

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

رساله دکتری هیدروژئولوژی

تخمین تغذیه آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی مشهد – چناران

نگارنده: محمود ارجمند شریف

استاد راهنما:

دکتر هادی جعفری

اسفند سال ۱۴۰۰

شماره: ۳۹۱
تاریخ: ۱۴۰۱/۲/۵
ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۱: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)
(تعیین درجه نمره رساله برای ورودی‌های ۹۴ و سال‌های قبل از آن)

بدینوسیله گواهی می‌شود آقای محمود ارجمند شریف دانشجوی دکتری رشته زمین‌شناسی، آشناسی به شماره دانشجویی ۹۳۰۰۸۲۵ ورودی مهرماه سال ۱۳۹۳ در تاریخ ۱۴۰۰/۱۲/۱۱ از رساله نظری ☐ / عملی ☒ خود با عنوان: تخمین تغذیه آب‌یرزمینی در آبخوان آبرفتی مشهد - چناران دفاع و با اخذ نمره ۱۹-۱۱-۱۱ به درجه: عالی نائل گردید.

الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰ ☒ ب) درجه خیلی خوب: نمره ۱۸/۹۹ - ۱۷ ☐
ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹ - ۱۵ ☐ د) مردود: کمتر از ۱۵ ☐

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	استاد راهنمای اول	دکتر هادی جمفری	دانشیار	
۲	استاد راهنمای دوم	دکتر	—	
۳	استاد مشاور اول	دکتر	—	
۴	استاد مشاور دوم	دکتر	—	
۵	استاد مدعو داخلی/خارجی	دکتر رحیم باقری	دانشیار	
۶	استاد مدعو داخلی/خارجی	دکتر صمد امامقلی زاده	دانشیار	
۷	استاد مدعو داخلی/خارجی	دکتر رضا جهانشاهی	دانشیار	
۸	نماینده تحصیلات تکمیلی دانشکده	دکتر مهدی جمفرزاده	استاد	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی آقای محمود ارجمند شریف بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تقدیم نامه

به پاس عشق، صبوری، همراهی و همدلی، این رساله را تقدیم می‌کنم به عزیزترین همراهان زندگیم؛
همسر عزیزم: او که همواره در مسیر ناهموار زندگی، واژه صبر و امید را برای من به تصویر کشید
و محیطی سرشار از سلامت، امنیت، آرامش و آسایش فراهم نمود.
دختر عزیزم: او که امیدبخش جانم و آرامش روحم است.

باشد که قطره‌ای از دریای بی‌کران عشق و مهرشان را پاسخ‌گو باشم.

تشکر و قدردانی

حمد و سپاس خدای را که در دل بندگان معرفت آفرید، توان اندیشیدن و فکر کردن به آنها بخشید، نیروی تلاش و کوشش به آنها عطا نمود، قلم را زیور محفل عارفان ساخت و من را در جوار آموزگاران اندیشه‌های بزرگ و ناب نشاند. اکنون که در سایه‌سار بنده‌نوازی‌اش، رساله حاضر به سرانجام رسیده است بر خود لازم می‌دانم از زحمات اساتید گرامی، خانواده عزیزم، دوستان و همراهانی که به هر نحوی در انجام این کار اینجانب را یاری نمودند سپاس‌گزاری نمایم.

سپاس‌گزارم؛

از زحمات بی‌دریغ استاد راهنمای گرانقدرم، دکتر هادی جعفری که در طول تحصیل، باغ سبز اندیشه‌ام را با باران محبت و ادب خود آبیاری نمود. بی‌گمان، نکات مثبت و درخور توجه این رساله، نتیجه راهنمایی‌ها و کمک‌های این استاد بزرگوار بوده است.

از استاید بزرگوارم، دکتر غلامحسین کرمی، دکتر رحیم باقری، دکتر غلامعباس کاظمی، دکتر عزیزالله طاهری و دکتر مهدی جعفرزاده که در طول تحصیل، بی‌دریغ دانسته‌های خویش را بر من ارزانی داشته‌اند.

از زحمات رؤسای محترم دانشکده علوم زمین، دکتر رمضان رضانی اومالی (رئیس فعلی) و دکتر پرویز امیدی (رئیس اسبق) و همچنین از زحمات و پیگیری‌های سرکار خانم مهندس زهره فارسی، کارشناس و مسئول محترم آموزش دانشکده.

از همکلاسی‌های دوران تحصیلم، آقایان دکتر فیروز شکیبا، دکتر حجت میرانی‌مقدم، دکتر حسین عابدیان و سرکار خانم‌ها دکتر فاطمه باقری و دکتر زهرا بوسلیک، به‌خاطر همراهی‌ها و دلگرمی‌ها.

از دوستان و همکاران بسیار عزیزم، مهندس عبدالرضا فتحی‌نجفی، مهندس جواد اسکندری، مهندس سید محسن شجای، مهندس محمد علایی و ... به‌خاطر همراهی و کمک‌های فراوان.

در پایان، از زحمات همسرم، دخترم، پدر و مادرم که در طول مدت تحصیل، زحمات بسیاری را متحمل شدند و مرا همواره مورد تشویق و محبت خود قرار دادند، بی‌نهایت سپاس‌گزارم و همواره قدردان ایشان خواهم بود.

تهدنامه

اینجانب محمود ارجمندشریف دانشجوی دوره دکتری رشته زمین‌شناسی، گرایش هیدروژئولوژی (آب‌شناسی)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، نویسنده رساله با عنوان "تخمین تغذیه آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی مشهد - چناران" با راهنمایی دکتر هادی جعفری متعهد می‌شوم؛

- تحقیقات در این رساله توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر، به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در رساله، 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 با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این رساله، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه 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:

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده)، متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

چکیده

آبخوان مشهد - چناران با وسعت حدود ۲۵۲۷ کیلومتر مربع، مهم‌ترین آبخوان آبرفتی استان خراسان رضوی و تنها منبع پایدار تامین کننده بخش عمده‌ای از آب شرب کلان شهر مشهد است. متأسفانه و باوجود اهمیت این آبخوان، تاکنون تحقیق جامعی در زمینه تخمین مقدار، منشاء و ارتفاع تغذیه آب زیرزمینی انجام نشده است. در این پژوهش، تغذیه آب زیرزمینی به روش‌های نوسان سطح ایستابی، بیلان جرم کلراید، بیلان جرم ایزوتوپ و روش بیلان آب برآورد و نتایج آن با یکدیگر مقایسه شده است.

نخست، تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از آمار و اطلاعات ۳۱ حلقه چاه مشاهده‌ای به روش نوسان‌های سطح ایستابی و الگوریتم MRC در یک دوره ۱۵ ساله (سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰ تا ۹۵ - ۱۳۹۴) برآورد شده است. نتایج نشان می‌دهند، تغذیه در آبخوان مشهد - چناران از الگوی مشخصی پیروی نموده و تابعی از میزان بارندگی است. بارندگی‌های فصلی از اواخر مهرماه شروع و در فروردین‌ماه به حداکثر می‌رسند. روند افزایش تغذیه آبخوان تا پایان اسفند ادامه یافته و پس از آن با شروع فصل بهار، میزان تغذیه به‌طور محسوسی کاهش می‌یابد. بیش‌ترین مقدار تغذیه در ماه‌های دی، بهمن و اسفند و کم‌ترین آن نیز در ماه‌های مرداد و شهریور صورت می‌گیرد. در طول دوره آماری، کم‌ترین مقدار تغذیه در سال آبی ۸۲-۱۳۸۱ به میزان ۸۷/۲ میلیون مترمکعب (۱۲/۴ درصد بارندگی)، بیش‌ترین مقدار در سال آبی ۹۱-۱۳۹۰ به میزان ۲۲۱/۷ میلیون مترمکعب (۲۹ درصد بارندگی) و میانگین تغذیه نیز حدود ۱۱۷/۱۱ میلیون مترمکعب (۲۱/۲۱ درصد بارندگی) می‌باشد. رخدادهای تغذیه کمتر از ۵ میلیون مترمکعب در سال، بیش‌ترین فراوانی و مقادیر بالا نیز دارای کم‌ترین فراوانی می‌باشند. ارزیابی نسبت مقدار تغذیه به مقدار بارش، حاکی از برآورد درست مقدار تغذیه به روش نوسانات سطح ایستابی با استفاده از الگوریتم MRC است. در ادامه، تغذیه به روش بیلان جرم کلراید و روش بیلان جرم ایزوتوپی در یک دوره سه ساله برآورد شده است. در این دوره، نمونه‌های آب زیرزمینی و آب باران جمع‌آوری و مقادیر غلظت کلراید و محتوی ایزوتوپی (اکسیژن ۱۸- و دوتریم) آنها در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده است. بر اساس بیلان جرمی کلراید، تغذیه در حدود ۲۱ درصد (۱۱۵/۷۹ میلیون مترمکعب در سال) برآورد شده است. بر اساس بیلان جرمی اکسیژن ۱۸-، مقدار تغذیه ۳۴/۱۲ درصد (۱۸۸/۳۹ میلیون مترمکعب) و بر اساس بیلان جرم دوتریم، تغذیه ۲۴/۳۹ درصد (۱۳۴/۶۷ میلیون مترمکعب) برآورد شده است. مدل

آلیسون نیز که یک مدل تجربی است و بر اساس محتوی ایزوتوپی اکسیژن -۱۸ و دوتریم، تغذیه را برآورد می‌کند، نتایج قابل قبولی ارائه داده است. بر اساس نتایج به‌دست آمده از این مدل، مقدار تغذیه به‌ترتیب برای ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و دوتریم، حدود ۲۴/۷۵ (۱۳۶/۶۶ میلیون مترمکعب) و ۲۶/۴۵ درصد (۱۴۶/۰۴ میلیون مترمکعب) برآورد شده است. در نهایت، با استفاده از بیلان ترنت‌وایت و بیلان آب زیرزمینی، نتایج کنترل و ارزیابی شده‌اند. بر اساس نتایج بیلان ترنت‌وایت، تغذیه ۱۹/۲۴ درصد (۱۰۶/۲۳ میلیون مترمکعب در سال) و بر اساس بیلان آب زیرزمینی نیز، تغذیه ۲۴/۰۰ درصد (۱۳۲/۵۲ میلیون مترمکعب در سال) برآورد شده است. در این پژوهش، زمان واکنش آب زیرزمینی نسبت به بارش با استفاده از داده‌های ۳۱ حلقه چاه مشاهده‌ای به روش همبستگی متقابل در یک دوره ۱۵ ساله (سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰ تا ۹۵ - ۱۳۹۴) نیز تعیین شده است. نتایج آزمون همبستگی نشان می‌دهد، پس از گذشت حدود ۲ تا ۳ ماه، تأثیر بارش به‌تدریج بر سطح آب زیرزمینی مشاهده شده و ضریب همبستگی در سطح خطای ۹۵ و ۹۰ درصد به ترتیب برای ۷۷ و ۹۷ درصد از چاه‌ها معنی‌دار می‌شود. حداقل زمان تأخیر، ۲ ماه و حداکثر آن نیز ۷ ماه برآورد شده است. به‌طور کلی، زمان تأخیر برآورد شده تطابق خوبی با عمق آب زیرزمینی که بیانگر ضخامت ناحیه غیراشباع است، دارد و به صورت کامل از الگوی نقشه هم‌عمق تبعیت می‌نماید. مقدار تغذیه در سراسر آبخوان مشهد - چناران بیشتر توسط شرایط ناحیه غیراشباع (ضخامت، جنس و ...) کنترل و تغییرات عمق آب زیرزمینی به‌نوعی عامل اصلی ایجاد تأخیر زمانی بین وقوع بارندگی و شروع تغذیه در آبخوان محسوب می‌شود. با شروع بارندگی از اواخر مهرماه، تغذیه آب زیرزمینی در اغلب چاه‌ها از اواسط فصل پاییز شروع شده و تا اواخر فصل بهار ادامه می‌یابد. بیشینه مقدار تغذیه در اواخر فصل زمستان صورت می‌گیرد. در فصل تابستان، بارندگی نقش بسیار کم‌رنگی در تغذیه دارد و استخراج بی‌رویه آب از آبخوان و به‌تبع آن افت شدید و ادامه‌دار سطح ایستابی، نقش اصلی در نوسانات آب را ایفا می‌کند.

کلمات کلیدی: آبخوان آبرفتی مشهد - چناران، تغذیه آب زیرزمینی، روش نوسان سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر (کلراید)، بیلان جرم ایزوتوپ‌های پایدار آب (اکسیژن و دوتریم)، ضریب همبستگی متقابل، زمان تأخیر آب زیرزمینی

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- ارجمندشریف، م. جعفری، ه.، (۱۴۰۰)، برآورد تغذیه آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی (الگوریتم MRC)، نشریه هیدروژئولوژی، (پذیرفته شده)
- ۲- ارجمندشریف، م. جعفری، ه.، (۱۴۰۰)، برآورد زمان تأخیر تغذیه در آبخوان مشهد - چناران با استفاده از روش همبستگی متقابل، نشریه آب و خاک (پذیرفته شده)
- ۳- ارجمندشریف، م. جعفری، ه.، (۱۳۹۸)، تجزیه و تحلیل نوسانات بلند مدت سطح ایستابی در آبخوان مشهد - چناران، بیست و دومین همایش انجمن زمین‌شناسی تهران، ایران

فهرست مطالب

۱	فصل ۱: مقدمه و کلیات
۲	۱-۱- مقدمه
۲	۱-۲- ضرورت انجام تحقیق
۳	۱-۳- اهداف تحقیق
۳	۱-۴- انگاره‌های (فرضیه‌ها) تحقیق
۴	۱-۵- روش انجام تحقیق و روند تدوین رساله
۵	۱-۶- داده، آمار، اطلاعات و گزارش‌های مورد استفاده
۵	۱-۷- موقعیت جغرافیایی منطقه
۷	۱-۸- زمین‌شناسی عمومی، تکتونیک و ژئومورفولوژی
۷	۱-۸-۱- مقدمه
۸	۱-۸-۲- جایگاه منطقه در تقسیمات زمین‌شناسی ایران
۱۰	۱-۸-۳- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی
۱۸	۱-۸-۴- تکتونیک (زمین‌ساخت)
۲۴	۱-۸-۵- زمین ریخت‌شناسی
۲۵	۱-۸-۶- تأثیر واحدهای زمین‌شناسی بر اثر کمیت و کیفیت منابع آب
۲۶	۱-۹- آب‌وهواشناسی منطقه
۲۶	۱-۹-۱- مقدمه
۲۶	۱-۹-۲- شبکه ایستگاه‌های آب‌وهواشناسی
۲۸	۱-۹-۳- فیزیوگرافی حوضه
۳۰	۱-۹-۴- نزولات جوی (بارندگی)
۳۰	۱-۹-۴-۱- انتخاب ایستگاه‌های معرف و تعیین پایه زمانی مشترک
۳۰	۱-۹-۴-۲- بررسی و کنترل کیفیت داده‌ها
۳۲	۱-۹-۴-۳- بازسازی و تخمین داده‌های ناقص بارندگی
۳۲	۱-۹-۴-۴- گرادیان بارندگی سالانه و ماهانه
۳۴	۱-۹-۵- درجه حرارت و پارامترهای وابسته

۳۴	۱- ۹- ۵- ۱- گرادیان حرارتی سالانه
۳۵	۱- ۹- ۶- تبخیر و تعرق
۳۵	۱- ۹- ۶- ۱- گرادیان تبخیر سالانه
۳۵	۱- ۹- ۶- ۲- گرادیان تبخیر ماهانه
۳۶	۱- ۹- ۶- ۳- تبخیر از سطح آزاد آب
۳۶	۱- ۹- ۶- ۴- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی
۳۹	۱- ۹- ۷- هیدرولوژی
۳۹	۱- ۹- ۷- ۱- انتخاب پایه زمانی مشترک و کنترل کیفیت داده‌ها
۴۰	۱- ۹- ۷- ۲- برآورد ارتفاع، حجم و ضریب رواناب سالانه حوضه
۴۲	۱- ۱۰- منابع و مصارف آب زیرزمینی
۴۴	۱- ۱۰- ۱- منابع و مصارف آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران
۴۴	۱- ۱۱- مطالعات اکتشافی؛ عملیات ژئوفیزیک سطحی
۴۶	۱- ۱۲- مطالعات اکتشافی؛ حفاری‌ها
۵۲	۱- ۱۳- مطالعات اکتشافی؛ آزمایش پمپاژ
۵۳	۱- ۱۴- کمیّت آب زیرزمینی (هیدروژئولوژی)
۵۴	۱- ۱۴- ۱- هیدروگراف (آبنمود) آب زیرزمینی
۵۷	۱- ۱۴- ۲- نقشه‌های هم‌تراز آب زیرزمینی جریان
۶۰	۱- ۱۵- کیفیت آب زیرزمینی (هیدروژئوشیمی)
۶۱	۱- ۱۵- ۱- تغییرات زمانی کیفیت (کموگراف) در آبخوان مشهد - چناران
۶۳	فصل ۲: مبانی نظری و مرور منابع
۶۴	۲- ۱- مقدمه
۶۴	۲- ۲- تئوری تحقیق
۶۴	۲- ۲- ۱- تغذیه آب زیرزمینی
۶۶	۲- ۲- ۲- روش‌های برآورد تغذیه
۷۶	۲- ۳- مدل مفهومی تغذیه
۷۹	۲- ۴- مرور منابع و مطالعات گذشته
۸۷	فصل ۳: مواد و روش‌ها
۸۸	۳- ۱- مقدمه

۸۸	۳-۲- داده‌های مورد استفاده
۸۸	۳-۲-۱- چاه‌های مشاهده‌ای
۱۱۲	۳-۲-۲- منابع نمونه‌برداری کلراید
۱۲۳	۳-۲-۳- منابع نمونه‌برداری ایزوتوپی
۱۲۳	۳-۲-۱- نمونه‌های ایزوتوپی آب باران
۱۲۵	۳-۲-۲- نمونه‌های ایزوتوپی آب زیرزمینی
۱۲۷	۳-۲-۴- آبدهی ویژه آبخوان
۱۲۷	۳-۲-۵- بارندگی
۱۳۰	۳-۳- مدل مفهومی آبخوان مشهد - چناران
۱۳۰	۳-۳-۱- توپوگرافی، گسترش سطحی و ابعاد آبخوان
۱۳۱	۳-۳-۱-۱- گسترش عمقی آبخوان (ضخامت آبرفت و سنگ کف)
۱۳۲	۳-۳-۲- توالی لایه‌های آبرفتی (واحدهای چین‌شناسی)
۱۳۷	۳-۳-۳- هیدرولیک جریان
۱۳۸	۳-۴- برآورد تغذیه به روش نوسان‌های سطح ایستابی
۱۳۸	۳-۴-۱- مقدمه و مبانی روش
۱۴۰	۳-۴-۲- تخمین خیز سطح ایستابی
۱۴۸	۳-۴-۳- مسایل مرتبط با روش نوسان‌های سطح ایستابی
۱۴۸	۳-۴-۱- انگاره‌های کلیدی و مسایل بحرانی
۱۴۹	۳-۴-۲- منحنی فرود هیدروگراف و ابزارهای تجزیه و تحلیل
۱۵۰	۳-۴-۳- آبدهی ویژه
۱۵۱	۳-۴-۴- تعیین نوسان‌های ناشی از تغذیه
۱۵۱	۳-۴-۵- برون‌یابی منحنی فرود
۱۵۲	۳-۴-۶- وضوح (رزولوشن) زمانی داده‌ها
۱۵۳	۳-۴-۷- قضاوت‌های کارشناسی
۱۵۴	۳-۴-۸- بررسی همزمان آب زیرزمینی و رواناب
۱۵۴	۳-۴-۹- سایر مسایل خاص
۱۵۵	۳-۵- برآورد تغذیه به روش بیلان آب
۱۵۵	۳-۵-۱- مقدمه و مبانی روش
۱۵۶	۳-۵-۲- معادلات بیلان و روابط بین اجزای آن

۱۵۷	۳-۵-۳- برآورد تغذیه با استفاده از روش بیلان آب
۱۵۹	۳-۶- تخمین تغذیه با استفاده از روش کلراید (یون کلر)
۱۵۹	۳-۶-۱- مقدمه و مبانی روش
۱۶۰	۳-۶-۲- بیلان جرم کلراید (CMB)
۱۶۳	۳-۷- تخمین تغذیه به روش ایزوتوپی
۱۶۳	۳-۷-۱- مقدمه و مبانی روش
۱۶۷	۳-۷-۲- مدل آلیسون
۱۶۸	۳-۷-۳- بیلان جرم ایزوتوپ
۱۷۰	۳-۷-۴- ارزیابی ارتفاع تغذیه
۱۷۱	۳-۸- تخمین تغذیه با استفاده از روش‌های تجربی
۱۷۱	۳-۸-۱- مقدمه
۱۷۱	۳-۸-۲- روش گلداشمیت و جاکوبز
۱۷۲	۳-۸-۳- روش گاتمن و زوکرمن
۱۷۲	۳-۸-۴- روش سینها و شارما
۱۷۳	۳-۹- زمان تأخیر تأثیر بارش بر آب زیرزمینی
۱۷۹	فصل ۴: نتایج و بحث
۱۸۰	۴-۱- مقدمه
۱۸۰	۴-۲- برآورد تغذیه آبخوان مشهد - چناران
۱۸۰	۴-۲-۱- روش نوسان‌های سطحی ایستابی
۱۸۸	۴-۲-۲- برآورد تغذیه به روش بیلان آب
۱۸۸	۴-۲-۲-۱- برآورد تغذیه با استفاده از مدل بیلان ترنت‌وایت
۱۸۸	۴-۲-۲-۲- برآورد تغذیه با استفاده از معادله بیلان آب زیرزمینی
۱۹۳	۴-۲-۳- تخمین تغذیه با استفاده از روش کلراید
۱۹۶	۴-۲-۴- برآورد تغذیه به روش ایزوتوپی
۱۹۶	۴-۲-۴-۱- خط جوی در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران
۲۰۳	۴-۲-۴-۲- ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی
۲۰۵	۴-۲-۴-۳- ارزیابی ارتفاع تغذیه
۲۰۶	۴-۲-۴-۴- تخمین تغذیه با استفاده از مدل آلیسون
۲۰۹	۴-۲-۴-۵- تخمین تغذیه با استفاده از بیلان جرمی ایزوتوپ

۲۱۲	۴-۲-۵- تخمین تغذیه با استفاده از روش‌های تجربی
۲۱۳	۴-۳- برآورد تعیین زمان تأخیر تأثیر بارش بر آب زیرزمینی
۲۱۴	۴-۳-۱- ارزیابی تأثیر عوامل مختلف بر زمان تأخیر
۲۲۵	۴-۳-۲- نقشه تغییرات مکانی زمان تأخیر
۲۲۷	۴-۴- نقشه تغذیه در آبخوان مشهد - چناران
۲۲۹	۴-۵- مقایسه نتایج برآورد تغذیه به روش‌های مختلف
۲۳۱	فصل ۵: نتیجه‌گیری و پیشنهادها
۲۳۲	۵-۱- نتیجه‌گیری
۲۳۵	۵-۲- پیشنهادها

فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۱- مساحت و درصد پوشش هر شهرستان در محدوده مطالعاتی..... ۶
- جدول ۲-۱- سازندها و واحدهای زمین‌شناسی دوران پالئوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۱۴
- جدول ۳-۱- سازندها و واحدهای زمین‌شناسی دوران مزوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۱۵
- جدول ۴-۱- سازندها و واحدهای زمین‌شناسی دوران سنوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۱۷
- جدول ۵-۱- مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۲۶
- جدول ۶-۱- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۲۷
- جدول ۷-۱- برخی از خصوصیات مهم فیزیوگرافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران و ایستگاه‌های هیدرومتری..... ۲۹
- جدول ۸-۱- جدول میانگین بارندگی در محدوده دشت، ارتفاعات و محدوده مطالعاتی بر اساس گرادیان بارندگی..... ۳۳
- جدول ۹-۱- معادلات گرادیان بارندگی ماهانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۳
- جدول ۱۰-۱- مقادیر متوسط بارندگی ماهانه (میلی‌متر) برای محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۳
- جدول ۱۱-۱- روابط همبستگی بین دمای متوسط ماهانه و تبخیر از تشت در ایستگاه‌های معرف..... ۳۵
- جدول ۱۲-۱- تبخیر ماهانه و سالانه در محدوده ارتفاعات و دشت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۶
- جدول ۱۳-۱- تبخیر از سطح آب ماهانه و سالانه در محدوده ارتفاعات و دشت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۶
- جدول ۱۴-۱- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی (میلی‌متر) در ارتفاعات شمالی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۸
- جدول ۱۵-۱- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی (میلی‌متر) در ارتفاعات جنوبی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۸
- جدول ۱۶-۱- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی (میلی‌متر) در دشت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۸
- جدول ۱۷-۱- مقادیر رواناب سالانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران به روش جاستین..... ۴۰
- جدول ۱۸-۱- مقادیر رواناب سالانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران به روش کوتاین..... ۴۱
- جدول ۱۹-۱- نتایج آماربرداری منابع آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در دوره‌های مختلف..... ۴۳
- جدول ۲۰-۱- تعداد و حجم بهره‌برداری از منابع آب در محدوده آبخوان مشهد-چناران..... ۴۴
- جدول ۲۱-۱- مشخصات چاه‌های اکتشافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۴۷
- جدول ۲۲-۱- مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۴۸
- جدول ۲۳-۱- نتایج آزمایش پمپاژ و ضرایب هیدرودینامیک آبخوان در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۵۲
- جدول ۲۴-۱- میانگین تراز سطح آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله..... ۵۶
- جدول ۲۵-۱- میانگین نوسان سطح آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله..... ۵۶
- جدول ۱-۲- مقایسه روش‌های برآورد تغذیه بر اساس مکان، زمان، سهولت استفاده و هزینه‌ها..... ۶۹

جدول ۳-۱- آماره‌های آماری عمق سطح آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهده‌ای معرف در دوره آماری ۱۵ ساله.....	۱۰۹
جدول ۳-۲- گروه‌بندی چاه‌های مشاهده‌ای بر اساس میانگین افت سالانه در یک دوره ۱۵ ساله.....	۱۱۰
جدول ۳-۳- مشخصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب باران.....	۱۱۳
جدول ۳-۴- مشخصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب زیرزمینی.....	۱۱۳
جدول ۳-۵- ارتفاع بارندگی و غلظت کلراید در محل الف) ایستگاه چکنه و ب) ایستگاه فریزی.....	۱۱۸
جدول ۳-۶- ارتفاع بارندگی و غلظت کلراید در محل الف) ایستگاه تلغور و ب) ایستگاه مارشک.....	۱۱۹
جدول ۳-۷- ارتفاع بارندگی و غلظت کلراید در محل الف) ایستگاه قدیرآباد و ب) مشهد.....	۱۲۰
جدول ۳-۸- خلاصه آماره‌های آماری باران و نتایج آنالیز آب باران.....	۱۲۰
جدول ۳-۹- غلظت کلراید در نمونه‌های آب زیرزمینی.....	۱۲۱
جدول ۳-۱۰- غلظت کلراید چاه‌های معرف تغذیه در آبخوان مشهد - چناران.....	۱۲۲
جدول ۳-۱۱- مشخصات ایستگاه‌های جمع‌آوری نمونه‌های ایزوتوپی آب باران.....	۱۲۴
جدول ۳-۱۲- مشخصات چشمه‌های انتخابی برای جمع‌آوری نمونه‌های ایزوتوپی آب زیرزمینی.....	۱۲۵
جدول ۳-۱۳- آماره‌های آماری بارندگی ماهانه در محل چاه‌های مشاهده‌ای معرف در دوره آماری ۱۵ ساله.....	۱۲۸
جدول ۳-۱۴- آماره‌های آماری بارندگی سالانه در محل چاه‌های مشاهده‌ای معرف در دوره آماری ۱۵ ساله.....	۱۲۹
جدول ۳-۱۵- مکانسیم‌های ایجاد کننده نوسان سطح ایستابی / سطح پیزومتری در آبخوان‌ها.....	۱۳۸
جدول ۳-۱۶- گروه‌بندی رویکردهای منتخب روش WTF.....	۱۴۳
جدول ۳-۱۷- شدت رابطه در همبستگی پیرسون.....	۱۷۴
جدول ۳-۱۸- نحوه آرایش دو متغیر مستقل و وابسته در یک سری زمانی برای زمان‌های تأخیر مختلف.....	۱۷۶
جدول ۴-۱- مقادیر تغذیه، مقادیر بارندگی سالانه و نسبت تغذیه به بارش در آبخوان مشهد - چناران.....	۱۸۶
جدول ۴-۲- نتایج برآورد تغذیه با استفاده از مدل بیلان ترنت‌وایت.....	۱۸۸
جدول ۴-۳- حجم جریان‌های زیرزمینی ورودی به آبخوان.....	۱۸۹
جدول ۴-۴- حجم جریان‌های زیرزمینی خروجی از آبخوان.....	۱۸۹
جدول ۴-۵- مؤلفه‌های بیلان آب زیرزمینی و تغذیه کل در آبخوان.....	۱۹۲
جدول ۴-۶- سهم مؤلفه‌های بیلان در تغذیه کل.....	۱۹۳
جدول ۴-۷- مقادیر کلراید نمونه‌های آب باران و آب زیرزمینی.....	۱۹۶
جدول ۴-۸- ارتفاع و حجم تغذیه سالانه در آبخوان مشهد - چناران.....	۱۹۶
جدول ۴-۹- معادله خطوط آب جوی در محل ایستگاه‌های انتخابی بر مبنای میانگین وزنی ایزوتوپی ماهانه.....	۱۹۷
جدول ۴-۱۰- مقادیر دوتریم مازاد برای خطوط جوی فصلی در محدوده مطالعاتی مطالعاتی مشهد - چناران.....	۲۰۲
جدول ۴-۱۱- مشخصات خط آب جوی و دوتریم مازاد در ایستگاه‌های مجاور ایران.....	۲۰۳

جدول ۴-۱۲- معادله خطوط آب زیرزمینی بر مبنای میانگین وزنی ایزوتوپی ماهانه.....	۲۰۵
جدول ۴-۱۳- ارتفاع تغذیه چشمه‌های مهم در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران.....	۲۰۶
جدول ۴-۱۴- برآورد مقدار تغذیه بر اساس جابجایی محتوی ایزوتوپی آب زیرزمینی نسبت به خط آب جوی.....	۲۰۸
جدول ۴-۱۵- برآورد مقدار تغذیه بر اساس بیلان جرم ایزوتوپی میانگین آب زیرزمینی و میانگین وزنی بارش	۲۱۰
جدول ۴-۱۶- برآورد سهم نسبی بارش‌های فصل تر و خشک در تغذیه.....	۲۱۱
جدول ۴-۱۷- تخمین تغذیه آبخوان مشهد - چناران با استفاده از روش‌های تجربی.....	۲۱۲
جدول ۴-۱۸- ضریب همبستگی بین زمان تأخیر، عمق سطح ایستابی و تراز سطح زمین.....	۲۱۵
جدول ۴-۱۹- زمان تأخیر برای چاه‌های مشاهده‌ای معرف، بر اساس بیشترین ضریب همبستگی متقابل.....	۲۱۶
جدول ۴-۲۰- مقایسه مقادیر برآورد شده تغذیه به روش‌های مختلف.....	۲۲۹

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱ - موقعیت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران نسبت به سایر محدوده‌های مطالعاتی..... ۶
- شکل ۲-۱ - نقشه پهنه‌های اصلی رسوبی - ساختاری زمین‌شناسی ایران و موقعیت محدوده مطالعاتی..... ۹
- شکل ۳-۱ - نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران (برگرفته از نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی)..... ۱۳
- شکل ۴-۱ - میانگین متحرک ۳ و ۵ ساله و تغییرات بارندگی سالانه در ایستگاه اولنگ اسدی (معرف دشت)..... ۳۱
- شکل ۵-۱ - میانگین متحرک ۳ و ۵ ساله و تغییرات بارندگی سالانه در ایستگاه مارشک (معرف ارتفاعات)..... ۳۱
- شکل ۶-۱ - توزیع میانگین بارندگی ماهیانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۳
- شکل ۷-۱ - تغییرات درجه حرارت متوسط سالانه در مقابل ارتفاع در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۳۴
- شکل ۸-۱ - نتایج آماربرداری منابع آب زیرزمینی در دوره‌های مختلف در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۴۳
- شکل ۹-۱ - موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۵۱
- شکل ۱۰-۱ - هیدروگراف معرف آبخوان مشهد - چناران در دره آماري ۱۵ ساله..... ۵۷
- شکل ۱۱-۱ - نقشه میانگین تراز آب زیرزمینی آبخوان مشهد - چناران در سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰..... ۵۸
- شکل ۱۲-۱ - نقشه میانگین تراز آب زیرزمینی آبخوان مشهد - چناران در سال آبی ۹۵ - ۱۳۹۴..... ۵۹
- شکل ۱۳-۱ - کموگراف آبخوان مشهد-چناران..... ۶۱
- شکل ۱-۲ - مکانیزم‌های تغذیه در یک آبخوان آزاد در مقطع عمودی..... ۶۵
- شکل ۲-۲ - دیاگرام مارپیچی فرآیند توسعه مدل‌سازی مفهومی..... ۷۷
- شکل ۳-۲ - چارچوب کلی فرآیند توسعه مدل مفهومی تغذیه..... ۷۸
- شکل ۱-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (دوغایی، ب) قره‌چاه، پ) کلاته حاج‌علی، ت) شورچه..... ۹۰
- شکل ۲-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (آغارچی، ب) مومن‌آباد، پ) رضاآباد شرقی، ت) شفیع..... ۹۱
- شکل ۳-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (موچنان، ب) چنبرغربال، پ) قره‌تپه، ت) یک‌لنگه..... ۹۲
- شکل ۴-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (چمگرد، ب) حاجی‌آباد، پ) سیدآباد، ت) ریاض..... ۹۳
- شکل ۵-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (افصل‌آباد، ب) اخلمد، پ) مغان، ت) ملی..... ۹۴
- شکل ۶-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (خیرآباد، ب) ساروجه، پ) خرم‌آباد، ت) قزل‌حصار..... ۹۵
- شکل ۷-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (جمع‌آب، ب) کبیر، پ) عباس‌آباد نهرآباد، ت) کلاته شیخها..... ۹۶
- شکل ۸-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (ذهاب ۱، ب) نومهن، پ) کلاته نادر، ت) درنگون..... ۹۷
- شکل ۹-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (عبدل‌آباد، ب) هاشم‌آباد، پ) کلاته کریم‌خان، ت) جوی پایین..... ۹۸
- شکل ۱۰-۳ - آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف (قره‌جنگل، ب) چحچه، پ) شیرحصار، ت) عسکریه..... ۹۹

- شکل ۳-۱۱- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) حسن‌آباد ویرانی، ب) سهل‌الدین، پ) کلاته برفی، ت) قاسم‌آباد..... ۱۰۰
- شکل ۳-۱۲- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) سرآسیاب فردوسی، ب) اراضی قاسم‌آباد، پ) دانشگاه، ت) تخم‌مرز ۱۰۱
- شکل ۳-۱۳- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) مسکران، ب) قهقهه، پ) بحرآباد، ت) بلوار تلویزیون..... ۱۰۲
- شکل ۳-۱۴- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) امرقان فردوسی، ب) خین عرب پ) بلوار جنگل، ت) بلوار راه‌آهن..... ۱۰۳
- شکل ۳-۱۵- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) خواجه‌ربیع، ب) شایه، پ) انبار سیس‌آباد، ت) خواجه اباصلت..... ۱۰۴
- شکل ۳-۱۶- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) قلعه ساختمان، ب) کنوگرد، پ) التیمور، ت) دستگردان ۲..... ۱۰۵
- شکل ۳-۱۷- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) مزرعه نمونه، ب) مزرعه نمونه - روبروی شهرک رضویه، پ) امرقان هلالی، ت) جیم‌آباد..... ۱۰۶
- شکل ۳-۱۸- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) اراضی کنه‌بیست ب) قیاس‌آباد ۲، پ) اراضی جیم‌آباد، ت) کنه‌بیست ۱۰۷
- شکل ۳-۱۹- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) تنگل شور - مرغ‌پردک، ب) قوزقان..... ۱۰۸
- شکل ۳-۲۰- موقعیت جغرافیایی چاه‌های مشاهده‌ای معرف..... ۱۱۱
- شکل ۳-۲۱- موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب باران و آب زیرزمینی..... ۱۱۶
- شکل ۳-۲۲- تصویر دستگاه جمع‌آوری نمونه‌های ایزوتوپی آب باران..... ۱۲۳
- شکل ۳-۲۳- موقعیت مکانی ایستگاه‌های نمونه‌برداری ایزوتوپی بارش در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۱۲۶
- شکل ۳-۲۴- مدل سه‌بعدی توپوگرافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران..... ۱۳۰
- شکل ۳-۲۵- ضخامت نهشته‌های آبرفتی (ژئوالکتریک سال ۱۳۸۷) در آبخوان مشهد - چناران..... ۱۳۳
- شکل ۳-۲۶- نمیرخ‌های طولی زمین‌شناسی الف) A-A'، ب) B-B'، پ) D-D'، ت) راهنمای نیمرخ‌ها..... ۱۳۴
- شکل ۳-۲۷- نمیرخ‌های عرضی زمین‌شناسی الف) G-G'، ب) B-B'، پ) E-E'، ت) O-O'..... ۱۳۵
- شکل ۳-۲۸- نمیرخ‌های عرضی زمین‌شناسی الف) N-N'، ب) X-X'، پ) Z-Z'، ت) Y-Y'..... ۱۳۶
- شکل ۳-۲۹- مقطع زمین‌شناسی آبخوان آبرفتی در محدوده شهر مشهد..... ۱۳۷
- شکل ۳-۳۰- نحوه انتخاب سطح مبنا و دامنه تغییرات سطح ایستابی نسبت به عمق..... ۱۳۹
- شکل ۳-۳۱- نحوه تعیین تغییرات مؤثر ارتفاع آب یا خیز سطح ایستابی (ΔH) بر روی یک هیدروگراف فرضی... ۱۴۱
- شکل ۳-۳۲- رویکردهای مختلف برآورد مقدار ΔH ۱۴۲
- شکل ۳-۳۳- فلوچارت نحوه برآورد تغذیه با استفاده از کد EMR ۱۴۸
- شکل ۳-۳۴- شکل شماتیک مدل بیلان آب خاک ترنت‌وایت برای محاسبه تغذیه آب زیرزمینی..... ۱۵۸
- شکل ۳-۳۵- تأثیر اثر باران بر مقادیر ^{18}O , D ۱۶۴
- شکل ۳-۳۶- دامنه تغییرات ایزوتوپ‌های سنگین (D , ^{18}O) مخازن آبی بزرگ و مکانسیم‌های اصلی..... ۱۶۵
- شکل ۳-۳۷- نمایش شماتیک از فرآیندهای اصلی مؤثر بر ترکیب ایزوتوپی (^{18}O , D) آب زیرزمینی..... ۱۶۶

- شکل ۳-۳۸- اختلاط رطوبت خام و آب باران نفوذی در یک ستون خاک و تهی‌شدگی ایزوتوپی..... ۱۶۷
- شکل ۴-۱- تغییرات ماهانه و تجمعی بارندگی و تغذیه از سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰ تا سال آبی ۸۴ - ۱۳۸۳..... ۱۸۲
- شکل ۴-۲- تغییرات ماهانه و تجمعی بارندگی و تغذیه از سال آبی ۸۵ - ۱۳۸۴ تا سال آبی ۸۸ - ۱۳۸۷..... ۱۸۳
- شکل ۴-۳- تغییرات ماهانه و تجمعی بارندگی و تغذیه از سال آبی ۸۹ - ۱۳۸۸ تا سال آبی ۹۲ - ۱۳۹۱..... ۱۸۴
- شکل ۴-۴- تغییرات ماهانه و تجمعی بارندگی و تغذیه از سال آبی ۹۳ - ۱۳۹۲ تا سال آبی ۹۵ - ۱۳۹۴..... ۱۸۵
- شکل ۴-۵- توزیع میانگین حجم تغذیه و بارندگی ماهانه در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله ۱۸۶
- شکل ۴-۶- حجم تغذیه و بارندگی سالانه در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله ۱۸۷
- شکل ۴-۷- فراوانی مقادیر حجم تغذیه ماهانه آبخوان در دوره آماری ۱۵ ساله ۱۸۷
- شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های آب زیرزمینی بر روی نمودار گیبس..... ۱۹۴
- شکل ۴-۹- رابطه سدیم و کلر در نمونه‌های برداشت‌شده از آبخوان مشهد-چناران..... ۱۹۵
- شکل ۴-۱۰- خط جوی محلی ماهانه و فصلی در محل ایستگاه‌های الف) دهانه اخلمد، ب) چکنه علیا، پ) فریزی و ت) قدیرآباد..... ۱۹۸
- شکل ۴-۱۱- خط جوی محلی ماهانه و فصلی در محل ایستگاه‌های الف) شیرباد، ب) کارده، پ) مارشک و ت) اداره مشهد..... ۱۹۹
- شکل ۴-۱۲- خط جوی محلی ماهانه و فصلی در محل ایستگاه‌های الف) ایستگاه تلغور، ب) سد طرق، پ) زشک و ت) محدوده مطالعاتی..... ۲۰۰
- شکل ۴-۱۳- نمایش ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی بر روی نمودار خط جوی مشهد - چناران..... ۲۰۴
- شکل ۴-۱۴- نمودار ارتفاع - محتوی ایزوتوپی اکسیژن -۱۸ آب باران..... ۲۰۶
- شکل ۴-۱۵- رگرسیون خطی بین عمق برخورد به آب زیرزمینی و زمان تأخیر تغذیه..... ۲۱۵
- شکل ۴-۱۶- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) دوغایی، ب) قره‌چاه، پ) شورچه، ت) مومن‌آباد..... ۲۱۷
- شکل ۴-۱۷- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) رضاآباد شرقی، ب) موچنان، پ) چنبرغربال، ت) قره‌تپه..... ۲۱۸
- شکل ۴-۱۸- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) یک‌لنگه، ب) چمگرد، پ) حاجی‌آباد، ت) سیدآباد..... ۲۱۹
- شکل ۴-۱۹- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) افصل‌آباد، ب) ساروجه، پ) قزل‌حصار، ت) جمع‌آب..... ۲۲۰
- شکل ۴-۲۰- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) کبیر ب) کلاته شیخها، پ) قره‌جنگل، ت) شیرحصار..... ۲۲۱
- شکل ۴-۲۱- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) عسکریه، ب) سهل‌الدین، پ) کلاته برفی، ت) قهقهه..... ۲۲۲
- شکل ۴-۲۲- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) مزرعه نمونه، ب) مزرعه نمونه - روبروی شهرک رضویه، پ) جیم‌آباد ت) اراضی کنه‌بیست..... ۲۲۳
- شکل ۴-۲۳- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) اراضی جیم‌آباد، ب) اراضی کنه‌بیست، پ) تنگل شور..... ۲۲۴
- شکل ۴-۲۴- تغییرات مکانی زمان تأخیر تغذیه (ماه) و عمق آب زیرزمینی (متر) در آبخوان مشهد - چناران..... ۲۲۶
- شکل ۴-۲۵- نقشه میانگین تغذیه در طول دوره آماری ۱۵ ساله در آبخوان مشهد - چناران..... ۲۲۸

فصل ۱: مقدمه و کلیات

۱-۱- مقدمه

آبخوان‌ها به عنوان مهم‌ترین محل ذخیره آب‌های شیرین و قابل شرب برای انسان‌ها معرفی شده‌اند. طی پنج دهه اخیر، افزایش روزافزون جمعیت از یک طرف و محدودیت منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی و در نتیجه بهره‌برداری بیش از اندازه از این منابع از طرف دیگر، باعث بروز خسارات جبران‌ناپذیری به آبخوان آبرفتی مشهد - چناران شده است. آبخوان مشهد - چناران، حوضه فروافتاده و کشیده‌ای است که از نزدیک شهر قوچان در شمال غرب تا اراضی تنگل‌شور در جنوب شرق ادامه دارد. باوجود اعلام ممنوعیت توسعه بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی از سال ۱۳۴۷، حفر چاه‌های بهره‌برداری و برداشت از آبخوان، چندین برابر شده است. علاوه بر پیامدهای آشکار افت کمی و کیفی آب زیرزمینی در این آبخوان، نشست سطح زمین، بالآمدگی موضعی سطح آب در مناطق شهری از جمله شهر مشهد و ...، از تبعات بی‌توجهی به مدیریت صحیح و علمی آب زیرزمینی است. بر همین اساس و به‌منظور کنترل این بحران، برنامه‌ریزی برای بهره‌برداری بهینه و استفاده منطقی از منابع آب و مدیریت جامع آب در مراحل مختلف طرح‌های مطالعاتی، اجرایی و ... بر مبنای شناخت کامل از سیستم آبخوان و ارزیابی کمی و کیفی پتانسیل‌های آبی موجود، ضروری است. در این فرآیند، گردآوری و استفاده از آمار و اطلاعات صحیح و گسترده در محدوده‌های مطالعاتی در یک دوره زمانی معین، لازم و به‌عنوان مهم‌ترین عامل و مبنای مدیریت منابع آب معرفی شده است. مهم‌ترین آمار و اطلاعات مورد نیاز در مطالعات آب‌های زیرزمینی شامل؛ برآورد عوامل تغذیه، تخلیه و تغییرات ذخیره در آبخوان است. برخلاف عوامل تخلیه که بیشتر به‌طور مستقیم قابل اندازه‌گیری و محاسبه هستند، برآورد عوامل تغذیه مشکلات و پیچیدگی‌های خاصی دارند و ضروری است قبل از هر گونه اقدامی در این زمینه، نسبت به شناخت سیمای فیزیکی، مشخصات هیدرولیکی و خواص هیدرودینامیکی آبخوان، شناسایی محل‌های تغذیه، چگونگی تغذیه و ... با استفاده از روش‌های علمی مبتنی بر داده‌های صحرایی اقدام شود.

۱-۲- ضرورت انجام تحقیق

باوجود انجام مطالعات گسترده در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران و اجرای طرح‌های توسعه‌ای فراوان در سطح دشت، تا کنون درک و شناخت درستی از بیلان منابع آب در این محدوده که بر مبنای واقعیت‌های زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی آبخوان باشد ارائه نشده است. بررسی نقشه‌های هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی

(نقشه‌های هم عمق، هم تراز سطح آب زیرزمینی، هم افت سطح آب زیرزمینی، نقشه‌های هم هدایت الکتریکی، هم کلر و ...) این آبخوان حاکی از وجود الگوهای متفاوت و گاه متناقض هیدرولیکی، هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی در سطح آن است. علاوه بر شرایط زمین‌شناسی متفاوت، شرایط تغذیه آبخوان نیز یکی از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر این تغییرات است. با وجود اهمیت موضوع بیلان و ضرورت انجام محاسبات درست تغذیه، تا کنون مطالعه جامعی که بتواند تمام این عوامل را یکجا جمع نموده و تحلیل جامعی از بیلان منابع آب زیرزمینی بر اساس شرایط هیدروژئولوژی آبخوان ارائه نماید وجود نداشته است. این شناخت ضعیف و عدم اطلاع کافی از شرایط هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی آبخوان، علاوه بر هدر رفت منابع مالی و زمانی فراوان، پاسخ‌گوی اهداف مدیریتی از جمله مدیریت بهره‌برداری صحیح و بهینه از منابع آب زیرزمینی نیز نبوده و زوال آبخوان‌ها را که تنها منبع پایدار تامین کننده آب با کیفیت در مناطق خشک و نیمه خشک می‌باشند در پی داشته است. با جمع‌بندی مطالب ذکر شده و با مد نظر قرار دادن شرایط فعلی مدیریت منابع آب در سطح کشور، توسعه و تکمیل دانش هیدروژئولوژیک آبخوان و توجه به مؤلفه تغذیه به عنوان اساسی‌ترین پارامتر تعیین کننده پایداری آبخوان در قالب یک مدل مفهومی جامع که کمترین هزینه‌ها را در پی داشته باشد نه تنها امری ضروری و اجتناب ناپذیر است، بلکه به عقیده بسیاری از کارشناس‌های خبره حوزه منابع آب، به عنوان تنها راهکار علمی موجود جهت رهایی از این ابهامات مطرح شده است.

۱-۳- اهداف تحقیق

هدف از این تحقیق، بررسی فرآیندهای مؤثر بر تغذیه و تخمین مقدار آن در آبخوان مشهد - چناران با استفاده از داده‌ها و اطلاعات کمی (نوسان سطح ایستابی، بیلان آب و ...) و کیفی (کلراید و ایزوتوپی) می‌باشد.

۱-۴- انگاره‌های (فرضیه‌ها) تحقیق

تخمین تغذیه آب زیرزمینی بر مبنای یک مدل مفهومی مناسب در آبخوان آبرفتی مشهد - چناران، نیازمند در نظر گرفتن مجموعه انگاره‌هایی است. به طور کلی فرض می‌شود، فرآیندهای تغذیه در آبخوان مشهد - چناران، به سیستم جریان آب زیرزمینی، هندسه آبخوان، ضرایب هیدرودینامیک آبخوان، مقدار، محل و نحوه تغذیه بارش، میزان برداشت آب زیرزمینی و ... بستگی دارند. این انگاره‌ها را می‌توان به شرح زیر گروه‌بندی نمود.

- تغییرات زمانی و مکانی تغذیه در آبخوان، تحت تأثیر زمین‌شناسی و تکتونیک، ساختار و شکل هندسی آبخوان، توپوگرافی سطح زمین، کاربری اراضی و شرایط آب‌وهوایی منطقه است.
- تغییرات کمی و کیفی آب‌های زیرزمینی منطقه، می‌تواند ناشی از تفاوت در شرایط تغذیه باشد.
- آبخوان مشهد - چناران با آبخوان‌های سازندی مجاور، ارتباط هیدرولیکی دارد و از آن‌ها تغذیه می‌شود.
- تغییرات زمانی و مکانی تغذیه در آبخوان، باعث ایجاد الگوهای هیدرولیکی متفاوت شده است.
- بخشی از ذخیره آب‌های زیرزمینی در آبخوان از طریق نزولات جوی، بخشی از جریان‌های ورودی زیرزمینی (سازندهای سخت) و بخشی نیز مربوط به آب‌های زیرزمینی قدیمی است.
- عمق برخورد به آب زیرزمینی در کران راست و چپ رودخانه کشف‌رود (واقع در مرکز آبخوان) دارای اختلاف قابل‌توجهی است. بخشی از این تغییرات، ناشی از شرایط متفاوت تغذیه در آبخوان است.

۱-۵- روش انجام تحقیق و روند تدوین رساله

فرآیند تخمین تغذیه آب زیرزمینی با جمع‌آوری داده‌ها و اطلاعات زمین‌شناسی و تکتونیک، هیدروژئولوژی، هیدروژئوشیمی، هیدرولوژی، اقلیم و در نهایت تهیه مدل مفهومی آن به صورت گام‌به‌گام شروع می‌شود. در هر گام، هم‌زمان با جمع‌آوری داده‌ها، تجزیه و تحلیل نیز صورت می‌گیرد و در صورت کفایت داده‌ها و رضایت‌مندی از نتایج، فرآیند وارد مرحله بعد می‌شود. این فرآیند به مرور توسعه و تکامل یافته و در هر گام داده‌های جدید تولید و معرفی می‌شوند. برآورد تغذیه در آبخوان آبرفتی مشهد-چناران بر اساس روش‌های علمی رایج و با مد نظر قرار دادن داده‌ها و اطلاعات موجود انجام می‌پذیرد. انتخاب روش مناسب برآورد تغذیه در گام نخست بر اساس اهداف مطالعه و سپس بر اساس سطح داده‌ها و اطلاعات (مدل مفهومی فرآیندهای تغذیه) صورت می‌گیرد. این پژوهش طی چندین مرحله به صورت زیر انجام شد است.

- گردآوری آمار و اطلاعات
- اقدامات اولیه و مطالعات دفتری
- انجام مطالعات پایه؛ شامل اقلیم، هیدرولوژی، زمین‌شناسی، هیدروژئولوژی، هیدروژئوشیمی و ...
- بازدیدهای صحرایی و انجام آزمایش‌های تخصصی (نمونه‌برداری و اندازه‌گیری)
- تخمین تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های مختلف
- جمع‌بندی نتایج و تلفیق مطالعات و نگارش پایان‌نامه

۱-۶- داده، آمار، اطلاعات و گزارش‌های مورد استفاده

در این رساله، از داده‌ها، آمار و اطلاعات موجود، گزارش‌های فنی، پایان‌نامه‌ها، رساله‌ها و ... برای انجام محاسبه‌ها، تحلیل‌ها و تهیه و نگارش استفاده شده است. مهم‌ترین منابع مورد استفاده به شرح زیر می‌باشند.

- داده، آمار و اطلاعات پایه منابع آب از جمله بارندگی، درجه حرارت، تبخیر، دبی، سیلاب، منابع و مصارف آب زیرزمینی، عمق سطح آب زیرزمینی، منابع انتخابی (آب زیرزمینی) کمی، کیفی، ایزوتوپی و ...
- نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و مدل‌های رقومی ارتفاع (DEM).
- گزارش‌های فنی و مطالعاتی از جمله، گزارش مطالعات بیلان منابع آب محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز درجه دو قره‌قوم، گزارش تلفیق مطالعات منابع آب حوضه آبریز قره‌قوم، گزارش مطالعات مدیریت به هم پیوسته منابع آب، گزارش‌های مطالعات ژئوالکتریک و ...

۱-۷- موقعیت جغرافیایی منطقه

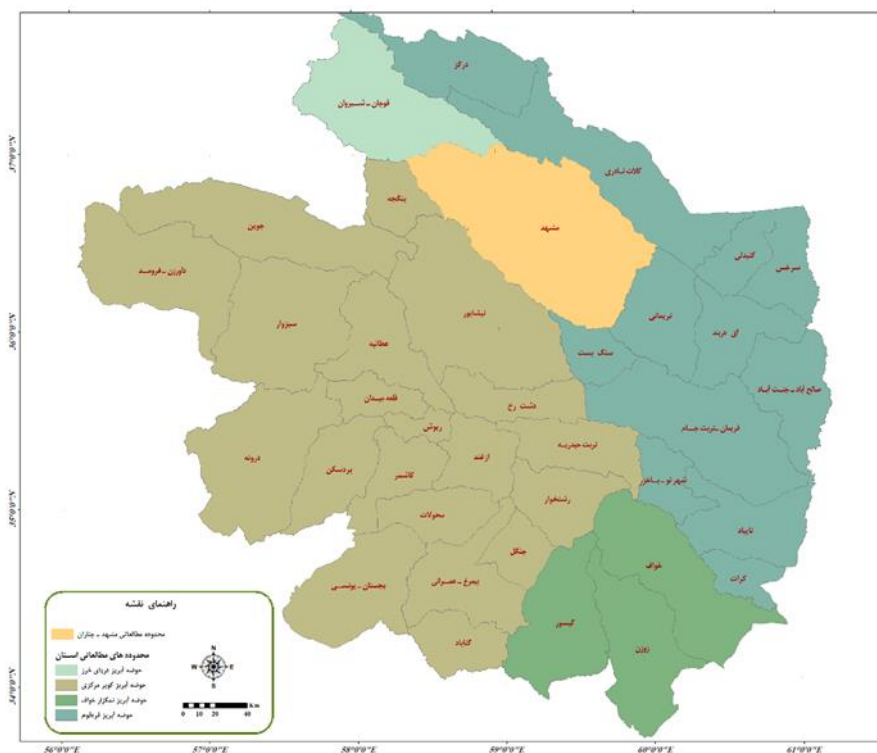
محدوده مطالعاتی مشهد - چناران با وسعت حدود ۹۹۵۷ کیلومتر مربع، مهم‌ترین محدوده مطالعاتی استان خراسان رضوی است. این محدوده، در حدفاصل $22^{\circ} 58'$ تا $7^{\circ} 60'$ طول شرقی و $35^{\circ} 59'$ تا $37^{\circ} 2'$ عرض شمالی جای گرفته است. در تقسیمات حوضه‌های آبریز، محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، بخشی از حوضه آبریز درجه دو قره‌قوم محسوب و از شرق با محدوده مطالعاتی نریمانی (کد ۶۰۰۶)، از شمال با محدوده مطالعاتی کلات نادری (کد ۶۰۰۲)، از غرب با محدوده‌های مطالعاتی قوچان - شیروان (کد ۱۷۰۸) و ینگجه (کد ۴۷۴۱) و از جنوب نیز با محدوده‌های مطالعاتی سنگ بست (کد ۶۰۰۸) و نیشابور (کد ۴۷۳۸) هم‌جوار است. میانگین طول محدوده در راستای جنوب شرق - شمال غرب، حدود ۱۲۵ کیلومتر و متوسط عرض آن نیز در راستای شمال شرق - جنوب غرب حدود ۸۰ کیلومتر است. از کل مساحت محدوده، حدود ۳۳۸۹ کیلومتر مربع (۳۴٪) در دشت و حدود ۶۵۶۸ کیلومتر مربع (حدود ۶۶٪) نیز در ارتفاعات قرار دارد. میانگین ارتفاع دشت و ارتفاعات به ترتیب ۱۱۳۰ و ۱۶۸۵ متر و میانگین ارتفاع کل محدوده نیز ۱۴۹۶ متر از سطح دریا می‌باشد. آبخوان آبرفتی مشهد - چناران با وسعت حدود ۲۵۲۷ کیلومتر مربع، مهم‌ترین آبخوان آبرفتی استان و تنها منبع پایدار تأمین کننده بخش عمده‌ای از آب شرب کلان شهر مشهد، شهر چناران و ... است.

از دیدگاه تقسیمات سیاسی، کل شهرستان‌های مشهد، چناران، طرقبه - شاندیز و بخشی از شهرستان‌های قوچان، نیشابور، درگز، فریمان و کلات بر روی محدوده مطالعاتی مشهد-چناران واقع شده‌اند. مساحت و درصد

پوشش هر شهرستان در محدوده مطالعاتی در جدول ۱-۱ و موقعیت محدوده مطالعاتی نسبت به سایر محدوده‌های مطالعاتی استان خراسان رضوی نیز در شکل ۱-۱ ارائه شده است. حدود ۹۹ درصد وسعت محدوده مطالعاتی در مرز شهرستان‌های مشهد، چناران، طرقبه-شاندیز و قوچان واقع شده است. دسترسی به شهرهای اصلی، از طریق بزرگراه مشهد - تهران و مشهد - بجنورد میسر است.

جدول ۱-۱- مساحت و درصد پوشش هر شهرستان در محدوده مطالعاتی

ردیف	نام شهرستان	مرکز شهرستان	وسعت شهرستان (کیلومتر مربع)	وسعت شهرستان در محدوده مطالعاتی	
				کیلومتر مربع	درصد
۱	مشهد	مشهد	۸۹۲۶	۴۱۱۵	۴۱/۳۱
۲	چناران	چناران	۳۳۱۱	۳۱۶۵	۳۱/۸
۳	طرقبه - شاندیز	طرقبه - شاندیز	۱۳۸۱	۱۳۶۴	۱۳/۷
۴	قوچان	قوچان	۳۷۷۰	۱۱۹۲	۱۲/۰
۵	نیشابور	نیشابور	۷۰۹۶	۱۰۴	۱/۰۰
۶	درگز	درگز	۳۹۱۰	۱۱	۰/۱
۷	فریمان	فریمان	۳۲۷۷	۵	۰/۱
۸	کلات نادری	کلات نادری	۳۲۳۰	۴	۰/۰۰
				۹۹۶۰	۱۰۰



شکل ۱-۱- موقعیت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران نسبت به سایر محدوده‌های مطالعاتی استان خراسان رضوی

۱-۸- زمین‌شناسی عمومی، تکتونیک و ژئومورفولوژی

۱-۸-۱- مقدمه

بررسی‌های زمین‌شناسی عمومی، تکتونیک و زمین‌ریخت‌شناسی (ژئومورفولوژی) در حوضه‌های آبریز، اساس تمام مطالعات پایه منابع آب است. به‌طور معمول، مطالعات زمین‌شناسی بر مبنای نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های مختلف، نتایج حفاری‌ها، نتایج مطالعات ژئوفیزیک، بازدیدها و پیمایش‌های میدانی و ... انجام می‌شود. برای انجام مطالعات و بررسی‌های زمین‌شناسی در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس‌های مختلف از جمله نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کلات نادری، چناران، رادکان، مشهد، مشکان، بزنگان، نیشابور و طرqbه و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ مشهد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۹۵) استفاده شده است.

از دیدگاه زمین‌شناسی عمومی، دشت مشهد - چناران حوضه فروافتاده‌ای با کشیدگی شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد که در حدفاصل رشته کوه‌های بینالود در غرب و جنوب غرب و رشته کوه‌های هزار مسجد در شمال و شمال‌شرق جای گرفته است (آقاباتی، ۱۳۸۵). بر اساس نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰، قدیمی‌ترین سازندهای زمین‌شناسی رخنمون یافته در سطح محدوده مطالعاتی مشهد - چناران شامل سنگ آهک و دولومیت‌های متبلور سازند بهرام به سن پالئوزوئیک می‌باشند که در خط الراس بلندی‌های بینالود و حاشیه جنوب غربی منطقه، در سطح رخنمون دارند. بیشتر سطح محدوده مطالعاتی را رسوب‌ها و سازندهای دوران دوم زمین‌شناسی (ژوراسیک و کرتاسه) در بر گرفته است. واحدهای سنگی این دوران در بلندی‌های بینالود و در غرب شهر مشهد بیشتر آذرین و دگرگونی بوده و در بخش‌های شمالی و شرقی (حوضه رسوبی کپه‌داغ) از نوع سنگ‌های رسوبی می‌باشند. دوران سوم زمین‌شناسی در منطقه، بیشتر با رخنمون واحدهای مارنی قرمز رنگ گچ‌دار نئوژن و رسوب‌های کواترنر شناخته می‌شود (آقاباتی، ۱۳۸۵). واحدهای نئوژن دارای نفوذپذیری اندک است و بیشتر سنگ کف آبخوان آبرفتی را تشکیل داده‌اند. علاوه بر این، باعث تخریب کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی منطقه نیز می‌شوند. رسوب‌های کواترنر، بیشتر شامل رسوب‌های تحکیم‌نیافته آواری حاصل از فرسایش بلندی‌های و سازندهای سنگی قدیمی‌تر بوده که در مناطق پست و فروافتاده دشت تجمع یافته‌اند. مخروط‌افکنه‌ها و رسوب‌های جوان آبرفتی تقریباً تمام بخش مرکزی دشت را به خود اختصاص می‌دهند. این رسوب‌ها در حاشیه بلندی‌ها، درشت‌دانه و از نفوذپذیری بالایی برخوردار بوده

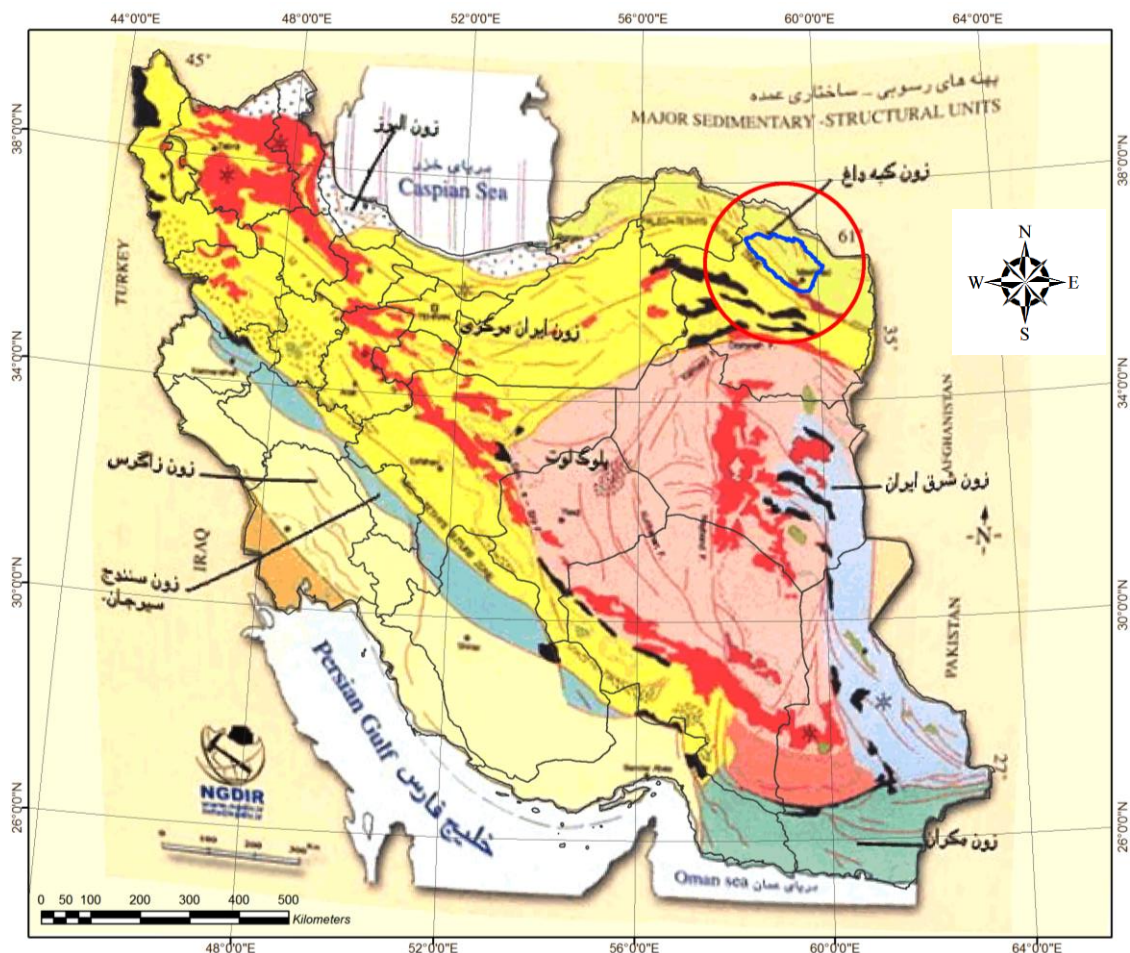
و مخزن اصلی آبخوان مشهد - چناران را می‌سازند. رسوب‌های جوان رودخانه‌ای نیز بستر مسیل‌های اصلی موجود در منطقه را تشکیل می‌دهند. این رسوب‌های درشت‌دانه از نفوذپذیری بالایی برخوردارند و در تغذیه آبخوان نقش مهمی دارند.

۱-۸-۲- جایگاه منطقه در تقسیمات زمین‌شناسی ایران

پهنه‌های اصلی رسوبی - ساختاری زمین‌شناسی ایران و موقعیت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در شکل ۱-۲ ارائه شده است. بر مبنای این تقسیم‌بندی، محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در گستره زون کپه‌داغ - هزارمسجد و واحد زمین‌شناسی بینالود (بخشی از زون ایران مرکزی یا زیر زون البرز شرقی) جای گرفته است (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، ۱۳۹۵). بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی، در اواخر کربنیفر و اوایل پرمین در شمال شرق ایران، یک کافت درون قاره‌ای ایجاد شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). از آن زمان به بعد، یک حوضه رسوبی مستقل با نام هزارمسجد - کپه‌داغ در منطقه شکل گرفته و تا کوهزایی سیمیرین پیشین فعال بوده است. در نتیجه برخورد حوضه‌های رسوبی هزارمسجد - کپه‌داغ و بینالود، یک‌سری فرورفتگی (از جمله دشت مشهد - چناران) هم‌راستا با دو ساختار، با روند جنوب شرق - شمال غرب ایجاد و از نهشته‌های کواترنر پوشیده شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

پهنه رسوبی - ساختاری کپه‌داغ - هزارمسجد شامل کوه‌های هزارمسجد در شمال شرق ایران است که در راستای غرب، شمال غرب تا شرق، جنوب شرق از شرق دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود. از نگاه جغرافیایی و کوه‌نگاری، کپه‌داغ بخشی از ادامه خاوری کوه‌های البرز است، ولی ویژگی‌های زمین‌شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی مجاور متفاوت است (نبوی، ۱۳۵۵). مرز شمالی این پهنه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد است. درباره مرز جنوبی کپه‌داغ، دیدگاه‌ها متفاوت است (آقانباتی، ۱۳۸۵). از نگاه ریخت‌شناسی، کپه‌داغ منطقه‌ای کوهستانی است که فازهای آلپ پایانی در شکل‌گیری سیمای امروزی آن نقش اساسی داشته است. ریخت‌شناسی منطقه، جوان است و توپوگرافی ناحیه، رابطه‌ای مستقیم با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. به‌طور معمول، تاقدیس‌ها، بلندی‌ها و ناودیس‌ها نیز دشت‌های میان‌کوهی را می‌سازند. سازندهای کربناتی مزدوران (ژوراسیک بالایی) و تیرگان (کرتاسه پایینی) واحدهای چینه‌سنگی سیماساز منطقه و دشت‌های نریمانی، مشهد - چناران، قوچان - شیروان و بجنورد از نواحی فروافتاده در بخش جنوبی حوضه رسوبی کپه‌داغ می‌باشند (آقانباتی، ۱۳۸۵).

واحد زمین‌شناسی بینالود، نواحی شمال سبزوار، نیشابور تا مشهد را در بر می‌گیرد. در این زون، رشته کوه‌های بینالود با روند تقریبی شمال غرب - جنوب شرق بین صفحه مستحکم توران و خرد قاره ایران مرکزی قرار دارند (آقانباتی، ۱۳۸۵). نبوی (نبوی، ۱۳۵۵)، به دلیل تشابه رسوب‌ها و رخساره‌های پالئوزوئیک این زون با زون البرز، واحد زمین‌شناسی بینالود را زون تدریجی ایران مرکزی و البرز در نظر می‌گیرد. به عقیده افتخارنژاد، البرز شرقی (شامل کوه‌های بینالود و آلاداغ) یک زون مستقل به حساب نمی‌آید، بلکه جزیی از ایران مرکزی است که در آن رسوب‌های اپی کانتینانتال پالئوزوئیک تقریباً در همه جا رخنمون دارند. در این حوضه، مجموعه‌های متناوبی از سنگ‌ها آذرین، دگرگونی و رسوبی در سطح زمین رخنمون دارند (آقانباتی، ۱۳۸۵).



شکل ۱-۲- نقشه پهنه‌های اصلی رسوبی - ساختمانی زمین‌شناسی ایران و موقعیت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، ۱۳۹۵)

۱-۸-۳- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی

برای بررسی چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی واحدهای سنگی از نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های مختلف استفاده شده است. بر اساس ایندکس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی، محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در برکه‌های (شیت‌ها) بزنگان (۸۰۶۲)، مشهد (۷۹۶۲)، طرqbه (۷۸۶۲)، نیشابور (۷۷۶۲)، کلات (۷۹۶۳)، چناران (۷۸۶۳)، اخلمد یا رادکان (۷۷۶۳)، مشکان (۷۷۶۳)، درگز (۷۸۶۴) و قوچان (۷۷۶۴) واقع شده است. با توجه به نقشه‌ها و گزارش‌ها، در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران توالی‌های رسوبی و مجموعه‌های آتشفشانی و دگرگونی از پالئوزوئیک تا عهد حاضر رخنمون دارند. خلاصه واحدهای سنگی و رسوب‌های دوران‌های مختلف زمین‌شناسی در ادامه ارائه شده است. نقشه زمین‌شناسی منطقه در شکل ۱-۳ ارائه شده است.

❖ واحدهای سنگی دوران اول زمین‌شناسی (پرکامبرین و پالئوزوئیک)

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در سطح محدوده مشهد - چناران، متعلق به پرکامبرین و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های اسلیتی، کالک شیست و سنگ‌های اولترابازیک هستند که در جنوب غربی محدوده مطالعاتی (واحد بینالود) دیده می‌شوند. واحدهای متعلق به دوران پالئوزوئیک، شامل اسلیت، سنگ‌های اولترابازیک، ماسه‌سنگ، آهک متبلور، سنگ آهک و دولومیت‌های متبلور می‌باشند. این سنگ‌ها بیشتر در خط‌الرأس بلندی‌های بینالود و در حاشیه جنوب غربی منطقه در سطح زمین ظاهر شده‌اند. حدود ۱۸۶ کیلومتر مربع (۱/۸۷ درصد) از گستره محدوده مطالعاتی، توسط واحدهای سنگی پرکامبرین و پالئوزوئیک پوشیده شده است. خلاصه اطلاعات سازندها و واحدهای زمین‌شناسی این دوران در جدول ۱-۲ ارائه شده است.

❖ واحدهای سنگی دوران دوم زمین‌شناسی (مزوزوئیک)

واحدهای سنگی دوران دوم زمین‌شناسی (مزوزوئیک)، در بخش‌های شمالی و شرقی محدوده مطالعاتی از نوع رسوبی و در بلندی‌های بینالود و همچنین در غرب شهر مشهد نیز بیشتر از نوع آذرین و دگرگونی می‌باشند. خلاصه اطلاعات مهم‌ترین واحدهای سنگی مزوزوئیک در جدول ۱-۳ ارائه شده است. با توجه به جدول، واحدهای سنگی این دوران با وسعتی در حدود ۴۶۸۸ کیلومترمربع (۴۶/۷۷ درصد) بخش زیادی از گستره محدوده مطالعاتی مشهد - چناران را در بر گرفته‌اند. به‌طور خلاصه؛ واحدهای سنگی مزوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران عبارتند از؛

➤ در محدوده پهنه بینالود و زون مفصلی، واحدهای سنگی سری میان (تریاس)، مجموعه ولکانیکی گرانیتوئیدهای مشهد (تریاس)، واحدهای ماسه‌سنگی و کنگلومرای (ژوراسیک)، معادل سازند چمن بید (ژوراسیک)، معادل سازند دلیچای و سازند لار (ژوراسیک) و واحدهای آهک و کنگلومرا (کرتاسه) در مجموع با وسعت حدود ۲۱۷۸ کیلومتر مربع از مهم‌ترین‌ها می‌باشند.

➤ در محدوده زون کپه داغ - هزارمسجد، سازندهای کشف‌رود، چمن‌بید و مزدوران با سن ژوراسیک و سازندهای شوربجه، تیرگان، سرچشمه و سنگانه با سن کرتاسه، در مجموع با وسعت حدود ۲۵۱۰ کیلومتر مربع، در سطح رخنمون دارند.

❖ واحدهای سنگی و رسوب‌های سنوزوئیک (دوران سوم زمین‌شناسی)

واحدهای سنگی و رسوب‌های دوران سنوزوئیک، به سه گروه شامل واحدهای قبل از کواترنر (پالئوژن و نئوژن)، واحدهای آذرین، آذرآواری و کنگلومرای پلیو-کواترنر و آبرفت‌های کواترنری، در مجموع با وسعت حدود ۹۲۶ کیلومترمربع (۹/۳ درصد) تقسیم می‌شوند. خلاصه اطلاعات سازندها و واحدهای زمین‌شناسی مزوزوئیک در جدول ۱-۴ ارائه شده است.

واحدهای پالئوژن، رخنمون چندانی ندارند و تنها به‌صورت محدود در جنوب روستای حصار گلستان، حوضه روخانه چناران و ...، واحدهای کنگلومرای، ماسه سنگ قرمز، سنگ‌های ولکانیکی و آهک، داسیت آندزیت و کوارتز آندزیت‌های مربوطه به پالئوژن در سطح دیده می‌شوند.

در نئوژن، واحدهای مارنی قرمز رنگ گچ‌دار، بیش‌ترین رخنمون را دارند و در چند منطقه از جمله در بلندی‌های شمال شرق حاشیه دشت (منطقه ده‌سرخ و تبادکان و منطقه کارخانه سیمان)، در حاشیه شرقی آبخوان (حداصل محدوده مطالعاتی مشهد - چناران و نریمانی)، در شمال غرب آبخوان آبرفتی (منطقه آلماجق) و در حاشیه بلندی‌ها و مناطق مرکزی آبخوان آبرفتی، هم در سطح و هم در عمق دیده می‌شوند. واحدهای مارنی قرمز رنگ گچ‌دار در مناطق مرکزی دشت، سنگ کف آبخوان آبرفتی را تشکیل می‌دهند. علاوه بر واحدهای مارنی، در نئوژن پایانی رسوب‌های آواری (بیشتر از نوع کنگلومرا) که در حاشیه جنوب شرقی آبخوان رخنمون قابل توجهی دارند، نهشته شده‌اند. این واحدها، به‌صورت پراکنده در بخش شرقی آبخوان نیز دیده می‌شوند.

در کواترنر، واحدهای زمین‌شناسی بیشتر از نوع رسوب‌های تحکیم نیافته آواری هستند. این رسوب‌ها، از فرسایش بلندی‌ها و واحدهای سنگی قدیمی‌تر به‌وجود آمده و در مناطق پست و فرو افتاده حوضه نهشته

شده‌اند. مهم‌ترین رسوب‌های کواترنر محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، شامل تراس‌ها و مخروط افکنه‌های جدید (Qt2) و قدیم (Qt1)، آبرفت‌های رودخانه‌ای (Qal) و پهنه‌های سیل‌تی و رسی (Qf) می‌باشند.

تراس‌ها و مخروط افکنه‌های قدیمی (Qt1)، بیشتر از قطعات شن و قلوه سنگ‌های رودخانه‌ای تشکیل شده‌اند. این رسوب‌ها، بر اثر فرسایش واحدهای سنگی سست و ضعیف، توسط آب منتقل و در مناطق پست و یا بر روی واحدهای سنگی، در پای بلندی‌ها نهشته شده‌اند. این رسوب‌ها، گاهی به علت وجود سیمان، نیمه سخت شده و حالت کنگلومرای نیمه متراکم به خود می‌گیرند.

تراس‌ها و مخروط افکنه‌های جوان (Qt2) از رسوب‌های منفصل دانه درشت تا دانه متوسط ماسه و گراول با نفوذپذیری بالا و مقداری رس، تشکیل شده‌اند. این رسوب‌ها بیشتر توسط جریان‌های رودخانه‌ای حمل و بر روی واحدهای نئوژن نهشته شده‌اند. پیکره اصلی آبخوان آبرفتی مشهد - چناران از جنس این واحدها است.

آبرفت‌های رودخانه‌ای (Qal)، بیشتر از رسوب‌های دانه‌درشت، نظیر قلوه‌سنگ، ریگ و شن تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها در محدوده مطالعاتی، در بستر رودخانه‌ها و مسیل‌های اصلی و فرعی دیده می‌شوند و از نفوذپذیری بسیار بالایی برخوردارند و نقش مهمی در تغذیه آبخوان آبرفتی دارند.

کفه‌های رسی (Qc) از نوع سیلت و کمی رُس، اغلب به رنگ نخودی روشن تا مایل به قهوه‌ای و با نفوذپذیری اندک در مناطق مسطح حاشیه بلندی‌های شمالی محدوده مطالعاتی (شمال شهر چناران) نهشته شده‌اند.

جدول ۱-۲- سازندها و واحدهای زمین‌شناسی دوران پالئوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	دوران	دوره	نام	علامت	محدوده گسترش	وسعت (کیلومتر مربع)	سنگ‌شناسی (غالب)
۱	پالئوزوئیک	پرمین	—	Pm.us	شمال حوضه رودخانه شلگرد	۳/۸۷	تجمعی از سکانس رسوبی و سنگ‌های اولترامافیک
۲			—	Ptu	جنوب و غرب مشهد، حوضه‌های رودخانه طرق و شلگرد، حوضه‌های گلستان، زشک و کنگ	۱۱۹/۲۶	مجموعه توربیدیتی دگرگون شده شامل فیلیت و سنگ آهک کریستالی شده
۳			—	Pq	حوضه رودخانه شلگرد	۶/۰۸	کوارتزیت و ماسه سنگ‌های ساب آرنایت دگرگونی
۴			—	Pm	زشک و کنگ، جنوب و جنوب‌غرب مشهد (جیم‌آباد)	۳/۹۳	مرمر و آهک کریستالی
۵			—	Ps	جنوب مشهد، شمال غرب روستای خلج	۲/۱	بازالت‌های حفره‌دار و سنگ‌های اسپیلیتی
۶			—	Pub	بلندی‌های جنوب و شمال غرب مشهد (جنوب ویرانی)	۱۲/۱۸	سنگ‌های اولترامافیک و مافیک (متاپریدوتیت، هارزبورژیت، سرپانتینیت، متالزولیت، متاگابرو و ...)
۷		دوئین	بهرام	Db	جنوب و جنوب غرب مشهد	۳۵/۴۴	آهک خاکستری سنگ آهک دولومیتی
۸			پاده‌ها	Dp	جنوب مشهد (جنوب روستای عارفی و جیم‌آباد)	۰/۳۵	ماسه‌سنگ و کوارتز آرنایت سفید و قرمز
۹		سیلورین - دوئین	—	S-D	جنوب مشهد (جنوب روستای عارفی و جیم‌آباد)	۰/۹۳	ماسه سنگ، کوارتزیت، سنگ آهک، شیل، بازالت
۱۰		سیلورین (؟)	نیور	Sn	جنوب مشهد (جنوب روستای عارفی و جیم‌آباد)	۰/۱	فیلیت، شیل، کالک شیست، سنگ آهک کریستالی و دایک دیابازی
۱۱		کامبرین	معادل لالون	El	حوضه آبریز جیم‌آباد، شمال غرب روستای استاج	۱/۹	ماسه سنگ کوارتزیتی قرمزرنج با لایه‌های آغشته به کربنات و کنگلومرای متراکم
۱۲		پرکامبرین	سلطانیه	P ع-s	حوضه جیم‌آباد، شمال و شمال غرب روستای استاج	۰/۷	دولومیت چرتی توده‌ای تا ضخیم‌لایه

جدول ۱-۳- سازندها و واحدهای زمین شناسی دوران مزوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	دوران	دوره	نام	علامت	محدوده گسترش	وسعت (کیلومتر مربع)	سنگ شناسی (غالب)
۱			سنگانه	Ksn		۲/۴۱	آهک توده‌ای تا لایه‌ای قهوه‌ای
۲			سرچشمه	Ksr	این سازندها، در راستای جنوب شرق - شمال غرب، در قالب ساختارهای ناودیس و	۴۷/۵	شیل آهکی، ماسه‌سنگ و میان‌لایه‌های آهک
۳		کرتاسه (کپه داغ - هزارمسجد)	تیرگان	Kt	تاقدیسی در بیشتر نواحی منتهی به بلندی‌های	۲۶۳/۱۹	آهک
۴			تیرگان	Ktm	شمالی از جمله حوضه رودخانه‌های کارده،	۶/۳۵	آهک، شیل، مارن و ماسه‌سنگ سبز روشن
۵			شوریجه	Kshgy	اندرخ، کال ده سرخ و کال گوجگی، کال نساء،	۲۸/۶۲	گچ قرمز تا زرد، مارن و سیلت استون
۶			شوریجه	Ksh	رادکان و ... گسترش دارند.	۵۸۴/۹۳	ماسه‌سنگ دانه درشت، شیل و سیلت‌سنگ
۷	مزوزوئیک	کرتاسه	—	Kl	جنوب شهر مشهد (تپه‌سلام و جیم‌آباد)	۱۹/۱۴	آهک اوربیتولین‌دار
۸		(بینالود)	—	Kc		۹/۰۶	کنگومرا با قطعات گرانیتوئید
۹			مزدوران	Jmz۳		۶۶۰/۲۳	آهک بیوکلاستیک آلتیره و شیل خاکستری
۱۰			مزدوران	Jmz۲	این سازندها، در راستای جنوب شرق - شمال غرب، در قالب ساختارهای ناودیس و	۴۲۲/۷۸	آهک میکریتی آلتیره و شیل خاکستری
۱۱		ژوراسیک (کپه داغ - هزارمسجد)	مزدوران	Jmz۱	تاقدیسی در بیشتر نواحی منتهی به بلندی‌های	۴۰۸/۶۲	دولومیت ضخیم لایه خاکستری و آهک
۱۲			چمن‌بید	Jch	شمالی از جمله حوضه رودخانه‌های کارده،	۹	مارن آمونیتی، آهک و شیل
۱۳			کشف‌رود	Jk.sm	اندرخ، کال ده سرخ و کال گوجگی، کال نساء،	۹/۴۵	میکروکنگومرا، ماسه‌سنگ و مارن
۱۴			کشف‌رود	Jksh.s	رادکان و ... گسترش دارند.	۳۷/۰۳	شیل و ماسه‌سنگ

ادامه جدول ۱-۳- سازندها و واحدهای زمین شناسی دوران مزوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	دوران	دوره	نام	علامت	محدوده گسترش	وسعت (کیلومتر مربع)	سنگ شناسی (غالب)
۱۵	مزوزوئیک	ژوراسیک (بینالود)	لار	Jl۲	حوضه رودخانه‌های اخلمد، بازه سر حصار، کال	۴۵۷/۰۸	آهک روشن متوسط تا ضخیم لایه
۱۶			لار	Jl۱	سهل آباد، کال شفیق و کال شغل آباد	۲۲۲/۲۷	آهک ضخیم لایه و میان لایه‌های شیل
۱۷			دلیچای	Jd	جنوب غرب شهر چناران، غرب روستای خیج	۱۶/۳	آهک میکربیتی نازک لایه با میان لایه شیل
۱۸			کنگلومرای آغنج	Jacc	غرب روستای کرتیان، جنوب روستای عارفی، غرب و جنوب روستای آغنج	۱۲/۵۸	کوارتز کنگلومرا
۱۹			—	Jc.sh	جنوب شهر مشهد (جیم آباد، تپه سلام و عارفی)	۴۱/۸۵	کنگلومرای، شیل و ماسه سنگ
۲۰			—	Jsh.s		۱۹/۹۲	شیل و ماسه سنگ تیره
۲۱		تریاس (بینالود)	معادل چمن بید	J۲	عمدتاً در حوضه رودخانه چناران، غرب گل‌مکان	۱۰۵/۰۴	ماسه سنگ و مارن
۲۲			—	Jc	جنوب شهر و شمال غرب مشهد، زشک و کنگ	۴۱/۵۲	کنگلومرای پلی میکربیت قاعده‌ای
۲۳			گرانیتوئید مشهد	gr۳	جنوب و غرب مشهد، در پایین دست حوضه رودخانه‌های شلگرد، طرق، عارفی و گلستان	۱۹/۲	پگماتیت و آپلیت
۲۴				gr۲		۸۲/۳	لوکوگرانیت، تورمالین و گرانیت توده‌ای
۲۵				gr۱		۶۰/۳۴	گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت
۲۶	مزوزوئیک	تریاس (بینالود)	—	gb	جنوب و غرب مشهد	۰/۲۳	دیوریت گابرو
۲۷			سری مایان (فیلیت مشهد)	TR۳j۱	جنوب تا غرب شهر مشهد، حوضه‌های آبریز کال جیم آباد تا رودخانه چناران، خط الرأس محدوده مطالعاتی مشهد با محدوده‌های مطالعاتی نیشابور و سنگ بست	۷۰۶/۴۳	فیلیت، شیل و کوارتزیت
۲۸				TR۳j۱.qs		۲۳۲/۶۴	ماسه سنگ خاکستری تیره با کوارتز شیری، فیلیت سبز روشن و کوارتزیت
۲۹				TR۳j۱.st		۱۲۳/۵	ماسه سنگ سبز روشن تا خاکستری و شیل
۳۰				TR۳j۱.sd		۸/۹۹	ماسه سنگ سیاه با میان لایه شیل

جدول ۱-۴ - سازندها و واحدهای زمین شناسی دوران سنوزوئیک در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	دوران	دوره	نام	علامت	محدوده گسترش	وسعت (کیلومتر مربع)	سنگ شناسی (غالب)
۱		کواترنر	—	Qal	بستر آبراهه ها و رودخانه های اصلی (کشف رود و ...)	۱۲۴/۴۱	آبرفت های بستر رودخانه
۲			—	Qc	شمال شهر چناران (غرب تا شمال روستای شترپا)	۳۶/۲	نهشته ها و کفه های رسی
۳			—	Ql	بخش شرقی بلندی های شمالی (حوضه اندرخ و ...)	۱/۶۱	لس
۴			—	Qt۲	حداصل بلندی های شمالی و جنوبی (دشت)	۳۴۳۶/۷	تراس ها و آبرفت های جدید
۵			—	Qt۱	در حاشیه بلندی های شمالی و جنوبی دشت	۵۹۹/۱	تراس های آبرفتی قدیمی
۶	سنوزوئیک	پلیو - کواترنر	—	QPlc	حاشیه شمالی و شرقی بلندی های شمالی، کال	۸۷/۶۳	کنگلومرای سخت نشده، سیلت سنگ و مارن
۷			—	PlQc	جیم آباد، کال های کلر، برسلان و شغل آباد	۴۰/۱۳	کنگلومرای و ماسه سنگ با میان لایه های گچی
۸			—	PlQan	بلندی های شمال غربی، حوضه کال های کلر، برسلان و شغل آباد	۸/۶۶	آندزیت، تراکی آندزیت، توف و آگلومرای ..
۹			—	PlQr		۱۳/۳۸	ریولیت، ریواسیت، داسیت و لاتیت
۱۰			—	PlQd		۳۱/۱۸	داسیت، لاتیت، آلکالی ریولیت، تراکیت و ...
۱۱			—	PlQld		۲۰/۶	لاهار، برش ولکانیکی و قطعات داسیت و لاتیت
۱۲			—	PlQlr		۱۶۷/۶۵	لاهار، برش ولکانیکی و قطعات ریولیت
۱۳		نئوژن	—	Mr.c	بخش شرقی بلندی های شمالی دشت،	۱/۶۸	کنگلومرای
۱۴			—	Ng۱	ز شک و کنگ و جنوب روستای ویرانی	۰/۳۶	مارن، ماسه سنگ، کنگلومرای، آهک مارنی و آهک
۱۵			—	Ngm	بخش شرقی و غربی بلندی های شمالی و جنوبی	۵۷/۳۵	مارن، ماسه سنگ گچ دار، آهک مارنی و ...
۱۶			—	Ngr	بخش شرقی و غربی بلندی های شمالی دشت	۴۷۳/۸۵	ماسه سنگ، کنگلومرای و مارن گچ دار قرمز
۱۷			—	Ngc	شمال محدوده مطالعاتی	۲۰/۲۱	کنگلومرای، ماسه سنگ، مارن ماسه ای و گل سنگ
۱۸	پالئوژن		—	Ean	تپه سلام، جیم آباد، شمال غرب روستای باز حوض	۰/۶۵	داسیت آندزیت و کوارتز آندزیت
۱۹			—	Eb	علیا	۰/۰۳	کنگلومرای، ماسه سنگ، سنگ های ولکانیکی و ...
۲۰			—	Ec	حوضه رودخانه چناران	۰/۷	کنگلومرای
۲۱			—	Pc	جنوب روستای حصار گلستان، غرب مشهد	۱/۹۴	داسیت آندزیت و کوارتز آندزیت

۱- ۸- ۴- تکتونیک (زمین ساخت)

دشت مشهد - چناران، در بین کوه‌های هزارمسجد در شمال و شمال شرق و کوه‌های بینالود در جنوب و جنوب غرب جای گرفته است. در این محدوده، روند کلی گسل‌ها و چین خوردگی‌ها، منطبق بر روند کلی عوارض زمین‌شناسی و در راستای شمال غرب - جنوب شرق است. اصلی‌ترین عوارض تکتونیکی منطقه، شامل چین خوردگی‌های منظم در بلندی‌های منطقه، زون گسلی مشهد - شاندیز در حاشیه بلندی‌های بینالود و گسل اصلی کشف‌رود در حاشیه شمالی آبخوان آبرفتی می‌باشند. سیمای فعلی محدوده مطالعاتی، متأثر از آخرین فازهای چین خوردگی آلپ و فرسایش‌های پس از آن است. تاقدیس‌ها، تشکیل دهنده کوه‌ها و ناودیس‌ها نیز اغلب، دشت‌ها و پهنه‌های آبرفتی میان کوهی را تشکیل داده‌اند. این عوارض کنترل‌کننده هیدرولیک و جریان آب در آبخوان‌های سازندی و آبرفتی منطقه می‌باشند.

❖ حوضه رسوبی - ساختار کپه‌داغ - هزارمسجد

کپه‌داغ - هزارمسجد یک حوضه رسوبی درون‌قاره‌ای با روند شمال غرب - جنوب شرق است که در حاشیه جنوب غربی صفحه توران واقع شده است. ریخت‌شناسی منطقه کپه‌داغ، جوان است و توپوگرافی ناحیه رابطه‌ای مستقیم با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. به‌طور معمول تاقدیس‌ها ارتفاعات و ناودیس‌ها دشت‌های میان کوهی را می‌سازند و سازندهای کربناتی مزدوران (ژوراسیک بالایی) و تیرگان (کرتاسه پایینی) واحدهای سیماساز منطقه هستند. دشت‌های مشهد - چناران، قوچان - شیروان و ... از نواحی فروافتاده کپه‌داغ هستند. این پهنه رسوبی - ساختاری از شرق دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود. اگرچه مرز شمالی این حوضه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد است، اما درباره مرز جنوبی آن دیدگاه‌های متفاوتی وجود دارد. به‌طور کلی و جدا از دو نظریه متفاوت (اوراسیایی و گندوانایی) که درباره جایگاه این پهنه وجود دارد، وجود توربیدیت‌های دانه‌ریز، رادیولاریت، چرت، روانه‌های (گدازه‌های) بالشی و سنگ‌های اولترامافیک جنوب شرقی مشهد (شرق روستای سفیدسنگ)، به سن پرمین پسین و گاهی پرمین میانی، نشان می‌دهد که در اواخر کربنیفر و اوایل پرمین در بخش شمال خاوری ایران، یک کافت^۱ درون‌قاره‌ای به وجود آمده و دست کم از آن زمان به بعد، کپه‌داغ به عنوان یک حوضه رسوبی مستقل، شرایط رسوبی و زمین‌ساختی ناهمسانی با ایران مرکزی و البرز خاوری داشته است (آقانباتی، ۱۳۸۵). شواهد کافت‌زایی در

¹ Rift

شرق کپه‌داغ به صورت گسل‌های نرمال بر روی نیمرخ‌های لرزه‌ای کاملاً مشهود است. کپه‌داغ پس از کوهزایی سیمیرین پیشین به صورت یک حوضه رسوبی فعال درآمد است. در این حوضه رسوبی (از دوره ژوراسیک تا میوسن)، رسوب‌های ضخیمی به ضخامت حدود ۸۰۰۰ متر، بدون نبود چینه‌شناسی مهم ولی با رخساره‌های متنوع روی هم انباشته شده‌اند. نهشته شدن سنگ‌های رسوبی محیط‌های خشک و مردابی (سازند شوربجه) در گستره وسیعی از بلندی‌های شمالی محدوده مطالعاتی، نشان از پسروری دریا دارد. در آغاز ائوسن و با فاز کوهزایی پیرنه، حوضه رسوبی کپه‌داغ بالا آمده و پس از آن تا به امروز خشک بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

علاوه بر فعالیت‌های رسوبی، پهنه کپه‌داغ به لحاظ تکتونیکی نیز فعال بوده و در منطقه، مجموعه‌ای از تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها که به وسیله دسته گسل‌های راست‌الغز راست‌بر و چپ‌بر به ترتیب با راستای شمال غرب - جنوب شرق و شمال شرق - جنوب غرب بریده شده‌اند، دیده می‌شود. الگوی چین‌خوردگی پهنه کپه‌داغ با چین‌خوردگی‌های پهنه زاگرس قابل مقایسه است. در این پهنه، چین‌ها دارای روند شمال غرب - جنوب شرق هستند و بیشتر آن‌ها، نامتقارن، ممتد و کم‌وبیش با یکدیگر موازی می‌باشند. در این پهنه، چین‌ها در بخش‌های میانی و پایینی بلندی‌ها، به صورت برگشته و یا حتی خوابیده هستند. با توجه به توالی چینه‌شناسی و ماهیت سنگ‌شناسی آن‌ها، سازندهای کربناته کارستی (بخش‌های تحتانی و فوقانی سازند مزدوران و سازند تیرگان) توسط سازندهای غیرقابل نفوذ غیرکربناته، از جمله شوربجه و بخش میانی مزدوران محصور شده‌اند. وجود چنین شرایطی، منجر به حرکت و ذخیره آب زیرزمینی در خلل‌و فرج، مجاری انحلالی و مجاری غیرانحلالی سازند می‌شود. علاوه بر این، در صورت قرارگیری این چین‌ها در مجاورت آبرفت، ارتباط هیدرولیکی مناسبی در محل پلانچ چین و یا در شرایط خاص‌تر، عمود بر محور آن برقرار می‌شود. مهم‌ترین ساختمان‌های چین‌خورده (تاقدیس و ناودیس) پهنه کپه‌داغ، در گستره روستاهای بهمن‌جان، رادکان، بقمچ، ارداک، کارده، گوجگی و ... دیده می‌شوند. در این گستره، تاقدیس‌های جهانگیر، کم‌ریخدان، امرودک، آبقد و بارو - رادکان و ناودیس‌های مریجگان، قرق، موچنان و جهانگیر از مهم‌ترین‌ها می‌باشند.

از نظر زمان تشکیل و سازوکار حرکتی، گسل‌های کپه‌داغ را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد (سلیمانی و همکاران، ۱۳۹۱). گروه نخست، گسل‌های همزمان با فرونشست حوضه، با روند عمومی شرقی - غربی و یا شمال شرقی - جنوب غربی می‌باشند. این گسل‌ها در آغاز، سازوکار حرکتی نرمال داشته، اما پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته با شیب رو به شمال تبدیل شده‌اند. گروه دوم، گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد

با روند شمال غربی و یا امتدادلغز چپگرد با روند شمال شرقی هستند که محور چین‌ها را قطع می‌کنند. در ادامه، شرح مختصری از مهم‌ترین گسل‌های منطقه ارائه خواهد شد.

➤ گسل کَشَف‌رود: گسل معکوس کَشَف‌رود، با راستای خمدار شمال غرب - جنوب شرق، شیب رو به سوی شمال غرب و طول حدود ۱۲۰ کیلومتر، رسوب‌های آبرفتی کواترنر را بریده است. در اثر فعالیت این گسل، دولومیت و آهک‌های سازند مزدوران و شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند شوريجه، بر روی آبرفت‌ها و پهنه‌های سیلتی و رسی کواترنر رانده شده‌اند.

➤ گسل خیرآباد: این گسل در زون کپه‌داغ و در شرق شهر مشهد، با جهت راندگی از طرف شمال - شمال شرق به طرف جنوب - جنوب غرب واقع شده است. با توجه به تأثیر گسل خیرآباد بر رسوب‌های کواترنر، جوان‌ترین گسل موجود در زون کپه‌داغ (در ورقه مشهد) محسوب می‌شود.

➤ گسل مانسار و احمدآباد: این گسل‌ها، از شاخه‌های فرعی گسل اصلی خیرآباد می‌باشند. جهت راندگی آن‌ها، از طرف شمال، شمال غرب به طرف جنوب، جنوب شرق است.

➤ گسل جغری: این گسل در منطقه جغری واقع شده است و جهت راندگی آن، از شمال - شمال شرق به طرف جنوب - جنوب غرب است. گسل جغری، واحدهای سنگی مزوزوئیک را بر روی واحدهای مزوزوئیک و سنوزوئیک رانده است.

➤ گسل گوجگی: این گسل با راستای خمدار در شمال شرق شهر مشهد و در گستره کوه‌های هزار مسجد جای گرفته است. گسل گوجگی، با راستای شمال غرب - جنوب شرق و طول ۷۷ کیلومتر، پس از جابجایی واحدهای سنگی سازندهای چمن‌بید و مزدوران، از میان نهشته‌های قرمز رنگ نئوژن و رسوب‌های کواترنری نیز عبور کرده است. انتهای جنوب شرقی این گسل وارد دشت مشهد می‌شود.

➤ گسل کارده: این گسل با حرکت راستالغز عمده‌تأ راستگرد، و راستای شمال غرب - جنوب شرق، در ۴۰ کیلومتری شمال شهر مشهد واقع شده است. گسل کارده، به‌طور عمده نهشته‌های قرمز رنگ نئوژن و آهک‌های مزدوران و در قسمت‌هایی نیز آبرفت‌ها و مخروط افکنه‌های جوان را تحت تأثیر قرار داده است.

➤ پهنه گسلی مارشک: پهنه گسلی مارشک، به عرض ۳۰ کیلومتر، حرکت راستالغز راست‌بر و با راستای شمال غربی - جنوب شرق در شمال شرق شهر مشهد واقع شده است. این پهنه گسلی، سازندهای

چمن بید، مزدوران و شوریه را قطع و جابجا نموده است. جابجایی راستالغز این گسل‌ها در حدود ۱ تا ۲ کیلومتر است.

➤ گسل توس: این گسل به طول حدود ۱۰۰ کیلومتر، شاخه‌ای از گسل کشف‌رود است که روندی شمال غرب - جنوب شرق دارد. گسل توس، در مرز بین دشت توس و تپه‌های شمال آن (آهک‌های خاکستری سازند مزدوران) دیده می‌شود. گسل توس با پهنه‌ای به عرض حدود دو کیلومتر، دارای سازوکار معکوس با شیبی به سمت جنوب غرب است که فعالیت آن در طی دوره کواترنر نیز کاملاً مشهود بوده است.

➤ گسل‌های امتدادلغز و گسل‌های راندگی چناران: این سری گسل‌ها، شامل گسل‌های قوشه‌چشمه، عرقچین تپه، هزارمسجد، ارداک، جهانگیر، قرق، بژمهر و بارو می‌باشند. میزان جابجایی در این گسل‌ها از چند ده متر تا چند صد متر در تغییر است. این مجموعه گسل‌های امتداد لغز، همه سازندهای زون کپه‌داغ را جابجا و در بعضی مناطق حتی رسوب‌های کواترنر را نیز تحت تأثیر قرار داده‌اند. علاوه بر گسل‌های امتدادلغز، یکسری گسل معکوس و روراند نیز در منطقه دیده می‌شوند. از گسل‌های معکوس در این گستره می‌توان به گسل‌های انجشیش، امروک و دره‌کوه اشاره کرد. شیب این گسل‌ها زیاد (۷۰ تا ۸۵ درجه) و جهت شیب آنها نیز به سمت شمال شرق است. همچنین گسل‌های چشمه‌گیلاس و آبقد نیز از نوع گسل‌های راندگی هستند که جهت شیب آنها به سوی شمال‌شرقی است. مقدار شیب این گسل‌ها ۴۰ تا ۶۰ درجه می‌باشد. گسل‌های معکوس و راندگی در برخی مناطق توسط گسل‌های امتداد لغز قطع می‌شوند.

علاوه بر گسل‌هایی که بر روی نقشه‌ها مشخص شده و یا در گزارش‌ها ذکر شده‌اند، گسل‌های احتمالی نیز در زیر لایه‌های آبرفتی دشت مشهد وجود دارند. اگرچه این گسل‌ها، شواهدی بر روی سطح زمین ندارند و در زیر رسوب‌ها و لایه‌های آبرفتی مدفون می‌باشند، اما براساس بررسی‌ها و مطالعات موردی از جمله مطالعات اکتشافی (ژئوالکتریک و حفاری چاهای عمیق) شواهد آنها شناسایی شده‌اند. این گسل‌ها، فرآیندهای رسوب‌گذاری و ساختار هندسی لایه‌های آبرفتی را بعدی را متأثر نموده و گاه جابجایی‌هایی را نیز ایجاد کرده‌اند. از مهم‌ترین گسل‌های پنهان دشت مشهد که در نقشه‌های زمین‌شناسی به آن اشاره‌ای نشده، اما در گزارش مطالعات ژئوالکتریک غرب دشت مشهد در سال ۱۳۸۷ (شرکت سازند آب پارس، ۱۳۸۷)، معرفی شده است، گسلی با نام محلی F1 است.

❖ واحد زمین‌شناسی بینالود

واحد زمین‌شناسی بینالود، یک نوار چین‌خورده و گسلیده می‌باشد که به دنبال تصادم میان قطعات ایران و توران در حاشیه شمال شرقی ایران تشکیل شده است. به‌طور کلی، تغییرات ساختاری ناحیه بینالود بیشتر تحت تأثیر تحولات تکتونیکی کوهزایی سیمین و آلیپی است (Alavi, 1992). در این پهنه، شواهد مربوط به سه فاز دگرگونی ناحیه‌ای و دو مرحله گرانیته‌زایی شناسایی شده است. فاز دگرگونی و گرانیته‌زایی اولیه را به فاز کوهزایی هرسی‌نین مرتبط می‌دانند. پس از آن در کوهزایی سیمین پیشین مرحله دوم دگرگونی و گرانیته‌زایی رخ داده است.

در گستره بینالود، تعداد چین‌خوردگی‌های کم است و چین‌ها، عموماً کوتاه و به تبعیت از گسل‌های منطقه، روند جنوب شرق - شمال غرب دارند. بیشتر چین‌های موجود در پهنه بینالود، از نوع مایل، برگشته و خوابیده می‌باشند. این چین‌ها، به‌دلیل کوتاه بودن، اغلب در گستره یک واحد سنگی قرار می‌گیرند و با توجه به توالی چین‌شناسی و ماهیت سنگ‌شناسی آن‌ها (بیشتر سازندهای غیرکربناته)، ارزش هیدروژئولوژیکی قابل‌توجهی ندارند و به‌ندرت قابلیت ذخیره آب زیرزمینی را دارند.

گسل‌های راندگی و صفحات رورانده، عمده‌ترین ساختمان‌های زمین‌شناسی منطقه، به‌ویژه در بلندی‌های بینالود، می‌باشند. اغلب گسل‌های راندگی (تراست) به‌صورت صفحات گسلی منفرد و یا مجموعه‌های دوبلکسی با روند شمال غرب - جنوب شرق و به موازات زون مفصلی پالتوتیس بر ساختمان پوسته زمین حاکم‌اند (زراعتکار، ۱۳۹۰). این گسل‌های تراستی، موجب جابجایی بقایای پالتوتیس به همراه توالی‌های رسوبی پالتوزوئیک زیرین، مزوزوئیک میانی و بالایی و ترشیری در یک سیستم راندگی شده‌اند (Alavi, 1992). این راندگی‌ها که بیانگر کوتاه‌شدگی در راستای شمال شرق - جنوب غرب می‌باشند، تحت تأثیر یک میدان استرس انقباضی ایجاد شده و علاوه بر این که در چین‌خوردگی رسوب‌ها نقشی اساسی داشته، منجر به ایجاد گسل‌های امتدادلغز و شکستگی‌های کششی نیز شده‌اند (عامری، ۱۳۹۱). علاوه بر گسل‌های راندگی، گسل‌های امتدادلغز نیز در منطقه دیده می‌شوند. اکثر این گسل‌ها، احتمالاً در رابطه با حرکت تراست‌ها تشکیل شده‌اند. گسل‌های نرمال از دیگر ساختمان‌های تکتونیکی موجود در منطقه می‌باشند. مهم‌ترین گسل‌های منطقه، عبارتند از؛

➤ گسل رورانده دیزباد - خرو: این گسل، با شیب به سمت شمال شرق، در جنوب محدوده بینالود قرار دارد. گسل رورانده دیزباد - خرو، به‌صورت چندین گسل تقریباً موازی با راستای شمال غرب - جنوب

شرق سبب رانده شدن سنگ‌های پالئوزوئیک بالایی بر روی فیلیت‌های مشهود شده است. این گسل، در طول مسیر به‌وسیله گسل‌های امتدادلغز جابجا شده است.

➤ گسل شان‌دیز - سنگ‌بست (سنگ‌بست - شان‌دیز): این گسل، با حرکت راندگی با مؤلفه راست‌برو، دارای روند شمال غرب - جنوب شرق بوده و به‌عنوان یکی از مهم‌ترین گسل‌های پهنه بینالود، از فاصله حدود ۱۵ کیلومتری شهر مشهود عبور می‌کند. این گسل، یکی از مهم‌ترین زون‌های گسلی است که ارتباط تنگاتنگی با دشت مشهود دارد. خصوصیات ژئومورفولوژی مرتبط با فعالیت زون گسلی به فرم جابجایی امتدادلغز در سیستم‌های زهکشی منطقه نظیر آبراهه‌ها دیده می‌شود.

➤ گسل آغنج - طر‌قه: این گسل، هم‌روند با گسل سنگ‌بست - شان‌دیز است و طول آن به بیش از ۵۰ کیلومتر می‌رسد. گسل آغنج - طر‌قه، در نزدیکی روستای کرتیان، بین کنگلومراهای ژوراسیک زیرین - میانی و کنگلومراهای آغنج قرار گرفته است. تغییر رنگ و تغییر شیب در دو کنگلومرا از شواهد مشخص زون گسلی و نشان‌دهنده هم‌روندی با گسل سنگ‌بست - شان‌دیز می‌باشد.

➤ گسل استاج: این گسل، به دلیل تأثیر بر واحد QPlc یکی از جوان‌ترین گسل‌های محدوده بینالود است. گسل استاج تراستی بوده و جهت راندگی آن از شمال و شمال شرق به جنوب و جنوب غرب است.

➤ گسل شمال شهر مشهود: گسل شمال مشهود، ادامه گسل توس (منشعب از گسل کشف‌رود، در شمال شهر توس) است. این گسل، با امتداد شمال غرب - جنوب شرق، از حاشیه شمالی شهر مشهود عبور می‌کند. در اثر فعالیت این گسل، مسیر آبراهه‌های اصلی و فرعی که از کوه‌های جنوب و جنوب غرب مشهود سرچشمه می‌گیرند، جابجا شده است.

➤ گسل جنوب مشهود: این گسل در جنوب مشهود و در حد کوه و دشت قرار گرفته است. طول این گسل تقریباً ۱۵۰ کیلومتر است و دارای روند شمال غرب - جنوب شرق است. در طول این گسل واحدهای مختلفی رخنمون دارند. بر اساس خش‌لغزهای موجود و جابجایی آبراهه‌ها، این گسل ابتدا به‌صورت امتدادلغز بوده و بعداً به‌صورت گسل امتدادلغز با مؤلفه معکوس راست‌گرد فعال شده است. از شواهد فعالیت این گسل انحراف رودخانه‌های چهل بازه، طرق و شان‌دیز است. در اثر حرکت این گسل، مخروط افکنه چهل بازه به سمت جنوب جابجا شده و هم‌چنین در امتداد این گسل در بخش آبرفتی تغییر شیب مشخصی در شیب زمین اتفاق افتاده است.

➤ گسل فشاری جنوب چناران: این گسل با راستای شمال غرب - جنوب شرق و طول حدود ۳۷ کیلومتر، از هفت کیلومتری جنوب غربی شهر چناران می‌گذرد. گسل جنوب چناران، باعث رانده شدن سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه (از سوی جنوب غرب) بر روی آبرفت‌های کواترنر (در شمال شرق) شده است.

➤ گسل خیج: این گسل در جنوب غرب شهر چناران قرار دارد و از نوع گسل‌های راندگی است. گسل خیج توسط گسل امتدادلغز چزردو قطع شده است.

۱-۸-۵- زمین ریخت‌شناسی^۱

گستره محدوده مطالعاتی مشهد - چناران را می‌توان به سه محدوده با زمین‌شناسی و ریخت‌شناسی متفاوت، به ترتیب از شمال به جنوب شامل بلندی‌های زون کپه داغ - هزارمسجد، نواحی فروافتاده دشت مشهد - چناران و بلندی‌های واحد زمین‌شناسی بینالود تقسیم نمود. مهم‌ترین واحدهای زمین ریخت‌شناسی در منطقه، شامل واحدهای کوهستان (بلندی‌های شمالی و جنوبی)، دشت‌سر (مخروط افکنه‌ها) و دشت است.

واحد کوهستان، شامل بلندی‌های شمالی و جنوبی حاشیه دشت مشهد - چناران است و واحدهای ژئومورفولوژیک دشت‌سر و دشت را در بر می‌گیرد. بلندی‌های شمالی، متأثر از وقایع زمین‌ساختی پهنه رسوبی - ساختاری کپه داغ - هزارمسجد، چندین تیپ و رخساره ژئومورفولوژیکی مجزا، از قبیل آهکی، آهکی - دولومیتی، ماسه‌سنگی، کنگلومرایی، شیل، مارن و شیل و مارن را ایجاد کرده‌اند. بلندی‌های جنوبی نیز تحت تأثیر وقایع زمین‌ساختی واحد زمین‌شناسی بینالود بوده و براساس چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی به چندین تیپ و رخساره ژئومورفولوژیک، از قبیل آهکی، فیلیتی، ماسه‌سنگی، گرانیتی و آندزیتی - داسیتی تفکیک می‌شوند. واحد ژئومورفولوژیک دشت‌سر (مخروط افکنه‌ها)، نواحی پست و کم ارتفاع حدفاصل بین بلندی‌های شمالی و جنوبی و پهنه دشت مشهد را تشکیل می‌دهند. در گستره این واحد، تیپ‌هایی از قبیل نهشته‌های آبرفتی قدیمی (Qt1)، بخش‌های ابتدایی و میانی مخروط افکنه‌ها (Qf)، تراس‌های آبرفتی مرتفع (Qh) و نهشته‌های آبرفتی جدید (Qt2p) قابل تفکیک می‌باشند. واحد ژئومورفولوژیک دشت، آبخوان آبرفتی دشت مشهد - چناران را در بر گرفته است. این واحد کم‌ترین شیب را دارد و رودخانه کشف‌رود با امتداد شمال غرب - جنوب شرق، زهکش اصلی آن می‌باشد. کشف‌رود در بخش‌های ابتدایی (حوالی الماجوق) و پایانی (حوالی النگ اسدی)

¹ Geomorphology

مسیر خود، تقریباً در یک امتداد قرار دارد. در بخش میانی (شمال شهر چناران و در شمال غرب حوزه شهر مشهد)، مسیر کشف‌رود به دلیل، فعالیت‌های تکتونیکی تغییر میسر می‌دهد.

۱- ۸- ۶- تأثیر واحدهای زمین‌شناسی بر اثر کمیت و کیفیت منابع آب

جنس و نوع واحدهای زمین‌شناسی، تأثیر بسزایی بر کمیت و کیفیت طبیعی آب زیرزمینی دارند. در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، واحدهای سنگی کربناته با توجه به وسعت و گسترش سطحی و عمقی، بیش‌ترین تأثیر کمی و کیفی را بر منابع آبی دارند. این واحدها، علاوه بر ارتباط هیدرولیکی مؤثر با آبرفت‌های پایین دست، شرایط تشکیل آبخوان‌های سازندی را نیز دارند. در بین واحدهای کربناته، سازندهای آهکی مزدوران و تیرگان با توجه به وسعت مناسب، وجود درز و شکستگی و توالی چینه‌شناسی در منطقه، بیش‌ترین نقش را در تغذیه آبخوان آبرفتی ایفا نموده و در صورت وجود نزولات جوی کافی، شرایط تشکیل آبخوان‌های کارستی را نیز دارند. سازند لار نیز که بخش وسیعی از بلندی‌های جنوبی محدوده مطالعاتی را به خود اختصاص داده، در تغذیه آبخوان آبرفتی نقش مؤثری دارد. سازندهای شوربجه و سرچشمه و همچنین رسوب‌های مارنی نئوژن، نفوذپذیری اندکی داشته و شرایط ذخیره آب و تشکیل آبخوان سازندی را ندارند. علاوه بر این، رسوب‌های مارنی نئوژن به دلیل داشتن مقادیر قابل‌توجهی از رس و املاح تبخیری، باعث افزایش غلظت املاح محلول در آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌شوند و همواره نقش تخریب‌کننده کیفیت آب را دارند. این رسوب‌ها، در بیشتر جاها سنگ کف آبخوان آبرفتی را تشکیل داده و از این نظر، اهمیت هیدرولیکی بسیار زیادی دارند و کنترل‌کننده جریان عمودی می‌باشند. سایر واحدهای سنگی غیر کربناته، از جمله گرانیتوئیدهای مشهد، سری مایان (فیلیت مشهد)، سری‌های آذرین و آذرآواری و ...، اگرچه ممکن است حاوی یک‌سری یون‌های فرعی و یا عناصر کمیاب باشند، اما به لحاظ کیفی تأثیر قابل‌توجهی بر غلظت املاح عمومی آب زیرزمینی ندارند. از نظر کمی، این واحدها اگرچه با وجود فراوانی درز و شکاف‌ها، گسل‌ها، سطوح شیستوزیته زیاد و ...، توانایی ذخیره آب و تشکیل مخازن سازندی را (به دلیل تخلخل اولیه کم) را ندارند، اما با توجه به وسعت نسبتاً خوب و مرفولوژی مرتفع و بارش‌های خوب حوضه، نقش قابل‌توجهی در تغذیه آبخوان آبرفتی مشهد - چناران دارند.

در کنار واحدهای سنگی، رسوب‌ها و پادگانه‌های آبرفتی کواترنر، بیش‌ترین تأثیر کمی و کیفی را بر آب زیرزمینی دارند. این رسوب‌ها به دلیل جنس، شکل و نوع ذرات و ناپیوسته بودن، همواره شرایط تشکیل آبخوان را دارند و در صورتی که فاقد رس و املاح تبخیری باشند، کیفیت آب را نیز چندان تحت تأثیر قرار نمی‌دهند. این واحدها، به لحاظ هیدروژئولوژیکی از اهمیت بسیار زیادی برخوردارند.

۱-۹- آب‌وهواشناسی منطقه

۱-۹-۱- مقدمه

هدف از انجام مطالعات آب‌وهواشناسی، بررسی و تعیین پارامترهای اقلیمی مهم از جمله نزولات جوی، درجه حرارت، تبخیر و تعرق و ... می‌باشد. در این بخش، نخست شبکه ایستگاه‌های آب‌وهواشناسی معرفی و سپس به بررسی، و تجزیه و تحلیل وضعیت آب‌وهواشناسی منطقه بر اساس داده‌ها و اطلاعات موجود پرداخته می‌شود.

۱-۹-۲- شبکه ایستگاه‌های آب‌وهواشناسی

در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، ۱۷ ایستگاه هیدرومتری فعال، ۲۱ ایستگاه باران‌سنجی و ۷ ایستگاه تبخیرسنجی وجود دارند (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۵a). مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری (آب‌سنجی) در جدول ۱-۵ و ایستگاه‌های هواشناسی نیز در جدول ۱-۶ ارائه شده است.

جدول ۱-۵- مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	رودخانه	ارتفاع	UTM_X	UTM_Z	UTM_Zone	سال تاسیس
۱	امامزاده-رادکان	۶۴-۰۰۳	رادکان	۱۲۶۷	۶۸۰۳۶۱	۴۰۷۸۷۲۰	۴۰	۱۳۵۰
۲	اولنگ اسدی	۶۴-۰۳۳	کشف‌رود	۸۹۰	۷۵۲۹۰۵	۴۰۱۶۲۲۱	۴۰	۱۳۵۱
۳	آبقد درز آب (ارداک)	۶۴-۰۷۴	ارداک	۱۴۶۳	۷۱۹۷۷۹	۴۰۷۱۳۱۰	۴۰	۱۳۵۳
۴	جنگ	۶۴-۹۵۳	کارده	۱۶۶۵	۷۳۱۱۹۸	۴۰۷۳۵۸۸	۴۰	۱۳۷۱
۵	چکنه علیا	۶۴-۰۴۳	چکنه	۱۶۹۸	۶۳۱۷۵۸	۴۰۷۸۲۴۳	۴۰	۱۳۵۸
۶	حصار-دهبار	۶۴-۰۲۳	دهبار	۱۲۴۹	۷۱۵۷۳۴	۴۰۲۰۹۷۷	۴۰	۱۳۵۴
۷	دولت آباد	۶۴-۰۱۳	خرم دره	۱۵۹۲	۶۹۳۴۵۰	۴۰۳۳۵۱۹	۴۰	۱۳۵۶
۸	زشک	۶۴-۰۱۷	زشک	۱۶۹۲	۶۹۷۰۲۶	۴۰۲۳۳۳۳	۴۰	۱۳۵۶
۹	زیر بند گلستان	۶۴-۰۴۷	جاغرق	۱۱۶۴	۷۱۸۴۰۵	۴۰۲۲۹۸۱	۴۰	۱۳۵۱
۱۰	سرآسیاب شانندیز	۶۴-۰۱۹	زشک	۱۲۴۹	۷۱۰۳۲۳	۴۰۳۱۱۴۳	۴۰	۱۳۵۱
۱۱	کارده - بالادست	۶۴-۰۴۹	کارده	۱۳۲۲	۷۳۸۳۰۳	۴۰۶۰۴۳۷	۴۰	۱۳۶۳
۱۲	کرتیان	۶۴-۰۲۹	طرق	۱۲۳۲	۷۲۵۹۰۳	۴۰۰۵۸۸۲	۴۰	۱۳۳۰
۱۳	کوشک آباد	۶۴-۰۵۱	کارده	۱۳۱۷	۷۳۶۹۹۸	۴۰۶۰۵۸۷	۴۰	۱۳۶۹
۱۴	گلستان-جاغرق	۶۴-۰۲۷	جاغرق	۱۲۱۳	۷۱۵۵۶۲	۴۰۲۱۵۱۸	۴۰	۱۳۵۳
۱۵	گلمکان	۶۴-۰۱۱	گلمکان	۱۵۶۹	۶۹۱۱۲۸	۴۰۳۵۱۳۸	۴۰	۱۳۵۱
۱۶	موشنگ	۶۴-۰۰۷	فریزی	۱۴۲۳	۶۸۲۵۳۸	۴۰۴۱۶۰۶	۴۰	۱۳۵۱
۱۷	میان مرغ	۶۴-۰۸۳	ارداک	۱۴۰۰	۷۱۵۲۹۹	۴۰۷۳۵۳۴	۴۰	۱۳۸۵

جدول ۱-۶- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	ارتفاع (متر)	UTM_X	UTM_Z	UTM_Zone	سال تاسیس
۱	اداره مشهد	باران‌سنجی	۹۷۰	۷۳۱۰۵۱	۴۰۲۱۷۷۹	۴۰S	۱۳۴۶
۲	امامزاده - رادکان	باران‌سنجی	۱۲۵۵	۶۷۹۲۹۷	۴۰۷۵۰۵۱	۴۰S	۱۳۵۱
۳	اندرخ	باران‌سنجی	۱۱۲۰	۷۳۸۰۵۸	۴۰۵۱۸۰۸	۴۰S	۱۳۴۵
۴	مغان	باران‌سنجی	۱۷۷۰	۷۱۴۰۷۰	۴۰۰۱۷۳۹	۴۰S	۱۳۶۸
۵	آبقد فریزی	باران‌سنجی	۱۳۳۰	۶۷۶۳۹۴	۴۰۴۰۱۱۴	۴۰S	۱۳۵۹
۶	آل	باران‌سنجی	۱۴۵۲	۷۳۸۱۶۲	۴۰۶۶۷۸۷	۴۰S	۱۳۶۸
۷	بلغور	باران‌سنجی	۱۹۲۰	۷۳۱۸۷۵.۵۳	۴۰۸۰۳۸۰.۲	۴۰S	۱۳۶۴
۸	بهمن جان علیا	باران‌سنجی	۱۳۷۶	۶۷۵۸۴۲	۴۰۸۵۷۹۶	۴۰S	۱۳۶۴
۹	تلفور	باران‌سنجی	۱۵۴۰	۷۱۰۵۴۴	۴۰۷۸۱۸۳	۴۰S	۱۳۶۸
۱۰	جنگ	باران‌سنجی	۱۶۷۳	۷۳۱۱۳۳	۴۰۷۳۴۹۸	۴۰S	۱۳۷۰
۱۱	چکنه علیا	باران‌سنجی	۱۶۸۱	۶۳۱۶۷۷	۴۰۷۸۳۲۱	۴۰S	۱۳۶۶
۱۲	چناران	باران‌سنجی	۱۱۷۰	۶۹۰۵۳۸	۴۰۵۷۴۸۲	۴۰S	۱۳۶۴
۱۳	حصار دهبار	باران‌سنجی	۱۲۴۰	۷۱۶۰۲۲	۴۰۲۰۷۵۱	۴۰S	۱۳۶۶
۱۴	دهانه اخلمد	باران‌سنجی	۱۴۶۰	۶۷۴۰۱۹	۴۰۵۱۶۰۶	۴۰S	۱۳۵۱
۱۵	دولت آباد خرم دره	باران‌سنجی	۱۵۴۴	۶۹۴۱۹۷	۴۰۳۴۶۹۸	۴۰S	۱۳۵۲
۱۶	زیر بند گلستان - جاغرق	باران‌سنجی	۱۳۵۸	۷۰۸۵۰۸	۴۰۲۱۰۰۱	۴۰S	۱۳۶۴
۱۷	سر آسیاب شانديز	باران‌سنجی	۱۲۸۰	۷۰۹۷۹۸	۴۰۳۰۶۸۶	۴۰S	۱۳۵۳
۱۸	فریزی	باران‌سنجی	۱۶۴۰	۶۷۶۹۴۰	۴۰۳۹۷۲۸	۴۰S	۱۳۶۷
۱۹	گلمکان	باران‌سنجی	۱۳۶۷	۶۹۳۱۷۷	۴۰۳۹۸۰۰	۴۰S	۱۳۴۷
۲۰	گوش بالا	باران‌سنجی	۱۵۶۱	۷۲۸۹۱۹	۴۰۶۶۶۳۳	۴۰S	۱۳۶۸
۲۱	هندل آباد	باران‌سنجی	۱۱۳۱	۷۶۸۸۶۸	۴۰۳۵۲۵۱	۴۰S	۱۳۶۸
۲۲	قدیر آباد	تبخیرسنجی	۱۱۶۶	۶۷۶۶۹۱	۴۰۷۱۸۹۶	۴۰S	۱۳۵۴
۲۳	سد طرق	تبخیرسنجی	۱۲۴۰	۷۲۹۵۸۷	۴۰۰۶۱۳۲	۴۰S	۱۳۶۵
۲۴	مارشک	تبخیرسنجی	۱۸۱۸	۷۲۷۰۵۹	۴۰۷۷۱۵۷	۴۰S	۱۳۵۰
۲۵	سد کارده	تبخیرسنجی	۱۲۶۵	۷۴۰۶۹۵	۴۰۵۶۰۹۳	۴۰S	۱۳۶۴
۲۶	زشک - خراسان	تبخیرسنجی	۱۸۸۰	۶۹۷۰۲۳	۴۰۲۳۷۴۲	۴۰S	۱۳۵۰
۲۷	ارداک بند ساروج	تبخیرسنجی	۱۳۲۰	۷۱۳۶۴۸	۴۰۶۷۵۲۴	۴۰S	۱۳۶۸
۲۸	اولنگ اسدی	تبخیرسنجی	۹۱۴	۷۵۲۴۷۰	۴۰۱۵۹۰۵	۴۰S	۱۳۴۳

۱- ۹- ۳- فیزیوگرافی حوضه

برای بررسی خصوصیات فیزیوگرافی حوضه و تعیین پارامترهای مرتبط، از مدل رقومی ارتفاع^۱ (DEM) استفاده شده است. مدل رقومی ارتفاع، یک نقشه رستری است که ارزش (مقدار) هر سلول، بیانگر میانگین ارتفاع در آن سلول است. با استفاده از نقشه‌های رقومی ارتفاع، می‌توان نقشه‌های شیب، تغییرات ارتفاعی و زیرحوضه‌ها را تعیین نمود. در حال حاضر، مدل‌های رقومی ارتفاع بر اساس داده‌های تصاویر ماهواره‌های SRTM، ASTER و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح برای کل کشور تهیه شده است. در این پژوهش برای تحلیل‌های فیزیوگرافی، از DEM های SRTM با اندازه سلولی ۳۰ متر استفاده شده است.

همان‌گونه که پیش از این بیان شد، زهکش اصلی دشت مشهد - چناران، رودخانه کشف‌رود است. حوضه آبریز کشف‌رود با وسعت ۱۶۷۷۹ کیلومتر مربع، از چهار محدوده مطالعاتی (مشهد - چناران، نریمانی، سنگ‌بست و آق‌دربند) که تقریباً منطبق بر حوضه‌های هیدرولوژیک درجه ۲ هستند، تشکیل شده است. محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، حدود ۶۰٪ از مساحت حوضه آبریز کشف‌رود را به خود اختصاص داده است. بر این اساس، برخی از خصوصیات مورد استفاده و مهم فیزیوگرافی محدوده مطالعاتی و حوضه‌های منتهی به ایستگاه‌های هیدرومتری در جدول ۱-۷ ارائه شده است.

ایستگاه هیدرومتری النگ اسدی، در خروجی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران قرار گرفته و بیشترین سطح حوضه آبریز را پوشش می‌دهد. ایستگاه‌های هیدرومتری کارده و میان‌مرغ (ارداک) در دامنه کوه‌های هزارمسجد و ایستگاه زیربند گلستان نیز در دامنه کوه‌های بینالود، در رتبه‌های بعدی قرار دارند. ایستگاه هیدرومتری چکنه علیا نیز با مساحت حدود ۳۴ کیلومتر مربع، کمترین حوضه آبریز را پوشش می‌دهد.

¹ Digital Elevation Model

جدول ۱-۷- برخی از خصوصیات مهم فیزیوگرافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران و ایستگاه‌های هیدرومتری

ردیف	نام حوضه	مساحت (کیلومتر مربع)	محیط (کیلومتر)	طول (متر)	میانگین ارتفاع حوضه (متر)	میانگین شیب حوضه (%)
۱	محدوده مطالعاتی	۹۹۵۷	۵۴۰/۴	۱۷۴/۰	۱۴۹۶/۱	۱۷/۳
۲	ازداک	۹۸/۹۱	۸۵/۸	۲۹/۸۹	۲۰۴۱/۴۳	۳۵/۵۱
۳	اولنگ اسدی	۸۸۶۷/۹۱	۶۵۱/۶۷	۲۱۷/۵۷	۱۵۲۲/۲۱	۱۸/۴۸
۴	جاغرق	۷۶/۴۱	۸۲/۰۲	۲۹/۶	۱۹۳۸/۵۷	۳۵/۲۳
۵	جنگ	۱۸۹/۴۷	۹۵/۴	۳۵/۸۶	۲۲۲۸/۷۵	۳۳/۳۷
۶	چکنه اولیا	۳۴/۹۶	۳۸/۱۸	۱۲/۶۱	۱۹۱۶/۶۱	۲۴/۰۴
۷	حصار - دهبار	۱۱۵/۲۸	۷۵/۷۴	۲۶/۷۷	۱۷۸۴/۸	۳۱/۳
۸	دولت‌آباد	۳۹/۴۳	۵۷/۹۶	۲۳/۶	۲۴۰۴/۰۵	۵۰/۰۵
۹	رادکان	۲۴۷/۱	۱۱۵/۴۶	۳۸/۶۲	۱۹۵۹/۳۸	۳۱/۷۵
۱۰	زشک	۶۲/۲۷	۵۰/۸۷	۱۶/۸۶	۲۳۹۷/۱۶	۴۷/۶۱
۱۱	زیربند گلستان	۳۲۱/۸۲	۱۱۵/۸۶	۳۴/۲۱	۱۷۶۲/۰۶	۲۹/۵۴
۱۲	کارده - بالادست	۴۴۲/۴۶	۱۵۱/۰۱	۵۷/۵۴	۲۰۷۶/۱۶	۳۵/۲۲
۱۳	کرتیان	۱۳۸/۷۲	۷۶/۸۲	۲۶/۱۹	۱۷۵۳/۶۷	۲۸/۸۱
۱۴	کوشک‌آباد	۸۷/۳	۶۱/۲۷	۲۱/۷	۱۶۹۹/۳۸	۲۷/۷۵
۱۵	گلمکان	۴۶/۱۳	۵۹/۲۲	۲۰/۲۸	۲۲۴۸/۶۱	۴۲/۸۸
۱۶	ماه نسا	۲۶۵/۵۱	۱۰۰/۲	۲۹/۹۴	۱۳۳۳/۷۵	۱۷/۷
۱۷	موشنک	۲۶۳/۵۳	۱۰۸/۴۳	۳۰/۲۹	۲۱۲۶/۸۸	۴۱/۹۲
۱۸	میان مرغ	۳۵۴/۸۵	۱۵۱/۴۲	۴۵/۲۹	۲۱۳۰/۶۲	۳۶/۱۹

۱-۹-۴- نزولات جوی (بارندگی)

بارندگی یا بارش^۱ شامل کلیه نزولات جوی مانند باران، برف، تگرگ و ... است. بارندگی را می‌توان مهم‌ترین عاملی دانست که در چرخه هیدرولوژی دخالت دارد. از زمانی که یک قطره باران در هوا تشکیل می‌شود تا موقعی که به زمین می‌رسد، پدیده‌هایی رخ می‌دهد که بیشتر در قلمرو علم هواشناسی است. اما هنگامی که به زمین رسید به عنوان اساسی‌ترین عنصر چرخه هیدرولوژی به حساب می‌آید.

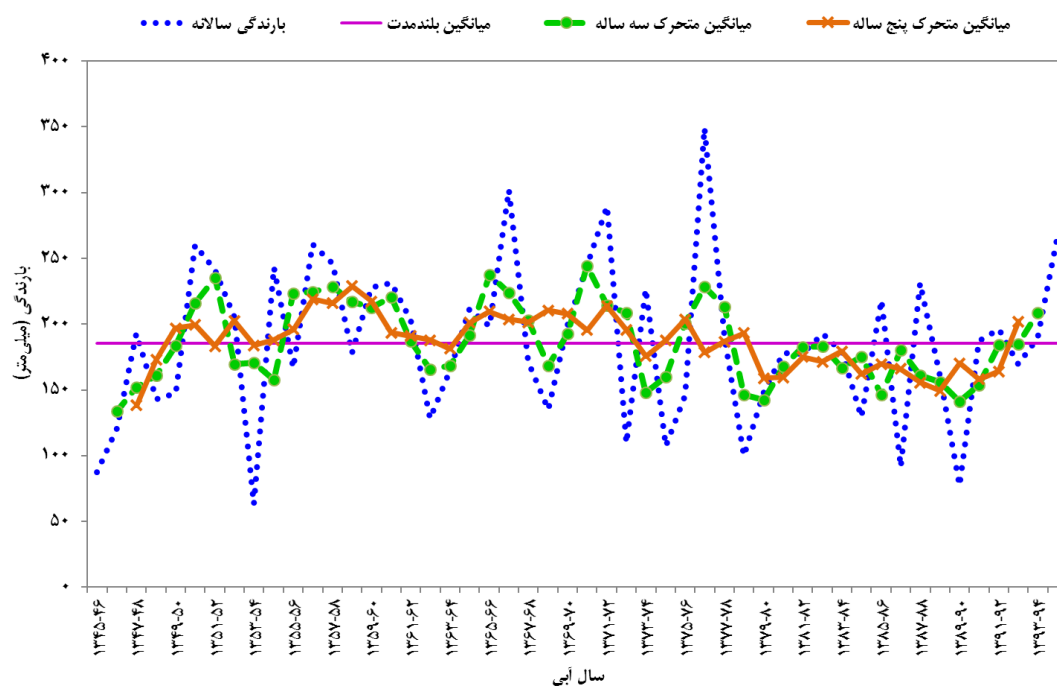
۱-۹-۴-۱- انتخاب ایستگاه‌های معرف و تعیین پایه زمانی مشترک

ایستگاه‌های آب‌وهواشناسی بر اساس امکانات و اولویت‌های فنی و مالی، در سال‌های مختلفی تأسیس و بهره‌برداری می‌شوند. یکی از مشکلاتی که همواره در تجزیه و تحلیل آمارهای هواشناسی منطقه‌ای ایجاد می‌شود، تفاوت در تعداد سال‌ها و دوره‌های آماری قابل محاسبه است. براین اساس، لازم است قبل از هرگونه تجزیه و تحلیلی، یک پایه زمانی مشترک برای همه ایستگاه‌ها، به نحوی تعریف شود که دوره‌های تر و خشک در آن وجود داشته باشد. با توجه به وسعت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، موقعیت، نوع و دوره‌های آماری ایستگاه‌ها، ایستگاه تبخیرسنجی اولنگ اسدی به عنوان معرف دشت و ایستگاه تبخیرسنجی مارشک نیز به عنوان معرف ارتفاعات انتخاب شده‌اند. بر اساس آمارهای مشاهده‌ای و میانگین‌های متحرک ۳ و ۵ ساله ایستگاه‌های معرف (شکل ۱-۴ و شکل ۱-۵)، یک پایه زمانی ۳۰ ساله (از سال آبی ۶۶-۱۳۶۵ تا ۹۵-۱۳۹۴) برای ایستگاه‌های منطقه، انتخاب شده است.

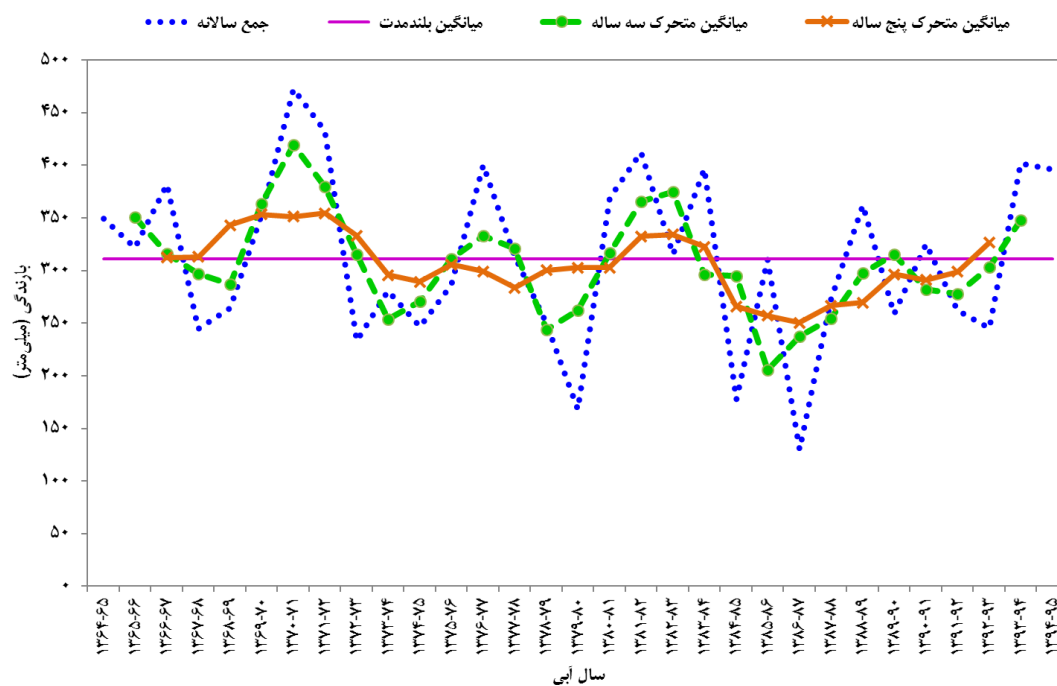
۱-۹-۴-۲- بررسی و کنترل کیفیت داده‌ها

نخستین گام پس از انتخاب ایستگاه‌های معرف و تعیین دوره آماری، بررسی کیفیت سری آماری است. معمول‌ترین روش ارزیابی کیفی داده‌های بارندگی، روش جرم مضاعف است. از این روش برای اطمینان از یکنواختی و همگنی داده‌ها استفاده می‌شود. آزمون جرم مضاعف برای ایستگاه‌های منطقه، از رسم میانگین بارندگی سالانه کل ایستگاه‌ها به صورت تجمعی در محور افقی و میانگین تجمعی بارندگی سالانه در ایستگاه مورد نظر در محور عمودی انجام می‌شود. بر اساس نتایج آزمون، بیشتر ایستگاه‌های هواشناسی منطقه از همگنی مناسبی برخوردار می‌باشند.

¹ Precipitation



شکل ۴-۱- میانگین متحرک ۳ و ۵ ساله و تغییرات بارندگی سالانه در ایستگاه اولنگ اسدی (معرف دشت)



شکل ۵-۱- میانگین متحرک ۳ و ۵ ساله و تغییرات بارندگی سالانه در ایستگاه مارشک (معرف ارتفاعات)

۱-۹-۴-۳- بازسازی و تخمین داده‌های ناقص بارندگی

ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارندگی، در بعضی از سال‌ها به دلایل مختلف از جمله تغییر محل ایستگاه، از بین رفتن آمار و ... دارای نواقص آماری می‌باشند. در این پژوهش، پس از انتخاب پایه زمانی مشترک، رفع نقص و بازسازی سری زمانی داده‌های بارندگی، به روش نسبت نرمال^۱ انجام شده است. برای این کار، نخست ایستگاه‌هایی که دارای آمار طولانی مدت بوده و شرایط جغرافیایی و اقلیمی یکسانی با ایستگاه ناقص دارند به عنوان ایستگاه‌های شاهد انتخاب شده‌اند. سپس بارندگی در ایستگاه ناقص، متناسب با نسبت وزنی بین میانگین بارندگی در آن ایستگاه به میانگین بارندگی در ایستگاه شاهد، ضرب در بارندگی هم‌زمان در ایستگاه شاهد بازسازی شده است.

۱-۹-۴-۲- گرادیان بارندگی سالانه و ماهانه

میانگین بارندگی در حوضه‌های آبریز و محدوده‌های مطالعاتی، علاوه بر فاصله از محل ایستگاه‌های باران‌سنجی، به ارتفاع نیز بستگی دارد. بنابراین، توصیه می‌شود برای محاسبه میانگین بارندگی، از رابطه بارش - ارتفاع استفاده شود. برای این کار، ابتدا باید گرادیان بارندگی (رابطه بارش - ارتفاع) منطقه محاسبه می‌شود و سپس به کمک رابطه به‌دست آمده، میانگین بارندگی در نقاطی که فاقد ایستگاه‌های باران‌سنجی می‌باشند، برآورد می‌شود.

رابطه بارش سالانه - ارتفاع در محدوده مطالعاتی، در دوره آماری ۳۰ ساله (۶۶-۱۳۶۵ تا ۹۵-۱۳۹۴) در سطح اطمینان ۹۵٪ مطابق رابطه ۱-۱ است. با توجه به رابطه بارش - ارتفاع، مقدار میانگین بارندگی برای ارتفاعات، دشت و کل محدوده مطالعاتی در جدول ۱-۸ ارائه شده است.

$$P = 0.19 H + 9.47, \quad N = 28, \quad R^2 = 0.75 \quad \text{رابطه ۱-۱}$$

در این رابطه P میانگین بارندگی سالانه بر حسب میلی‌متر و H ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر می‌باشد. در عمل، استفاده از مقادیر میانگین ماهانه بارندگی ضمن برطرف نمودن ناهمگونی‌های بارندگی‌های روزانه، دقت بیشتری نسبت به بارندگی سالانه دارد و توزیع بارش را در ماه‌های مختلف نمایش می‌دهد. برای میانگین ماهانه بارندگی، از رابطه بارش ماهانه - ارتفاع استفاده شده است. در جدول ۱-۹ معادلات به دست آمده برای هر ماه ارائه شده است. ، مقادیر توزیع بارندگی ماهانه در جدول ۱-۱۰ و شکل ۱-۶ ارائه شده است.

¹ Normal Ratio Method

جدول ۸-۱- جدول میانگین بارندگی در محدوده دشت، ارتفاعات و محدوده مطالعاتی بر اساس گرادیان بارندگی

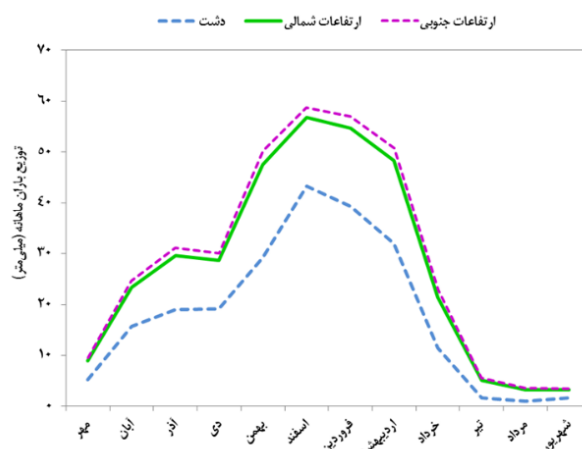
محدوده	میانگین ارتفاع (متر)	میانگین بارش (میلیمتر)
دشت	۱۱۳۰	۲۲۴/۱۷
ارتفاعات	۱۶۸۵	۳۲۹/۶۲
محدوده مطالعاتی	۱۴۹۶	۲۹۳/۷۱

جدول ۹-۱- معادلات گرادیان بارندگی ماهانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ماه	رابطه و ضریب همبستگی	ماه	رابطه و ضریب همبستگی
مهر	$N=28 \quad R^2 = 0.75 \quad P = 0.0071H - 2.8$	فروردین	$N=26 \quad R^2 = 0.75 \quad P = 0.0289H + 6.6$
آبان	$N=28 \quad R^2 = 0.7 \quad P = 0.0146H - 0.8$	اردیبهشت	$N=26 \quad R^2 = 0.75 \quad P = 0.0309H - 2.9$
آذر	$N=27 \quad R^2 = 0.7 \quad P = 0.0199H - 3.4$	خرداد	$N=26 \quad R^2 = 0.8 \quad P = 0.0187H - 9.6$
دی	$N=22 \quad R^2 = 0.7 \quad P = 0.018H - 1.2$	تیر	$N=23 \quad R^2 = 0.7 \quad P = 0.0064H - 5.6$
بهمن	$N=25 \quad R^2 = 0.7 \quad P = 0.0345H - 9.7$	مرداد	$N=25 \quad R^2 = 0.7 \quad P = 0.0042H - 3.7$
اسفند	$N=24 \quad R^2 = 0.7 \quad P = 0.0255H + 14.4$	شهریور	$N=25 \quad R^2 = 0.75 \quad P = 0.003H - 1.7$

جدول ۱۰-۱- مقادیر متوسط بارندگی ماهانه (میلی متر) برای محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

محدوده	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مجموع
ارتفاعات شمالی	۸.۹	۲۳.۴	۲۹.۶	۲۸.۶	۴۷.۵	۵۶.۷	۵۴.۶	۴۸.۳	۲۱.۴	۵.۰	۳.۳	۳.۲	۳۳۰.۷
ارتفاعات جنوبی	۹.۵	۲۴.۶	۳۱.۲	۳۰.۱	۵۰.۳	۵۸.۸	۵۶.۹	۵۰.۸	۲۲.۹	۵.۶	۳.۶	۳.۵	۳۴۷.۶
دشت	۵.۲	۱۵.۷	۱۹.۰	۱۹.۱	۲۹.۲	۴۳.۲	۳۹.۳	۳۲.۰	۱۱.۵	۱.۶	۱.۰	۱.۶	۲۱۸.۵



شکل ۱-۶- توزیع میانگین بارندگی ماهانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

۱-۹-۵- درجه حرارت و پارامترهای وابسته

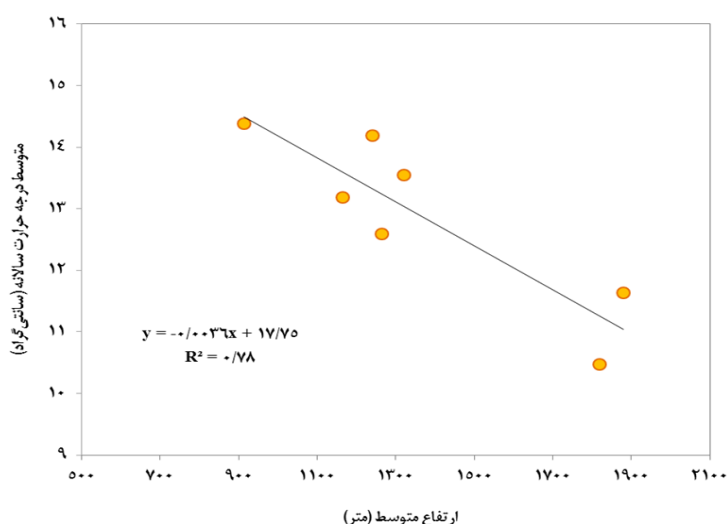
درجه حرارت (دما) به عنوان نمایه‌ای از شدت گرما، یکی از عناصر اساسی شناخت هوا است. این پارامتر یکی از مهم‌ترین عوامل هواشناسی است که در تعیین اوضاع اقلیمی هر منطقه مؤثر می‌باشد و تغییرات آن باعث پدید آمدن دگرگونی‌هایی در کمیت سایر پارامترهای آب و هوایی می‌گردد. به‌طور کلی، در بررسی دمای هوای یک منطقه شاخص‌های حرارتی مختلفی از جمله درجه حرارت متوسط ماهانه و سالانه، درجه حرارت مطلق حداکثر و حداقل ماهانه و سالانه و درجه حرارت متوسط حداکثر و حداقل ماهانه و سالانه مورد بررسی قرار می‌گیرند. در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، برای محاسبه شاخص‌های حرارتی به از آمار ۷ ایستگاه تبخیرسنجی موجود در منطقه استفاده شده است.

۱-۹-۵-۱- گرادیان حرارتی سالانه

رابطه تغییرات درجه حرارت سالانه با ارتفاع در شکل ۱-۷ ارائه شده است. گرادیان درجه حرارت سالانه طبق رابطه ۱-۲ برآورد شده است.

$$T = -0.0036 H + 17.5, \quad N = 7, \quad R^2 = 0.7 \quad \text{رابطه ۱-۲}$$

در این رابطه، T ، متوسط درجه حرارت سالانه (سانتی‌گراد)، H ، ارتفاع از سطح دریا (متر) است.



شکل ۱-۷- تغییرات درجه حرارت متوسط سالانه در مقابل ارتفاع در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

۱-۹-۶- تبخیر و تعرق

به فرآیند تبدیل آب به بخار، تبخیر گفته می‌شود. تبخیر ممکن است از سطوح آزاد آب، از سطح مرطوب خاک و یا به صورت تعرق از سطح گیاهان صورت گیرد. به مجموع مقدار تبخیر از سطح خاک و مقدار آبی که از طریق ریشه‌های گیاه جذب و از سطح شاخ و برگ تعرق می‌شود، تبخیر و تعرق^۱ گفته می‌شود. از نظر جغرافیایی، بیشینه مقدار تبخیر و تعرق در اطراف خط استوا و بیشینه مقدار آن نیز در قطب‌ها است. شایان ذکر است، بین پدیده‌های مختلف چرخه هیدرولوژی، اندازه‌گیری تبخیر مشکل‌ترین آنها است.

۱-۹-۶-۱- گرادیان تبخیر سالانه

در صورتی که آب به اندازه کافی و بدون محدودیت وجود داشته باشد، تبخیر ماهانه و سالانه از تشت، پارامتر مناسبی برای بیان پتانسیل و توان کل تبخیر در طول یک ماه و یا یک سال را بر حسب میلی‌متر است. به منظور بررسی تغییرات تبخیر سالانه با استفاده از تغییرات ارتفاع ایستگاه‌های تبخیرسنجی منطقه، گرادیان درجه حرارت سالانه مطابق با رابطه ۱-۳ برآورد شده است.

$$E = -0.76 H + 3275.3, \quad R^2 = 0.73 \quad \text{رابطه ۱-۳}$$

در این رابطه، E، مجموع تبخیر سالانه (میلی‌متر)، H، ارتفاع از سطح دریا (متر) و R^2 ضریب تعیین است.

۱-۹-۶-۲- گرادیان تبخیر ماهانه

مقادیر تبخیر ماهانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران با استفاده از روابط همبستگی بین دمای متوسط ماهانه و تبخیر از تشت در ایستگاه‌های معرف برآورد شده است. گرادیان تبخیر ماهانه در جدول ۱-۱۱ و مقادیر تبخیر ماهانه نیز در جدول ۱-۱۲ ارائه شده است.

جدول ۱-۱۱- روابط همبستگی بین دمای متوسط ماهانه و تبخیر از تشت در ایستگاه‌های معرف		
نام ایستگاه	رابطه و ضریب همبستگی	
اولنگ اسدی (معرف دشت)	$E = 31.562e^{0.1106T_{min}}$	$R^2 = 0.9781$
مارشک (معرف ارتفاعات)	$E = 38.322e^{0.1178T_{min}}$	$R^2 = 0.9638$

¹ Evapotranspiration

جدول ۱-۱۲- تبخیر ماهانه و سالانه در محدوده ارتفاعات و دشت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

محدوده	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مجموع
ارتفاعات شمالی	۲۱۲.۰	۱۱۱.۰	۵۷.۶	۴۰.۴	۳۹.۵	۶۴.۰	۱۱۳.۰	۲۱۷.۰	۳۶۹.۰	۵۴۵.۰	۵۲۵.۰	۳۷۷.۰	۲۶۷۳.۰
ارتفاعات جنوبی	۲۰۶.۰	۱۰۹.۰	۵۵.۹	۳۹.۲	۳۸.۰	۶۲.۰	۱۰۸.۰	۲۰۸.۰	۳۵۱.۰	۵۱۷.۰	۵۰۲.۰	۳۶۵.۰	۲۵۶۴.۰
دشت	۱۸۷.۰	۹۷.۷	۵۵.۵	۴۰.۵	۴۱.۸	۶۲.۴	۱۱۱.۰	۲۰۹.۰	۳۶۳.۰	۵۲۳.۰	۴۸۸.۰	۳۳۴.۰	۲۵۱۶.۰

۱-۹-۶-۳- تبخیر از سطح آزاد آب

برای محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب می‌توان با اندازه‌گیری ورودی و خروجی و نفوذ در یک آبگیر یا مخزن سد، نسبت به تنظیم بیلان آبی آن اقدام نموده و میزان تبخیر را به‌دست آورد. در مطالعات منابع آب معمولاً برای محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب از مقادیر بدست آمده از تشت استفاده می‌شود. چون تبخیر از تشت‌ها به علت تبادل حرارتی و گرم شدن زیاد آنها همواره بیش از آب مخازن و دریاچه‌ها است، بنابراین باید مقادیر حاصله را در ضریب کاهش دهنده ضرب نمود. با استفاده از مقادیر تبخیر از تشت و استفاده از رابطه ۴-۱ مقدار تبخیر از سطح آزاد آب تخمین زده می‌شود.

$$E = K \times E_{pan} \quad \text{رابطه ۴-۱}$$

در این رابطه، E مقدار تبخیر از سطح آزاد آب (میلی‌متر)، E_{pan} مقدار تبخیر از تشت (میلی‌متر) و K ضریب تشت تبخیر می‌باشد که مقدار آن برای ماه‌های مختلف سال از جدول ۱-۱۳ بدست می‌آید.

جدول ۱-۱۳- تبخیر از سطح آب ماهانه و سالانه در محدوده ارتفاعات و دشت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

محدوده	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مجموع
ضریب K	۰.۶	۰.۶	۰.۷	۰.۷	۰.۷	۰.۷	۰.۶	۰.۶	۰.۶	۰.۶	۰.۶	۰.۶	-
ارتفاعات شمالی	۱۲۷.۲	۶۶.۸	۴۰.۳	۲۸.۳	۲۷.۷	۴۴.۸	۶۷.۹	۱۳۰.۴	۲۲۱.۷	۳۲۷.۰	۳۱۵.۵	۲۲۶.۶	۱۶۲۴.۱
ارتفاعات جنوبی	۱۲۳.۶	۶۵.۴	۳۹.۱	۲۷.۴	۲۶.۶	۴۳.۴	۶۵.۳	۱۲۵.۰	۲۱۰.۷	۳۱۰.۸	۳۰۱.۵	۲۱۹.۱	۱۵۵۷.۹
دشت	۱۱۲.۵	۵۸.۶	۳۸.۸	۲۸.۴	۲۹.۳	۴۳.۷	۶۶.۶	۱۲۵.۷	۲۱۸.۱	۳۱۴.۲	۲۹۳.۳	۲۰۰.۴	۱۵۲۹.۶

۱-۹-۶-۴- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی

به مجموعه تبخیر از سطح خاک و تعرق توسط پوشش گیاهی در شرایط طبیعی، تبخیر و تعرق واقعی گفته می‌شود. اندازه‌گیری تبخیر و تعرق واقعی همواره با مشکلات و مسائل فراوانی همراه است و در عمل، نتایج آن

چندان قابل اعتماد نیست. تبخیر و تعرق واقعی معمولاً توسط لایسی متر اندازه گیری می شود. با توجه به اینکه استفاده از روابط و فرمول ها اندازه گیری تبخیر و تعرق واقعی معمولاً آسان نبوده و استفاده از لایسی متر نیز در تمام شرایط میسر نمی باشد، بنابراین از روش های غیرمستقیم از جمله تبخیر و تعرق پتانسیل استفاده می شود. تبخیر و تعرق پتانسیل، حداکثر مقداری است که در یک وضعیت آب و هوایی مشخص و در صورتی که محدودیتی از نظر آب وجود نداشته باشد، از یک پوشش کامل گیاهی مانند چمن صورت می گیرد. تبخیر و تعرق پتانسیل از روش های متعددی از جمله روش ترنت وایت، پنمن، لاری - جانسون، جنسن - هیز و ... برآورد می شود. در این پژوهش به منظور محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل از روش ترنت وایت (به دلیل نیاز به پارامترهای کمتر)، استفاده شده است. به منظور بررسی تغییرات تبخیر و تعرق پتانسیل منطقه مورد مطالعه توسط روش تورنت وایت در گام زمانی ماهانه، ابتدا مقایر این پارامتر براساس متوسط دمای ماهانه محاسبه شده (با توجه به گرادیان درجه حرارت متوسط در دوره آماری ۳۰ ساله) و سپس بر اساس مقادیر بارندگی، مقادیر تبخیر و تعرق واقعی ماهانه و سالانه و نیز ذخیره رطوبتی خاک محاسبه شده است. نتایج در جدول ۱-۱۴، جدول ۱-۱۵ و جدول ۱-۱۶ ارائه شده است.

جدول ۱-۱۴- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی (میلی متر) در ارتفاعات شمالی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ماه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
متوسط دما	۱۴.۵	۹.۰	۳.۴	۰.۴	۰.۲	۴.۳	۹.۲	۱۴.۷	۱۹.۲	۲۲.۵	۲۲.۲	۱۹.۴	۱۱.۶
بارندگی	۸.۹	۲۳.۴	۲۹.۶	۲۸.۶	۴۷.۵	۵۶.۷	۵۴.۶	۴۸.۳	۲۱.۴	۵.۰	۳.۳	۳.۲	۳۳۰.۷
تبخیر و تعرق پتانسیل	۵۶.۹	۲۵.۳	۶.۸	۰.۵	۰.۳	۱۲.۷	۴۲.۱	۹۲.۳	۱۳۵.۶	۱۶۷.۰	۱۴۵.۶	۹۹.۵	۷۸۴.۷
تبخیر و تعرق حقیقی	۸.۹	۲۳.۴	۶.۸	۰.۵	۰.۳	۱۲.۷	۴۲.۱	۱۱۸.۳	۲۱.۴	۵.۰	۳.۳	۳.۲	۲۴۶.۰
ذخیره رطوبت خاک	۰.۰	۰.۰	۲۲.۸	۵۰.۹	۷۰.۰	۷۰.۰	۷۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۲۸۳.۷
رواناب + نفوذ	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۲۸.۲	۴۴.۰	۱۲.۵	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۸۴.۷

جدول ۱-۱۵- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی (میلی متر) در ارتفاعات جنوبی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ماه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
متوسط دما	۱۴.۲۸	۸.۸۷	۳.۲۱	۰.۱۸	۰.۰۰	۴.۰۸	۸.۸۷	۱۴.۳۷	۱۸.۸۰	۲۲.۱۰	۲۱.۸۵	۱۹.۱۴	۱۱.۳
بارندگی	۹.۵	۲۴.۶	۳۱.۲	۳۰.۱	۵۰.۳	۵۸.۸	۵۶.۹	۵۰.۸	۲۲.۹	۵.۶	۳.۶	۳.۵	۳۴۷.۶
تبخیر و تعرق پتانسیل	۵۶.۶	۲۵.۴	۶.۵	۰.۲	۰.۰	۱۲.۳	۴۱.۳	۹۰.۸	۱۳۲.۸	۱۶۳.۶	۱۴۳.۱	۹۸.۴	۷۷۱.۰
تبخیر و تعرق حقیقی	۹.۵	۲۴.۶	۶.۵	۰.۲	۰.۰	۱۲.۳	۴۱.۳	۱۳۰.۸	۲۲.۹	۵.۶	۳.۶	۳.۵	۲۶۰.۷
ذخیره رطوبت خاک	۰.۰	۰.۰	۲۴.۶	۵۴.۵	۸۰.۰	۸۰.۰	۸۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۳۱۹.۲
رواناب + نفوذ	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۲۴.۸	۴۶.۵	۱۵.۷	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۸۷.۰

جدول ۱-۱۶- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی (میلی متر) در دشت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ماه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
متوسط دما	۱۶.۱۱	۱۰.۲۱	۵.۱۰	۲.۲۶	۲.۵۴	۶.۱۶	۱۱.۳۷	۱۷.۱۲	۲۲.۱۰	۲۵.۴۰	۲۴.۷۸	۲۱.۳۳	۱۳.۷
بارندگی	۵.۲	۱۵.۷	۱۹.۰	۱۹.۱	۲۹.۲	۴۳.۲	۳۹.۳	۳۲.۰	۱۱.۵	۱.۶	۱.۰	۱.۶	۲۱۸.۵
تبخیر و تعرق پتانسیل	۵۹.۲	۲۴.۸	۸.۳	۲.۵	۳.۲	۱۵.۲	۴۷.۲	۱۰۳.۲	۱۵۶.۶	۱۹۳.۱	۱۶۵.۲	۱۰۷.۶	۸۸۶.۰
تبخیر و تعرق حقیقی	۵.۲	۱۵.۷	۸.۳	۲.۵	۳.۲	۱۵.۲	۴۷.۲	۸۴.۰	۱۱.۵	۱.۶	۱.۰	۱.۶	۱۹۷.۱
ذخیره رطوبت خاک	۰.۰	۰.۰	۱۰.۸	۲۷.۳	۵۳.۳	۶۰.۰	۵۲.۱	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۲۰۳.۵
رواناب + نفوذ	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۲۱.۴	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۲۱.۴

۱-۹-۷- هیدرولوژی

هدف از مطالعات هیدرولوژی، تجزیه و تحلیل آمار و اطلاعات مربوط به جریان‌های سطحی (رواناب و سیلاب) ماهانه، سالانه و یا مقادیر حداکثر می‌باشد. رواناب و رابطه بارندگی - رواناب از مهم‌ترین و در واقع اساسی‌ترین موضوعات در هیدرولوژی آب‌های سطحی می‌باشند. هرگاه شدت بارندگی از ظرفیت نفوذ آب در داخل خاک بیشتر باشد، بخشی از آب حاصل از بارندگی، در سطح حوضه باقی می‌ماند و پس از پرکردن گودی‌های سطح زمین (چالاب)، در امتداد شیب زمین جریان پیدا کرده و از طریق شبکه آبراهه‌ها و سپس رودخانه اصلی از حوضه خارج می‌گردد. به این بخش از بارندگی رواناب سطحی می‌گویند. عوامل مختلفی از جمله آب‌وهوا، فیزیوگرافی، لیتولوژی، خاک‌شناسی، زمین‌شناسی و ... در ایجاد رواناب نقش دارند.

۱-۹-۷-۱- انتخاب پایه زمانی مشترک و کنترل کیفیت داده‌ها

به‌طور معمول، از آمار ایستگاه‌های هیدرومتری (آب‌سنجی) که در خروجی حوضه‌ها احداث می‌شوند، برای برآورد رواناب و سیلاب استفاده می‌شود. همان‌گونه که ذکر شد، رواناب‌ها و سیلاب در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، در محل ۱۷ ایستگاه هیدرومتری فعال به‌صورت روزانه اندازه‌گیری می‌شوند. مهم‌ترین موضوع، انتخاب پایه زمانی مشترک بین همه ایستگاه‌های فعال می‌باشد، تا بتوان براساس آن‌ها، تجزیه و تحلیل را به‌درستی انجام داد. باتوجه به بررسی‌های انجام شده و باتوجه به نقص‌های آمار موجود، یک دوره آماری ۳۰ ساله از سال آبی ۱۳۶۵-۶۶ تا سال آبی ۱۳۹۴-۹۵ در نظر گرفته شده است. برای بررسی کیفیت آمار از روش آماری آزمون مشاهدات استثنایی گرویز-بک^۱ (G-B) استفاده شده است. یک مشاهده استثنایی در سری داده‌ها، به مشاهداتی اطلاق می‌شود که با سایر مشاهدات از نظر مقدار، تفاوت فاحشی داشته باشد. آزمون گرویز - بک فقط برای نمونه‌هایی که از یک جامعه نرمال اخذ شده باشند، قابل استفاده است. بنابراین، برای استفاده از آزمون گرویز - بک، فرض می‌کنیم لگاریتم یا تابعی دیگر از سری داده‌ها به‌صورت نرمال توزیع شده است. برای بازسازی آمار ایستگاه‌هایی که به هر دلیلی نقص داده دارند، پس از انتخاب پایه زمانی مشترک، نقص‌های آماری با استفاده از روش نسبت نرمال انجام شده است.

¹ Grubbs-Beck

۱-۹-۷-۲- برآورد ارتفاع، حجم و ضریب رواناب سالانه حوضه

برای برآورد رواناب در محدوده مطالعاتی، ایستگاه هیدرومتری اولنگ اسدی به عنوان معرف دشت و ایستگاه کارده نیز به عنوان معرف ارتفاعات در نظر گرفته شده اند. روش های مختلفی از جمله جاستین، انجمن تحقیقات کشاورزی هند (ICAR)، کوتاین و ... برای برآورد ارتفاع رواناب در حوضه های آبریز وجود دارند. اکثر این روش ها از ضرایب منطقه ای استفاده می کنند، بنابراین، در استفاده از آنها باید دقت نمود.

❖ روش جاستین^۱

جاستین برای برآورد رواناب سطحی در مقیاس سالانه، با استفاده از سه پارامتر بارندگی، درجه حرارت و شیب حوضه، روابطی به شکل زیر (رابطه ۵-۱) ارائه نموده است.

$$R = K S^{0.155} \frac{P^2}{1.8T + 32}$$

رابطه ۵-۱

$$S = \frac{H_{max} - H_{min}}{\sqrt{A}}$$

در این رابطه، R ارتفاع رواناب سالانه (سانتی متر)، K ضریب ثابت، P ارتفاع بارندگی سالانه (سانتی متر)، S شیب حوضه (بی بعد)، A مساحت حوضه (کیلومتر مربع)، Hmax ارتفاع حداکثر حوضه (متر)، Hmin ارتفاع حداقل حوضه (متر) و T میانگین درجه حرارت سالانه (درجه سانتی گراد) می باشد.

مقدار واسنجی شده ضریب K برای دو ایستگاه اولنگ اسدی (معرف دشت) و کارده (معرف ارتفاعات) به ترتیب ۰/۰۷ و ۰/۰۶ برآورد شده است. مقدار میانگین بارندگی سالانه نیز، بر اساس گرادیان ماهانه بارش - رواناب به دست آمده است. بر این اساس، مقدار جریان سطحی تولید شده در محدوده مطالعاتی در جدول ۱-۱۷ ارائه شده است.

جدول ۱-۱۷- مقادیر رواناب سالانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران به روش جاستین

محدوده	A (Km ²)	Hmin	Have.	Hmax	P (cm)	T (C)	S	K	R (cm)	R (mcm)	ضریب رواناب (/.)
ارتفاعات شمالی	۳۳۵۵.۷۲	۹۰۷	۱۶۶۰	۳۱۰۹	۳۳.۰۷	۱۱.۶۲	۰.۰۴	۰.۶۰	۷.۵۰	۲۵۱.۸۳	۲۲/۶۹
ارتفاعات جنوبی	۳۲۱۲.۹۸	۹۹۷	۱۷۴۰	۳۲۹۹	۳۴.۷۶	۱۱.۳۱	۰.۰۴	۰.۶۰	۸.۴۷	۲۷۲.۱۰	۲۴/۳۶
دشت	۳۳۸۸.۷۵	۸۵۶	۱۱۳۰	۱۶۴۴	۲۱.۸۵	۱۳.۷۱	۰.۰۱	۰.۰۷	۰.۳۲	۱۰.۸۶	۷/۴۶

¹ Justin

❖ روش کوتاین^۱

روش کوتاین، بر مبنای میزان کمبود جریان در حوضه استوار است و از رابطه ۱-۶، رواناب را محاسبه می‌کند.

$$D = KP - \lambda P^2$$

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14 T} \quad \text{رابطه ۱-۶}$$

$$R = P - D$$

در این روابط، P متوسط بارندگی سالانه حوضه (متر)، λ ضریب ثابت، D کمبود جریان سالانه (متر)، T دمای متوسط حوضه (درجه سانتی‌گراد) و R ارتفاع رواناب حوضه (متر) می‌باشد.

در این معادلات میزان بارندگی، باید شرط زیر را داشته باشد.

$$\frac{1}{8\lambda} \leq P \leq \frac{1}{2\lambda} \quad \text{رابطه ۱-۷}$$

مقدار رواناب، با استفاده از روش کوتاین به تفکیک دشت و ارتفاعات در جدول ۱-۱۸ ارائه شده است

جدول ۱-۱۸- مقادیر رواناب سالانه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران به روش کوتاین

محدوده	A (Km ²)	P (cm)	T (C)	λ	D	R (cm)	R (mcm)	ضریب رواناب (%)	نتایج شروط مدل کوتاین
ارتفاعات شمالی	۳۲۸۹.۴	۳۳.۰۷	۱۱.۶	۰.۴	۰.۳	۱۴۸.۲	۴.۵	۱۹/۵۱	قبول
ارتفاعات جنوبی	۳۱۴۶.۰	۳۴.۷۶	۱۱.۳	۰.۴	۰.۳	۱۵۹.۵	۵.۱	۲۴/۴	قبول
دشت	۳۵۲۴.۷	۲۱.۸۵	۱۳.۷	۰.۴	۰.۲	۶۱.۹	۱.۸	۱/۴۶	خطا

با توجه به خصوصیات فیزیکی و هیدرولوژیکی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، رابطه تجربی جاستین با ضریب واسنجی شده، مقادیر رواناب را برای حوضه‌های آبریز مورد نظر بهتر و واقعی‌تر از سایر روش‌ها برآورد می‌کند و این روش به عنوان روش منتخب در برآورد مقدار رواناب سالانه حوضه، مد نظر قرار گرفته است.

¹ Cotaigne

۱-۱۰- منابع و مصارف آب زیرزمینی

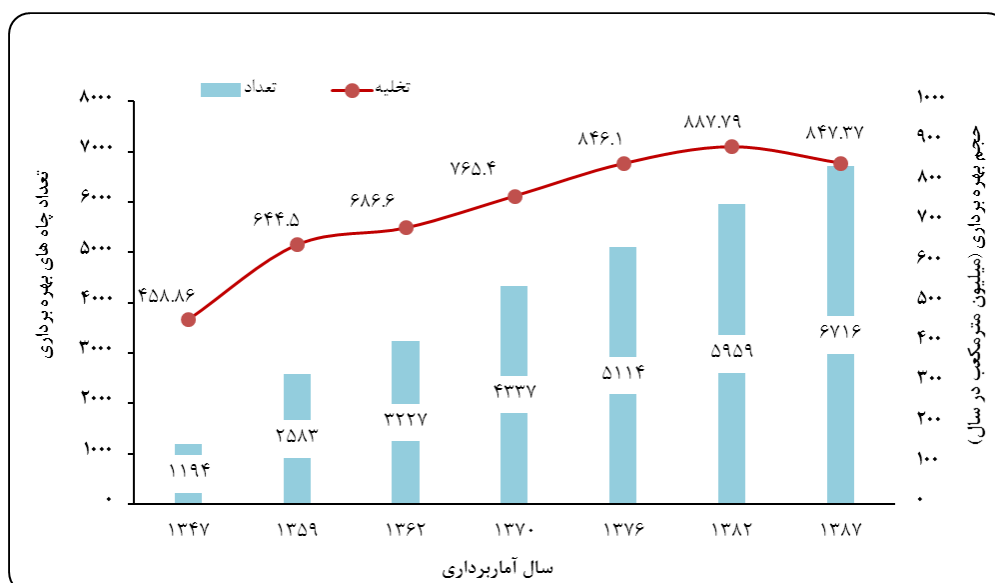
در این بخش، وضعیت منابع و مصارف آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران بر اساس نتایج آماربرداری‌های سراسری و یا موردی در دوره‌های مختلف ارائه شده است. در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران تا کنون ۸ دوره آماربرداری انجام شده است (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۱). اولین دوره آماربرداری از منابع آب زیرزمینی حوضه آبریز کشف‌رود شامل محدوده‌های مطالعاتی مشهد - چناران، سنگ‌بست و نریمانی در سال ۱۳۴۷ انجام شده است. پس از آن، در سال ۱۳۵۹ و سپس در سال‌های ۱۳۶۲، ۱۳۷۰ و ۱۳۷۶ فرآیند آماربرداری ادامه یافته و نتایج آن در قالب گزارش و نقشه تهیه و در بانک ذخیره شده است. اولین دوره آماربرداری سراسری از منابع و مصارف آب در سطح همه محدوده‌های مطالعاتی استان خراسان رضوی در سال ۱۳۸۱ شروع شده است. این دوره از آماربرداری به‌دلیل وسعت کار تا سال ۱۳۸۳ طول کشیده است. دوره دوم آماربرداری سراسری، در سال ۱۳۸۷ تا سال ۱۳۸۹ انجام شده است (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۱). دوره سوم آماربرداری سراسری نیز در سال ۱۳۹۷ شروع و تا کنون ادامه دارد.

نتایج آماربرداری منابع آب زیرزمینی در دوره‌های مختلف در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در جدول ۱-۱۹ و شکل ۱-۸ ارائه شده است. به‌طور کلی، بر اساس نتایج آماربرداری، آب زیرزمینی توسط سه منبع آبی شامل چاه، چشمه و قنات برداشت و برای مصارف مختلف استفاده می‌شود. بررسی‌های در این زمینه نشان می‌دهد، بیشتر چاه‌ها در محدوده آبخوان آبرفتی و تعدادی نیز در حاشیه رودخانه‌ها و کال‌های اصلی منطقه، حفاری شده و عمدتاً برای مصارف کشاورزی استفاده می‌شوند. قنات به‌عنوان یکی از قدیمی‌ترین منابع برداشت آب زیرزمینی در ایران معرفی شده است. اگرچه تاریخ حفر اولین قنات در منطقه مشخص نمی‌باشد، اما شواهد و قراین حاکی از استفاده از سیستم قنات برای استخراج ثقلی آب زیرزمینی در گذشته‌های بسیار دور است. باتوجه به ساختار قنات و ضرورت استفاده از نیروی ثقل برای بهره‌برداری، بیشتر قنات‌ها در محل ورودی آب زیرزمینی از نواحی مرتفع به دشت، به‌ویژه در مخروط افکنه‌ها و یا در بستر رودخانه‌ها و مسیل‌های با شیب ملایم در حاشیه دشت، حفر شده‌اند. در کنار چاه و قنات به‌عنوان دو سیستم ایجاد شده توسط بشر، چشمه‌ها از زمان تشکیل خشکی‌ها و ذخیره آب در خلل و فرج آبخوان‌های آبرفتی و سازندی، به‌عنوان تعدیل‌کننده ورودی و خروجی آب زیرزمینی در آبخوان، نقش بسیار مؤثری در توسعه جوامع بشری ایفا نموده‌اند. در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، چشمه‌ها هم در آبرفت و هم در سازند وجود دارند. چشمه‌های آبرفتی بیشتر در

محل تماس بلندی‌های شمالی و جنوبی با دشت و یا در بستر رودخانه‌ها و کال‌های منطقه ایجاد شده‌اند. آبدهی این چشمه‌ها، متغیر و نسبتاً کم است. چشمه‌های سازندی، در ارتفاعات شمالی و جنوبی، حاشیه دشت قرار دارند. این چشمه‌ها، عموماً پرآب و دائمی هستند و اغلب، در اثر فعالیت‌های گسلی و یا برخورد لایه‌های سنگی آبدار (کارستی و غیرکارستی) با لایه‌های نفوذناپذیری همچون شیل و مارن، نمایان می‌شوند. سرریز این چشمه‌ها پس از مصرف (کشاورزی، شرب و ...) در ارتفاعات، جریان دائمی (دبی پایه) رودخانه‌های منطقه را تشکیل می‌دهند.

جدول ۱-۱۹- نتایج آماربرداری منابع آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در دوره‌های مختلف (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۱)

ردیف	سال آماربرداری	چاه		قنات		چشمه		مجموع	
		تعداد	تخلیه (حلقه)	تعداد	تخلیه (رشته)	تعداد	تخلیه (مدهانه)	تعداد	تخلیه (mcm)
۱	۱۳۴۷	۱۱۹۴	۴۵۸/۸۶	—	—	—	—	—	—
۲	۱۳۵۹	۲۵۸۳	۶۴۴/۵	—	—	—	—	—	—
۳	۱۳۶۲	۳۲۲۷	۶۸۶/۶	—	—	—	—	—	—
۴	۱۳۷۰	۴۳۳۷	۷۶۵/۴	—	—	—	—	—	—
۵	۱۳۷۶	۵۱۱۴	۸۴۶/۱	—	—	—	—	—	—
۶	۱۳۸۱-۸۲	۵۹۵۹	۸۸۷/۷۹	۸۹۴	۸۵/۷۴	۳۹۹	۸۷/۸	۷۲۵۲	۱۰۶۱/۳۳
۷	۱۳۸۷-۸۹	۶۷۱۵	۸۴۷/۳۷	۱۰۸۴	۱۳۹/۱۲	۶۵۶	۸۷/۸۲	۸۴۵۶	۱۰۷۳/۶۱



شکل ۱-۸- نتایج آماربرداری منابع آب زیرزمینی در دوره‌های مختلف در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

۱-۱۰-۱- منابع و مصارف آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران

با توجه به ضرورت در نظر گرفتن آمار منابع و مصارف برای آبخوان، وضعیت منابع و مصارف بر اساس نتایج آخرین آماربرداری، به تفکیک نوع مصرف در جدول ۱-۲۰ برای آبخوان مشهد - چناران ارائه شده است.

جدول ۱-۲۰- تعداد و حجم بهره برداری از منابع آب در محدوده آبخوان مشهد-چناران

ردیف	نوع مصرف	چاه		قنات		چشمه		مجموع	
		تعداد (حلقه)	تخلیه (mcm)	تعداد (رشته)	تخلیه (mcm)	تعداد (دهانه)	تخلیه (mcm)	تعداد	تخلیه (mcm)
۱	کشاورزی	۱۶۰۱	۴۶۷/۹۵	۳۸	۱۲/۳۶	۲	۰/۲۲	۱۶۴۱	۴۸۰/۵۳
۲	شرب	۷۸۴	۲۴۹/۳۸	۰	۰	۰	۰	۷۸۴	۲۴۹/۳۸
۳	صنعت	۱۳۲۹	۴۷/۰۶	۲	۰/۶۷	۰	۰	۱۳۳۱	۴۷/۷۳
		۳۷۱۴	۷۶۴/۳۹	۴۰	۱۳/۰۳	۲	۰/۲۲	۳۷۵۶	۷۷۷/۶۴

۱-۱۱- مطالعات اکتشافی؛ عملیات ژئوفیزیک سطحی

هدف از انجام مطالعات ژئوفیزیک سطحی، شناخت خصوصیات مواد زیرسطحی، بررسی توالی و ارتباط چینه‌ها با یکدیگر و تعیین خصوصیات هیدرولیکی آبخوان (به صورت غیرمستقیم) است. به طور معمول، خروجی‌های نهایی مطالعات ژئوفیزیک سطحی برای استفاده در منابع آب، شامل مقاطع دوبعدی و گاهی سه بعد ژئوفیزیک، نقشه‌های مقاومت ویژه ظاهری و مقاومت عرضی، نقشه ضخامت لایه‌های آبرفتی و نقشه عمق سنگ کف می‌باشند. در بررسی‌های هیدروژئولوژی، این مطالعات به طور معمول بر اساس روش ژئوالکتریک و بر مبنای اندازه‌گیری تغییرات مقاومت مواد و لایه‌های زمین در برابر عبور جریان انجام می‌پذیرد. در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، تا کنون ۶ مرحله مطالعات ژئوالکتریک به روش مقاومت ویژه در محدوده دشت و یک مرحله نیز در سازند سخت انجام شده است (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۸۷).

➤ **مرحله اول** در سال ۱۳۴۲ توسط کمپانی جنرال ژئوفیزیک (CGG) فرانسه انجام شده است. طی این عملیات، ۵۶ سونداژ با راستای عمومی جنوب غرب - شمال شرق، از شهرک صنعتی فردوسی تا شرق حوزه شهری مشهد (اراضی قلعه خیابان) برداشت شده‌اند. در ادامه و در مرحله دوم این مطالعات در سال ۱۳۴۸، عملیات تکمیلی انجام شده است. طی این عملیات، ۹۰ سونداژ در غرب چناران تا جنوب

غرب و شمال شرق شهرک صنعتی فردوسی (تعداد ۶۲ سونداژ)، اراضی طرق تا شمال تپه سلام به سمت شهر رضویه (تعداد ۲۱ سونداژ) و اراضی کنه‌بیست (تعداد ۵ سونداژ) برداشت شده‌اند.

➤ مرحله سوم در سال ۱۳۴۹-۵۰ توسط شرکت ست‌کوپ انجام شده است. طی این عملیات ۱۰۴ سونداژ الکتریکی در قالب ۱۲ پروفیل (خط برداشت)، از ابتدا دشت در حوالی شهر قوچان تا چناران برداشت شده‌اند. عملیات ژئوالکتریک سال ۱۳۴۹ توسط شرکت ست‌کوپ، شامل ۱۰۶ سونداژ در قالب ۱۲ خط برداشت بوده، که از این تعداد، سونداژهای ۱ و ۲ خط برداشت A-A' در محدوده مطالعاتی قوچان - شیروان قرار دارند.

➤ مرحله چهارم در سال ۱۳۵۲ توسط شرکت آب‌کاو انجام شده است. طی این عملیات ۴۸ سونداژ در قالب ۵ پروفیل عمدتاً در اراضی گلبهار تا کورده و شرق کال چهل بازه (غرب مشهد)، شرق و غرب کنه‌بیست (شرق مشهد)، برداشت شده‌اند.

➤ مرحله پنجم در سال ۱۳۶۴ توسط دفتر بررسی‌های منابع آب وزارت نیرو انجام شده است. طی این عملیات ۸۲ سونداژ در قالب ۱۸ پروفیل (خط برداشت)، در شمال دشت مشهد (شرق جاده سیمان تا چشمه گیل‌اس) و جنوب شرق دشت مشهد (ارضی جیم آباد تا کال سنگ‌بست) برداشت شده‌اند.

➤ مرحله ششم در سال ۱۳۸۷ توسط شرکت مهندسی مشاور سازند آب پارس انجام شده است. طی این عملیات، ۲۹۰ سونداژ در قالب ۱۹ خط برداشت و ۱۰ سونداژ منفرد و در مجموع ۳۰۰ سونداژ الکتریک، در محدوده بین غرب شهر مشهد تا غرب شهر چناران برداشت شده‌اند. اگرچه امتداد خطوط برداشت این عملیات در راستای جنوب غرب - شمال شرق تعیین شده بود، اما به دلیل وجود موانع طبیعی و مصنوعی (تأسیسات شهری و روستایی، خطوط جریان برق و خطوط انتقال گاز و آب، اراضی کشاورزی و ...)، امتداد تعیین شده به صورت مستقیم برداشت نشده است.

➤ در سال ۱۳۷۶ یکسری مطالعات ژئوالکتریک به روش مقاومت ویژه در سازندهای آهکی حد فاصل شمال شهر مشهد تا شرق قوچان، در قالب مطالعات نیمه تفصیلی سازندهای سخت حوضه آبریز کشف‌رود، توسط شرکت مهندسی مشاور زمین فیزیک انجام شده است. به دلیل عدم استفاده و کاربرد در این رساله، از ارائه نتایج این عملیات خودداری شده است.

۱-۱۲- مطالعات اکتشافی؛ حفاری‌ها

در کنار مطالعات ژئوفیزیک، از عملیات حفاری برای تکمیل مطالعات اکتشافی استفاده می‌شود. با استفاده از نتایج حفاری چاه‌های اکتشافی و مشاهده‌ای، می‌توان جنس و ضخامت لایه‌های آبرفتی، عمق و جنس سنگ کف را شناسایی و ضرایب هیدرودینامیک آبخوان را به‌صورت محلی برآورد نمود. در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، تا کنون تعداد ۲۳ حلقه چاه با عنوان اکتشافی و ۹۴ حلقه چاه نیز با عنوان مشاهده‌ای حفاری شده‌اند (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۵b). از اطلاعات چاه‌های اکتشافی برای تعیین جنس لایه‌ها و در صورت برخورد به سنگ کف، برای تعیین عمق سنگ کف و در نهایت انجام آزمون‌های پمپاژ استفاده می‌شود. چاه‌های مشاهده‌ای و پیزومتری نیز برای پایش مستمر سطح آب زیرزمینی در آبخوان و اندازه‌گیری سطح آب در حین انجام آزمون‌های پمپاژ استفاده می‌شوند. نخستین چاه اکتشافی در آبخوان آبرفتی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در سال ۱۳۴۳ در محدوده روستای مردارکشان، به عمق ۲۰۶ متر حفاری شده است. پس از آن و در راستای تکمیل مطالعات نیمه‌تفصیلی آبخوان مشهد، چاه‌های مشاهده‌ای طی چندین پروژه و در سال‌های مختلف، حفاری شده‌اند. اگرچه در سازند سخت، شبکه پایش کمی وجود ندارد، اما تعدادی گمانه اکتشافی با قطر کم (عموماً بین ۲ تا ۴ اینچ) در سازندهای سخت منطقه، به‌ویژه در سازند مزدوران برای شناسایی و انجام مطالعات اکتشافی (کاروتاژ و پمپاژ) حفر شده‌اند. این چاه‌ها پس از حفاری به پیزومتر تبدیل شده و برای اندازه‌گیری تغییرات سطح آب زیرزمینی در سازند استفاده می‌شوند. مشخصات چاه‌های اکتشافی و مشاهده‌ای در جدول ۱-۲۱ و جدول ۱-۲۲ و موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای نیز در شکل ۱-۹ ارائه شده است.

جدول ۱-۲۱- مشخصات چاه‌های اکتشافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۵b)

ردیف	UTM_X	UTM_Y	UTM Zone	نام محل	نوع چاه	سال حفر	عمق (متر)
۱	۷۰۵۱۹۰	۴۰۵۵۰۲۰	40S	جوی پایین	اکتشافی - آبرفتی	۱۳۴۵	۱۳۷
۲	۷۲۵۱۰۰	۴۰۳۵۱۷۰	40S	امرغان	اکتشافی - آبرفتی	۱۳۴۳	۱۸۹
۳	۷۲۰۴۵۰	۴۰۴۰۴۵۰	40S	مردارکشان	اکتشافی - آبرفتی	۱۳۴۳	۲۰۶
۴	۷۱۰۱۷۰	۴۰۴۰۴۵۰	40S	منزل آباد	اکتشافی - آبرفتی	۱۳۴۴	۲۲۲
۵	۶۷۵۷۵۰	۴۰۵۷۲۵۰	40S	اخلمد	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۶	۲۴۰
۶	۷۴۱۸۰۰	۴۰۳۲۴۰۰	40S	قرقی	مغزه‌گیری	۱۳۶۶	۳۰۰
۷	۷۴۹۲۵۰	۴۰۴۳۵۰۰	40S	کارخانه سیمان	اکتشافی - سازندی	۱۳۶۵	۲۰۰
۸	۷۳۹۱۵۰	۴۰۵۳۷۰۰	40S	اندرخ	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۴	۱۳۸
۹	۷۳۹۱۰۰	۴۰۵۴۲۵۰	40S	اندرخ	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۴	۱۵۰
۱۰	۷۳۹۵۰۰	۴۰۵۳۸۰۰	40S	اندرخ	اکتشافی - آهکی	۱۳۵۹	۱۵۰
۱۱	۷۳۹۳۵۰	۴۰۵۴۰۵۰	40S	اندرخ	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۴	۱۲۶/۵
۱۲	۷۴۰۵۵۰	۴۰۵۵۷۰۰	40S	اندرخ	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۷	۱۵۰
۱۳	۷۳۸۱۵۰	۴۰۵۲۵۰۰	40S	اندرخ	اکتشافی - آهکی	۱۳۵۶	۹۶
۱۴	۷۶۳۷۰۰	۴۰۲۹۱۰۰	40S	ماه نساء	پیزومتر - مغزه‌گیری	۱۳۶۵	۲۵۰
۱۵	۷۶۴۰۵۰	۴۰۲۹۷۵۰	40S	ماه نساء	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۵	۱۱۰
۱۶	۶۸۱۱۰۰	۴۰۸۶۹۰۰	40S	رادکان	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۶	۱۵۰
۱۷	۶۸۱۱۵۰	۴۰۸۶۹۳۰	40S	رادکان	مغزه‌گیری	۱۳۶۵	۳۰۰
۱۸	۶۷۶۴۰۰	۴۰۵۹۲۰۰	40S	دهانه اخلمد	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۱	۱۲۳
۱۹	۷۲۲۳۵۰	۴۰۴۰۹۵۰	40S	توس	اکتشافی - آبرفتی	۱۳۶۵	۲۰۰
۲۰	۷۵۰۳۵۰	۴۰۴۸۴۰۰	40S	گوچکی	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۷	۲۰۳
۲۱	۷۵۴۵۵۰	۴۰۰۴۶۵۰	40S	تنگل شور	اکتشافی - آبرفتی	۱۳۶۶	۱۵۸/۸
۲۲	۷۲۰۶۰۰	۴۰۶۵۱۰۰	40S	انداد	مغزه‌گیری	۱۳۶۶	۲۴۰
۲۳	۶۸۵۹۰۰	۴۰۴۵۴۰۰	40S	آبقد	اکتشافی - آهکی	۱۳۶۱	۲۰۰

جدول ۱-۲۲- مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای محدوده مطالعاتی مشهد - چناران (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۵b)

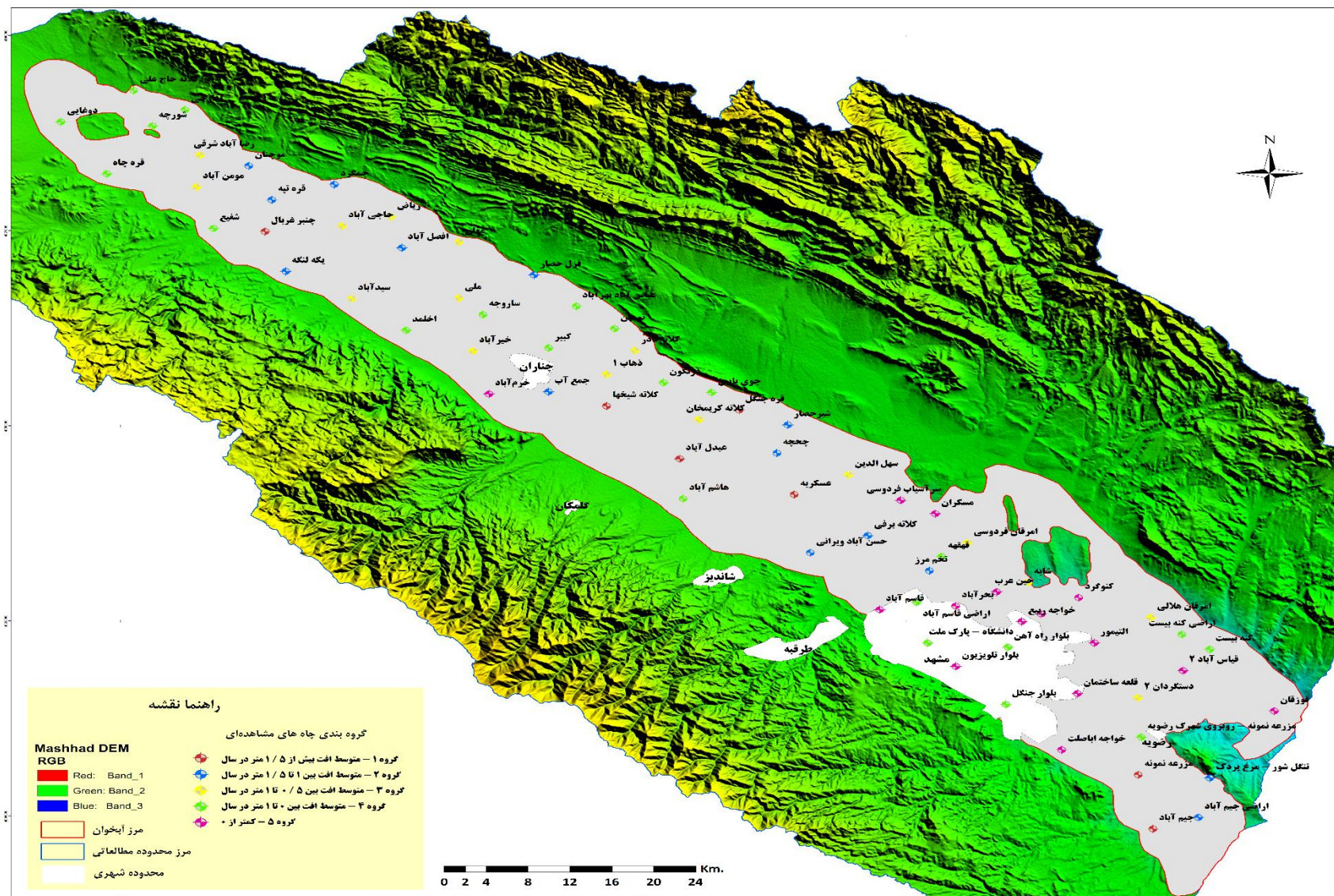
ردیف	UTM_X	UTM_Y	UTM Zone	نام محل	نوع چاه	سال حفر	تراز نقطه نشانه (متر)
۱	۶۴۴۳۱۶	۴۰۸۸۹۴۴	40S	دوغایی	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۳۵۵/۷۳
۲	۶۴۸۷۰۱	۴۰۸۲۲۹۸	40S	قره چاه	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۳۱۱/۴۱
۳	۶۵۱۲۶۰	۴۰۹۲۹۶۶	40S	کلاته حاج علی (یساقی)	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۳۱۳/۳۱
۴	۶۵۳۰۶۹	۴۰۸۸۴۳۶	40S	شورچه	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۲۶۴/۹۵
۵	۶۵۶۱۷۰	۴۰۹۰۴۹۷	40S	آقارچی	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۳۳۷/۰۷
۶	۶۵۷۲۷۷	۴۰۸۰۶۰۰	40S	مومن آباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۲۴۳/۱۶
۷	۶۵۷۶۰۴	۴۰۸۴۶۹۶	40S	رضاآباد شرقی	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۲۲۸/۸۳
۸	۶۵۸۸۹۵	۴۰۷۵۳۰۸	40S	شفیع	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۲۵۲/۰۷
۹	۶۶۲۲۶۱	۴۰۸۳۳۰۹	40S	موچنان	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۲۲۴/۹۶
۱۰	۶۶۳۸۱۴	۴۰۷۴۸۹۵	40S	چنبر غربال	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۲۰۹/۵
۱۱	۶۶۴۴۶۳	۴۰۷۸۹۶۲	40S	قره تپه	مشاهده‌ای	۱۳۶۶	۱۱۹۱/۷
۱۲	۶۶۵۸۰۰	۴۰۶۹۸۰۰	40S	یکه لنگه	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۲۱۸/۹۸
۱۳	۶۷۰۴۲۳	۴۰۸۰۹۲۴	40S	چمگرد	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۲۱۱/۹۳
۱۴	۶۷۱۱۸۹	۴۰۷۵۶۰۳	40S	حاجی آباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۶	۱۱۷۵/۳۲
۱۵	۶۷۲۱۰۶	۴۰۶۶۲۸۹	40S	سیداآباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۱۹۶/۲۴
۱۶	۶۷۵۸۳۸	۴۰۷۶۷۷۶	40S	ریاض	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۱۸۵/۸۸
۱۷	۶۷۶۰۷۹	۴۰۵۴۹۴۰	40S	اخلمد آهکی	پیزومتر - آهکی	۱۳۶۴	۱۳۲۹/۴۹
۱۸	۶۷۶۸۶۴	۴۰۷۲۸۱۸	40S	افصل آباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۱۷۱/۳۹
۱۹	۶۷۷۲۷۸	۴۰۶۲۲۳۹	40S	اخلمد	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۲۱۹/۰۷
۲۰	۶۸۲۳۲۲	۴۰۷۳۵۵۸	40S	مغان	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۱۷۵/۵۴
۲۱	۶۸۲۳۲۴	۴۰۶۶۳۸۱	40S	ملی	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۱۵۶/۹۲
۲۲	۶۸۳۶۷۴	۴۰۵۹۵۸۸	40S	خیر آباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۱۷۸/۱۳
۲۳	۶۸۴۶۱۵	۴۰۶۴۲۳۹	40S	ساروجه	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۱۶۰/۵۲
۲۴	۶۸۵۱۸۸	۴۰۵۴۰۷۹	40S	خرم آباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۲۱۵/۵۱
۲۵	۶۸۷۰۰۰	۴۰۴۸۷۰۰	40S	آبقد	پیزومتر - آهکی	۱۳۷۵	۱۲۹۳/۲۶
۲۶	۶۸۹۴۸۷	۴۰۶۹۳۲۹	40S	قزل حصار	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۱۳۴/۸۲
۲۷	۶۹۰۸۷۰	۴۰۵۴۳۶۷	40S	جمع آب	مشاهده‌ای	۱۳۴۴	۱۲۰۳/۷۳
۲۸	۶۹۰۸۸۰	۴۰۵۹۹۸۲	40S	کبیر	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۱۴۶/۳۵
۲۹	۶۹۳۵۲۲	۴۰۶۵۳۱۸	40S	عباس آباد نهرآباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۱۱۵/۳۸
۳۰	۶۹۶۴۱۹	۴۰۵۲۵۴۸	40S	کلاته شیخها	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۱۷۱/۰۷
۳۱	۶۹۶۴۳۳	۴۰۵۶۵۹۲	40S	ذهاب ۱	مشاهده‌ای	۱۳۶۷	۱۱۴۹/۵۱
۳۲	۶۹۶۵۹۷	۴۰۵۶۵۹۰	40S	ذهاب ۲	مشاهده‌ای	۱۳۸۹	۱۱۴۸/۶۴

ادامه جدول ۱-۲۲- مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	UTM_X	UTM_Y	UTM Zone	نام محل	نوع چاه	سال حفر	تراز نقطه نشانه (متر)
۳۳	۶۹۶۶۰۰	۴۰۵۷۰۰۰	40S	مهدی آباد سرآسیاب	مشاهده‌ای	۱۳۷۵	۱۱۳۹/۰۲
۳۴	۶۹۷۱۳۵	۴۰۴۴۱۵۷	40S	سنگ سفید	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۲۶۲/۹۱
۳۵	۶۹۷۱۷۴	۴۰۶۲۴۶۲	40S	نومهن	مشاهده‌ای	۱۳۴۹	۱۱۰۹/۹
۳۶	۶۹۹۱۳۸	۴۰۵۹۶۴۴	40S	کلاته نادر	مشاهده‌ای	۱۳۴۸	۱۱۰۴/۸
۳۷	۷۰۱۸۴۷	۴۰۵۵۵۵۳	40S	درنگون	مشاهده‌ای	۱۳۶۷	۱۰۸۹/۸۶
۳۸	۷۰۳۴۱۰	۴۰۴۵۷۸۰	40S	عبدل آباد	مشاهده‌ای	۱۳۴۴	۱۱۵۸/۵
۳۹	۷۰۳۷۱۴	۴۰۴۰۶۷۶	40S	هاشم آباد	مشاهده‌ای	۱۳۴۴	۱۲۲۶/۱۷
۴۰	۷۰۵۲۳۲	۴۰۵۰۸۲۲	40S	کلاته کریمخان	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۱۱۶/۶۲
۴۱	۷۰۶۳۰۰	۴۰۳۴۵۰۰	40S	شان‌دیز - شهرداری	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۱۸۵/۸۶
۴۲	۷۰۶۴۶۳	۴۰۵۴۲۹۶	40S	جوی پایین	مشاهده‌ای	۱۳۴۸	۱۰۷۵/۵
۴۳	۷۰۶۸۶۳	۴۰۴۴۱۵۹	40S	پشت پمپ بنزین ساغروان	مشاهده‌ای	۱۳۴۳	۱۱۳۱/۶۹
۴۴	۷۰۸۴۳۴	۴۰۴۴۰۶۶	40S	کورده	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۱۱۴/۳۳
۴۵	۷۰۹۰۷۸	۴۰۵۲۰۲۵	40S	قره جنگل	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۰۷۲
۴۶	۷۱۲۶۸۸	۴۰۴۶۵۰۶	40S	چچچه	مشاهده‌ای	۱۳۶۷	۱۰۴۵/۱۲
۴۷	۷۱۳۷۲۲	۴۰۵۰۱۳۶	40S	شیرحصار	مشاهده‌ای	۱۳۴۵	۱۰۶۹/۶۹
۴۸	۷۱۳۷۹۶	۴۰۳۴۷۳۷	40S	تغذیه مصنوعی شان‌دیز	مشاهده‌ای	۱۳۸۴	۱۱۶۲/۸۵
۴۹	۷۱۴۳۳۸	۴۰۴۱۲۰۴	40S	عسکریه	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۰۷۷/۶۷
۵۰	۷۱۵۸۶۹	۴۰۳۳۷۴۷	40S	حسن آباد ویرانی	مشاهده‌ای	۱۳۴۳	۱۱۳۷/۲۳
۵۱	۷۱۹۵۱۸	۴۰۴۳۷۴۱	40S	سهل الدین	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۰۱۸/۲۸
۵۲	۷۲۱۳۰۰	۴۰۳۶۲۰۰	40S	کلاته قاضی	مشاهده‌ای	۱۳۷۵	۱۰۴۵/۵۸
۵۳	۷۲۱۳۷۰	۴۰۳۵۹۵۶	40S	کلاته برفی	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۰۴۲/۴۷
۵۴	۷۲۱۳۹۸	۴۰۶۵۳۹۰	40S	انداد آهکی	پیزومتر - آهکی	۱۳۶۴	۱۳۶۵/۹۵
۵۵	۷۲۲۴۹۷	۴۰۲۶۴۴۹	40S	قاسم آباد (پارک آزاده)	مشاهده‌ای	۱۳۴۴	۱۰۹۹/۰۹
۵۶	۷۲۴۴۵۰	۴۰۴۴۸۰۰	40S	پی ۳۳	پیزومتر - آهکی	۱۳۶۶	۱۰۲۰/۵۸
۵۷	۷۲۴۵۰۱	۴۰۴۰۴۷۶	40S	سرآسیاب فردوسی	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۰۰۲/۳۶
۵۸	۷۲۶۰۱۵	۴۰۲۷۴۱۰	40S	اراضی قاسم آباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۸	۱۰۷۳/۹۱
۵۹	۷۲۷۰۷۴	۴۰۲۲۱۸۳	40S	دانشگاه - پارک ملت	مشاهده‌ای	۱۳۸۲	۱۰۴۰/۰۹
۶۰	۷۲۷۲۳۸	۴۰۳۱۴۴۷	40S	تخم مرز	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۰۰۹/۲۹
۶۱	۷۲۷۵۰۰	۴۰۲۲۴۰۰	40S	پارک شهر	مشاهده‌ای	۱۳۷۵	۱۰۴۰/۱۳
۶۲	۷۲۷۸۰۳	۴۰۳۸۷۳۱	40S	مسکران	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۰۰۱/۰۲
۶۳	۷۲۸۴۱۹	۴۰۳۳۲۵۶	40S	قهقهه	مشاهده‌ای	۱۳۶۸	۹۷۵/۸۳
۶۴	۷۲۹۷۴۷	۴۰۲۶۹۱۶	40S	بحرآباد	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۱۰۰۷/۰۵

ادامه جدول ۱-۲۲- مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	UTM_X	UTM_Y	UTM Zone	نام محل	نوع چاه	سال حفر	تراز نقطه نشانه (متر)
۶۵	۷۲۹۷۶۲	۴۰۱۹۱۸۳	40S	بلوار تلویزیون	مشاهده‌ای	۱۳۶۱	۱۰۱۷/۶۳
۶۶	۷۳۰۰۲۴	۴۰۲۳۰۵۴	40S	بلوار فردوسی	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۱۰۱۱/۱۴
۶۷	۷۳۰۸۷۸	۴۰۳۵۰۲۴	40S	امرقان فردوسی	مشاهده‌ای	۱۳۴۳	۹۹۲/۷۶
۶۸	۷۳۳۶۵۸	۴۰۲۸۷۱۴	40S	خین عرب	مشاهده‌ای	۱۳۶۷	۹۵۹/۲۴
۶۹	۷۳۴۵۳۷	۴۰۱۴۳۱۸	40S	بلوار جنگل	مشاهده‌ای	۱۳۴۸	۱۰۰۱/۳۶
۷۰	۷۳۴۷۳۵	۴۰۲۱۶۴۱	40S	بلوار راه آهن	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۹۷۹/۶
۷۱	۷۳۶۰۶۰	۴۰۲۴۹۲۸	40S	خواجه ربیع	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۹۶۸/۷۴
۷۲	۷۳۶۶۴۹	۴۰۲۹۹۳۹	40S	شایه	مشاهده‌ای	۱۳۷۶	۹۵۵/۲۱
۷۳	۷۳۷۹۲۱	۴۰۲۵۸۸۹	40S	انبار سیس آباد	مشاهده‌ای	۱۳۷۶	۹۴۲/۷۷
۷۴	۷۳۸۲۴۱	۴۰۳۰۹۹۵	40S	گراب	مشاهده‌ای	۱۳۴۸	۹۷۲/۳۸
۷۵	۷۳۹۰۰۵	۴۰۵۳۵۲۱	40S	اندرخ - پی ۳۲	پیزومتر - آهکی	۱۳۶۲	۱۲۱۱/۱۹
۷۶	۷۳۹۳۲۰	۴۰۵۳۴۷۱	40S	اندرخ - پی ۳۱	پیزومتر - آهکی	۱۳۶۲	۱۲۱۰/۱۳
۷۷	۷۳۹۸۶۷	۴۰۰۸۴۹۷	40S	خواجه اباصت	مشاهده‌ای	۱۳۴۳	۹۹۷/۶۹
۷۸	۷۴۰۲۰۲	۴۰۰۷۰۲۹	40S	خواجه اباصت ۲	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۹۹۸/۹۳
۷۹	۷۴۰۹۶۲	۴۰۲۹۸۳۶	40S	قرقی - آهکی	پیزومتر - آهکی	۱۳۷۷	۹۶۷/۲۱
۸۰	۷۴۱۳۶۷	۴۰۱۵۷۰۴	40S	قلعه ساختمان	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۹۶۰/۱۲
۸۱	۷۴۱۴۹۷	۴۰۲۷۹۸۲	40S	کنوگرد	مشاهده‌ای	۱۳۴۸	۹۵۴/۶۶
۸۲	۷۴۲۹۹۸	۴۰۲۲۱۹۶	40S	التیمور	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۹۲۳/۲۳
۸۳	۷۴۷۱۶۹	۴۰۱۵۱۷۳	40S	دستگردان ۲	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۹۴۵/۳۷
۸۴	۷۴۷۱۹۱	۴۰۰۵۲۹۶	40S	مزرعه نمونه	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۹۶۵/۸۴
۸۵	۷۴۷۴۶۰	۴۰۱۰۱۱۰	40S	مزرعه نمونه - روبروی رضویه	مشاهده‌ای	۱۳۸۳	۹۵۲/۳۳
۸۶	۷۴۸۳۸۹	۴۰۲۵۴۵۹	40S	امرقان هلالی	مشاهده‌ای	۱۳۴۸	۹۳۳/۷۴
۸۷	۷۴۸۵۹۵	۳۹۹۸۳۷۲	40S	جیم آباد	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۱۰۰۸/۷
۸۸	۷۵۱۳۴۲	۴۰۲۳۲۸۳	40S	اراضی کنه بیست	مشاهده‌ای	۱۳۴۳	۹۱۶/۹۲
۸۹	۷۵۱۴۶۰	۴۰۱۸۶۴۲	40S	قیاس آباد ۲	مشاهده‌ای	۱۳۶۷	۸۹۶/۰۴
۹۰	۷۵۲۹۱۳	۳۹۹۹۸۲۲	40S	اراضی جیم آباد	مشاهده‌ای	۱۳۴۸	۹۷۷/۷
۹۱	۷۵۳۹۹۸	۴۰۲۱۳۶۱	40S	کنه بیست	مشاهده‌ای	۱۳۵۹	۹۲۲/۳۹
۹۲	۷۵۴۰۰۷	۴۰۰۴۸۷۷	40S	تنگل شور - مرغ پردک	مشاهده‌ای	۱۳۶۴	۹۴۶/۸۸
۹۳	۷۶۰۱۵۷	۴۰۱۳۴۶۷	40S	قوزقان	مشاهده‌ای	۱۳۶۰	۸۷۳/۶۲
۹۴	۷۶۳۷۰۰	۴۰۲۹۱۰۰	40S	ماه نساء	پیزومتر - آهکی	۱۳۷۷	۱۰۴۵/۱



شکل ۹-۱- موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

۱-۱۳- مطالعات اکتشافی؛ آزمایش پمپاژ

بر اساس گزارش‌ها، تا کنون ۳۵ حلقه چاه در آبرفت و ۱۱ حلقه نیز در سازند سخت، به‌صورت تک چاهی آزمایش پمپاژ شده‌اند (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۸۷). نتایج آزمایش پمپاژ تعدادی از چاه‌های در جدول ۱-۲۳ ارائه شده است. بیشینه ضریب قابلیت انتقال آبخوان در محل چاه اکتشافی منزل‌آباد حدود ۳۰۰۰ مترمربع بر روز اندازه‌گیری شده است. به‌طور کلی، ضریب قابلیت انتقال آبخوان از سمت شمال غرب محدوده مطالعاتی (شمال غرب چناران) به طرف بلندی‌های جنوب غرب منطقه (دامنه بینالود) به حداقل مقدار خود (۲۰۰ مترمربع بر روز) کاهش می‌یابد. قابلیت انتقال در بخش مرکزی دشت، به‌طرف بلندی‌های شمال شرق دشت (محدوده چشمه گیلان تا کارده) تا ۱۵۰۰ مترمربع بر روز و به‌طرف جنوب شرق و نواحی خروجی دشت تا ۹۰۰ متر مربع در روز کاهش یافته است. با توجه به تک‌چاهی بودن بیشتر آزمایش‌ها، مقدار ضریب ذخیره تنها در یک حلقه چاه برآورد شده است. مقدار ضریب ذخیره در این آزمایش، ۰/۰۸ برآورد شده است.

جدول ۱-۲۳- نتایج آزمایش پمپاژ و ضرایب هیدرودینامیک آبخوان در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	UTM_X	UTM_Y	UTM Zone	نام محل	نوع چاه	قابلیت انتقال (مترمربع بر روز)	ضریب ذخیره (%)
۱	۷۰۵۱۹۰	۴۰۵۵۰۲۰	40S	جوی پائین	اکتشافی	۱۴۸۰	۸
۲	۷۲۵۱۰۰	۴۰۳۵۱۷۰	40S	امرغان	بهره‌برداری	۹۰	
۳	۷۲۰۴۵۰	۴۰۴۰۴۵۰	40S	مردارکشان	اکتشافی	۱۹۰	
۴	۷۲۶۰۵۰	۴۰۲۳۸۰۰	40S	آزادشهر روبروی گرمابه	بهره‌برداری	۵۳۹	
۵	۷۲۵۴۵۰	۴۰۲۵۳۰۰	40S	قاسم آباد جنب صداوسیما	بهره‌برداری	۳۷۲	
۶	۷۲۳۴۵۰	۴۰۲۴۳۵۰	40S	بلوار سید جلال	بهره‌برداری	۹۰	
۷	۷۳۵۹۵۰	۴۰۲۴۹۰۰	40S	خواجه ربیع	بهره‌برداری	۲۵۰	
۸	۷۳۰۹۰۰	۴۰۲۲۹۰۰	40S	چهارراه شش‌صد دستگاه	بهره‌برداری	۱۰۰	
۹	۷۲۵۱۵۰	۴۰۲۷۰۰۰	40S	شماره ۱ امامیه	بهره‌برداری	۵۰۰	
۱۰	۷۳۰۲۰۰	۴۰۲۱۹۵۰	40S	بلوار سجاد	بهره‌برداری	۵۰	
۱۱	۷۳۳۵۰۰	۴۰۲۲۷۵۰	40S	بلوار ابوطالب نخودک	بهره‌برداری	۱۳۰	
۱۲	۷۳۳۲۵۰	۴۰۲۳۲۵۰	40S	بلوار ابوطالب	بهره‌برداری	۲۱۵۱	
۱۳	۷۲۰۹۵۰	۴۰۳۲۹۵۰	40S	منزل آباد	بهره‌برداری	۳۰۰۰	
۱۴	۷۱۹۴۰۰	۴۰۳۳۵۰۰	40S	ناظریه	اکتشافی	۱۷۵۰	
۱۵	۷۲۶۹۰۰	۴۰۲۴۰۰۰	40S	شماره ۲ آزادشهر	بهره‌برداری	۴۵۰	
۱۶	۷۲۷۵۰۰	۴۰۲۳۹۰۰	40S	آزادشهر جنب گرمابه	بهره‌برداری	۴۴۰	
۱۷	۷۲۳۳۵۰	۴۰۲۴۸۰۰	40S	قاسم آباد	بهره‌برداری	۳۰۰۰	

۱- ۱۴- کمیّت آب زیرزمینی (هیدروژئولوژی)

انجام ارزیابی‌های کمی آبخوان در مقیاس منطقه‌ای، نیازمند اندازه‌گیری‌های کمی در چاه‌های مشاهده‌ای در یک بازه زمانی مشخص است. همان‌گونه که پیش از این بیان شد، کل چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، ۹۴ حلقه می‌باشند. در بررسی‌های کمی آبخوان، از همه این چاه‌ها استفاده نمی‌شود و با توجه به روند توسعه، تکمیل و اصلاح شبکه پایش کمی، باید موارد زیر مدنظر قرار گیرند.

➤ پی‌زومترهای اندرخی پی ۳۱، اندرخی پی ۳۲، پی ۳۳، قرقی آهکی، ماه نساء، آبقد، انداد آهکی و اخلمد آهکی در سازندهای سخت حفاری شده و خارج از حد آبخوان آبرفتی می‌باشند.

➤ چاه‌های مشاهده‌ای ذهاب ۱ و ذهاب ۲، کلاته برفی و کلاته قاضی، پارک شهر و دانشگاه - پارک ملت، خواجه اباصلت و خواجه اباصلت ۲ در مجاورت و یا در فاصله نزدیک هم حفر شده‌اند. با توجه به نزدیکی آن‌ها به یکدیگر، بهتر است از داده‌های یک چاه استفاده شود چاه‌های پیشنهادی برای حذف، شامل چاه‌های مشاهده‌ای ذهاب ۲، کلاته قاضی، پارک شهر و خواجه اباصلت ۲ می‌باشند. شایان ذکر است، داده‌های ثبت شده برای چاه‌های مشاهده‌ای خواجه اباصلت و خواجه اباصلت ۲ دارای تناقض می‌باشند و با توجه به روند داده‌ها، به نظر می‌رسد این چاه‌ها در بعضی از مقاطع سال، با یکدیگر اشتباه گرفته شده‌اند.

➤ چاه‌های مشاهده‌ای شاندیز - شهرداری و تغذیه مصنوعی شاندیز برای پایش پروژه تغذیه مصنوعی شاندیز حفر شده‌اند و برای بررسی‌های ناحیه‌ای آبخوان مناسب نمی‌باشند

➤ چاه مشاهده‌ای گراب در مرز آبخوان آبرفتی حفر شده است، با توجه به نزدیکی این چاه به سازند سخت رفتار هیدرولیکی آن متأثر از سازند است. بنابراین بهتر است در بررسی کمی آبخوان از آن استفاده نشود.

➤ چاه‌های مشاهده‌ای مهدی‌آباد سرآسیاب، سنگ‌سفید، کورده و بلوار فردوسی، در سال‌های اخیر خشک و سطح آب زیرزمینی در آن‌ها اندازه‌گیری نمی‌شود. همچنین تعداد دیگری از چاه‌های مشاهده‌ای در سطح آبخوان به تناوب داده‌برداری نشده‌اند.

با حذف پی‌زومترهای سازندی و حذف چاه‌های مشاهده‌ای خشک شده و همچنین چاه‌های مشاهده‌ای حریمی، شبکه پایش کمی آبخوان مشهد - چناران با ۷۴ حلقه چاه در نظر گرفته شده است.

۱-۱۴-۱- هیدروگراف (آبنمود) آب زیرزمینی

آب زیرزمینی به دلایل متعددی در فصل‌های مختلف سال، افت و خیز دارد. برای نمایش تغییرات زمانی سطح آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهده‌ای و یا در آبخوان، از هیدروگراف یا آبنمود استفاده می‌شود. به‌طور کلی، هیدروگراف یا آبنمود، عبارت است از اندازه‌گیری و نمایش یک کمیت نسبت به زمان. این کمیت (در اینجا تراز سطح آب زیرزمینی)، پاسخ سیستم به فرآیندها و تنش‌های بیرونی است. به عبارت دیگر، هیدروگراف، برآیند تمام فرآیندها و استرس‌های بیرونی بر آبخوان است. رفتار و روند هیدروگراف، تابعی از خصوصیات هیدروژئولوژیک سیستم و اثر تنش‌های اعمال شده بر سیستم (بارندگی و ...) است.

هیدروگراف آب زیرزمینی، هم برای چاه‌های مشاهده‌ای و هم برای آبخوان تهیه می‌شود. در استفاده از هیدروگراف آبخوان که بیانگر میانگین تراز آب زیرزمینی در آبخوان است، گاهی به اشتباه از واژه هیدروگراف واحد^۱ استفاده می‌شود. این واژه در هیچ یک از منابع علمی معتبر مرتبط با آب زیرزمینی دیده نمی‌شود و به نظر می‌رسد، به خاطر تشابه اسمی و گریته‌برداری از آب سطحی، این ابهام و استفاده نادرست رایج شده است. واژه‌ای که بیان بهتری برای نمایش میانگین تراز آب زیرزمینی در آبخوان ارائه می‌دهد، اصطلاح هیدروگراف ترکیبی^۲ و یا هیدروگراف معرف است.

اگرچه تهیه هیدروگراف چاه‌های مشاهده‌ای راحت و معمولاً بدون مشکل است، اما تهیه هیدروگراف معرف، همواره نیازمند محاسبات ریاضی (گاهی پیچیده) است که بدون استفاده از نرم‌افزارهای رایانه‌ای، کاری بسیار وقت‌گیر و طولانی است. میانگین یک پارامتر را می‌توان با استفاده از روش‌های ریاضی کلاسیک و یا روش‌های زمین‌آمار و ... برآورد نمود. روش‌های میانگین حسابی، میانگین وزنی، میانگین هندسی، درون‌یابی کریجینگ (کریگینگ)، IDW و Spline از متداول‌ترین روش‌های برآورد مقدار میانگین تراز سطح آب در آبخوان هستند. هر یک از این روش‌ها، دارای معایب و مزایایی است که بسته به کاربرد و هدف مورد مطالعه، قابل بررسی می‌باشند. باید توجه کرد که استفاده از روش‌های زمین‌آمار در سطح یک آبخوان، بدون استفاده از رایانه میسر نمی‌باشد. در این پژوهش، برای محاسبه میانگین تراز آب زیرزمینی در آبخوان از روش میانگین وزنی تیسسن^۳ استفاده شده است. روش میانگین وزنی تیسسن، به‌طور گسترده‌ای در مطالعات آب زیرزمینی استفاده می‌شود.

¹ Unit Hydrograph

² Composite Hydrograph

³ Thiessen Weighted Method

این روش، باوجود استفاده زیاد، دارای محدودیت‌های بسیاری است و میانگین محاسبه شده به این روش، وابسته به سطح تأثیر چاه‌های مشاهده‌ای می‌باشد. در صورت تغییر در تعداد و یا مساحت چاه‌ها، افت‌وخیزهای غیرعادی و کاذبی در هیدروگراف دیده می‌شوند، که در صورت بی‌دقتی و یا بی‌توجهی، به شدت گمراه کننده است. به‌طورمعمول، حفر چاه جدید، خشک و یا خراب شدن چاه‌های موجود، اصلاح موقعیت چاه‌ها و یا اصلاح مرزهای آبخوان و ... از عوامل اصلی تغییر سطح تأثیر چاه‌های مشاهده‌ای می‌باشند. اگرچه تاکنون روش مشخصی که مبتنی بر روابط هیدرولیکی و فیزیکی آب زیرزمینی باشد، برای اصلاح این تغییرات ناگهانی ارائه نشده است، اما از دید ریاضی می‌توان به دو صورت زیر، افت‌وخیزهای غیرعادی را اصلاح و یا تعدیل نمود.

روش اول: برای اصلاح (تعدیل) تغییرات کاذب هیدروگراف، در همان ماه که تغییرات ناگهانی حادث شده، یک بار با شبکه جدید و یک بار با شبکه قدیم، میانگین تراز سطح آب زیرزمینی در آبخوان محاسبه می‌شود. سپس، مقدار مربوط به شبکه جدید را به مقدار مربوط به شبکه قدیم تقسیم و ضریب حاصل را در کلیه اعداد ما قبل ضرب می‌کنیم. بدین ترتیب افت‌وخیزهای کاذب اصلاح می‌شوند. عیب این روش این است، که در حالت افت ناگهانی هیدروگراف و یا خیز ناگهانی هیدروگراف، نسبت تراز جدید به قدیم باید عوض شود و محاسبات طولانی و بسیار مشکل می‌شود. علاوه براین، ضرب یک عدد در مقادیر ماه‌های قبل، خصوصیات آن‌ها را تغییر می‌دهد. این روش، در سطح شرکت‌های آب منطقه‌ای استفاده می‌شود.

روش دوم: اختلاف تراز سطح آب زیرزمینی را در دو ماه متوالی که افت‌وخیز در آنها حادث شده، محاسبه می‌کنیم. سپس این مقدار را به تراز ماه‌های قبل، اضافه (در صورت افت، علامت عدد منفی و در صورت خیز، علامت عدد مثبت) می‌کنیم. بدین ترتیب، تغییرات ناگهانی هیدروگراف تعدیل می‌شود. مزیت این روش این است که اختلاف تراز در دو ماه متوالی با علامت مثبت و یا منفی نمایش داده می‌شود و به راحتی افت‌وخیز هیدروگراف را می‌توان تعدیل نمود و نیازی به محاسبات اضافی نمی‌باشد. همچنین، تغییر در خصوصیات اعداد نیز ایجاد نمی‌شود. در این روش، پس از انجام عملیات تعدیل، تراز آب در ماهی که تغییر ناگهانی ایجاد شده و در ماه قبل از آن یک مقدار می‌شود و بنابراین تغییرات تراز آن صفر محاسبه می‌شود. برای برطرف نمودن این محدودیت، بهتر است میانگین تراز دو و یا سه ماه قبل از تغییرات ناگهانی از تراز ماه ناگهانی کم شود.

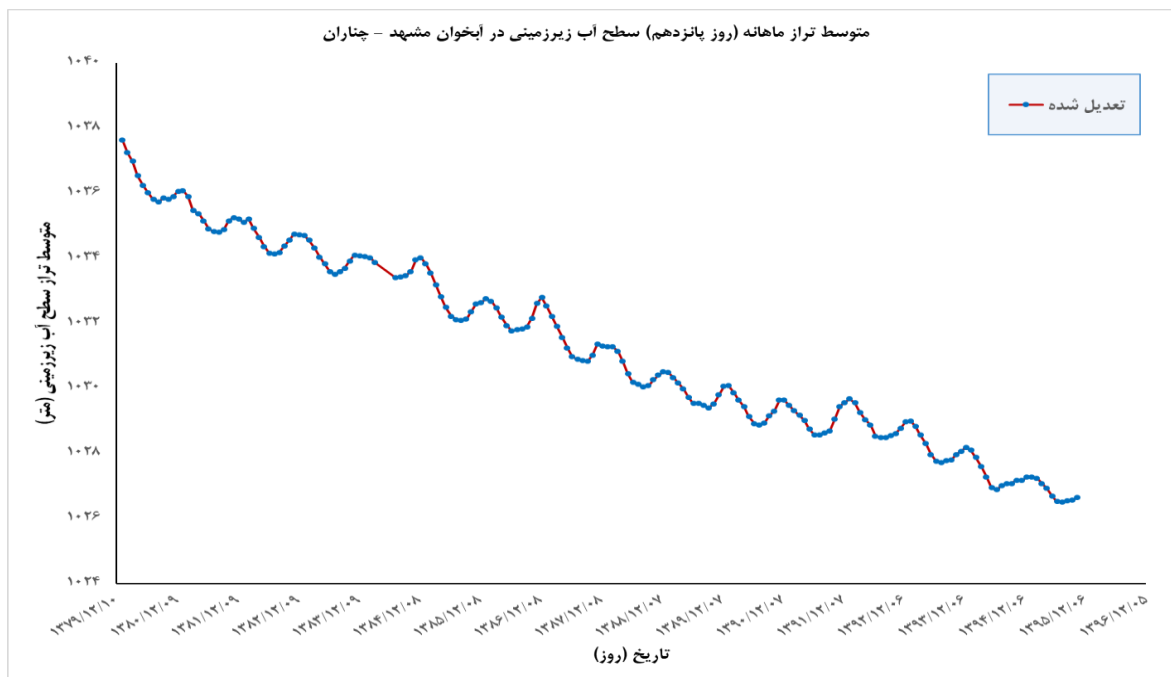
با توجه به موارد بیان شده، میانگین تراز آب زیرزمینی ماهانه در جدول ۱-۲۴، میانگین نوسان ماهانه جدول ۱-۲۵ و هیدروگراف آب زیرزمینی در یک دوره آماری ۱۵ ساله (سال آبی ۸۱-۱۳۸۰ تا ۹۵-۱۳۹۴) در شکل ۱-۱۰ ارائه شده است.

جدول ۱-۲۴- میانگین تراز سطح آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله

سال آبی	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
۱۳۸۰-۸۱	۱۰۳۵/۸۰	۱۰۳۵/۷۲	۱۰۳۵/۸۴	۱۰۳۵/۸۰	۱۰۳۵/۸۹	۱۰۳۶/۰۵	۱۰۳۶/۰۸	۱۰۳۵/۸۹	۱۰۳۵/۴۶	۱۰۳۵/۳۷	۱۰۳۵/۱۴	۱۰۳۴/۹۰
۱۳۸۱-۸۲	۱۰۳۴/۸۱	۱۰۳۴/۸۰	۱۰۳۴/۸۷	۱۰۳۵/۱۴	۱۰۳۵/۲۵	۱۰۳۵/۲۰	۱۰۳۵/۰۹	۱۰۳۵/۲۰	۱۰۳۴/۹۱	۱۰۳۴/۶۴	۱۰۳۴/۳۵	۱۰۳۴/۱۵
۱۳۸۲-۸۳	۱۰۳۴/۱۳	۱۰۳۴/۱۷	۱۰۳۴/۳۷	۱۰۳۴/۵۵	۱۰۳۴/۷۴	۱۰۳۴/۷۲	۱۰۳۴/۷۰	۱۰۳۴/۵۵	۱۰۳۴/۳۰	۱۰۳۴/۰۳	۱۰۳۳/۸۲	۱۰۳۳/۵۹
۱۳۸۳-۸۴	۱۰۳۳/۴۹	۱۰۳۳/۵۸	۱۰۳۳/۶۸	۱۰۳۳/۹۱	۱۰۳۴/۰۹	۱۰۳۴/۰۶	۱۰۳۴/۰۴	۱۰۳۴/۰۱	۱۰۳۳/۸۵			
۱۳۸۴-۸۵	۱۰۳۳/۳۹	۱۰۳۳/۴۲	۱۰۳۳/۴۷	۱۰۳۳/۵۸	۱۰۳۳/۹۴	۱۰۳۴/۰۱	۱۰۳۳/۸۳	۱۰۳۳/۵۴	۱۰۳۳/۱۸	۱۰۳۳/۸۲	۱۰۳۳/۴۸	۱۰۳۳/۲۱
۱۳۸۵-۸۶	۱۰۳۲/۱۱	۱۰۳۲/۰۹	۱۰۳۲/۱۲	۱۰۳۲/۳۵	۱۰۳۲/۵۹	۱۰۳۲/۶۳	۱۰۳۲/۷۴	۱۰۳۲/۶۷	۱۰۳۲/۴۷	۱۰۳۲/۱۹	۱۰۳۱/۹۲	۱۰۳۱/۷۵
۱۳۸۶-۸۷	۱۰۳۱/۷۹	۱۰۳۱/۸۳	۱۰۳۱/۸۸	۱۰۳۲/۱۵	۱۰۳۲/۶۰	۱۰۳۲/۷۹	۱۰۳۲/۵۲	۱۰۳۲/۲۰	۱۰۳۱/۹۰	۱۰۳۱/۵۶	۱۰۳۱/۲۴	۱۰۳۰/۹۷
۱۳۸۷-۸۸	۱۰۳۰/۸۹	۱۰۳۰/۸۵	۱۰۳۰/۸۲	۱۰۳۱/۰۱	۱۰۳۱/۳۵	۱۰۳۱/۲۹	۱۰۳۱/۲۸	۱۰۳۱/۲۸	۱۰۳۱/۱۳	۱۰۳۰/۸۳	۱۰۳۰/۴۴	۱۰۳۰/۱۸
۱۳۸۸-۸۹	۱۰۳۰/۱۲	۱۰۳۰/۰۵	۱۰۳۰/۰۷	۱۰۳۰/۲۵	۱۰۳۰/۴۰	۱۰۳۰/۵۰	۱۰۳۰/۴۹	۱۰۳۰/۳۳	۱۰۳۰/۱۶	۱۰۲۹/۹۹	۱۰۲۹/۷۲	۱۰۲۹/۵۳
۱۳۸۹-۹۰	۱۰۲۹/۵۳	۱۰۲۹/۴۷	۱۰۲۹/۴۰	۱۰۲۹/۵۲	۱۰۲۹/۷۹	۱۰۳۰/۰۵	۱۰۳۰/۰۸	۱۰۲۹/۸۷	۱۰۲۹/۶۳	۱۰۲۹/۴۴	۱۰۲۹/۱۲	۱۰۲۸/۹۱
۱۳۹۰-۹۱	۱۰۲۸/۸۶	۱۰۲۸/۹۳	۱۰۲۹/۱۵	۱۰۲۹/۲۹	۱۰۲۹/۶۳	۱۰۲۹/۶۳	۱۰۲۹/۴۷	۱۰۲۹/۳۰	۱۰۲۹/۱۷	۱۰۲۹/۰۱	۱۰۲۸/۷۴	۱۰۲۸/۵۵
۱۳۹۱-۹۲	۱۰۲۸/۵۷	۱۰۲۸/۶۳	۱۰۲۸/۶۹	۱۰۲۹/۰۵	۱۰۲۹/۴۴	۱۰۲۹/۵۶	۱۰۲۹/۶۷	۱۰۲۹/۵۵	۱۰۲۹/۲۶	۱۰۲۹/۰۲	۱۰۲۸/۸۷	۱۰۲۸/۵۲
۱۳۹۲-۹۳	۱۰۲۸/۴۹	۱۰۲۸/۴۸	۱۰۲۸/۵۴	۱۰۲۸/۶۰	۱۰۲۸/۷۷	۱۰۲۸/۹۶	۱۰۲۹/۰۰	۱۰۲۸/۸۳	۱۰۲۸/۵۶	۱۰۲۸/۲۹	۱۰۲۷/۹۶	۱۰۲۷/۷۶
۱۳۹۳-۹۴	۱۰۲۷/۷۲	۱۰۲۷/۷۷	۱۰۲۷/۷۹	۱۰۲۷/۹۵	۱۰۲۸/۰۶	۱۰۲۸/۱۷	۱۰۲۸/۰۹	۱۰۲۷/۸۷	۱۰۲۷/۵۸	۱۰۲۷/۲۷	۱۰۲۶/۹۴	۱۰۲۶/۸۸
۱۳۹۴-۹۵	۱۰۲۷/۰۰	۱۰۲۷/۰۷	۱۰۲۷/۰۷	۱۰۲۷/۱۸	۱۰۲۷/۱۶	۱۰۲۷/۲۶	۱۰۲۷/۲۷	۱۰۲۷/۲۳	۱۰۲۷/۰۷	۱۰۲۶/۹۲	۱۰۲۶/۶۸	۱۰۲۶/۵۲

جدول ۱-۲۵- میانگین نوسان سطح آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله

سال آبی	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مجموع افت
۱۳۸۰-۸۱	-۰/۲۰	-۰/۰۷	-۰/۱۲	-۰/۰۴	-۰/۱۰	-۰/۱۵	-۰/۰۳	-۰/۱۸	-۰/۴۴	-۰/۰۹	-۰/۲۳	-۰/۲۴	-۱/۱۰
۱۳۸۱-۸۲	-۰/۰۹	-۰/۰۱	-۰/۰۷	-۰/۲۷	-۰/۱۱	-۰/۰۴	-۰/۱۱	-۰/۱۱	-۰/۲۹	-۰/۲۷	-۰/۲۹	-۰/۲۰	-۰/۷۵
۱۳۸۲-۸۳	-۰/۰۲	-۰/۰۴	-۰/۱۹	-۰/۱۸	-۰/۱۹	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۱۵	-۰/۲۴	-۰/۲۷	-۰/۲۲	-۰/۲۳	-۰/۵۷
۱۳۸۳-۸۴	-۰/۰۹	-۰/۰۸	-۰/۱۱	-۰/۲۳	-۰/۱۸	-۰/۰۳	-۰/۰۲	-۰/۰۳	-۰/۱۶				-۰/۲۷
۱۳۸۴-۸۵		-۰/۰۳	-۰/۰۵	-۰/۱۱	-۰/۲۷	-۰/۰۷	-۰/۱۹	-۰/۲۸	-۰/۲۶	-۰/۳۶	-۰/۳۴	-۰/۲۷	-۱/۱۸
۱۳۸۵-۸۶	-۰/۱۰	-۰/۰۲	-۰/۰۳	-۰/۲۳	-۰/۲۵	-۰/۰۴	-۰/۱۱	-۰/۰۷	-۰/۲۰	-۰/۲۸	-۰/۲۷	-۰/۱۷	-۰/۴۵
۱۳۸۶-۸۷	-۰/۰۴	-۰/۰۳	-۰/۰۶	-۰/۲۷	-۰/۴۵	-۰/۱۹	-۰/۲۷	-۰/۲۲	-۰/۲۰	-۰/۳۴	-۰/۳۲	-۰/۲۷	-۰/۷۹
۱۳۸۷-۸۸	-۰/۰۸	-۰/۰۴	-۰/۰۳	-۰/۱۸	-۰/۳۴	-۰/۰۶	-۰/۰۱	-۰/۰۰	-۰/۱۵	-۰/۳۱	-۰/۳۹	-۰/۲۶	-۰/۷۹
۱۳۸۸-۸۹	-۰/۰۷	-۰/۰۷	-۰/۰۳	-۰/۱۸	-۰/۱۴	-۰/۱۰	-۰/۰۱	-۰/۱۶	-۰/۱۸	-۰/۱۷	-۰/۲۶	-۰/۱۹	-۰/۶۵
۱۳۸۹-۹۰	-۰/۰۰	-۰/۰۶	-۰/۰۷	-۰/۱۲	-۰/۲۸	-۰/۲۶	-۰/۰۳	-۰/۲۲	-۰/۲۴	-۰/۱۹	-۰/۲۲	-۰/۲۱	-۰/۶۲
۱۳۹۰-۹۱	-۰/۰۵	-۰/۰۷	-۰/۲۲	-۰/۱۴	-۰/۳۴	-۰/۰۰	-۰/۱۶	-۰/۱۷	-۰/۱۴	-۰/۱۶	-۰/۲۷	-۰/۱۹	-۰/۳۶
۱۳۹۱-۹۲	-۰/۰۱	-۰/۰۶	-۰/۰۶	-۰/۲۶	-۰/۳۹	-۰/۱۲	-۰/۱۱	-۰/۱۲	-۰/۲۰	-۰/۴۴	-۰/۱۵	-۰/۳۵	-۰/۰۳
۱۳۹۲-۹۳	-۰/۰۳	-۰/۰۱	-۰/۰۵	-۰/۰۷	-۰/۱۶	-۰/۲۰	-۰/۰۳	-۰/۱۷	-۰/۲۷	-۰/۲۷	-۰/۲۳	-۰/۲۰	-۰/۷۷
۱۳۹۳-۹۴	-۰/۰۴	-۰/۰۵	-۰/۰۲	-۰/۱۶	-۰/۱۱	-۰/۱۱	-۰/۰۸	-۰/۲۲	-۰/۲۸	-۰/۲۲	-۰/۲۳	-۰/۰۵	-۰/۸۷
۱۳۹۴-۹۵	-۰/۱۲	-۰/۰۶	-۰/۰۰	-۰/۱۱	-۰/۰۲	-۰/۱۰	-۰/۰۱	-۰/۰۴	-۰/۱۶	-۰/۱۵	-۰/۲۴	-۰/۱۶	-۰/۳۶

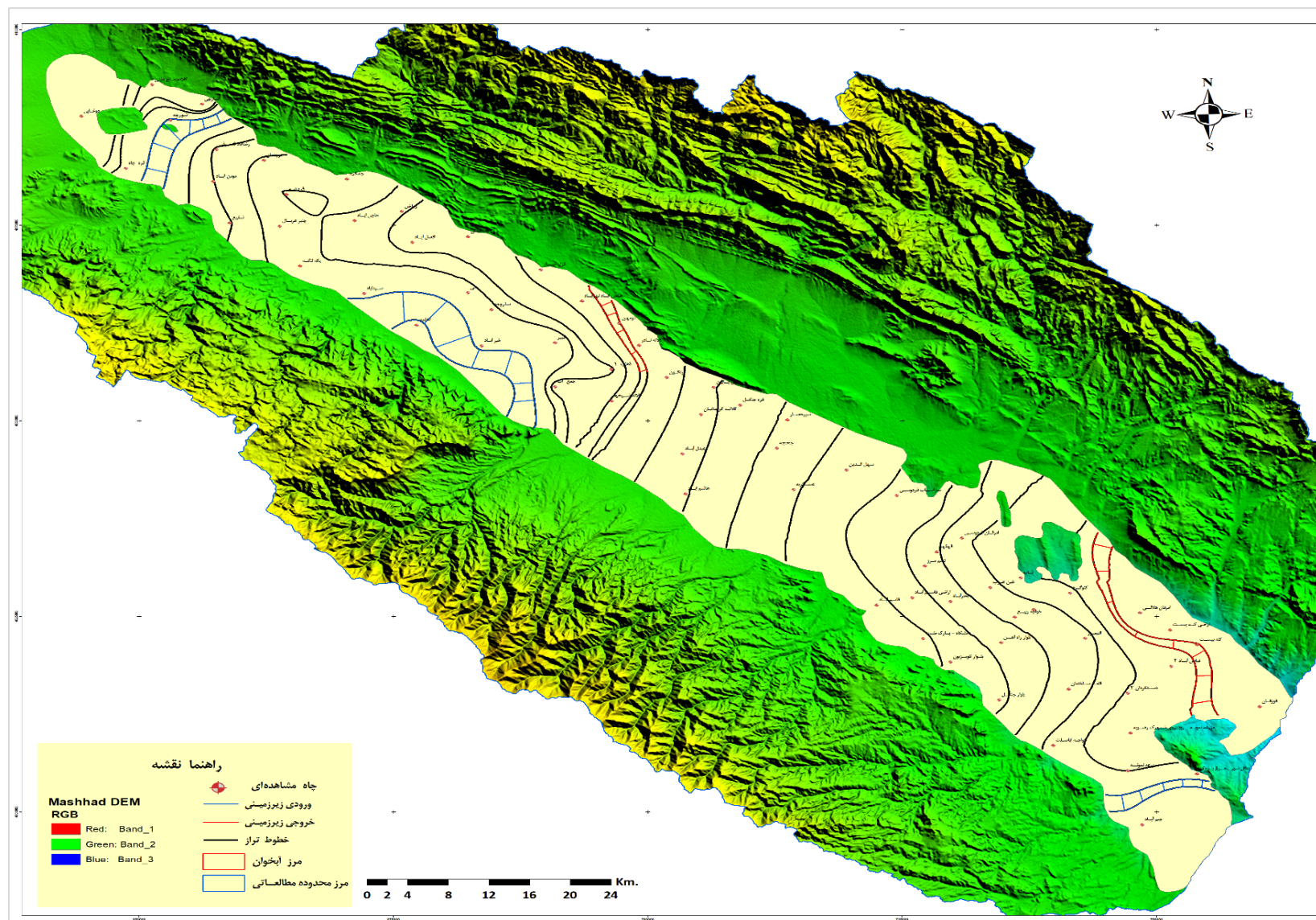


شکل ۱-۱۰- هیدروگراف معرف آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله

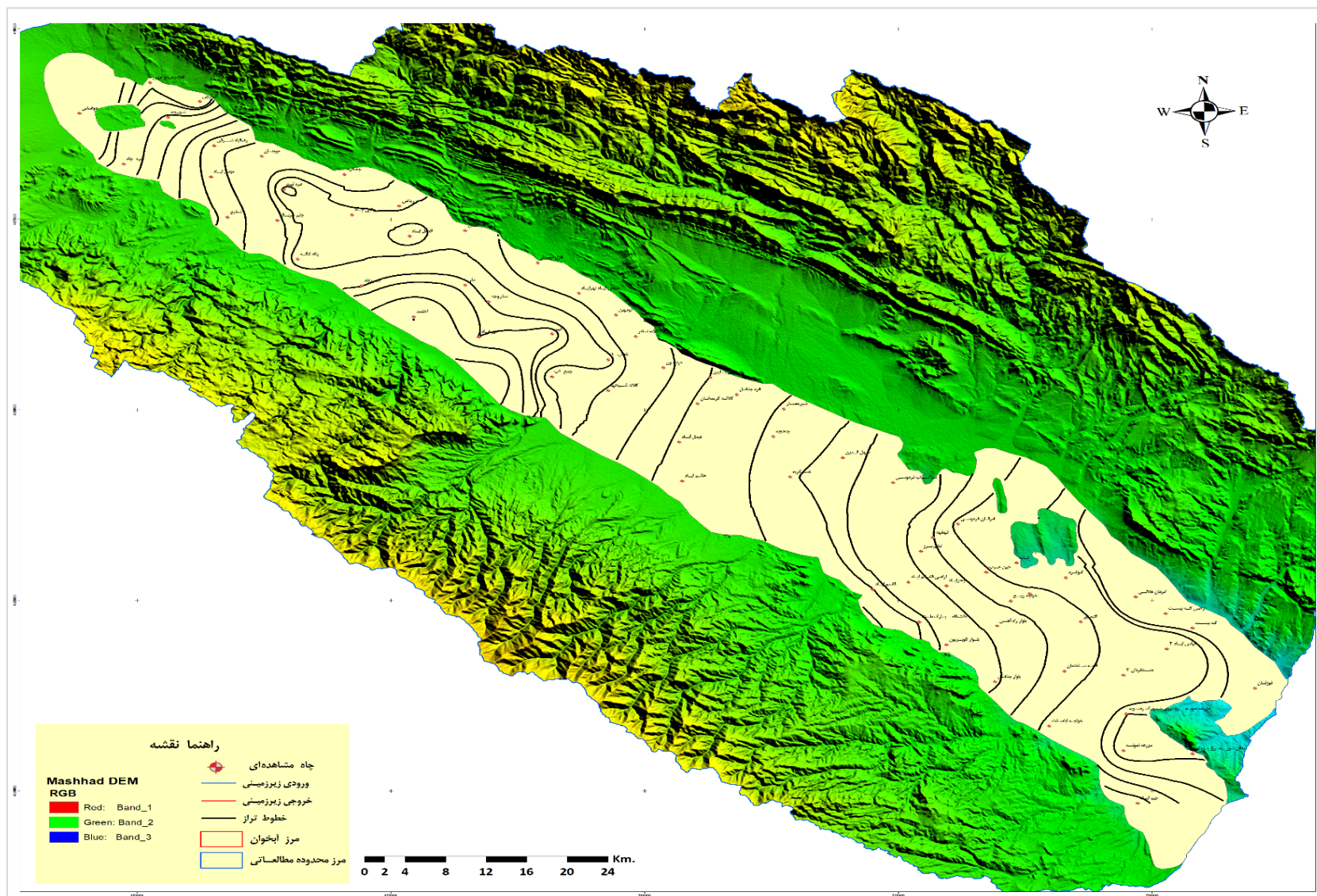
۱-۱۴-۲- نقشه‌های هم‌تراز آب زیرزمینی جریان

برای بررسی جهت جریان و هیدرولیک آب زیرزمینی در آبخوان، از نقشه‌های تراز آب زیرزمینی استفاده می‌شود. برای تهیه نقشه‌های هم‌تراز از داده‌های تراز سطح ایستابی چاه‌های مشاهده‌ای که کمترین نقص داده را در طول دوره آماری داشتند، استفاده شده است.

نقشه‌های هم‌تراز آب زیرزمینی برای سال آبی ۸۱-۱۳۸۰ در شکل ۱-۱۱ و برای سال آبی ۹۵-۱۳۹۴ در شکل ۱-۱۲ ارائه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، حداکثر تراز سطح آب زیرزمینی در چاه آقارچی (در بخش شمال غربی آبخوان) بیش از ۱۲۸۷ متر به ثبت رسیده است. کمترین تراز نیز در بخش شرقی آبخوان و در چاه‌های اراضی کنه‌بیست و مزرعه‌نمونه و امرقان هلالی به ترتیب میزان ۸۳۳ معادل ۸۵۰/۵۴ و ۸۵۸/۱۹ متر می‌باشد. طبق نقشه هم‌تراز آب زیرزمینی، جهت کلی حرکت آب زیرزمینی در این آبخوان از شمال غرب به سمت جنوب شرق می‌باشد.



شکل ۱۱-۱- نقشه میانگین تراز آب زیرزمینی آبخوان مشهد - چناران در سال آبی ۸۱-۱۳۸۰



شکل ۱-۱۲- نقشه میانگین تراز آب زیرزمینی آبخوان مشهد - چناران در سال آبی ۹۵-۱۳۹۴

۱-۱۵- کیفیت آب زیرزمینی (هیدروژئوشیمی)

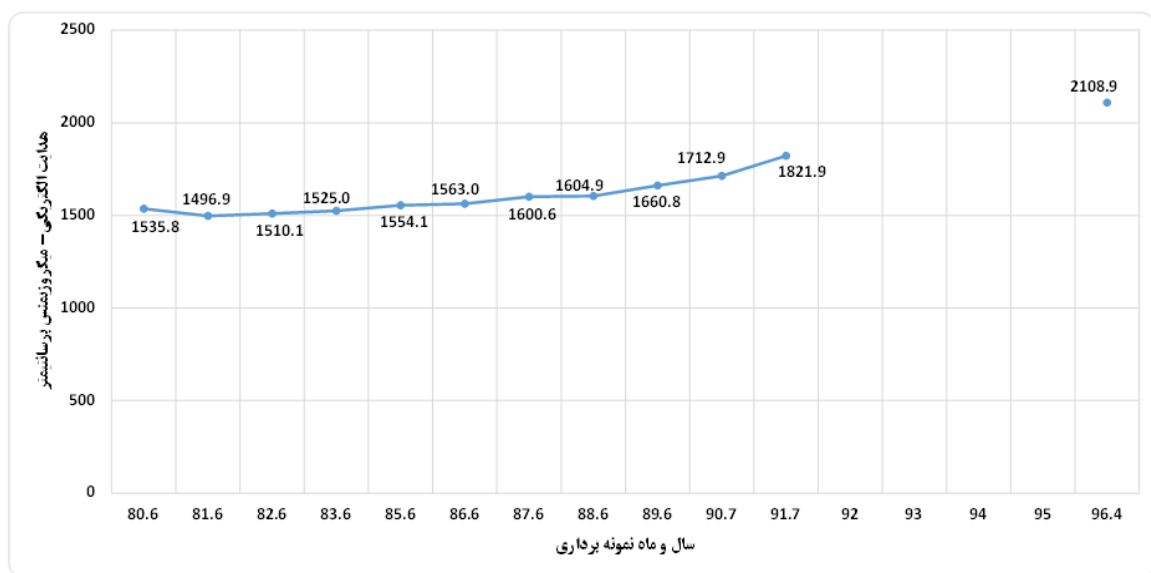
بررسی و تجزیه و تحلیل کیفیت شیمیایی آب‌ها و تهیه نقشه‌های کیفی، با آشکار نمودن سیمای کلی هیدروشیمیایی و هیدروژئولوژیکی آبخوان‌ها نقش مهمی در تکمیل مطالعات کمی دارند. به‌طور کلی، آب‌های زیرزمینی از بدو ورود به آبخوان تا خروج از آن، تحت تأثیر عوامل گوناگونی از جمله سازندهای زمین‌شناسی، عوامل هیدروژئولوژیکی، عوامل آب‌وهوایی، موقعیت جغرافیایی، خاک‌های سطحی، نوع گیاه، آلودگی‌های مختلف طبیعی و مصنوعی، ترکیب شیمیایی نزولات جوی و ... کیفیت متغیری به خود می‌گیرند.

خاک و گیاه جزو اولین لایه‌های تأثیرگذار بر ترکیب آب‌زیرزمینی می‌باشند. خاک و گیاه علاوه بر افزایش غلظت نمک، سبب تبادل یونی و جذب سطحی املاح آب نیز می‌شوند. پس از عبور آب از ناحیه خاک‌های سطحی و ناحیه ریشه گیاهان، در تماس با مواد زمین‌شناسی، کیفیت آن تغییر می‌کند. کیفیت آب علاوه بر ترکیب شیمیایی و قابلیت انحلال کانی‌ها و سنگ‌های میزبان، به درجه حرارت و ترکیبات شیمیایی آب و همچنین به مدت زمان ماندگاری آن در سنگ نیز بستگی دارد. به‌طور کلی با افزایش مسافت و عمقی که آب‌زیرزمینی طی می‌کند، زمان ماندگاری و واکنش‌پذیری آب با مواد زیاد شده و در نتیجه املاح حاصل از آن نیز در آب افزایش می‌یابند. ترکیب آب‌های زیرزمینی از محل تغذیه به محل تخلیه، به سمت ترکیب آب دریا میل می‌کند. در طی مسیر، ترکیب آب زیرزمینی معمولاً با تغییر آنیون‌های اصلی، به تدریج تکامل می‌یابد. ترکیب آب‌های زیرزمینی در دامنه ارتفاعات و مخروط افکنه‌ها که محل تغذیه دشت‌ها می‌باشند، بی‌کربناته، در مرکز دشت سولفاته و در انتهای دشت نیز بیشتر کلروره است. در مواردی که ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی بیشتر متأثر از ترکیب شیمیایی سنگ‌ها و کانی‌ها است، سیر تکاملی چبوتارف به تنهایی قادر به تجزیه و تحلیل کیفیت آب‌زیرزمینی نمی‌باشد. بالا بودن املاح آب‌های زیرزمینی که در تماس با سازندهای تبخیری نیستند، روند تکاملی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در این شرایط بالا بودن بودن املاح، ناشی از پدیده غربال نمکی است. به عبارت دیگر، در صورتی که آب زیرزمینی در مجاورت لایه‌های غیرقابل نفوذ یا نیمه‌نفوذپذیر قرار گیرد، آب از این لایه‌ها به صورت محدود عبور می‌کند، ولی املاح از آن عبور نکرده و غلظت نمک‌ها افزایش می‌یابد. در کنار عوامل زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی، کم بودن میزان بارندگی، بالا بودن درجه حرارت و شدت تبخیر از عوامل اقلیمی تأثیرگذار بر کیفیت شیمیایی آب‌های زیرزمینی در مناطق مختلف می‌باشند. علاوه بر موارد ذکر شد، آلودگی‌های زمین‌زاد و انسان‌زاد نیز بر کیفیت آب زیرزمینی تأثیر دارند.

۱-۱۵-۱- تغییرات زمانی کیفیت (کموگراف) در آبخوان مشهد - چناران

همچون پارامترهای کمی، تغییرات پارامترهای کیفی را نیز می‌توان نسبت به زمان بررسی کرد. در مطالعات آب زیرزمینی، از واژه کموگراف^۱ برای بیان تغییرات زمانی پارامترهای کیفی (هدایت الکتریکی، آنیون‌ها و کاتیون‌ها و ...) استفاده می‌شود. کموگراف، بیانگر برآیند تأثیر عوامل مختلف مؤثر بر کیفیت آب است. به‌طور معمول، از هدایت الکتریکی و یون کلر که یک یون پایستار است، برای رسم کموگراف استفاده می‌شود.

در آبخوان مشهد - چناران از شهریور ماه ۱۳۸۰ تا مهر ۱۳۹۰ نمونه‌برداری کیفی انجام شده است. از سال ۱۳۹۰ تا سال ۱۳۹۶ به دلایل مختلفی، نمونه‌برداری از منابع انتخابی کیفی انجام نشده است (شرکت مهندسی مشاور زمین‌ساخت، ۱۳۹۶). متأسفانه در طی سال‌های مختلف، محل نمونه‌برداری ثابت نبوده و به دلایل متعددی جابجا شده است. این جابجایی‌های مکرر، باعث شده تا نتوان تفسیر مناسبی از وضعیت کیفی آبخوان ارائه شود. با این وجود، کموگراف، برای تعدادی از نمونه‌های معرف که در طی زمان مشترک بوده و داده کافی نیز داشتند، تهیه و در شکل ۱-۱۳ ارائه شده است. با توجه به کموگراف، به‌طور کلی، از شهریور ۱۳۸۰ تا تیر ۱۳۹۶، شوری متوسط در آبخوان مشهد - چناران حدود ۵۷۳ میکروزیمنس بر سانتیمتر افزایش یافته است.



شکل ۱-۱۳- کموگراف آبخوان مشهد-چناران

¹ Chemograph

فصل ۲: مبانی نظری و مرور منابع

۲-۱- مقدمه

مهم‌ترین آمار و اطلاعات مورد نیاز مطالعات آب‌های زیرزمینی در یک آبخوان شامل؛ مؤلفه‌های تغذیه، تخلیه و تغییرات ذخیره است. بر خلاف عوامل تخلیه که بیشتر به‌طور مستقیم قابل اندازه‌گیری و یا قابل محاسبه هستند، برآورد و محاسبه مؤلفه‌های تغذیه مشکلات و پیچیدگی‌های خاصی دارند و ضروری است قبل از هر گونه اقدامی در این زمینه، نسبت به شناخت سیمای فیزیکی سیستم آب زیرزمینی، شناسایی مشخصات هیدرولیکی و خواص هیدرودینامیکی آبخوان، شناسایی محل‌های تغذیه، چگونگی تغذیه و ... با استفاده از روش‌های علمی مبتنی بر داده‌های صحرایی اقدام شود. به‌طور معمول، مهم‌ترین عوامل تغذیه آب‌های زیرزمینی شامل آب‌های نفوذی ناشی از بارندگی، تغذیه توسط آب‌های برگشتی ناشی از مصارف کشاورزی، شرب و صنعت، تغذیه مستقیم از طریق رودخانه‌ها، تغذیه مصنوعی آبخوان و ... ذکر شده‌اند.

۲-۲- تئوری تحقیق

۲-۲-۱- تغذیه آب زیرزمینی

بررسی و تعیین نرخ طبیعی تغذیه آب زیرزمینی برای مدیریت کارآمد و برقراری بیلان منابع آب در حوضه‌های آبریز ضروری است (Simmers, 1988). به عقیده هیلی (Healy, 2010) اگرچه تغذیه یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌ها در مطالعات آب زیرزمینی است، اما به دلیل تغییرات زمانی و مکانی و مشکل بودن اندازه‌گیری مستقیم نرخ آن، همچنان یکی از مؤلفه‌های کمتر شناخته شده است. تعاریف گسترده‌ای از تغذیه توسط پژوهشگران مختلف بنا به نیاز و ضرورت‌های تحقیق و خصوصیات منطقه ارائه شده است. به‌طور کلی، تغذیه به‌عنوان فرآیند اضافه شدن آب به ناحیه اشباع آبخوان تعریف می‌شود. هیلی (Healy, 2010) تغذیه را به‌عنوان جریان رو به پایین آب که به سطح ایستابی رسیده و باعث افزایش ذخیره آب زیرزمینی می‌شود تعریف کرده است. طبق این تعریف، جریان‌های زیرزمینی که از آبخوان‌های مجاور (به صورت جانبی و یا عمودی) وارد آبخوان می‌شوند، شامل تغذیه نمی‌شوند. این نوع جریان‌ها، به‌عنوان جریان بین آبخوانی^۱ یا جریان‌های سرریز آب زیرزمینی^۲ نامیده می‌شوند. بر اساس مکانیسم‌های حاکم، تغذیه به دو صورت افشان^۳ متمرکز^۴ وارد سیستم آب زیرزمینی

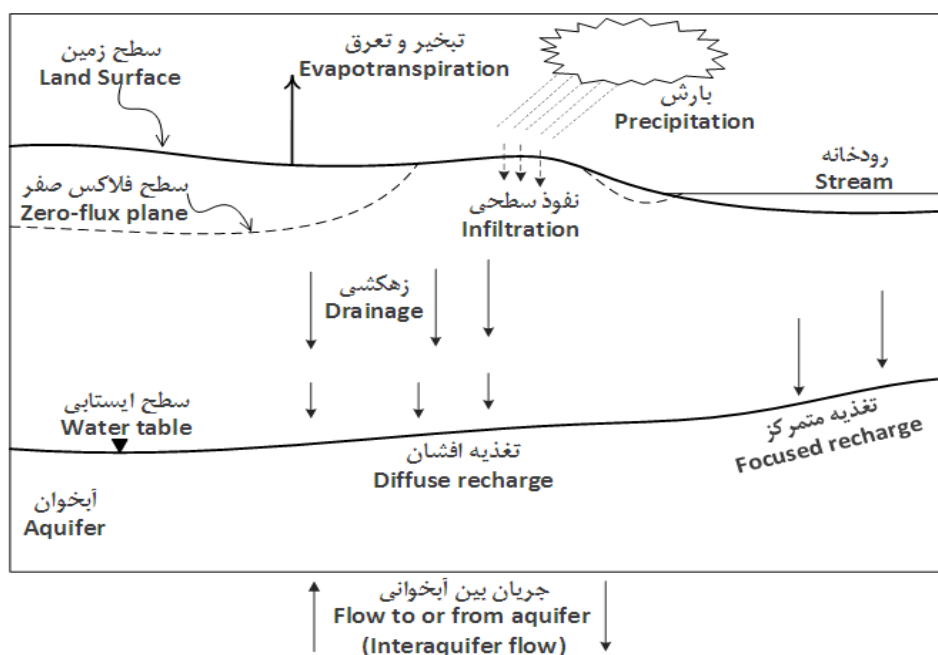
^۱ Interaquifer Flow

^۲ Groundwater Underflow

^۳ Diffuse

^۴ Focuse

می‌شود (Healy, 2010) (شکل ۱-۲). تغذیه افشان، جریانی است که در پاسخ به وقایع بارندگی در سطح وسیعی به درون زمین نفوذ کرده و سپس از میان منطقه غیر اشباع به طرف سطح ایستابی به نفوذ خود ادامه می‌دهد. این نوع تغذیه گاهی با عنوان تغذیه موضعی یا تغذیه مستقیم نیز نامیده می‌شود (Allison, 1988). تغذیه متمرکز یا تغذیه غیرمستقیم، جریانی است که از طریق توده‌های آب سطحی نظیر نهرها، کانال‌ها و یا دریاچه‌ها وارد آبخوان می‌شود. تفاوت‌هایی بین تغذیه مستقیم، تغذیه موضعی و تغذیه غیرمستقیم وجود دارد. تغذیه موضعی به‌عنوان جریانی که از طریق گودگی‌های کوچک، درز و شکاف‌ها وارد آب زیرزمینی می‌شود، تغذیه متمرکز به‌عنوان جریانی که از طریق عوارض قابل نقشه‌برداری همچون رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و ... به آبخوان نفوذ می‌کند و تغذیه مستقیم نیز به‌عنوان آبی که مازاد بر ظرفیت رطوبتی خاک و تبخیر و تعرق، به‌وسیله نفوذ عمقی مستقیم از طریق ناحیه غیراشباع به آبخوان افزوده می‌شود، تعریف می‌شوند (Allison, 1988). به‌طور کلی، سیستم‌های آب زیرزمینی به دو صورت افشان و متمرکز با درجه و اهمیت متفاوتی تغذیه می‌شوند و کمیت آن بسته به شرایط زمین‌شناسی، هیدرولوژیکی، هیدروژئولوژیکی و مکانیسم‌ها حاکم، از منطقه‌ای به منطقه دیگر و حتی از محلی به محلی دیگر در یک منطقه، متغیر می‌باشد. تغذیه متمرکز نسبت به تغذیه افشان دارای تغییرات مکانی بیشتری است. در مناطق مرطوب با افزایش درجه رطوبت، اگرچه اهمیت تغذیه متمرکز از دیدگاه آب تجدیدپذیر آبخوان افزایش می‌یابد، اما مقدار تغذیه افشان بیشتر است.



شکل ۱-۲- مکانیسم‌های تغذیه در یک آبخوان آزاد در مقطع عمودی (Healy, 2010)

۲-۲-۲- روش‌های برآورد تغذیه

اندازه‌گیری تغذیه به صورت مستقیم، بسیار مشکل است، بنابراین تغذیه بیشتر از روش‌های غیرمستقیم برآورد می‌شود. تاکنون روش‌ها و طبقه‌بندی‌های مختلفی نیز براساس ضرورت‌ها و اهداف پژوهش و داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز، برای برآورد غیرمستقیم تغذیه آب زیرزمینی ارائه شده است. هر یک از این روش‌ها و طبقه‌بندی‌های دارای نقاط قوت و ضعف مشخصی بوده و بنا به شرایط منطقه، کاربرد دارند. به طور کلی، ارزیابی دقت روش‌های غیرمستقیم، معمولاً مشکل بوده و همواره توصیه بر این است که از روش‌های مختلفی استفاده شود و سپس نتایج با یکدیگر مقایسه و تحلیل شوند.

آلیسون (Allison, 1988)، روش‌های برآورد تغذیه را در سه گروه فیزیکی، شیمیایی و ایزوتوپی تقسیم‌بندی نموده است. کینزلباخ و همکاران (Kinzelbach et al., 2002) روش‌های برآورد تغذیه را به صورت زیر طبقه‌بندی کرده‌اند.

- روش‌های اندازه‌گیری‌های مستقیم شامل؛ لایسیمتر و دستگاه نوترون متر یا دستگاه TDR
- روش‌های مبتنی بر بیلان آب شامل؛ نوسان‌های سطح ایستابی، بیلان رطوبتی خاک، بیلان آب آبراهه، جریان پایه رودخانه، منحنی‌های فرود جریان رودخانه یا چشمه، روابط بارندگی و تغذیه، حرکت تجمعی بارش و قانون دارسی (در ناحیه غیراشباع و اشباع، معادله‌ی ریچارد و مدل عددی جریان)
- روش‌های مبتنی بر ردیاب‌های محیطی (کلراید، تریتیم، تریتیم - هلیوم ۳ و ردیاب‌های دیگر)
- سایر روش‌ها (روش‌های مبتنی بر اندازه‌گیری فلاکس تبخیر، روش‌های سنجش از دور و ...)

هیلی (Healy, 2010) بر اساس نوع داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز، روش‌های برآورد تغذیه را به صورت زیر گروه‌بندی کرده است. این گروه‌بندی نسبت به سایر گروه‌بندی‌های جامع‌تر است و دید بسیار خوبی نسبت به روش‌ها و رابطه بین آن‌ها ارائه می‌دهد.

- روش‌های بیلان آب
- روش‌های مدل‌سازی
- مدل‌های بیلان آب در ناحیه غیراشباع
- مدل‌های حوضه آبریز
- مدل‌های جریان آب زیرزمینی

- مدل‌های تلفیقی حوضه آبریز/جریان آب زیرزمینی^۱
 - روش‌های مبتنی بر داده‌های آب سطحی
 - بیلان آب در رودخانه
 - منحنی‌های مدت جریان رودخانه
 - تجزیه و تحلیل هیدروگراف جریان رودخانه
 - تجزیه و تحلیل شیمیایی و ایزوتوپی هیدروگراف جریان رودخانه^۲
 - روش‌های فیزیکی در منطقه غیراشباع
 - صفحه فلاکس صفر^۳
 - روش‌های مبتنی بر معادله دارسی
 - لایسیمتر
 - روش‌های فیزیکی در منطقه اشباع
 - نوسان‌های سطح ایستابی
 - روش‌های مبتنی بر معادله دارسی (تایس، هانتوش، شبکه جریان و ...)
 - تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی
 - سایر روش‌ها
 - روش‌های ردیابی شیمیایی
 - ردیاب‌ها در ناحیه غیراشباع (ردیاب‌های محیطی طبیعی و ردیاب‌های تاریخی)
 - ردیاب‌های آب زیرزمینی (ایزوتوپ‌های ناپایدار، ایزوتوپ‌های محیطی (اکسیژن و دوتریم) و ...)
 - روش‌های ردیابی گرمایی
- انتخاب روش مناسب برای تخمین تغذیه بر اساس یکسری ملاحظات انجام می‌شود (Healy, 2010). اولین مورد در انتخاب روش‌های تخمین تغذیه، هدف مطالعه است. ایجاد یک مدل مفهومی اولیه از سیستم هیدرولوژیکی گام بعدی است. در کنار هدف و انتخاب مدل مفهومی مناسب، مقیاس‌های مکانی و زمانی مطالعه

¹ Combined watershed/groundwater-flow models

² Chemical and isotopic streamflow hydrograph analysis

³ Zero-flux plane

برآورد تغذیه نیز در انتخاب روش تأثیرگذار می‌باشند. نیک می‌دانیم که ملاحظات مکانی و زمانی با اهداف مطالعه مرتبط هستند. به‌عنوان مثال، پاسخ به سؤال‌هایی از قبیل چه برآوردهایی (میانگین‌های بلند مدت، مقادیر سالانه یا ماهانه) از تغذیه مدنظر است؟ و یا، آیا یک تخمین متوسط برای کل آبخوان یا حوضه آبخیز لازم است؟ و ... راهنمایی خوبی برای انتخاب روش‌های مناسب می‌باشند. با توجه به اینکه هر یک از روش‌ها خود نیز دارای مقیاس مکانی و زمانی مخصوص به‌خود هستند، بنابراین مقیاس‌های مکانی و زمانی مورد نظر در یک مطالعه، باید با مقیاس‌های مکانی و زمانی روش‌های مورد استفاده تطبیق داشته باشند. به‌عنوان مثال، اگر تخمین تغذیه برای یک حوضه آبخیز بزرگ (مثلاً صدها کیلومتر مربع) مدنظر باشد، استفاده از روش‌های ناحیه‌ای بزرگ مقیاس (روش‌های بیلان آب، مدل سازی آب زیرزمینی و ...) نسبت به سایر روش‌هایی که تغذیه را به‌صورت نقطه‌ای یا موضعی برآورد می‌کنند، ارجحیت دارند. البته این موضوع بدان معنا نیست که تخمین‌های نقطه‌ای تغذیه در حوضه‌های بزرگ مفید نیستند. اگر داده‌های نقطه‌ای کافی در دسترس باشند، ادغام تخمین‌های چند نقطه در یک حوضه، می‌توانند برآورد معنی‌داری در کل حوضه آبریز ایجاد کنند. محدودیت‌های زمانی مطالعه نیز مهم هستند. از نظر مقیاس زمانی، برخی از روش‌ها، تغذیه را بر اساس رویدادهای بارشی مجزا برآورد می‌کنند و بعضی‌ها نیز تغذیه را در طول یک سال، چندین سال، چندین دهه یا حتی قرن‌ها و هزاره‌ها به‌طور میانگین تخمین می‌زنند.

موضوع بعدی که در انتخاب روش تأثیرگذار است، دقت روش‌های مورد استفاده می‌باشد. اگرچه ارزیابی دقت روش‌های مورد استفاده کار ساده‌ای نیست و به‌دلیل وجود چندین منبع خطا، به‌کارگیری تحلیل‌های معمول خطا، دشوار است، اما باید بتوانیم تا حد امکان و قبل از استفاده از روش، دقت تخمین‌هایی که به‌دست می‌آیند را ارزیابی نماییم. جدی‌ترین خطاها به‌دلیل فرمول‌بندی یک مدل مفهومی نادرست به‌وجود می‌آیند. توسعه مدل مفهومی و برآورد نرخ تغذیه، فرآیندهای تکراری هستند و نیاز به دانش و مهارت‌های کارشناسی ویژه‌ای دارند. استفاده نامناسب از روش‌ها و نقض انگاره‌های (یک یا چند انگاره) آن‌ها، از دیگر منابع رایج خطا هستند. خطاهای اندازه‌گیری پارامترها و متغیرها نیز به افزایش خطای کلی کمک می‌کنند. همچنین اگر تنوع مکانی و زمانی روش‌ها به‌درستی در نظر گرفته نشوند، ممکن است باعث خطا شوند. به‌طور کلی، تجزیه و تحلیل خطاها در روش‌های بیلان آب و روش‌های مدل‌سازی، امکان‌پذیر است. اما باید با احتیاط به آن‌ها نگاه کرد، زیرا این روش‌ها نیز بر فرض صحت و درستی مدل مفهومی، تغذیه را برآورد می‌کنند. اگر مدل مفهومی نادرست باشد، تحلیل خطا بی‌معنی است. در نهایت، اگرچه استفاده از چندین روش لزوماً دقت تخمین را از نظر کمی بهبود

نمی‌بخشد، اما داشتن برآوردهای متعدد تغذیه، از چندین جنبه مفید و مناسب می‌باشند. سازگاری بین مقادیر برآورد شده (با استفاده از روش‌ها مختلف)، به اعتبار برآوردها کمک می‌کند و ناسازگاری بین برآوردها، نیز می‌تواند بینشی ما را نسبت به خطاهای اندازه‌گیری و همچنین مفروضات نامعتبری که استفاده شده‌اند، ارائه دهد. روش‌ها بر اساس مقیاس مکانی و زمانی، کمیت مورد برآورد، سهولت استفاده، داده‌های مورد نیاز و هزینه‌ها با یکدیگر مقایسه و در جدول ۱-۲ نمایش داده است. در ادامه نیز، توضیحاتی در مورد برخی از مهم‌ترین روش‌های برآورد تغذیه ذکر می‌شود.

جدول ۱-۲- مقایسه روش‌های برآورد تغذیه بر اساس مکان، زمان، سهولت استفاده و هزینه‌ها (USGS, 2018)

روش	مقیاس مکانی	مقیاس زمانی	کمیت برآورد شده	سهولت استفاده	داده‌های مورد نیاز	هزینه
نوسان‌های سطح ایستابی	محلی	روز تا سال	تغذیه	آسان	کم	کم
گرادیان واحد داری	نقطه‌ای	بلندمدت	تغذیه پتانسیل	متوسط	کم	زیاد
مدل‌های نفوذ عمیق	ناحیه‌ای	روز تا سال	تغذیه پتانسیل	متوسط	متوسط	متوسط
مدل‌های آب زیرزمینی	محلی تا ناحیه‌ای	ماه تا سال	تغذیه	متوسط	زیاد	زیاد
مدل‌های حوضه آبریز	حوضه آبریز - ناحیه‌ای	روز تا سال	تغذیه	متوسط	زیاد	زیاد
فرود فصلی، روش میبوم	حوضه آبریز	ماه تا سال	تغذیه پتانسیل	متوسط	متوسط	متوسط
جابجایی منحنی فرود	حوضه آبریز	رویداد تا سال	تغذیه خالص	متوسط	کم	کم
دبی پایه رودخانه	حوضه آبریز	ماه تا سال	تغذیه پتانسیل	آسان	کم	کم
اندازه‌گیری بده / بستان رودخانه	محلی	لحظه‌ای	تغذیه پتانسیل	آسان	کم	کم
نشت سنج	نقطه‌ای	رویداد تا ماه	تغذیه پتانسیل	متوسط	کم	کم
سطح فلاکس صفر	نقطه‌ای	روز تا سال	تغذیه پتانسیل	مشکل	زیاد	زیاد
لایسیمترهای کششی - صفر	نقطه‌ای	روز تا سال	تغذیه پتانسیل	مشکل	کم	زیاد
دما	نقطه‌ای	روز تا سال	تغذیه	متوسط	متوسط	زیاد
تریتیم	نقطه‌ای	ماه تا سال	تغذیه	متوسط	متوسط	زیاد
ایزوتوپ‌های پایدار آب	نقطه‌ای	ماه تا سال	تغذیه	متوسط	متوسط	زیاد
کلراید	نقطه‌ای	ماه تا سال	تغذیه	آسان	متوسط	متوسط
کلروفیل و نور کربن	محلی	ماه تا سال	تغذیه	مشکل	متوسط	زیاد

❖ روش نوسان‌های سطح ایستابی^۱ (WTF)

روش نوسان‌های سطح ایستابی، مقدار تغذیه را به صورت نقطه‌ای از حاصل ضرب خیز سطح ایستابی در محل هر چاه در آینده و ویژه آبخوان برآورد می‌کند. فرض می‌شود، آینده و ویژه و خیز سطح ایستابی که به دلیل رسیدن جریان‌های روبه پایین به سطح ایستابی ایجاد شده، ثابت هستند. در صورتی که داده‌های سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای در دسترس باشند، استفاده از این روش آسان و ارزان است. روش نوسان‌های سطح ایستابی برای چاه‌هایی که در آن بالآمدگی سطح ایستابی نسبت به نرخ جابجایی آب از سطح ایستابی نسبتاً سریع است، بهتر عمل می‌کند. (McWhorter and Sunada, 1977).

❖ روش گرادیان واحد داری^۲

روش گرادیان واحد داری، مقدار تغذیه پتانسیل را به صورت نقطه‌ای از اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی و محتوای آب در ناحیه غیراشباع برآورد می‌کند. در ناحیه غیراشباع، نفوذ آب از نظر ریاضی تابعی از پتانسیل گرانشی و پتانسیل رطوبتی است (Fetter, 2001). در این ناحیه، اگرچه هدایت هیدرولیکی ثابت نیست، اما قانون داری برای جریان معتبر است. هدایت هیدرولیکی در ناحیه غیراشباع تابعی از محتوای حجمی آب در همان محل است و رابطه آن‌ها به صورت تجربی تعیین می‌شود. به طور کلی با افزایش مقدار رطوبت حجمی، مقدار هدایت هیدرولیکی نیز افزایش می‌یابد. اگر جریان در شرایط میدانی، پایدار باشد و تنها توسط نیروی گرانش هدایت شود، طبق قانون داری، نرخ نفوذ عمقی^۳ روبه پایین از نظر عددی برابر با هدایت هیدرولیکی مواد است. روش داری به دلیل اینکه فقط جریان‌های افشانی که در زمینه^۴ وجود دارند را در نظر می‌گیرد، لزوماً تغذیه کل را نشان نمی‌دهد. تغذیه ناشی از جریان ترجیحی، ذاتاً غیرداری است و اگر این مؤلفه قابل توجه باشد، باید به صورت جداگانه تعیین شود.

❖ روش مدل نفوذ عمیقی^۵

مدل نفوذ عمیق، میانگین بلندمدت تغذیه آب زیرزمینی را از داده‌های روزانه بارندگی تخمین می‌زند. این مدل توسط USGS به زبان فرترن، برای شبیه‌سازی تغذیه در مناطقی که دارای آب‌وهوا، خاک و کاربری‌های

¹ Water-table fluctuations method

² Darcian unit-gradient method

³ Percolation

⁴ Matrix

⁵ Deep percolation model method

متفاوتی هستند، توسعه داده شده است. مدل نفوذ عمیق، داده‌های بارش، تبخیر و تعرق پتانسیل، رواناب سطحی و ... را با یکدیگر ادغام و بر اساس آنها مقدار تغذیه را برآورد می‌کند. حداقل داده‌های مورد نیاز، شامل مقادیر روزانه بارش، حداکثر و حداقل دمای هوا، ضخامت خاک، ظرفیت آب در دسترس و بافت خاک می‌باشند.

❖ روش مدل‌های آب زیرزمینی

از مدل‌های آب زیرزمینی می‌توان برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی استفاده کرد (Anderson et al., 2015). پس از تهیه مدل و اجرای آن و سپس کالیبره کردن با مقادیر پارامترهای هیدرولیکی آبخوان (قابلیت انتقال آبخوان و آبدهی ویژه)، بار آبی (بار هیدرولیکی) و دبی (جریان پایه)، می‌توان تغذیه را برای مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف محاسبه نمود (McDonald and Harbaugh, 1984). دقت برآورد در این روش، به کیفیت داده‌ها، مقادیر پارامترها و متغیرهای ذکر شده دارد. اگر داده‌های دبی (جریان پایه) در دسترس نباشند، برآورد تغذیه منحصر به فرد نخواهد بود. استفاده از مدل‌های آب زیرزمینی، به نرم‌افزارهای مدل‌سازی و تخصص زیادی نیاز دارد و هزینه اجرای آن نیز متوسط تا زیاد است.

❖ روش مدل‌های حوضه آبریز

از مدل‌های بارش-رواناب مبتنی بر حوضه، می‌توان برای تخمین تغذیه در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف استفاده کرد. بیشتر مدل‌های حوضه آبریز، علاوه بر اطلاعات فیزیکی حوضه از قبیل ارتفاع، شیب و جهت شیب، به داده‌های هواشناسی، پوشش زمین و ویژگی‌های خاک نیز نیاز دارند. این مدل‌ها، معمولاً با استفاده از آمار جریان در یک ایستگاه آبسنجی^۱، کالیبره می‌شوند. در این روش، تغذیه آب زیرزمینی به‌عنوان آب باقیمانده در معادله بیلان آب محاسبه می‌شود. استفاده از مدل‌های حوضه، به تخصص و تجربه زیادی نیاز دارند و هزینه‌های انجام آن متوسط تا زیاد است. کدهای مدل متعددی در این رابطه وجود دارند.

❖ روش فرود فصلی، روش میبوم^۲

از روش فرود فصلی می‌توان برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی در حوضه‌های آبریز استفاده کرد (Fetter, 2001). روش میبوم، یک روش ساده برای برآورد تغذیه در مقیاس حوضه آبریز است. در این روش از هیدروگراف دو یا چند ساله رودخانه استفاده می‌شود. هیدروگراف یک رودخانه در دوره‌های فاقد بارش مازاد، به‌صورت یک

^۱ Gaging station

^۲ Seasonal recession, Meyboom method

منحنی نمایی با سیر نزولی است. در این شرایط تمام آب رودخانه از آب زیرزمینی تأمین می‌شود. بر اساس نظر میبوم، کل تخلیه پتانسیل آب زیرزمینی، حجم آبی است که در یک دوره کاهش کامل سطح آب زیرزمینی از آبخوان وارد رودخانه می‌شود. اختلاف بین باقیمانده تخلیه پتانسیل آب زیرزمینی در انتهای یک دوره فرود و کل تخلیه پتانسیل آب زیرزمینی در ابتدای دوره فرود بعدی، بیانگر مقدار تغذیه در بین دوره‌های فرود است. در این روش، فرض بر این است که هیچ‌گونه تخلیه‌ای بجز تخلیه به رودخانه، در دوره فرود رخ نمی‌دهد.

❖ روش جابجایی منحنی فرود¹

از روش جابجایی منحنی فرود می‌توان برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی در حوضه‌های آبریز استفاده کرد. در این روش، مقدار تغذیه از روی مقدار جابجایی هیدروگراف به طرف بالا تعیین می‌شود. این روش برای حوضه‌هایی که چندین رخداد تغذیه آب زیرزمینی طی یک فصل رواناب اتفاق افتاده و تغذیه آب زیرزمینی نیز در آن کم‌وبیش توزیع شده و آب زیرزمینی از طریق رودخانه‌های گیرنده و یا چشمه‌هایی که دبی پایه رودخانه‌ها را تشکیل می‌دهند تخلیه می‌شود، قابل استفاده است (Fetter, 2001). شایان ذکر است، روراباخ و گلاور²، یک برنامه کامپیوتری با عنوان RORA برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از منحنی فرود رودخانه ارائه نموده‌اند (Arnold and Allen, 1999).

❖ روش جریان پایه رودخانه

جریان پایه، بخشی از جریان است که معمولاً به تخلیه آب زیرزمینی نسبت داده می‌شود. اگرچه جریان پایه، معادل تغذیه آب زیرزمینی نیست، اما گاهی اوقات و در شرایطی که جریان زیرسطحی بستر کانال، تبخیر و تعرق از گیاهان کنار کانال و سایر تلفات آب زیرزمینی در حوضه آبریز حداقل است، می‌توان جریان پایه را به‌عنوان تقریبی از تغذیه درازمدت در نظر گرفت (USGS, 2018). زمانی که جریان پایه به‌عنوان نماینده تغذیه استفاده می‌شود، گاهی آن را به‌عنوان تغذیه مؤثر، تغذیه پایه و یا تغذیه قابل مشاهده نیز می‌نامند. استفاده از این نام‌ها به این معنی است که احتمالاً جریان پایه کمتر از مقدار جریانی است که آبخوان را تغذیه می‌کند. روش‌های کامپیوتری متعددی برای جداسازی جریان پایه از روی هیدروگراف توسعه داده شده‌اند که تخمین جریان پایه را آسان و ارزان می‌کنند. از اشکالات روش‌های کامپیوتری این است که روش‌های جداسازی

¹ Recession-curve displacement, Rorabaugh method

² Rorabaugh and Glover

هیدروگراف دلخواه هستند و ممکن است دبی پایه در مقایسه با مقدار جریان‌ی که آبخوان را تغذیه می‌کند به میزان قابل توجهی کاهش یافته باشد.

❖ روش اندازه‌گیری بده / بستان رودخانه

اندازه‌گیری تلفات جریان در امتداد یک رودخانه، برآوردی از آبی (تغذیه بالقوه) که قابلیت رسیدن به سطح ایستابی را دارد، ارائه می‌دهد. در این روش با اندازه‌گیری جریان در نقاطی در بالادست و پایین‌دست کانال و همچنین اندازه‌گیری تمام جریان‌های ورودی، خروجی و تغییر ذخیره آب بین دو نقطه، مقدار تغذیه پتانسیل برآورد می‌شود (USGS, 2018). به‌طور کلی استفاده از این روش آسان و ارزان است و دقت آن به بزرگی جریان، مقدار تبخیر و شرایط انباشت‌های ساحلی^۱ بستگی دارد. برآورد این پارامترها می‌تواند دشوار باشند.

❖ روش نشت‌سنج‌ها

از نشت‌سنج‌ها می‌توان برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی در مقیاس نقطه‌ای استفاده کرد. نشت‌سنج‌ها به‌طور مستقیم نفوذ جریان را در نقطه‌ای در زیر بستر رودخانه اندازه‌گیری می‌کنند (USGS, 2018). مقدار آب نفوذ یافته از بستر رودخانه، بیانگر جریان‌ی که به سطح ایستابی رسیده و باعث تغذیه آب زیرزمینی می‌شود. اگرچه نصب نشت‌سنج‌ها در بسترهای سنگی امکان‌پذیر نیست، اما ساخت و نصب آن‌ها در رسوبات کار سختی نیست و ارزیابی داده‌های جمع‌آوری شده نیز آسان است. در این روش، تغذیه را می‌توان در مقیاس رویداد، روز و یا دوره‌ها بلندمدت برآورد نمود.

❖ روش سطح فلاکس صفر

روش سطح فلاکس صفر (ZFP)، مقدار تغذیه پتانسیل (بالقوه) را به صورت نقطه‌ای برآورد می‌کند. در این روش، فرض می‌شود مقدار تغذیه با تغییرات ذخیره رطوبت خاک در زیر سطح فلاکس صفر (ZFP) برابر است (USGS, 2018). سطح فلاکس صفر، سطح بین جریان‌های روبه پایین (به طرف سطح ایستابی) و جریان‌های (رطوبت خاک) روبه‌بالایی که در نهایت تبخیر می‌شوند، است. اطلاع از پتانسیل ماتریس خاک برای تعیین محل ZFP و اطلاع از محتوای خاک - آب برای اندازه‌گیری تغییرات ذخیره، ضروری هستند. استفاده از روش سطح فلاکس صفر، به دلیل نیاز به ابزار و تجهیزات خاص و داده‌برداری زیاد و همچنین محدودیت‌های فنی،

¹ Bank-storage

نسبتاً دشوار و گران است. این روش، در شرایطی که یک ZFP وجود داشته باشد و سطح ایستابی نیز عمیق‌تر از ZFP باشد، قابل استفاده است.

❖ روش لایسیمتر کششی - صفر^۱

لایسیمترهای گرانشی یکی از محدود روش‌هایی هستند که مقدار تغذیه را به‌طور مستقیم و از طریق جمع‌آوری حجم آب زهکشی شده از لوله‌های تراوشی ارائه می‌دهند (USGS, 2018). لایسیمترهای گرانشی، مقدار تغذیه را در یک بخش بزرگ و نسبتاً دست نخورده از ناحیه غیراشباع در عمق زیر اکثر سیستم‌های ریشه، به‌صورت نقطه‌ای برآورد می‌کنند. در حالت ایده‌آل، مقدار آب زهکشی شده از لایسیمترها نشان‌دهنده آبی است که از زیر ناحیه ریشه عبور کرده. در این شرایط فرض بر این است که حجم آب زهکشی شده، با مقدار آبی که به سطح ایستابی رسیده و باعث تغذیه می‌شود، برابر است. علاوه بر برآورد نقطه‌ای تغذیه، اجرا و نصب تجهیزات مورد نیاز نیز، هزینه‌بر و مشکل است و معمولاً نصب تجهیزات باعث ایجاد اختلال در خاک می‌شوند. این اختلال ممکن است چندین سال بر عملکرد لوله‌های تراوشی تأثیر بگذارد.

❖ روش دما

با اندازه‌گیری دما در زیر بستر یک رودخانه یا بستر یک دریاچه، می‌توان نرخ نفوذ سطحی را در یک نقطه در مقیاس روز تا سال برآورد نمود (USGS, 2018). در این روش، تغذیه پتانسیل برای نرخ‌های مختلف نفوذ، از طریق مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده دما با مقادیر مدل‌سازی شده دما در رسوباتی که دارای پخشودگی دمایی^۲ هستند، برآورد می‌شود. برای اندازه‌گیری نوسان‌های روزانه دما، از ترمیستورهای (دمایاب) نصب شده در عمق چند اینچی زیر بستر رودخانه و برای نوسان‌های سالانه نیز از ترمیستورهای نصب شده تا عمق ۱۰ فوتی استفاده می‌شود. اگرچه هزینه ترمیستورها کم است، اما با توجه به ضرورت انجام تجزیه و تحلیل داده‌ها با استفاده از مدل‌سازی‌های تحلیلی یا عددی، استفاده از این روش، می‌تواند زمان‌بر، دشوار و پرهزینه باشد.

❖ روش ردیاب تریتم

تریتم ایزوتوپ رادیواکتیو طبیعی اتم هیدروژن با نیمه عمر ۱۲/۳ سال است. این ایزوتوپ پس از آزمایش هسته‌ای در دهه ۵۰ و ۶۰ میلادی (با حداکثر غلظت در حدود سال ۱۹۶۲) وارد جو زمین شده است. در این

^۱ Zero-Tension Lysimeters Method

^۲ Thermal diffusivity

روش، با اندازه‌گیری غلظت تریتیوم آب‌های زیرزمینی در اعماق مختلف و تعیین عمق حداکثر غلظت تریتیوم، مقدار تغذیه تخمین زده می‌شود (Kazemi et al., 2006). مقدار تغذیه موضعی با اطلاع از مقدار تخلخل مؤثر، از تقسیم حجم آب بالای عمق حداکثر غلظت تریتیوم، بر فاصله بین زمان مشاهده حداکثر غلظت جو و زمان نمونه‌برداری، تعیین می‌شود. اگرچه تریتیوم به‌عنوان یک ردیاب طبیعی، در دهه‌های اخیر یک ردیاب ایده‌آل و سودمند بوده، اما در حال حاضر، کیفیت استفاده از آن به دلیل کاهش غلظت پالس‌های ناشی از بمب‌های اتمی و رسیدن مقادیر آن به مقادیر زمینه (قبل از سال‌های انجام آزمایش‌های اتمی)، کاهش یافته است. استفاده از این روش از نظر مفهومی دشوار نیست، اما هزینه‌های اجرای آن به دلیل نیاز به حفاری چاه‌ها و تجزیه نمونه‌ها در آزمایشگاه‌های خاص، متوسط تا زیاد است. به‌طور کلی، این روش برای آب‌هایی با غلظت بیش از ۱۰ واحد تریتیم (TU) به خوبی کار می‌کند. در صورتی که مؤلفه افقی جریان بیش از مؤلفه عمودی آن باشد، غلظت پالس‌های ناشی از بمب‌های اتمی، به‌دلیل پدیده پراکندگی، کاهش یافته و این روش کارایی خود را از دست می‌دهد.

❖ روش ایزوتوپ‌های پایدار آب

ایزوتوپ‌های پایدار آب (اکسیژن -۱۸ و دوتریم)، اطلاعات ارزشمندی در مورد تبخیر و فرآیندهای جریان در مناطق غیراشباع و اشباع ارائه می‌کنند و برای شناسایی فرآیندهای تغذیه نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند (Kendall and McDonnell, 1998). ترجمه سیگنال‌های ایزوتوپی بارشی که به آب زیرزمینی رسیده، گام مهمی در استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار به‌عنوان ردیاب برای تعیین منشأ و ارزیابی تغذیه آب زیرزمینی است. اگرچه ترکیب ایزوتوپی بارش‌ها تحت تأثیر فرآیندهای مختلف، بسیار متغیر است، اما با ورود بارش به زیرسطح، این تغییرات به شدت کاهش می‌یابند و استفاده از آن‌ها امکان‌پذیر می‌شود.

❖ روش کلراید

در روش کلراید، مقدار تغذیه با استفاده از معادله بیلان جرم برآورد می‌شود. در این روش، فرض می‌شود حاصل‌ضرب مقدار بارندگی در غلظت کلراید بارش‌های تر (برف و باران) و خشک (گرد و غبار)، با حاصل‌ضرب مقدار آب تغذیه شده در غلظت کلراید آن، برابر است (Maliva, 2019; USGS, 2018). علاوه بر این، فرض می‌شود رواناب زمینی اغلب ناچیز است. در غیر این صورت، مقدار رواناب و غلظت کلراید آن را می‌توان اندازه‌گیری و آن‌ها را به معادله اضافه نمود. با معلوم بودن سایر عبارت‌های معادله، تغذیه بلندمدت را می‌توان

تخمین زد. در زمان برآورد غلظت کلراید بارش و در زمانی که فرض می‌شود سایر منابع ایجاد کلراید (مانند نمک جاده)، ناچیز هستند، استفاده از این روش با خطای ذاتی قابل توجهی همراه خواهد بود. به‌طور کلی، استفاده از این روش آسان و ارزان است.

❖ روش کلروفلوئوروکربن^۱ (CFCs)

کلروفلوئوروکربن‌ها (CFCs) ترکیباتی هستند که توسط انسان وارد جو زمین می‌شوند و می‌توان از آنها برای تخمین تاریخ تغذیه شدن آب‌های زیرزمینی در طی ۵۰ سال گذشته استفاده نمود. در نزدیکی خط تقسیم آب‌های زیرزمینی، با نمونه‌برداری و اندازه‌گیری CFC ها در آب زیرزمینی و تعیین محتوای CFC ها در جو زمین نسبت به زمان، می‌توان تاریخ تغذیه را با فرض ارتباط این دو با یکدیگر، تخمین زد. در صورت اطلاع از مقدار تخلخل مؤثر، مقدار تغذیه در محل نمونه‌برداری از تقسیم حجم آب بالای عمق حداکثر غلظت CFC ها بر تاریخ (زمان) تغذیه تعیین می‌شود (Kazemi et al., 2006; USGS, 2018). در این روش، فرآیند نمونه‌برداری از آب زیرزمینی به دلیل اینکه نمونه‌ها نباید در معرض جو زمین قرار گیرند، بسیار مشکل است. علاوه براین، آنالیز نمونه‌ها در آزمایشگاه هزینه‌بر و انجام تجزیه و تحلیل درست نتایج نیز، مستلزم آگاهی از خواص CFC های مختلف، است.

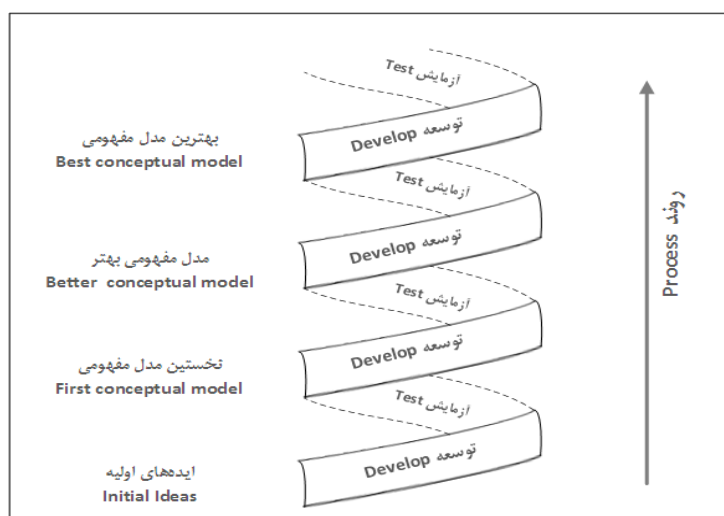
۲-۳- مدل مفهومی تغذیه

تنوع روش‌ها و مدل‌های برآورد تغذیه از یک طرف و پیچیدگی‌های ذاتی آن‌ها از طرف دیگر، ضرورت و اهمیت توسعه مدل مفهومی تغذیه را قبل از شروع هر گونه مطالعه‌ای در این زمینه به اثبات رسانده است.

مدل مفهومی به عنوان مجموعه‌ای از فرضیات که بیانگر درک ساده شده ما از سیستم واقعی هستند، تعریف شده است (Bear and Verruijt, 1987). از دیدگاه آب زیرزمینی، مدل مفهومی شامل مجموعه‌ای از فرضیات است که درک ما را در مورد فرآیند ورود آب به یک آبخوان، نحوه حرکت در آن و نحوه خروج آب از آن را بیان می‌کند (Rushton, 2003). به‌طور کلی، مدل‌سازی مفهومی به فرآیندهایی که طی آن کارشناس‌های خبره و متخصص‌ها، اطلاعات موجود و در دسترس را برای تولید مجموعه‌ای معقول از فرضیات ساده شده و کافی (مورد استفاده برای تشریح و توصیف یک سیستم آب زیرزمینی) به نمایش می‌گذارند، گفته می‌شود (Brassington and Younger, 2010). به عنوان یک اصل، اگرچه مدل مفهومی لزوماً به یک مدل ریاضی

¹ Chlorofluorocarbons method

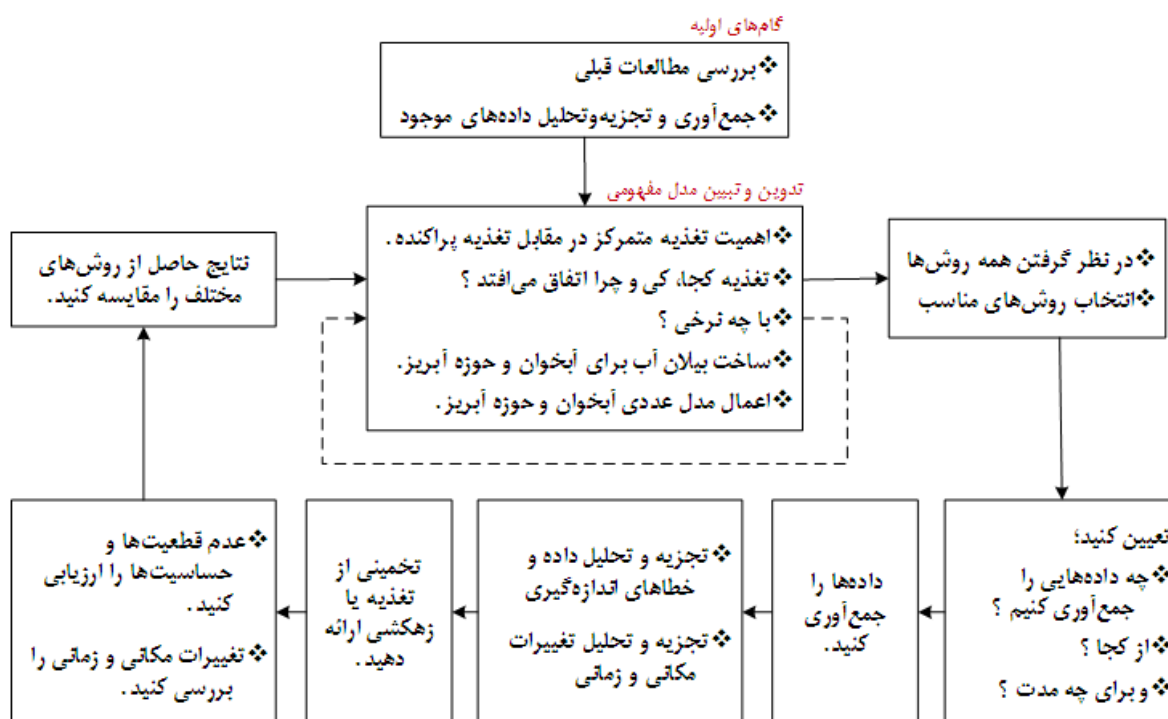
منتهی نمی‌شود، اما ضروری است قبل از هر گونه تلاش برای تهیه مدل‌های عددی و تحلیلی ریاضی، مدل مفهومی سیستم تهیه و تفسیر شود (Rushton, 2003; Younger, 2007). در فرآیند مدل‌سازی مفهومی، فرضیاتی که برای هر خصوصیت غالب در سیستم آب زیرزمینی ساخته شده‌اند، بارها و بارها برای توسعه هر چه بیشتر درک ما از سیستم، مجدد ارزیابی می‌شوند. دانش و درک جدید به دست آمده از سیستم، به عنوان یک سند جدید جمع‌آوری و هم‌زمان با توسعه و تکامل مدل مفهومی مجدد آزمایش می‌شود. فرآیند توسعه، آزمایش و تکامل در حین مدل‌سازی مفهومی چندین بار تکرار می‌شود و اصطلاحاً جریان مارپیچی رو به بالا^۱ نامیده می‌شود (شکل ۲-۲). طی این فرآیند، باید نحوه استفاده از داده‌ها در مدل‌سازی، ارتباط مدل‌سازی با داده‌های جمع‌آوری شده و ارتباط فرآیندها با یکدیگر به خوبی مشخص شوند (Younger, 2007). باید توجه نمود که ساده‌سازی بیش از حد سیستم هیدروژئولوژیک آبخوان ممکن است به نتایج غیر واقعی و یا مبهم منجر شود. از طرف دیگر نگاه سخت‌گیرانه نیز موجب افزایش هزینه‌های پروژه و از دست رفتن زمان می‌شود. بنابراین هر مدل مفهومی دارای یک سطح معنی‌داری از اطلاعات و داده‌های مورد نیاز است و بررسی کفایت داده‌ها از اساسی‌ترین مراحل اجرای مدل مفهومی است. با جمع‌بندی مطالب ذکر شده، به طور کلی مدل مفهومی را می‌توان یک برداشت منسجم، جامع و ساده شده از یک سیستم هیدروژئولوژیک پیچیده بر اساس مشاهدات، آمار، داده و اطلاعات، جمع‌بندی گزارش‌های موجود و ... در نظر گرفت. این مدل تبیین‌کننده ابعاد فیزیکی و هیدرولیکی (شرایط مرزی) آبخوان، شرایط و روابط درونی بین اجزای سیستم آبخوان و نیز تعاملات بیرونی، توصیف زمین‌شناسی سطحی و زیرسطحی سیستم و ... است.



شکل ۲-۲- دیاگرام مارپیچی فرآیند توسعه مدل‌سازی مفهومی

¹ Upward flowing spiral

یک مدل مفهومی تغذیه، باید مکانسیم‌ها و فرآیندهای ورود آب به یک آبخوان را به خوبی توصیف و ارزیابی نموده و بتواند پاسخ سؤالاتی از قبیل کجا، چه زمانی و چرا تغذیه اتفاق می‌افتد را ارائه نماید. این مدل‌ها، به‌عنوان یک راهنما در انتخاب روش‌های مناسب و تصمیم‌گیری در مورد چارچوب‌های مکانی و زمانی جمع‌آوری داده‌ها، به کارشناس کمک می‌کند. فرآیند توسعه مدل مفهومی تغذیه، به دلیل تأثیر عوامل طبیعی و انسانی بر فرآیند تغذیه، اغلب پیچیده و دشوار است و نیازمند حضور افراد با تجربه و قضاوت‌های کارشناسی دقیق می‌باشد. یک مدل مفهومی مناسب برای تغذیه، اغلب در طول زمان با جمع‌آوری و تفسیر داده‌ها تکامل می‌یابد. بازخورد مدل‌های مفهومی تغذیه، به‌صورت پویا بوده و در بازنگری و یا استفاده از روش‌های جایگزین برآورد تغذیه تأثیر بسزایی دارند. مطابق چارچوب پیشنهادی هیلی (Healy, 2010) (شکل ۲-۳) مدل مفهومی تغذیه متأثر از پارامترهای مختلفی نظیر اقلیم، زمین‌شناسی، هیدروژئولوژی و هیدرولیک آبخوان، هیدرولوژی، پوشش گیاهی، کاربری اراضی و ... است و هم‌زمان با توسعه و تکمیل داده‌ها و مقایسه نتایج با واقعیت‌ها، به طور مرتب بررسی، بازبینی و تعدیل می‌شود.



شکل ۲-۳- چارچوب کلی فرآیند توسعه مدل مفهومی تغذیه (برگرفته از (Healy, 2010)

۲-۴- مرور منابع و مطالعات گذشته

طبق گزارش ماطر (Mather, 2004)، تفسیر یک سیستم هیدروژئولوژی بر مبنای استدلال علمی و درک زمین‌شناسی منطقه، از اولین روزهای معرفی هیدروژئولوژی کاربردی تا کنون مورد استفاده بوده است، اما به صورت سیستماتیک و هدفمند صورت نمی‌گرفته است. به طور کلی، منابع مرتبط با تغذیه آب زیرزمینی و مدل‌های مفهومی را می‌توان در دو گروه شامل تئوری و مفاهیم و گروه کاربرد روش‌ها تقسیم‌بندی نمود.

طبق گزارش برسینگتن و یانگر (Brassington and Younger, 2010)، چند کتابچه راهنما و دستورالعمل در مورد فرآیند مدل‌سازی مفهومی توسط انتشارات آژانس محیط زیست^۱ ارائه شده است. این دستورالعمل‌ها و کتابچه‌های راهنما به طور کلی بر مطالعات بزرگ مقیاس و غالباً بر روی تحقیقات تخصصی متمرکز شده‌اند. از جمله این‌ها می‌توان به دو راهنمای مدل‌سازی مفهومی که برای مطالعات مبتنی بر مدل‌های ریاضی بزرگ مقیاس تهیه شده‌اند اشاره نمود (Brown and Hulme, 2001). این اسناد اساساً به عنوان یک راهنما برای مطالعات ناحیه‌ای منتشر شده‌اند و استفاده از آن‌ها در مطالعات کوچک مقیاس با مشکلاتی همراه است.

یانگر (Younger, 2007) استفاده از مدل مفهومی را برای مسایل کمی و کیفی هیدروژئولوژی تبیین نموده است. وی در رابطه با مدل مفهومی، توجه هیدروژئولوژیست‌ها را به چند نکته کلیدی که برای توسعه یک مدل مفهومی لازم است جلب کرده است. تعیین حالت و مقدار تغذیه در آبخوان، برآورد مقادیر پارامترهای هیدرودینامیک آبخوان (T, S, K) و بررسی تغییرات مکانی آن‌ها، شناسایی موقعیت و خصوصیات مرزهای سیستم آبخوان از مهم‌ترین نکات کلیدی در فرآیند مدل‌سازی مفهومی ذکر شده‌اند.

برسینگتن (Brassington, 2007) پایه و اساس تمام مطالعات و تحقیقات هیدروژئولوژی را جمع‌آوری اطلاعات قابل اعتماد کافی^۲ که باعث توسعه درک و فهم ما از نحوه عملکرد یک سیستم آب زیرزمینی می‌شوند دانسته است. وی توسعه این دانش را که تمام جنبه‌های هیدروژئولوژی را در بر می‌گیرد اصطلاحاً مدل مفهومی نامیده است. به عقیده وی، توسعه مدل مفهومی یک فرآیند تکراری است و هم‌زمان با پیشرفت تحقیقات و جمع‌آوری داده‌های به دست آمده از اندازه‌گیری‌های صحرایی یا اطلاعات موجود، ایده و تفکر ما نیز نسبت به سیستم باید چندین بار بازبینی و تدقیق شود.

¹ Environment Agency publications

² Sufficient reliable information

بردهوفت (Bredehoeft, 2005) توسعه مدل مفهومی را اساس تجزیه و تحلیل مدل‌های عددی می‌داند. این محقق، توسعه مدل مفهومی را عملی شگفت‌انگیز توصیف نموده است. به این دلیل که هم‌زمان با تولید داده‌های جدید، ممکن است مدل مفهومی اعتبار خود را از دست بدهد. طبق این تعریف، مدل مفهومی بیانگر تغییر الگوها است و همواره در انتخاب بهترین مدل مشکلاتی وجود دارند.

راشتون (Rushton, 2003) مدل‌سازی مفهومی را اساس تجزیه و تحلیل‌های دقیق می‌داند و به طور جدی از آن طرفداری می‌کند. به عقیده وی، مدل مفهومی مجموعه‌ای از فرضیات است که درک ما را در مورد فرآیند ورود آب به یک آبخوان، نحوه حرکت در آن و سپس نحوه خروج آب از آن افزایش می‌دهد. طبق این تعریف، مدل مفهومی با یک طرح ساده شروع و در نهایت به یک طرح سه بعدی با جزئیات بیشتر منتهی می‌شود.

اندرسون و همکاران (Anderson et al., 2015) مدل مفهومی را نمایشی تصویری از سیستم جریان آب زیرزمینی می‌دانند که اغلب در قالب یک بلوک دیاگرام یا مقطع ارائه می‌شود. طبق نظر این محققین، برای تهیه و توسعه یک مدل مفهومی، باید در ابتدا واحدهای هیدروژئولوژیک آبخوان و سیستم جریان آب زیرزمینی مشخص و سپس بیان منابع آب در محدوده مورد مطالعه بررسی و اجرا شود.

کشمین و پرین (Cashman and Preene, 2002)، تهیه مدل مفهومی را به عنوان اولین گام اساسی در طراحی عملیات پایین انداختن سطح آب زیرزمینی^۱ ذکر و چک لیستی از فاکتورهای مؤثر در تهیه آن ارائه داده‌اند. به عقیده کشمین و پرین، تصمیم‌گیری منطقی در خصوص طراحی شبکه و روش‌های مورد استفاده که متناسب با محدوده مورد مطالعه باشند، بدون توسعه مدل مفهومی امکان ندارد.

فتر (Fetter, 2001) توسعه مدل مفهومی را برای مطالعه سیستم جریان آب زیرزمینی لازم دانسته است. طبق نظر ایشان، مدل‌های مفهومی هرگز نمی‌تواند جزئیات یک سیستم واقعی را نمایش دهند، اما وجود آن‌ها برای شناخت رفتار سیستم جریان آب زیرزمینی الزامی است. همچنین وی متذکر شده که مدل‌های مفهومی استاتیک هستند و تنها شرایط فعلی سیستم را توصیف می‌کنند، بنابراین نمی‌توانند همانند یک مدل عددی به عنوان یک مدل دینامیک مورد استفاده قرار گیرند.

بیر و ورویجت (Bear and Verruijt, 1987)، مدل مفهومی را به عنوان مجموعه‌ای از فرضیات که مسایل سیستم‌های واقعی را به منظور ساده‌سازی در نظر می‌گیرد تعریف کرده‌اند. به عقیده این محققین، فرضیاتی

¹ Dewatering

که در طی فرآیند مدل سازی مفهومی استفاده می شوند باید مطالبی نظیر هندسه آبخوان، مواد تشکیل محیط آبخوان، حالت جریان در آبخوان (سه بعدی، دو بعدی و یا افقی)، رژیم جریان (ورقه ای یا غیر ورقه ای)، وجود منابع تغذیه و یا تخلیه و ... را در بر داشته باشند.

به عقیده برکک و همکاران (Brkić et al., 2016)، اطلاع از سیستم جریان و تغذیه آب زیرزمینی و در نتیجه زمان ماندگاری آن در سیستم، برای مدیریت پایدار این منابع آب بسیار مهم است. این محققین، یک مدل مفهومی خوب از سیستم آبخوان را که بر اساس تجزیه و تحلیل داده های هیدروژئولوژی، هیدروژئوشیمی و ردیاب های محیطی (^{18}O , ^2H , ^3H) توسعه می یابد را راه دستیابی به این دانش ذکر کرده اند.

اسکنلون و کوک (Scanlon and Cook, 2002)، روش های متعددی را برای برآورد تغذیه معرفی و خاطر نشان کرده اند، انتخاب روش مناسب برای برآورد تغذیه فرآیندی مشکل است. به عقیده این محققین، مهم ترین ملاحظات در انتخاب روش مناسب شامل مقیاس زمانی و مکانی، محدوده و اعتبار مقدار تغذیه ای است که توسط هر روش برآورد می شود.

هیلی و کوک (Healy and Cook, 2002) از داده های تراز سطح آب زیرزمینی برای برآورد تغذیه استفاده نمودند. به عقیده این محققین، استفاده از داده های تراز سطح آب زیرزمینی احتمالاً رایج ترین روش مورد استفاده برای برآورد تغذیه است. در این روش بر اساس مقادیر آبدی و ویژه و تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی مقدار تغذیه برآورد می شود. مزایای این روش، سادگی و عدم حساسیت آن نسبت به مکانسیم هایی که باعث انتقال آب از منطقه اشباع می شوند ذکر شده است. عدم قطعیت در برآورد تغذیه به این روش نیز ناشی از محدودیت دقت در آبدی ویژه و تا حدودی نیز مربوط به فرضیات مورد استفاده است.

پرادا و همکاران (Prada et al., 2016) با استفاده از ترکیب ایزوتوپ های پایدار آب باران ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$)، منشاء، محل و زمان تغذیه آب زیرزمینی را در چشمه ها، چاه ها و تونل ها در جزیره آتشفشانی مادیرا¹ واقع در کشور پرتغال مشخص نمودند. بر اساس نتایج این تحقیق، تغذیه در آبخوان مزبور غالباً در پاییز و زمستان و از طریق بستر مسیل ها و رودخانه ها صورت می گیرد. همچنین بخشی از آب چشمه ها نیز ناشی از تغذیه مستقیم آب باران در نواحی مرتفع می باشد.

¹ Volcanic Island of Madeira

شمینگی و همکاران (Chemingui et al., 2015) با استفاده از تکنیک جداسازی هیدروگراف، روش تجزیه و تحلیل هیدروگراف چاه و روش مدل سازی عددی به صورت مجزا مقدار تغذیه را در یک حوضه آبریز واقع در جنوب غرب کبک کانادا برآورد نمودند. بر اساس نتایج به دست آمده، تغذیه غالب در ماه بهار و اندکی نیز در تابستان صورت می گیرد. همچنین بر اساس این روش ها، مقدار تغذیه در حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد بارندگی سالانه آب باران برآورد شده است.

به عقیده دوئل و همکاران (Doyle et al., 2015) ردیاب های محیطی در مطالعات هیدروژئولوژی، اطلاعات مفیدی در خصوص سن آب زیرزمینی، شرایط تغذیه و فرآیندهای جریان ارائه می دهند. این محققین ردیاب های گاز نجیب محلول در آب (He, Ne, Ar, Kr, Xe) را ابزار مناسبی برای تعیین ارتفاع تغذیه در نواحی کوهستانی می دانند و برای اولین بار از این ردیاب ها و تربتیم برای برآورد تغذیه و تهیه یک مفهومی در یک منطقه مرطوب کوهستانی واقع در جنوب غرب بریتیش کلمبیا^۱ استفاده نمودند. بر اساس نتایج این تحقیق، در حدود ۴۵ درصد تغذیه آبخوان آبرفتی پایین دست در مناطق کوهستانی صورت گرفته است.

کامچوئنگ و همکاران (Kamtchueng et al., 2015) با استفاده از ردیاب های $\delta^{18}\text{O}$ ، $\delta^2\text{H}$ ، Cl^- و SF_6 و CFCs منشاء، سن ظاهری و مکانیزم های تغذیه آب های زیرزمینی در آبخوان کم عمق مجاور دریاچه نیوش^۲ واقع در شمال غرب کامرون را ارزیابی و مدل مفهومی مربوط را تهیه و توسعه دادند. طبق مدل مفهومی ارائه شده، سهم آب های سطحی و بارندگی در تغذیه آب زیرزمینی به ترتیب ۸۷ و ۱۳ درصد تعیین و همچنین سن آب های زیرزمینی تجدیدپذیر ۲۴ سال برآورد گردیده است.

نارانجو و همکاران (Naranjo et al., 2015) با استفاده از موازنه جرم کلراید میزان تغذیه طبیعی را در یک آبخوان آتشفشانی واقع در جزایر قناری، اسپانیا برآورد کردند. در این مطالعه، میزان تغذیه آب زیرزمینی از آب باران ۲۴ درصد و میزان رواناب نیز ۹ درصد بارندگی برآورد شده است.

رویز (Ruiz, 2015) میزان تغذیه عمودی ناشی از بارندگی را در آبخوان مکزیکوسیتی با استفاده از روش های مختلف از جمله روش نوسانات سطح ایستابی و مدل جریان آب زیرزمینی در شرایط پایدار و ناپایدار برآورد نمودند. نتایج به دست آمده، بیانگر تغییر مقدار تغذیه از کمتر از ۳ درصد تا بیش از ۲۰ درصد بارندگی در آبخوان مزبور است.

¹ British Columbia

² Lake Nyos

یه و همکاران (Yeh et al., 2014) با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار محیطی ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$)، تغذیه فصلی آب زیرزمینی را در حوضه آبریز رودخانه هوالین^۱ واقع در شرق تایوان مشخص نمودند. بر اساس نتایج این تحقیق، آب‌های جاری در بستر رودخانه‌های کوهستانی ۸۳ درصد و بارندگی‌های دشت، ۱۷ درصد در تغذیه آب زیرزمینی نقش داشته‌اند. همچنین بر اساس تحلیل دوتریم مازاد آب باران و آب‌های زیرزمینی، ۷۵ درصد تغذیه در فصول مرطوب و ۲۵ درصد نیز در فصول خشک صورت می‌گیرد.

آسفا و وودبری (Assefa and Woodbury, 2013) تغییرات زمانی و مکانی تغذیه آب زیرزمینی را در یک حوضه آبریز پایلوت واقع در شمال اوک‌ناگن^۲ کانادا با استفاده از ابزارهای مدل‌سازی بررسی و مطالعه نمودند. این محققین با استفاده از معادله ریچارد مبتنی بر کد المان محدود (هایدرس یک بعدی^۳)، نرم افزار ArcGIS، تصاویر ماهواره رزتا^۴، مشاهدات میدانی دما و رطوبت خاک و داده‌های طولانی مدت اقلیمی تغییرات تغذیه را بررسی و متوسط تغذیه سالانه را در منطقه حدود $50 \pm 77/8$ میلی‌متر برآورد کردند.

ریوارد و همکاران (Rivard et al., 2013) تغذیه ناحیه‌ای را در دره آناپولیس^۵، نوا اسکوشیا^۶ (کانادا) با استفاده از روش‌های چندگانه از جمله روش جداسازی هیدروگراف رودخانه، روش بیلان رطوبت خاک و روش مدل‌های عددی آب زیرزمینی برآورد نمودند. بر اساس نتایج این تحقیق، میزان تغذیه ۱۶۰ تا ۲۵۰ میلی‌متر در سال برآورد شده است.

تان و همکاران (Tan et al., 2013) خصوصیات تغذیه آب زیرزمینی را در دشت چین شمالی^۷ بررسی و مطالعه کرده‌اند. در این مطالعه، با استفاده از آزمایش‌های ردیابی و روش مدل حوضه مقدار تغذیه به ترتیب ۱۰۸ و ۱۰۲ میلی‌متر در سال و ضریب تغذیه نیز به ترتیب ۰/۱۶ و ۰/۱۴ برآورد شده است. تجزیه و تحلیل نتایج هر دو روش، بیانگر مؤثر بودن آن‌ها است.

وارنی و همکاران (Varni et al., 2013) با استفاده از روش تغییرات سطح ایستابی در دشت پامپا^۸ واقع در آرژانتین، تغذیه آب زیرزمینی را بررسی و مطالعه نموده‌اند. در این مطالعه، ابتدا مقدار متوسط آبدهی ویژه بر

¹ Hualien river basin

² Okanagan

³ HYDRUS-1D

⁴ ROSETTA

⁵ Annapolis Valley

⁶ Nova Scotia

⁷ North China Plain

⁸ Pampa plain

اساس داده‌های سطح آب در یک دوره ۱۸ ساله با استفاده از یک فرآیند گرافیکی ۰/۰۹ برآورد گردیده و سپس بر اساس آن مقدار تغذیه ۲۱۰ میلی‌متر در سال (حدود ۱۸ درصد بارش سالانه) برآورد شده است.

اردنس و همکاران (Ordens et al., 2012) از روش‌های بیلان جرم کلراید و نوسانات سطح ایستابی برای برآورد نرخ تغذیه و از روش‌های ایزوتوپی و هیدروشیمیایی نیز برای بررسی مسیر تغذیه و فرآیندهای تبخیر و تعرق در یک آبخوان رسوبی در حوضه جنوبی یولی^۱ واقع در جنوب استرالیا استفاده نمودند. بر اساس نتایج این تحقیق، مقدار تغییرات متوسط زمانی و مکانی نرخ تغذیه بین ۶۳-۵۲ میلی-متر و ۱۲۹-۴۷ میلی-متر به ترتیب از طریق روش‌های بیلان جرم کلراید و نوسانات سطح ایستابی برآورد شده است.

جی و همکاران (Jie et al., 2011) از تلفیق روش‌های بیلان آب-خاک و نوسانات سطح ایستابی برای توسعه و ارزیابی تغذیه آب زیرزمینی استفاده نمودند. بر اساس نتایج این تحقیق، روش نوسانات سطح ایستابی برای تعیین معقولیت روش‌های ارزیابی توزیع مکانی تغذیه آب زیرزمینی در مقیاس ناحیه‌ای و همچنین برای شناسایی تناقضات در مدل‌های موجود بسیار عالی است، اما برآورد تغذیه با استفاده از این روش به تنهایی به دلیل وابستگی شدید این روش به داده‌های محلی (که استفاده از آن‌ها محدوده به شرایط بسیار خاصی است) و حساسیت آن به عواملی غیر از تغذیه آب زیرزمینی مناسب نیست.

لو و همکاران (Lu et al., 2011) تغذیه آب زیرزمینی را در ۵ منطقه معرف واقع در دشت هبی^۲ چین با استفاده از مدل یک بعدی جریان در منطقه غیر اشباع (هیدروس یک بعدی) که بر مبنای داده‌های صحرایی اقلیمی، رطوبت خاک و تراز سطح آب زیرزمینی کالیبره شده، بررسی و تجزیه و تحلیل نمودند. بر اساس نتایج مدل، متوسط تغذیه از ۱۷۵ میلی‌متر در سال در نواحی غربی تا ۱۳۳ میلی‌متر در سال در نواحی شرقی برآورد شده است. همچنین حداکثر وقفه زمانی بین نفوذ (ناشی از باران و آبیاری) تا تغذیه آب زیرزمینی بین ۱۸ تا ۳۵ روز در نواحی غربی، بین ۳ تا ۵ روز در نواحی آبرفتی مرکزی و بین ۱ تا ۲ روز نیز در نواحی ساحلی برآورد شده است.

مانقی و همکاران (Manghi et al., 2009) با استفاده از روش بیلان هیدرولوژی به عنوان یک روش ساده، مقرون به صرفه و کاربردی، تغذیه ناحیه‌ای آب زیرزمینی را در زیر حوضه همت واقع در غرب ریورساید^۳

¹ Uley South Basin

² Hebei Plain

³ Riverside

کالیفرنیا برآورد نموده‌اند. در این روش مقدار متوسط سالانه تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از اطلاعاتی نظیر تراز سنگ کف آبخوان، آبدهی ویژه، داده‌های خام آب زیرزمینی طی سال‌های ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۵ میلادی ۱۲/۵ میلیون مترمکعب برآورد شده است.

میستر و همکاران (Misstear et al., 2009) تغذیه آب زیرزمینی را در یک آبخوان ماسه‌ای - گراولی واقع در ایرلند بر اساس روش‌های بیلان رطوبت خاک، تجزیه و تحلیل هیدروگراف چاه، مدل‌های عددی و بیلان آب حوضه برآورد کردند. به عقیده این محققین، استفاده از روش‌های مختلف شرایط درک و شناخت ما را نسبت به خصوصیات تغذیه و همچنین خصوصیات آبخوان فراهم می‌کنند. بر اساس نتایج به دست آمده، ضریب تغذیه بین ۸۱ تا ۸۵ درصد در منطقه مورد مطالعه برآورد شده است.

مارشال و همکاران (Maréchal et al., 2006) روش بیلان آب را برای برآورد آبدهی ویژه و تغذیه طبیعی در یک آبخوان آزاد توسعه دادند. در این تحقیق پس از تفکیک سال آبی به دو دوره مرطوب و خشک، نخست آبدهی ویژه را بر اساس افت سطح ایستابی در دوره خشک و سپس تغذیه را بر اساس بالا آمدگی سطح ایستابی در دوره مرطوب برآورد نمودند.

مون و همکاران (Moon et al., 2004) با استفاده از تجزیه و تحلیل آماری هیدروگراف و نوسانات سطح ایستابی مقدار تغذیه آب زیرزمینی را در کره جنوبی برآورد نمودند. این محققین بر اساس داده‌های شبکه پایش سطح آب زیرزمینی، هیدروگراف آب زیرزمینی را به پنج گروه تقسیم و سپس بر اساس رابطه بین نوسانات تجمعی سطح ایستابی و نزولات جوی متناظر با آن، روش نوسانات سطح ایستابی را برای برآورد مقدار و تغییرات مکانی تغذیه آب زیرزمینی اصلاح و توسعه دادند.

فصل ۳: مواد و روش‌ها

۳-۱- مقدمه

آبخوان آبرفتی مشهد - چناران به وسعت حدود ۲۵۲۷ کیلومترمربع از نوع آزاد است. نتایج بررسی‌های زمین‌شناسی، بررسی‌های ژئوفیزیک و حفاری‌های اکتشافی بیانگر این است که توپوگرافی سنگ کف آبخوان به شدت تحت تاثیر عملکرد سیستم‌های گسلی طولی و عرضی دشت، تنوع واحدهای زمین‌شناسی حاشیه شمالی و جنوبی آبخوان و سیستم رسوب‌گذاری کشف‌رود بوده و در نتیجه، تغییرات چشمگیری در خصوصیات هیدرودینامیکی آبخوان، ضخامت، جنس و مورفولوژی آبرفت مشاهده می‌شود. جنس سنگ کف در بخش جنوب شرقی و شمال غربی آبخوان تا محدوده شهر چناران بیشتر از رسوب‌های نئوژن، در حاشیه شمالی بیشتر سازندهای شوريجه و تیرگان و در نوار جنوبی دشت نیز از سنگ‌های آذرین و دگرگونی است. میانگین آبدهی ویژه آبخوان، ۶ درصد و مقدار قابلیت انتقال نیز از حداقل حدود ۲۰۰ مترمربع بر روز در آبرفت‌های بلندی‌های جنوب غرب تا حداکثر حدود ۳۰۰۰ مترمربع بر روز، در مرکز دشت است. عمق برخورد به آب‌زیرزمینی از دامنه بلندی‌های جنوبی به سمت بلندی‌های شمالی کاهش می‌یابد. این روند بیشتر از تغییرات عمق سنگ کف در محدوده پیروی می‌کند. جهت جریان آب زیرزمینی نیز علاوه بر پیروی از شیب توپوگرافی منطقه، توسط زمین‌شناسی و مورفولوژی سنگ کف کنترل می‌شود. جریان زیرزمینی، به‌طور عمده از طریق مخروط افکنه‌های حاشیه بلندی‌های بینالود صورت می‌گیرد. مخروط افکنه‌های حاشیه شمالی دشت که از نهشته‌های آبرفتی دانه‌ریز تا دانه‌متوسط تشکیل شده‌اند، به دلیل جنس و ضخامت کم، نقش کم‌تری در تغذیه آبخوان دارند (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۸۷؛ شرکت مهندسی مشاور زمین‌ساخت، ۱۳۹۶).

۳-۲- داده‌های مورد استفاده

۳-۲-۱- چاه‌های مشاهده‌ای

برای بررسی نوسان‌های سطح ایستابی، از داده‌ها و اطلاعات سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای موجود در بانک اطلاعات دفتر مطالعات پایه منابع آب شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی استفاده شده است (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۵b). پس از اخذ داده‌ها و صحت‌سنجی، برای ارزیابی نوسان‌های سطح ایستابی و انتخاب چاه‌های مشاهده‌ای معرف (چاهی که برای برآورد تغذیه باشند مناسب باشند)، تراز آب زیرزمینی در یک دوره آماری ۱۵ ساله (از مهر ۱۳۸۰ تا شهریور ۱۳۹۵) برای ۷۴ حلقه چاه مشاهده‌ای که بیشترین هم‌پوشانی مکانی

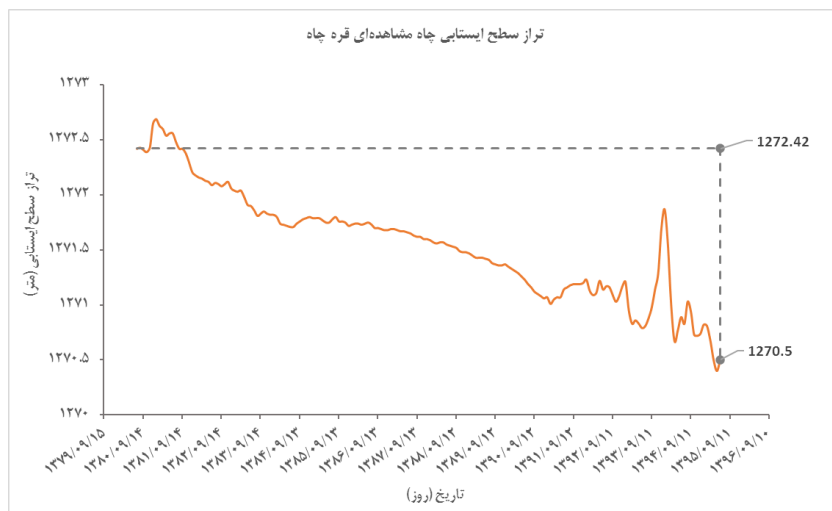
و زمانی داده را داشته‌اند، بررسی شده است. بررسی‌های انجام شده بر اساس داده‌های سطح آب و لاگ حفاری چاه‌ها، نشان می‌دهد چند لایه بودن آبخوان مشهد - چناران، در حاشیه شمالی رودخانه کشف‌رود، از محدوده شهر چناران تا خروجی آبخوان، الگوهای هیدرولیکی متفاوتی را ایجاد نموده است. این پدیده باعث شده، چاه‌های مشاهده‌ای بسته به عمق حفاری و نوع لایه آبدار، سطح آب متفاوت و پیرو آن نوسان‌های متفاوت و گاه ناسازگاری (متناقض) را تجربه نمایند. به‌طور کلی، رفتار هیدرولیکی چاه‌های مشاهده‌ای آبخوان مشهد - چناران، بیشتر به سه حالت کلی زیر دیده می‌شود.

گروه اول شامل چاه‌هایی است که بیشتر در لایه آبدار آزاد فوقانی حفر شده و سطح آب در آن‌ها به‌طور پیوسته و با شدت زیاد افت می‌نماید. این چاه‌های به‌شدت متأثر از بارش‌های جوی و برداشت بیش از حد از آبخوان بوده و دارای نوسان‌های سینوسی و متناوب شدید می‌باشند.

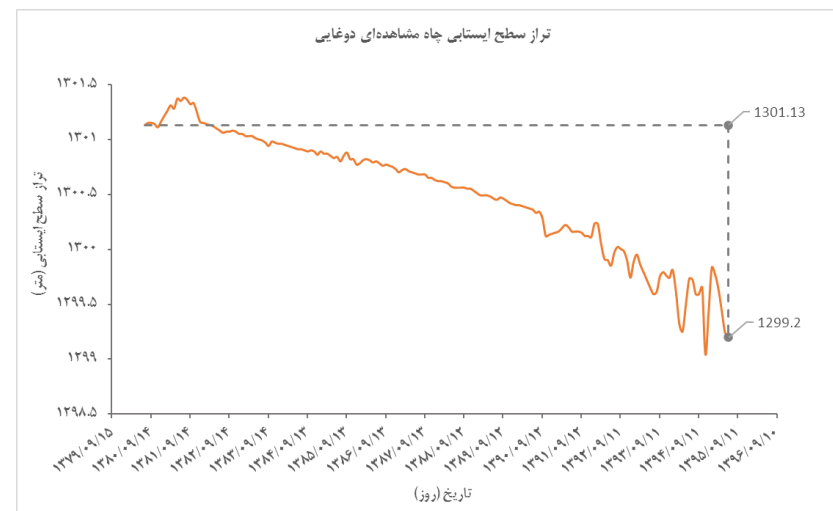
در گروه دوم، چاه‌هایی که در لایه آبدار آزاد اصلی (آبخوان اصلی مشهد - چناران) حفر شده‌اند، قرار دارند. سطح آب در این چاه‌ها به‌طور مستمر، ولی با شدت کمتری افت می‌نماید و تغییرات سطح آب آن‌ها نیز دارای روند سینوسی با دامنه کوتاه است. این گروه از چاه‌ها، بیشتر در مرکز دشت واقع شده‌اند.

گروه سوم، شامل چاه‌هایی هستند که رفتار ناسازگاری از خود نشان می‌دهند. این چاه‌ها بیشتر در محدوده‌های شهری، در مجاورت مسیل‌ها و رودخانه‌ها و یا در مکان‌هایی که آبخوان آبرفتی بر روی سنگ کف آهکی قرار گرفته، دیده می‌شوند. سطح آب در این چاه‌ها از الگوی مشخصی پیروی نمی‌کند و گاهی کاهشی و گاهی نیز افزایشی است. تغییرات سطح آب در این چاه‌ها به‌شدت متأثر از حجم آب‌های برگشتی از طریق چاه‌های جذبی در مناطق شهری، سنگ کف آهکی و ... است.

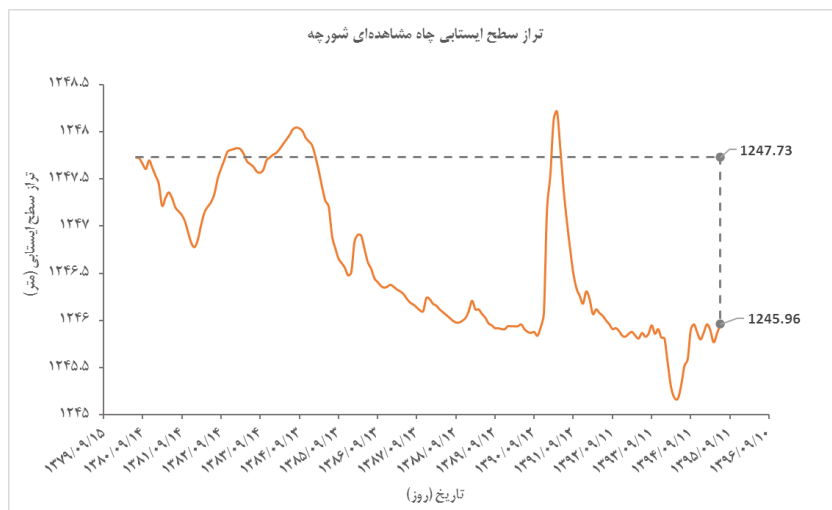
تغییرات تراز آب زیرزمینی در محل چاه‌های مشاهده‌ای در شکل ۳-۱ تا شکل ۳-۱۹. و آماره‌های آماری تراز سطح آب زیرزمینی برای چاه‌های معرف نیز در جدول ۳-۱ ارائه شده است.



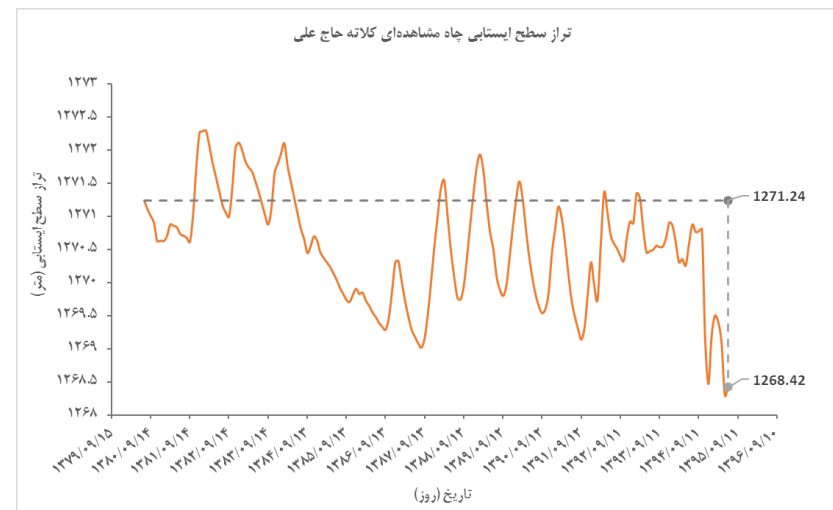
(ب)



(الف)

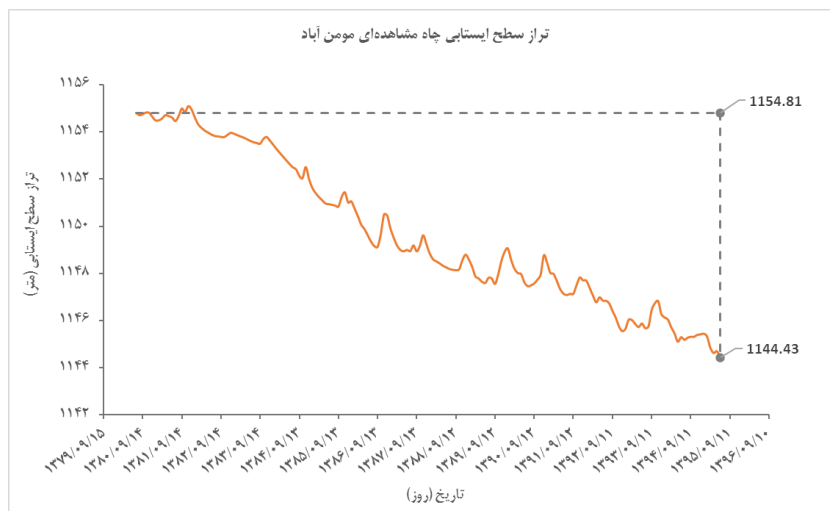


(ت)

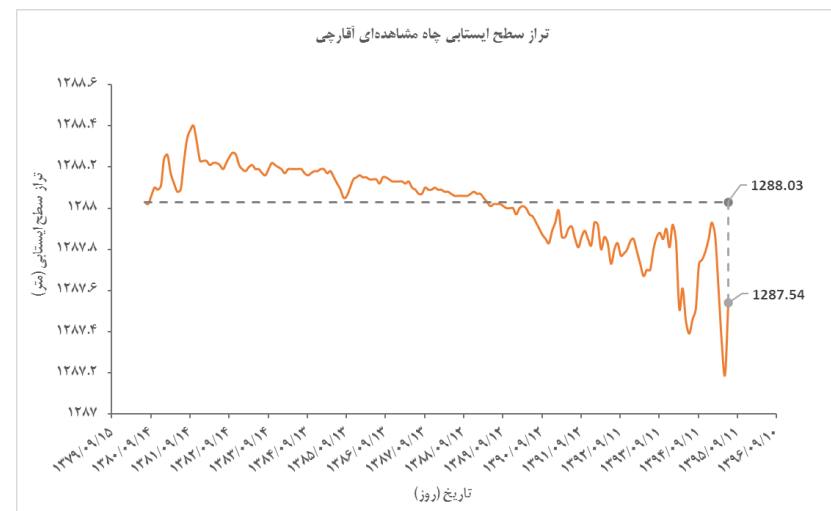


(پ)

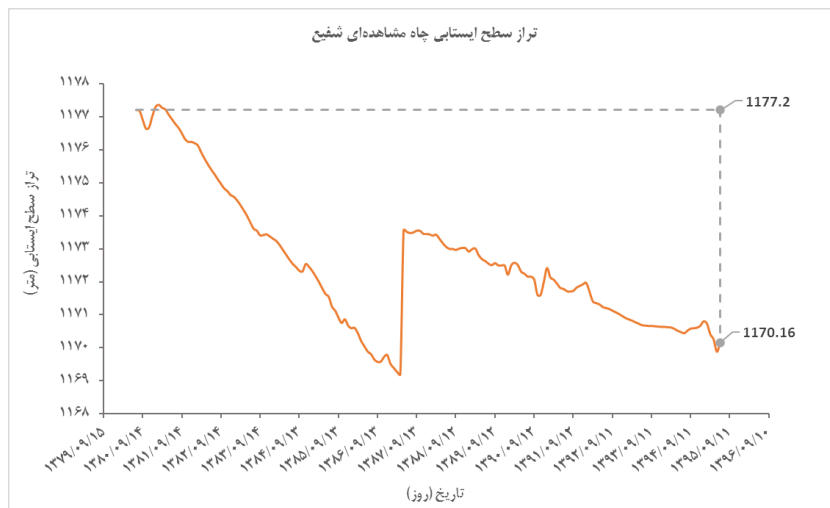
شکل ۳-۱- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) دوغایی، (ب) قره‌چاه، (پ) کلاته حاج‌علی، (ت) شورچه



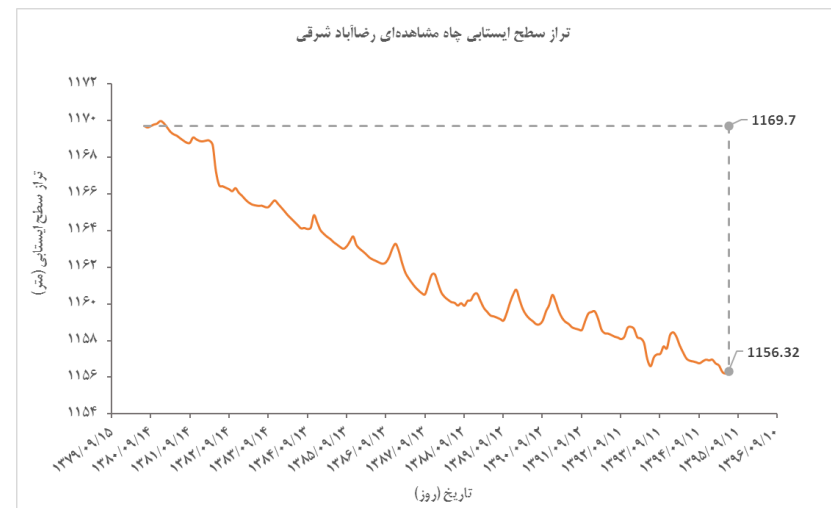
(ب)



(الف)

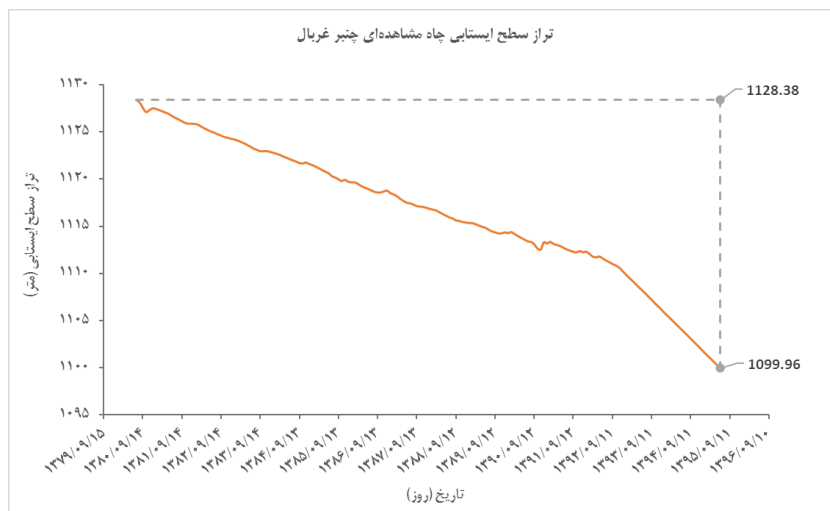


(ت)

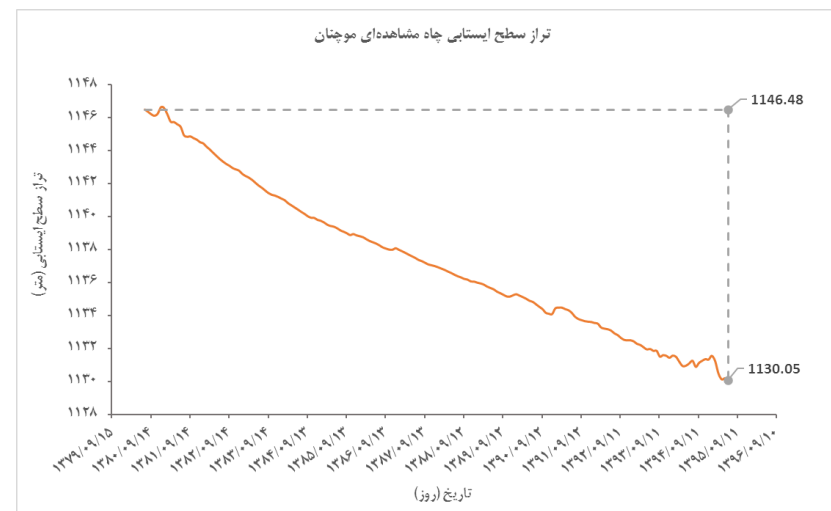


(پ)

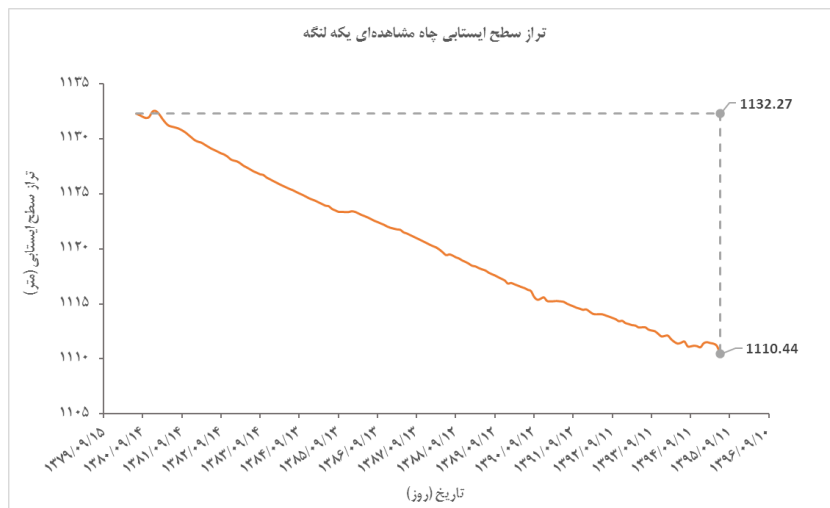
شکل ۳-۲- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) آقارچی، ب) مومن آباد، پ) رضاآباد شرقی، ت) شفیع



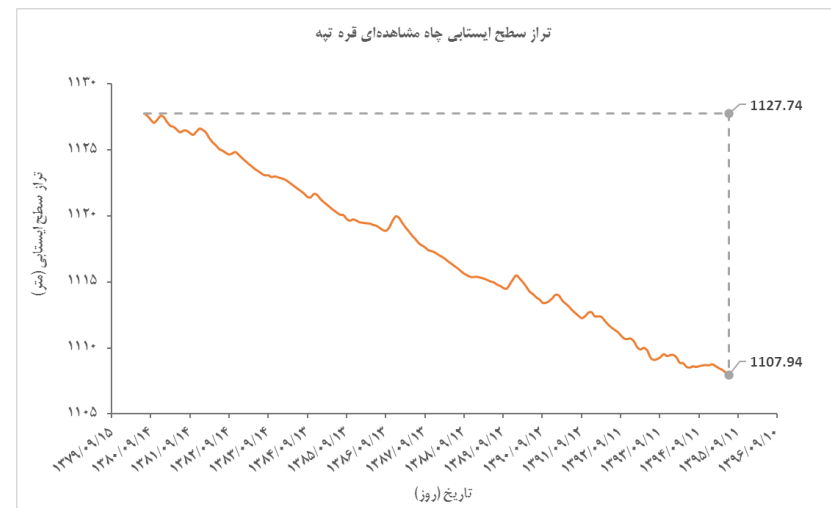
(ب)



(الف)

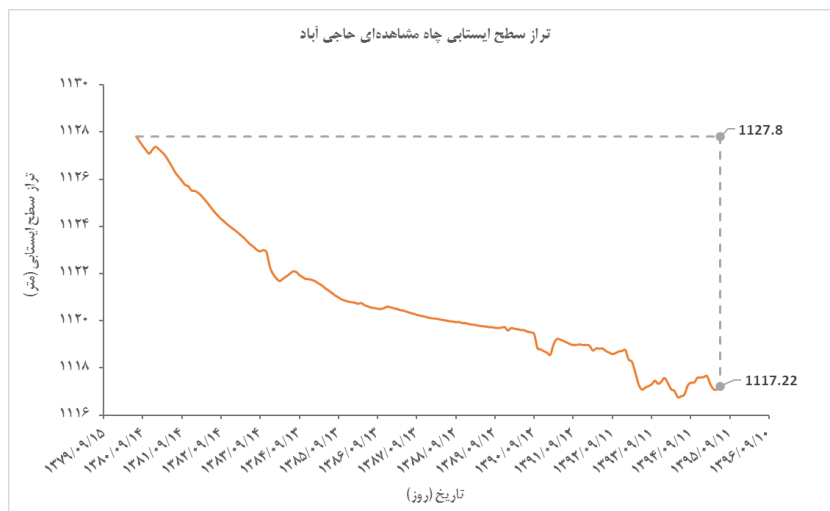


(ت)

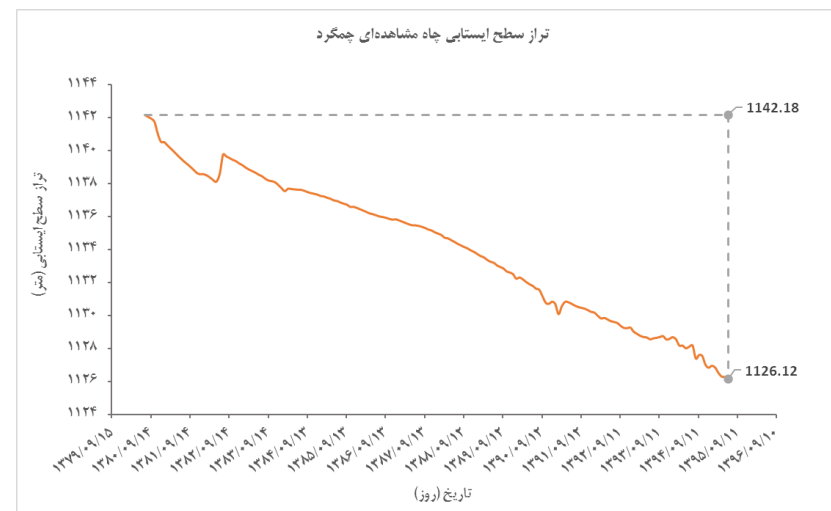


(پ)

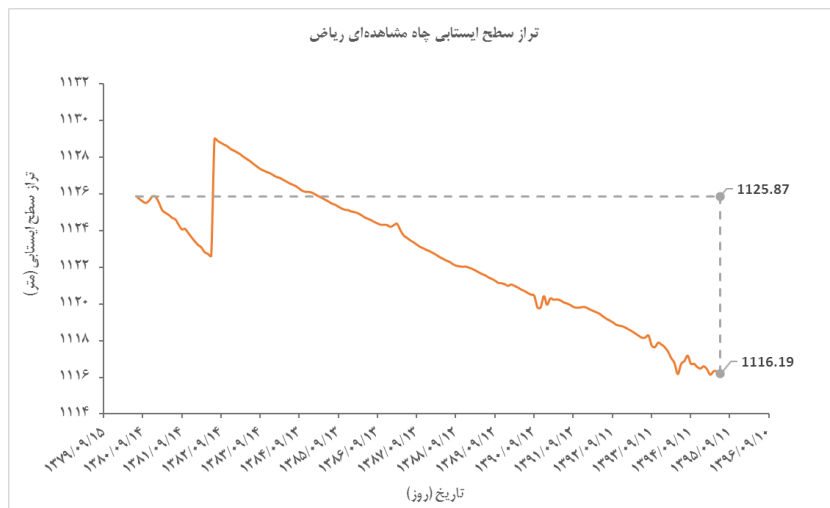
شکل ۳-۳- آبنمود چاه‌های مشاهد‌ای (الف) موجنان، (ب) چنبر غربال، (پ) قره تپه، (ت) یکله لنگه



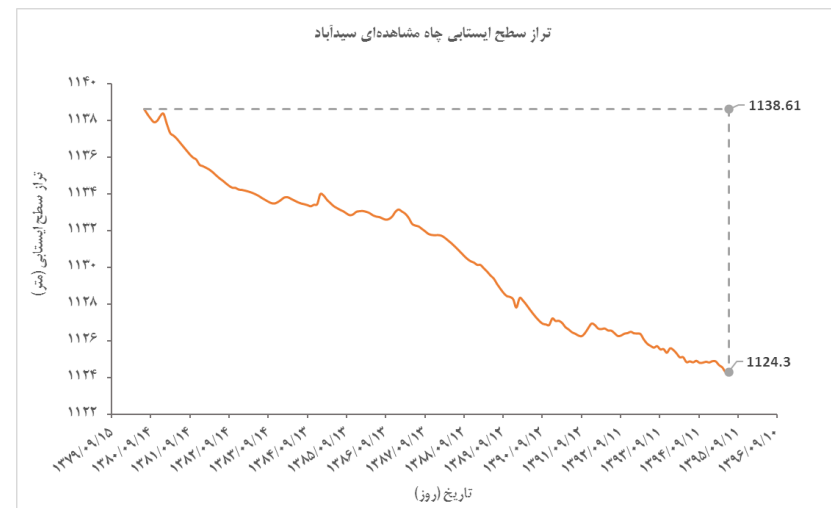
(ب)



(الف)

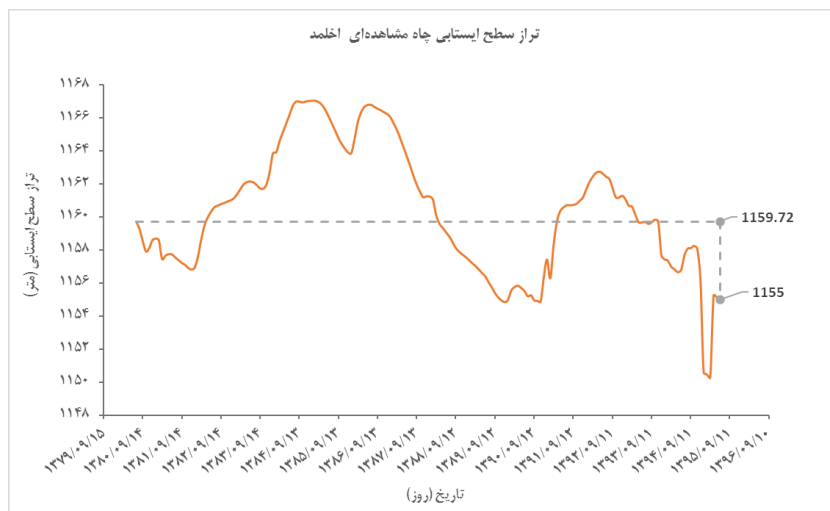


(ت)

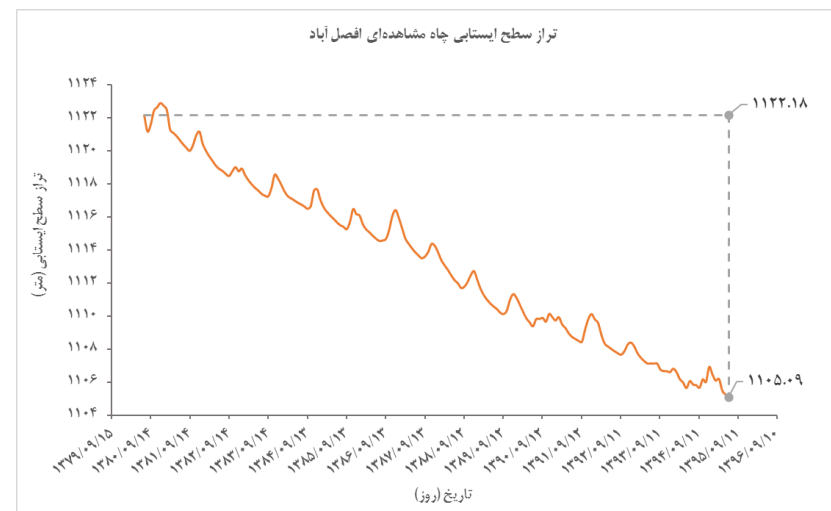


(پ)

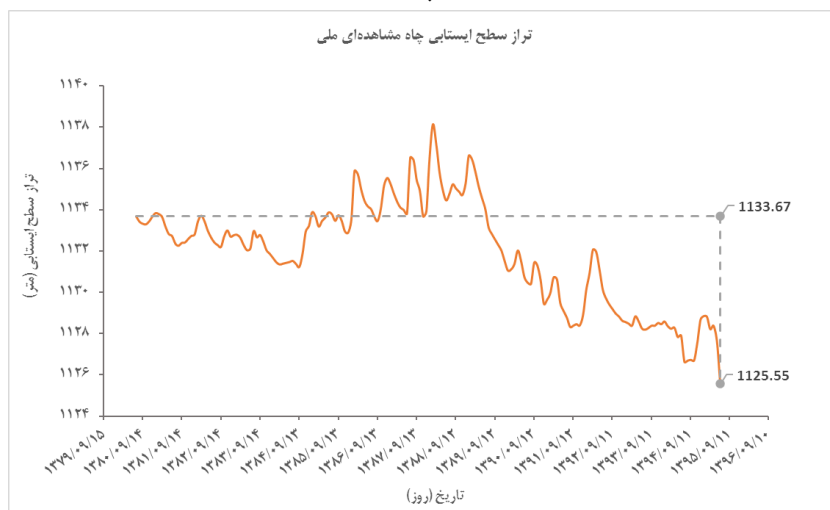
شکل ۳-۴- آبنمود چاه‌های مشاهد‌ای الف (چمگرد، ب) حاجی آباد، پ) سیدآباد، ت) ریاض



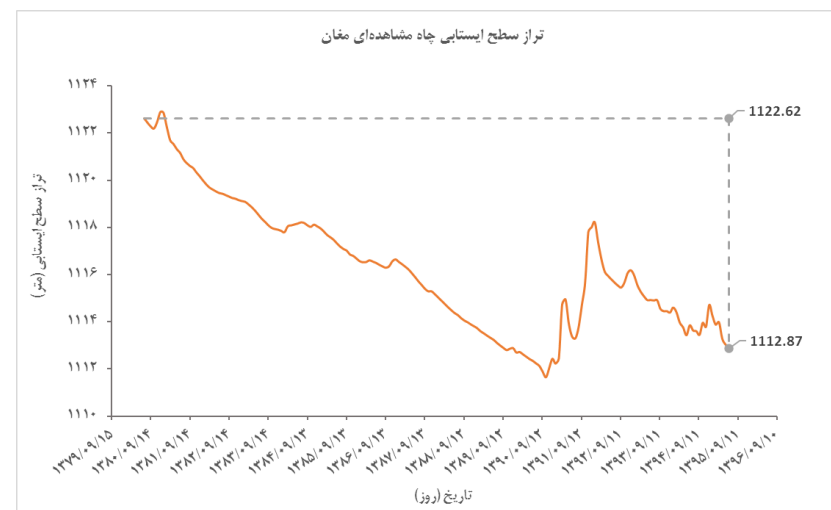
(ب)



(الف)

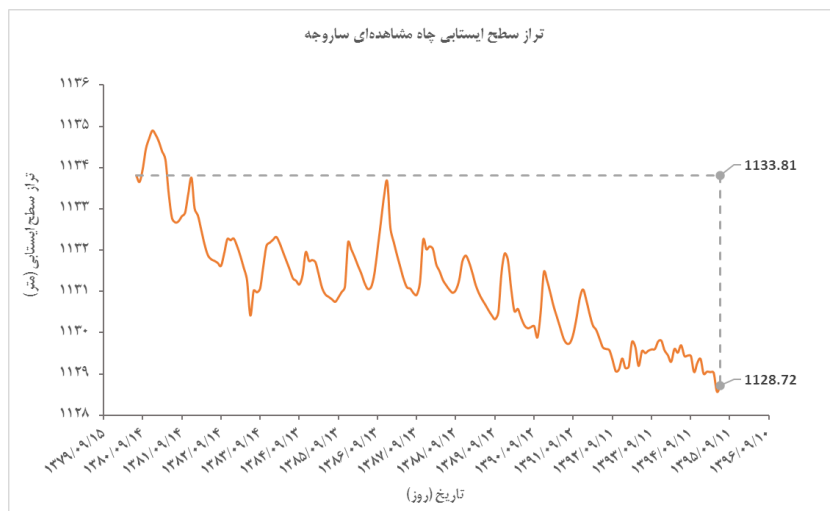


(ت)

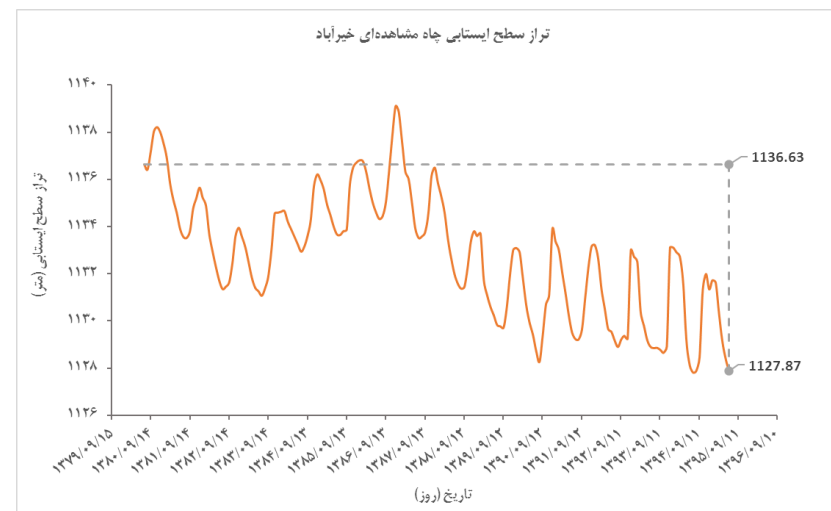


(پ)

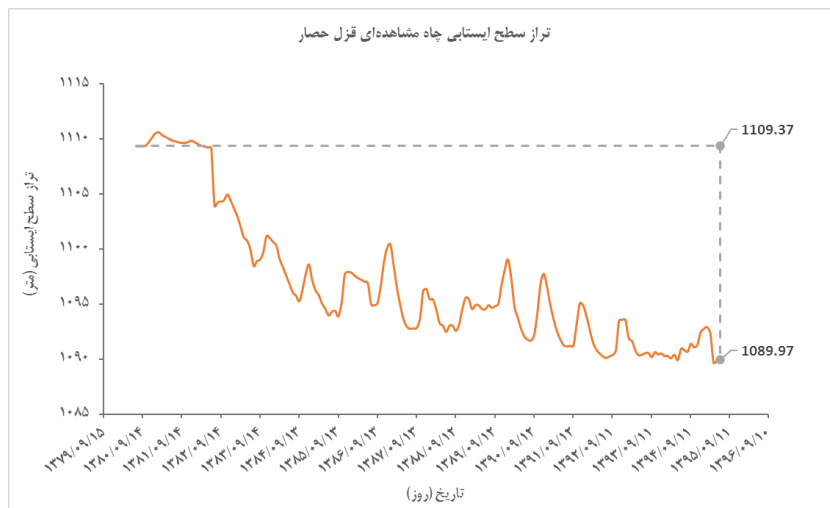
شکل ۳-۵- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) افصل آباد، (ب) اخلمد، (پ) مغان، (ت) ملی



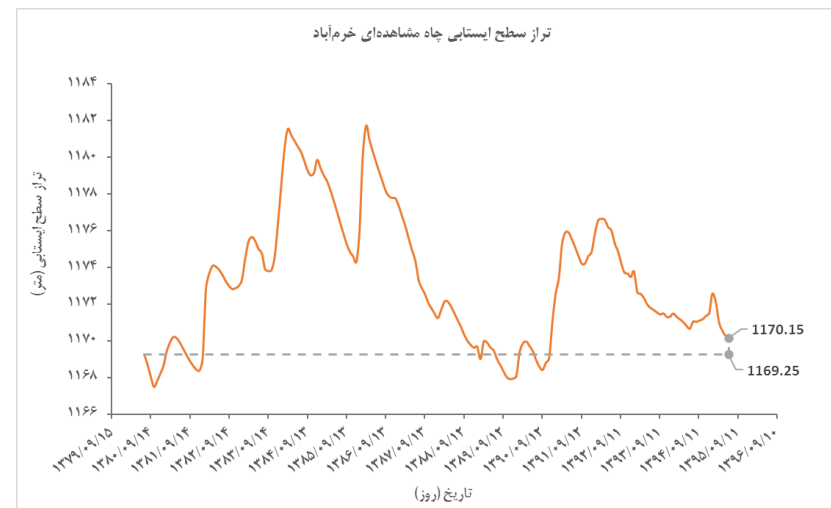
(ب)



(الف)

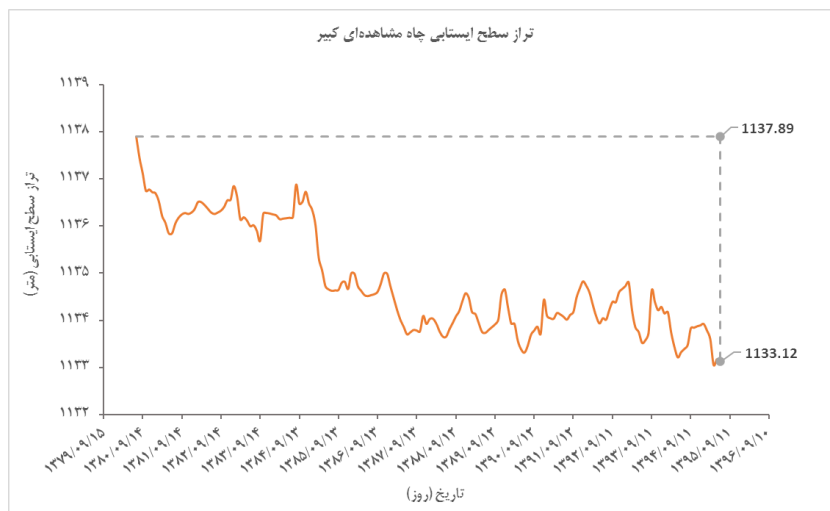


(ت)

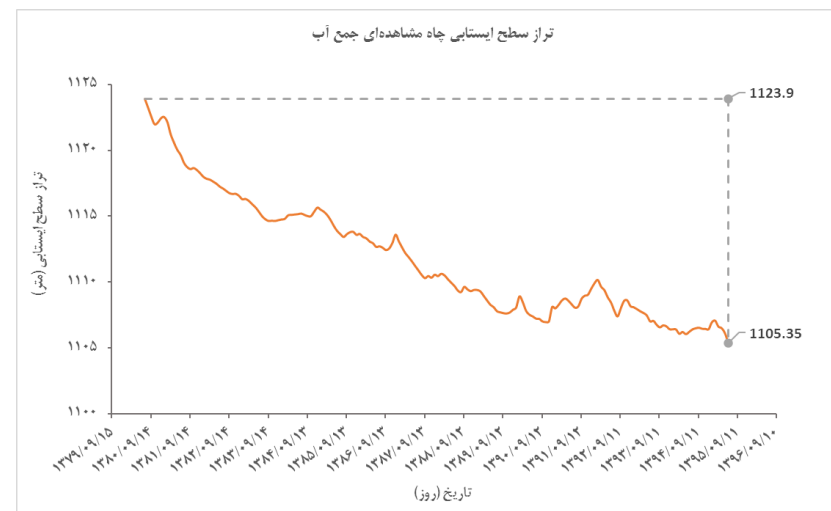


(پ)

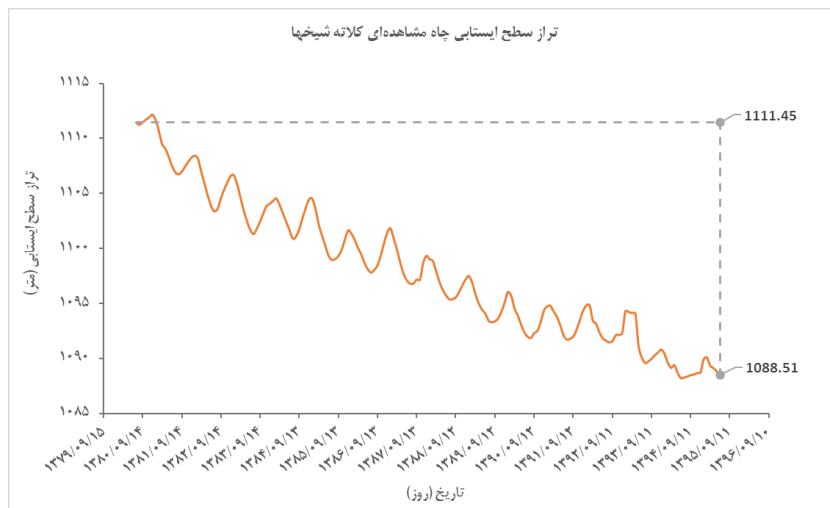
شکل ۳-۶- آنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) خیرآباد، (ب) ساروجه، (پ) خرم‌آباد، (ت) قزل حصار



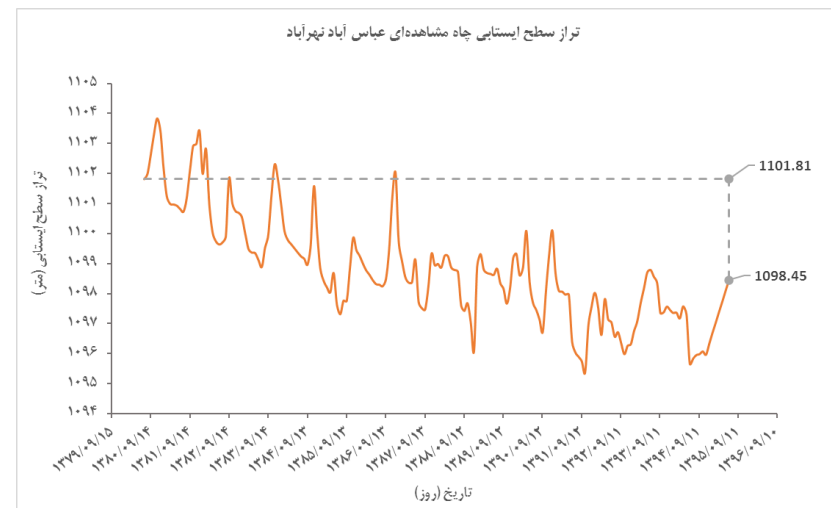
(ب)



(الف)

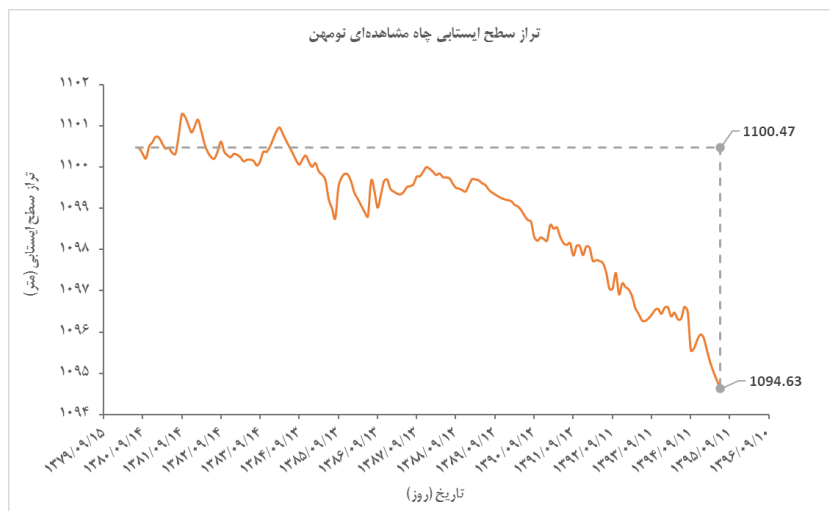


(ت)

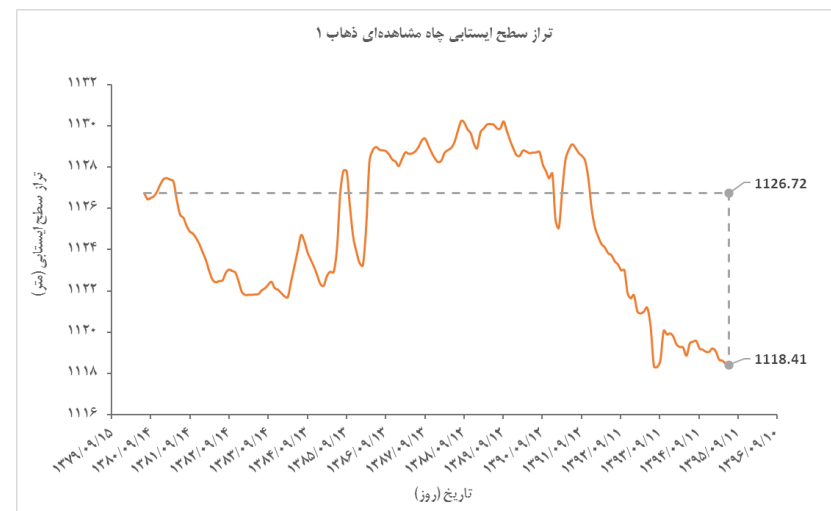


(پ)

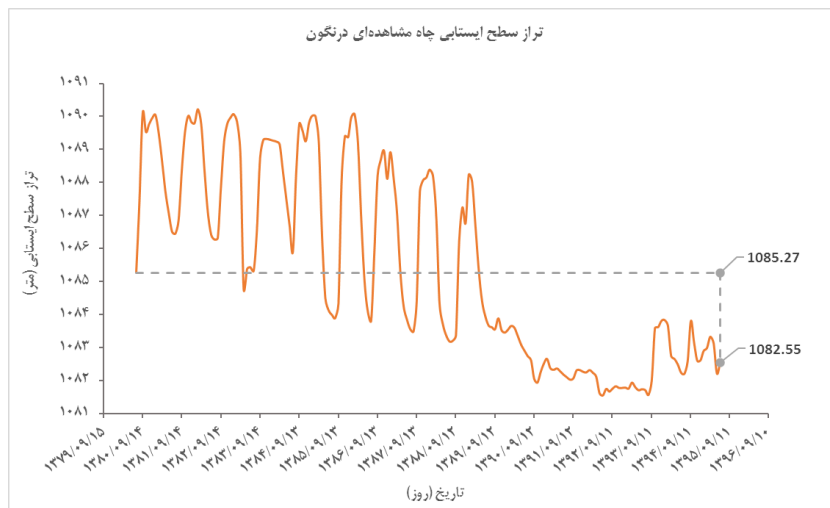
شکل ۳-۷- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) جمع آب، ب) کبیر، پ) عباس آباد نهرآباد، ت) کلاته شیخها



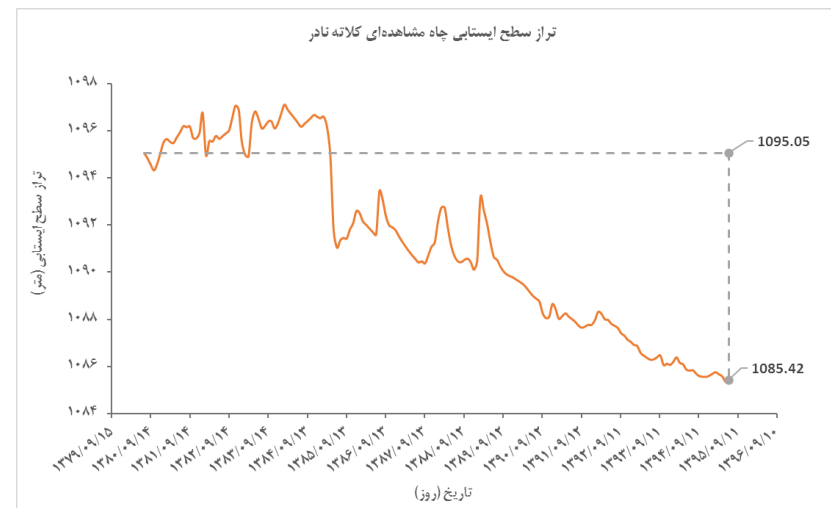
(ب)



(الف)

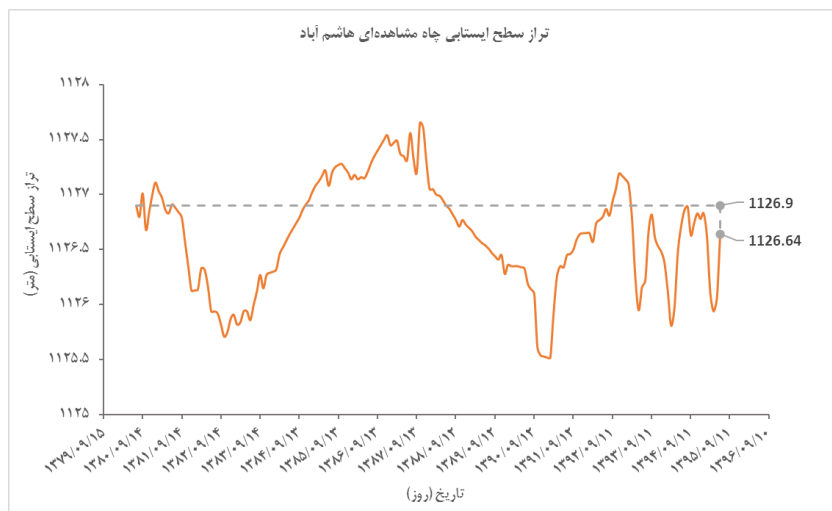


(ت)

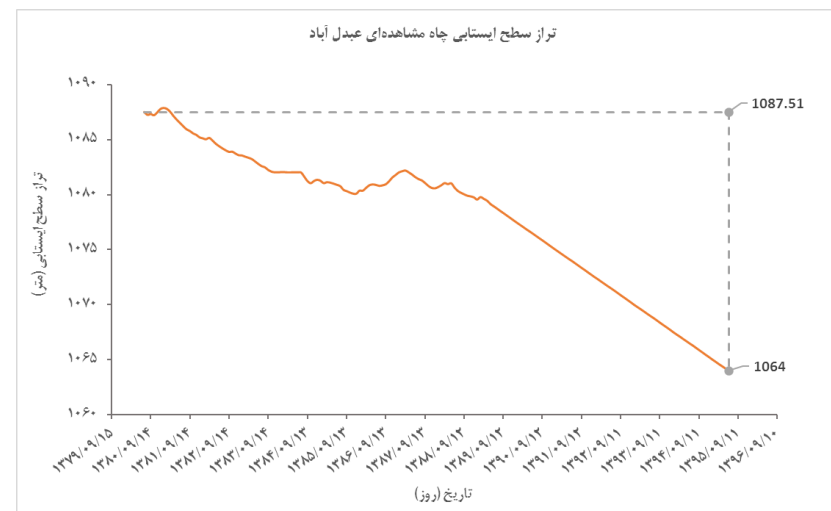


(پ)

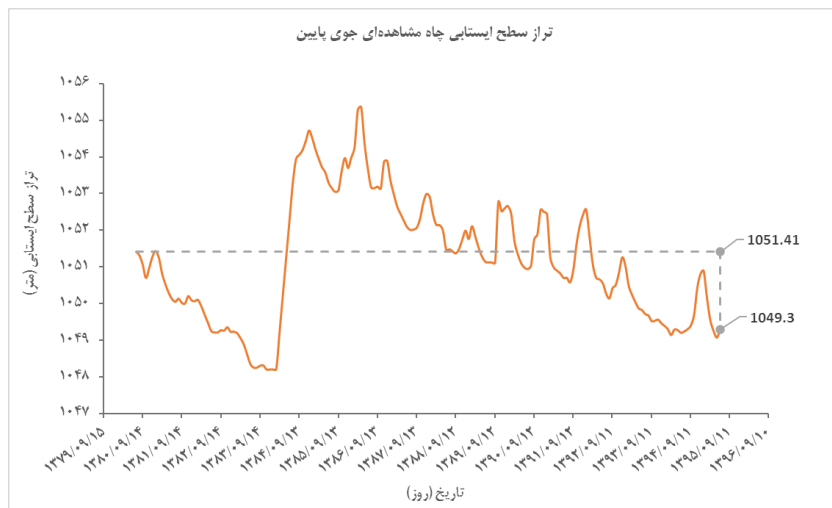
شکل ۳-۸- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) ذهاب ۱، ب) نومین، پ) کلاته نادر، ت) درنگون



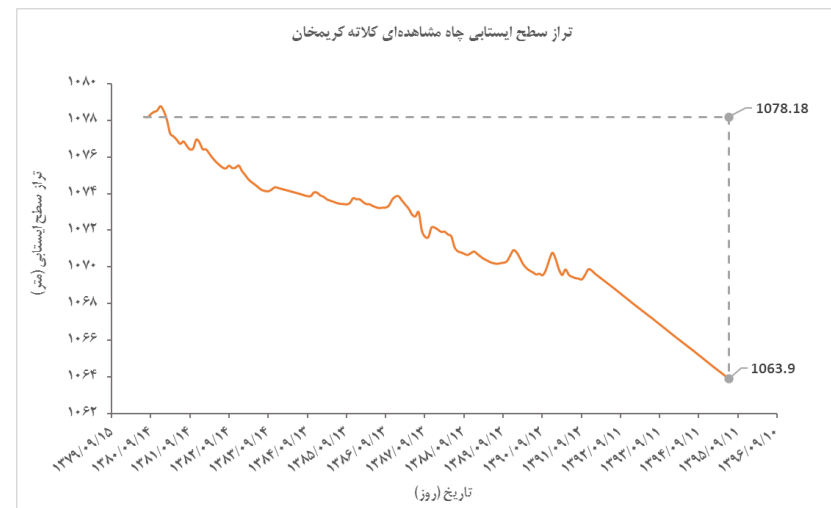
(ب)



(الف)

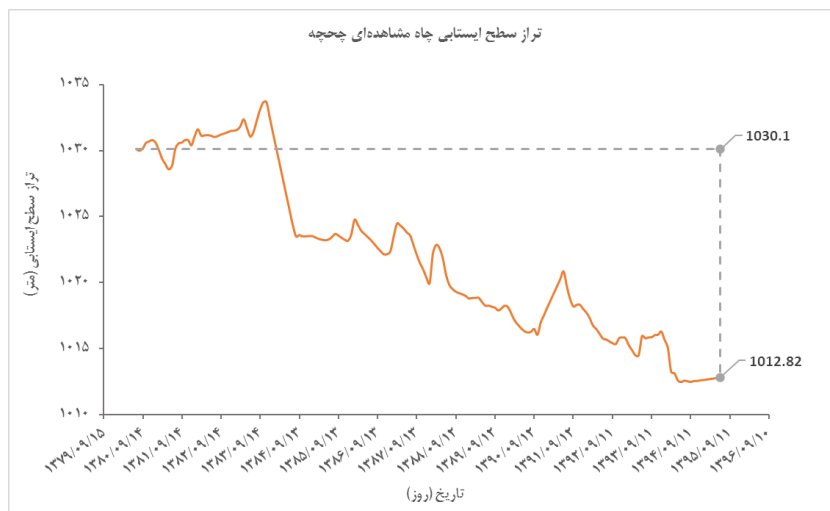


(ت)

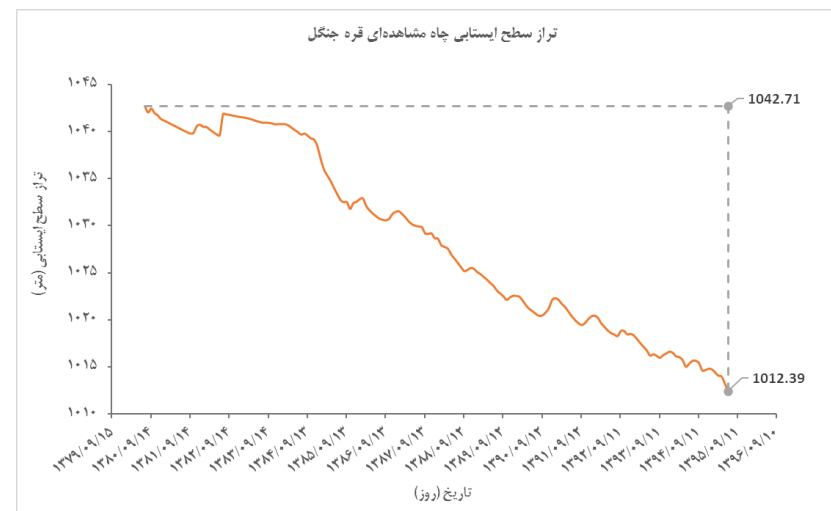


(پ)

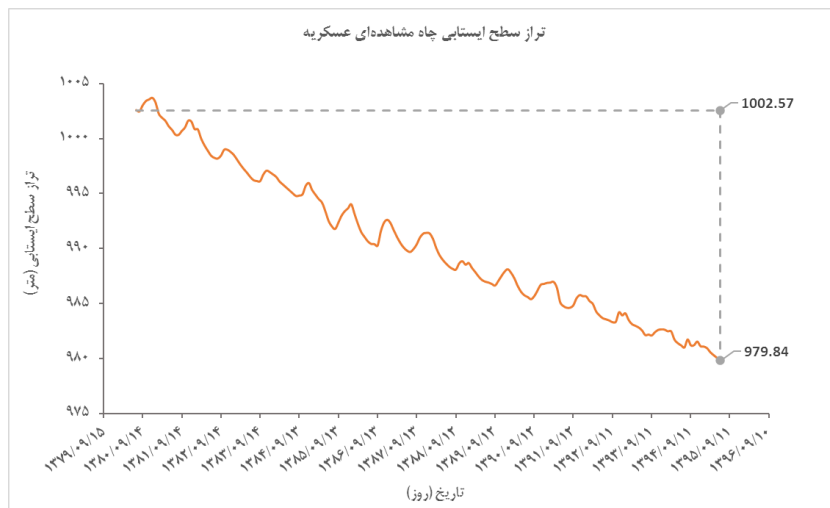
شکل ۳-۹- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) عبدال آباد، (ب) هاشم آباد، (پ) کلاته کریم خان، (ت) جوی پایین



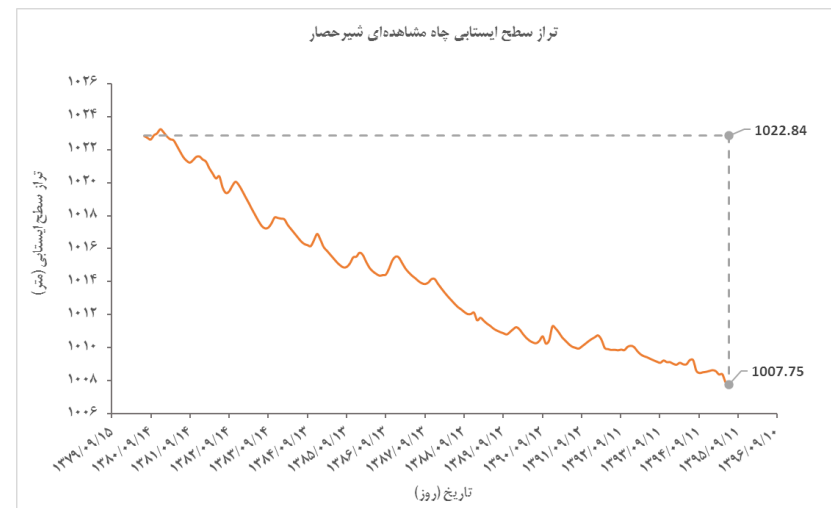
(ب)



(الف)

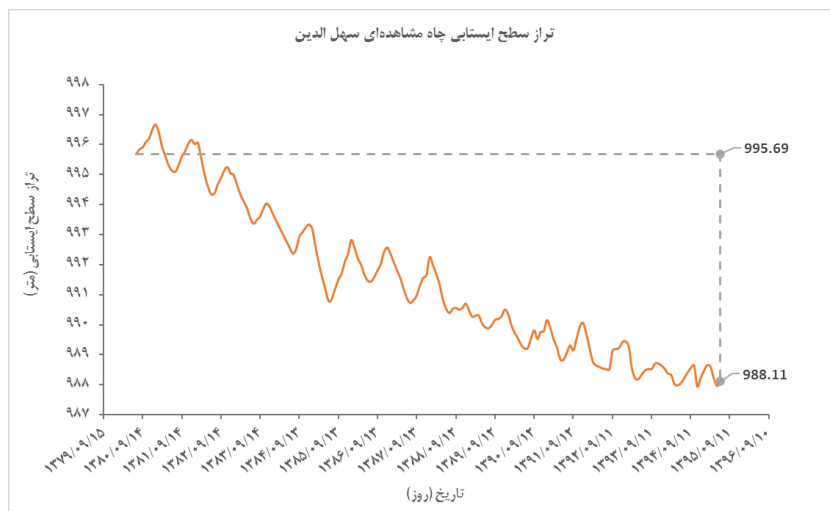


(ت)

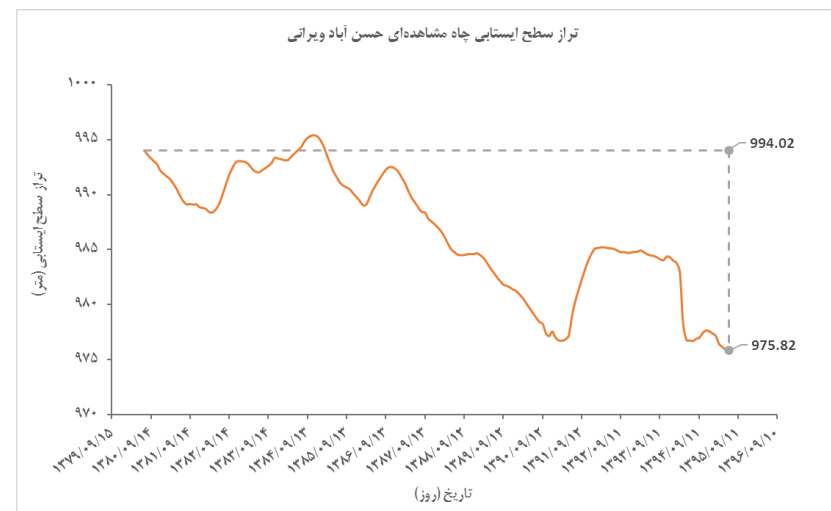


(پ)

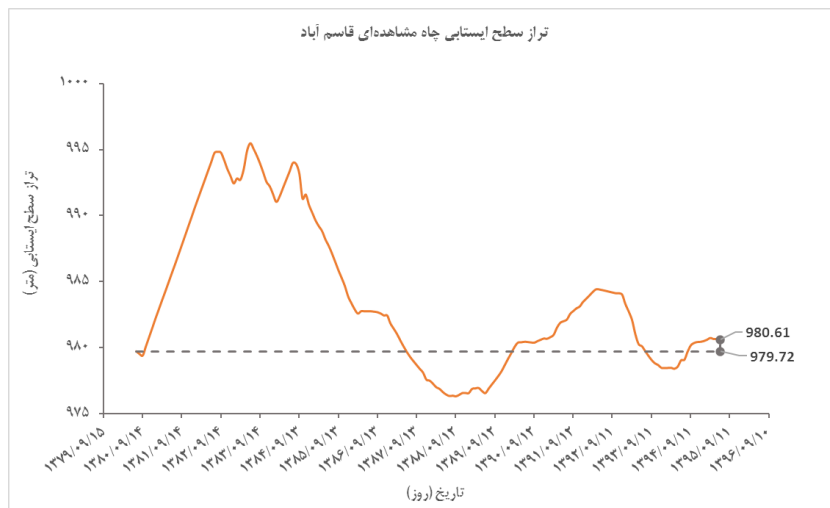
شکل ۳-۱۰- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) قره جنگل، ب) چحچه، پ) شیر حصار، ت) عسکریه



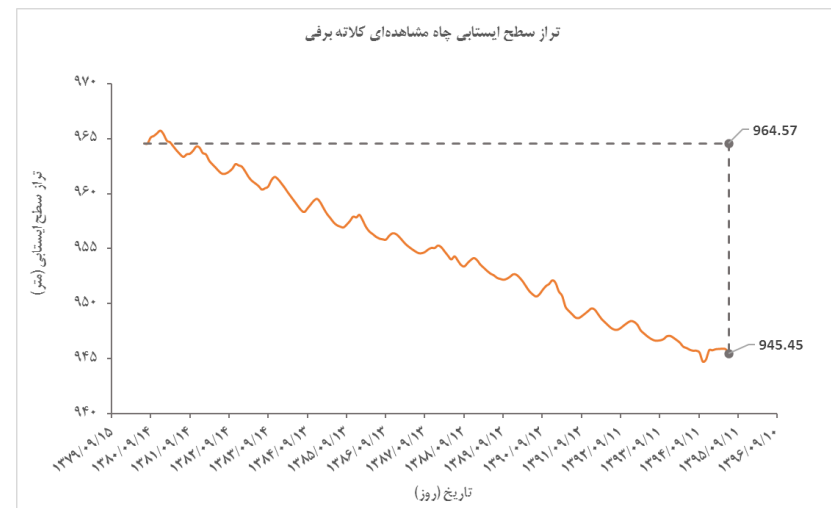
(ب)



(الف)

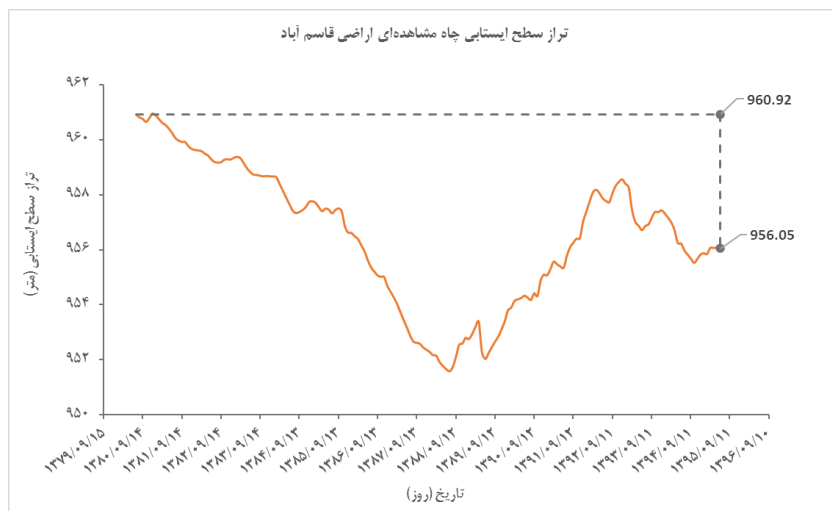


(ت)

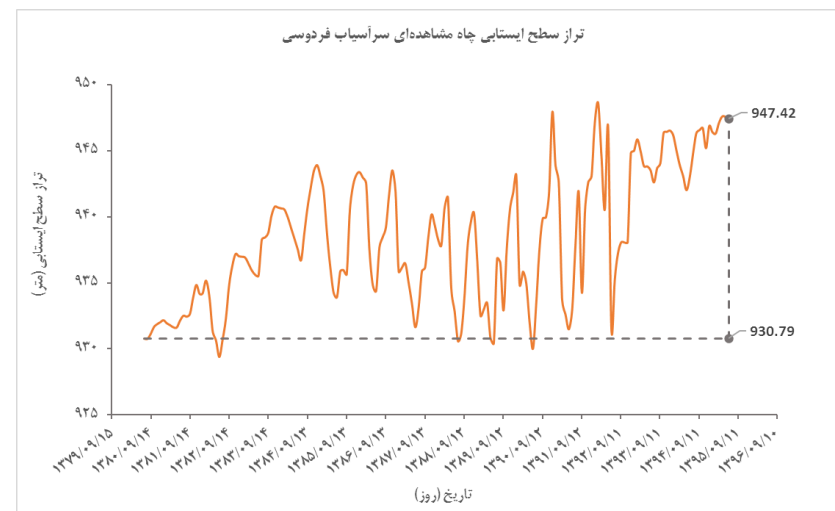


(پ)

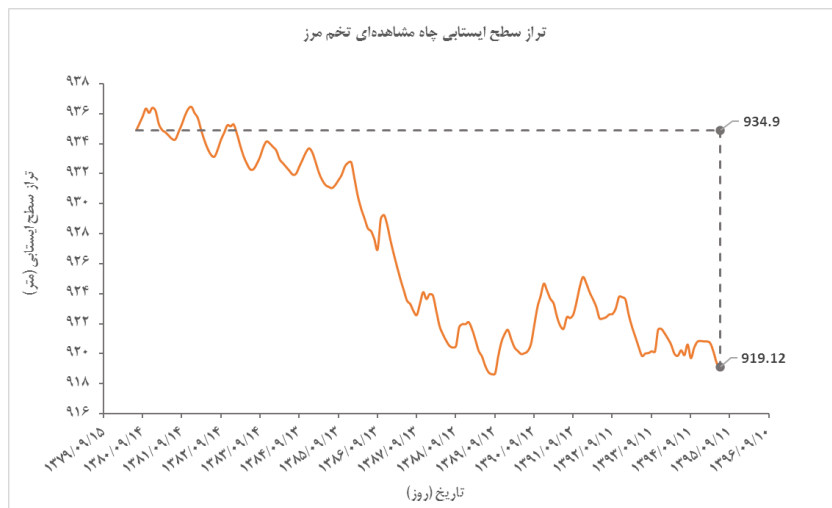
شکل ۳-۱۱- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) حسن آباد ویرانی، (ب) سهیل الدین، (پ) کلاته برفی، (ت) قاسم آباد



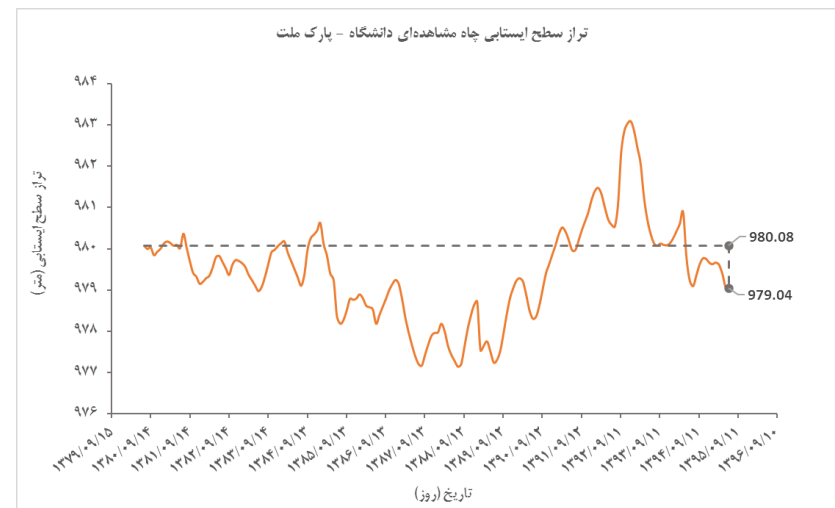
(ب)



(الف)

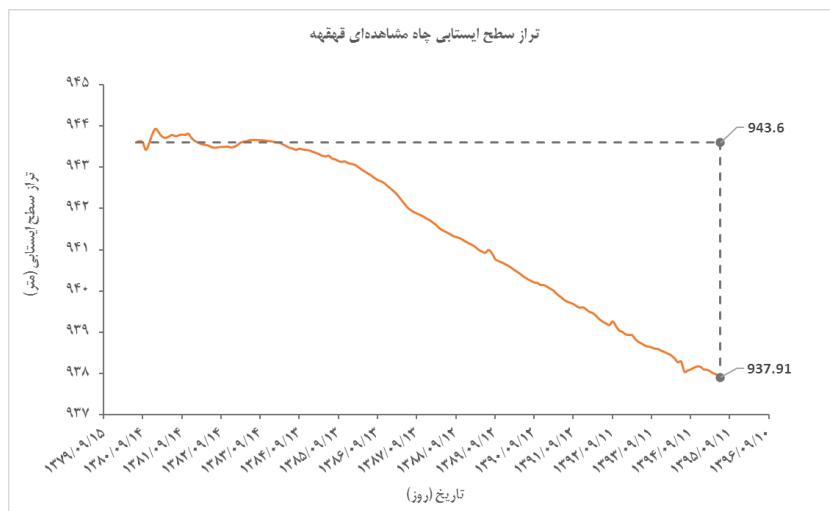


(ت)

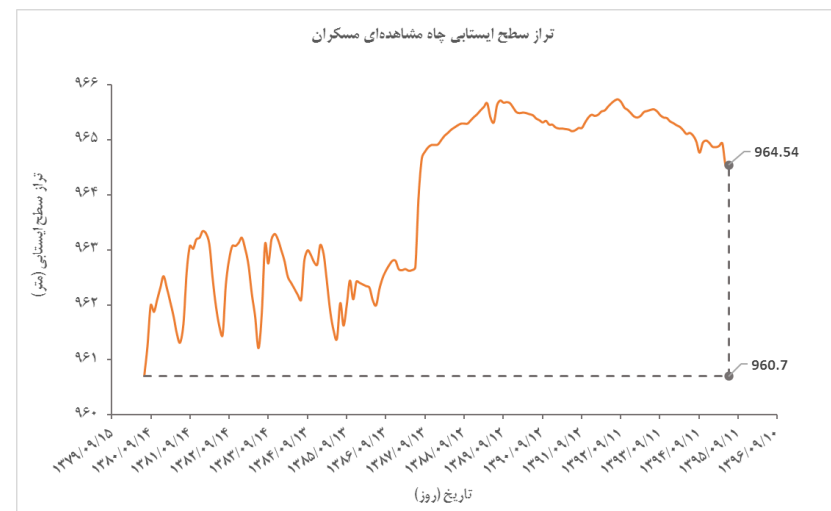


(پ)

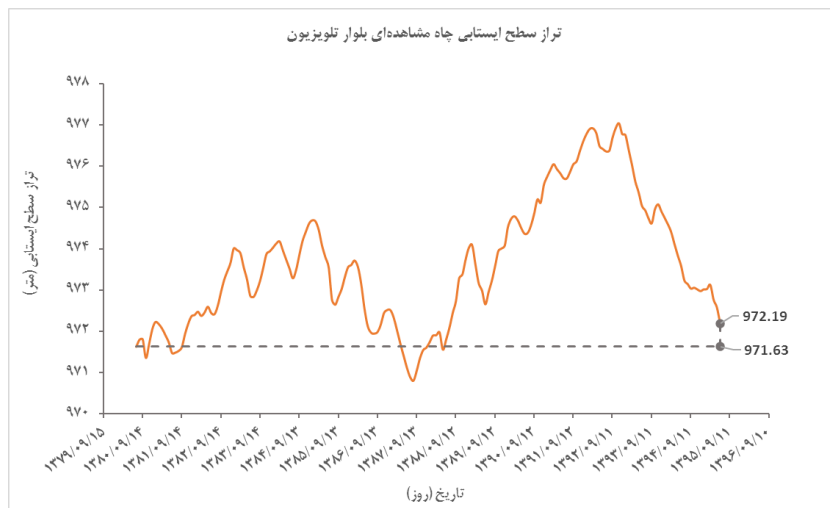
شکل ۳-۱۲- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) سرآسیاب فردوسی، (ب) اراضی قاسم‌آباد، (پ) دانشگاه - پارک ملت، (ت) تخم مرز



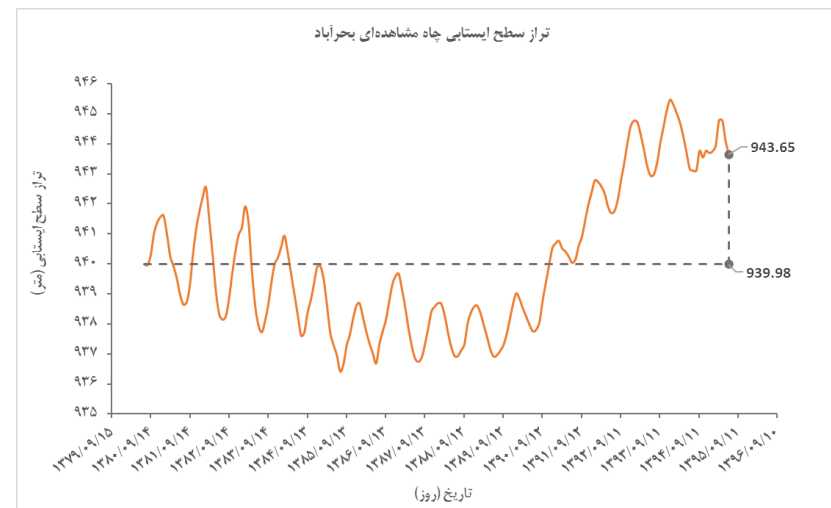
(ب)



(الف)

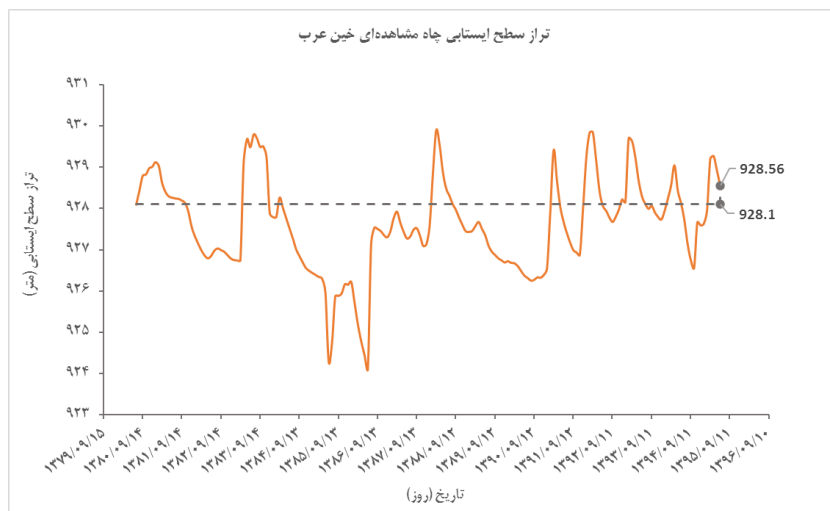


(ت)

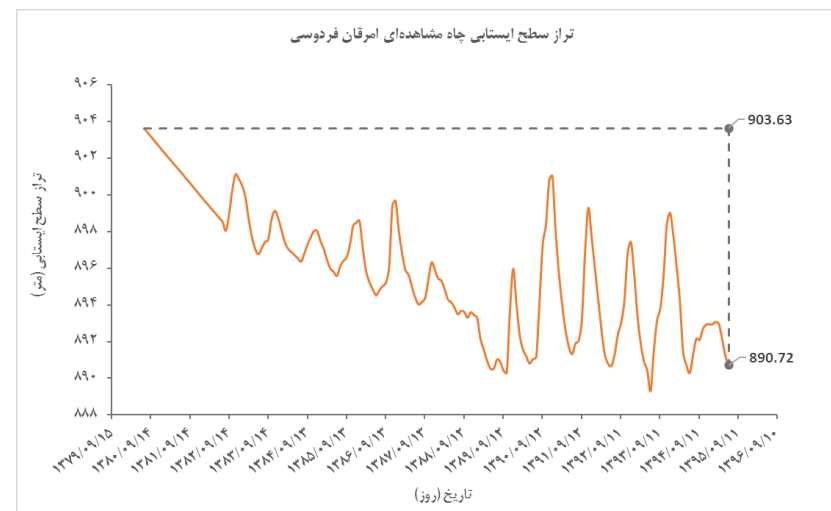


(پ)

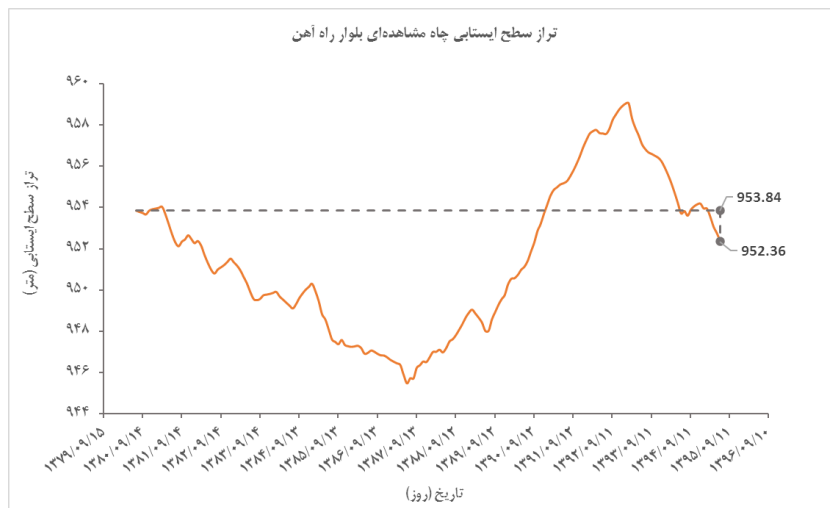
شکل ۳-۱۳- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) مسکران، ب) قهقهه، پ) بحرآباد، ت) بلوار تلویزیون



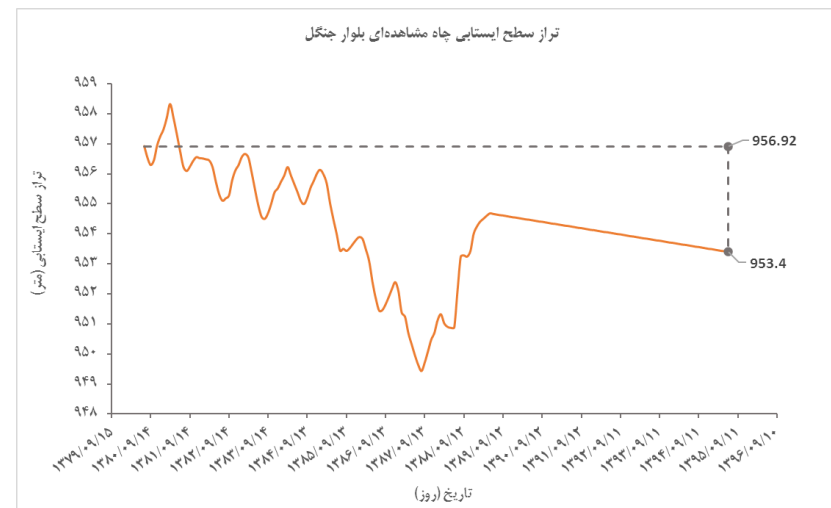
(ب)



(الف)

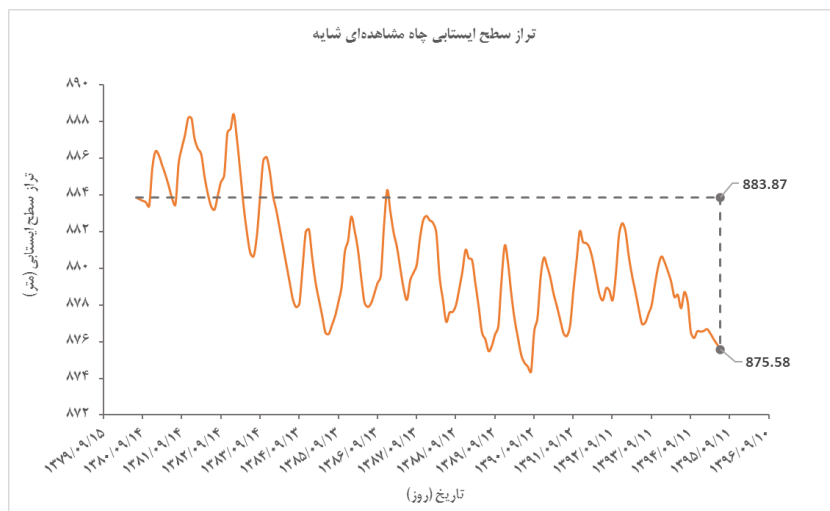


(ت)

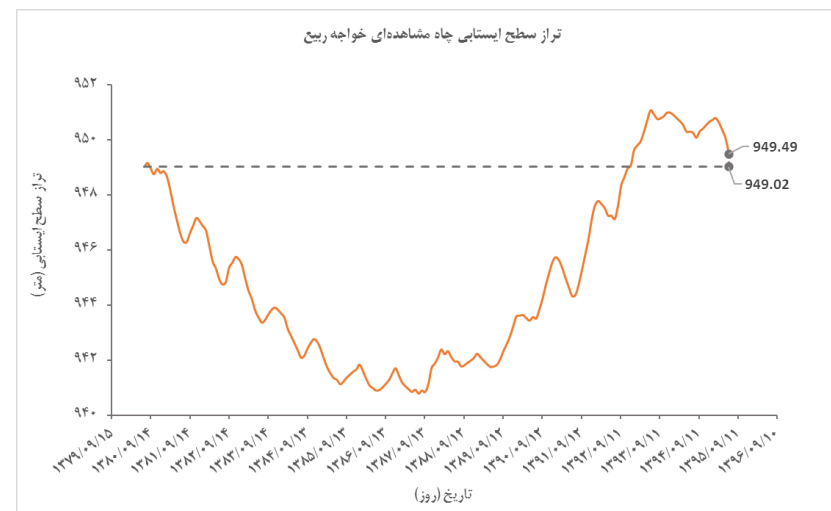


(پ)

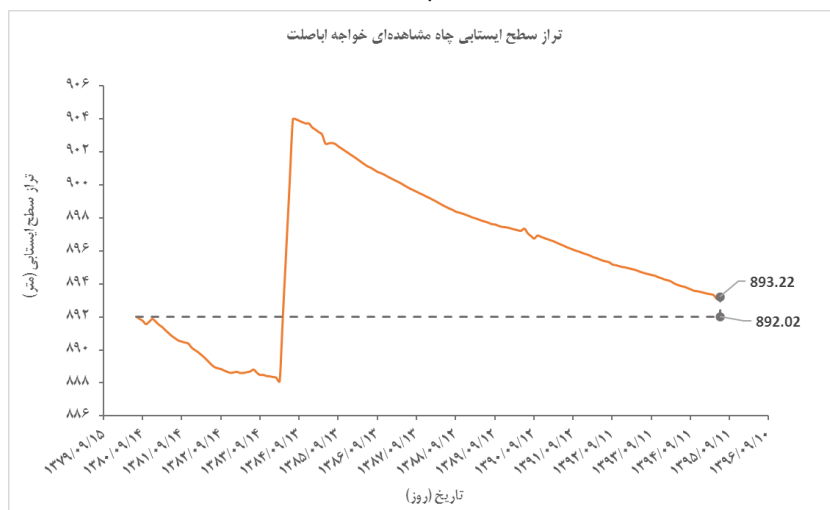
شکل ۳-۱۴- آبنمود چاه‌های مشاهد‌ای الف) امرقان فردوسی، ب) خین عرب پ) بلوار جنگل، ت) بلوار راه آهن



(ب)



(الف)

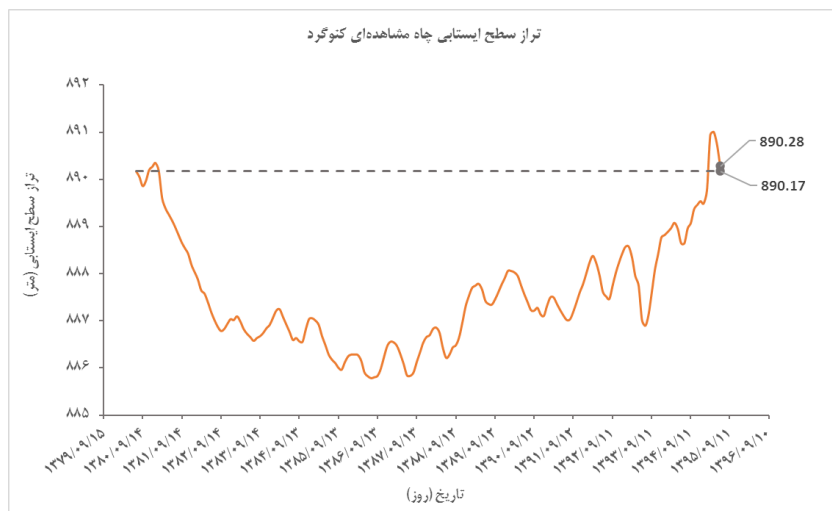


(ت)

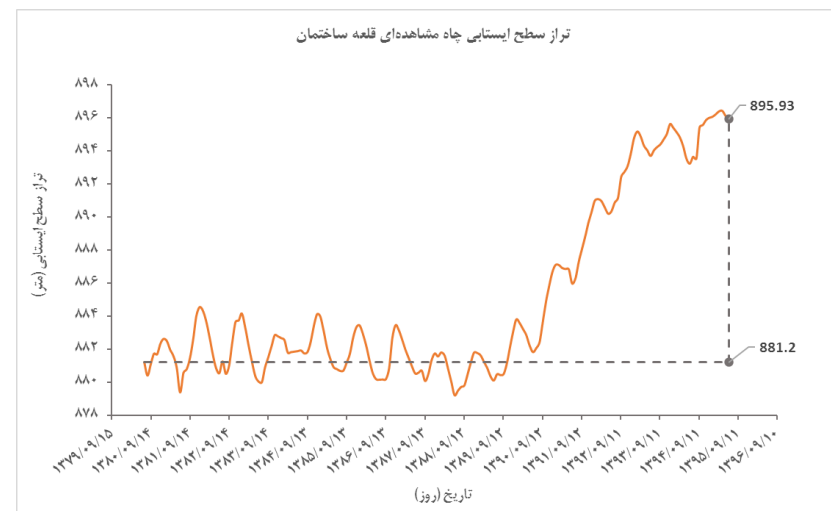


(پ)

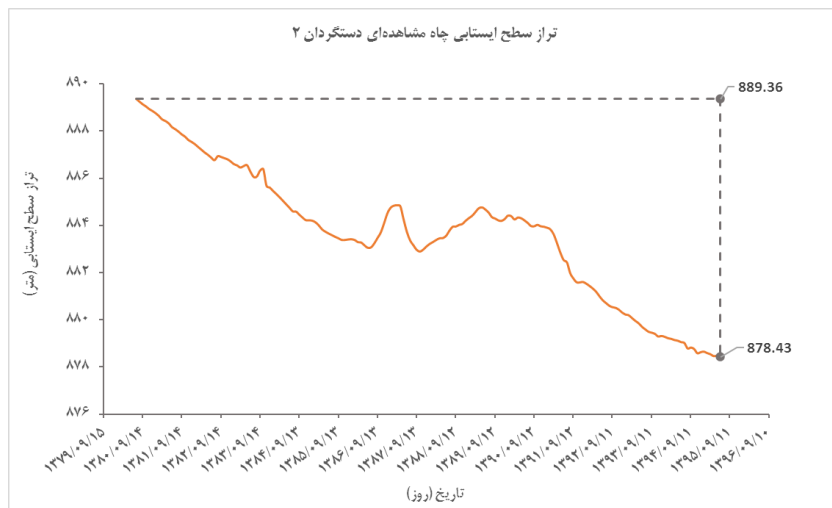
شکل ۳-۱۵- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) خواجه ربیع، (ب) شایه، (پ) انبار سیس آباد، (ت) خواجه اباصلت



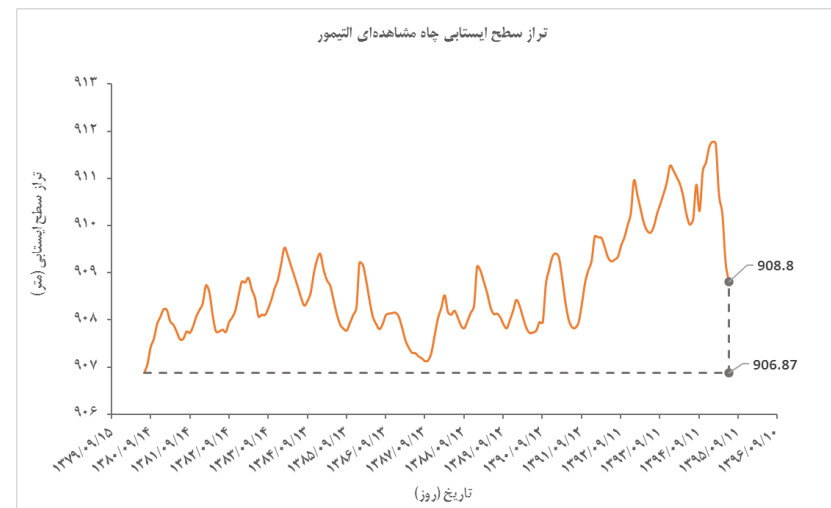
(ب)



(الف)

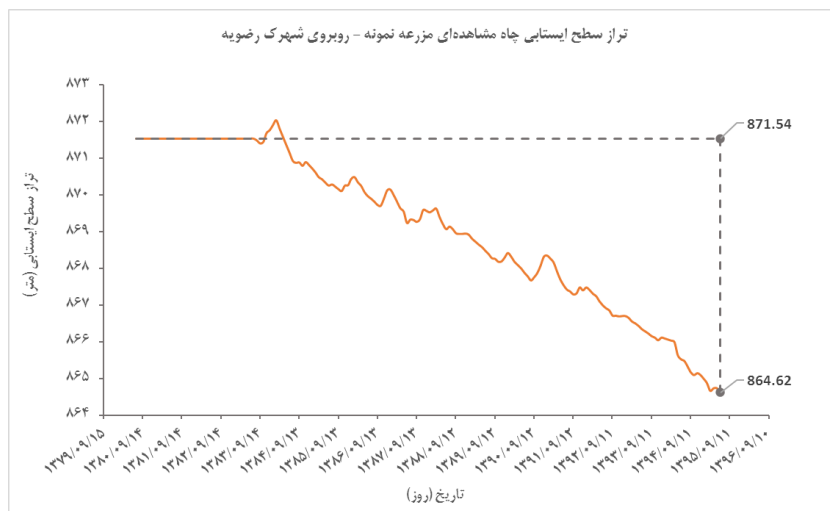


(ت)

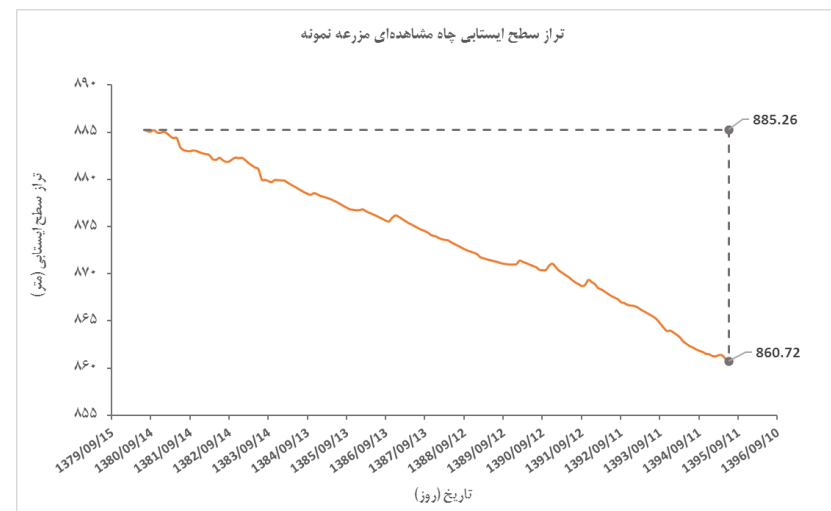


(پ)

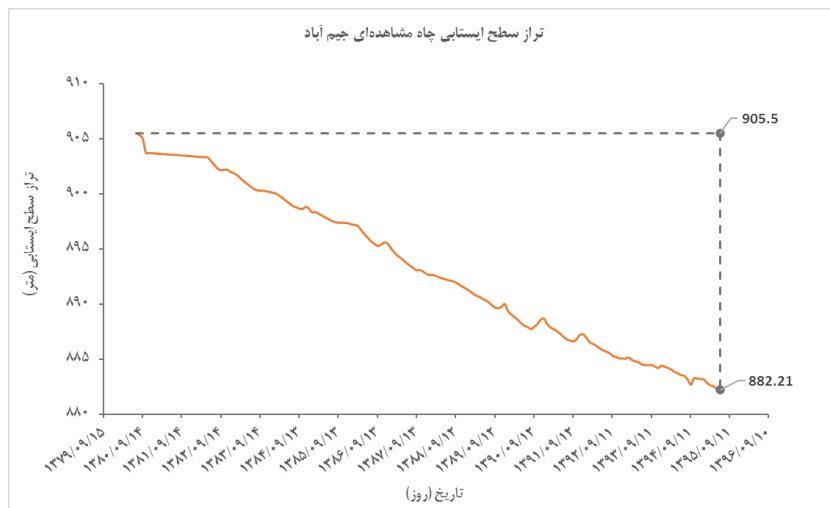
شکل ۳-۱۶- آبنمود چاه‌های مشاهد‌ای (الف) قلعه ساختمان، (ب) کتوگرد، (پ) التیمور، (ت) دستگردان ۲



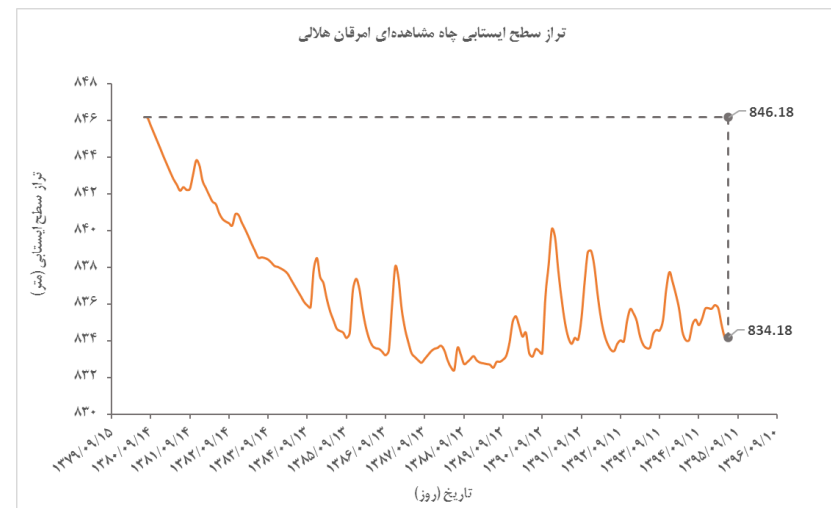
(ب)



(الف)

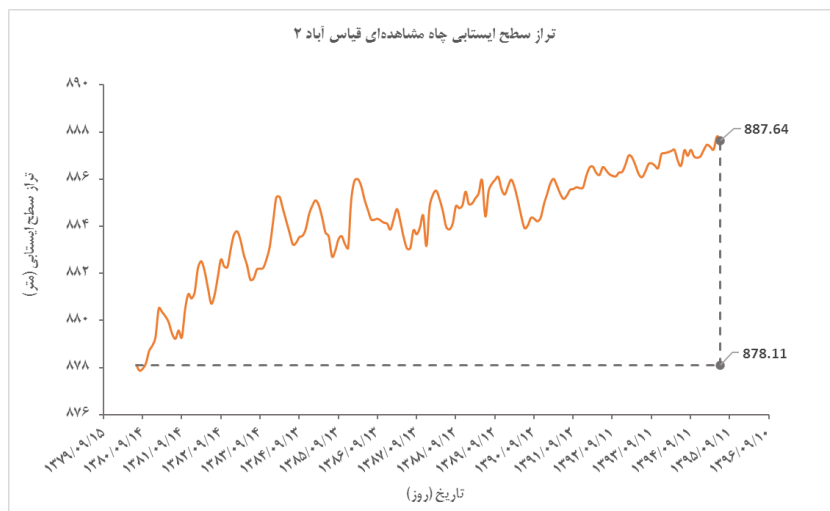


(ت)

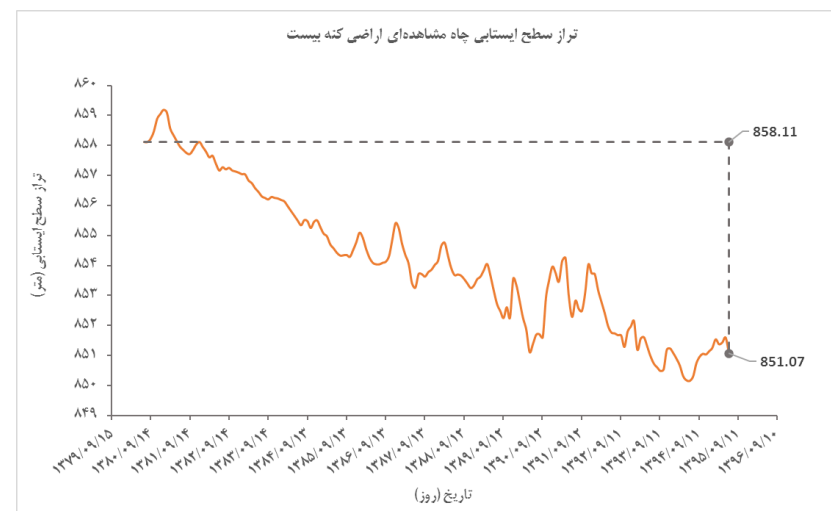


(پ)

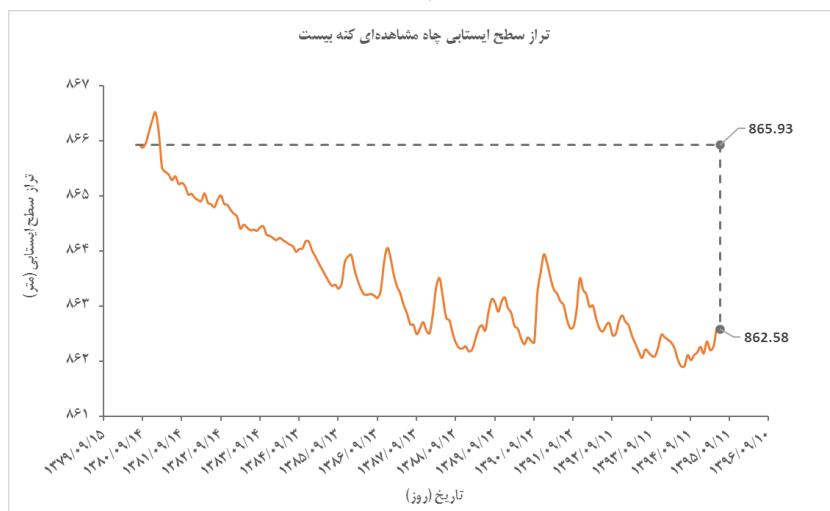
شکل ۳-۱۷- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) مزرعه نمونه، (ب) مزرعه نمونه - روبروی شهرک رضویه، (پ) امرقان هلالی، (ت) جیم‌آباد



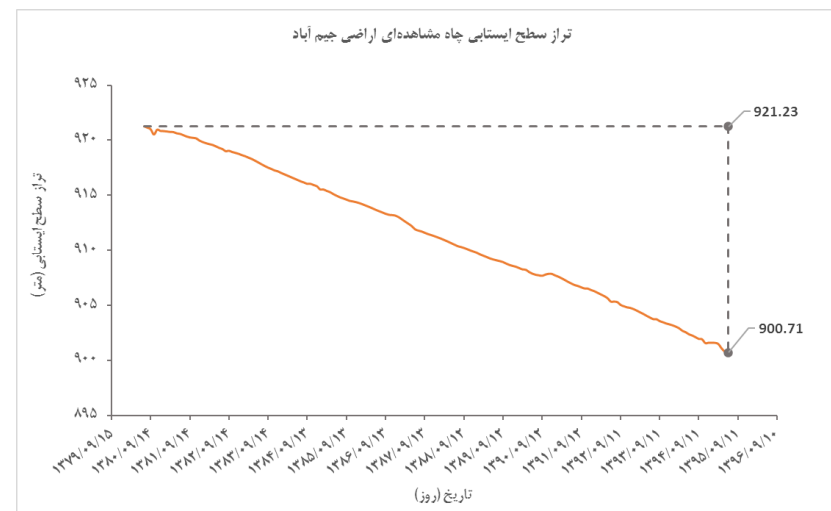
(ب)



(الف)

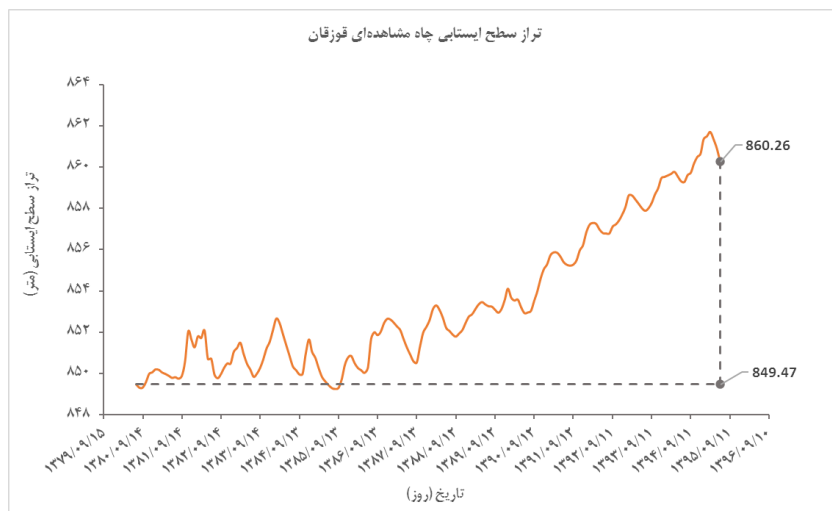


(ت)

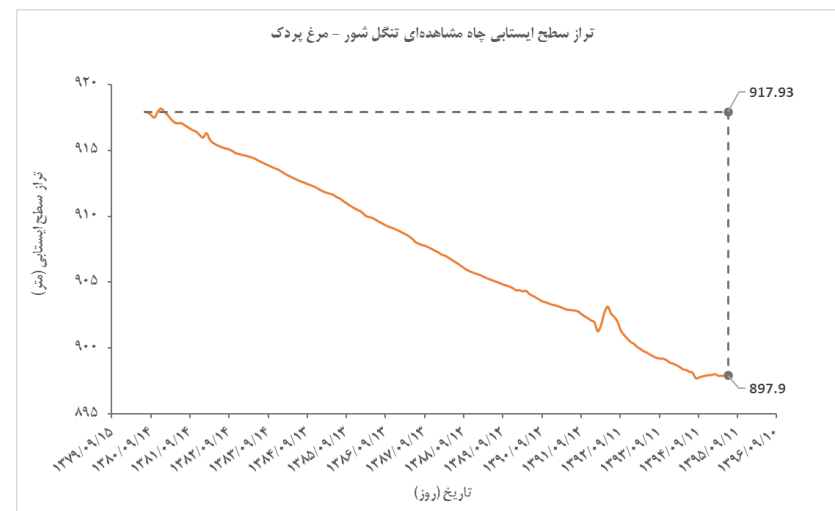


(پ)

شکل ۳-۱۸- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای (الف) اراضی کنه بیست، (ب) قیاس آباد ۲، (پ) اراضی جیم آباد، (ت) کنه بیست



(ب)



(الف)

شکل ۳-۱۹- آبنمود چاه‌های مشاهده‌ای الف) تنگل شور - مرغ پردک، ب) قوزقان

جدول ۳-۱- آماره‌های آماری عمق سطح آب زیرزمینی (ماهانه) در چاه‌های مشاهده‌ای معرف در دوره آماری ۱۵ ساله

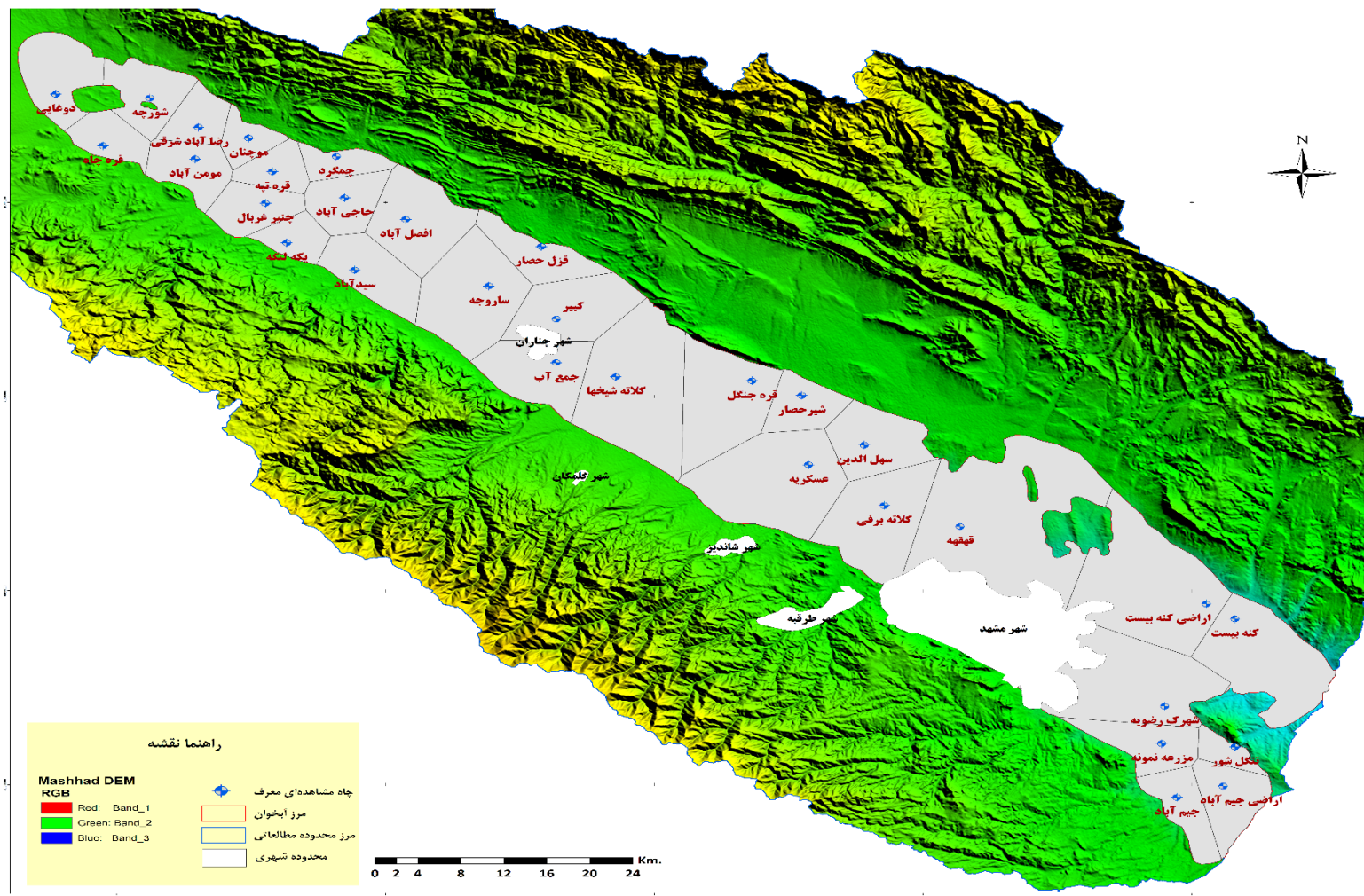
ردیف	UTM_X	UTM_Y	نام محل	کمینه (متر)		بیشینه (متر)		میانگین (متر)
				مقدار	تاریخ	مقدار	تاریخ	
۱	۶۴۴۳۱۶	۴۰۸۸۹۴۴	دوغایی	۵۳/۶۲	۱۳۸۱/۰۷/۱۵	۵۵/۹۶	۱۳۹۴/۱۱/۱۵	۵۴/۴۹
۲	۶۴۸۷۰۱	۴۰۸۲۲۹۸	قره چاه	۳۹/۳۱	۱۳۸۱/۰۱/۱۵	۴۱/۶۰	۱۳۹۵/۰۵/۱۵	۴۰/۴۴
۳	۶۵۳۰۶۹	۴۰۸۸۴۳۶	شورچه	۱۴/۷۸	۱۳۹۱/۰۴/۱۵	۱۷/۸۳	۱۳۹۴/۰۵/۱۵	۱۶/۳۷
۴	۶۵۷۲۷۷	۴۰۸۰۶۰۰	مومن آباد	۸۲/۹۱	۱۳۸۱/۱۱/۱۵	۹۳/۵۷	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۸۸/۲۹
۵	۶۵۷۶۰۴	۴۰۸۴۶۹۶	رضاآباد شرقی	۶۰/۰۳	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۷۳/۸۱	۱۳۹۵/۰۵/۱۵	۶۸/۰۷
۶	۶۶۲۲۶۱	۴۰۸۳۳۰۹	موچنان	۷۵/۳۸	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۹۱/۹۵	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۸۴/۵۸
۷	۶۶۳۸۱۴	۴۰۷۴۸۹۵	چنبر غربال	۷۹/۶۲	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۱۰۸/۰۴	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۹۱/۴۲
۸	۶۶۴۴۶۳	۴۰۷۸۹۶۲	قره تپه	۶۱/۲۶	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۸۱/۰۶	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۷۱/۵۸
۹	۶۶۵۸۰۰	۴۰۶۹۸۰۰	یکه لنگه	۸۶/۴۸	۱۳۸۱/۰۱/۱۵	۱۰۸/۵۶	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۹۸/۴۱
۱۰	۶۷۰۴۲۳	۴۰۸۰۹۲۴	چمگرد	۶۷/۸۲	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۸۳/۸۸	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۷۵/۸۲
۱۱	۶۷۱۱۸۹	۴۰۷۵۶۰۳	حاجی آباد	۴۷/۲۰	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۵۸/۲۴	۱۳۹۴/۰۵/۱۵	۵۴/۱۶
۱۲	۶۷۲۱۰۶	۴۰۶۶۲۸۹	سیدآباد	۵۶/۳۹	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۷۰/۷۲	۱۳۹۵/۰۵/۱۵	۶۴/۳۰
۱۳	۶۷۶۸۶۴	۴۰۷۲۸۱۸	افصل آباد	۴۵/۰۸	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۶۲/۹۱	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۵۴/۷۰
۱۴	۶۸۴۶۱۵	۴۰۶۴۲۳۹	ساروجه	۲۴/۱۱	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۳۰/۴۲	۱۳۹۵/۰۵/۱۵	۲۷/۸۴
۱۵	۶۸۹۴۸۷	۴۰۶۹۳۲۹	قزل حصار	۲۶/۳۵	۱۳۸۱/۰۲/۱۵	۴۷/۳۴	۱۳۹۵/۰۴/۱۵	۴۰/۰۹
۱۶	۶۹۰۸۷۰	۴۰۵۴۳۶۷	جمع آب	۷۹/۱۰	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۹۷/۶۵	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۹۱/۲۰
۱۷	۶۹۰۸۸۰	۴۰۵۹۹۸۲	کبیر	۸/۱۱	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۱۲/۹۵	۱۳۹۵/۰۴/۱۵	۱۱/۱۷
۱۸	۶۹۶۴۱۹	۴۰۵۲۵۴۸	کلاته شیخها	۵۹/۸۱	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۸۳/۷۹	۱۳۹۴/۰۶/۱۵	۷۳/۹۲
۱۹	۷۰۹۰۷۸	۴۰۵۲۰۲۵	قره جنگل	۲۹/۲۹	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۵۹/۶۱	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۴۳/۴۰
۲۰	۷۱۳۷۲۲	۴۰۵۰۱۳۶	شیرحصار	۴۶/۷۴	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۶۲/۲۵	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۵۵/۹۴
۲۱	۷۱۴۳۳۸	۴۰۴۱۲۰۴	عسکریه	۷۰/۳۲	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۹۴/۱۶	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۸۳/۴۶
۲۲	۷۱۹۵۱۸	۴۰۴۳۷۴۱	سهل الدین	۱۷/۳۳	۱۳۸۱/۰۱/۱۵	۲۶/۰۶	۱۳۹۴/۱۱/۱۵	۲۲/۵۷
۲۳	۷۲۱۳۷۰	۴۰۳۵۹۵۶	کلاته برفی	۷۵/۲۷	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۹۶/۲۷	۱۳۹۴/۱۰/۱۵	۸۶/۲۳
۲۴	۷۲۸۴۱۹	۴۰۳۳۲۵۶	قهقهه	۲۸/۰۷	۱۳۸۱/۰۱/۱۵	۳۴/۰۹	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۳۰/۵۲
۲۵	۷۴۷۱۹۱	۴۰۰۵۲۹۶	مزرعه نمونه	۸۲/۷۴	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۱۰۷/۲۸	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۹۴/۱۴
۲۶	۷۴۷۴۶۰	۴۰۱۰۱۱۰	روبروی رضویه	۸۲/۹۶	۱۳۸۴/۰۲/۱۵	۹۰/۳۸	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۸۵/۹۱
۲۷	۷۴۸۵۹۵	۳۹۹۸۳۷۲	جیم آباد	۹۸/۵۰	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۱۲۱/۷۹	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۱۱۰/۶۹
۲۸	۷۵۱۳۴۲	۴۰۲۳۲۸۳	اراضی کنه بیست	۵۸/۸۲	۱۳۸۱/۰۱/۱۵	۶۷/۸۴	۱۳۹۴/۰۶/۱۵	۶۳/۸۴
۲۹	۷۵۲۹۱۳	۳۹۹۹۸۲۲	اراضی جیم آباد	۵۷/۷۷	۱۳۸۰/۰۷/۱۵	۷۸/۲۹	۱۳۹۵/۰۶/۱۵	۶۷/۵۳
۳۰	۷۵۳۹۹۸	۴۰۲۱۳۶۱	کنه بیست	۵۸/۴۸	۱۳۸۱/۰۱/۱۵	۶۳/۰۹	۱۳۹۴/۰۶/۱۵	۶۱/۵۵
۳۱	۷۵۴۰۰۷	۴۰۰۴۸۷۷	تنگل شور، مرغ پردک	۲۷/۸۴	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۴۸/۲۹	۱۳۹۴/۰۸/۱۵	۳۸/۴۲

همان گونه که ملاحظه می شود در دوره آماری ۱۵ ساله، چاه های مشاهده ای قره جنگل و کنوگرد به ترتیب با ۳۰/۳۲ - متر و ۰/۱۱ + متر بیش ترین و کم ترین نوسان سطح آب زیرزمینی را نشان می دهند. نوسان سایر چاه ها در محدوده بین این دو عدد قرار می گیرد. با در نظر گرفتن، نوسان های مثبت (بالا آمدگی) و منفی (افت)، چاه قره جنگل با ۳۰/۳۲ متر، بیش ترین افت و چاه سرآسیاب فردوسی نیز با ۱۶/۶۳ متر، بیش ترین بالا آمدگی را نشان می دهد. برای مقایسه نوسان های سطح آب زیرزمینی، چاه های مشاهده ای با توجه به میانگین افت سالانه، به پنج گروه تقسیم و نتیجه در جدول ۳-۲ ارائه شده است.

جدول ۳-۲- گروه بندی چاه های مشاهده ای بر اساس میانگین افت سالانه در یک دوره ۱۵ ساله

گروه افت	میانگین افت (متر)	توضیحات
گروه اول	بیش از ۱/۵ متر	قره جنگل، چنبر غربال، مزرعه نمونه، عبدل آباد، جیم آباد، کلاته شیخها، عسکریه
گروه دوم	بین ۱ تا ۱/۵ متر	یکه لنگه، اراضی جیم آباد، تنگل شور - مرغ پردک، قره تپه، قزل حصار، کلاته برفی، جمع آب، حسن آباد ویرانی، چچچه، افصل آباد، موچنان، چمگرد، تخم مرز، شیر حصار
گروه سوم	بین ۰/۵ تا ۱ متر	سیدآباد، کلاته کریمخان، رضا آباد شرقی، امرقان فردوسی، امرقان هلالی، دستگردان ۲، حاجی آباد، مومن آباد، مغان، ریاض، کلاته نادر، خیرآباد، ذهاب ۱، شایه، ملی، سهل الدین
گروه چهارم	بین ۰ تا ۰/۵ متر	اراضی کنه بیست، شفیق، شهرک رضویه، نومهن، قهقهه، ساروجه، اراضی قاسم آباد، کبیر، اخلمد، بلوار جنگل، عباس آباد نهرآباد، کنه بیست، کلاته حاج علی، درنگون، جوی پایین، دوغایی، قره چاه، شورچه، بلوار راه آهن، دانشگاه - پارک ملت، آقارچی، هاشم آباد
گروه پنجم	کمتر از ۰ (بالا آمدگی)	کنوگرد، خین عرب، خواجه ربیع، بلوار تلویزیون، قاسم آباد، خرم آباد، خواجه اباصلت، التیمور، بحرآباد، مسکران، انبار سیس آباد، قیاس آباد ۲، قوزقان، قلعه ساختمان، سرآسیاب فردوسی

با توجه به شرایط پیش گفته، انتخاب چاه مشاهده ای مناسب که نشانگر آبخوان آزاد باشند و بتوان بر اساس آن تغذیه را نیز برآورد نمود، بسیار مهم و البته دشوار بوده و نیازمند انجام مطالعات دقیق هیدروژئولوژی است. به طور کلی، در بین این چاه ها، چاه هایی که دارای تغییرات سینوسی ملایم هستند، متأثر از بارش های جوی بوده و برای برآورد مقدار تغذیه مناسب هستند. با توجه به مقادیر میانگین افت سالانه و با در نظر گرفتن عمق چاه، نوع آبخوان و رفتار آبخوان، چاه هایی که افت آنها کمتر از ۰/۵ متر در سال است و همچنین چاه های بدون افت و یا چاه هایی که بالا آمدگی نشان می دهند، برای برآورد تغذیه در آبخوان مناسب نیستند. از بین ۷۴ حلقه چاه، ۳۱ حلقه انتخاب و تغذیه آب زیرزمینی برآورد شده است. موقعیت جغرافیایی چاه های معرف در شکل ۳-۲۰ ارائه شده است.



شکل ۳-۲- موقعیت جغرافیایی چاه‌های مشاهده‌ای معرف

۳-۲-۲- منابع نمونه برداری کلراید

برای تخمین تغذیه آبخوان مشهد - چناران به روش بیلان جرمی کلر از داده‌های کلراید بارش و آب زیرزمینی استفاده شده است. مشخصات ایستگاه‌های جمع‌آوری نمونه آب باران در جدول ۳-۳ و آب زیرزمینی نیز در جدول ۳-۴ و همچنین موقعیت آنها نیز در شکل ۳-۲۱ ارائه شده است.

برای نمونه برداری آب باران، از ایستگاه‌های باران‌سنجی و تبخیرسنجی موجود در محدوده مطالعاتی استفاده شده است. با توجه به شرایط اقلیمی منطقه، از ۴ ایستگاه باران‌سنجی و ۲ ایستگاه تبخیرسنجی طی ۳ سال (از پاییز سال ۱۳۹۶ تا زمستان سال ۱۳۹۸)، ۱۲۵ نمونه آب باران جمع‌آوری و برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه ارسال و سپس به روش تیتراسیون آنالیز شده است. در بین ایستگاه‌های جمع‌آوری آب باران، ایستگاه تبخیرسنجی مارشک با ارتفاع ۱۸۰۶ متر از سطح دریا، بلندترین ایستگاه و ایستگاه مشهد نیز با ارتفاع حدود ۱۰۰۱ متر از سطح دریا، پست‌ترین ایستگاه می‌باشند. سایر ایستگاه‌ها در محدوده ارتفاعی بین این دو مقدار قرار می‌گیرند. به لحاظ توزیع مکانی، ایستگاه‌های نمونه برداری آب باران در دامنه شمالی دشت (هزارمسجد) نسبت به دامنه جنوبی دشت (بینالود) از تراکم بهتری برخوردار است. بیشترین تعداد نمونه، به ترتیب مربوطه به ایستگاه‌ها چکنه (۲۶ نمونه)، تلغور (۲۵ نمونه)، فریزی (۲۴ نمونه)، مارشک (۱۹ نمونه)، قدیرآباد (۱۸ نمونه) و مشهد (۱۳ نمونه) است.

برای نمونه برداری آب زیرزمینی، از ۵۰ حلقه چاه انتخابی در سطح محدوده مطالعاتی استفاده شده است. برای انتخاب چاه‌های معرف تغذیه، دستورالعمل مشخصی وجود ندارد و فرآیند آن، بسیار مشکل و نیاز به زمان و داده برداری مستمر و پیوسته دارد. در بیشتر منابع علمی داخلی و خارجی، بر جنبه‌های زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی دشت تأکید شده است. چاه‌های انتخاب شده باید بیانگر شرایط تغذیه طبیعی باشند و آب زیرزمینی در محدوده چاه‌ها، کمتر تحت تأثیر رسوب‌گذاری یا انحلال، تبادل کاتیونی، اختلاط، آلودگی‌ها (آب‌های برگشتی، پساب‌ها و فاضلاب‌ها و ...) قرار گیرند. با مدنظر قراردادن این الزامات و محدودیت‌های زمانی و مالی موجود، در این پژوهش، نحوه انتخاب چاه‌ها به گونه‌ای بوده است که ضمن پوشش کامل دشت، شرایط مناسبی (روشن بودن چاه، امکان نمونه برداری در کنار چاه و ...) نیز برای نمونه برداری داشته باشند. نمونه برداری از منابع آب زیرزمینی طی دو مرحله در سال‌های ۱۳۹۷ و ۱۳۹۸ (۹۴ نمونه) انجام شده است. پس از بررسی اولیه نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های برداشت شده، ۹ حلقه چاه برای برآورد تغذیه به روش بیلان جرمی کلراید مناسب تشخیص داده شدند.

جدول ۳-۳- مشخصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب باران

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	UTM_X	UTM_Y	ارتفاع از سطح دریا (متر)	تعداد نمونه
۱	چکنه	باران سنج	۶۳۱۶۷۷	۴۰۷۸۳۲۱	۱۶۸۳	۲۶
۲	فریزی	باران سنج	۶۷۶۹۴۰	۴۰۳۹۷۲۸	۱۶۲۱	۲۴
۳	مشهد	باران سنج	۷۳۱۰۵۱	۴۰۲۱۷۷۹	۱۰۰۱	۱۳
۴	تلغور	باران سنج	۷۱۰۵۴۴	۴۰۷۸۱۸۳	۱۵۶۵	۲۵
۵	قدیرآباد	تبخیر سنج	۶۷۶۶۹۱	۴۰۷۱۸۹۶	۱۱۶۴	۱۸
۶	مارشک	تبخیر سنج	۷۲۷۰۵۹	۴۰۷۷۱۵۷	۱۸۰۶	۱۹

جدول ۴-۳- مشخصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب زیرزمینی

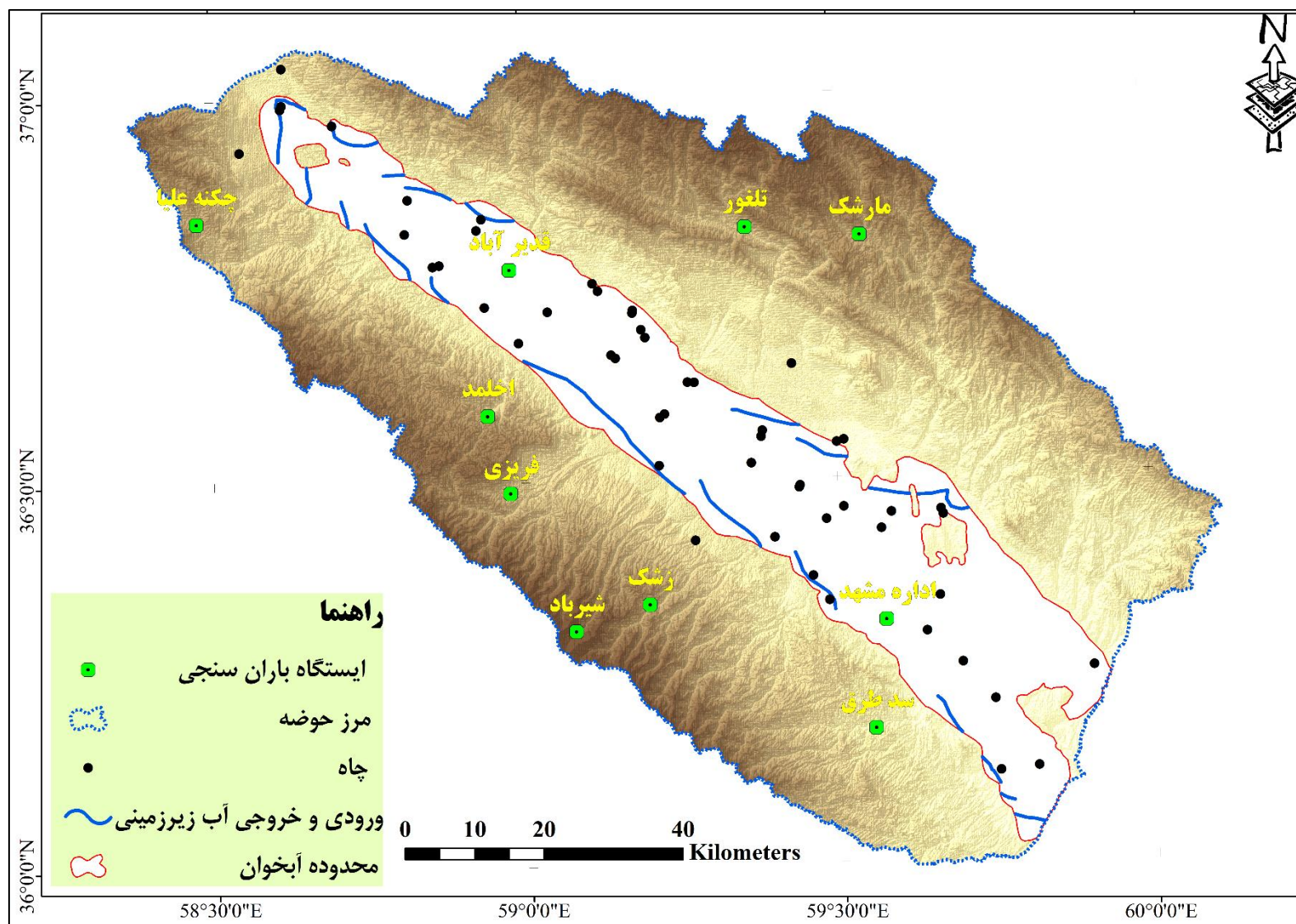
ردیف	اشتراک	نام محل	UTM_X	UTM_Y	عمق چاه (متر)	موقعیت
۱	۵۱۴۲۱۹	گل خونی	۷۰۲۳۶۰	۴۰۵۵۸۰۸	۱۵۳	شمال گشرفرود - متأثر از سازند تبخیر شور یجه و واحدهای شیل و مارنی
۲	۵۱۴۲۵۰	حاجی آباد	۷۲۲۳۸۷	۴۰۳۶۲۳۳	۲۳۹	محدوده غرب شهر مشهد - متأثر از فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری و صنعتی
۳	۵۱۴۲۵۹	شیرشتر	۷۳۹۱۶۳	۴۰۳۶۹۸۸	۱۳۱	
۴	۵۱۴۴۵۳	هلالی	۷۴۹۵۳۵	۴۰۲۶۵۰۰	۱۴۶	
۵	۵۱۴۵۰۵	امرغان	۷۳۰۲۸۳	۴۰۳۴۹۰۳	۱۹۲	شمال گشرفرود - متأثر از سازند تبخیر شور یجه و واحدهای شیل و مارنی
۶	۵۱۴۵۱۹	یساقی	۶۵۱۱۵۱	۴۰۹۲۶۰۹	۱۱۷	
۷	۵۱۴۵۲۱	گندم خواب	۷۲۳۸۳۳	۴۰۴۷۳۳۲	۱۹۶	
۸	۵۱۴۵۹۰	مردارکشان	۷۲۴۸۶۲	۴۰۳۸۰۰۶	۱۷۹	
۹	۵۱۴۶۱۳	موچنان	۶۶۲۰۱۸	۴۰۸۱۹۱۴	۱۴۱	متأثر از سنگ کف آبخوان (مارنی)
۱۰	۵۱۴۸۲۵	بهمن جان سفلی	۶۷۱۹۲۹	۴۰۷۷۵۷۲	۱۹۷	شمال گشرفرود - متأثر از سازند تبخیر شور یجه و واحدهای شیل و مارنی
۱۱	۵۱۴۸۵۳	حسن آباد	۷۰۳۳۱۱	۴۰۵۵۷۶۹	۱۴۷	
۱۲	۵۱۴۸۹۱	گلک	۶۹۱۹۶۳	۴۰۵۹۲۰۷	۱۲۵	مرکز دشت - غرب چناران
۱۳	۵۱۴۹۱۱	ملی	۶۸۲۱۹۳	۴۰۶۵۸۶۵	۱۴۶	
۱۴	۵۱۴۹۴۷	قازقان	۷۶۰۹۳۵	۴۰۱۵۳۲۱	۱۰۶	خروجی آبخوان - متأثر از فاضلاب‌ها و پساب‌های جاری در گشرفرود
۱۵	۵۱۵۰۹۴	شاهراه	۷۱۸۵۶۷	۴۰۴۱۰۱۵	۱۸۰	محدوده غرب شهر مشهد - متأثر از فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری و صنعتی

ادامه جدول ۳-۴- مشخصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب‌زیمینی

ردیف	اشتراک	نام محل	UTM_X	UTM_Y	عمق چاه (متر)	موقعیت
۱۶	۵۱۵۱۲۴	دهنه اخلمد	۶۷۳۱۲۲	۴۰۶۶۴۷۵	۱۴۴	مخروط افکنه اخلمد
۱۷	۵۱۵۱۵۱	کلاته شفیع	۶۶۱۶۱۴	۴۰۷۶۹۹۵	۱۴۴	های برگشنی کشاورزی و متأثر از آب
۱۸	۵۱۵۱۶۱	حکیم‌آباد	۶۶۶۵۸۵	۴۰۷۲۴۹۱	۱۵۰	سنگ کف آبخوان (مارنی)
۱۹	۵۱۵۲۷۳	شیرحصار	۷۱۳۱۲۹	۴۰۴۸۸۸۶	۱۲۶	
۲۰	۵۱۵۳۴۹	کلاته خانو	۶۹۵۶۴۳	۴۰۶۳۳۳۳	۱۳۴	شمال کشف‌رود - متأثر از سازند تبخیر
۲۱	۵۱۵۳۵۰	نومهن	۶۹۶۲۲۸	۴۰۶۲۲۱۲	۱۳۲	شوریجه و واحدهای شیل و مارنی
۲۲	۵۱۵۴۳۲	گازارگاه تبادکان	۷۳۸۸۶۹	۴۰۳۷۷۳۳	۱۳۱	
۲۳	۵۱۵۷۷۸	بلوار ابوریحان	۷۳۶۹۰۷	۴۰۲۰۱۶۴	۲۰۰	محدوده شهر مشهد - متأثر از فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری
۲۴	۵۱۵۸۶۵	خیج	۶۹۸۳۷۲	۴۰۵۰۷۰۹	۱۷۹	مخروط افکنه جمع‌آب
۲۵	۵۱۶۰۴۳	نهر آباد	۶۹۴۳۶۲	۴۰۶۵۷۴۷	۱۳۶	شمال کشف‌رود - متأثر از سازند تبخیر شوریجه و واحدهای شیل و مارنی
۲۶	۵۱۶۰۸۱	سعدآباد	۷۱۷۳۱۳	۴۰۵۸۵۳۱	۲۰۰	خارج از محدوده آبخوان اصلی
۲۷	۵۱۶۳۵۷	مزرعه نمونه	۷۴۶۷۴۰	۴۰۱۰۴۳۸	۱۹۳	محدوده شرق شهر مشهد - متأثر از
۲۸	۵۱۶۳۹۲	مهدی‌آباد بازه حوض	۷۴۷۵۷۹	۴۰۰۰۱۱۰	۱۴۴	فاضلاب و پساب‌های شهری و آب‌های برگشتی
۲۹	۵۱۶۴۷۵	آبگرگ	۶۴۳۶۷۸	۴۰۹۴۸۹۴	۹۹	شمال کشف‌رود - متأثر از سازند تبخیر شوریجه و واحدهای شیل و مارنی
۳۰	۵۱۶۵۳۶	قلعه خیابان	۷۴۲۰۷۴	۴۰۱۵۷۲۰	۲۰۷	محدوده شهر مشهد - متأثر از فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری
۳۱	۵۱۶۵۴۰	شیرحصار	۷۱۲۹۳۹	۴۰۴۸۰۳۱	۱۲۹	شمال کشف‌رود - متأثر از سازند تبخیر شوریجه و واحدهای شیل و مارنی
۳۲	۵۱۶۶۵۰	جیم‌آباد	۷۵۳۰۴۴	۴۰۰۰۸۲۰	۱۲۷	محدوده شرق شهر مشهد - متأثر از فاضلاب و پساب‌های شهری و آب‌های برگشتی
۳۳	۵۱۶۷۹۳	قاسم‌آباد	۷۲۲۸۵۹	۴۰۲۴۵۳۷	۲۰۹	محدوده شهر مشهد - متأثر از فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری
۳۴	۵۱۶۹۴۰	کلاته معاون	۷۰۳۵۴۷	۴۰۳۳۰۱۱		خارج از محدوده آبخوان (محدوده شهر شاندیز)، متأثر از فاضلاب و پساب‌های شهری
۳۵	۵۱۷۱۱۸	قزل حصار	۶۸۹۴۱۰	۴۰۶۸۸۹۶	۱۳۷	شمال کشف‌رود - متأثر از سازند تبخیر شوریجه و واحدهای شیل و مارنی
۳۶	۵۱۷۲۵۳	دهنه اخلمد	۶۷۸۰۵۶	۴۰۶۱۳۲۴	۱۴۳	مخروط افکنه اخلمد
۳۷	۵۱۷۳۸۲	جعفرآباد	۶۴۳۸۶۵	۴۰۹۵۴۱۶	۹۷	شمال کشف‌رود - متأثر از سازند تبخیر شوریجه و واحدهای شیل و مارنی

ادامه جدول ۳-۴- مشخصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب‌زیمینی

ردیف	اشتراک	نام محل	UTM_X	UTM_Y	عمق چاه (متر)	توضیحات
۳۸	۵۱۷۴۴۶	شترپا	۶۹۴۴۲۸	۴۰۶۶۱۲۱	۱۳۶	شمال گشرفرود - متأثر از سازند تبخیری شوربجه و واحدهای شیل و مارنی
۳۹	۵۱۷۵۵۶	لنگر	۷۱۴۹۶۱	۴۰۳۳۵۳۲	۱۹۵	مخروط افکنه طرقلبه - شاندر
۴۰	۵۱۷۸۰۰	گوارشک	۷۲۴۸۳۷	۴۰۴۷۶۳۷	۱۷۶	شمال گشرفرود - متأثر از سازند تبخیری شوربجه و واحدهای شیل و مارنی
۴۱	۵۱۷۹۶۵	حسین‌آباد گل‌مکان	۶۹۸۲۸۷	۴۰۴۳۷۶۵	۱۸۰	مخروط افکنه گل‌مکان - گاو‌ترنا
۴۲	۵۱۷۹۸۴	یکه لنگه	۶۶۵۶۷۳	۴۰۷۲۳۰۳	۱۴۴	غرب مخروط افکنه اخلمد
۴۳	۵۱۷۹۹۷	حسین‌آباد جلدک	۷۲۰۴۹۴	۴۰۲۸۰۳۰	۱۹۵	محدوده غرب شهر مشهد - متأثر از فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری و صنعتی
۴۴	۵۱۸۱۱۹	نوبهار	۶۹۹۰۶۷	۴۰۵۱۱۹۴	۱۷۵	مخروط افکنه جمع‌آب
۴۵	۵۱۸۲۳۰	بهمن‌جان	۶۷۲۶۲۳	۴۰۷۹۱۷۸	۱۵۷	شمال گشرفرود - متأثر از سازند تبخیری شوربجه و واحدهای شیل و مارنی
۴۶	۵۱۸۵۷۷	سیس‌آباد	۷۳۸۷۷۷	۴۰۲۵۳۰۰	۲۰۷	متأثر از پساب‌ها و فاضلاب‌های جاری در گشرفرود
۴۷	۵۱۸۶۱۴	محمد‌آباد	۷۱۱۵۴۳	۴۰۴۴۲۱۳	۱۳۲	مرکز دشت - بین غرب مشهد و گل‌بهار
۴۸	۵۱۹۵۶۲	دیزاوند	۶۴۳۸۴۹	۴۱۰۰۷۸۰		خارج از محدوده آبخوان اصلی
۴۹	۵۱۹۷۰۳	بینابید	۶۳۷۸۴۴	۴۰۸۸۶۴۱		خارج از محدوده آبخوان اصلی
۵۰	۵۱۹۹۲۳	گنبدواز	۷۳۱۷۰۶	۴۰۳۷۲۷۵	۱۷۰	شمال گشرفرود - متأثر از سازند تبخیری شوربجه و واحدهای شیل و مارنی



شکل ۳-۲۱- موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری کلراید آب باران و آب زیرزمینی

نتایج آنالیز شیمیایی (کلراید) نمونه‌های آب باران در جدول ۳-۵ تا جدول ۳-۷ ارائه شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، در دوره نمونه‌برداری، بیشینه مقدار کلر، به‌ترتیب در محل ایستگاه‌های مشهد (۲۴/۹ میلی گرم بر لیتر)، فریزی (۲۱/۴ میلی گرم بر لیتر)، مارشک (۱۵ میلی گرم بر لیتر)، تلغور (۱۲/۴ میلی گرم بر لیتر)، چکنه (۱۱/۹۹ میلی گرم بر لیتر) و قدیرآباد (۱۰/۲ میلی گرم بر لیتر) می‌باشد. از آنجاکه نمونه‌های آب باران، به‌ویژه در مواردی که مقدار بارش اندک است، ممکن است تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته باشند، بنابراین از میانگین وزنی برای محاسبه غلظت کلراید نیز در محل هر ایستگاه استفاده شده است. در میانگین وزنی، ضمن کاهش تأثیر نمونه‌های تبخیر شده در میانگین، وزن بیشتری به نمونه‌هایی که دارای مقدار بارندگی بیشتر و همچنین شانس بیشتری نیز برای مشارکت در تغذیه آب‌های زیرزمینی دارند، تعلق می‌گیرد. میانگین وزنی کلراید برای هر ایستگاه، با توجه به مقدار بارندگی از رابطه ۳-۱ برآورد می‌شود.

$$Cl_{p-w} = \frac{\sum_i^n P_i Cl_i}{\sum_i^n P_i} \quad \text{رابطه ۳-۱}$$

در این رابطه، Cl_{p-w} میانگین وزنی کلراید آب باران، P_i و Cl_i نیز به‌ترتیب میزان بارش (میلی متر) و غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر) برای نمونه i در محل ایستگاه است.

خلاصه آماره‌های آماری باران و نتایج آنالیز غلظت کلراید در آب باران در جدول ۳-۸ ارائه شده است. میانگین وزنی غلظت کلر در محل ایستگاه‌ها، به‌ترتیب از بیشترین به کمترین مقدار در محل ایستگاه مشهد، ۵/۶۱ میلی گرم بر لیتر، چکنه ۴/۶۱ میلی گرم بر لیتر، تلغور ۴/۳۴ میلی گرم بر لیتر، مارشک ۴/۱۶ میلی گرم بر لیتر، فریزی، ۴/۰۷ میلی گرم بر لیتر و قدیرآباد نیز ۳/۹۵ میلی گرم بر لیتر است.

نتایج آنالیز شیمیایی (کلراید) نمونه‌های آب زیرزمینی در جدول ۳-۹ ارائه شده است. غلظت کلراید آب زیرزمینی در چاه‌های مورد مطالعه، در سال ۱۳۹۷ از حداقل ۱۷/۷۳ تا حداکثر ۱۰۹۹/۰۴ میلی گرم بر لیتر در تغییر است. این مقادیر در سال ۱۳۹۸، به ترتیب ۱۰/۶۴ و ۱۰۲۸/۱۴ میلی گرم بر لیتر است. بررسی مقادیر نشان می‌دهد، یون کلر در آب زیرزمینی نسبت به زمان تغییرات چندانی ندارد و بیشترین تغییرات آن، نسبت به مکان است. بر اساس مقادیر بیشینه، کمینه، میانگین و میانه داده‌ها، اگرچه یون کلر دامنه تغییرات زیادی دارد، اما میانگین آن به سمت اعداد کوچک متمایل است و ۵۰ درصد از نمونه‌ها، کلرایدی کمتر از ۸۰ میلی گرم بر لیتر دارند. این موضوع، بیانگر تراکم داده‌های با غلظت کم در کل دوره آماری است. چاه‌های معرف در جدول ۳-۱۰ ارائه شده است

جدول ۳-۵- ارتفاع بارندگی و غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر) در محل الف) ایستگاه چکنه و ب) ایستگاه فریزی

(الف)				(ب)			
نام ایستگاه	تاریخ نمونه برداری	بارندگی	غلظت کلراید	نام ایستگاه	تاریخ نمونه برداری	بارندگی	غلظت کلراید
چکنه	۱۳۹۶/۰۹/۲۲	۲/۵	۶/۱۱	فریزی	۱۳۹۶/۱۰/۱۷	۴/۵	۳/۳
چکنه	۱۳۹۶/۱۰/۱۳	۴	۴/۱	فریزی	۱۳۹۶/۱۱/۲۵	۴/۵	۷/۳
چکنه	۱۳۹۶/۱۱/۲۶	۵	۹/۲	فریزی	۱۳۹۶/۱۲/۰۷	۱۷/۵	۳/۲
چکنه	۱۳۹۶/۱۲/۰۷	۲۹	۲/۳	فریزی	۱۳۹۶/۱۲/۲۸	۸	۳/۸
چکنه	۱۳۹۶/۱۲/۲۲	۴	۴/۶۴	فریزی	۱۳۹۷/۰۱/۰۷	۵	۱۲/۵
چکنه	۱۳۹۷/۰۱/۲۵	۱۱	۳/۴	فریزی	۱۳۹۷/۰۱/۲۶	۴۱/۵	۱/۴
چکنه	۱۳۹۷/۰۱/۲۸	۱۰/۵	۱/۳	فریزی	۱۳۹۷/۰۲/۱۱	۲/۵	۷/۴
چکنه	۱۳۹۷/۰۲/۲۳	۱۳	۴/۴	فریزی	۱۳۹۷/۰۲/۲۷	۱۸/۵	۲/۳
چکنه	۱۳۹۷/۰۳/۱۳	۳/۵	۹/۴	فریزی	۱۳۹۷/۰۳/۱۳	۹	۸/۵۸
چکنه	۱۳۹۷/۰۳/۲۰	۳/۵	۴/۷۷	فریزی	۱۳۹۷/۰۵/۱۶	۵	۱۵/۳
چکنه	۱۳۹۷/۰۷/۱۵	۱۶	۲/۱	فریزی	۱۳۹۷/۰۷/۱۶	۲۸/۵	۱/۱
چکنه	۱۳۹۷/۰۸/۰۶	۴۳	۱۱/۹۹	فریزی	۱۳۹۷/۰۸/۰۸	۳۸	۳/۳
چکنه	۱۳۹۷/۰۹/۰۳	۱۸	۲/۹	فریزی	۱۳۹۷/۰۹/۰۶	۱۵	۳/۴۶
چکنه	۱۳۹۷/۰۹/۰۶	۶	۷	فریزی	۱۳۹۷/۰۹/۲۳	۲/۵	۸/۰۴
چکنه	۱۳۹۷/۱۰/۰۹	۷	۷/۳۷	فریزی	۱۳۹۷/۱۱/۲۵	۱۱	۲۱/۴
چکنه	۱۳۹۷/۱۰/۱۴	۸	۲/۹۱	فریزی	۱۳۹۷/۱۲/۲۸	۳۴	۴
چکنه	۱۳۹۷/۱۰/۲۳	۱۷/۵	۸/۱۳	فریزی	۱۳۹۸/۰۱/۰۳	۱۷	۲/۶
چکنه	۱۳۹۷/۱۱/۱۵	۹/۵	۸/۵	فریزی	۱۳۹۸/۰۱/۰۸	۳۶/۵	۲/۶
چکنه	۱۳۹۷/۱۱/۲۸	۱۳	۳/۹۶	فریزی	۱۳۹۸/۰۱/۱۹	۴۹	۲/۱
چکنه	۱۳۹۷/۱۱/۲۹	۳	۴/۸	فریزی	۱۳۹۸/۰۲/۲۳	۱۶/۵	۲/۸
چکنه	۱۳۹۷/۱۲/۲۸	۱۸	۲	فریزی	۱۳۹۸/۰۳/۰۳	۳۲	۳/۳
چکنه	۱۳۹۸/۰۱/۰۲	۱۱/۵	۴/۸	فریزی	۱۳۹۸/۰۸/۰۴	۶	۸/۳
چکنه	۱۳۹۸/۰۱/۰۷	۴۸	۲/۴	فریزی	۱۳۹۸/۰۸/۱۰	۱۷	۷/۴
چکنه	۱۳۹۸/۰۱/۲۶	۳۰	۲/۹	فریزی	۱۳۹۸/۰۸/۳۰	۱۳	۹/۱
چکنه	۱۳۹۸/۰۳/۰۲	۳۰	۲/۲				
چکنه	۱۳۹۸/۰۳/۱۰	۱۴/۵	۴/۱				
کمینه	۲/۵	۱/۳		کمینه	۲/۵	۱/۱	
بیشینه	۴۸	۱۱/۹۹		بیشینه	۴۹	۲۱/۴	
میانگین حسابی	—	۴/۹۱		میانگین حسابی	—	۶/۰۲	
میانگین وزنی	—	۴/۶۱		میانگین وزنی	—	۴/۰۷	

جدول ۳-۶- ارتفاع بارندگی و غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر) در محل الف) ایستگاه تلغور و ب) ایستگاه مارشک

الف)				ب)			
نام ایستگاه	تاریخ نمونه برداری	بارندگی	غلظت کلراید	نام ایستگاه	تاریخ نمونه برداری	بارندگی	غلظت کلراید
تلغور	۱۳۹۶/۱۰/۱۳	۲	۵	مارشک	۱۳۹۶/۱۰/۱۷	۵/۵	۱/۲
تلغور	۱۳۹۶/۱۲/۱۱	۷/۵	۱/۶	مارشک	۱۳۹۶/۱۱/۳۰	۱۷/۵	۲/۷
تلغور	۱۳۹۷/۰۱/۲۶	۱۲	۲/۵	مارشک	۱۳۹۶/۱۲/۰۵	۷/۵	۲/۵
تلغور	۱۳۹۷/۰۲/۲۱	۵	۸/۶۷	مارشک	۱۳۹۶/۱۲/۲۳	۱۲/۵	۲/۴۴
تلغور	۱۳۹۷/۰۳/۱۲	۲	۳/۵	مارشک	۱۳۹۷/۰۱/۲۹	۲۲/۵	۲/۸
تلغور	۱۳۹۷/۰۳/۲۵	۵/۵	۳/۵	مارشک	۱۳۹۷/۰۲/۱۰	۳/۵	۵/۵۶
تلغور	۱۳۹۷/۰۷/۱۱	۴/۵	۶	مارشک	۱۳۹۷/۰۲/۲۶	۱۶	۱/۴
تلغور	۱۳۹۷/۰۸/۰۶	۱۱/۵	۲/۲	مارشک	۱۳۹۷/۰۳/۱۳	۸	۴/۳
تلغور	۱۳۹۷/۰۸/۱۷	۶/۵	۳/۳	مارشک	۱۳۹۷/۰۷/۱۵	۱۵	۲
تلغور	۱۳۹۷/۰۹/۰۶	۵/۵	۱/۸	مارشک	۱۳۹۷/۰۸/۱۱	۷	۸/۴
تلغور	۱۳۹۷/۱۰/۱۴	۸/۵	۳/۷	مارشک	۱۳۹۷/۱۰/۱۴	۸/۵	۱/۲
تلغور	۱۳۹۷/۱۰/۲۸	۵/۵	۱/۲	مارشک	۱۳۹۷/۱۱/۲۳	۸/۵	۱۰/۹
تلغور	۱۳۹۷/۱۱/۰۹	۱	۴/۹	مارشک	۱۳۹۷/۱۲/۲۵	۱۱	۳/۵
تلغور	۱۳۹۷/۱۱/۲۹	۶	۱/۲	مارشک	۱۳۹۸/۰۱/۰۲	۳۶	۱/۵
تلغور	۱۳۹۷/۱۲/۱۸	۳/۵	۲/۱	مارشک	۱۳۹۸/۰۲/۰۶	۱۹	۱۵/۴
تلغور	۱۳۹۷/۱۲/۲۵	۳/۵	۴/۰۵	مارشک	۱۳۹۸/۰۳/۱۱	۱۵	۳/۷
تلغور	۱۳۹۷/۱۲/۲۷	۱۴/۵۴	۳	مارشک	۱۳۹۸/۰۴/۰۷	۶/۵	۷/۹
تلغور	۱۳۹۸/۰۱/۱۹	۲۰/۵	۸/۱	مارشک	۱۳۹۸/۰۸/۱۳	۳۲	۳/۳
تلغور	۱۳۹۸/۰۲/۲۵	۱۲/۵	۴/۱	مارشک	۱۳۹۸/۰۸/۳۰	۸	۷/۱
تلغور	۱۳۹۸/۰۳/۰۱	۱۳	۱/۴				
تلغور	۱۳۹۸/۰۳/۰۸	۱	۳/۶				
تلغور	۱۳۹۸/۰۸/۰۷	۳	۱۲/۴				
تلغور	۱۳۹۸/۰۸/۰۹	۲۱/۵	۵/۸				
تلغور	۱۳۹۸/۰۸/۱۳	۸	۹/۶				
تلغور	۱۳۹۸/۰۹/۱۵	۲/۵	۴/۵				
کمینه	۱	۱/۲	۱/۲	کمینه	۳/۵	۱/۲	۱/۲
بیشینه	۲۱/۵	۱۲/۴	۱۵/۴	بیشینه	۳۶	۱۵/۴	۱۵/۴
میانگین حسابی	—	۴/۳۱	۴/۶۲	میانگین حسابی	—	۴/۶۲	۴/۶۲
میانگین وزنی	—	۴/۳۴	۴/۱۹	میانگین وزنی	—	۴/۱۹	۴/۱۹

جدول ۳-۷- ارتفاع بارندگی و غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر) در محل الف) ایستگاه قدیر آباد و ب) مشهد

الف)				ب)			
نام ایستگاه	تاریخ نمونه برداری	بارندگی	غلظت کلراید	نام ایستگاه	تاریخ نمونه برداری	بارندگی	غلظت کلراید
قدیر آباد	۱۳۹۶/۱۲/۰۱	۵	۵/۳	مشهد	۱۳۹۶/۱۰/۱۷	۲	۱۱/۲
قدیر آباد	۱۳۹۶/۱۲/۰۶	۱۴/۵	۳/۴	مشهد	۱۳۹۶/۱۲/۰۱	۲۰	۱/۲
قدیر آباد	۱۳۹۶/۱۲/۲۷	۳	۲/۸	مشهد	۱۳۹۶/۱۲/۱۱	۲۳	۴/۶
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۱/۰۳	۸	۲/۷	مشهد	۱۳۹۷/۰۸/۰۷	۳۱/۵	۸/۲
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۱/۲۹	۴	۲/۲	مشهد	۱۳۹۷/۰۹/۰۶	۲۱	۳/۶
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۲/۲۲	۴/۵	۸/۶۶	مشهد	۱۳۹۷/۱۱/۱۶	۸/۸	۲/۲
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۲/۲۷	۱۵	۲/۳	مشهد	۱۳۹۷/۱۲/۰۷	۶/۵	۲
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۳/۱۳	۴	۱۰/۲	مشهد	۱۳۹۸/۰۱/۰۲	۳۰/۵	۳/۵
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۷/۱۵	۲۱/۵	۳/۵	مشهد	۱۳۹۸/۰۱/۱۸	۱۰	۵/۱
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۸/۰۷	۱۶	۱/۳	مشهد	۱۳۹۸/۰۱/۲۷	۳۸	۳
قدیر آباد	۱۳۹۷/۰۹/۰۶	۴	۷/۵	مشهد	۱۳۹۸/۰۲/۰۵	۹	۲۴/۹
قدیر آباد	۱۳۹۷/۱۱/۱۱	۲/۵	۵/۸	مشهد	۱۳۹۸/۰۳/۰۴	۱۶	۱۵/۶
قدیر آباد	۱۳۹۷/۱۱/۲۴	۱۳	۴	مشهد	۱۳۹۸/۰۳/۱۲	۲۷	۳/۷
قدیر آباد	۱۳۹۸/۰۱/۰۶	۱۴	۵/۵				
قدیر آباد	۱۳۹۸/۰۱/۰۷	۱/۵	۳/۵۵				
قدیر آباد	۱۳۹۸/۰۱/۳۰	۴/۵	۴/۲				
قدیر آباد	۱۳۹۸/۰۲/۲۶	۲۱/۵	۶/۶				
قدیر آباد	۱۳۹۸/۰۳/۰۳	۱۶	۱/۱				
کمینه	۱/۵	۱/۱	۱/۲	کمینه	۲	۱/۲	۱/۲
بیشینه	۲۱/۵	۱۰/۲	۲۴/۹	بیشینه	۳۸	۲۴/۹	۲۴/۹
میانگین حسابی	—	۴/۴۸	۶/۸۳	میانگین حسابی	—	۶/۸۳	۶/۸۳
میانگین وزنی	—	۳/۹۵	۵/۶۱	میانگین وزنی	—	۵/۶۱	۵/۶۱

جدول ۳-۸- خلاصه آماره های آماری باران و نتایج آنالیز آب باران

ردیف	نام ایستگاه	ارتفاع بارش (میلی متر)		غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر)			
		کمینه	بیشینه	کمینه	بیشینه	میانگین حسابی	میانگین وزنی
۱	باران سنج تلغور	۱	۲۱/۵	۱/۲	۱۲/۴	۴/۳۱	۴/۳۴
۲	باران سنج چکنه	۲/۵	۴۸	۱/۳	۱۱/۹۹	۴/۹۱	۴/۶۱
۳	باران سنج فریزی	۲/۵	۴۹	۱/۱	۲۱/۴	۶/۰۲	۴/۰۷
۴	تبخیر سنج قدیر آباد	۱/۵	۲۱/۵	۱/۱	۱۰/۲	۴/۴۸	۳/۹۵
۵	تبخیر سنج مارشک	۳/۵	۳۶	۱/۲	۱۵/۴	۴/۶۲	۴/۱۹
۶	تبخیر سنج مشهد	۲	۳۸	۱/۲	۲۴/۹	۶/۸۳	۵/۶۱
				میانگین		۵/۲	۴/۴۶

جدول ۳-۹- غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر) در نمونه های آب زیرزمینی

ردیف	اشتراک	نام محل	غلظت کلراید در سال ۱۳۹۷		غلظت کلراید در سال ۱۳۹۸		میانگین
			تاریخ نمونه برداری	مقدار	تاریخ نمونه برداری	مقدار	
۱	۵۱۴۲۱۹	گل خونی	۱۳۹۷/۰۳/۲۷	۳۹	۱۳۹۸/۰۸/۱۹	۴۹/۶۳	۴۴/۳۲
۲	۵۱۴۲۵۰	حاجی آباد	۱۳۹۷/۰۳/۲۹	۴۲/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۶	۶۰/۲۷	۵۱/۴۱
۳	۵۱۴۲۵۹	شیرشتر	۱۳۹۷/۰۳/۲۴	۸۵/۰۹	۱۳۹۸/۰۸/۱۶	۱۱۳/۴۵	۹۹/۲۷
۴	۵۱۴۴۵۳	هلالی	—	—	۱۳۹۸/۰۸/۱۳	۳۱۱/۹۹	۳۱۱/۹۹
۵	۵۱۴۵۰۵	امرغان	۱۳۹۷/۰۳/۲۴	۴۱۸/۳۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۶	۲۴۱/۰۸	۳۲۹/۷۲
۶	۵۱۴۵۱۹	یساقی	۱۳۹۷/۰۴/۲۸	۷۴/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۴	۶۷/۳۶	۷۰/۹۱
۷	۵۱۴۵۲۱	گندم خواب	۱۳۹۷/۰۳/۲۴	۳۵/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۹	۲۴/۸۲	۳۰/۱۴
۸	۵۱۴۵۹۰	مردارکشان	۱۳۹۷/۰۲/۲۰	۱۰۲/۸۱	۱۳۹۸/۰۸/۱۶	۸۸/۶۳	۹۵/۷۲
۹	۵۱۴۶۱۳	موچنان	۱۳۹۷/۰۳/۲۸	۴۶۰/۸۹	۱۳۹۸/۰۸/۱۴	۴۷۸/۶۲	۴۶۹/۷۶
۱۰	۵۱۴۸۲۵	بهمن جان سفلی	۱۳۹۷/۰۳/۲۸	۶۲۷/۵۲	۱۳۹۸/۰۸/۱۴	۵۹۵/۶۱	۶۱۱/۵۷
۱۱	۵۱۴۸۵۳	حسن آباد	۱۳۹۷/۰۳/۲۷	۴۹/۶۳	۱۳۹۸/۰۸/۲۰	۱۰۹/۹	۷۹/۷۷
۱۲	۵۱۴۸۹۱	گلک	۱۳۹۷/۰۳/۲۷	۴۲/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۰	۲۸/۳۶	۳۵/۴۵
۱۳	۵۱۴۹۱۱	ملی	۱۳۹۷/۰۴/۲۸	۴۲/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۴	۲۸/۳۶	۳۵/۴۵
۱۴	۵۱۴۹۴۷	قازقان	۱۳۹۷/۰۳/۳۰	۱۰۹۹/۰۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۵	۸۸۶/۳۳	۹۹۲/۶۹
۱۵	۵۱۵۰۹۴	شاهراه	۱۳۹۷/۰۳/۲۹	۴۲/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۹	۳۵/۴۵	۳۹
۱۶	۵۱۵۱۲۴	دهنه اخلمد	۱۳۹۷/۰۵/۰۲	۵۳/۱۸	۱۳۹۸/۰۸/۲۱	۳۵/۴۵	۴۴/۳۲
۱۷	۵۱۵۱۵۱	کلاته شفیع	۱۳۹۷/۰۵/۰۲	۳۷۲/۲۶	۱۳۹۸/۰۸/۲۱	۳۷۵/۸	۳۷۴/۰۳
۱۸	۵۱۵۱۶۱	حکیم آباد	۱۳۹۷/۰۵/۰۲	۱۷۷/۲۷	۱۳۹۸/۰۸/۲۱	۱۷۰/۱۷	۱۷۳/۷۲
۱۹	۵۱۵۲۷۳	شیرحصار	۱۳۹۷/۰۳/۲۹	۱۶۶/۶۳	۱۳۹۸/۰۸/۱۹	۲۲۶/۹	۱۹۶/۷۷
۲۰	۵۱۵۳۴۹	کلاته خانو	۱۳۹۷/۰۳/۲۷	۲۸۷/۱۷	۱۳۹۸/۰۸/۱۲	۲۴۴/۶۳	۲۶۵/۹
۲۱	۵۱۵۳۵۰	نومهن	۱۳۹۷/۰۳/۲۷	۳۵/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۲	۲۱/۲۷	۲۸/۳۶
۲۲	۵۱۵۴۳۲	گازارگاه تبادکان	۱۳۹۷/۰۳/۲۴	۳۵/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۶	۲۸/۳۶	۳۱/۹۱
۲۳	۵۱۵۷۷۸	بلوار ابوریحان	۱۳۹۷/۰۷/۰۱	۱۵۲/۴۵	—	—	۱۵۲/۴۵
۲۴	۵۱۵۸۶۵	خیج	۱۳۹۷/۰۶/۳۱	۳۹	—	—	۳۹
۲۵	۵۱۶۰۴۳	نهر آباد	۱۳۹۷/۰۴/۲۸	۶۴۵/۲۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۲	۷۴۴/۵۱	۶۹۴/۸۸
۲۶	۵۱۶۰۸۱	سعد آباد	۱۳۹۷/۰۳/۲۷	۱۷/۷۳	۱۳۹۸/۰۸/۱۹	۱۰/۶۴	۱۴/۱۹
۲۷	۵۱۶۳۵۷	مزرعه نمونه	۱۳۹۷/۰۳/۳۰	۲۱۲/۷۲	۱۳۹۸/۰۸/۱۵	۱۹۴/۹۹	۲۰۳/۸۶
۲۸	۵۱۶۳۹۲	مهدی آباد بازه حوض	۱۳۹۷/۰۳/۳۰	۷۶۹/۳۳	۱۳۹۸/۰۸/۱۵	۶۹۱/۳۳	۷۳۰/۳۳
۲۹	۵۱۶۴۷۵	آبگرگ	۱۳۹۷/۰۵/۰۲	۱۵۹/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۲۸	۱۱۳/۴۵	۱۳۶/۵
۳۰	۵۱۶۵۳۶	قلعه خیابان	۱۳۹۷/۰۳/۳۰	۱۵۹/۵۴	—	—	۱۵۹/۵۴
۳۱	۵۱۶۵۴۰	شیرحصار	۱۳۹۷/۰۳/۲۹	۲۹۴/۲۶	—	—	۲۹۴/۲۶
۳۲	۵۱۶۶۵۰	جیم آباد	۱۳۹۷/۰۳/۳۰	۱۰۶۳/۵۹	۱۳۹۸/۰۸/۱۳	۱۰۲۸/۱۴	۱۰۴۵/۸۷
۳۳	۵۱۶۷۹۳	قاسم آباد	۱۳۹۷/۰۶/۲۶	۶۷/۳۶	—	—	۶۷/۳۶
۳۴	۵۱۶۹۴۰	کلاته معاون	۱۳۹۷/۰۵/۰۶	۴۲/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۲۲	۶۳/۸۲	۵۳/۱۸
۳۵	۵۱۷۱۱۸	قرل حصار	۱۳۹۷/۰۴/۲۸	۸۵/۰۹	۱۳۹۸/۰۸/۱۲	۷۰/۹۱	۷۸

ادامه جدول ۳-۹- غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر) در نمونه های آب زیرزمینی

ردیف	اشتراک	نام محل	غلظت کلراید در سال ۱۳۹۷		غلظت کلراید در سال ۱۳۹۸		میانگین
			تاریخ نمونه برداری	مقدار	تاریخ نمونه برداری	مقدار	
۳۶	۵۱۷۲۵۳	دهنه اخلمد	۱۳۹۷/۰۵/۰۶	۳۵/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۲۱	۲۸/۳۶	۳۱/۹۱
۳۷	۵۱۷۳۸۲	جعفرآباد	۱۳۹۷/۰۳/۲۸	۴۲۵/۴۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۴	۴۷۵/۰۷	۴۵۰/۲۶
۳۸	۵۱۷۴۴۶	شتریا	۱۳۹۷/۰۴/۲۸	۵۶۷/۲۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۲	۶۰۲/۷	۵۸۴/۹۸
۳۹	۵۱۷۵۵۶	لنجر	۱۳۹۷/۰۵/۰۶	۲۸/۳۶	—	—	۲۸/۳۶
۴۰	۵۱۷۸۰۰	گوارشک	۱۳۹۷/۰۳/۲۴	۵۶/۷۲	۱۳۹۸/۰۸/۱۹	۷۰/۹۱	۶۳/۸۲
۴۱	۵۱۷۹۶۵	حسین آباد گلمکان	۱۳۹۷/۰۵/۰۶	۷۰/۹۱	۱۳۹۸/۰۸/۲۱	۲۶۹/۴۴	۱۷۰/۱۸
۴۲	۵۱۷۹۸۴	یکه لنگه	۱۳۹۷/۰۵/۰۲	۳۵/۴۵	—	—	۳۵/۴۵
۴۳	۵۱۷۹۹۷	حسین آباد جلدک	۱۳۹۷/۰۵/۰۶	۷۴/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۲۲	۷۰/۹۱	۷۲/۶۸
۴۴	۵۱۸۱۱۹	نوبهار	۱۳۹۷/۰۳/۲۷	۲۴/۸۲	۱۳۹۸/۰۸/۲۰	۲۱/۲۷	۲۳/۰۵
۴۵	۵۱۸۲۳۰	بهمن جان	۱۳۹۷/۰۳/۲۸	۳۵/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۴	۳۵/۴۵	۳۵/۴۵
۴۶	۵۱۸۵۷۷	سیس آباد	۱۳۹۷/۰۶/۳۱	۲۳۰/۴۴	—	—	۲۳۰/۴۴
۴۷	۵۱۸۶۱۴	محمدآباد	۱۳۹۷/۰۳/۲۹	۳۵/۴۵	۱۳۹۸/۰۸/۱۹	۲۴/۸۲	۳۰/۱۴
۴۸	۵۱۹۵۶۲	دیزاوند	۱۳۹۷/۰۴/۲۸	۴۲/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۴	۶۷/۳۶	۵۴/۹۵
۴۹	۵۱۹۷۰۳	بینابید	۱۳۹۷/۰۵/۰۲	۱۵۹/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۲۰	۱۳۴/۷۲	۱۴۷/۱۳
۵۰	۵۱۹۹۲۳	گنبدواز	۱۳۹۷/۰۳/۲۴	۴۲/۵۴	۱۳۹۸/۰۸/۱۶	۳۹	۴۰/۷۷
		کمینه	۱۷/۷۳		۱۰/۶۴		۱۴/۱۹
		بیشینه	۱۰۹۹/۰۴		۱۰۲۸/۱۴		۱۰۴۵/۸۷
		میانگین	۲۰۱/۲۹		۲۱۳/۸۲		۲۰۱/۶۲

جدول ۳-۱۰- غلظت کلراید چاه های معرف تغذیه در آبخوان مشهد - چناران

ردیف	اشتراک	نام محل	غلظت کلراید (میلی گرم بر لیتر)			
			سال ۱۳۹۷	سال ۱۳۹۸	کمترین در دو سال	میانگین
۱	۵۱۴۸۹۱	گلک	۴۲/۵۴	۲۸/۳۶	۲۸/۳۶	۳۵/۴۵
۲	۵۱۴۹۱۱	ملی	۴۲/۵۴	۲۸/۳۶	۲۸/۳۶	۳۵/۴۵
۳	۵۱۵۱۲۴	دهنه اخلمد	۵۳/۱۸	۳۵/۴۵	۳۵/۴۵	۴۴/۳۲
۴	۵۱۵۸۶۵	خیج	۳۹	—	۳۹	۳۹
۵	۵۱۷۲۵۳	دهنه اخلمد	۳۵/۴۵	۲۸/۳۶	۲۸/۳۶	۳۱/۹۱
۶	۵۱۷۵۵۶	لنجر	۲۸/۳۶	—	۲۸/۳۶	۲۸/۳۶
۷	۵۱۷۹۸۴	یکه لنگه	۳۵/۴۵	—	۳۵/۴۵	۳۵/۴۵
۸	۵۱۸۱۱۹	نوبهار	۲۴/۸۲	۲۱/۲۷	۲۱/۲۷	۲۳/۰۵
۹	۵۱۸۶۱۴	محمدآباد	۳۵/۴۵	۲۴/۸۲	۲۴/۸۲	۳۰/۱۴
		کمینه	۲۴/۸۲	۲۱/۲۷	۲۱/۲۷	۲۳/۰۵
		بیشینه	۵۳/۱۸	۳۵/۴۵	۳۹	۴۴/۳۲
		میانگین	۳۷/۴۲	۲۷/۷۷	۲۹/۹۴	۳۳/۶۸

۳-۲-۳- منابع نمونه برداری ایزوتوپی

برای ارزیابی و تخمین تغذیه در آبخوان مشهد - چناران از نمونه های آب باران و آب زیرزمینی نمونه برداری ایزوتوپی شده است. برای جلوگیری از تبخیر و رعایت پروتکل ها مربوطه، تجهیزات و دستگاه های نمونه برداری، با اقتباس از نمونه های آژانس بین المللی انرژی اتمی (IAEA)، طراحی و در محل ایستگاه های نصب گردید. دستگاه مورد استفاده به نحوی طراحی و ساخته شد که قابلیت جمع آوری آب کافی از نزولات جوی و جلوگیری از تبخیر را داشته باشند. تصویر دستگاه مورد استفاده در شکل ۳-۲۲ ارائه شده است.



شکل ۳-۲۲- تصویر دستگاه جمع آوری نمونه های ایزوتوپی آب باران

نمونه ها پس از جمع آوری مطابق پروتکل ها، به آزمایشگاه شرکت مصباح انرژی ارسال و سپس توسط دستگاه LGR^1 آنالیز شده اند. کلیه داده ها به صورت مقادیر دلتا (δ) در مقیاس استاندارد مرجع $VSMOW^2$ و به صورت قسمت در هزار (پرمیل ‰) گزارش شده اند. میزان عدم قطعیت برای مقادیر $\delta^{18}O$ و δD به ترتیب برابر با ± 0.13 و ± 0.65 پرمیل است.

۳-۲-۳-۱- نمونه های ایزوتوپی آب باران

در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، طی سه سال (از پاییز سال ۱۳۹۶ تا زمستان سال ۱۳۹۸) از رخدادهای بارندگی، نمونه برداری ایزوتوپی انجام شده است. در فرآیند انتخاب ایستگاه ها، به ویژگی های هواشناسی منطقه، ارتفاع، تأثیرگذاری بر منابع آب زیرزمینی، امنیت ایستگاه و سهولت دسترسی به محل توجه شده است. بر این

¹ High Precision Laser Spectroscopy

² Vienna Standard Mean Ocean Water

اساس تعداد ۱۰ ایستگاه هواشناسی (باران سنج و تبخیرسنج) در سطح محدوده مطالعاتی انتخاب گردید. مشخصات ایستگاه‌های منتخب در جدول ۳-۱۱ و پراکندگی آن‌ها نیز در شکل ۳-۲۳ نشان داده شده است. با توجه به گستردگی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، ایستگاه‌های جمع‌آوری باران به‌نحوی انتخاب شدند که ویژگی‌های هواشناسی و خصوصیات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی محدوده را به شرح زیر پوشش دهند.

- ایستگاه‌های تبخیرسنجی مارشک و تلغور معرف بلندی‌های هزارمسجد و نواحی دشت منتهی به آن.
- ایستگاه‌های تبخیرسنجی سد طرق، زشک و ایستگاه‌های باران‌سنجی فریزی، اخلمد و چکنه علیا، معرف بلندی‌های بینالود و نواحی دشت منتهی به آن.
- ایستگاه‌های تبخیرسنجی غدیرآباد (قدیرآباد) و باران‌سنجی مشهد، معرف نواحی دشت و آبخوان.

جدول ۳-۱۱- مشخصات ایستگاه‌های جمع‌آوری نمونه‌های ایزوتوپی آب باران

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	UTM_X	UTM_Y	UTM Zone	ارتفاع از سطح دریا (متر)
۱	دهانه اخلمد	باران سنج	۶۷۴۰۱۹	۴۰۵۱۶۰۶	۴۰S	۱۴۶۷
۲	چکنه علیا	باران سنج	۶۳۱۶۷۷	۴۰۷۸۳۲۱	۴۰S	۱۶۸۳
۳	فریزی	باران سنج	۶۷۶۹۴۰	۴۰۳۹۷۲۸	۴۰S	۱۶۳۱
۴	قدیرآباد	تبخیرسنج	۶۷۶۴۰۱	۴۰۷۴۹۸۴	۴۰S	۱۱۹۵
۵	شیرباد	—	۶۸۶۴۲۲	۴۰۱۹۸۵۴	۴۰S	۲۴۸۷
۶	کارده	تبخیرسنج	۷۴۰۶۹۵	۴۰۵۶۰۹۳	۴۰S	۱۲۷۷
۷	مارشک	تبخیرسنج	۷۲۷۰۵۹	۴۰۷۷۱۵۷	۴۰S	۱۸۳۰
۸	اداره مشهد	باران سنج	۷۳۱۰۵۱	۴۰۲۱۷۷۹	۴۰S	۱۰۱۸
۹	تلغور	باران سنج	۷۱۰۵۴۴	۴۰۷۸۱۸۳	۴۰S	۱۵۶۳
۱۰	سد طرق	تبخیرسنج	۷۲۹۵۸۷	۴۰۰۶۱۳۲	۴۰S	۱۲۴۲
۱۱	زشک	تبخیرسنج	۶۹۷۰۲۳	۴۰۲۳۷۴۲	۴۰S	۱۸۳۲

به‌منظور جلوگیری از تغییرات ایزوتوپی مربوط به هر رخداد و حذف تأثیر بارش‌های کم‌مقدار که معمولاً اثر تبخیر را بیشتر نشان می‌دهند، از میانگین وزنی ماهانه داده‌های ایزوتوپی (رابطه ۳-۲) در محل هر ایستگاه استفاده شده است (Clark, 2015). در میانگین وزنی ماهانه، سهم بارندگی‌های زیاد، در ترکیب ایزوتوپی بیشتر است.

$$\delta_{weighted} = \frac{\sum_i^n P_i \delta_i}{\sum_i^n P_i} \quad \text{رابطه ۳-۲}$$

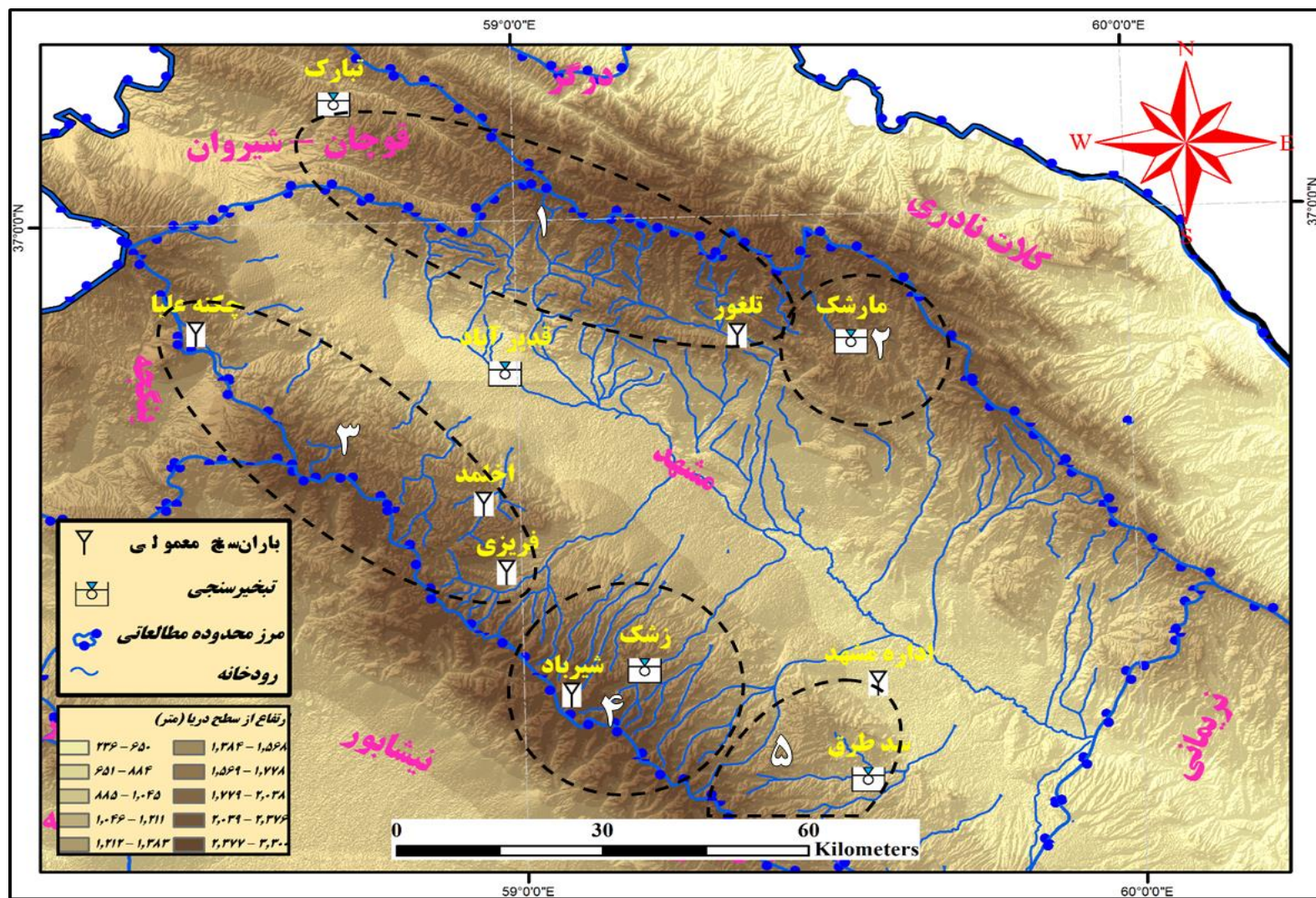
در این رابطه، δ_{weighted} میانگین وزنی مقادیر ایزوتوپی باران، P_i و δ_i نیز به ترتیب میزان بارش (میلی متر) و میزان محتوی ایزوتوپی (%) برای نمونه i در محل هر ایستگاه است.

۳-۲-۳- نمونه‌های ایزوتوپی آب زیرزمینی

در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، طی دو سال از ۵۰ حلقه چاه‌ها (۴۱ حلقه چاه دو دوره و ۹ حلقه چاه نیز یک دوره) و ۱۱ دهانه چشمه در سه فصل مختلف (بهار، تابستان و زمستان)، نمونه‌برداری شده‌اند. مشخصات چاه‌های انتخابی در جدول (رجوع شود به بخش کلر) و پراکندگی آن‌ها در شکل ۲ نشان داده شده است. مشخصات چشمه‌های انتخابی نیز در جدول ۳-۱۲ ارائه شده است.

جدول ۳-۱۲- مشخصات چشمه‌های انتخابی برای جمع‌آوری نمونه‌های ایزوتوپی آب زیرزمینی					
ردیف	نام ایستگاه	UTM_X	UTM_Y	UTM Zone	ارتفاع از سطح دریا (متر)
۱	چشمه آب شفا	۷۲۷۱۸۱	۴۰۸۲۴۴۹	۴۰S	۱۹۲۵
۲	چشمه اندررخ	۷۳۹۶۵۴	۴۰۵۴۶۵۸	۴۰S	۱۲۵۶
۳	چشمه بقمچ	۷۰۲۶۳۸	۴۰۷۹۵۳۳	۴۰S	۱۶۵۶
۴	چشمه چنار دولت‌آباد	۶۸۹۱۳۸	۴۰۳۷۰۵۹	۴۰S	۱۵۹۰
۵	چشمه حمام چکنه علیا	۶۳۱۷۶۵	۴۰۷۸۷۸۵	۴۰S	۱۶۹۶
۶	چشمه خواجه روستای بهره	۷۳۳۴۵۲	۴۰۶۵۰۵۵	۴۰S	۱۵۱۱
۷	چشمه ده سرخ	۷۴۴۵۷۰	۴۰۵۰۳۰۰	۴۰S	۱۲۳۹
۸	چشمه سبز گل‌مکان	۶۸۴۷۱۸	۴۰۲۴۲۶۷	۴۰S	۲۳۲۱
۹	چشمه قلقلی زشک	۶۸۷۹۰۶	۴۰۱۷۱۲۱	۴۰S	۲۶۴۹
۱۰	چشمه کارتون بقمچ	۷۰۲۶۳۸	۴۰۷۹۵۳۳	۴۰S	۱۶۵۶

بررسی خصوصیات آماری داده‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد، میانگین ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های آب زیرزمینی بین $۷/۲$ - تا $۱۱/۸۷$ - پرمیل برای اکسیژن ۱۸ و $۴۷/۸۱$ - تا $۷۷/۷۵$ - پرمیل نیز برای دوتریم متغیر است. میانگین ایزوتوپی آب زیرزمینی در آبخوان مشهد برای اکسیژن-۱۸ و دوتریم به ترتیب برابر $۸/۸۱$ - و ۵۹ - پرمیل است. در بین چشمه‌ها نیز، محتوی ایزوتوپی به ترتیب برای اکسیژن - ۱۸، بین $۶/۵۶$ - و $۹/۹۹$ پرمیل و برای دوتریم نیز بین $۴۰/۶۳$ و $۶۵/۲۶$ پرمیل در تغییر است. میانگین چشمه‌ها برای برای دوتریم $۵۳/۴۲$ - و اکسیژن - ۱۸، نیز $۸/۴۳$ - است.



شکل ۳-۲۳- موقعیت مکانی ایستگاه‌های نمونه‌برداری ایزوتوپی بارش در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

۳-۲-۴- آبدهی ویژه آبخوان

ضرایب هیدرودینامیک آبخوان، مهم‌ترین اطلاعات هیدروژئولوژیکی هر آبخوان محسوب می‌شوند. روش‌های مختلفی از جمله آزمایش پمپاژ، مدل‌سازی عددی، روش‌های سونداژ الکتریکی و ... برای تخمین آبدهی ویژه استفاده می‌شوند. در آبخوان مشهد - چناران، به دلیل محدودیت‌های مالی، برآورد آبدهی ویژه با استفاده از روش‌های مرسوم (آزمایش پمپاژ)، امکان‌پذیر نبود. در این پژوهش آبدهی ویژه از مطالعات اکتشافی پیشین استخراج و استفاده شده است. بر اساس مطالعات بیلان منابع و مصارف آب محدوده مطالعاتی و بررسی نتایج مدل ریاضی دشت مشهد - چناران، میانگین آبدهی ویژه آبخوان ۶ درصد برآورد شده است (شرکت مهندسی مشاور زمین‌ساخت، ۱۳۹۶). در این پژوهش، از این مقدار استفاده گردید.

۳-۲-۵- بارندگی

در فصل اول، در مورد وضعیت ایستگاه‌های آب‌وهواشناسی و داده‌های موجود، جزییات لازم ارائه شده است. برای برآورد بارندگی در محل چاه‌های مشاهده‌ای، از داده‌های روزانه بارندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی و تبخیرسنجی موجود در سطح محدوده مطالعاتی مشهد - چناران و محدوده‌های مطالعاتی اطراف (۲۵ ایستگاه باران‌سنجی و ۹ ایستگاه تبخیرسنجی) استفاده شده است. نخست، مقادیر تجمعی باران روزانه در محل هر ایستگاه طی یک ماه، (از تاریخ ۱۵ ماه تا ۱۵ ماه بعد) محاسبه شد، سپس در محیط ArcGIS، ابتدا فایل رستر بارندگی ماهانه در سطح محدوده مطالعاتی، به روش همسایگی طبیعی^۱ تهیه و در نهایت مقادیر بارندگی در محل چاه‌های معرف (۳۱ حلقه چاه) از روی فایل رستر استخراج و استفاده گردید.

برای مقایسه تغییرات بارندگی در محل چاه‌های معرف (در دوره آماری ۱۵ ساله)، آماره‌های آماری بارندگی ماهانه در جدول ۳-۱۳ و بارندگی سالانه نیز در جدول ۳-۱۴ ارائه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، بارندگی‌های فصلی در دشت مشهد - چناران از اواخر مهر ماه شروع و در فروردین ماه به حداکثر می‌رسد. با پایان یافتن فصل تر، به تدریج از میزان بارندگی‌های فصلی کاسته شده و در مرداد و شهریور به حداقل می‌رسد.

¹ Natural Neighbor

جدول ۳-۱۳- آماره‌های آماری بارندگی ماهانه (میلی‌متر) در محل چاه‌های مشاهده‌ای معرف در دوره آماری ۱۵ ساله

ردیف	UTM_X	UTM_Y	نام محل	کمینه		بیشینه		میانگین
				مقدار		مقدار	تاریخ (ماه/سال)	
۱	۶۴۴۳۱۶	۴۰۸۸۹۴۴	دوغایی	۰		۱۴۶/۸	۱۳۸۶/۰۱	۳۰
۲	۶۴۸۷۰۱	۴۰۸۲۲۹۸	قره چاه	۰		۱۴۸/۵	۱۳۸۶/۰۱	۳۰/۴
۳	۶۵۳۰۶۹	۴۰۸۸۴۳۶	شورچه	۰		۱۲۰/۸	۱۳۸۶/۰۱	۲۹/۳
۴	۶۵۷۲۷۷	۴۰۸۰۶۰۰	مومن آباد	۰		۱۲۷/۹	۱۳۸۶/۰۱	۲۹/۵
۵	۶۵۷۶۰۴	۴۰۸۴۶۹۶	رضاآباد شرقی	۰		۱۱۷/۹	۱۳۸۶/۰۱	۲۹/۴
۶	۶۶۲۲۶۱	۴۰۸۳۳۰۹	موچنان	۰		۱۱۳/۴	۱۳۸۱/۰۲	۲۹/۲
۷	۶۶۳۸۱۴	۴۰۷۴۸۹۵	چنبر غربال	۰		۱۲۲/۶	۱۳۸۶/۰۱	۲۸/۴
۸	۶۶۴۴۶۳	۴۰۷۸۹۶۲	قره تپه	۰		۱۱۶/۷	۱۳۸۶/۰۱	۲۸/۸
۹	۶۶۵۸۰۰	۴۰۶۹۸۰۰	یکه لنگه	۰		۱۲۰/۶	۱۳۸۶/۰۱	۲۷/۵
۱۰	۶۷۰۴۲۳	۴۰۸۰۹۲۴	چمگرد	۰		۱۱۶/۱	۱۳۸۱/۰۲	۲۸/۷
۱۱	۶۷۱۱۸۹	۴۰۷۵۶۰۳	حاجی آباد	۰		۱۲۴/۷	۱۳۸۶/۰۱	۲۷/۵
۱۲	۶۷۲۱۰۶	۴۰۶۶۲۸۹	سیدآباد	۰		۱۲۱	۱۳۸۶/۰۱	۲۵/۵
۱۳	۶۷۶۸۶۴	۴۰۷۲۸۱۸	افصل آباد	۰		۱۵۱/۳	۱۳۸۶/۰۱	۲۵/۳
۱۴	۶۸۴۶۱۵	۴۰۶۴۲۳۹	ساروجه	۰		۱۲۸/۸	۱۳۸۶/۰۱	۲۱/۵
۱۵	۶۸۹۴۸۷	۴۰۶۹۳۲۹	قزل حصار	۰		۱۲۹/۱	۱۳۸۶/۰۱	۲۴/۳
۱۶	۶۹۰۸۷۰	۴۰۵۴۳۶۷	جمع آب	۰		۱۱۸/۷	۱۳۸۶/۰۱	۱۹/۱
۱۷	۶۹۰۸۸۰	۴۰۵۹۹۸۲	کبیر	۰		۱۲۳/۷	۱۳۸۶/۰۱	۱۹
۱۸	۶۹۶۴۱۹	۴۰۵۲۵۴۸	کلاته شیخها	۰		۱۳۱/۵	۱۳۸۶/۰۱	۲۱/۴
۱۹	۷۰۹۰۷۸	۴۰۵۲۰۲۵	قره جنگل	۰		۱۴۲/۷	۱۳۸۶/۰۱	۲۳
۲۰	۷۱۳۷۲۲	۴۰۵۰۱۳۶	شیرحصار	۰		۱۴۲/۸	۱۳۸۶/۰۱	۲۳/۶
۲۱	۷۱۴۳۳۸	۴۰۴۱۲۰۴	عسکریه	۰		۱۳۹/۳	۱۳۸۶/۰۱	۲۲/۹
۲۲	۷۱۹۵۱۸	۴۰۴۳۷۴۱	سهل الدین	۰		۱۳۷/۶	۱۳۸۶/۰۱	۲۳/۸
۲۳	۷۲۱۳۷۰	۴۰۳۵۹۵۶	کلاته برفی	۰		۱۳۰/۳	۱۳۸۶/۰۱	۲۲/۷
۲۴	۷۲۸۴۱۹	۴۰۳۳۲۵۶	قهقهه	۰		۱۲۲/۴	۱۳۸۶/۰۱	۲۲/۷
۲۵	۷۴۷۱۹۱	۴۰۰۵۲۹۶	مزرعه نمونه	۰		۱۲۸/۲	۱۳۸۸/۰۲	۲۵/۸
۲۶	۷۴۷۴۶۰	۴۰۱۰۱۱۰	روبروی شهرک رضویه	۰		۱۳۰/۴	۱۳۸۸/۰۲	۲۵/۳
۲۷	۷۴۸۵۹۵	۳۹۹۸۳۷۲	جیم آباد	۰		۱۲۲/۵	۱۳۸۸/۰۲	۲۶
۲۸	۷۵۱۳۴۲	۴۰۲۳۲۸۳	اراضی کنه بیست	۰		۱۲۰/۳	۱۳۹۳/۰۱	۲۳/۳
۲۹	۷۵۲۹۱۳	۳۹۹۹۸۲۲	اراضی جیم آباد	۰		۱۲۳/۹	۱۳۸۸/۰۲	۲۶/۳
۳۰	۷۵۳۹۹۸	۴۰۲۱۳۶۱	کنه بیست	۰		۱۲۱/۵	۱۳۹۳/۰۱	۲۳
۳۱	۷۵۴۰۰۷	۴۰۰۴۸۷۷	تنگل شور - مرغ پردک	۰		۱۲۷/۱	۱۳۸۸/۰۲	۲۵/۹

جدول ۳-۱۴- آماره‌های آماری بارندگی سالانه (میلی‌متر) در محل چاه‌های مشاهده‌ای معرف در دوره آماری ۱۵ ساله

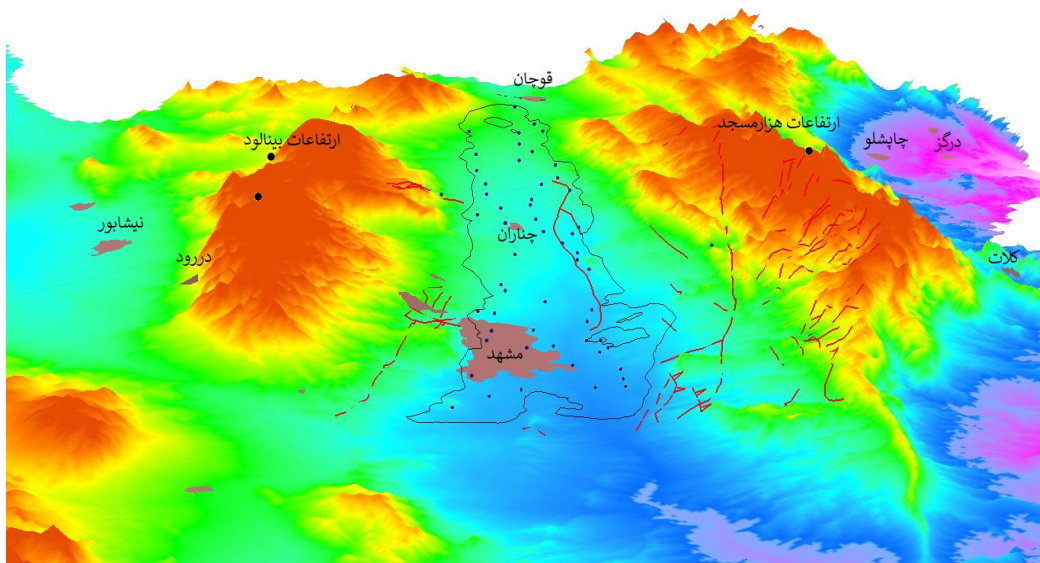
ردیف	UTM_X	UTM_Y	نام محل	کمینه		بیشینه		میانگین
				مقدار	سال آبی	مقدار	سال آبی	
۱	۶۴۴۳۱۶	۴۰۸۸۹۴۴	دوغایی	۱۴۶/۵	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۹۰	۹۵ - ۱۳۹۴	۳۰۹/۶
۲	۶۴۸۷۰۱	۴۰۸۲۲۹۸	قره چاه	۱۴۸/۲	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۸۸/۷	۸۲ - ۱۳۸۱	۳۱۳/۷
۳	۶۵۳۰۶۹	۴۰۸۸۴۳۶	شورچه	۱۴۸/۲	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۸۶/۲	۹۵ - ۱۳۹۴	۳۰۳/۱
۴	۶۵۷۲۷۷	۴۰۸۰۶۰۰	مومن آباد	۱۴۵/۶	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۸۰/۹	۹۵ - ۱۳۹۴	۳۰۴/۴
۵	۶۵۷۶۰۴	۴۰۸۴۶۹۶	رضاآباد شرقی	۱۴۹/۸	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۸۲/۱	۹۵ - ۱۳۹۴	۳۰۳/۷
۶	۶۶۲۲۶۱	۴۰۸۳۳۰۹	موچنان	۱۵۱/۶	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۸۷/۵	۹۵ - ۱۳۹۴	۳۰۱/۸
۷	۶۶۳۸۱۴	۴۰۷۴۸۹۵	چنبر غربال	۱۳۴/۶	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۷۰/۷	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۹۳/۹
۸	۶۶۴۴۶۳	۴۰۷۸۹۶۲	قره تپه	۱۴۵/۲	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۷۰/۶	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۹۷/۷
۹	۶۶۵۸۰۰	۴۰۶۹۸۰۰	یکه لنگه	۱۱۸/۵	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۶۸/۹	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۸۳/۹
۱۰	۶۷۰۴۲۳	۴۰۸۰۹۲۴	چمگرد	۱۵۴/۶	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۶۳/۸	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۶۹/۹
۱۱	۶۷۱۱۸۹	۴۰۷۵۶۰۳	حاجی آباد	۱۳۷/۷	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۴۵/۲	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۸۴/۳
۱۲	۶۷۲۱۰۶	۴۰۶۶۲۸۹	سیدآباد	۱۰۲/۵	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۴۶/۵	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۶۳/۷
۱۳	۶۷۶۸۶۴	۴۰۷۲۸۱۸	افصل آباد	۱۲۴/۲	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۲۳/۳	۹۰ - ۱۳۸۹	۲۶۱
۱۴	۶۸۴۶۱۵	۴۰۶۴۲۳۹	ساروجه	۱۰۲	۸۷ - ۱۳۸۶	۲۷۸/۴	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۲۱/۸
۱۵	۶۸۹۴۸۷	۴۰۶۹۳۲۹	قزل حصار	۱۳۰/۹	۸۷ - ۱۳۸۶	۳۱۱/۳	۹۵ - ۱۳۹۴	۲۵۱/۲
۱۶	۶۹۰۸۷۰	۴۰۵۴۳۶۷	جمع آب	۹۶	۸۵ - ۱۳۸۴	۲۴۹/۸	۹۵ - ۱۳۹۴	۱۹۷/۷
۱۷	۶۹۰۸۸۰	۴۰۵۹۹۸۲	کبیر	۹۴/۵	۸۷ - ۱۳۸۶	۲۵۲/۹	۹۵ - ۱۳۹۴	۱۹۶/۲
۱۸	۶۹۶۴۱۹	۴۰۵۲۵۴۸	کلاته شیخها	۱۲۳/۴	۸۵ - ۱۳۸۴	۲۸۱/۲	۹۱ - ۱۳۹۰	۲۲۱/۲
۱۹	۷۰۹۰۷۸	۴۰۵۲۰۲۵	قره جنگل	۱۳۸/۳	۸۵ - ۱۳۸۴	۳۰۸/۷	۸۶ - ۱۳۸۵	۲۳۷/۷
۲۰	۷۱۳۷۲۲	۴۰۵۰۱۳۶	شیر حصار	۱۳۷/۸	۸۵ - ۱۳۸۴	۳۱۵/۸	۸۶ - ۱۳۸۵	۲۴۴/۱
۲۱	۷۱۴۳۳۸	۴۰۴۱۲۰۴	عسکریه	۱۲۲/۷	۸۵ - ۱۳۸۴	۳۱۹/۵	۸۶ - ۱۳۸۵	۲۳۶/۵
۲۲	۷۱۹۵۱۸	۴۰۴۳۷۴۱	سهل الدین	۱۲۴/۳	۸۵ - ۱۳۸۴	۳۱۷	۸۶ - ۱۳۸۵	۲۴۵/۵
۲۳	۷۲۱۳۷۰	۴۰۳۵۹۵۶	کلاته برفی	۱۰۵/۸	۸۵ - ۱۳۸۴	۳۰۸	۸۶ - ۱۳۸۵	۲۳۴/۵
۲۴	۷۲۸۴۱۹	۴۰۳۳۲۵۶	قهقهه	۸۸	۸۵ - ۱۳۸۴	۳۲۵	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۳۴/۸
۲۵	۷۴۷۱۹۱	۴۰۰۵۲۹۶	مزرعه نمونه	۱۴۹/۹	۹۰ - ۱۳۸۹	۳۴۷/۱	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۶۶/۹
۲۶	۷۴۷۴۶۰	۴۰۱۰۱۱۰	روبروی شهرک رضویه	۱۴۱/۴	۹۰ - ۱۳۸۹	۳۴۶	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۶۱/۵
۲۷	۷۴۸۵۹۵	۳۹۹۸۳۷۲	جیم آباد	۱۵۷/۶	۹۰ - ۱۳۸۹	۳۴۰/۶	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۶۸/۷
۲۸	۷۵۱۳۴۲	۴۰۲۳۲۸۳	اراضی کنه بیست	۱۳۲/۳	۹۰ - ۱۳۸۹	۳۲۶	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۴۰/۵
۲۹	۷۵۲۹۱۳	۳۹۹۹۸۲۲	اراضی جیم آباد	۱۵۶/۴	۹۰ - ۱۳۸۹	۳۴۲	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۷۱/۴
۳۰	۷۵۳۹۹۸	۴۰۲۱۳۶۱	کنه بیست	۱۲۷/۱	۹۰ - ۱۳۸۹	۳۱۹	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۳۷/۶
۳۱	۷۵۴۰۰۷	۴۰۰۴۸۷۷	تنگل شور - مرغ پردک	۱۴۸/۸	۹۰ - ۱۳۸۹	۳۴۲/۹	۸۸ - ۱۳۸۷	۲۶۷/۸

۳-۳- مدل مفهومی آبخوان مشهد - چناران

همان‌گونه که بیان شد، هدف از تهیه مدل مفهومی ارائه تصویری ساده شده از واقعیت است که بتواند شرایط مرزی، خصوصیات جریان، نوسانات سطح آب و ... را تبیین نماید. نخستین و احتمالاً مهم‌ترین گام در تدوین مدل مفهومی، تعیین هندسه (گسترش سطحی و عمقی) و تعیین شرایط مرزی آبخوان است. پس از آن، واحدهای هیدرواستراتیگرافی^۱ مشخص و سپس با تلفیق هندسه آبخوان و واحدهای استراتیگرافی، مدل مفهومی آبخوان تهیه می‌شود. برای تهیه مدل مفهومی آبخوان مشهد - چناران، از اطلاعات و داده‌های زمین‌شناسی، هیدروژئولوژی، مطالعات اکتشافی و ... استفاده به شرح زیر شده است.

۳-۳-۱- توپوگرافی، گسترش سطحی و ابعاد آبخوان

همان‌گونه که پیش از این بیان شد، دشت مشهد حوضه فروافتاده‌ای است که از رسوب‌های کواترنز پر شده است. مرفولوژی و هندسه دشت، بیشتر متأثر از فعالیت‌های تکتونیکی حوضه، از جمله گسل‌های طولی و عرضی است و تا حدی نیز متأثر از پستی و بلندی‌های سازندهای زیرین (مارن‌های نئوژن و آهک‌های ژوارسیک و کرتاسه) می‌باشد. در این بخش، خصوصیات فیزیکی آبخوان مشهد - چناران بر اساس رخنمون سازندها، لاگ حفاری چاه‌ها و اطلاعات ژئوالکتریک بررسی شده است. مدل سه‌بعدی توپوگرافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران در شکل ۳-۲۴ ارائه شده است.



شکل ۳-۲۴- مدل سه‌بعدی توپوگرافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

¹ Hydrostratigraphic units

برای تعیین گسترش سطحی و ابعاد آبخوان نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی استفاده شده است. با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی محدوده، رسوب‌ها و تراس‌های جدید (Qt2)، آبخوان آبرفتی مشهد - چناران را در خود جای داده‌اند. گسترش سطحی آبخوان، توسط رسوب‌ها و تراس‌های آبرفتی قدیمی (Qt1) تعیین می‌شود. در رسوب‌های قدیمی، آبخوان آبرفتی مناسبی تشکیل نشده است و بنابراین به لحاظ هیدرولیکی نیز، قابل تفکیک از آبخوان اصلی می‌باشند. به‌طور کلی، پهنه‌های آبرفتی دشت مشهد را که قابلیت تشکیل آبخوان دارند، می‌توان با توجه به رخمون واحدهای سنگی و لایه‌های آبرفتی به پهنه‌های آبرفتی زیر تقسیم نمود (شرکت مهندسی مشاور سیمای آب خاوران، ۱۳۹۳).

- پهنه آبرفتی هودانلو (از ابتدای دشت تا شرق آلماجق) با وسعت حدود ۲۹۲ کیلومتر مربع. این پهنه در حدود اربعه آبخوان اصلی مشهد - چناران قرار نمی‌گیرد.
- پهنه آبرفتی چناران (از حدود شرق آلماجق تا حدود شهر چناران) با وسعت حدود ۷۰۰ کیلومتر مربع. بیشتر وسعت این پهنه در حدود اربعه آبخوان اصلی مشهد - چناران قرار می‌گیرد.
- پهنه آبرفتی مشهد (از حدود شهر چناران تا شرق شهری مشهد) با وسعت حدود ۱۹۵۳ کیلومتر مربع. بیشتر وسعت این پهنه در حدود اربعه آبخوان اصلی مشهد - چناران قرار می‌گیرد.
- پهنه آبرفتی جیم‌آباد - کنه‌بیست (از شرق شهر مشهد تا انتهای دشت) با وسعت حدود ۶۱۵ کیلومتر مربع. بیشتر وسعت این پهنه در حدود اربعه آبخوان اصلی مشهد - چناران قرار می‌گیرد.
- پهنه آبرفتی زاگ - ارداک (از حدفاصل گسل کشف‌رود تا دامنه کوه‌های هزارمسجد). این پهنه در حدود اربعه آبخوان اصلی مشهد - چناران قرار نمی‌گیرد.
- پهنه‌های آبرفتی طرقله و شان‌دیز (در مسیر رودخانه‌های طرقله و شان‌دیز)، این پهنه‌های در حدود اربعه آبخوان اصلی مشهد - چناران قرار نمی‌گیرد.
- مخروط‌افکنه‌های دشت. مخروط‌افکنه‌ها، تأثیر مستقیمی بر هیدرولیک جریان دارند و از زون‌های اصلی ورود و خروج جریان‌های زیرزمینی محسوب می‌شوند.

۳-۱-۱-۳- گسترش عمقی آبخوان (ضخامت آبرفت و سنگ کف)

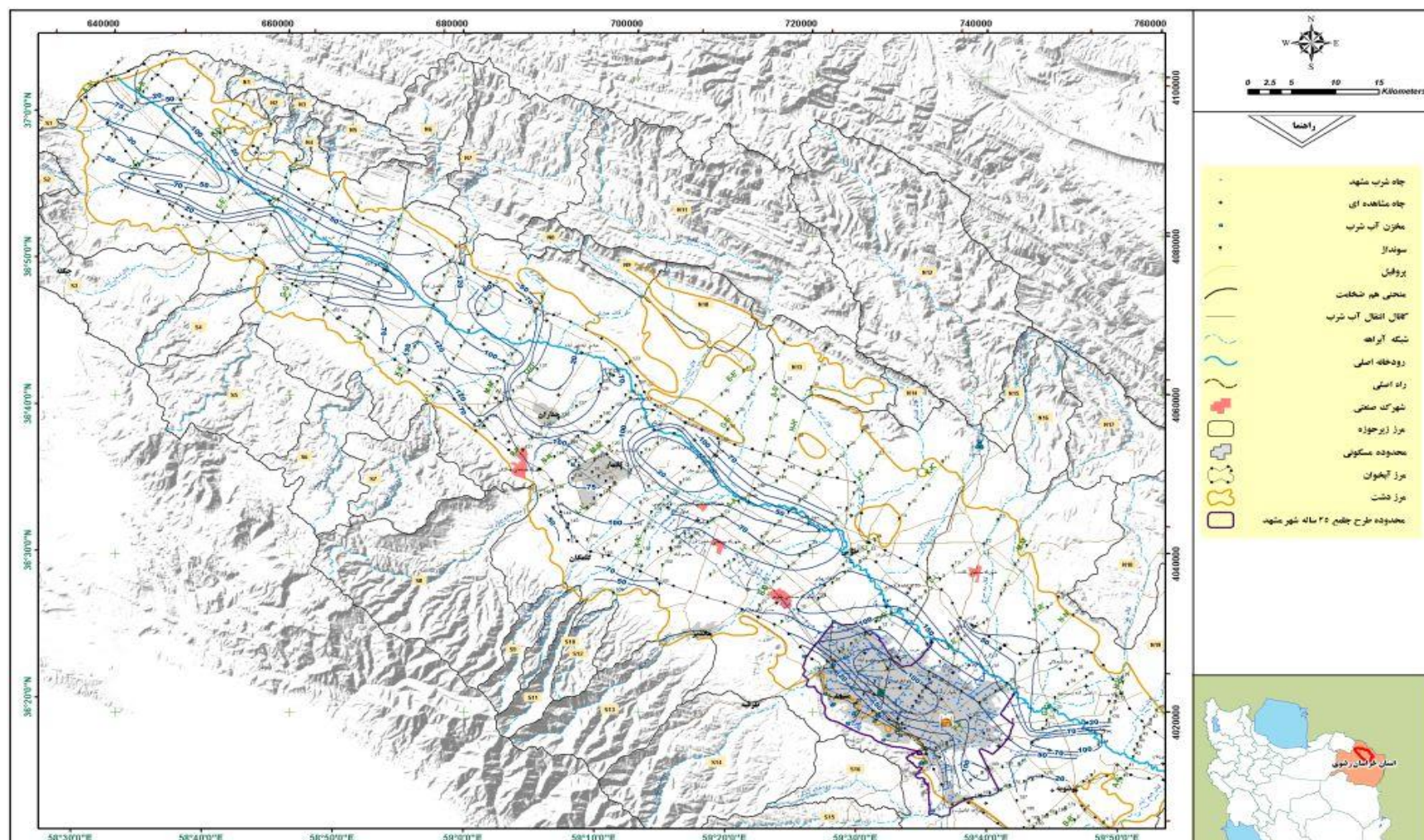
برای تعیین گسترش عمقی آبخوان و تعیین سنگ کف آبخوان از اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی، لاگ حفاری چاه‌ها و نتایج مطالعات ژئوالکتریک استفاده شده است. نقشه هم‌ضخامت آبرفت در شکل ۳-۲۵ ارائه شده است. بر اساس این نقشه‌ها، سنگ کف آبخوان مشهد - شرایط یکنواختی ندارد و در بخش‌های مختلف دشت، دچار

تغییراتی در عمق و جنس شده است. با توجه به این نقشه‌ها، ضخامت آبرفت در سطح محدوده مطالعاتی، به دلیل وسعت زیاد و ناهموازی‌های سنگ کف، بسیار متغیر است. به طور کلی در مناطق ابتدایی دشت به دلیل بالا بودن سنگ کف، ضخامت آبرفت از ۳۰ تا ۱۵۰ متر در تغییر است. بعد از چناران تا شمال غرب شاندیز (حد واسط رودخانه کشف رود و ارتفاعات بینالود)، ضخامت آبرفت بین ۱۰۰ تا بیش از ۲۵۰ متر است. در اطراف شهر مشهد و شمال غرب شهر تا رودخانه شاندیز، ضخامت آبرفت بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ متر و در جنوب شرق دشت (مخروطافکنه طرق) ضخامت آبرفت به بیش از ۱۵۰ متر می‌رسد. در محل خروجی دشت، به علت بالا بودن سنگ کف ضخامت آبرفت بین ۲۰ تا ۵۰ متر متفاوت است. عمق سنگ کف در محدوده شهر مشهد و در حدفاصل شهر مشهد تا چناران و در غرب چناران، افزایش یافته و در بعضی جاها به بیش از ۲۵۰ متر رسیده است. محتمل‌ترین دلیل افزایش عمق سنگ کف در این بخش‌ها، عملکرد سیستم‌های گسلی حاشیه دشت، (گسل‌های جنوب مشهد، شاندیز- سنگ بست و گسل کشف‌رود)، و رسوب‌گذاری زیاد در محل مخروط‌افکنه‌های مهم از جمله طرقله - شاندیز، جمع‌آب، اخمد و ... می‌باشند.

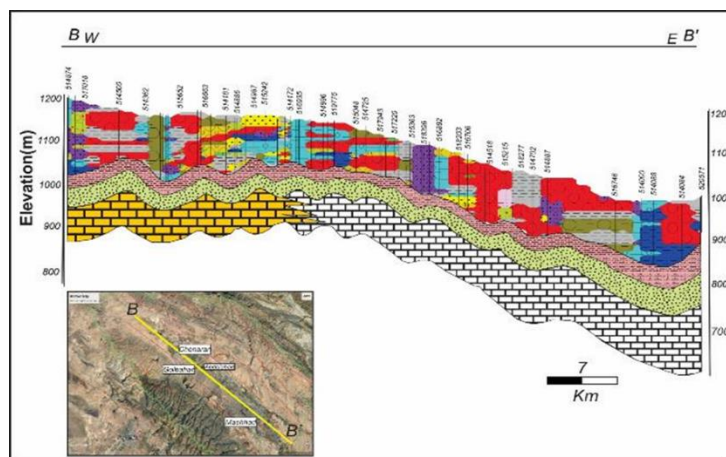
با توجه به نمیرخ‌های زمین‌شناسی و ملاحظه رخنمون واحدها و سازندهای زمین‌شناسی، جنس سنگ کف آبخوان مشهد در قسمت‌های مختلف دشت تنوع زیادی دارد. جنس سنگ کف، در حاشیه جنوبی کشف‌رود (از شرق شهر مشهد تا حوالی مخروط‌افکنه گل‌مکان)، بیشتر از نوع سنگ‌های دگرگونی و آذرین و در بخش‌های شمالی، غرب و شمال غرب، جنوب شرق و همچنین مرکز دشت عمدتاً از واحدهای نئوژن است. از حدود مخروط افکنه گل‌مکان تا غرب چناران، سنگ کف از سازندهای آهکی پهنه بینالود تشکیل شده است.

۳-۲- توالی لایه‌های آبرفتی (واحدهای چینه‌شناسی)

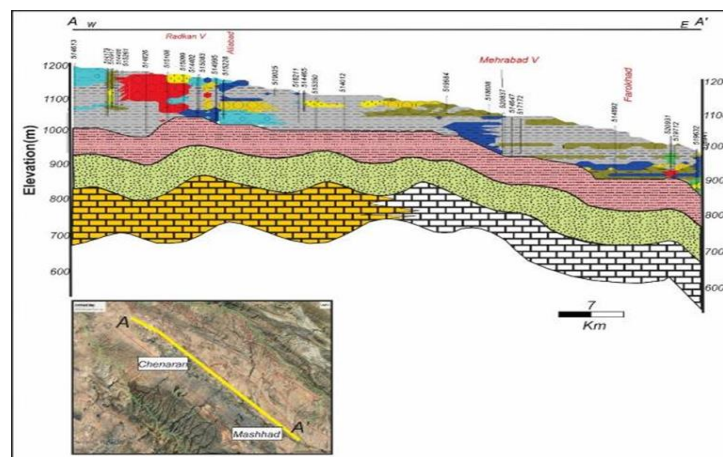
برای مشخص کردن جنس، نوع و توالی لایه‌های آبرفتی در سطح آبخوان، از تلفیق اطلاعات لاگ حفاری چاه‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی و نتایج مطالعات ژئوالکتریک استفاده شده است. به منظور ارزیابی شرایط رسوب‌شناسی زیرسطحی دشت مشهد- چناران، از داده‌های و اطلاعات پروژه مدل‌سازی جامع آبخوان مشهد - چناران استفاده است (شرکت مهندسی مشاور تحقیقات مهارآب، ۱۳۹۷). در این پروژه که نگارنده این پژوهش، به طور مستقیم درگیر و هدایت‌کننده آن بوده، از اطلاعات حدود ۶۰۰ حلقه چاه بهره‌برداری برای تهیه مقاطع و نمیرخ‌های زمین‌شناسی در محیط نرم‌افزار RockWorks 16 استفاده شده است. مقاطع انتخاب شده، در دو گروه نمیرخ‌های طولی (سه نمیرخ) و نمیرخ‌های عرضی (۸ نمیرخ) تقسیم و در شکل ۳-۲۶ تا شکل ۳-۲۸ نمایش داده شده است.



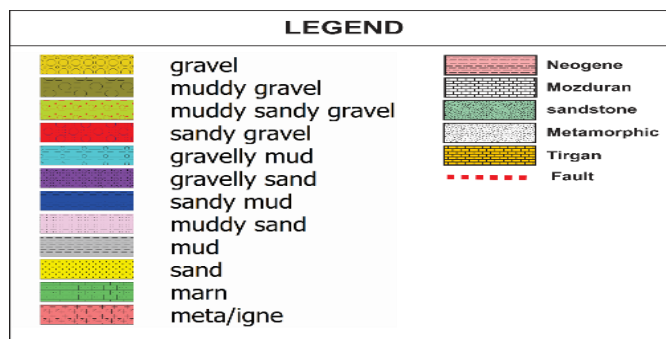
شکل ۳-۲۵- ضخامت نهشته های آبرفتی (ژئوالکتریک سال ۱۳۸۷) در آبخوان مشهد - چناران (شرکت مهندسی مشاور سیمای آب خاوران، ۱۳۹۳)



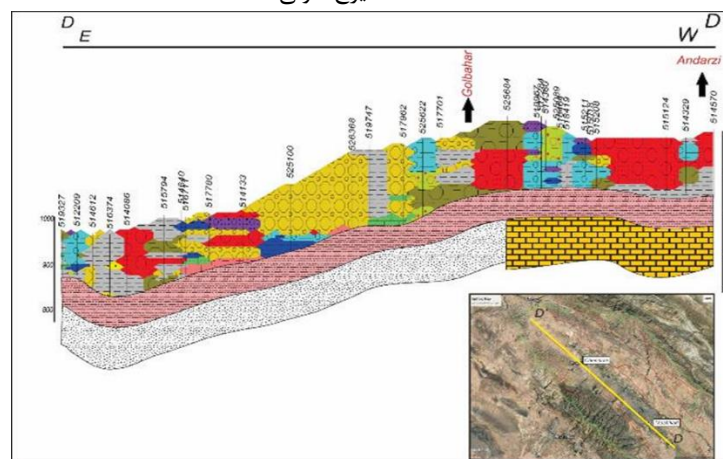
ب-B' (ب) نمبرخ طولی



A-A' (الف) نمبرخ طولی

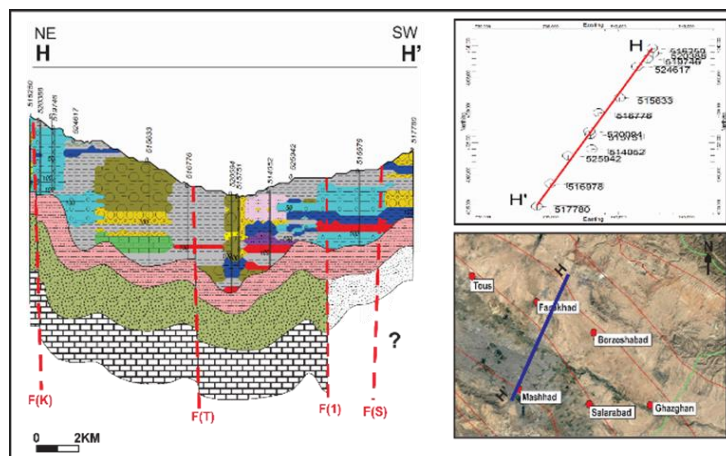


ت) راهنمای رنگ‌های و نماد مورد استفاده

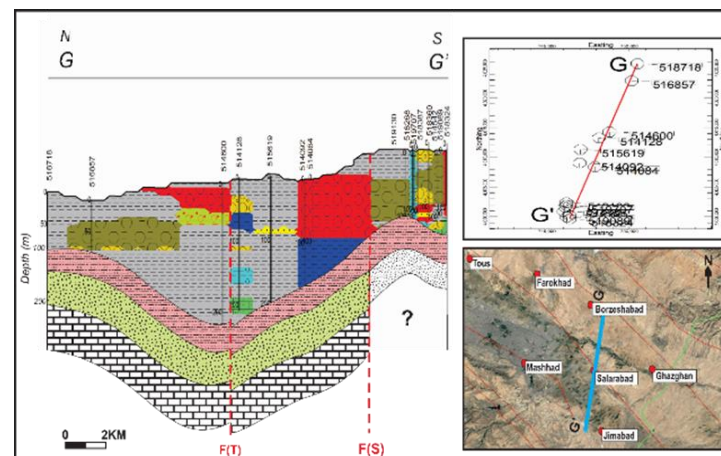


D-D' (پ) نمبرخ طولی

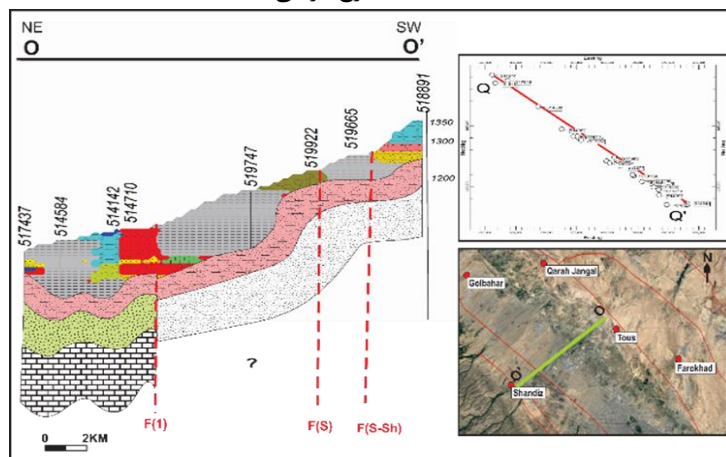
شکل ۳-۲۶- نمبرخ‌های طولی زمین‌شناسی الف) A-A'، ب) B-B'، پ) D-D'، ت) راهنمای نمبرخ‌ها (شرکت مهندسی مشاور تحقیقات مهارآب، ۱۳۹۷)



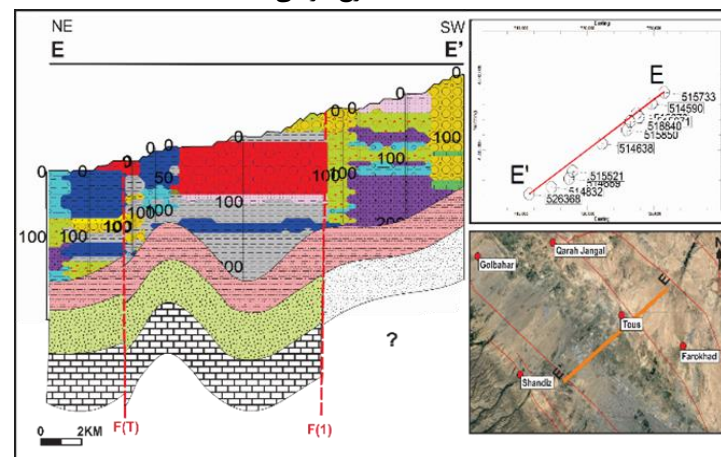
نمیرخ عرضی (H-H')



نمیرخ عرضی (G-G')

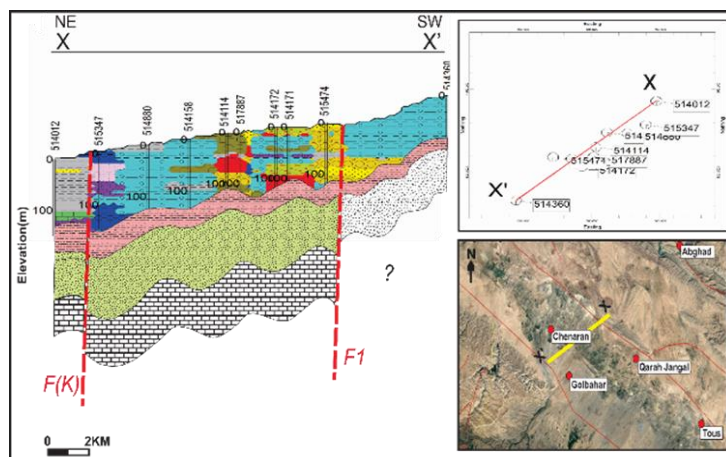


نمیرخ عرضی (O-O')

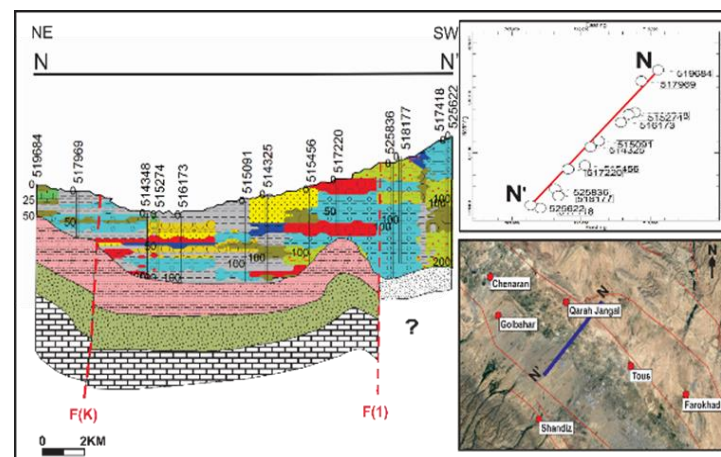


نمیرخ عرضی (E-E')

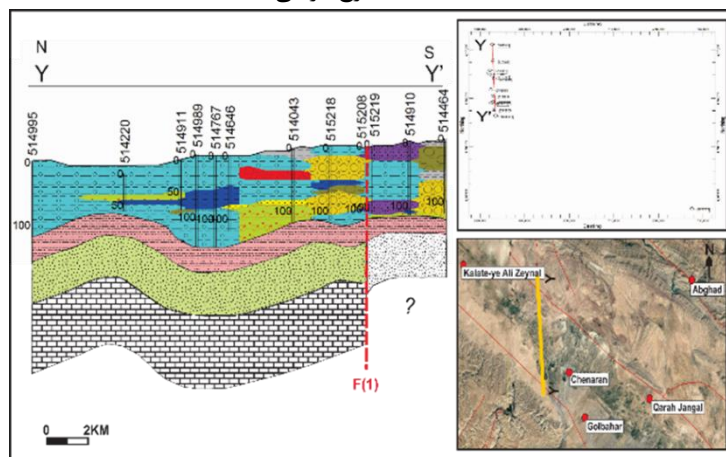
شکل ۳-۲۷- نمیرخ‌های عرضی زمین‌شناسی الف (G-G', ب (B-B', پ (E-E', ت) O-O' (شرکت مهندسی مشاور تحقیقات مهارآب، ۱۳۹۷)



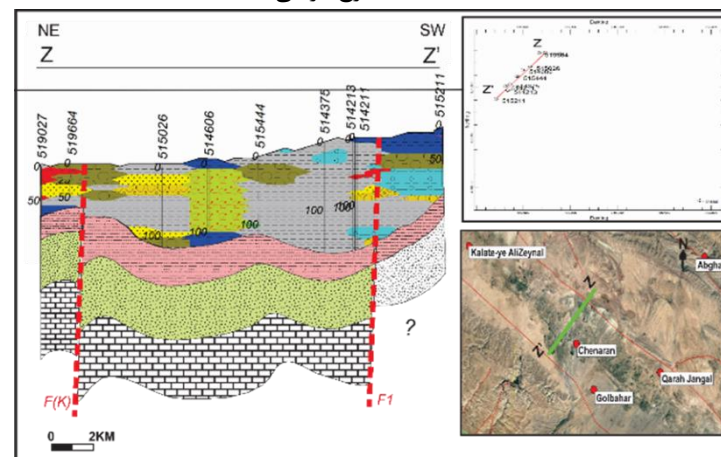
نمیرخ عرضی (ب X-X')



نمیرخ عرضی (الف N-N')



نمیرخ عرضی (ت Y-Y')

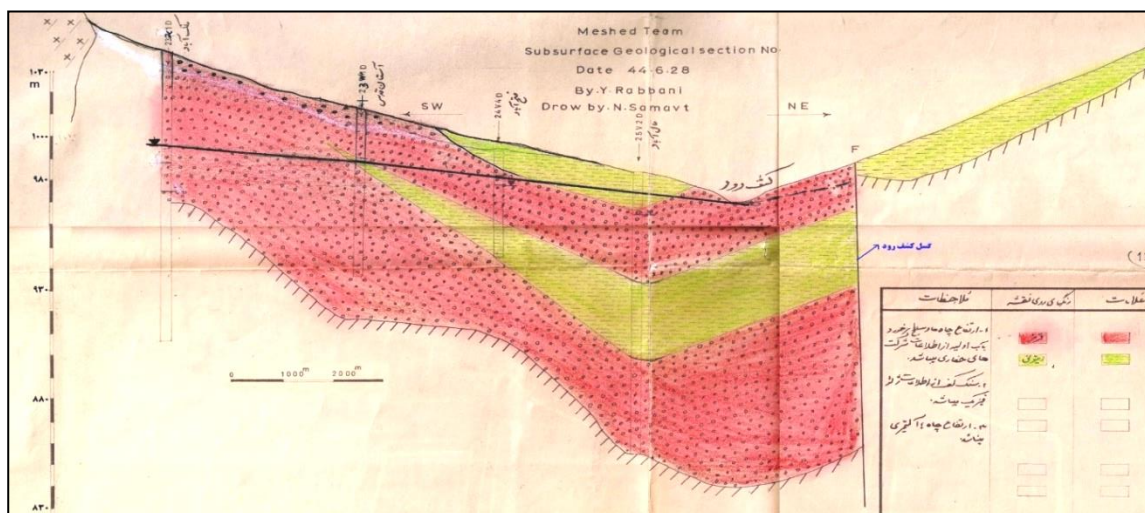


نمیرخ عرضی (پ Z-Z')

شکل ۳-۲۸- نمیرخ‌های عرضی زمین‌شناسی الف) (N-N', ب) (X-X', پ) (Z-Z', ت) (Y-Y' (شرکت مهندسی مشاور تحقیقات مهارآب، ۱۳۹۷)

۳-۳-۳- هیدرولیک جریان

تلفیق نتایج مطالعات ژئوالکتریک و حفاری‌های اکتشافی با اطلاعات زمین‌شناسی، حاکی از لایه‌لایه بودن آبخوان آبرفتی مشهد - چناران است. این لایه‌لایه بودن، موجب تشکیل واحدهای آب‌چینه‌شناسی متمایز شده و علاوه بر اینکه خصوصیات هیدروژئولوژی آبخوان را تحت تأثیر قرار داده، هیدرولیک جریان را نیز دست‌خوش تغییراتی نموده است. مهم‌ترین بخشی که واحدهای آب‌چینه‌شناسی آن کاملاً متمایز و رفتار هیدرولیکی آبخوان به صورت دوگانه (آبخوان آزاد و محبوس) مشاهده می‌شود، از غرب شهر مشهد تا حوالی اراضی جیم‌آباد است. در این محدوده، به دلیل شکل هندسی دشت و تأثیرگذاری مخروط‌افکنه‌های طرqbه - شاندیز و طرق بر روی آبرفت‌های دشت، لایه‌های محدوده کننده رسی به‌وفور دیده می‌شوند (اداره کل آبهای زیرزمینی مشهد، ۱۳۴۵). نمیرخ آبخوان در این بخش در شکل ۳-۲۹ ارائه شده است. مطابق این مقطع آبرفت از حدود بلوار فردوسی تا کشف‌رود از جنس رس است. همچنین ضخامت آبرفت از جنوب غرب به سمت شمال شرق (به سمت کشف‌رود) افزایش نشان می‌دهد.



شکل ۳-۲۹- مقطع زمین‌شناسی آبخوان آبرفتی در محدوده شهر مشهد (اداره کل آبهای زیرزمینی مشهد، ۱۳۴۵) به‌طور کلی، با توجه به وسعت آبخوان و با درنظر گرفتن ابعاد آن (طول، عرض و ضخامت)، کل آبخوان را می‌توان در مقیاس ناحیه‌ای آزاد درنظر گرفت. برای انجام مطالعات محلی و کوچک مقیاس، درنظر گرفتن بخش‌های محبوس ضروری است.

۳-۴- برآورد تغذیه به روش نوسان‌های سطح ایستابی

در این بخش، نحوه برآورد تغذیه به روش نوسان‌های سطح ایستابی در آبخوان مشهد- چناران ارائه شده است.

۳-۴-۱- مقدمه و مبانی روش

عوامل مختلفی، از جمله تغذیه آب زیرزمینی (نفوذ عمقی)، بهره‌برداری از آبخوان، تغذیه مصنوعی، زلزله، بارگذاری‌های بیرونی و ... باعث ایجاد نوسان در سطح ایستابی در آبخوان‌های آزاد و یا سطح پیزومتریک در آبخوان‌های محبوس می‌شوند (Freeze and Cherry, 1979) (جدول ۳-۱۵). به‌طور کلی، سطح ایستابی در آبخوان‌های آزاد، بیشتر از سطح پیزومتری در آبخوان‌های محبوس نوسان می‌کند. در آبخوان‌های آزاد، نوسان‌های سطح ایستابی در بین رویدادهای بارندگی، تابعی از تغذیه ناشی از بارندگی، نفوذ ناشی از مصارف مختلف (کشاورزی، صنعت، شرب و ...)، تخلیه آب‌های زیرزمینی، ورودی و خروجی‌های زیرزمینی و ... است.

جدول ۳-۱۵- مکانسیم‌های ایجادکننده نوسان سطح ایستابی / سطح پیزومتری در آبخوان‌ها (Freeze and Cherry, 1979)

آبخوان آزاد	آبخوان محبوس	طبیعی	انسانی	کوتاه‌مدت	روزانه	فصلی	درازمدت	تأثیرهای اقلیمی
✓	✓	✓				✓		✓
✓	✓	✓		✓				✓
✓	✓	✓			✓			✓
✓	✓	✓				✓		✓
✓	✓	✓			✓			✓
✓	✓	✓			✓			✓
	✓	✓	✓	✓				
	✓	✓					✓	
	✓		✓				✓	
			✓				✓	
	✓		✓				✓	
	✓		✓				✓	✓
	✓		✓				✓	

مؤلفه‌های مهم چرخه آبی، مانند تغذیه، تخلیه و رواناب‌ها را می‌توان با ارزیابی داده‌های پاسخ^۱ نسبت به زمان، ارزیابی کرد. فرآیندهایی که بر مقدار کمیت اندازه‌گیری شده تأثیر می‌گذارند، معمولاً به‌طور مستقیم (نوسان سطح ایستابی، تغییر رطوبت خاک و ...) و یا غیرمستقیم (جریان رواناب به عنوان نتیجه ترکیبی از فرآیندهای

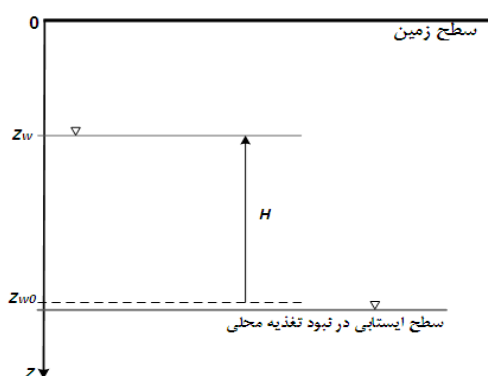
¹ Response data

مختلف چرخه هیدرولوژیکی و ... با ناحیه غیراشباع در ارتباط هستند. به طور کلی، تغذیه آبخوان دارای دو مؤلفه ثابت^۱ و اپیزودیک^۲ است (Nimmo et al., 2015). تغذیه ثابت، جریان رو به پایین آهسته و پراکنده‌ای است که نوسان‌های موقتی سطح ایستابی (که از سطح زمین اعمال می‌شوند) را تاحدی کنترل می‌کند. تغذیه اپیزودیک، از طریق مسیرهایی که به اندازه کافی سریع و مستقیم هستند صورت می‌گیرد و اثر آن تاحدی بر نوسان‌های سطح ایستابی باقی می‌ماند. تغذیه ثابت و اپیزودیک را می‌توان با استفاده از روش‌های نوسان سطح ایستابی، برآورد نمود (Healy and Cook, 2002; Meinzer, 1923).

در این روش‌ها، تغذیه با استفاده از داده‌های سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای و بر مبنای اصل نوسان سطح ایستابی برآورد می‌شود (Healy and Cook, 2002; Sophocleous, 1991). طبق اصل نوسان سطح ایستابی، شار جریانی که وارد منطقه اشباع می‌شود، قبل از اینکه فرآیندهای اتلاف‌کننده^۳ در منطقه اشباع بتوانند سطح ایستابی را به حالت پایدار خود برگردانند، باعث بالا آمدن آن می‌شود (Nimmo et al., 2015). بر اساس انگاره‌های این روش، در صورتی که نوسان سطح آب را به عنوان تراز یا ارتفاع (H) بالای سطح ایستابی در شرایط پایدار در نظر بگیریم (شکل ۳-۳)، مقدار تغذیه را می‌توان از رابطه ۳-۳ برآورد نمود.

$$R = S_y \times \Delta H \quad \text{رابطه ۳-۳}$$

طبق رابطه ۱، مقدار تغذیه (R) با بعد [L]، برابر است با حاصل ضرب آبدهی ویژه (S_y) محیط متخلخل که به طور معمول معادل تخلخل مفید در نظر گرفته می‌شود (بدون بعد)، در تغییرات مؤثر ارتفاع آب (ΔH) (که باعث تغذیه می‌شود) با بعد [L].



شکل ۳-۳- نحوه انتخاب سطح مبنا و دامنه تغییرات سطح ایستابی نسبت به عمق

¹ Constant component

² Episodic component

³ Dissipative processes

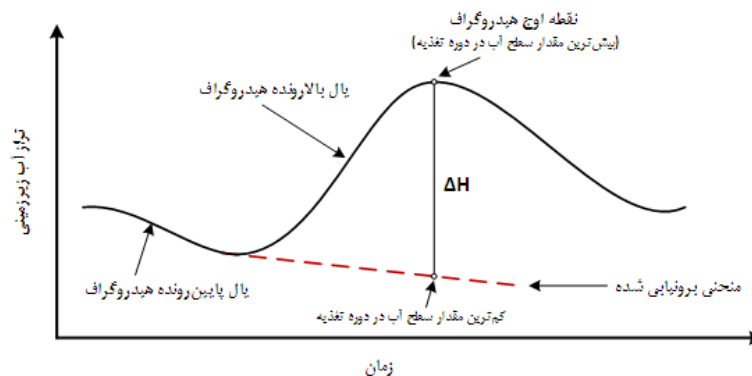
باوجود سادگی فرآیند برآورد تغذیه در روش نوسان سطح ایستابی، یکسری انگاره‌های کلیدی و بغرنج در اساس این روش وجود دارند که برآورد مقدار تغذیه را با سختی‌ها و مشکلات فراوانی همراه نموده است. مهم‌ترین این انگاره‌ها عبارتند از (۱) نوسان‌های دیده شده در سطح ایستابی، ناشی از تغذیه و تخلیه طبیعی است، (۲) مقدار آبدهی ویژه، مشخص و در طی دوره تغذیه ثابت است، (۳) یال فرود هیدروگراف را که بیانگر دوره قبل از تغذیه است می‌توان از روش برون‌یابی تا جایی که مقدار (ΔH) قابل برآورد کردن باشد، ادامه داد و (۴) تغذیه، جریان‌های زیرزمینی از آبخوان‌های مجاور را شامل نمی‌شود (Heppner and Nimmo, 2005; USGS, 2018). باوجود این انگاره‌ها و ساده‌سازی‌های اجباری، روش نوسان‌های سطح ایستابی به‌دلیل سادگی و در دسترس بودن گسترده داده‌های سطح آب (هیدروگراف)، از سال‌های بسیار دور تا کنون توسط پژوهشگران مختلفی از جمله ماینزر (Meinzer, 1923)، راسموسن و آندریاسن (Rasmussen and Andreasen, 1959)، کراسبی و همکاران (Crosbie et al., 2005)، هیلی و کوک (Healy and Cook, 2002) و ... مورد استفاده قرار گرفته است.

۳-۴-۲- تخمین خیز سطح ایستابی

بر اساس انگاره‌های روش WTF^1 مقدار تغییرات مؤثر ارتفاع آب یا خیز سطح ایستابی (ΔH)، باید نسبت به سطحی که در آن هیچ‌گونه تغذیه‌ای صورت نگرفته است سنجیده شود. به عبارت دیگر، مقدار بالآمدگی سطح آب، از کم کردن کم‌ترین و بیش‌ترین مقدار سطح آب در طی دوره رخداد تغذیه به‌دست می‌آید. به‌صورت گرافیکی، ΔH از اختلاف مقدار سطح آب در محل تاج یا نقطه اوج هیدروگراف با مقدار سطح آب بر روی منحنی فروکش^۲ که نسبت به زمان (تا رسیدن به زمان نقطه اوج) برون‌یابی شده است، محاسبه می‌شود (شکل ۳-۳۱). طی دوره تغذیه، بیش‌ترین مقدار سطح آب در محل نقطه اوج هیدروگراف و کم‌ترین مقدار سطح آب نیز در همان زمان (زمان نقطه اوج هیدروگراف) بر روی منحنی برون‌یابی شده قرار دارند. به‌طور کلی، منحنی برون‌یابی شده، اثری است بر روی یال پایین رونده هیدروگراف چاه، در شرایطی که هیچ‌گونه تغذیه‌ای وجود نداشته باشد. به عبارت دیگر در صورت عدم وجود تغذیه، یال پایین رونده هیدروگراف با همان روند قبلی ادامه می‌یابد.

¹ Water table Fluctuation

² Recession curve



شکل ۳-۳۱- نحوه تعیین تغییرات مؤثر ارتفاع آب یا خیز سطح ایستابی (ΔH) بر روی یک هیدروگراف فرضی

برآورد مقدار ΔH همواره مشکل و به تجربه و اطلاعات دقیقی از هیدروژئولوژی منطقه نیاز دارد. سطح ایستابی معمولاً بین وقایع رگبار و تغذیه در حالت ناپایدار افت می‌کند و معمولاً عواملی غیر از تغذیه و فرآیندهای اتلاف‌کننده آب در منطقه اشباع از جمله به دام افتادن هوا، برداشت یا تزریق (تغذیه مصنوعی) آب زیرزمینی و تغییرات فشار بارومتریک، باعث ایجاد خطاهایی در برآورد مقدار خیز سطح ایستابی می‌شوند. با توجه به این محدودیت‌ها، در عمل، مقدار واقعی ΔH برای یک رویداد تغذیه مشخص، بیشتر از یک اختلاف ساده بین ترازهای بالا و پایین سطح آب در طی آن رویداد است (Heppner and Nimmo, 2005). این مسئله شبیه مشکل جداسازی جریان پایه و جریان رگباری از یکدیگر در محل ایستگاه‌های آبسنجی (هیدرومتری) در رودخانه‌ها است. توصیه براین است، قبل از برآورد نهایی تغذیه اثر عوامل تأثیرگذار از تجزیه و تحلیل‌ها حذف شوند (Nimmo et al., 2015). اصلاحات را می‌توان به روش‌های زیر مدنظر قرار داد.

- روش اول: فرض می‌شود، فرودهای غیرواقعی قابل چشم‌پوشی هستند. بنابراین، نیازی به اصلاح نیست.
- روش دوم: مقدار خطا برآورد و اپیزود به اپیزود اصلاح می‌شود (برای روش‌های اپیزودیک).
- روش سوم: رفتار سیستم توسط یک تابع که رابطه بین تراز سطح ایستابی و نرخ افت را توصیف می‌کند و اصطلاحاً منحنی فرود اصلی (MRC) نامیده می‌شود، کمی می‌شود. در صورت استفاده از منحنی فرود اصلی (MRC) که یک ویژگی ذاتی یال نزولی (در حال فرود) هیدروگراف سطح ایستابی است، می‌توان فرودهای غیرواقعی را حذف نمود.

الگوریتم و رویکردهای مختلفی برای برآورد مقدار ΔH وجود دارند. به‌طور کلی، الگوریتم‌ها در دو گروه مبتنی بر رویکرد برون‌یابی منحنی فروکش و بدون برون‌یابی به شرح زیر تقسیم می‌شوند.

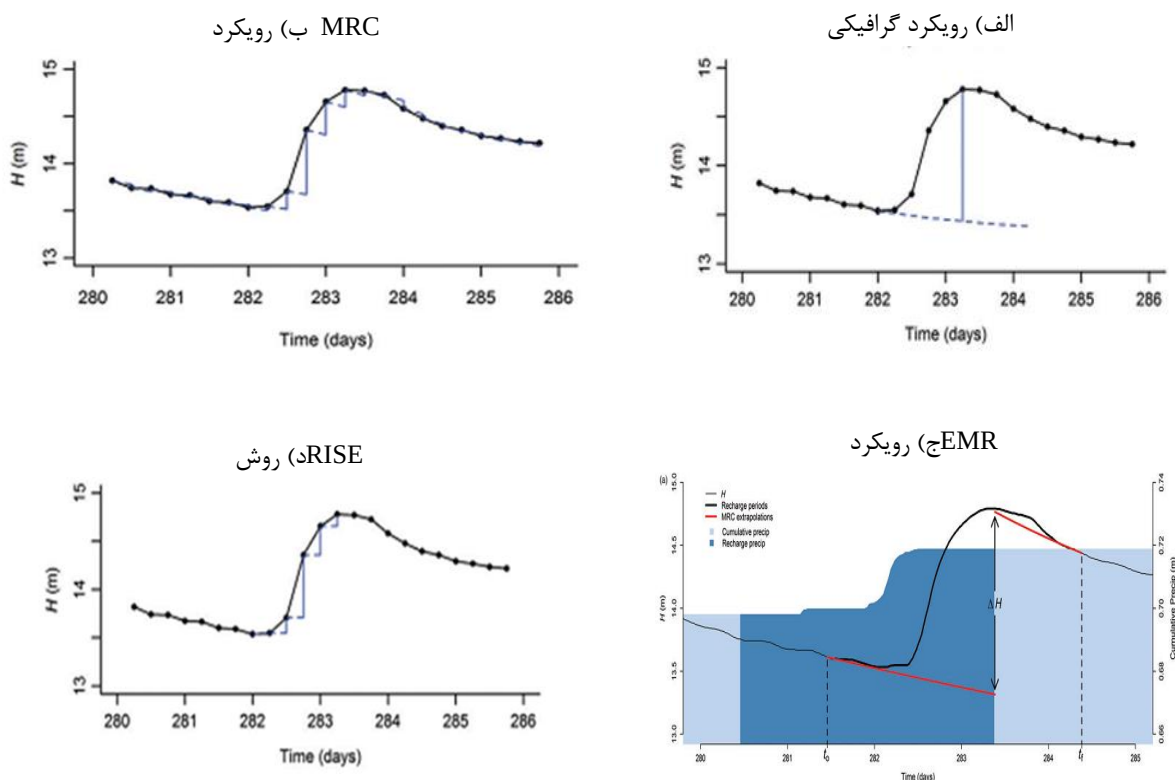
❖ الف) روش‌های مبتنی بر رویکرد برون‌یابی منحنی فروکش

- رویکرد برون‌یابی گرافیکی (روش سعی و خطا)، شکل ۳-۳۲ الف
- رویکرد منحنی فروکش اصلی (MRC)، شکل ۳-۳۲ ب
- رویکرد منحنی فروکش اپیزودیک (EMR)، شکل ۳-۳۲ ج

❖ ب) روش‌های بدون رویکرد برون‌یابی منحنی فروکش

- کد کامپیوتری RISE، شکل ۳-۳۲ د

این روش‌ها بر اساس اینکه سری زمانی داده‌های سطح آب، به‌عنوان تغذیه اپیزودیک و یا به‌عنوان تغذیه ثابت یا رخدادهای با گام ثابت^۱ در نظر گرفته شوند، با یکدیگر تفاوت دارند. علاوه بر این، روش اصلاح فرودهای غیرواقعی که منجر به بروز خطاهایی در برآورد مقدار خیز سطح ایستابی می‌شوند، در روش‌های مختلف نیز متفاوت است (Nimmo et al., 2015). تفاوت‌های مختلف بین روش WTF در جدول ۳-۱۶، ارائه شده است.



شکل ۳-۳۲- رویکردهای مختلف برآورد مقدار ΔH (Nimmo et al., 2015)

¹ fixed increments

جدول ۳-۱۶- گروه‌بندی رویکردهای منتخب روش WTF (Nimmo et al., 2015)

روش	بدون برون‌یابی	برون‌یابی مورد به مورد	برون‌یابی سیستماتیک
گام ثابت ^۱	RISE روش	MRC مورد خاصی از روش	MRC روش روش زهکشی ثابت
اپیزودهای مشخص ^۲	مورد خاصی از روش گرافیکی	روش گرافیکی	EMR روش

❖ رویکرد گرافیکی^۳

در رویکرد گرافیکی (Delin et al., 2007) برای تعیین مقدار ΔH ، منحنی‌های فرود پیشین به صورت دستی و بر اساس مشاهده کل مجموعه داده‌های سطح آب (هیدروگراف)، برون‌یابی می‌شوند. در صورتی که همزمان داده‌های بارش نیز نمایش داده شوند، می‌توان خیزهایی را که ارتباطی با بارندگی ندارند، به وضوح شناسایی و از محاسبات تغذیه حذف نمود. عواملی مختلفی از جمله تغییرات فشار هوا، توقف پمپاژ از آبخوان، اثرات جزر و مد زمین، هوای محبوس شده، تغییرات دما، تنظیم و کالیبره کردن وسایل و تجهیزات اندازه‌گیری سطح آب، موجب افت و خیز در سطح ایستابی می‌شوند (Freeze and Cherry, 1979). در روش گرافیکی به جای استفاده از بازه‌های زمانی ثابت، از اپیزودهای هیدرولوژیکی استفاده می‌شود و براین اساس می‌تواند فرودهای غیرواقعی را نیز تخمین و اصلاح نمود (Delin et al., 2007). بالآآمدگی مؤثر ناشی از تغذیه اپیزودی، از تفاوت بین نقطه اوج هیدروگراف و خط فرود برون‌یابی شده متناظر با نقطه اوج، به دست می‌آید. برون‌یابی خط فرود در هر اپیزود و قضاوت درباره زمان شروع و پایان آن، به توجه ویژه‌ای نیاز دارد. رویکرد گرافیکی نسبت به سایر رویکردهای مورد استفاده در روش WTF، اتکای بیشتر به قضاوت‌های شخصی دارد و کاربران مختلف، قطعاً نتایج متفاوتی را تولید می‌کنند. این موضوع در زمانی که سطح آب به سرعت در حال تغییر است و چندین رویداد تغذیه به صورت متوالی و بلافاصله اتفاق می‌افتد (به عنوان مثال در آبخوان‌های درز و شکاف‌دار)، بسیار مشکل‌ساز و چالشی است.

¹ Fixed increment

² Recognized episodes

³ Graphical method

❖ رویکرد منحنی فرود اصلی^۱ (MRC)

در اپیزودهای هیدرولوژیکی مهم مانند تغذیه، با بررسی انحراف هیدروگراف از رفتار طبیعی آن، می‌توان خصوصیات آن رویداد را به صورت کمی مشخص نمود (Nimmo and Perkins, 2018). بنابراین، تجزیه و تحلیل هیدروگراف با استفاده از خصوصیات ذاتی سیستم که در اینجا با نام منحنی فرود اصلی (MRC) معرفی می‌شود، راهی برای شناسایی خصوصیات انواع مختلفی از کمیت‌های وابسته به رفتار حوضه از جمله تغذیه، رواناب و ... است. یک MRC، رابطه بین پاسخ اندازه‌گیری شده و میزان تغییرات آن نسبت به زمان (dMR/dt) است. MRC ها، بر اساس داده‌های یال پایین‌رونده هیدروگراف و در زمانی که هیچ‌گونه نفوذ و یا ورودی دیگر از آب وجود ندارد، تعیین می‌شوند. منحنی فرود یک هیدروگراف، با توجه به فصل، مدت یا شدت رگبار، شرایط قبل از رگبار، سابقه گذشته آن و ... منحصربه‌فرد نمی‌باشد و شکل تابع پاسخ، متناسب با ویژگی‌های سیستم و فرآیندهایی که باعث ایجاد فروکش می‌شوند، تغییر می‌کند. با این حال برای اهداف عملی، رفتار فروکش اغلب به صورت یک تابع منحصربه‌فرد تک متغیره که رفتار واقعی سیستم را با کمک ملاحظات تجربی و نظری تقریب می‌زند، نشان داده می‌شود (Nimmo and Perkins, 2018). به طور کلی، MRC یا یک خانواده از MRC های پارامتری شده، نشان دهنده رفتار مشخصی از سیستم است و بیانگر وضعیت هیدرولیکی سیستم که با گذشت زمان تغییر می‌کند، نمی‌باشند.

در آب زیرزمینی، MRC مشخصه‌ای از یک چاه است که نرخ افت تراز سطح آب (dH/dt) را به عنوان تابعی از تراز سطح آب بیان می‌کند (Delin et al., 2007; Heppner et al., 2007; Heppner and Nimmo, 2005). به عبارت دیگر، MRC یک ویژگی از یال پایین‌رونده (بال فروکش یا فرود) هیدروگراف سطح آب زیرزمینی است که بیانگر میانگین رفتار افت سطح آب در منطقه است. به طور کلی، تغییرات سطح آب زیرزمینی تابعی از خصوصیات فیزیکی و هیدروژئولوژیکی آبخوان است و رابطه مشخصی بین نرخ افت و تراز سطح آب و مقدار تغذیه وجود دارد (Heppner and Nimmo, 2005). پس از اینکه منحنی فرود اصلی (MRC) برای یک منطقه تعیین شد، می‌توان از آن برای پیش‌بینی رفتار سطح ایستابی در زمانی که تغذیه‌ای صورت نگرفته است، استفاده کرد. انحراف مثبت هیدروگراف نسبت به منحنی فرود اصلی بیانگر مقدار تغذیه است. مقدار خیز سطح ایستابی (انحراف مثبت هیدروگراف) از تفاضل بین تراز پیش‌بینی شده و تراز مشاهده‌ای (اندازه‌گیری شده در چاه) برآورد می‌شود. مقدار تغذیه، از حاصل ضرب تفاضل دو هیدروگراف در هر گام زمانی در مقدار آبدی ویژه،

¹ Master Recession Curve method

محاسبه می‌شود. با استفاده از این روش می‌توان تغذیه را به‌صورت پیوسته، از روی داده‌های بلندمدت سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای تخمین زد.

روش‌های مختلفی برای استخراج منحنی فرود اصلی توسعه داده شده‌اند. حداقل سه روش مختلف شامل روش دِلین و دیگران (Delin et al., 2007)، روش هِپنر و نیمو (Heppner and Nimmo, 2005)، روش کراسبی و دیگران (Crosbie et al., 2005)، توسط پژوهش‌گران برای تعیین MRC توسعه داده شده است. در این پژوهش از روش هِپنر و نیمو استفاده شده است. در روش هِپنر و نیمو، با ترسیم مقادیر تراز سطح ایستابی در مقابل نرخ افت سطح ایستابی برای تمام گام‌های زمانی که طی آن سطح ایستابی در حال افت می‌باشد، ساخت MRC آغاز می‌شود. منحنی MRC از برازش نقاط ترسیم شده توسط یکی از توابع ریاضی ساخته می‌شود. بر این اساس، سه نوع MRC شامل خطی، توانی و میانگین دسته‌ای^۱، می‌توان ایجاد کرد. برازش نقاط ترسیم شده با توابع خطی و توانی، یک MRC ملایم ایجاد می‌کند. اما هنگام استفاده از روش میانگین دسته‌ای، MRC ها به‌لحاظ ظاهری چندان ملایم نیستند. مزیت روش میانگین دسته‌ای این است که از تمام داده‌ها استفاده می‌شود و در نتیجه MRC های بهتری تولید خواهند شد. تصمیم برای استفاده از یک نوع MRC خاص باید بر اساس داده‌های استخراج شده و اطلاعات موجود در سایت باشد. اگر داده‌ها پراکنده باشند، اما الگوی مشخصی از خود نشان دهند، ممکن است یکی از توابع معرفی شده، بهترین گزینه باشد. اگر داده‌های زیادی وجود داشته باشند، اما هنگام رسم دارای الگوی نامنظمی باشند، میانگین دسته‌ای ممکن است بهترین باشد. پس از توسعه MRC و مشخص شدن رابطه حاکم بر آن (خطی، توانی و ...)، رابطه MRC برای پیش‌بینی تراز سطح ایستابی در زمانی که هیچ‌گونه تغذیه‌ای وجود ندارد، بر روی مجموعه داده‌های سطح آب اعمال می‌شود. تراز سطح ایستابی پیش‌بینی شده با تراز مشاهده‌ای، مقایسه و اختلاف بین آنها به‌عنوان خیز سطح ایستابی (ΔH) معرفی می‌شود. از حاصل ضرب خیز سطح ایستابی در مقدار آبدهی ویژه، مقدار تغذیه محاسبه می‌شود.

❖ رویکرد فرود اصلی اپیزودیک^۲ (EMR)

رویکرد فرود اصلی اپیزودیک (EMR)، روش اصلاح شده برای استفاده از MRC است (Nimmo et al., 2015). این روش برای شناسایی و تعیین مقدار اپیزودهای تغذیه و ورودی‌های مرتبط با نفوذ مربوط به آنها با استفاده از یک فرآیند سازگار و سیستماتیک توسعه داده شده است.

¹ Bin-averaged

² Episodic Master Recession

الگوریتم این روش، سری زمانی داده‌های سطح آب را به دو بخش شامل اپیزودهای منفرد تغذیه و دوره‌های بدون تغذیه تقسیم می‌کند (Mitchell et al., 2014; Nimmo et al., 2015; Nimmo and Perkins, 2018). این فرآیند، هر اپیزود تغذیه را با یک بازه مشخص از بارندگی مرتبط می‌کند و بنابراین می‌توان ویژگی‌های بارندگی‌های شدید مانند شدت و مدت را با مقدار تغذیه حاصل از آن پیوند داد. در این رویکرد، یک اپیزود تغذیه به عنوان دوره‌ای تعریف می‌شود که طی آن نرخ کل تغذیه در پاسخ به یک رویداد مهم ورود آب، مانند رخدادهای بزرگ بارندگی، به طور قابل توجهی از شرایط پایدار آن فراتر می‌رود. دوره بین اپیزودهای متوالی تغذیه، به عنوان یک بازه تغذیه ثابت (به خصوص وقتی که تغذیه تنها مؤلفه پیوسته و با نرخ ثابت است) در نظر گرفته می‌شود. از آنجا که مؤلفه ثابت، تنها موجب نوسان‌های سطح ایستابی نمی‌شود، روش EMR نیز همچون سایر روش‌های WTF آن را در نظر نمی‌گیرد. داده‌های مورد نیاز این روش، شامل یک سری زمانی از تراز سطح ایستابی $H(t)$ با طول کافی است که چندین اپیزود تغذیه را در بر داشته باشد. دوره آماری تراز سطح ایستابی برای اینکه از نظر زمانی قابل تفکیک باشد و نرخ تغییرات سطح ایستابی (dH/dt) را بتوان برای تشخیص ویژگی‌های مهم هیدرولوژیکی استفاده کرده، باید دارای تداوم و رزولوشن زمانی کافی باشد. در صورتی که نسبت تغذیه به بارش (RPR) و یا بررسی همبستگی سایر عوامل با ورودی‌ها مدنظر باشد، هم‌زمان به یک سری زمانی از ورودی آب در سطح زمین (به عنوان مثال، بارش تجمعی) نیز نیاز است.

یک ویژگی کلیدی روش EMR این است که استفاده از قضاوت‌های کارشناسی غیرضروری را در مراحل اولیه مطالعه منطقه محدود می‌کند (Nimmo and Perkins, 2018). اجتناب از قضاوت‌های خاص در مورد هر اپیزود، پایه مناسبی برای مقایسه اپیزود به اپیزود فراهم می‌کند. عناصر روش EMR که وابسته به قضاوت‌های کارشناسی هستند، شامل زمان تأخیر، دامنه تحمل نوسان‌ها و پارامترهای فرود اصلی هستند. این پارامترها، که منحصر به روش EMR هستند، توصیف کننده خصوصیات فیزیکی و هیدروژئولوژیکی یک سایت یا چاه می‌باشند و یک‌بار برای هر منطقه تعیین می‌شوند. بنابراین نقشی در قضاوت‌های فردی که مقایسه اپیزود به اپیزود را تحت تأثیر قرار می‌هند ندارند. زمان تأخیر^۱ برای ارزیابی همبستگی تغذیه و بارندگی استفاده می‌شود. این پارامتر، منعکس کننده زمان واکنش سیستم، به تغذیه ناشی از یک رخداد بارش مشخص است. به عبارت دیگر، زمان تأخیر (t_l)، بیانگر مشخصه زمان انتقال در منطقه غیراشباع است که تحت شرایطی اعمال می‌شود و اجازه تغذیه اپیزودی را می‌دهد. به طور کلی، زمان تأخیر برای سطح ایستابی عمیق‌تر، برای منطقه غیراشباع

¹ Lag time

حاوی مواد با نفوذپذیری کم و برای مناطقی که جریان ترجیحی^۱ نقش کمتری در انتقال آب دارد، بیشتر خواهد بود. زمان تأخیر را می‌توان با استفاده از روش‌هایی از قبیل تجزیه و تحلیل همبستگی تعیین کرد. دامنه تحمل نوسان‌ها^۲ (δT)، اساساً معیار اندازه‌گیری نویز (نوفه) است و برای تشخیص اینکه آیا نوسان موجود در سری زمانی تراز سطح ایستابی $H(t)$ از نظر هیدرولوژیکی معنی‌دار است یا نه، استفاده می‌شود. دامنه تحمل نوسان‌ها (δT)، ممکن است علاوه بر مشخصات سیستم، به ابزار و فرکانس اندازه‌گیری نیز بستگی داشته باشد. مانند زمان تأخیر، مفهوم دامنه تحمل نوسان‌ها نیز برای تشخیص فواصل بین دوره‌های تغذیه اپیزودیک با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده ضروری است. یکی از مزایای قابل توجه روش EMR، اصلاح سیستماتیک خطاهای ناشی از فراجاهش^۳ سطح ایستابی است. بالاآمدگی سطح ایستابی به دلیل تغییر دما، تغییر فشار جوی، به دام افتادن هوا در محیط متخلخل و سایر عوامل غیر مرتبط با تغذیه، دچار خیزهای کاذب می‌شود که اصطلاحاً فراجاهش نامیده می‌شود و در بررسی‌ها باید اصلاح شود. علاوه بر این، با استفاده از روش EMR می‌توان ورودی آب مربوط به هر اپیزود را نیز تخمین زد و نسبت تغذیه به مقدار ورودی آب را محاسبه کرد. روش EMR دارای مزایای دیگری نیز است. این روش اساساً وابستگی به گام زمانی را که در رویکرد MCR استفاده می‌شود، از بین می‌برد و بعضی از اضافه برآوردهای^۴ مرسوم در روش‌های WTF را تعدیل می‌کند.

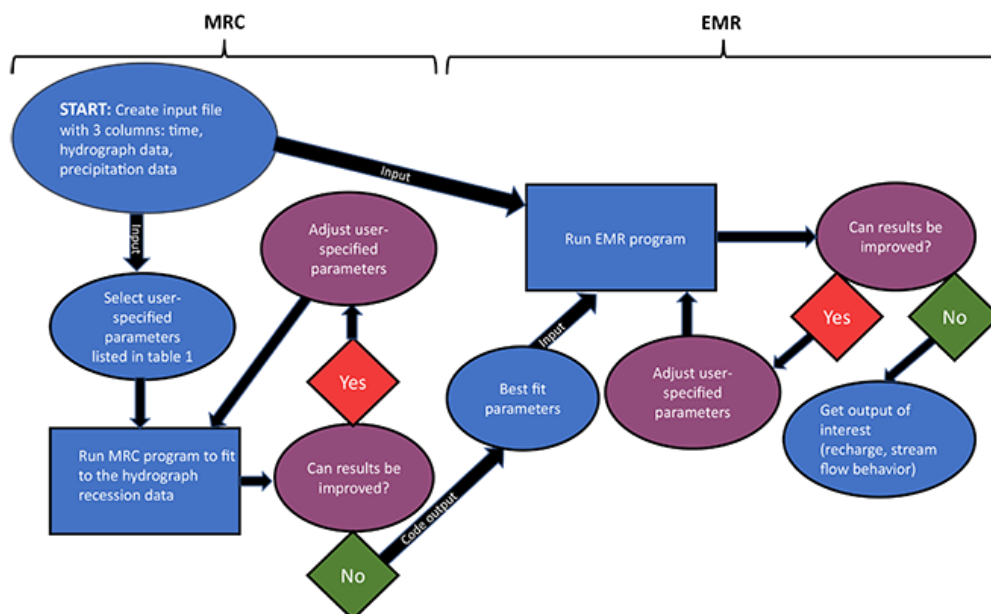
روش EMR در محیط نرم‌افزار آماری R (R Core Team 2013) کدنویسی شده و برای پیاده‌سازی آن به نرم‌افزار منبع باز R نیاز است. نرم‌افزار R، از سایت مربوطه بدون محدودیت قابل دانلود است. به طور کلی، کد EMR به چهار سری داده شامل (۱) زمان (T)، (۲) تراز سطح ایستابی (H)، (۳) بارش تجمعی (P) و (۴) نرخ تغییر سطح ایستابی (dH/dt) نیاز دارد. علاوه بر این داده‌ها، باید مقادیر مناسبی برای آبدهی ویژه، دامنه تحمل نوسان (δT) و زمان تأخیر (tl) نیز تعیین شوند. در حالت ایده‌آل، این پارامترها را می‌توان یکبار با استفاده از داده‌های موجود که معرف منطقه هستند، تعیین کرد (Nimmo et al., 2015). پس از تهیه داده‌های مورد نیاز، تغذیه مربوط به هر اپیزود، مطابق فلوچارت ارائه شده در شکل ۳-۳۳ و طی فرآیند زیر محاسبه می‌شود. نتایج برآورد تغذیه به صورت ماهانه در شکل ارائه شده است.

¹ Preferential flow

² Fluctuation tolerance

³ Overshoot

⁴ Overestimation



شکل ۳-۳۳- فلوچارت نحوه برآورد تغذیه با استفاده از کد EMR (Nimmo et al., 2015)

❖ رویکرد (روش) RISE

برای یک دوره آماری تراز سطح ایستابی با فواصل زمانی برابر، بالآمدگی در یک دوره زمانی مشخص برابر مقداری است که سطح ایستابی در انتهای همان دوره زمانی بیشتر از مقدار آن در دوره قبلی است (روتلج^۱، نسخه خطی منتشر نشده، به نقل از (Nimmo et al., 2015)). در این روش، افت به عنوان خیز صفر در نظر گرفته می‌شود. هرچند این روش ساده و عینی است، اما دارای کمبودهایی از جمله حساسیت بارز به فرکانس اندازه‌گیری و همچنین عدم تصحیح فرودهایی که ناشی از فرایندهای طبیعی است و آن را به سمت کم‌ارزایی سوگیری می‌کند، است.

۳-۴-۳- مسایل مرتبط با روش نوسان‌های سطح ایستابی

۳-۴-۳-۱- انگاره‌های کلیدی^۲ و مسایل بحرانی

روش نوسانات سطح ایستابی در آبخوان‌های آزاد، بر این فرض استوار است که بالآمدگی سطح ایستابی در آبخوان ناشی از تغذیه است. این رویکرد، ساده‌سازی فاحش یک پدیده بسیار پیچیده، یعنی حرکت آب به/از سطح ایستابی را دربر دارد. این روش به لحاظ سادگی و سهولت استفاده، روش مطلوبی است و می‌توان آن را

^۱ Rutledge

^۲ Key assumptions

برای هر چاه کم عمقی که دارای سطح ایستابی است و داده‌های اندازه‌گیری سطح آب در آن نیز وجود دارند، استفاده نمود. علاوه بر این، این روش در منطقه غیراشباع هیچ فرضی را در مورد مکانیسم‌های حرکت آب در نظر نمی‌گیرد، و بنابراین وجود مسیرهای جریان ترجیحی، استفاده از آن را محدود نمی‌کند. نرخ‌های تغذیه‌ای که از این روش محاسبه می‌شوند، برآیندی از مقدار تغذیه کل آبخوان از چند مترمربع تا صدها یا هزاران مترمربع است. این ویژگی، یک مزیت متمایز نسبت به سایر روش‌هایی است که به صورت نقطه‌ای تغذیه را اندازه‌گیری می‌کنند. چاه‌های مشاهده‌ای باید به گونه‌ای جانمایی شوند، که سطح ایستابی آنها، معرف سطح ایستابی آبخوان باشند (Healy and Cook, 2002).

۳-۴-۳-۲- منحنی فرود هیدروگراف و ابزارهای تجزیه و تحلیل

منحنی فرود هیدروگراف، همچون بسیاری از فرآیندهای فیزیکی، دارای شکل نمایی است. این شکل نمایی، که از وجود رابطه خطی با نرخ تغییرات نشأت می‌گیرد، بیان می‌کند که نرخ کاهش ذخیره با مقدار ذخیره متناسب است. در مبحث آب زیرزمینی نیز، یال نزولی هیدروگراف سطح ایستابی یک شکل نمایی دارد و حاکی از وجود یک رابطه خطی بین ارتفاع سطح ایستابی و نرخ افت سطح ایستابی است. اولین بار، هانتوش^۱ (Hantush, 1967) در سال ۱۹۶۷ میلادی یک سری راه حل تحلیلی برای حل معادلات جریان آب زیرزمینی در آبخوان‌های آزادی که دارای الگوهای تغذیه دایره‌ای و مستطیلی شکل بودند، ارائه کرده است. این تحلیل‌ها، رفتار نمایی منحنی فرود هیدروگراف را تأیید کرده‌اند.

در دهه‌های قبل، برای تجزیه و تحلیل هیدروگراف از روش‌های غیر رایانه‌ای از جمله روش برونمایی روند فروکش به روش دستی مداد و کاغذ، به‌طور گسترده‌ای استفاده می‌شد. در این روش‌ها، معمولاً از داده‌های با بازه‌های ثابت و با وضوح زمانی درشت^۲ استفاده و اغلب با اضافه کردن هیدروگراف‌ها بر روی یک کاغذ کالک لگاریتمی کار می‌کردند. امروزه، تطبیق ویژگی‌های ارزشمند روش‌های توسعه داده شده در دوران قبل از رایانه و همچنین تکنیک‌های جدیدی که به‌طور مطلوبی از ابزارهای امروزی برای حل مشکلات مورد نیاز در برنامه‌های کاربردی قرن ۲۱ استفاده می‌کنند، ممکن شده است. بر این اساس، روش‌ها و الگوریتم‌های کامپیوتری زیادی برای تجزیه و تحلیل هیدروگراف توسعه داده شده‌اند.

¹ Hantush

² Coarse resolution

۳-۴-۳- آبدهی ویژه

تخمین آبدهی ویژه در روش WTF ضروری است. فرض می‌شود که مقدار آبدهی ویژه نسبت به زمان ثابت است. سوفوکلئوس^۱ (Sophocleous, 1985) اعتبار این فرض را بر مبنای نظری، به چالش کشیده است. اسلوتو^۲ (Sloto, 1990) نشان داد که آبدهی ویژه با عمق سطح ایستابی در یک آبخوان در جنوب شرقی پنسیلوانیا، ایالات متحده کاهش می‌یابد. بنابراین، تخمین آبدهی ویژه مواد متخلخل، می‌تواند چالش بزرگی باشد.

آبدهی ویژه یک نمونه سنگ یا خاک، برابر حجم آبی است که بر اثر نیروی گرانش از یک منشور قائم با سطح مقطع واحد به‌ازای یک واحد افت سطح آب، از نمونه خارج می‌شود (Fitts, 2002; Todd and Mays, 2005). آبدهی ویژه، کمیتی بدون بعد است که رفتار آبخوان را از نظر ذخیره‌سازی و یا آزادسازی آب نشان می‌دهد. به لحاظ تئوری، ذخیره‌سازی یا آزادسازی آب از آبخوان به‌صورت آبی در نظر گرفته می‌شود، اما در واقع، رها شدن آب در اثر نیروی گرانش آبی نیست و این فرآیند در اغلب سنگ‌ها و رسوبات و به‌ویژه در رسوبات ریزدانه، طولانی است (Meinzer, 1923).

در آبخوان‌ها، آزادسازی آب طی سه مکانسیم انبساط جزیی آب، تراکم آبخوان و زهکشی ثقلی صورت می‌گیرد. مکانسیم اول و دوم بیانگر ذخیره الاستیک می‌باشند که بیشتر در آبخوان‌های محبوس حاکم است. مکانسیم سوم نیز، بیانگر آبدهی ویژه است و در آبخوان‌های آزاد نقش اصلی را ایفا می‌کند. مجموع عملکرد سه مکانسیم اشاره شده، بیانگر ضریب ذخیره آبخوان است (Fetter, 2001; Fitts, 2002; Todd and Mays, 2005). مقدار آبدهی ویژه را می‌توان از رابطه شماره ۳-۴ محاسبه نمود.

$$S_y = \frac{\text{حجم آب زهکشی شده}}{\text{حجم کل نمونه}} \quad \text{رابطه ۳-۴}$$

در عمل آبدهی ویژه، معادل تخلخل مؤثر است و از رابطه ۳-۵ که عملیاتی‌تر و کاربردی‌تر است، محاسبه می‌شود.

$$S_y = n - S_r \quad \text{رابطه ۳-۵}$$

که در آن n تخلخل و S_r نگهداشت ویژه است.

¹ Sophocleous

² Sloto

آبدهی ویژه، علاوه بر این که تابعی از عمق سطح ایستابی است (Childs, 1960)، به خواص فیزیکی مواد متخلخل آبخوان، هوای محبوس شده در نزدیکی سطح ایستابی، لایه بندی مواد، موقعیت و نرخ تغییرات تراز سطح ایستابی بستگی دارد (McWhorter and Sunada, 1977). علاوه بر این، آبدهی ویژه به اندازه، شکل و نحوه توزیع منافذ، اندازه ذرات، تراکم لایه آبدار و اندازه نمونه نیز بستگی دارد (Todd and Mays, 2005). به طور کلی، آبدهی ویژه را با استفاده از روش های آزمایشگاهی و یا از آزمایش های میدانی (آزمایش پمپاژ) می توان تخمین زد. برآورد آبدهی ویژه از روش های مختلف، دارای عدم قطعیت زیادی است. تعیین یک مقدار مشخص برای آبدهی ویژه (به عنوان نماینده) به دلیل ماهیت ناهمگن مواد متخلخل آبخوان دشوار است. در صورتی که یک مقدار واحد برای آبدهی ویژه تعیین شود، معمولاً تغذیه آب زیرزمینی بیش از حد برآورد می شود (Sophocleous, 1985).

۳-۴-۳- تعیین نوسان های ناشی از تغذیه

بر اساس آنچه که بیان شد، هیدروگراف مورد استفاده در روش نوسانات سطح ایستابی، باید فقط نوسان های ناشی از تغذیه را نشان دهد. این روش در مناطقی که سطح ایستابی نسبتاً کم عمق است و نسبت به رویدادهای بارندگی واکنش (افزایش و کاهش) نشان می دهد، بیشترین کاربرد را دارد. به عبارت دیگر، این روش در چاه هایی که سرعت بالآمدگی سطح آب نسبت به جابجایی و حرکت افقی جریان بیشتر است، نتایج دقیق تر و بهتری را نشان می دهد. در صورتی که تشخیص و تعیین عوامل مؤثر بر نوسان های سطح آب مشکل باشد و عواملی دیگری از جمله پمپاژ، تبخیر و تعرق، تغییرات فشار جو، وجود هوای به دام افتاده و جزر و مد زمین نیز علاوه بر عامل تغذیه، وجود داشته باشند، خطا و عدم اطمینان در برآوردها رخ خواهد داد. علاوه بر این، در صورتی که چاه ها در حریم رودخانه ها و مخازن آب سطحی قرار گرفته باشند، به دلیل اندرکنش بین آنها، برآورد مقدار تغذیه با خطای زیادی همراه شود.

۳-۴-۵- برون یابی منحنی فرود

به طور سنتی، برون یابی منحنی فرودی که بیانگر دوره قبل از تغذیه است به صورت گرافیکی انجام می شود. استفاده از روش WTF به صورت گرافیکی، تنها در شرایطی میسر است که خیز یا بالآمدگی سطح ایستابی بر روی هیدروگراف قابل مشاهده باشد. این شرایط در چاه هایی فراهم می شود که سرعت رسیدن آب به سطح ایستابی، بیشتر از سرعت حرکت آب از سطح ایستابی باشد. با توجه به مکانسیم های تغذیه و با در نظر گرفتن

زمان تأخیر بین شروع بارندگی و مشاهده پاسخ در سطح آب، تغذیه آبخوان نه تنها در زمان بالآمدگی هیدروگراف، بلکه در زمانی که هیدروگراف سطح آب در حال کاهش است نیز همچنان اتفاق می افتد. این پدیده، بیانگر این است که نرخ تغذیه کمتر از نرخ حرکت و جابجایی افقی آب از سطح ایستابی است (Healy and Cook, 2002). در صورتی که نرخ تغذیه با نرخ جابجایی افقی آب از سطح ایستابی برابر باشد، تغییری در تراز سطح آب مشاهده نمی شود و بنابراین، روش WTF مقدار تغذیه را صفر (۰) برآورد می کند. برای غلبه بر این چالش، ضروری است از رویکردهای جدید تعیین منحنی فرود اصلی که در بخش بعدی توضیح داده خواهد شد، استفاده شود.

۳-۴-۳-۶- وضوح^۱ (رزولوشن) زمانی داده ها

با توسعه ابزارهای پیشرفته که داده های با وضوح بالاتر تولید می کنند و همچنین تنوع فزاینده درخواست ها، به تکنیک هایی که بتوانند وضوح زمانی بیشتر از روزانه را مدیریت کنند بیشتر از هر زمانی دیگری احساس می شود. یک نقص آشکار در داده های با وضوح درشت، این است که احتمال از دست دادن و یا نادیده گرفتن اتفاق های مهم، به ویژه در مواردی که فرآیندهای با تغییرات سریع مانند جریان ترجیحی فعال هستند، افزایش می یابد. محدودیت دیگر مربوط به اندازه حوضه آبریز است. در نسل های قبلی ابزارهای تجزیه و تحلیل هیدروگراف، وضوح زمانی درشت مانع از استفاده آن در حوضه های کوچک تر از یک حداقل معین، به عنوان مثال ۲/۶ کیلومتر مربع، همانطور که توسط روتلج (Rutledge, 1998) ذکر شده، می شد. چنین محدودیتی، کاربرد تجزیه و تحلیل هیدروگراف را به ویژه در برخی از مناطق با دغدغه های روزافزون کاهش می دهد. به عنوان مثال، با توجه به مشکلات هیدرولوژی شهری، توجه به قطعات کوچک منفرد و مناطقی که تحت تأثیر فعالیت های انسان قرار گرفته اند و نمونه ای از آن نیز قبلاً در حوضه های آبریز مطالعه نشده، ضروری است. وضوح ریزتر^۲ نیز چالش های جدیدی را به همراه دارد. استفاده از فواصل زمانی ۱ روز یا بیشتر، اغلب همه یا تقریباً همه نویزهای کوتاه مدت را در هیدروگراف حذف می کند و تجزیه و تحلیل را ساده می کند. به عنوان مثال، مدل هایی که از داده های روزانه استفاده می کنند، ممکن است هرگونه جهش^۳ در داده هایی که بیانگر پایان دوره فروکش هستند را به عنوان نشانه افزایش در داده های حداقل یک روزه در نظر بگیرند. در داده های پرنویز با وضوح زمانی دقیق تر، مشکل تمایز بین نوسان های ناچیز و نوسان های غیرقابل اغمازی که نیاز به قضاوت

¹ Resolution

² Finer resolution

³ Upticks

جداگانه‌ای در مورد مدت زمان معکوس شدن روند آنها دارند و باید به عنوان یک موضوع مهم در نظر گرفته شود، مطرح است. بنابراین روش‌های تجزیه و تحلیل باید راهی برای نظام‌مند کردن قضاوت‌های لازم برای این کار ارائه دهند.

۳-۴-۳-۷- قضاوت‌های کارشناسی

به حداقل رساندن و محدود کردن قضاوت‌های کارشناسی در مسایلی که نیاز به اظهارنظر کارشناس دارند، امری اجتناب‌ناپذیر است. این قبیل قضاوت‌ها و تصمیم در مورد نحوه برخورد با آن‌ها، در تجزیه و تحلیل هر هیدروگرافی ایجاد می‌شوند. به عنوان مثال، همواره سؤالاتی مشابه موارد زیر در ذهن کارشناس به وجود می‌آیند.

- چه چیز و یا چه عواملی روند هیدروگراف را شکل می‌دهند؟
 - چه چیزی و یا چه عواملی انحراف از یک روند را موجب می‌وند؟
 - چه نوسان‌هایی قابل اغماض هستند و یا چه نوسان‌هایی باید بررسی و تحلیل شوند؟
- هدف معمول از تجزیه و تحلیل هیدروگراف به صورت خودکار، تقلید از قضاوت یک هیدرولوژیست با تجربه است. با این حال، برنامه‌های خودکاری که برای تحلیل هیدروگراف طراحی شده‌اند، باید انعطاف‌پذیر باشد تا استفاده از ویژگی برنامه‌های جدید، هیدروگراف‌ها یا چشم‌اندازهایی که به دلیل جدید بودنشان در تجربه هیدرولوژیست‌های امروزی وجود ندارد، امکان‌پذیر شود. هر چند الگوهای معمولی مشاهده شده در بسیاری از هیدروگراف‌های مورد بررسی قدیمی (اغلب شامل داده‌های روزانه)، مبنای بسیاری از قضاوت‌های مرتبط با روندها و رزولوشن زمانی هستند، اما بعید است این قضاوت‌ها در مورد حوضه‌های آبریزی که ویژگی‌های متفاوتی از موارد موجود در گذشته دارند، مناسب باشند. مشاهدات گذشته از هیدروگراف‌ها بر اساس قوانین تجربی کلی تعمیم داده شده‌اند. به عنوان مثال حداقل تداوم یک روند در حوضه آبریز، متناسب با مساحت آن حوضه به توان 0.2 است (Rutledge, 1998). در حالت ایده‌آل، این موارد باید مستقل از هیدروگراف‌هایی که قبلاً بررسی شده‌اند، به نفع معیارهای مبتنی بر رفتار حوضه مورد بررسی، کنار گذاشته شوند. معیارهایی که بیشتر بر اساس داده‌های موجود و کمتر بر اساس نسخه‌های تاریخی بنا شده‌اند، امکان تشخیص فرآیندها و روابط جدید که برای طیف وسیع‌تری از نیازهای معاصر حیاتی هستند، را می‌دهد.

به طور خاص، تجزیه و تحلیل مجدد مجموعه داده‌های متنوع هیدرولوژیکی که به طور عمومی جمع‌آوری شده‌اند و مستندسازی هرگونه تصمیم‌گیری مبتنی بر قضاوت ذهنی که در طول تجزیه و تحلیل اتخاذ شده‌اند، نیازهای

اصلی هستند. ابزارهایی که برای این اهداف مورد استفاده قرار می‌گیرند، در حالی که مقادیر به‌دست آمده از داده‌ها را بهینه می‌کنند، فرآیندهای ارزیابی کارآ و سازگار را نیز باید انجام دهند. ضرورت عملی این کار این است که، پیاده‌سازی تجزیه و تحلیل خودکار در کنار مشارکت ضروری قضاوت هیدرولوژیکی کارشناس خبره باید انجام شود. یک طرح کمی‌سازی پارامتری معیارهای قضاوت خاص، می‌تواند ویژگی مهمی در این کار باشد. برای دستیابی به مشخصات دقیق مقادیر پارامترها، نیاز به یک‌سری آزمایش تکراری است که در آن هیدرولوژیست، در حالی که نتایج را به طور مکرر در کل مدت مجموعه داده بررسی و بازبینی می‌کند، مقادیر را نیز تنظیم می‌کند. به‌طور کلی در مورد مدل سازی هیدرولوژیکی، عنصر ذهنی در چنین فرآیندی را نمی‌توان حذف کرد (Voss, 2011)، اما یک پارامترسازی خوب می‌تواند با مستندسازی شفاف قضاوت‌های ذهنی و محدود کردن اثرات آنها به عناصر دقیق تعیین شده برای مشکل، ارزش هیدرولوژیکی را اضافه کند.

۳-۴-۳-۸- بررسی همزمان آب زیرزمینی و رواناب

اگرچه آب‌های زیرزمینی و سطحی مدت‌ها است که جزو عناصر پیوسته ناگسستنی سیستم هیدرولوژیکی تلقی می‌شوند، اما در بیشتر موارد تجزیه و تحلیل‌های هیدروگراف، فقط برای یکی و یا دیگری انجام شده است. تجزیه و تحلیل موازی هیدروگراف آب زیرزمینی و رواناب با استفاده از الگوریتم‌های یکسان (تا حد امکان)، احتمالاً پتانسیل کشف نشده زیادی برای ارائه بینش و کمیت‌های مورد نیاز دارد. به‌عنوان مثال، مقایسه زمان نسبی و بزرگی پاسخ رواناب رگباری و سطح ایستابی به یک سری رویدادهای ورودی می‌تواند به تشخیص تفاوت در اجزای مختلف چرخه آب و درک فرآیندهای مختلف (جریان منطقه غیراشباع، تفکیک بارندگی - نفوذ - رواناب و ...) که بر پویایی آبهای سطحی و زیرزمینی تأثیر می‌گذارد، کمک نماید.

۳-۴-۳-۹- سایر مسایل خاص

استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی در آبخوان‌های درز و شکافدار (کارستی و غیرکارستی)، مسایل و چالش‌های مخصوص به‌خود را دارد (Healy and Cook, 2002; Risser et al., 2005). تغذیه در آبخوان‌های درز و شکافدار دارای رفتار دوگانه^۱ است. در این آبخوان‌ها، تغذیه گاهی در داخل محدوده آبخوان (تغذیه برجا)^۲، گاهی خارج از محدوده آبخوان (تغذیه نابرجا)^۳ و گاهی نیز با ترکیبی از این دو حالت صورت می‌گیرد.

¹ Duality of recharge

² Autogenic recharge

³ Allogenic recharge

در تغذیه برجا، آب حاصل از بارندگی عموماً از طریق ماتریکس سنگ و خاک، پس از عبور از محیط متخلخل منطقه غیراشباع، به سطح ایستابی رسیده و موجب تغذیه آبخوان می‌شود. در تغذیه نابرجا، درز و شکستگی‌ها نقش اصلی را ایفا می‌کنند. در این محیط‌ها، آب‌های حاصل از بارش که از خارج محدوده آبخوان وارد می‌شوند، از طریق مجاری و درز و شکستگی‌ها به درون آبخوان نفوذ کرده و موجب تغذیه می‌شوند. شکستگی‌ها معمولاً به عنوان مجرای اصلی برای حرکت آب عمل می‌کنند و درصد کمی از آب ذخیره موجود در آبخوان را تشکیل می‌دهند. بنابراین، در آبخوان‌های درز و شکاف‌دار، تعیین یک مقدار برای آبدهی ویژه و تجزیه و تحلیل نوسان‌های سطح ایستابی باید با دقت و به‌درستی انجام شود.

۳-۵- برآورد تغذیه به روش بیلان آب

۳-۵-۱- مقدمه و مبانی روش

چرخه آب، چرخه‌ای است بدون ابتدا و انتها که گردش آب در کره زمین (اتمسفر، هیدروسفر و لیتوسفر) را توصیف می‌کند. به اندازه‌گیری پیوسته جریان آب (در هر زمان و در هر مقیاسی) در چرخه آبی، بیلان یا بودجه‌بندی آب گفته می‌شود (Todd and Mays, 2005). بر اساس اصل بقای جرم و قانون پیوستگی، کلیه آب‌هایی که در یک بازه زمانی معین وارد یک محدوده مشخص می‌شوند، مصرف، ذخیره و یا به صورت‌های مختلف از محدوده خارج می‌شوند. در صورتی که هدف بیلان، بررسی وضعیت منابع آب و میزان آب تجدیدشونده در یک سال مشخص باشد، باید تمام پارامترهای بیلان را با توجه به داده‌های همان سال محاسبه و برآورد نماییم. اما اگر هدف، بررسی و شناخت کلی وضعیت منابع آب و تخمین متوسط آب تجدیدشونده در دوره‌های آماری بلندمدت باشد، به دو روش می‌توان دوره بیلان را تعیین کرد. روش اول: دوره بیلان بر اساس سال‌های خشک، متوسط و مرطوب با نسبت یکسان انتخاب می‌شود. به عبارت دیگر، باید سال‌هایی به عنوان دوره بیلان انتخاب شوند که ضمن رعایت نسبت فوق، مقادیر پارامترهای قابل اندازه‌گیری مؤلفه‌های بیلان نیز در آن سال‌ها موجود باشند. روش دوم: در این روش سه سال به عنوان سال‌های معرف خشکسالی، ترسالی و متوسط انتخاب و سپس بیلان آب در هر یک از این سال‌ها تهیه می‌شود. برای انتخاب سال‌های معیار، باید در ابتدا وضعیت خشکسالی و ترسالی در دوره آماری به کمک یکی از شاخص‌های خشکسالی مانند SPI مشخص شود. سپس سال‌های معرف به گونه‌ای انتخاب شوند که مقادیر پارامترهای قابل اندازه‌گیری مؤلفه‌های بیلان نیز در آن سال‌ها موجود باشند.

۳-۵-۲- معادلات بیلان و روابط بین اجزای آن

رابطه بین ورودی و خروجی‌ها و تغییرات ذخیره در یک سیستم باز، طبق رابطه ۳-۶ است.

$$I - O = dS/dt \quad \text{رابطه ۳-۶}$$

در این رابطه، I ، O و dS/dt به ترتیب ورودی‌ها به، خروجی‌ها از و تغییرات ذخیره آب در، سیستم می‌باشند. در این سیستم، ورودی‌ها شامل؛ بارندگی، آب‌های سطحی ورودی به حوضه و جریان‌های روسطحی^۱، ورودی‌های مصنوعی آب به ناحیه از طریق لوله، کانال و ...، ورودی آب زیرزمینی از خارج حوضه و ... می‌باشند، خروجی‌ها شامل؛ تبخیر و تعرق از سطح زمین، تبخیر و تعرق از سطح آب، رواناب سطحی، خروجی‌های مصنوعی آب از ناحیه از طریق لوله، کانال و ...، خروجی آب زیرزمینی و ... می‌باشند و تغییرات ذخیره نیز شامل تغییر در حجم؛ آب‌های سطحی (رودها، رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و آبگیرها)، رطوبت خاک در منطقه غیراشباع، سطح یخ و برف، ذخیره موقت در چالاب‌ها، آب زیرزمینی و .. است (Fetter, 2001). رابطه ۱، که به معادله اساسی بیلان معروف است، ساده‌ترین و در عین حال مهم‌ترین و کاربردی‌ترین معادله در هیدرولوژی و محاسبات مربوط به بیلان آب می‌باشد، که در آن پارامترهای بیلان بر حسب حجم در واحد زمان و یا در یک منطقه با وسعت مشخص، بر حسب عمق (متر و ...) بیان می‌شوند.

باتوجه به نوع سیستم و محدوده بیلان، اجزای معادله اساسی بیلان به اجزای مختلفی، به شرح زیر (رابطه‌های رابطه ۳-۷ تا رابطه ۳-۹) تقسیم می‌شوند (Todd and Mays, 2005).

❖ معادله عمومی بیلان در حوضه^۲

$$P - (Q_{out} - Q_{in}) - (E_s + E_g) - (T_s + T_g) - (G_{out} - G_{in}) = \Delta(S_s - S_g) + error \quad \text{رابطه ۳-۷}$$

❖ معادله بیلان آب سطحی^۳

$$P + Q_{in} - Q_{out} + Q_{bf} - E_s - T_s - I = \Delta S_s + error \quad \text{رابطه ۳-۸}$$

¹ Overland flow

² Hydrologic budget

³ Surface water budget

❖ معادله بیلان آب زیرزمینی^۱

$$I + G_{in} - G_{out} - Q_{bf} - E_g - T_g - Q_w = \Delta S_g + error \quad \text{رابطه ۳-۹}$$

در این رابطه‌ها، P بارندگی، Q_{in} و Q_{out} به ترتیب جریان آب سطحی ورودی و خروجی، Q_{bf} جریان آب زیرزمینی ورودی به رودخانه (دبی پایه)، G_{in} و G_{out} به ترتیب جریان زیرزمینی ورودی و خروجی، E_s تبخیر سطحی، E_g تبخیر از آب زیرزمینی، T_s تعرق توسط گیاهان، T_g تعرق در منطقه ریشه گیاهان، I نفوذ سطحی، Q_w برداشت از آب زیرزمینی توسط چاه‌های پمپاژ، ΔS_s تغییر در ذخیره آب سطحی و ΔS_g نیز تغییر در ذخیره آب زیرزمینی است. این نمادها، در مراجع علمی مختلف به صورت‌های گوناگونی نمایش داده می‌شوند.

۳-۵-۳- برآورد تغذیه با استفاده از روش بیلان آب

بیلان آب، به دلیل سادگی، کم‌هزینه بودن و نیاز به حداقل داده‌ها (سطح آب، اطلاعات پمپاژ و آبدهی ویژه)، یک روش کاربردی و کاربرپسند برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی است. داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز این روش، در دسترس همگان می‌باشند و معمولاً با حداقل هزینه‌ها به دست می‌آیند. باوجود سادگی و مقرون‌به‌صرفه بودن، به‌طور کلی استفاده از این روش به دلایل زیر چندان دقت ندارد (Manghi et al., 2009).

➤ تخمین مقادیر مؤلفه‌های بیلان (تبخیر و تعرق، رواناب، جریان‌های زیرزمینی و ...) مشکل است.

➤ تعیین رابطه بین پارامترهای منطقه غیراشباع (هدایت هیدرولیکی و ...)، مشکل است.

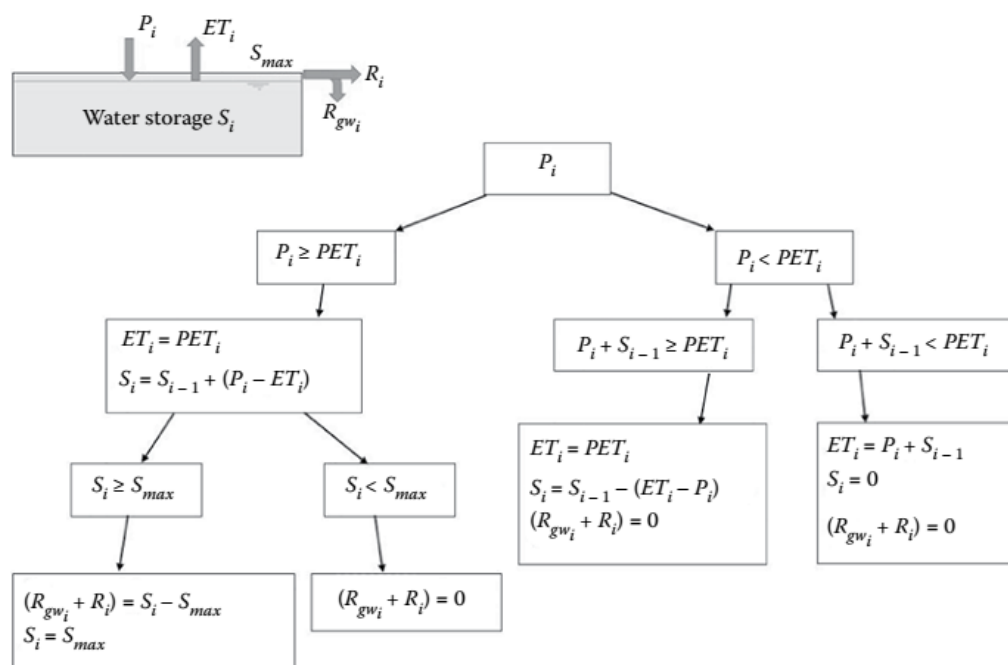
➤ یک مقدار منحصر به فرد برای آبدهی ویژه وجود ندارد.

با در نظر گرفتن این مسائل و محدودیت‌ها، می‌توان تغذیه آب زیرزمینی را با استفاده از معادله‌های بیلان حوضه و آب زیرزمینی برآورد نمود. بر اساس معادله عمومی بیلان در یک حوضه آبریز، تغذیه به عنوان باقیمانده آبی (بارندگی، مخازن ذخیره آب سطحی، آب‌های برگشتی کشاورزی، صنعتی، رودخانه‌ها و ...) که از منطقه غیراشباع گذشته و به سطح ایستابی می‌رسد، تعریف می‌شود. به عبارت دیگر، پس از کسر مجموع مصارف و تلفات تمام آب‌های موجود در سطح زمین، آن چه را که باقی مانده و به درون زمین نفوذ می‌کند، تغذیه در نظر گرفته می‌شود. در این روش، تخمین مقادیر پارامترهای معادله بیلان حوضه (تبخیر و تعرق، جریان پایه، رواناب، برگاب و ...) همواره مشکل هستند. مهم‌ترین و حساس‌ترین پارامتر در بیلان هیدرولوژی، برآورد تبخیر/تعرق است. روش‌های میدانی (اندازه‌گیری مستقیم) و نظری - تجربی مختلفی برای برآورد پارامترهای

¹ Groundwater budget

بیلان (تبخیرتعرق، رواناب و نفوذ) استفاده می‌شوند، که هر یک بسته به سطح داده‌های مورد استفاده، دارای معایب و مزایایی می‌باشند.

در این پژوهش از مدل بیلان آب - خاک ترنت‌وايت^۱ و معادله بیلان آب زیرزمینی استفاده شده است. بر اساس مدل بیلان ترنت‌وايت، مقدار تبخیرتعرق واقعی و میانگین تغذیه ماهانه آب زیرزمینی را می‌توان بر اساس ظرفیت ذخیره‌سازی آب روی سطح زمین، برآورد نمود (Dassargues, 2018). در این مدل، فرض می‌شود که آب موجود در خاک و ناحیه غیراشباع، در پایان ماه i ام (S_i) و حداکثر ظرفیت ذخیره‌سازی آب (S_{max}) مقدار مشخصی دارند مدل بیلان ترنت‌وايت در مقیاس ماهانه در شکل ۳-۳۴ ارائه شده است. با توجه به فرآیند ارائه شده در شکل، در صورتی که مقدار بارندگی، کمتر از مقدار تبخیرتعرق پتانسیل (PET) در ماه i ام باشد، بارش مؤثر (رواناب و نفوذ) صفر است و تمام آب موجود، صرف تبخیرتعرق می‌شود. در این شرایط، مابقی نیاز تبخیرتعرق از ذخیره آب موجود در خاک (S_i)، تا زمانی که رطوبت خاک صفر شود، کاسته می‌شود. در صورتی که مقدار بارندگی، بیشتر از مقدار تبخیرتعرق پتانسیل باشد، ابتدا ذخیره رطوبتی خاک تا حداکثر ظرفیت ذخیره‌سازی آن (S_{max}) تجدید و افزایش می‌یابد و سپس مقدار مازاد به بارش مؤثر تبدیل می‌شود.



شکل ۳-۳۴- شکل شماتیک مدل بیلان آب خاک ترنت‌وايت برای محاسبه تغذیه آب زیرزمینی (Dassargues, 2018)

¹ Thornthwaite water balance model

باوجود این که مدل بیلان آب ترنت‌وایت به‌لحاظ مفهومی بسیار ساده است، اما فرآیند محاسبه و برآورد پارامترهای مورد نیاز مدل، دارای مشکلات متعددی است و برآورد نادرست آن‌ها، تأثیرات قابل‌توجهی را (در نتایج) در پی دارد.

باتوجه به آن‌چه که بیان شد، در صورتی که داده‌های مناسب و کافی در دسترس نباشند و به منظور اجتناب از مشکلات مطرح شده (تخمین مقادیر پارامترها و ...)، می‌توان با تلفیق معادله بیلان هیدرولوژی و بیلان آب زیرزمینی، تغذیه را از رابطه ۳-۱۰ به‌صورت زیر برآورد نمود.

$$R = Q_g - (G_{in} - G_{out}) - ET_g - Q_{bf} \pm (\Delta H \times A \times S_y) \quad \text{رابطه ۳-۱۰}$$

در این رابطه، R تغذیه آب زیرزمینی، Q_g برداشت از آب زیرزمینی توسط منابع آبی، G_{in} و G_{out} جریان‌های زیرزمینی ورودی به حوضه و خروجی از حوضه، ET_g تلفات تبخیر و تعرق آب زیرزمینی در منطقه غیراشباع و اشباع، Q_{bf} تخلیه (زهکشی) آب زیرزمینی به رودخانه‌ها (دبی پایه)، ΔH متوسط تغییرات سطح ایستابی، A مساحت آبخوان و S_y میانگین آبدهی ویژه است.

۳-۶- تخمین تغذیه با استفاده از روش کلراید (یون کلر)

۳-۶-۱- مقدمه و مبانی روش

مقایسه روش‌های برآورد تغذیه نشان می‌دهد که استفاده از ردیاب‌های محیطی برای تخمین تغذیه در مناطق خشک نسبت به روش‌های فیزیکی موفق‌تر بوده‌اند (Allison et al., 1994; Phillips, 1994). کلراید یکی از ردیاب‌های طبیعی مورد استفاده برای تخمین تغذیه است (Healy, 2010; Tyler and Walker, 1994). استفاده از کلراید، ساده، کم‌هزینه و پرکاربرد است (Allison et al., 1994). یکی از ویژگی‌های کلراید، رفتار پایستار^۱ (محافظه‌کار) آن در آب و خاک است. باوجود اینکه کلراید حلالیت بسیار بالای در آب دارد، اما به‌خاطر ساختار یونی خاص، جذب سیلیکات‌های دارای بار منفی نمی‌شود و به‌طور کلی در واکنش‌های ژئوشیمیایی یا بیوشیمیایی شرکت نمی‌کند (Healy, 2010). کلراید از طریق تبخیر آب اقیانوس‌ها، به‌صورت املاح و ذرات معلق وارد جو شده و سپس به‌صورت ریزش‌های تر^۲ (مرطوب) و خشک^۳ وارد سیستم‌های آبی در خشکی‌ها

¹ Conservative

² Wet deposition

³ Dry deposition

می‌شود (Hem, 1985). غلظت کلراید در داخل خشکی‌ها از حدود ۰/۰۲ تا ۲۰۰ میلی‌گرم بر لیتر در تغییر است (Feth, 1981). کلراید محلول در آب باران و آب‌های جاری، به درون زمین نفوذ کرده و سپس به‌طرف ناحیه اشباع حرکت می‌کند. در زیر زمین و در ناحیه ریشه گیاهان، غلظت کلراید در آب منفذی به‌دلیل فرآیند تبخیر و تعرق و عدم جذب آن توسط گیاهان، با افزایش عمق، افزایش می‌یابد (Healy, 2010). طبق مدل مفهومی ارائه شده توسط گاردنر^۱ (به نقل از (Healy, 2010))، شرایط پایدار در منطقه غیراشباع وجود دارد و غلظت کلراید در زیر سطح شار صفر، یکنواخت و تقریباً ثابت است. این غلظت یکنواخت، با نرخ زهکشی نسبت عکس دارد. با افزایش نرخ زهکشی، غلظت کلراید به‌دلیل شستشو^۲، کاهش می‌یابد. در نرخ زهکشی پایین، غلظت کلراید افزایش می‌یابد (Healy, 2010).

۳-۶-۲- بیان جرم کلراید^۳ (CMB)

تبخیر نزولات جوی (در سطح زمین و در ناحیه غیراشباع) باعث کاهش حجم آب و افزایش غلظت یون‌های محلول می‌شود. کلراید به‌دلیل اینکه یک یون پایستار است و می‌توان آن را با دقت و با هزینه نسبتاً کم اندازه‌گیری کرد، یون بسیار مناسبی برای مطالعه چرخه آبی و ارزیابی مقدار تغذیه است. با در نظر گرفتن یک‌سری انگاره به‌شرح زیر، می‌توان معادله بیان جرم کلراید را برای محاسبه تغذیه توسعه داد.

انگاره‌های روش CMB (Wood, 1999; Wood and Sanford, 1995) عبارتند از؛

- منشاء کلراید موجود در آب زیرزمینی، تنها از نزولات جوی تغذیه کننده آبخوان است. یعنی، تنها کلراید موجود در ریزش‌های تر و خشک، وارد آب زیرزمینی می‌شود و هیچ ورودی و یا خروجی (کلراید) اندازه‌گیری نشده، وجود ندارد.
- هیچ رواناب یا جریان آب زیرزمینی حاوی کلراید، وارد سیستم نمی‌شود. غلظت کلراید در رواناب‌ها به‌دلیل تماس با سنگ‌ها و رسوبات و یا تبخیر نسبت به غلظت کلراید در بارندگی، کمی بیشتر است (Flint et al., 2002).

- کلراید در سیستم، پایستار است. یعنی غلظت آن با واکنش‌های شیمیایی تغییر نمی‌کند.

¹ Gardner

² Flush

³ Chloride mass balance

➤ نرخ ریزش کلراید (شار جرم کلراید) نسبت به زمان تغییر نمی‌کند. یعنی میانگین جرم سالانه کلراید ورودی از اتمسفر در طول دوره زمانی که تغذیه صورت می‌گیرد، ثابت است. نرخ ریزش کلراید، عبارت است از شار جرم کلراید در یک سطح واحد و از حاصل ضرب بارندگی در کلراید محاسبه می‌شود (Crosbie et al., 2018).

➤ جریان آب به سمت پایین در ناحیه غیراشباع، یک‌بعدی و پایدار است و از مدل پیستونی تبعیت می‌کند. یعنی جریان جانبی، حداقل است.

➤ هیچ‌گونه بازچرخانی^۱ و یا تغلیظ کلراید در آبخوان وجود ندارد. غلظت کلراید، در شرایطی که آب برگشتی کشاورزی تبخیر شود و مجدد به آب زیرزمینی برگردد، ممکن است افزایش یابد (بازچرخانی کلراید).

با در نظر گرفتن انگاره‌های فوق و با فرض اینکه بارندگی، حاوی مقادیر کمی از کلراید (و سایر یون‌های پایستار) است، معادله بیلان آبی را می‌توان بر اساس مقادیر کلراید بسط داد (Maliva, 2019). اگر در یک حوضه، مقدار بارندگی و غلظت کلراید در بارندگی و آب زیرزمینی مشخص باشد، می‌توان نرخ تغذیه را از رابطه ۳-۱۱ محاسبه کرد (Wood, 1999). این رابطه، میانگین سالانه تغذیه آب زیرزمینی را به صورت نقطه‌ای در یک دوره زمانی، ارائه می‌کند.

$$R = \frac{Cl_p}{Cl_{GW}} P \quad \text{رابطه ۳-۱۱}$$

در این رابطه، R تغذیه [L]، P بارندگی [L]، Cl_p و Cl_{GW} به ترتیب غلظت کلراید در بارندگی و آب زیرزمینی [M/L³] است.

کلراید معمولاً از منابع دیگری (ریزش‌های خشک، مواد شیمیایی کشاورزی، نمک جاده و ...) نیز وارد سیستم می‌شود. کلراید موجود در خاک‌ها که معمولاً مربوط به ریزش‌های خشک (کلراید محلول در هوا و یا ذرات نمک همراه باد در مناطق ساحلی یا نمک‌زارها) است، ممکن است از طریق بارش وارد آبخوان شود و غلظت آن را افزایش دهد. بنابراین لازم است، یک عبارت دیگر برای در نظر گرفتن مازاد کلراید، به رابطه ۳-۱۱ افزوده شود (Healy, 2010; Maliva, 2019).

$$R = \frac{P \times (Cl_p + DF)}{Cl_{GW}} = \frac{P \times Cl_p^*}{Cl_{GW}} = \frac{Cl_T}{Cl_{GW}} \quad \text{رابطه ۳-۱۲}$$

¹ Recycling

$$Cl_p^* = \frac{(Cl_p + DF)}{P}$$

در این رابطه، DF کلراید ریزش‌های خشک، Cl_p^* غلظت کلراید مؤثر^۱ (مجموع کلراید ریزش‌های تر و خشک تقسیم بر بارندگی و Cl_T نیز کلراید کل (مجموع کلراید ریزش تر و خشک ضربدر بارندگی)، با بعد $[M/L^3]$ است.

رابطه‌های ۱۱-۳ و ۱۲-۳ بیان می‌کنند که حاصل ضرب مقدار بارندگی در مجموع غلظت کلراید ریزش‌های تر و خشک، با حاصل ضرب مقدار آب تغذیه شده در غلظت کلراید آن، برابر است. در این رابطه، فرض می‌شود رواناب زمینی ناچیز است، در غیر این صورت، باید مقدار رواناب و غلظت کلراید آن را اندازه‌گیری و به شرح زیر اعمال نمود.

$$R = \frac{P \times (Cl_p + DF)}{Cl_{GW}} - \frac{Q \times Cl_q}{Cl_{GW}} \quad \text{رابطه ۱۳-۳}$$

در این رابطه، Q میانگین سالانه عمق رواناب سطحی [L] و Cl_q نیز میانگین غلظت کلراید در رواناب سطحی $[M/L^3]$ است.

ریزش‌های خشک، اغلب به‌طور مستقیم در نظر گرفته نمی‌شوند و معمولاً یا با کلراید بارندگی (Cl_p) و یا اینکه به‌عنوان متوسط منطقه‌ای نسبت کلراید در باران سنج خیس^۲ به باران سنج خشک^۳ در نظر گرفته می‌شوند (Maliva, 2019). به‌طور کلی، اطلاعات کمی در مورد ریزش‌های تر و خشک کلراید که تابعی از موقعیت جغرافیایی و شرایط آب‌وهوایی (مانند نزدیکی به ساحل، جهت و سرعت باد غالب و ...) است، وجود دارد. غلظت کلراید در بارش، با افزایش فاصله از اقیانوس‌ها کاهش می‌یابد. نرخ ریزش‌های خشک، به‌دلیل اینکه منابع دیگری (مانند کلراید محلول در هوا و یا ذرات نمک همراه باد) نیز در غلظت آن تأثیر دارند، از نظر مکانی متغیرتر است. بر اساس مطالعات جهانی انجام شده، غلظت کلراید بارندگی اغلب در محدوده ۰/۴ تا ۰/۷ میلی‌گرم بر لیتر قرار دارد (Maliva, 2019). این مقدار، در بعضی از مناطق (به‌ویژه در نزدیکی ساحل) ممکن است بیشتر باشد. علاوه بر این، غلظت کلراید ممکن است در فصل‌های مختلف و در بین رویدادهای بارندگی نیز متفاوت باشد. در صورتی که، غلظت کلراید در بارندگی‌های اصلی، و در نتیجه رویدادهای تغذیه، به‌طور قابل توجهی با متوسط غلظت آن در کل دوره، تفاوت داشته باشد، باعث ایجاد خطا در تخمین تغذیه می‌شود.

¹ Effective chloride

² Wet bucket

³ Dry bucket

همچنین، استفاده از مقادیر فرضی و یا مقادیر منطقه‌ای، عدم قطعیت برآوردهای تغذیه را افزایش می‌دهد (Maliva, 2019). با این عدم قطعیت‌ها، اگرچه استفاده از این روش با خطای ذاتی قابل توجهی همراه خواهد بود، اما استفاده از آن آسان، سریع و نسبتاً مقرون به صرفه است.

برای برآورد تغذیه خالص سالانه آب زیرزمینی در یک حوضه با استفاده از روش CMB، باید حداقل یک سال داده‌ها وجود داشته باشد. برای غلظت کلراید ریزش‌های تر و خشک، می‌توان از میانگین حسابی و یا میانگین وزنی که نتایج واقعی‌تری ارائه می‌دهد، استفاده کرد. گاهی برای بررسی تغییرات مکانی، از میانگین وزنی منطقه‌ای^۱، استفاده می‌شود. میانگین وزنی را می‌توان برای بررسی تغییرات ماهانه و یا فصلی نیز استفاده نمود. برای غلظت کلراید در آب زیرزمینی می‌توان از مقادیر میانگین، میانه، بیشینه و یا کمینه غلظت استفاده کرد.

۳-۷- تخمین تغذیه به روش ایزوتوپی

۳-۷-۱- مقدمه و مبانی روش

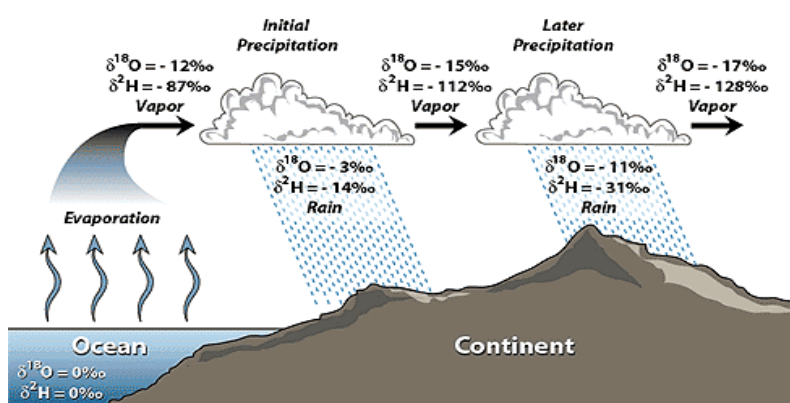
در مناطق خشک و نیمه‌خشک به دلیل تغییرات زمانی و مکانی شرایط آب‌وهوایی، برآورد تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های فیزیکی عموماً با عدم قطعیت همراه هستند. ایزوتوپ‌های پایدار آب (^{18}O , D)، اطلاعات ارزشمندی در مورد تبخیر و فرآیندهای جریان ارائه می‌کنند و برای شناسایی منشأ و زمان تغذیه نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند (Healy, 2010; Kendall and McDonnell, 1998; Yin et al., 2011). این ایزوتوپ‌ها به‌ویژه برای تعیین منشأ آب‌های زیرزمینی ارزشمند هستند (Allison et al., 1994). ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار مولکول آب در باران، برف، رواناب‌ها، آب زیرزمینی و ...، با توجه به تغییرات آب‌وهوایی و اقلیمی، در طول زمان و مکان با یکدیگر فرق می‌کند. تغییرات ترکیب ایزوتوپی بارش به‌ویژه در مناطق دارای اقلیم‌های فصلی، پیچیده است و به پارامترهای مختلفی بستگی دارد. به‌طور معمول، ترکیب ایزوتوپی منابع آب، علاوه بر ترکیب ایزوتوپی اولیه و مکانیسم انتقال رطوبت، توسط عواملی نظیر شدت و مقدار بارندگی، دما، تبخیر، دوری و نزدیکی به خشکی‌ها (اثر قاره‌ای)، ارتفاع، عرض جغرافیایی و ... کنترل می‌شود (Clark and Fritz, 1997). با توجه به وابستگی زیاد ظرفیت حمل رطوبت هوا به دما، محتوی ایزوتوپی در رطوبت جو توسط فرآیند تقطیر رایلی که به‌شدت تحت تأثیر تغییرات در دمای توده هوا می‌باشد، کنترل می‌شود. در عمل توزیع مکانی اکسیژن ۱۸ در آب باران و برف ترکیبی از فعل‌وانفعال متقابل همه این فاکتورها است. رابطه بین محتوی ایزوتوپ‌های

¹ Area weighted average

^{18}O و D، برای اولین بار توسط کریگ در سال ۱۹۶۱ مشخص شده است (Clark, 2015). این رابطه که به خط آب جو^۱ معروف است، از رابطه ۳-۱۴ به دست می‌آید.

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰} \quad \text{رابطه ۳-۱۴} \quad \text{SMOW (Craig, 1961b)}$$

در مقیاس محلی و بسته به شرایط، شیب و عرض از مبدأ رابطه ۱ متفاوت خواهد بود. ترکیب ایزوتوپی بخار از زمان تشکیل بر روی اقیانوس‌ها تا زمان رسیدن به خشکی‌ها، در حالت‌های مختلف آن (بخار و مایع) مطابق شکل ۱ تغییر می‌کند. به‌طور کلی، ایزوتوپ‌های سنگین (^{18}O , D) تمایل دارند در فاز مایع تجمع یابند. بنابراین بخار حاصل از آب اقیانوس‌ها، از ایزوتوپ‌های سنگین تهی‌تر است. این فرآیند، در زمان تشکیل باران از بخار، برعکس است. با عبور بخار آب از روی اقیانوس‌ها و حرکت بر روی خشکی‌ها، ایزوتوپ‌های سنگین (^{18}O , D) از فاز بخار خارج و در فاز مایع (باران) تجمع می‌یابند. ترکیب ایزوتوپی باران اولیه (نزدیک به اقیانوس)، در مقایسه با بارش‌های بعدی، به دلیل تأثیر عوامل مختلف از جمله تبخیر، اثر قاره‌ای، ارتفاع و ...، از ^{18}O و D غنی‌تر است. به عبارت دیگر، بارش‌ها در ادامه مسیر، از ایزوتوپ‌های سنگین تهی می‌شوند. فرآیند تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در زمان تشکیل ابرها و بارش در طی مسیر حرکت، در شکل ۳-۳۵ ارائه شده است. این پدیده تهی‌شدگی، به اثر بارش^۲ معروف است. ترکیب ایزوتوپی اولیه بخارهای تشکیل شده بر روی اقیانوس‌ها، به دلیل تفکیک تعادلی ایزوتوپ^۳ و غیرتعادلی^۴، برای اکسیژن سنگین (^{18}O) و هیدروژن سنگین (D)، به ترتیب ۱۲ - و ۸۶ - پرمیل است. در این شرایط، ترکیب ایزوتوپی باران و بخار هوا در تعادل است.



شکل ۳-۳۵ - تأثیر اثر باران بر مقادیر ^{18}O , D (Al-Gamal, 2020)

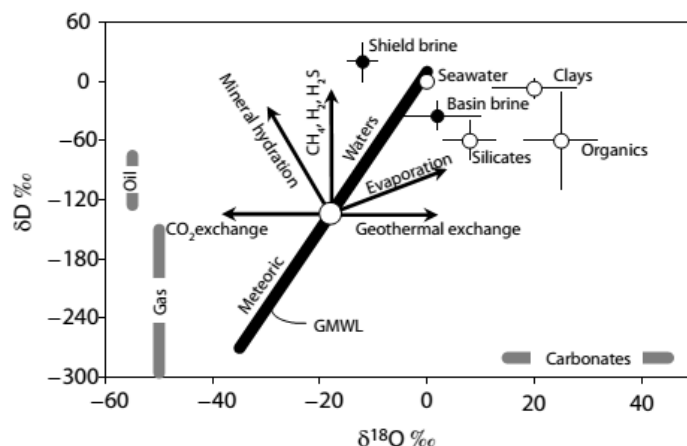
¹ Meteoric Water Line

² Rainout effect

³ Equilibrium isotope fractionation

⁴ Kinetic isotope fractionation

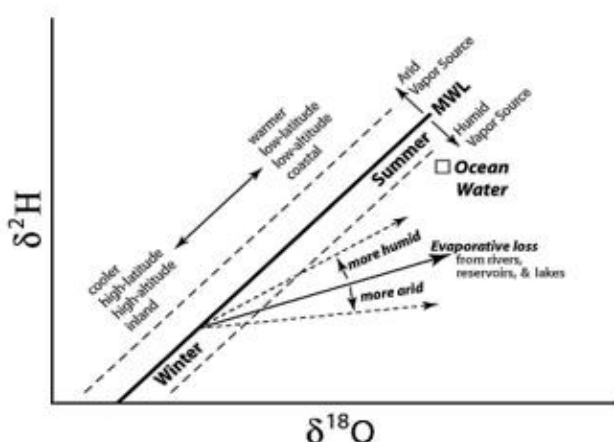
دامنه تغییرات ایزوتوپ‌های سنگین (^{18}O , D) مخازن آبی بزرگ روی زمین و مکانسیم‌های اصلی که باعث تغییر و تعدیل ترکیب ایزوتوپی می‌شوند در شکل ۳-۳۶ ارائه شده است



شکل ۳-۳۶- دامنه تغییرات ایزوتوپ‌های سنگین (^{18}O , D) مخازن آبی بزرگ و مکانسیم‌های اصلی (Clark, 2015)

به‌طور کلی، ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی وابسته به ترکیب ایزوتوپی آب‌های تغذیه‌کننده (باران، برف، آب‌های سطحی و ...) و شرایط منطقه تغذیه است. در خیلی از موارد، میانگین ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی، مشابه میانگین وزنی ترکیب آب باران در حوضه تغذیه آبخوان است. ترکیب ایزوتوپی بارش و در نتیجه ترکیب آب زیرزمینی، تابع فاکتورهای متعددی، از جمله شدت بارندگی، هوای سرد، ارتفاع و ... است (شکل ۳-۳۷). مهم‌ترین فاکتور تأثیرگذار بر ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی، تبخیر ثانویه و تبخیر در زمان حرکت آب در ناحیه غیراشباع است. تبخیر، باعث غنی‌شدگی ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی نسبت به ترکیب آب‌های جوی می‌شود. پدیده تبخیر در نواحی گرم و خشک، بسیار حایز اهمیت است. آب‌هایی که تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته‌اند، بر روی نمودار اکسیژن - هیدروژن، نسبت به خط جوی به سمت راست جابجا می‌شوند. شیب خط تبخیر نسبت به شیب خط جوی کمتر است و مقدار آن برای تبخیر از آب‌های سطحی بین ۴ تا ۶ و برای تبخیر در خاک بین ۲ تا ۵ است (Barnes and Allison, 1988). سایر فاکتورهای مؤثر بر تغییر ترکیب ایزوتوپی بارش (شدت بارندگی، هوای سرد، ارتفاع و ...)، بر روی ترکیب آب زیرزمینی نیز اثر مشابه دارند. آب‌وهوای سرد، افزایش ارتفاع و افزایش شدت بارندگی در منطقه تغذیه آبخوان، باعث تهی شدن (منفی‌تر شدن) مقادیر ایزوتوپ‌های سنگین (ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی از ایزوتوپ‌های سنگین می‌شوند). فرآیند تهی‌شدگی ایزوتوپی در بارش‌های شدید، به نسبت بارش‌های ملایم، بیشتر است. بنابراین، میانگین ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی که از بارش‌های شدید تغذیه می‌شوند، نسبت به میانگین ترکیب ایزوتوپی بارش، از ایزوتوپ‌های

سنگین تهی تر هستند. همچنین بارش‌های نواحی مرتفع و بارش‌های نواحی سردسیر، به نسبت بارش‌های نواحی کم‌ارتفاع و نواحی گرم‌سیری، از ایزوتوپ‌های سنگین تهی تر می‌باشند. به همین ترتیب، آبهای زیرزمینی تغذیه شده در این نواحی نیز از ایزوتوپ‌های سنگین تهی تر هستند.



شکل ۳-۳۷- نمایش شماتیک از فرآیندهای اصلی مؤثر بر ترکیب ایزوتوپی (^{18}O , D) آب زیرزمینی (Al-Gamal, 2020)

ترجمه سیگنال‌های ایزوتوپی بارشی که به آب زیرزمینی رسیده، گام مهمی در استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار به عنوان ردیاب برای تعیین منشأ و ارزیابی تغذیه آب زیرزمینی است. اگرچه ترکیب ایزوتوپی بارش‌ها تحت تأثیر فرآیندهای مختلف وابسته به دما، بسیار متغیر است، اما با ورود بارش به زیرسطح، این تغییرات به شدت کاهش می‌یابند و استفاده از آن‌ها امکان‌پذیر می‌شود. ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی وابسته به فصل و پراکندگی هیدرودینامیکی^۱ است (Clark, 2015). به‌طور کلی، میانگین وزنی سالانه مقادیر نسبی ^{18}O و D در بارش به عنوان نشانه^۲ ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود. به عنوان مثال، در مناطق گرمسیری که مقادیر بارندگی به شدت تابع فصول است، در صورتی که از مقدار میانگین حسابی بارش استفاده شود، ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی احتمالاً متأثر از ترکیب بارش در ماه‌های خشکی که غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند، می‌شود. در آب‌وهوای معتدل، دو عامل بارش به صورت برف در فصل زمستان و تعرق در ماه‌های تابستان، باعث می‌شوند تغذیه آب زیرزمینی محدود به فصول بهار و پاییز شود. ترکیب ایزوتوپی بارش در طول این فصول، با اندکی انحراف با ترکیب میانگین بارش سالانه، مطابقت خوبی دارد. در این اقلیم‌ها، میانگین وزنی ترکیب ایزوتوپی سالانه بارش، اغلب بیش از آب‌های زیرزمینی محلی غنی می‌شود. در مناطق خشک، ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی، تا حد زیادی، تحت تأثیر رویدادهای بزرگ بارندگی است. در این شرایط باتوجه به اینکه ترکیب

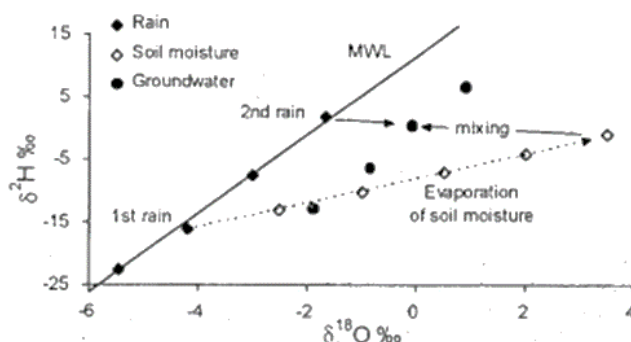
¹ Hydrodynamic dispersion

² Signature

ایزوتوپی باران‌های سبک، سهم کمی در میانگین وزنی بارندگی دارند، بنابراین ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی، مطابقت خوبی با میانگین وزنی سالانه یا مقادیر بلندمدت وزنی بارندگی، نشان می‌دهد (Clark, 2015).

۳-۷-۲- مدل آلیسون

آلیسون^۱ با استفاده از ستون خاک غیراشباع، تأثیر تبخیر را بر محتوی ایزوتوپی آب بررسی نموده است. تغییرات ایزوتوپی در ناحیه غیراشباع، تابعی از درصد رطوبت، فشار بخار آب و ... است (Clark and Fritz, 1997). هم‌زمان با تبخیر رطوبت خاک، ترکیب ایزوتوپی نیز، از ایزوتوپ‌های سنگین غنی‌تر شده و شیب رابطه $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ، کاهش می‌یابد. مدل ارائه شده توسط آلیسون، برای ارزیابی کمی تغذیه، در مناطق خشک قابل استفاده است. در این مدل، نرخ تبخیر و نرخ شار جریان از سطح ایستایی ثابت و جریان نیز به‌صورت پایدار در نظر گرفته می‌شوند. در شرایط طبیعی، انگاره‌های مدل آلیسون توسط رویدادهای مختلف بارندگی که باعث تغذیه آب زیرزمینی می‌شوند، به هم می‌ریزد. بنابراین، ترکیب ایزوتوپی آب‌های تغذیه شده، مخلوطی از ترکیب آب باران و رطوبت موجود در خاک است (Clark and Fritz, 1997). با تداوم این روند، ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی، تحت تأثیر تغییرات ایزوتوپی باران قرار می‌گیرد. با توجه به فرآیند و روند تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین، ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه‌خشک تحت تأثیر تبخیر، نسبت به آب‌های جوی که از آن منشأ گرفته‌اند سنگین‌تر است (شکل ۳-۳۸). بر این اساس، خط ایزوتوپی آب زیرزمینی نسبت به خط جوی محلی، شیب کمتری دارد و بیانگر میزان تبخیر است (Clark, 2015). در صورتی که نرخ تغذیه بالا باشد، غنی‌شدگی ناشی از تبخیر حداقل است. با کاهش نرخ تغذیه، میزان تبخیر افزایش می‌یابد و در نتیجه، میزان غنی‌شدگی نیز افزایش می‌یابد. محل تقاطع خط تبخیر و خط آب جوی محلی را می‌توان به‌عنوان ترکیب اولیه ایزوتوپی در زمان تغذیه در نظر گرفت.



شکل ۳-۳۸- اختلاط رطوبت خام و آب باران نفوذی در یک ستون خاک و تهی‌شدگی ایزوتوپی (Clark and Fritz, 1997)

¹ Allison

با توجه به جابجایی (انحراف) خط آب زیرزمینی از خط جوی، می‌توان یک ارزیابی اولیه از مقدار تغذیه ارائه داد. آلیسون و همکاران بر اساس مطالعات انجام شده در چهار مکان مختلف نشان دادند، که بین جابجایی مقادیر δ آب زیرزمینی از خط جوی و مقدار تغذیه، یک رابطه خطی مطابق رابطه‌های ۱۵-۳ و ۱۶-۳ وجود دارد (Clark and Fritz, 1997). اگرچه این رابطه‌ها، برای نرخ‌های کم تغذیه (تبخیر زیاد)، دقت بیشتری دارند، اما ارزیابی دقت و صحت آن، به‌ویژه در شرایط که اختلاط آب زیرزمینی زیاد است، هنوز به آزمایش‌های بیشتری نیاز دارد.

$$\delta^2H \text{ shift} = 22 / \sqrt{\text{recharge (mm/yy)}} \quad \text{رابطه ۱۵-۳}$$

$$\delta^{18}O \text{ shift} = 3 / \sqrt{\text{recharge (mm/yy)}} \quad \text{رابطه ۱۶-۳}$$

در این رابطه‌ها، $\delta^{18}O \text{ shift}$ و $\delta^2H \text{ shift}$ ، جابجایی مقادیر δ آب زیرزمینی از خط جوی را نشان می‌دهند.

۳-۷-۳- بیان جرم ایزوتوپ^۱

ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی، از نظر مکانی و زمانی به دلیل اختلاط آب‌هایی با منشأ مختلف و نه صرفاً به خاطر تبخیر، متفاوت است. بنابراین، برای برآورد و ارزیابی صحیح تغذیه آب زیرزمینی، علاوه بر استفاده از میزان انحراف خط آب زیرزمینی نسبت به خط جوی، باید درصد اختلاط هر یک از اعضاء در ترکیب نهایی آب زیرزمینی را نیز مشخص نماییم. اختلاط آب زیرزمینی، در تمام مراحل جریان، اعم از کاهش ورودی‌های فصلی در منطقه تغذیه، تا اختلاط جریان‌های عمیق و کم‌عمق در منطقه تخلیه، رخ می‌دهد (Clark, 2015).

در یک حوضه آبریز، تغذیه آب زیرزمینی از منابع مختلفی از جمله بارندگی (بارانی که روی حوضه می‌بارد) رواناب‌ها، آب‌های برگشتی کشاورزی، شرب، صنعت و ... صورت می‌گیرد. برای بررسی سهم مشارکت آب‌های مختلف در تغذیه آب زیرزمینی (درصد تغذیه)، از غلظت گونه‌های پایستار (Cl^- , $\delta^{18}O$, δD) به‌شرطی که غلظت‌های آن‌ها برای اعضای انتهایی^۲ شناخته شده باشد، می‌توان استفاده کرد (Clark, 2015). از معادله بیان جرم ایزوتوپی می‌توان برای شناسایی منابع احتمالی تغذیه آب‌های زیرزمینی و تغییرات فصلی آن استفاده نمود (Clark, 2015; Cook and Herczeg, 2012; Yeh et al., 2014). به‌طور کلی، ترکیب ایزوتوپی یک ماده، از ترکیب ایزوتوپی اجزای (اعضاء) تشکیل دهنده آن تبعیت می‌کند. به عبارت دیگر، ترکیب ایزوتوپی

¹ Isotope mass balance

² End-members

یک ماده (به عنوان مثال آب زیرزمینی) با میانگین وزنی ترکیب ایزوتوپی منابع تغذیه کننده آن (بارش، روانابها و جریان پایه و ...) برابر است (Cook and Herczeg, 2012). با استفاده از بیلان جرمی ایزوتوپ، می توان ترکیب و سهم مشارکت هر یک از اجزا را از رابطه ۳-۱۷ محاسبه نمود.

$$\delta f_1 + \delta f_2 + \dots + \delta f_n = \delta_{Product} (f_1 + f_2 + \dots + f_n)$$

رابطه ۳-۱۷

$$f_1 + f_2 + \dots + f_n = f = 1$$

در این رابطه، $\delta 1$ تا δn مقادیر ایزوتوپی اجزاء، f درصد مشارکت یا سهم هر یک از اجزا در ترکیب ماده و $\delta_{product}$ نیز مقدار ایزوتوپی ماده نهایی یا محصول است. سهم مشارکت را می توان هم براساس مقدار ایزوتوپ اکسیژن و هم براساس ایزوتوپ هیدروژن محاسبه نمود. نتیجه تقریباً مشابه است. در رابطه بالا، فرض می شود، مجموع همه مشارکت کنندگان برابر یک (۱) است.

در صورتی که دو عضو A و B در تشکیل یک ماده نقش داشته باشند، رابطه ۳-۱۷ را می توان به صورت زیر بازنویسی (رابطه ۳-۱۸) و سپس بر اساس مقدار ایزوتوپ اکسیژن حل کرد (Clark, 2015).

$$\delta^{18}O_{mix} = f_A \delta^{18}O_A + f_B \delta^{18}O_B$$

رابطه ۳-۱۸

$$f_B + f_A = f = 1$$

در صورتی که قسمت دوم رابطه ۳-۱۸ را به صورت زیر (۳-۱۹) بازنویسی کنیم و در قسمت اول رابطه ۳-۱۷ قرار دهیم، رابطه های ۳-۲۰ و ۳-۲۱ به دست می آید.

$$f_B = 1 - f_A$$

رابطه ۳-۱۹

$$\delta^{18}O_{mix} = f_A \delta^{18}O_A + (1 - f_A) \delta^{18}O_B$$

رابطه ۳-۲۰

$$= f_A \delta^{18}O_A + \delta^{18}O_B - f_A \delta^{18}O_B$$

$$f_A = \frac{\delta^{18}O_{mix} - \delta^{18}O_B}{\delta^{18}O_A - \delta^{18}O_B}$$

رابطه ۳-۲۱

پس از مشخص شدن سهم مشارکت یک، مشارکت عضو بعدی را از رابطه ۸ محاسبه می کنیم.

معادله بیلان جرم ایزوتوپی را می توان برای سه عضو انتهایی که در تشکیل یک ماده نقش دارند، مطابق روش بالا توسعه داد. در این صورت، برای حل معادله ها، باید از غلظت یکی از یون های پایستار همچون کلراید نیز استفاده نماییم. از اختلاط های دوگانه، می توان اختلاط بین آب های زیرزمینی کم عمق سرد و یک سیال زمین گرمایی را نام برد. در صورت اختلاط آب های زیرزمینی کم عمق و یک سیال زمین گرمایی به عنوان دو عضو نهایی که دارای ترکیب ایزوتوپی کاملاً مشخص و معینی هستند، یک آب جدید با ترکیب ایزوتوپی متفاوت

حاصل خواهد شد. مثال دیگر، اختلاط آب‌های سطحی که به درون زمین نفوذ می‌کنند با آب‌های زیرزمینی (موجود در آبخوان) است. آب سطحی و آب زیرزمینی، دارای ترکیب ایزوتوپی مشخص و متمایزی هستند. در صورتی که هدف تعیین سهم نسبی بارش‌های فصل تر و خشک در تغذیه آب زیرزمینی باشد، می‌توان از بیلان جرم میانگین دوتریم مازاد^۱ (d-excess) و یا از بیلان جرم میانگین وزنی ترکیب ایزوتوپی بارش در فصل‌های تر و خشک، مطابق رابطه‌های ۲۲-۳ و ۲۳-۳ استفاده نمود (Jasechko et al., 2014).

$$f_{dry} = \frac{d - value_{gw} - d - value_{wet}}{d - value_{dry} - d - value_{wet}} \quad \text{رابطه ۲۲-۳}$$

$$f_{win} = \frac{\delta_{gw} - \delta_s}{\delta_w - \delta_s} \quad \text{رابطه ۲۳-۳}$$

در رابطه ۲۲-۳، f_{dry} و f_{wet} به ترتیب سهم بارش‌های فصل تر و خشک در تغذیه، $d - value_{wet}$ ، $d - value_{gw}$ و $d - value_{dry}$ نیز به ترتیب دوتریم مازاد در آب زیرزمینی، در بارش‌های فصل تر و در بارش‌های فصل خشک است. همچنین در رابطه ۲۳-۳، f_{win} سهم بارش‌های فصل زمستان در تغذیه آب زیرزمینی، δ_{gw} محتوی ایزوتوپی آب زیرزمینی، δ_s میانگین وزنی محتوی ایزوتوپی بارش‌های فصل تابستان و یا آب‌های سطحی و δ_w نیز میانگین وزنی محتوی ایزوتوپی بارش‌های فصل زمستان است.

۳-۷-۴- ارزیابی ارتفاع تغذیه

برای محاسبه میانگین ارتفاع تغذیه از رابطه محتوی ایزوتوپی اکسیژن ۱۸- و ارتفاع استفاده شده است. برای این کار، ابتدا، رابطه ارتفاع - محتوی ایزوتوپی^۲ اکسیژن ۱۸- برای آب باران را به دست می‌آوریم، سپس میانگین ایزوتوپی چشمه را با توجه به ارتفاع آن‌ها بر روی نمودار نمایش می‌دهیم، چشمه‌هایی که در زیر خط ارتفاع - محتوی ایزوتوپی اکسیژن ۱۸- آب باران قرار می‌گیرند، بیانگر تغذیه در ارتفاعات بالاتر هستند. بنابراین، میانگین ارتفاع تغذیه از برون‌یابی محل قرارگیری هر چشمه روی نمودار به طرف خط ارتفاع - ایزوتوپ و سپس قرائت ارتفاع متناظر با آن، به دست می‌آید.

^۱ Deuterium excess

^۲ Altitude-isotope line

۳-۸- تخمین تغذیه با استفاده از روش‌های تجربی^۱

۳-۸-۱- مقدمه

همان‌گونه که می‌دانیم، تغذیه طبیعی آب زیرزمینی، علاوه بر بارندگی، تابع عوامل دیگری از جمله زمین‌شناسی، خاک، پوشش گیاهی، کاربری اراضی، شرایط اقلیمی، توپوگرافی، شکل زمین و شرایط هیدروژئولوژی آبخوان است (Marei et al., 2010). در بیشتر حوضه‌های آبریز (حداقل در ایران)، فراهم نمودن داده‌های و اطلاعات مورد نیاز بسیار سخت و گاهی در عمل غیرممکن است. بنابراین، زمانی که اطلاعات و داده‌های کافی و لازم در اختیار نیست و ضروری است برآورد کلی از تغذیه در حوضه داشته باشیم، روش‌های تجربی بسیار کاربردی و مفید هستند. بیشتر روش‌های تجربی بر مبنای حداقل داده‌های هواشناسی (بارش و دما) پایه‌گذاری شده‌اند و در حوضه‌های گوناگونی آزمایش و استفاده شده‌اند. تعدادی از پژوهشگران نیز، از همبستگی بین بارندگی و تغذیه طبیعی استفاده کرده و یک‌سری روابط تجربی برای برآورد تغذیه پیشنهاد داده‌اند. در ادامه، مهم‌ترین این روش‌ها که استفاده آسان‌تری دارند، ارائه شده است (Marei et al., 2010).

۳-۸-۲- روش گلداشمیت و جاکوبز^۲

گلداشمیت و جاکوبز، یک رابطه بین جریان پایه و بارندگی توسعه دادند. از آنجایی که در آن زمان، برداشت آب زیرزمینی توسط چاه‌ها بسیار کم بود، بنابراین کل جریان سالانه خروجی از چشمه‌ها، برابر با تغذیه سالانه حوضه در نظر گرفته شد. رابطه پیشنهادی این دو پژوهشگر به صورت زیر است (رابطه ۳-۲۴).

$$R = 0.86 \times (P - 360) \quad \text{رابطه ۳-۲۴}$$

در این رابطه، R تغذیه (میلی‌متر بر سال) و P نیز بارندگی سالانه (میلی‌متر بر سال) است.

ماندل و شیفتن^۳ برای برآورد تغذیه در منطقه مدیترانه، به‌جای ضریب ۰/۸۶ در رابطه ۳-۲۴، از مقدار ۰/۹ استفاده کردند.

¹ Empirical relations

² Goldschmidt & Jacobs

³ Mandel & Shiftan

۳-۸-۳- روش گاتمن و زوکرمن^۱

گاتمن و زوکرمن، از مجموعه معادلات زیر (۲۵-۳ تا ۲۷-۳) برای برآورد تغذیه سالانه استفاده کردند.

$R = (0.8 \times P - 360)$	$P > 650 \text{ mm}$	رابطه ۲۵-۳
$R = 0.534 \times (P - 216)$	$300 \text{ mm} < P < 650 \text{ mm}$	رابطه ۲۶-۳
$R = 0.15 \times P$	$P < 300 \text{ mm}$	رابطه ۲۷-۳

معادلات گاتمن و زوکرمن، توسط تیم پروژه SUSMAQ به شرح زیر اصلاح و تعدیل شدند (۲۸-۳ تا ۳۰-۳).

$R = 0.6 \times (P - 285)$	$P > 700 \text{ mm}$	رابطه ۲۸-۳
$R = 0.46 \times (P - 159)$	$456 \text{ mm} < P < 700 \text{ mm}$	رابطه ۲۹-۳
$R = 0.3 \times P$	$P < 456 \text{ mm}$	رابطه ۳۰-۳

معادلات گاتمن و زوکرمن برای حوضه‌های کارستی مدیترانه‌ای، به شرح زیر (رابطه‌های ۳۱-۳ تا ۳۳-۳) بسط داده شده است.

$R = 0.45 \times (P - 180)$	$P < 600 \text{ mm}$	رابطه ۳۱-۳
$R = 0.88 \times (P - 410)$	$600 \text{ mm} < P < 1000 \text{ mm}$	رابطه ۳۲-۳
$R = 0.97 \times (P - 463)$	$P > 1000 \text{ mm}$	رابطه ۳۳-۳

در این روابط بالا، R تغذیه (میلی‌متر بر سال) و P نیز بارندگی سالانه (میلی‌متر بر سال) است.

۳-۸-۴- روش سینها و شارما^۲

سینها و شارما رابطه پیچیده‌تری را (رابطه ۳۴-۳) توسعه دادند که به فرمول چیتورودی^۳ معروف است.

$R = 50.8 \times \frac{P}{25.4 - 15}$	$P > 380 \text{ mm/year}$	رابطه ۳۴-۳
---------------------------------------	---------------------------	------------

در رابطه ۳۴-۳، از یک حداقل بارندگی به پایین، تغذیه‌ای صورت نمی‌گیرد. در این شرایط، بارندگی ممکن است تبخیر (پتانسیل) و یا صرف کمبود رطوبت و یا توسط عوامل مختلف از جمله باران - گیرش تلف شود.

¹ Guttman & Zukerman

² Sinha & Sharma

³ Cheeturvedi

۳-۹- زمان تأخیر تأثیر بارش بر آب زیرزمینی

زمان تأخیر، یک ویژگی خاص منطقه است که زمان لازم برای ورودی آب از سطح زمین، انتقال در منطقه غیراشباع و سپس ایجاد پاسخ در سطح ایستابی را نشان می‌دهد. این پارامتر، نشانه‌ای از مدت زمان لازم برای رسیدن بارش‌ها به سطح آب زیرزمینی از طریق منطقه غیر اشباع است. به عبارت دیگر، زمان تأخیر، فاصله زمانی بین وقوع یک رخداد بارش و واکنش سطح ایستابی نسبت به آن است. عوامل مختلفی از جمله جریان‌های ترجیحی، رطوبت پیشین خاک، هدایت هیدرولیکی منطقه غیراشباع، چرخه‌های برداشت محصول، الگوهای ناحیه‌ای اقلیمی و عمق سطح ایستابی بر روی زمان تأخیر تأثیر می‌گذارند. به طور کلی، زمان تأخیر در مناطقی که سطح ایستابی عمیق‌تر و منطقه غیراشباع نیز حاوی مواد با نفوذپذیری کم است، زیاد می‌باشد. علاوه بر این، در مناطقی که جریان ترجیحی^۱ نقش کمتری در انتقال آب دارد، نیز بیشتر خواهد بود. جریان‌های ترجیحی، جریان‌های هستند که از طریق مسیرهای مشخصی در محیط متخلخل عبور می‌کنند. جریان‌های ترجیحی، معمولاً از طریق خلل‌و‌فرج درشت و یا جریان انگشتی^۲، جبهه رطوبتی و باریکه‌های جریانی^۳ که در اثر لایه‌بندی‌های زیرسطحی و یا لایه‌بندی‌های بافتی شکل می‌گیرند، در محیط متخلخل ایجاد می‌شوند.

زمان تأخیر را می‌توان با استفاده از روش‌هایی از قبیل تجزیه و تحلیل همبستگی تعیین کرد. در این پژوهش، زمان تأخیر با استفاده از روش همبستگی متقابل بررسی و مقدار آن برآورد شده است. در مباحث هیدرولوژیکی، سری‌های زمانی به دو صورت پیوسته و یا گسسته (ناپیوسته) مشاهده می‌شوند. با توجه به تغییرات مداوم و دوره‌ای تراز سطح ایستابی در آبخوان و همچنین ماهیت بارندگی، می‌توان این متغیرها را به عنوان سری زمانی ناپیوسته در نظر گرفت. بر این اساس، زمان واکنش آب زیرزمینی به بارش با استفاده از تحلیل سری‌های زمانی به صورت کمی قابل محاسبه است. دو متغیر، زمانی مرتبط یا پیوسته قلمداد می‌شوند که توزیع مقادیر یکی از آن‌ها بر حسب مقادیر مختلف متغیر دیگر تغییر کند. اگرچه رابطه آماری بین دو متغیر لزوماً به معنای وجود رابطه علت و معلولی بین آن‌ها نیست، با این وجود، رابطه آماری می‌تواند یک مشاهده تجربی در تأیید فرضیه‌ای باشد که بر اساس استدلال نظری قائل به وجود رابطه علی بین دو متغیر است (کریمی، ۱۳۹۴). در بین روش‌های مختلف تحلیل سری زمانی، آزمون همبستگی به دلیل دقت خوب و کاربردی بودن آن، توسط محققین

¹ Preferential flow

² Finger flow

³ Funnel flow

مختلفی در مباحث آبی استفاده شده است (Chae et al., 2016). ضریب همبستگی (r) اساساً یک شاخص بدون بعد است که توصیف خلاصه شده‌ای از ویژگی رابطه دو متغیر را به صورت عددی ارائه می‌دهد. در رابطه بین دو متغیر، ویژگی‌های رابطه یعنی جهت (مثبت یا منفی)، نوع (خطی یا منحنی) و شدت (بزرگی رابطه) بررسی و ارزیابی می‌شوند. معمول‌ترین روش اندازه‌گیری وابستگی بین دو متغیر کمی، محاسبه ضریب همبستگی پیرسون^۱ است. همبستگی پیرسون از نوع آزمون‌های پارامتری است که رابطه خطی بین متغیرها را به صورت کمی سنجش می‌کند.

اگر فرض کنیم x و y دو متغیر تصادفی باشند، ضریب پیرسون از رابطه ۳-۳۵ محاسبه می‌شود.

$$Corr(x, y) = r = \frac{COV(xy)}{(VAR_x VAR_y)^{1/2}} \quad \text{رابطه ۳-۳۵}$$

در این رابطه، x و y متغیر تصادفی، $Corr(x, y)$ ضریب همبستگی، $COV(xy)$ کوواریانس، VAR_x و VAR_y واریانس هستند.

ضریب همبستگی پیرسون به واحد اندازه‌گیری داده‌ها بستگی ندارد و مقدار آن همواره بین ۰ و ۱ است. صفر به معنای عدم رابطه و یک به معنای رابطه کامل است. چنانچه ضریب همبستگی مثبت باشد، رابطه بین دو متغیر مستقیم و اگر منفی باشد، رابطه بین دو متغیر معکوس خواهد بود. برای تفسیر شدت رابطه بین دو متغیر، قانونی ثابتی وجود ندارد و به‌طور معمول از تقسیم‌بندی‌های تجربی استفاده می‌شود. در جدول ۳-۱۷ تفسیر شدت همبستگی پیرسون ارائه شده است (کریمی، ۱۳۹۴).

جدول ۳-۱۷- شدت رابطه در همبستگی پیرسون	
شدت رابطه	تفسیر
۰/۸ تا ۱	رابطه بسیار قوی
۰/۶ تا ۰/۷۹	رابطه قوی
۰/۴ تا ۰/۵۹	رابطه متوسط
۰/۲ تا ۰/۳۹	رابطه کم (ضعیف)
صفر تا ۰/۱۹	فقدان رابطه یا رابطه ناچیز

پس از تعیین رابطه دو متغیر و بررسی ویژگی‌های آن (جهت، نوع و شدت)، معنی‌دار بودن آماری رابطه از طریق آزمون فرض^۲ و آماره تصمیم P - Value بررسی و مشخص می‌شود. در این پژوهش، فرض شده است

^۱ Pearson Correlation Coefficient

^۲ Hypothesis testing

بین بارندگی و تغییرات سطح ایستابی رابطه خطی وجود دارد. بنابراین، فرض صفر (H_0) بیانگر عدم ارتباط بین دو بین متغیر ($r = 0$) و فرض جانشین (H_1) نیز بیانگر وجود ارتباط بین دو بین متغیر ($r \neq 0$) است. P- Value یک برآوردگر^۱ و یا یک آماره^۲ است که مقدار احتمال میزان سازگاری داده‌های نمونه را با نتیجه H_0 اندازه می‌گیرد و عددی است بین صفر و یک. هر چه این عدد بزرگتر باشد، به معنای این است که فرض صفر درست بوده و نباید آن را رد کرد و هرچه این عدد کوچک باشد، به معنای نادرست بودن فرض صفر است و لذا باید فرضیه را رد کرد. در عمل P - Value را با سطح خطای آزمون (α) مقایسه می‌کنند.

در صورتی که وابستگی زمانی بین دو متغیر وجود داشته باشد، یک متغیر تحت تأثیر متغیر دیگر است. در این شرایط، متغیر وابسته متأثر از متغیر مستقل و ممکن است به دلایل مختلفی نسبت به آن تأخیر داشته باشد. به فرآیند مقایسه دو سری زمانی در گام‌های زمانی مختلف، همبستگی متقابل^۳ گفته می‌شود. با استفاده از ضریب همبستگی متقابل، می‌توان رابطه زمانی بین تغییرات سطح ایستابی را به عنوان متغیر وابسته و بارندگی به عنوان متغیر مستقل برای تأخیرهای مختلف تحلیل نمود. رابطه مورد استفاده برای محاسبه همبستگی متقابل، همان رابطه ضریب همبستگی پیرسون است. در عمل به دلیل اینکه واریانس در نمونه‌های کوچک با تغییر سری زمانی، تغییر می‌کند ضریب همبستگی متقابل با استفاده از نمونه آماری و از رابطه ۳-۳۶ تخمین زده می‌شود (Kresic, 2010).

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} x_i \times y_{i+k} - \frac{1}{n-k} \left(\sum_{i=1}^{n-k} x_i \right) \left(\sum_{i=1}^{n-k} y_{i+k} \right)}{\left[\sum_{i=1}^{n-k} x_i^2 - \frac{1}{n-k} \left(\sum_{i=1}^{n-k} x_i \right)^2 \right]^{1/2} \times \left[\sum_{i=1}^{n-k} y_{i+k}^2 - \frac{1}{n-k} \left(\sum_{i=1}^{n-k} y_{i+k} \right)^2 \right]^{1/2}} \quad \text{رابطه ۳-۳۶}$$

در این رابطه r_k ضریب همبستگی متقابل، k زمان تأخیر، n طول سری زمانی (تعداد داده‌ها) و x و y نیز متغیرها هستند.

زمان تأخیر برای نمونه‌های کوچک، حدود ۱۰ درصد تعداد کل داده‌ها و برای نمونه‌های بزرگ (مانند مقادیر اندازه‌گیری شده روزانه یک متغیر طی یک یا چند سال متوالی) تا حدود ۳۰ درصد تعداد کل داده‌ها قابل محاسبه است (Kresic, 2010). نحوه آرایش دو متغیر مستقل و وابسته در یک سری زمانی با ۱۰ داده برای دو زمان تأخیر ۱ و ۲ در جدول ۳-۱۸ ارائه شده است.

¹ Estimator

² Statistic

³ Cross correlation

جدول ۳-۱۸- نحوه آرایش دو متغیر مستقل و وابسته در یک سری زمانی برای زمان‌های تأخیر مختلف

داده‌ها (نمونه‌های برداشت شده از جامعه)										متغیر	زمان تأخیر
X ₁₀	X ₉	X ₈	X ₇	X ₆	X ₅	X ₄	X ₃	X ₂	X ₁	—	(متغیر مستقل) X-متغیر
Y ₁₀	Y ₉	Y ₈	Y ₇	Y ₆	Y ₅	Y ₄	Y ₃	Y ₂	Y ₁	بدون تأخیر	
	Y ₁₀	Y ₉	Y ₈	Y ₇	Y ₆	Y ₅	Y ₄	Y ₃	Y ₂	تأخیر ۱	(متغیر وابسته) Y-متغیر
		Y ₁₀	Y ₉	Y ₈	Y ₇	Y ₆	Y ₅	Y ₄	Y ₃	تأخیر ۲	

برای محاسبه ضریب همبستگی، می‌توان از نرم‌افزارهای آماری از جمله اسپاس (SPSS) و یا از توابع موجود در بسته نرم‌افزاری اکسل (توابع CORREL و PEARSON) استفاده نمود. تابع CORREL نسبت به تابع PEARSON دقیق‌تر و به‌خصوص برای اعداد بسیار بزرگ، مناسب‌تر است. پس از محاسبه ضرایب همبستگی، مقادیر آن برای تأخیرهای مختلف بر روی یک نمودار به نام همبستگی‌نگار متقابل رسم و تحلیل می‌شوند. برای ارزیابی معنی‌داری ضریب همبستگی متقابل (رد کردن یا پذیرفتن فرض صفر)، از آزمون‌های آماری استفاده می‌شوند. به عقیده کرسیک (Kresic, 2010) برای آن‌که ضریب همبستگی در سطح خطای آزمون ۰/۰۵ (احتمال ۹۵ درصد)، به‌طور قابل ملاحظه‌ای متفاوت از صفر باشد، باید ضریب همبستگی بیشتر از مقدار به‌دست آمده از رابطه بارتلت^۱ (رابطه ۳-۳۷) شود.

$$r_k > \frac{2}{\sqrt{n}} \quad \text{رابطه ۳-۳۷}$$

در این رابطه n تعداد کل داده‌ها در نمونه آماری و r_k ضریب همبستگی متقابل است.

رابطه بارتلت در مباحث هیدرولوژیکی، تنها برای اولین و یا دومین تأخیر خوب عمل می‌کند و استفاده از آن خیلی توصیه نمی‌شود. بنابراین استفاده از یک آزمون که کل همبستگی‌نگار را پوشش دهد و تأخیرهای احتمالی را که باید در سری زمانی به صورت مستقل (عدم معنی‌داری ضریب همبستگی) در نظر گرفته شوند، نمایان سازد بسیار مناسب‌تر است. آزمون ارائه شده توسط آندرسون^۲، حدود اطمینان را برای تمام همبستگی‌نگار با استفاده از رابطه ۳-۳۸ محاسبه می‌کند (Kresic, 2010).

$$LC(r_k) = \frac{1 \pm Z_\alpha \times \sqrt{n-k-2}}{n-k-1} \quad \text{رابطه ۳-۳۸}$$

^۱ Bartlett

^۲ Anderson

در این رابطه، n تعداد نمونه‌ها، K تاخیر زمانی و Z مقدار متغیر استاندارد شده دارای توزیع نرمال با حدود اطمینان α است. مقادیر Z در جداول آماری گوناگون ارائه شده است.

برای آن‌که ضریب همبستگی در سطح خطای آزمون، به طور قابل ملاحظه‌ای متفاوت از صفر باشد، ضریب همبستگی باید بیشتر از مقدار حاصل از رابطه آندرسون شود. علاوه بر آزمون‌های ارائه شده، از آماره تصمیم P -Vlaue نیز برای بررسی معنی‌دای رابطه استفاده می‌شود. نرم‌افزار SPSS، معنی‌داری را با استفاده از آماره P -Vlaue سنجش می‌کند. با در نظر گرفتن دو اصل توأمی و هم‌تغییری، رابطه آماری بین تغییرات سطح ایستابی و بارندگی، رابطه علت و معلولی است و همواره تغییرات سطح آب زیرزمینی متأثر از بارندگی است.

تغییرات سطح ایستابی در آبخوان‌های آزاد با درجات مختلفی (از کم تا زیاد) تحت تأثیر بارندگی است و با توجه به ضخامت پوشش لایه خاک فوقانی، خصوصیات ناحیه غیراشباع، عمق برخورد به سطح آب، مقدار و شدت بارندگی، تراز سطح زمین و ... تأخیرهای متفاوتی را تجربه می‌کند. با توجه به وابستگی عملکردی زمان تأخیر به چنین متغیرهایی، بهتر است اثرات ترکیبی این متغیرها را اصلاح و یا با یکدیگر بررسی شوند. اگرچه، انجام این کار، مستلزم داشتن داده و اطلاعات کافی است. در بین این عوامل، عمق برخورد به سطح آب بیشترین تأثیر را دارد. در آبخوان‌هایی که ناحیه غیراشباع از رسوب‌های یکنواختی تشکیل شده و عمق برخورد به سطح آب نیز کم است، سطح ایستابی پس از وقوع بارش با تأخیر اندکی نسبت به آن واکنش نشان می‌دهد و تغذیه آب زیرزمینی، سریع اتفاق می‌افتد. با افزایش عمق سطح آب، زمان بیشتری برای رسیدن اولین پالس بارندگی لازم است و تغذیه آب زیرزمینی پس از مدتی شروع می‌شود. اثر عمق برخورد به آب زیرزمینی و تراز سطح زمین بر زمان تأخیر با استفاده از رابطه همبستگی قابل بررسی است.

فصل ۴: نتایج و بحث

۴-۱- مقدمه

در این فصل، ضمن ارائه نتایج برآورد تغذیه با استفاده از روش‌های مختلف، در مورد مقادیر به‌دست آمده با توجه به شرایط هیدروژئولوژی آبخوان و مدل مفهومی تغذیه نیز بحث شده است.

۴-۲- برآورد تغذیه آبخوان مشهد - چناران

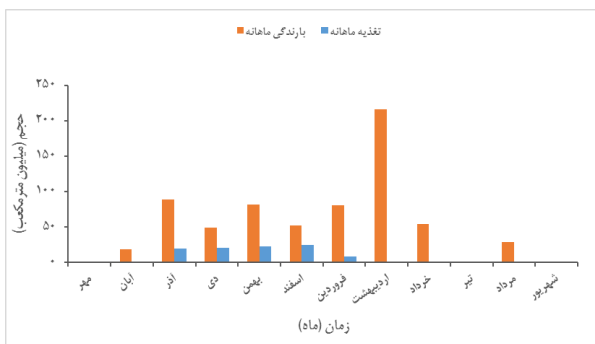
۴-۲-۱- روش نوسان‌های سطحی ایستابی

همان‌گونه که بیان شد، برای برآورد تغذیه به روش نوسان‌های سطح ایستابی با رویکرد MRC، به مقادیر آبدی و ویژه و تغییرات سطح ایستابی نیاز است. علاوه بر این، در صورتی که از کد EMR استفاده شود، تعیین و مشخص کردن مقادیر دو پارامتر دیگر شامل زمان تأخیر و دامنه تحمل نوسان نیز ضروری است. در این پژوهش با توجه به اینکه داده‌های عمق آب زیرزمینی به‌صورت ماهانه در محل چاه‌های مشاهده‌ای اندازه‌گیری شده است، کد EMR برای این داده‌ها اجرا نشد. به‌نظر می‌رسد، این کد در مناطق کم‌باران و مناطقی که بیشتر بارش‌ها به‌صورت رگباری و ناپیوسته هستند و عمق برخورد به آب زیرزمینی نیز بالا است، داده‌های عمق آب زیرزمینی باید حداقل وضوح زمانی روزانه را داشته باشند. به‌عبارت دیگر، چنانچه وضوح زمانی داده‌های آب زیرزمینی در حد ماهانه باشند، اثرات رخدادهای مجزای بارش که اساس روش EMR است، از بین می‌رود و کد توانایی شناسایی آن‌ها را ندارد.

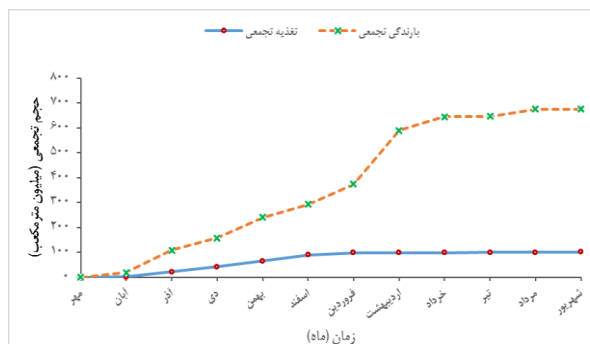
تغذیه با استفاده از رویکرد MRC برآورد و نتایج ارائه شده است. تغییرات ماهانه و تجمعی بارندگی و تغذیه در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله (سال آبی ۹۵ - ۱۳۸۰) در شکل ۴-۱ تا شکل ۴-۴ و همچنین توزیع میانگین حجم تغذیه و بارندگی ماهانه نیز در شکل ۴-۵ ارائه شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، بارندگی‌های فصلی در منطقه از اواخر مهرماه آغاز و در فروردین‌ماه به مقدار بیشینه خود می‌رسد. با پایان فصل تر، به تدریج از میزان بارندگی‌های فصلی کاسته شده و در مرداد و شهریور به کم‌ترین مقدار می‌رسد. تغذیه نیز از الگوی بارندگی پیروی نموده و تابعی از میزان و شدت بارندگی و مقدار بهره‌برداری از آبخوان است. با افزایش میزان بارندگی‌های فصلی، نرخ تغذیه آبخوان افزایش می‌یابد. این روند افزایشی تا پایان اسفند ماه ادامه یافته و پس از آن با آغاز فصل بهار، میزان تغذیه به‌طور محسوسی کاهش می‌یابد. مهم‌ترین دلایل کاهش تغذیه در فصل بهار، با وجود وقوع بارندگی‌های خوب، شروع بهره‌برداری از آبخوان، رگباری بودن

بارش‌ها و وجود یک زمان تأخیر بین وقوع بارندگی و واکنش آب زیرزمینی به آن است. در فصل بهار که بیشتر بارش‌ها به صورت رگباری هستند، درصد بیشتری از آن به رواناب تبدیل شده و آب کمتری به درون زمین نفوذ می‌کند. علاوه بر این، همواره یک فاصله زمانی تأخیر بین شروع بارندگی‌ها و تأثیر آن بر آب زیرزمینی وجود دارد. این فاصله زمانی با توجه به همبستگی متقابل بین متغیر مستقل بارندگی و متغیر وابسته سطح آب زیرزمینی و متناسب با میزان بارندگی‌ها، به‌طور میانگین حدود ۳ تا ۵ ماه است. بیش‌ترین مقدار تغذیه در طول دوره آماری در فصل تر سال (ماه‌های دی، بهمن و اسفند) و کم‌ترین آن نیز در فصل خشک (ماه‌های مرداد و شهریور) صورت می‌گیرد.

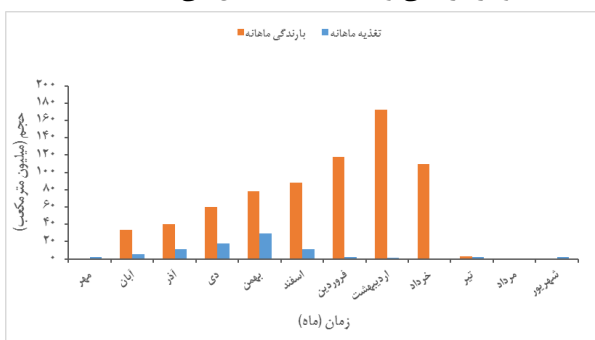
به‌منظور ارزیابی درصد تغذیه به بارش (R/P) و کنترل محاسبات و مقایسه حجم تغذیه آبخوان با حجم بارندگی، حجم تغذیه به حجم بارش تقسیم شده است. حجم و ارتفاع تغذیه آب زیرزمینی و بارش و همچنین نسبت تغذیه به بارش (R/P) در طول دوره آماری ۱۵ ساله در جدول ۴-۱ و شکل ۴-۵ ارائه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، کمترین و بیشترین مقدار تغذیه به ترتیب در سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰ و در سال آبی ۹۱ - ۱۳۹۰ به میزان ۸۷/۲۰۳ (معادل ۱۲/۴۰ درصد بارندگی) و ۲۲۱/۶۷۲ (۲۸/۹۷ درصد بارندگی) است. به‌طور میانگین سالانه حدود ۱۲۶ میلیون مترمکعب، آبخوان مشهد - چناران تغذیه شده است. در سال آبی ۸۷ - ۱۳۸۶ با وجود کاهش شدید مقدار بارندگی، مقدار تغذیه بسیار زیاد برآورد شده است. این آنومالی، به دلیل کنترل برداشت و نصب کنتورهای هوشمند برای اولین بار بر روی چاه‌های کشاورزی دشت مشهد و تبع آن، کاهش افت سطح آب زیرزمینی است. ارزیابی نسبت مقدار تغذیه به مقدار بارش در سطح آبخوان، حاکی از برآورد درست مقدار تغذیه به روش نوسان‌های سطح ایستابی با استفاده از الگوریتم نیمه اتومات MRC است. فراوانی مقادیر حجم تغذیه ماهانه آبخوان در شکل ۴-۷ ارائه شده است. بیشترین فراوانی مربوطه به تغذیه کمتر از ۵ میلیون مترمکعب در سال است. مقادیر بالای تغذیه دارای کمترین فراوانی می‌باشند. این موضوع، بیانگر، اهمیت نقش رخدادهای بارندگی‌های با شدت کم، ولی مدت طولانی‌تر در فرآیند تغذیه است.



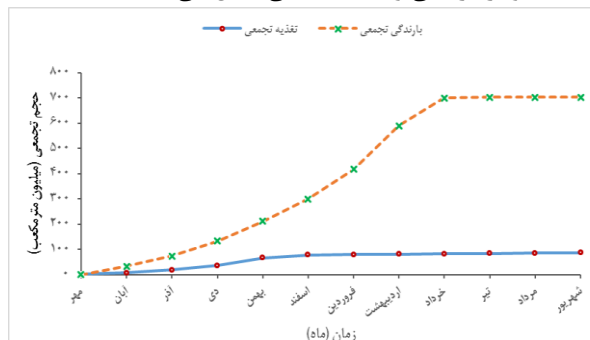
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰)



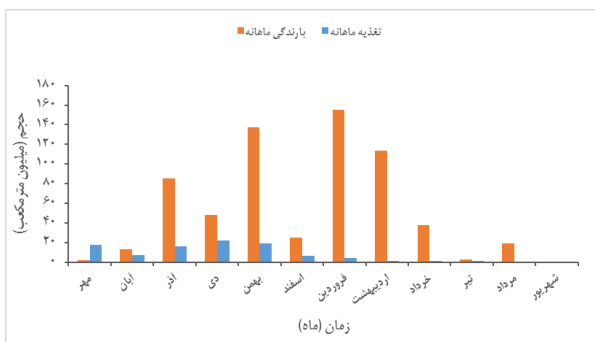
نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰)



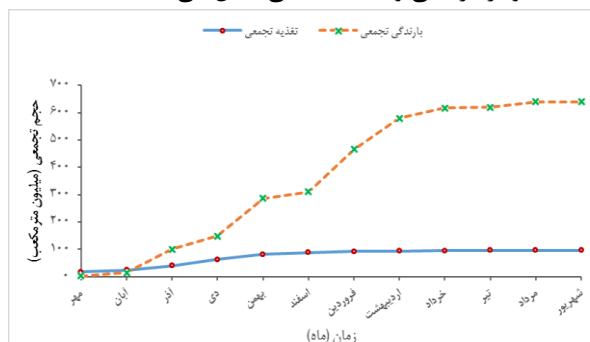
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۲ - ۱۳۸۱)



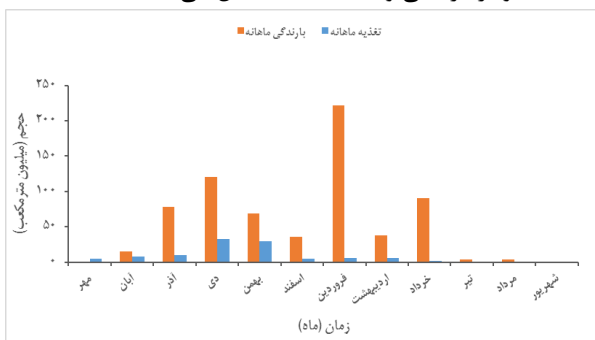
نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۲ - ۱۳۸۱)



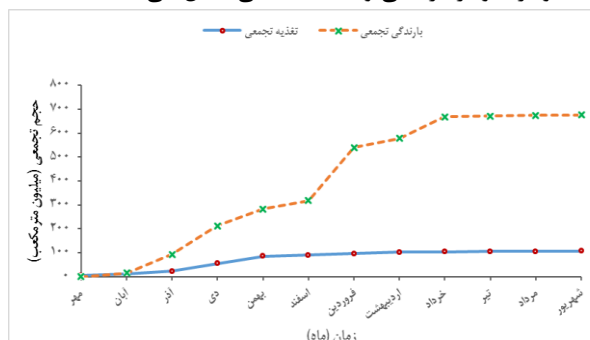
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۳ - ۱۳۸۲)



نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۳ - ۱۳۸۲)

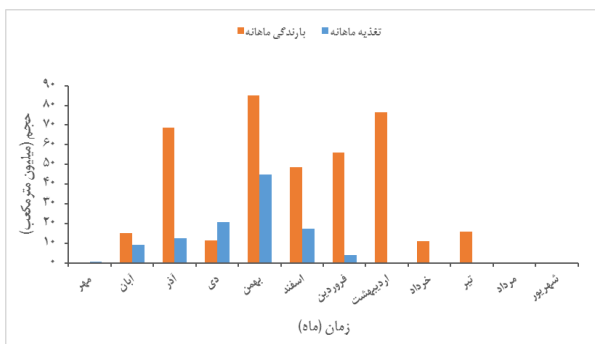


نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۴ - ۱۳۸۳)

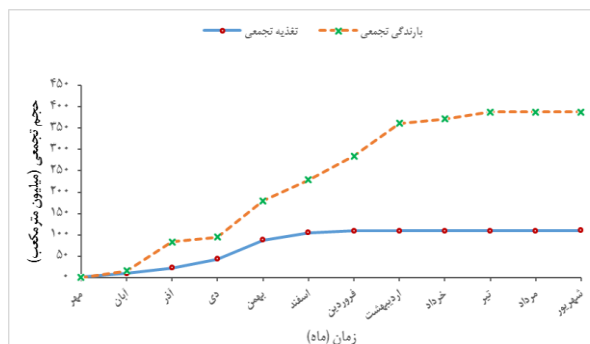


نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۴ - ۱۳۸۳)

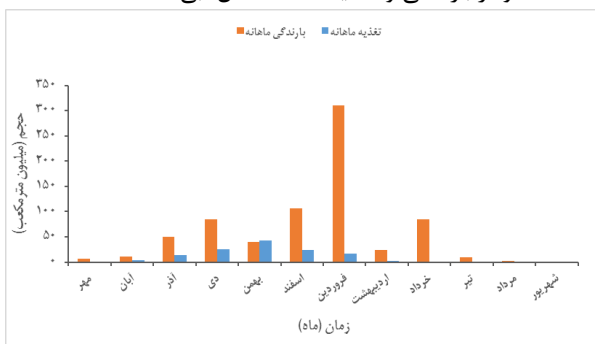
شکل ۴-۱- تغییرات ماهانه و تغذیه از سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰ تا سال آبی ۸۴ - ۱۳۸۳



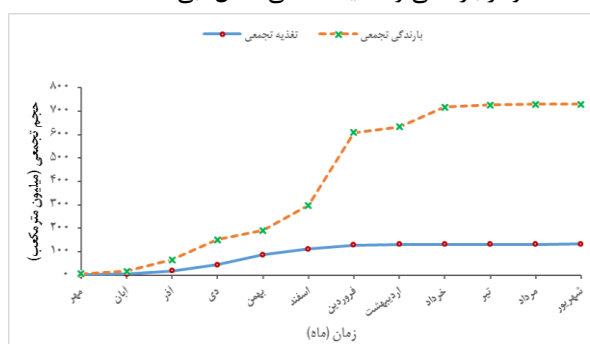
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۵ - ۱۳۸۴)



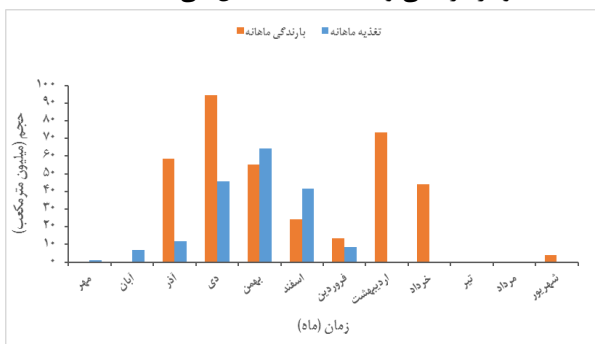
نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۵ - ۱۳۸۴)



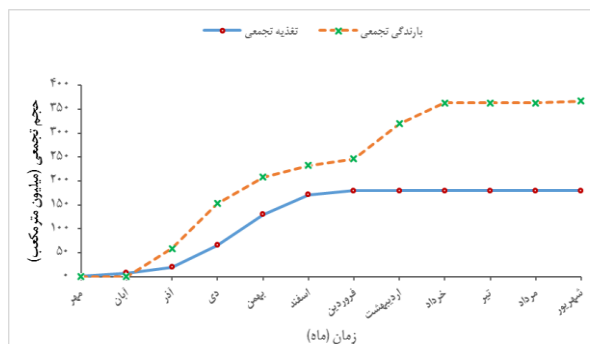
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۶ - ۱۳۸۵)



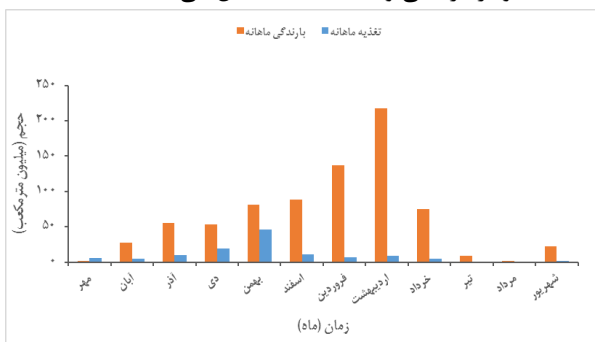
نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۶ - ۱۳۸۵)



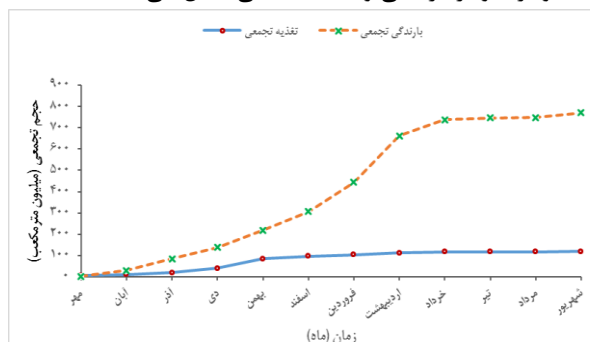
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۷ - ۱۳۸۶)



نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۷ - ۱۳۸۶)

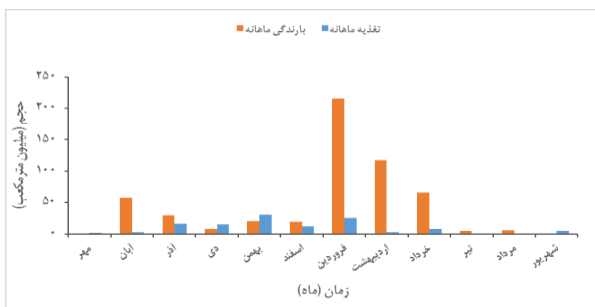


نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۸۸ - ۱۳۸۷)

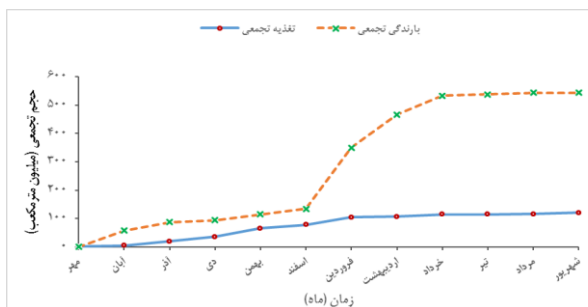


نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۸۸ - ۱۳۸۷)

شکل ۴-۲- تغییرات ماهانه و تجمعی بارندگی و تغذیه از سال آبی ۸۵ - ۱۳۸۴ تا سال آبی ۸۸ - ۱۳۸۷



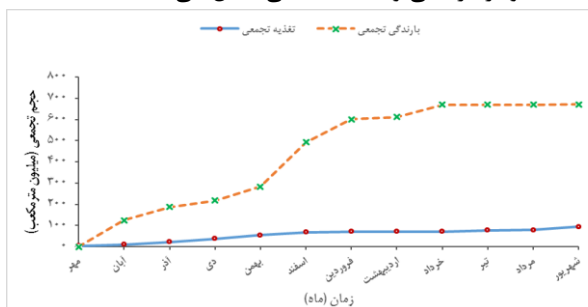
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۹۳ - ۱۳۹۲)



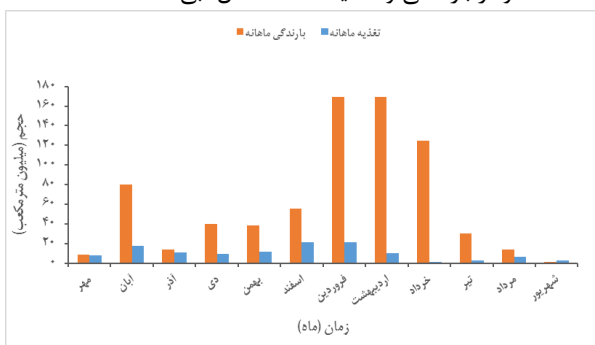
نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۹۳ - ۱۳۹۲)



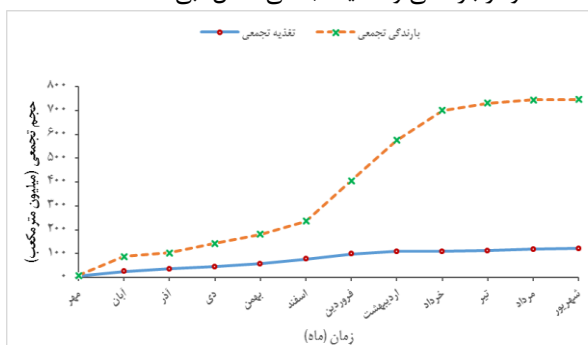
نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۹۴ - ۱۳۹۳)



نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۹۴ - ۱۳۹۳)

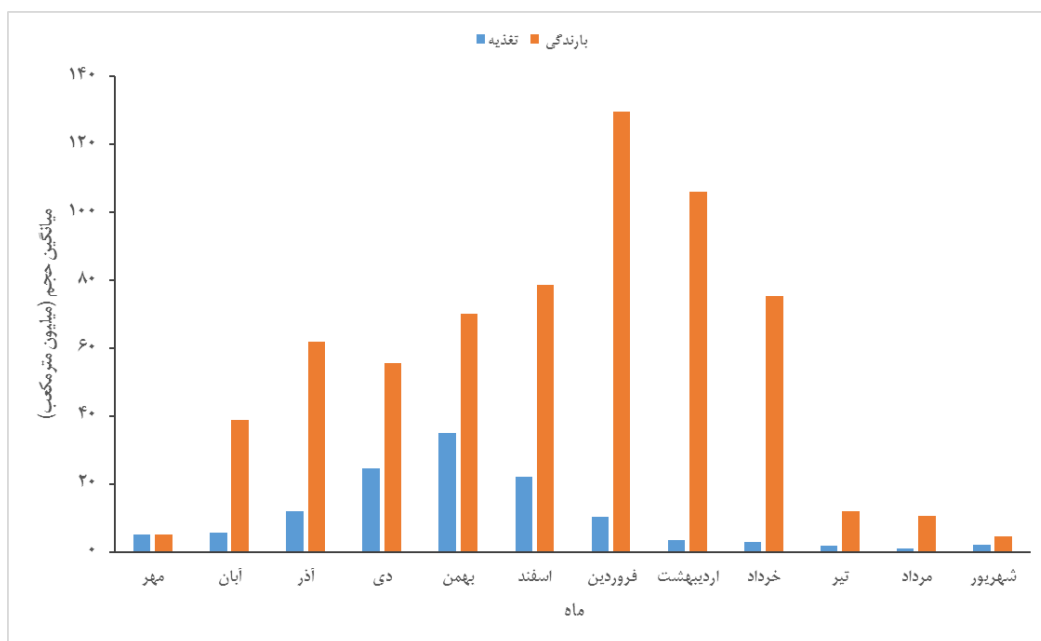


نمودار بارندگی و تغذیه ماهانه (سال آبی ۹۵ - ۱۳۹۴)



نمودار بارندگی و تغذیه تجمعی (سال آبی ۹۵ - ۱۳۹۴)

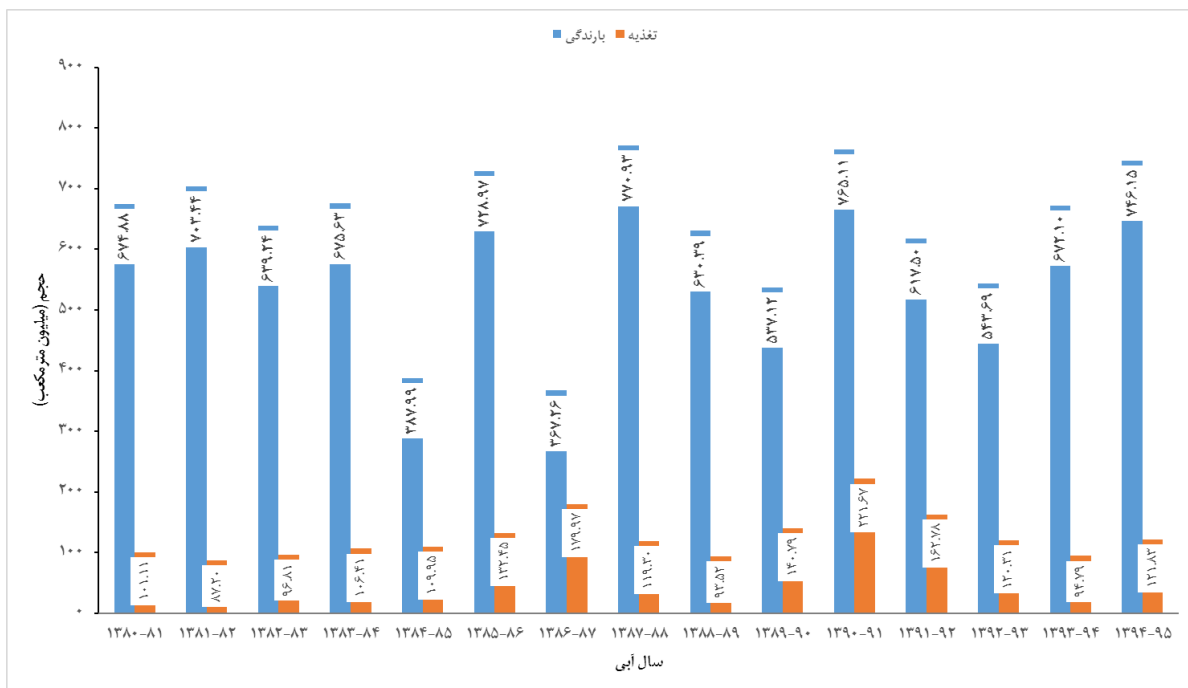
شکل ۴-۴- تغییرات ماهانه و تغذیه از سال آبی ۹۳ - ۱۳۹۲ تا سال آبی ۹۵ - ۱۳۹۴



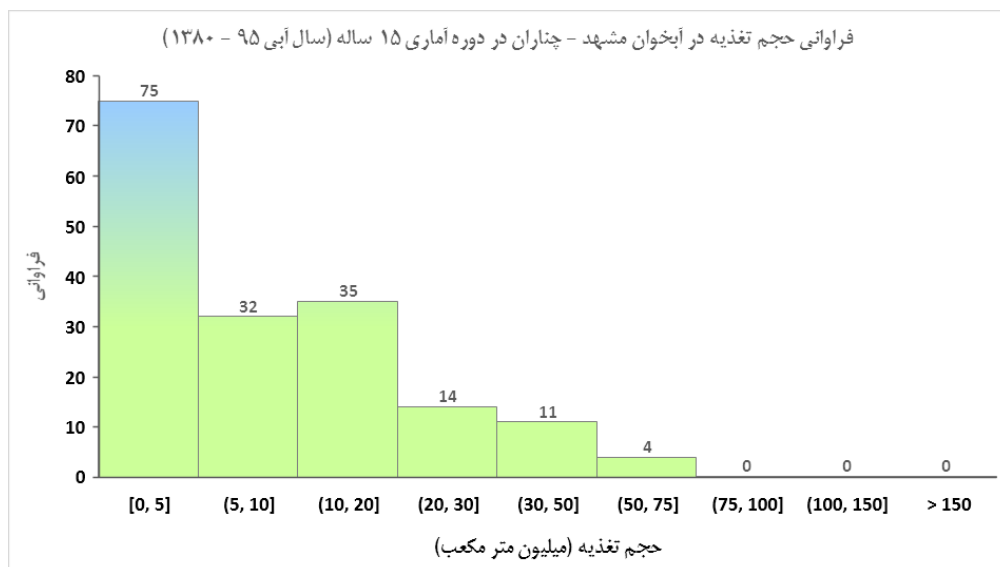
شکل ۴-۵- توزیع میانگین حجم تغذیه و بارندگی ماهانه در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله

جدول ۴-۱- مقادیر تغذیه، مقادیر بارندگی سالانه و نسبت تغذیه به بارش در آبخوان مشهد - چناران

سال آبی	ارتفاع تغذیه (متر)	حجم تغذیه (میلیون مترمکعب)	ارتفاع بارندگی (متر)	حجم بارندگی (میلیون مترمکعب)	نسبت تغذیه به بارش (درصد)
۸۱ - ۱۳۸۰	۰/۰۴۰	۱۰۱/۱	۰/۲۶۷	۶۷۴/۸۵	۱۴/۹۸
۸۲ - ۱۳۸۱	۰/۰۳۵	۸۷/۲	۰/۲۷۸	۷۰۳/۴۳	۱۲/۴۰
۸۳ - ۱۳۸۲	۰/۰۳۸	۹۶/۸۱	۰/۲۵۳	۶۳۹/۲۲	۱۵/۱۵
۸۴ - ۱۳۸۳	۰/۰۴۲	۱۰۶/۴۱	۰/۲۶۷	۶۷۵/۶۵	۱۵/۷۵
۸۵ - ۱۳۸۴	۰/۰۴۴	۱۰۹/۹۵	۰/۱۵۴	۳۸۷/۹۹	۲۸/۳۴
۸۶ - ۱۳۸۵	۰/۰۵۲	۱۳۲/۴۷	۰/۲۸۸	۷۲۸/۹۸	۱۸/۱۷
۸۷ - ۱۳۸۶	۰/۰۷۱	۱۷۹/۹۵	۰/۱۴۵	۳۶۷/۲۵	۴۹/۰۰
۸۸ - ۱۳۸۷	۰/۰۴۷	۱۱۹/۳	۰/۳۰۵	۷۷۰/۹۳	۱۵/۴۷
۸۹ - ۱۳۸۸	۰/۰۳۷	۹۳/۵۲	۰/۲۴۹	۶۳۰/۳۹	۱۴/۸۴
۹۰ - ۱۳۸۹	۰/۰۵۶	۱۴۰/۷۹	۰/۲۱۳	۵۳۷/۱۳	۲۶/۲۱
۹۱ - ۱۳۹۰	۰/۰۸۸	۲۲۱/۶۷	۰/۳۰۳	۷۶۵/۱۱	۲۸/۹۷
۹۲ - ۱۳۹۱	۰/۰۶۴	۱۶۲/۷۹	۰/۲۴۴	۶۱۷/۴۹	۲۶/۳۶
۹۳ - ۱۳۹۲	۰/۰۴۸	۱۲۰/۳۳	۰/۲۱۵	۵۴۳/۶۹	۲۲/۱۳
۹۴ - ۱۳۹۳	۰/۰۳۶	۹۴/۷۹	۰/۲۶۶	۶۷۲/۰۹	۱۴/۱۰
۹۵ - ۱۳۹۴	۰/۰۴۸	۱۲۱/۸۲	۰/۲۹۵	۷۴۶/۱۴	۱۶/۳۳



شکل ۴-۶- حجم تغذیه و بارندگی سالانه در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله



شکل ۴-۷- فراوانی مقادیر حجم تغذیه ماهانه آبخوان در دوره آماری ۱۵ ساله (از سال ابی ۸۱ - ۱۳۸۰ تا ۹۵ - ۱۳۹۴)

۴-۲-۲- برآورد تغذیه به روش بیلان آب

همان‌گونه که پیش از این بیان شد، تغذیه را می‌توان با استفاده از معادله بیلان هیدرولوژی و بیلان آب زیرزمینی در سطح یک حوضه برآورد نمود. اگرچه برآورد تغذیه با استفاده از بیلان هیدرولوژی که مبتنی بر داده‌های آب‌وهواشناسی است، از عدم قطعیت بیشتری برخوردار است، اما کماکان روش بسیار مناسبی برای ارزیابی کلی تغذیه محسوب می‌شود. داده‌های مورد استفاده در روش بیلان آب، از بخش هواشناسی و هیدرولوژی فراخوانی شده‌اند. در اینجا از گرادیان بارندگی برای برآورد مقدار باران در سطح آبخوان استفاده شده است.

۴-۲-۲-۱- برآورد تغذیه با استفاده از مدل بیلان ترنت‌وایت

برای محاسبه تغذیه به روش ترنت‌وایت، از یک ماکروی اکسل به نام ESPERE¹ (Lanini et al., 2020) استفاده شده است. برای اجرای مدل ترنت‌وایت، به داده‌های بارندگی روزانه، تبخیرتغرق پتانسیل و دما نیاز است. با استفاده از داده‌های بارش ایستگاه تبخیرسنجی قدیرآباد (از سال ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۵ میلادی) به عنوان ایستگاه معرف و با لحاظ ظرفیت رطوبت خاکی ۲۵ میلی‌متر، مدل اجرا و نتایج در جدول ۴-۲ ارائه شده است. دلیل استفاده از سال‌های میلادی، به خاطر ساختار ماکرو طراحی شده است.

جدول ۴-۲- نتایج برآورد تغذیه با استفاده از مدل بیلان ترنت‌وایت

سال	۲۰۰۸	۲۰۰۹	۲۰۱۰	۲۰۱۱	۲۰۱۲	۲۰۱۳	۲۰۱۴	۲۰۱۵	میانگین
درصد نفوذ	۱۶/۴	۱۳/۳۱	۱۱/۱۷	۴۴/۵۱	۱۵/۰۰	۱۳/۰۵	۳۱/۵۱	۸/۹۵	۱۹/۲۴

۴-۲-۲-۲- برآورد تغذیه با استفاده از معادله بیلان آب زیرزمینی

برای تخمین تغذیه در آبخوان مشهد - چناران با استفاده از معادله بیلان آب زیرزمینی (رابطه ۳-۱۰)، از داده‌های عمق و تراز آب زیرزمینی در محل چاه‌های مشاهده‌ای، منابع و مصارف آب و ... استفاده شده است. پارامترهای مورد نیاز به شرح زیر برآورد شده‌اند.

¹ EStimation de la Pluie Efficace et de la REcharge selon différentes méthodes

❖ جریان‌های زیرزمینی ورودی و خروجی به آبخوان (G_{in} , G_{out}):

با توجه به نقشه‌های تراز آب زیرزمینی و اطلاعات هیدروژئولوژی آبخوان، مقاطع ورودی و خروجی آبخوان بر روی نقشه مشخص و در شکل ۱-۱۱ نمایش داده شده است. بر روی نقشه‌های تراز و طبق قوانین شبکه جریان، دبی‌های ورودی و خروجی از مقاطع زیرزمینی، از مجموع دبی عبوری از لوله‌های جریان واقع در مقاطع ورودی و خروجی آبخوان، محاسبه می‌گردد. مقاطع جریان ورودی و خروجی، به موازات خطوط هم‌پتانسیل (هم‌تراز) و لوله‌های جریان نیز عمود بر آن‌ها قرار دارند. دبی عبوری از یک لوله جریان، بر اساس قانون داریسی از رابطه ۱-۴ برآورد می‌گردد.

$$Q = T \times W \times \frac{dh}{dl} \times t \quad \text{رابطه ۱-۴}$$

در رابطه بالا، Q حجم آب عبوری از لوله جریان (بعد L^3/T)، T قابلیت انتقال آبخوان (بعد L^2/T)، W عرض لوله جریان (بعد L)، dh/dl شیب هیدرولیکی (بدون بعد) در مسیر لوله جریان و t (بعد T) نیز زمان است. میانگین سالانه حجم جریان‌های ورودی و خروجی زیرزمینی به ترتیب در جدول ۴-۳ و جدول ۴-۴ ارائه شده است.

جدول ۴-۳- حجم جریان‌های زیرزمینی ورودی به آبخوان

ردیف	شماره مقطع	میانگین عرض (کیلومتر)	میانگین شیب هیدرولیکی	میانگین قابلیت انتقال (مترمربع بر روز)	زمان (روز)	حجم جریان زیرزمینی (مترمکعب)
۱	ورودی ۱	۱۳/۳۱	۰/۰۱۲۷	۵۰۰	۳۶۵	۳۰۸۴۹/۲۵
۲	ورودی ۲	۲۵/۹۸	۰/۰۰۵	۲۵۰۰	۳۶۵	۱۱۸۵۳۳/۷۵
۳	ورودی ۳	۱۰/۹۴	۰/۰۰۳۹	۱۰۰۰	۳۶۵	۱۵۵۷۳/۰۹
۴	ورودی ۴	۲۰/۷۹	۰/۰۰۵۸	۲۰۰	۳۶۵	۸۸۰۲۴/۸۶
مجموع						۲۵۲۹۸۰/۹۵

جدول ۴-۴- حجم جریان‌های زیرزمینی خروجی از آبخوان

ردیف	شماره مقطع	میانگین عرض (کیلومتر)	میانگین شیب هیدرولیکی	میانگین قابلیت انتقال (مترمربع بر روز)	زمان (روز)	حجم جریان زیرزمینی (مترمکعب)
۱	خروجی ۱	۲۸/۱۵	۰/۰۰۵۶	۵۰۰	۳۶۵	۲۸۷۶۹/۳
۲	خروجی ۲	۱۱/۰۲	۰/۰۰۳۸	۲۰۰۰	۳۶	۳۰۵۶۹/۴۸
مجموع						۵۹۳۳۸/۷۸

❖ برداشت از آب زیرزمینی توسط منابع آب (Qg)

بهره‌برداری سالانه از آب زیرزمینی در محدوده آبخوان مشهد-چناران توسط چاه‌ها، چشمه‌ها و قنات‌ها، معادل ۷۷۷/۶۴ میلیون مترمکعب در سال است.

❖ زهکشی آبخوان توسط رودخانه (Q_{bf})

روش‌های مختلفی برای بررسی ارتباط هیدرولیکی آبخوان و رودخانه وجود دارند. ساده‌ترین شیوه شناسایی ارتباط هیدرولیکی آبخوان و رودخانه، استفاده از نقشه‌های تراز آب زیرزمینی است. شکل منحنی‌های تراز در محل تقاطع با رودخانه، نوع تعامل آن را با آبخوان مشخص می‌کند. در صورتی که ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آبخوان برقرار باشد، ساده‌ترین راه برآورد مقادیر آن، استفاده از نقشه‌های تراز و معادله داریسی است. اگر سطح آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهده‌ای مجاور رودخانه (و یا منحنی‌های تراز) و ارتفاع سطح آب رودخانه مشخص باشند، مقدار زهکشی یا نفوذ را می‌توان از رابطه ۲-۴ برآورد نمود.

$$Q_{bf} = W \times b \times K \times \frac{dh}{dl} \quad \text{رابطه ۲-۴}$$

در این رابطه، Q_{bf} ، حجم زهکشی یا تغذیه (L^3/T)، W طول قسمت زهکش یا تغذیه کننده رودخانه (L)، b میانگین محیط یا عرض ناحیه زهکشی یا تغذیه (L)، k ضریب هدایت هیدرولیکی، dh اختلاف ارتفاع سطح آب رودخانه و سطح آب در آبخوان، dh میانگین فاصله چاه‌های مشاهده‌ای (یا منحنی تراز) تا رودخانه (L) است. dh/dl بیانگر شیب هیدرولیکی بین چاه‌های مشاهده‌ای و رودخانه است. باید توجه نمود، اگر رودخانه زهکش باشد سطح آب رودخانه پایین‌تر از عمق سطح آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهده‌ای مجاور است و چنانچه تغذیه کننده باشد، سطح آب رودخانه بالاتر از سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای مجاور می‌باشد.

علاوه بر این، از معادله دیگری به نام رابطه دیویس - ویلسون (رابطه ۳-۴) نیز می‌توان مقدار نفوذ از بستر رودخانه را محاسبه نمود.

$$Q_R = 0.45 C \frac{L \times b}{46.3 \sqrt{v}} \times \sqrt[3]{d} \quad \text{رابطه ۳-۴}$$

در این رابطه، Q_R نفوذ از بستر رودخانه (L^3/T)، L طول قسمت تغذیه کننده رودخانه (L)، b میانگین محیط خیس شده (L)، d عمق متوسط آب در رودخانه (L)، v سرعت آب در رودخانه (L/T) و C ضریبی است که به جنس بستر رودخانه بستگی دارد. مقدار میانگین آن حدود ۵۰ است.

اندازه‌گیری آب رودخانه در دو نقطه در مسیر آن (با فاصله معین) برای برآورد میزان تغذیه یا زهکشی، یکی دیگر از روش‌های معتبر میدانی است که نتایج قابل اتکایی ارائه می‌دهد. در این روش، تفاوت آبدهی بین این دو نقطه، بیانگر مقدار تغذیه به آبخوان و یا زهکشی از آبخوان است. در عمل، از این روش به دلیل هزینه عملیاتی زیاد و زمان‌بر بودن کمتر استفاده می‌شود. علاوه بر این دو روش، یک‌سری فرمول و روابط تجربی نیز برای برآورد میزان زهکشی آبخوان توسط محققین مختلفی توسعه داده شده‌اند.

در سطح آبخوان مشهد - چناران، به جز خروجی آبخوان رودخانه دایمی که ارتباط هیدرولیکی با آبخوان داشته باشد وجود ندارد. با توجه به این موضوع و با توجه به اینکه عمق آب زیرزمینی نسبتاً زیاد است، بنابراین زهکشی آب زیرزمینی توسط رودخانه امکان‌پذیر نمی‌باشد. شایان ذکر است، در انتهای دشت (خروجی آبخوان) و در محدوده شهر مشهد، رودخانه کشف‌رود به دلیل ورود فاضلاب‌های صنعتی و شهری، ظاهراً آبدار است. آب موجود در رودخانه از آبخوان تخلیه نمی‌شود.

❖ تبخیر تعرق از آبخوان (ETg)

مقدار تبخیر از آب زیرزمینی را می‌توان بر اساس نقشه‌های هم‌عمق آب و استفاده از منحنی وایت برآورد نمود. برای این کار، باید حداقل عمق آب زیرزمینی در یک سال آبی مشخص شود و سپس با استفاده از مقادیر حداقل عمق، مناطقی که عمق سطح آب آن‌ها کمتر از ۵ متر (مناطق تبخیری) است مشخص و مساحت آنها محاسبه شود. در نهایت با استفاده از منحنی وایت و داشتن مقادیر تبخیر از تشت (عموماً کلاس A آمریکایی)، میزان تبخیر از آب زیرزمینی محاسبه می‌شود. بر اساس نقشه‌های هم‌عمق، میانگین عمق آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران در تمام مکان‌ها بیش از ۵ متر است. در این شرایط تبخیر از سطح آب زیرزمینی وجود ندارد. همچنین با توجه به نوع پوشش گیاهی منطقه و عمق خیلی زیاد سطح آب، تعرق از ناحیه ریشه گیاهان نیز بسیار ناچیز و قابل صرف‌نظر کردن است.

❖ تغییرات ذخیره آبخوان

همان‌گونه که بیان شد، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در آبخوان‌های آزاد را می‌توان از رابطه زیر محاسبه نمود.

$$\Delta S = \pm \Delta H \times A \times S_y \quad \text{رابطه ۴-۴}$$

باتوجه به هیدروگراف معرف آبخوان، میانگین نوسان سطح آب در طول دوره آماری ۰/۶ - متر است. با در نظر گرفتن مساحت آبخوان (۲۵۲۷ کیلومتر مربع) و آبدهی ویژه ۰/۰۶، تغییرات ذخیره آبخوان در دوره بیلان، معادل ۹۱/۴۸ - میلیون مترمکعب است.

$$\Delta S = -0.6 \times 2527 \times 0.06 = -91.48 \text{ MCM} \quad \text{رابطه ۴-۵}$$

❖ محاسبه تغذیه آبخوان مشهد - چناران

باتوجه به مقادیر برآورد شده برای مؤلفه‌های بیلان در آبخوان مشهد - چناران، مقدار تغذیه کل که بیانگر باقیمانده تمام آب‌های موجود در سطح زمین (باقیمانده بارش، آب‌های برگشتی کشاورزی، صنعتی و ...) است محاسبه و در جدول ۴-۵ ارائه شده است.

جدول ۴-۵- مؤلفه‌های بیلان آب زیرزمینی و تغذیه کل در آبخوان

مؤلفه بیلان	حجم (میلیون مترمکعب)
ورودی زیرزمینی به آبخوان	۲۵۲/۹۷
خروجی زیرزمینی از آبخوان	۵۹/۳۴
برداشت از آبخوان (چاه، چشمه و قنات)	۷۷۷/۶۴
تبخیر از آبخوان	۰
تبادل آبی آبخوان و رودخانه	۰
تغییرات حجم ذخیره	- ۹۱/۴۸
تغذیه کل (بارش، آب برگشتی و ...)	۴۹۲/۵۳

برای محاسبه تغذیه ناشی از بارندگی، باید سهم حجم آب برگشتی کشاورزی، صنعتی و ... و حجم نفوذی از بستر رودخانه‌ها را بر اساس داده‌ها و اطلاعات موجود تعیین و از تغذیه کل کم شود.

حجم رواناب‌های تولیدی در محدوده مطالعاتی، بر اساس محاسبه‌های انجام شده در بخش هیدرولوژی، ۴۸۶/۵۸ میلیون مترمکعب است. حجم رواناب خروجی از محدوده نیز بر اساس آمار استگاه هیدرومتری النگ اسدی، ۲۱/۸۴ است. بر این اساس و با توجه به اینکه کل رواناب تولیدی در حوضه از محدوده تیسن عبور می‌کند، حجم خالص رواناب ۴۶۴/۷۵ میلیون مترمکعب است. سایر مؤلفه‌های تأثیرگذار بر تغذیه در

جدول ۴-۶ ارائه شده است. شایان ذکر است، در محدوده شهر مشهد آب برگشتی ناشی از مصارف شرب و بهداشت به دلیل وجود شبکه جمع‌آوری فاضلاب، بسیار ناچیز و قابل صرف‌نظر کردن است.

جدول ۴-۶- سهم مؤلفه‌های بیلان در تغذیه کل

پارامتر	حجم (میلیون مترمکعب)	درصد نفوذ	حجم نفوذ (میلیون مترمکعب)
جریان‌های سطحی	۴۶۴/۷۵	۲۰	۹۲/۹۵
بهره‌برداری از آبخوان برای مصارف کشاورزی	۴۸۰/۵۳	۱۵	۷۲/۰۸
بهره‌برداری از آبخوان برای مصارف شرب و صنعتی	۲۹۷/۱۱	۶۵	۱۹۳/۱۲
مجموع			۳۵۸/۱۵

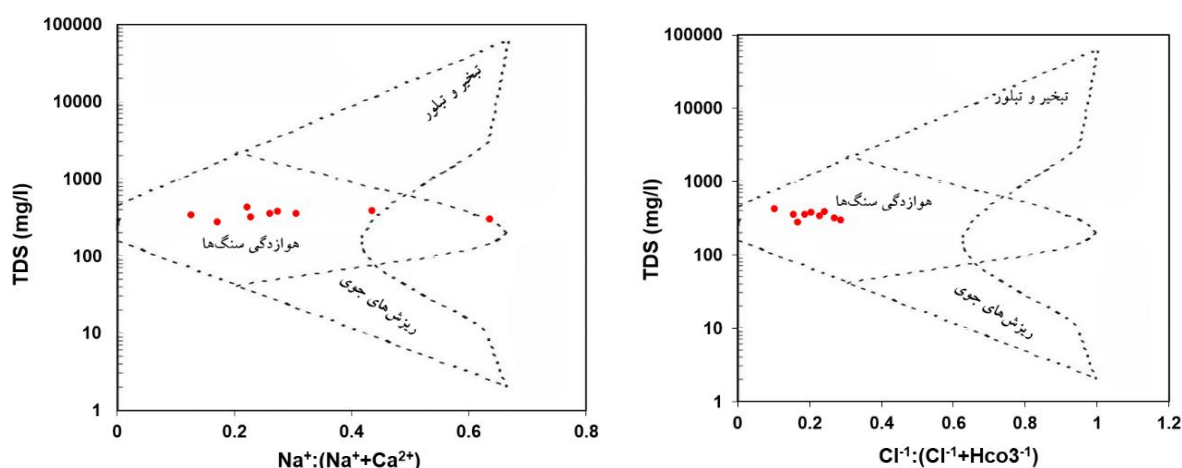
با کسر حجم نفوذ کل از حجم نفوذ حاصل از سایر مؤلفه‌های بیلان، حجم نفوذ ناشی از بارش، ۱۳۴/۳۸ میلیون مترمکعب می‌شود. با در نظر گرفتن مقدار ۲۱۸/۵ میلی‌متر (بر اساس معادله گردایان بارندگی ماهانه) برای میانگین بارندگی در سطح آبخوان، درصد تغذیه معادل ۲۴ درصد برآورد شده است.

۴-۲-۳- تخمین تغذیه با استفاده از روش کلراید

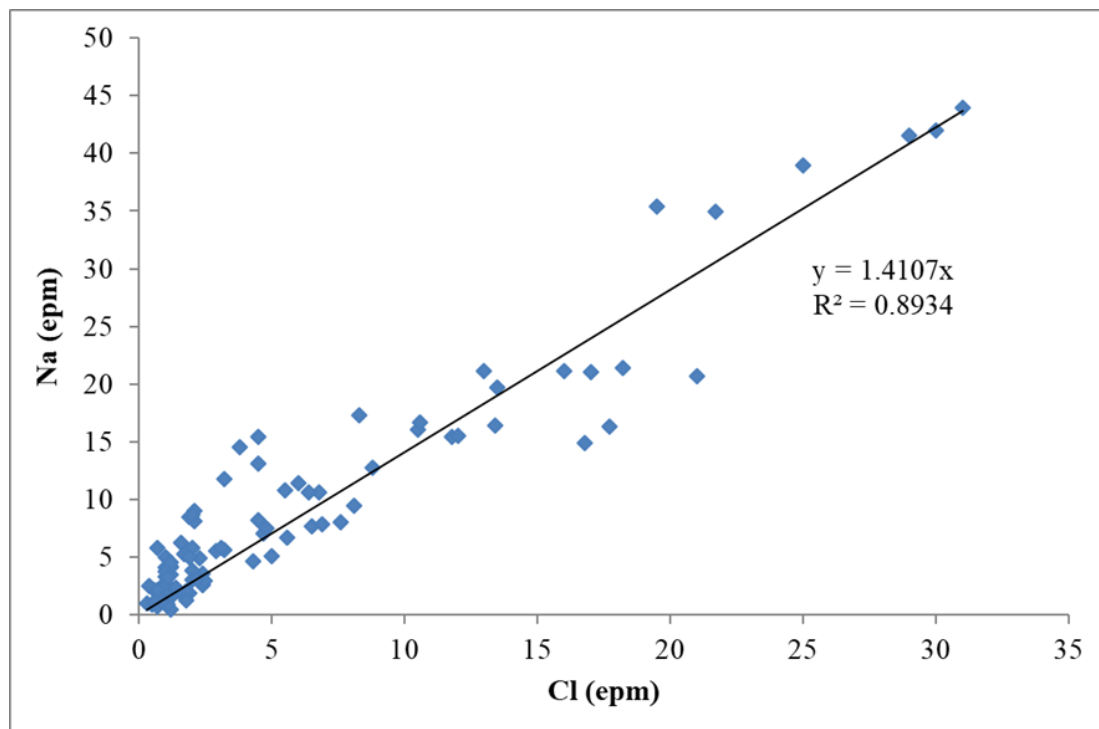
برای تخمین تغذیه آبخوان مشهد - چناران به روش بیلان جرمی کلر از داده‌های کلراید بارش و آب زیرزمینی استفاده شده است.

همان‌طور که پیش‌تر نیز بیان شد، نکته مهم در کاربرد روش بیلان جرمی کلراید، این است که هیچ منبعی برای یون کلر غیر از بارندگی در آب زیرزمینی وجود نداشته باشد. توزیع مکانی غلظت کلراید در محدوده آبخوان مشهد-چناران نشان می‌دهد، بیشترین مقدار کلراید در محدوده خروجی آبخوان، در محدوده شهر مشهد و در حاشیه شمالی کشف‌رود وجود دارد. غلظت کلراید در آب‌هایی که در محدوده خروجی آبخوان قرار دارند، به دلیل ماندگاری بیشتر در محیط و در نتیجه انحلال زیاد، بیشتر است. در محدوده‌های شهری (مشهد و ...)، مهم‌ترین عامل افزایش کلراید آب زیرزمینی، اختلاط آب زیرزمینی با آب‌های برگشتی، پساب‌ها و فاضلاب‌های شهری و صنعتی است. در حاشیه شمالی، کشف‌رود، سازند آواری شورичه و مارن‌های نئوژن، نقش زیادی در افزایش میزان املاح محلول (کلراید و ...) در آب دارند. بررسی‌های هیدروشیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی در آبخوان نشان می‌دهد، تعدادی از نمونه‌ها، از استانداردهای لازم انحراف داشته و شرایط مدل CMB را ندارند. موقعیت نمونه‌ها بر روی مدل گیبس (شکل ۴-۸)، نشان می‌دهد که اصلی‌ترین فرآیند کنترل‌کننده کیفیت آب زیرزمینی در بیشتر چاه‌های مورد بررسی، انحلال مواد آبخوان است همچنین رابطه سدیم و کلر در شکل ۴-۹ ارائه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، غلظت کلراید در آبخوان متناسب با غلظت سدیم افزایش

می‌یابد. این موضوع، فرضیه افزایش غلظت کلراید در آب زیرزمینی، ناشی از سایر منابع، نظیر فرآیند اصلی انحلال هالیت را تقویت می‌نماید. با توجه به این موارد، عامل تبخیر به تنهایی سبب افزایش غلظت یون کلراید در آب زیرزمینی نسبت به آب‌های باران نبوده و انحلال رسوبات آبخوان نیز نقش تعیین‌کننده به‌عنوان منشأ یون کلر در این آب‌ها است. با در نظر گرفتن این شرایط، مناسب‌ترین مکان‌ها برای انتخاب نمونه‌های معرف، مخروط افکنه‌های جنوب دشت می‌باشند. این مخروط‌افکنه‌ها، با توجه به جنس مواد زمین (بیشتر دگرگونی و آذرین)، کمترین املاح را وارد آب زیرزمینی نموده، بنابراین، کلراید موجود در آب زیرزمینی این نواحی، می‌تواند معرف خوبی برای تغذیه آب زیرزمینی در آبخوان باشند. با توجه به آنچه که بیان شد، در صورتی که کلراید آب زیرزمینی نسبت به کلراید آب باران، حداقل اختلاف را داشته باشد، نمونه‌های انتخاب شده، معرف مناسبی می‌باشند.



شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های آب زیرزمینی بر روی نمودار گیبس



شکل ۴-۹- رابطه سدیم و کلر در نمونه‌های برداشت‌شده از آبخوان مشهد-چناران

از آنجاکه نمونه‌های آب باران، به‌ویژه در مواردی که مقدار بارش اندک است، ممکن است تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته باشند، بنابراین از میانگین وزنی برای محاسبه غلظت کلراید در محل هر ایستگاه استفاده شده است. در میانگین وزنی، ضمن کاهش تأثیر نمونه‌های تبخیر شده در میانگین، وزن بیشتری به نمونه‌هایی که دارای مقدار بارندگی بیشتر و همچنین شانس بیشتری نیز برای مشارکت در تغذیه آب‌های زیرزمینی دارند، تعلق می‌گیرد. میانگین وزنی کلراید برای هر ایستگاه، با توجه به مقدار بارندگی از رابطه ۴-۵ برآورد می‌شود.

$$Cl_{p-w} = \frac{\sum_i^n P_i Cl_i}{\sum_i^n P_i} \quad \text{رابطه ۴-۶}$$

در این رابطه، Cl_{p-w} میانگین وزنی کلراید آب باران، P_i و Cl_i نیز به ترتیب میزان بارش (میلی‌متر) و غلظت کلراید (میلی‌گرم بر لیتر) برای نمونه i در محل ایستگاه است. بررسی تغییرات مکانی کلراید نشان می‌دهد، بررسی مقادیر کلراید ایستگاه‌ها، نشان می‌دهد غلظت کلراید در محدوده‌های شهری دارای بیشترین مقدار است و به‌نظر می‌رسد این افزایش غلظت مربوط به منابع دیگری از کلراید در منطقه باشد. تغییرات کلراید در محل سایر ایستگاه‌ها، مشابه هم بوده و نوسان‌های غیرطبیعی در نتایج ملاحظه نمی‌شود.

آماره‌های آماری غلظت کلراید در نمونه‌های آب باران و آب زیرزمینی در جدول ۴-۷ ارائه شده است.

جدول ۴-۷- مقادیر کلراید نمونه‌های آب باران و آب زیرزمینی

ردیف	آماره	کلراید آب باران	کلراید آب زیرزمینی
۱	کمینه	—	۲۱ / ۲۷
۲	بیشینه	—	۳۹
۳	میانگین حسابی	—	۲۹ / ۹۴
۴	میانگین وزنی	۴۶/۴	—

برای تخمین تغذیه در آبخوان مشهد - چناران، از رابطه بیلان جرم کلراید استفاده شده است. برای این کار، از حداقل مقادیر کلراید در نمونه‌های آب‌های زیرزمینی و میانگین وزنی کلراید آب باران و نتایج در جدول ۴-۸ ارائه شده است.

جدول ۴-۸- ارتفاع و حجم تغذیه سالانه در آبخوان مشهد - چناران

میانگین ارتفاع بارش سالانه (میلی‌متر)	مساحت آبخوان (کیلومتر مربع)	حجم بارش سالانه (میلیون مترمکعب)	درصد تغذیه	ارتفاع تغذیه (میلی‌متر)	حجم تغذیه سابانه (میلیون مترمکعب)
۲۱۸/۵	۲۵۲۷	۵۵۲/۱۵	۲۰/۹۷	۴۵/۸۲	۱۱۵/۷۹

۴-۲-۴- برآورد تغذیه به روش ایزوتوپی

۴-۲-۴-۱- خط جوی در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

قبل از محاسبه تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از ایزوتوپ‌ها، لازم است خط آب جوی محلی تعیین شود. برای رسم خط آب جوی محلی در محدوده مطالعاتی، از نتایج آنالیزهای ایزوتوپی رخدادهای بارندگی در محل ایستگاه‌ها استفاده شده است. به‌منظور جلوگیری از تغییرات ایزوتوپی مربوط به هر رخداد و حذف تأثیر بارش‌های کم‌مقدار که معمولاً اثر تبخیر را بیشتر نشان می‌دهند، از میانگین وزنی ماهانه داده‌های ایزوتوپی در هر ایستگاه استفاده شده است. در میانگین وزنی ماهانه، با توجه سهم بارندگی‌های زیاد در ترکیب ایزوتوپی بارش ماهانه زیاد بیشتر است. میانگین وزنی ماهانه از رابطه ۴-۶ محاسبه شده است (Clark, 2015).

$$\delta_{weighted} = \frac{\sum_i^n P_i \delta_i}{\sum_i^n P_i} \quad \text{رابطه ۴-۷}$$

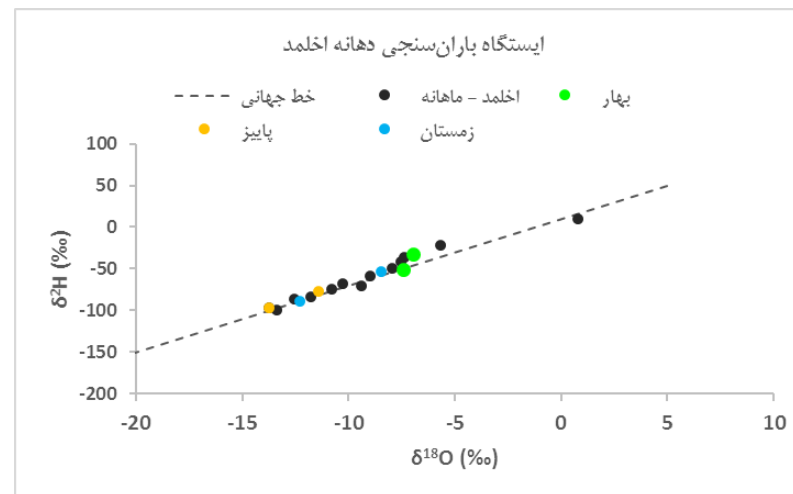
در این رابطه، $\delta_{weighted}$ میانگین وزنی مقادیر ایزوتوپی باران، P_i و δ_i نیز به‌ترتیب میزان بارش (میلی‌متر) و میزان محتوی ایزوتوپی (‰) برای نمونه i در محل هر ایستگاه است.

خط جوی محلی بر اساس میانگین وزنی محتوی ایزوتوپی ماهانه و فصلی، به تفکیک هر ایستگاه رسم و در شکل ۴-۱۰ تا شکل ۴-۱۲ نمایش داده شده است. خصوصیات خطوط جوی محلی (ماهانه) در جدول ۴-۹ ارائه شده است.

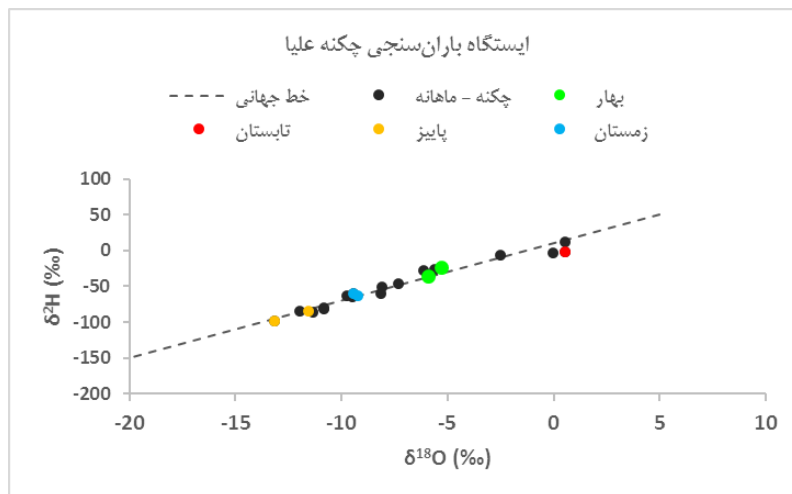
جدول ۴-۹- معادله خطوط آب جوی در محل ایستگاه‌های انتخابی بر مبنای میانگین وزنی ایزوتوپی ماهانه

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	شیب خط	عرض از مبدأ	R ²	معادله خط جوی محلی (ماهانه)
۱	دهانه اخلمد	باران سنج	۸	۱۳/۳۶	۰/۹۶	$\delta D \text{ ‰} = 13.36 + 8 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۲	چکنه علیا	باران سنج	۷/۵۱	۵/۹۸	۰/۹۶	$\delta D \text{ ‰} = 5.98 + 7.51 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۳	فریزی	باران سنج	۷/۶۲	۷/۷	۰/۹۷	$\delta D \text{ ‰} = 7.7 + 7.62 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۴	قدیرآباد	تبخیرسنج	۷/۰۸	۸/۷۳	۰/۹۷	$\delta D \text{ ‰} = 8.73 + 7.08 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۵	شیرباد	—	۱۰/۸۶	۴۱/۷	۱/۰۰	$\delta D \text{ ‰} = 41.7 + 10.86 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۶	کارده	تبخیرسنج	۸/۳۶	۸/۵۵	۰/۹۶	$\delta D \text{ ‰} = 8.55 + 8.36 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۷	مارشک	تبخیرسنج	۷/۸	۱۲/۸۸	۰/۹۸	$\delta D \text{ ‰} = 12.88 + 7.8 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۸	اداره مشهد	باران سنج	۷/۲۳	۸/۸۴	۰/۹۵	$\delta D \text{ ‰} = 8.84 + 7.23 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۹	تلغور	باران سنج	۷/۹۶	۱۲/۲۷	۰/۹۴	$\delta D \text{ ‰} = 12.27 + 7.96 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۱۰	سد طرق	تبخیرسنج	۷/۸۶	۷/۸۸	۰/۹۰	$\delta D \text{ ‰} = 7.88 + 7.86 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۱۱	زشک	تبخیرسنج	۶/۶۶	۱/۶۴	۰/۹۸	$\delta D \text{ ‰} = 1.64 + 6.66 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۱۲	محدوده مطالعاتی مشهد – چناران		۷/۵۸	۹/۲۴	۰/۹۶	$\delta D \text{ ‰} = 9.24 + 7.58 \delta^{18}O \text{ ‰}$

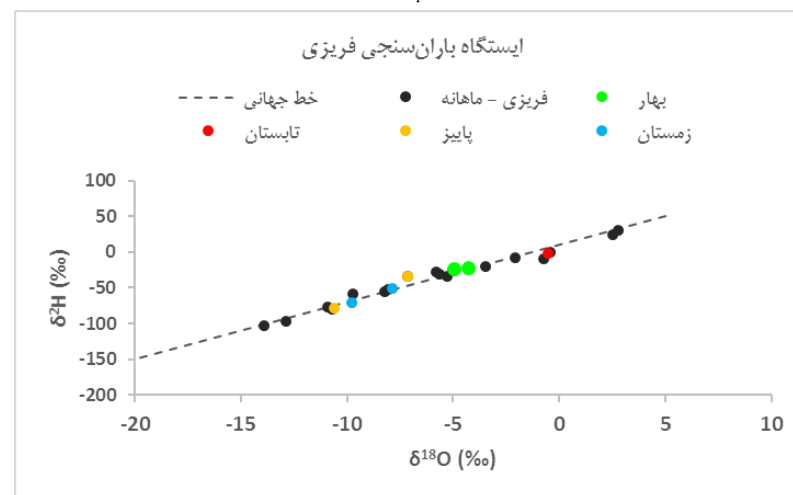
(الف)



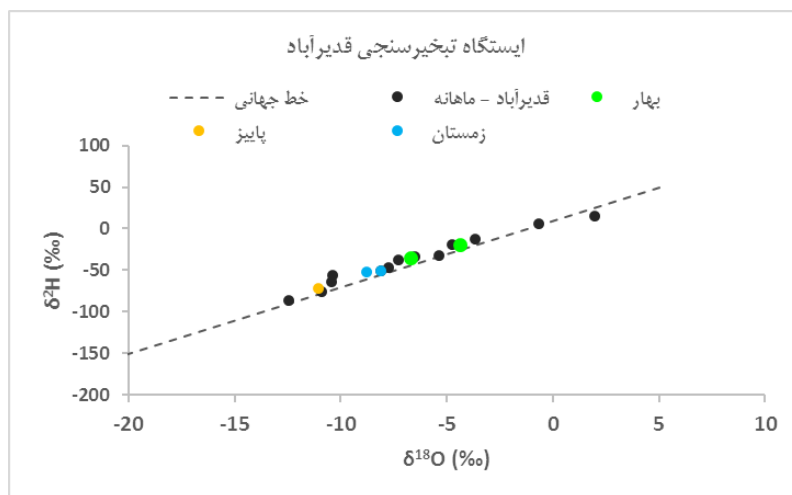
(ب)



(پ)

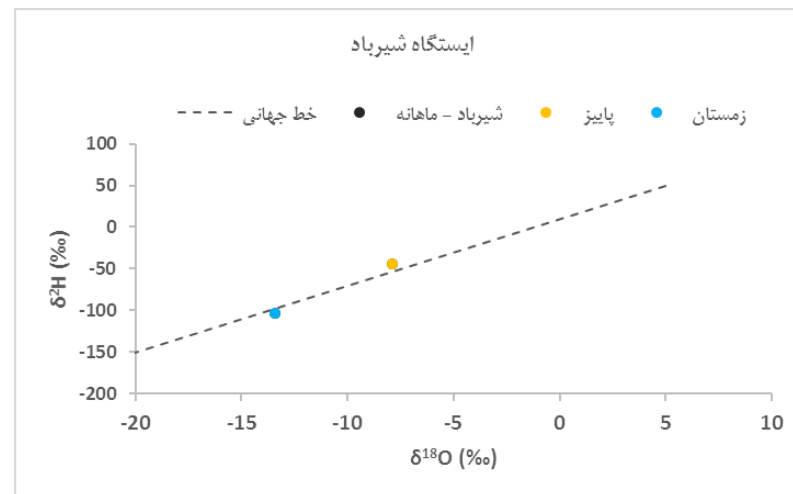


(ت)

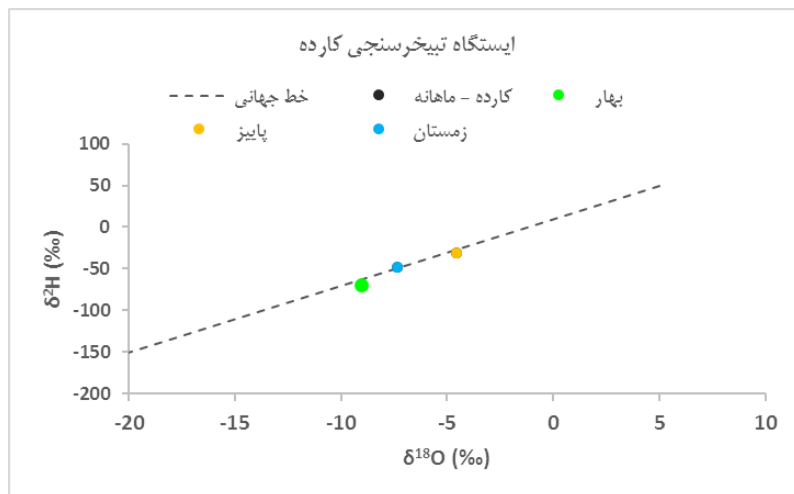


شکل ۴-۱۰- خط جوی محلی ماهانه و فصلی در محل ایستگاه‌های (الف) دهانه اخمد، (ب) چکنه علیا، (پ) فریزی و (ت) قدیرآباد

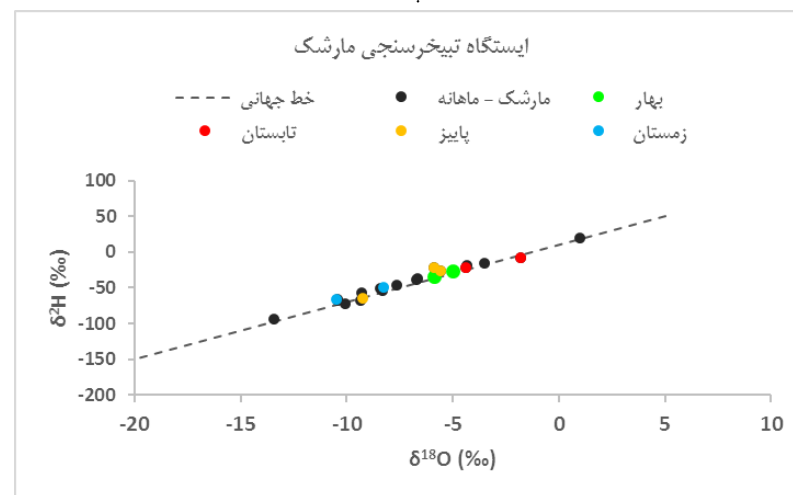
(الف)



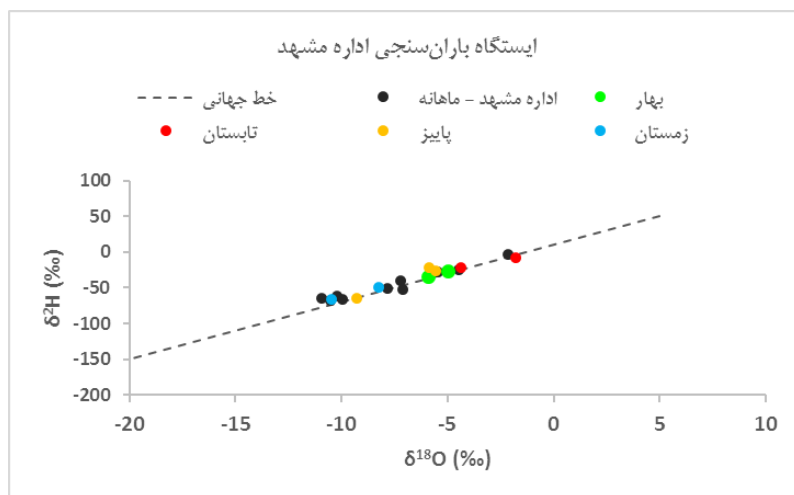
(ب)



(پ)

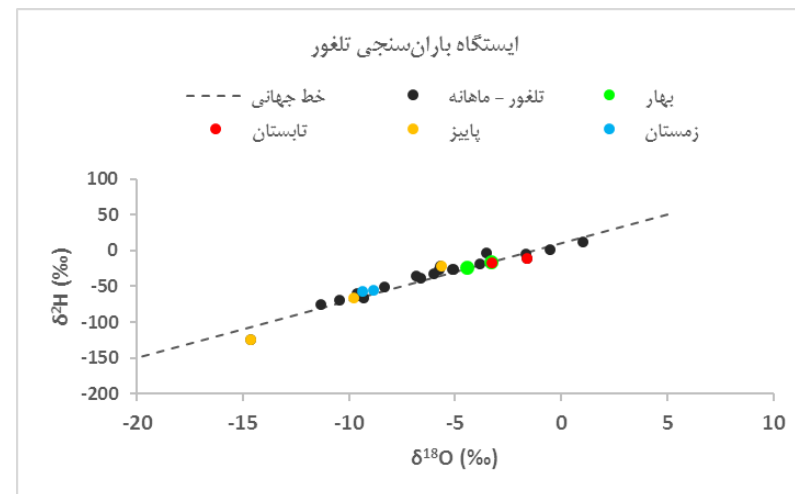


(ت)

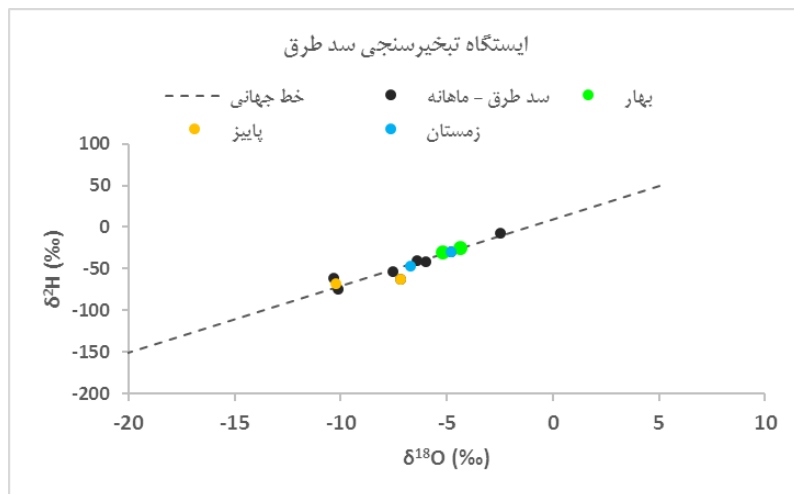


شکل ۴-۱۱- خط جوی محلی ماهانه و فصلی در محل ایستگاه‌های (الف) شیرباد، (ب) کارده، (پ) مارشک و (ت) اداره مشهد

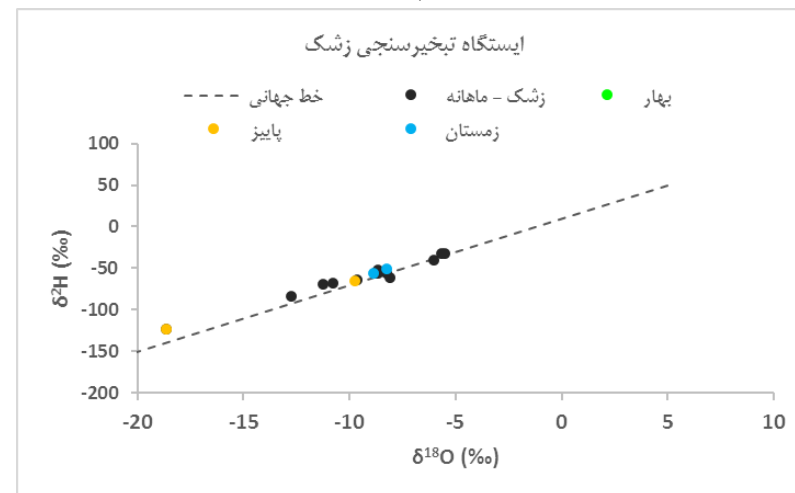
(الف)



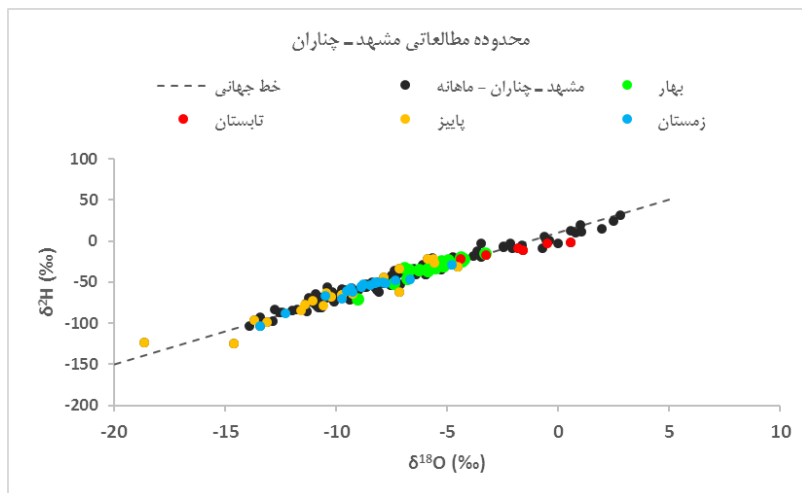
(ب)



(پ)



(ت)



شکل ۴-۱۲- خط جوی محلی ماهانه و فصلی در محل ایستگاه‌های (الف) ایستگاه تلفور، (ب) سد طرق، (پ) زشک و (ت) محدوده مطالعاتی

همان گونه که در شکل‌ها دیده می‌شود، شیب خط جوی ماهانه در بیشتر ایستگاه‌ها، کمتر از مقدار شیب خط جهانی است. این موضوع، به احتمال نزدیک به یقین، نشان‌دهنده تبخیر ثانویه در زمان وقوع بارندگی‌ها است. شیب خط آب جوی ماهانه و فصلی محدوده مشهد - چناران نیز کمتر از مقدار شیب خط جهانی است. به طور کلی، با توجه به قرار گرفتن محدوده مشهد - چناران در منطقه خشک و نیمه خشک، بارندگی‌ها بیشتر به صورت فصلی و رگباری و با شدت رخ می‌دهند و میزان تبخیر در آن‌ها بسیار قابل توجه است. در شرایطی که مقدار بارش اندک و تبخیر زیاد باشد، نمونه‌های جمع‌آوری شده، از ایزوتوپ‌های سنگین غنی‌تر می‌شوند. در بین ایستگاه‌ها (بجز ایستگاه زشک)، کم‌ترین شیب خط جوی، مربوط به ایستگاه قدیرآباد و سپس اداره مشهد است. این دو ایستگاه در محدوده دشت و در ارتفاع پایین‌تری نسبت به بقیه، واقع شده‌اند و میزان تبخیر در آن‌ها بیشتر است. شیب خط جوی سایر ایستگاه‌ها، متناسب با ارتفاع بوده و تناقضی مشاهده نمی‌شود. در ایستگاه‌های کارده و شیرباد، تعداد کمتری رخداد بارندگی جمع‌آوری شده است و بر همین اساس، دقت خط به دست آمده نیز پایین‌تر است. شایان ذکر است، ایستگاه زشک جزو ایستگاه‌های مرتفع محسوب می‌شود و قاعدتاً باید شیب خط جوی در آن بیشتر باشد، که در عمل این اتفاق رخ نداده است. محتمل‌ترین دلیل، تبخیر در حین نمونه‌برداری و در زمان تخلیه ظروف نمونه‌برداری است.

علاوه بر شیب خط جوی که راهنمای خوبی برای ارزیابی میزان تبخیر است، از پارامتر دیگر خط جوی (عرض از مبدأ) نیز در تحلیل‌ها استفاده شده است. عرض از مبدأ خط جوی، بیانگر شرایط منطقه از جمله سرعت باد، دما، میزان اشباع بخار هوا در زمان تبخیر و فرآیندهای تبخیر (تبادل، غیرتبادل) می‌باشد. با توجه به اینکه تبخیر آب اقیانوس‌ها اساساً یک فرآیند غیرتبادل است و بخار آب حاصل از آن، با باقیمانده (آب اقیانوس) در تعادل ایزوتوپی نمی‌باشد (Sharp, 2017)، بنابراین خط حاصل از رگرسیون داده‌های ایزوتوپی آب‌های جوی، از مبدأ مختصات عبور نخواهد کرد و منطبق بر ترکیب ایزوتوپی آب اقیانوس‌ها ($\delta^{18}\text{O}=0$, $\delta\text{D}=0$) نیست. در این شرایط، چنانچه مقدار $\delta^{18}\text{O}$ نمونه برابر صفر باشد، میزان δD برابر ۱۰ پرمیل است. دانسگارد^۱ (به نقل از Clark, 2015)) این پارامتر را دوتریوم مازاد نامیده و رابطه ۴-۷ برای محاسبه آن پیشنهاد داده است.

$$d\text{-excess} = \delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O}$$

رابطه ۴-۸

¹ Dansgaard

مقدار پارامتر دوتریم مازاد، بر اساس منشأ توده‌های هوای مرطوب و سرگذشت آنها، ممکن است از منطقه‌ای به منطقه دیگر و بدون تغییر در مقدار شیب خط رگرسیون، تغییر کند. به‌طور کلی، از این پارامتر می‌توان برای شناسایی منشأ بارش‌های جوی کمک گرفت (Clark, 2015).

مقادیر دوتریم مازاد برای خطوط جوی فصلی در محدوده مطالعاتی مطالعاتی، در جدول ۴-۱۰ ارائه شده است. برای محاسبه دوتریم مازاد فصلی در محدوده مطالعاتی، نخست میانگین وزنی فصلی ایزوتوپی و دوتریم مازاد برای هر ایستگاه محاسبه، سپس از میانگین همه ایستگاه‌های برای محدوده مطالعاتی استفاده شده است.

جدول ۴-۱۰- مقادیر دوتریم مازاد برای خطوط جوی فصلی در محدوده مطالعاتی مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	فصل	d-excess ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	δD ‰
۱	بهار	۱۳/۲۷	-۵/۶۶	-۳۲/۰۱
۲	تابستان	۴/۲۲	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۳	پاییز	۱۳/۱۱	-۹/۹۰	-۶۶/۱۱
۴	زمستان	۱۲/۸۰	-۸/۸۸	-۵۸/۲۵
۵	کل	۱۲/۲۲	-۷/۶۳	-۴۸/۸۴

بررسی مقادیر دوتریم مازاد، نشان می‌دهد منشأ رطوبت در فصل تابستان و سایر فصل‌ها متفاوت است. در فصل تابستان که بیشتر رطوبت بارندگی از سطح دریای خزر منشأ می‌گیرد، شاهد مقادیر کمتری از دوتریم مازاد هستیم. در سایر فصل‌ها که رطوبت از سایر پیکره‌های آبی (مدیترانه و سیبری) برخاسته و عمدتاً از روی و یا از مجاورت دریای خزر عبور و بخشی از رطوبت آن‌را جذب نموده، مقادیر دوتریم مازاد نسبت به فصل زمستان بیشتر است. با توجه به آنچه گفته شد، در فصل‌های پاییز، زمستان و بهار توده‌های هوای مرطوب، عمدتاً از سمت غرب به‌ویژه دریای مدیترانه به داخل کشور نفوذ نماید، در مسیر حرکت خود، از دریای خزر رطوبت جذب نموده و بنابراین میزان دوتریم مازاد آن‌ها در مقایسه با سایر توده‌های آبی (مدیترانه و ...) مقداری کاهش پیدا می‌کند. برای مقایسه، مشخصات خط آب جوی و دوتریم مازاد در ایستگاه‌های مجاور پیکره‌های آبی تأمین‌کننده رطوبت بارش برای محدوده مطالعاتی مشهد در جدول ۴-۱۱ ارائه شده است (IAEA, 2020).

جدول ۴-۱۱- مشخصات خط آب جوی و دوتریم مازاد در ایستگاه‌های مجاور ایران (IAEA, 2020)

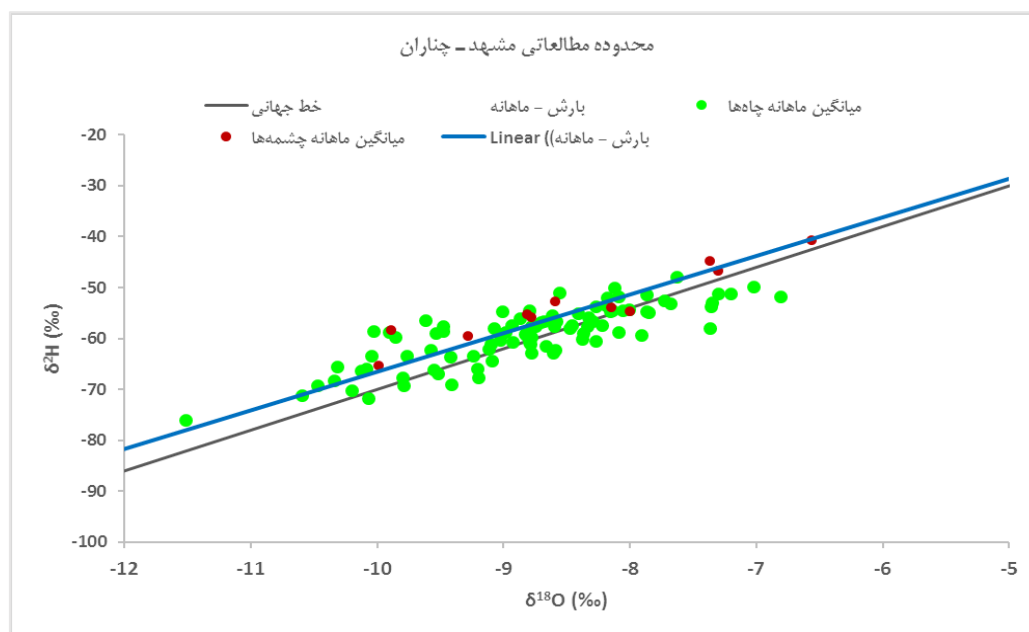
ردیف	نام سایت	کشور	پیکره آبی	شیب خط	عرض از مبدأ	d-excess ‰
۱	ASMARA	Eritra	Red Sea	۷/۶	۱۳/۷	۱۵/۱۹
۲	MUMBAI	India	Indian Ocean	۷/۹۴	۸/۴	۸/۷
۳	TRIPOLI	Lebanon	Mediterranean Sea	۸/۴	۲۳/۵۴	۲۱/۱۴
۴	RIZE	Turkey	Black Sea	۷/۳۵	۸/۳۸	۱۵/۵
۵	TASHKENT	Uzbekistan	Central Asia	۱۰/۵۵	۳۰/۹۸	۱۳/۱
	EMMERICH	Germany	Atlantic Ocean	۷/۵۷	۴۲	۷/۴

پارامتر دیگری که در بررسی تغییرات ایزوتوپی حایز اهمیت است، تغییرات فصلی ایزوتوپی است. با تغییر فصول و به تبع آن تغییر پارامترهای هواشناسی، ویژگی‌های خطوط جوی در فصول مختلف متفاوت است. نمونه‌های مربوطه به فصل تابستان، زیر خط جهانی قرار گرفته و نسبت به نمونه‌های سایر فصول نیز، به سمت راست نمودار، جابجایی نشان می‌دهند. این جابجایی، به خاطر تبخیر آب باران و در نتیجه غنی‌شدن باقیمانده آن از ایزوتوپ‌ها سنگین (اکسیژن - ۱۸ و دوتریم) است. بر خلاف نمونه‌های تابستان، نمونه‌های فصل زمستان و فصل پاییز، تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. نمونه‌های فصل بهار، در بین فصل‌های یادشده قرار می‌گیرند. شایان ذکر است، فرآیند تهی‌شدگی در نمونه‌ها کاملاً منطبق بر چرخه تکاملی ایزوتوپی است. بر اساس چرخه تکاملی ایزوتوپی، با فاصله گرفتن از اقیانوس‌ها، بارش‌ها از محتوی ایزوتوپی، تهی‌تر می‌شوند.

۴-۲-۴- ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی

همان‌گونه که بیان شد، در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، طی دو سال از ۵۰ حلقه چاه‌ها (۴۱ حلقه چاه دو دوره و ۹ حلقه چاه نیز یک دوره) در سه فصل مختلف (بهار، تابستان و زمستان)، نمونه‌برداری شده‌اند. علاوه بر این، از ۱۱ دهانه چشمه نیز یک دوره نمونه‌برداری ایزوتوپی انجام شده است. بررسی خصوصیات آماری داده‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد، میانگین ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های آب زیرزمینی بین ۷/۲ - تا ۱۱/۸۷ - پرمیل برای اکسیژن ۱۸ و ۴۷/۸۱ - تا ۷۷/۷۵ - پرمیل نیز برای دوتریم متغیر است. میانگین اکسیژن-۱۸ و دوتریم در آبخوان مشهد - چناران، به ترتیب ۸/۸۱ - و ۵۹ - پرمیل است. در بین چشمه‌ها نیز، محتوی ایزوتوپی به ترتیب برای اکسیژن - ۱۸، بین ۶/۵۶ - و ۹/۹۹ پرمیل و برای دوتریم نیز بین ۴۰/۶۳ و ۶۵/۲۶ پرمیل در تغییر است. میانگین چشمه‌ها برای دوتریم ۵۳/۴۲ - و اکسیژن - ۱۸، نیز ۸/۴۳ - است.

با نمایش ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی بر روی نمودار خط جوی مشهد - چناران (شکل ۴-۱۳)، مشاهده می‌شود میانگین ترکیب ایزوتوپی بیشتر چاه‌ها، از میانگین وزنی ماهانه بارش‌های جوی در محدوده مطالعاتی، سبک‌تر است. همان‌گونه که پیش از این بیان شد، ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی تابعی از ویژگی‌های ترکیب ایزوتوپی آب‌های تغذیه‌کننده (آب باران، آب‌های سطحی و ...) و فرآیندهایی مؤثر بر تغییرات ترکیب ایزوتوپی است. با توجه به سبک بودن محتوی ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی نسبت به آب باران، تغذیه در فصل‌های سرد سال (پاییز و زمستان) نسبت به سایر فصول غالب‌تر است. این نتیجه، با شرایط اقلیمی منطقه و الگوهای تغییرات هیدرولیکی آبخوان (رفتار هیدروگراف و نقشه‌های هم‌تراز) نیز هم‌خوانی دارد. رابطه بین میانگین ماهانه و فصلی محتوی ایزوتوپی دوتریم و اکسیژن در نمونه‌های آب زیرزمینی، در جدول ۴-۱۲ ارائه شده است.



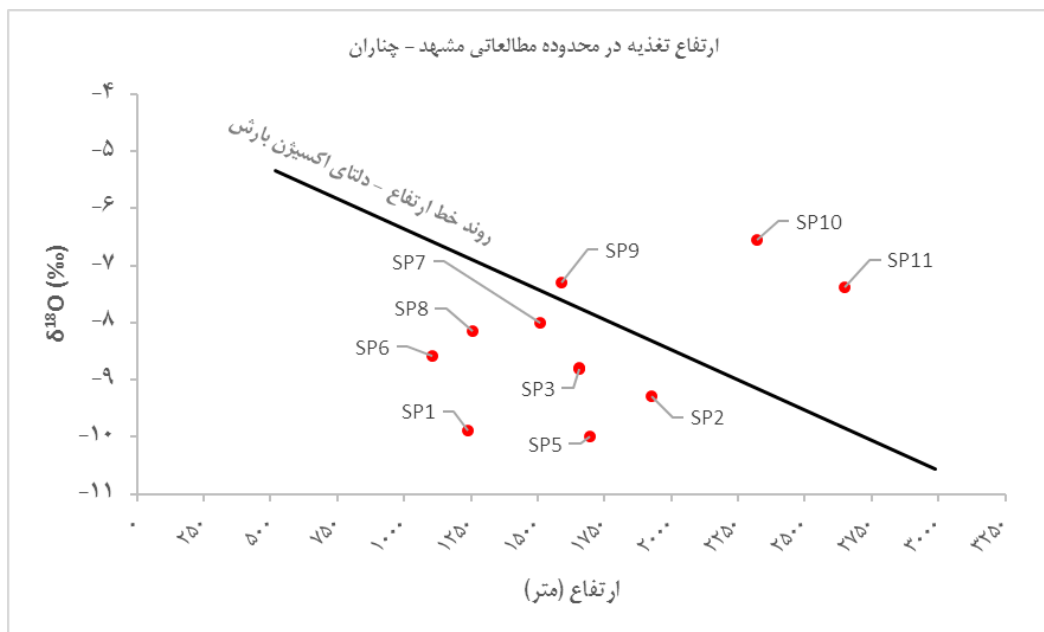
شکل ۴-۱۳- نمایش ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی بر روی نمودار خط جوی مشهد - چناران

جدول ۴-۱۲- معادله خطوط آب زیرزمینی بر مبنای میانگین وزنی ایزوتوپی ماهانه

ردیف	نام منبع آبی	دوره	شیب خط	عرض از مبدأ	R ²	معادله خط
۱		ماهانه	۵/۸۱	- ۷/۸۳	۰/۷۶	$\delta D \text{ ‰} = -7.83 + 5.81 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۲		فصل بهار	۶/۰۲	- ۶/۹۴	۰/۷۵	$\delta D \text{ ‰} = -6.94 + 6.02 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۳	چاه‌ها	فصل تابستان	۶/۴۷	- ۱/۹۴	۰/۶۸	$\delta D \text{ ‰} = 1.94 + 6.47 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۴		فصل پاییز	۴/۷۵	- ۱۶/۸۶	۰/۷۶	$\delta D \text{ ‰} = -16.86 + 4.75 \delta^{18}O \text{ ‰}$
۵		فصل زمستان	—	—	—	—
۶	چشمه‌ها	ماهانه	۶/۱۷	- ۱/۴۵	۰/۸۹	$\delta D \text{ ‰} = -1.45 + 6.17 \delta^{18}O \text{ ‰}$

۴-۲-۳- ارزیابی ارتفاع تغذیه

برای محاسبه میانگین ارتفاع تغذیه در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، از نمونه‌های ایزوتوپی چشمه‌ها و خط جوی محلی مشهد - چناران استفاده شده است. چشمه‌ها، معرف جریان‌های ورودی زیرزمینی به آبخوان هستند و اطلاعات مناسبی در خصوص تغذیه را ارائه می‌دهند. با نمایش میانگین محتوی ایزوتوپی اکسیژن - ۱۸ چشمه‌ها بر روی نمودار ارتفاع - محتوی ایزوتوپی اکسیژن - ۱۸ آب باران، ارتفاع تقریبی تغذیه محاسبه شده است. بدین ترتیب چشمه‌هایی که در زیر خط ارتفاع - محتوی ایزوتوپی اکسیژن - ۱۸ آب باران قرار می‌گیرند، بیانگر تغذیه در ارتفاعات بالاتر هستند. میانگین ارتفاع تغذیه از برون‌یابی محل قرارگیری هر چشمه روی نمودار به طرف خط ارتفاع - ایزوتوپ و سپس قرائت ارتفاع متناظر با آن، به دست می‌آید. به عبارت دیگر، در صورتی که موقعیت چشمه‌ها با یک خط افقی به نمودار ارتفاع - ایزوتوپ وصل شود، ارتفاع تغذیه چشمه به دست می‌آید. رابطه ارتفاع با دلتای اکسیژن - ۱۸ چشمه‌ها و دلتای اکسیژن - ۱۸ آب باران در شکل ۴-۱۴ نمایش داده شده است. ارتفاع تغذیه چشمه‌هایی که در زیر خط روند ارتفاع - دلتای اکسیژن بارش قرار می‌گیرند، قابل محاسبه است. برای چشمه‌هایی که در بالای خط قرار می‌گیرند، داده‌های بارش جمع‌آوری شده کفایت نمی‌کند و باید از ایستگاه‌هایی که در ترازهای ارتفاعی بالاتر قرار دارند و بیانگر تغذیه در ارتفاعات بالا می‌باشند، استفاده شود. با توجه به این توضیحات، ارتفاع تغذیه در چشمه‌های مهم محاسبه و نتیجه در جدول ۴-۱۳ ارائه شده است. بر اساس نتایج به دست آمده، چشمه‌های چنار دولت‌آباد، گل‌مکان و قلقلی زشک در بالای خط بارش قرار گرفته و تعیین ارتفاع تغذیه برای آن‌ها انجام نشده است. حداقل ارتفاع تغذیه، مربوط به چشمه چشمه خواجه روستای بهره است که حدود ۱۷۷۷ متر برآورد شده است. این چشمه در حوضه رودخانه کارده - مارشک واقع شده و بیانگر تغذیه زیرزمینی از دامنه‌های شمالی دشت مشهد می‌باشد.



شکل ۴-۱۴- نمودار ارتفاع - محتوی ایزوتوپی اکسیژن -۱۸ آب باران

جدول ۴-۱۳- ارتفاع تغذیه چشمه‌های مهم در محدوده مطالعاتی مشهد - چناران

ردیف	نام ایستگاه	کد ایستگاه	ارتفاع مظهر (متر)	ارتفاع تغذیه (متر)
۱	چشمه گیلان	SP6	۱۱۰۴	۲۰۵۶
۲	چشمه ده سرخ	SP1	۱۲۳۹	۲۶۷۲
۳	چشمه اندررخ	SP8	۱۲۵۶	۱۸۴۸
۴	چشمه خواجه روستای بهره	SP7	۱۵۱۱	۱۷۷۷
۵	چشمه چنار دولت‌آباد	SP9	۱۵۹۰	-
۶	چشمه کارتون بقمچ	SP3	۱۶۵۶	۲۱۶۰
۷	چشمه بقمچ	SP4	۱۶۵۶	۲۱۴۶
۸	چشمه حمام چکنه علیا	SP5	۱۶۹۶	۲۷۲۰
۹	چشمه آب شفا	SP2	۱۹۲۵	۲۳۸۳
۱۰	چشمه سبز گلکان	SP10	۲۳۲۱	-
۱۰	چشمه قلقلی زشک	SP11	۲۶۴۹	-
میانگین			۱۶۹۱	۲۲۲۰

۴-۲-۴- تخمین تغذیه با استفاده از مدل آلیسون

در مناطق خشک و نیمه‌خشک، ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی، معمولاً تحت تأثیر تبخیر نسبت به آب‌های جوی سنگین‌تر است. ساده‌ترین مدل ارائه شده برای برآورد تغذیه آبخوان، مدل آلیسون است. بر اساس مدل آلیسون، مقدار جابجایی خط آب زیرزمینی از خط جوی، بیانگر مقدار تغذیه است.

تغذیه آبخوان مشهد - چناران با استفاده از روابط آلیسون محاسبه و نتیجه در جدول ۴-۱۴ ارائه شده است. همان گونه که دیده می شود، از ۵۰ حلقه چاه نمونه برداری شده، در ۳۳ حلقه، مقدار تغذیه به درستی برآورد شده است. مقایسه نتایج نشان می دهد همواره تغذیه برآورده شده با استفاده از جابجایی محتوی ایزوتوپی دوتریم، به طور میانگین حدود ۱/۳ درصد کمتر از تغذیه برآورد شده است. با در نظر گرفتن مقدار ۲۱۸/۵ میلی متر بر سال برای میانگین بارندگی سالانه، میانگین تغذیه در آبخوان مشهد - چناران، با استفاده از محتوی ایزوتوپی اکسیژ - ۱۸، حدود ۲۶/۴۵ درصد و با استفاده از محتوی ایزوتوپی دوتریم حدود ۲۴/۷۵ درصد برآورد شده است. بیشترین مقدار تغذیه در محل چاه شیرحصار (بین ۸۱/۲۵ تا ۸۴/۹۹ درصد) و کمترین نیز در محل چاه کلاته معاون (بین ۲/۹۷ تا ۳/۱۷ درصد) برآورد شده است.

ارزیابی مدل پیشنهادی آلیسون نشان می دهد، تغذیه آب زیرزمینی برای بیش از ۶۵ درصد چاه ها، منطقی و مناسب برآورد شده است. مدل مورد استفاده برای ۱۷ حلقه چاه، نتایج غیر منطقی ارائه می دهد و مقدار تغذیه برآورد شده، بیش از مقدار میانگین بارندگی در سطح محدوده مطالعاتی است. این چاه ها حذف شده اند.

جدول ۴-۱۴- برآورد مقدار تغذیه بر اساس جابجایی محتوی ایزوتوپی آب زیرزمینی نسبت به خط آب جوی محلی

ردیف	نام محل	میانگین ایزوتوپی آب زیرزمینی (‰)		مقدار جابجایی (‰)		تغذیه (میلی متر)		نسبت تغذیه به بارش (درصد)	
		$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$ shift	$\delta^{18}\text{O}$ shift	R $\delta^2\text{H}$	R $\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$
۱	حاجی آباد	-۸/۹۹	-۶۲/۱۱	-۰/۴۲	۳/۲۱	۴۶/۹۷	۵۱/۰۲	۲۳/۳۲	۲۱/۴۷
۲	هلالی	-۹/۰۱	-۵۴/۷۱	۰/۵۷	-۴/۳۵	۲۵/۵۸	۲۷/۷۰	۱۲/۶۶	۱۱/۶۹
۳	گندم خواب	-۸/۳۲	-۵۶/۲۱	-۰/۳۲	۲/۴۲	۸۲/۶۴	۸۷/۸۹	۴۰/۱۷	۳۷/۷۷
۴	مردارکشان	-۸/۹۶	-۶۲/۴۰	-۰/۵۰	۳/۷۶	۳۶/۲۳	۳۶/۰۰	۱۶/۴۵	۱۵/۶۴
۵	موچنان	-۸/۳۰	-۶۰/۴۴	-۰/۸۹	۶/۷۷	۱۰/۵۶	۱۱/۳۶	۵/۱۹	۴/۸۳
۶	بهمن جان سفلی	-۱۰/۳۴	-۷۱/۴۰	-۰/۳۰	۲/۳۰	۹۱/۴۹	۱۰۰/۰۰	۴۵/۷۰	۴۱/۸۱
۷	حسن آباد	-۸/۸۰	-۶۱/۱۸	-۰/۵۰	۳/۷۵	۳۶/۴۲	۳۶/۰۰	۱۶/۴۵	۱۵/۷۳
۸	گلک	-۹/۲۳	-۵۷/۷۶	۰/۳۹	-۲/۹۳	۵۶/۳۸	۵۹/۱۷	۲۷/۰۴	۲۵/۷۷
۹	ملی	-۹/۷۰	-۵۹/۳۳	۰/۶۵	-۴/۹۶	۱۹/۶۷	۲۱/۳۰	۹/۷۳	۸/۹۹
۱۰	قازقان	-۸/۳۰	-۵۸/۲۲	-۰/۶۰	۴/۵۸	۲۳/۰۷	۲۵/۰۰	۱۱/۴۳	۱۰/۵۴
۱۱	شاهراه	-۸/۴۸	-۶۰/۲۱	-۰/۶۹	۵/۲۱	۱۷/۸۳	۱۸/۹۰	۸/۶۴	۸/۱۵
۱۲	کلاته شفیع	-۸/۹۰	-۶۴/۱۱	-۰/۷۸	۵/۸۸	۱۴/۰۰	۱۴/۷۹	۶/۷۶	۶/۴۰
۱۳	شیرحصار	-۸/۲۲	-۵۴/۷۲	-۰/۲۲	۱/۶۵	۱۷۷/۷۸	۱۸۵/۹۵	۸۴/۹۹	۸۱/۲۵
۱۴	کلاته خانو	-۹/۵۱	-۵۹/۹۴	۰/۳۸	-۲/۸۷	۵۸/۷۶	۶۲/۳۳	۲۸/۴۹	۲۶/۸۶
۱۵	نومهن	-۹/۷۳	-۶۱/۰۶	۰/۴۵	-۳/۴۲	۴۱/۳۸	۴۴/۴۴	۲۰/۳۱	۱۸/۹۱
۱۶	نهرآباد	-۹/۰۴	-۶۱/۵۲	-۰/۲۹	۲/۲۳	۹۷/۳۳	۱۰۷/۰۲	۴۸/۹۱	۴۴/۴۸
۱۷	سعدآباد	-۷/۸۰	-۵۶/۱۸	-۰/۸۴	۶/۳۳	۱۲/۰۸	۱۲/۷۶	۵/۸۳	۵/۵۲
۱۸	مهدی آبادبازه حوض	-۷/۷۶	-۵۳/۷۳	-۰/۵۵	۴/۱۸	۲۷/۷۰	۲۹/۷۵	۱۳/۶۰	۱۲/۶۶
۱۹	آبگرگ	-۹/۷۰	-۶۸/۸۸	-۰/۶۱	۴/۵۹	۲۲/۹۷	۲۴/۱۹	۱۱/۰۶	۱۰/۵۰
۲۰	شیرحصار	-۸/۲۷	-۶۰/۳۹	-۰/۹۲	۶/۹۴	۱۰/۰۵	۱۰/۶۳	۴/۸۶	۴/۵۹
۲۱	کلاته معاون	-۷/۲۰	-۵۳/۹۳	-۱/۱۴	۸/۶۳	۶/۹۳	۶/۹۳	۳/۱۷	۲/۹۷
۲۲	دهنه اخلمد	-۹/۱۲	-۵۷/۵۲	۰/۳۱	-۲/۳۴	۸۸/۳۹	۹۳/۶۵	۴۲/۸۰	۴۰/۴۰
۲۳	جعفرآباد	-۱۱/۸۷	-۷۷/۷۵	۰/۳۹	-۲/۹۵	۵۵/۶۲	۵۹/۱۷	۲۷/۰۴	۲۵/۴۲
۲۴	شتربا	-۸/۹۸	-۶۰/۵۰	-۰/۲۲	۱/۶۷	۱۷۳/۵۵	۱۸۵/۹۵	۸۴/۹۹	۷۹/۳۲
۲۵	لنگر	-۸/۱۲	-۵۰/۰۵	۰/۳۰	-۲/۲۶	۹۴/۷۶	۱۰۰/۰۰	۴۵/۷۰	۴۳/۳۱
۲۶	گوارشک	-۷/۸۳	-۵۵/۱۵	-۰/۶۶	۵/۰۴	۱۹/۰۵	۲۰/۶۶	۹/۴۴	۸/۷۱
۲۷	حسین آباد جلدک	-۷/۵۴	-۵۱/۳۰	-۰/۴۵	۳/۴۲	۴۱/۳۸	۴۴/۴۴	۲۰/۳۱	۱۸/۹۱
۲۸	بهمن جان	-۸/۹۴	-۵۶/۲۳	۰/۳۰	-۲/۳۰	۹۱/۴۹	۱۰۰/۰۰	۴۵/۷۰	۴۱/۸۱
۲۹	سیس آباد	-۸/۰۱	-۵۴/۲۰	-۰/۳۶	۲/۷۲	۶۵/۴۲	۶۹/۴۴	۳۱/۷۴	۲۹/۹۰
۳۰	محمدآباد	-۷/۹۸	-۵۶/۶۵	-۰/۷۱	۵/۴۰	۱۶/۶۰	۱۷/۸۵	۸/۱۶	۷/۵۹
۳۱	دیزاوند	-۹/۷۷	-۶۷/۷۰	-۰/۳۸	۲/۸۸	۵۸/۳۵	۶۲/۳۳	۲۸/۴۹	۲۶/۶۷
۳۲	بینابید	-۸/۴۳	-۵۹/۰۶	-۰/۵۸	۴/۴۰	۲۵/۰۰	۲۶/۷۵	۱۲/۲۳	۱۱/۴۳
۳۳	گنبدواز	-۸/۳۷	-۵۶/۰۲	-۰/۲۴	۱/۸۲	۱۴۶/۱۲	۱۵۶/۲۵	۷۱/۴۱	۶۶/۷۸
		میانگین				۵۴/۱۶	۵۷/۸۷	۲۶/۴۵	۲۴/۷۵

۴-۲-۴-۵- تخمین تغذیه با استفاده از بیلان جرمی ایزوتوپ

با استفاده معادله بیلان جرم ایزوتوپی و درصد مشارکت اعضاء انتهایی، مقدار تغذیه در دشت مشهد - چناران برآورد شده است. در صورتی که فرض شود، آب زیرزمینی از اختلاط دو عضو اصلی شامل آب باران و ورودی‌های زیرزمینی تشکیل شده است، می‌توان درصد اختلاط و سهم مشارکت هر یک از اعضاء را مشخص نمود. با توجه به اینکه در محدوده مطالعاتی، رودخانه دایمی که کل دشت را تحت تأثیر قرار دهد وجود ندارد، بنابراین از مؤلفه آب سطحی صرف‌نظر شده است. به عبارت دیگر، مجموع درصد مشارک جریان‌های زیرزمینی و بارش در تغذیه، برابر یک (۱) است. در مواردی که بر اساس بررسی‌های کمی، مؤلفه‌های غیر از باران و ورودی‌های زیرزمینی از جمله تغذیه از سنگ کف و یا تغذیه از فاضلاب‌های شهری و صنعتی محرز باشد، چاه مورد نظر از محاسبه‌ها حذف شده است. با در نظر گرفتن این انگاره‌ها، میانگین تغذیه با استفاده از معادله بیلان جرم ایزوتوپی محاسبه و نتایج در جدول ۴-۱۵ شده است. بر اساس نتایج، میانگین تغذیه با استفاده از محتوی ایزوتوپی دوتریم حدود ۲۴ و با استفاده از اکسیژن-۱۸ نیز حدود ۳۴ درصد برآورد شده است.

پس از تعیین درصد هر یک از مؤلفه‌های مؤثر بر تغذیه، سهم نسبی بارش‌های فصل‌تر و خشک با استفاده از رابطه‌های ۲۲ و ۲۳ محاسبه شده است. برای برآوردها، پاییز و زمستان به عنوان فصل‌های تر (مرطوب) و تابستان نیز به عنوان فصل خشک در نظر گرفته شده است. براین اساس، از میانگین محتوی ایزوتوپی اکسیژن-۱۸ و دوتریم بارش‌ها در این فصول استفاده شده است. برای آب زیرزمینی نیز، از میانگین محتوی ایزوتوپی چاه‌ها استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که حدود ۸۵ درصد (بر اساس اکسیژن-۱۸) تا ۸۷ درصد (بر اساس دوتریم) تغذیه آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران در فصل‌های پاییز و زمستان صورت می‌گیرد. نتایج در جدول ۴-۱۶ نمایش داده شده است.

جدول ۴-۱۵- برآورد مقدار تغذیه بر اساس بیلان جرم ایزوتوپی میانگین آب زیرزمینی و میانگین وزنی ماهانه بارش

ردیف	نام محل	میانگین ایزوتوپی آب زیرزمینی (%)		حداقل محتوی ایزوتوپی چشمه (%)		میانگین وزنی ماهانه ایستگاه معرف (%)		تغذیه (درصد)	
		$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	R $\delta^{18}\text{O}$	R δD
۱	گل خونی	-۹/۱۳	-۵۹/۳۸	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۲۵/۶۷	۲۱/۸۱
۲	حاجی آباد	-۸/۹۹	-۶۲/۱۱	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۲۹/۸۵	۱۱/۶۸
۳	شیرشتر	-۸/۴۶	-۵۶/۲۳	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۴۵/۸۲	۳۳/۴۷
۴	هلالی	-۹/۰۱	-۵۴/۷۱	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۲۹/۲۵	۳۹/۱۰
۵	امرغان	-۸/۲۳	-۵۲/۸۲	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۵۲/۶۹	۴۶/۱۱
۶	گندم خواب	-۸/۳۲	-۵۶/۲۱	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۵۰/۰۰	۳۳/۵۴
۷	مردارکشان	-۸/۹۶	-۶۲/۴۰	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۳۰/۹۰	۱۰/۶۰
۸	موچنان	-۸/۳۰	-۶۰/۴۴	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۵۰/۴۵	۱۷/۸۷
۹	حسن آباد	-۸/۸۰	-۶۱/۱۸	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۳۵/۶۷	۱۵/۱۲
۱۰	گلک	-۹/۲۳	-۵۷/۷۶	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۲۲/۸۴	۲۷/۸۰
۱۱	ملی	-۹/۷۰	-۵۹/۳۳	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۸/۶۶	۲۱/۹۸
۱۲	قازقان	-۸/۳۰	-۵۸/۲۲	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۵۰/۶۰	۲۶/۱۱
۱۳	شاهراه	-۸/۴۸	-۶۰/۲۱	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۴۵/۲۲	۱۸/۷۲
۱۴	دهنه اخلمد	-۹/۲۹	-۶۱/۹۵	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۲۱/۰۴	۱۲/۲۷
۱۵	کلانه شفیع	-۸/۹۰	-۶۴/۱۱	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۳۲/۵۴	۴/۲۸
۱۶	حکیم آباد	-۹/۶۱	-۶۳/۹۶	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۱۱/۴۹	۴/۸۲
۱۷	شیرحصار	-۸/۲۲	-۵۴/۷۲	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۵۲/۸۴	۳۹/۰۷
۱۸	کلانه خانو	-۹/۵۱	-۵۹/۹۴	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۱۴/۴۸	۱۹/۷۴
۱۹	نومهن	-۹/۷۳	-۶۱/۰۶	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۷/۹۱	۱۵/۵۷
۲۰	گازارگاه تبادکان	-۸/۶۴	-۵۵/۶۱	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۴۰/۳۰	۳۵/۷۹
۲۱	خیج	-۸/۶۲	-۵۵/۴۶	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۴۰/۹۰	۳۶/۳۲
۲۲	نهر آباد	-۹/۰۴	-۶۱/۵۲	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۲۸/۳۶	۱۳/۸۸
۲۳	جیم آباد	-۹/۶۳	-۶۴/۴۴	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۱۰/۹۰	۳/۰۶
۲۴	قزل حصار	-۹/۸۰	-۶۴/۷۵	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۵/۶۷	۱/۹۱
۲۵	دهنه اخلمد	-۹/۱۲	-۵۷/۵۲	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۲۶/۱۲	۲۸/۷۱
۲۶	شترپا	-۸/۹۸	-۶۰/۵۰	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۳۰/۱۵	۱۷/۶۴
۲۷	لنگر	-۸/۱۲	-۵۰/۰۵	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۵۵/۸۲	۵۶/۳۸
۲۸	حسین آباد گلمکان	-۸/۶۸	-۵۶/۰۶	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۳۹/۲۵	۳۴/۱۰
۲۹	نوبهار	-۸/۵۰	-۵۵/۹۰	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۴۴/۴۸	۳۴/۶۹
۳۰	بهمن جان	-۸/۹۴	-۵۶/۲۳	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۳۱/۳۴	۳۳/۴۷
۳۱	محمد آباد	-۷/۹۸	-۵۶/۶۵	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۶۰/۰۰	۳۱/۹۳
۳۲	بینابید	-۸/۴۳	-۵۹/۰۶	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۴۶/۵۷	۲۲/۹۸
۳۳	گنبدواز	-۸/۳۷	-۵۶/۰۲	-۹/۹۹	-۶۵/۲۶	-۳۸/۲۸	-۶/۶۴	۴۸/۳۶	۳۴/۲۵
		میانگین							
		۲۴/۳۹		۳۴/۱۲					

جدول ۴-۱۶- برآورد سهم نسبی بارش‌های فصل تر و خشک در تغذیه

ردیف	نام محل	میانگین ایزوتوپی آب زیرزمینی (%)	میانگین بارش‌های فصل تر (%)	میانگین بارش‌های فصل خشک (%)	تغذیه در فصل تر (درصد)		
		$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD
۱	گل خونی	-۵۶/۵۱	-۸/۶۸	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲	حاجی‌آباد	-۵۷/۴۳	-۸/۴۶	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۳	شیرشتر	-۵۵/۸۸	-۸/۳۳	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۴	هلالی	-۵۴/۷۱	-۹/۰۱	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۵	امرغان	-۵۲/۰۳	-۸/۱۸	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۶	گندم خواب	-۵۴/۸۲	-۷/۸۵	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۷	مردارکشان	-۶۱/۳۶	-۸/۶۷	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۸	موچنان	-۵۱/۷۷	-۶/۸۱	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۹	حسن‌آباد	-۵۹/۶	-۸/۷۸	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۰	گلک	-۵۶/۳۳	-۸/۸۳	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۱	قازقان	-۵۷/۴۳	-۸/۲۲	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۲	شاهراه	-۵۷/۶۱	-۸/۳۴	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۳	دهنه اخلمد	-۶۰/۵۹	-۸/۸	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۴	کلاته شفیع	-۶۲/۲۸	-۸/۵۹	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۵	حکیم‌آباد	-۶۲/۰۹	-۹/۱۲	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۶	شیرحصار	-۵۲/۶۱	-۷/۷۳	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۷	کلاته خانو	-۵۸/۷۵	-۹/۱	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۸	نومهن	-۵۸/۶۱	-۹/۴۲	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۱۹	گازارگاه تبادکان	-۵۵/۱۲	-۸/۴۱	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۰	بلوار ابوریحان	-۵۳/۴۲	-۸/۱۹	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۱	خیج	-۵۵/۴۶	-۸/۶۲	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۲	نهرآباد	-۵۸/۶۷	-۸/۹۹	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۳	سعدآباد	-۵۳/۱۳	-۷/۶۸	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۴	مزرعه نمونه	-۵۱/۱۸	-۷/۳	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۵	مهدی‌آبادبازه‌حوض	-۵۲/۸۷	-۷/۳۵	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۶	قلعه خیابان	-۵۱/۷۹	-۸/۰۹	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۷	شیرحصار	-۶۰/۳۹	-۸/۲۷	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۸	جیم‌آباد	-۵۹/۶۵	-۸/۷۸	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۲۹	قاسم‌آباد	-۴۷/۸۱	-۷/۶۳	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۳۰	کلاته معاون	-۴۹/۹	-۷/۰۲	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۳۱	دهنه اخلمد	-۵۷/۵	-۸/۷۵	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۳۲	شترپا	-۶۰/۳۲	-۸/۹۳	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶
۳۳	لنگر	-۵۰/۰۵	-۸/۱۲	-۹/۳۹	-۶۲/۱۸	-۱/۸۴	-۱۰/۴۶

ردیف	نام محل	میانگین ایزوتوپی آب زیرزمینی (‰)	میانگین بارش‌های فصل تر (‰)	میانگین بارش‌های فصل خشک (‰)	تغذیه در فصل تر (درصد)
		$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^2\text{H}$	$\text{R}\delta^{18}\text{O}$ $\text{R}\delta^2\text{H}$
۳۴	گوارشک	-۵۳/۶۸ -۷/۳۶	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۸۳/۵۷% ۷۳/۱۳%
۳۵	حسین‌آباد گلمکان	-۵۱/۰۶ -۸/۵۶	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۷۸/۵۰% ۸۹/۰۱%
۳۶	حسین‌آباد جلدک	-۵۱/۲۵ -۷/۲	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۷۸/۸۷% ۷۱/۰۱%
۳۷	نوبهار	-۵۴/۴۳ -۸/۰۶	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۸۵/۰۲% ۸۲/۴۰%
۳۸	یهمن‌جان	-۵۴/۴۹ -۸/۸	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۸۵/۱۳% ۹۲/۱۹%
۳۹	سیس‌آباد	-۵۴/۲ -۸/۰۱	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۸۴/۵۷% ۸۱/۷۳%
۴۰	محمدآباد	-۵۴/۵۸ -۷/۸۷	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۸۵/۳۱% ۷۹/۸۸%
۴۱	بینابید	-۵۸/۰۳ -۸/۳۸	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۹۱/۹۸% ۸۶/۶۳%
۴۲	گنبدواز	-۵۴/۵۳ -۸/۱۴	-۶۲/۱۸ -۹/۳۹	-۱۰/۴۶ -۱/۸۴	۸۵/۲۱% ۸۳/۴۵%
		میانگین			
					۸۷/۲۲% ۸۵/۲۰%

در این بخش با استفاده از روابط تجربی که قبلاً توضیح داده شده‌اند، مقدار تغذیه آب زیرزمینی برآورد شده و نتایج در

جدول ۴-۱۷ است. از بین روش‌ها تجربی، روش گاتمن و زوکرمن که برای مناطق با میانگین بارندگی کمتر از ۳۰۰ میلیمتر بر سال توسعه داده شده، مناسب است.

ردیف	رابطه تجربی	میانگین بارندگی (میلی‌متر)	تغذیه (میلی‌متر)	درصد تغذیه	ملاحظات
۱	روش گلداشمیت و جاکوبز	۲۱۸/۵۰	۱۲۱/۶۹ -	۵۵/۶۹ -	غیرقابل قبول
۲	روش ماندل و شیفتن	۲۱۸/۵۰	۱۲۷/۳۵ -	۵۸/۲۸ -	غیرقابل قبول
۳	روش گاتمن و زوکرمن	۲۱۸/۵	۳۲/۷۸	۱۵/۰۰	منطقی
۴	روش گاتمن و زوکرمن ۲	۲۱۸/۵۰	۱۷/۳۳	۷/۹۳	غیرقابل قبول

۲۱۲

۴-۳- برآورد تعیین زمان تأخیر تأثیر بارش بر آب زیرزمینی

زمان تأخیر، یک ویژگی خاص منطقه است که زمان لازم برای ورودی آب از سطح زمین، انتقال در منطقه غیراشباع و سپس ایجاد پاسخ در سطح ایستابی را نشان می‌دهد. این پارامتر، نشانه‌ای از مدت زمان لازم برای رسیدن بارش‌ها به سطح آب زیرزمینی از طریق منطقه غیر اشباع است. به عبارت دیگر، زمان تأخیر، فاصله زمانی بین وقوع یک رخداد بارش و واکنش سطح ایستابی نسبت به آن است. عوامل مختلفی از جمله جریان‌های ترجیحی، رطوبت پیشین خاک، هدایت هیدرولیکی منطقه غیراشباع، چرخه‌های برداشت محصول، الگوهای ناحیه‌ای اقلیمی و عمق سطح ایستابی بر روی زمان تأخیر تأثیر می‌گذارند. با در نظر گرفتن دو اصل توأمی و هم‌تغییری، رابطه آماری بین تغییرات سطح ایستابی و بارندگی، رابطه علت و معلولی است و همواره تغییرات سطح آب زیرزمینی متأثر از بارندگی است. در این پژوهش، رابطه آماری بین بارندگی و تغییرات سطح آب زیرزمینی با استفاده از آزمون همبستگی متقابل ارزیابی شده است. ضریب همبستگی متقابل بین دو متغیر، برای چاه‌های مشاهده‌ای معرف در دو سطح خطای آزمون ($\alpha=0.05$ و $\alpha=0.1$) محاسبه و معنی‌دار بودن رابطه نیز از طریق آزمون آندرسون و آماره تصمیم P-Value بررسی و ارزیابی شده است. نتایج بر روی همبستگی نگار متقابل رسم و برای چاه‌های معرف در شکل ۴-۱۶ تا شکل ۴-۲۳ ارائه شده است. در همبستگی نگار متقابل، ماه صفر (۰) معادل مهرماه و ماه ۱۱ نیز معادل شهریور سال بعد (یک سال آبی) تعریف شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، در اغلب چاه‌ها پس از گذشت حدود ۲ تا ۳ ماه ضرایب همبستگی معنی‌دار شده و سپس تا حدود ماه هفت و هشت این روند ادامه دارد. مابرای این ماه‌ها، یعنی از ماه صفر (مهر) تا حدود ماه ۳ و از ماه ۸ تا ماه ۱۲، همبستگی معنی‌دار نیست و بارندگی‌ها تأثیری بر تغییرات سطح آب زیرزمینی ندارند. زمان تأخیر برای چاه‌های مشاهده‌ای بر اساس بیشترین ضریب همبستگی متقابل و با در نظر گرفتن سطح معنی‌داری در جدول ۴-۱۹ ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهند، مقادیر محاسبه شده، ضریب همبستگی متقابل از حداقل ۰/۱۲۹ در چاه مشاهده‌ای تنگل شور - مرغ پردک (رابطه ضعیف) تا ۰/۴۹۵ در چاه مشاهده‌ای کلاته شیخها (رابطه متوسط) در تغییر است. بررسی آماره تصمیم P-Value نشان می‌دهد، رابطه تغییرات زمانی سطح آب و بارش در دو سطح خطای $\alpha=0.05$ و $\alpha=0.1$ به ترتیب برای ۷۷ و ۹۷ درصد چاه‌ها معنی‌دار است. این رابطه، در سطح خطای ۹۵ درصد، برای ۷ حلقه چاه مشاهده‌ای دوغایی، قره‌چاه، شورچه، یکه‌لنگه، چمگرد، قهقهه و تنگل شور - مرغ پردک و در سطح خطای ۹۰ درصد نیز فقط برای چاه مشاهده‌ای شورچه معنی‌دار

نمی‌باشد. بررسی موقعیت این چاه‌ها، نشان می‌دهد اغلب آن‌ها یا در ورودی‌های آبخوان و یا در خروجی آبخوان قرار گرفته و ستون زمین‌شناسی آن‌ها تا عمق برخورد به سطح آب، حاوی لایه‌های رسی و مارنی است که از نفوذ مستقیم آب باران به آبخوان جلوگیری می‌کنند. علاوه بر محدودیت‌های زمین‌شناسی، بهره‌برداری شدید از منابع آب زیرزمینی نیز یکی دیگر از عوامل تأثیرگذار بر تغییرات سطح ایستابی در محل این چاه‌ها است. بر اساس زمان تأخیر محاسبه شده، چاه‌های مشاهده‌ای به دو گروه تقسیم‌بندی شده‌اند. گروه اول، شامل چاه‌هایی است که واکنش سطح آب در آن‌ها نسبت به بارندگی نسبتاً سریع‌تر و در طی یک فصل اتفاق می‌افتد. حداکثر زمان تأخیر در این چاه‌ها کمتر از ۳ ماه است. گروه دوم نیز شامل چاه‌هایی است که زمان واکنش سطح آب زیرزمینی به بارندگی در طی چند فصل و زمان تأخیر آن‌ها بیش از ۳ ماه است. با مقایسه سری زمانی بارندگی و سطح آب زیرزمینی و تطبیق آن با زمان تأخیر، مشاهده می‌شود بیشترین مقدار تغذیه آب زیرزمینی پس از شروع فصل بارندگی در پاییز، از حدود آبان و آذر هر سال شروع و تا فروردین و اردیبهشت سال بعد با درجات مختلف تداوم دارد.

۴-۳-۱- ارزیابی تأثیر عوامل مختلف بر زمان تأخیر

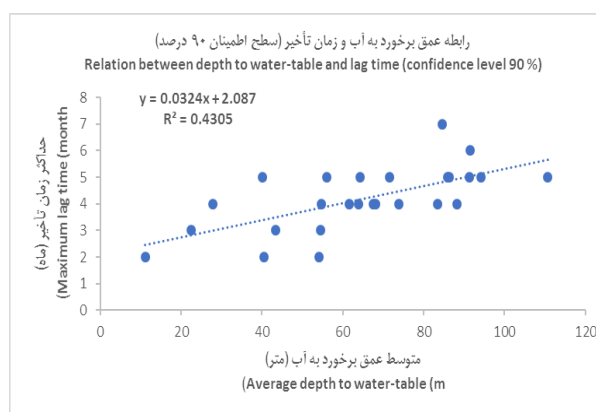
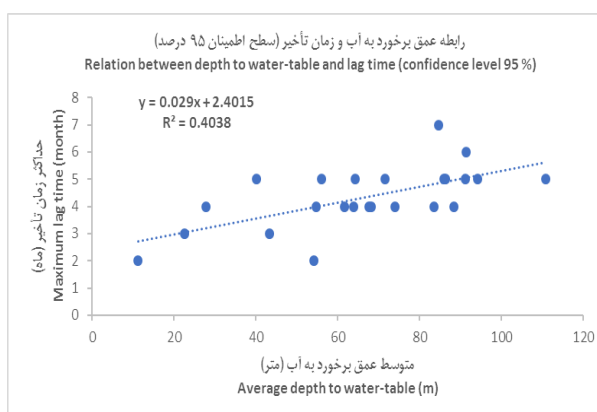
با توجه به ضخامت پوشش لایه خاک فوقانی، خصوصیات ناحیه غیراشباع، عمق برخورد به سطح آب، مقدار و شدت بارندگی، تراز سطح زمین و ... زمان تأخیر متفاوت است. با توجه به وابستگی عملکردی زمان تأخیر به چنین متغیرهایی، بهتر است اثرات ترکیبی این متغیرها را اصلاح و یا با یکدیگر بررسی شوند. اگرچه، انجام این کار، مستلزم داشتن داده و اطلاعات کافی است. در بین این عوامل، عمق برخورد به سطح آب بیشترین تأثیر را دارد، بنابراین در این پژوهش اثر این عامل بر روی زمان تأخیر بررسی شده است. در آبخوان‌هایی که ناحیه غیراشباع از رسوب‌های یکنواختی تشکیل شده و عمق برخورد به سطح آب نیز کم است، سطح ایستابی پس از وقوع بارش با تأخیر اندکی نسبت به آن واکنش نشان می‌دهد و تغذیه سریع آب زیرزمینی اتفاق می‌افتد. با افزایش عمق سطح آب، زمان بیشتری برای رسیدن اولین پالس بارندگی لازم است و تغذیه آب زیرزمینی پس از مدتی شروع می‌شود. اثر عمق برخورد به آب زیرزمینی و تراز سطح زمین بر زمان تأخیر با استفاده از رابطه همبستگی بررسی و نتایج آن در جدول ۴-۱۸ ارائه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، رابطه معنی‌داری بین زمان تأخیر و عمق آب زیرزمینی وجود دارد و ضریب همبستگی پیرسون (r) در سطح خطای آزمون ۹۰ درصد ($\alpha = 0.1$) مقدار ۰/۶۵۶ و در سطح خطای آزمون ۹۵ درصد ($\alpha = 0.05$) نیز مقدار ۰/۶۳۵ است. این مقادیر بیانگر وجود رابطه قوی و مثبت بین دو متغیر است. از طرف دیگر، اگرچه در خیلی از مناطق،

توپوگرافی منطقه و شیب سطح زمین به طور غیرمستقیم بر تغذیه تأثیر دارند، اما در آبخوان مشهد - چناران رابطه معنی داری بین زمان تأخیر و تراز سطح زمین مشاهده نمی شود و مقدار P- Value بیش از مقدار سطح خطای آزمون برآورد شده است. در سطح خطای آزمون ۹۰ درصد، ضریب همبستگی پیرسون ۰/۱۳۱ - است. این مقدار بیانگر ارتباط معکوس بین تراز سطح زمین و زمان تأخیر است. اگرچه با افزایش سطح خطای آزمون، ضریب همبستگی مثبت می شود اما کماکان، رابطه معنی دار نمی باشد.

علاوه بر این، برای بررسی مقدار تأثیر عمق سطح ایستابی بر زمان تأخیر، از رگرسیون خطی استفاده شده است. با توجه به مقادیر محاسبه شده (جدول ۴-۱۸)، مدل رگرسیون در سطح خطای ۰/۱، حدود ۴۳ درصد و در سطح خطای ۰/۰۵ نیز حدود ۴۰ درصد تغییرپذیری داده های پاسخ در اطراف میانگین آن را تبیین می کند. به عبارت دیگر، بر اساس مقدار ضریب تعیین (R^2)، ۴۳ درصد متغیر وابسته (زمان تأخیر) تحت تأثیر متغیر مستقل (عمق سطح ایستابی) بوده و بقیه تغییرات متغیر وابسته نیز مربوط به سایر عوامل احتمالی از جمله بهره برداری از آبخوان می باشد.

جدول ۴-۱۸- ضریب همبستگی بین زمان تأخیر، عمق سطح ایستابی و تراز سطح زمین

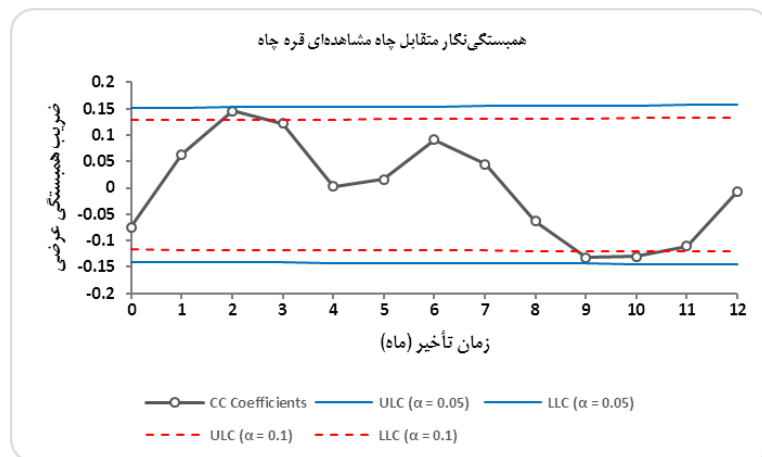
تراز سطح زمین		عمق آب زیرزمینی			
$\alpha = 0.05$	$\alpha = 0.1$	$\alpha = 0.05$	$\alpha = 0.1$		
۰/۱۰۹	- ۰/۱۳۱	۰/۶۳۵	۰/۶۵۶	ضریب همبستگی پیرسون	
۰/۶۱۳	۰/۵۲۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	P- Value	زمان تأخیر
۰/۰۱۲	۰/۰۱۷	۰/۴۰۴	۰/۴۳۰	(R^2 ضریب تعیین)	



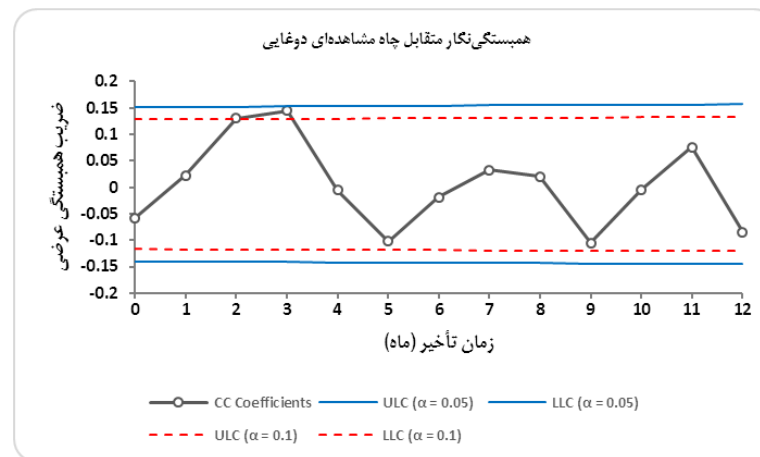
شکل ۴-۱۵- رگرسیون خطی بین عمق برخورد به آب زیرزمینی و زمان تأخیر تغذیه

جدول ۴-۱۹- زمان تأخیر برای چاه‌های مشاهده‌ای معرف، بر اساس بیشترین ضریب همبستگی متقابل

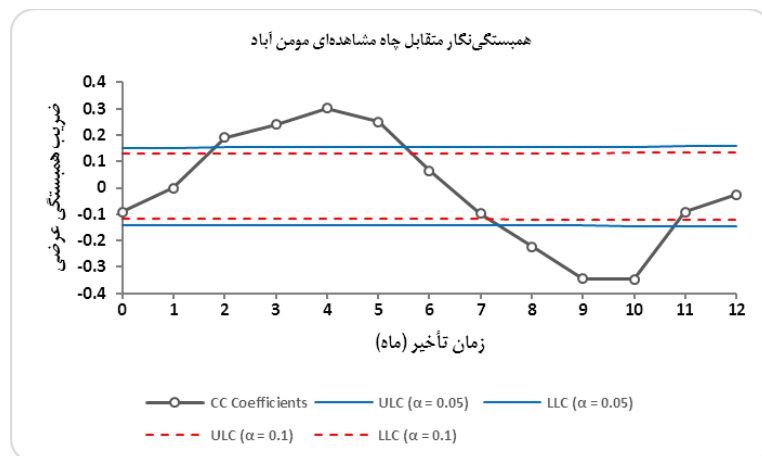
ردیف	نام چاه	بیشترین ضریب همبستگی متقابل	P- Value	بیشینه زمان تأخیر (ماه)	
				$\alpha = 0.05$	$\alpha = 0.1$
۱	دوغایی	۰/۱۴۵	۰/۰۵۵	۳	—
۲	قره چاه	۰/۱۴۶	۰/۰۵۲	۲	—
۳	شورچه	—	—	—	—
۴	مومن آباد	۰/۳۰۱	۰/۰۰۰	۴	۴
۵	رضا آباد شرقی	۰/۳۸۵	۰/۰۰۰	۴	۴
۶	موچنان	۰/۱۷۶	۰/۰۲۰	۷	۷
۷	چنبر غربال	۰/۱۷۴	۰/۰۲۱	۶	۶
۸	قره تپه	۰/۲۸۰	۰/۰۰۰	۵	۵
۹	یکه لنگه	۰/۱۳۲	۰/۰۸۰	۴	—
۱۰	چمگرد	۰/۱۳۴	۰/۰۸۳	۱۲	—
۱۱	حاجی آباد	۰/۲۰۵	۰/۰۰۶	۲	۲
۱۲	سیدآباد	۰/۲۴۹	۰/۰۰۱	۵	۵
۱۳	افصل آباد	۰/۲۷۴	۰/۰۰۰	۴	۴
۱۴	ساروجه	۰/۳۲۹	۰/۰۰۰	۴	۴
۱۵	قزل حصار	۰/۳۳۲	۰/۰۰۰	۵	۵
۱۶	جمع آب	۰/۳۳۲	۰/۰۰۰	۵	۵
۱۷	کبیر	۰/۳۲۸	۰/۰۰۰	۲	۲
۱۸	کلاته شیخها	۰/۴۹۵	۰/۰۰۰	۴	۴
۱۹	قره جنگل	۰/۱۵۶	۰/۰۳۹	۳	۳
۲۰	شیر حصار	۰/۳۹۰	۰/۰۰۰	۵	۵
۲۱	عسکریه	۰/۴۶۶	۰/۰۰۰	۴	۴
۲۲	سهل الدین	۰/۴۵۷	۰/۰۰۰	۳	۳
۲۳	کلاته برفی	۰/۴۲۷	۰/۰۰۰	۵	۵
۲۴	قهقهه	۰/۱۴۴	۰/۰۵۷	۴	—
۲۵	مزرعه نمونه	۰/۳۱۴	۰/۰۰۰	۵	۵
۲۶	مزرعه نمونه-روبروی شهرک رضویه	۰/۳۱۴	۰/۰۰۰	۵	۵
۲۷	جیم آباد	۰/۲۸۹	۰/۰۰۰	۵	۵
۲۸	اراضی کنه بیست	۰/۳۰۴	۰/۰۰۰	۴	۴
۲۹	اراضی جیم آباد	۰/۲۱۹	۰/۰۰۳	۴	۴
۳۰	کنه بیست	۰/۱۹۳	۰/۰۱۰	۴	۴
۳۱	تنگل شور - مرغ پردک	۰/۱۲۹	۰/۰۹۱	۸	—



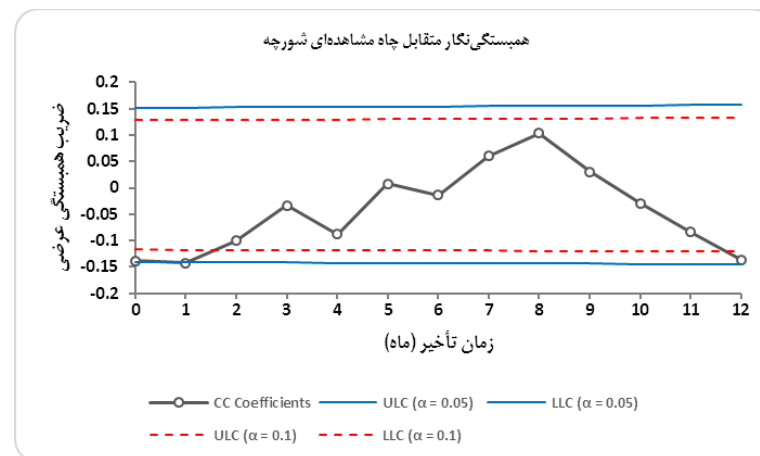
(ب)



(الف)

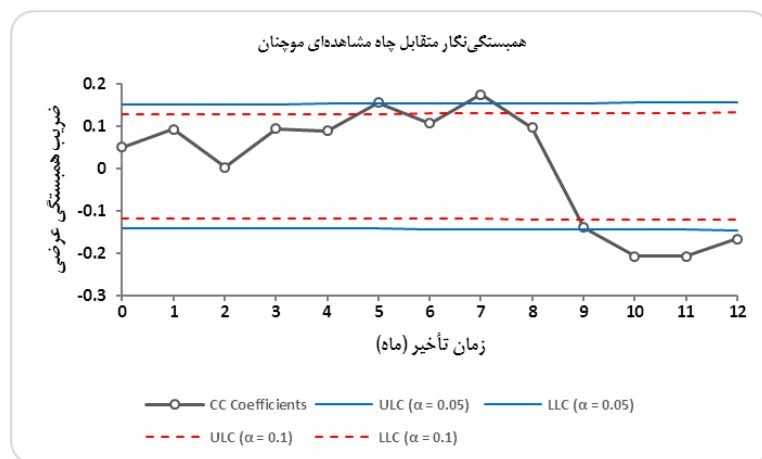


(ت)

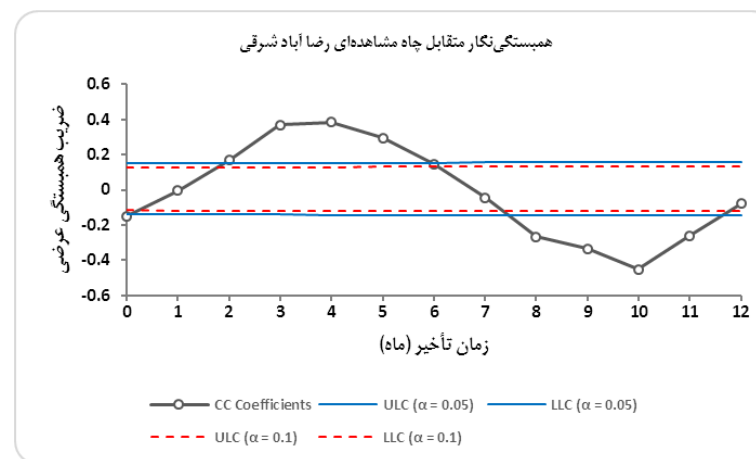


(پ)

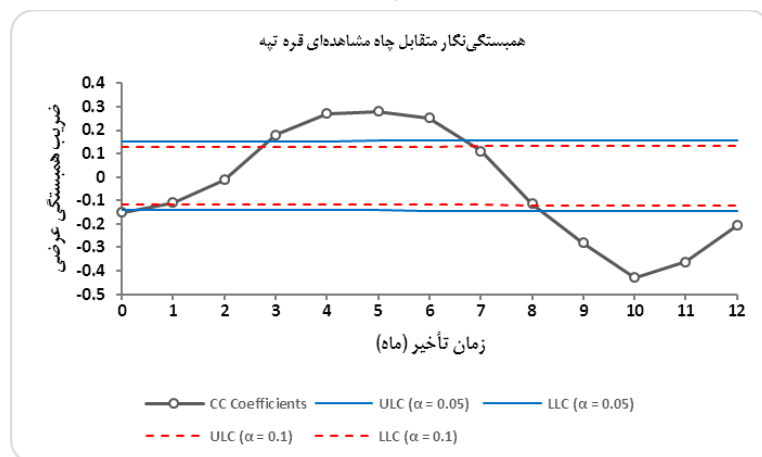
شکل ۴-۱۶- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای (الف) دوغایی، (ب) قره چاه، (پ) شورچه، (ت) مومن آباد



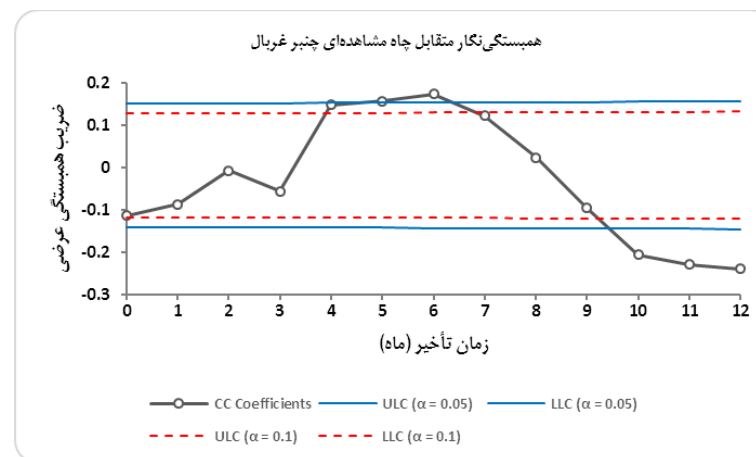
(ب)



(الف)

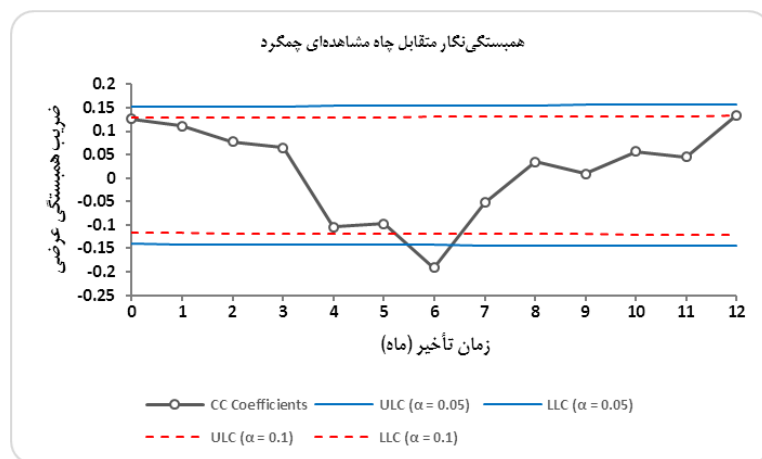


(ت)

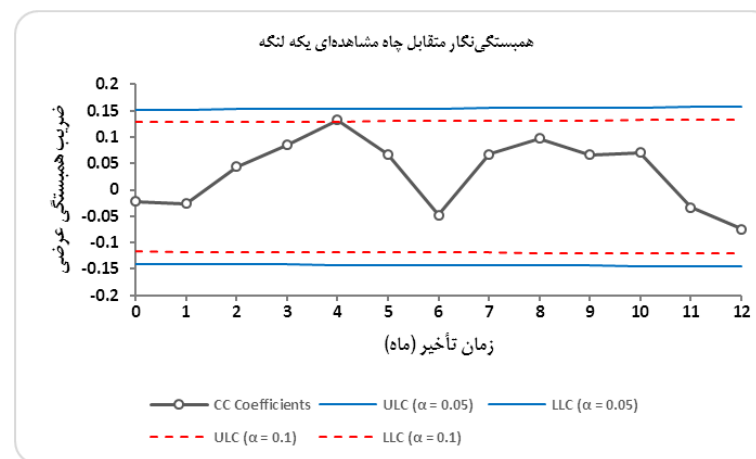


(پ)

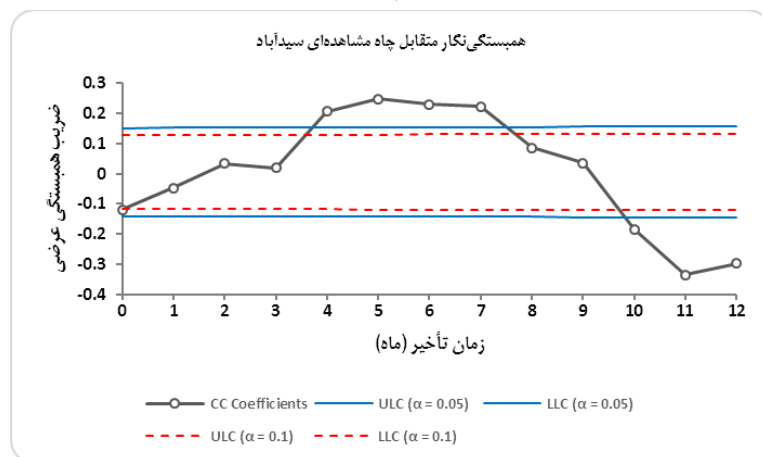
شکل ۴-۱۷- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای (الف) رضا آباد شرقی، (ب) موچنان، (پ) چنبر غربال، (ت) قره تپه



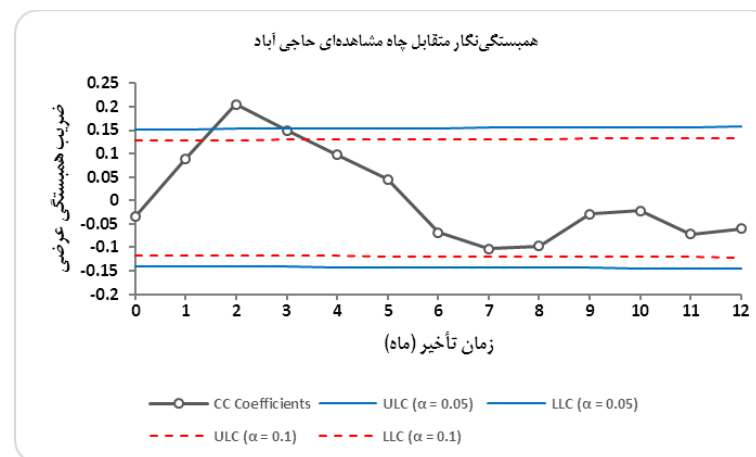
(ب)



(الف)

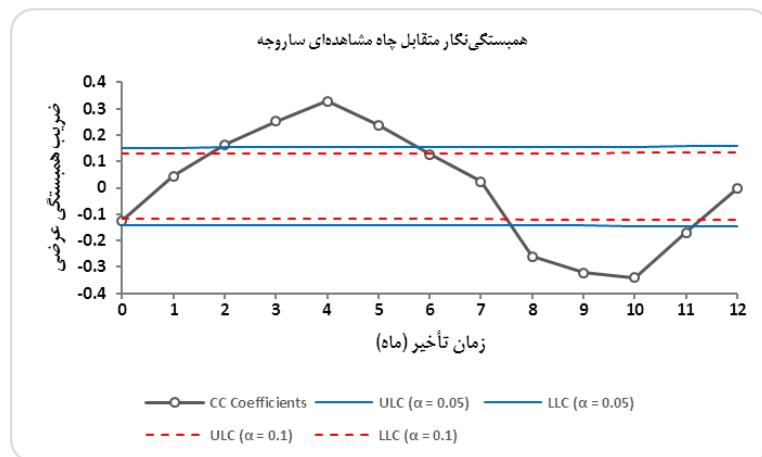


(ت)

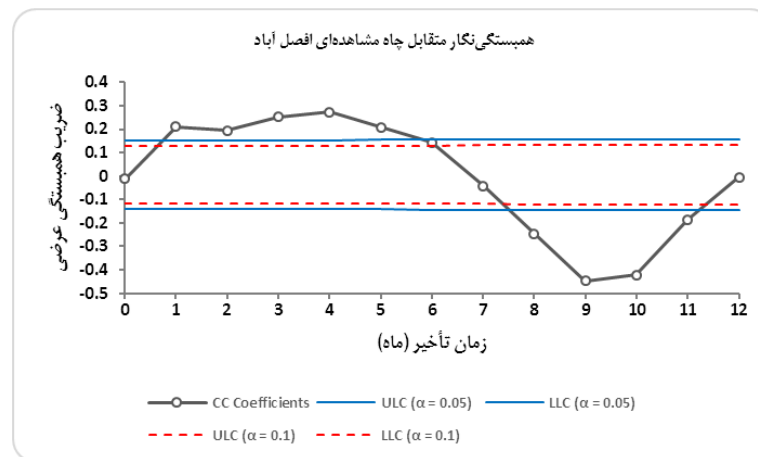


(پ)

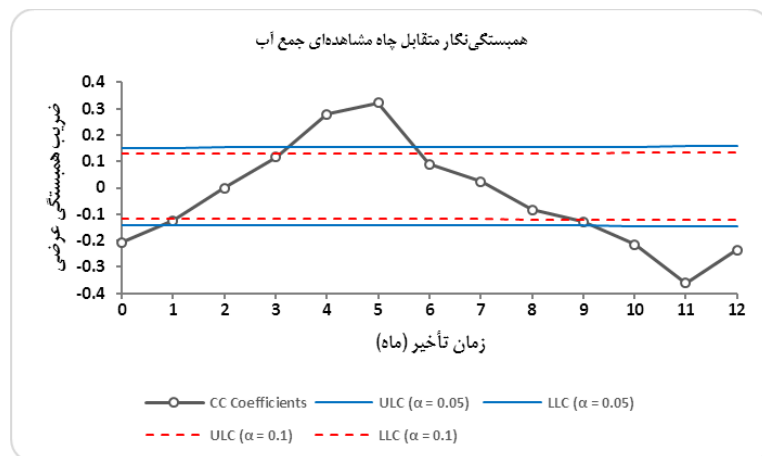
شکل ۴-۱۸- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) یکه‌لنگه، ب) چمگرد، پ) حاجی‌آباد، ت) سیدآباد



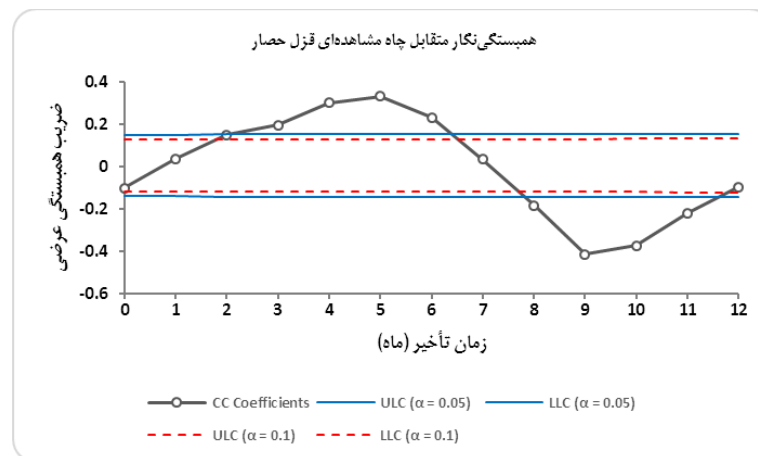
(ب)



(الف)

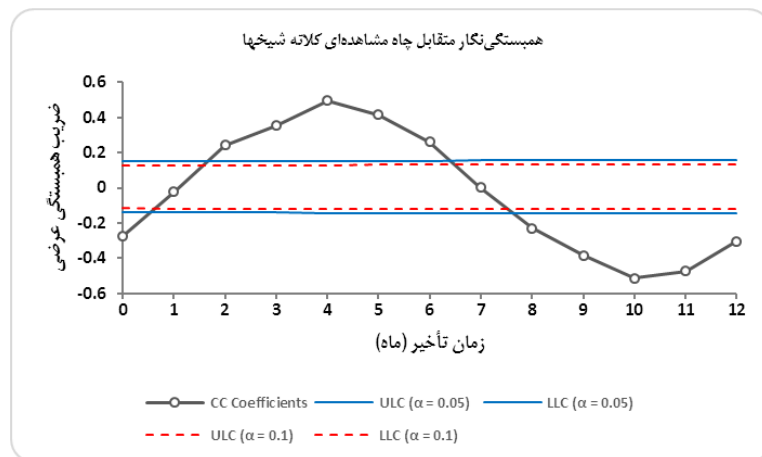


(ت)

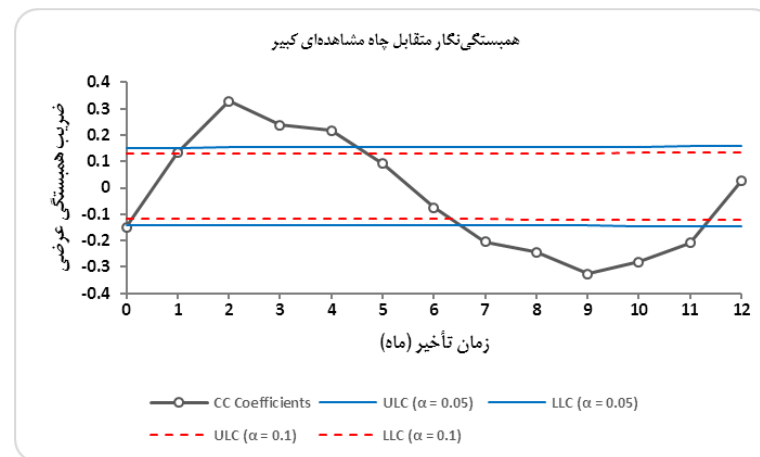


(پ)

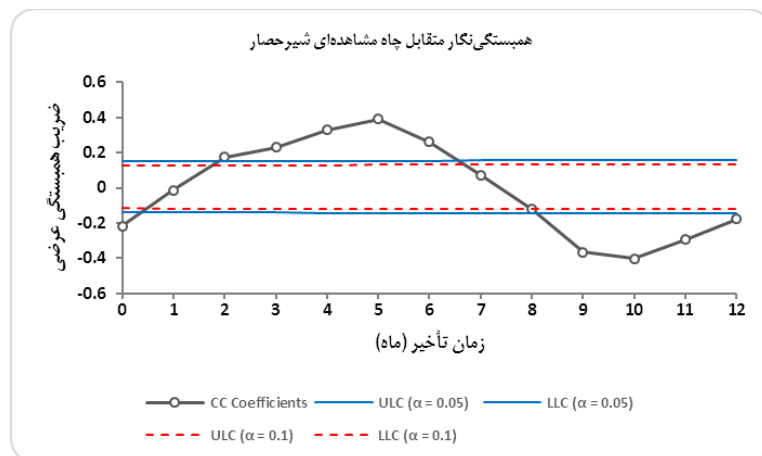
شکل ۴-۱۹- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای (الف) افصل آباد، (ب) ساروجه، (پ) قزل حصار، (ت) جمع آب



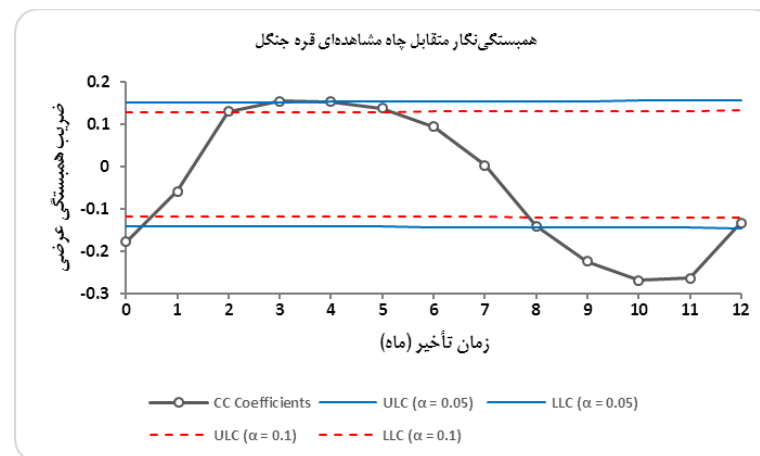
(ب)



(الف)

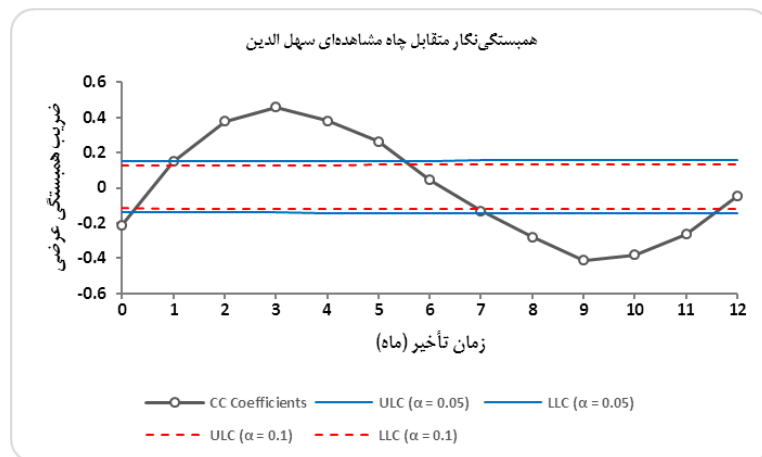


(ت)

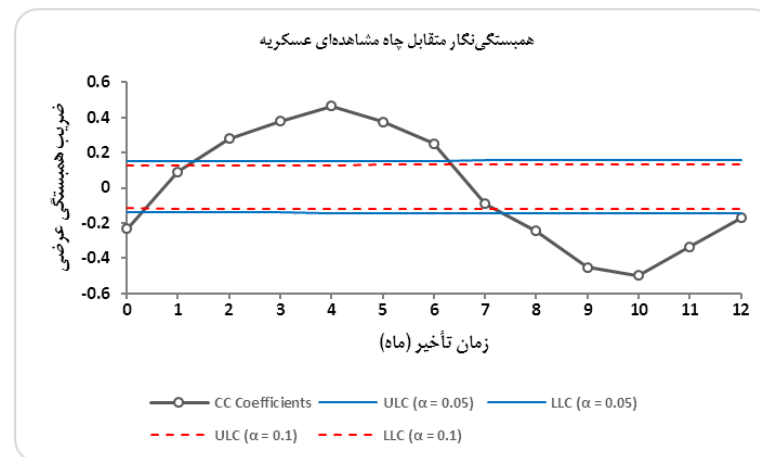


(پ)

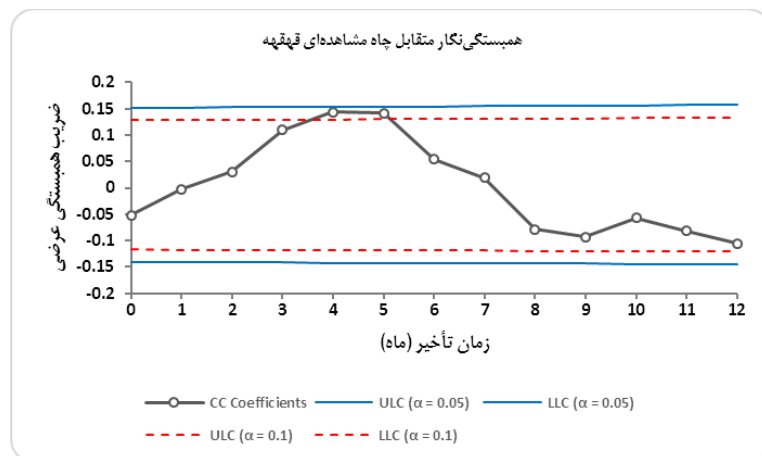
شکل ۴-۲۰- همبستگی نگار چاه‌های مشاهد‌ای (الف) کبیر (ب) کلاته شیخها، (پ) قره جنگل، (ت) شیرحصار



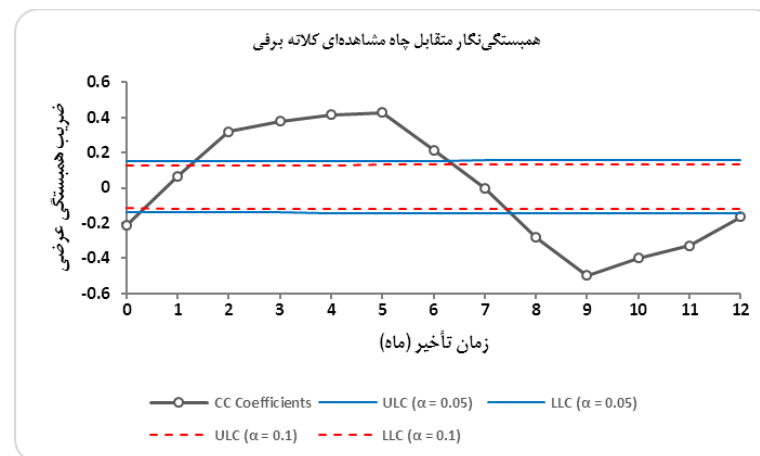
(ب)



(الف)

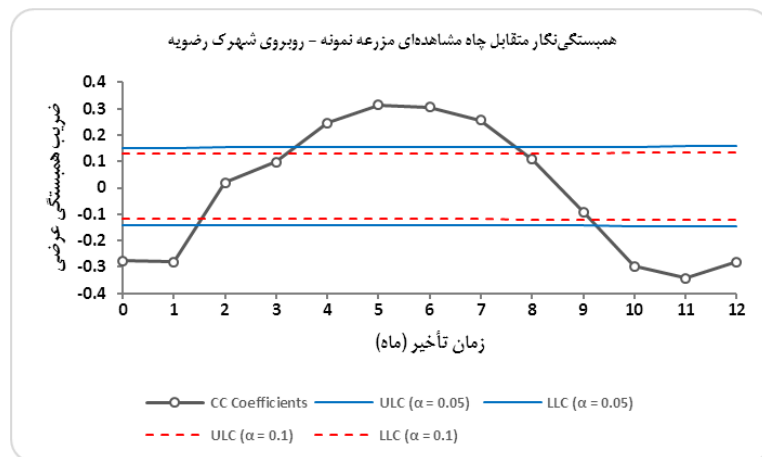


(ت)

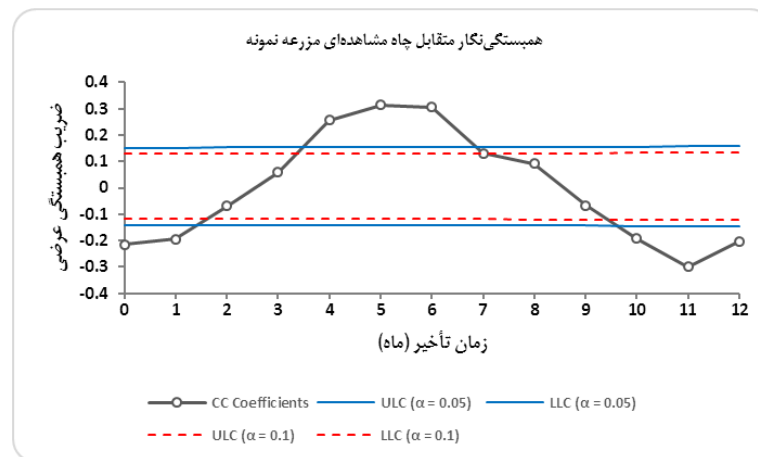


(پ)

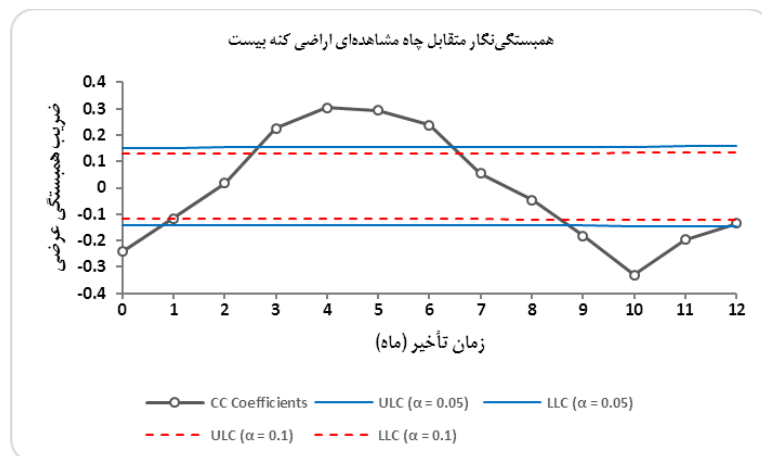
شکل ۴-۲۱- همبستگی نگار چاه‌های مشاهد‌ای (الف) عسکریه، (ب) سهل‌الدین، (پ) کلاته برفی، (ت) قهقهه



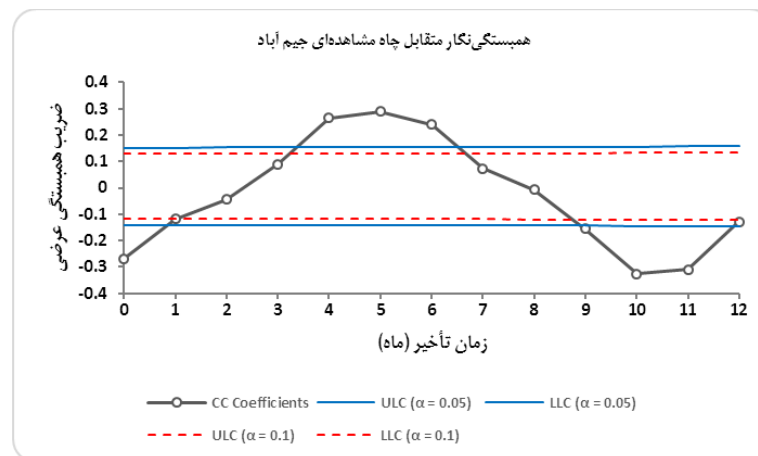
(ب)



(الف)

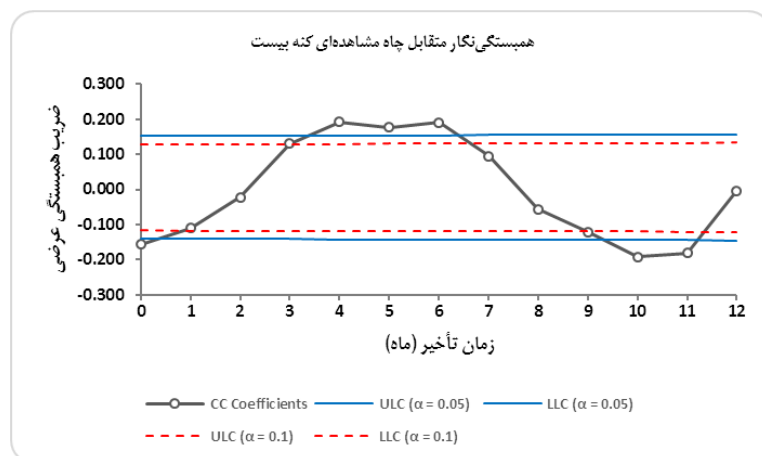


(ت)

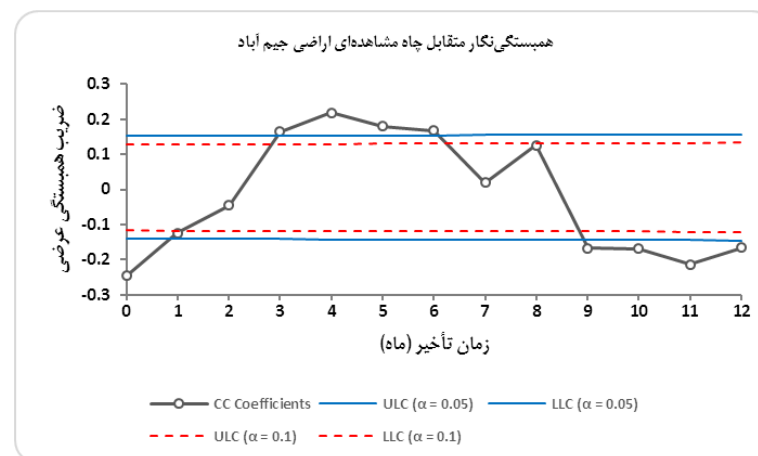


(پ)

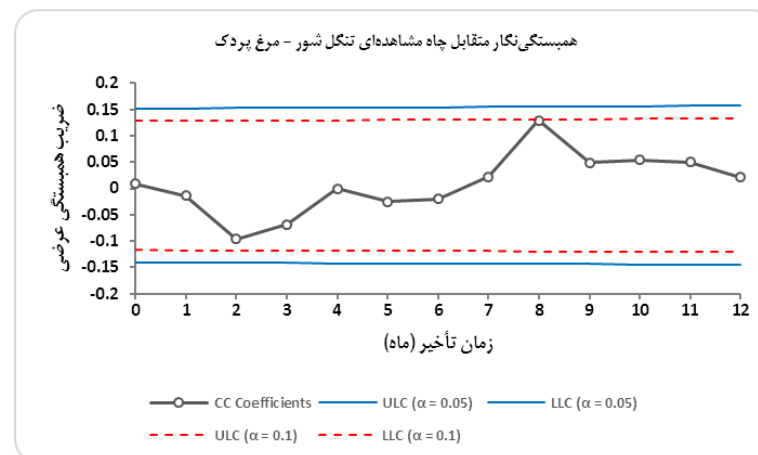
شکل ۴-۲۲- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای (الف) مزرعه نمونه، (ب) مزرعه نمونه - روبروی شهرک رضویه، (پ) جیم‌آباد (ت) اراضی کنه بیست



(ب)



(الف)



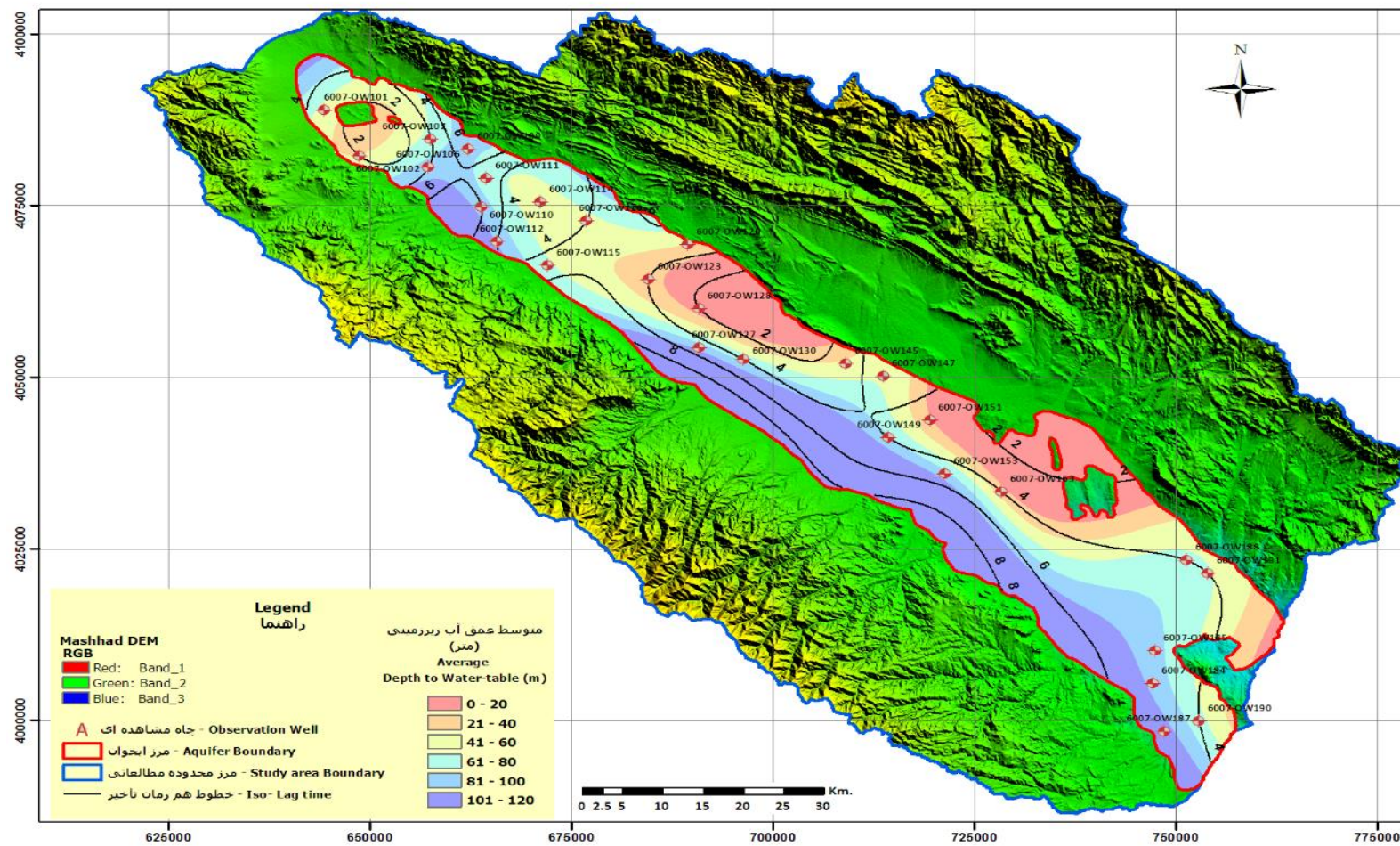
(پ)

شکل ۴-۲۳- همبستگی نگار چاه‌های مشاهده‌ای الف) اراضی جیم‌آباد ، ب) اراضی کنه‌بیست، پ) تنگل شور - مرغ پردک

۴-۳-۲- نقشه تغییرات مکانی زمان تأخیر

برای بررسی تغییرات مکانی زمان تأخیر، نقشه متوسط عمق سطح ایستابی برای دوره ۱۵ ساله (از سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰ تا ۹۵ - ۱۳۹۴) در محیط ArcGIS به روش درون‌یابی IDW تهیه و نقشه هم‌ارزش زمان تأخیر نیز به همین ترتیب رسم و در شکل ۴-۲۴ ارائه شده است. بررسی نقشه‌های متوسط عمق آب زیرزمینی در دوره ۱۵ ساله نشان می‌دهد، الگوی تغییرات عمق آب زیرزمینی در آبخوان تابعی از شرایط زمین‌شناسی و توپوگرافی منطقه است. بر اساس تغییرات عمق آب، آبخوان مشهد - چناران به سه واحد هیدروژئولوژیک شامل واحد ابتدای آبخوان، واحد شمالی و واحد جنوبی تقسیم می‌شود. واحد اول از ابتدای آبخوان در شمال غرب شروع و تا محدوده چاه‌های مشاهده‌ای چنبر غربال و قره‌تپه ادامه دارد. در این واحد حداقل و حداکثر متوسط عمق آب به ترتیب در محل چاه‌های مشاهده‌ای قره‌چاه و مومن‌آباد به مقدار ۴۰ و ۸۹ متر است. واحدهای هیدروژئولوژیک شمالی و جنوبی، منطبق بر الگوی رسوب‌گذاری دشت از شمال به طرف جنوب آبخوان گسترش می‌یابند. اگر رودخانه کشف‌رود، به‌عنوان خط جدا کننده دو حوضه رسوبی کپه‌داغ و بینالود در نظر گرفته شود، مقادیر عمق آب زیرزمینی در واحد هیدروژئولوژیک شمال رودخانه نسبت به واحد جنوبی کم و تغییرات کم‌تری را نشان می‌دهد. در واحد جنوبی به دلیل ضخامت زیاد آبرفت و تأثیر توپوگرافی، عمق آب زیرزمینی به‌تدریج از حوالی کشف‌رود به طرف حاشیه جنوبی آبخوان افزایش می‌یابد.

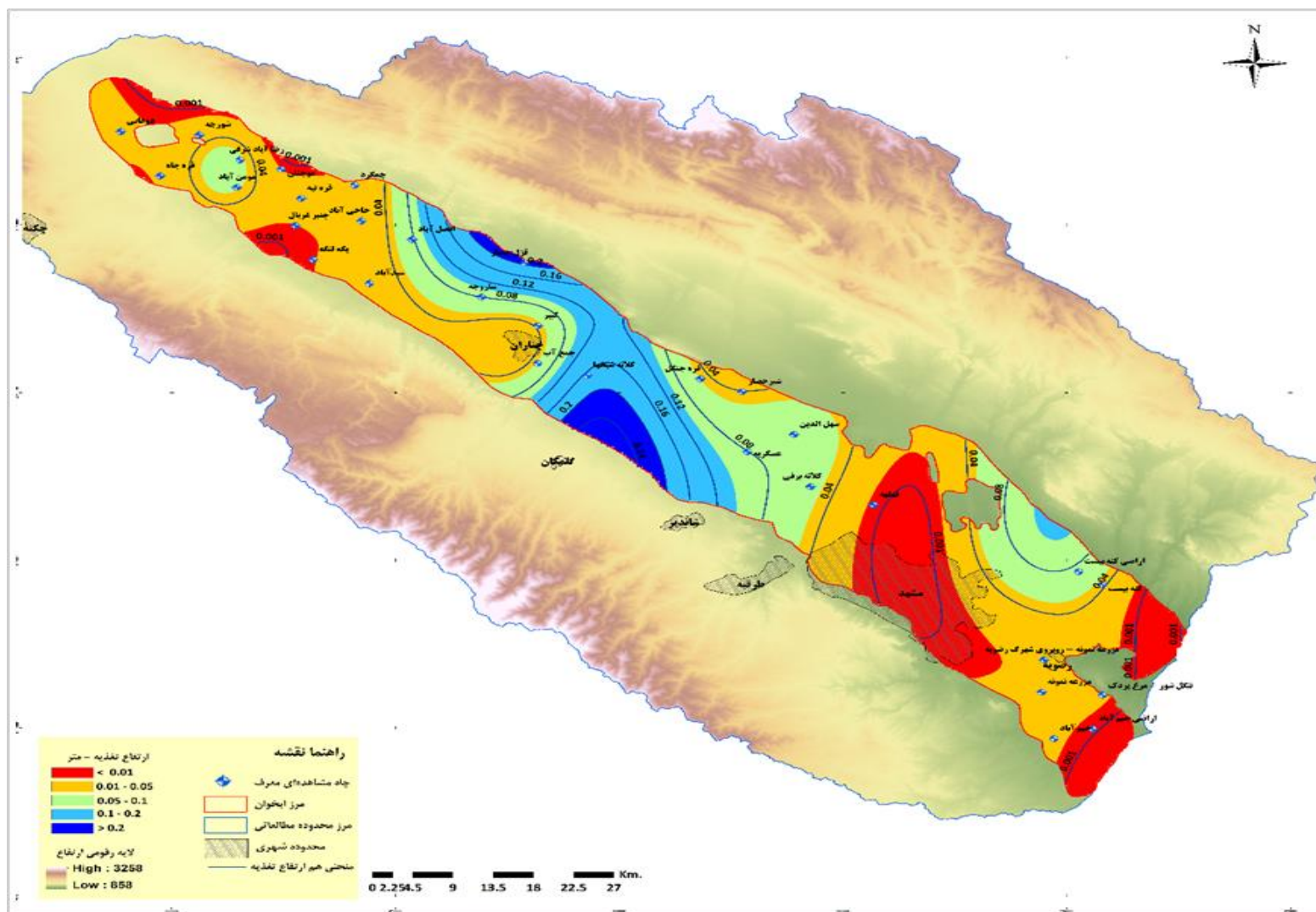
تطبیق نقشه تغییرات مکانی زمان تأخیر با واحدهای هیدروژئولوژیک آبخوان نشان می‌دهد که تغییرات مکانی زمان تأخیر به‌صورت کامل از الگوی نقشه هم‌عمق تبعیت نموده و برازش خیلی خوبی با آن دارد. در آبخوان مشهد - چناران، به‌طور کلی زمان تأخیر تابعی از تغییرات عمق سطح آب زیرزمینی در آبخوان است و با افزایش عمق آب، زمان تأخیر نیز افزایش می‌یابد. بررسی دقیق‌تر نقشه نشان می‌دهد که در حاشیه شمالی و جنوبی واحد هیدروژئولوژیک اول، به دلیل شرایط زمین‌شناسی و گسترش لایه‌های رسی و مارنی در سطح، زمان تأخیر بیش از مرکز آن است. با کاهش رخنمون لایه‌های محدوده کننده و کاهش عمق آب زیرزمینی در مرکز دشت، به‌تدریج زمان تمرکز نیز کاهش می‌یابد. در دو واحد هیدروژئولوژیک شمالی و جنوبی، زمان تأخیر بیشترین تطابق را با نقشه هم‌عمق نشان می‌دهد. مقدار زمان تأخیر از حاشیه شمالی آبخوان به طرف جنوب به‌تدریج افزایش می‌یابد و در نهایت در دامنه مخروط افکنه‌های فریزی، اخلمد، طرqbه- شان‌دیز و ... به حداکثر مقدار خود می‌رسد.



شکل ۴-۲۴- تغییرات مکانی زمان تأخیر تغذیه (ماه) و عمق آب زیرزمینی (متر) در آبخوان مشهد - چناران

۴-۴- نقشه تغذیه در آبخوان مشهد - چناران

به منظور بررسی تغییرات مکانی تغذیه در آبخوان مشهد - چناران نقشه میانگین تغذیه در طول دوره آماری ۱۵ ساله نیز در محل چاه‌های مشاهده‌ای رسم و در شکل ۴-۲۵ ارائه شده است. برای انجام این کار، نخست مقدار میانگین مجموع تغذیه سالانه در محل هر چاه در طول دوره آماری ۱۵ ساله برآورد و سپس به روش درونیابی اسپیلاین، پهنه‌بندی شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، تغییرات مکانی تغذیه، تابعی از خصوصیات هیدرولیکی و هیدروژئولوژیکی ناحیه غیراشباع، عمق برخورد به سطح آب، مقدار و شدت بارندگی و سایر عوامل ناشناخته است. بیشترین میزان تغذیه در محل مخروط افکنه‌ها و ورودی‌های آبخوان که دارای مواد دانه‌درشت با نفوذپذیری بالا هستند، اتفاق افتاده است. عمق برخورد به سطح آب نیز از عوامل تأثیرگذار بر تغییرات مکانی تغذیه است. در مناطقی که ناحیه غیراشباع از رسوبات یکنواختی تشکیل شده و عمق برخورد به سطح آب نیز کم است، تغذیه بیشتر است. عامل دیگری که نقش بسیار محدود کننده در فرآیند تغذیه آب زیرزمینی دارد، پوشش سطحی خاک و ستون زمین‌شناسی منطقه است. در صورت وجود لایه‌های رسی و مارنی در ناحیه غیراشباع، تغذیه توسط آن‌ها کنترل و به شدت کاهش می‌یابد.



شکل ۴-۲۵- نقشه میانگین تغذیه در طول دوره آماری ۱۵ ساله در آبخیز مشهد - چناران

۴-۵- مقایسه نتایج برآورد تغذیه به روش‌های مختلف

نتیجه برآورد تغذیه با استفاده از روش‌های کمی و کیفی مختلف در جدول ۴-۲۰ ارائه شده است.

جدول ۴-۲۰- مقایسه مقادیر برآورد شده تغذیه به روش‌های مختلف

ردیف	روش	بارندگی سالانه (میلی متر)	حجم بارندگی سالانه (میلیون مترمکعب)	درصد تغذیه	تغذیه سالانه (میلیون مترمکعب)
۱	MRC نوسان سطح ایستابی، رویکرد	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۲۱/۲۱	۱۱۷/۱۱
۲	EMR نوسان سطح ایستابی، رویکرد	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	—	—
۳	بیان ترنت‌وایت	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۱۹/۲۴	۱۰۶/۲۳
۴	بیان آب زیرزمینی	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۲۴	۱۳۴/۵۲
۵	بیان جرم کلراید	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۲۰/۹۷	۱۱۵/۷۹
۶	ایزوتوپ، مدل آلیسون - دوتریم	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۲۴/۷۵	۱۳۶/۶۶
۷	ایزوتوپ، مدل آلیسون - اکسیژن ۱۸	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۲۶/۴۵	۱۴۶/۰۴
۸	روش بیان جرم ایزوتوپ - دوتریم	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۲۴/۳۹	۱۳۴/۶۷
۹	بیان جرم ایزوتوپ - اکسیژن ۱۸	۲۱۸/۵	۵۵۲/۱۵	۳۴/۱۲	۱۸۸/۳۹
			میانگین	۲۴/۳۹	۱۳۴/۶۸

با توجه به جدول، کمترین مقدار تغذیه، از روش بیان ترنت‌وایت (۱۹/۲۴ درصد، معادل ۱۰۶/۲۳ میلیون مترمکعب) و بیشتر مقدار نیز از روش بیان جرم ایزوتوپ - اکسیژن ۱۸ نیز (۳۴/۱۲ درصد، معادل ۱۸۸/۳۹ میلیون مترمکعب) برآورد شده است. میانگین درصد تغذیه برآورد شده به روش‌های مختلف، ۲۴/۳۹ درصد بارندگی است. با در نظر گرفتن این حجم، آبخوان مشهد - چناران به‌طور میانگین ۱۳۴/۶۸ میلیون مترمکعب در سال از نزولات جوی تغذیه می‌شود.

فصل ۵: نتیجه گیری و پیشنهادها

۵-۱- نتیجه‌گیری

در این پژوهش، از روش‌های کمی و کیفی برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران استفاده شده است. اگرچه استفاده از روش‌های کمی، به دلیل در دسترس بودن اطلاعات و داده‌های مورد نیاز، مرسوم‌تر است، اما نتایج به دست آمده در صورت عدم آگاهی از هیدروژئولوژی دشت و هیدرولیک آبخوان می‌تواند بسیار گمراه کننده باشند. روش‌های کیفی، با وجود محدودیت در جمع‌آوری داده نتایج قابل قبولی ارائه می‌دهند و در صورت توسعه یک مدل مفهومی مناسب برای آبخوان، بسیار کارآمد و مؤثر می‌باشند.

در بین روش‌های کمی مورد استفاده برای برآورد تغذیه، ابزارهای تجزیه و تحلیل مبتنی بر نرخ تغییرات با استفاده از منحنی فرود اصلی، نتایج قابل قبولی ارائه می‌دهند. این ابزارها، کاربردهای بالقوه مهمی برای کمیت‌های مختلف هیدرولوژیکی از جمله تغذیه آبخوان دارند. در روش نوسان سطح ایستابی، مقدار تغذیه به صورت نقطه‌ای در محل یک چاه، از حاصل ضرب مقدار بالآمدگی سطح آب در آبدهی ویژه آبخوان برآورد می‌شود. در این روش، فرض می‌شود بالآمدگی سطح آب ناشی از تأثیر نفوذ عمقی آب باران است. اگرچه اساس این روش از دیدگاه مفهومی و هیدرولیکی ساده است، اما تخمین بالآمدگی سطح آب همواره مشکل بوده و برای انجام آن باید دقت لازم را به کار برد. به طور کلی، سادگی و ارزانی بکارگیری و نیاز اندک به داده‌ها از امتیازهای روش نوسانات سطح ایستابی است. در این روش، جزئیات تغذیه را می‌توان در مقیاس محلی به تصویر کشید. دقت این روش، به دقت داده‌های مورد نیاز از جمله آبدهی ویژه آبخوان و داده‌های سطح آب بستگی دارد. مهم‌ترین عیب در این روش، همبستگی زیاد بین پارامترهای ورودی مدل و منحصربه‌فرد نبودن آن‌ها است. این چالش، در مواقعی که تغذیه ناشی از بارندگی و تغذیه ناشی از برگشت آب آبیاری با یکدیگر آمیخته شده و جدایش آنها نیز از نظر زمانی و مکانی غیرممکن باشد، بسیار پیچیده خواهد شد. تنها راه حل ممکن، تشخیص درست میزان بالآمدگی سطح آب زیرزمینی و ربط دادن آن به رخداد بارش است. از روش‌های مختلفی برای برآورد مقدار بالآمدگی سطح ایستابی استفاده می‌شود. در این پژوهش، برای برآورد خیز سطح ایستابی از منحنی اصلی فرود که به اختصار MRC نامیده می‌شود، استفاده شده است. با توجه به اینکه همواره رابطه مشخصی بین نرخ افت سطح آب و مقدار تغذیه وجود دارد و MRC تابعی از خصوصیات فیزیکی، هیدرولیکی و هیدروژئولوژیکی آبخوان است، بنابراین، می‌توان از آن برای پیش‌بینی رفتار سطح ایستابی در دوره‌های بدون تغذیه استفاده کرد.

مهم‌ترین چالش‌ها در زمان استفاده از این روش‌ها عبارتند از؛

➤ تعیین یک MRC پارامتری شده (ترجیحاً از طریق روش‌های ساختار یافته و کدنویسی شده)، برای کمی کردن متغیرها و ویژگی‌های هیدرولوژیکی و هیدروژئولوژیکی منطقه مورد مطالعه. پس از تعیین MRC، می‌توان رویدادها، مکان‌ها و دوره‌های زمانی مختلف را با یکدیگر مقایسه نمود.

➤ تمام رویکردهای مورد استفاده در روش WTF، در اجرا از فرآیند ارزیابی تکرار شونده مبتنی بر راهنمایی متخصصان بهره می‌برند. روش‌های خودکار یا نیمه‌خودکار به‌عنوان جایگزین یا مکمل روش‌های دستی عمل می‌کنند. رویکردهای مختلف، منجر به تولید پاسخ‌های متفاوتی از مجموعه داده‌های بزرگ می‌شوند. تمام رویکردها، همیشه عناصری از قضاوت‌های کارشناسی را به‌همراه دارند. این قضاوت‌ها، خواه از طریق دخالت در تصمیمات رویداد به رویداد باشد، یا از طریق انتخاب الگوریتم‌های کامپیوتری کدگذاری شده یا از طریق یک فرآیند تکراری ساختار یافته باشد، در نتیجه تأثیرگذار هستند. رویکردهای MRC و EMR انعطاف‌پذیری بالایی در تدوین قضاوت‌های مبتنی بر نظر کارشناسی را دارند و قضاوت‌ها را به اظهارات و فرآیندهایی که قابلیت کمی و مستند شدن را دارند، محدود می‌کنند.

➤ یک نقص مشترک روش MRC و سایر روش‌های دیگر این است که مقدار آب ورودی که باعث تغذیه شده را در یک بازه معین مشخص نمی‌کند و به‌طور کلی، زمان نفوذ با زمان برآورد تغذیه (به‌دلیل زمان تأخیر) تفاوت دارد.

➤ روش‌های MRC و EMR نسبت به روش‌های RISE و گرافیکی به تنظیمات پیچیده‌تری نیاز دارد.

➤ هیچ‌کدام از روش‌های مبتنی بر نوسان سطح ایستابی، تأثیرات غیر تغذیه‌ای (تأثیراتی که ربطی به تغذیه ندارند) مؤثر بر تغییرات سطح ایستابی از قبیل بهره‌برداری از آبخوان، هوای به‌دام افتاده در ناحیه غیراشباع و ... در بر نمی‌گیرند.

در بین روش‌های کمی، روش‌های مبتنی بر بیلان آب درحوضه (بیلان ترنت‌وایت و بیلان آب زیرزمینی)، مفهوم بسیار ساده و کاربرپسندی دارند. این روش‌ها، به حداقل داده و اطلاعات نیاز دارند و اجرای مدل‌های مرتبط با آن‌ها نیز بسیار آسان است. مهم‌ترین چالش در این روش‌ها، عدم قطعیت زیاد در مؤلفه‌هایی است که به‌طور غیرمستقیم (تبخیر و ...) برآورد می‌شوند. هرگونه انحراف از مقادیر واقعی در این مؤلفه‌ها، منجر به نتایج نادرستی خواهد شد.

استفاده از ردیاب‌های طبیعی و ایزوتوپ‌های پایدار آب، به دلیل خصوصیات ویژه‌ای که دارند، در کنار روش‌های کمی، دید بسیار مناسبی از وضعیت تغذیه آبخوان ارائه می‌دهند. در این پژوهش از بیلان جرم یون کلر (کلراید) و بیلان جرم ایزوتوپ‌های سنگین آب (اکسیژن -۱۸ و دوتریم) برای برآورد تغذیه استفاده شده است. این روش‌ها نسبت به روش‌های کمی، به داده و اطلاعات بیشتری نیاز دارند و برای به‌دست آوردن نتیجه درست، لازم است، نمونه‌برداری مستقیم از آب باران و آب زیرزمینی صورت پذیرد. از نکات مثبت استفاده از روش‌های ایزوتوپی، منحصربه‌فرد بودن و دقت خیلی خوب نتایج است. مهم‌ترین چالش این روش‌ها نیز، هزینه نسبتاً زیاد نمونه‌برداری و آنالیز آن‌ها در آزمایشگاه است.

خلاصه نتایج به‌دست آمده در این پژوهش عبارتند از؛

❖ الف) نتایج روش‌های کمی

در این پژوهش، مقدار تغذیه آبخوان مشهد - چناران برای یک دوره ۱۵ ساله (از سال آبی ۸۱ - ۱۳۸۰ تا ۹۵ - ۱۳۹۴) با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی و الگوریتم MRC برآورد شده است. در این یک دوره، کمترین مقدار تغذیه در سال آبی ۸۱-۱۳۸۰ به میزان ۸۷/۲ میلیون مترمکعب (۱۲/۴ درصد بارندگی)، بیشترین مقدار در سال آبی ۹۱-۱۳۹۰ به میزان ۲۲۱/۷ میلیون مترمکعب (۲۹ درصد بارندگی) و میانگین تغذیه نیز ۱۲۲ میلیون مترمکعب (۱۹ درصد بارندگی) برآورد شده است. در سال آبی ۸۱-۱۳۸۰ باوجود وقوع بارندگی‌های خوب، تغذیه دارای کم‌ترین مقدار در طول آماری است. این موضوع می‌تواند ناشی از تأثیر عوامل دیگر از جمله بهره‌برداری از آبخوان و وقوع بارش‌های رگباری در منطقه باشد، که به‌طور مستقیم نوسانات سطح ایستابی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در این شرایط، باوجود وقوع بارندگی مناسب، نوسانات مثبت سطح ایستابی که مبنای برآوردها در الگوریتم MRC است، توسط نوسانات منفی ناشی از بهره‌برداری آبخوان خنثی شده می‌شود و در عمل، تغذیه برآورد شده کمتر از مقدار واقعی آن است.

استفاده از روش EMR باوجود دقت بسیار زیاد برای تشخیص اپیزودهای مرتبط با تغذیه و همچنین حذف نویزها و تأثیر سایر عوامل، نتیجه‌ای در بر نداشت. مهم‌ترین علت این موضوع، دقت زمانی داده‌های مورد استفاده است. روش EMR به داده‌های با دقت زمانی روزانه نیاز دارد که در آبخوان مشهد - چناران، چنین داده‌ای وجود ندارد.

روش‌های بیلان آبی، نتایج منطقی ارائه داده‌اند. در روش بیلان آب زیرزمینی، به دلیل استفاده از داده‌های با دقت بیشتر، نتایج منطقی‌تر است. در روش بیلان رطوبتی ترنت‌وایت به دلیل اینکه پارامترها، عدم قطعیت بیشتر دارند، دقت تغذیه برآورد شده نیز پایین است و نتایج قابل قبولی ارائه نداده است.

❖ (ب) نتایج روش‌های کیفی

در این پژوهش، روش‌های ایزوتوپی و ردیاب‌های طبیعی نتایج قابل قبولی ارائه داده‌اند. بر اساس ایزوتوپ‌های پایدار آب، میانگین تغذیه حدود ۲۵ درصد برآورد شده است. بر اساس بیلان جرم کلراید، میانگین تغذیه حدود ۲۱ درصد برآورد شده است.

❖ (پ) زمان تأخیر

همان‌گونه که بیان شد، به‌طور کلی، تغذیه آب زیرزمینی بیشتر توسط شرایط ناحیه غیراشباع (ضخامت، جنس و ...) و یک‌سری از عوامل دیگر از جمله کاربری اراضی و بهره‌برداری از آبخوان کنترل می‌شود. بنابراین می‌توان گفت، تغییرات عمق آب زیرزمینی به نوعی عامل اصلی ایجاد تأخیر زمانی بین وقوع بارندگی و شروع تغذیه در آبخوان محسوب می‌شود.

۵-۲- پیشنهادها

آبخوان مشهد - چناران، به لحاظ وسعت و بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی، یکی از وسیع‌ترین و بزرگ‌ترین آبخوان‌های کشور است. با توجه به نتایج این پژوهش، انجام موارد زیر پیشنهاد می‌گردد.

- انجام آزمایش پمپاژهای جدید در سطح آبخوان. به‌ازای هر ۱۰۰ کیلومتر مربع، حداقل یک آزمایش.
- نمونه‌برداری منظم ایزوتوپی از منابع آب زیرزمینی و بارش‌ها، حداقل به‌صورت فصلی
- اندازه‌گیری عمق سطح ایستابی در تعداد از چاه‌های مشاهده‌ای مهم توسط تجهیزات و ادوات الکترونیک (دیتالاگر) به فاصله هر ۶ ساعت. برای تطبیق داده‌های سطح آب با داده‌های بارش
- انجام مطالعات حفاری اکتشافی برای تعیین عمق و جنس سنگ کف

منابع

- (۱) آقائباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، چاپ دوم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ایران.
- (۲) اداره کل آبهای زیرزمینی مشهد، ۱۳۴۵. گزارش مطالعات آبهای زیرزمینی منطقه مشهد (گزارش شماره ۵۷)، وزارت آب و برق.
- (۳) پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، ۱۳۹۵. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- (۴) دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۵a. بانک اطلاعات و داده‌های ایستگاه‌های آب‌وهواشناسی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی.
- (۵) دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۵b. بانک اطلاعات و داده‌های چاه‌های مشاهده‌ای و اکتشافی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی.
- (۶) دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۹۱. گزارش آماربرداری سراسری از منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی.
- (۷) دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۸۷. گزارش وضعیت منابع آب دشت مشهد، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی.
- (۸) زراعتکار، ک.، ۱۳۹۰. پایان نامه کارشناسی ارشد، تحلیل ساختاری زون گسل سنگ بست - شاندیز. دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد.
- (۹) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۹۵. نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش بزنگان، چناران، رادکان، طرqbه، کلات نادری و مشهد.
- (۱۰) سلیمانی، ز.، قائمی، ف.، قائمی، ف.، ۱۳۹۱. تحلیل سیستم شکستگی‌های مرتبط با گسل کارده، در: سی‌امین گردهمایی علوم زمین.
- (۱۱) شرکت مهندسی مشاور سیمای آب خاوران، ۱۳۹۳. مطالعات ارزیابی هیدروژئولوژیکی آبخوان دشت مشهد با هدف تحلیل وضع موجود و تأمین پایدار آب شرب شهر مشهد از آبخوان، شرکت آب و فاضلاب مشهد.
- (۱۲) شرکت سازند آب پارس، ۱۳۸۷. مطالعات ژئوالکتریک دشت مشهد - چناران، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی.
- (۱۳) شرکت مهندسی مشاور تحقیقات مهارآب، ۱۳۹۷. مطالعات جامع آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی مشهد - چناران، گزارش مطالعات زمین‌شناسی و رسوب‌شناسی آبخوان، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی.

- ۱۴) شرکت مهندسی مشاور زمین ساخت، ۱۳۹۶. گزارش توجیهی تمدید ممنوعیت محدوده مطالعاتی مشهد - چناران، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی.
- ۱۵) عامری، ش.، ۱۳۹۱. پایان نامه کارشناسی ارشد، تحلیل ساختاری گسل چشمه گیلان در شمال چناران. دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۱۶) کریمی، ر.، ۱۳۹۴. راهنمای آسان تحلیل آماری با SPSS. هنگام، تهران، ایران.
- ۱۷) نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ایران.

- 18) Al-Gamal, S., 2020. Isotope Hydrology, Fundamentals and recent research trends. LAP LAMBERT Academic.
- 19) Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of Binalud region, NE, Iran. *Tectonics* 11, 360–370.
- 20) Allison, G.B., 1988. A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. *Estimation of natural groundwater recharge* 49–72.
- 21) Allison, G.B., Gee, G.W., Tyler, S.W., 1994. Vadose-Zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semi arid regions. *Soil Science Society of America Journal* 58, 6–14. doi:10.2136/sssaj1994.03615995005800010002x
- 22) Anderson, M.P., Woessner, W.W., Hunt, R.J., 2015. *Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport*, 2nd ed, USA. Academic Press.
- 23) Arnold, J.G., Allen, P.M., 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American Water Resources Association* 35, 411–424. doi:10.1111/j.1752-1688.1999.tb03599.x
- 24) Assefa, K.A., Woodbury, A.D., 2013. Transient, spatially varied groundwater recharge modeling. *Water Resources Research* 49, 4593–4606. doi:10.1002/wrcr.20332
- 25) Barnes, C.J., Allison, G.B., 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Journal of Hydrology* 100, 143–176.
- 26) Bear, J., Verruijt, A., 1987. *Modeling groundwater flow and pollution (Theory and applications of transport in porous media)*, U.S.A. and Canada. D. Reidel Publishing Company.
- 27) Brassington, F.C., Younger, P.L., 2010. A proposed framework for hydrogeological conceptual modelling. *Water and Environment* 24, 261–273.
- 28) Brassington, R., 2007. *Field Hydrogeology*, 3rd ed, England. John Wiley & Sons, Chichester.

- 29) Bredehoeft, J., 2005. The conceptualization model problem - Surprise. *Hydrogeology Journal* 13, 37–46. doi:10.1007/s10040-004-0430-5
- 30) Brkić, Ž., Briški, M., Marković, T., 2016. Use of hydrochemistry and isotopes for improving the knowledge of groundwater flow in a semiconfined aquifer system of the Eastern Slavonia (Croatia). *Catena* 142, 153–165. doi:10.1016/j.catena.2016.03.010
- 31) Brown, L., Hulme, P., 2001. Environment Agency framework for groundwater resources conceptual and numerical modelling - R&D Technical Report W214. Environment Agency, Rio House, Waterside Drive, Aztec West, Almondsbury, Bristol.
- 32) Cashman, P.M., Preene, M., 2002. Groundwater lowering in construction: A Practical Guide, U.S.A and Canada. Taylor & Francis e-Library.
- 33) Chae, G., Yun, S., Kim, D., Kim, K., Joo, Y., 2016. Time-series analysis of three years of groundwater level data (Seoul , South Korea) to characterize urban groundwater recharge. doi:10.1144/1470-9236/07-056
- 34) Chemingui, A., Sulis, M., Paniconi, C., 2015. An assessment of recharge estimates from stream and well data and from a coupled surface-water/groundwater model for the des Anglais catchment, Quebec (Canada). *Hydrogeology Journal* 23, 1731–1743. doi:10.1007/s10040-015-1299-1
- 35) Childs, E.C., 1960. The nonsteady state of the water table in drained land. *Journal of Geophysical Research* 65, 780–782.
- 36) Clark, I., 2015. Groundwater geochemistry and isotopes. CRC press, Taylor & Francis Group, 6000 Broken Sound Parkway NW, Suite 300, Boca Raton, FL 33487-2742.
- 37) Clark, I.D., Fritz, P., 1997. Environmental Isotopes in Hydrology. CRC Press, Lewis Publishers.
- 38) Cook, P.G., Herczeg, A.L., 2012. Environmental tracers in subsurface hydrology.
- 39) Crosbie, R.S., Binning, P., Kalma, J.D., 2005. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research* 41, 1–9. doi:10.1029/2004WR003077
- 40) Crosbie, R.S., Peeters, L.J.M., Herron, N., McVicar, T.R., Herr, A., 2018. Estimating groundwater recharge and its associated uncertainty: Use of regression kriging and the chloride mass balance method. *Journal of Hydrology* 561, 1063–1080.
- 41) Dassargues, A., 2018. *Hydrogeology: groundwater science and engineering*. CRC Press.
- 42) Delin, G.N., Healy, R.W., Lorenz, D.L., Nimmo, J.R., 2007. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology* 334, 231–249. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.010
- 43) Doyle, J.M., Gleeson, T., Manning, A.H., Mayer, K.U., Ulrich Mayer, K., Mayer, K.U., Ulrich Mayer, K., 2015. Using noble gas tracers to constrain a groundwater flow model

- with recharge elevations: A novel approach for mountainous terrain. *Water Resources Research* 51, 8094–8113. doi:10.1002/2015WR017274
- 44) Feth, J.H., 1981. Chloride in natural continental water--a review. *Water Supply Paper*.
 - 45) Fetter, C.W., 2001. *Applied hydrogeology*, 4th ed, USA. Prentice Hall Inc., New Jersey.
 - 46) Fitts, C.R., 2002. *Groundwater science*. Academic Press, An Imprint of Elsevier Science, 84 Theobald's Road, London WC1X 8RR, UK.
 - 47) Flint, A.L., Flint, L.E., Kwicklis, E.M., Fabryka-martin, J.T., Bodvarsson, G.S., 2002. Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal* 10, 180–204. doi:10.1007/s10040-01-0169-1
 - 48) Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall. Inc., Englewood Cliffs, N.J. 07632.
 - 49) Hantush, M.S., 1967. Growth and decay of groundwater-mounds in response to uniform percolation. *Water Resources Research* 3, 227–234.
 - 50) Healy, R.W., 2010. *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press, New York.
 - 51) Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10, 91–109. doi:10.1007/s10040-001-0178-0
 - 52) Hem, J.D., 1985. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. Department of the Interior, US Geological Survey.
 - 53) Heppner, C.S., Nimmo, J.R., 2005. A computer program for predicting recharge with a master recession curve, Scientific Investigations Report 2005-5172. U.S. Geological Survey.
 - 54) Heppner, C.S., Nimmo, J.R., Folmar, G.J., Gburek, W.J., Risser, D.W., 2007. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. *Hydrogeology Journal* 15, 915–927. doi:10.1007/s10040-006-0149-6
 - 55) IAEA, 2020. IAEA/GNIP. URL <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>.
 - 56) Jasechko, S., Birks, S.J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P.J., Sharp, Z.D., McDonnell, J.J., Welker, J.M., 2014. The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research* 50, 8845–8867. doi:10.1002/2014WR015809
 - 57) Jie, Z., van Heyden, J., Bendel, D., Barthel, R., 2011. Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. *Hydrogeology Journal* 19, 1487–1502. doi:10.1007/s10040-011-0772-8
 - 58) Kamtchueng, B.T., Fantong, W.Y., Wirmvem, M.J., Tiodjio, R.E., Fouépé Takounjou, A., Asai, K., Bopda Djomou, S.L., Kusakabe, M., Ohba, T., Tanyileke, G., Hell, J.V.,

- Ueda, A., 2015. A multi-tracer approach for assessing the origin, apparent age and recharge mechanism of shallow groundwater in the Lake Nyos catchment, Northwest, Cameroon. *Journal of Hydrology* 523, 790–803. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.02.008
- 59) Kazemi, G.A., Lehr, J.H., Perrochet, P., 2006. Groundwater age. John Wiley & Sons.
 - 60) Kendall, C., McDonnell, J.J., 1998. Isotope tracers in catchment hydrology.
 - 61) Kinzelbach, W., Aeschbach, W., Alberich, C., Baba Goni, I., Beyerle, U., Brunner, P., Chiang, W.-H., Rueedi, J., Zoelhamann, K., 2002. A Survey of methods for analysing groundwater recharge in arid and semi-arid regions, Early Warning and Assessment Report Series. UNEP/DEWA/RS.02-2. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya.
 - 62) Kresic, N., 2010. Chapter 5 - Modeling, in: Kresic, N., Stevanovic, Z. (Eds.), *Groundwater Hydrology of Springs*. Butterworth-Heinemann, Boston, pp. 165–230.
 - 63) Lanini, S., Caballero, Y., Le Cointe, P., 2020. ESPERE version 2 User's Guide.
 - 64) Lu, X., Jin, M., Van Genuchten, M.T., Wang, B., 2011. Groundwater Recharge at Five Representative Sites in the Hebei Plain, China. *Ground Water* 49, 286–294. doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00667.x
 - 65) Maliva, R.G., 2019. Anthropogenic aquifer recharge: WSP methods in water resources evaluation series no. 5. Springer.
 - 66) Manghi, F., Mortazavi, B., Crother, C., Hamdi, M.R., 2009. Estimating regional groundwater recharge using a hydrological budget method. *Water Resources Management* 23, 2475–2489. doi:10.1007/s11269-008-9391-0
 - 67) Maréchal, J.C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., Zaidi, F.K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology* 329, 281–293. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.022
 - 68) Marei, A., Khayat, S., Weise, S., Ghannam, S., Sbaih, M., Geyer, S., 2010. Estimating groundwater recharge using the chloride mass-balance method in the West Bank, Palestine. *Hydrological sciences journal* 55, 780–791. doi:10.1080/02626667.2010.491987
 - 69) Mather, J.D. (Ed.), 2004. 200 years of British hydrogeology, Special Publications, Geological Society Special Publication. The Geological Society, London. doi:10.1144/GSL.SP.2004.225.01.02
 - 70) McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1984. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, USGS Open File Report. doi:10.3133/ofr83875
 - 71) McWhorter, D.B., Sunada, D.K., 1977. Ground-water hydrology and hydraulics. Water Resources Publication.

- 72) Meinzer, O.E., 1923. The occurrence of ground water in the United States with a discussion of principles. University of Chicago.
- 73) Misstear, B.D.R., Brown, L., Johnston, P.M., 2009. Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches. *Hydrogeology Journal* 17, 693–706. doi:10.1007/s10040-008-0376-0
- 74) Mitchell, L., Nimmo, J., Horowitz, C., 2014. The Episodic Master Recession (EMR) Program for R. US Geological Survey.
- 75) Moon, S.-K., Woo, N.C., Lee, K.S., 2004. Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. *Journal of Hydrology* 292, 198–209. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.12.030
- 76) Naranjo, G., Cruz-Fuentes, T., Cabrera, M. del C., Custodio, E., 2015. Estimating natural recharge by means of chloride mass balance in a volcanic aquifer: Northeastern Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Water* 7, 2555–2574. doi:10.3390/w7062555
- 77) Nimmo, J.R., Horowitz, C., Mitchell, L., 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater* 53, 282–292.
- 78) Nimmo, J.R., Perkins, K.S., 2018. Episodic master recession evaluation of groundwater and streamflow hydrographs for water-resource estimation. *Vadose Zone Journal* 17, 1–25.
- 79) Ordens, C.M., Werner, A.D., Post, V.E.A., Hutson, J.L., Simmons, C.T., Irvine, B.M., 2012. Groundwater recharge to a sedimentary aquifer in the topographically closed Uley South Basin, South Australia. *Hydrogeology Journal* 20, 61–72. doi:10.1007/s10040-011-0794-2
- 80) Phillips, F.M., 1994. Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest. *Soil Science Society of America Journal* 58, 15–24.
- 81) Prada, S., Cruz, J.V., Figueira, C., 2016. Using stable isotopes to characterize groundwater recharge sources in the volcanic island of Madeira, Portugal. *Journal of Hydrology* 536, 409–425. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.03.009
- 82) Rasmussen, W.C., Andreasen, G.E., 1959. Hydrologic budget of the Beaverdam Creek basin, Maryland. USGPO,.
- 83) Risser, D.W., Gburek, W.J., Folmar, G.J., 2005. Comparison of methods for estimating ground-water recharge and base flow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States, Scientific Investigations Report 2005-5038, Ground-Water Resources Program. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- 84) Rivard, C., Lefebvre, R., Paradis, D., 2013. Regional recharge estimation using multiple methods: an application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environmental Earth Sciences* 71, 1389–1408. doi:10.1007/s12665-013-2545-2

- 85) Ruiz, G., 2015. Estimation of the Groundwater Recharge in the Aquifer of the Mexico City. *Procedia Environmental Sciences* 25, 220–226. doi:10.1016/j.proenv.2015.04.030
- 86) Rushton, K.R., 2003. *Groundwater Hydrology: Conceptual and Computational Models*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- 87) Rutledge, A.T., 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records: Update. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- 88) Scanlon, R., Cook, G., 2002. Groundwater Recharge. *Hydrogeology journal* 1431–2174. doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00667.x
- 89) Sharp, Z., 2017. *Principles of stable isotope geochemistry*.
- 90) Simmers, I. (Ed.), 1988. Estimation of Natural Groundwater Recharge, in: NATO Advanced Research Workshop on Estimation of Natural Recharge of Groundwater (with Special Reference to Arid- and Semi-Arid Regions) Antalya (Side), Turkey, 8-15 March 1987, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences Vol. 222. D. Reidel Publishing Company, p. 502.
- 91) Sloto, R.A., 1990. Geohydrology and simulation of ground-water flow in the carbonate rocks of the Valley Creek basin, eastern Chester County, Pennsylvania. *Water-Resources Investigations Report* 89, 4169.
- 92) Sophocleous, M., 1991. Combining the soil water balance and water - level fluctuation methods to estimate natural ground- water recharge: practical aspects. *Journal of Hydrology* 124, 229–241.
- 93) Sophocleous, M., 1985. The role of specific yield in ground-water recharge estimations: A numerical study. *Groundwater* 23, 52–58.
- 94) Tan, X.-C., Wu, J.-W., Cai, S.-Y., Yang, J.-Z., 2013. Characteristics of Groundwater Recharge on the North China Plain. *Ground water* 52, 798–807. doi:10.1111/gwat.12114
- 95) Todd, D.K., Mays, L.W., 2005. *Groundwater Hydrology*, 3rd ed, John Wiley and Sons, Inc., Arizona State University.
- 96) Tyler, S.W., Walker, G.R., 1994. Root zone effects on tracer migration in arid zones. *Soil Science Society of America Journal* 58, 25–31.
- 97) USGS, 2018. *Methods for Estimating Groundwater Recharge In Humid Regions, USA*.
- 98) Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P., Dietrich, S., 2013. Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. *Hydrological Sciences Journal* 58, 1445–1455. doi:10.1080/02626667.2013.833663
- 99) Wood, W.W., 1999. Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground water* 37, 2–5.

- 100) Wood, W.W., Sanford, W.E., 1995. Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment. *Groundwater* 33, 458–468.
- 101) Yeh, H.F., Lin, H.I., Lee, C.H., Hsu, K.C., Wu, C.S., 2014. Identifying seasonal groundwater recharge using environmental stable isotopes. *Water (Switzerland)* 6, 2849–2861. doi:10.3390/w6102849
- 102) Yin, L., Hu, G., Huang, J., Wen, D., Dong, J., Wang, X., Li, H., 2011. Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: Comparison of methods. *Hydrogeology Journal* 19, 1563–1575. doi:10.1007/s10040-011-0777-3
- 103) Younger, P.L., 2007. *Groundwater in the environment: an introduction*. Blackwell Publishing Ltd.

Abstract

Mashhad-Chenaran Aquifer with an area of about 2527 square kilometers, as the most sustainable resource supplying the drinking water of Mashhad city, is the most important alluvial aquifer in Khorasan Razavi Province. Unfortunately, despite its importance, comprehensive research to estimate the amount of recharge and determine its origin and elevation has not been conducted.

First, groundwater recharge has been estimated using the water table fluctuations method and MRC algorithm in a period of 15 years (Sep. 2001 to Sep. 2016) measured in 31 observation wells. Results suggested that recharge in Mashhad-Chenaran Aquifer follows a certain pattern depending on rainfall fluctuations. Seasonal rainfall starts from the end of October and reaches its maximum in April. The trend of increasing groundwater recharge continues until the end of March, and then, with the beginning of spring, the amount of recharge is significantly reduced. The most important reason for the decrease in recharge rate during this period is the lag time between the beginning of rainfall and its impact on the groundwater. The highest amount of recharge takes place in January, February, and March, and the lowest in August and September. During the 15-year period, the lowest and the highest amounts of recharge were 87.2 MCM (12.4% of rainfall) and 221.7 MCM (29% of rainfall) respectively in 2002-2003 and 2011-2012 water years. During this period, the average annual recharge is about 117.11 MCM (21.21% of rainfall). Recharge less than 5 MCM have the highest frequency and high amounts also has the lowest frequency. Assessing the ratio of recharge to precipitation indicates the correct estimation of recharge by the water level fluctuations method and MRC algorithm. Next, groundwater recharge has been estimated using chloride and isotopic mass balance over a period of three years. During this period, groundwater and rainwater samples were collected and their chloride concentrations and isotopic contents (oxygen-18 and deuterium) were measured in the laboratory. Based on the chloride mass balance, the recharge is estimated about 21% (115.79 million cubic meters per year). The mass balance of oxygen-18, suggested that the amount of recharge is about 34.12% (188.39 million cubic meters per year), and based on the mass balance of deuterium, the amount of recharge is estimated to be 24.39% (134.67 million cubic meters per year). The Allison model, which is an experimental model that estimates recharge based on the isotopic content of oxygen-18 and deuterium, has also provided acceptable results. In this model, results show that the amount of recharge for oxygen-18 and deuterium, is estimated to be about 24.75 (136.66 million cubic meters per year) and 26.45% (146.04 million cubic meters per year), respectively. Finally, the results have been controlled

and evaluated using the Thornthwaite water balance model and the groundwater balance. Based on the results of the Thornthwaite water balance model, the recharge is estimated at 19.24% (106.23 million cubic meters per year) and based on groundwater balance, recharge is estimated at 24.00% (132.52 million cubic meters per year).

In this study, the groundwater response to rainfall has been estimated from 31 observation wells by cross-correlation method in a period of 15 years (Sep. 2001 to Sep. 2016). The correlation test results show that after about 2 to 3 months, the effect of rainfall is gradually observed on the groundwater level and the correlation coefficient at the confidence level $\alpha = 0.05$ and $\alpha = 0.1$ for 77% and 97% of wells become meaningful respectively. The minimum lag time is 2 months and the maximum is 7 months. In general, the estimated lag time is well matched to the groundwater depth and fully follows the Iso-depth map pattern. The amount of groundwater recharge throughout Mashhad-Chenaran aquifer is mainly controlled by the unsaturated zone properties such as thickness, material, etc. Changes in groundwater depth are the major factor that affects the lag time. With the start of rainfall in late October, groundwater recharge in most wells begins in mid-autumn and continues until late spring. Most of the groundwater recharge takes place in late winter. In summer, rainfall has a very small role in groundwater recharge. In this period, the uncontrolled extraction of water from the aquifer and consequently a sharp and continuous drop in groundwater level plays a major role in water table fluctuations.

Keywords: Mashhad-Chenaran alluvial aquifer, Groundwater recharge, Water Table Fluctuation Method, chloride and isotopic mass balance, Cross-correlation coefficient, Groundwater response to rainfall.



**Shahrood University of
Technology**

Faculty of Earth Sciences

Ph.D. Thesis in Hydrogeology

Groundwater Recharge Estimation in the Alluvial Aquifer of the Mashhad-Chenaran

By: Mahmoud Arjmand Sharif

Supervisor:
Dr. Hadi Jafari

March, 2020