه صفا، گسل قره چه قلازلو، زون گسلی زیدر، گسل لوجلی، زون گسلی توکور و زون گسلی سیساب می‌باشند. میزان جابجایی این گسل‌ها نسبتاً زیاد و گاهی به چندین کیلومتر می‌رسد که در تغذیه سفره آب زیرزمینی و تغییر کیفیت آب منطقه نقش بسزایی را ایفا می‌نماید. دسته دیگری از گسل‌های موجود در منطقه (ارتفاعات شمال) روند تقریبی شرقی - غربی دارد که جابجایی افقی چندانی را ایجاد نکرده ولی جابجایی عمودی لایه‌ها را سبب شده است. علی‌رغم وجود دو دسته گسل با امتداد متفاوت در ارتفاعات شمالی دشت، ارتفاعات جنوبی منطقه فاقد گسل‌های با روند مشخص و قابل توجه می‌باشد (آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱).

## ۱-۵- ژئومورفولوژی منطقه

دشت شیروان در زون ساختاری کپه‌داغ قرار گرفته است. تغییرات مورفولوژی منطقه مورد مطالعه نسبتاً جوان بوده به نحوی که توپوگرافی منطقه رابطه مستقیم با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. به این ترتیب که تاقدیس‌ها ارتفاعات و ناودیس‌ها سبب تشکیل دشتهای میان کوهی، دره‌ها و نواحی پست شده‌اند. بیشترین ارتفاعات مربوط به سازند آهکی تیرگان در بخش شمال، شمال شرق و شرق حوضه آبریز شیروان و سازند مزدوران در بخش جنوبی منطقه می‌باشد. از این نواحی به سمت بخش مرکزی ارتفاع به تدریج کاهش می‌یابد. طرح دندریتی آبراهه‌ها عمدتاً در واحدهای شیلی و مارنی و نهشته‌های آبرفتی و لس‌ها گسترش یافته است. آبراهه‌های موازی در دامنه‌های گسلی دیده می‌شود. این طرح اغلب در کنگلومراها و مارن‌ها گسترش دارد. بر اساس ارتفاع، شیب و برخی پدیده‌های ژئومورفولوژی حوضه آبریز به دو واحد کوهستان و دشت تفکیک شده است.

واحد کوهستان شامل ارتفاعات سنگی و دامنه‌های پرشیب است که از نظر ساختار زمین‌شناسی بر روی رخنمون‌های چین خورده و گسلیده سنگ‌های آهکی، دولومیت و ماسه‌سنگ ایجاد شده‌اند. از پدیده‌های ژئومورفولوژیکی متداول بر روی این واحد می‌توان به دره‌های مستقیم ۷ شکل، دره‌های مآندری فرسایشی، رخنمون سنگی، واریزه‌های دامنه‌ای، الگوی آبراهه دندریتی و داربستی، دامنه‌های اغلب نامنظم و ناپایدار و به صورت محدود منظم اشاره نمود. واحد دشت در اثر فروروشینی تکتونیکی و فرسایشی و پوشیده شدن آن توسط نهشته‌های کواترنر تشکیل شده است. این واحد شامل دشتهای وسیع و هموار آبرفتی و میان کوهی است که با شیب کمتر از ۱۵ درصد گسترش یافته‌اند. در این واحد از بالادست به سمت پائین‌دست کاهش شیب و افزایش پوشش خاک و نهشته‌های آبرفتی دیده می‌شود (آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱).

## ۱-۶- هیدروژئولوژی دشت شیروان

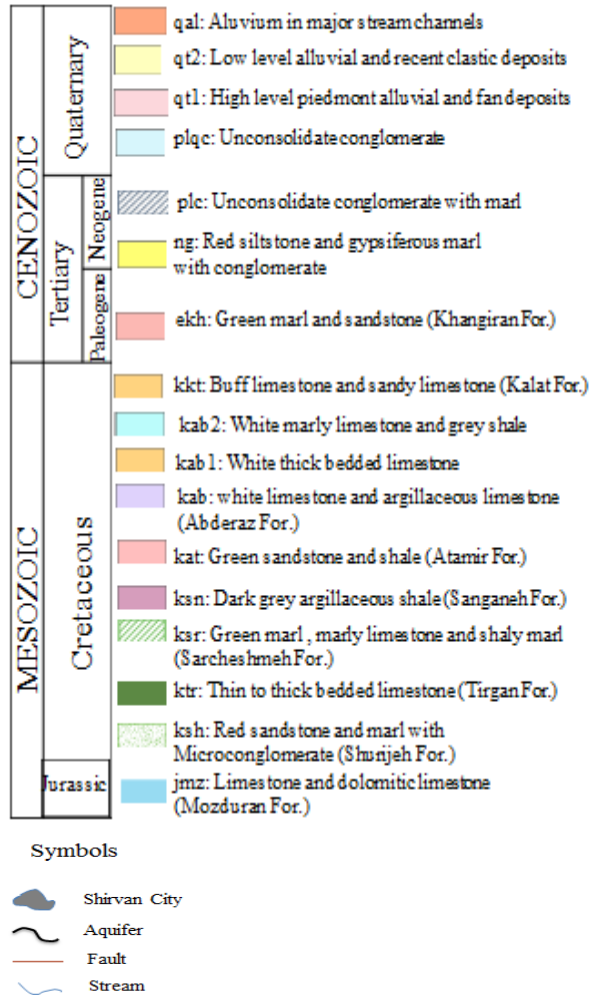
دشت شیروان در شرق و جنوب شرق استان خراسان شمالی، در فاصله تقریبی ۵۵ کیلومتری غرب بجنورد واقع شده و در برگیرنده آبخوان اصلی شیروان می‌باشد.

بررسی‌های ژئوفیزیکی و حفاری‌های اکتشافی و پمپاژ انجام شده در منطقه نشانگر این است که ستبرای لایه آبرفت در سطح دشت متجاوز از ۲۰۰ متر بوده و ضخامت سفره از ۵۰ تا ۶۰ متر متغیر است.

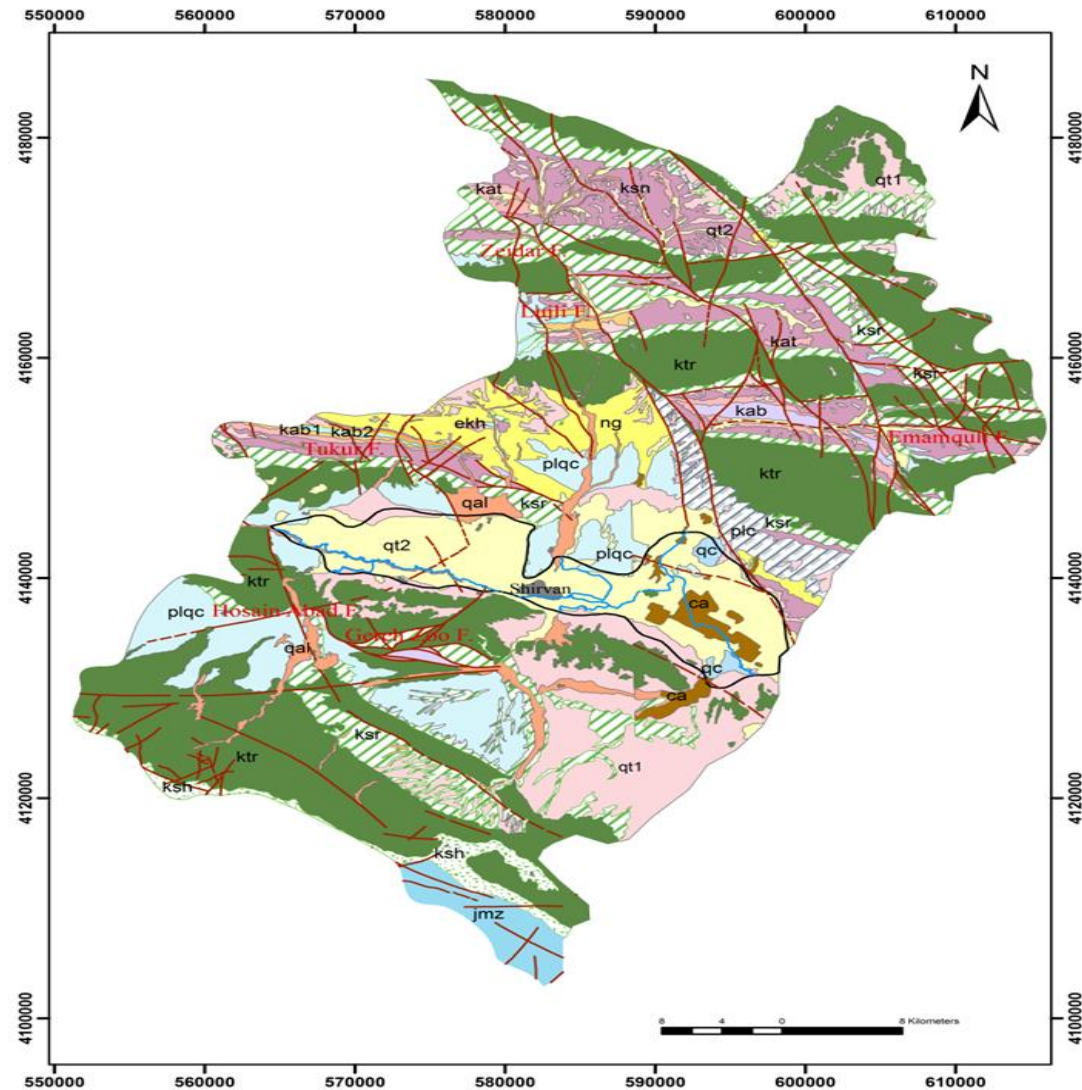
بررسی نقشه هم‌پتانسیل آبخوان شیروان نشان می‌دهد که جهت جریان آب زیرزمینی شمال شرق- جنوب غرب می‌باشد. همچنین تغذیه سفره آب زیرزمینی از تمامی مرز آبخوان و تخلیه سفره آب زیرزمینی از منطقه غربی دشت صورت می‌گیرد. با بررسی هیدروگراف واحد کل آبخوان دشت شیروان مشاهده می‌شود که سطح آب زیرزمینی سالیانه نزدیک به یک متر افت می‌کند.

در آبخوان شیروان بر اساس آخرین آماربرداری منابع آب از تعداد ۳۴۳ حلقه چاه سالانه معادل ۵۹/۴ میلیون مترمکعب بهره‌برداری به عمل می‌آید که این میزان تقریباً نیمی از کل تخلیه منابع آبی در این محدوده می‌باشد. تعداد ۱۱ رشته قنات در محدوده آبخوان وجود دارد و هیچ چشمه‌ای در این محدوده قرار نگرفته است. الگوی مصرف آب چاه‌ها در محدوده آبخوان دشت شیروان نشان می‌دهد نزدیک به ۹۰ درصد از تخلیه چاه‌ها جهت مصارف کشاورزی بوده و مابقی معمولاً برای مصارف شرب استفاده می‌شود. سهم سایر بخش‌ها از جمله صنعت در الگوی مصرف آب چاه‌ها ناچیز است.

**LEGEND**



شکل (۳-۱) نقشه زمین شناسی حوضه آبریز شیروان





## فصل دوم: مروری بر مطالعات گذشته

### ۲-۱- مقدمه

ضرایب هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی شامل ضریب نفوذپذیری (Hydraulic Conductivity)، قابلیت انتقال (Transmissivity) و ضریب ذخیره (Storage Coefficient) می‌باشند. ضریب نفوذپذیری یا هدایت هیدرولیکی (K) نشان‌دهنده سهولت حرکت آب در داخل محیط متخلخل بوده که تابعی از خصوصیات ذرات نمونه خاک یا سنگ و خصوصیات مایع می‌باشد. قابلیت انتقال (T) توانایی ستونی به ارتفاع ضخامت سفره آب و عرض واحد را در انتقال آب نشان می‌دهد و برابر حاصل-ضرب هدایت هیدرولیکی (K) در ضخامت سفره (b) می‌باشد (شمسایی ۱۳۷۷).

ضریب ذخیره (S) عبارتست از حجم آبی که یک منشور قائم از لایه آبدار با سطح مقطع واحد به ازای تغییر واحد در ارتفاع سطح پیزومتری پس می‌دهد یا ذخیره می‌کند. این ضریب، عدد بدون بعدی است که به درصد بیان می‌گردد. مقدار S به دو عامل فشردگی یا تراکم مواد در نمونه سنگ یا خاک و انبساط آب در نمونه سنگ یا خاک بستگی دارد. مقدار ضریب ذخیره در سفره‌های تحت فشار متناسب با ضخامت لایه آبدار از  $10^{-3}$  تا  $10^{-7}$  متغیر می‌باشد. ضریب ذخیره در لایه آبدار آزاد عبارتست از حجم آبی که بتوان از واحد سطح قسمت لایه آبدار به ازای یک واحد تغییر در ارتفاع سطح ایستابی بدست آورد. در لایه‌های آبدار آزاد ضریب ذخیره با آبدهی ویژه برابر بوده و مقدار آن از ۰/۰۲ تا ۰/۳ تغییر می‌نماید (شمسایی ۱۳۷۷).

در لایه آبدار آزاد، اندازه‌گیری ضریب ذخیره مشکل‌تر از اندازه‌گیری آن در لایه آبدار تحت فشار می‌باشد. مقدار ضریب ذخیره که به وسیله آزمایش پمپاژ محاسبه می‌گردد می‌تواند نوع سفره آب زیرزمینی از لحاظ آزاد یا تحت فشار بودن را مشخص نماید (شمسایی ۱۳۷۷).

در این فصل، مروری بر مطالعات پیشین در ارتباط با روش‌های موجود برای تخمین ضرایب هیدرودینامیک ارائه شده است.

## ۲-۲- روش‌های محاسبه هدایت هیدرولیکی

روش‌های مختلفی برای تعیین هدایت هیدرولیکی وجود دارد که شامل روش‌های فرمولی، آزمایشگاهی، ردیابی، روش گمانه آزمایشی و آزمایش پمپاژ می‌باشند (Todd and Mays 2005). روش‌های صحرائی و آزمایشگاهی پرهزینه و زمان‌بر بوده و انجام آن‌ها با مشکلاتی همراه می‌باشد. به همین دلیل روش‌های تخمین هدایت هیدرولیکی با استفاده از فرمول‌های تجربی بر اساس خصوصیات فیزیکی خاک و سنگ توسعه یافته که در ادامه توضیح داده شده است.

### ۲-۲-۱- روش فرمولی

روابط زیادی ارائه شده که رابطه بین هدایت هیدرولیکی و خواص محیط تراوا را ارائه می‌دهند. روابط تراوایی بیشتر به صورت زیر دیده می‌شوند:

$$K = cd^2 \quad (۱-۲)$$

یا

$$K = f_s f_d d^2 \quad (۲-۲)$$

که در این روابط  $c$  ضریب بدون بعد،  $f_s$  فاکتور شکل،  $f_d$  فاکتور تخلخل و  $d$  قطر ذرات می‌باشد. ناهمگن بودن و تنوع ذرات سفره باعث می‌شود این روش‌ها کارایی لازم را نداشته باشد. به همین خاطر برای تعیین هدایت هیدرولیکی روش‌های دیگر ترجیح داده می‌شوند (Todd and Mays 2005). هیزن (Hazen 1893) برای بدست آوردن ضریب هدایت هیدرولیکی به خصوص در خاک‌های ماسه-ای، رابطه‌ای را به شکل  $K = C d_{10}^2$  پیشنهاد نمود که می‌توان برای تخمین هدایت هیدرولیکی مورد استفاده قرار داد. در این رابطه  $K$  ضریب هدایت هیدرولیکی برحسب سانتی‌متر بر ثانیه و  $C$  عدد ثابتی

است که مقدار آن برای شن نرم ۰/۴-۰/۸ برای شن متوسط ۰/۸-۱/۲ و برای شن درشت ۱/۲-۱/۵ می‌باشد.  $d_{10}$  نیز قطر مؤثر ذرات برحسب میلی‌متر است (قطری از دانه‌های خاک که ۱۰ درصد ذرات خاک از آن کوچک‌تر باشد). این رابطه بر اساس مشاهدات هیزن روی ماسه‌های شسته شده و تمیز بدست آمده و وجود رس و لای در خاک باعث می‌شود که مقدار بدست آمده از فرمول با واقعیت مطابقت نداشته باشد. رابطه هیزن به صورت زیر قابل ارائه است:

$$K = \frac{g}{v} \times 6 \times 10^{-4} [1 + 10(n - 0.26)] d_{10}^2 \quad (3-2)$$

که در این رابطه  $K$  ضریب هدایت هیدرولیکی،  $g$  شتاب ثقل زمین،  $v$  لزجت سینماتیکی و  $n$  تخلخل می‌باشد. رابطه هیزن در اصل برای تعیین هدایت هیدرولیکی شن و ماسه یکنواخت ارائه شده است. اما می‌توان برای شن و ماسه ریز هم به کار برد، مشروط به این که ذرات دارای ضریب یکنواختی کمتر از ۵ و قطر مؤثر بین ۰/۱ و ۳ میلی‌متر باشند.

اسلیچر (Slitcher 1899) رابطه (۴-۲) را ارائه داد که بیشترین کاربرد آن برای ذرات با اندازه‌ی بین ۰/۰۱ تا ۵ میلی‌متر می‌باشد.

$$K = \frac{g}{v} \times 1 \times 10^{-2} n^{3.287} d_{10}^2 \quad (4-2)$$

در مواردی که ضریب جورشدگی بین  $6.1 \times 10^{-3}$  و  $10.7 \times 10^{-3}$  قرار بگیرد از فرمول ترزاقی (Terzaghi 1925) استفاده می‌شود. بیشترین کاربرد فرمول ترزاقی (رابطه ۵-۲) برای ماسه‌های دانه درشت می‌باشد.

$$K = \frac{g}{v} \times C_t \times \left[ \frac{n-0.13}{\sqrt[3]{1-n}} \right]^2 \times d_{10}^2 \quad (5-2)$$

فرمول کوزنی-کارمن (Koznay- Carman) که به صورت رابطه (۶-۲) ارائه شده از مقبولیت بالایی برخوردار است و از آن برای محاسبه‌ی نفوذپذیری به عنوان تابعی از مشخصات خاک‌های متوسط دانه استفاده می‌شود.

$$K = \frac{g}{v} \times 8.3 \times 10^{-3} \left[ \frac{n^3}{(1-n)^3} \right] d_{10}^2 \quad (6-2)$$



رابطه (۶-۲) در اصل توسط کوزنی (Kozeny 1927) پیشنهاد شد و پس از آن توسط کارمن (Carman 1937, 1956) ارائه گردید. این فرمول برای خاک‌های با اندازه مؤثر بیش از ۳ میلی‌متر یا برای خاک‌های رسی مناسب نیست (Carrier 2003).

بیر (Beyer 1964) رابطه (۷-۲) را ارائه داد که اغلب برای مواد با توزیع غیر یکنواخت و جورشدگی ضعیف دانه‌ها با ضریب یکنواختی ۱ تا ۲۰ و قطر مؤثر بین ۰/۰۶ تا ۰/۶ میلی‌متر مناسب است.

$$K = \frac{g}{v} \times 6 \times 10^{-4} \log \frac{500}{u} d_{10}^2 \quad (۷-۲)$$

فرمول USBR (U.S. Bureau of Reclamation) با استفاده از  $d_{20}$ ، هدایت هیدرولیکی را محاسبه می‌کند. این فرمول بیشتر برای ماسه‌های متوسط دانه با ضریب یکنواختی کمتر از ۵ مناسب است.

$$K = \frac{g}{v} \times 4.8 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3} d_{20}^2 \quad (۸-۲)$$

وکویک و سورو (Vukovic and Soro 1992) پس از جمع‌بندی روابط مختلف تجربی رابطه کلی (۲-۲) را ارائه دادند:

$$K = \frac{g}{v} \cdot C \cdot f(n) \cdot d_e^2 \quad (۹-۲)$$

که در آن  $K$  ضریب هدایت هیدرولیکی،  $g$  شتاب ثقل زمین،  $v$  لزجت سینماتیکی،  $C$  ضریب دسته‌بندی،  $f(n)$  تابع تخلخل و  $d_e$  قطر مؤثر ذرات خاک است.

الیمانی و سن (Alyamani and Sen 1993)، با بررسی ۳۲ نمونه خاک شنی جمع‌آوری شده در عربستان سعودی و استرالیا ارتباط بین هدایت هیدرولیکی اشباع و قطر ذرات را به صورت رابطه (۲-۲) (۱۰) را ارائه کردند.

$$K = 1300 [I_0 + 0.025 (d_{50} - d_{10})]^2 \quad (۱۰-۲)$$

که در آن  $K$  هدایت هیدرولیکی،  $I_0$  محل تقاطع خطی که از  $d_{50}$  و  $d_{10}$  می‌گذرد با محور اندازه ذرات (بر اساس میلی‌متر) و  $d_{10}$  قطر مؤثر و  $d_{50}$  قطری که ۵۰ درصد ذرات خاک از آن کوچکتر باشد. به طور خلاصه نتایج تحقیقات چنچ و چن (Cheng and Chen 2007) نشان داد که روابط USBR و اسلیچر نسبت به مابقی مدل‌های مورد بررسی مقادیر کمتری را نشان می‌دهند.

نتایج تحقیقات پیندر و سلیا (Pinder and Celia 2006) نشان داد که روش بیر برای آنالیز در خاک-های با ضریب یکنواختی کم بسیار مناسب است. کاریر (Carrier 2003) نشان داد که مقادیر ضریب هدایت هیدرولیکی بدست آمده از روش کوزنی-کارمن (Kozeny-Carman 1956) نسبت به روش هیزن (Hazen 1893) دارای دقت بالایی است.

اودونگ (Odong 2007) نشان داد که مقادیر ضریب هدایت هیدرولیکی بدست آمده از روش الیمانی و سن (Alyamani and Sen 1993) برای خاک‌های خوب دانه‌بندی شده دارای دقت بالایی است. اودونگ (Odong 2007) چندین معادله تجربی محاسبه ضریب هدایت هیدرولیکی با استفاده از توزیع اندازه ذرات خاک را مورد ارزیابی قرار داد. نتایج وی نشان داد که فرمول کوزنی-کارمن بهترین برآوردکننده ضریب هدایت هیدرولیکی در بسیاری از تجزیه و تحلیل‌ها است و ممکن است حتی برای طیف گسترده‌ای از انواع گوناگون خاک مناسب باشد.

متوسل و محمدی (۱۳۹۱) با توجه به فراوانی اطلاعات لاگ حفاری چاه‌های اکتشافی و مشاهده‌ای در اکثر دشت‌ها و آبخوان‌های کشور اقدام به برآورد هدایت هیدرولیکی به روش آنالیز فازی به کمک اطلاعات لاگ حفاری در دشت بوشکان کردند. بر این اساس اطلاعات توصیفی لاگ حفاری چاه‌های انتخاب شده در دشت بوشکان با در نظر گرفتن طول مقاطع مختلف در هر چاه به منحنی دانه‌بندی تبدیل شده است.

منحنی‌های دانه‌بندی تولید شده طی فرآیند تبدیل فازی به کمک مجموعه‌های مختلف معادل هدایت هیدرولیکی هم پوشانی داده شده و نهایتاً برای هر چاه مقدار هدایت هیدرولیکی برآورد شده است. این روش می‌تواند به عنوان مرحله اول و قبل از کالیبراسیون مدل ریاضی جهت ترفیع نتایج مدل ریاضی و سهولت فرآیند کالیبراسیون مورد استفاده قرار گیرد.

سی و سه مرده و همکاران (۱۳۹۲)، تعداد ۲۵ سری نمونه خاک با بافت شنی را مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاصله از بررسی روابط تجربی موجود نشان داد که رابطه تجربی اسلیچر بیشترین دقت را

جهت برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع داشته است و رابطه بیر کمترین دقت را جهت برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع دارا بوده است.

لشکری پور و همکاران (۱۳۹۲) ارتباط بین هدایت هیدرولیکی و دانه بندی خاکها در پروژه قطار شهری شیراز مورد بررسی قرار داده و روابط زیر را ارائه نمودند.

$$K = 89.307 \times D(30)^3 - 3.1155 \times D(30)^2 + 0.0342 \times D(30) - 7E-05 \quad (11-2)$$

$$K = 0.0001 \times \ln(D(60)) + 0.0005 \quad (12-2)$$

D(30) و D(60) قطری از ذرات خاک است که به ترتیب ۶۰ و ۳۰ درصد ذرات خاک از آن کوچکتر باشد.

## ۲-۲-۲- روش آزمایشگاهی

دو روش استاندارد برای تعیین ضریب هدایت هیدرولیکی نمونه‌های برداشت شده از سفره در آزمایشگاه وجود دارد که شامل آزمایش با بار ثابت و آزمایش با بار افتان می‌باشند. در زیر به طور خلاصه هر دو روش تشریح می‌شود. همچنین در پایان روش غیر رایج آزمایش تحکیم ارائه شده است.

### الف: آزمایش با بار ثابت

در این آزمایش که طرح شماتیک آن در شکل (۱-۲) نمایش داده شده است. دبی آب ورودی طوری تنظیم می‌شود که اختلاف بار بین آب ورودی و خروجی طی زمان آزمایش ثابت باقی بماند. بعد از ثابت شدن مقدار دبی ورودی و اختلاف بار، مقدار دبی خروجی توسط یک ظرف مدرج، در مدت زمان مشخص اندازه‌گیری می‌شود. فرمول مربوط به محاسبه هدایت هیدرولیکی (K) در این روش به صورت زیر می‌باشد.

$$K = \frac{LQ}{H\pi R^2} \quad (13-2)$$

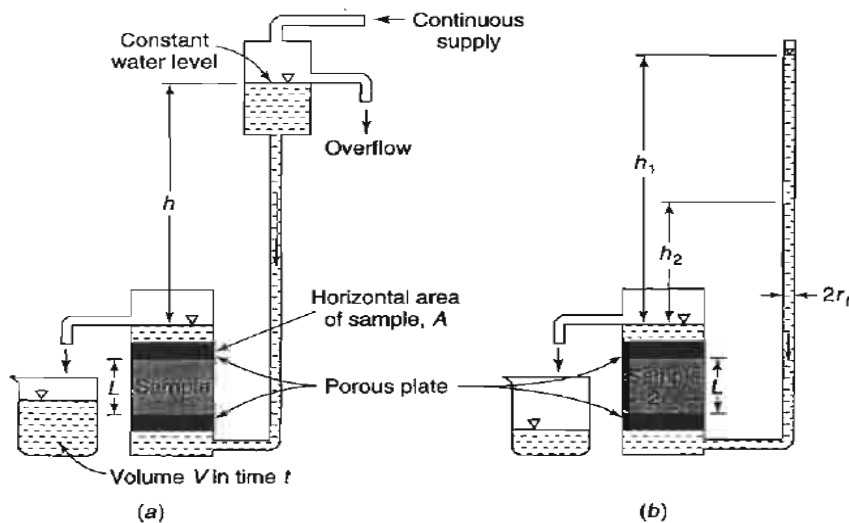
که در این رابطه L طول نمونه، Q دبی جریان، H کل افت بار ایجاد شده در دو طرف نمونه و R شعاع نمونه خاک می‌باشد (Todd and Mays 2005).

### ب: آزمایش بار نزولی

اصول کلی دستگاه آزمایش تعیین ضریب هدایت هیدرولیکی با پتانسیل نزولی (شکل ۱-۲) به این نحو است که آب از طریق یک لوله قائم وارد خاک می‌شود. در زمان  $t=0$  اختلاف بار در دو طرف نمونه برابر  $H_1$  می‌باشد. پس از این که آب از میان نمونه خاک جریان یافت در زمان  $t$  اختلاف بار در دو طرف نمونه به  $H_2$  می‌رسد. در این روش، ضریب هدایت هیدرولیکی از رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$K = \frac{Lr^2}{tR^2} \ln \frac{H_1}{H_2} \quad (14-2)$$

که در این رابطه  $H_1$  و  $H_2$  اختلاف بار در دو طرف نمونه به ترتیب در زمان صفر و هنگام پایان آزمایش،  $L$  طول نمونه،  $r$  شعاع لوله قائم حاوی آب،  $t$  زمانی که لازم است تا مقدار بار از  $H_1$  به  $H_2$  برسد و  $R$  شعاع نمونه خاک می‌باشد (Todd and Mays 2005).



شکل ۱-۲) اندازه‌گیری ضریب هدایت هیدرولیکی خاک در آزمایشگاه با روش a- بار ثابت، b- بار افتان

(Todd and Mays 2005).

### آزمایش تحکیم:

اگرچه هنوز آزمایشات تحکیم به طور وسیعی در زمینه هیدرولوژی آب‌های زیرزمینی استفاده نشده است، اما استفاده از آن‌ها در مسائل نشت و همچنین میزان نشست زمین در اثر پمپاژ آب بسیار سودمند است. بر اساس تئوری تحکیم (peck et al. 1974) مقدار  $K$  از رابطه (۲-۱۵) بدست می‌آید (کاشف ۱۳۸۸).

$$K = c_v m_v \gamma_w \quad (۲-۱۵)$$

$c_v$  ضریب تحکیم ( $\text{cm}^2/\text{s}$ )،  $m_v$  تراکم‌پذیری عمودی خاک ( $\text{cm}^2/\text{g}$ ) و  $\gamma_w$  وزن مخصوص آب می‌باشند.

وقتی که این ضرایب به وسیله آزمایشات تحکیم تعیین می‌شوند میزان  $K$  به سادگی از رابطه فوق بدست می‌آید.

روش‌های آزمایشگاهی دارای معایبی می‌باشد که از جمله می‌توان به دست خورده بودن نمونه اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه اشاره نمود. با فرض این که نمونه دست خورده نباشد شاید  $K$  در آن جهتی که آب حرکت می‌کند را نتوان در آزمایشگاه اندازه‌گیری کرد. همچنین چند نمونه از یک دشت نمی‌توانند نماینده کل سفره مورد نظر باشد (Todd and Mays 2005).

### ۲-۲-۳- روش ردیابی

در این روش هدایت هیدرولیکی به وسیله اندازه‌گیری فاصله زمانی که ماده ردیابی بین دو چاه حرکت می‌کند محاسبه می‌شود.

$$K = \frac{\alpha L^2}{ht} \quad (۲-۱۶)$$

که در رابطه (۲-۱۶)  $\alpha$  تخلخل،  $L$  فاصله چاه‌های مربوطه،  $h$  اختلاف سطح آب در دو تا چاه و  $t$  فاصله زمانی حرکت ماده ردیاب بین دو چاه می‌باشد.

اگرچه این روش ساده می‌باشد اما به دلیل محدودیت‌های صحرایی ممکن است نتایج تقریبی حاصل گردد. از جمله معایب این روش این است که چاه‌ها بایستی نزدیک باشند تا زمان آزمایش طولانی نشود و همچنین برای تعیین دقیق جهت جریان لازم است چند چاه حفر شود که غیراقتصادی می‌باشد. همچنین اگر سفره چند لایه با مقادیر مختلف  $K$  باشد،  $K$  حاصل از این روش مربوط به لایه‌ای بوده که بیشترین هدایت هیدرولیکی را دارد و برابر میانگین سفره نمی‌باشد (Todd and Mays 2005).

#### ۲-۲-۴- روش گمانه آزمایشی

در این آزمایش یک چاهک آزمایشی به قطر ۱۰ یا ۲۰ سانتی‌متر و حداکثر تا عمق ۶ متر حفر می‌شود و سپس آب درون گمانه بیرون کشیده می‌شود. این آزمایش در محل‌هایی که بایستی زهکشی صورت گیرد تا سطح آب پایین بیافتد صورت می‌گیرد و در آن زمان بالا آمدن آب در داخل چاهک اندازه‌گیری می‌شود. هر چه سرعت بالا آمدن آب بیشتر باشد هدایت هیدرولیکی بیشتر می‌باشد. محاسبه  $K$  با این روش در محدوده گمانه، ممکن است عیب قابل توجهی برای هدفی که توسط این آزمایش دنبال می‌شود نباشد. در این روش مقدار هدایت هیدرولیکی با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Todd and Mays 2005).

$$K = \frac{c}{864} \frac{dy}{dt} \quad (۱۷-۲)$$

که در این فرمول  $C$  ضریب بدون بعد و  $\frac{dy}{dt}$  نرخ بالا آمدن آب در چاهک می‌باشد.

#### ۲-۲-۵- آزمایش پمپاژ

آزمایش پمپاژ برای دستیابی به دو هدف کلی زیر انجام می‌پذیرد:

الف- تعیین ضرایب هیدرودینامیکی لایه آبدار ب- تعیین قدرت آبدهی چاه و افت آن

انجام آزمایش پمپاژ برای تعیین ظرفیت و قدرت آبدهی چاه ساده بوده زیرا در این حالت وجود چاه‌های پیزومتری ضروری نیست و افت، تنها در خود چاه اصلی اندازه‌گیری می‌شود (صداقت ۱۳۸۸). اصولاً دو نوع آزمایش پمپاژ قابل انجام می‌باشد که شامل آزمایش رفت و آزمایش برگشت می‌باشند.

#### ۱- آزمایش افت

آزمایش پمپاژی را گویند که با برداشت آب از چاه و اندازه‌گیری تغییرات سطح آب نسبت به سطح استاتیک اولیه همراه است. پس از اندازه‌گیری داده‌های افت- زمان در پیزومتر مجاور چاه پمپاژ مقادیر  $S$  و  $T$  سفره به روش‌های مختلف از جمله روش تایس یا ژاکوب محاسبه می‌گردد. فرضیات لازم برای استفاده از معادله تایس شامل موارد زیر می‌باشد.

- سفره باید همگن و همسان باشد.
- ضخامت سفره یکنواخت باشد.
- مساحت سفره وسیع و گسترده باشد.
- قبل از پمپاژ سطح پیزومتریک افقی باشد.
- چاه پمپاژ به تمامی ضخامت سفره نفوذ کرده باشد.
- جریان به داخل چاه در تمام نقاط افقی باشد.
- قطر چاه به طور فوق العاده کوچک بوده و ذخیره در آن قابل اغماض باشد.
- راندمان چاه پمپاژ صد در صد بوده و جریان به داخل چاه خطی باشد.

مقادیر متوسط  $S$  و  $T$  می‌تواند در مجاورت چاه پمپاژ از یک یا چند چاه مشاهده‌ای با پمپاژ ثابت با اندازه‌گیری داده‌های افت و زمان بدست آیند. فرمول تایس به صورت زیر می‌باشد:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} w(u) \quad (18-2)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (19-2)$$

که در این رابطه  $s$  میزان افت در یک سیکل لگاریتمی،  $Q$  دبی پمپاژ،  $T$  قابلیت انتقال،  $r$  فاصله چاه مشاهده‌ای از چاه پمپاژ و  $S$  ضریب ذخیره می‌باشد.

در روش ژاکوب پس از ترسیم داده‌های افت-زمان در یک کاغذ نیمه لگاریتمی از روابط زیر برای محاسبه مقادیر قابلیت انتقال و ضریب ذخیره استفاده می‌شود:

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta s} \quad (20-2)$$

$$S = \frac{2.25Tt_0}{r^2} \quad (21-2)$$

که در این رابطه  $\Delta s$  میزان افت در یک سیکل لگاریتمی،  $Q$  دبی پمپاژ،  $T$  قابلیت انتقال،  $t_0$  زمان از شروع پمپاژ،  $r$  فاصله چاه مشاهده‌ای از چاه پمپاژ و  $S$  ضریب ذخیره می‌باشد.

## ۲- آزمایش برگشت

این آزمایش که در واقع با تزریق مجازی دبی برداشت شده در چاه با خاموش شدن پمپ انجام می‌گیرد، آزمایش برگشت نامیده می‌شود. می‌توان با پمپاژ از چاه برای مدتی، سطح آب آن را به سطح دینامیک پمپاژ نزدیک نمود و سپس پمپاژ را متوقف و برگشت سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای و چاه اصلی را اندازه‌گیری و مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. در آزمایش برگشت باید توجه نمود زمانی که پمپ خاموش می‌شود مقداری آب در لوله انتقال آب از محل پمپ تا سطح زمین وجود دارد که با توقف پمپاژ این آب به درون چاه برمی‌گردد و سطح آب درون چاه را بالا می‌آورد. مقدار این بالآمدگی هر چه سطح دینامیک چاه ژرف‌تر و قابلیت انتقال آبخوان کمتر باشد بیشتر است. این بالآمدگی در اندازه‌گیری‌های اولیه بیشترند و به تدریج با گذشت زمان و به طور عموم پس از ده دقیقه به مقدار ناچیزی می‌رسد. از نتایج این آزمایش فقط قابلیت انتقال آبخوان ( $T$ ) به صورت زیر قابل محاسبه می‌باشد.



$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta S'} \quad (22-2)$$

که در رابطه (۲۲-۲)  $Q$  دبی و  $\Delta S'$  افت باقیمانده می‌باشد.

یک آزمایش کامل شامل آزمایش رفت آب در مرحله اول و آزمایش برگشت آب در مرحله دوم می‌باشد. در آزمایش‌هایی که به دلیل محدودیت موجود، اندازه‌گیری افت در داخل چاه اصلی بدون پیزومتر انجام می‌شود به دلیل تشدید افت، روش افت آب جهت محاسبه ضرایب هیدرودینامیکی مناسب نبوده و لازم است روش برگشت آب انجام شود. به هر حال در صورت امکان اندازه‌گیری افت در پیزومتر، انجام کامل آزمایش رفت و برگشت آب مناسب‌تر خواهد بود.

برای تحلیل و ارزیابی آزمون پمپاژ چاه‌ها جهت برآورد هدایت هیدرولیکی آبخوان از مرحله رفت و برگشت آزمون پمپاژ می‌توان استفاده کرد. اطلاعات مرحله برگشت آزمون پمپاژ از اطلاعات مرحله رفت آزمون پمپاژ قابل اعتمادتر است. زیرا مرحله برگشت آزمون پمپاژ در دبی ثابت انجام می‌شود، در حالی که ثابت نگه داشتن دبی در طی پمپاژ در شرایط صحرائی معمولاً به سختی بدست می‌آید.

نسیمی و محمدی (۱۳۹۱) به بررسی مرحله برگشت آزمون پمپاژ به کمک روش‌های تایس (فرض آبخوان محبوس)، نیومن (فرض افت آبی سطح آب در آبخوان آزاد)، مونچ (فرض آزادشدن تدریجی آب از منطقه غیراشباع آبخوان آزاد) و تارتاکوفسکی- نیومن (فرض زهکشی تأخیری و جریان سه بعدی در محیط اشباع و غیراشباع آبخوان آزاد) پرداخته‌اند. نتایج آن‌ها نشان داد که محاسبه هدایت هیدرولیکی آبخوان آزاد بر اساس فرضیات روش برگشت تایس می‌تواند تا ۲۶۸/۳۹ درصد خطا ایجاد کند، در حالی که بر اساس فرضیات روش‌های برگشت نیومن، مونچ و تارتاکوفسکی-نیومن، درصد خطا حداکثر ۷/۲۹ درصد می‌باشد.

## ۲-۲-۶- سایر روش‌های محاسبه هدایت هیدرولیکی

### ۲-۲-۶-۱- روش ظرفیت ویژه (Specific storage)

داده‌های ظرفیت ویژه به طور معمول نسبت به داده‌های آزمایش پمپاژ فراوانی بیشتری داشته و در دسترس می‌باشند. ظرفیت ویژه از تقسیم دبی چاه به افت بدست می‌آید. روابط تئوری بین ظرفیت ویژه و قابلیت انتقال برای دو حالت شرایط پایدار و ناپایدار ارائه شده است.

تامسون و همکاران (Thomasson et al. 1960) از معادله تیم-دوپویی استفاده کردند.

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r} \quad (23-2)$$

که در رابطه فوق  $s$  افت درچاه پمپاژ،  $Q$  نرخ تخلیه ثابت از چاه،  $T$  قابلیت انتقال آبخوان و  $R$  شعاع چاه می‌باشد.

تامسون و همکاران نشان دادند که رابطه خطی بین قابلیت انتقال و ظرفیت ویژه در حالت پایدار در سفره تحت فشار وجود دارد.

$$T = \left( \frac{Q}{s} \right) \frac{1}{2\pi} \ln \frac{R}{r} \quad (24-2)$$

ژاکوب (Jacob 1974) رابطه افت کلی چاه را به صورت زیر ارائه داد:

$$s = BQ + C_t Q^2 \quad (25-2)$$

که در آن  $BQ$  افت آبخوان (aquifer loss) و  $C_t Q^2$  افت چاه (well loss) می‌باشد.

از ترکیب این رابطه با معادله (۲۴-۲) رابطه کلی زیر برای حالت پایدار در سفره محبوس بدست می‌آید.

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r} + C_t Q^2 \quad (26-2)$$

$$T = \frac{1}{2\pi \left[ \left( \frac{s}{Q} - C_t \right) \right]} \ln \frac{R}{r} \quad (27-2)$$

تایس و براون (Theis and Brown 1963) روابط بین ظرفیت ویژه و قابلیت انتقال سفره را برای آبخوان تحت فشار در حالت ناپایدار به صورت زیر ارائه کردند.

$$s = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.3Tt}{r^2 S} \quad (28-2)$$

$$\frac{Q}{s} = \frac{1}{\frac{2.3}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{r^2 S}} \quad (29-2)$$

رزاق و هانتلی (Razack and Huntley 1991) با آنالیز ۲۱۵ جفت داده قابلیت انتقال و ظرفیت ویژه چاه‌های حوضه‌ی هاوز (سفره آبرفتی هتروژن) به این نتیجه رسیدند که روابط تجربی بین قابلیت انتقال و ظرفیت ویژه خطای کمتری نسبت به راه‌های تحلیلی ایجاد می‌کند. بهترین و مناسب‌ترین رابطه برای مجموعه اطلاعات موجود در حوضه هاوز  $T = 0.36 \left(\frac{Q}{s}\right)^{0.67}$  می‌باشد، که واحد قابلیت انتقال و ظرفیت ویژه مترمربع بر ثانیه می‌باشد. فرم عمومی معادله به صورت زیر می‌باشد:

$$T = k \left(\frac{Q}{s}\right)^{0.67} \quad (30-2)$$

اگر مقادیر برحسب مترمربع بر روز باشد رابطه مربوط به حوضه هاوز به صورت  $T = 15.3 \left(\frac{Q}{s}\right)^{0.67}$  می‌باشد.

سری واستاو و همکاران (Srivastav et al. 2007) با آنالیز داده‌های موجود در دره دون هندوستان رابطه تجربی زیر را ارائه دادند. در این رابطه واحد قابلیت انتقال و ظرفیت ویژه مترمربع بر روز می‌باشد

$$T = 22.9 \left(\frac{Q}{s}\right)^{0.67} \quad (31-2)$$

بررسی‌ها نشان می‌دهد روابط تجربی بین قابلیت انتقال و ظرفیت ویژه خطای کمتری نسبت به روابط تحلیلی ایجاد می‌نماید. در این راستا انواع فرمول‌های تجربی برای محاسبه قابلیت انتقال با استفاده از داده‌های ظرفیت ویژه در محیط‌های مختلف ارائه شده که تعدادی از آن‌ها در جدول (۱-۲) آورده شده است (Srivastav et al. 2007).

## ۲-۶-۲-۲- روش‌های ژئوفیزیکی

### روش ژئوالکتریک

روش ژئوالکتریک ابزاری مؤثر برای ثابت کردن چارچوب زمین‌شناسی زیرسطحی یک ناحیه می‌باشد. افراد مختلفی از سال ۱۹۶۹ مطالعاتی در رابطه با ویژگی‌های هیدرولیکی و ژئوالکتریک انجام دادند. مزک و همکاران (Mazac et al. 1985) همبستگی بین سفره و پارامترهای ژئوالکتریک در هر دو زون اشباع و غیر اشباع آبخوان را آنالیز کردند. دی لیما و نیواس (De Lima and Niwas 2000) مقاومت الکتریکی و پارامترهای پلاریزاسیون را بررسی نموده و اطلاعات مستقیمی درباره‌ی هدایت هیدرولیکی ماتریکس ماسه‌سنگ دریافتند. یحیی و همکاران (Yehia et al. 2004) سونداژ مقاومت ژئوالکتریک را برای ارزیابی آب زیرزمینی در دو ناحیه مختلف در مصر استفاده کردند.

هدف اصلی تفسیر داده مقاومتی، تعیین درست مقاومت ویژه و ضخامت لایه‌های مختلف برای ملاحظات تئوری است. روش‌های مقاومتی سطحی به طور رایج در تحقیقات آب زیرزمینی بکار برده شدند. نتایج بدست آمده از تفسیر داده‌های مقاومتی، ضخامت و مقاومت ویژه لایه‌های زیرسطحی می‌باشد. از این داده‌ها پارامترهای Dar-Zarrouk که مقاومت عرضی (R) و واحد هدایت طولی (C) است می‌تواند محاسبه شود.

$$C = \frac{h}{\rho} \text{ و } R = \rho \cdot h \quad (32-2)$$

اگر مواد سفره ایزوتوپ و هموزن باشند، در یک برش عرضی واحد دارای ضخامت (h)، ارتباط پارامترهای هیدرولیکی و الکتریکی به صورت زیر برقرار می‌باشد:

$$T = K\sigma R \quad (33-2)$$

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (34-2)$$

که در این رابطه  $\sigma$  رسانایی الکتریکی،  $\rho$  مقاومت وسیله و K هدایت هیدرولیکی می‌باشد.

رابطه مستقیم بین  $T$  سفره و  $R$  در روش ژئوالکتریک در سفره‌های آبرفتی روش قابل اطمینانی است که برای تخمین  $T$  به کار می‌رود. همچنین یک تکنیک ارزان برای محاسبه پارامترهای هیدرولیکی و توصیف سیستم حوضه سفره می‌باشد (Mashayekhi et al. 2010).

جدول ۱-۲) روابط تجربی بین قابلیت انتقال ( $T$ ) و ظرفیت ویژه ( $Q/s$ ) برحسب مترمربع بر روز در محیط‌های هیدروژئولوژی مختلف (Srivastav et al. 2007)

Aquifer	Empirical relation	Correlation coefficient ( $R$ )	Prediction interval in log cycle <sup>a</sup>	No. of data-pairs	Source
Alluvial (Haouz Plain, Morocco)	$T=15.3(Q/s)^{0.67}$	0.63	(~1.2)	215	1
Fluvioglacial-homogeneous (Zealand, Denmark)	$T=C(Q/s)^{0.51-0.64}$	0.39-0.57	-	51	2
Fluvioglacial-heterogeneous (Zealand, Denmark)	$T=C(Q/s)^{0.84-1.07}$	0.72-0.91	-	13-16	2
Limnic sand deposits (Miocene) (Jutland, Denmark)	$T=C(Q/s)^{0.70-0.73}$	0.58-0.76	-	17	2
Piedmont alluvial (Doon Valley, India)	$T=22.9(Q/s)^{0.66}$	0.59	(~1.2)	13	3
Sandstone (Trinity, USA)	$T=2.75(Q/s)^{0.82}$	0.74	~0.9	147	4
Sandstone (Paluxy, USA)	$T=3.16(Q/s)^{0.79}$	0.75	~0.9	28	4
Sandstone (Woodbine, USA)	$T=1.51(Q/s)^{0.91}$	0.67	~1.6	33	4
Sandstone (Edwards-Trinity, USA)	$T=1.07(Q/s)^{1.01}$	0.87	~1.3	21	4
Sandstone (Carrizo-Wilcox, Texas, USA)	$T=1.03(Q/s)^{1.08}$	0.95	~1.0	214	5
Karst (Edwards, Texas, USA)	$T=0.76(Q/s)^{1.08}$	0.94	~1.4	71	6
Karst/carbonate (northwestern Ohio, USA)	$T=3.24(Q/s)^{0.81}$	0.89	~1.0	48	4, 6
Karst/Carbonate (Florida, USA)	$T=1.23(Q/s)^{1.05}$	0.89	~1.2	14	4, 6
Karst/carbonate (Euganean Basin, Italy)	$T=0.85(Q/s)^{1.07}$	0.97	~0.8	45	7
Karst/carbonate (Central Jordan)	$T=1.81(Q/s)^{0.917}$	0.97	~1.3	237	8
Karst/carbonate (Edwards-Trinity, USA)	$T=0.78(Q/s)^{0.98}$	0.91	~1.2	46	4
Fractured batholith (San Diego, USA)	$T=0.12(Q/s)^{1.18}$	0.89	(~1.1)	129	9
Fractured metamorphic and crystalline (Man-Danane, Western Ivory Coast, Africa)	$T=0.33(Q/s)^{1.30}$	0.93	-	118	10
Volcanic (Republic of Djibouti, Africa)	$T=3.64(Q/s)^{0.938}$	0.91	~1.2	48	11
Volcanic (Jeju Island, South Korea)	$T=0.99(Q/s)^{0.89}$	0.94	~1.1 (~0.9)	117	12
Volcanic (Jeju Island, South Korea)	$T=0.45(Q/s)^{1.05}$	-	-	-	13
Different geologic units (Gallatin County, Montana, USA)	$T=0.17(Q/s)^{1.36}$	0.87	-	50	14
Weakly metamorphosed sedimentary rocks (Voltaian Sedimentary Basin, Ghana)	$T=0.78(Q/s)^{1.02}$	0.83	-	23	15

$T$  and  $Q/s$  are in  $m^2/d$ . For a karst aquifer in northwestern Ohio, USA and volcanic aquifer in the Republic of Djibouti, Africa,  $Q/s$  is corrected for well loss. Sources: 1 Razack and Huntley (1991), 2 Christensen (1995), 3 present study, 4 Mace (2000), 5 Mace et al. (2000); cited in Mace (2000), 6 Mace (1997), 7 Fabbri (1997), 8 El-Naqa (1994); cited in Mace (2000), 9 Huntley et al. (1992), 10 Razack and Lasm (2007), 11 Jalludin and Razack (2004), 12 Hamm et al. (2005), 13 Choi (1999); cited in Hamm et al. (2005), 14 Dixon and Custer (2002), 15 Acheampong and Hess (1998)

<sup>a</sup> At the 95% confidence level; values in parenthesis are at the 90% confidence level.

### روش تشدید مغناطیسی پروتون

در عمل نفوذپذیری سنگ‌های متخلخل، غالباً در آزمایشگاه، با استفاده از مغزه یا برش پلاگ‌های کوچک مغزه حاصل از حفاری تعیین می‌شود. در این روش، نفوذپذیری مغزه‌ها در حالت اشباع کامل بدست آورده می‌شود. امروزه از روش‌های چاه‌پیمایی و نگاره‌های مختلف آن برای تعیین نفوذپذیری سازند استفاده می‌کنند که با وجود تلاش‌های صورت گرفته با دقت قابل توجه از نگاره‌های چاه قابل تعیین نبوده است. روش‌های سنتی تهیه نمودار پیوسته نفوذپذیری چاه عمدتاً به تعیین یک سری روابط تجربی بین نگاره‌های تخلخل و ضریب نفوذپذیری تعیین شده توسط مغزه‌ها برمی‌گردد که علی‌رغم مفید بودن در بسیاری از موارد به دلیل نیاز زیاد به داده‌های مغزه و دلایل دیگر کاربردی محدود دارد. روش دیگر استفاده از نگاره‌های کامل موج صوتی است که با استفاده از دامنه و زمان گذر موج استانی (موج لوله‌ای) به تعیین نفوذپذیری سازند می‌پردازد، که به نظر می‌رسد از روش قبلی بهتر باشد. ولی به دلیل نیاز به اطلاعات دیگر، استفاده از مدل‌های مختلف و مشکلات تعیین چگونگی میرایی موج لوله‌ای در شرایط مختلف چاه نتایج مطمئنی ندارد. از میان این روش‌ها، روش جدید و مدرن تشدید مغناطیسی پروتون (PMR)، تنها روش چاه‌پیمایی است که به طور مستقیم نمودار پیوسته‌ای از نفوذپذیری را فراهم می‌کند. این روش علاوه بر تعیین نمودار پیوسته نفوذپذیری قادر است تخلخل مفید سازند، میزان سیال قابل استحصال، نوع سیال و بسیاری از پارامترهای دیگر سازند را تعیین نماید (مرادزاده و قوامی ۱۳۸۰).

### روش MRS

روش سونداژ تشدید هسته‌ای مغناطیسی (MRS) امروزه یکی از روش‌های پذیرفته شده در ژئوفیزیک است که می‌توان با استفاده از آن تشخیص قابل قبولی از حجم آب موجود در بالای عمق ۱۵۰ متری داشت (Plata and Rubio 2008). از MRS برای به دست آوردن قابلیت انتقال و آبدهی ویژه استفاده شده است. روش سونداژ تشدید هسته‌ای مغناطیسی (MRS) یک روش نسبتاً جدید در اکتشاف منابع

آب‌های زیرزمینی است. پاسخ این روش نسبت به وجود آب در لایه‌های زیرزمینی وابسته بوده و پارامترهای اساسی آبخوان نیز می‌تواند توسط این روش بدست آیند.

بوچر و همکاران (Boucher et al. 2009) از داده‌های MRS برای برآورد پارامترهای آبخوان استفاده کردند. هدف اصلی آن‌ها پیشنهاد یک مدل تصویری برای سنجش آبدهی ویژه با روش MRS و هدف دیگر ارزیابی قابل اطمینان از قابلیت انتقال به وسیله MRS با داده‌های آزمون پمپاژ است.

## ۲-۳- روش محاسبه آبدهی ویژه

### ۲-۳-۱- روش‌های آزمایشگاهی

روش‌های آزمایشگاهی عبارتند از روش اشباع نمونه و زهکشی، آنالیز اندازه ذرات، تنش رطوبتی و سانتیفریوژ رطوبت می‌شد که در ادامه بیان شده است.

#### روش اشباع نمونه و زهکشی

معمولاً در آزمایشگاه آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه به وسیله اندازه‌گیری تخلخل و رابطه (۲-۳۵) تخمین زده می‌شود. که در آن  $\varphi$  تخلخل و  $S_r$  نگهداشت ویژه می‌باشد.

$$S_y = \varphi - S_r \quad (۲-۳۵)$$

جانسون و همکاران (Johnson et al. 1963) روش ستون زهکشی را ارائه دادند که به موجب آن یک ستون با رسوبات متراکم یا غیرمتراکم پر شده و با آب اشباع شده و سپس زهکشی صورت می‌گیرد. حجم آب آزاد شده را می‌توان به طور مستقیم اندازه‌گیری کرده یا می‌توان از تخلخل و رطوبت پس از تخلیه محاسبه کرد. مدت زمان زهکشی می‌تواند تأثیر زیادی بر مقدار نگهداشت و آبدهی ویژه محاسبه شده داشته باشد.

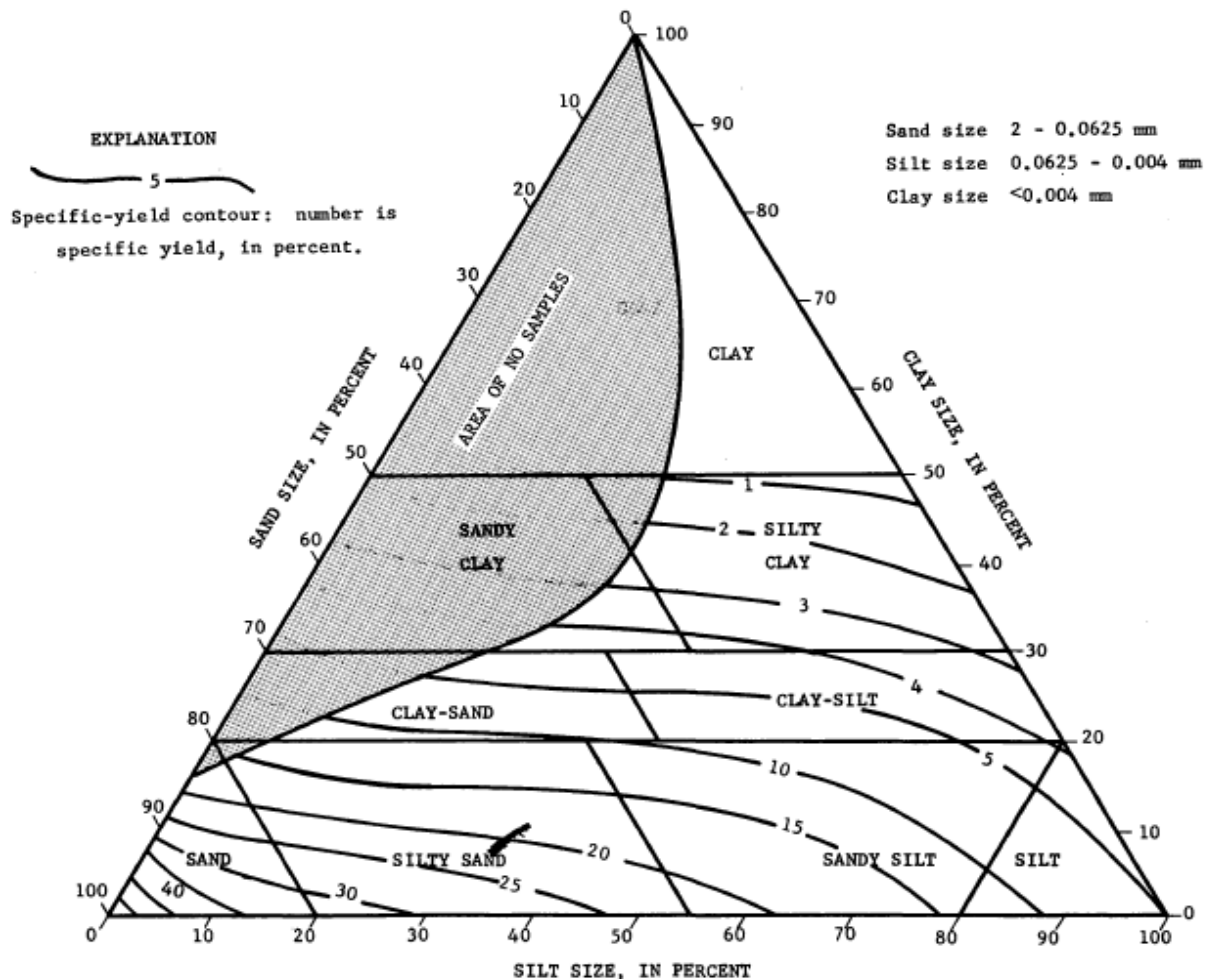
## روش آنالیز اندازه ذرات

روشی دیگر برای تخمین آبدهی ویژه آنالیز اندازه دانه است. اگر چه آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه را می‌توان توسط نمونه‌های دست نخورده از مواد آبخوان در آزمایشگاه تعیین و تجزیه و تحلیل کرد ولی به دلیل مدت زمان و هزینه زیاد و پیچیدگی تکنیک این روش خیلی کاربردی نیست. روش آنالیز اندازه ذرات برای برآورد آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه تا حد زیادی سبب کاهش هزینه و زمان در تعیین این دو پارامتر می‌شود. اغلب مطالعات در مورد آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه از مواد آبخوان و روش‌های استاندارد آزمایشگاهی بین سال ۱۹۲۰ و ۱۹۶۰ انجام شده است (Johnson 1963). بسیاری از محققان روابط کلی بین آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه و ویژگی‌های اندازه دانه مواد آبخوان را ارائه دادند. (Johnson 1963; Todd and Preuss 1934; Eckis 1934; Meinzer 1923) مطالعات زیادی برای توسعه چنین تکنیک‌های کمی صورت گرفته، اما به دلیل وجود اختلاف زیاد بین داده‌های مربوط به آبدهی ویژه و اندازه دانه، این روابط برآورد دقیقی از آبدهی ویژه ارائه نمی‌دهد. برخی از اختلاف‌ها را می‌توان به روش‌های آزمایشگاهی و یا قدیمی برای اندازه‌گیری آبدهی ویژه و تخلخل، مانند تست آشفستگی مواد آبخوان، استفاده از تکنیک‌های زهکشی ستون و اشباع ناقص نمونه دانست که نمی‌توان به درستی اندازه‌گیری آبدهی ویژه از مواد ناهمگن و یا ریز دانه را بدست آورد. با فناوری کنونی و روش‌های استاندارد می‌توان چنین اختلافاتی را کاهش داده و همبستگی بهتری از آبدهی ویژه و اندازه دانه‌ها را ارائه داد. با تعیین اندازه مؤثر و یا قطر متوسط یک نمونه و با استفاده از منحنی، تقریباً می‌توان نگهداشت ویژه را بدست آورد. پس از تعیین تخلخل، آبدهی ویژه قابل محاسبه می‌باشد. رابطه بین بافت رسوب و آبدهی ویژه توسط خطوط آبدهی ویژه در نمودار طبقه بندی بافت ارائه شده است (شکل ۲-۲).



### روش تنش رطوبتی

تنش رطوبتی به عنوان فشار منفی معادل یا مکش، در رطوبت خاک تعریف شده است. در این روش نمونه خاک را اشباع نموده سپس در دستگاه سلول فشاری قرار می‌دهند و تحت فشار  $\frac{1}{10}$  تا  $\frac{1}{3}$  اتمسفر قرار می‌دهند. در اثر فشار هوا، آب موجود در نمونه خاک خارج شده و بعد از ۲۴ ساعت درصد رطوبت را اندازه می‌گیرند. در روش صحرایی چون سطح وسیع تری مورد آزمایش قرار می‌گیرد از دقت بیشتری نسبت به روش‌های آزمایشگاهی برخوردار است.



شکل ۲-۲) نمودار طبقه‌بندی بافت که ارتباط بین اندازه دانه و آبدهی ویژه را نشان می‌دهد (Johnson 1967).

## روش سانتریفیوژ رطوبت

آبدهی ویژه نیز ممکن است از معادل رطوبت سانتریفیوژ برآورد شود. آبدهی ویژه به عنوان رطوبت خاک تعریف شده که با آب اشباع شده و سپس به مدت یک ساعت در معرض یک نیروی ۱۰۰۰ برابری گرانش قرار گرفته است.

## ۲-۳-۲- روش‌های صحرائی

### آزمایش پمپاژ

روش محاسبه ضریب ذخیره یا آبدهی ویژه بر اساس آزمون‌های پمپاژ قبلاً توضیح داده شد که از ذکر دوباره آن خودداری می‌گردد.

### روش تغذیه

روش تغذیه برعکس روش آزمون پمپاژ می‌باشد که شامل مشاهده تلفات نشت از رودخانه و کانال و یا تعیین میزان تغذیه آب به آبخوان از طریق یک تغذیه خوب و در نتیجه افزایش سطح آب می‌باشد. از این مشاهدات حجم رسوبات اشباع شده تعیین شده و با اندازه‌گیری تغذیه می‌توان آبدهی ویژه را محاسبه نمود (Richard and Healy 2010).

وادوریس (Vadouris 2006)، در آبخوان‌های ساحلی شمال شرق کورینتیا در یونان بر اساس روش بیلان آبی و افزایش سطح آب در فصل تر برای سال آبی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ آبدهی ویژه را ۱۱ درصد برآورد کرد.

### روش نوسان سطح آب

در مناطق نیمه‌خشک روش نوسان سطح آب (WTF) به عنوان یکی از جالب‌ترین روش‌ها به خاطر صحت، سهولت استفاده و قابل اجرا بودن آن، مطرح شده است. تکنیک نوسانات سطح ایستابی (WTF) نیز روشی مبتنی بر بیلان آب در آبخوان بوده و نسبت به سایر روش‌ها به داده‌های غیرقطعی

کمتری احتیاج دارد. صحت کاربرد روش (WTF) نیازمند اطلاعات آبدهی ویژه قابل اطمینان سفره در مقیاس مناسب و همچنین اطلاعات نوسان سطح آب می‌باشد. در مناطق نیمه خشک در فصول بارندگی سطح آب به علت تغذیه چند متر بالا آمده و در فصول خشک سطح آب در نتیجه پمپاژ آب زیرزمینی افت می‌کند. در نتیجه سال آبی به محدوده فصلی تقسیم می‌شود: ۱- تغذیه (فصل بارندگی) ۲- بدون تغذیه (فصل خشک) که از روش (WTF) استفاده می‌شود. روش (WTF) در فصل خشک جهت برآورد آبدهی ویژه و در فصل بارندگی جهت برآورد تغذیه آب زیرزمینی استفاده می‌شود. قابل ذکر است که کاربرد مناسب روش (WTF) نیازمند شبکه مناسب پایش سطح آب زیرزمینی و اطمینان اعداد اندازه‌گیری سطح آب قبل و بعد از هر فصل است. این روش روی اجزا ورودی و خروجی آب زیرزمینی تمرکز دارد:

$$R + R_i + Q_{in} = ET + GWD + Q_{out} + Q_{bf} + \Delta S \quad (37-2)$$

$R$  = مجموع تغذیه مستقیم از زون غیر اشباع و تغذیه غیرمستقیم از سطح و کانال (کل تغذیه آب زیرزمینی)

$R_i$  = تغذیه در نتیجه جریان برگشتی آبیاری

$Q_{in}$  و  $Q_{out}$  = جریان آب زیرزمینی به داخل و خارج از منطقه

$ET$  = تبخیر و تعرق از سطح آب

$GWD$  = آب زیرزمینی خروجی

$Q_{bf}$  = تخلیه آب زیرزمینی به رودخانه ها و دریاچه ها

$\Delta S$  = تغییر ذخیره آب زیرزمینی

مجیوال و جها (Machiwal and Jha 2014) روشی برای تخمین آبدهی ویژه ارائه کردند، این روش تکنیک نوسان سطح آب (DWTF) بوده که با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) انجام

می‌شود. منطقه مورد مطالعه زون بندی شده و اجزای آب زیرزمینی در فصل‌های خشک و بارانی در دوره زمانی مشخص محاسبه شده است. در هر زون آبدهی ویژه با روش (WTF) برای فصل‌های خشک و تغذیه ناشی از بارش هم در فصل‌های مرطوب بر اساس روابط زیر تخمین زده می‌شود.

$$R_r^{dry} + R_{swb}^{dry} + R_{cannal}^{dry} + R_{swi}^{dry} + R_{gwi}^{dry} = GWD_{irigation}^{dry} + GWD_{domestic}^{dry} - S_y W L_d \quad \text{فصل خشک:}$$

$$R_r^{wet} + R_{swb}^{wet} + R_{cannal}^{wet} + R_{swi}^{wet} + R_{gwi}^{wet} = GWD_{irigation}^{wet} + GWD_{domestic}^{wet} - S_y W L_r \quad \text{فصل مرطوب:}$$

### ۳-۳-۲- سایر روش‌های محاسبه آبدهی ویژه

#### روش‌های مدل‌سازی

مدل‌سازی آب زیرزمینی به دلیل کارایی بالا و هزینه کمتر، بیش از دیگر روش‌های مطالعه آب زیرزمینی مورد توجه قرار گرفته است. از مدل‌های عددی با شبیه‌سازی محیط متخلخل اشباع می‌توان برای تخمین آبدهی ویژه استفاده کرد.

هالفورد و همکاران (Halford 1997, Moench 2003, El-Kadi 2005) برای ارزیابی اهمیت جریان در زون غیر اشباع در تجزیه و تحلیل آزمون سفره از پکیج نرم افزاری VS2DI (Hsieh et al. 1999) استفاده کردند. نتایج این شبیه‌سازی می‌تواند برای تعیین آبدهی ویژه استفاده شود و در یک روش مشابه توسط (Loheide et al. 2005) به کار گرفته شود. تفاوت زیادی در تخمین آبدهی ویژه در آزمایشگاه و صحرا وجود دارد، اما مقدار آزمایشگاهی معمولاً از مقدار بدست آمده از آزمون صحرائی بیشتر است، زیرا آزمون‌های آزمایشگاهی برای دوره زمانی طولانی به کار برده می‌شوند.

چیت سازان و همکاران (۱۳۸۸) به وسیله روش مدل‌سازی عددی تفاضل محدود توسط نرم افزار GMS6.5 سیستم جریان آب زیرزمینی در آبخوان دشت فیروزآباد را شبیه‌سازی کردند. سپس

اختلاف بین مقادیر سطح آب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در طول فرآیند کالیبراسیون به حداقل رسانده و در نهایت پارامترهای هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه آبخوان را تصحیح کردند.

### روش‌های ژئوفیزیکی

از جمله روش‌هایی که در مطالعه و بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی می‌توان از آن استفاده نمود، روش مقاومت الکتریکی می‌باشد. با استفاده از مقاومت الکتریکی لایه آبدار و با استفاده از معادله ارائه شده توسط فرولیخ و کلی (Frohlich and Kelly 1987) می‌توان آبدهی ویژه یک سفره را بدست آورد.

$$s_y = \left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}}\right)^{\frac{1}{m}} \left[1 - \left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{unsat}}\right)^{\frac{1}{n}}\right] \quad (38-2)$$

که در این معادله،  $\rho_{sat}$  مقاومت ناحیه اشباع آبخوان به اهم‌متر،  $\rho_w$  مقاومت آب موجود در خلل و فرج بر حسب اهم‌متر و  $\rho_{unsat}$  مقاومت ناحیه غیر اشباع آبخوان به اهم‌متر،  $m$  و  $n$  ضرایب می‌باشند. مقادیر  $m$  و  $n$  هر دو به درجه سیمانی شدن دانه‌های تشکیل دهنده سفره وابسته‌اند.

نخعی و لشکری‌پور (۱۳۸۲) با استفاده از اطلاعات حاصل از برداشت‌های ژئوالکتریک در دشت شورو، خصوصیات هیدروژئولوژیکی سفره را محاسبه کردند. با استفاده از همبستگی بین پارامترهای ژئوالکتریک و هیدروژئولوژیکی، آبدهی ویژه آبخوان شورو به طور تقریبی در کل دشت ۱۸ درصد، در شرق حدود ۲۵ درصد و غرب آن تقریباً ۱۰ درصد برآورد گردید.

شمسایی و محمدزاده (۱۳۸۴) به منظور بررسی دقت روش مقاومت الکتریکی در برآورد عمق لایه آبدار، عمق سنگ بستر و تعیین رابطه بین مقاومت الکتریکی لایه آبدار با پارامترهای هیدرولیکی، در مجاورت ۶ حلقه از چاه‌های موجود در دشت میان تبریز مقاومت الکتریکی را اندازه‌گیری کرده و پس از تجزیه و تحلیل داده‌های صحرائی با استفاده از نرم افزار، عمق و مقاومت الکتریکی لایه‌های مختلف زمین به خصوص لایه آبدار مشخص گردیده است. نتایج بدست آمده از این تحقیق نشان می‌دهد، عمق لایه آبدار که با استفاده از روش مقاومت الکتریکی برآورد شده است با عمق واقعی آن در حدود ۱۰ درصد اختلاف دارد در حالی که میزان این اختلاف برای سنگ بستر در حدود ۵ درصد می‌باشد. علاوه

بر این در لایه آبدار مورد مطالعه مقاومت آب زیرزمینی مهم‌ترین عامل تعیین کننده مقاومت الکتریکی لایه آبدار بوده و ضریب هدایت هیدرولیکی لایه آبدار با مقاومت الکتریکی آن دارای یک رابطه خطی می‌باشد.

باقری و همکاران (۱۳۸۷) با استفاده از نتایج حاصل از سونداژ زنی و تفسیر نتایج با روش‌های مرسوم و با توجه به ارتباط بین پارامترهای تخلخل و آبدهی ویژه با مقاومت الکتریکی این پارامترها را محاسبه نموده و به کمک آن‌ها میزان آب موجود و آب قابل استحصال در آبخوان امان آباد اراک را تعیین نمودند.

### روشی ساده برای تخمین $S$ و $S_y$

ارائه تکنیک برای تخمین پارامترهای ذخیره‌سازی (آبدهی ویژه  $S_y$  در سفره‌های آزاد و ضریب ذخیره  $S$  در سفره‌های تحت فشار) نسبت به دیگر پارامترها کمتر مورد توجه بوده است. در این روش فرض بر این است که آبدهی ویژه بخشی از تخلخل رسوب می‌باشد. به منظور برآورد آبدهی ویژه کل، درصد حجمی هر جز در آبدهی ویژه مشخص هر نمونه ضرب می‌شود و سپس تمام درصدها با هم جمع می‌شوند. در جدول (۲-۲) بخشی از تخلخل مؤثر مرتبط با آبدهی ویژه برای لیتولوژی‌های مختلف توسط افراد مختلف آورده شده است

(Jahson 1967; Freeze & cherry 1979; Todd 1980; Brassington 1988).

جدول ۲-۲) بخشی از تخلخل مؤثر محاسبه شده توسط آبدهی ویژه برای لیتولوژی‌های مختلف

Material	Fraction of porosity accounted for by specific yield
Coarse gravel	0.80
Medium gravel	0.75
Fine gravel	0.73
Coarse sand	0.69
Medium sand	0.70
Fine sand	0.53
Silt	0.17
Clay	0.07
Till	0.18
Peat	0.48
Loess	0.37
sandstone Coarse-grained	0.73
sandstone Medium-grained	0.64
Fine-grained sandstone	0.54
Limestone with intergranular macro-porosity	0.47
Fractured microporous (or non-porous) rock (e.g. chalk, granite)	0.80
Tuff	0.51

به منظور برآورد آبدهی ویژه، تخلخل مؤثر مواد شناخته شده و بایستی مقداری مناسب برای سنگ را از جدول پیدا کرد و سپس در تخلخل ضرب کرد. تخلخل بین دانه‌ای به راحتی توسط برش نازک اندازه‌گیری می‌شود (Younger 1993). این روش در صورتی که رسوبات تحکیم نیافته باشند، مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر سفره آب زیرزمینی چند لایه باشد،  $S_y$  مربوط به لیتولوژی در زون پتانسیل نوسانات سطح ایستابی اهمیت دارد، زیرا این بخش تنها زونی است که تحت نیروی گرانش قرار می‌گیرد.

## فصل سوم: روش انجام کار

### ۳-۱- مقدمه

در این فصل، به منظور تعیین ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان شیروان علاوه بر بررسی نتایج آزمون پمپاژ از روش ظرفیت ویژه و لاگ گمانه‌ها برای برآورد قابلیت انتقال و همین طور از روش لاگ گمانه و بیلان آب زیرزمینی برای برآورد آبدهی ویژه آبخوان استفاده شده که به طور مختصر ارائه می‌گردد.

### ۳-۲- بررسی آزمون‌های پمپاژ در آبخوان شیروان

آزمون پمپاژ چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری در محدوده آبخوان دشت شیروان در سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۸۷ انجام شده است. نتایج این آزمون‌ها مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته و از آن‌ها در تخمین ضرایب هیدرودینامیک استفاده شده است.

### ۳-۳- محاسبه قابلیت انتقال آبخوان شیروان به روش ظرفیت ویژه

نتایج مربوط به آزمون افت پله‌ای در ۳۸ حلقه چاه بهره‌برداری (مربوط به سال ۹۰-۱۳۸۵) در آبخوان شیروان موجود بوده که از آرشیو مطالعات امور آب شیروان استخراج و مورد استفاده قرار گرفته است. این اطلاعات شامل داده‌های دبی پمپاژ (Q) و افت حداکثر (s) می‌باشد.

پس از محاسبه ظرفیت ویژه (Q/s)، با استفاده از این داده‌ها مقدار قابلیت انتقال با استفاده از معادلات تجربی زیر که مربوط به سفره‌های آبرفتی می‌باشند، محاسبه شده است.

$$T = 15.3 \frac{Q^{0.67}}{s} \quad \text{(Razack and Huntley 1991)} \quad (1-3)$$



$$T = 22.9 \frac{Q^{0.66}}{S} \quad (\text{Srivastav et al. 2007}) \quad (2-3)$$

در این روابط  $T$  قابلیت انتقال برحسب مترمربع بر روز و  $(Q/s)$  برحسب مترمربع بر روز می‌باشد.

### ۳-۴- محاسبه قابلیت انتقال و آبدهی ویژه آبخوان شیروان به روش لاگ گمانه

در روش لاگ گمانه مقدار قابلیت انتقال آبخوان از رابطه  $T = bK$  به دست می‌آید. حال اگر آبخوان از لایه‌هایی با اجزای متفاوت تشکیل شده باشد مقدار  $T$  برابر است با:

$$T = b_1K_1 + b_2K_2 + \dots + b_nK_n \quad (3-3)$$

که در این رابطه  $b$  ضخامت لایه مورد نظر و  $K$  ضریب آبدگزی این لایه می‌باشد. در این مطالعه با استفاده از لاگ پیژومترها، جنس و ضخامت لایه‌های مختلف تعیین شده است. مقادیر هدایت هیدرولیکی رسوبات مختلف بر اساس مقادیر تجربی آزمون‌های پمپاژ در ایران محاسبه شده است. طبق این تجربیات هدایت هیدرولیکی گراول ۱۲، ماسه ۶ تا ۸، سیلت ۰/۵ و رس ۰/۲ متر بر روز در نظر گرفته شده است (کریمی ۱۳۹۱). جهت برآورد آبدهی ویژه آبخوان شیروان به روش تجربی، بافت غالب آبخوان در محل هر چاه تعیین و مقدار آبدهی ویژه آن ارائه شد.

### ۳-۵- محاسبه آبدهی ویژه آبخوان شیروان به روش بیلان

با توجه به مبانی کلی بیلان آب، بیلان بر توازن تبادلات آبی در یک محدوده تأکید دارد و توسط معادله تعادل هیدرولوژیکی مقادیر اندازه‌گیری شده ارائه می‌شود. با توجه به متنوع بودن مؤلفه‌های ورودی و خروجی، معادله بیلان آبخوان دشت شیروان را به شکل زیر می‌توان تعریف نمود:

$$Q_{in} + R - (Q_{out} + Q_d + E + D) = \pm V \quad (4-3)$$

که در این معادله  $Q_{in}$  میزان آب ورودی زیرزمینی به آبخوان،  $Q_{out}$  میزان آب خروجی زیرزمینی از آبخوان،  $R$  تغذیه مشتمل بر آب برگشت آبیاری، نفوذ مستقیم بارندگی و نفوذ جریانات سطحی،  $Q_d$  تخلیه ناشی از بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی در محدوده بیلان،  $E$  میزان تبخیر از سطح سفره آب زیرزمینی در محدوده بیلان،  $D$  مقدار زهکشی سفره توسط رودخانه یا هر نوع زهکش در محدوده بیلان و  $V \pm$  تغییرات حجم مخزن آب زیرزمینی در طول مدت بیلان می‌باشد. در محاسبه بیلان آب زیرزمینی آبخوان شیروان، تمام اجزای ورودی و خروجی بیلان در محدوده آبخوان و در محدوده زمانی یک سال بررسی شده است. مقدار آبدهی ویژه آبخوان طبق فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$S_y = \frac{Q_{in} - Q_{out}}{W L_F \times A} \quad (5-3)$$

که در این رابطه  $Q_{in}$  حجم ورودی،  $Q_{out}$  حجم خروجی آبخوان،  $W L_F$  نوسان سطح آب زیرزمینی و  $A$  مساحت آبخوان می‌باشد.



## فصل چهارم

### ارزیابی ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان

#### ۴-۱- مقدمه

مدیریت منابع آب زیرزمینی نیازمند شناخت پارامترهای هیدرولیکی آبخوان می‌باشد. در مطالعات هیدروژئولوژیکی و مدیریت منابع آب زیرزمینی، اهمیت ضرایب هیدرودینامیکی زمانی مشخص می‌شود که بدانیم برآورد پارامترهای بیلان منابع آب، پتانسیل آب زیرزمینی و امکان توسعه بهره‌برداری و مدیریت مخازن ثابت و دینامیکی آب زیرزمینی قبل از هر چیز بستگی به آن دارد که تا چه حد پارامترهای هیدرودینامیکی یک آبخوان دقیق برآورد شده است (Todd and Mays 2005). در این فصل با توجه به اهمیت منابع آب زیرزمینی در آبخوان شیروان، نتایج روش‌های مختلف برآورد ضرایب هیدرودینامیک در محدوده آبخوان شیروان بررسی شده و در نهایت مقادیر نماینده این ضرایب ارائه شده است.

#### ۴-۲- ارزیابی ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان بر اساس نتایج آزمون پمپاژ

پمپاژ چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری در محدوده آبخوان دشت شیروان برای اولین بار در سال ۱۳۴۹ و سپس در تعدادی از چاه‌های بهره‌برداری در سال ۱۳۸۷ صورت گرفته است. در جدول (۴-۱) اطلاعات مربوط به این آزمون‌ها ارائه شده و موقعیت آن‌ها در شکل (۴-۱) نشان داده شده است. آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ در ۱۱ حلقه چاه بهره‌برداری و اکتشافی انجام شده است. بر اساس نتایج این آزمون‌ها مقادیر قابلیت انتقال آبخوان از ۲۰۰ تا ۲۲۵۱ مترمربع بر روز متغیر بوده است. همان طور که

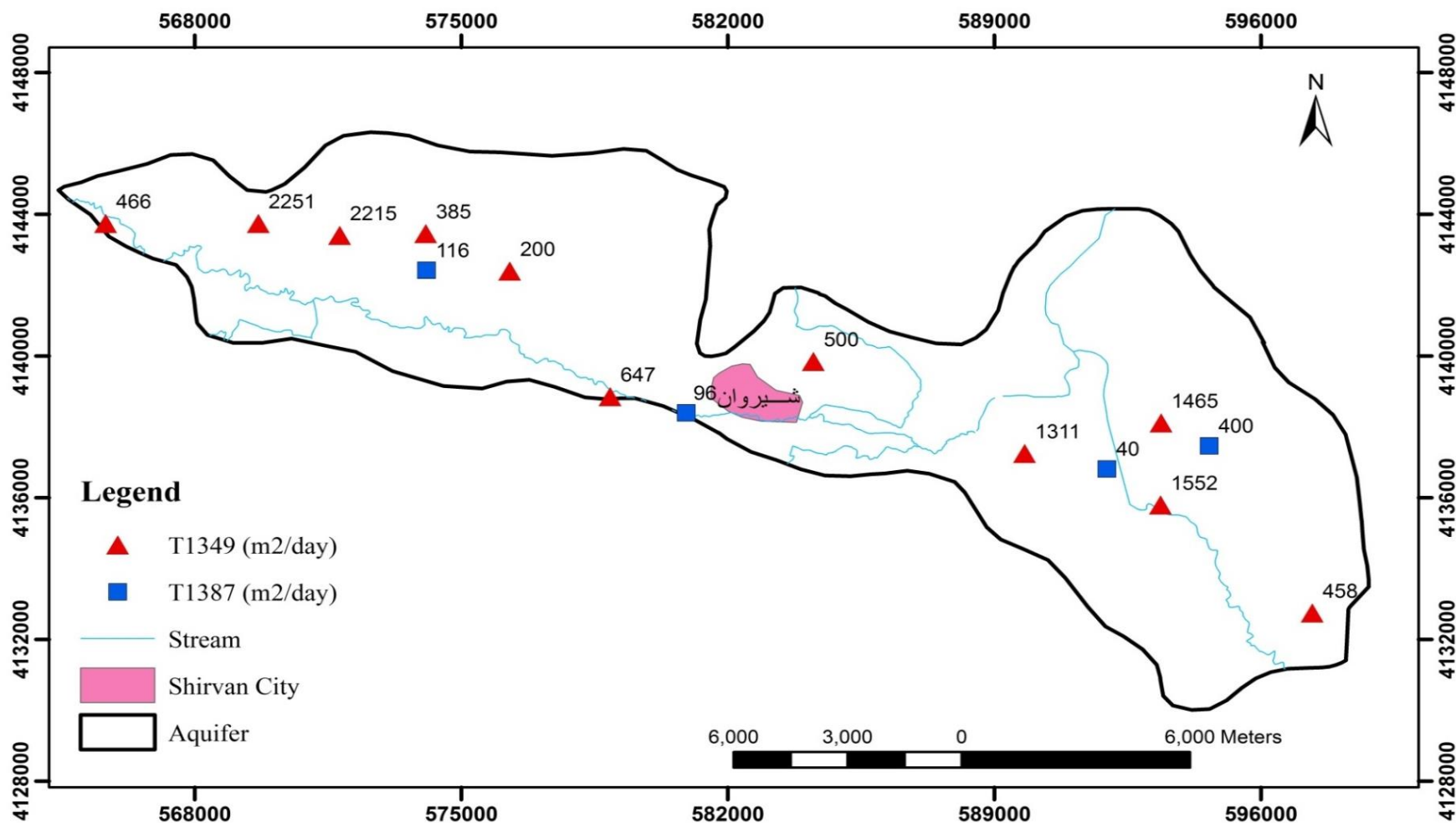
در شکل (۴-۱) نشان داده شده بیشترین مقدار قابلیت انتقال در قسمت مرکزی بخش شرقی و قسمت شمالی بخش غربی آبخوان اندازه‌گیری شده است.

مقادیر قابلیت انتقال حاصل از آزمون‌های پمپاژ در سال ۱۳۸۷ نیز از ۴۰ تا ۴۰۰ مترمربع بر روز در محدوده آبخوان متغیر بوده است. مقادیر قابلیت انتقال حاصل از آزمون‌های پمپاژ در سال ۱۳۸۷ در قسمت غربی آبخوان ۱۱۶ مترمربع بر روز محاسبه شده در صورتی که نتایج آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ در همان محدوده از حدود ۲۰۰ تا ۲۲۵۱ مترمربع بر روز برآورد شده است. همچنین در قسمت شرقی آبخوان مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمون پمپاژ سال ۱۳۸۷ حدود ۴۰ تا ۴۰۰ مترمربع بر روز بوده در حالی که نتایج آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ در همان محدوده حدود ۱۳۱۱ تا ۱۵۵۲ مترمربع بر روز برآورد شده است. دلایل متفاوت بودن مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمون‌های پمپاژ سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۸۷ را می‌توان به افت زیاد سطح ایستابی مربوط دانست. بر اساس هیدروگراف ترسیم شده برای آبخوان شیروان شکل (۴-۲) نرخ افت سطح ایستابی حدود یک متر در سال می‌باشد. افت سطح ایستابی باعث کاهش ضخامت آبخوان در دشت شیروان شده است. از طرفی چون ضخامت آبخوان تغییر کرده است، تغییر در لیتولوژی آبخوان محتمل می‌باشد. به همین خاطر مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ برای شرایط فعلی به دلیل افت زیاد سطح ایستابی و کاهش ضخامت آبخوان غیر قابل استفاده می‌باشد. بنابراین، در این مطالعه از نتایج آزمون‌های پمپاژ انجام شده در سال ۱۳۸۷ استفاده شده است.

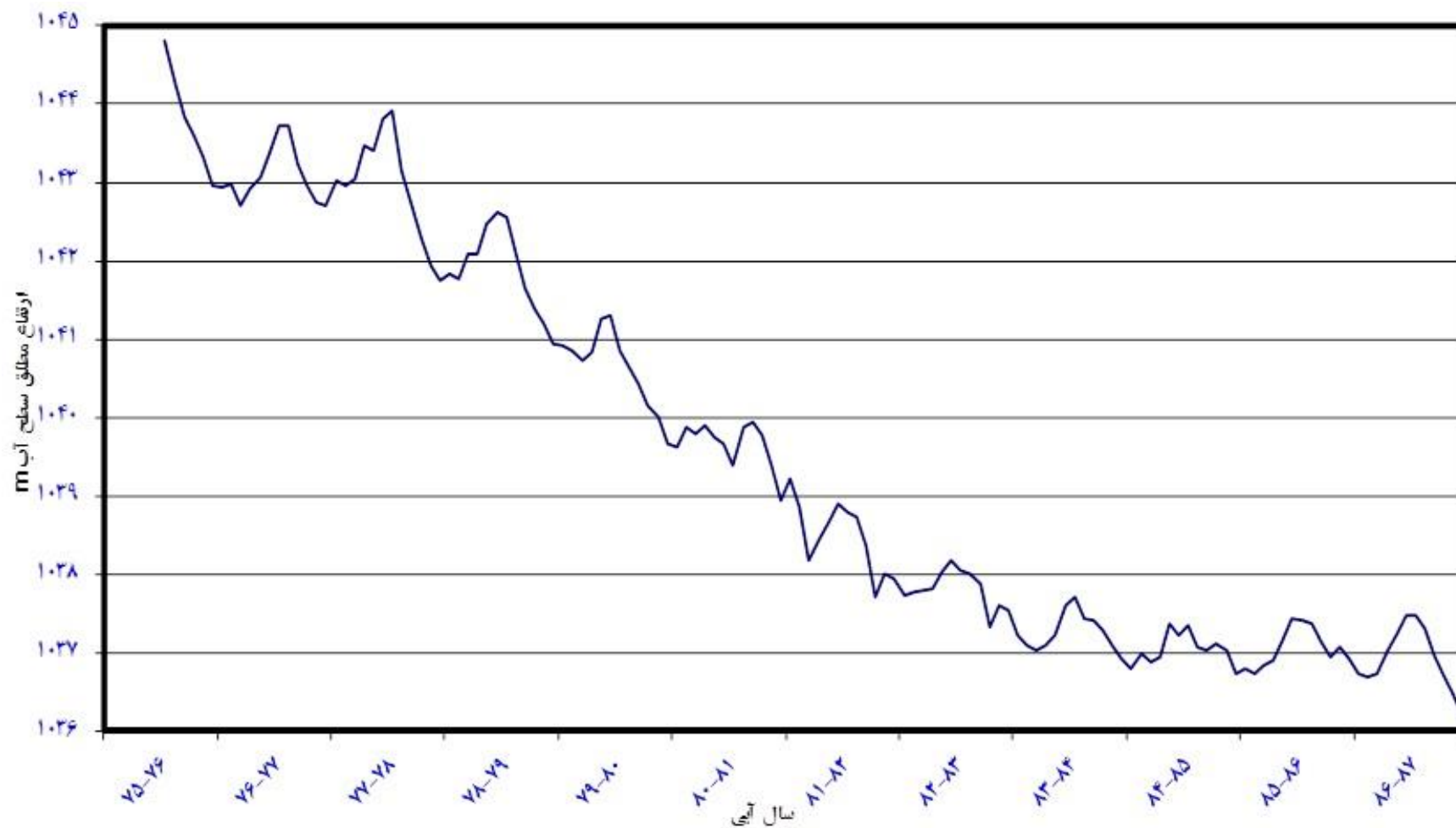
فصل چهارم: ارزیابی ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان

جدول ۴-۱) اطلاعات آزمایش پمپاژ انجام شده بر روی چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری (مهندسین مشاور آبنمود توس ۱۳۸۷)

ردیف	نام محل	X	Y	نوع چاه	سال آزمایش	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>4</sub>	% S	T قبول شده	ماخذ
۱	سکه	۵۹۴۶۴۳	۴۱۳۷۴۶۸	اکتشافی	۱۳۸۷	۳۰۶/۵۰	۴۰۰/۳۳			۲/۷	۴۰۰	مهتاب قدس ۱۳۶۵ و آبنمود توس ۱۳۸۷
۲	حسین آباد	۵۷۴۰۸۹	۴۱۴۲۴۲۴	اکتشافی	۱۳۸۷	۱۱۶/۲۶	۸۳/۵۸				۱۱۶	آبنمود توس ۱۳۸۷
۳	شیرکوه	۵۸۰۹۱۱	۴۱۳۸۳۹۹	اکتشافی	۱۳۸۷	۹۵/۹۲	۹۶/۷۳			۰/۰۱	۹۶	آبنمود توس ۱۳۸۷
۴	مزرعه کال	۵۹۱۹۵۸	۴۱۳۶۸۱۶	اکتشافی	۱۳۸۷	۲۷/۳۴	۴۰/۷۱			۱/۲۹	۴۰	آبنمود توس ۱۳۸۷
۵	زیارت	۵۷۶۲۷۵	۴۱۴۲۴۰۰	اکتشافی	۱۳۴۹	۲۰۰					۲۰۰	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۶	حصار شیروان	۵۸۴۲۵۰	۴۱۳۹۶۵۰	اکتشافی	۱۳۴۹	۳۴۳	۴۹۸	۴۰۰	۵۰۰	۴/۴	۵۰۰	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۷	رضا آباد	۵۶۵۶۶۶	۴۱۴۳۷۴۱	بهره برداری	۱۳۴۹	۴۳۱/۷	۴۶۰/۵				۴۴۶	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۸	کارخانه قند	۵۶۹۶۷۳	۴۱۴۳۷۴۱	بهره برداری	۱۳۴۹	۳۱۵۲	۲۲۵۱				۲۲۵۱	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۹	حسین آباد آموزشکده	۵۷۴۰۶۸	۴۱۴۳۴۵۹	بهره برداری	۱۳۴۹	۳۸۵/۴	۹۶/۶				۳۸۵	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۱۰	حسین آباد	۵۷۱۸۰۹	۴۱۴۳۴۰۷	بهره برداری	۱۳۴۹	۲۵۵۶	۱۸۷۴/۴				۲۲۱۵	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۱۱	گره زو	۵۷۸۹۱۳	۴۱۳۸۸۵۵	بهره برداری	۱۳۴۹	۴۸۵	۸۰۹				۶۴۷	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۱۲	الله آباد (مظلومی)	۵۹۳۳۸۰	۴۱۳۸۱۱۵	بهره برداری	۱۳۴۹	۱۴۶۵/۲	۱۶۲۸				۱۴۶۵	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۱۳	امیر آباد	۵۸۹۸۰۰	۴۱۳۷۲۵۳	بهره برداری	۱۳۴۹	۷۶۶/۲	۱۸۵۷/۶				۱۳۱۱	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۱۴	خرم آباد	۵۹۷۳۵۰	۴۱۳۲۷۵۰	بهره برداری	۱۳۴۹	۳۹۶/۹	۵۱۹				۴۵۸	مهتاب قدس ۱۳۶۵
۱۵	الله آباد	۵۹۳۳۶۵	۴۱۳۵۸۰۰	بهره برداری	۱۳۴۹	۸۸۷	۲۲۱۷/۶				۱۵۵۲	مهتاب قدس ۱۳۶۵



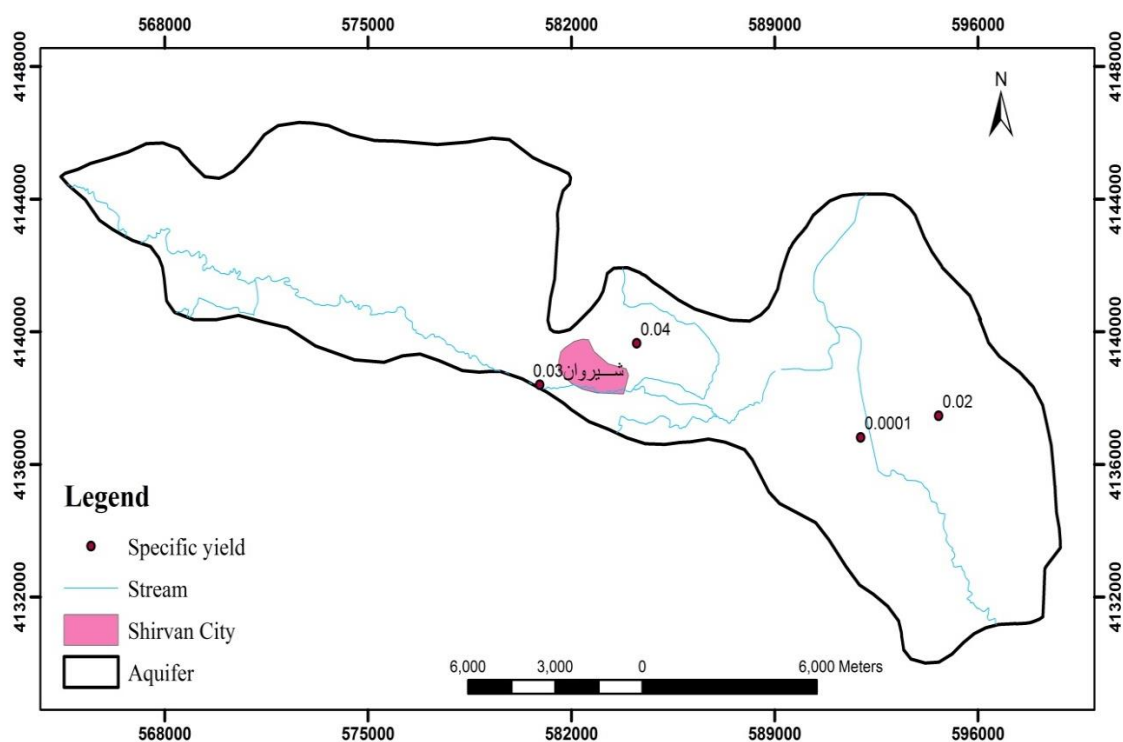
شکل ۴-۱) مقادیر قابلیت انتقال آبخوان شیروان بر اساس نتایج آزمایش پمپاژ چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری در سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۸۷



شکل ۴-۲) هیدروگراف معرف آبخوان شیروان



از آن جایی که مقدار آبدهی ویژه در آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ در آبخوان شیروان محاسبه نشده، در این تحقیق از نتایج آزمون پمپاژ سال ۱۳۸۷ استفاده شده است. مقادیر آبدهی ویژه در چهار حلقه چاه اکتشافی از حدود ۰/۰۱ تا ۴/۴ درصد متغیر بوده است (شکل ۳-۴). تغییرات آبدهی ویژه در آبخوان‌های آزاد از چند درصد تا ۲۰ الی ۳۰ درصد می‌باشد (صداقت ۱۳۸۸). مقدار ۰/۰۱ درصد حاصل از نتایج پمپاژ قابل قبول نمی‌باشد. بنابراین با در نظر نگرفتن این عدد در میانگین‌گیری متوسط مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان بر اساس نتایج آزمون‌های پمپاژ حدود ۳ درصد برآورد می‌گردد.



شکل ۳-۴) مقادیر آبدهی ویژه آبخوان شیروان بر اساس نتایج آزمایش پمپاژ چاه‌های اکتشافی و بهره برداری در سال

۱۳۸۷

### ۳-۴- برآورد ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان

مهم‌ترین ضرایب هیدرودینامیک آبخوان، قابلیت انتقال و آبدهی ویژه می‌باشد که در ادامه برآورد این ضرایب بیان می‌شود.

#### ۳-۴-۱- برآورد قابلیت انتقال

##### ۳-۴-۱-۱- روش ظرفیت ویژه

تعیین ضرایب هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی معمولاً به روش آزمون پمپاژ چاه‌ها انجام می‌شود. با توجه به این که معمولاً چاه‌هایی که برای آزمون پمپاژ مناسب باشند، به تعداد کافی وجود نداشته و هزینه انجام آزمایش زیاد می‌باشد، لذا از روش‌های جایگزین جهت محاسبه این ضرایب استفاده می‌شود. به طور معمول داده‌های ظرفیت ویژه نسبت به داده‌های آزمون پمپاژ فراوانی و دسترسی بیشتری دارند. به همین منظور در این تحقیق از روش ظرفیت ویژه برای محاسبه قابلیت انتقال استفاده گردید. همان طور که قبلاً بیان گردید ظرفیت ویژه برابر نسبت دبی (Q) به افت (s) در چاه پمپاژ می‌باشد. پس از محاسبه ظرفیت ویژه (Q/s)، مقدار قابلیت انتقال با استفاده از معادلات زیر که مربوط به سفره‌های آبرفتی می‌باشند، محاسبه شده است.

$$T = 15.3 \frac{Q^{0.67}}{s} \quad (\text{Razack and Huntley 1991}) \quad (1-4)$$

$$T = 22.9 \frac{Q^{0.66}}{s} \quad (\text{Srivastav et al. 2006}) \quad (2-4)$$

اطلاعات دبی و افت حداکثر در تعدادی از چاه‌های پمپاژ در فاصله زمانی ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۰ از پرونده آن‌ها در امور آب شیروان استخراج شده و مقادیر ظرفیت ویژه بر اساس این پارامترها محاسبه شده است (جدول ۲-۴). مقادیر دبی چاه‌ها از حدود یک تا ۲۹ لیتر بر ثانیه و مقادیر افت از حدود ۹ تا ۱۵۶ متر تغییر می‌کند. مقدار ظرفیت ویژه از تقسیم مقادیر دبی به افت محاسبه شده و تغییرات آن از ۰/۶ تا ۳۸/۴ مترمربع بر روز می‌باشد.

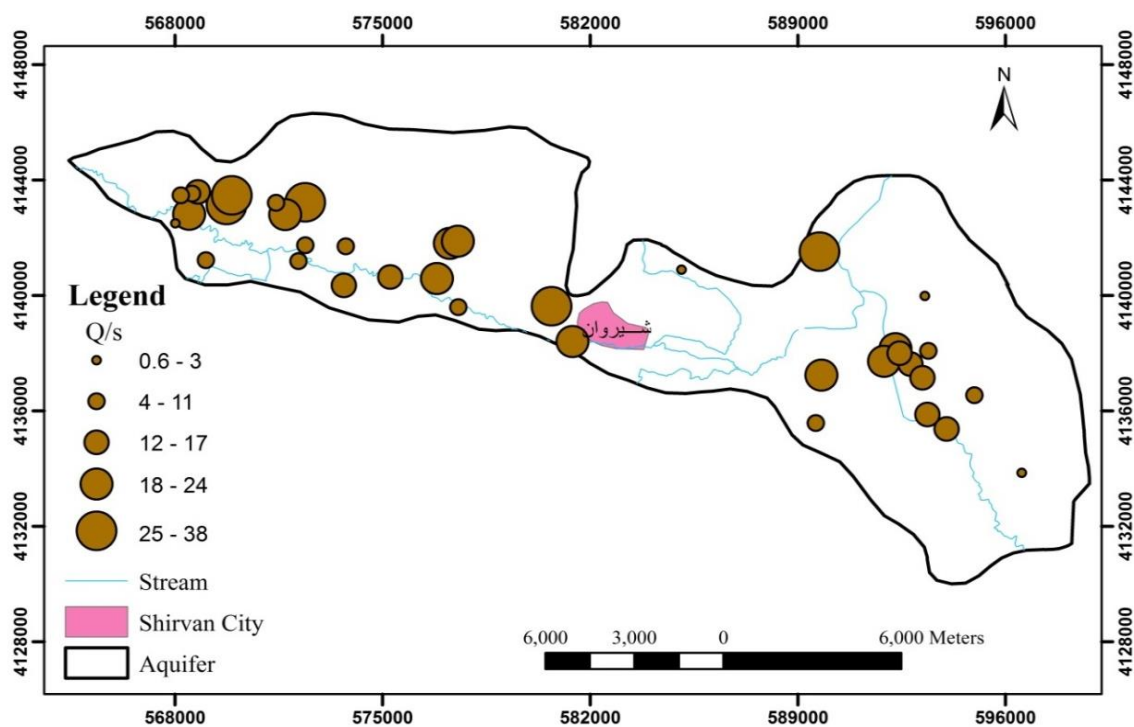
فصل چهارم: ارزیابی ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان

جدول ۴-۲) اطلاعات دبی ( $Q_{max}$ )، افت حداکثر ( $S_{max}$ )، مقدار ظرفیت ویژه ( $Q/s$ ) و قابلیت انتقال ( $T_1$  و  $T_2$ ) محاسبه

شده تعدادی از چاه‌های موجود در آبخوان شیروان

X	Y	$Q_{max}$ (lit/s)	$S_{max}$ (m)	$Q/s$ (m <sup>2</sup> /d)	$T_1$ (m <sup>2</sup> /day)	$T_2$ (m <sup>2</sup> /day)
571720	4142797	21	76	23.8	128	186
569743	4143135	20	47	36.7	171	247
581406	4138400	16	55	20	113	164
568581	4143529	10	115	7.5	59	86
577271	4141800	16	60	23.04	125	181
568199	4143465	7	106	5.7	49	72
568778	4143587	17	92	15.9	98	142
568479	4142810	20	91	18.9	110	160
569916	4143470			32.8	158	229
589608	4135574	5	40	10.8	75	110
572397	4141737			7.4	56	83
593207	4137143	29	167	15	94	137
589731	4141514	4	9	38.4	176	254
593283	4139979	1	115	0.6	11	17
589797	4137235	15	65	19.9	113	165
593405	4138077	15	119	10.8	75	110
569043	4141222	10	122	7.08	56	83
577555	4139593	9	78	9.9	71	104
572166	4141186	10	155	5.5	48	71
592432	4137996	17	95	15.4	96	139
592798	4137619	20	110	15.7	97	141
593370	4135873	13	90	12.4	83	121
594016	4135373	12.5	65	16.6	100	146
594956	4136542	4	47	7.3	58	85
576833	4140584	18.5	70	22.8	124	180
592292	4138153	15	57	22.7	124	180
591909	4137715	13	50	22.4	123	178
4137593	4137593	6	77.5	6.7	54	80
572391	4143223	19	54	30.4	151	218
571414	4143207	5	65	6.6	54	80
575262	4140640	14	94	12.8	85	123
568016	4142495	4	100	3.4	35	52
573698	4140349	25	156	13.8	89	129
585079	4140892	3	83	3.1	33	48
577540	4141880	18	73	21.3	118	172
580700	4139626	16	48	28.8	145	210

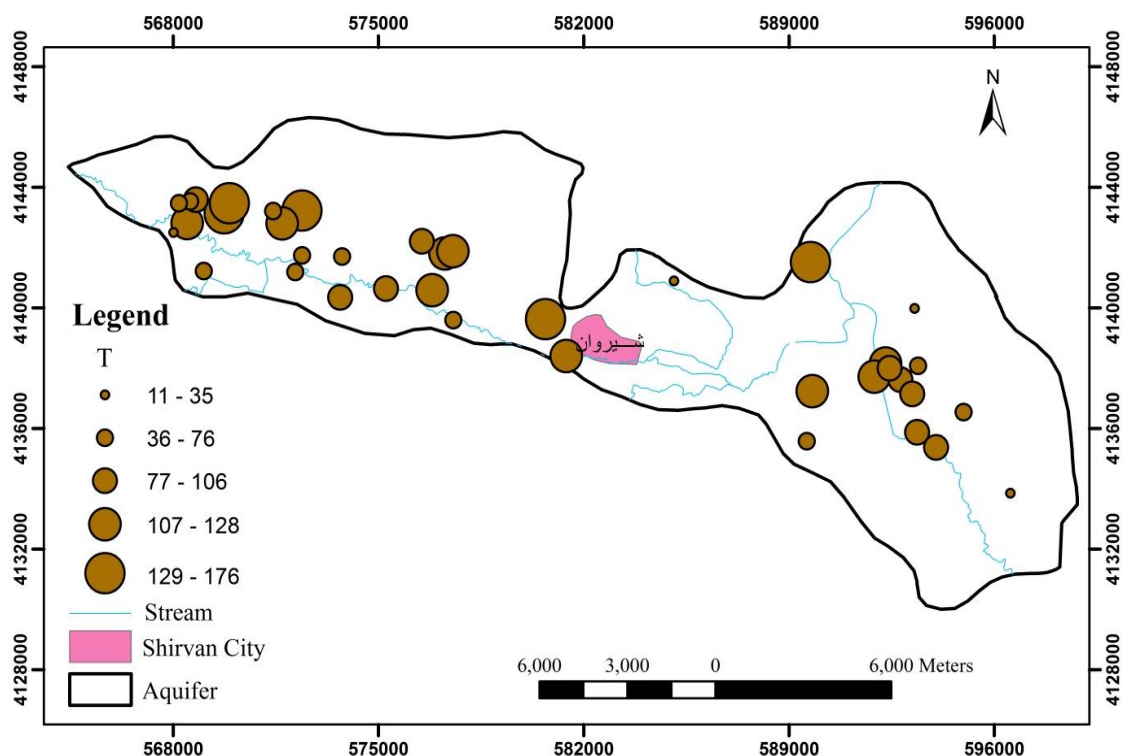
شکل (۴-۴) تغییرات مقادیر محاسبه شده ظرفیت ویژه در محدوده آبخوان شیروان را نشان می‌دهد. بیشترین مقادیر ظرفیت ویژه در قسمت غربی آبخوان مشاهده می‌شود.



شکل (۴-۴) تغییرات ظرفیت ویژه (Q/s) در محدوده آبخوان شیروان

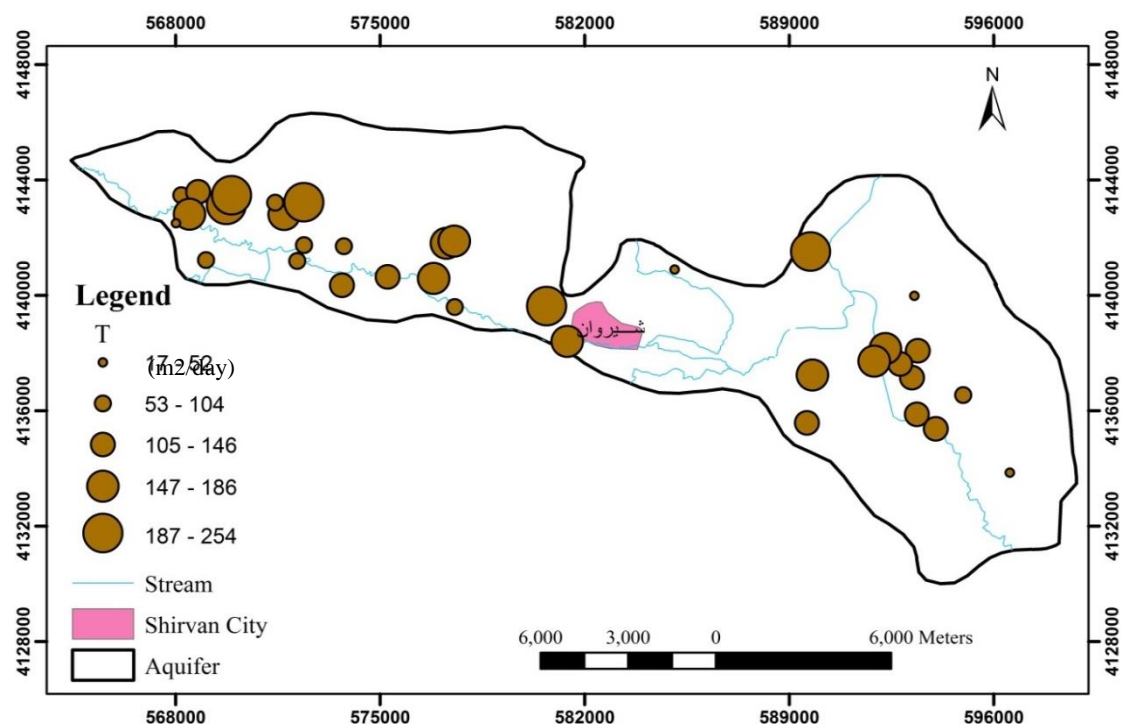
نتایج مقادیر قابلیت انتقال محاسبه شده بر مبنای داده‌های ظرفیت ویژه با استفاده از رابطه تجربی (۴-۱) (Razack and Huntley 1991) در جدول (۴-۲) ارائه شده است. کمترین مقدار قابلیت انتقال محاسبه شده با استفاده از این رابطه حدود ۱۱ مترمربع بر روز و حداکثر آن حدود ۱۷۶ مترمربع بر روز می‌باشد. شکل (۴-۵) تغییرات مقادیر قابلیت انتقال محاسبه شده با استفاده از رابطه تجربی (۴-۴) را نشان می‌دهد. با توجه به این شکل در قسمت‌های مرکزی و غرب آبخوان که دارای مقادیر ظرفیت ویژه بالایی می‌باشد، مقدار قابلیت انتقال نیز افزایش مشخصی را نشان می‌دهد.

با توجه به این که ضخامت آبخوان به صورت طبیعی به سمت بخش‌های مرکزی افزایش می‌یابد، افزایش قابلیت انتقال در قسمت مرکزی بخش‌های شرقی و غربی قابل توجیه می‌باشد.



شکل ۴-۵) تخمین قابلیت انتقال (T) بر اساس داده‌های ظرفیت ویژه (رابطه تجربی ۴-۱) و تغییرات آن در آبخوان شیروان

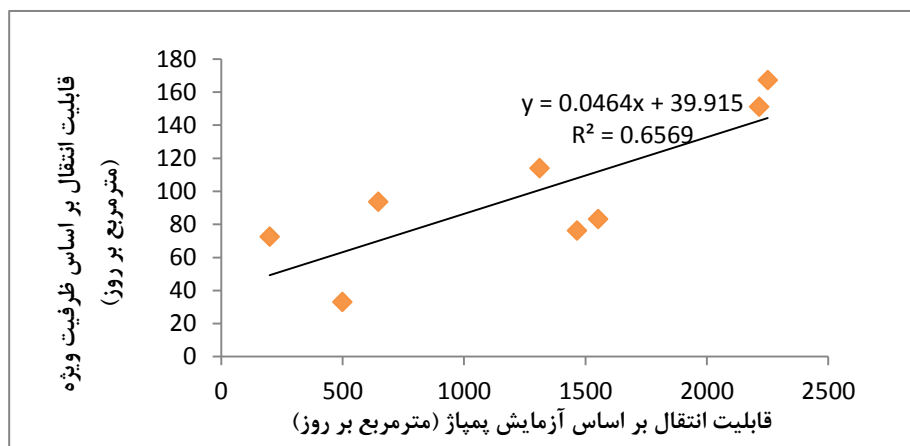
مقادیر قابلیت انتقال بر اساس داده‌های ظرفیت ویژه و با استفاده از رابطه (۴-۲) (Srivastav et al. 2006) در شکل (۴-۶) نمایش داده شده است. محدوده تغییرات قابلیت انتقال بر اساس این رابطه از حدود ۱۷ تا ۲۵۴ مترمربع بر روز می‌باشد. تغییرات مکانی قابلیت انتقال نیز مشابه شکل (۴-۵) و تغییرات ظرفیت ویژه می‌باشد.



شکل ۴-۶) تخمین قابلیت انتقال (T) بر اساس داده‌های ظرفیت ویژه (رابطه تجربی ۴-۲) و تغییرات آن در آبخوان شیروان

مقایسه داده‌های قابلیت انتقال بر اساس آزمایش پمپاژ و روش ظرفیت ویژه در شکل (۴-۷) نشان داده شده است. لازم به ذکر است این مقایسه بر اساس مقادیر قابلیت انتقال به روش ظرفیت ویژه در نزدیک‌ترین چاه به چاه‌های پمپاژ انجام شده است. در محل‌های با قابلیت انتقال بالا و کم بر اساس آزمایش پمپاژ، نتایج محاسبه قابلیت انتقال به روش ظرفیت ویژه نیز به ترتیب مقادیر بالا و کمی نشان داده است. بر این اساس روش ظرفیت ویژه توزیع قابلیت انتقال در کل منطقه مورد مطالعه را به خوبی برآورد نموده است. هرچند مقادیر محاسبه شده با روش ظرفیت ویژه و آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ تفاوت خیلی زیادی با هم دارند.

این موضوع همان‌طور که قبلاً بیان گردید به غیر قابل استفاده بودن مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ برای شرایط فعلی به دلیل افت زیاد سطح ایستابی، کاهش ضخامت آبخوان و تغییرات احتمالی در لیتولوژی آن می‌باشد.



شکل ۴-۷) مقایسه مقادیر قابلیت انتقال بر اساس نتایج آزمایش پمپاژ سال ۱۳۴۹ و مقادیر قابلیت انتقال بر اساس ظرفیت ویژه و بررسی توزیع مکانی قابلیت انتقال

با توجه به غیر قابل استفاده بودن نتایج آزمایش پمپاژ در سال ۱۳۴۹ از اطلاعات آزمایش‌های پمپاژ سال ۱۳۸۷ برای بررسی صحت نتایج تخمین قابلیت انتقال به روش ظرفیت ویژه استفاده شده است. مقایسه مقادیر قابلیت انتقال بر اساس داده‌های ظرفیت ویژه بر مبنای روابط تجربی (۴-۱) و (۴-۲) و داده‌های آزمایش پمپاژ در جدول (۴-۳) ارائه شده است. مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمایش پمپاژ در چاه‌های مورد نظر برابر ۴۰، ۱۱۶، ۹۶ و ۳۰۶ مترمربع بر روز اندازه‌گیری شده است. این مقادیر بر اساس رابطه تجربی (۴-۱) به ترتیب ۳۹، ۷۵/۸۸، ۹۳/۱۱ و ۹۳ مترمربع بر روز و بر اساس رابطه تجربی (۴-۲) به ترتیب ۵۸/۰۴، ۱۰۶/۵، ۱۳۳/۶۵ و ۸۵/۴۵ مترمربع بر روز بوده است. با توجه به نزدیک بودن مقادیر قابلیت انتقال حاصل از روش ظرفیت ویژه به نتایج آزمون‌های پمپاژ در بیشتر موارد، می‌توان از داده‌های ظرفیت ویژه برای تخمین قابلیت انتقال در دشت شیروان استفاده کرد.

جدول ۴-۳) مقایسه مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمایش پمپاژ سال ۱۳۸۷ و قابلیت انتقال بر اساس ظرفیت ویژه (روابط تجربی ۴-۱ و ۴-۲)

نام چاه	قابلیت انتقال بر اساس آزمایش پمپاژ (مترمربع بر روز)	قابلیت انتقال بر اساس ظرفیت ویژه طبق رابطه ۴-۱ (مترمربع بر روز)	قابلیت انتقال بر اساس ظرفیت ویژه طبق رابطه ۴-۲ (مترمربع بر روز)
مزرعه کال	۴۰	۳۹	۵۸
حسین آباد	۱۱۶	۷۵/۸	۱۰۶/۵
شیرکوه	۹۶	۹۳/۱	۱۳۳/۶
سکه	۳۰۶	۹۳	۸۵/۴

#### ۴-۳-۱-۲- روش تجربی بر اساس لاگ گمانه‌ها

به منظور بررسی خصوصیات هیدرودینامیکی در محدوده آبخوان، علاوه بر روش ظرفیت ویژه از روش تجربی بر اساس بافت رسوب در لاگ گمانه‌ها نیز استفاده شد. لاگ‌های حفاری‌های انجام شده در دشت شیروان در پیوست ۱ ارائه شده است. قابلیت انتقال هر لایه در لاگ حفاری از حاصل ضرب هدایت هیدرولیکی در ضخامت آن لایه رابطه (۴-۳) و قابلیت انتقال کل در محدوده هر چاه از جمع قابلیت انتقال هر لایه رابطه (۴-۴) محاسبه شده است.

$$T_{1-n} = \sum_{i=1}^n K_i b_i \quad (۴-۳)$$

$$T = T_1 + T_2 + T_3 + T_n \quad (۴-۴)$$

که در این روابط  $K_i$  هدایت هیدرولیکی مربوط به لایه  $i$ ام ( $m/day$ )،  $b_i$  ضخامت مربوط به لایه  $i$ ام ( $m$ )،  $T_1$  تا  $T_n$  قابلیت انتقال لایه یک تا  $n$ ام ( $m^2/day$ ) و  $T$  قابلیت انتقال کل یا معادل ( $m^2/day$ ) در محدوده چاه می‌باشد.



بر اساس مطالعات انجام شده برای برآورد ضرایب هیدرودینامیک در مناطق مختلف کشور (کرمی ۱۳۹۱، کرمی ۱۳۸۹) مقادیر هدایت هیدرولیکی برای بافت‌های اصلی رسوبات در دشت‌های آبرفتی به صورت جدول (۴-۴) پیشنهاد شده است.

جدول (۴-۴) مقادیر هدایت هیدرولیکی رسوبات مختلف در شرایط صحرائی (کرمی ۱۳۹۱)

هدایت هیدرولیکی (متر بر روز)	بافت رسوب
۱۲	گراول
۶-۸	ماسه
۰/۵	سیلت
۰/۲	رس

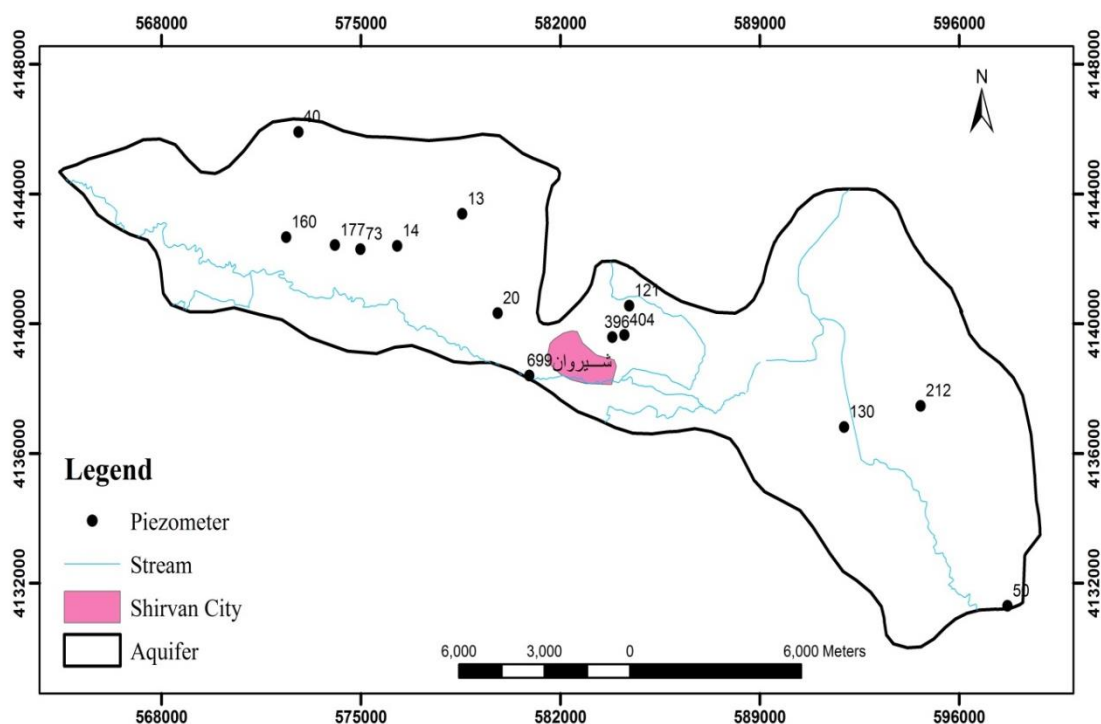
با استفاده از لاگ حفاری‌های انجام شده در دشت شیروان، بافت خاک و ضخامت هر لایه مشخص و در جدول (۵-۴) ارائه شده است. مقادیر هدایت هیدرولیکی هر بخش از لاگ بر اساس جدول (۴-۴) تعیین و در نهایت قابلیت انتقال در هر لاگ با استفاده از روابط (۳-۴) و (۴-۴) محاسبه و در جدول (۵-۴) ارائه شده است.

## فصل چهارم: ارزیابی ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان

جدول ۴-۵) برآورد قابلیت انتقال آبخوان شیروان به روش تجربی بر اساس تغییرات بافت رسوب در لایه حفاری‌ها

شماره چاه	نام چاه	بافت خاک براساس لایه	ضخامت (متر)	هدایت هیدرولیکی (متر بر روز)	قابلیت انتقال (مترمربع بر روز)	قابلیت انتقال کل (مترمربع بر روز)
۱	حصار سه یک آب	گراول، رس و ماسه	۵	۸	۴۰	۱۲۰/۵
		رس و کمی ماسه	۶	۰/۵	۳	
		گراول و کمی ماسه	۶/۵	۱۱	۷۱/۵	
		رس و کمی ماسه	۱۲	۰/۵	۶	
۲	منصوران	رس و کمی ماسه	۲	۰/۵	۱	۴۰
		گراول و کمی ماسه	۳	۱۱	۳۳	
		رس و کمی ماسه	۱۲	۰/۵	۶	
۳	زیارت	رس و کمی ماسه	۸	۰/۵	۴	۱۲/۵
		رس و کمی ماسه	۱۷(۹)	۰/۵	۸/۵	
۴	اکتشافی زیارت	رس و کمی ماسه	۸	۰/۵	۴	۱۴
		رس و کمی ماسه	۲۰(۹)	۰/۵	۱۰	
۵	آموزشکده کشاورزی	رس و ماسه و گراول	۲	۰/۵	۱	۱۶۰
		گراول	۱۲	۱۲	۱۴۴	
		رس و کمی ماسه	۳۰	۰/۵	۱۵	
۶	شماره دو آبفا	ماسه و کمی گراول	۳	۸	۲۴	۳۹۵/۵
		گراول و ماسه	۱۸	۱۰	۱۸۰	
		ماسه و کمی گراول	۹	۸	۷۲	
		گراول، رس و ماسه	۱۴	۸	۱۱۲	
		رس و ماسه، کمی گراول	۱۵	۰/۵	۷/۵	
۷	شماره یک آبفا	رس و ماسه و کمی گراول	۶	۰/۵	۳	۱۹/۵
		رس و ماسه و کمی گراول	۲۱	۰/۵	۱۰/۵	
		رس و ماسه و کمی گراول	۱۲	۰/۵	۶	
۸	شیرکوه	ماسه	۱۷	۷	۱۱۹	۶۹۹
		گراول و کمی ماسه	۲۰	۱۱	۲۲۰	
		گراول	۳۰	۱۲	۳۶۰	
۹	سوکه	گراول	۱۷	۱۲	۲۰۴	۲۱۱/۵
		سنگ هوازده	۱۵	۰/۵	۷/۵	
۱۰	برزل آباد	رس و ماسه	۲۲	۲	۴۴	۵۰/۳
		رس و کمی ماسه	۹	۰/۵	۴/۵	
		رس	۹	۰/۳	۱/۸	
۱۱	۲۰۰۱۷۶	رس	۶۶	۰/۳	۱۳/۲	۷۳/۲
		ماسه	۸	۷	۵۶	
		رس	۲۰	۰/۳	۴	
۱۲	اکتشافی حصار	رس و کمی گراول و ماسه	۵	۰/۵	۲/۵	۴۰۴/۱
		ماسه	۳	۷	۲۱	
		ماسه	۴	۷	۲۸	
		رس و کمی ماسه	۸	۰/۵	۴	
		گراول، کمی رس و ماسه	۴۲	۸	۳۳۶	
		رس	۲۳	۰/۳	۴/۶	
		رس، کمی گراول و ماسه	۱۶	۰/۵	۸	
۱۳	حسین آباد	رس، کمی گراول و ماسه	۱۵	۰/۵	۷/۵	۱۷۶/۵
		رس	۱۵	۰/۳	۳	
		گراول و کمی ماسه	۱۴	۱۱	۱۵۴	
		رس	۶۰	۰/۳	۱۲	
۱۴	مزرعه کال	رس	۱۴	۰/۳	۲/۸	۱۲۹/۸
		گراول، کمی رس و ماسه	۱۴	۸	۱۱۲	
		رس	۷۵	۰/۳	۱۵	

مقادیر قابلیت انتقال محاسبه شده بر اساس لاگ گمانه‌ها از ۱۳ تا ۶۹۹ مترمربع بر روز در محدوده آبخوان متغیر می‌باشد (شکل ۴-۸). مقادیر قابلیت انتقال بر اساس لاگ حفاری‌ها در اطراف شهر شیروان ۳۹۶ و ۶۹۹ مترمربع بر روز برآورد شده در حالی که مقدار قابلیت انتقال حاصل از آزمون پمپاژ در این منطقه حدود ۹۶ مترمربع بر روز برآورد شده است. عدم تطابق بین مقدار قابلیت انتقال آزمون پمپاژ و مقادیر قابلیت انتقال بر اساس لاگ می‌تواند ناشی از عدم دقت لاگ حفاری در قسمت مرکزی آبخوان باشد. در سایر مناطق انطباق خوبی بین مقادیر حاصل از روش لاگ و نتایج آزمون پمپاژ وجود دارد.



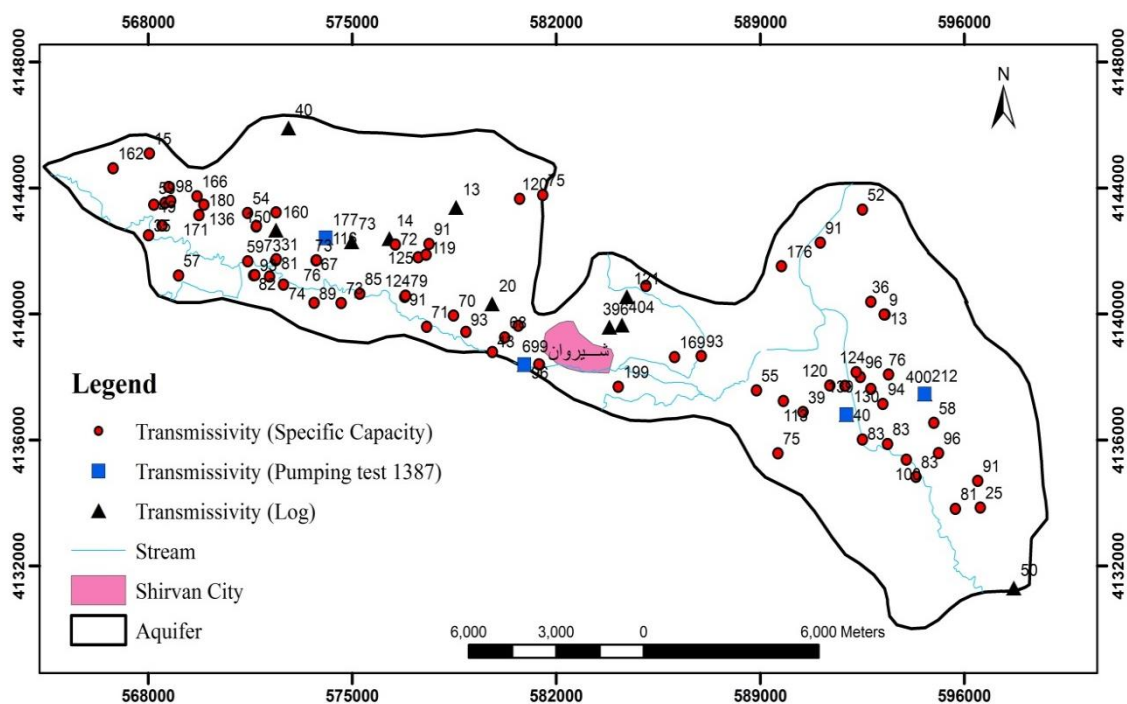
شکل ۴-۸) مقادیر قابلیت انتقال ( $m^2/day$ ) بر اساس لاگ چاه‌ها و تغییرات آن در آبخوان شیروان

#### ۴-۳-۱-۳- تلفیق روش‌ها در تخمین قابلیت انتقال آبخوان شیروان

مقادیر قابلیت انتقال آبخوان شیروان به روش آزمون پمپاژ در تعدادی از چاه‌های بهره‌برداری موجود بوده و در این تحقیق با استفاده از روش ظرفیت ویژه و روش تجربی بر اساس لاگ گمانه‌ها محاسبه شده است.

یکی از دقیق‌ترین روش‌ها برای اندازه‌گیری ضرایب هیدرودینامیک آبخوان آزمایش پمپاژ می‌باشد. چون عکس‌العمل کل سفره را نسبت به تخلیه‌ی آب نشان می‌دهد و می‌تواند نماینده‌ی ای از خصوصیات کلی یک سفره آب زیرزمینی باشد. ولی انجام آزمون پمپاژ پرهزینه است و از طرف دیگر در تمام چاه‌ها عملی نیست. به همین دلیل از روش‌های ارزان‌تر، مانند استفاده از اطلاعات اولیه‌ی سفره‌ها مثلاً لاگ حفاری چاه‌ها یا روابط تجربی برای برآورد هدایت هیدرولیکی استفاده می‌گردد. روابط تجربی اقتصادی‌ترین، ساده‌ترین و سریع‌ترین راه برای محاسبه ضرایب هیدرودینامیکی هستند. با توجه به مزایا و معایب هر کدام از روش‌های برآورد ضرایب هیدرودینامیک و همچنین عدم توزیع مکانی مناسب هر کدام از آن‌ها، در این تحقیق از تلفیق روش‌ها در تخمین قابلیت انتقال آبخوان شیروان استفاده شده است.

به همین منظور نتایج آزمون‌های پمپاژ و مقادیر قابلیت انتقال بر اساس لاگ گمانه و روش ظرفیت ویژه بر روی نقشه آبخوان در شکل (۴-۹) آورده شده است.

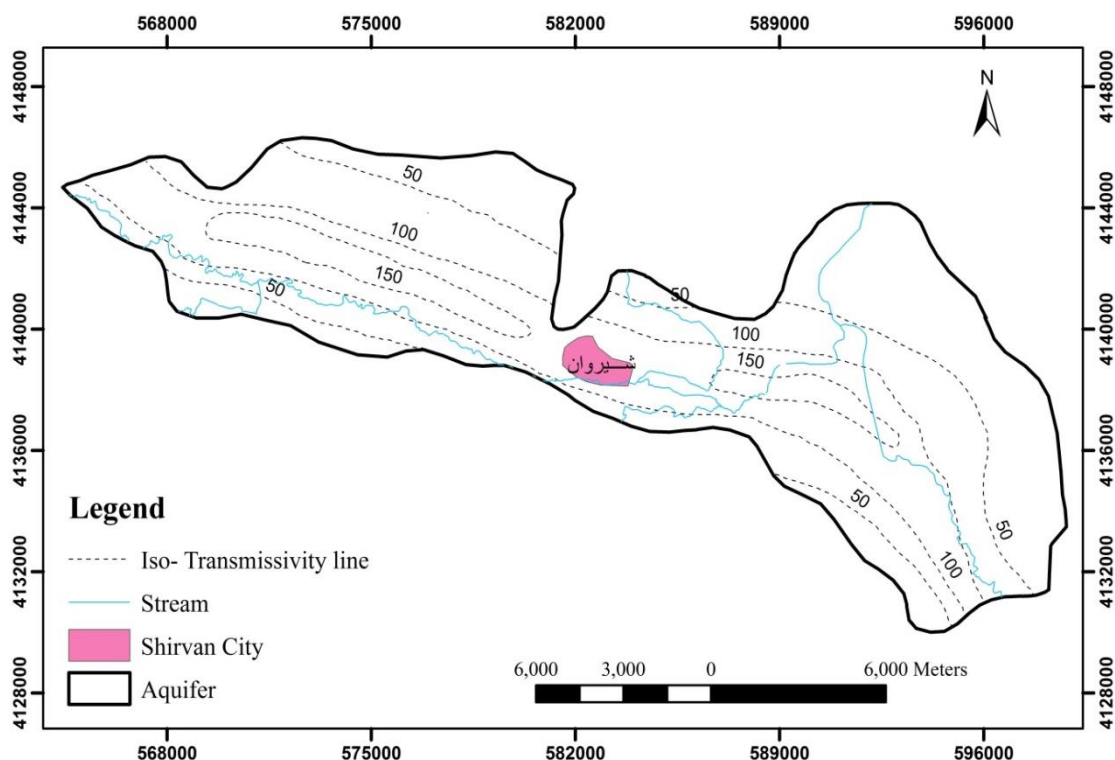


شکل ۴-۹) مقادیر قابلیت انتقال محاسبه شده بر اساس آزمون پمپاژ (pumping test 1387) روش ظرفیت ویژه

(Specific Capacity) و لاگ گمانه (Log)

با تلفیق نتایج این روش‌ها و با توجه به زمین‌شناسی منطقه، هیدروژئولوژی و ژئومورفولوژی (موقعیت مسیل‌ها و رودخانه‌ها) نقشه قابلیت انتقال آبخوان شیروان به صورت دستی ترسیم و در شکل (۴-۱۰) ارائه شده است.

با توجه به شکل (۴-۱۰) مقادیر قابلیت انتقال آبخوان شیروان از حدود ۵۰ مترمربع بر روز تا ۱۵۰ مترمربع بر روز متغیر می‌باشد. کمترین مقادیر قابلیت انتقال در حواشی آبخوان و بیشترین مقدار آن در قسمت مرکزی بخش‌های شرقی و غربی آبخوان مشاهده می‌شود. نقشه حاضر می‌تواند به عنوان مبنایی در سایر محاسبات هیدروژئولوژیکی نظیر بیلان آبخوان مورد استفاده قرار گیرد.



شکل ۴-۱۰) نقشه هم‌قابلیت انتقال آبخوان شیروان با تلفیق نتایج آزمون پمپاژ، لاگ چاه‌ها و روش ظرفیت ویژه (مقادیر قابلیت انتقال بر حسب مترمربع بر روز می‌باشد)

#### ۴-۳-۲- برآورد آبدهی ویژه

روش‌های مختلفی برای برآورد و تخمین آبدهی ویژه در مراجع ذکر شده است که در این مطالعه از دو روش بررسی لاگ گمانه و بیلان آب زیرزمینی استفاده شده که در ادامه توضیح داده می‌شود.

#### ۴-۳-۱- روش تجربی بر اساس لاگ گمانه‌ها

بر اساس نتایج مطالعات تجربی در بخش‌های مختلف کشور (کرمی ۱۳۸۹، کرمی ۱۳۹۱) مقادیر آبدهی ویژه رسوبات مختلف حدود ۳ تا ۸ درصد برآورد شده است (جدول ۴-۶).

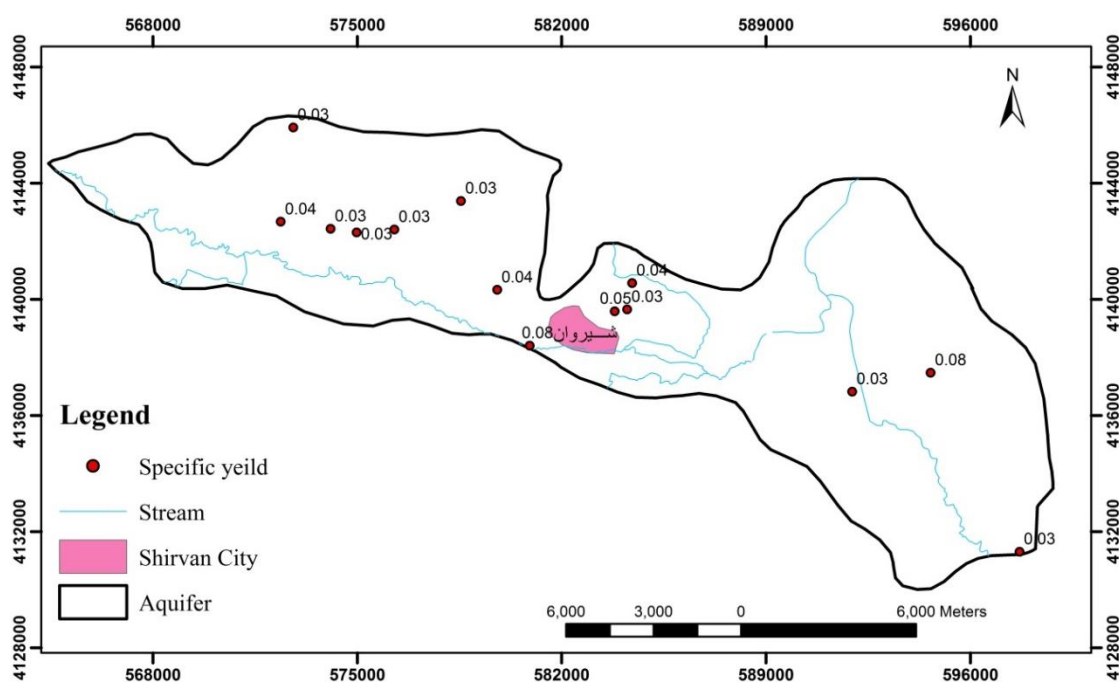
جهت محاسبه آبدهی ویژه به روش تجربی، بافت غالب خاک در لاگ‌های حفاری در محل هر چاه تعیین شده و مقدار آبدهی ویژه بر اساس جدول (۴-۶) برآورد شده است (شکل ۴-۱۱). همان‌طور

که در شکل (۴-۱۱) ملاحظه می‌شود، مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان از حدود ۳ تا ۸ درصد متغیر می‌باشد.

جدول ۴-۶- تخمین آبدهی ویژه صحرایی بافت‌های غالب رسوبات (کرمی ۱۳۸۹، کرمی ۱۳۹۱)

آبدهی ویژه (درصد)	بافت غالب رسوب
۸	ماسه
۶	ماسه و رس
۴	لوم (مخلوط رس و ماسه)
۲	رس

با توجه به عدم اعتماد به لاگ چاه‌های واقع در محدوده شهر شیروان، در صورتی که این مقادیر در میانگین‌گیری لحاظ نگردد، متوسط مقدار آبدهی ویژه حدود ۳ درصد برآورد می‌گردد. این مقادیر با نتایج حاصل از آزمون‌های پمپاژ (حدود ۳ درصد) همخوانی دارد.



شکل ۴-۱۱) مقادیر آبدهی ویژه (Specific yield) بر اساس لاگ چاه‌ها و تغییرات آن در آبخوان شیروان

#### ۴-۳-۲- روش بیلان آب زیرزمینی

تهیه بیلان آب زیرزمینی، که یکی از هدف‌های مهم مطالعات آب‌های زیرزمینی است، شکل ویژه‌ای از بیلان آب است. بیلان آبی چیزی جز موازنه آب نیست که در آن تمام ورودی‌ها، خروجی‌ها و تغییر در ذخیره در محدوده‌ای با مرزهای مشخص مورد بررسی قرار می‌گیرد.

#### الف- محدوده بیلان آب زیرزمینی

مساحت کل آبخوان شیروان از طریق پلیگون‌بندی تیسن حدود ۱۸۶ کیلومتر مربع برآورد شده است.

#### ب- دوره زمانی بیلان

در این مطالعه با توجه به آمار و اطلاعات موجود (شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱) بیلان آبخوان برای سال آبی ۹۰-۱۳۸۹ محاسبه شده است.

#### ج- پارامترهای مختلف بیلان

به طور عمده مؤلفه‌های ورودی به آبخوان شامل آب نفوذی از بارش، آب‌های برگشتی (آبیاری، صنعت و شرب) و ورودی زیرزمینی می‌باشد. همچنین مؤلفه‌های خروجی شامل خروجی زیرزمینی از آبخوان، تخلیه ناشی از بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی در محدوده بیلان و زهکشی می‌باشد.

#### ج-۱- ورودی‌ها

##### ۱- آب نفوذ یافته از نزولات جوی

میزان متوسط بارندگی در منطقه در سطح محدوده بیلان (۱۸۶/۴۲ کیلومتر مربع) معادل ۲۵۱ میلی-متر است. با توجه به اختلاف ماهیانه بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل میزان باران اضافی ماهیانه تعیین شده است. بر این اساس حدود ۷۸/۵ میلی‌متر باران اضافی در سطح محدوده بیلان برآورد شده است. با توجه به شرایط مورفولوژیکی، رسوب‌شناسی و هیدروژئولوژیکی در محدوده بیلان حدود ۲۰٪



از باران اضافی به عنوان حجم نفوذی از بارش در نظر گرفته شده است. مجموع حجم تغذیه بارندگی معادل  $2/9$  میلیون مترمکعب در سطح آبخوان برآورد شده است.

## ۲- ورودی زیرزمینی به آبخوان

به منظور محاسبه جریان ورودی زیرزمینی به آبخوان نقشه همپتانسیل آبخوان شیروان به صورت دستی با استفاده از مقادیر ارتفاع سطح آب در پیزومترها در شهریور ماه ۱۳۸۹ ترسیم شده و در شکل (۴-۱۲) ارائه شده است. بررسی نقشه همپتانسیل آبخوان شیروان نشان می‌دهد که قسمت اعظم تغذیه سفره آب زیرزمینی از بخش شرقی و شمالی دشت صورت می‌گیرد. جهت محاسبه جریان‌های زیرزمینی ورودی به محدوده بیلان در قسمت‌های شرقی و غربی از رابطه  $Q_i = T \cdot i \cdot W$  استفاده شده است. مقادیر عرض (W)، قابلیت انتقال (T) و همچنین شیب هیدرولیکی در هر یک از مقاطع ورودی به آبخوان محاسبه و در جدول (۴-۷) ارائه شده است. لازم به ذکر است مقادیر قابلیت انتقال در هر یک از مقاطع بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق (شکل ۴-۹) در نظر گرفته شده است. بر اساس جدول (۴-۷) کل حجم آب زیرزمینی ورودی به آبخوان برابر با  $15/07$  میلیون متر مکعب در سال می‌باشد.

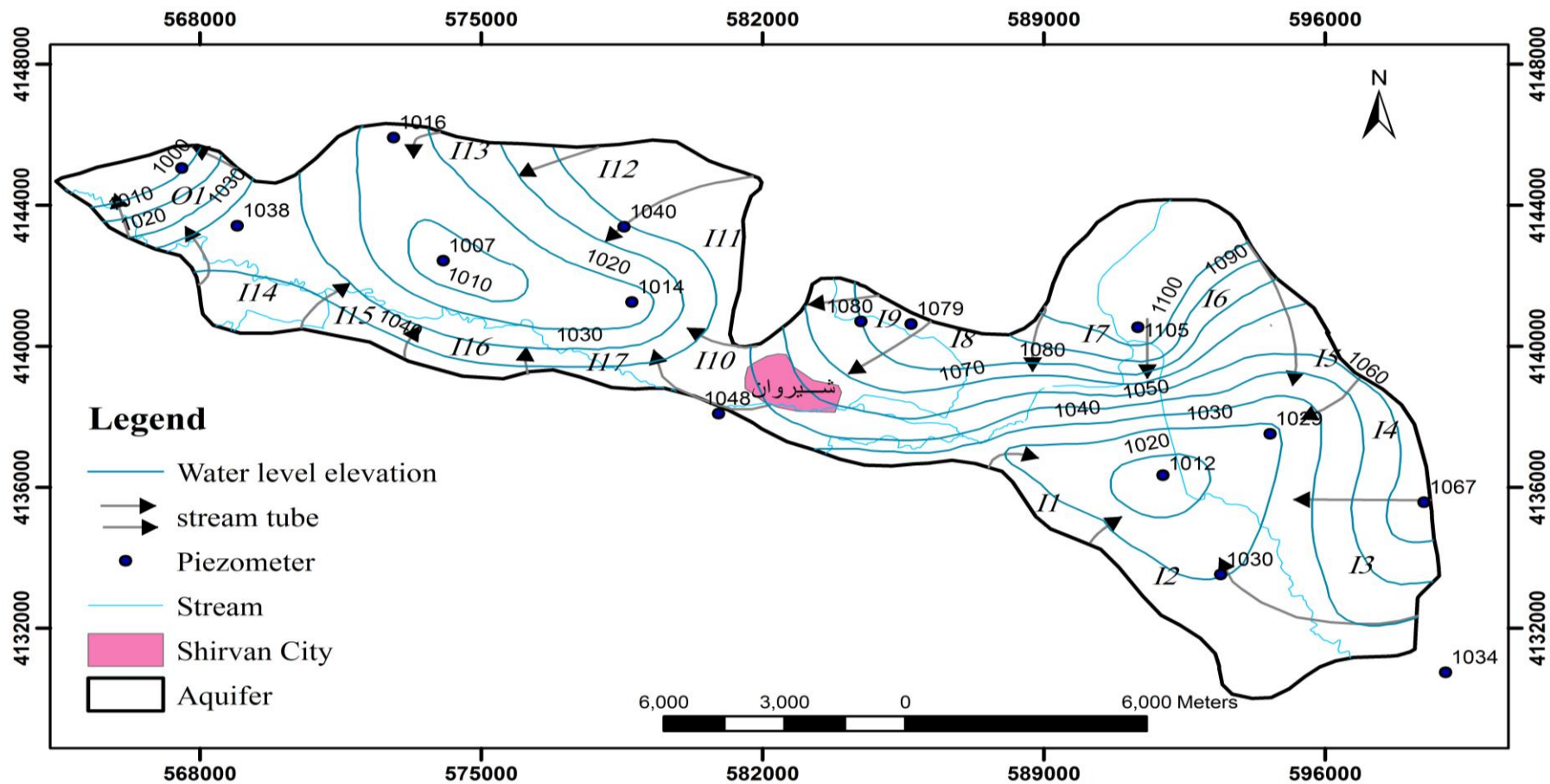
## ۳- آب نفوذی از جریان‌های سطحی

مطالعات هیدرولوژی دشت شیروان نشان می‌دهد که رواناب‌های سطحی از ارتفاعات حاشیه دشت وارد دشت شده و بخشی از آن آبخوان را تغذیه نموده و مابقی تبخیر می‌شوند. با توجه به گزارش‌های موجود و همچنین وضعیت زمین‌شناسی، شیب زمین، پوشش گیاهی و غیره، میانگین ضریب جریان برای ارتفاعات برابر با ۱۰ درصد برآورد گردیده است. با در نظر گرفتن میانگین بارندگی ارتفاعات برابر با ۳۲۰ میلیمتر در سال (با توجه به متوسط ارتفاعات منطقه و معادله بیلان)، مساحت ۱۳۰۰ کیلومترمربع ارتفاعات (مساحت موثر در تغذیه آبخوان) و در نظر گرفتن ضریب جریان ۱۰ درصدی، کل حجم رواناب سطحی ورودی به دشت برابر با  $41/6$  میلیون مترمکعب در سال برآورد می‌شود که با توجه به شبکه آبراهه سطحی تخمین زده می‌شود که حدود ۱۵ درصد از کل حجم رواناب‌های

سطحی ورودی به دشت نفوذ کرده (۶/۲۴ میلیون مترمکعب در سال) و مابقی تبخیر می شود (شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱).

جدول ۴-۷) نحوه محاسبه حجم جریان آب زیرزمینی ورودی به آبخوان آبرفتی دشت شیروان

مقاطع ورودی	زمان (روز)	متوسط شیب هیدرولیکی	متوسط قابلیت انتقال (مترمربع بر روز)	طول مقطع (متر)	حجم آب زیرزمینی ورودی (میلیون متر مکعب در سال)
I <sub>1</sub>	365	0.0087	75	3329	0.79
I <sub>2</sub>	365	0.0078	50	3184	0.45
I <sub>3</sub>	365	0.0075	75	3678	0.75
I <sub>4</sub>	365	0.012	50	3746.3	0.82
I <sub>5</sub>	365	0.019	50	1772	0.61
I <sub>6</sub>	365	0.021	50	3931	1.50
I <sub>7</sub>	365	0.016	50	2530	0.73
I <sub>8</sub>	365	0.0098	100	2866	1.02
I <sub>9</sub>	365	0.0080	75	1632	0.35
I <sub>10</sub>	365	0.0097	120	1756	0.74
I <sub>11</sub>	365	0.013	75	4431	1.57
I <sub>12</sub>	365	0.010	75	2424	0.66
I <sub>13</sub>	365	0.011	50	2596	0.52
I <sub>14</sub>	365	0.016	100	2398	1.40
I <sub>15</sub>	365	0.018	75	3036	1.49
I <sub>16</sub>	365	0.019	75	3227	1.67
کل ورودی					15.07



شکل ۴-۱۲) نقشه هم‌پتانسیل آبخوان شیروان (۱۳۸۹)، مقاطع ورودی و خروجی آبخوان در بخش‌های شرقی و غربی نمایش داده شده است.

#### ۴- آب برگشتی یا انتقالی به آبخوان

تغذیه ناشی از آب برگشتی در منطقه شامل آب‌های برگشتی کشاورزی، صنعتی، شرب و آب تحویلی سد بارزو می‌باشد. با توجه به نوع سیستم آبیاری مورد استفاده در محدوده بیلان، بافت خاک کشاورزی و الگوی کشت غالب در این محدوده برآورد می‌گردد حدود ۱۰ درصد از آب مصرفی در بخش کشاورزی به آبخوان نفوذ نماید. همچنین برای آب برگشتی بخش‌های صنعتی و شرب به ترتیب ضریب ۶۰٪ و ۵۰٪ در نظر گرفته شده است. با توجه به آمار تخلیه سالانه، آب برگشتی در بخش شرب حدود ۲/۴ و در بخش صنعت حدود ۰/۲۹ میلیون متر مکعب در سال تخمین زده شده است. حجم آب برگشتی مربوط به چاه‌های کشاورزی ۴/۰۳ میلیون متر مکعب در سال به آبخوان تخمین زده شد. آب برگشتی ناشی از مصرف آب تنظیمی تحویل شده از سد بارزو جهت کشاورزی در محدوده بیلان حدود ۳/۵۸ میلیون متر مکعب در نظر گرفته شد. در نتیجه مجموع حجم آب برگشتی به آبخوان ۱۰/۳ میلیون متر مکعب در سال برآورد شده است.

#### ج-۲- خروجی‌ها

##### ۱- جریان خروجی آب زیرزمینی از آبخوان

با توجه به نقشه هم‌پتانسیل، خروجی زیرزمینی از آبخوان آبرفتی دشت شیروان فقط از منطقه غربی دشت صورت می‌گیرد. همانند محاسبه حجم آب ورودی، حجم آب خروجی با استفاده از قانون داری و بر اساس نقشه هم‌پتانسیل آبخوان در سال ۱۳۸۹ محاسبه شده است (جدول ۴-۸).

جدول ۴-۸- نحوه محاسبه حجم جریان آب زیرزمینی خروجی از آبخوان آبرفتی دشت شیروان

مقطع خروجی	طول مقطع (متر)	متوسط قابلیت انتقال ( $m^2/day$ )	متوسط شیب هیدرولیکی	زمان	حجم آب زیرزمینی ورودی (MCM)
$Q_1$	3260	120	0.019	365	2.71

## ۲- بهره‌برداری از آبخوان

بر اساس اندازه‌گیری‌های انجام شده در منطقه، حجم بهره‌برداری از آبخوان شیروان توسط چاه‌ها حدود  $45/22$  میلیون متر مکعب در سال و سهم قنات‌ها حدود  $0/28$  میلیون متر مکعب در سال می‌باشد.

بنابراین در محدوده بیلان سالانه حدود  $45/5$  میلیون متر مکعب از آبخوان برداشت می‌شود. لازم به ذکر است هیچ چشمه‌ای در محدوده بیلان وجود نداشته و خروج آب توسط قنات‌ها فقط مربوط به بخش شرقی آبخوان می‌باشد.

## ۳- تبخیر و تعرق از آبخوان

تبخیر از سطح سفره آب زیرزمینی تنها در مناطقی رخ می‌دهد که عمق سطح آب زیرزمینی کمتر از  $5$  متر باشد. بر اساس نقشه‌های موجود، عمق سطح آب زیرزمینی در دشت شیروان بیشتر از  $5$  متر بوده، لذا میزان تبخیر در محاسبات بیلان صفر در نظر گرفته شده است.

## ۴- زهکشی از آبخوان

حجم زهکشی آب زیرزمینی از دشت شیروان برابر با  $0/5$  میلیون متر مکعب در سال تخمین زده شده است (شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی ۱۳۹۱).

## د- بیلان آبخوان شیروان

خلاصه اجزا بیلان آبخوان آبرفتی شیروان در جدول ۴-۷ ارائه شده است. طبق جدول مجموع ورودی‌ها به آبخوان برابر  $34/58$  میلیون متر مکعب در سال و مجموع خروجی‌ها برابر  $48/7$  میلیون متر مکعب در سال می‌باشد. تفاوت ورودی‌ها و خروجی‌ها برابر  $14/12$  میلیون متر مکعب در سال بوده که نشان‌دهنده بیلان منفی آبخوان شیروان می‌باشد.

جدول ۴-۹) محاسبه بیلان آبخوان آبرفتی شیروان در سال آبی ۹۰-۱۳۸۹

پارامترهای بیلان	حجم (میلیون متر مکعب بر سال)
ورودی آب زیرزمینی به آبخوان	۱۵/۱۴
آب نفوذیافته از نزولات	۲/۹
آب برگشتی ناشی از مصارف کشاورزی به آبخوان	۴/۰۳
آب برگشتی ناشی از مصارف صنعتی به آبخوان	۰/۲۹
آب برگشتی ناشی از مصارف آب آشامیدنی به آبخوان	۲/۴
آب برگشتی ناشی از سد بارزو به آبخوان	۳/۵۸
آب نفوذی از جریانات سطحی	۶/۲۴
<b>کل ورودی</b>	<b>۳۴/۵۸</b>
جریان خروجی آب زیرزمینی	۲/۷
بهره برداری از آبخوان آبرفتی	۴۵/۵
تبخیر و تعرق از آبخوان	۰
زهکش از آبخوان	۰/۵
<b>کل خروجی</b>	<b>۴۸/۷</b>
تفاوت ورودی و خروجی	-۱۴/۱۲

#### ه- محاسبه آبدهی ویژه آبخوان شیروان به روش بیلان

در محاسبه بیلان آب زیرزمینی آبخوان شیروان، تمام اجزای ورودی و خروجی بیلان در محدوده آبخوان و در محدوده زمانی یک سال بررسی شده است. مقدار آبدهی ویژه آبخوان طبق فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$S_y = \frac{Q_{in} - Q_{out}}{W L_F \times A} \quad (۵-۴)$$

که در این رابطه  $Q_{in}$  حجم ورودی،  $Q_{out}$  حجم خروجی آبخوان،  $WLF$  نوسان سطح آب زیرزمینی و  $A$  مساحت آبخوان می باشد.

با توجه به نتایج بیلان مقدار کل ورودی به آبخوان شیروان  $34/58$  میلیون مترمکعب و مقدار کل خروجی برابر  $48/7$  میلیون متر مکعب در سال می باشد. همچنین نرخ سالیانه افت سطح ایستابی برابر  $0/92$  متر اندازه گیری شده است. بنابراین طبق معادله اشاره شده در بالا مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان حدود  $8$  درصد برآورد می گردد.

$$S_y = \frac{34.58-48.7}{0.92 \times 186.42} = 0.08 \quad (6-4)$$

#### ۴-۳-۲-۳- تلفیق نتایج روشها در تخمین آبدهی ویژه آبخوان شیروان

بر اساس نتایج سه روش آزمون پمپاژ، لاگ گمانهها و بیلان آب زیرزمینی مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان به ترتیب حدود  $3$ ،  $3$  و  $8$  درصد برآورد شده است. بنابراین در مجموع آبدهی ویژه آبخوان شیروان بین  $3$  تا  $8$  درصد (متوسط حدود  $5$  درصد) برآورد می گردد.

## فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادها

در این فصل به طور مختصر به بیان نتایج حاصل از مطالعات برآورد ضرایب هیدرودینامیک (S, T) آبخوان شیروان بر اساس روش‌های مختلف پرداخته می‌شود.

### ۱-۵- نتایج

۱- آزمون پمپاژ چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری در محدوده آبخوان دشت شیروان در سال‌های ۱۳۴۸ و ۱۳۸۷ انجام شده است. بر اساس نتایج آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ مقادیر قابلیت انتقال آبخوان از ۲۰۰ تا ۲۲۵۱ مترمربع بر روز متغیر بوده است. محدوده تغییرات مقادیر قابلیت انتقال حاصل از آزمون‌های پمپاژ در سال ۱۳۸۷ نیز از ۴۰ تا ۴۰۰ مترمربع بر روز در محدوده آبخوان بوده است. دلایل متفاوت بودن مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمون‌های پمپاژ سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۸۷ را می‌توان به افت زیاد سطح ایستابی مربوط دانست. افت سطح ایستابی باعث کاهش ضخامت آبخوان در دشت شیروان شده است. از طرفی چون ضخامت آبخوان تغییر کرده است، تغییر در لیتولوژی آبخوان محتمل می‌باشد. به همین خاطر مقادیر قابلیت انتقال بر اساس آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ برای شرایط فعلی به دلیل افت زیاد سطح ایستابی و کاهش ضخامت آبخوان غیر قابل استفاده می‌باشد.

۲- با توجه به این که مقادیر آبدهی ویژه در آزمون پمپاژ سال ۱۳۴۹ محاسبه نشده، با میانگین‌گیری نتایج حاصل از آزمون پمپاژ سال ۱۳۸۷، متوسط مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان بر اساس نتایج آزمون‌های پمپاژ حدود ۳ درصد برآورد شده است.



- ۳- نتایج مقادیر محاسبه شده قابلیت انتقال بر مبنای داده‌های ظرفیت ویژه با استفاده از رابطه تجربی ارائه شده توسط رزاق و هانتلی (Razack and Huntley 1991)، حداقل ۱۱ مترمربع بر روز و حداکثر آن حدود ۱۷۶ مترمربع بر روز می‌باشد. در قسمت‌های مرکزی و غرب آبخوان که دارای مقادیر ظرفیت ویژه بالایی می‌باشد، مقدار قابلیت انتقال نیز افزایش مشخصی را نشان می‌دهد. با توجه به این که ضخامت آبخوان به صورت طبیعی به سمت بخش‌های مرکزی افزایش می‌یابد، مقادیر قابلیت انتقال در قسمت مرکزی بخش‌های شرقی و غربی هم افزایش یافته است.
- ۴- مقادیر قابلیت انتقال محاسبه شده با استفاده از رابطه تجربی ارائه شده توسط سری واستاو و همکاران (Srivastav et al. 2007) از حدود ۱۷ تا ۲۵۴ مترمربع بر روز متغیر است.
- ۵- مقادیر قابلیت انتقال بر اساس روش تجربی لاگ گمانه‌ها از ۱۳ تا ۶۹۹ مترمربع بر روز در محدوده آبخوان محاسبه شد. مقادیر قابلیت انتقال بر اساس لاگ حفاری‌ها در اطراف شهر شیروان ۳۹۶ و ۶۹۹ مترمربع بر روز برآورد شد، در حالی که مقدار قابلیت انتقال حاصل از آزمون پمپاژ در این منطقه حدود ۹۶ مترمربع بر روز برآورد شده است. عدم تطابق بین مقدار قابلیت انتقال آزمون پمپاژ و مقادیر قابلیت انتقال بر اساس لاگ می‌تواند ناشی از عدم دقت لاگ حفاری در قسمت مرکزی آبخوان باشد. در سایر مناطق انطباق خوبی بین مقادیر حاصل از روش لاگ و نتایج آزمون پمپاژ وجود دارد.
- ۶- با توجه به مزایا و معایب هر کدام از روش‌های برآورد ضرایب هیدرودینامیک و همچنین عدم توزیع مکانی مناسب هر کدام از آن‌ها، در این تحقیق از تلفیق روش‌ها در تخمین قابلیت انتقال آبخوان شیروان استفاده شد و نقشه قابلیت انتقال آبخوان شیروان با تلفیق نتایج این روش‌ها به صورت دستی ترسیم شد. بر این اساس قابلیت انتقال آبخوان از حدود ۵۰ تا ۱۵۰ مترمربع بر روز متغیر بوده و متوسط آن ۱۰۰ مترمربع بر روز می‌باشد.

- ۷- جهت محاسبه آبدهی ویژه به روش تجربی، بافت غالب خاک در لاگ‌های حفاری در محل هر چاه تعیین شده و با توجه به عدم اعتماد به لاگ چاه‌های واقع در محدوده شهر شیروان، در صورتی که این مقادیر در میانگین‌گیری لحاظ نگردد، متوسط مقدار آبدهی ویژه حدود ۳ درصد برآورد گردید. این مقادیر با نتایج حاصل از آزمون‌های پمپاژ (حدود ۳ درصد) همخوانی دارد.
- ۸- با توجه به نتایج بیلان مقدار کل ورودی به آبخوان شیروان ۳۴/۵۸ میلیون مترمکعب و مقدار کل خروجی برابر ۴۸/۷ میلیون متر مکعب در سال می‌باشد. همچنین نرخ سالیانه افت سطح ایستابی برابر ۰/۹۲ متر اندازه‌گیری شده است. مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان به روش بیلان حدود ۸ درصد برآورد شده است.
- ۹- بر اساس نتایج سه روش آزمون پمپاژ، لاگ گمانه‌ها و بیلان آب زیرزمینی مقدار آبدهی ویژه آبخوان شیروان به ترتیب حدود ۳، ۳ و ۸ درصد برآورد شده است. بنابراین در مجموع آبدهی ویژه آبخوان شیروان بین ۳ تا ۸ درصد (متوسط حدود ۵ درصد) برآورد می‌گردد.

## ۵-۲- پیشنهادها

- با توجه به نتایج حاصل از این تحقیق و در راستای مدیریت بهره برداری و پایداری منابع آب در آبخوان شیروان موارد زیر پیشنهاد می‌گردد:
- ۱- نظر به عدم وجود مقادیر S و T در بخش‌های مختلف آبخوان شیروان، انجام تعداد زیادی آزمایش پمپاژ در سراسر دشت به منظور ارائه مقادیر قابل اعتماد پارامترهای هیدرودینامیکی T و S پیشنهاد می‌شود.
  - ۲- نظر به قابلیت روش ظرفیت ویژه در تخمین قابلیت انتقال، کالیبراسیون آن بر اساس نتایج قابل اعتماد T (بر اساس آزمون پمپاژ) جهت استفاده در سایر دشت‌ها پیشنهاد می‌شود.

۳- به منظور استفاده از روش‌های جایگزین آزمون پمپاژ نظیر لاگ گمانه‌ها در تخمین ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شیروان، برداشت دقیق‌تر لاگ در حفاری‌های جدید آبخوان توصیه می‌گردد.

## منابع

۱. باقری ا. میرزایی م. مرادزاده ع. و یوسفی زاده م. (۱۳۸۷)، "محاسبه کیفی تخلخل، آبدهی ویژه و آب قابل استحصال سفره آب زیرزمینی با استفاده از نتایج مدل سازی مقاومت ویژه"، سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.
۲. جعفریان م ب. هفت لنگ ر. "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شیروان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
۳. سی و سه مرده م. بابازاده ح. سالار عشایری ع. و فقیه ه. (۱۳۹۲)، "ارزیابی فرمول‌های تجربی برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع بر اساس توزیع اندازه ذرات خاک"، اولین کنفرانس ملی الکترونیکی علوم کشاورزی و محیط زیست.
۴. شرکت مهندسی مشاور مهار آب عمران گستر، (۱۳۸۶)، "مطالعات نیمه تفضیلی منابع آب زیرزمینی دشت بجنورد"، شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی.
۵. شمسایی ا. (۱۳۷۷)، "هیدرولیک جریان آب در محیط‌های متخلخل"، مرکز دانشگاه صنعتی امیرکبیر (پلی تکنیک تهران).
۶. صداقت م. (۱۳۸۸)، "زمین و منابع آب (آب‌های زیرزمینی)"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران، ۲۸۷ ص.
۷. علی پور ر. مرادزاده ع. و مردمی ه. "تعیین نفوذپذیری سازند با استفاده از روش تشدید مغناطیسی".
۸. علیزاده الف. (۱۳۹۰)، "اصول هیدرولوژی کاربردی"، چاپ سی و یکم، مؤسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد، ۹۱۱ ص.
۹. کاشف ع.ا. (۱۳۸۸)، "مهندسی آب‌های زیرزمینی"، انتشارات سیمای دانش، ص ۱۱۹-۱۱۳.

۱۰. کرمی غ. (۱۳۸۹)، "بررسی آزمون‌های پمپاژ چاه‌های گروه ۲ استان قم"، شرکت آب منطقه‌ای قم.

۱۱. کرمی غ. (۱۳۸۹)، "پروژه مطالعاتی برآورد ضرایب هیدرودینامیک در دشت سمنان- ایوانکی".

۱۲. کرمی غ. (۱۳۹۱)، "مطالعات برآورد ضرایب هیدرودینامیک در دشت سمنان- ایوانکی"، شرکت آب منطقه‌ای سمنان.

۱۳. لشکری پور غ م. یزدان پناه ف. انصاری خ. (۱۳۹۲)، "بررسی رابطه بین ضریب نفوذپذیری (K) و دانه بندی و ارائه ی فرمول تجربی در خط دو پروژه قطار شهری شیراز"، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

۱۴. متوسل ر. محمدی ض. (۱۳۹۱)، "برآورد هدایت هیدرولیکی با استفاده از اطلاعات لاگ حفاری به روش آنالیز فازی، مطالعه ی موردی دشت بوشکان"، شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

۱۵. مرادزاده ع. قوامی ر. (۱۳۸۰)، "چاه پیمایی برای مهندسین"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۱۶. مهندسین مشاور آبنمود توس، (۱۳۸۷)، "مطالعات نیمه تفضیلی منابع آب زیرزمینی دشت شیروان به منظور آبرسانی به شهر شیروان"، وزارت نیرو، جلد دوم، ۱۱۴ص.

۱۷. نخعی م. لشکری پور غ ر. (۱۳۸۲)، "تخمین تخلخل و آبدهی ویژه در آبخوان دشت شورو با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه و روابط تجربی"، دانشگاه تربیت معلم تهران.

۱۸. نسیمی ع ر. محمدی ض. (۱۳۹۱)، "ارزیابی دقت روش‌های مختلف محاسبه هدایت هیدرولیکی آبخوان آزاد بر اساس مرحله برگشت آزمون پمپاژ"، نهمین کنگره بین المللی مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی اصفهان.

۱۹. شمسایی ا. محمدزاده ج. (۱۳۸۴)، " تصحیح پارامتر های هیدرو دینامیک دشت فیروزآباد با استفاده از مدل سازی تفاضلات محدود در محیط 5.5 GMS"، دومین کنگره ملی مهندسی عمران.

## Reference

1. Alyamani M. S. and Sen. Z. (1993). "Determination of hydraulic conductivity from complete grain-size distribution curves". **Ground water**, no. 4: 551-555.
2. Beyer W. (1964). Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve.
3. Boucher M. Favreau G. Vouillamoz J. M. Nazoumou Y. and Legchenko A. (2009). "Estimating specific yield and transmissivity with Magnetic Resonance Sounding in an unconfined sandstone aquifer". **Hydrogeology Journal**. 17(7). ISSN 1431-2174.
4. Carman P. C. (1937). "Fluid Flow through Granular Beds". *Trans. Inst. Chem. Eng.*, 15, 150.
5. Carman P. C. (1956). "Flow of Gases through Porous Media". Butterworths Scientific Publications, London.
6. Carrier W. D. (2003). "Goodbye, Hazen; Hello, Kozeny-Carman". **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**. 1054.
7. Cheng C. and Chen X. (2007). "Evaluation of Methods for Determination of Hydraulic Properties in an Aquifer-Aquitard System Hydrologically Connected to River". **Hydrogeology Journal**. 15: 669-678.
8. Eckis Rollin. (1934). "South coastal-basin investigation Geology and ground-water storage capacity of valley fill: California Department of Public Works". Water Resources Division, Bulletin 45, 279 p.
9. El-Kadi A. I. (2005). "Validity of the generalized Richards equation for the analysis of pumping test data for a coarse-material aquifer". **Vadose Zone J.** 4, 196-205.
10. Freeze R. A. and Cherr J. A. (1979). "**Groundwater**". Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

11. Halford K. J. (1997). "Effects of unsaturated zone on aquifer test analysis in a shallow-aquifer system". **Ground Water**. 35, 512–522.
12. Hazen A. (1892). "Some physical properties of sands and gravels. Massachusetts State Board of Health". Annual Report, 539-556.
13. Hsieh P. A. Wingle W. and Healy R. W. (1999). VS2DI: a graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media. US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99–4130.
14. Huang G. and Zhang R. (2005). "Evaluation of soil water retention curve with the pore-solid fractal model". *Geoderma*, 127:52-61.
15. Jacob C. E. (1947). "Drawdown test to determine effective radius of artesian well". *Trans. Amer. Society Civil Engrs.* V. 112, pp. 1047-1070.
16. Johnson A. I. (1967). "Specific yield--compilation of specific yields for various materials". **U.S. Geological Survey Water Supply Paper**. 1662-D.
17. Johnson A. I. (1963). "Specific Yield compilation of specific yields for various material: u.s.". *Geol. Survey Water-Supply*.
18. Johnson A. I. Prill R. Co and Morris D. A. (1963). "Specific Yield-Column drainage and centrifuge moisture content: u.s.". *Geol. Survey Water-Supply Paper* 1662-A, 60 Po
19. Kelly W. E. and R.K. Frohlich. (1985). Relations between aquifer electrical and hydraulic properties. *Ground Water* 23, no. 2: 182-189.
20. Kozeny J. (1927). *Uber Kapillare Leitung Des Wassers in Boden*. *Sitzungsber Akad. Wiss.Wien Math. Naturwiss.Kl., Abt.2a*, 136:271-306 (In German).
21. Lima O.A.L.b and Niwas Sri (2000). "Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements". **Journal of Hydrology**, 235, 12–26.
22. Lima OAL. Niwas Sri. (2000). "Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements". **Journal of Hydrology**. 235, 12–26.
23. Loheide S. P. Jr. Butler J. J. Jr. and Gorelick S. M. (2005). "Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: a saturated-unsaturated flow assessment". **Water Resour. Res.** 41, 1–14.

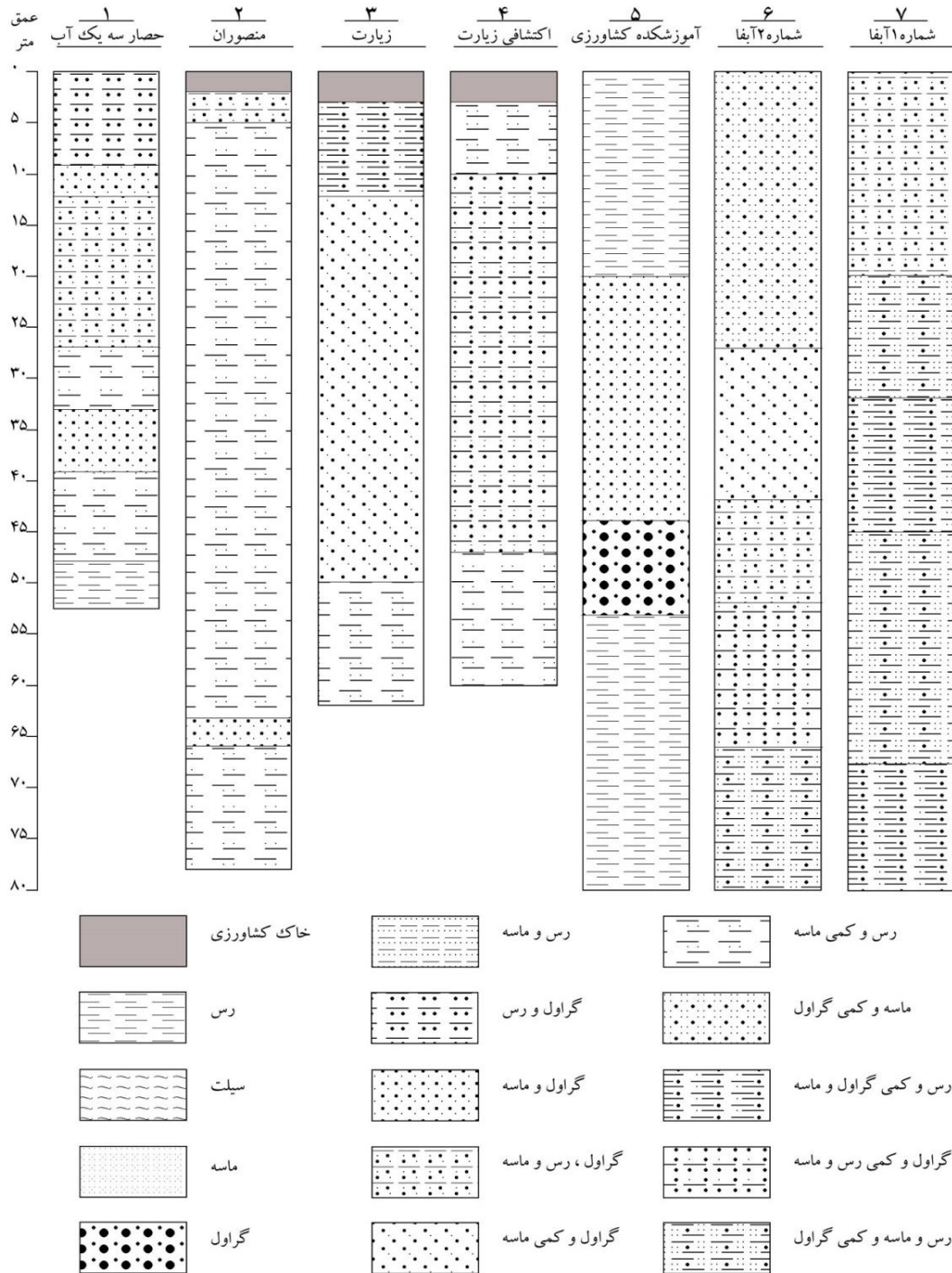
24. Mashayekhi H. Taheri Tizro A. and Salehzade M. (2010).” Hydrogeological framework and estimation of aquifer hydraulic parameters using geoelectrical data: a case study from West Iran”. *Hydrogeology Journal* (2010) 18: 917–929.
25. Mazac O. W. E. Kelly and I. Landa (1985). A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology* 79, 1-19.
26. Meinzer O. E. (1923). The occurrence of ground water in the United States: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 489, 321 p.
27. Moench A. F. (2003). “Estimation of hectare-scale soil-moisture characteristics from aquifer-test data”. **J. Hydrol.** 281, 82–95.
28. Odong J. (2007). “Evaluation of Empirical Formulae for Determination of Hydraulic Conductivity based on Grain-Size Analysis”. **Journal of American Science**, 3(3).
29. Peck R. B. Hanson W.E. and Thornburn T. H. 1974. *Foundation Engineering*. John Wiley and Sons N.Y.
30. Pinder G. F. and Celia M. A. (2006). “**Subsurface Hydrology**”. John Wiley & Sons Inc., Hoboken, New Jersey.
31. Plata J. L. and Rubio F. M. (2008). “The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers”. **Journal of Applied Geophysics**, 66(3), 128-139.
32. Razack M. and Huntley D. (1991). “Assessing transmissivity from Specific Capacity in a Large Heterogeneous Alluvial Aquifer”. **Ground water**, 29.
33. Richard w. Healy. (2010). “**Estimating ground water recharge**”. 122 P.
34. Srivastav S. K. Lubczynski M. W. and Biyani A. K. (2006). “On aquifer properties, ground water abstraction and recharge in Doon Valley, Uttaranchal”. *Bhujal News: Special Issue-Uttaranchal* 21.
35. Srivastav S. K. Lubczynski M. W. and Biyani A. K. (2007). “Upscaling of transmissivity, derived from specific capacity: a hydrogeomorphological approach applied to the Doon Valley aquifer system in India”. **Hydrogeology Journal**, 15, P. 1251–1264.
36. Terzaghi K. and Peck R. B. (1964). “Soil mechanics in engineering practice”, Wiley, New York. , 566 pp, 521p.



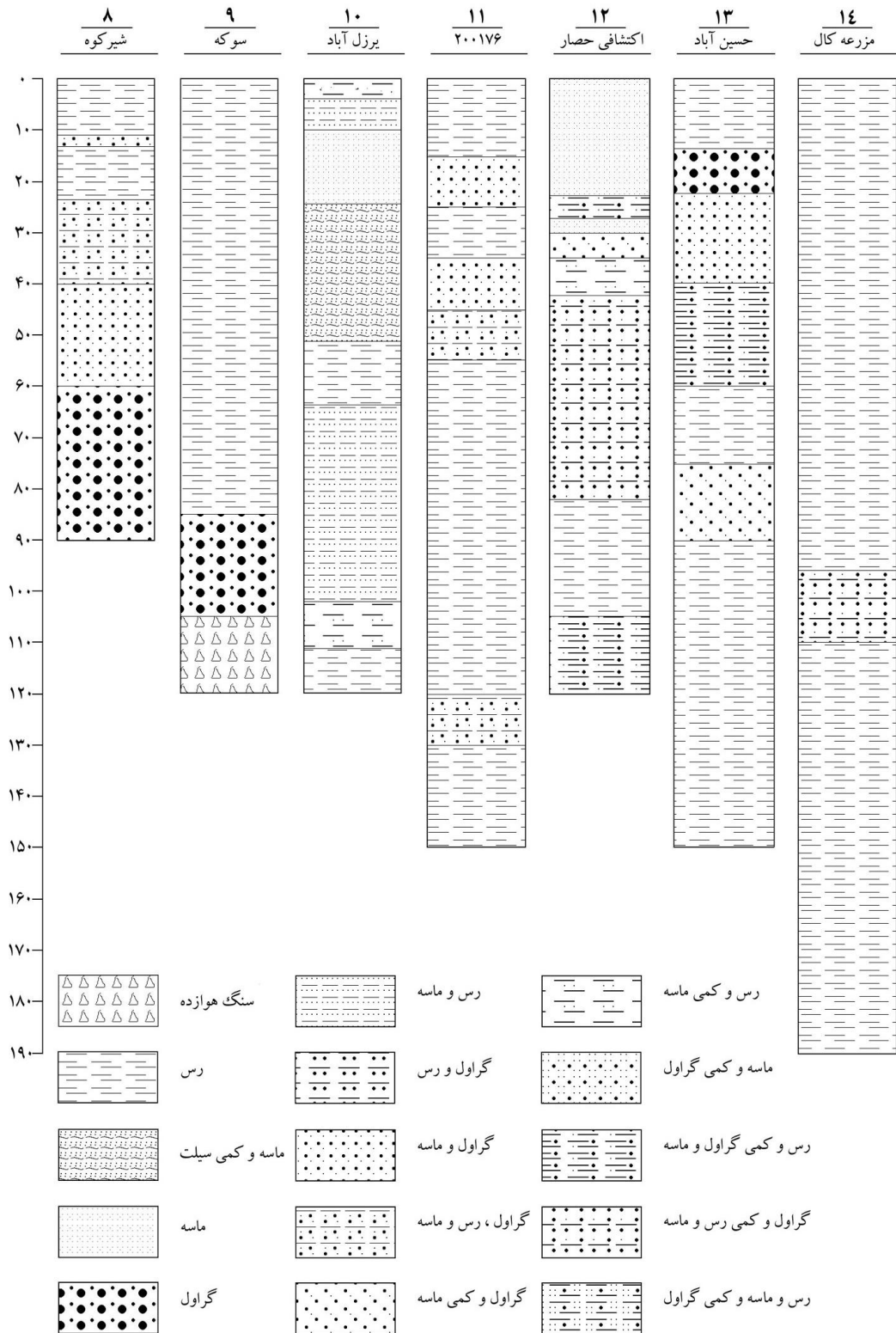
37. Theis C. V. (1963). Estimating the transmissivity of a water-table aquifer from the specific capacity of a well. U.S. Geological Survey Water Supply Paper. 1536-I. pp. 332-336.
38. Thomasson H. J. Olmsted F. H. and Leroux E. R.. (1960). Geology, Water resources and usable ground water storage capacity of a part of Solano County, CA. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1464.693 pp.
39. Tizro A. T. Salehzade M. and Mashayekhi H. (2010). "Hydrogeological framework and estimation of aquifer hydraulic parameters using geoelectrical data: a case study from West Iran". **Hydrogeology Journal**, 18: 917–929.
40. Todd D. K. and Mays L.W. (2005). "**Groundwater Hydrology**". Third Edition, John Wiley and Sons, New York, 636 p.
41. Vadouris k. s. (2006). Groundwater balance and safe yield of the Coastal Aquifer system in North Eastern Korinthia, Greece. Applied Geography, vol 26, pp.291-311.
42. Vukovic M. and Soro A. (1992). "Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition". Water Resources Publications, Littleton, Colorado.
43. Younger P. L. (1993). "Simple generalized methods for estimating aquifer storage parameters". **Quarterly Journal of Engineering geology**. 26, 127-135.

## پیوست ۱

ستون‌های چینه‌شناسی حاصل از اطلاعات حفاری چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری



## ادامه پیوست ۱



## **Abstract**

Hydrodynamic coefficients such as transmissivity and storage coefficients are crucial parameters in managing hydrogeological challenges such as budget and mathematic modeling. In this study, the hydrodynamic coefficients of Shirvan aquifer in north Khorasan province have been assessed based on different methods. The transmissivity coefficient has been evaluated based on pumping test, specific capacity and borehole logs. Exploration wells, pumping test and exploitation of Shirvan aquifer has been performed in years 1349 and 1378. The transmissivity value fluctuations in pumping tests conducted in 1378 vary between 40 to 400 m<sup>2</sup>/d which differs significantly from the available data from 1349. This significant difference can be justified by decrease of water level and reduction of saturation thickness in the aquifer. The transmissibility values calculated based on specific capacity data ranges from a minimum of 11 m<sup>2</sup>/d to a maximum of 254 m<sup>2</sup>/d. Based on borehole log experiments, the transmissivity values ranged between 13 to 699 m<sup>2</sup>/d. In most areas, there is a good correlation among pumping test, specific capacity and borehole log results. In this study a combination of these methods has been used to evaluate the transmissivity of Shirvan aquifer and the transmissivity map has been sketched manually. Finally the transmissivity of shirvan aquifer has been estimated about 50 to 150 with an average of 100 m<sup>2</sup>/d. The specific yield of Shirvan aquifer was calculated based on the data from pumping test, borehole log and ground water budget and the obtained values were 3%, 3% and 8% respectively. Therefore the mean specific yield of the aquifer is about 5%.

**Keywords:** Shirvan, transmissivity, specific yield, groundwater budget.



**Shahrood University of Technology**

Faculty of Earth Sciences

# **Determination of the Hydrogeological Parameters of Shirvan Aquifer**

**Elham Takabi**

Supervisor:  
**Dr. Hadi Jafari**

Advisor:  
**Dr. Rahim Bagheri**

**January 2016**