

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

رساله دکتری هیدروژئولوژی

# تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه

نگارنده: امیر شمشکی

استاد راهنما

دکتر غلامحسین کرمی

تیر ۱۳۹۸

ج

شماره: ۹۸۰۷۱۸۶۶

تاریخ: ۹۸/۷/۱۸

ویرایش:

باسمه تعالی




مدیریت تحصیلات تکمیلی





پیوست شماره ۲

دانشکده: علم زمین  
گروه: اساس

رساله دکتری آقای امیر شمشکی

تحت عنوان: تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی در جبهه جنوب شرقی دریاچه ارومیه  
در تاریخ ۱۳۹۸/۰۴/۲۵ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ رساله دکتری ارزیابی گردید و با درجه عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی: دکتر غلامحسین کریمی
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی:

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر عزیز ا... طاهری		نام و نام خانوادگی: دکتر محمد نخعی
			نام و نام خانوادگی: دکتر هادی جعفری
			نام و نام خانوادگی: دکتر رحیم باقری



شماره: ۹۸۰۷۱۶۶  
تاریخ: ۹۸ / ۷ / ۱  
ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)  
(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود آقای امیر شمشکی دانشجوی دکتری رشته آبناسی به شماره دانشجویی ۹۲۱۵۴۶۵ و ورودی مهر ماه سال ۱۳۹۲ در تاریخ ۹۸/۴/۲۵ از رساله نظری / عملی خود با عنوان: تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی در جبهه جنوب شرقی دریاچه ارومیه دفاع و با اخذ نمره ۱۹..... به درجه: عالی..... نائل گردید.

<input type="checkbox"/> الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰	<input checked="" type="checkbox"/> ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹ - ۱۷
<input type="checkbox"/> ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹ - ۱۵	<input type="checkbox"/> د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد
<input type="checkbox"/> ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد	

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	استاد راهنما	دکتر غلامحسین کرمی	دانشیار	
۲	استاد داور	دکتر هادی جعفری	استادیار	
۳	استاد داور	دکتر رحیم باقری	استادیار	
۴	استاد داور	دکتر محمد نخعی	استاد	
۵	نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر عزیز ا... طاهری	استاد	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی آقای امیر شمشکی بعمل آید.

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

۱۳۹۸، ۷، ۱  
از طرف: سعید علی پوراحمد



## تشر و قدردانی

سپاس بی کران پروردگار یکتا را که هستی مان بخشید و به مسیر کسب علم و دانش رهنمونمان گردید. ستایش خداوندی را سزاوار است که همه چیز را به زیبایی آفرید تا گواه جمال و جلالش باشند. اینک که به لطف و رحمت او موفق به نگارش این رساله گردیده‌ام، بنا بر حکم "لم یشکر المخلوق، لم یشکر الخالق" بر خود لازم می دانم که در ابتدا از زحمات و راهنمایی‌های بی‌دریغ و ارزشمند استاد راهنمای محترم و دلسوزم، جناب آقای دکتر غلامحسین کرمی سپاسگزاری نمایم. همچنین از اساتید بزرگوار آقایان دکتر هادی جعفری، دکتر رحیم باقری، دکتر عزیزا... طاهری و دکتر غلامعباس کاظمی مراتب تشکر و قدردانی خود را اعلام می دارم. از ریاست محترم دانشکده علوم زمین جناب آقای دکتر پرویز امیدی و پرسنل محترم این دانشکده بویژه سرکار خانم مهندس فارسی سپاسگزاری می کنم.

از همکاران عزیزم آقایان مهندس یوسف محمدی، دکتر ایمان انتظام سلطانی و مهندس مهرزاد خندان که در مراحل مختلف این پژوهش اینجانب را یاری نمودند، قدردانی می نمایم. از تمام دوستان عزیز بویژه آقایان فرید فضیله، حسن ضیا، حسین عابدیان و عبدا... شمسی تشکر می کنم.

در پایان به پاس قدردانی از مفاهیم والای زندگی، این رساله را به روح پدر دانشمند و فرزانه‌ام، مادر مهربانم، همسر عزیزم، دختر نازنینم و برادر بزرگوارم تقدیم می نمایم.

امیر شمشکی

تیرماه ۱۳۹۸

## برگ اصالت و مالکیت اثر

اینجانب امیر شمشکی دانشجوی دوره دکترا رشته زمین شناسی - هیدروژئولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه تحت راهنمایی آقای دکتر غلامحسین کرمی متعهد می شوم .

\* تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده و از صحت و اصالت برخوردار است .

\* در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .

\* مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .

\* کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا (Shahrood University of Technology) به چاپ خواهد رسید.

\* حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.

\* در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده گردیده ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .

\* در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

امضای دانشجو

تاریخ: ۱۳۹۸/۰۴/۲۵

### مالکیت نتایج و حق نشر

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

## چکیده

دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران بین دو استان آذربایجان شرقی و غربی قرار دارد. تراز آب این دریاچه از حدود دو دهه پیش تاکنون به شدت کاهش یافته و بخش چشمگیری از آن به ویژه در نیمه جنوبی خشک شده است. دلایل مختلفی در مورد علل این رخداد مطرح گردیده و همچنین نظرات متفاوتی در مورد نقش آب‌های زیرزمینی در این مبحث وجود دارد. بنابراین، با هدف بررسی اندرکنش کمی و کیفی آب‌های زیرزمینی نواحی ساحلی در زمان و مکان با آب دریاچه و سایر منابع آب سطحی مانند رودخانه‌ها و تالاب‌ها در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه این پژوهش انجام پذیرفته است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که در محدوده مطالعاتی با وجود گسترش شدید فعالیت‌های کشاورزی و افزایش حدود ۲۰۰۰۰ حلقه چاه بهره‌برداری در ۱۰ سال اخیر و علیرغم ثبات نسبی مقدار بارش و افزایش نسبی مقدار تبخیر در این دوره، افت چشمگیری در تراز آبخوان‌های آبرفتی مشاهده نشده است. دلیل اصلی مطلب یاد شده این است که یک تعادل نسبی بین حجم آب‌های زیرزمینی پمپاژ شده و آب‌های برگشتی کشاورزی به آبخوان‌های آبرفتی منطقه به وجود آمده است. تعادل نسبی در تراز آب زیرزمینی نشان‌دهنده وجود تعادل بین حجم آب پمپاژ شده و آب برگشتی به آبخوان می‌باشد. محاسبات بیلان آب نشان می‌دهد که حدود ۹۶ درصد از حجم سفره آب زیرزمینی در سال آبی ۹۵-۹۴ توسط آب‌های برگشتی کشاورزی و رودخانه‌ها تأمین شده است که شباهت بسیار زیاد ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی با آب رودخانه‌ها این مطلب را تأیید می‌کند. گرادیان هیدرولیکی آبخوان مراغه - بناب حدود ۶ برابر بیش‌تر از آبخوان میان‌دوآب است. زمان تأخیر بین بارندگی و تراز آب زیرزمینی در محدوده دشت میان‌دوآب حدود یک سال و در محدوده دشت مراغه - بناب حدود ۴ سال می‌باشد. دلیل این مطالب این است که نقش آب‌های برگشتی کشاورزی در تغذیه آب زیرزمینی در محدوده آبخوان میان‌دوآب در مقایسه با آبخوان مراغه - بناب مهم‌تر می‌باشد. نقش مهم‌تر آب‌های برگشتی کشاورزی در دشت میان‌دوآب به خاطر وجود رودخانه‌های پر آب‌تر و انشعابات رودخانه‌ای و همچنین وجود کانال‌های آبیاری بسیار گسترده‌تر در این دشت است. در مناطقی که رسوبات دانه درشت وجود دارند و سطح آب‌های زیرزمینی افت قابل توجهی را شامل می‌شود (مانند نواحی جنوب غربی آبخوان مراغه - بناب با افت حدود ۱۳ متر در ۱۰ سال اخیر) هجوم شورابه‌های دریاچه به سمت آبخوان بیش‌تر بوده است. با مقایسه سطوح آب دریاچه و آب زیرزمینی در دشت میان‌دوآب، کاملاً مشهود است که در دو دهه اخیر روندهای متفاوتی را نشان می‌دهند. برای مثال، در فاصله زمانی سال‌های ۸۰ تا ۸۷ سطح آب زیرزمینی بر خلاف روند کاهشی سطح آب در دریاچه، افزایشی بوده است. علاوه بر این، خطوط تراز آب زیرزمینی در دشت میان‌دوآب در دهه اخیر به علت تعادل نسبی سطح آب زیرزمینی یکنواخت‌تر شده‌اند. در نهایت، با توجه به نتایج به دست آمده از این تحقیق می‌توان این چنین اظهار نظر کرد که فعالیت‌های کشاورزی به طور غیرمستقیم نقش زیادی در روند خشک شدن دریاچه ارومیه داشته‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** آب زیرزمینی ساحلی، دریاچه ارومیه، تغییرات زمانی و مکانی، اندرکنش آب

## فهرست مقاله‌های برگرفته از رساله

- شمشکی، امیر و غلامحسین کرمی. ۱۳۹۵. «مقایسه روند تغییرات کمی و کیفی آب دریاچه ارومیه با تأکید بر اطلاعات کرانه جنوب خاوری آن». فصلنامه علوم زمین. ۲۶ (۱۰۳) ۹۹-۱۰۴.
- شمشکی، امیر و غلامحسین کرمی. ۱۳۹۷. «اندرکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی در تالاب قره‌قشلاق \_ ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه». فصلنامه کوآترنری ایران. ۳ (۲) ۱۷۹-۱۸۶.
- شمشکی، امیر و غلامحسین کرمی. ۱۳۹۷. «تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه». مجله هیدروژئولوژی. انتشار آنلاین در ۱۳۹۷/۰۲/۰۸.
- شمشکی، امیر و غلامحسین کرمی. ۱۳۹۸. «بررسی هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی آبخوان ساحلی جنوب شرق دریاچه ارومیه». مجله انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران. تاریخ پذیرش ۱۳۹۸/۰۳/۱۸.
- شمشکی، امیر و غلامحسین کرمی. ۱۳۹۴. «تغییرات وضعیت آب زیرزمینی دشت میان‌دوآب (جنوب دریاچه ارومیه) از دیدگاه کمی». سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین. ۳ الی ۵ اسفند ۱۳۹۴، تهران.
- شمشکی، امیر و غلامحسین کرمی. ۱۳۹۵. «تغییرات زمانی و مکانی جبهه نفوذ آب شور به آبهای زیرزمینی ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه». سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین. ۱ تا ۳ اسفند ۱۳۹۵، تهران.
- شمشکی، امیر و غلامحسین کرمی. ۱۳۹۵. «بررسی تداخل آب شور و شیرین در ساحل جنوب دریاچه شرقی ارومیه با استفاده از نسبت یونی  $Cl^-$  به  $Br^-$ ». اولین همایش ملی مدیریت آب. ۲۱ مرداد ۱۳۹۵، همدان.



## فهرست نوشتار

۱	مقدمه	۱
۱-۱	بیان مسأله	۱
۲-۱	هدف از انجام تحقیق	۲
۳-۱	موقعیت جغرافیایی منطقه	۳
۴-۱	آب و هوای منطقه	۴
۱-۴-۱	بارش‌های جوی	۵
۲-۴-۱	دمای هوا	۵
۳-۴-۱	تبخیر و تعرق	۵
۵-۱	زمین‌شناسی منطقه	۶
۱-۵-۱	چینه‌شناسی	۷
۲-۵-۱	زمین‌شناسی ساختاری	۱۲
۶-۱	زمین‌ریخت‌شناسی منطقه	۱۶
۷-۱	هیدرولوژی منطقه	۱۹
۸-۱	هیدروژئولوژی منطقه	۲۲
۲	مروری بر بررسی‌های پیشین	۲۷
۱-۲	اندركنش آب‌های زیرزمینی و سطحی	۲۷
۲-۲	سهام آب‌های زیرزمینی و سطحی در محیط‌های دریاچه‌ای	۲۹
۳-۲	نحوه ورود آب‌های زیرزمینی به محیط‌های دریاچه‌ای	۳۱
۴-۲	جنبه‌های کیفی آب‌های زیرزمینی و آب دریاچه‌ها	۳۱
۵-۲	آسیب‌پذیری دریاچه‌ها	۳۲
۶-۲	مروری بر پژوهش‌های پیشین در پهنه مطالعاتی	۳۳
۱-۶-۲	مروری بر پژوهش‌های پیشین در محدوده دریاچه ارومیه	۳۳
۲-۶-۲	مروری بر پژوهش‌های پیشین در دشت‌های میاندوآب و مراغه - بناب	۳۸
۳	داده‌ها و روش انجام کار	۴۹
۱-۳	جمع‌آوری داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز	۴۹
۱-۱-۳	داده‌های کمی	۴۹
۲-۱-۳	داده‌های کیفی	۵۳
۳-۱-۳	داده‌های ایزوتوپی	۶۰

۶۳	.....	۲-۳	روش بررسی های آب زمین شناختی.....
۶۴	.....	۳-۳	روش بررسی های هیدروژئوشیمیایی.....
۶۵	.....	۴-۳	روش بررسی های ایزوتوپی.....
۶۷	.....	۴	ارزیابی کمی و کیفی آب دریاچه ارومیه.....
۶۷	.....	۴-۱	ارزیابی کمی آب دریاچه ارومیه.....
۶۷	.....	۴-۱-۱	ارتفاع و حجم آب دریاچه ارومیه.....
۶۸	.....	۴-۱-۲	مقدار آب ورودی رودخانه ها به دریاچه ارومیه.....
۷۱	.....	۴-۲	ارزیابی کیفی آب دریاچه ارومیه.....
۷۴	.....	۴-۳	رابطه ویژگی های کمی و کیفی آب دریاچه ارومیه.....
۷۷	.....	۵	ارزیابی کمی آب های زیرزمینی.....
۷۷	.....	۵-۱	ارزیابی سطح آب زیرزمینی.....
۷۷	.....	۵-۱-۱	نقشه هم پتانسیل آب زیرزمینی.....
۸۱	.....	۵-۱-۲	نقشه هم عمق آب زیرزمینی.....
۸۴	.....	۵-۱-۳	هیدروگراف معرف آبخوان.....
۸۸	.....	۵-۲	ویژگی های هیدرودینامیکی آبخوان.....
۸۸	.....	۵-۲-۱	ضخامت آبرفت و بخش اشباع.....
۸۹	.....	۵-۲-۲	قابلیت انتقال آب زیرزمینی و ضریب ذخیره.....
۹۳	.....	۵-۳	تغییرات زمانی و مکانی در کمیت آب های زیرزمینی منطقه.....
۹۳	.....	۵-۳-۱	تغییرات زمانی.....
۱۰۰	.....	۵-۳-۲	تغییرات مکانی.....
۱۱۲	.....	۵-۴	بیان آب زیرزمینی در پهنه مطالعاتی.....
۱۱۹	.....	۶	ارزیابی هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی.....
۱۱۹	.....	۶-۱	ارزیابی پارامترهای اندازه گیری شده در محل.....
۱۱۹	.....	۶-۱-۱	هدایت الکتریکی.....
۱۲۲	.....	۶-۱-۲	pH.....
۱۲۳	.....	۶-۱-۳	دما.....
۱۲۵	.....	۶-۲	ارزیابی غلظت یون های اصلی.....
۱۲۵	.....	۶-۲-۱	نقشه های کیفی.....
۱۳۱	.....	۶-۲-۲	نمودارهای کیفی.....
۱۳۹	.....	۶-۳	تغییرات زمانی هدایت الکتریکی و یون های اصلی در آبخوان.....

۱۴۴	.....	۴-۶. بررسی تأثیر نفوذ آب شور بر شیمی آبخوان.....
۱۴۹	.....	۵-۶. بررسی ایزوتوپ‌های پایدار (دوتریوم و اکسیژن-۱۸) در آب‌های زیرزمینی منطقه.....
۱۵۲	.....	۶-۶. بررسی تأثیر آب شور بر ترکیب ایزوتوپی آبخوان.....
۱۵۵	.....	۷. نتیجه‌گیری و پیشنهادها.....
۱۵۵	.....	۱-۷. نتیجه‌گیری.....
۱۵۵	.....	۱-۱-۷. تغییرات زمانی جریان آب زیرزمینی در جنوب شرق دریاچه ارومیه.....
۱۵۷	.....	۲-۱-۷. تغییرات مکانی جریان آب زیرزمینی در جنوب شرق دریاچه ارومیه.....
۱۵۸	.....	۳-۱-۷. تغییرات زمانی - مکانی جریان آب زیرزمینی در جنوب شرق دریاچه ارومیه.....
۱۵۹	.....	۲-۷. پیشنهادها.....
۱۶۱	.....	۸. منابع.....

## فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱. موقعیت جغرافیایی پهنه مطالعاتی..... ۳
- شکل ۱-۲. نقشه زمین‌شناسی حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه..... ۱۴
- شکل ۱-۳. شمای موقعیت مکانی رودخانه‌های حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه..... ۲۱
- شکل ۱-۴. نقشه موقعیت زیرحوضه‌های حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه..... ۲۱
- شکل ۱-۵. نقشه موقعیت محدوده آبخوان‌های آبرفتی در حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه..... ۲۲
- شکل ۱-۶. محل چاه‌های آب حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۳۷۰، ۱۳۸۰ و ۱۳۹۰..... ۲۴
- شکل ۲-۱-۲. رده بندی محیط‌های دریاچه‌ای بر پایه سهم نسبی آب سطحی و زیرزمینی..... ۳۱
- شکل ۲-۲. نقشه گسل‌های فعال شمال باختری ایران..... ۳۵
- شکل ۳-۱. نقشه موقعیت مکانی سنجش مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی..... ۵۲
- شکل ۳-۲. نقشه موقعیت مکانی نقاط سنجش کیفیت شیمیایی..... ۵۸
- شکل ۳-۳. نقشه موقعیت مکانی نقاط سنجش مقدار نترات در دشت مراغه - بناب..... ۵۹
- شکل ۴-۱. نمودار تغییرات تراز آب دریاچه و مقدار بارش‌های جوی..... ۶۹
- شکل ۴-۲. نمودار تغییرات حجم آب دریاچه و مقدار بارش‌های جوی..... ۷۰
- شکل ۴-۳. نمودار مقدار کل حجم آب ورودی سطحی به دریاچه..... ۷۱
- شکل ۴-۴. موقعیت جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری از آب دریاچه ارومیه..... ۷۲
- شکل ۴-۵. نمودار تغییرات کل جامدات محلول آب دریاچه ارومیه با حجم آن..... ۷۵
- شکل ۴-۶. نمودار تغییرات کل جامدات محلول آب دریاچه ارومیه با تراز آن..... ۷۵
- شکل ۴-۷. نمودار تغییرات نسبت یونی Mg/Ca آب دریاچه ارومیه با تراز آب..... ۷۶
- شکل ۵-۱. نقشه تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵..... ۷۹
- شکل ۵-۲. نقشه تراز آب زیرزمینی در آبان ماه سال ۱۳۹۴..... ۸۰
- شکل ۵-۳. نقشه عمق آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵..... ۸۲
- شکل ۵-۴. نقشه عمق آب زیرزمینی در آبان ماه سال ۱۳۹۴..... ۸۳
- شکل ۵-۵. نمودار هیدروگراف معرف دشت میاندوآب..... ۸۵

- شکل ۵-۶. نمودار همبستگی متقابل متوسط سالیانه بارندگی و تراز آب زیرزمینی دشت میاندوآب..... ۸۵
- شکل ۵-۷. نمودار هیدروگراف معرف دشت مراغه - بناب..... ۸۷
- شکل ۵-۸. نمودار همبستگی متقابل متوسط سالیانه بارندگی و تراز آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب..... ۸۷
- شکل ۵-۹. نقشه ضخامت آبرفت ..... ۹۰
- شکل ۵-۱۰. نقشه ضخامت بخش اشباع آبرفت ..... ۹۱
- شکل ۵-۱۱. نقشه قابلیت انتقال آب زیرزمینی ..... ۹۲
- شکل ۵-۱۲. نقشه روند سری زمانی سالیانه تراز آب در چاه‌های مشاهده‌ای بر اساس روش من- کندال..... ۹۴
- شکل ۵-۱۳. نقشه پهنه‌بندی تغییرات میانگین سالیانه تراز آب زیرزمینی..... ۹۶
- شکل ۵-۱۴. نقشه پهنه‌بندی تغییرات سالیانه تراز آب زیرزمینی از سال ۸۱-۸۰ تا ۹۵-۹۴ ..... ۹۹
- شکل ۵-۱۴. موقعیت مکانی برش‌های عرضی در محدوده مطالعاتی..... ۱۰۰
- شکل ۵-۱۵. برش عرضی A-A' در محدوده مطالعاتی..... ۱۰۲
- شکل ۵-۱۶. برش عرضی B-B' در محدوده مطالعاتی..... ۱۰۵
- شکل ۵-۱۷. برش عرضی C-C' در محدوده مطالعاتی..... ۱۰۶
- شکل ۵-۱۸. برش عرضی D-D' در محدوده مطالعاتی..... ۱۱۰
- شکل ۵-۱۹. برش عرضی E-E' در محدوده مطالعاتی..... ۱۱۱
- شکل ۵-۲۰. نقشه محدوده بیلان آب زیرزمینی..... ۱۱۲
- شکل ۵-۲۱. منحنی وایت..... ۱۱۶
- شکل ۶-۱. نقشه مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۹۵..... ۱۲۱
- شکل ۶-۲. نقشه غلظت یون کلر آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵..... ۱۲۶
- شکل ۶-۳. نقشه غلظت یون سدیم آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵..... ۱۲۹
- شکل ۶-۴. نقشه مقدار یون سولفات آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵..... ۱۳۰
- شکل ۶-۵. نمودار پایپر آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی..... ۱۳۲
- شکل ۶-۶. نمودار استیف آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی..... ۱۳۴
- شکل ۶-۷. نمودار شولر آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی..... ۱۳۵
- شکل ۶-۸. نمودار ترکیبی متغیرهای شیمیایی آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی..... ۱۳۶
- شکل ۶-۹. نمودار ترکیبی چند متغیره شیمیایی آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی..... ۱۳۸
- شکل ۶-۱۰. نمودار تغییرات زمانی هدایت الکتریکی آب‌های زیرزمینی در آبخوان دشت میاندوآب..... ۱۴۱

- شکل ۶-۱۱. نمودار تغییرات غلظت آنیون‌های اصلی آب‌های زیرزمینی در آبخوان دشت میاندوآب.....۱۴۱
- شکل ۶-۱۲. نمودار تغییرات زمانی غلظت کاتیون‌های اصلی آب‌های زیرزمینی در آبخوان دشت میاندوآب.....۱۴۲
- شکل ۶-۱۳. نمودار تغییرات زمانی هدایت الکتریکی آب‌های زیرزمینی آبخوان دشت مراغه -بناب.....۱۴۲
- شکل ۶-۱۴. نمودار تغییرات زمانی غلظت آنیون‌های یون‌های اصلی آب‌های زیرزمینی دشت مراغه -بناب.....۱۴۳
- شکل ۶-۱۵. نمودار تغییرات زمانی غلظت کاتیون‌های اصلی آب‌های زیرزمینی آبخوان دشت مراغه -بناب.....۱۴۳
- شکل ۶-۱۶. نمودار HFE.....۱۴۶
- شکل ۶-۱۷. مرز آب شور و شیرین ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه در سال ۱۳۸۵ و ۱۳۹۵.....۱۴۸
- شکل ۶-۱۸. نمودار خط جوی و موقعیت ترکیب ایزوتوپی نمونه های آب در محدوده مطالعاتی.....۱۵۱
- شکل ۶-۱۹. نمودار تغییرات مقدار دوتریوم مازاد با اکسیژن-۱۸ در نمونه‌های آب.....۱۵۳
- شکل ۶-۲۰. نمودار تغییرات مقدار اکسیژن-۱۸ با کلر در نمونه‌های آب.....۱۵۳

## فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۱. مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی..... ۴
- جدول ۱-۲. پارامترهای آماری بارندگی سالیانه در ایستگاه‌های باران سنجی..... ۴
- جدول ۱-۳. مقدار میانگین ماهیانه بارش‌های جوی، دمای هوا و تبخیر و تعرق پتانسیل در پهنه مطالعاتی..... ۵
- جدول ۱-۴. سهم رودخانه‌های اصلی حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه در تأمین آب آن..... ۲۰
- جدول ۱-۵. مساحت زیرحوضه‌های حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه..... ۲۰
- جدول ۱-۶. تغییرات تراز و حجم مخزن آبخوان‌های آبرفتی مجاور دریاچه ارومیه..... ۲۵
- جدول ۲-۱. بیلان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی میاندوآب در سال آبی ۸۴-۸۵..... ۴۲
- جدول ۲-۲. بیلان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی میاندوآب در سال ۱۳۸۹..... ۴۳
- جدول ۲-۳. بیلان آبخوان آبرفتی مراغه - بناب از سال آبی ۷۹-۷۸ تا ۸۴-۸۳..... ۴۶
- جدول ۲-۴. بیلان آبخوان آبرفتی مراغه - بناب در سال آبی ۸۴-۸۵..... ۴۸
- جدول ۳-۱. مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای موجود در پهنه مطالعاتی..... ۵۱
- جدول ۳-۲. مشخصات گمانه‌های حفر شده در این تحقیق..... ۵۱
- جدول ۳-۳. مشخصات نقاط اندازه‌گیری و مقدار نفوذپذیری سطحی خاک..... ۵۳
- جدول ۳-۴. مشخصات نقاط پایش کیفیت آب زیرزمینی دشت میاندوآب..... ۵۵
- جدول ۳-۵. مشخصات نقاط پایش کیفیت آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب..... ۵۶
- جدول ۳-۶. مشخصات نقاط پایش کیفیت آب در این پژوهش..... ۵۷
- جدول ۳-۷. نتایج تجزیه شیمیایی برخی عناصر سنگین در آب زیرزمینی محدوده ملکان..... ۶۰
- جدول ۳-۸. مقدار ایزوتوپ‌های D و  $^{18}O$  آب باران حوضه آبرگیر دریاچه زریوار..... ۶۱
- جدول ۳-۹. مقدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در نمونه‌های آب پهنه مطالعاتی..... ۶۲
- جدول ۳-۱۰. عامل‌های فیزیکی و شیمیایی آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی در فصل تر و خشک..... ۶۵
- جدول ۴-۱. نتایج آنالیزهای فیزیکوشیمیایی آب جنوب شرق دریاچه ارومیه..... ۷۳
- جدول ۴-۲. نسبت‌های یونی سدیم به کلر و منیزیم به کلسیم در آب دریاچه..... ۷۳
- جدول ۵-۱. روند سری زمانی تراز آب در چاه‌های مشاهده‌ای بر اساس روش من-کندال..... ۹۵
- جدول ۵-۲. مقدار آب زیرزمینی ورودی به پهنه مطالعاتی از جبهه‌های مختلف..... ۱۱۲
- جدول ۵-۳. نسبت نفوذ عمقی به آب مصرف شده در بخش کشاورزی..... ۱۱۳

- جدول ۴-۵. مقدار آب زیرزمینی خروجی از پهنه مطالعاتی از جبهه‌های مختلف..... ۱۱۴
- جدول ۵-۵. مقدار تبخیر مستقیم از آبخوان با استفاده از روش وایت..... ۱۱۶
- جدول ۶-۵. بیلان آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی در سال آبی ۹۴-۹۵..... ۱۱۶
- جدول ۱-۶. وضعیت آماری مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی..... ۱۲۰
- جدول ۲-۶. وضعیت آماری مقدار pH آب زیرزمینی..... ۱۲۲
- جدول ۳-۶. وضعیت آماری مقدار دمای آب زیرزمینی..... ۱۲۴
- جدول ۴-۶. مقدار نسبت یونی منیزیم به مجموع منیزیم و کلسیم در نمونه‌های آب زیرزمینی..... ۱۳۷
- جدول ۵-۶. ارزش عددی پیشنهادی برای زیرگروه‌های رخساره‌های هیدروشیمیایی..... ۱۴۷





## فصل اول: مقدمه

کشور ایران از دیدگاه موقعیت جغرافیایی در منطقه‌ای خشک تا نیمه خشک قرار دارد. میزان میانگین سالانه ریزش‌های جوی کشور از ۲۵۰ میلی‌متر کمتر می‌باشد. در بیشتر مناطق ایران، منابع آب سطحی بسیار محدود است و به همین دلیل نیاز آبی کشور و به ویژه نیاز آبی بخش کشاورزی به طور عمده از منابع آب زیرزمینی تأمین می‌گردد. لذا حفظ و مدیریت منابع آب و زیست بوم‌های آبی از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشد.

در دو دهه اخیر دریاچه ارومیه که دومین دریاچه بسیار شور کره زمین می‌باشد، به دلیل کاهش سطح آب و افزایش شدید شوری در شرایط بحرانی قرار گرفته است. ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه در پایین دست آبخوان‌های آبرفتی دشت میاندوآب و مراغه - بناب قرار دارد. این منطقه مهم‌ترین جبهه ورودی آب‌های سطحی به این دریاچه می‌باشد. بیشترین میزان عقب‌نشینی آب دریاچه نیز در این بخش رخ داده است. ساخت چندین سد و پمپاژ شدید از آب رودخانه‌ها برای مصارف کشاورزی مقدار ورودی دریاچه از رودخانه‌ها را بسیار کاهش داده است. در ضمن عوامل انسانزاد و غیرانسانزاد زیادی در منطقه وجود دارد که بر کیفیت و شوری منابع آب تأثیرگذار می‌باشد. به این ترتیب، شناسایی نقش و میزان تأثیر عامل‌های مختلف در تغییرات کمی و کیفی آب‌های زیرزمینی این ناحیه پیچیده و دشوار می‌باشد.

### ۱-۱. بیان مسأله

دریاچه‌ها با آبخوان‌های مجاور خود ممکن است دارای ارتباط هیدرولیکی باشند. امکان وجود این ارتباط در آبخوان‌های آبرفتی نسبت به سایر آبخوان‌ها بیش‌تر است. اندرکنش آب‌های زیرزمینی با آب دریاچه‌ها بر اساس مقدار بهره‌برداری و تغییرات اقلیمی در زمان‌ها و مکان‌های مختلف می‌تواند تغییراتی داشته باشد. به این دلیل، تاکنون تحقیقات زیادی توسط پژوهشگران بر روی تغییرات زمانی و مکانی آب‌های

زیرزمینی ساحل دریاچه‌های دنیا انجام شده است. دریاچه ارومیه با وسعت حدود ۵۷۵۰ کیلومتر مربع که دومین دریاچه شور دنیا می‌باشد، در شمال غرب ایران قرار دارد. آبخوان‌های آبرفتی مهمی در حاشیه این دریاچه وجود دارند که آبخوان‌های میاندوآب و مراغه - بناب در مجاورت ساحل جنوب شرقی آن جزو مهم‌ترین آن‌ها می‌باشند. هر چند که تاکنون تحقیقات و فعالیت‌های علمی گوناگونی در مورد دریاچه ارومیه انجام پذیرفته، اما به طور ویژه در مورد تغییرات زمانی و مکانی آب‌های زیرزمینی بررسی‌های زیادی صورت نگرفته است. با توجه به روند خشک شدن این دریاچه در چند سال اخیر و کمبود اطلاعات در مورد نحوه و میزان اندرکنش آن با آب‌های زیرزمینی، بررسی تغییرات یاد شده نقش مهمی در شناخت راهکارهای علمی و عملی در حفاظت از آب منطقه خواهد داشت.

## ۱-۲. هدف از انجام تحقیق

در بررسی تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه به عنوان مهم‌ترین جبهه ورودی آب به این دریاچه، شناخت موارد زیر از اهداف اصلی این تحقیق می‌باشد.

- ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی آبخوان‌های ساحلی

- نحوه و میزان اندرکنش آب‌های زیرزمینی با آب‌های سطحی و دریاچه

- منشأ آب‌های زیرزمینی در منطقه ساحلی

- عوامل مؤثر در تغییرات کیفی و شور شدگی آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی

با تحقق اهداف یاد شده، انتظار می‌رود که بتوان به راهکارهای مناسبی برای حفاظت از کمیت و کیفیت

آب‌های زیرزمینی منطقه دست یافت. لازم به ذکر است که تغییرات اقلیمی، سد سازی، توسعه شدید

سطح زمین‌های کشاورزی و پمپاژ شدید از آب رودخانه‌ها برای مصارف کشاورزی به عنوان عوامل

کاهش آب‌های ورودی سطحی به دریاچه مطرح می‌باشند. از اهداف فرعی این پژوهش، شناسایی عامل

یا عوامل اصلی این رخداد در بین عوامل یاد شده است. با رسیدن به این هدف، می‌توان بخشی از

اطلاعات لازم برای برای حفظ و احیا دریاچه ارومیه را ارائه نمود.

### ۳-۱. موقعیت جغرافیایی منطقه

پهنه مطالعاتی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه با موقعیت جغرافیایی  $38^{\circ} 50' 45''$  تا  $27^{\circ} 27' 46''$  طول شرقی و  $12^{\circ} 05' 37''$  تا  $22^{\circ} 53' 37''$  عرض شمالی در شمال غرب ایران و در محدوده استان‌های آذربایجان غربی و شرقی قرار دارد (شکل ۱-۱). نیمه شمالی این پهنه در محدوده دشت مراغه - بناب و نیمه جنوبی در محدوده دشت میاندوآب جای دارد. در دشت مراغه - بناب که در جنوب استان آذربایجان شرقی و جنوب شرق دریاچه ارومیه واقع گردیده، دو شهر بزرگ مراغه و بناب قرار دارند که شهر مراغه با حدود ۳۵۰ هزار نفر جمعیت، بزرگ‌ترین و پر جمعیت‌ترین شهر استان پس از شهر تبریز می‌باشد. شهر بناب با جمعیتی حدود ۱۲۵ هزار نفر، در فاصله حدود ۴ کیلومتری از ساحل دریاچه ارومیه قرار دارد. مساحت این دشت حدود ۸۰۰ کیلومتر مربع و ارتفاع میانگین آن حدود ۱۳۰۰ متر از سطح دریاهای آزاد است. دشت مراغه - بناب در جنوب غربی کوه بزرگ و مرتفع آتشفشانی سهند با بیشینه ارتفاع ۳۷۰۷ متر قرار دارد. ارتفاعات سهند سرچشمه اصلی آبراه‌های این دشت می‌باشد.



شکل ۱-۱. موقعیت جغرافیایی پهنه مطالعاتی

دشت میان‌دوآب در جنوب و جنوب شرق استان آذربایجان غربی و دریاچه ارومیه قرار دارد. این دشت با وسعت حدود ۳۴۱۵ کیلومتر مربع، بزرگ‌ترین دشت در حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه است. ارتفاع میانگین این دشت حدود ۱۳۰۰ متر از سطح دریاهای آزاد می‌باشد. شهرهای میان‌دوآب و ملکان به ترتیب با جمعیت حدود ۲۴۵ و ۱۱۱ هزار نفر بزرگ‌ترین شهرهای این پهنه هستند. میانگین ارتفاع نواحی ساحلی دریاچه ارومیه حدود ۱۲۷۵ متر بالاتر از سطح دریاهای آزاد است.

#### ۱-۴. آب و هوای منطقه

آب و هوای محدوده مطالعاتی تحت تأثیر سه جبهه اصلی مدیترانه‌ای، قطبی اروپایی و قطبی سیبری قرار دارد. ویژگی این جبهه‌های هوا به شرح زیر می‌باشد.

جبهه هوای مدیترانه‌ای: این جبهه هوا از غرب و شمال غرب وارد منطقه می‌شود. این جبهه به طور معمول، از اواسط پائیز تا اواسط بهار مهم‌ترین جبهه هوای ورودی به منطقه می‌باشد. از ویژگی‌های این توده هوا، بارندگی پیوسته و خفیف است که گاه تا چند روز ادامه دارد.

جبهه هوای قطبی اروپایی: اقیانوس اطلس شمالی مرکز شکل‌گیری این جبهه هوا می‌باشد که از سمت شمال غرب وارد منطقه می‌گردد. از ویژگی‌های این توده هوا، ایجاد کاهش چشمگیر در دمای هوا، بارش برف در فصل سرما و رگبارهای تند در فصل بهار است.

جبهه هوای قطبی سیبری: مرکز شکل‌گیری این جبهه، شمال روسیه می‌باشد که از سمت شمال به جنوب و گاه از سمت شمال شرق به سمت جنوب غرب وارد منطقه می‌شود. از ویژگی‌های آن فشار زیاد و هوای بسیار سرد است.

برای بررسی وضعیت آب و هوای منطقه، اطلاعات و آمار دراز مدت ایستگاه‌های هواشناسی موجود در حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه شامل ایستگاه‌های سازمان هواشناسی کشور و وزارت نیرو گردآوری شد. بر اساس این اطلاعات، در حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه ۴۲۴ ایستگاه وجود دارد که ۳۱۸ مورد از آن‌ها دایر هستند. در بین ایستگاه‌های یاد شده، ایستگاه داشخانه در ارتفاعی نزدیک به ارتفاع لبه ساحل دریاچه ارومیه و چند کیلومتری مرز جنوبی چهارگوش مطالعاتی و ایستگاه بناب (صوفی چای) بر روی مرز

شرقی چهارگوش مطالعاتی قرار دارند. به همین دلیل، میانگین آمار این دو ایستگاه می‌تواند نشانگر وضعیت آب و هوای منطقه مطالعاتی باشند. مشخصات این دو ایستگاه جدول ۱-۱ آورده شده است.

جدول ۱-۱. مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی

ردیف	نام ایستگاه	طول	عرض	ارتفاع (متر)	سال تأسیس
۱	بناب (صوفی چای)	۴۶-۰۳	۳۷-۱۹	۱۲۹۰	۱۳۴۴
۲	داشخانه	۴۵-۴۱	۳۷-۰۱	۱۲۷۸	۱۳۴۹

#### ۱-۴-۱. بارش‌های جوی

در جدول ۲-۱، پارامترهای آماری بارندگی سالیانه ایستگاه‌های باران‌سنجی منطقه آورده شده است. براین اساس، میانگین سالیانه بارش‌های جوی در پهنه مطالعاتی حدود ۲۶۳ میلی‌متر می‌باشد. میانگین ماهیانه مقدار بارش‌های جوی این منطقه در جدول ۳-۱ آورده شده است.

جدول ۲-۱. پارامترهای آماری بارندگی سالیانه در دوره شاخص آماری (۵۶-۵۵ تا ۹۵-۹۴) \_ بر حسب میلی‌متر

عوامل آماری					نام ایستگاه
ضریب تغییرات (درصد)	انحراف معیار	میانگین	حداکثر	حداقل	
۲۷/۱	۷۲/۳	۲۵۹	۴۱۸	۱۴۷	داشخانه
۳۳/۸	۸۹/۶	۲۶۸	۵۶۰	۱۰۴	بناب (صوفی چای)

در ماه فروردین با ۶۶ میلی‌متر بارندگی و در ماه‌های مرداد و شهریور با حدود ۱ میلی‌متر بارندگی به ترتیب بیشترین و کمترین بارندگی ماهیانه صورت می‌پذیرد.

#### ۱-۴-۲. دمای هوا

میانگین سالیانه دمای هوای منطقه ۱۳ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. ماه‌های تیر و مرداد با میانگین دمای ۲۶ درجه سانتی‌گراد، گرم‌ترین و ماه دی با میانگین دمای ۱ درجه سانتی‌گراد، سردترین ماه سال در

این منطقه هستند (جدول ۱-۳). بیشینه دمای هوا حدود ۴۰ درجه سانتی‌گراد در ماه مرداد و کمینه دمای هوا به مقدار ۱۷- درجه سانتی‌گراد در ماه‌های دی و بهمن مشاهده شده است.

### ۱-۴-۳. تبخیر و تعرق

مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل ماهیانه با استفاده از روش بلانی - کریدل (Blaney-Criddle) برآورد و در جدول ۱-۳ ارائه گردیده است. بر این اساس، مقدار میانگین سالیانه تبخیر و تعرق پتانسیل منطقه مطالعاتی حدود ۱۳۹۹ میلی‌متر تخمین زده می‌شود. ماه تیر با ۱۶/۶ درصد از کل تبخیر و تعرق سالیانه، خشک‌ترین و ماه بهمن با ۱/۲ درصد از کل تبخیر و تعرق سالیانه، مرطوب‌ترین ماه در پهنه مطالعاتی هستند.

جدول ۱-۳. مقدار میانگین ماهیانه بارش‌های جوی، دمای هوا و تبخیر و تعرق پتانسیل در پهنه مطالعاتی

شهریور	مرداد	تیر	مهر	اردیبهشت	فروردین	اسفند	تمن	دی	آبان	آب	مهر	
۱	۱	۶	۴	۲۸	۶۶	۳۶	۱۸	۳۱	۳۰	۳۴	۹	بارش‌های جوی (میلی‌متر)
۲۱/۳	۲۶/۵	۲۶/۳	۲۲/۳	۱۷/۱	۱۲/۱	۶/۶	۱/۹	۰/۷	۳/۲	۷/۴	۱۵/۱	دما (درجه سانتی‌گراد)
۱۱۹	۱۴۲	۱۵۷	۱۶۰	۱۵۱	۱۳۸	۱۰۷	۸۵	۷۵	۷۸	۸۵	۱۰۲	تبخیر و تعرق پتانسیل (میلی‌متر)

### ۱-۵. زمین‌شناسی

از دیدگاه زمین‌شناسی، منطقه مطالعاتی بخشی از پهنه خرد شده بین صفحه‌های عربستان و ایران و ریز صفحه‌های ایران و ترکیه می‌باشد. دریاچه ارومیه نوعی دریاچه زمین‌ساختی در نتیجه عملکرد سامانه‌های گسل‌های فشاری مانند گسل‌های تبریز و زرینه‌رود است که توسط کوه‌های بلند در پیرامون خود در بر گرفته شده است (شهرابی ۱۳۷۲). در این دریاچه حدود ۳۵ تا ۴۰ متر نهشته‌های نرم

دریاچه‌ای بر روی پی سنگ سخت شده کرتاسه زیرین و یا آهک‌های مارنی میوسن قرار دارد (آقناباتی ۱۳۸۵). حوضه آبگیر دریاچه در محل تلاقی ناحیه ساختاری البرز غربی - آذربایجان در شرق گسل زرینه‌رود و ناحیه ساختاری خوی - مهاباد در غرب گسل یاد شده واقع شده است. ناحیه ساختاری خوی - مهاباد شامل واحدهای رسوبی دوران اول تا سوم می‌باشد. دگرگونی‌های پرکامبرین، آهک دولومیتی پرمین و سازند قم، بیشترین برونزدهای این ناحیه را تشکیل می‌دهند. مهم‌ترین برونزدهای ناحیه ساختاری البرز غربی - آذربایجان، سنگ‌های آتشفشانی جوان (بازالت و آندزیت) به همراه توف-های ائوسن است.

#### ۱-۵-۱. چینه‌شناسی

واحدهای سنگی حوضه آبگیر دریاچه ارومیه از قدیم به جدید به شرح زیر می‌باشند.

##### - دوران پرکامبرین

کهن‌ترین سنگ‌های دارای برونزد در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده، سازند کهر، سیلوانا، بایندر، سلطانیه، باروت و زایگون می‌باشد. این سنگ‌ها بجز در محدوده‌های مطالعاتی مراغه، شیرامین، آذرشهر و جزایر دریاچه ارومیه، در سایر محدوده‌ها دارای برونزد هستند. سازند کهر که شامل شیل‌های اسلیتی سبز تا خاکستری رنگ، دولومیت‌های تیره و فیلیت به همراه توف و ریولیت‌های دگرگون شده است، با وسعت چشمگیری در محدوده تکاب و وسعتی کم در محدوده‌های میان‌دوآب (جنوب شوره‌زار قپی بابا علی)، سرو، سلماس، صوفیان - شبستر و صائین قلعه گسترش دارد. سازند سیلوانا که شامل دولومیت، سنگ آهک، اسلیت و فیلیت می‌باشد، در محدوده‌های سرو، سیلوانا - موانا و زیوه رخنمون دارد. سازند بایندر که از شیل و ماسه سنگ تشکیل گردیده، در محدوده‌های مطالعاتی مهاباد، میان‌دوآب (جنوب روستای خاتون باغ)، بوکان، صائین قلعه، تکاب و سقز دارای برونزد می‌باشد (شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی ۱۳۸۸).



#### - دوران پالئوزوئیک

سازند سلطانیه شامل دولومیت توده‌ای و شیل سیلت‌دار است و به طور پراکنده در نیمه جنوبی حوضه (محدوده‌های مطالعاتی مهاباد، میاندوآب در جنوب و شرق شوره زار قبی باباعلی و جنوب شرق روستای خاتون‌باغ، بوکان، صائین‌قلعه، سقز، تکاب، زیوه و جنوب محدوده مطالعاتی ارومیه) مشاهده می‌گردد.

سازند باروت از دیدگاه سنگ‌شناسی بیشتر شامل شیل‌های میکادار قرمز با ردیف‌هایی از دولومیت چرت‌دار و ماسه‌سنگ شیلی و گاه سنگ آهک و دولومیت می‌باشد. این سازند به طور پراکنده در سطح حوضه آبگیر دریاچه ارومیه رخنمون دارد. در محدوده میاندوآب، سازند باروت در جنوب جاده میاندوآب - مهاباد و شرق روستای خاتون‌باغ مشاهده می‌شود. سازند زاگون که از شیل‌های میکادار قرمز تا بنفش رنگ همراه با میان‌لایه‌هایی از دولومیت‌های چرت‌دار ماسه‌ای تشکیل شده است، در محدوده‌های مطالعاتی صائین‌قلعه، ارومیه، سرو، سیلوانا - موانا، عجب شیر و میاندوآب رخنمون دارد. سازند لالون شامل ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ کوارتزیتی با چینه‌بندی عرضی (Cross bedding) به همراه میان‌لایه‌های شیلی نیز از جمله سازندهایی است که به طور پراکنده به ویژه در محدوده بوکان دارای برونزد می‌باشد. این سازند در محدوده مطالعاتی میاندوآب در مسیر جاده میاندوآب به مهاباد، به طور پراکنده مشاهده می‌گردد. در برخی مناطق به ویژه محدوده مطالعاتی اشنویه، رخنمون‌هایی از سازند میلا وجود دارد که به طور هم شیب سازند لالون را می‌پوشاند. این سازند شامل شامل آهک‌های ماسه‌ای، شیل خاکستری و مارن آهکی است. سازند دورود که از ماسه سنگ‌های کوارتزیتی قرمز و سفید رنگ با میان‌لایه‌هایی از شیل و شیل‌های ماسه‌ای قرمز رنگ تشکیل شده، در محدوده‌های صائین‌قلعه، سیلوانا - موانا، زیوه و سلماس مشاهده می‌گردد. این سازند به طور دگرشیب بر روی واحدهای کهن‌تر از خود قرار دارد. مرز بالائی این سازند آهک‌های خاکستری پرمین می‌باشد. بر روی سازند دورود سازند روته قرار دارد. این سازند از آهک‌های تیره و دولومیت‌های خاکستری تشکیل شده است. سازند روته در بیشتر محدوده‌های حوضه آبگیر دریاچه ارومیه، به جز محدوده‌های شرقی و میانی مشاهده می‌شود (شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی ۱۳۸۸).

#### - دوران مزوزوئیک

تنها سازند دوره تریاس در این حوضه، سازند الیکا می‌باشد. در بخش زیرین از آهک‌های نازک لایه دارای آثار فسیل کرم (Vermicular) و در بخش بالایی از دولومیت‌های ضخیم لایه تشکیل شده است.

سازند الیکا با ناپیوستگی هم شیب بر روی لاتریت‌های سازند روته قرار دارد. از بین سازندهای دوره ژوراسیک، سازندهای شمشک، دلیچای و لار در این حوضه رخنمون دارند. سازند شمشک شامل تناوبی از شیل‌های سیاه تا زیتونی رنگ و ماسه سنگ‌های سبز رنگ و تیره است که به ندرت لایه‌هایی از سنگ آهک‌های ماسه‌ای در آن مشاهده می‌گردد. در قاعده این سازند، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی با گسترش بسیار کم نیز دیده می‌شود. ارتفاعات بین جوشن تا بادمجان در محدوده مطالعاتی سقز و ارتفاعات شیروان شاهلو در محدوده مطالعاتی میان‌دوآب، از مناطقی هستند که این سنگ‌های آندزیتی برونزد دارند. بر روی سازند شمشک، در سطحی بسیار کوچک سازند دلیچای که از سنگ آهک و آهک مارنی تشکیل یافته، رخنمون دارد. در محدوده‌های مطالعاتی صائین‌قلعه، میان‌دوآب و بصورت محدود در محدوده مطالعاتی مراغه، سازند دلیچای مشاهده می‌شود. در محدوده مطالعاتی میان‌دوآب واحدهای سنگی سازند دلیچای در ارتفاعات شیروان شاهلو رخنمون دارند. رخنمون این سازند در محدوده مطالعاتی صائین‌قلعه به طور گسترده مربوط به ارتفاعات بین زینالو، قطور و حیدرباغی می‌باشد. آخرین سازند دوره ژوراسیک سازند لار است که تنها در ارتفاعات شرقی حوضه (محدوده‌های مطالعاتی صائین‌قلعه، میان‌دوآب، عجب‌شیر، شیرامین و آذرشهر) برونزد دارد. این سازند شامل سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی چرت‌دار و توده‌ای است. واحدهای سنگی کرتاسه در این منطقه، به دو بخش زیرین و بالایی تقسیم می‌شود. در قاعده بخش زیرین، کنگلومرای قرمز رنگ دیده می‌شود که با همبری گسلی بر روی سازند دلیچای قرار دارد. به سمت بالا به ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ و به شدت خرد شده (تکتونیزه) تبدیل می‌شوند. بر روی این ماسه‌سنگ‌ها، آهک‌هایی ضخیم لایه با رنگ خاکستری تیره و دارای فسیل اربیتولین قرار دارند که معادل سازند تیزکوه می‌باشند. در بخش بالاتر آهک‌های شیلی و شیل‌های تیره رنگ دارای میان لایه‌هایی از آندزیت سبز رنگ مشاهده می‌گردند. بخش زیرین کرتاسه در محدوده مطالعاتی سقز، میان‌دوآب، سرو، کوه‌های میشو، مراغه - بناب و نوار مرزی ایران و ترکیه با سطحی گسترده رخنمون دارد. سنگ‌های کرتاسه بالایی، شامل افق‌های شیل خاکستری و ماسه‌سنگ با میان لایه‌هایی از آهک ماسه‌ای، سنگ آهک و مارن و همچنین سنگ‌های آندزیتی به میان لایه‌هایی از سنگ آهک ماسه‌ای و توف ماسه‌ای است که بدون مرز مشخص و به شکل همبری تکتونیک، بر روی

سنگ‌های کرتاسه زیرین قرار دارند. واحد شیل و ماسه سنگ در کوه‌های میشو و مورو، مهاباد، بوکان، سرو و سلماس برونزدند دارد. واحد سنگ آهک و مارن در محدوده‌های مطالعاتی شاهین دژ، سلماس، سرو، تبریز، سقز، بوکان و میاندوآب مشاهده می‌شوند. در شمال شرق حوضه آبگیر دریاچه ارومیه (محدوده‌های مطالعاتی تبریز، بوکان، سقز و جنوب شاهین‌دژ) واحد آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی رخنمون در پهنه‌ای گسترده رخنمون دارد (شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی ۱۳۸۸)..

#### - دوران سنوزوئیک

در بیش‌تر نقاط ایران دوره پالئوسن با رسوبات تخریبی (کنگومرا) که نمایانگر فاز کوه‌زایی لارامید (کرتاسه پایانی) است، آغاز می‌گردد. اما در حوضه آبگیر دریاچه ارومیه، شروع دوران سوم به طور عمده با کنگلومرای قاعده‌ای ائوسن است. تنها در محدوده مطالعاتی صائین‌قلعه برونزد واحدهای ماسه‌سنگی و کنگلومرای سازند فجن در سطحی کوچک مشاهده می‌شود. سنگهای متعلق به اواخر پالئوسن و اوایل ائوسن، بیش‌تر شامل آندزیت، لاتیت و ایگنمبریت است که نشانگر فعالیت‌های آتشفشانی در دوره‌های ائوسن و پالئوسن می‌باشد. در اوایل ائوسن رسوبات کنگلومرای و سپس سازند کرج (واحدهای کنگلومرای، توفی، آندزیتی و آذرآواری) در طول دوره ته‌نشست شده است. سازند کرج در محدوده‌های مطالعاتی سلماس، ارومیه، سرو، سیلوانا - موانا، مهاباد، بوکان، صائین‌قلعه و تکاب گسترش دارد. رسوبات دوره الیگومیوسن شامل واحدهای آهکی، آهک و مارن، ماسه سنگ و کنگلومرای سازند قم می‌باشد. این سازند در محدوده‌های مطالعاتی سلماس، ارومیه، سرو، سیلوانا - موانا، زیوه، نقده، مهاباد، میاندوآب، بوکان، صائین‌قلعه، تکاب، سقز و محدوده دریاچه ارومیه رخنمون دارد. در دوره میوسن رسوبات تخریبی - تبخیری سازندهای قرمز بالایی و زیرین همراه با واحدهای آذرآواری و لایه‌های استخوان‌دار مراغه ته‌نشست شده است. سازند قرمز پایینی در محدوده‌های مطالعاتی تبریز، بیلوردی - دوزدوزان و بستان‌آباد، دارای گسترش زیادی می‌باشد. این سازند در جنوب غرب دریاچه ارومیه نیز با راستایی به طور نسبی شمالی - جنوبی برونزد دارد. سازند قرمز بالایی در ارتفاعات شمال تسوج، صوفیان، تبریز، باسمنج، بستان‌آباد، غرب بخشایش، جنوب سراب و جنوب غربی ارومیه مشاهده می‌شود. مجموعه

لایه‌های استخوان‌دار مراغه شامل سنگ‌های آذرآواری همراه با کمی مارن، سنگ‌های آذرآواری، توف، ماسه سنگ و سیلت سنگ، خاکستر، سنگ‌های آذرآواری تفکیک نشده و خاکسترهای آتشفشانی همراه با رس است که در ارتفاعات محدوده‌های مطالعاتی بستان‌آباد، تبریز، عجب‌شیر، مراغه - بناب، میان‌دوآب، آذرشهر، صائین‌قلعه و شمال شرقی شهرستان ارومیه گسرش چشمگیری دارد. سنگ‌های دوره پلیوسن شامل داسیت، سنگ‌های آذرآواری، رسوبات کنگلومرای و سنگ‌های فلسیک است. سنگ‌های داسیت در محدوده‌های مطالعاتی میان‌دوآب، صائین‌قلعه، مراغه - بناب، عجب‌شیر، آذرشهر، تبریز و بستان‌آباد رخنمون دارد. بیشترین سطح سنگ‌های داسیت به همراه سنگ‌های آذرآواری در محدوده‌های مطالعاتی تبریز، بیلوردی - دوزدوزان و سراب مشاهده می‌گردد. رسوبات کنگلومرای پالئوسن در محدوده‌های مطالعاتی تبریز، بیلوردی - دوزدوزان، سراب، شبستر - صوفیان و تسوج برونزد دارد (شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی ۱۳۸۸).

#### - کواترنری

رسوبات کواترنری شامل رسوبات کنگلومرای نیمه سخت (همراه با میان‌لایه‌هایی از مارن)، تراورتن، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازی، سنگ‌های آذرآواری، پادگانه‌های آبرفتی، رسوبات رودخانه‌ای، رسوبات باتلاقی و دریاچه‌ای عهد حاضر می‌باشد. واحد کنگلومرائی که از قلوه‌های آذرین تشکیل گردیده، در محدوده‌های تبریز، شبستر - صوفیان، بوکان، صائین‌قلعه و تکاب مشاهده می‌شود. سنگ‌های آذرین کواترنری در محدوده‌های مطالعاتی تبریز، مهاباد، میان‌دوآب، بیلوردی - دوزدوزان و سراب رخنمون دارند. بیش‌ترین برونزد سنگ‌های تراورتن در محدوده مطالعاتی تکاب دیده می‌شود. این سنگ‌ها در محدوده‌های مطالعاتی سلماس، شیرامین، آذرشهر، تبریز، بیلوردی - دوزدوزان، سراب، تسوج و جزایر دریاچه ارومیه نیز رخنمون دارند. نهشته‌های ناپیوسته کواترنری را می‌توان به واحدهای زیر تقسیم نمود.

- رسوبات پادگانه‌های آبرفتی قدیمی (Qt<sub>1</sub>): رسوبات پادگانه‌ای آبرفتی قدیمی از دانه‌های با اندازه‌های متفاوت و گردش‌گی خوب در یک زمینه آرژیلیتی تشکیل شده‌اند و به طور معمول ضخامت زیادی دارند.

- رسوبات پادگانه‌های آبرفتی جدید ( $Qt_2$ ): رسوبات پادگانه‌های آبرفتی جدید که بیش‌تر سطح بخش هموار دشت‌ها را پوشانده‌اند، از دانه‌های رس، سیلت، ماسه و قلوه با نسبت‌های مختلف تشکیل شده‌اند. در تشکیل این پادگانه‌ها دو فرآیند متقابل شامل رسوبگذاری نهشته‌های دریاچه‌ای در زمان‌های پیش‌روی دریاچه و رسوبگذاری رودخانه‌های اصلی در زمان‌های پربابی نقش داشته‌اند. رسوبات دریاچه‌ای رسوبات دانه ریز رسی و سیلتی هستند که هم‌زمان با زمان تشکیل آن‌ها مقداری آب شور در بافت آن‌ها محبوس شده است. این رسوبات یا نفوذناپذیر هستند و یا از نفوذپذیری بسیار کمی برخوردار می‌باشند. در مقابل رسوبات رودخانه-ای به طور معمول رسوباتی درشت‌تر و نفوذپذیر هستند.

- رسوبات مخروط‌افکنه‌ای (Qal): این نهشته‌ها در حاشیه ارتفاعات و بستر رودخانه‌ها با وسعت و ضخامت متفاوت مشاهده می‌شوند. رسوبات مخروط‌افکنه‌ای به ویژه در سمت بالادست از دانه‌های رسوبی درشت و با نفوذپذیری زیاد تا خیلی زیاد تشکیل شده‌اند و ضخامت آن‌ها ممکن است چند ده متر و حتی بیش‌تر باشد. در دشت مراغه - بناب رسوبات مخروط‌افکنه‌ای تا نزدیک ساحل دریاچه ارومیه گسترش دارند.

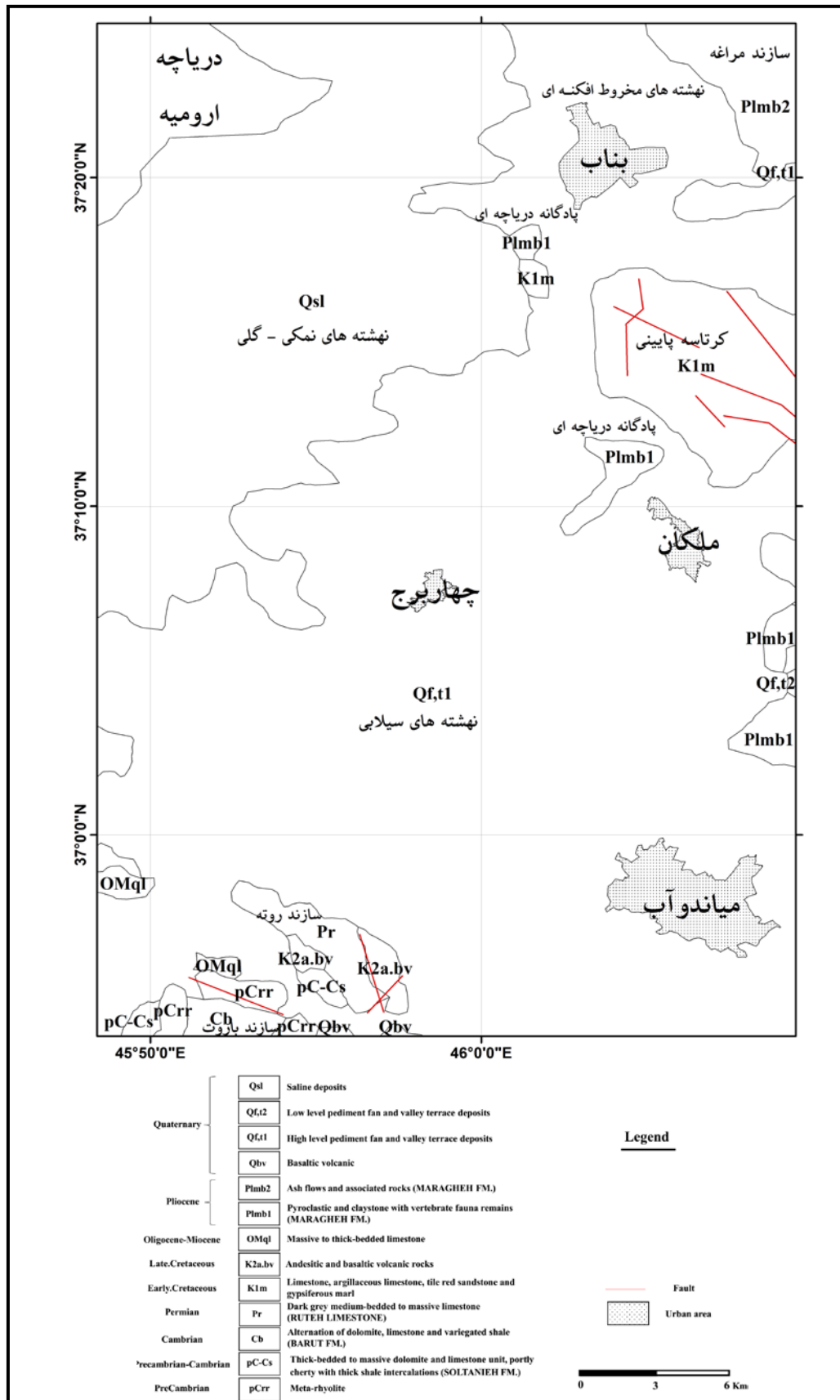
- نهشته‌های کولابی و شور‌زارهای دریاچه‌ای: این نهشته‌ها که در بیش‌ترین فاصله از خط‌الرأس ارتفاعات تشکیل شده‌اند شامل رسوبات تخریبی ریز دانه و رسوبات تبخیری حاصل از تبخیر آب‌های سطحی و یا زیرزمینی (در مناطق زه‌گرفته و یا دارای عمق کم سطح آب زیرزمینی) می‌باشند. این نهشته‌ها نهشته‌هایی نفوذناپذیر تا با نفوذپذیری بسیار کم، شور و پوک هستند. در پیرامون دریاچه ارومیه به ویژه در جنوب آن (شمال دشت میاندوآب)، پهنه‌های چشمگیری از این نوع رسوبات مشاهده می‌شوند. در شکل ۱-۲، نقشه زمین‌شناسی پهنه مطالعاتی ارائه گردیده است.

## ۱-۵-۲. زمین‌شناسی ساختاری

حوضه آبگیر دریاچه ارومیه از دیدگاه زمین‌شناسی در دو منطقه البرز - آذربایجان و خوی - مهاباد (نبوی ۱۳۵۵) قرار دارد. گسل ارومیه - زرینه‌رود مهم‌ترین و چشمگیرترین ساختار زمین‌شناسی در محدوده حوضه آبریز دریاچه ارومیه است که بطور نسبی از میان آن می‌گذرد. این گسل دارای روند شمالی - جنوبی تا شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. برخی از زمین‌شناسان (بربریان و قریشی

۱۹۸۷)، این ساختار را دره قدیمی ارومیه و جداکننده کمربندهای فلیشی در شرق دریاچه و نهشته‌های سکوی قاره‌ای در غرب دریاچه می‌دانند. لازم به ذکر است که جدای از تفاوت‌های چین‌شناسی، تفاوت‌های مهمی نیز در زمین‌شناسی ساختاری دو سوی گسل ارومیه - زرینه‌رود وجود دارد. در شرق این گسل، روند عمومی محور چین‌ها شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. در برخی موارد در اثر عملکرد عامل‌های تکتونیکی این روند دچار تغییر شده است. به عنوان مثال، به دلیل عملکرد گسلی در غرب ناودیس گاومیشلر داغی، محور این ناودیس دارای روند شمال شرقی - جنوب غربی شده است. در غرب دریاچه ارومیه، روند عمومی بیش‌تر چین‌ها شمال - جنوبی می‌باشد. در این ناحیه، به طور نسبی محور چین‌ها با روند عمومی زاگرس هم راستا هستند.

ساختارهای زمین‌شناسی منطقه نتیجه فازهای کوهزایی مهمی است که از پرکامبرین تا کواترنری بر آن اثر کرده‌اند. گسل‌ها و شکستگی‌های اصلی، بیش‌تر در لایه‌های دوران مزوزوئیک مشاهده می‌گردند که با فرآیندهای تکتونیکی پیش از تریاس (فازهای کوهزایی کاتانگایی، کالدونین و هرسی‌نین) در ارتباط می‌باشند. اساس ساختارهای کنونی دشت‌ها بیش‌تر در ارتباط با حرکات کوهزایی آلیپی پس از میوسن است. در اواخر کرتاسه فاز کوهزایی لارامید موجب بسته شدن دریای تتیس و انشعابات آن در ایران و نواحی پیرامون آن گردید. این فاز کوهزایی در غرب حوضه موجب شکل‌گیری سنگ‌های افیولیتی و رسوبات همراه آن‌ها (آمیزه‌های رنگی) و در شرق حوضه باعث فعالیت‌های شدید آتشفشانی شد.



شکل ۱-۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی

در اثر حرکتهای تکتونیکی پیرنه در بین ائوسن - الیگوسن، بخش عمده زمین‌ها از زیر دریا بیرون آمد. این فاز کوهزایی یک فاز مهم خشکی‌زایی همراه با فعالیت‌های شدید آتشفشانی است. بیش‌تر سنگ‌های آتشفشانی شرق حوضه آبگیر دریاچه ارومیه در این زمان تشکیل شده‌اند. از الیگوسن بالای تا میوسن به دلیل پیش‌روی دریا، رسوبات آهکی و مارنی که به نام سازند قم شناخته می‌شود در بخش زیادی از منطقه گسترش یافت. سپس با آخرین فاز کوهزایی در پلیو - پلیستوسن (فاز کوهزایی پاسادین)، چین‌خوردگی‌های نهایی رسوبات همراه با فعالیت‌های آتشفشانی شکل پذیرفت. آتشفشان‌های سهند و سبلان در اثر عملکرد این فاز فعال شدند. با توجه به این که حوضه آبگیر دریاچه ارومیه از دیدگاه تکتونیکی منطقه‌ای فعال بوده است و در حال حاضر نیز فعال می‌باشد، گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی در آن مشاهده می‌گردد. گسل‌های اصلی این منطقه به شرح زیر می‌باشد.

- **گسل تبریز:** گسل تبریز با طول حدود ۱۵۰ کیلومتر، گسلی ترکیبی است که از به هم پیوستن چند گسل تشکیل شده است. گسل یاد شده در شمال تبریز از کوه‌های میشو در سمت غرب تا بستان‌آباد در سمت شرق قابل ردیابی می‌باشد. این گسل در آخرین فعالیت خود دارای حرکت راستگرد بوده است. روند عمومی آن N115E و شیب آن نزدیک به قائم می‌باشد.

- **گسل شمال میشو:** این گسل از نوع راستالغز راستگرد با مؤلفه‌ای از حرکت معکوس است که با شیبی حدود ۸۰ درجه و رو به جنوب، با راستای تقریبی شرقی - غربی از شهر صوفیان تا روستای دیزج‌دیز با درازای حدود ۸۰ کیلومتر در شمال دریاچه ارومیه مشاهده می‌شود.

- **گسل جنوب میشو:** گسل جنوب میشو که وابسته به سامانه گسلی معکوس تبریز است، گسلی شرقی - غربی با شیب رو به شمال می‌باشد. این گسل دارای سازوکار مورب لغز فشاری است و درازای آن حدود ۷۰ کیلومتر می‌باشد.

- **گسل تسوج:** این گسل که یکی از گسل‌های موجود در پهنه گسلی انتهایی شمال غربی گسل شمال تبریز است، با درازای ۶۱ کیلومتر و راستای شمال شرق - جنوب غرب، دارای شیبی ره به شمال شرقی است. گسل تسوج از ۵ کیلومتری شمال شهر تسوج که در شمال دریاچه ارومیه قرار دارد، عبور می‌کند.



-گسل صوفیان: گسل صوفیان با درازای ۴۷ کیلومتر، از ۳ کیلومتری غرب صوفیان تا دریاچه ارومیه امتداد دارد. راستای عمومی آن شرقی - غربی و شیب آن رو به شمال است. سازوکار این گسل راستالغز - فشاری می‌باشد. حرکت‌های جوان این گسل از نوع راستگرد است.

-گسل سلماس و دریک: گسل سلماس یک گسل جنبا با درازای حدود ۴۰ کیلومتر و راستای شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد که از ۸ کیلومتری جنوب شهر سلماس می‌گذرد. سازوکار آن راستالغز راستگرد با مؤلفه عمودی عادی (Normal) می‌باشد. در انتهای شمال غربی گسل سلماس، گسل کوچک دریک با درازای ۱۴ کیلومتر قرار دارد. سازوکار این گسل، راستالغز چپگرد است.

-گسل /ارومیه -زرینه‌رود: این گسل با طول حدود ۱۷۰ کیلومتر، انشعابی از گسل تبریز است که از ماکو به سمت جنوب امتداد دارد. پس از عبور از غرب دریاچه ارومیه به رودخانه زرینه‌رود می‌رسد و در امتداد آن به سمت جنوب شرقی می‌رود. روند عمومی این گسل شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد. به نظر می‌رسد که فروافتادگی محل دریاچه ارومیه به دلیل عملکرد این گسل ساختاری باشد. به دلیل نبود سنگ‌های تریاس و ژوراسیک و همچنین گسترش چشمگیر سنگ‌های پرکامبرین تا پرمین در غرب آن، به احتمال شکل‌گیری گسل ارومیه - زرینه‌رود مربوط به رخداد کاتانگایی می‌باشد و به نظر این گسل در مرحله کوهزایی سیمین پسن کم و بیش فعال بوده است. در پهنه جنوب دریاچه ارومیه این گسل سبب تغییر مسیر و بریدگی بستر آبراهه‌ها شده است. بنابراین، گسل ارومیه - زرینه‌رود گسلی فعال به شمار می‌آید.

-گسل مراغه: گسل مراغه با درازای حدود ۷۵ کیلومتر با راستای شمال غرب - جنوب شرق، در قالب یک پهنه کم و بیش موازی، از پای کوه‌های قزل داغی و گوی‌پشتی در شمال غرب شهر مراغه، تا جنوب شرق روستای آغچه‌گلی مشاهده می‌شود. این گسل گسلی راستگرد و به طور نسبی موازی با گسل شمال تبریز می‌باشد. بلوک شمال شرقی گسل مراغه نسبت به بلوک جنوب غربی آن بالا آمده است.

#### ۱-۶. زمین‌ریخت‌شناسی منطقه

دریاچه ارومیه بزرگ‌ترین و مرتفع‌ترین دریاچه داخلی ایران در شمال غرب کشور است. این دریاچه یک چاله تکتونیکی و گودالی کشیده است که حدود ۱۴۰ کیلومتر درازا و بین ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر پهنا دارد.

در بیشترین تراز ثبت شده، مساحت دریاچه ارومیه حدود ۵۷۵۰ کیلومتر مربع و محیط آن حدود ۴۶۰ کیلومتر بوده است. مساحت حوضه آبرگیر آن حدود ۳۵۰۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد. پیرامون گودال یاد شده را رشته کوه‌هایی بلند با ریخت‌شناسی خشن و ناهنجار فرا گرفته است. فاصله ساحل دریاچه از ارتفاعات پیرامون آن در جبهه‌های مختلف، متفاوت می‌باشد. ارتفاعات شمال، شمال غرب و شرق دریاچه در کم‌ترین و ارتفاعات جنوب و شمال شرق دریاچه در بیش‌ترین فاصله از ساحل دریاچه قرار دارند. بیشینه ارتفاع بخش فروافتاده (گودال تکتونیکی دریاچه ارومیه) و بخش ارتفاعات پیرامون آن (بخش چکاد کوه قوچ گلی داغی) به ترتیب حدود ۱۳۰۰ و ۳۷۰۰ متر می‌باشد. ارتفاع میانگین ناحیه-های ساحلی دریاچه حدود ۱۲۷۵ متر است. در سال‌های اخیر با تداوم روند چشمگیر کاهش تراز آب در این دریاچه، محیط دریاچه ارومیه به محیط پلایا تغییر یافته است.

محدوده ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه، شامل بخش انتهایی دو دشت آبرفتی میان‌دوآب و مراغه - بناب می‌باشد. دشت میان‌دوآب دلتای مشترک دو رودخانه بزرگ زربینه‌رود و سیمینه‌رود است که از طریق آن رودخانه‌های مردی‌چای و لیلان‌چای نیز در مجاورت جنوب محدوده دشت مراغه - بناب به دریاچه ارومیه می‌پیوندند. در محل ورودی این دو رودخانه و شاخه‌ای از رودخانه زربینه‌رود به ساحل دریاچه، تالاب قره‌قشون تشکیل شده است. شیب دلتای یاد شده بسیار کم می‌باشد؛ به طوری که در بخش‌های مرکزی و شمال غربی دشت حتی به کم‌تر از ۰/۵ در هزار نیز می‌رسد. به دلیل شیب کم دلتا، رودخانه‌های دشت میان‌دوآب به شکل پیچان‌رود (مئاندری) هستند و در انتهای مسیر خود دارای انشعابات زیادی می‌باشند. با این وجود سطح دشت میان‌دوآب به طور کامل مسطح و هموار نیست. در این دشت فروافتادگی‌هایی ملایم و برآمدگی‌هایی نیز به طور پراکنده مشاهده می‌شود که این برآمدگی-ها سازندهایی هستند که در برابر فرسایش باقی مانده‌اند. جمع شدن آب در گودال‌های این دشت، تالاب‌های کوچک و بزرگی را به وجود می‌آورد که در فصل‌های خشک و یا دوره‌های خشکسالی به شوره‌زار تبدیل می‌شوند.

زمین‌ریخت‌شناسی محدوده مطالعاتی مراغه - بناب، در مجموع تحت تأثیر پدیده‌های تکتونیکی و فوران‌های آتشفشان سهند در شرق منطقه است. در بخش غیر کوهستانی، ۴ چهره ریخت‌شناسی اصلی

شامل تراس‌های آبرفتی قدیمی، تراس‌های رودخانه‌ای جوان، مخروط‌افکنه و کفه تبخیری حاشیه دریاچه می‌باشد. در این محدوده رسوبات مخروط افکنه تا نزدیک ساحل دریاچه ارومیه مشاهده می‌شود. در بخشی کوچک از انتهای این مخروط‌افکنه، درصد رسوبات دانه ریز سیلت و رس، از رسوبات دانه درشت‌تر که بیش‌تر از دانه‌های ماسه هستند، فزونی می‌یابد. کفه‌های تبخیری پف کرده، در هموارترین و پست‌ترین زمین‌های حاشیه دریاچه ارومیه مشاهده می‌شود. شکل‌گیری این ریخت زمین، در اثر بالآمدگی سطح آب زیرزمینی کم عمق و بسیار شور در رسوبات ریز دانه به سطح زمین توسط خاصیت موئینگی و تبخیر آن می‌باشد. این نهشته‌ها شامل ذراتی جدا از هم و فاقد خاصیت چسبندگی هستند و به راحتی توسط جریان شدید باد دارای توان جابجایی و تولید گرد و غبار می‌باشند.

یکی از عارضه‌های مهم زمین‌ریخت‌شناسی در محدوده و پیرامون دریاچه ارومیه، پادگانه‌های دریاچه‌ای است. پادگانه‌ها از بهترین شواهد بازسازی شرایط پالئوژئومورفولوژیکی محیط‌های ساحلی دریایی و دریاچه‌ای هستند (یمانی و همکاران ۱۳۹۳). بیش‌تر پادگانه‌ها در جنوب دریاچه ارومیه و جزیره‌های گل‌مانخانه، زنبیل‌داغی و اسلامی مشاهده می‌شود. تاکنون فقط چهار پادگانه دریاچه‌ای در شمال دریاچه شناسایی شده‌اند. شرایط نامناسب رسوبگذاری دریاچه‌ای در ساحل شمالی به دلیل فاصله کم ساحل تا کوهستان و از سوی دیگر امکان زیاد فرسایش و از بین رفتن پادگانه‌ها به دلیل شیب زیاد توپوگرافی و فعال بودن آبراهه‌ها، علت اصلی کم بودن تعداد پادگانه‌های دریاچه‌ای در این بخش از ساحل دریاچه است. پادگانه‌ها برای شناسایی شرایط اقلیمی و تکتونیکی دیرینه محیط دارای اهمیت زیادی می‌باشد.

در مجموع، ۲۴ پادگانه در محدوده دریاچه ارومیه و پیرامون آن شناسایی شده که به طور معمول فاصله کمی از دریاچه دارند. از بین این پادگانه‌ها، پادگانه خانه‌برق بناب در پهنه مطالعاتی (پایین دست محدوده دشت مراغه - بناب) و پادگانه ملکان در مجاورت مرز شرقی پهنه مطالعاتی (محدوده دشت میان‌دوآب) قرار دارد. پادگانه‌های مه‌آباد، میان‌دوآب و بوکان به ترتیب در فاصله‌های ۴۵، ۶۵ و ۷۲ کیلومتری از ساحل دریاچه ارومیه قرار دارند که نمایانگر گسترش بسیار زیاد این دریاچه در گذشته می‌باشند. پادگانه‌های دریاچه‌ای خانه برق بناب و ملکان، در منطقه‌ای قرار دارند که از دیدگاه تکتونیکی بسیار پویا هستند. این پادگانه‌ها همراه با گسل‌هایی هستند که نقش مهمی در زمین‌ریخت‌شناسی پهنه

مطالعاتی داشته‌اند. بنابراین، پادگانه‌های یاد شده هر چند که برای بازسازی خط ساحل قدیمی مناسب نیستند، اما می‌توانند برای شناسایی بهتر وضعیت ساختاری و گذشته تکتونیکی منطقه مورد استفاده قرار گیرند.

#### ۷-۱. هیدرولوژی منطقه

حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه با دارا بودن حدود ۱۵/۳ درصد از سطح کشور، حدود ۷٪ از کل منابع آب سطحی کشور را به خود اختصاص می‌دهد. بنابراین، از دیدگاه منابع آب‌های سطحی دارای اهمیت زیادی می‌باشد. در ذیل مشخصات حوضه آبرگیر، تغییرات زمانی ارتفاع و حجم دریاچه ارومیه و مقدار آب‌های سطحی ورودی به آن مورد بررسی قرار گرفته است.

حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه با موقعیت جغرافیایی ۱۴' ۴۴° تا ۵۳' ۴۷° طول شرقی و ۴۰' ۳۵° تا ۳۰' ۳۸° عرض شمالی در شمال غرب ایران قرار دارد. مساحت کل حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه ۵۱۸۰۰ کیلومتر مربع است که حدود ۶۵ درصد آن کوهستان، ۲۴ درصد آن دشت و ۱۱ درصد آن پهنه دریاچه می‌باشد. این حوضه از شمال به حوضه آبرگیر رودخانه ارس، از شرق به حوضه آبرگیر رودخانه سفیدرود، از غرب به حوضه آبرگیر رودخانه زاب و مرز ایران و ترکیه و از جنوب به حوضه آبرگیر رودخانه سیروان محدود می‌باشد. بزرگ‌ترین رودخانه این حوضه رودخانه زرینه‌رود در جنوب دریاچه است. پس از آن به ترتیب رودخانه‌های سیمینه‌رود و گدارچای در جنوب، نازلوچای و باراندوزچای در غرب، مردی‌چای (مردوق چای) در شرق و آجی‌چای در شمال دریاچه بزرگ‌ترین رودخانه‌های حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه می‌باشند. در جدول ۱-۴، سهم هر یک از رودخانه‌های اصلی در تأمین آب دریاچه ارومیه آورده شده است.

حوضه آبرگیر رودخانه‌های واقع در بخش‌های شرقی و غربی دریاچه در تراز بالاتری نسبت به حوضه رودخانه‌های جنوبی و شمالی آن قرار گرفته‌اند. رژیم جریان رودخانه‌های حوضه آبرگیر ارومیه متأثر از رژیم بارندگی و نوع ریزش‌ها است. ذوب تدریجی پوشش برفی از اواخر زمستان تا خرداد ماه، موجب حاکمیت رژیم "برفی - بارانی" بر جریان رودخانه‌هایی که از نواحی کوهستانی مرتفع سرچشمه می‌گیرند و رژیم "بارانی - برفی" بر رودخانه‌هایی که حوضه آبرگیر آنها به طور عمده در نواحی دشت و کوهپایه‌ای قرار دارد، شده است. از خصوصیات بارز این رژیم تداوم جریان پایه در رودخانه‌های دائمی و افزایش آبدهی رودخانه‌ها از اواخر زمستان تا اواسط خرداد می‌باشد (شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی ۱۳۸۷). حدود نیمی از

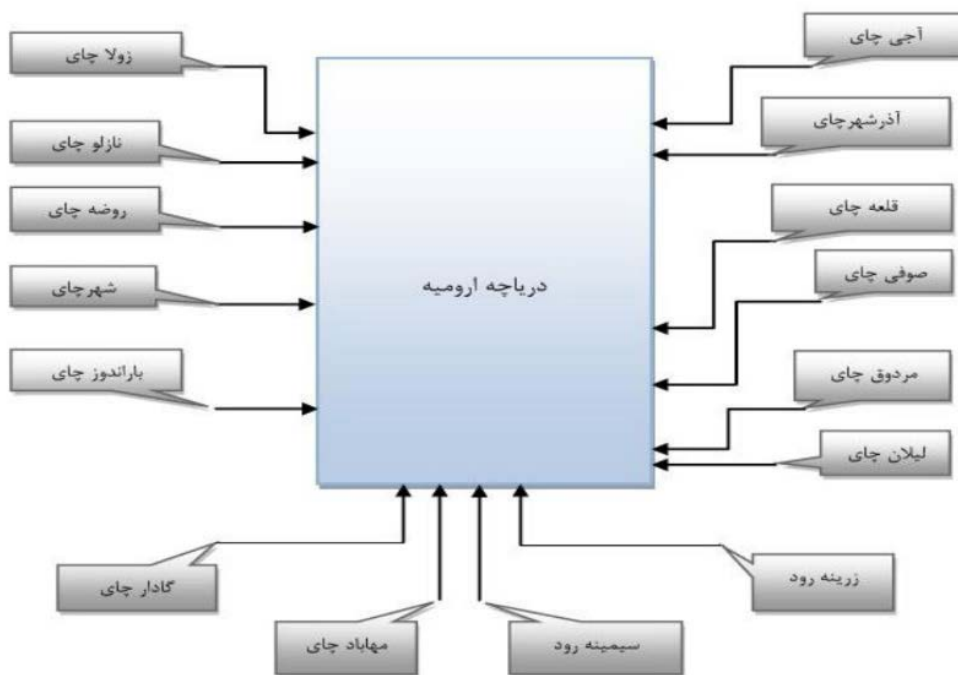
جریان رودخانه‌های این حوضه را جریان پایه شکل می‌دهد. پر آب‌ترین فصل، فصل بهار با حدود ۶۵ درصد و پس از آن فصل زمستان با ۲۵ درصد از کل جریان‌های سطحی می‌باشد. فصل تابستان با کمتر از ۴ درصد جریان‌های سطحی سالیانه، خشک‌ترین فصل سال به شمار می‌آید. در شکل ۱-۳ شمای موقعیت مکانی رودخانه‌ها و در شکل ۱-۴ نقشه موقعیت زیر حوضه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه نشان داده شده است. در جدول ۱-۵، مساحت زیر حوضه‌ها ارائه گردیده است.

جدول ۱-۴. سهم رودخانه‌های اصلی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در تأمین آب آن

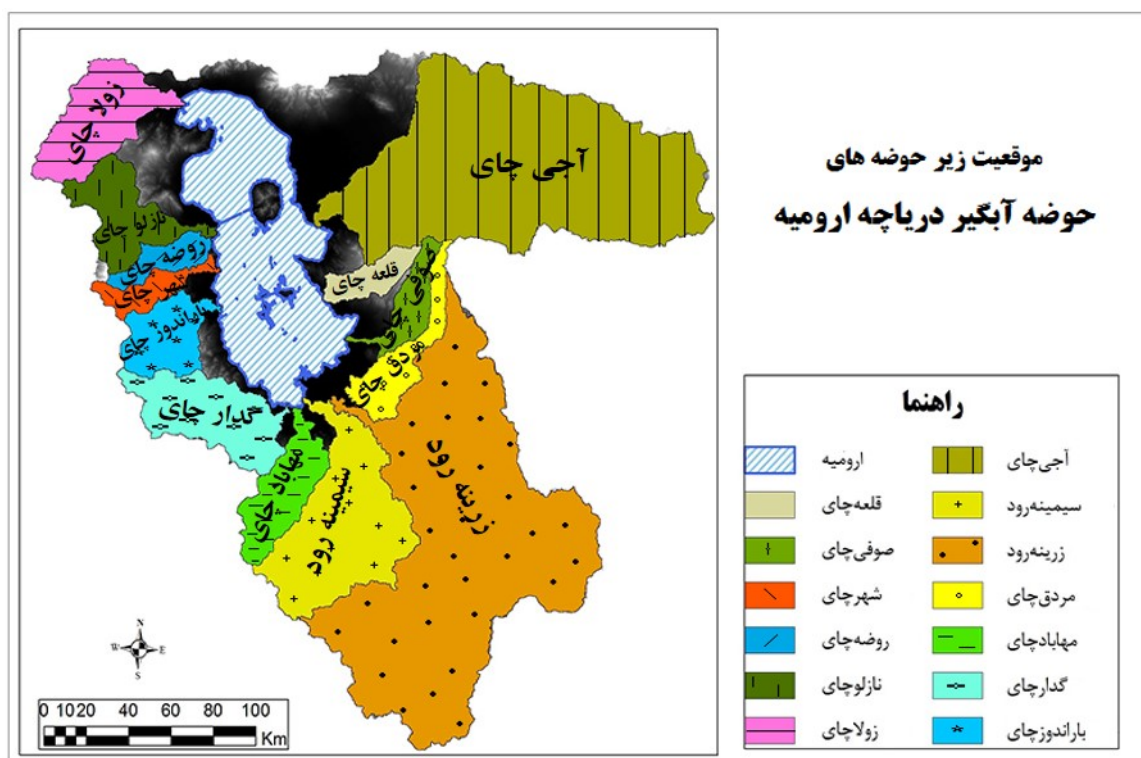
نام رودخانه	زربنه رود	سیمینه رود	گدار چای	مهاباد چای	باراندوز چای	نازلو چای	شهر چای	زولا چای	صوفی چای	آجی چای	مردوق چای
درصد مشارکت	۴۲	۱۳	۱۰	۷	۷	۷	۴	۴	۴	۲	۱

جدول ۱-۵. مساحت زیر حوضه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه

نام زیر حوضه	زربنه رود	سیمینه رود	گدار چای	مهاباد چای	باراندوز چای	نازلو چای	شهر چای	زولا چای	صوفی چای	آجی چای	مردوق چای
مساحت (کیلومتر مربع)	۱۱۸۵۰	۳۵۰۰	۸۷۵	۷۷۷	۱۰۱۲	۱۱۰۰	۷۰۶	۹۶۰	۳۱۰	۱۱۴۷۵	۸۰۰



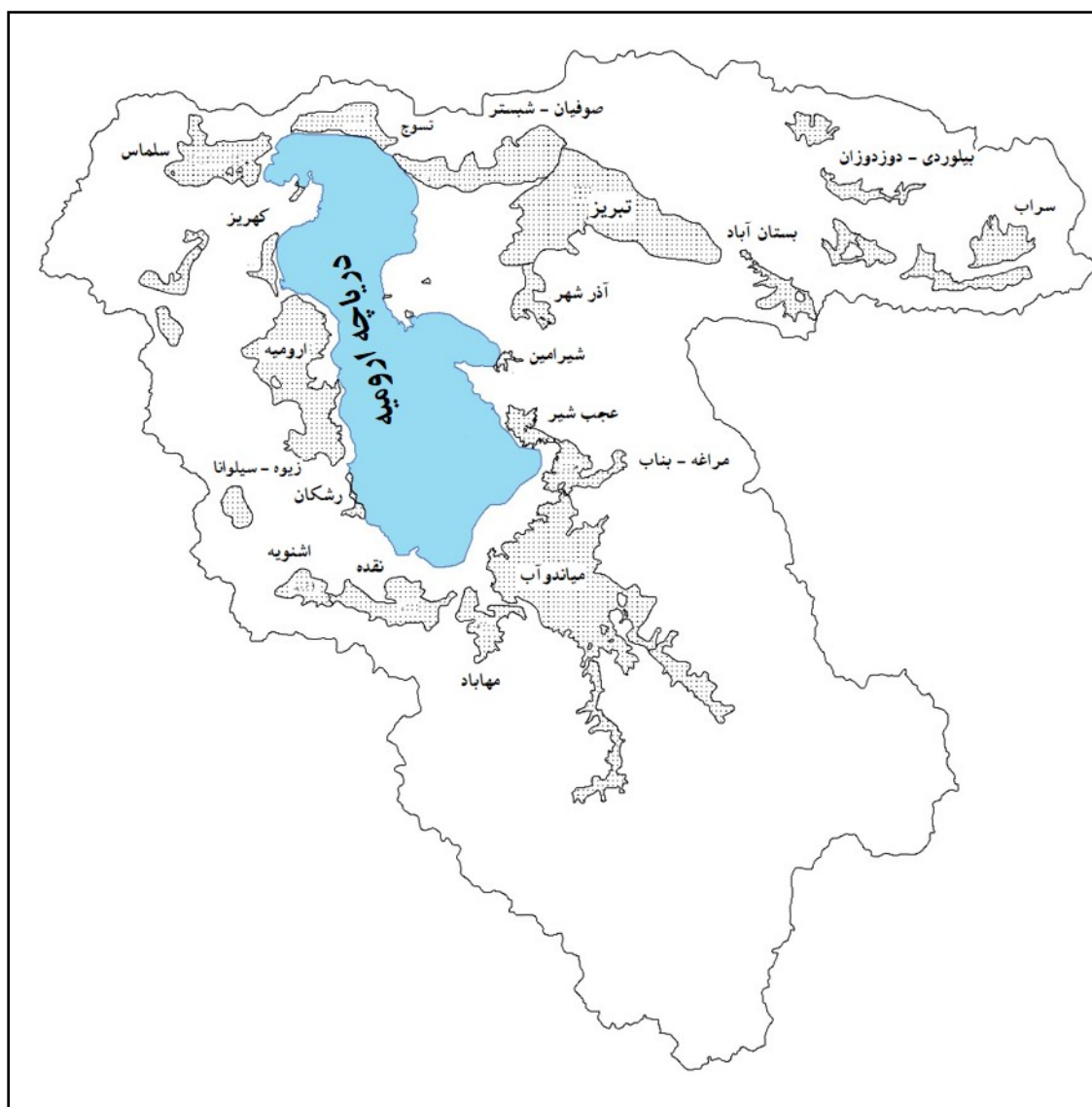
شکل ۱-۳. شمای موقعیت مکانی رودخانه‌های حوضه آبیگر دریاچه ارومیه



شکل ۱-۴. نقشه موقعیت زیر حوضه‌های حوضه آبیگر دریاچه ارومیه

## ۸-۱. هیدروژئولوژی منطقه

در حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه، ۲۵ محدوده مطالعاتی آب زیرزمینی وجود دارد. در این محدوده‌ها، ۱۴ آبخوان آبرفتی مجاور خط ساحلی قدیمی این دریاچه هستند. در شکل ۱-۵، محدوده هر یک از آبخوان‌های آبرفتی نشان داده شده است. ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه که پهنه مطالعاتی این پژوهش می‌باشد، در پایین دست آبخوان‌های آبرفتی میان‌دوآب و مراغه - بناب قرار دارد.

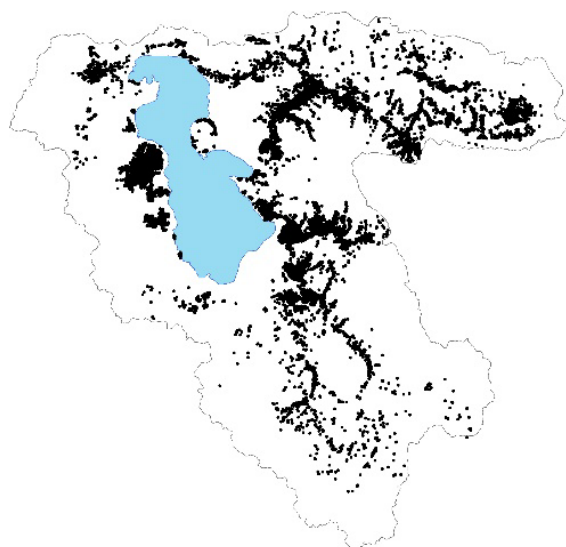


شکل ۱-۵. نقشه موقعیت محدوده آبخوان‌های آبرفتی در حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه

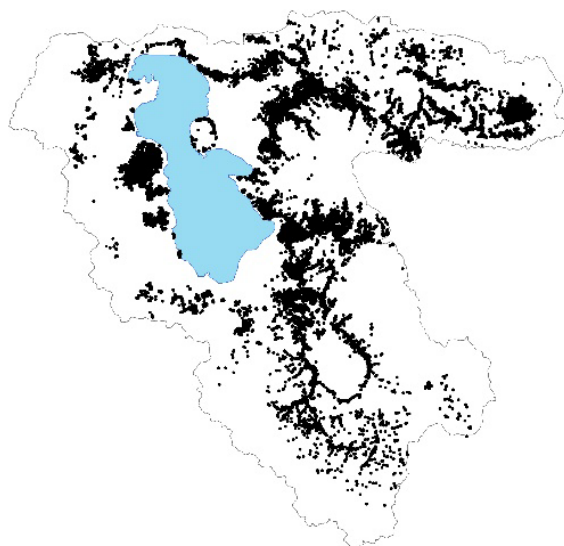
بر اساس اطلاعات آماربرداری منابع آب زیرزمینی در سال‌های مختلف و به‌هنگام‌سازی آن‌ها با اطلاعات پروانه‌های بهره‌برداری صادر شده، در سال ۱۳۸۰ تعداد ۷۸۴۳ حلقه چاه عمیق، ۶۴۰۵۹ حلقه چاه نیمه عمیق، ۱۳۷۰ رشته قنات و ۵۷۸۴ دهنه چشمه سالانه حدود ۲/۷۴ میلیارد مترمکعب از منابع آب زیرزمینی این حوضه را تخلیه می‌کرده است. در سال ۱۳۹۰ تعداد چاه‌ها از ۷۱۹۰۲ حلقه به ۹۲۱۸۹ حلقه افزایش یافت. با این وجود، مقدار برداشت آب زیرزمینی در این سال توسط چاه‌ها حدود ۱/۷۰ میلیارد متر مکعب می‌باشد که حدود ۵۳۰ میلیون متر مکعب نسبت به سال ۱۳۸۰ کاهش نشان می‌دهد. این مطلب نشان می‌دهد که در این بازه زمانی، از حجم ذخیره آبخوان‌های آبرفتی کاسته شده و با وجود افزایش چشمگیر در تعداد چاه‌های بهره‌برداری، امکان برداشت بیشتر از سفره‌های آب زیرزمینی فراهم نشده است. در مجموع، کل برداشت آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۰، حدود ۲/۲۵ میلیارد مترمکعب می‌باشد که حدود ۴۹۰ میلیون متر مکعب از سال ۱۳۸۰ کمتر است.

در شکل ۱-۹، موقعیت چاه‌های بهره‌برداری آب زیرزمینی حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۳۷۰، ۱۳۸۰ و ۱۳۹۰ نشان داده شده است. در سال‌های اخیر افزایش تعداد چاه‌ها در نواحی جنوب دریاچه ارومیه به‌ویژه در محدوده آبخوان میاندوآب بسیار چشمگیر می‌باشد. تغییرات تراز و حجم مخزن هر یک از آبخوان‌های آبرفتی حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه در جدول ۱-۶ آورده شده است. بر این اساس، حجم کل ذخیره آب زیرزمینی آبخوان‌های آبرفتی از سال آبی ۷۰-۷۱ تا ۹۴-۹۵ حدود ۷۹۷ میلیون متر مکعب کاهش داشته است. بنابراین، میانگین سالیانه کاهش حجم سفره‌های آب زیرزمینی در این حوضه پیرامون ۳۱/۹ میلیون متر مکعب می‌باشد.

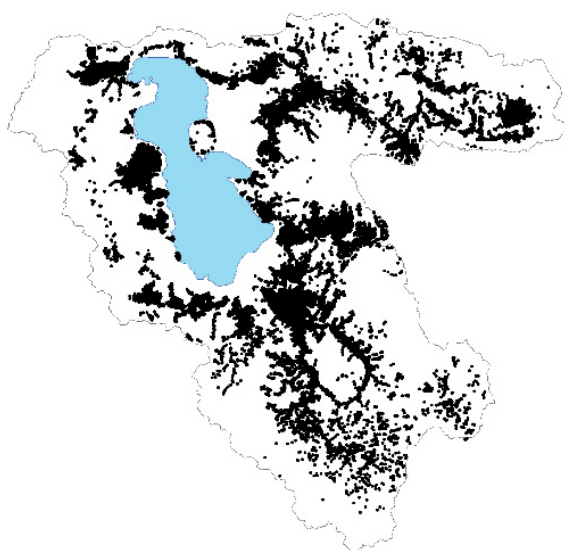




۱۳۷۰



۱۳۸۰



۱۳۹۰

شکل ۱-۶. موقعیت چاه‌های بهره‌برداری آب زیرزمینی حوضه آبخیز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۳۷۰، ۱۳۸۰ و ۱۳۹۰

جدول ۱-۶. تغییرات حجم مخزن در آبخوان‌های آبرفتی مجاور دریاچه ارومیه از سال آبی ۷۱-۷۰ تا ۹۵-۹۴

ردیف	نام آبخوان آبرفتی	مساحت (کیلومتر مربع)	تغییر تراز سطح آبخوان (متر)	ضریب ذخیره	تغییر حجم (میلیون متر مکعب)
۱	سلماس	۶۳۰	-۱۰/۶۰	۰/۰۳	-۲۰۰
۲	کهریز	۵۵	-۴/۹۸	۰/۰۳۵	-۱۰
۳	ارومیه	۹۲۰	-۲/۷۷	۰/۰۶	-۱۵۳
۴	نقده	۳۶۵	-۳/۷۴	۰/۰۳۶	-۴۹
۵	مهاباد	۲۵۵	-۰/۶۷	۰/۰۳۶	-۶
۶	میاندوآب	۱۱۴۵	-۳/۱۸	۰/۰۲	-۷۳
۷	مراغه - بناب	۲۶۶	-۱/۳۹	۰/۰۳	-۱۱
۸	عجب شیر	۹۷	-۳/۹۱	۰/۰۴	-۱۵
۹	شیرامین	۲۶	-۰/۵۱	۰/۰۳۵	-۰/۵
۱۰	آذر شهر	۱۰۷	-۲/۳۵	۰/۰۳۵	-۹
۱۱	تبریز	۱۰۰۱	-۲/۸۱	۰/۰۲۵	-۷۰
۱۲	شبستر	۳۸۵	-۶/۳۶	۰/۰۵	-۱۲۲/۵
۱۳	تسوج	۱۷۵	-۱۵/۰۵	۰/۰۳	-۷۹
	جمع				-۷۹۷



## فصل دوم: مروری بر بررسی‌های پیشین

با توجه به گستردگی و تنوع مطالعات انجام شده در مورد منابع آب زیرزمینی نواحی ساحلی و نحوه ارتباط آن‌ها با منابع آب سطحی، بررسی‌های پیشین در چند دسته کلی تقسیم و به شرح ذیل ارائه گردیده است.

### ۱-۲. اندرکنش آب‌های زیرزمینی و سطحی

اندرکنش بین آب‌های زیرزمینی و سطحی بر ویژگی‌های کلیدی محیط‌های آبی از قبیل پایداری تراز و کیفیت آب تأثیرگذار می‌باشد (Winter et al. 1998). اندرکنش آب‌های زیرزمینی و سطحی در زمان و مکان بسیار پیچیده و مبهم است. این ارتباط نه تنها از عامل‌های آب و هوا، زمین‌ریخت‌شناسی، زمین‌شناسی و زیستی، بلکه از فعالیت‌های انسانی نیز تأثیر می‌پذیرد (Sophocleous 2002). این اندرکنش توسط موقعیت پهنه‌های آبی نسبت به سامانه جریان آب زیرزمینی، ویژگی‌های زمین-شناختی بستر و همچنین جایگاه آب و هواشناسی تحت تأثیر قرار می‌گیرد.

بورن و همکاران (Born et al. 1979) و وینتر و همکاران (Winter et al. 1999) بیان کردند که اثر متقابل دریاچه‌ها با آب زیرزمینی ممکن است که به یکی از سه طریق زیر باشد.

- برخی دریاچه‌ها از کل بستر آب تغذیه می‌شوند (سامانه تخلیه‌ای)؛
  - برخی دریاچه‌ها از کل بستر، تخلیه می‌شوند و آب از دست می‌دهند (سامانه تغذیه‌ای)
  - بیشتر دریاچه‌ها در بخشی از بستر با آب زیرزمینی تغذیه می‌شوند و در بخشی دیگر با نشت به داخل زمین، آب از دست می‌دهند (سامانه تمام جریانی)
- بررسی دراز مدت دریاچه‌ها در نبراسکا توسط اونگ (Ong 2010) نشان داد که پشته‌هایی (Mound) از

آب در پیرامون دریاچه‌ها پس از بارندگی به طور مستقیم شکل می‌گیرد که باعث تخلیه آب زیرزمینی به دریاچه می‌شود. همچنین تبخیر و تعرق از لبه دریاچه‌ها در جایی که تراز آب زیرزمینی کم عمق می‌باشد، موجب می‌گردد که تراز آب پایین آید و جریان آب بین آب زیرزمینی و دریاچه معکوس شود. گزارش‌ها و مقالاتی مبنی بر نفوذ آب شور دریاچه‌ها به سفره‌های ساحلی وجود دارد که از آن جمله می‌توان به مقاله ارزیابی نفوذ آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان ساحلی میان دشت (آقازاده و همکاران، ۱۳۸۹) اشاره نمود. از سوی دیگر یچیلی (Yechieli 2000) به تأثیر تغییر شیب مرز آب شور و شیرین به دلیل تغییر در چگالی آب شور در غرب دریای مرده (Dead Sea) اعتقاد دارد.

گرچه سازوکار اندرکنش آب زیرزمینی با رودخانه‌ها و دریاچه‌ها به هم شبیه هستند، اما دارای تفاوت‌های مهمی نیز می‌باشند. به عنوان مثال تراز آب در دریاچه‌ها بر خلاف رودخانه‌ها به طور معمول دارای تغییرات سریع و زیادی نمی‌باشد. در نتیجه، میزان ذخیره در دریاچه‌ها نسبت به رودخانه‌ها دارای اهمیت کمتری است (Parson, 2014). از سوی دیگر میزان تأثیر تبخیر و تعرق بر تراز آب با توجه به تفاوت چشمگیر در سطح دریاچه‌ها و رودخانه‌ها، در دریاچه‌ها به طور معمول بسیار مهم‌تر است. همچنین، رسوبات دریاچه‌ای به طور غالب نسبت به رودخانه‌ها دارای نهشته‌های آلی بیشتری هستند. این نهشته‌های آلی، می‌توانند بر توزیع نشت و تبادلات بیوژئوشیمیایی بین آب و مواد حل شده در دریاچه‌ها نسبت به رودخانه‌ها دارای اثر بیشتری باشند.

اندرکنش آب زیرزمینی و دریاچه‌ها، در مقیاس محلی و بین‌المللی به طور گسترده توسط پژوهشگران مختلف بررسی گردیده است. از نخستین فعالیت‌های علمی در این زمینه می‌توان به مطالعات مک‌براید و فن‌کوخ (McBride and Pfannkuch 1975) و بررسی‌های وینتر (Winter 1976) اشاره نمود. مطالعه دریاچه‌های ساحلی غرب استرالیا توسط تونلی و همکاران (Townley et al. 1993)، ترنر و همکاران (Turner et al. 2000) و همچنین ترنر و تونلی (Turner and Townley 2006) انجام شده است. بررسی اندرکنش دریاچه‌های کوچک و بزرگ آمریکا توسط وینتر (Winter 1999, 2000 and 2001) و وینتر و همکاران (Winter et al. 1999, 2003) مطالعات دیگری در این مورد هستند. مقدار سهم آب زیرزمینی در تغذیه دریاچه زیبایا (Sibaya) واقع در دشت ساحلی زوزولند (Zuzuland) در امتداد ساحل شمال

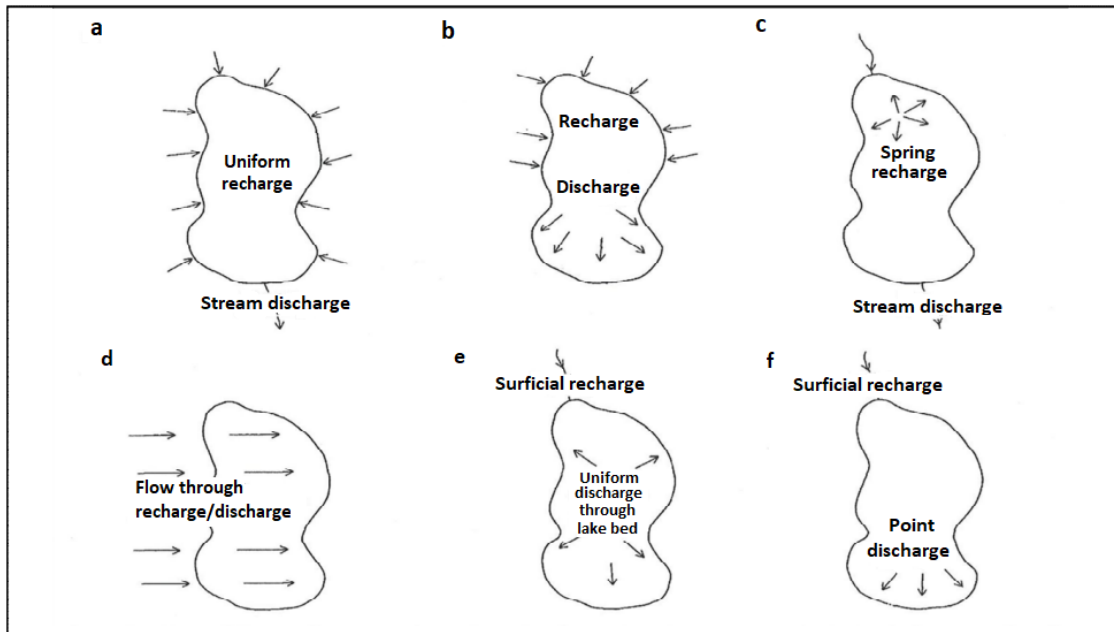
شرق آفریقای جنوبی به وسیله پیتمن (Pitman 1980)، میر و گادفری (Meyer and Godfrey 1995)، گادفری و تاد (Godfrey and Todd 2002)، میر و گادفری (Meyer and Godfrey 2003) و ویتز و دملی (Weitz and Demlie 2013) بررسی شده است. از دیگر مطالعات ارزشمند، می توان مطالعه دریاچه اسپارکلینگ (Krabbenhof et al. 1990)، مجموعه زمین های مرطوب ویلتون (Hunt et al. 1996) در ویسکانسین، دریاچه های دره ریفتی کنیان (Becht et al. 2006) و دریاچه استار در فلوریدا (Viridi et al. 2013) می باشد. اونگ (Ong 2010) مراحل مکانی و زمانی اندرکنش های دریاچه - آبخوان را در تپه های ماسه ای نبراسکا مورد بررسی قرار داده است. تنوی حسن (Tanvi Hasan 2014) پایان نامه خود را با موضوع ارزیابی اندرکنش آب زیرزمینی - دریاچه، بر پایه شبیه سازی عددی با استفاده از بسته نرم افزاری (Lak7) کد مادفلو (Modflow) به انجام رسانده است. موضوع رساله دکترای پارسونز (Parsons 2014) تعیین نقش آب زیرزمینی در بقای جروانولای (Groenvlei)، دریاچه ای کوچک در ناحیه دماغه جنوبی آفریقای جنوبی بوده است.

شناخت اندرکنش آب های زیرزمینی و آب دریاچه ها، پایه و اساس مدیریت کارآمد بر منابع آب است (Winter et al. 1998, Sophocleous 2002, Brodie et al. 2007). این اندرکنش بر ویژگی های کلیدی محیط های آبی از قبیل پایداری تراز و کیفیت آب تأثیرگذار می باشد (Winter et al. 1998). در نتیجه اندرکنش آب های زیرزمینی و سطحی در زمان و مکان بسیار پیچیده و مبهم است. این ارتباط نه تنها از عامل های آب و هوا، زمین ریخت شناسی، زمین شناسی و زیستی، بلکه از فعالیت های انسانی نیز تأثیر می پذیرد (Sophocleous 2002).

## ۲-۲. سهم آب های زیرزمینی و سطحی در محیط های دریاچه ای

بویل (Boyle 1994) بر پایه میزان سهم آب های سطحی و زیرزمینی، دریاچه ها را به شش رده تقسیم کرده است (شکل ۱-۲). ایشان در تحقیقات خود دریافت که پیچیدگی ارتباط بین دریاچه ها و آب های زیرزمینی پیرامون آن ها توسط تغییرات زمانی فصلی یا دراز مدت بیشتر می شود. بورن و همکاران (Born et al. 1979) گزارش کرده اند که در رژیم آب شناسی دریاچه پیکرل (Pickrel) آب زیرزمینی

دارای اهمیت بیشتری است. به طوری که ۷۲ درصد از آب ورودی و ۷۷ درصد از آب خروجی این دریاچه را آب زیرزمینی تشکیل می‌دهد. بالعکس، آب زیرزمینی فقط ۱۲ درصد از آب ورودی به دریاچه توئین شرقی در اوهایو را تأمین می‌کند و میزان آب زیرزمینی خروجی از این دریاچه نیز ناچیز می‌باشد. ترنر و همکاران (Turner et al. 2000) دریافتند که بارش‌های جوی ۵۵ تا ۶۰ درصد و آب زیرزمینی ۴۰ تا ۴۵ درصد جریان‌های ورودی به دریاچه ژاسپر (Jasper Lake) را تشکیل می‌دهند. ۵۰ تا ۵۵ درصد آب این دریاچه به وسیله تبخیر و تعرق و ۴۵ تا ۵۰ درصد به شکل آب زیرزمینی از آن خارج می‌گردد. ایزیورهو و ماتیسوف (Isiorho and Matisoff 1990) برآورد کردند که سالیانه حدود ۱۸ درصد از آب دریاچه چاد در افریقا، صرف تغذیه آبخوان کواترنری می‌گردد. زکستر (Zekster 1996) در تحقیقات خود نشان داد که حدود ۲ درصد آب دریاچه بایکال (Baikal)، ۰/۵ درصد بالخاش (Balkhash)، ۳۰ تا ۴۰ درصد ایسیسک کول (Issyc-Kul) و ۱ درصد خزر از آب زیرزمینی تأمین می‌گردد. گرانمن و همکاران (Grannemann et al. 2000) برآورد کردند که آب زیرزمینی به طور مستقیم و غیرمستقیم در تأمین ۸۰ درصد از آب دریاچه میشیگان مشارکت دارد. با توجه به روند خشک شدن دریاچه آرال، سهم آب زیرزمینی از حدود ۱۲ درصد در سال ۱۹۶۰، به حدود ۱۰۰ درصد در سال ۲۰۰۴ رسیده است (Jarsjö and Destouni 2004).



شکل ۲-۱- رده بندی محیط‌های دریاچه‌ای بر پایه سهم نسبی آب سطحی و زیرزمینی (Boyle 1994)

### ۲-۳. نحوه ورود آب‌های زیرزمینی به محیط‌های دریاچه‌ای

مک‌براید و فن‌کوخ (۱۹۷۵) دریافتند که بیشتر آب زیرزمینی که وارد سامانه یک دریاچه می‌شود، از داخل منطقه ساحلی عبور می‌کند. با استفاده از ابزار نشت سنج، بویل در سال ۱۹۹۴ نشان داد که یک افت سه مرحله‌ای در میزان شار نشت ورودی با افزایش فاصله به وجود می‌آید. بر اساس اندازه‌گیری‌های وی، میزان نشت در نقطه‌هایی با فاصله ۸، ۲۰ و ۵۰ متر از ساحل به ترتیب برابر  $۸۰۶ \text{ cm}^3/\text{m}^2/\text{s}$ ،  $۲۶۵ \text{ cm}^3/\text{m}^2/\text{s}$  و  $۱۹ \text{ cm}^3/\text{m}^2/\text{s}$  بوده است. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در خارج از منطقه ساحلی، نرخ نشت را صفر تا  $۲/۶ \text{ cm}^3/\text{m}^2/\text{s}$  با نرخ میانگین برابر  $۰/۶ \text{ cm}^3/\text{m}^2/\text{s}$  نشان داد. به این ترتیب، بر اساس مطالعات ایشان سهم کمی از آب زیرزمینی در بخش‌های عمیق‌تر مشارکت دارد. پیتز (Pitz 2003) در بررسی‌های خود بر روی دریاچه موسز (Lake Moses) مشاهده نمود که بیشتر آب زیرزمینی از داخل منطقه ساحلی به دریاچه تخلیه شده است.

### ۲-۴. جنبه‌های کیفی آب‌های زیرزمینی و آب دریاچه‌ها

وضعیت شیمیایی آب دریاچه‌ها بازتابی از جریان‌های زیرزمینی ورودی به آن‌ها است. در این مورد، اثر



متقابل بین آب و پوشش گیاهی نیز می‌تواند مهم باشد (Winter 1999).

یون کلرید به دلیل عدم دخالت در واکنش‌های اکسیداسیون و احیا و همچنین عدم تشکیل کمپلکس‌های مهم با سایر یون‌ها مگر در غلظت‌های بسیار زیاد، تشکیل مواد با انحلال‌پذیری کم را نمی‌دهد. یون کلرید به طور چشمگیر بر روی کانی‌ها جذب نمی‌شود و نقش‌های بیوشیمیایی حیاتی کمی را بازی می‌کند. لذا این یون به‌عنوان یک ردیاب پایا شناخته می‌شود (Hem 1985). استفاده از بیلان شیمیایی جرمی که بر اساس بیلان آب ساخته می‌شود، می‌تواند برای شناخت کمیت و سهم مؤلفه‌های ورودی و خروجی آب زیرزمینی مفید باشد (Sacks et al. 1998).

ناچیاپپان و همکاران (Nachiappan et al. 2002) با استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی پایدار مؤلفه‌های زیر سطحی بیلان آب دریاچه‌ای در شمال هندوستان را مورد ارزیابی قرار دادند. سکز (Sacks, 2002) با به کارگیری روش موازنه جرمی ایزوتوپی، جریان ورودی آب زیرزمینی به دریاچه‌های فلوریدای مرکزی را تخمین زد. چند سال بعد، ترنر و تانلی (Turner and Townley 2006) از کلرید و ایزوتوپ‌های پایدار برای تعیین جریان آب زیرزمینی دریاچه‌های کم‌عمق استفاده نمودند. در این پژوهش، میزان غنی‌شدگی ایزوتوپی برای بررسی تبخیر و تعیین منشأ آب‌ها به کار رفت و به طور ویژه، از نمودار کلرید در برابر دوتریم برای تعیین منطقه‌های گیرش و آزادسازی آب زیرزمینی استفاده گردید. برخی پژوهشگران از ایزوتوپ‌های رادون (Rn) برای شناسایی نحوه و مقدار تخلیه آب زیرزمینی در زیر پهنه‌های آبی استفاده کرده‌اند (Burnett and Dulaiova 2003, Ono et al. 2013).

بنابراین در بررسی اثرات متقابل آب زیرزمینی و دریاچه‌ها، شناخت ویژگی‌های شیمی آب نیز همانند شناخت ویژگی‌های هیدرولیکی دارای اهمیت است. توجه به شیمی آب به همراه بررسی‌های ایزوتوپی می‌تواند در شناخت بهتر از نحوه تبادل آب بین سطح و داخل زمین مؤثر باشد (Parsons 2014).

## ۲-۵. آسیب‌پذیری دریاچه‌ها

وینتر (Winter 2000) مقدار آسیب‌پذیری انواع زمین‌های مرطوب را در برابر تغییرات آب و هوایی مورد بررسی قرار داد. وی در این بررسی نتیجه‌گیری نمود که مقدار آسیب‌پذیری به جایگاه آن‌ها در

چشم‌انداز آب‌شناختی و همچنین مقدار وابستگی به منابع آب زیرزمینی بستگی دارد. بر این اساس، دریاچه‌هایی که وابستگی بیشتری به آب زیرزمینی دارند، از درجه آسیب‌پذیری کمتری برخوردار هستند. بر عکس، هر اندازه وابستگی آن‌ها به بارش‌های جوی بیشتر باشد، آسیب‌پذیری آن‌ها در برابر تغییرات اقلیمی بیشتر می‌باشد. رونینگن و بربی (Roningen and Burbey 2012) در بررسی‌های خود نتیجه گرفتند که دریاچه‌های فاقد جریان‌های رودخانه‌ای ورودی و یا خروجی، به طور ویژه در مقابل خشکسالی آسیب‌پذیر هستند.

## ۲-۶. مروری بر پژوهش‌های پیشین در پهنه مطالعاتی

با عنایت به این که پهنه مورد مطالعه، پهنه‌ای ساحلی در جنوب شرق دریاچه ارومیه می‌باشد. بخشی از این پهنه در بستر خشک شده دریاچه ارومیه و بخشی دیگر در پهنه دشت‌های میان‌دوآب و مراغه - بناب قرار دارد. بنابراین، پژوهش‌های پیشین شامل بررسی‌های انجام شده در محدوده دریاچه از یک سو و از سوی دیگر بررسی‌های انجام شده در محدوده دشت‌های یاد شده می‌باشد.

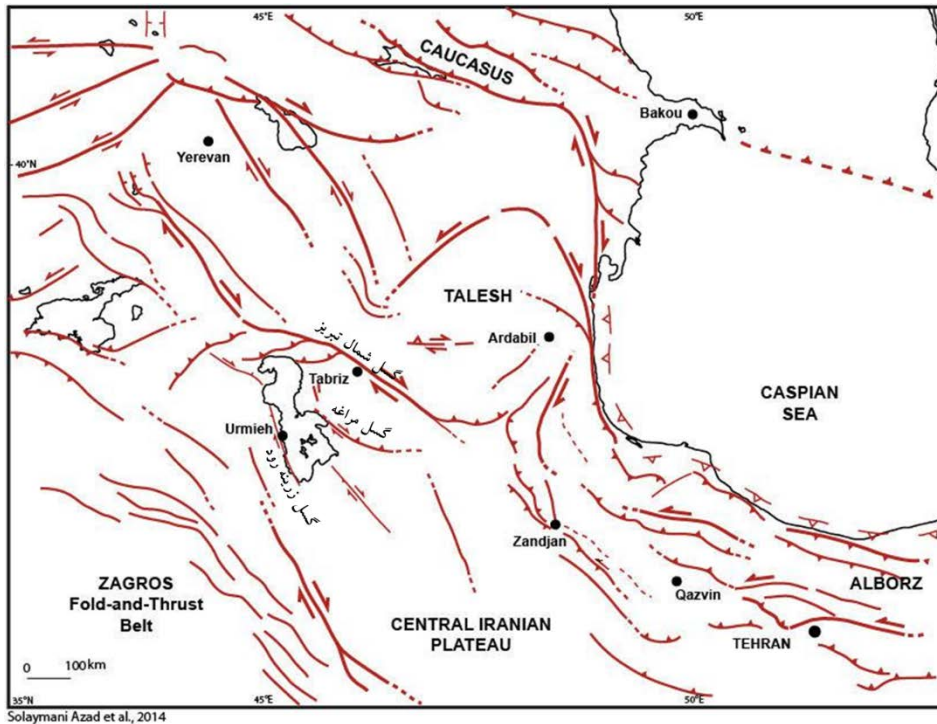
## ۲-۶-۱. مروری بر پژوهش‌های پیشین در محدوده دریاچه ارومیه

اولین مطالعه جامع علمی در مبحث دریاچه‌شناسی در سال ۱۸۹۹ توسط گونتر (Gunter) در محدوده دریاچه ارومیه انجام پذیرفته است. وی در گزارش خود این دریاچه را باقی‌مانده دریای مدیترانه دانسته است. جامع‌ترین پژوهش در ارتباط با دریاچه ارومیه، مطالعات شهرابی در سال ۱۹۸۱ (Shahrabi 1981) می‌باشد. این پژوهش شامل مطالعات دریاچه‌شناسی، زمین‌شناسی و کیفیت شیمیایی آب دریاچه است. بر اساس مطالعات این پژوهشگر، دریاچه ارومیه در گودالی قرار دارد که خود از نظر ساختمان زمین‌شناسی در بین دو سیستم گسل فعال (گسل تبریز در شمال و گسل زرینه رود در جنوب) واقع شده است و به احتمال بر اثر حرکت همین گسل‌ها به وجود آمده است. به عقیده وی، دریاچه ارومیه از دیدگاه زمین‌شناسی دریاچه‌ای جوان می‌باشد که پس از آخرین فعالیت یخچالی و بر اساس فعالیت‌های تکتونیکی به شکل فعلی در آمده است. شهرابی آب این دریاچه را از نوع کلروره سدیک معرفی کرده که سرشار از سولفات می‌باشد. بر اساس اندازه‌گیری‌های وی، نسبت یونی منیزیم

به کلسیم در آب دریاچه ارومیه به مقدار ۱ به ۲۸ و مقدار pH آن بین ۷/۲ تا ۷/۶ بوده است. در گزارش یاد شده، رسوبات شیمیایی دریاچه ارومیه به ترتیب فراوانی، نمک طعام، گچ، آراگونیت (گاهی کلسیت) و برخی از الیت‌های آهکی دانسته شده است.

از نخستین بررسی‌های نظام‌مند زمین‌شناسی ساختاری در این منطقه، مطالعات نبوی در سال ۱۳۵۵ می‌باشد. وی با معرفی گسل ارومیه آن را قسمتی از گسل شمال تبریز دانست که از ماکو به طرف جنوب ادامه دارد و به رودخانه زرینه‌رود می‌رسد. افتخار نژاد در سال ۱۹۷۵ این گسل را گسل زرینه‌رود نامید. این پژوهشگر در مطالعات خود به این نتیجه رسید که گسل زرینه‌رود، پلت فرم پالتوزوئیک را به دو بخش تقسیم کرده است. این گسل در شمال باختر آذربایجان به گسل شمال تبریز می‌پیوندد و از آن‌جا به سمت قفقاز امتداد می‌یابد. مهم‌ترین گسل‌های کواترنری شناخته شده در محدوده دریاچه ارومیه، گسل‌های تبریز، تسوج، برکشلو، سلماس، دریک، صوفیان - شرفخانه و مجموعه‌ای از گسل‌های کوچک با روددهای مختلف می‌باشند (قرشی و بربریان ۱۳۶۶).

در جدیدترین پژوهش انجام شده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران با موضوع شناسایی گسل‌های فعال در شمال غرب کشور (Solamani Azad et al. 2014)، شواهد مورفوتکتونیک مبنی بر فعال بودن گسل‌های زرینه‌رود و مراغه افزون بر گسل شمال تبریز شناسایی شده است (شکل ۲-۲). بر اساس پژوهش‌های انجام شده در رابطه با جنس و ضخامت نهشته‌های بستر دریاچه ارومیه، حدود ۳۵ تا ۴۰ متر نهشته نرم دریاچه‌ای بر روی پی‌سنگ سخت شده کرتاسه زیرین و یا سنگ آهک‌های مارنی میوسن (سازند قم) قرار گرفته که با ویژگی‌های کنونی، سن دریاچه را ۳۰ تا ۴۰ هزار سال تعیین می‌کند. ولی بر اساس پادگانه‌های دریاچه‌ای پیرامون آن، سن دریاچه را ۴۰۰ تا ۵۰۰ هزار سال برآورد می‌کنند (آقناباتی ۱۳۸۵). البته جلالی و همکاران (۱۳۷۹)، در مطالعات خود با موضوع بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های نرم دریاچه ارومیه در راستای مرحله مطالعاتی ساخت بزرگراه شهید کلانتری، نتیجه گرفتند که ضخامت نهشته‌های بستر دریاچه حداقل در بخش میانی منطقه عبور بزرگراه، بیش از ۲۰۰ متر می‌باشد.



شکل ۲-۲. نقشه گسل‌های فعال شمال باختری ایران

با وجود این که از گذشته توسط افراد مختلف در برخی نقاط دریاچه، مقدار عمق بستر اندازه‌گیری و گزارش شده است، لیکن نخستین تلاش برای تهیه یک نقشه یکپارچه در سطح کل دریاچه توسط توفیقی و همکاران در سال ۱۳۸۸ انجام پذیرفت. بر اساس این نقشه، میانگین عمق بستر دریاچه حدود ۶ متر گزارش گردید. در مجموع بخش جنوبی این دریاچه از عمق بسیار کمتری نسبت به بخش شمالی برخوردار می‌باشد. بیشترین عمق بستر و به عبارت دیگر بیشترین عمق آب دریاچه ارومیه به مقدار حدود ۱۳ متر در گوشه شمال باختری تعیین گردید. کمینه تراز کف دریاچه ۱۲۶۷/۴۶ متر در شمال دریاچه می‌باشد. در سال، تراز میانگین آب دریاچه ارومیه ۱۲۷۰/۰۸ متر تعیین گردید (مؤسسه تحقیقات آب وزارت نیرو ۱۳۹۲). بنابراین، در زمان یاد شده بیشترین مقدار عمق آب دریاچه فقط ۲/۶۲ متر بوده است. با در نظر گرفتن تراز بیشینه ۱۲۷۸/۷ متر برای خط ساحلی، بیشترین عمق آب دریاچه در شرایط معمول گذشته (پیش از روند اخیر خشک شدن)، حدود ۱۱/۲۴ متر به دست می‌آید. میانگین تراز کل بستر دریاچه ارومیه حدود ۱۲۶۹/۴۲ متر است (مؤسسه تحقیقات آب وزارت نیرو ۱۳۹۲).

نخستین گزارش جامع هیدرولوژی در محدوده حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه با عنوان "ارزیابی وضع

موجود و امکانات توسعه منابع آب - منطقه آذربایجان" در سال ۱۳۵۱ توسط سازمان برنامه تهیه گردید. گزارش "هیدرولوژی اطلس منابع آب ایران" در سال ۱۳۶۹ توسط معاونت بهره‌برداری و مدیریت منابع آب وزارت نیرو، گزارش "طرح جامع آب کشور - حوضه آبرگیر ارومیه" در سال‌های ۱۳۶۵-۱۳۷۰ توسط وزارت نیرو (شرکت مهندسين مشاور جاماب) و گزارش "پروژه مدیریت زیست-محیطی دریاچه ارومیه" با هدف مدیریت زیست بوم دریاچه و تالاب‌های آن توسط معاونت آب و خاک وزارت جهاد کشاورزی (مهندسين مشاور یکم) در سال ۱۳۸۱، از مهم‌ترین گزارش‌های علمی در رابطه با بررسی هیدرولوژیکی این حوضه می‌باشند. گزارش هیدرولوژی پروژه به هنگام‌سازی بیلان آب محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه در سال ۱۳۸۷ توسط وزارت نیرو (مهندسين مشاور فرسپندآب)، کامل‌ترین گزارش هیدرولوژی تهیه شده در این حوضه به شمار می‌آید. بر اساس این گزارش، میانگین ورودی جریان آب ورودی به محدوده دریاچه پیش از سال آبی ۷۵-۷۴ حدود ۱۰/۷ میلیارد متر مکعب بوده است. میانگین جریان آب ورودی از سال ۱۳۷۸ تا ۱۳۸۶ به حدود ۱/۸۸ میلیارد متر مکعب کاهش نشان می‌دهد. بر این اساس، میانگین حجم آب ورودی به دریاچه ارومیه در سال‌های اخیر، بیش از ۸۰ درصد کاهش یافته است (اخوان و حمزه‌آباد ۱۳۹۴).

دریاچه ارومیه دریاچه‌ای بسته (Endorheic lake) است که تنها راه خروج آب از پیکره آن، تبخیر می‌باشد. در گذشته پژوهشگران مختلفی با استفاده از روش‌های گوناگون تلاش نمودند تا برآورد مناسبی از مقدار تبخیر آب این دریاچه به دست آورند. مقادیر ۱۳۵۹ میلی‌متر بر سال (مهندسان مشاور آب نیرو ۱۳۷۱)، ۸۹۴ تا ۱۱۷۲ میلی‌متر بر سال (Yekom Consulting Engineers, 2002)، ۹۶۰ میلی‌متر بر سال (مهندسين مشاور یکم ۱۳۸۳)، ۱۲۲۳ میلی‌متر بر سال (مهندسين مشاور طرح نواندیشان ۱۳۸۳)، مقدار تبخیر از سطح دریاچه ارومیه است که با استفاده از ارتفاع تبخیر در ایستگاه‌های تبخیرسنجی و اعمال ضرایب اصلاحی برای ضریب تشنگ تبخیر و اثر شوری برآورد شده‌اند. در پژوهش‌هایی دیگر، مقدار تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از روش SEBAL، ۹۰۰ تا ۱۳۰۰ میلی‌متر بر سال (باقری هارونی ۱۳۹۰) و با استفاده از روش بیلان انرژی بر مبنای داده‌های ایستگاه سینوپتیک ارومیه و اصلاح اثر شوری ۸۸۷ تا ۱۱۱۸ میلی‌متر بر سال (جهانبانی ۱۳۹۱) تعیین گردید. با استفاده از معادله

بیان انرژی در مقیاس زمانی روزانه و به صورت توزیعی و اعمال اثر کاهشی شوری، مقدار تبخیر از دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی برابر ۱۱۳۶ میلی‌متر و به عبارت دیگر ۳/۸ میلیارد متر مکعب برآورد شد (سیما و تجریشی ۱۳۹۴).

اولین بررسی هیدروشیمیایی آب دریاچه ارومیه در سال ۱۸۵۶ توسط آبیخ (Abich 1856) انجام گرفت. این پژوهشگر، میزان نمک‌های محلول کلرید سدیم، کلرید منیزیم، کلرید کلسیم، سولفات کلسیم و سولفات منیزیم را به همراه میزان شوری برآورد نمود. از این زمان به بعد، مطالعات دیگری به وسیله پژوهشگران مختلف بر روی کیفیت آب این دریاچه شکل پذیرفته است. در این مورد می‌توان به مطالعات در محدوده جزیره کبودان (Hunt 1868) و (Gunther and Manely 1899)، در ساحل قوشچی (Kholpin 1923)، در پیرامون شرفخانه (Adarangi 1941)، در گل‌منخانه و حیدرآباد (Djonidi 1970)، در شرفخانه (Daneshgar 1975)، در گل‌منخانه (Javanbakht 1975)، در نواحی حیدرآباد و رحمانلو (Azami-Oskoei 1975)، در نواحی قوشچی، رشکان، حیدرآباد، گل‌منخانه و شرفخانه (Saber 1978)، در شمال دریاچه (Kelts and Shahrabi 1986)، در ناحیه رحمانلو (Kargarnjad 1986)، در نواحی مختلف دریاچه (Daneshvar and Ashasi 1997)، در ایستگاه‌هایی واقع در شمال شرق، شمال و جنوب دریاچه (Touloei et al. 1997)، در ناحیه گل‌منخانه (Emamali-Sabzi 1993)، در ناحیه رشکان (Jamshidi 2002)، در ۴ ایستگاه واقع در شمال تا جنوب دریاچه (Esmaeili- Dahesht et al. 2010) و در ۴۸ ایستگاه واقع در سرتاسر دریاچه (Karbassi et al. 2010) اشاره نمود. کل این اطلاعات توسط (Asem and Mahmoudi 2013) گردآوری شده است. محمودی و اصغری‌مقدم (۱۳۸۵) آب جنوب شرقی دریاچه در غرب شهر بناب را تجزیه شیمیایی کردند و با کیفیت آب زیرزمینی دشت مراغه مقایسه نمودند. جباری و همکاران (Jabbari et al. 2014) کیفیت فیزیکوشیمیایی آب دریاچه را در پنج نقطه بررسی کردند. امیری و همکاران (Amiri et al. 2015) آب دریاچه را از دیدگاه کیفی در دو فصل تر و خشک در مجاورت ساحل دشت ارومیه، با هدف تعیین پتانسیل تداخل آب شور دریاچه به آبخوان این دشت، مورد بررسی قرار دادند. میزان آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی، pH، دما، EC، TDS، شوری، قلیائیت و سختی از جمله

عامل‌هایی هستند که در بیشتر این مطالعات ارائه شده‌اند. در برخی از این مطالعات، میزان بعضی یون‌های فرعی مانند نیترات، نیتريت، برم، آهن، روی، مس، آمونیم و ید و همچنین عامل‌هایی مانند دانسیته و سختی، بررسی گردیده‌اند. حسین پور (۱۳۹۰) داده‌های پیوسته‌ای را از میزان شوری و دانسیته آب دریاچه ارومیه در محل ایستگاه‌های گلمنخانه، میانگذر و شرفخانه، از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۰ ارائه نموده است.

خدمی و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از روش سنجش از دور (RS) و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) روند افزایش خاک‌های شور اطراف دریاچه ارومیه را بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که در سال ۱۹۹۸، خاک‌های شور فقط در ساحل شرقی دریاچه با مساحت ۲۸/۵۱۶ کیلومتر مربع قابل توجه بوده است. از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۰، شکل‌گیری و توسعه شوره‌زار در ساحل جنوب شرقی بسیار چشمگیر می‌باشد. در سال ۲۰۰۶، در بیشتر نوار ساحلی دریاچه ارومیه شوره‌زار مشاهده می‌گردد. از این سال تا سال ۲۰۱۱ (در مدت ۵ سال)، بجز در ساحل غربی توسعه بسیار چشمگیری در مساحت شوره‌زارهای پیرامون دریاچه ارومیه دیده می‌شود. در سال ۲۰۱۱، مساحت شوره‌زارهای اطراف دریاچه برابر ۷۴۴/۴۱۱ کیلومتر مربع می‌باشد. بنابراین، از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۱ (در مدت ۱۳ سال)، مساحت این شوره‌زارها ۲۶ برابر شده است.

## ۲-۶-۲. مروری بر پژوهش‌های پیشین در دشت‌های میاندوآب و مراغه - بناب

مطالعات اولیه ژئوفیزیک در منطقه میاندوآب در سال ۱۳۴۳ توسط شرکت جنرال ژئوفیزیک انجام گردید. سپس در سال ۱۳۵۳ گروه مهندسين مشاور آب و خاک بررسی‌های تکمیلی مطالعات ژئوالکتریک را در منطقه میاندوآب و مراغه انجام دادند. در این مطالعات، عمق آب زیرزمینی به طور معمول بین ۱ تا ۱۰ متر در نقاط مختلف تخمین زده شد. بررسی‌های یاد شده نشان داد که نقش آبراهه‌های منطقه به ویژه زربینه‌رود، سیمینه‌رود و صوفی‌چای در شکل‌گیری آبخوان‌های آبرفتی، هم از دیدگاه تجمع و ضخامت رسوبات آبرفتی درشت دانه و هم از دیدگاه تغذیه آب‌های زیر سطحی بسیار اساسی است. بر این اساس، بهترین منابع آب زیرزمینی از دیدگاه کمی و کیفی در جنوب و جنوب غرب

دشت میان‌دوآب و حدفاصل شهرهای بناب و مراغه مشاهده می‌شود. این مطالعات همچنین نشان داد که آب زیرزمینی در بخش مهمی از هر دو دشت و بویژه به سمت دریاچه ارومیه، شور است و با افزوده شدن به عمق، مقدار شوری آن بیشتر نیز می‌شود. مطالعات ژئوالکتریک موجب آشکار شدن گسل‌هایی در محدوده هر دو دشت شد. یکی از گسل‌های مهم شناسایی شده، گسلی در جنوب شهر بناب است که در اثر عملکرد آن، بخش جنوبی گسل بالا آمده است. همچنین گسلی مهم در راستای تقریبی رودخانه زرینه‌رود شناسایی گردید که به خوبی با امتداد گسل زرینه‌رود همخوانی دارد. این پژوهش نشان داد که در اثر عملکرد این گسل، بخش شرقی آن بالا آمده است. در این مطالعات، گسل دیگری نیز در حاشیه تشکیلات جنوبی دشت میان‌دوآب شناسایی شد. بین دو گسل یاد شده، ناحیه عمیقی با عمق بیش از ۳۰۰ متر در جنوب غربی دشت میان‌دوآب شکل گرفته که از دیدگاه کمیت و کیفیت منابع آب زیرزمینی، بهترین بخش آبخوان می‌باشد (مهندسین مشاور آب و خاک ۱۳۵۳). بر اساس مطالعات تکمیلی ژئوالکتریک، بهترین بخش آبخوان میان‌دوآب در جنوب غربی آن و بهترین بخش آبخوان مراغه - بناب در بخش مرکزی آن قرار دارد. ایجاد شبکه چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده مطالعاتی در اوایل دهه ۶۰ انجام پذیرفته است (مهندسین مشاور فرسپند آب ۱۳۸۸).

در ادامه پژوهش‌های پیشین و نتایج به دست آمده از آن‌ها در دشت‌های میان‌دوآب و مراغه بناب به تفکیک آورده شده است.

#### - دشت میان‌دوآب

اولین گزارش مطالعات آب زیرزمینی دشت میان‌دوآب توسط شرکت مهندسین مشاور مه‌باب قدس در سال ۱۳۶۷ تهیه شده است. شرکت یاد شده در سال ۱۳۶۸ گزارش مطالعات مدل ریاضی آب زیرزمینی دشت زرینه‌رود را نیز ارائه داد.

شرکت مهندسین مشاور مه‌باب قدس (۱۳۶۷) با استفاده از نتایج آزمون پمپاژ در ۲۲ حلقه چاه اکتشافی عمیق و ۱۵ حلقه چاه خصوصی نیمه‌عمیق در سال ۱۳۶۴، مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی و ضریب ذخیره دشت میان‌دوآب را برآورد نمودند. بر این اساس، مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی در بیش‌تر



نقاط کمتر از ۴۰۰ متر مربع بر روز است. تنها در دو بخش شامل قسمتی از مناطق بین رودخانه‌های زرینه‌رود و سیمینه‌رود در غرب میاندوآب و نیز ناحیه تلاقی دو رودخانه لیلان‌چای و مردوق‌چای در غرب ملکان، به دلیل گسترش رسوبات آبرفتی دانه درشت با ضخامت زیاد، مقدار آن به بیش از ۱۰۰۰ متر مربع بر روز می‌رسد. همچنین در مناطق وسیعی از شوره‌زارهای حاشیه دریاچه ارومیه، مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی به کمتر از ۱۰۰ متر مربع بر روز تقلیل می‌یابد. در گزارش یاد شده، ضریب ذخیره دشت در جبهه ورودی و در آبرفت‌های بین دو رودخانه زرینه‌رود و سیمینه‌رود حداکثر و حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد و در جبهه خروجی حوالی سواحی دریاچه حداقل و حدود ۱ درصد و در نواحی مرکزی دشت حدود ۵ درصد می‌باشد. بر اساس این گزارش، میانگین ضریب ذخیره برای کل دشت ۲ تا ۳ درصد است. با این وجود، در گزارش مهندسین مشاور فرسپندآب که در سال ۱۳۸۸ تهیه گردیده، ضریب ذخیره بین ارقام ۰/۰۰۸۷ و ۸/۴۷ درصد و به طور میانگین ۲ درصد برآورد شده است.

شرکت مهندسین مشاور مهتاب قدس در سال ۱۳۶۷ گزارش کرد که از محل ورود رودخانه‌ها به طرف مرکز دشت، سفره آب زیرزمینی به صورت یکپارچه و از نوع آزاد و میانگین ضخامت آن بین ۳۰ تا ۶۰ متر می‌باشد. مطالعات مهندسین مشاور جاماب در سال ۱۳۷۰ نشان داد که در بخش‌های خروجی دشت و به طرف سواحل دریاچه ارومیه، بدلیل تناوب رسوبگذاری نهشته‌های دانه ریز دریاچه‌ای با نهشته‌های طغیانی رودخانه‌ای، تعداد سفره‌ها به ۳ لایه افزایش می‌یابد. بر اساس گزارش یاد شده، در این بخش‌ها سفره فوقانی که حداکثر ۳۰ متر عمق دارد سفره آزاد است. در زیر آن دو سفره نیمه تحت فشار وجود دارد که ضخامت هر کدام بین ۲۰ تا ۳۰ متر می‌باشد. لایه‌های جدا کننده این سفره‌ها حدود ۱۰ تا ۲۰ متر ضخامت دارند و به طرف مرکز دشت، به طور بین انگشتی (Inter fingering) وارد رسوبات آبرفتی دانه درشت می‌شود. در مرکز دشت ضخامت آن‌ها به صفر می‌رسد. در حوالی شهرستان ملکان، سفره آب زیرزمینی از نوع یکپارچه آزاد است که به طرف ساحل دریاچه به دو لایه افزایش می‌یابد.

شرکت مهندسين مشاور جاماب در سال ۱۳۷۰ بر اساس لوگ چاه‌های مشاهده‌ای و بهره‌برداری حفر شده در سال ۱۳۶۳ (مهندسين مشاور مه‌اب قدس ۱۳۶۷)، نتايج زير را در دشت مياندوآب ارائه نمودند.

۱- بخش مرکزی دشت از سطح زمین تا عمق ۱۰ - ۱۵ متری، از رس و سيلت با نفوذپذیری کم تشکیل شده است. از آن پس تا عمق ۳۰ تا ۴۰ متری زمین از مخلوط رس و سيلت و ماسه تشکیل شده که از نفوذپذیری متوسطی برخوردار است. پس از آن و تا عمق حدود ۶۰ متری رس و سيلت با نفوذپذیری کم مشاهده می‌گردد. پایین تر از ۶۰ متری نفوذپذیری بطور محسوس می‌یابد. نمونه‌های حفاری شامل رس و سيلت و ماسه و شن و قلوه‌سنگ‌های بزرگ است که سفره نیمه تحت فشار در این بخش واقع می‌باشد.

۲- در حاشیه دشت (حد فاصل جاده ملکان - میاندوآب و مسیر جاده میاندوآب - مه‌باد) بر اساس لوگ چاه‌ها، تا عمق ۴۰ - ۵۰ متری بافت خاک درشت و نفوذپذیری آن مناسب می‌باشد. به سمت دریاچه به تدریج بافت خاک دانه ریز و از نفوذپذیری آن کاسته می‌شود. عمق سنگ کف در این مناطق حدود ۶۰ تا ۹۰ متر است و از جنس مارن نفوذناپذیر و یا سنگ آهک می‌باشد.

شرکت مهندسين مشاور فرسپندآب در سال ۱۳۸۸، اقدام به تهیه بیلان آب زیرزمینی آبخوان‌های آبرفتی حوضه آگیر دریاچه ارومیه و از جمله بیلان آب زیرزمینی دشت میاندوآب نمود. مساحت محدوده بیلان آبخوان میاندوآب ۱۱۴۵ کیلومتر مربع و زمان بیلان سال آبی ۸۵-۸۴ تعیین گردید. در جدول ۱-۲، مقدار عوامل مشارکت کننده در بیلان آب زیرزمینی آورده شده است. در گزارش این شرکت، تغییرات حجم مخزن آب زیرزمینی در سال یاد شده حدود ۲/۲- میلیون متر مکعب برآورد گردیده است.

جدول ۱-۲. بیلان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی میاندوآب در سال آبی ۸۵-۸۴

عامل مشارکت کننده در بیلان آب زیرزمینی	آب زیرزمینی ورودی	آب زیرزمینی خروجی
جریان آب زیرزمینی	۲۰/۸	۲/۴
تغذیه و زهکش از بستر مسیر آبراهه‌ها و کانال‌ها	۳۲/۲	۸۵/۰
تبخیر از سطح آبخوان	۰	۴۴/۱
بهره‌برداری از آب زیرزمینی	۰	۳۴۷/۹
نفوذ آب باران و آب بازگشتی کشاورزی	۴۲۴/۲	۰
جمع	۴۷۷/۲	۴۷۹/۴

بیلان آب زیرزمینی دشت میاندوآب، بار دیگر در سال ۱۳۹۴ توسط حمزه‌خانی و آقای محاسبه و گزارش شد. در این گزارش، زمان بیلان آب زیرزمینی سال ۱۳۸۹ ذکر گردیده است. در جدول ۲-۲، مقدار عوامل مشارکت کننده در این بیلان آورده شده است. در گزارش یاد شده، تغییرات حجم مخزن آب زیرزمینی در سال یاد شده حدود ۳/۴- میلیون متر مکعب برآورد گردیده است.

همتی در سال ۱۳۸۱ هیدروژئوشیمی آب‌های زیرزمینی دشت میاندوآب (جنوب شرق دریاچه ارومیه) را مورد بررسی قرار داد. ایشان در این پژوهش نتیجه گرفت که دو عامل اساسی عامل افت کیفیت و بالا رفتن شوری منابع آب زیرزمینی و خاک این منطقه است. یکی از این عوامل بالا بودن سطح آب زیرزمینی در رسوبات دانه ریز سطحی و در نتیجه تغلیظ و تمرکز املاح در آب و خاک می‌باشد. عامل دیگر پیشروی‌های سطحی آب دریاچه به سمت ساحل شمال و غربی دشت میاندوآب به دلیل بهره‌برداری بیش از حد مجاز منابع آب زیرزمینی نواحی ساحلی است. جعفری و افتخاری (۱۳۹۲) با بررسی تبادلات آبی و نفوذ جبهه آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان‌های همجوار نتیجه گرفتند که آبخوان میاندوآب دچار پیشروی آب شور شده و از دیدگاه کیفی در وضعیت بحرانی است.

جدول ۲-۲. بیلان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی میاندوآب در سال ۱۳۸۹

آب زیرزمینی خروجی	آب زیرزمینی ورودی	عامل مشارکت کننده در بیلان آب زیرزمینی
۲۸/۳	۲۷/۴	جریان آب زیرزمینی
۳۴/۸	۵۲/۳	تغذیه و زهکش از بستر مسیر آبراهه‌ها و کانال‌ها
۷۰/۸	۰	تبخیر از سطح آبخوان
۱۷۷/۲	۰	بهره‌برداری از آب زیرزمینی
۰	۱۶۳/۰	نفوذ آب باران و آب بازگشتی کشاورزی
۰	۶۵/۰	نفوذ آب رها سازی شده در شبکه برای کنترل سیلاب
۳۱۱/۱	۳۰۷/۷	جمع

نوروزی و همکاران (۱۳۹۵) با بررسی مقدار آرسنیک در منابع آب زیرزمینی بیان کردند که غلظت این عامل در منطقه زیاد بوده، به‌ویژه در حوالی شهر ملکان به بیش از حد مجاز می‌رسد. در پژوهش یاد شده، زیاد بودن قابلیت انتقال آب زیرزمینی، نبود شبکه فاضلاب، وجود چاه‌های جذبی زیاد و فعالیت شدید کشاورزی عامل‌های اصلی بالا بودن آلودگی آب‌های زیرزمینی در این منطقه دانسته شده است. با این وجود، آن‌ها بیان کردند که بالا بودن مقدار آرسنیک در جنوب شرقی ملکان به احتمال زیاد منشأ زمین‌زاد دارد و به دلیل وجود سولفیدهای آرسنیک در داخل شکستگی‌های مارن‌های میوسن می‌باشد.

در بخش چشمگیری از دشت میاندوآب، عمق آب زیرزمینی کم می‌باشد. بویژه در نواحی شمالی دشت و مجاور دریاچه، پهنه‌هایی از زمین‌های زه‌گرفته وجود دارد. در این دشت با هدف امکان فعالیت‌های کشاورزی در این زمین‌ها، شبکه گسترده زهکشی اراضی احداث شده است. به دلیل اهمیت تبخیر از سطح آبخوان میاندوآب، در یک کار تحقیقاتی توسط حمزه‌خانی و آقای در سال ۱۳۹۴، این عامل مورد بررسی قرار گرفت. پژوهش آن‌ها نشان داد که در نقاطی از بخش شمالی این دشت، میانگین مقدار تبخیر از سطح آبخوان به ۱/۸۶ میلی‌متر بر روز نیز می‌رسد. در گزارش ارائه شده از این تحقیق، مقدار

کل تبخیر سالیانه از سفره آب زیرزمینی دشت میاندوآب حدود ۷۰ میلیون متر مکعب برآورد شده است. حمزه خانی و آقایی در سال ۱۳۹۴ با مقایسه نقشه نرخ تبخیر روزانه از آبخوان با نقشه مقدار هدایت الکتریکی آب‌های زیرزمینی نشان دادند که همخوانی زیادی بین این دو نقشه وجود دارد. بر همین اساس، نتیجه گرفتند که مهم‌ترین عامل شورش‌دگی آب و خاک در این محدوده، تبخیر از سطح آبخوان می‌باشد.

#### - دشت مراغه - بناب

مطالعات منابع آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب در سال ۱۳۴۲ توسط بنگاه مستقل آبیاری آغاز شد. در این مطالعات به جز آماربرداری از منابع آب زیرزمینی و تهیه نقشه‌های هیدروژئولوژی، بررسی‌های اکتشافی شامل مطالعات ژئوالکتریک و حفاری‌های اکتشافی انجام پذیرفت. در این مطالعات تعدادی چاه دستی در سطح منطقه به عنوان چاه مشاهده‌ای انتخاب و عمق آب زیرزمینی در آنها به طور ماهیانه اندازه‌گیری شد. اولین هیدروگراف تغییرات سطح آب زیرزمینی در دشت مراغه - بناب برپایه همین اندازه‌گیری‌ها تهیه گردید. در این پژوهش با هدف بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی، چند نمونه آب از چاه‌های بهره‌برداری برداشت و مقادیر کلر و قابلیت هدایت الکتریکی در آنها اندازه‌گیری شد. چند نمونه نیز مورد تجزیه عامل شیمیایی قرار گرفت. در این مطالعات با هدف بررسی ویژگی‌های هیدرودینامیکی آبخوان، چند مورد آزمایش پمپاژ نیز بر روی چاه‌های نیمه عمیق بهره‌برداری انجام پذیرفت. نتایج این بررسی‌ها با عنوان گزارش مطالعات آب‌های زیرزمینی منطقه دشت مراغه در سال ۱۳۴۵ منتشر شد. از سال ۱۳۵۲ تا ۱۳۵۶ بررسی‌هایی بر روی منابع آب زیرزمینی این دشت توسط مهندسین مشاور طالقانی- دفتری انجام پذیرفت. در این بازه زمانی، ضمن آماربرداری از وضعیت کمی و کیفی آب‌های زیرزمینی این دشت، بررسی‌های ژئوالکتریک بر روی آبرفت‌های آن نیز به عمل آمد. مطالعات نیمه تفصیلی آب‌های زیرزمینی منطقه مراغه - بناب در سال ۱۳۵۶ توسط شرکت مهندسین مشاور مه‌باب قدس انجام گرفت. در این بررسی‌ها ضمن حفر ۳ حلقه چاه اکتشافی، بر روی ۲ حلقه از آنها آزمون پمپاژ صورت پذیرفت. در سال ۱۳۶۰ بار دیگر از نقاط مختلف آبخوان مراغه - بناب توسط شرکت آب

منطقه ای آذربایجان آمار برداری و گزارش آماری مربوطه تهیه شد. مدل ریاضی منابع آب زیرزمینی این دشت در سال ۱۳۶۲ توسط موسسه بررسی‌ها و آزمایشگاه‌های منابع آب وزارت نیرو ارائه گردید. در دهه ۷۰ با نظارت کارشناسان شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی برخی از چاههای عمیق بهره‌برداری مورد آزمون پمپاژ قرار گرفتند. شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی در سال ۱۳۷۴ اقدام به آماربرداری سراسری از آب‌های زیرزمینی دشت مراغه نمود و گزارش سه جلدی آن در سال ۱۳۷۵ منتشر شد. آماربرداری از آب‌های زیرزمینی دشت مراغه بار دیگر در سال ۱۳۸۰ تکرار و به‌هنگام گردید. با استفاده از آمار و اطلاعات تولید شده، شرکت مهندسی مشاور یکم در سال ۱۳۸۷ مطالعات نیمه تفصیلی آب‌های زیرزمینی دشت مراغه - بناب را ارائه نمودند. در این گزارش آبخوان به سه بخش مختلف شامل (۱) آبخوان موجود در آبرفت‌های دره صوفی‌چای، (۲) آبخوان موجود در آبرفت‌های دامنه-ای و (۳) آبخوان غربی موجود در بادزن‌های آبرفتی (آبخوان بناب) تقسیم شده است. آبرفت‌های دره صوفی‌چای در نتیجه فرسایش بلندی‌های دو سمت دره تشکیل شده‌اند. قابلیت انتقال آب زیرزمینی و ضریب ذخیره این آبرفت‌ها به طور معمول زیاد است. آبخوان این بخش در ارتباط هیدرولیکی زیادی با رودخانه صوفی‌چای می‌باشد. آبرفت‌های دامنه‌ای بیش‌تر از فرسایش سازند مراغه به وجود آمده‌اند و دانه ریز هستند. این بخش از آبخوان دارای قابلیت‌های هیدرودینامیکی زیادی نمی‌باشد. آبخوان موجود در بخش غربی (آبخوان بناب)، ویژگی‌هایی شبیه به بخش نخست دارد. در گزارش مهندسی مشاور یکم (۱۳۸۷)، وضعیت کمی این آبخوان از سال آبی ۷۴-۷۵ تا ۸۴-۸۳ متعادل دانسته شده است. البته گزارش یاد شده به این مطلب اشاره دارد که عمق آب زیرزمینی در چاه مشاهده‌ای خانه برق قدیم، وضعیت غیرعادی داشته است. به طوری که یک بار در سال ۱۳۶۱ حدود ۲ متر و بار دیگر در اوایل دهه ۱۳۷۰ به مقدار چشمگیری دچار افت تراز آب زیرزمینی شده است. در گزارش یاد شده، وضعیت کیفی آبخوان نیز مورد توجه قرار گرفته است. در این گزارش آمده است که به دلیل توان کم آبخوان مراغه - بناب در ذخیره‌سازی آب‌های زیرزمینی، کیفیت منابع آب زیرزمینی دارای نوسانات فصلی و دوره‌ای زیادی می‌باشد. این نوسانات علاوه بر وابستگی شدید به دوره‌های تر و خشک، به مقدار برداشت از آب‌های زیرزمینی نیز وابستگی نشان می‌دهد. به طوری که با توسعه برداشت، مقدار مواد محلول در

آب‌های زیرزمینی این منطقه تا حدودی افزایش می‌یابد.

بیان آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب در یک دوره شش ساله از سال آبی ۷۸-۷۹ تا ۸۳-۸۴ (مهندسين مشاور یکم ۱۳۸۷) در جدول ۲-۳ آورده شده است. تغییرات حجم مخزن آب زیرزمینی در بازه زمانی یاد شده، به طور میانگین ۱/۴ میلیون متر مکعب بر سال برآورد گردیده است.

جدول ۲-۳. بیان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی مراغه - بناب در بازه زمانی ۷۸-۷۹ تا ۸۳-۸۴

عوامل تغذیه کننده	حجم آب (MCM)	عوامل تخلیه کننده	حجم آب (MCM)
آب زیرزمینی ورودی	۷/۹۴	آب زیرزمینی خروجی	۰/۵۰
نفوذ مستقیم بارش	۳/۸۵	تخلیه منابع آب زیرزمینی	۳۴/۳۴
نفوذ رواناب	۵/۰۰	تبخیر از آبخوان	۱/۷۰
نفوذ یا برگشت آب کشاورزی	۱۳/۴۸	زهکشی آب زیرزمینی	۱/۹۸
نفوذ یا برگشت آب شرب و صنعت	۹/۶۳		
جمع	۳۹/۹۰	جمع	۳۸/۵۲

شرکت مهندسين مشاور فرسپندآب در سال ۱۳۸۹، اقدام به تهیه بیان آب زیرزمینی آبخوان‌های آبرفتی حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه و از جمله بیان آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب نمود. مساحت محدوده بیان ۲۶۶ کیلومتر مربع و زمان بیان، سال آبی ۸۴-۸۵ تعیین گردید. در جدول ۲-۴، مقدار عوامل مشارکت کننده در بیان آب زیرزمینی آورده شده است. در گزارش این شرکت، حجم مخزن آب زیرزمینی در سال یاد شده تغییراتی نداشته است.

در گزارش مطالعات شرکت مهندسين مشاور فرسپندآب (۱۳۸۹) آمده است که در محدوده دشت مراغه، دو افق اصلی آزاد و تحت فشار گسترش دارد. سفره تحت فشار در زیر سفره آزاد از کوهپایه ها تا

دریاچه ارومیه قرار دارد و شامل شن، ماسه و رس می‌باشد. به نظر می‌رسد در محدوده دشت مراغه لایه‌های آبدار تحت فشار با مخازن در ارتباط هستند و در نواحی تغذیه سفره آبدار واحدی را تشکیل می‌دهند. از نظر مخازن آب‌های زیرزمینی بهترین ناحیه در جنوب و قسمتهای جنوب‌غربی و شمال-غربی منطقه گسترش دارد. ضخامت آبرفت در این نواحی حدود ۵۰ تا ۸۰ متر می‌باشد. حداکثر ضخامت آبرفت در محدوده مورد بررسی با توجه به مطالعات ژئوفیزیکی و حفر چاههای اکتشافی حدود ۱۰۰ متر است. سنگ کف اصلی منطقه بیشتر از تشکیلات آتشفشانی یا فلیش تشکیل شده است. وسعت نواحی تبخیری آب‌زیرزمینی در این دشت حدود ۴۸/۸ کیلومتر مربع می‌باشد.

صافی در سال ۱۳۹۰ پیشروی آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان ساحلی مراغه - بناب را با استفاده از مدل‌سازی عددی مورد بررسی قرار داد. ایشان در این پژوهش نتیجه گرفت که سفره آب زیرزمینی در معرض نفوذ آب شور از سمت دریاچه قرار دارد. وی با استفاده از مدل ریاضی پیش‌بینی نمود که تا سال ۱۴۰۲، با ادامه روند فعلی برداشت از منابع آب زیرزمینی میانگین تراز آبخوان ۳/۷ افت خواهد کرد و پیشروی آب شور به مقدار چشمگیری ادامه خواهد داشت. در تحقیق ایشان، نحوه و مقدار پیشروی آب شور در ۵ سناریوی مدیریتی از سال ۱۳۸۷ تا ۱۴۰۲ نشان داده شده است.

فیجانی در سال ۱۳۹۲ پژوهشی را با عنوان هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی آبخوان دشت مراغه - بناب با استفاده از مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی انجام داد. وی در این بررسی‌ها، اصلی‌ترین عامل مؤثر بر هیدروشیمی منطقه را پساب‌های صنعتی اعلام نمود. بر اساس مدل نهایی تهیه شده در این تحقیق، ۷۴/۴ درصد منطقه مطالعاتی در دسته آسیب‌پذیری کم، ۲۴/۹ درصد در دسته آسیب‌پذیری متوسط و بقیه در دسته آسیب‌پذیری بالا قرار دارند که این دسته بیش‌تر نواحی غربی آبخوان را شامل می‌شود.

اصغری‌مقدم و همکاران (۱۳۹۴) با استفاده از داده‌های هیدروشیمیایی موجود از منطقه و همچنین برداشت و تجزیه شیمیایی ۱۲۰ نمونه در دو نوبت خرداد و شهریور سال ۱۳۸۹، شاخص کیفی (WQI) آن‌ها را بر اساس استاندارد سازمان بهداشت جهانی (Sing 1992) ارزیابی نمودند. این پژوهشگران بر اساس شاخص یاد شده، نتیجه گرفتند که ۲۲ درصد نمونه‌های آب زیرزمینی در دسته عالی (۸۶ کیلومتر مربع)، حدود ۵۸ درصد در دسته خوب (۲۰۰ کیلومتر مربع) و ۲۰ درصد آن‌ها در دسته ضعیف



(۴۵ کیلومتر مربع) قرار دارند.

جدول ۲-۴. بیلان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی مراغه - بناب در سال آبی ۸۵-۸۴

عامل مشارکت کننده در بیلان آب زیرزمینی	آب زیرزمینی ورودی	آب زیرزمینی خروجی
جریان آب زیرزمینی	۱۱/۳	۴/۸
تغذیه و زهکش از بستر مسیر آبراهه‌ها و کانال‌ها	۹/۸	۳/۸
تبخیر از سطح آبخوان	۰	۱/۱
بهره‌برداری از آب زیرزمینی	۰	۴۰/۱
نفوذ آب باران و آب بازگشتی کشاورزی	۲۸/۷	۰
جمع	۴۹/۸	۴۹/۸

شارمد و همکاران در سال ۱۳۹۴، بر اساس مطالعات ژئوالکتریک و هیدروژئوشیمی (نسبت‌های یونی) در ساحل شرقی دریاچه ارومیه (محدوده‌های مطالعاتی آذرشهر، شیرامین، عجب‌شیر و مراغه) نتیجه گرفتند که منشأ شوری آب‌های زیرزمینی در منطقه ساحلی دشت مراغه - بناب انحلال وجود مواد انحلال‌پذیر مانند ژئیس در خاک این منطقه است و ارتباطی به پدیده اختلاط آب شور ندارد.

## فصل سوم: داده‌ها و روش انجام کار

بخشی از داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز در این رساله، جزو داده‌ها و اطلاعات موجود می‌باشد. آن‌ها بیش‌تر از سازمان‌ها و شرکت‌های مرتبط مانند شرکت‌های آب منطقه‌ای و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور جمع‌آوری شده است. بخش دیگر از این نوع داده‌ها، شامل اطلاعات موجود در پایان‌نامه‌های دانشگاهی، گزارش‌ها و مقالات علمی معتبر می‌باشد. با هدف تکمیل داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز در بازه‌های زمانی مورد نظر در این تحقیق و همچنین به دست آوردن اطلاعات مورد نیازی که به طور کلی موجود نبوده، از آغاز انجام این پژوهش اقدام به تولید آن‌ها شده است. در این فصل پس از ارائه داده‌ها و اطلاعات، روش انجام کار شرح داده می‌شود.

### ۳-۱. جمع‌آوری داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز

در این رساله داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز را می‌توان به سه دسته کمی، کیفی و ایزوتوپی تقسیم نمود.

### ۳-۱-۱. داده‌های کمی

در محدوده دشت‌های میاندوآب و مراغه - بناب در مجموع ۲۰۰ حلقه چاه مشاهده‌ای وجود دارد که آمار عمق آب زیرزمینی در برخی از آن‌ها از سال ۱۳۶۴ موجود می‌باشد. آمار و اطلاعات مربوط به چاه‌های مشاهده‌ای از سال آبی ۸۱-۸۰ به بعد توسط کارشناسان شرکت‌های آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی و غربی وارد محیط برنامه کامپیوتری اکسل (Excel) شد و در دسترس کاربران قرار

گرفت. از این تعداد چاه مشاهده‌ای، ۲۱ حلقه چاه در محدوده مطالعاتی این رساله قرار دارد. مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای یاد شده در جدول ۳-۱ آورده شده است. علاوه بر این چاه‌ها، ۶ چاه اکتشافی نیز در این پژوهش حفر گردید و پس از برداشت لوگ آن‌ها، تبدیل به چاه مشاهده‌ای شدند (جدول ۳-۲). عمق آب‌زیرزمینی در این چاه‌ها که همگی در بستر قدیمی دریاچه ارومیه قرار دارند، از آبان ماه سال ۱۳۹۴ تا شهریور ماه ۱۳۹۵ به طور ماهیانه برداشت گردید.

در پهنه مطالعاتی، اطلاعات آزمون پمپاژ در ۲۱ چاه بهره‌برداری موجود می‌باشد. با در نظر گرفتن اطلاعات تولید شده از مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی در ۶ چاه به روش اسلاگ (Slug) در این پژوهش، مقدار این پارامتر در ۲۷ نقطه مشخص می‌باشد (شکل ۳-۱). در دو نقطه واقع در جنوب شرق پهنه مطالعاتی، مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی به طور چشمگیری بیش‌تر از سایر نقاط برآورد شده است. دلیل این مطلب، قرار داشتن این نقاط در آبرفت‌های دانه درشت رودخانه‌ای است.

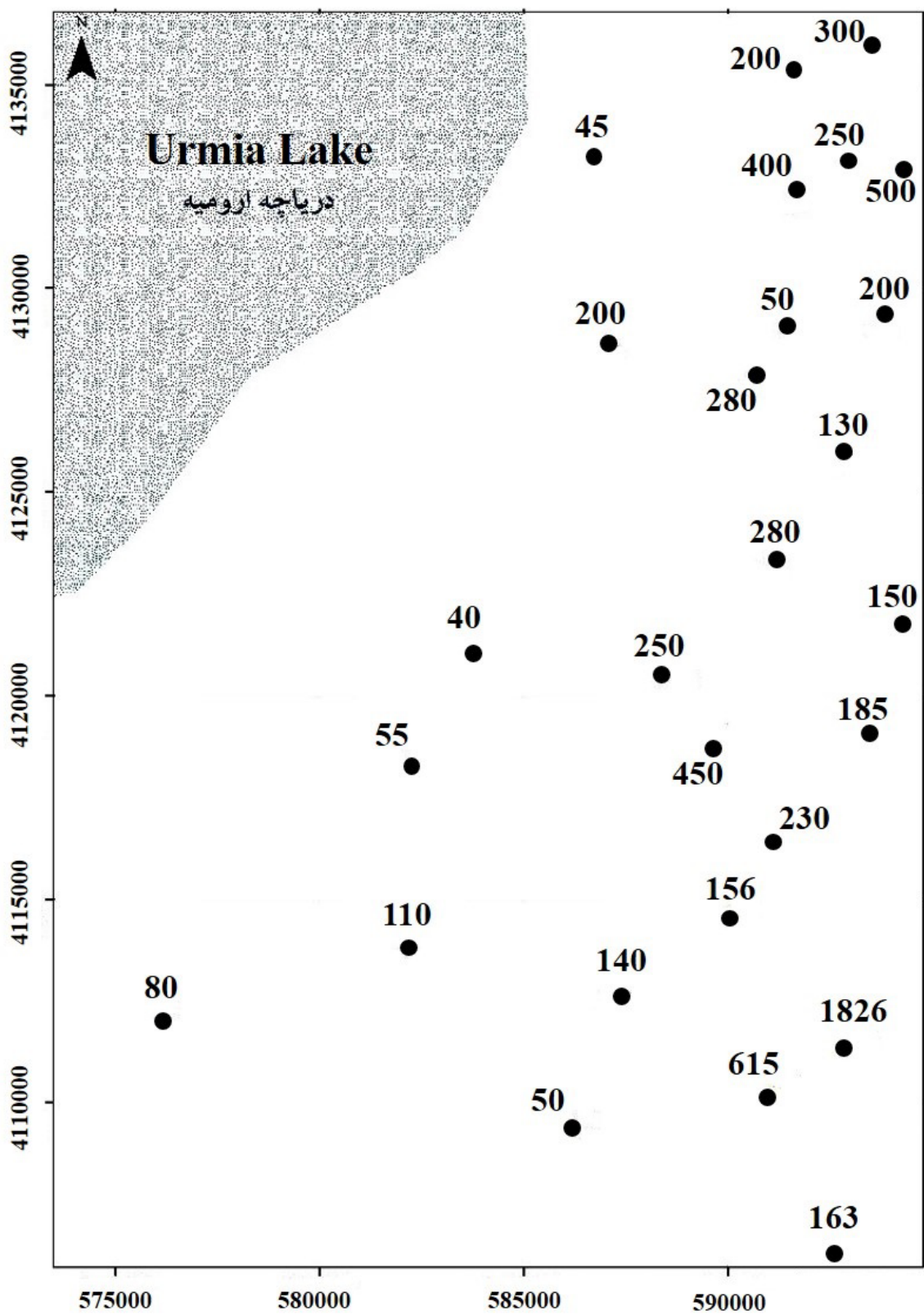
به منظور برآورد مقدار نفوذپذیری سطحی خاک منطقه مورد مطالعه، در ۵۴ نقطه از منطقه مقدار این پارامتر با استفاده از روش استوانه مضاعف برآورد گردید (جدول ۳-۳). اولین آماربرداری از منابع آب زیرزمینی مربوط به سال ۱۳۴۲ می‌باشد. پس از آن به مرور در چندین دوره این آماربرداری تکرار شد. در اوایل دهه ۷۰، سال ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۲ و حدود سال ۱۳۹۰ زمان‌هایی است که تعداد، نوع و مقدار تخلیه از منابع مختلف آب آماربرداری شده است. البته پروانه‌های بهره‌برداری نیز جزو مراجعی هستند که در تکمیل و تدقیق این اطلاعات مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

جدول ۳-۱. مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای موجود در بهنه مطالعاتی

ردیف	X	Y	ارتفاع _ متر	نام چاه مشاهده ای
۱	۵۸۹۳۵۰	۴۱۴۱۵۵۰	۱۲۸۴/۴۱	خضرو- شورگل (روبروی نیروگاه)
۲	۵۹۰۵۵۰	۴۱۳۵۸۵۰	۱۲۸۰/۶۳	آخوند قشلاق
۳	۵۹۱۵۰۰	۴۱۳۷۰۰۰	۱۲۸۰/۹۲	غرب جاده عجب شیر - بناب
۴	۵۸۹۸۰۰	۴۱۳۰۵۰۰	۱۲۸۵/۰۵	قره چیق (بهداشت)
۵	۵۹۰۸۰۰	۴۱۴۰۴۰۰	۱۲۸۰/۳۳	بناب (انرژی اتمی)
۶	۵۸۹۲۷۰	۴۱۳۳۴۳۰	۱۲۸۱/۵۴	بناب (جاده دریا)
۷	۵۹۰۶۷۵	۴۱۳۳۴۵۰	۱۲۸۴/۳۱	بناب (اول جاده دریا)
۸	۵۹۰۷۵۰	۴۱۲۹۲۵۰	۱۲۸۵/۱۱	خانه برق (بهرداری)
۹	۵۹۲۳۵۰	۴۱۲۶۸۰۰	۱۲۸۷/۶۵	خانه برق قدیم
۱۰	۵۹۳۲۷۵	۴۱۲۵۲۵۰	۱۲۸۶/۴۱	خلیلوند
۱۱	۵۸۴۲۵۰	۴۱۱۰۲۰۶	۱۲۸۳/۴۷	ابراهیم حصار
۱۲	۵۸۱۹۰۰	۴۱۱۲۲۰۰	۱۲۸۲/۵۱	آغداش
۱۳	۵۸۹۴۹۰	۴۱۰۴۳۸۹	۱۲۸۷/۰۶	بکتاش
۱۴	۵۹۰۳۵۰	۴۱۱۹۰۰۰	۱۲۸۲/۱۲	چپقلو
۱۵	۵۸۸۹۱۷	۴۱۲۱۰۵۷	۱۲۸۰/۹۳	حاجی مصیب
۱۶	۵۹۳۲۰۰	۴۱۱۰۹۳۲	۱۲۸۶/۸۴	خزینه جدید
۱۷	۵۸۹۴۱۰	۴۱۰۸۸۰۰	۱۲۸۷/۳۱	شعبانلو
۱۹	۵۸۶۰۳۰	۴۱۲۱۱۹۰	۱۲۸۰/۸۱	قره قشلاق
۲۰	۵۹۲۷۲۸	۴۱۱۴۱۲۲	۱۲۹۷/۳	مبارک آباد
۲۱	۵۸۶۱۲۱	۴۱۱۴۷۲۹	۱۲۸۱/۳۱	غرب مجید آباد

جدول ۳-۲. مشخصات گمانه‌های حفر شده در این تحقیق

شماره گمانه	X	Y	ارتفاع _ متر
۱	۵۸۵۵۰۲	۴۱۳۲۷۳۹	۱۲۷۳/۱۳
۲	۵۸۳۸۶۶	۴۱۲۱۰۳۸	۱۲۷۶/۰۵
۳	۵۸۲۹۱۳	۴۱۱۹۳۳۳	۱۲۷۳/۹۷
۴	۵۸۳۵۹۹	۴۱۱۶۱۸۷	۱۲۷۶/۰۸
۵	۵۷۷۵۹۳	۴۱۰۵۳۵۴	۱۲۸۰/۹۷
۶	۵۷۵۹۸۹	۴۱۰۵۵۰۹	۱۲۷۹/۱۱



شکل ۳-۱. نقشه مقدار قابلیت انتقال سفره آب زیرزمینی در نقاط سنجش (بر حسب متر مربع بر روز)

جدول ۳-۳. مشخصات نقاط اندازه‌گیری مقدار نفوذپذیری سطحی خاک به همراه مقادیر به دست آمده

نرخ نفوذ (سانتی متر بر ساعت)	Y	X	نرخ نفوذ (سانتی متر بر ساعت)	Y	X		
۰/۹	۴۱۰۳۴۰۲	۵۸۲۴۷۴	۲۸	۲/۲۱	۴۱۲۴۴۵۷	۵۹۰۹۱۵	۱
۲/۰۴	۴۱۰۵۱۰۷	۵۶۸۳۶۸	۲۹	۲/۰۷	۴۱۲۴۵۰۹	۵۹۳۴۴۷	۲
۰/۷۶	۴۱۰۵۰۳۰	۵۷۲۹۶۶	۳۰	۶۶/۲۴	۴۱۲۱۸۷۴	۵۹۱۳۸۰	۳
۰/۰۹	۴۱۰۴۷۴۵	۵۷۶۵۵۸	۳۱	۱/۶۲	۴۱۲۱۸۴۸	۵۹۴۲۴۸	۴
۰/۰۴	۴۱۰۲۲۳۹	۵۷۰۶۳۹	۳۲	۱۱۰/۱۶	۴۱۲۰۶۶۰	۵۸۷۰۹۲	۵
۱/۲۲	۴۱۰۱۸۷۸	۵۷۳۵۰۹	۳۳	۰/۴۹	۴۱۲۰۱۶۹	۵۸۹۵۸۹	۶
۹۸/۶۴	۴۱۰۱۶۱۹	۵۷۶۶۶۱	۳۴	۷۹/۲۰	۴۱۱۹۰۳۲	۵۸۷۲۹۸	۷
۰/۰۸	۴۰۹۸۹۰۷	۵۷۳۰۴۴	۳۵	۱/۰۹	۴۱۱۹۰۰۶	۵۹۳۲۶۶	۸
۰/۰۸	۴۰۹۸۷۵۲	۵۷۶۲۴۸	۳۶	۰/۳۸	۴۱۱۵۰۰۲	۵۸۲۸۳۵	۹
۲/۸۷	۴۰۹۶۱۹۴	۵۷۱۸۸۱	۳۷	۱/۱۲	۴۱۱۴۹۷۶	۵۸۵۱۳۵	۱۰
۱/۰۷	۴۰۹۵۵۲۲	۵۷۷۴۱۰	۳۸	۰/۷۳	۴۱۱۴۹۷۶	۵۸۷۵۱۲	۱۱
۰/۰۲	۴۰۹۳۲۷۵	۵۷۲۹۶۶	۳۹	۹۴/۳۲	۴۱۱۳۹۹۴	۵۷۸۴۲۳	۱۲
۱۶۹/۲۰	۴۰۹۲۹۳۹	۵۸۱۰۷۹	۴۰	۰/۸۳	۴۱۱۳۶۳۳	۵۸۲۴۷۴	۱۳
۲/۴۹	۴۱۰۸۲۰۳	۵۶۸۷۳۱	۴۱	۰/۰۴	۴۱۱۳۶۵۸	۵۸۱۱۳۲	۱۴
۰/۷۳	۴۱۰۴۵۹۶	۵۷۱۳۱۲	۴۲	۰/۰۲	۴۱۱۲۹۰۹	۵۷۳۳۵۳	۱۵
۲/۰۴	۴۱۱۳۵۳۲	۵۷۸۲۵۴	۴۳	۱/۲۶	۴۱۱۲۰۳۱	۵۸۲۵۵۱	۱۶
۰/۷۷	۴۱۱۴۰۲۴	۵۷۷۳۲۹	۴۴	۰/۹۷	۴۱۱۱۷۹۸	۵۸۹۶۵۶	۱۷
۲/۱۷	۴۱۲۱۶۹۳	۵۸۵۵۵۲	۴۵	۰/۸۷	۴۱۱۱۲۳۰	۵۶۹۲۴۶	۱۸
۲/۶۵	۴۱۲۲۲۶۱	۵۸۹۲۷۶	۴۶	۸۶/۴۰	۴۱۱۰۶۱۰	۵۷۹۹۱۶	۱۹
۱۹/۱۳	۴۱۲۵۹۹۴	۵۹۲۲۹۹	۴۷	۰/۷۶	۴۱۱۰۶۸۷	۵۸۲۸۸۷	۲۰
۱/۴۳	۴۱۳۴۸۴۴	۵۸۹۸۱۱	۴۸	۵۷۲/۴	۴۱۱۰۷۹۱	۵۸۶۵۰۴	۲۱
۰/۱۱	۴۱۳۲۷۴۲	۵۸۵۵۰۳	۴۹	۰/۰۲	۴۱۰۹۰۰۸	۵۶۷۶۹۶	۲۲
۰/۱۰	۴۱۳۳۵۲۰	۵۸۶۰۹۴	۵۰	۱/۰۲	۴۱۰۸۲۳۳	۵۷۷۵۳۹	۲۳
۲/۲۶	۴۱۳۳۸۸۴	۵۸۳۷۷۹	۵۱	۱/۱۲	۴۱۰۷۷۹۴	۵۸۹۶۶۹	۲۴
۲/۵۵	۴۱۴۰۸۲۶	۵۸۳۹۸۸	۵۲	۰/۹۳	۴۱۰۶۵۰۲	۵۷۵۳۱۷	۲۵
۴/۵۷	۴۱۳۸۴۰۰	۵۸۲۰۶۲	۵۳	۳۰/۲۸	۴۱۰۶۳۲۱	۵۸۲۰۸۶	۲۶
۰/۰۲	۴۱۳۳۳۶۸	۵۸۷۷۷۰	۵۴	۰/۶۳	۴۱۰۴۴۸۷	۵۸۵۹۶۱	۲۷

### ۳-۱-۲. داده‌های کیفی

شبکه سنجش و پایش کیفیت شیمیایی منابع آب زیرزمینی دشت‌های میاندوآب و مراغه - بناب از سال ۱۳۷۰ راه‌اندازی گردید. در این شبکه، در محدوده دشت میاندوآب ۵۶ حلقه چاه نیمه عمیق و ۸ حلقه چاه

عمیق انتخاب شده است. نقاط نمونه برداری در محدوده دشت مراغه - بناب شامل ۲۱ حلقه چاه نیمه عمیق و ۵ رشته قنات می باشد که یکی از قنات ها در اواخر دهه ۷۰ خشک شده است. نمونه برداری ها به طور معمول در یک و یا دو نوبت در فصل تر و خشک توسط کارشناسان شرکت های آب منطقه ای آذربایجان شرقی و غربی انجام می پذیرد. نمونه های فصل تر بیش تر در اواخر بهار و نمونه های فصل خشک بیش تر در اوایل فصل پاییز برداشت می گردد. در این نمونه ها، مقدار آنیون های اصلی (کربنات، بی کربنات، سولفات و کلراید)، کاتیون های اصلی (سدیم، پتاسیم، کلسیم و منیزیم)، pH، هدایت الکتریکی (EC) و کل مواد جامد محلول (TDS) سنجش و گزارش می شود.

موقعیت جغرافیایی محل نمونه برداری ها و نوع منبع آب زیرزمینی مورد سنجش در دشت میان دو آب و مراغه - بناب به ترتیب در جدول ۳-۴ و ۳-۵ آورده شده است. به دلیل پایین بودن کیفیت آب های زیرزمینی در محدوده ساحلی و مجاور آن، فعالیت های کشاورزی کمتری نسبت به سایر نواحی انجام می پذیرد. از این رو، تعداد منابع بهره برداری از منابع آب زیرزمینی در محدوده یاد شده کم تر و نقاط تحت پایش کیفیت نیز در مقایسه با کل محدوده دشت ها کم تر است.

با هدف افزایش تعداد نقاط مورد سنجش کیفیت شیمیایی در پهنه مطالعاتی، در این پژوهش ۱۹ نقطه برای انجام سنجش ویژگی های فیزیکی - شیمیایی آب به صورت برجها و همچنین نمونه برداری و انجام سنجش های آزمایشگاهی در نظر گرفته شد. موقعیت مکانی این نقاط و نوع منبع مورد آزمایش در جدول ۳-۶ آورده شده است. در بین نقاط یاد شده، در ۱۴ نقطه سنجش کیفی منابع آب زیرزمینی و در ۵ نقطه سنجش کیفی منابع آب سطحی انجام پذیرفته است. در سنجش های برجها، مقدار pH، دما و هدایت الکتریکی آب به صورت ماهانه از آبان ماه سال ۱۳۹۴ تا شهریور ماه سال ۱۳۹۵ اندازه گیری گردید. برای انجام سنجش های آزمایشگاهی با رعایت اصول نمونه برداری، در آبان ماه سال ۱۳۸۴ (فصل خشک) و اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ (فصل تر) از هر نقطه ۲ نمونه تهیه شد. این نمونه ها در داخل جعبه های خنک (Cool box) در زمانی کوتاه به آزمایشگاه های سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور واقع در تهران و کرج ارسال شدند. در هر نقطه، یک نمونه با هدف سنجش های معمول شامل مقدار آنیون ها و کاتیون های اصلی، pH، هدایت الکتریکی و کل جامدات محلول برداشت گردید.

جدول ۳-۴. مشخصات نقاط پایش کیفیت آب‌برزمینی دشت میان‌دوآب

ردیف	نوع منبع	X	Y	ردیف	نوع منبع	X	Y
۱	چاه نیمه عمیق	۶۰۵۶۵۰	۴۰۹۹۲۰۰	۳۳	چاه نیمه عمیق	۵۸۴۷۵۵	۴۰۹۰۴۰۰
۲	چاه نیمه عمیق	۶۰۸۲۷۵	۴۰۹۳۱۴۰	۳۴	چاه نیمه عمیق	۵۹۳۵۶۰	۴۰۸۵۶۵۵
۳	چاه نیمه عمیق	۵۹۳۷۵۰	۴۱۱۵۷۵۰	۳۵	چاه نیمه عمیق	۵۹۷۲۵۵	۴۰۷۹۷۲۵
۴	چاه نیمه عمیق	۵۸۵۳۵۰	۴۱۰۴۶۵۵	۳۶	چاه نیمه عمیق	۵۹۲۴۹۰	۴۰۹۵۱۲۵
۵	چاه نیمه عمیق	۵۹۷۳۸۰	۴۰۹۹۵۲۵	۳۷	چاه نیمه عمیق	۵۸۲۰۰۰	۴۰۹۸۴۹۵
۶	چاه عمیق	۶۰۱۹۵۶	۴۰۹۵۸۸۰	۳۸	چاه نیمه عمیق	۵۸۶۴۴۱	۴۰۹۳۵۷۲
۷	چاه نیمه عمیق	۵۸۷۷۶۵	۴۱۰۰۲۰۹	۳۹	چاه نیمه عمیق	۵۸۸۹۶۵	۴۰۹۳۲۱۵
۸	چاه نیمه عمیق	۶۰۱۷۹۲	۴۱۱۰۴۸۰	۴۰	چاه نیمه عمیق	۵۹۹۸۶۵	۴۰۷۸۳۰۵
۹	چاه نیمه عمیق	۶۱۸۹۸۵	۴۰۷۸۸۱۵	۴۱	چاه نیمه عمیق	۵۷۱۹۴۹	۴۱۰۳۳۹۰
۱۰	چاه نیمه عمیق	۶۱۹۵۴۹	۴۰۸۱۵۲۸	۴۲	چاه نیمه عمیق	۵۹۳۸۲۰	۴۱۱۰۷۷۰
۱۱	چاه نیمه عمیق	۶۱۴۱۷۲	۴۰۷۵۳۶۷	۴۳	چاه نیمه عمیق	۶۰۰۲۲۵	۴۰۸۵۳۸۰
۱۲	چاه عمیق	۶۱۱۲۹۰	۴۰۷۶۸۳۶	۴۴	چاه نیمه عمیق	۵۹۷۱۶۰	۴۰۹۰۲۷۰
۱۳	چاه عمیق	۶۰۱۸۰۵	۴۰۷۹۷۵۰	۴۵	چاه نیمه عمیق	۵۷۷۵۱۳	۴۱۰۶۷۲۴
۱۴	چاه نیمه عمیق	۶۱۳۲۹۰	۴۰۷۹۷۸۰	۴۶	چاه نیمه عمیق	۵۸۸۵۵۰	۴۰۸۶۶۸۰
۱۵	چاه عمیق	۶۰۷۹۸۲	۴۰۷۸۳۲۸	۴۷	چاه نیمه عمیق	۶۰۰۸۷۰	۴۰۸۰۰۲۰
۱۶	چاه نیمه عمیق	۶۰۲۵۲۵	۴۰۸۱۸۲۶	۴۸	چاه نیمه عمیق	۵۹۱۰۴۰	۴۰۸۷۷۷۵
۱۷	چاه عمیق	۶۱۱۰۸۶	۴۰۷۳۱۳۵	۴۹	چاه نیمه عمیق	۵۸۶۳۸۱	۴۱۱۵۸۱۶
۱۸	چاه عمیق	۶۰۴۵۵۰	۴۰۸۰۴۷۰	۵۰	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۲۷۵	۴۱۱۸۶۶۲
۱۹	چاه نیمه عمیق	۶۱۲۴۶۰	۴۰۹۰۰۲۰	۵۱	چاه نیمه عمیق	۵۹۳۱۱۰	۴۱۰۵۰۳۰
۲۰	چاه نیمه عمیق	۶۱۳۳۰۹	۴۰۸۵۳۸۰	۵۲	چاه نیمه عمیق	۶۰۶۵۶۵	۴۰۸۳۸۲۵
۲۱	چاه نیمه عمیق	۶۱۵۹۹۹	۴۰۸۷۴۰۰	۵۳	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۸۲۵	۴۱۰۱۹۰۳
۲۲	چاه نیمه عمیق	۶۱۸۵۶۲	۴۰۹۱۳۲۰	۵۴	چاه نیمه عمیق	۵۸۹۱۴۴	۴۱۰۹۲۱۷
۲۳	چاه نیمه عمیق	۶۱۱۴۳۰	۴۰۹۴۳۹۵	۵۵	چاه نیمه عمیق	۵۷۲۹۷۷	۴۰۹۷۱۰۶
۲۴	چاه نیمه عمیق	۶۱۴۱۷۲	۴۰۷۵۳۶۷	۵۶	چاه نیمه عمیق	۵۷۶۸۴۷	۴۰۹۳۹۹۶
۲۵	چاه نیمه عمیق	۶۰۲۵۲۵	۴۰۸۱۸۲۶	۵۷	چاه نیمه عمیق	۶۰۱۲۰۲	۴۰۹۴۰۸۰
۲۶	چاه عمیق	۶۱۱۰۸۶	۴۰۷۳۱۳۵	۵۸	چاه نیمه عمیق	۶۰۳۸۷۰	۴۰۸۹۹۵۰
۲۷	چاه عمیق	۵۹۹۵۵۰	۴۰۹۷۶۶۰	۵۹	چاه نیمه عمیق	۵۹۹۱۹۲	۴۱۰۸۱۲۱
۲۸	چاه نیمه عمیق	۵۹۲۴۰۷	۴۰۹۷۶۴۰	۶۰	چاه نیمه عمیق	۵۹۹۸۳۵	۴۱۱۴۸۲۰
۲۹	چاه نیمه عمیق	۵۹۹۱۹۲	۴۱۰۸۱۲۱	۶۱	چاه نیمه عمیق	۵۸۲۱۸۱	۴۱۱۱۹۸۱
۳۰	چاه نیمه عمیق	۵۹۱۰۴۰	۴۰۸۷۷۷۵	۶۲	چاه نیمه عمیق	۶۰۹۹۱۰	۴۰۹۶۲۷۲
۳۱	چاه نیمه عمیق	۵۸۵۳۵۰	۴۱۰۴۶۵۵	۶۳	چاه نیمه عمیق	۶۰۱۸۲۰	۴۰۹۹۱۶۵
۳۲	چاه نیمه عمیق	۵۹۷۳۸۰	۴۰۹۹۵۲۵	۶۴	چاه نیمه عمیق	۶۰۱۹۳۶	۴۱۰۳۵۳۱



جدول ۳-۵. مشخصات نقاط پایش کیفیت آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب

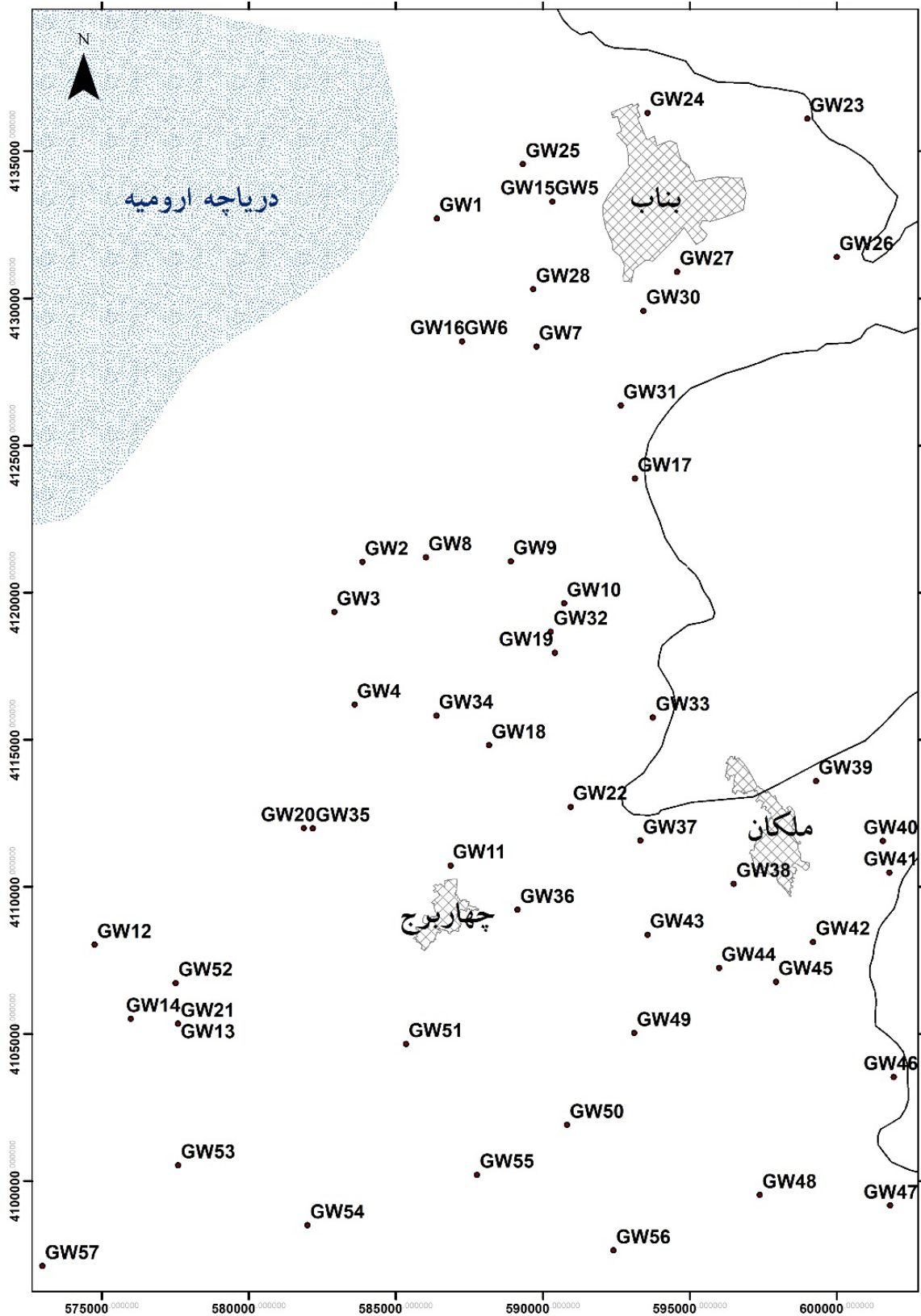
ردیف	نوع منبع	X	Y
۱	قنات	۶۱۰۶۰۰	۴۱۴۶۹۰۰
۲	قنات	۶۰۷۸۰۰	۴۱۴۲۴۷۵
۳	قنات	۶۰۶۳۸۵	۴۱۳۶۸۸۵
۴	قنات	۶۱۲۵۵۰	۴۱۳۲۹۰۰
۵	قنات	۶۱۶۲۰۰	۴۱۳۳۷۰۰
۶	چاه نیمه عمیق	۵۸۹۷۸۵	۴۱۲۸۳۵۳
۷	چاه نیمه عمیق	۵۷۴۷۵۴	۴۱۰۸۰۲۷
۸	چاه نیمه عمیق	۵۸۲۹۱۳	۴۱۱۹۳۳۵
۹	چاه نیمه عمیق	۵۸۵۵۰۲	۴۱۳۲۷۳۹
۱۰	چاه نیمه عمیق	۵۸۷۲۵۳	۴۱۲۸۵۳۳
۱۱	چاه نیمه عمیق	۵۸۳۸۶۶	۴۱۲۱۰۳۸
۱۲	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۳۲۷	۴۱۳۳۲۸۹
۱۳	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۳۹۰	۴۱۳۵۷۵۶
۱۴	چاه نیمه عمیق	۵۸۳۵۹۹	۴۱۱۶۱۸۷
۱۵	چاه نیمه عمیق	۵۹۳۳۷۲	۴۱۲۴۹۸۴
۱۶	چاه نیمه عمیق	۵۸۸۹۱۸	۴۱۲۱۰۵۶
۱۷	چاه نیمه عمیق	۵۸۶۰۲۷	۴۱۲۱۱۹۰
۱۸	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۷۳۰	۴۱۱۹۶۳۱
۱۹	چاه نیمه عمیق	۵۸۶۸۶۶	۴۱۱۰۷۲۰
۲۰	چاه نیمه عمیق	۵۷۷۵۹۳	۴۱۰۵۳۴۳
۲۱	چاه نیمه عمیق	۵۷۵۹۸۹	۴۱۰۵۵۰۹
۲۲	چاه نیمه عمیق	۵۸۸۱۷۵	۴۱۱۴۸۰۵
۲۳	چاه نیمه عمیق	۵۸۷۵۵۷	۴۱۱۳۵۸۲
۲۴	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۴۱۲	۴۱۱۷۹۵۰
۲۵	چاه نیمه عمیق	۵۸۰۱۷۶	۴۱۰۹۰۸۸
۲۶	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۹۴۴	۴۱۱۲۷۱۰

هدف از برداشت نمونه دوم، انجام آنالیز کیفی با استفاده از دستگاه پلاسمای جفت شده القایی (ICP) بود. مقدار Si, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Ti, Ag, B, Ba, Bi, Be, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, As, Cd, Mo, W, Sb, Va, Sn در نمونه‌های ارسالی در این پژوهش، با استفاده از دستگاه ICP تعیین شده‌اند. نقشه موقعیت مکانی نقاط سنجش کیفیت شیمیایی منابع آب پهنه مطالعاتی در شکل ۳-۲ نشان داده

شده است. بجز در ۳ نقطه مشخص شده بر روی این نقشه که محل نمونه‌برداری از آب رودخانه زرينه‌رود، صوفی‌چای و زهکش شیلات (شمال غرب فسندوز) می‌باشد، سایر نقاط چاه‌های نیمه-عمیق هستند.

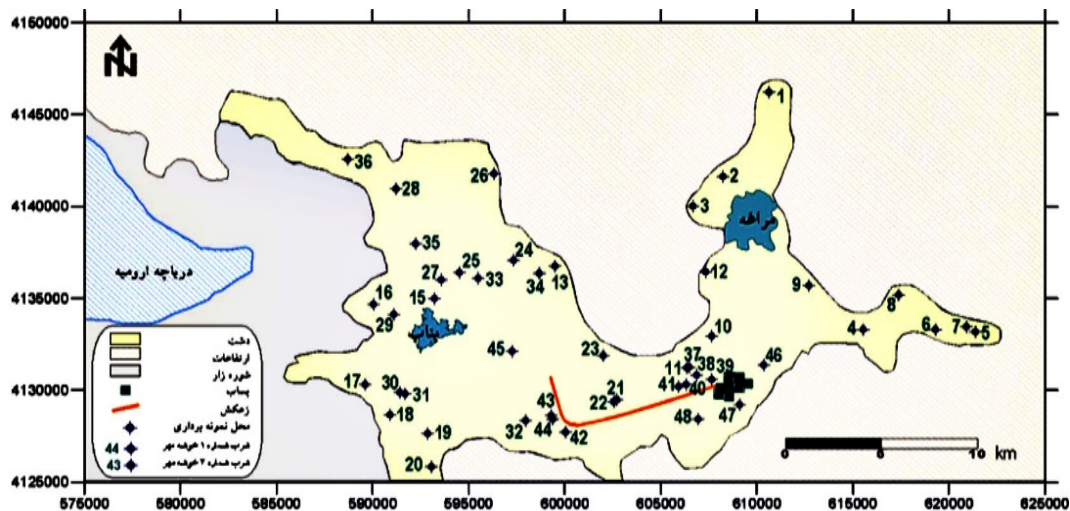
جدول ۳-۶. مشخصات نقاط پایش کیفیت آب در این پژوهش

ردیف	نوع منبع	X	Y
۱	رودخانه	۵۹۲۸۰۹	۴۱۳۰۱۲۸
۲	رودخانه	۵۹۲۸۰۹	۴۱۳۰۱۲۸
۳	رودخانه	۵۷۹۹۲۹	۴۱۰۵۶۶۶
۴	رودخانه	۵۸۴۸۱۹	۴۱۰۰۱۳۱
۵	زهکش	۵۷۴۶۹۰	۴۱۱۰۳۵۶
۶	چاه نیمه عمیق	۶۸۳۸۵۰	۴۰۵۲۷۵۰
۷	چاه نیمه عمیق	۵۸۹۷۸۵	۴۱۲۸۳۵۳
۸	چاه نیمه عمیق	۶۸۷۲۵۳	۴۱۲۸۵۳۳
۹	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۳۲۷	۴۱۳۳۲۸۹
۱۰	چاه نیمه عمیق	۵۸۶۴۰۳	۴۱۳۲۷۱۳
۱۱	چاه نیمه عمیق	۵۸۳۵۹۹	۴۱۱۶۱۸۷
۱۲	چاه نیمه عمیق	۵۸۸۹۱۸	۴۱۲۱۰۵۶
۱۳	چاه نیمه عمیق	۵۸۶۰۲۷	۴۱۲۱۱۹۰
۱۴	چاه نیمه عمیق	۵۹۰۷۳۰	۴۱۱۹۶۳۱
۱۵	چاه نیمه عمیق	۵۸۶۸۶۶	۴۱۱۰۷۲۰
۱۶	چاه نیمه عمیق	۵۷۷۵۹۳	۴۱۰۵۳۴۳
۱۷	چاه نیمه عمیق	۵۷۵۹۸۹	۴۱۰۵۵۰۹
۱۸	چاه نیمه عمیق	۵۸۲۹۱۳	۴۱۱۹۳۳۵
۱۹	چاه نیمه عمیق	۵۸۳۸۶۶	۴۱۲۱۰۳۸



شکل ۳-۲. نقشه موقعیت مکانی نقاط سنجش کیفیت شیمیایی

محمودی در سال ۱۳۸۶) مقدار نیترات آب‌های دشت مراغه - بناب را در ۴۴ چاه، یک قنات و پساب صنعتی ورودی به زهکش، طی دو مرحله (تیر و مهر ماه سال ۱۳۸۵) مورد سنجش قرار داد. موقعیت مکانی نقاط نمونه‌برداری در شکل ۳-۳ نشان داده شده است.



شکل ۳-۳. نقشه موقعیت مکانی نقاط سنجش مقدار نیترات در دشت مراغه - بناب (اصغری مقدم و محمودی ۱۳۸۶)

در یک پژوهش (نوروزی و همکاران ۱۳۹۵)، در محدوده مطالعاتی ملکان (شمال غرب دشت میاندوآب) مقدار چهار یون فرعی منگنز، آهن، کروم، آلومینیوم و آرسنیک در ۱۲ چاه بهره‌برداری با روش جذب اتمی اندازه‌گیری و مقدار آن‌ها گزارش گردیده است. نتیجه این سنجش در جدول ۳-۷ آورده شده است.

جدول ۳-۷. نتایج تجزیه شیمیایی برخی عناصر سنگین در آب زیرزمینی محدوده ملکان - بر حسب میلی-گرم بر لیتر (نوروزی و همکاران ۱۳۹۵)

X	Y	محل نمونه برداری	Mn	Fe	Cr	Al	As
۵۹۰۴۷۸	۴۱۱۸۷۴۱	چقلو	۸/۹۶۵	۶/۳۲۱	۰/۱۰۲	۲/۳۳	۰/۲۸۵
۵۹۱۴۳۸	۴۱۰۱۹۲۲	دوچی	۴/۲۳۵	۲/۹۸۳	۰/۰۹	۲/۶۹	۰/۰۴۲
۵۹۹۱۹۲	۴۱۰۸۱۲۱	قره چال یوزباشکندی	۰/۴۲۳	۰/۵۸۵	۰/۰۳۲	۰/۵۲	۰/۳۷۱
۵۸۹۵۵۱	۴۱۰۹۱۲۹	شعبانلو	۰/۰۲۹	۰/۴۰۹	۰/۰۵۴	۰/۸۹	۰/۳۴۲
۶۰۹۹۱۰	۴۰۹۶۲۷۲	حسن آباد لیلان	۰/۰۴۷	۰/۷۴	۰/۰۴۹	۰/۲۳	۰/۲۲۵
۵۹۶۶۰۲	۴۱۰۹۵۸۴	ملکان	۰/۰۵۸	۰/۴۲	۰/۰۵۹	۱/۰۴	۰/۳۶۲
۶۰۰۸۶۷	۴۱۱۰۳۳۳	آروق	۰/۰۲۴	۰/۵۳۶	۰/۰۷۱	۰/۵۹	۰/۱۳۵
۵۹۴۱۵۸	۴۱۱۲۰۶۸	بایقوت	۰/۸۸۳	۱/۷۰۱	۰/۰۵۴	۱/۷۷	۰/۴۰۲
۵۹۲۹۸۰	۴۱۰۸۸۶۵	سرمولو	۱/۸۸۷	۰/۴۵۵	۰/۰۴۵	۰/۹۵	۰/۴۲۵
۵۹۵۹۹۴	۴۱۰۷۲۳۲	لک لر	۷/۸۵۶	۱/۵۲۸	۰/۰۹۱	۱/۳۱	۰/۳۲۱
۶۰۰۱۷۸	۴۱۰۲۴۶۱	مهماندار	۰/۵۳۴	۰/۲۱۲	۰/۰۵۶	۰/۲۹	۰/۰۰۷
۶۰۳۳۴۶	۴۱۰۴۸۷۸	دمیرچی	۰/۰۱۴	۰/۰۳۲	۰/۰۳۹	۰/۶۸	۰/۰۲۹

### ۳-۱-۳. داده‌های ایزوتوپی

مطالعاتی با هدف بررسی منشأ و تغییرات کیفی منابع آب حوضه آبرگیر دریاچه زریوار (محمد زاده و ابراهیم پور ۱۳۹۱) انجام پذیرفته که حوضه آبرگیر آن در مجاورت حوضه‌های آبرگیر رودخانه‌های زرینه-رود و سیمینه‌رود قرار دارد. در پژوهش یاد شده، میزان ایزوتوپ‌های دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در ۱۶ نمونه آب باران اندازه‌گیری گردید. این نمونه‌ها در آذر و دی ماه سال ۱۳۸۹ تهیه شدند و در آزمایشگاه دانشگاه اوتواوا - کانادا مورد سنجش قرار گرفتند. از این اطلاعات که در جدول ۳-۸ ارائه شده، برای ترسیم خط جوی منطقه مطالعاتی استفاده شده است

در این پژوهش هفت نمونه آب باران در ناحیه شمال غربی دشت میاندوآب تهیه و میزان ایزوتوپ‌های دوتریوم و اکسیژن-۱۸ آن توسط آزمایشگاه شرکت پاد کیمیا نوین وابسته به سازمان انرژی اتمی ایران مورد سنجش قرار گرفت. در این نمونه‌ها مقدار میانگین اکسیژن-۱۸ برابر ۷/۳۱% و مقدار میانگین دوتریوم برابر ۴۹/۸۲% - محاسبه شد. همچنین در این بررسی، مقدار دوتریوم و اکسیژن ۱۸ در ۵ نمونه از منابع آب سطحی و ۲۲ نمونه از منابع آب زیرزمینی در آزمایشگاه یاد شده سنجش گردید.

نتایج این سنجش در جدول ۳-۹ نشان داده شده است.

جدول ۳-۸. ایزوتوپ‌های محیطی باران در حوضه دریاچه زریوار (محمد زاده و ابراهیم پور ۱۳۹۱)

غلظت (‰)		شماره نمونه
$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	
-۶۹/۷	-۷/۷	R1
-۷۰/۹	-۸/۶	R2
-۶۳/۴	-۸/۴	R3
-۵۱/۶	-۷/۶	R4
-۸/۹	-۳/۰	R5
-۱۱/۸	-۴/۳	R6
-۵۴/۵	-۹/۰	R7
-۶۹/۶	-۱۰/۴	R8
-۴۶/۹	-۷/۲	R9
-۸/۲	-۲/۳	R10
-۱۰۲/۷	-۱۵/۰	R11
-۵۹/۵	-۹/۴	R12
-۸۳/۱	-۱۱/۷	R13
-۲۸/۰	-۶/۱	R14
-۶۹/۸	-۱۱/۷	R15
-۵۹/۱	-۱۰/۴	R16
-۵۳/۶	-۸/۳	میانگین

جدول ۳-۹. مقدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در نمونه‌های آب پهنه مطالعاتی

$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	نوع منبع آب	
-۵۸/۲	-۸/۵۷	رودخانه صوفی چای	۱
-۵۴/۵۳	-۸/۸۶	رودخانه صوفی چای	۲
-۳۶/۳۹	-۶/۱۰	زرینه رود	۳
-۳۶/۲۲	-۵/۶۸	زرینه رود	۴
-۳۸/۴۱	-۶/۴۰	کانال آبیاری	۵
-۶۰/۳۸	-۹/۱۳	چاه نیمه عمیق	۶
-۳۴/۲۳	-۵/۷۷	چاه نیمه عمیق	۷
-۵۳/۱۹	-۸/۹۸	چاه نیمه عمیق	۸
-۵۷/۵۲	-۹/۲۱	چاه نیمه عمیق	۹
-۲۳/۱۷	-۰/۶۷	چاه نیمه عمیق	۱۰
-۴۵/۳۱	-۴/۷۷	چاه نیمه عمیق	۱۱
۳۸/۷۵	-۴/۷۳	چاه نیمه عمیق	۱۲
-۷۴/۵۵	-۱۰/۴۶	چاه نیمه عمیق	۱۳
-۴۲/۷۴	-۵/۲۹	چاه نیمه عمیق	۱۴
-۴۴/۳۹	-۶/۸۶	چاه نیمه عمیق	۱۵
-۳۹/۱۱	-۶/۱۴	چاه نیمه عمیق	۱۶
-۳۶/۲۲	-۵/۶۲	چاه نیمه عمیق	۱۷
-۳۱/۲۲	-۱/۶۶	چاه نیمه عمیق	۱۸
-۳۰/۵۲	-۱/۹۷	چاه نیمه عمیق	۱۹
-۵۲/۱۳	-۹/۲۶	چاه نیمه عمیق	۲۰
-۵۵/۷	-۹/۳۳	چاه نیمه عمیق	۲۱
-۴۲/۷۳	-۶/۹۶	چاه نیمه عمیق	۲۲
-۴۰/۰۱	-۷/۰۴	چاه نیمه عمیق	۲۳
-۴۵/۴۵	-۸/۰۲	چاه نیمه عمیق	۲۴
-۴۵/۰۵	-۷/۹۸	چاه نیمه عمیق	۲۵
-۳۵/۶۱	-۶/۴۰	چاه نیمه عمیق	۲۶
-۴۷/۴۴	-۸/۷۴	چاه نیمه عمیق	۲۷

### ۳-۲. روش بررسی های آب زمین شناختی

شناسایی نحوه اندرکنش آب های زیرزمینی و دریاچه ارومیه، نیازمند شناخت وضعیت زمین شناسی و ویژگی های کمی و کیفی آب های زیرزمینی و سطحی است. با هدف شناسایی ویژگی های کمی، در ابتدا لازم است شناخت مناسبی از وضعیت فیزیکی لایه های آبدار زمین و نحوه پیوستگی آن ها با آب های سطحی و همچنین شوره های سطحی و یا زیرزمینی باقی مانده از خشک شدن دریاچه ارومیه به دست آید. بنابراین، با استفاده از اطلاعات ژئوالکتریک و اطلاعات ۷۱ حلقه چاه اکتشافی وزارت نیرو و اطلاعات ۶ حلقه چاه اکتشافی حفر شده در این تحقیق، یک مدل مفهومی از هندسه سفره های آب زیرزمینی تهیه شد. اطلاعات هیدرودینامیکی آبخوان در ۲۷ نقطه از پهنه مطالعاتی، برای شناخت مناسب تر از ویژگی های کمی لایه های آبدار مورد استفاده قرار گرفت. اطلاعات و آمار ماهانه دراز مدت تراز آب زیرزمینی در ۲۶ چاه مشاهده ای موجود، برای تهیه نقشه های تراز آب زیرزمینی در زمان های مختلف و تعیین تغییرات آن در طول زمان استفاده گردید. نقشه های عمق و تراز آب زیرزمینی با استفاده از روش دستی مثلث بندی ترسیم و پس از رقومی سازی برای انجام تفسیرها و تحلیل های مورد نظر وارد محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) شد. برای شناخت روند تغییرات تراز آب زیرزمینی (کاهش، افزایش و یا ثابت) در نقاط مختلف آبخوان، این عامل به عنوان یک متغیر ناپارامتریک با استفاده از آزمون آماری من کندال (Mann kendall test) مورد بررسی قرار گرفت. سپس با تهیه برش های طولی در نواحی مختلف آبخوان و مقایسه تراز آب زیرزمینی در سه زمان متفاوت (اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۷، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵) و استفاده از نحوه تغییرات شیب هیدرولیکی، تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی بررسی شد. از ابتدای دهه ۸۰ تاکنون، آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۸۷ دارای بالاترین تراز بوده است. به همین دلیل، به عنوان معیار مقایسه در این پژوهش انتخاب گردید. در انتهای بررسی آب زمین-شناختی، با هدف شناسایی نقش عوامل مختلف در حجم مخزن آبخوان و همچنین تغییرات جریان آب زیرزمینی، بیلان آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی به روش جزء به جزء تهیه شد.



### ۳-۳. روش بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی

با تعیین میزان خطا در هر یک از نمونه‌ها، بیشینه خطای مجاز برای نتایج تجزیه شیمیایی ۵ درصد در نظر گرفته شد. نتایج آخرین سال نمونه‌برداری برای تحلیل وضعیت کیفی و هیدروژئوشیمیایی سفره‌های آب زیرزمینی استفاده گردید. در این مطالعه ۱۷ متغیر شامل دما، pH، EC،  $Ca^{2+}$ ،  $Mg^{2+}$ ،  $Na^+$ ،  $K^+$ ،  $HCO_3^-$ ،  $CO_3^{2-}$ ،  $Cl^-$ ،  $SO_4^{2-}$ ،  $NO_3^-$ ،  $NO_2^-$ ،  $F^-$ ،  $Br^-$  و B و As در نمونه‌های آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های آماری چند متغیره مورد بررسی قرار گرفت. رابطه بین متغیرها با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون (Pearson's correlation coefficient) با دو سطح معنادار تعیین گردید. متغیرهای یاد شده (جدول ۳-۱۰) پیش از تحلیل استانداردسازی گردید. برای استاندارد کردن، مقدار متغیر منهای میانگین شد و بر انحراف معیار تقسیم گردید. در مرحله استانداردسازی، تأثیر اختلاف بین واریانس متغیرها کاهش می‌یابد. همچنین تأثیر واحدهای مختلف اندازه‌گیری از بین می‌رود و داده‌ها بدون بعد می‌شوند. داده‌ها برای تحلیل‌های آماری در محیط IBM SPSS 19.0 قرار گرفتند.

در ادامه با بررسی روند تغییرات زمانی تعدادی از عامل‌های کیفیت شیمیایی مانند EC، pH، یون‌های اصلی و تعدادی از یون‌های فرعی تلاش شد که مقایسه‌ای بین روند این تغییرات با تغییرات کمی و کیفی دریاچه ارومیه از یک سو و از سوی دیگر با روند تغییرات کمی سفره‌های آب زیرزمینی انجام پذیرد. پس از مشخص شدن تغییرات مکانی و زمانی کیفیت منابع آب زیرزمینی، عوامل مؤثر و میزان نقش آن‌ها در این تغییرات با استفاده از روش‌های مبتنی بر نسبت‌های یونی شناسایی گردید. با هدف رسیدن به اطمینان بیش‌تر از نتایج به دست آمده، نتایج بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی با نتایج بررسی‌های کمی آب‌زمین‌شناسی بویژه تغییرات تراز و جهت جریان آب زیرزمینی مقایسه شد. مقایسه این نتایج با نتایج به دست آمده از تحلیل محتوای ایزوتوپی (مقدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸) نمونه‌های آب‌های سطحی و زیرزمینی منطقه نیز کمک شایانی به شناخت عوامل مؤثر بر تغییرات کیفی و تشخیص مرحله شورشدگی (Salinization) آب‌های زیرزمینی (نفوذ آب شور به سفره‌های شیرین آب زیرزمینی) دارد.

جدول ۳-۱۰- پارامترهای فیزیکی و شیمیایی آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی در فصل تر و خشک

فصل خشک (آبان ۱۳۹۴)			فصل تر (اردیبهشت ۱۳۹۵)			
کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	
۱۶/۹	۲۰/۳	۱۴/۴	۱۸/۸	۲۳/۳	۱۵/۲	دما (°C)
۷/۸۰	۹/۲۹	۶/۶۰	۷/۳۳	۸/۴۲	۶/۸۷	pH
۵۹۷۶۸	۲۰۵۳۰۰	۱۳۴۰	۳۶۷۰۷	۱۳۲۶۰۰	۶۰۳	EC (mmhos/cm)
۵۰۸۱۲	۱۹۳۳۷۰	۸۰۴	۳۱۷۲۰	۱۱۹۳۴۰	۳۶۲	TDS (mg/L)
۳۰۲/۶	۱۱۷۸/۰	۳/۰	۳۲۷/۸	۱۱۹۲/۰	۴/۱۲	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)
۸۳/۰	۳۱۸/۰	۶/۰	۱۱۸/۳	۳۲۶/۴	۱۰/۶	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)
۲۱۸۲۱/۷	۹۱۸۰۷/۰	۶۳/۹	۱۷۴۶۱/۸	۸۷۵۰۹/۸	۴۰/۰	Na <sup>+</sup> (mg/L)
۵۷/۷	۲۰۹/۸	۱۰/۷	۴۲/۵	۱۷۴/۹	۷/۰	K <sup>+</sup> (mg/L)
۲۴۲/۲	۷۲۲/۲	۱۹/۰	۳۲۸/۲	۸۱۹/۲	۴۸/۸	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)
۳۱۱۴۶/۳	۱۲۸۳۴۰/۰	۲۸۴/۰	۲۲۳۹۹/۸	۱۰۷۴۱۲/۴	۱۲۰/۷	Cl <sup>-</sup> (mg/L)
۴۲۱۶/۸	۲۰۴۷۷/۸	۱۲۰/۰	۳۵۹۸/۱	۱۸۸۴۰/۵	۱۰۷/۵	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)
۳۱/۴	۸۸/۲	۱/۲	۲۱/۴	۶۲/۰	۰/۶	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)
۰/۰	۰/۳	۰/۰	۰/۱	۲/۱	۰/۰	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/L)
۰/۴	۰/۹	۰/۰	۰/۴	۱/۵	۰/۰	F <sup>-</sup> (mg/L)
۵۶/۷	۱۹۸/۱	۰/۶	۳۴/۶	۱۶۵/۲	۰/۵	Br <sup>-</sup> (mg/L)
۴/۳	۴۱/۹	۰/۲	۵/۰	۴۶/۲	۰/۱	B (mg/L)
۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۰	As (mg/L)

#### ۳-۴. روش بررسی‌های ایزوتوپی

دوتریوم و اکسیژن-۱۸ دو ایزوتوپ محیطی پایدار موجود در آب هستند که کاربرد گسترده‌ای در مطالعات آب‌شناسی و آب‌زمین‌شناسی دارند. مقدار این دو ایزوتوپ و همچنین نسبت بین آن‌ها در شناخت فرآیندهای هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی مانند شناسایی منشأ آب‌ها، نواحی تبخیر از آبخوان، مقدار تبخیر آب‌های زیرزمینی، منشأ شورشدگی و اندرکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی مفید می‌باشد. بعد از جمع‌آوری اطلاعات آب جوی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن-۱۸ و دوتریوم در آب زیرزمینی و تحلیل ساختار آب‌زمین‌شناختی و جریان آب زیرزمینی، می‌توان شرایط نواحی تغذیه آب-های زیرزمینی و منابع مختلف تغذیه را تعیین نمود (Clark and Fritz 1997).

در این پژوهش ابتدا با استفاده از اطلاعات موجود و تهیه شده از مقدار ایزوتوپ‌های پایدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در آب باران، نمودار خط آب جوی پهنه مطالعاتی ترسیم و مورد تفسیر قرار گرفت. سپس نتایج نمونه‌های آب‌های زیرزمینی و سطحی با این نمودار مقایسه و سهم عوامل مختلف بر کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه ساحلی جنوب شرق دریاچه ارومیه تعیین گردید. استفاده از نمودارهای ترکیبی مقدار این ایزوتوپ‌ها با برخی از عامل‌های کیفی شیمیایی مانند نسبت  $\delta^{18}\text{O}$  در برابر  $\text{Cl}^-$  نقش چشمگیری در شناخت بهتر از نحوه و مقدار عوامل مختلف بر کیفیت آب‌های زیرزمینی دارد. لذا در این پژوهش از این نوع نمودارها نیز بهره گرفته شده است.

## فصل چهارم: ارزیابی کمی و کیفی آب دریاچه ارومیه

در این فصل با هدف شناخت بهتر از میزان و نحوه اندرکنش آب‌های زیرزمینی با آب‌های موجود در محدوده دریاچه ارومیه، وضعیت کمی و کیفی آب این دریاچه به همراه تغییرات مکانی و زمانی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

### ۴-۱. ارزیابی کمی آب دریاچه ارومیه

در ابتدا ارتفاع و حجم آب دریاچه ارومیه و سپس حجم آب ورودی به آن توسط رودخانه‌ها ارزیابی شده است.

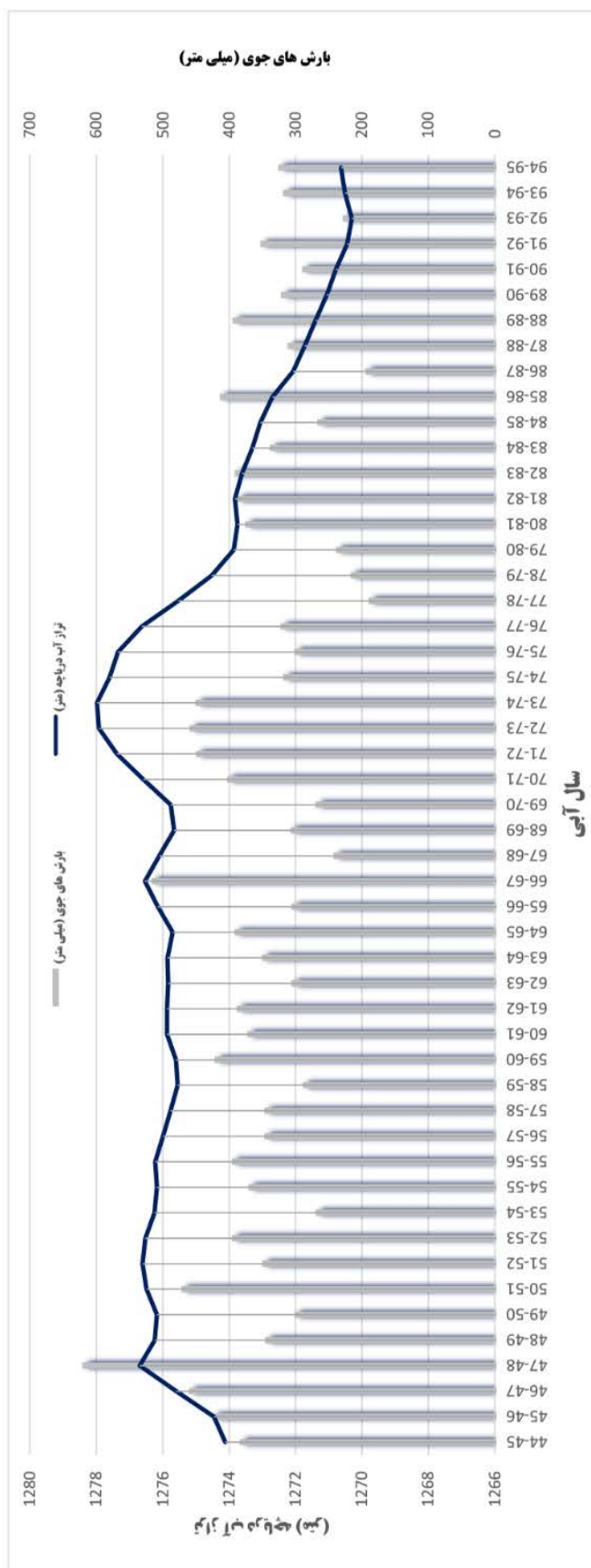
### ۴-۱-۱. ارتفاع و حجم آب دریاچه ارومیه

در شکل‌های ۴-۱ و ۴-۲ به ترتیب نمودار مقدار تراز و حجم آب دریاچه ارومیه به همراه مقدار بارش-های جوی از سال آبی ۴۴-۴۵ تا ۹۵-۹۶ ارائه شده است. بر این اساس، از سال آبی ۴۴-۴۵ تراز آب دریاچه در مدت ۴ سال به مقدار حدود ۲/۶ متر افزایش یافته است. در این بازه زمانی، مقدار بارش‌های جوی نیز از ۳۸۴ میلی‌متر بر سال به ۶۲۱ میلی‌متر بر سال افزایش داشته است. از سال آبی ۴۷-۴۸ تا ۶۹-۷۰ تغییرات چشمگیری در تراز آب دریاچه ارومیه مشاهده نمی‌شود. در این بازه زمانی، تراز آب دریاچه بین ۱۲۷۵/۵۵ تا ۱۲۷۶/۵۴ متر و به طور میانگین ۱۲۷۶/۰۴ متر است. در این سال‌ها با وجود تغییرات کم در تراز آب دریاچه، حجم آب دریاچه بین ۱۸/۶۳ تا ۲۵/۴۱ میلیارد متر مکعب و به عبارت دیگر مقدار تغییرات آن حدود ۶/۷۸ میلیارد متر مکعب می‌باشد. در بازه زمانی یاد شده، تغییرات چشمگیر در مقدار بارش‌های جوی بر مقدار تراز آب دریاچه تا حدودی تأثیر داشته است. به طوری که، در سال آبی ۶۶-۶۷ با بارش سالیانه ۵۱۷ میلی‌متر که حدود ۴۷ درصد از میانگین دراز مدت بارندگی

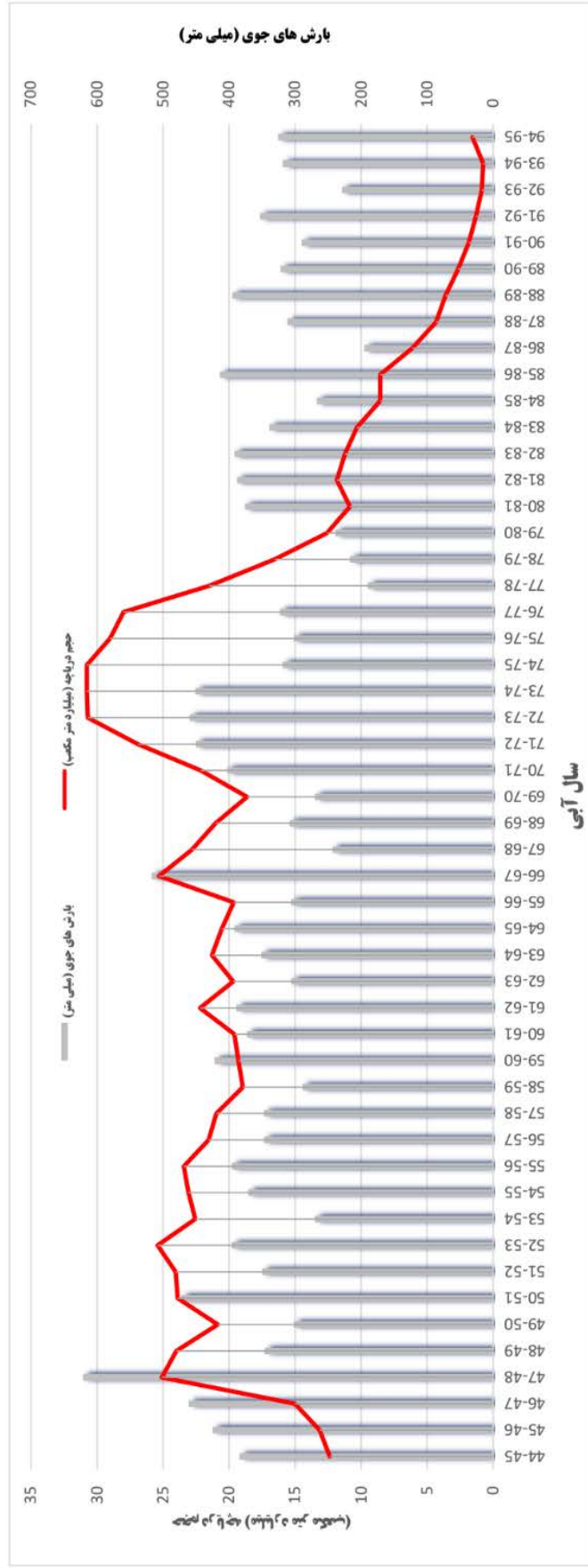
سالیانه حوضه بیش‌تر بوده، حدود ۰/۵ متر تراز و حدود ۱ میلیارد متر مکعب حجم آب دریاچه افزایش یافته است. از سال آبی ۷۱-۷۰ تا ۷۴-۷۳، با وجود افزایش اندک در مقدار میانگین بارندگی سالیانه، تراز و حجم آب دریاچه ارومیه به طور چشمگیری افزایش داشته است. در این بازه ۴ ساله، تراز آب دریاچه از ۱۲۷۶/۵۹ متر به ۱۲۷۷/۹۸ رسید و حجم آن حدود ۸/۶۲ میلیارد متر مکعب افزایش یافت. از سال آبی ۷۴-۷۵ تا کنون، یک روند نزولی در تراز و حجم آب دریاچه ارومیه مشاهده می‌شود. این روند نزولی از سال آبی ۷۴-۷۵ تا ۸۱-۸۰ بسیار شدید بوده است؛ به طوری که در مدت این ۷ سال تراز آب دریاچه حدود ۳/۸۶ متر و حجم آن حدود ۱۹/۹۳ میلیارد متر مکعب کاهش داشته است. ساخت سدهای متعدد، افزایش فعالیت‌های کشاورزی، کاهش بارش‌های جوی، تغییر نوع بارش از برف به باران و افزایش دما از مهم‌ترین دلایل این روند نزولی شدید بوده است. از سال آبی ۹۳-۹۲ تاکنون، میانگین تراز آب دریاچه حدود ۱۲۷۰/۵ متر و میانگین حجم آن حدود ۱/۰۵ میلیارد متر مکعب است. در حال حاضر، بخش جنوبی دریاچه به طور کامل خشک می‌باشد.

#### ۴-۱-۲. مقدار ورودی آب رودخانه‌ها به دریاچه ارومیه

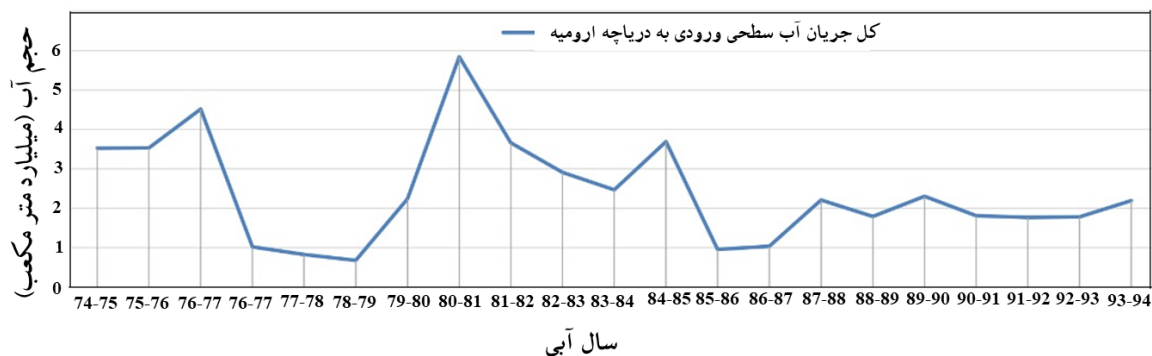
مقدار جریان ورودی آب رودخانه‌ها به دریاچه ارومیه از سال آبی ۷۴-۷۵ تا ۹۴-۹۵ بر اساس آمار و اطلاعات ۱۷ ایستگاه آبسنجی وزارت نیرو، محاسبه و نمودار آن در شکل ۴-۳ نشان داده شده است. در این بازه زمانی، میانگین سالیانه حجم آب ورودی از آبراهه‌ها ۲/۴۲ میلیارد متر مکعب بوده است. در سال آبی ۷۷-۷۸، جریان آب ورودی به مقدار چشمگیری کاهش داشته است. به طوری که، کل آب ورودی در این سال فقط حدود ۱/۰۲ میلیارد متر مکعب می‌باشد. از این سال آبی تا دو سال آبی بعد (سال آبی ۸۰-۷۹) حجم آب ورودی از آبراهه‌ها در همین حدود باقی مانده است. در سال آبی ۸۱-۸۰، مقدار این عامل به ۲/۲۴ میلیارد متر مکعب افزایش یافته است. بیشینه آب ورودی از رودخانه‌ها در سال آبی ۸۱-۸۲ حدود ۵/۸۴ میلیارد متر مکعب می‌باشد. از این سال آب به بعد یک روند نزولی در مقدار این عامل مشاهده می‌گردد. در این سال‌ها، سال آبی ۸۶-۸۷ با مقدار ورودی ۰/۹۵ و سال آبی ۸۷-۸۸ با مقدار ورودی ۱/۰۳ میلیارد متر مکعب از کمترین مقادیر جریان آب ورودی سطحی برخوردار هستند. میانگین ۵۰ ساله جریان آب ورودی رودخانه‌ها به دریاچه ارومیه حدود ۳/۸۱ میلیارد متر مکعب بر سال می‌باشد.



شکل ۴-۱. نمودار تغییرات تراز آب دریاچه ارومیه و مقدار بارش های جوی از سال آبی ۴۵-۴۴ تا ۹۵-۹۴



شکل ۴-۲. نمودار تغییرات حجم آب دریاچه ارومیه و مقدار بارش های جوی از سال آبی ۴۴-۴۵ تا ۹۵-۹۶

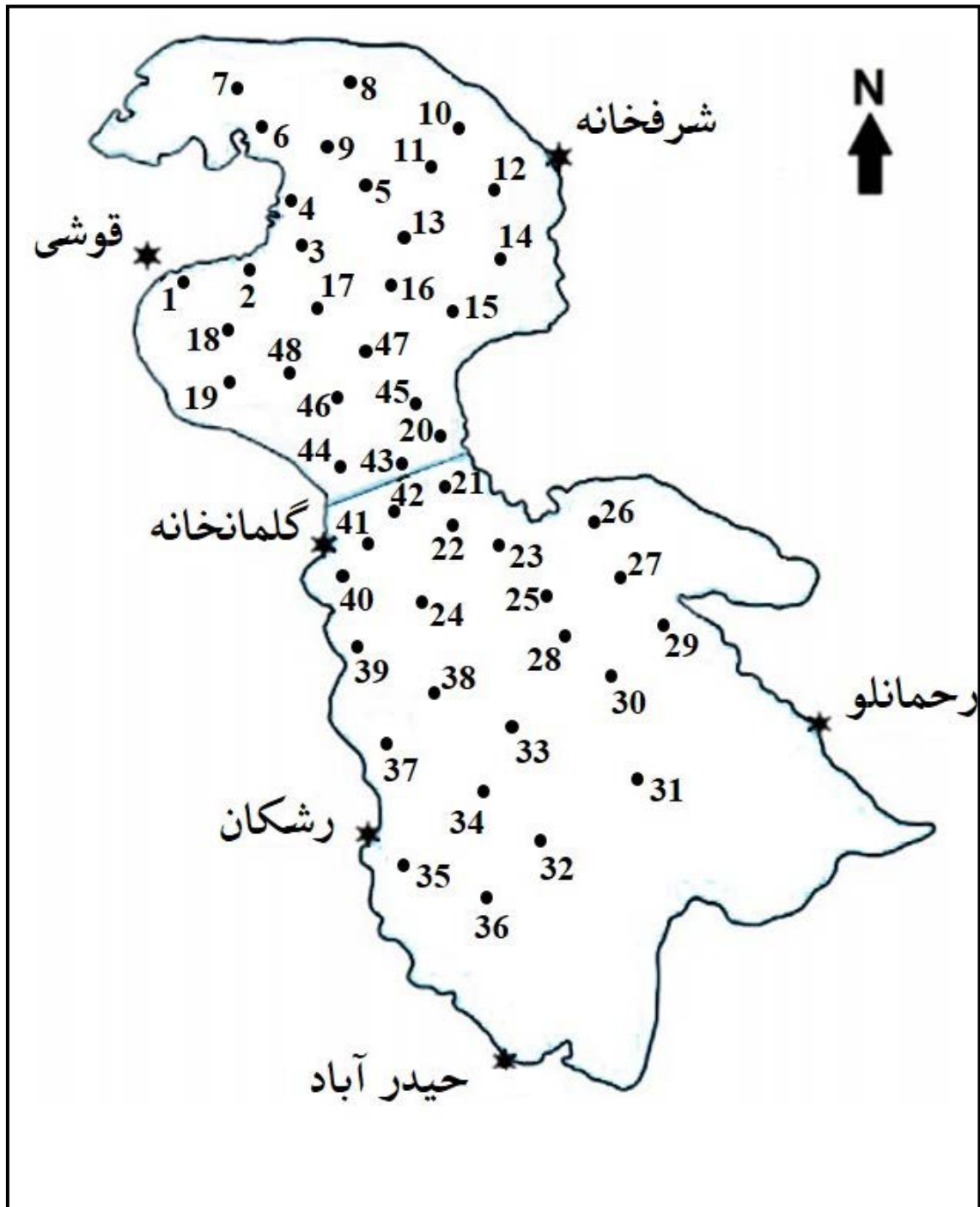


شکل ۴-۳. نمودار مقدار کل حجم آب ورودی سطحی به دریاچه ارومیه از سال آبی ۷۴-۷۵ تا ۹۴-۹۵

#### ۴-۲. ارزیابی کیفی آب دریاچه ارومیه

کل محل‌های نمونه‌برداری از آب دریاچه ارومیه توسط پژوهشگران مختلف در شکل ۴-۴ نشان داده شده است. تجزیه شیمیایی آب دریاچه توسط این پژوهشگران با روش‌ها و دقت‌های متفاوتی انجام پذیرفته است. بر این اساس، پیش از ورود این داده‌ها به مجموعه داده‌های مورد پردازش، میزان خطای آن‌ها با توجه به میزان توازن بین مجموع آنیون‌ها و کاتیون‌ها مورد محاسبه قرار گرفته و مواردی که میزان خطای آن‌ها بیش از خطای مجاز (۵ درصد) بوده، حذف گردیده‌اند. به این ترتیب نتایج آنالیز اکتبر ۱۹۷۴ توسط اعظمی و اسکویی در سال ۱۹۷۵ و آنالیز جولای ۲۰۰۵ تا فوریه ۲۰۰۶ توسط اسماعیلی دهشت و همکاران در سال ۲۰۱۰ میلادی، با ۱۳/۷ و ۱۲/۱ درصد خطا، در پردازش نهایی مورد استفاده قرار نگرفتند. نتایج خصوصیات فیزیکوشیمیایی آب جنوب شرق دریاچه ارومیه (پیرامون ایستگاه رحمانلو) در سال‌های مختلف به همراه پارامترهای آمار توصیفی در جدول ۴-۱ نشان داده شده است. بر اساس این جدول، ضریب تغییرات کل مواد جامد محلول در آب دریاچه ۰/۴۰ می باشد. در بین آنیون‌ها، بی‌کربنات با ضریب تغییرات ۰/۸۳ و در بین کاتیون‌ها، منیزیم با ضریب تغییرات ۰/۵۱ از بیشترین میزان تغییر برخوردار هستند. بجز دو یون یاد شده، ضریب تغییرات سایر آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی، به طور نسبی شبیه هم و حدود ۰/۳۰ می باشد. میزان دامنه ضریب تغییرات pH حدود ۰/۲۰ و بسیار کم بوده است.





شکل ۴-۴. موقعیت جغرافیایی نقاط نمونه برداری از آب دریاچه

جدول ۴-۱. نتایج آنالیزهای فیزیکوشیمیایی آب جنوب شرق دریاچه ارومیه (پیرامون ایستگاه رحمانلو)

کد	زمان	TDS	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CL <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
W1	۱۹۸۵	۲۱۵۰۲۰	۷/۹	۳۴/۰	۴۳۰/۰	۳۰۴۳/۵	۳۵/۹	۳۲/۸	۳۵۲۱/۱	۲۲۴/۰
W2	۱۹۸۷	۱۱۳۸۰۰	۷/۸	۳۴/۰	۴۲۹/۰	۳۱۲۳/۰	۳۱/۰	۵/۰	۳۳۳۶/۰	۴۱۲/۰
W3	۱۹۹۷	۲۵۵۵۰۰	۷/۷	۳۷/۰	۴۱۷/۵	۳۱۴۵/۷	۳۴/۶	۵/۷	۳۴۴۱/۷	۲۰۸/۸
W4	۲۰۰۵	۳۲۵۰۰۰	۷/۷	۴۸/۱	۱۰۴۵/۴	۴۷۵۵/۴	۵۱/۳	۶/۶	۵۰۶۴/۸	۳۹۰/۶
W5	۲۰۰۷	۱۷۰۰۰۰	۷/۷	۱۹/۰	۳۴۱/۰	۲۱۵۰/۰	۵۰/۳	۹/۵	۲۶۵۰/۰	۴۶۲/۱
W6	۲۰۰۸	۳۷۷۰۰۰	۷/۸	۲۷/۱	۹۵۰/۰	۵۴۳۴/۸	۶۳/۳	۲۲/۶	۶۰۰۰/۰	۴۵۶/۳

TDS بر حسب میلی‌گرم بر لیتر و یون‌ها بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر می‌باشند.

با هدف شناسایی منشأ یون‌ها و همچنین عوامل مؤثر بر تغییرات کیفی آب دریاچه، نسبت‌های یونی سدیم به کلر (Na/Cl) و منیزیم به کلسیم (Mg/Ca) محاسبه و در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

جدول ۴-۲. نسبت‌های یونی سدیم به کلر و منیزیم به کلسیم آب دریاچه ارومیه در سال‌های مختلف

کد	زمان	Na <sup>+</sup> /CL <sup>-</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup>	مساحت دریاچه (کیلومتر مربع)	تراز آب دریاچه (متر)
W1	۱۹۸۵	۰/۸۶	۱۲/۶۵	۵۱۶۰	۱۲۷۵/۳
W2	۱۹۸۷	۰/۹۴	۱۲/۶۲	۵۵۰۰	۱۲۷۵/۷
W3	۱۹۹۷	۰/۹۱	۱۱/۲۸	۵۶۵۰	۱۲۷۷/۱
W4	۲۰۰۵	۰/۹۴	۲۱/۷۳	۴۰۹۹	۱۲۷۳/۰
W5	۲۰۰۷	۰/۸۱	۱۷/۹۵	۳۸۴۱	۱۲۷۲/۷
W6	۲۰۰۸	۰/۹۰	۳۵/۰۵	۳۱۰۷	۱۲۷۲/۶

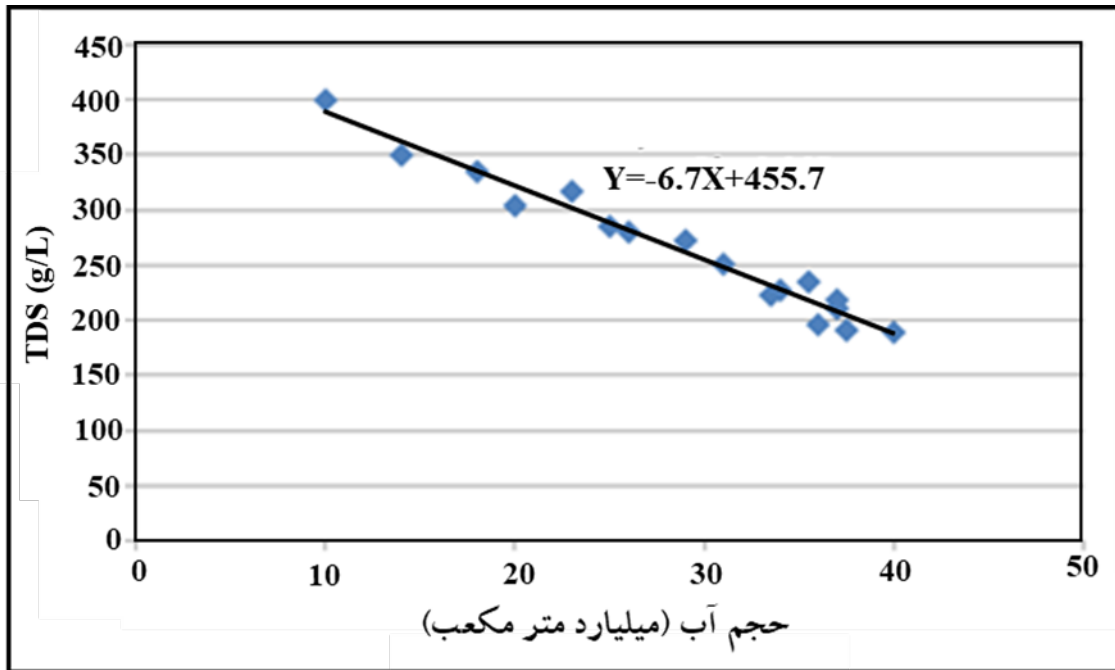
نسبت یونی سدیم به کلر چنانچه برابر یک باشد، نشان می دهد که منشأ اصلی یون ها انحلال هالیت است. در نمونه های یاد شده هر چند که منشأ اصلی این یون ها هالیت می باشد، اما به نظر می رسد که بر اثر فعالیت های انسانی از جمله ورود پساب های صنعتی و خانگی به دریاچه و در نتیجه افزایش میزان کلرید، نسبت یونی  $Na/Cl$  کاهش یافته است. بر این اساس، بیشترین میزان تأثیر فعالیت های انسانی بر کیفیت آب بخش جنوب شرقی دریاچه ارومیه در سال ۲۰۰۷ میلادی (سال ۱۳۸۶) بوده است. لازم به ذکر است که اصغری مقدم و محمودی (۱۳۸۷) در بررسی محدوده دشت مراغه - بناب نتیجه گرفتند که پساب های شهرک صنعتی مراغه بر کیفیت منابع آب زیرزمینی این دشت و آب دریاچه در پایین دست آن، تأثیر چشمگیری داشته اند.

بررسی های مولر در سال ۲۰۰۷ بر آب دریای مرده (بحر المیت) نشان می دهد که نسبت یونی منیزیم به کلسیم در دریاچه های بسته با افزایش میزان تبخیر، بیشتر می شود. علت این رخداد ترسیب زودتر نمک های کلسیم نسبت به منیزیم است. بررسی این نسبت در نمونه های آب دریاچه ارومیه، بیانگر افزایش میزان آن از ۱۲/۶۵ در سال ۱۹۸۵ به ۳۵/۰۵ در سال ۲۰۰۸ می باشد. به عبارت دیگر در یک بازه زمانی ۲۳ ساله از سال ۱۳۶۴ تا ۱۳۸۷، میزان  $Mg/Ca$  حدود ۲/۸ برابر شده است. لازم به ذکر است که در بازه زمانی یاد شده، دمای هوای محدوده مطالعاتی حدود ۲ درجه سانتی گراد افزایش داشته است.

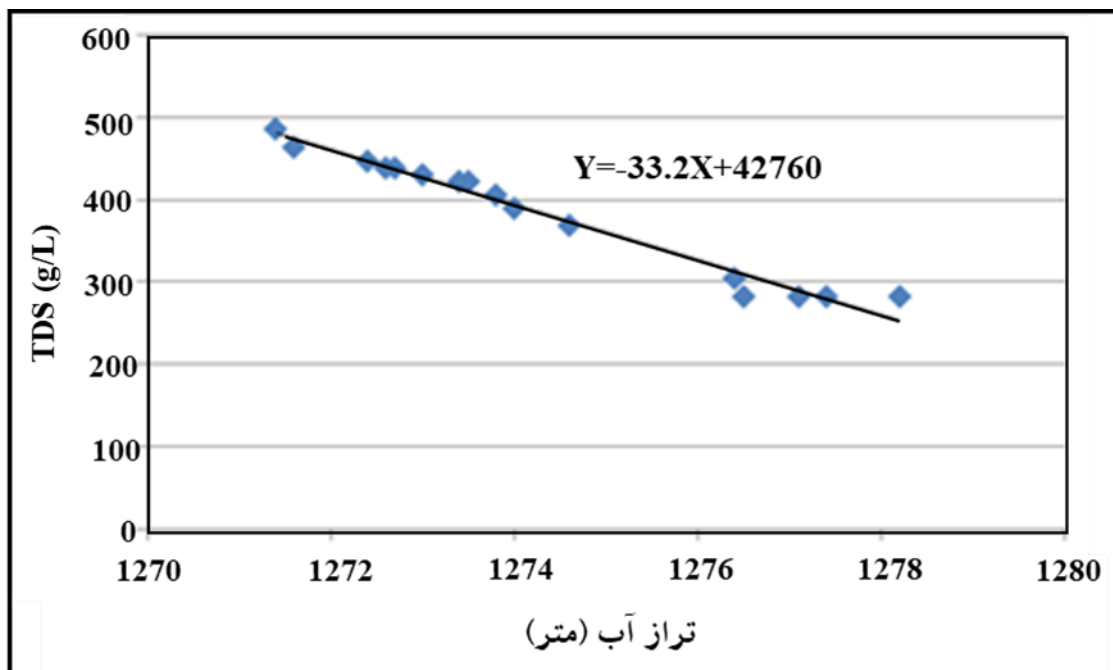
#### ۳-۴. رابطه ویژگی های کمی و کیفی آب دریاچه ارومیه

در شکل ۴-۵، نمودار تغییرات مقدار کل جامدات محلول با حجم دریاچه و در شکل ۴-۶ نمودار تغییرات مقدار کل جامدات محلول با تراز آب دریاچه ارائه گردیده است. نمودارهای ارائه شده در شکل های ۴-۵ و ۴-۶، رابطه خطی با ضریب همبستگی بسیار زیاد به میزان ۰/۹۷، بین میزان کل جامدات محلول آب دریاچه با میزان حجم مخزن و تراز آب آن را نشان می دهند. بر اساس رابطه تراز و میزان کل جامدات محلول آب، از تراز حدود ۱۲۸۶ متر به بالا، میزان TDS به کمتر از ۱۰ گرم بر لیتر می رسد. در این شرایط آب دریاچه ارومیه از حالت شور خارج می شود و در رده آب های لب شور تا شیرین قرار می گیرد. بررسی صالحی پور میلانی و همکاران در سال ۲۰۱۵، نشان داده که ۸ سطح

پادگانه‌ای پیرامون دریاچه ارومیه از ارتفاع ۱۲۹۷ متر تا ۱۳۶۶ متر در پلیوستوسن پایانی وجود دارد. به این ترتیب، آب دریاچه در این زمان شور نبوده است.



شکل ۴-۵- نمودار تغییرات کل جامدات محلول آب دریاچه ارومیه با حجم آن



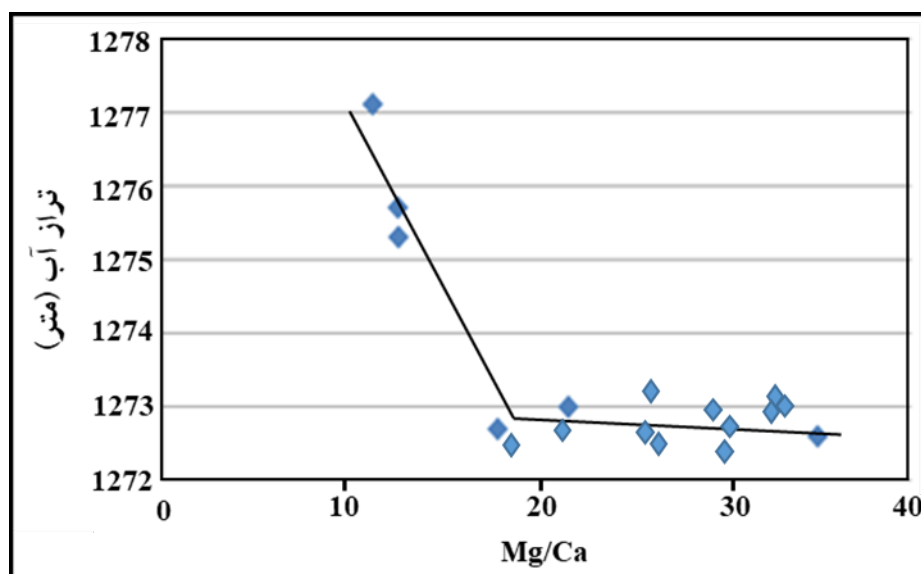
شکل ۴-۶- نمودار تغییرات کل جامدات محلول آب دریاچه ارومیه با تراز آن

با استفاده از رابطه تغییرات مقدار کل جامدات محلول (TDS) با حجم آب دریاچه (V) و تغییرات مقدار کل جامدات محلول با تراز آب دریاچه (L)، بین حجم و تراز آب دریاچه ارومیه رابطه زیر برقرار می‌باشد.

$$V=9/9L-12600 \quad (1-4)$$

در رابطه بالا، V بر حسب میلیارد متر مکعب و L بر حسب متر می‌باشد.

بر اساس این رابطه، از تراز ۱۲۷۲/۷ متر حجم دریاچه به سمت صفر میل می‌کند. به عبارت دیگر، از حدود تراز ۱۲۷۳ متر، محیط آبی از حالت دریاچه خارج و به محیط پلایا تبدیل می‌شود. در شکل ۴-۷، نمودار تغییرات نسبت یونی Mg/Ca آب دریاچه ارومیه با تراز آب آن نشان داده شده است. در ترازهای کم‌تر از ۱۲۷۳ متر به دلیل شروع ترسیب نمک‌های کلسیم و در نتیجه کاهش غلظت یون کلسیم در آب، این نسبت یونی از بازه تغییرات زیادی برخوردار می‌شود. نکته قابل توجه این که رابطه ۴-۱ نیز حدود تراز ۱۲۷۳ متر را برای تغییر شرایط دریاچه و پلایا به یکدیگر نشان می‌دهد. در حالت پلایا، افزایش بارندگی‌ها و جریان‌های ورودی با افزایش سریع حجم مخزن و بالعکس کاهش یا قطع بارندگی‌ها و جریان‌های ورودی و افزایش دما و تبخیر، با کاهش سریع حجم مخزن همراه خواهد بود. به همین دلیل، بازه تغییرات کمی و کیفی آب به طور نسبی بسیار بیشتر می‌گردد. تبدیل محیط دریاچه به پلایا می‌تواند تأثیرات چشمگیری بر چرخه آب‌شناسی منطقه و پیرو آن کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه ساحلی داشته باشد.



شکل ۴-۷. نمودار تغییرات نسبت یونی Mg/Ca آب دریاچه ارومیه با تراز آب

## فصل پنجم: ارزیابی کمی آب‌های زیرزمینی

در این فصل پس از ارزیابی سطح آب‌زیرزمینی، هیدروگراف معرف آبخوان و خصوصیات هیدرودینامیکی سفره‌های آب زیرزمینی، تغییرات زمانی و مکانی آب‌های زیرزمینی منطقه ساحلی جنوب شرق دریاچه ارومیه از دیدگاه کمی مورد بررسی قرار گرفته است. در پایان بیان آب زیرزمینی در این پهنه تهیه و ارائه شده است.

### ۵-۱. ارزیابی سطح آب‌زیرزمینی

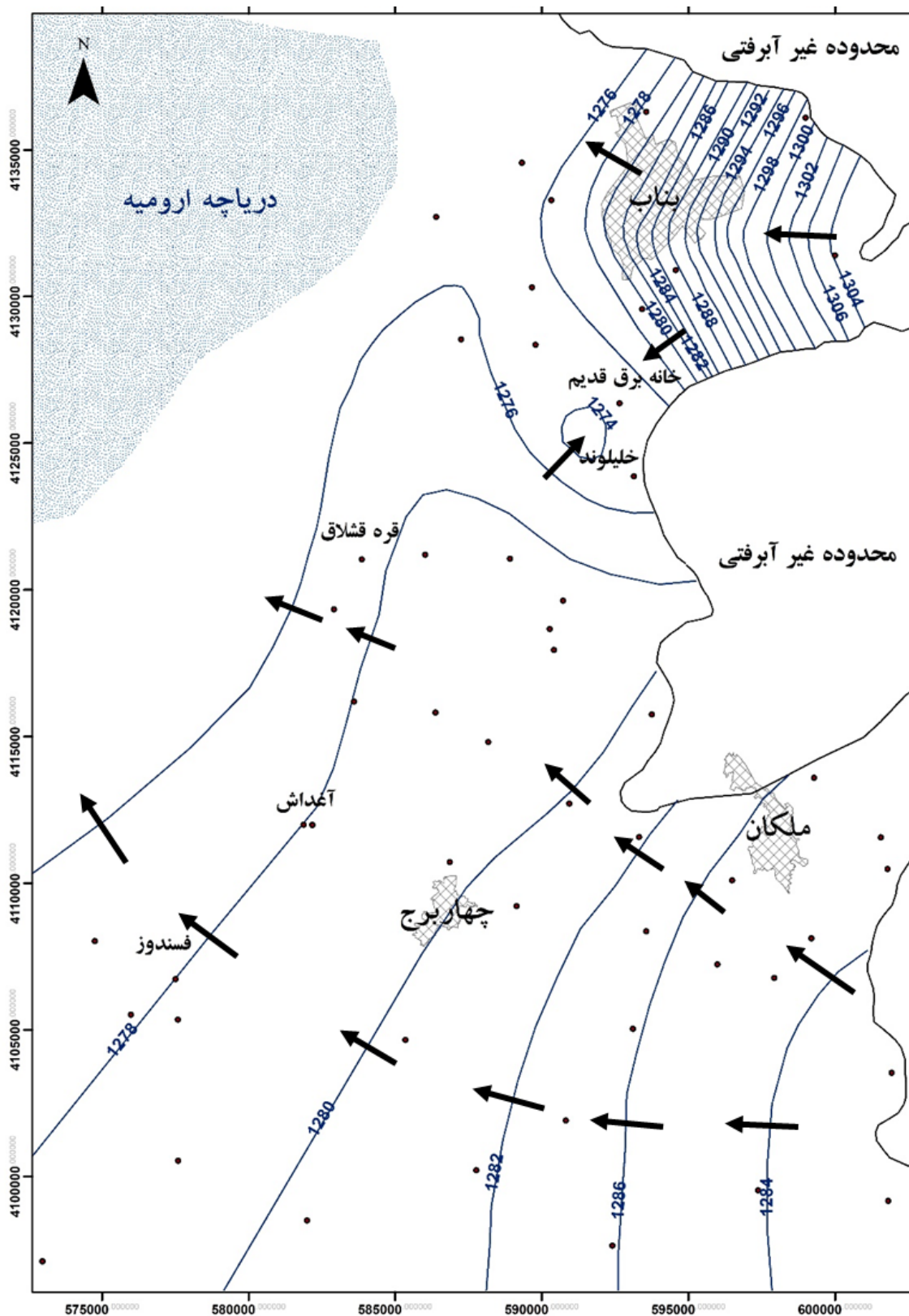
بررسی آمار و اطلاعات چاه‌های مشاهده‌ای موجود در منطقه نشان می‌دهد که به طور معمول، اردیبهشت و آبان به ترتیب پر آب‌ترین و کم آب‌ترین ماه سال در پهنه مطالعاتی می‌باشند. برای شناخت تراز و جهت جریان آب زیرزمینی با آخرین آمار و اطلاعات گردآوری شده از منطقه، در زیر تراز و عمق آب‌زیرزمینی پهنه ساحلی جنوب شرقی دریاچه ارومیه مورد بررسی قرار گرفته است.

### ۵-۱-۱. نقشه هم پتانسیل آب‌زیرزمینی

با هدف شناخت بهتر از وضعیت هیدروژئولوژیکی منطقه و اهمیت خطوط تراز آب زیرزمینی، نقشه هم پتانسیل آب زیرزمینی در کل محدوده دشت‌های آبرفتی میاندوآب و مراغه - بناب ترسیم و مورد ارزیابی قرار گرفته است (شکل‌های ۵-۱ و ۵-۲). این نقشه‌ها نشان می‌دهند که دو جبهه اصلی آب‌زیرزمینی محدوده را تغذیه می‌نماید. تراز آب‌زیرزمینی در جبهه‌های ورودی جنوب شرقی و شمال شرقی به ترتیب بیش از ۱۲۸۸ و ۱۳۰۸ متر است. جبهه جنوب شرقی در دشت میاندوآب و جبهه شمال شرقی در دشت مراغه - بناب قرار دارد. جبهه جنوب شرقی مهم‌ترین جبهه در تغذیه

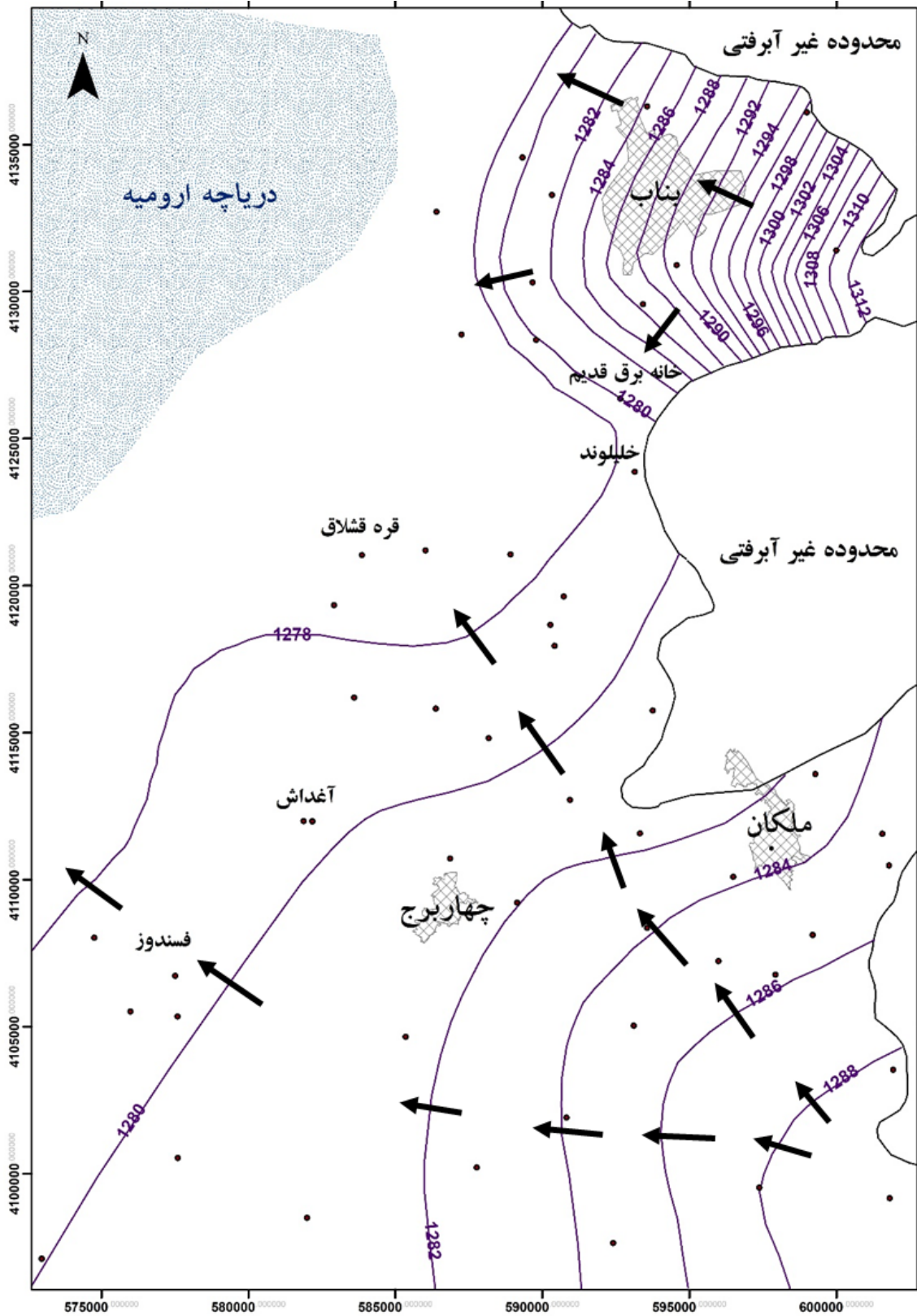
سفره‌های آب زیرزمینی ساحلی می‌باشد. در حدفاصل روستای خانه برق تا خلیوند محدوده‌ای مشاهده می‌شود که از هر دو جبهه یاد شده تغذیه می‌گردد. شیب هیدرولیکی محدوده آبخوان دشت میاندوآب بسیار کم و به این دلیل سرعت جریان آب زیرزمینی بسیار کند است. متوسط شیب هیدرولیکی در پهنه یاد شده حدود ۰/۳۶ در هزار می‌باشد. جهت عمومی جریان آب زیرزمینی در بخش جنوبی (محدوده دشت میاندوآب) از جنوب غرب به سمت شمال شرق است. به دلیل شیب هیدرولیکی بسیار کم در این محدوده، حتی تغییرات کوچک در تراز سفره آب زیرزمینی به دلیل برداشت و یا تغذیه آب زیرزمینی می‌تواند بر تغییرات جهت جریان آب زیرزمینی به طور محلی تأثیرگذار باشد.

در بخش شمالی (محدوده دشت مراغه - بناب) بر خلاف بخش جنوبی شیب جریان آب زیرزمینی زیاد و به طور متوسط حدود ۲/۵ در هزار است. دشت مراغه - بناب مخروط‌افکنه ای با شیب توپوگرافی زیاد و دشت میاندوآب دشتی سیلابی با شیب توپوگرافی کم می‌باشد. به این ترتیب، شیب هیدرولیکی آبخوان دشت مراغه - بناب به تأثیر از وضعیت توپوگرافی منطقه با شیب هیدرولیکی آبخوان دشت میاندوآب تفاوت بسیاری دارد. جریان عمومی جریان آب زیرزمینی در آبخوان مراغه - بناب به طور نسبی از شرق به سمت غرب (ساحل دریاچه ارومیه) است. مقایسه شکل‌های ۱-۵ و ۲-۵ نشان می‌دهد که تراز آب زیرزمینی در جبهه ورودی آبخوان مراغه - بناب از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ بیش از ۳ متر افت نموده است. اثر این کاهش جریان با کم‌تر شدن مقدار شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی مشهود می‌باشد. در پی کاهش جریان آب زیرزمینی در این ناحیه، تراز آب زیرزمینی در ناحیه‌ای حدفاصل روستای خلیوند تا خانه برق بیش از ۴ متر افت کرده است. در حال حاضر این ناحیه نسبت به سایر نواحی، دارای کم‌ترین تراز آب زیرزمینی می‌باشد.



شکل ۵-۱. نقشه تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ (اعداد بر حسب متر می باشند)

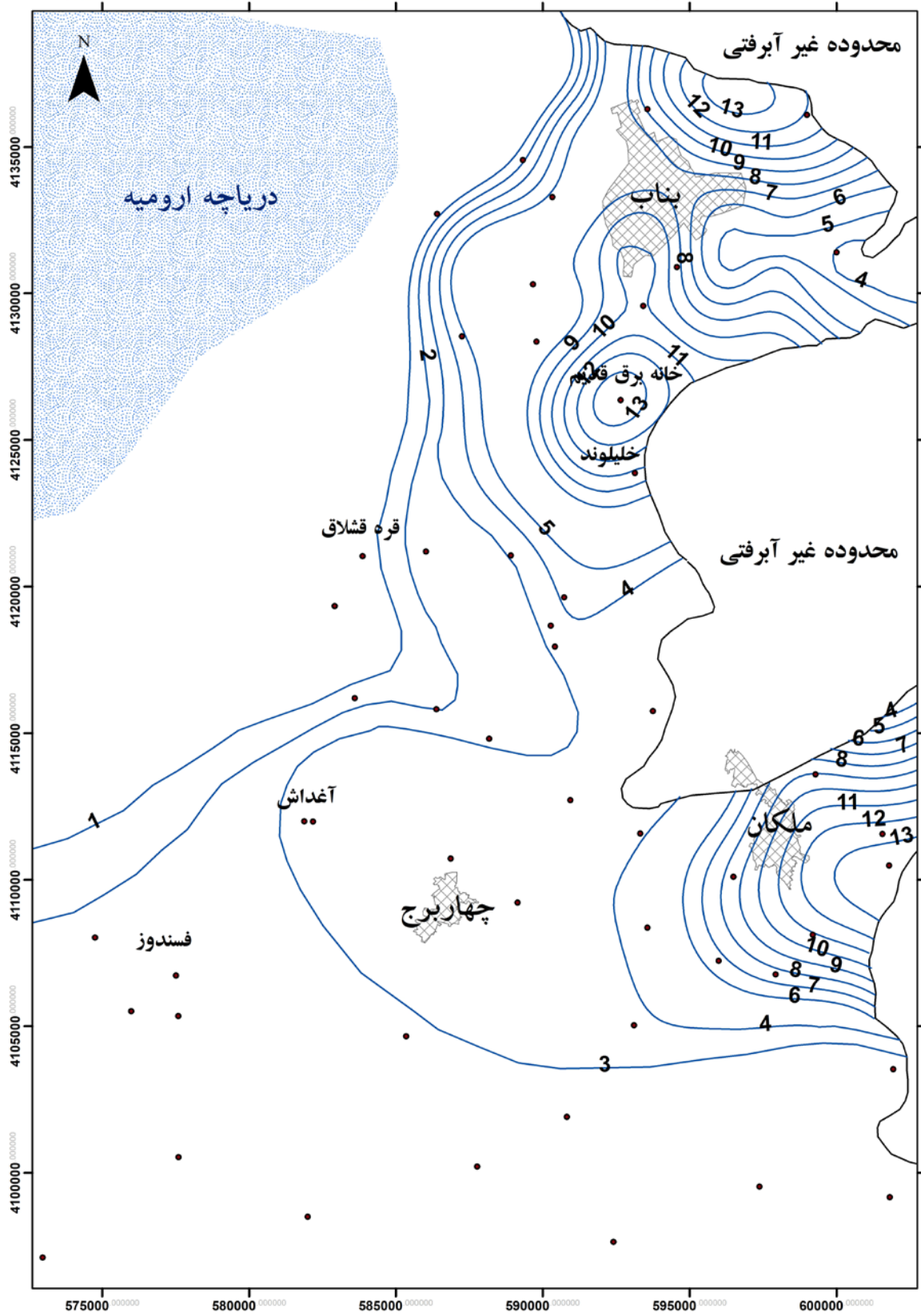




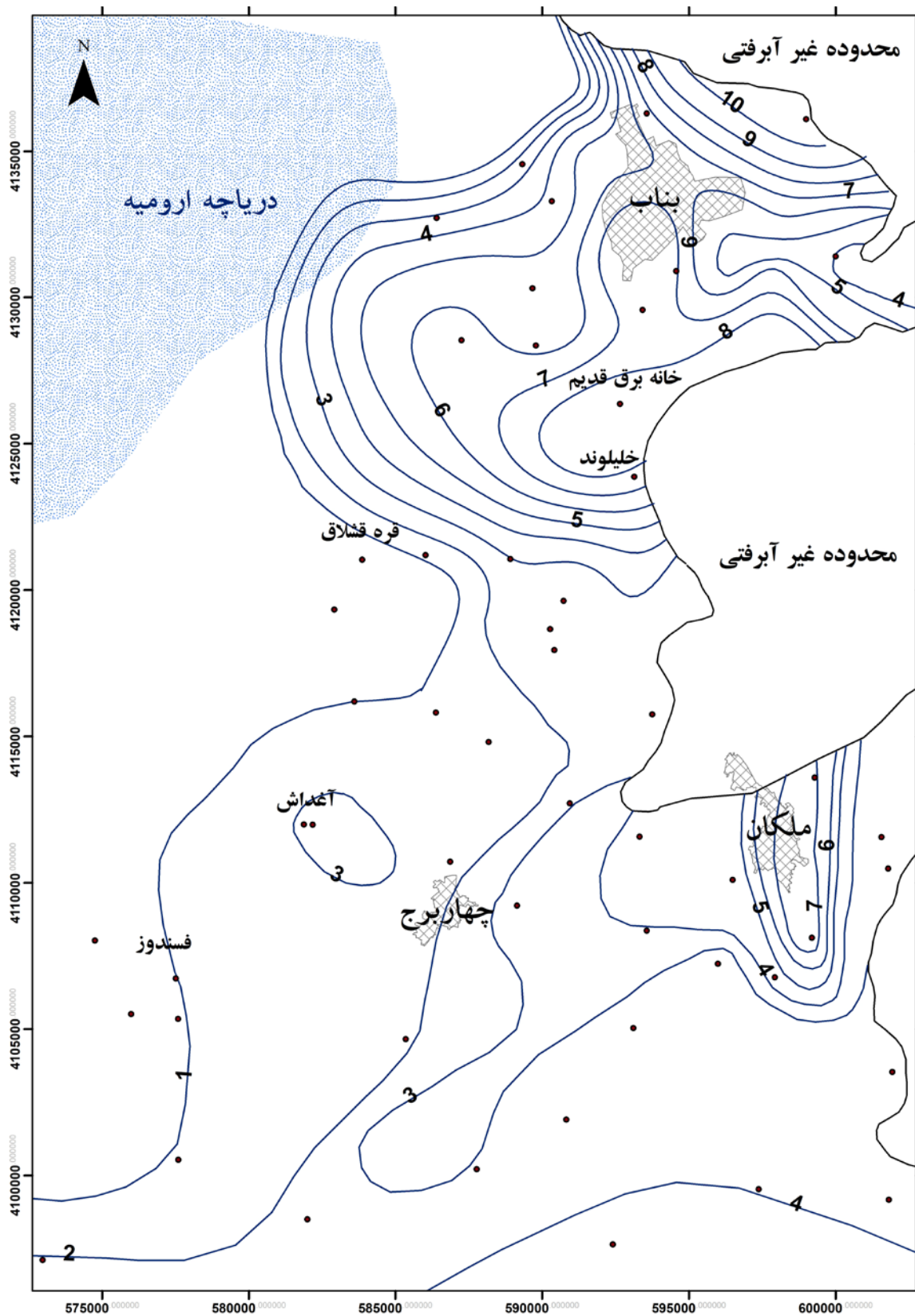
شکل ۵-۲. نقشه تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۵ (اعداد بر حسب متر می باشند)

## ۵-۱-۲. نقشه هم عمق آب زیرزمینی

نقشه هم عمق آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ (فصل تر) و آبان ماه سال ۱۳۹۴ (فصل خشک) ترسیم و به ترتیب در شکل‌های ۵-۳ و ۵-۴ نشان داده شده است. کم‌ترین مقدار عمق آب زیرزمینی به مقدار کم‌تر از یک متر در جنوب غرب این پهنه و در مجاورت رودخانه زرینه‌رود مشاهده می‌شود. در بیش‌تر نواحی غربی و مجاور با ساحل دریاچه ارومیه، عمق آب زیرزمینی حدود ۱ تا ۲ متر می‌باشد. عمق آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۹۵، در بیش‌تر بخش جنوبی پهنه مطالعاتی (واقع در محدوده دشت میاندوآب) حدود ۲ تا ۳ متر است. به سمت شمال (محدوده دشت مراغه - بناب) بر مقدار عمق آب زیرزمینی افزوده می‌شود. به طوری که در شمال شرق محدوده مورد مطالعه (حوالی خلیلوند تا خانه برق قدیم) بیش‌ترین عمق آبخوان مشاهده می‌گردد. در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ و آبان ماه سال ۱۳۹۴، مقدار این پارامتر به ترتیب بیش از ۱۳ و ۱۰ متر می‌باشد. بیش‌تر بودن عمق آب زیرزمینی در فصل تر در مقایسه با فصل خشک به احتمال زیاد وابسته به برداشت شدید از منابع آب زیرزمینی در فصل تر به دلیل فعالیت شدید کشاورزی بوده است. نهشته‌های آبرفتی در این ناحیه از نوع دانه متوسط تا دانه درشت هستند و به این دلیل مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی و ضریب ذخیره آبخوان به طور نسبی بالا است. با این وجود، جبهه‌های ورودی آب زیرزمینی به این ناحیه به طور نسبی طول کمی دارند و پیرو آن حجم تغذیه سفره آب زیرزمینی از آن‌ها کم می‌باشد. لذا با برداشت بیش از حد مجاز از منابع آب زیرزمینی، افت شدیدی در تراز آبخوان در این ناحیه شکل می‌پذیرد. پس از کاهش شدید برداشت از چاه‌های بهره‌برداری از اوایل فصل پاییز، رفته رفته بخشی از کسری مخزن با آب‌های ورودی زیرزمینی و همچنین آب‌های سطحی نفوذ یافته به زمین جبران می‌گردد و سطح آب‌های زیرزمینی بالا می‌آید. آب‌های سطحی نفوذ یافته، بیش‌تر رواناب‌های سطحی ناشی از بارش‌های جوی بر روی ارتفاعات شرق این منطقه است. بنابراین، به نظر می‌رسد که وضعیت مخزن آب زیرزمینی در ناحیه شمال شرق پهنه مطالعاتی نسبت به سایر نواحی، وابستگی شدیدتری به مقدار بارش‌های جوی داشته باشد.



شکل ۳-۵. نقشه عمق آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ (اعداد بر حسب متر می باشند)



شکل ۴-۵. نقشه عمق آب زیرزمینی در آبان ماه سال ۱۳۹۴ (اعداد بر حسب متر می باشند)

### ۵-۱-۳. هیدروگراف معرف آبخوان

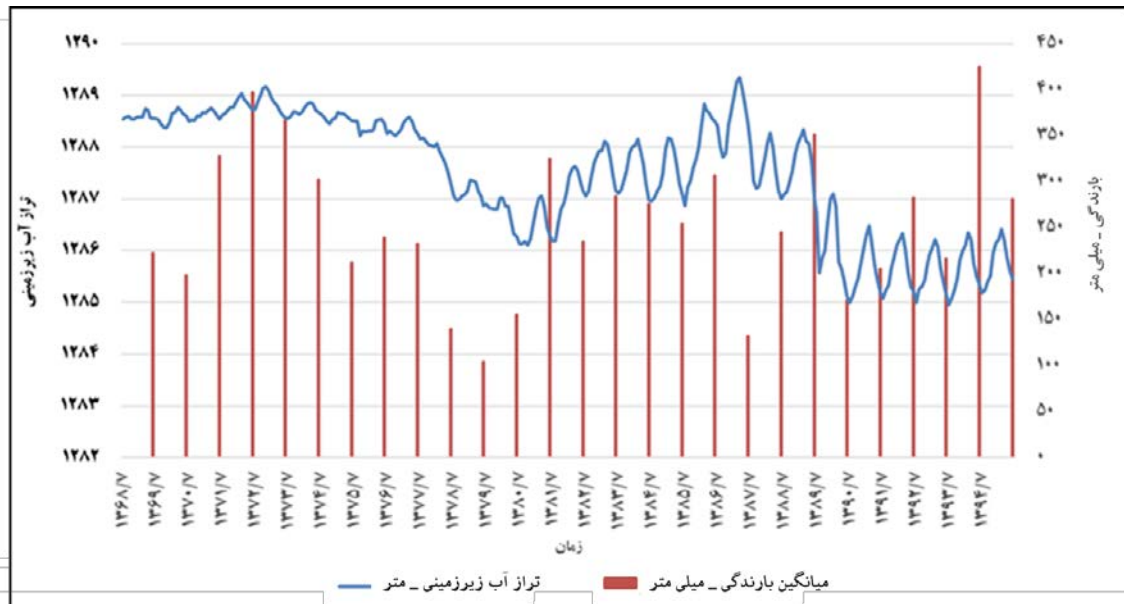
هیدروگراف معرف آبخوان‌های میاندوآب و مراغه - بناب از سال آبی ۶۸-۶۹ تا ۷۴-۷۵ ترسیم و به ترتیب در شکل‌های ۵-۵ و ۶-۵ نشان داده شده است. در زیر نتیجه بررسی و تفسیر هر یک از این هیدروگراف‌ها به طور جداگانه ارائه می‌گردد.

#### - هیدروگراف معرف آبخوان میاندوآب

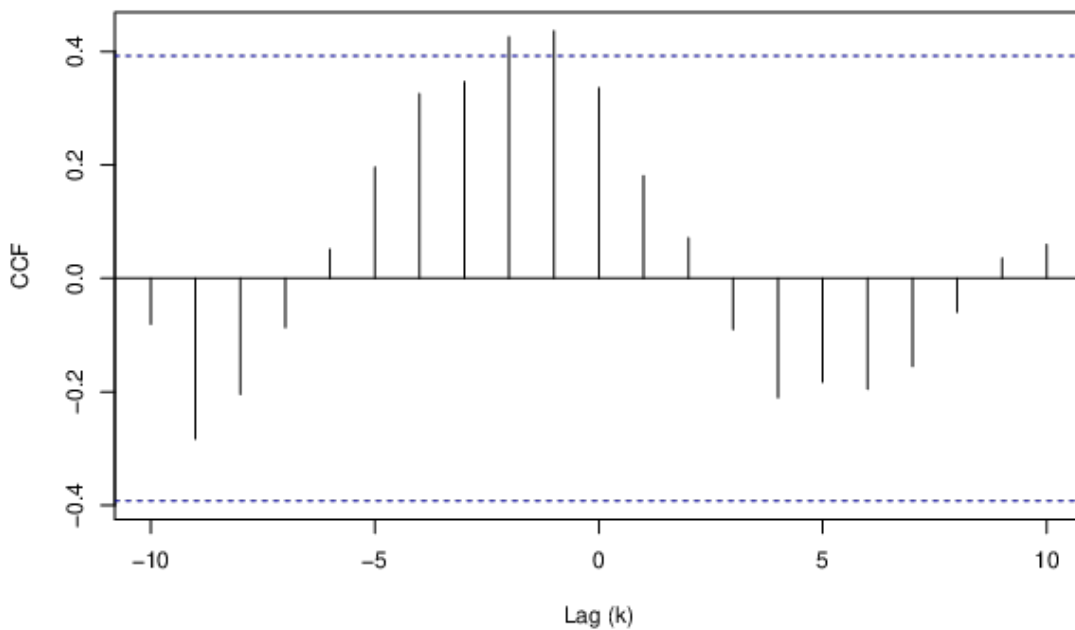
بر اساس نمودار معرف آبخوان میاندوآب، میانگین تراز آب زیرزمینی در سال آبی ۶۸-۶۹ حدود ۱۲۸۸/۵ متر می‌باشد. از این سال تا سال آبی ۷۷-۷۸ تغییرات چشمگیری در سطح آبخوان مشاهده نمی‌شود. از این سال تا سال آبی ۸۰-۸۱، در یک بازه زمانی کوتاه سه ساله، تراز آب زیرزمینی حدود ۲ متر افت نموده است. با توجه به این که مقدار مساحت و ضریب ذخیره این آبخوان به ترتیب حدود ۱۱۴۵ کیلومتر مربع و ۲ درصد است، این مقدار افت در تراز آب زیرزمینی برابر حدود ۴۶ میلیون متر مکعب کاهش در حجم آبخوان می‌باشد. دوباره یک روند افزایشی در سطح سفره آب زیرزمینی تا سال آبی ۸۷-۸۶ شکل می‌گیرد و تراز سطح آن به تراز اولیه باز می‌گردد. از این سال تا سال آبی ۹۰-۹۱، در یک بازه زمانی چهار ساله، بار دیگر افت شدیدی در این آبخوان شکل می‌گیرد و میانگین سالانه تراز آب زیرزمینی منطقه به ۱۲۸۵/۶ می‌رسد. این مقدار افت در تراز آب زیرزمینی برابر حدود ۶۶ میلیون متر مکعب کاهش در حجم آبخوان میاندوآب می‌باشد. از این سال تا سال آبی ۹۴-۹۵، تغییرات مهمی در تراز سطح آبخوان میاندوآب مشاهده نمی‌شود. یک نکته قابل توجه در هیدروگراف معرف آبخوان میاندوآب این است که مقدار نوسانات سطح آبخوان تا سال آبی ۸۰-۸۱ در طول یک سال بسیار کم می‌باشد. اما از این سال به بعد، دامنه نوسانات به مقدار چشمگیری افزایش یافته است. به نظر می‌رسد که افزایش شدید برداشت منابع آب زیرزمینی در ماه‌های خشک سال، از اوایل دهه هشتاد عامل رخداد این وضعیت باشد.

بررسی همبستگی متقابل (cross correlation) متوسط سالانه تراز آب زیرزمینی این دشت با مقدار بارندگی در سطح حوضه آبرگیر، نشان می‌دهد که بارندگی با زمان تأخیر (lag) حدود یک سال بر روی تراز آب زیرزمینی تأثیر می‌گذارد. به نظر می‌رسد که پاسخ سریع آبخوان به بارش‌های جوی حوضه، به

دلیل نقش اساسی منابع آب سطحی در تغذیه آبخوان باشد. نمودار همبستگی متقابل تراز آب زیرزمینی و بارندگی دشت میاندوآب، با استفاده از نسخه ۷۱.۲.۱ نرم‌افزار تحلیل آماری وسا (Wessa) تهیه و در شکل ۵-۶ ارائه گردیده است.



شکل ۵-۵. هیدروگراف معرف دشت میاندوآب از سال آبی ۶۹-۶۸ تا ۹۵-۹۴

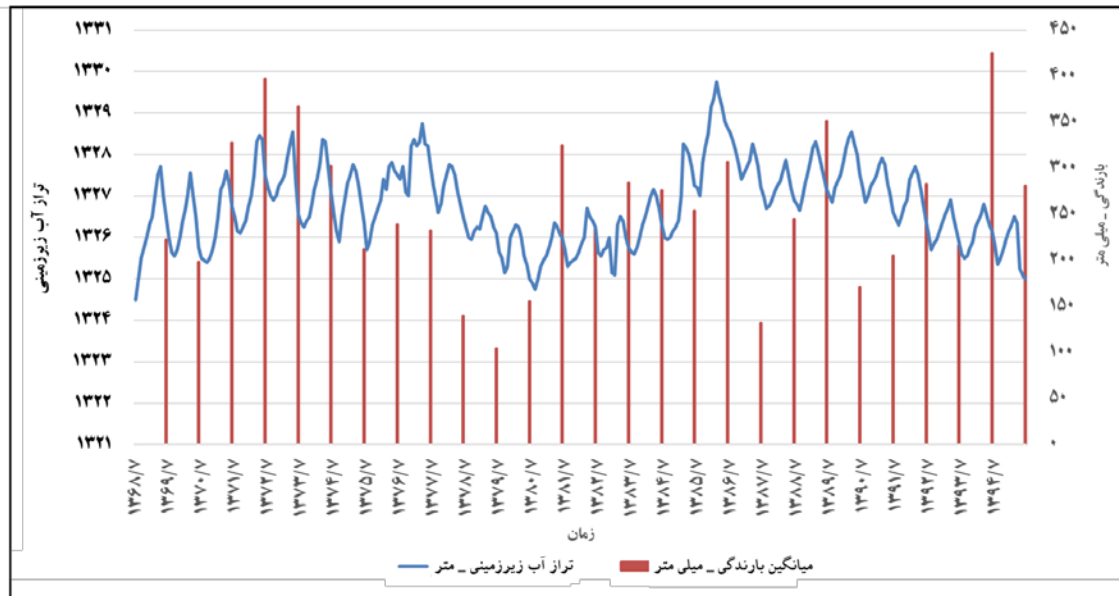


شکل ۵-۶. نمودار همبستگی متقابل متوسط سالیانه بارندگی و تراز آب زیرزمینی دشت میاندوآب

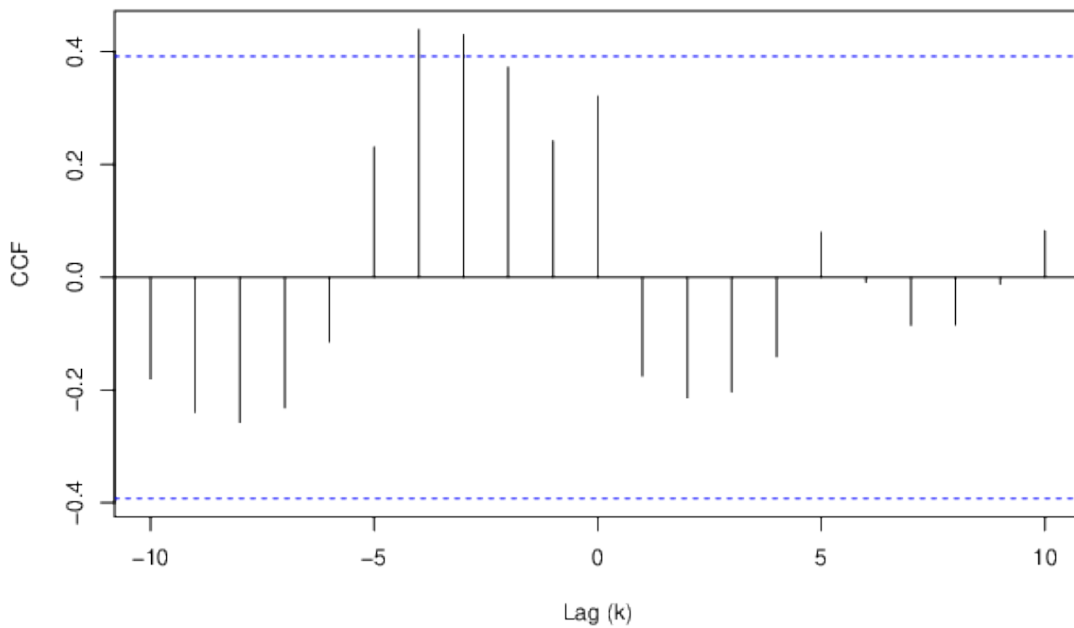
## - هیدروگراف معرف آبخوان مراغه - بناب

بر اساس نمودار معرف آبخوان دشت مراغه - بناب، میانگین تراز آب زیرزمینی در سال آبی ۶۸-۶۹ حدود ۱۳۲۶/۱ متر می‌باشد. از این سال تا سال آبی ۷۷-۷۶ یک روند افزایشی در سطح آبخوان مشاهده می‌شود. در این بازه زمانی، میانگین تراز آب زیرزمینی این دشت با ۱/۵ متر افزایش، ۱۳۲۷/۶ متر بوده است. این مقدار افزایش در تراز آب زیرزمینی برابر ۱۲ میلیون متر مکعب افزایش در حجم آبخوان مراغه - بناب است. از سال آبی ۷۶-۷۷ تا ۸۱-۸۰، تراز سطح آبخوان با ۲/۱ متر افت به ۱۳۲۵/۵ متر کاهش یافت. این مقدار افت برابر ۱۶/۷ میلیون متر مکعب کاهش در حجم آبخوان است. از سال آبی ۸۱-۸۰ تا سال آبی ۸۶-۸۵، یک روند افزایشی در تراز سطح سفره آب زیرزمینی دیده می‌شود که از دیدگاه ارتفاع برابر ۲/۹ متر و از دیدگاه حجم آبخوان برابر ۲۳/۱ میلیون متر مکعب افزایش می‌باشد. تنها عامل محتمل در این افزایش، بالا رفتن مقدار تغذیه از آب مصرفی کشاورزی به دلیل افزایش چشمگیر در پمپاژ مستقیم از آبراهه‌ها می‌باشد. در سال آبی ۸۶-۸۵، سطح آبخوان مراغه - بناب با تراز میانگین ۱۳۲۸/۴ متر دارای بیش‌ترین تراز از سال آبی ۶۹-۶۸ تا ۹۴-۹۵ است. از این سال به بعد، میانگین تراز آب زیرزمینی به طور پیوسته کاهش داشته است. در سال آبی ۹۵-۹۴، تراز آبخوان حدود ۱۳۲۵/۶ متر می‌باشد. بنابراین، در یک بازه زمانی ۹ ساله (از سال آبی ۸۶-۸۵ تا ۹۵-۹۴) حجم آبخوان مراغه - بناب حدود ۲۲/۳ میلیون متر مکعب کاهش یافته که به طور تقریبی با افزایش حجم شکل گرفته در بازه زمانی ۸۱-۸۰ تا ۸۶-۸۵ برابر است.

بررسی همبستگی متقابل متوسط سالیانه تراز آب زیرزمینی این دشت با مقدار بارندگی، نشان می‌دهد که بارندگی با زمان تأخیر حدود چهار سال بر روی تراز آب زیرزمینی تأثیر می‌گذارد. به نظر می‌رسد که عدم پاسخ سریع آبخوان به بارش‌های جوی، به دلیل نقش کم‌تر منابع آب سطحی در تغذیه آبخوان نسبت به دشت میاندوآب می‌باشد. نمودار همبستگی متقابل تراز آب زیرزمینی و بارندگی دشت مراغه - بناب، با استفاده از نسخه ۷1.2.1 نرم‌افزار تحلیل آماری وسا (Wessa) تهیه و در شکل ۵-۸ ارائه گردیده است.



شکل ۵-۷. نمودار هیدروگراف معرف دشت مراغه - بناب از سال آبی ۶۹-۶۸ تا ۹۵-۹۴



شکل ۵-۸. نمودار همبستگی متقابل متوسط سالیانه بارندگی و تراز آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب



## ۵-۲. ویژگی‌های آبخوان

در این بخش، ویژگی‌های آبخوان شامل ضخامت، قابلیت انتقال و ضریب ذخیره مورد بررسی قرار می‌گیرد.

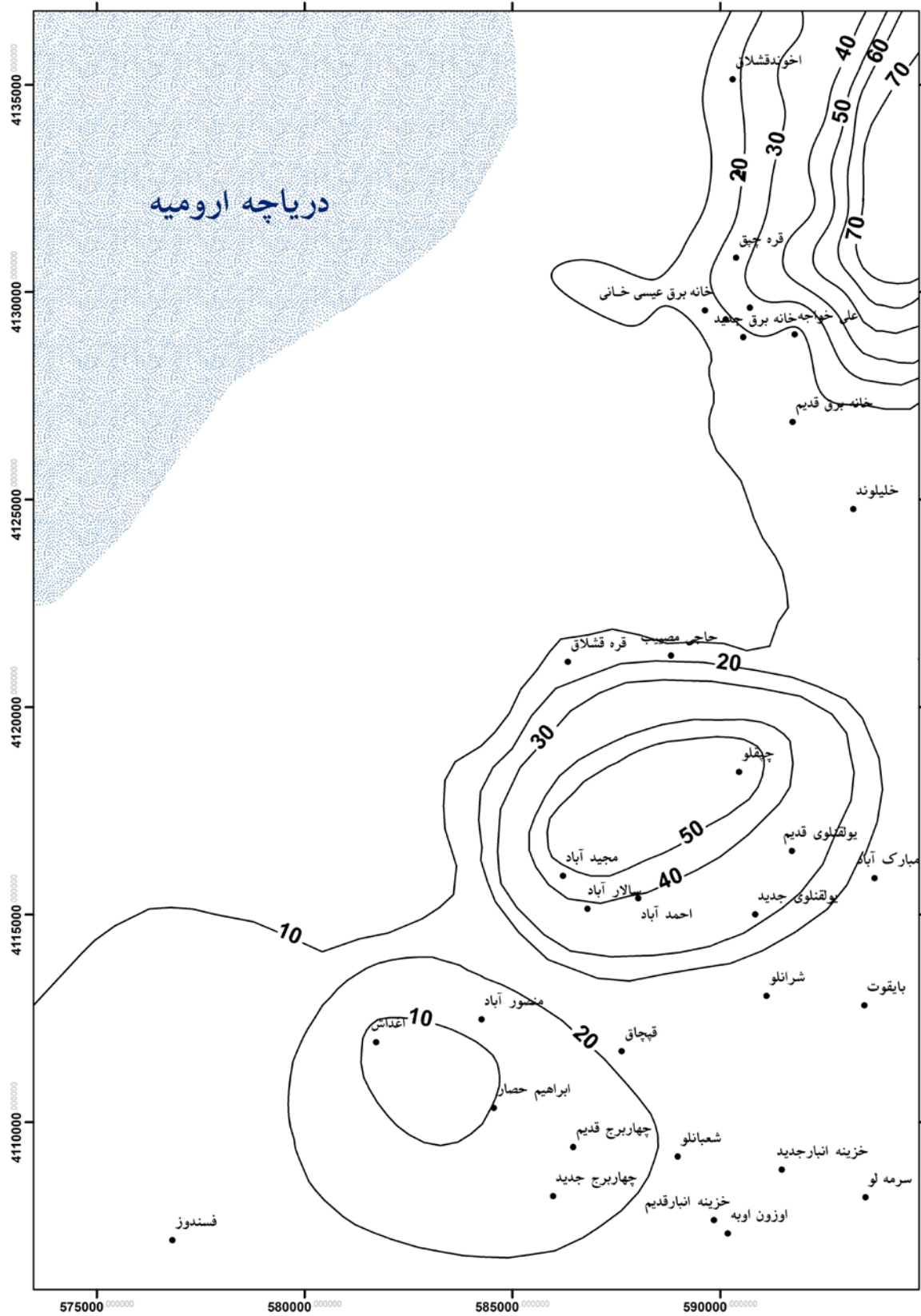
### ۵-۲-۱. ضخامت آبرفت و بخش اشباع

با استفاده از اطلاعات ژئوالکتریک و لوگ چاه‌ها، ضخامت بخش آبرفتی در نقاط مختلف تعیین و نقشه ضخامت آبرفت در پهنه مطالعاتی ترسیم گردید (شکل ۵-۹). بر اساس این نقشه، ضخامت آبرفت در شمال شرقی محدوده مطالعاتی (پایین دست آبخوان مراغه - بناب) تا بیش از ۷۰ متر می‌باشد. به سمت ساحل دریاچه ارومیه، از عمق بخش آبرفتی کاسته می‌شود؛ به طوری که در مجاورت خط ساحل قدیمی ضخامت بخش آبرفتی به حدود چند متر می‌رسد. در بیش‌تر بخش جنوبی پهنه مطالعاتی (پایین دست آبخوان میان‌دوآب)، ضخامت بخش آبرفتی بین ۱۰ تا ۲۰ متر است. بیش‌ترین ضخامت آبرفت در بخش جنوبی، در محدوده‌ای بین چپقلو و مجیدآباد مشاهده می‌شود. در این محدوده، ضخامت آبرفت بیش از ۵۰ متر می‌باشد. بین خانه برق جدید و خلیلوند، بالآمدگی سطح زمین به شکل تپه‌ای کشیده مشاهده می‌شود که یک پادگانه دریاچه‌ای می‌باشد. این پادگانه از دیدگاه زمین‌آب‌شناسی واحدی مجزا از آبرفت‌های دشت است و به دلیل شور بودن نهشته‌های دریاچه‌ای، آب ذخیره شده در این واحد باید از شوری زیادی برخوردار باشد. با استفاده از اطلاعات چاه‌های مشاهده‌ای و نقشه هم ضخامت آبرفت، نقشه ضخامت بخش اشباع آبرفت (ضخامت سفره آب زیرزمینی) ترسیم و در شکل ۵-۱۰ نشان داده شده است. بر اساس این نقشه، بیش‌ترین ضخامت بخش اشباع در شمال شرقی پهنه مطالعاتی (شرق شهر بناب) مشاهده می‌شود. در این ناحیه، ضخامت آبخوان بیش از ۶۵ متر می‌باشد. ضخامت سفره آب زیرزمینی در بخش جنوبی، به طور معمول حدود ۱۰ تا ۲۰ متر است. در یک ناحیه از بخش جنوبی (بین چپقلو و مجیدآباد)، ضخامت بخش اشباع به بیش از ۴۰ متر می‌رسد. به سمت ساحل دریاچه ارومیه، از ضخامت آبرفت و پیرو آن ضخامت بخش اشباع کاسته می‌شود. رسوبات آبرفتی در محدوده دشت

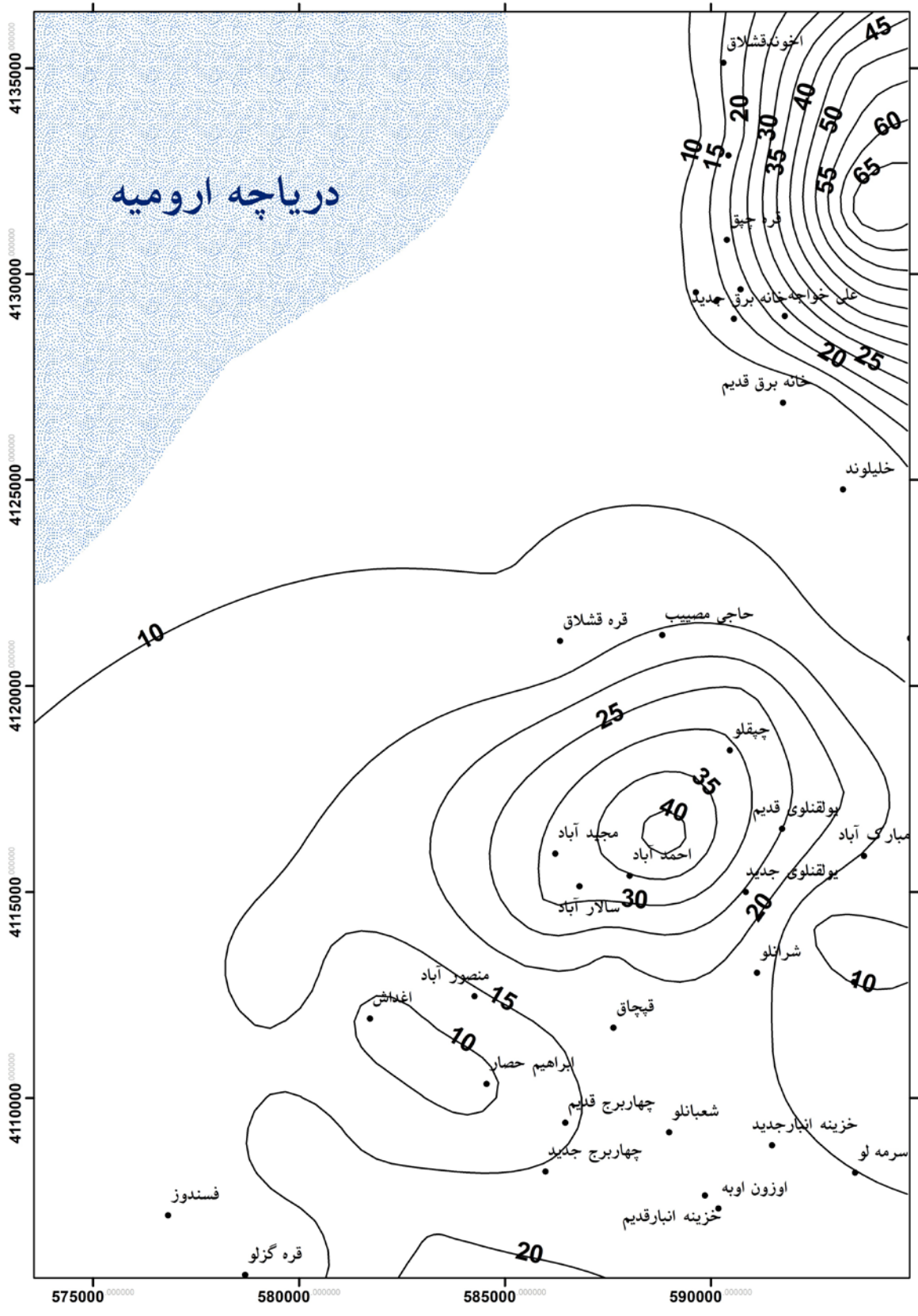
مراغه - بناب از نوع رسوبات مخروط افکنه‌ای است. در پهنه مطالعاتی بخش انتهایی مخروط افکنه قرار دارد. بنابراین، در نقشه ضخامت آبرفت به سمت شمال شرق (رأس مخروط افکنه) ضخامت بخش آبرفتی افزایش می‌یابد. رسوبات آبرفتی در محدوده دشت میاندوآب از نوع رسوبات دشت سیلابی است. در این محدوده به نظر می‌رسد که شکل‌گیری بخش فروافتاده در حد فاصل چپقلو و مجیدآباد، به دلیل عملکرد گسل‌های منطقه باشد.

#### ۵-۲-۲. قابلیت انتقال سفره آب زیرزمینی و ضریب ذخیره

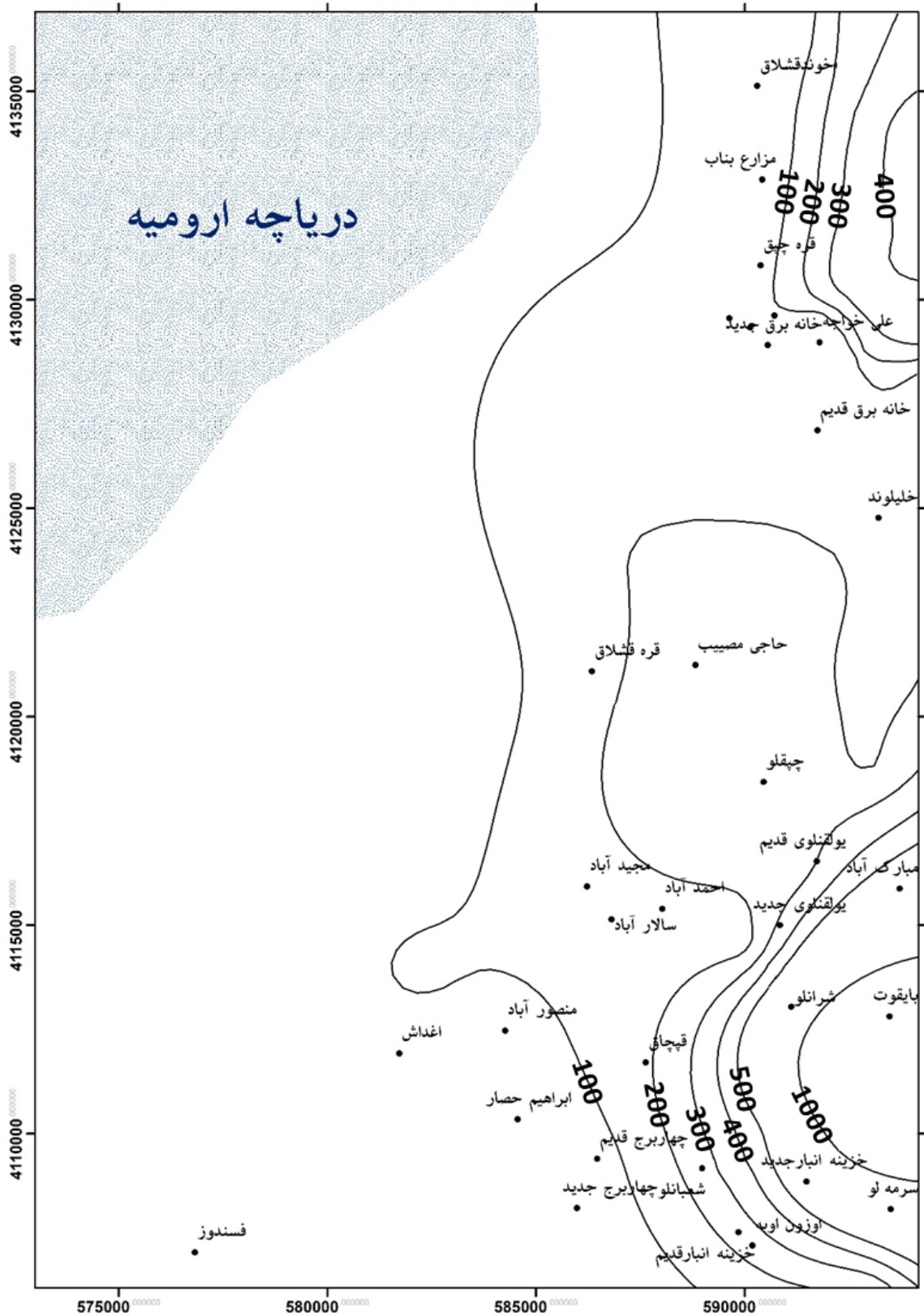
با استفاده از نتایج آزمون پمپاژ در چاه‌های بهره‌برداری و آزمون اسلاگ در چاه‌های اکتشافی حفر شده در این پژوهش، نقشه قابلیت انتقال آب زیرزمینی ترسیم و در شکل ۵-۱۱ ارائه گردیده است. بر اساس این نقشه، بیش‌ترین مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی در جنوب شرق پهنه مطالعاتی مشاهده می‌شود. در این ناحیه، مقدار این عامل بیش از ۱۰۰۰ متر مربع بر روز است. علت اصلی بالا بودن نسبی قابلیت انتقال آب زیرزمینی در این ناحیه، وجود رسوبات سیلابی با دانه‌های متوسط تا درشت می‌باشد. در شمال شرق پهنه مطالعاتی، مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی بیش از ۴۰۰ متر مربع بر روز می‌باشد. این ناحیه شامل رسوبات مخروط افکنه در محدوده دشت مراغه - بناب است. در این ناحیه هر چه رسوبات به رأس مخروط افکنه نزدیک‌تر باشند، درشت‌تر و دارای ضخامت بیش‌تری هستند. هر دو این عوامل، موجب افزایش مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی می‌گردد. در بیش‌تر سطح منطقه مطالعاتی، مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ متر مربع بر روز است. به طور کلی، به سمت غرب (به سمت ساحل دریاچه ارومیه) با کاهش اندازه دانه‌ها و ضخامت رسوبات، از مقدار قابلیت انتقال آب زیرزمینی کاسته می‌شود. در مجاورت ساحل دریاچه، مقدار این عامل کم‌تر از ۱۰۰ متر مربع بر روز است. مقدار میانگین ضریب ذخیره در پهنه مطالعاتی، حدود ۱ درصد تخمین زده می‌شود.



شکل ۵-۹. نقشه ضخامت آبرفت (اعداد بر حسب متر می باشند)



شکل ۵-۱۰. نقشه ضخامت بخش اشباع آبرفت (اعداد بر حسب متر می باشند)



شکل ۵-۱۱. نقشه قابلیت انتقال آب زیرزمینی (اعداد بر حسب متر مربع بر روز می باشند)

### ۵-۳. تغییرات زمانی و مکانی در کمیت آب‌های زیرزمینی منطقه

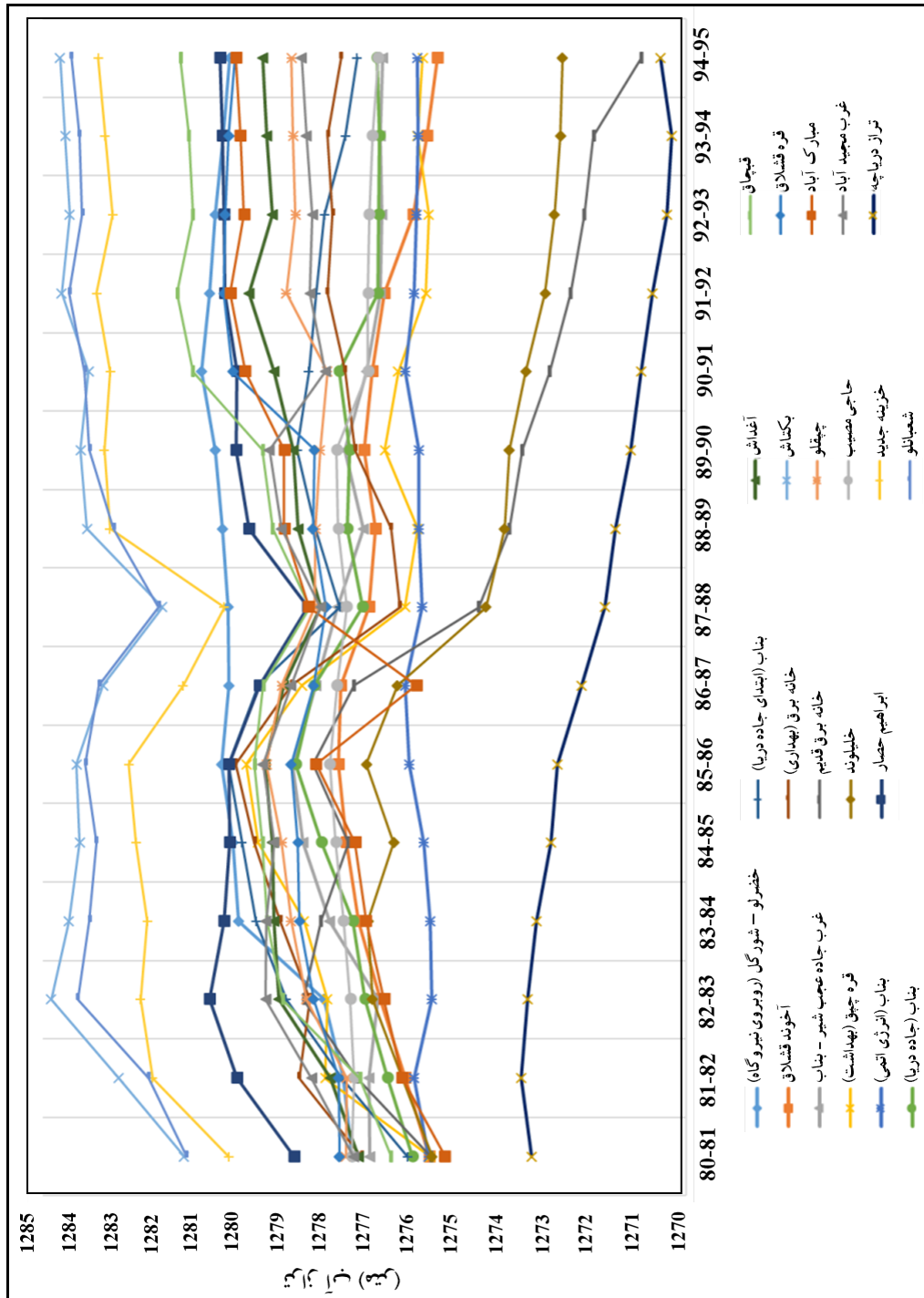
در این بخش در ابتدا تغییرات زمانی و پس از آن تغییرات مکانی آب‌های زیرزمینی منطقه از دیدگاه کمی مورد بررسی قرار گرفته است.

#### ۵-۳-۱. تغییرات زمانی

در پهنه مطالعاتی ۲۱ حلقه چاه مشاهده‌ای با آمار و اطلاعاتی به مدت بیش از ۱۵ سال وجود دارد که در این تحقیق با هدف بررسی تغییرات زمانی سطح آب‌های زیرزمینی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. مشخصات این چاه‌ها در جدول ۵-۱ نشان داده شده است. با هدف بررسی تغییرات زمانی تراز آب زیرزمینی در یک بازه ۱۵ ساله (از سال آبی ۸۰-۸۱ تا ۹۴-۹۵)، نمودار تغییرات تراز آب در هر چاه مشاهده‌ای به همراه تغییرات تراز آب دریاچه ارومیه ترسیم و در شکل ۵-۱۲ ارائه گردیده است. در نمودار همه چاه‌های مشاهده‌ای بجز بناب (انرژی اتمی)، خضرلو - شورگل (روبروی نیروگاه)، آخوند قشلاق در شمال پهنه مطالعاتی (محدوده دشت مراغه - بناب) و حاجی مصیب در بخش میانی پهنه مطالعاتی (حوالی مرز محدوده دشت مراغه - بناب و میاندوآب)، کمابیش افت شدیدی در سال آبی ۸۸-۸۷ مشاهده می‌شود. این افت به دلیل خشکسالی شدید در سال آبی ۸۷-۸۶ بوده است. در این سال مقدار بارش‌های جوی، ۴۰ درصد از متوسط دراز مدت کم‌تر می‌باشد. پس از این سال در بیش‌تر چاه‌های مشاهده‌ای، تراز آب زیرزمینی افزایش داشته است. فقط در دو چاه مشاهده‌ای واقع در خانه برق قدیم و خلیوند، کاهش تراز آب زیرزمینی با شیب زیادی ادامه یافته است. الگوی این دو چاه، شباهت زیادی با الگوی تغییرات تراز آب سطح دریاچه دارد. در همه چاه‌های مشاهده‌ای، تراز آب زیرزمینی از تراز آب دریاچه بیش‌تر است. فقط در منطقه خانه برق قدیم، از سال آبی ۹۴-۹۵ تراز آب زیرزمینی به تراز آب دریاچه ارومیه بسیار نزدیک شده است. در منطقه خلیوند نیز در این سال، میانگین تراز آب زیرزمینی فقط حدود ۲/۳ متر از میانگین تراز آب دریاچه بالاتر است. با توجه به این که تراز آب در بیش‌تر چاه‌های مشاهده‌ای با نوسانات زیادی در طول زمان برخوردار بوده است، برای تشخیص روند کلی تغییرات باید از روش‌های مناسب آماری استفاده شود. یکی از روش‌های مناسب و کاربردی در این مورد، روش تحلیل من-کندال

(Mann-Kendall) می‌باشد. با استفاده از این روش، روند هر یک از این سری‌های زمانی بررسی و نتایج

آن در جدول ۵-۱ آورده شد.



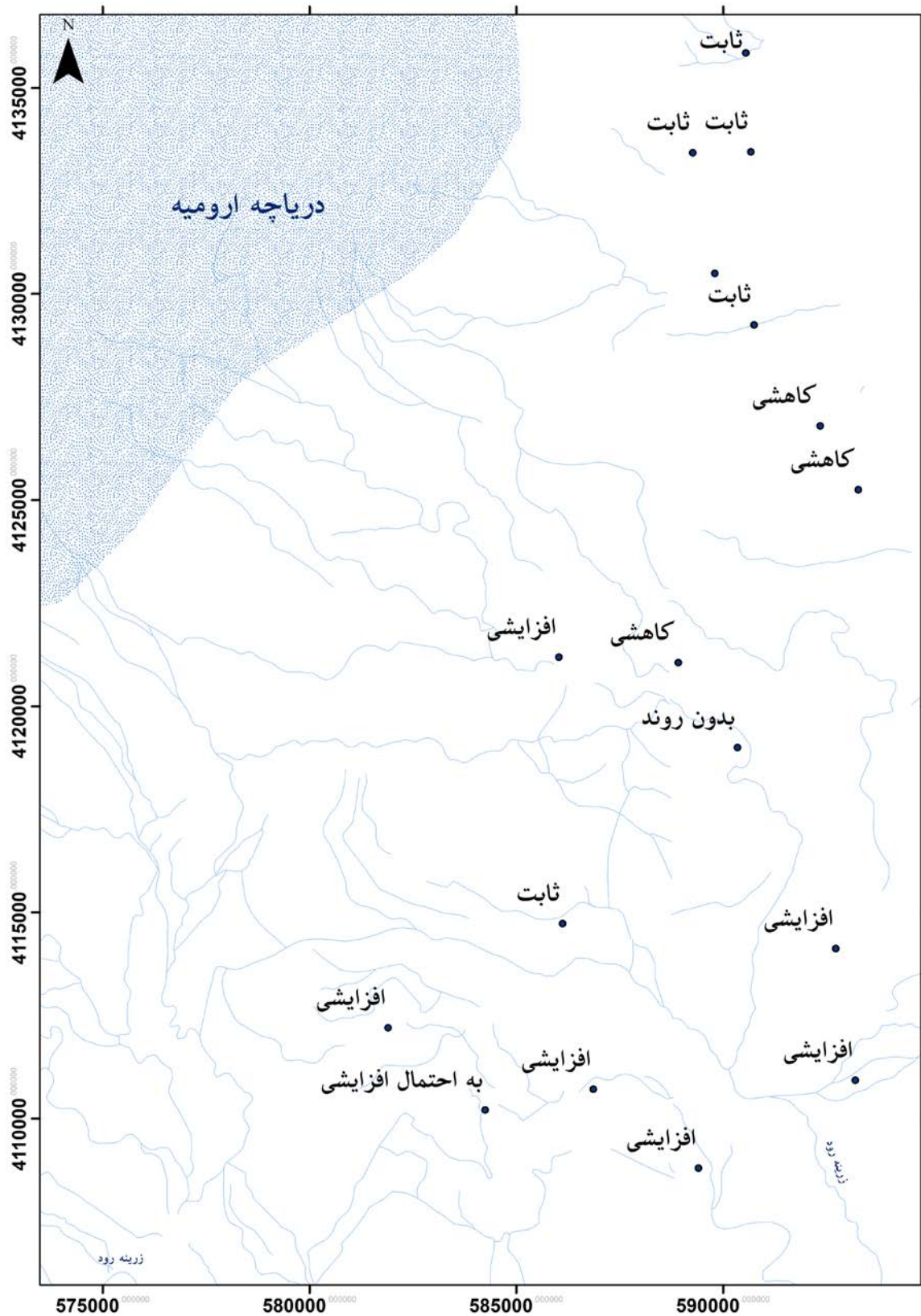
شکل ۵-۱۲. نمودار تغییرات تراز آب چاه‌های مشاهده‌ای و دریاچه ارومیه از سال ۸۰-۸۱ تا ۹۴-۹۵

جدول ۵-۱. روند سری زمانی تراز آب در چاه‌های مشاهده‌ای بر اساس روش من-کندال

ردیف	نام چاه مشاهده ای	نام دشت	شاخص من-کندال	ضریب اطمینان	روند سری زمانی
۱	خضولو- شورگل (روبروی نیروگاه)	مراغه - بناب	۶۲	٪۹۹/۹	افزایشی
۲	آخوند قشلاق	مراغه - بناب	-۲۷	٪۸۹/۹	ثابت
۳	غرب جاده عجب شیر - بناب	مراغه - بناب	-۴۱	٪۹۷/۷	کاهشی
۴	قره چیق (بهداشت)	مراغه - بناب	-۳۶	٪۹۵/۹	کاهشی
۵	بناب (انرژی اتمی)	مراغه - بناب	۳۴	٪۹۴/۹	به احتمال افزایشی
۶	بناب (جاده دریا)	مراغه - بناب	-۳	٪۵۳/۹	ثابت
۷	بناب (اول جاده دریا)	مراغه - بناب	-۲۷	٪۸۹/۹	ثابت
۸	خانه برق (بهداری)	مراغه - بناب	-۱۳	٪۷۲/۱	ثابت
۹	خانه برق قدیم	مراغه - بناب	-۷۹	> ٪۹۹/۹	کاهشی
۱۰	خلیلوند	مراغه - بناب	-۷۵	> ٪۹۹/۹	کاهشی
۱۱	ابراهیم حصار	میاندوآب	۳۲	٪۹۳/۷	به احتمال افزایشی
۱۲	آغداش	میاندوآب	۵۰	٪۹۹/۳	افزایشی
۱۳	بکتاش	میاندوآب	۳۳	٪۹۴/۳	به احتمال افزایشی
۱۴	چپقلو	میاندوآب	۱۲	٪۷۰/۴	بدون روند
۱۵	حاجی مصیب	میاندوآب	-۳۸	٪۹۶/۷	کاهشی
۱۶	خزینه جدید	میاندوآب	۶۳	٪۹۹/۹	افزایشی
۱۷	شعبانلو	میاندوآب	۵۰	٪۹۹/۳	افزایشی
۱۸	قبچاق	میاندوآب	۷۳	> ٪۹۹/۹	افزایشی
۱۹	قره قشلاق	میاندوآب	۵۶	٪۹۹/۸	افزایشی
۲۰	مبارک آباد	میاندوآب	۸۸	> ٪۹۹/۹	افزایشی
۲۱	غرب مجید آباد	میاندوآب	-۱۳	٪۷۲/۱	ثابت

در شکل ۵-۱۳، نقشه موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای به همراه روند سری زمانی میانگین سالیانه تراز آب در آن‌ها نشان داده شده است.





شکل ۵-۱۳. نقشه روند سری زمانی تراز آب چاه‌های مشاهده‌ای با روش من-کندال از سال ۸۱-۸۰ تا ۹۵-۹۴

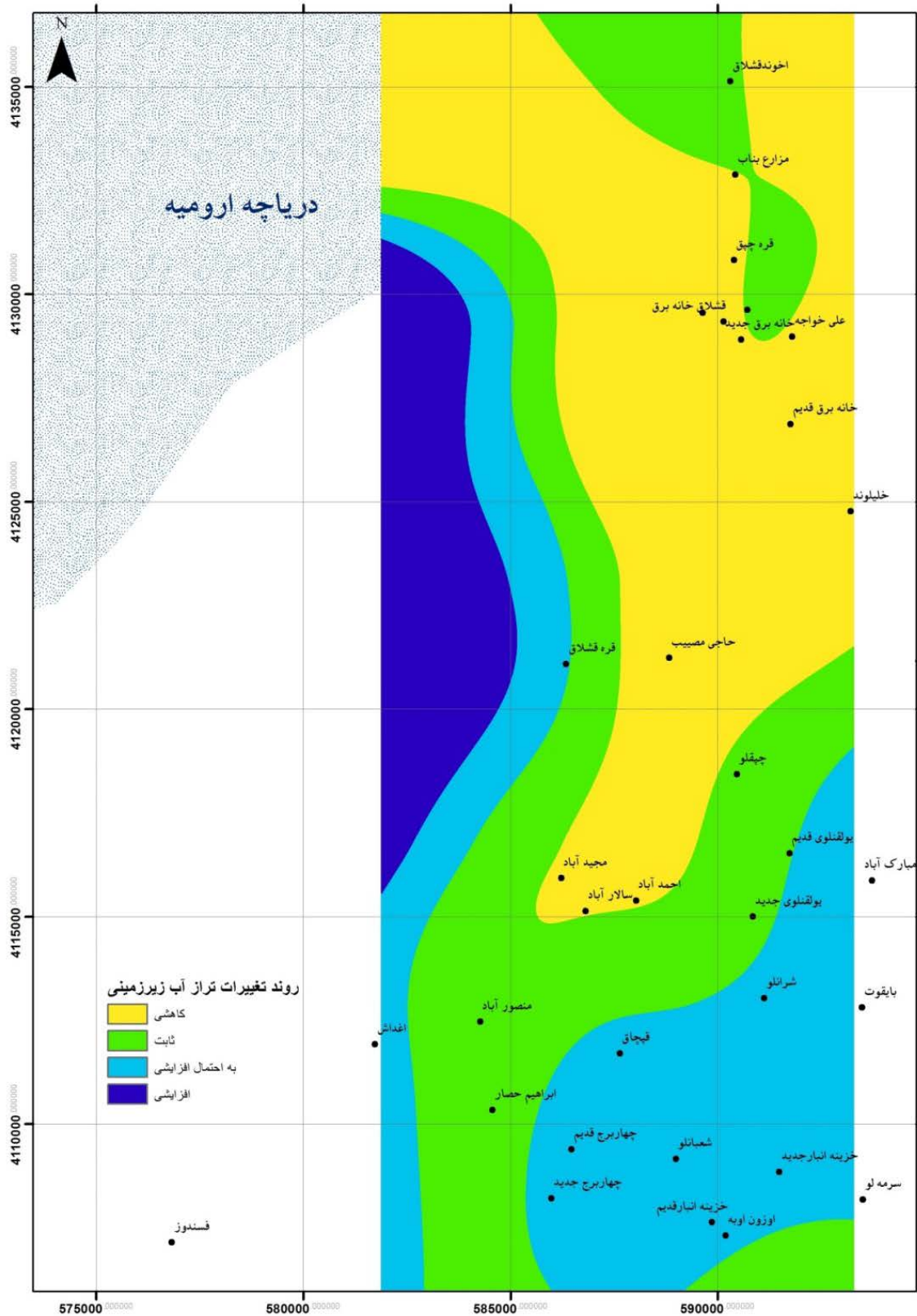
شکل ۵-۱۴ نشان می‌دهد که تراز آب در چاه‌های مشاهده‌ای واقع در محدوده دشت مراغه - بناب بطور معمول دارای روند کاهشی یا ثابت بوده است. بر خلاف آن، تراز آب در چاه‌های مشاهده‌ای واقع در محدوده دشت میاندوآب بطور معمول روندی افزایشی نشان می‌دهد. در این محدوده فقط چاه چپقلو روند خاصی ندارد و چاه غرب مجیدآباد دارای روند ثابت و چاه حاجی مصیب دارای روند کاهشی بوده است. چاه حاجی مصیب بطور نسبی در حد فاصل بین دشت میاندوآب با دشت مراغه - بناب قرار دارد. رسوبات آبرفتی در این منطقه بطور غالب ریز دانه هستند. در پهنه کوچکی از غرب این ناحیه به نام قره قشلاق بطور نسبی رسوبات آبرفتی درشت‌تر می‌باشند و تراز آب زیرزمینی در آن‌ها افزایش داشته است. از سوی دیگر محدوده دیگری در شرق این ناحیه و به سمت دشت مراغه - بناب در حوالی خلیلوند و خانه برق قدیم وجود دارد که رسوبات آن بطور نسبی درشت هستند. روند تراز آب زیرزمینی در بازه زمانی مورد بررسی، بطور آشکار کاهشی بوده است. با افزایش سطح آب در پیرامون روستای قره قشلاق و کاهش آن در پیرامون خلیلوند و خانه برق قدیم، افت بیشتری در رسوبات ریز دانه حد واسط آن‌ها شکل گرفته و به این ترتیب روند سری زمانی تراز آب زیرزمینی در محدوده حاجی مصیب کاهشی شده است. این رخداد به مقدار چشمگیری می‌تواند بر کیفیت منابع آب زیرزمینی ناحیه خلیلوند و خانه برق قدیم تأثیرگذار باشد. بر اساس هیدروگراف واحد آبخوان دشت میاندوآب، در بازه زمانی ۸۱-۸۰ تا ۹۵-۹۴، میانگین افت تراز آب زیرزمینی در کل دشت حدود ۶۰ سانتی‌متر بوده است. با این وجود و علیرغم کاهش ورودی آب زیرزمینی به محدوده مطالعاتی، تراز آب بیش‌تر چاه‌های مشاهده‌ای منطقه ساحلی روندی افزایشی نشان می‌دهند. ممکن است این افزایش به دلیل افزایش شدید برداشت آب از رودخانه‌ها و آبراهه‌ها توسط موتور پمپ‌ها و پخش آن بر سطح زمین‌های این منطقه برای مصارف کشاورزی باشد.

بجز در چاه‌های مشاهده‌ای خضرو - شورگل (روبروی نیروگاه)، بناب (انرژی اتمی) در شمال پهنه مطالعاتی و چاه مشاهده‌ای حاجی مصیب، در سایر چاه‌ها افت شدید تراز آب در سال آبی ۸۷-۸۶ با مقدار مختلف مشاهده می‌گردد. این افت شدید همزمان در سری زمانی تراز آب دریاچه و هیدروگراف واحد دشت‌های مورد بررسی دیده می‌شود. نکته قابل توجه این که پس از افت شدید

یاد شده، روند تراز آب دریاچه ارومیه با شیب کمتری همچنان کاهش یافته، اما بجز در مورد چاه‌های خلیوند و خانه برق قدیم، در سایر چاه‌ها این روند پس از این سال افزایشی و یا بطور نسبی ثابت بوده است. در سال آبی ۸۶-۸۷ بیشتر کشور ایران از جمله محدوده حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه، دچار سرما و خشکسالی شدید گردید. در این سال مقدار رواناب‌های سطحی به مقدار چشمگیری در بیشتر مناطق کشور و از جمله محدوده مطالعاتی کاهش یافت. به نظر می‌رسد که کاهش رواناب‌های سطحی و پیرو آن افزایش شدید برداشت از منابع آب زیرزمینی با هدف تأمین نیاز آبی محصولات کشاورزی، عامل اصلی افت شدید تراز آب‌های سطحی و زیرزمینی در این سال آبی بوده باشد.

در مجموع، بررسی سری زمانی تراز آب زیرزمینی در پهنه مطالعاتی نشان می‌دهد که هر اندازه نقطه‌ای از جریان‌های سطحی به ویژه محل‌های پخش سیلاب و رودخانه‌های اصلی دور بوده، در بازه زمانی مورد نظر با افت بیشتری مواجه شده است. در این بازه زمانی در بیشتر نقاط نزدیک به آبراهه‌ها، تراز آب زیرزمینی افزایش داشته و یا ثابت بوده است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات دبی آبراهه‌های موجود در منطقه نقش بسیار مهمی در تغییرات تراز و جهت جریان آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی دارد.

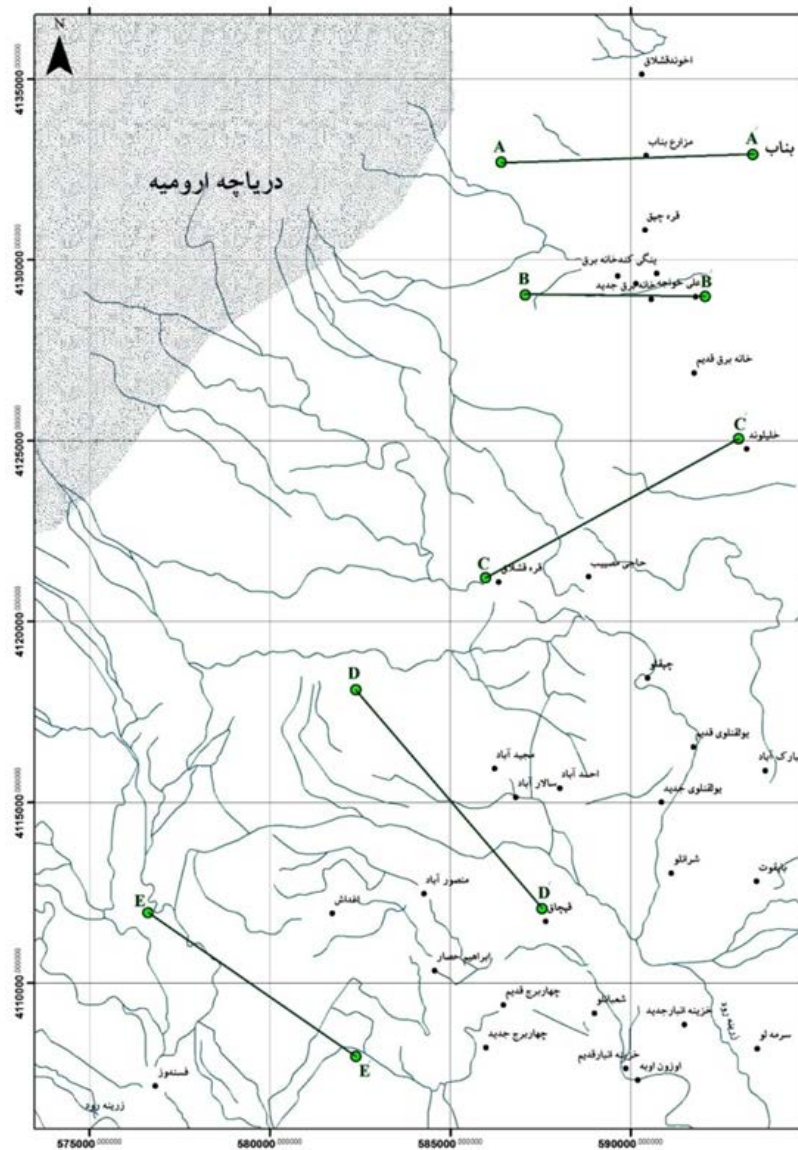
با وزن‌دهی به روند تغییرات تراز آب زیرزمینی (افزایشی=۲، به احتمال افزایشی=۱، ثابت=۰، به احتمال کاهش=۱-، کاهش=۲-) و استفاده از روش درون‌یابی، محدوده مطالعاتی بر اساس عامل یاد شده پهنه‌بندی و در شکل ۵-۱۲ نشان داده شده است. بر اساس این نقشه نیز، روند کلی تراز آبخوان در نیمه شمالی و بخش مرکزی پهنه مطالعاتی کاهش یافته و در نیمه جنوبی، ثابت و یا به احتمال افزایشی می‌باشد.



شکل ۵-۱۴. نقشه پهنه‌بندی تغییرات میانگین سالیانه تراز آب زیرزمینی از سال آبی ۸۱-۸۰ تا ۹۵-۹۴

### ۵-۳-۲. تغییرات مکانی

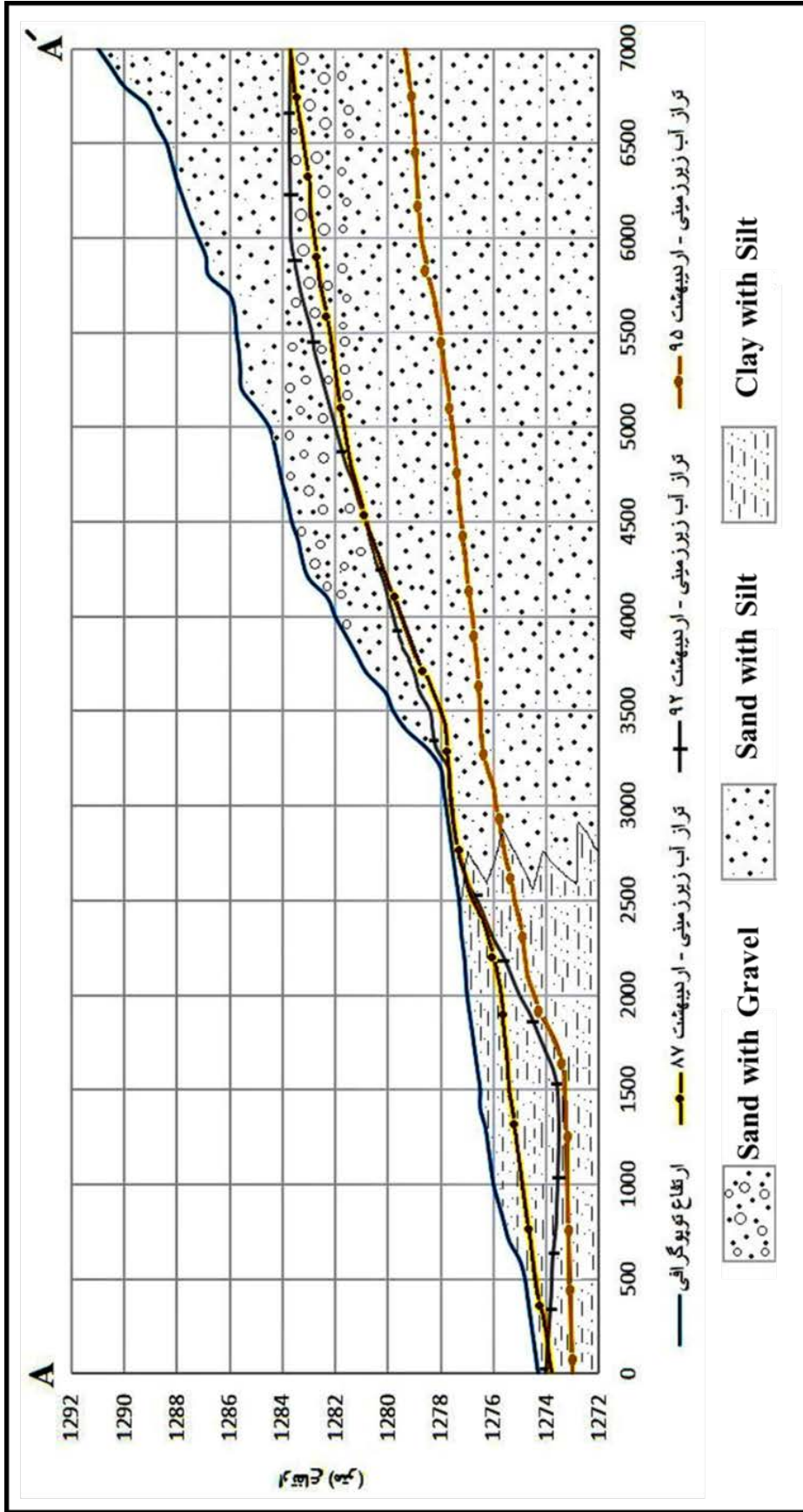
با هدف بررسی تغییرات مکانی تراز آب زیرزمینی منطقه مطالعاتی، ۵ برش عرضی بر اساس آمار و اطلاعات تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵، ۱۳۹۲ و ۱۳۸۷ (فصل تر) و با استفاده از لوگ چاه‌های مشاهده‌ای تهیه گردیده است. موقعیت مکانی این برش‌ها در شکل ۵-۱۵ نشان داده شده است. در ادامه، نتایج بررسی هر یک از این برش‌های عرضی آورده شده تا شناخت بهتری از نحوه تغییرات مکانی آب زیرزمینی در محدوده ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه به دست آید.



شکل ۵-۱۵. موقعیت مکانی برش‌های عرضی در محدوده مطالعاتی

## برش A-A'

این برش در محدوده دشت مراغه - بناب با درازای ۷۰۰۰ متر از نقطه A' به مختصات  $X=593380$  و  $Y=4132915$  در مرکز شهر بناب تا نقطه A به مختصات  $X=586400$  و  $Y=4132710$  در بستر خشک شده دریاچه ارومیه در امتداد تقریبی جاده دریا بناب ترسیم شده است (شکل ۵-۱۶). در این برش، تفاوت چشمگیری در تراز آب زیرزمینی اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۷ و ۱۳۹۲ در محدوده نهشته-های درشت دانه آبرفتی مشاهده نمی‌شود. اما در محدوده نهشته های ریز دانه که منطبق بر بستر خشک شده دریاچه ارومیه می‌باشد، تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۹۲ نسبت به سال ۱۳۸۷ تا ۱/۹ متر در نقطه‌ای به فاصله ۱۵۰۰ متر از نقطه A دچار افت شده است. علت آن افزایش برداشت از سفره توسط چاه به دلیل کاهش شدید حجم آب ورودی توسط آبراهه‌ها برای تأمین نیاز آب کشاورزی بوده است. در این محدوده، تغییر مهمی در اردیبهشت ۱۳۹۵ مشاهده نمی‌گردد. بر خلاف محدوده نهشته‌های ریز دانه، افت چشمگیری در محدوده نهشته های درشت دانه از فاصله حدود ۲۶۰۰ متری از نقطه A تا نقطه A' در بازه زمانی اردیبهشت ۹۲ تا ۹۵ رخ داده است. مقدار این افت تا حدود ۴/۴ متر در محدوده شهر بناب می‌باشد. از اردیبهشت ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۲ در محدوده شهر بناب (فاصله حدود ۴۸۰۰ تا ۷۰۰۰ متر از نقطه A)، از چند سانتی‌متر تا ۹۰ سانتی‌متر افزایش تراز سطح آب زیرزمینی مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد که علت آن، افزایش مقدار نفوذ از آب برگشتی مصارف آب شهری به دلیل افزایش جمعیت و توسعه شهر بناب بوده است. در این برش، میانگین شیب سطح زمین و تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۷، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵ به ترتیب ۲/۳۸، ۱/۴۱، ۱/۳۸ و ۰/۹۱ بر هزار می‌باشد. شیب تراز آب زیرزمینی در محدوده نهشته‌های درشت دانه در اردیبهشت ۱۳۸۷، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵ به ترتیب ۱/۵، ۱/۵ و ۰/۸۹ بر هزار است. در محدوده نهشته‌های ریز دانه منطقه ساحلی، شیب هیدرولیکی در اردیبهشت ۱۳۹۲ به سمت خشکی با شیب ۳ بر هزار تا فاصله ۱۵۰۰ متری از نقطه A معکوس گردیده است. در اردیبهشت ۱۳۹۵، اثری از معکوس شدگی جریان به سمت خشکی مشاهده نمی‌شود. با این وجود، در فاصله یاد شده مقدار شیب هیدرولیکی حدود صفر است و به همین دلیل، بطور تقریبی در این محدوده جریان آب زیرزمینی وجود ندارد.



شکل ۵-۱۶. برش عرضی A-A' در محدوده مطالعاتی

## برش B-B'

این برش در محدوده دشت مراغه - بناب به درازای ۵۰۰۰ متر از نقطه B' به مختصات  $X=592056$  و  $Y=4128996$  در شرق روستای علی خواجه تا نقطه B به مختصات  $X=587070$  و  $Y=4129030$  در محدوده ساحلی غرب خانه برق قدیم ترسیم شده است (شکل ۵-۱۷). از فاصله حدود ۳۴۰۰ متری از نقطه B تا B'، تغییرات تراز سطح زمین ناچیز می‌باشد. این محدوده منطبق بر پادگانه‌ای آبرفتی است که بطور عمده شامل نهشته‌های درشت دانه می‌باشد و توسط یک گسل بالا آمده است. میانگین شیب سطح زمین در این برش حدود ۲ بر هزار می‌باشد. در اردیبهشت سال ۱۳۸۷، جهت جریان آب زیرزمینی به پیروی از جهت شیب سطح زمین از سمت دشت به سمت ناحیه ساحلی دریاچه می‌باشد. میانگین شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی در این سال پیرامون ۱/۰۴ بر هزار بوده است.

در اردیبهشت سال ۱۳۹۲، ضمن افت ۱/۵ متری در نقطه B' شیب هیدرولیکی به مقدار ۱/۶۲ بر هزار افزایش یافته است. در این زمان، شیب هیدرولیکی از نقطه B تا فاصله حدود ۱۴۰۰ متری از آن معکوس می‌باشد. به عبارت دیگر، جهت جریان در این محدوده از سمت دریاچه به سمت خشکی بوده است. شیب هیدرولیکی معکوس در این بازه مکانی حدود ۱/۱۸ بر هزار می‌باشد.

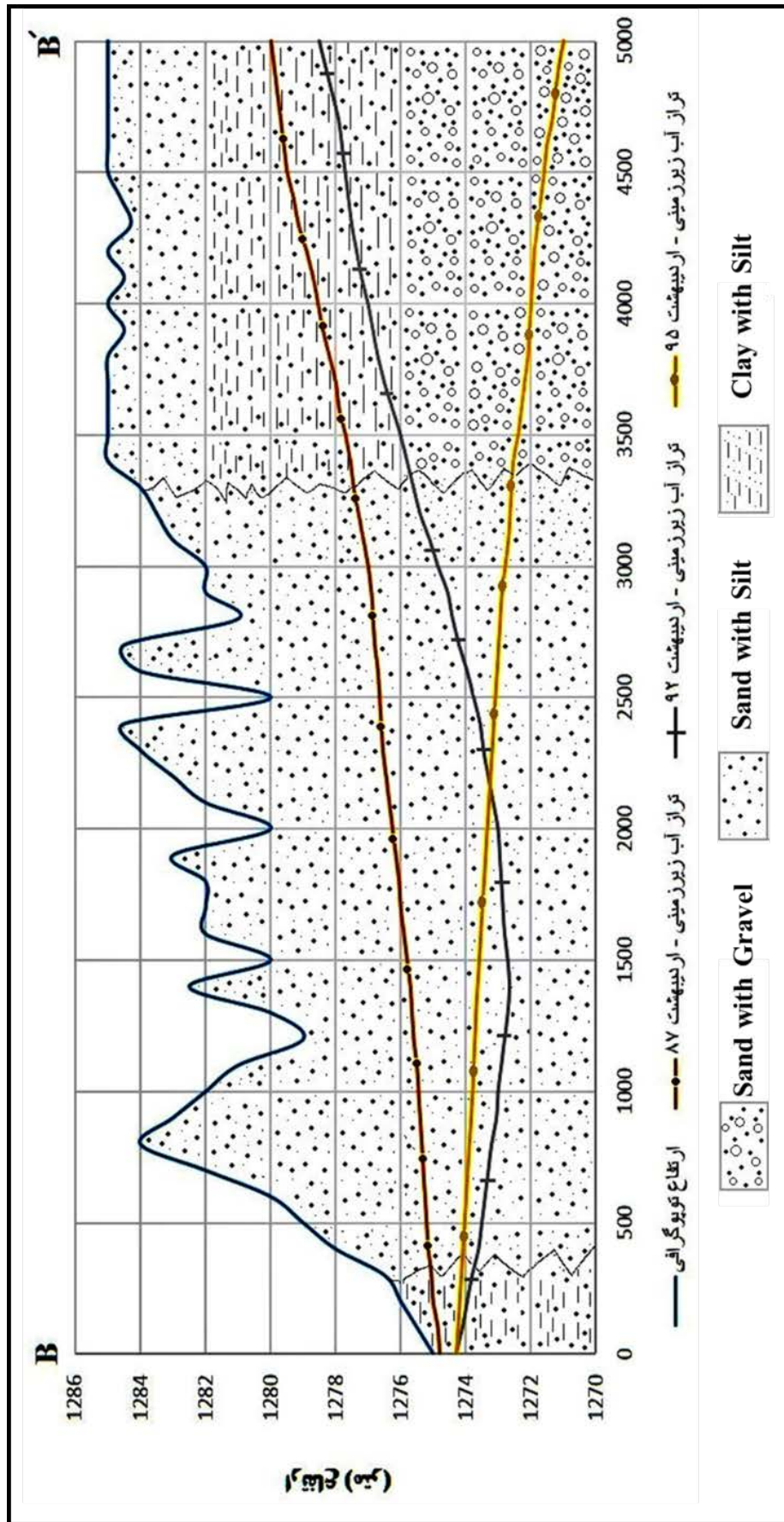
در اردیبهشت ۱۳۹۵، جهت جریان آب زیرزمینی در کل برش بطور معکوس از سمت ساحل دریاچه به سمت خشکی است. به نظر می‌رسد که افزایش شدید چاه‌های کشاورزی برای تأمین نیاز آبی بسیار زیاد منطقه بویژه ناحیه قره چپق در پی خشکسالی‌های اخیر (از جمله خشکسالی شدید در سال آبی ۹۱-۹۰)، عامل اصلی افت شدید آب زیرزمینی و معکوس شدن جهت جریان آن باشد. شیب هیدرولیکی در این زمان پیرامون ۰/۶۶ بر هزار است. به این ترتیب، در این بخش سفره آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب در معرض شورش‌دگی از سمت دریاچه ارومیه بوده است.

## برش C-C'

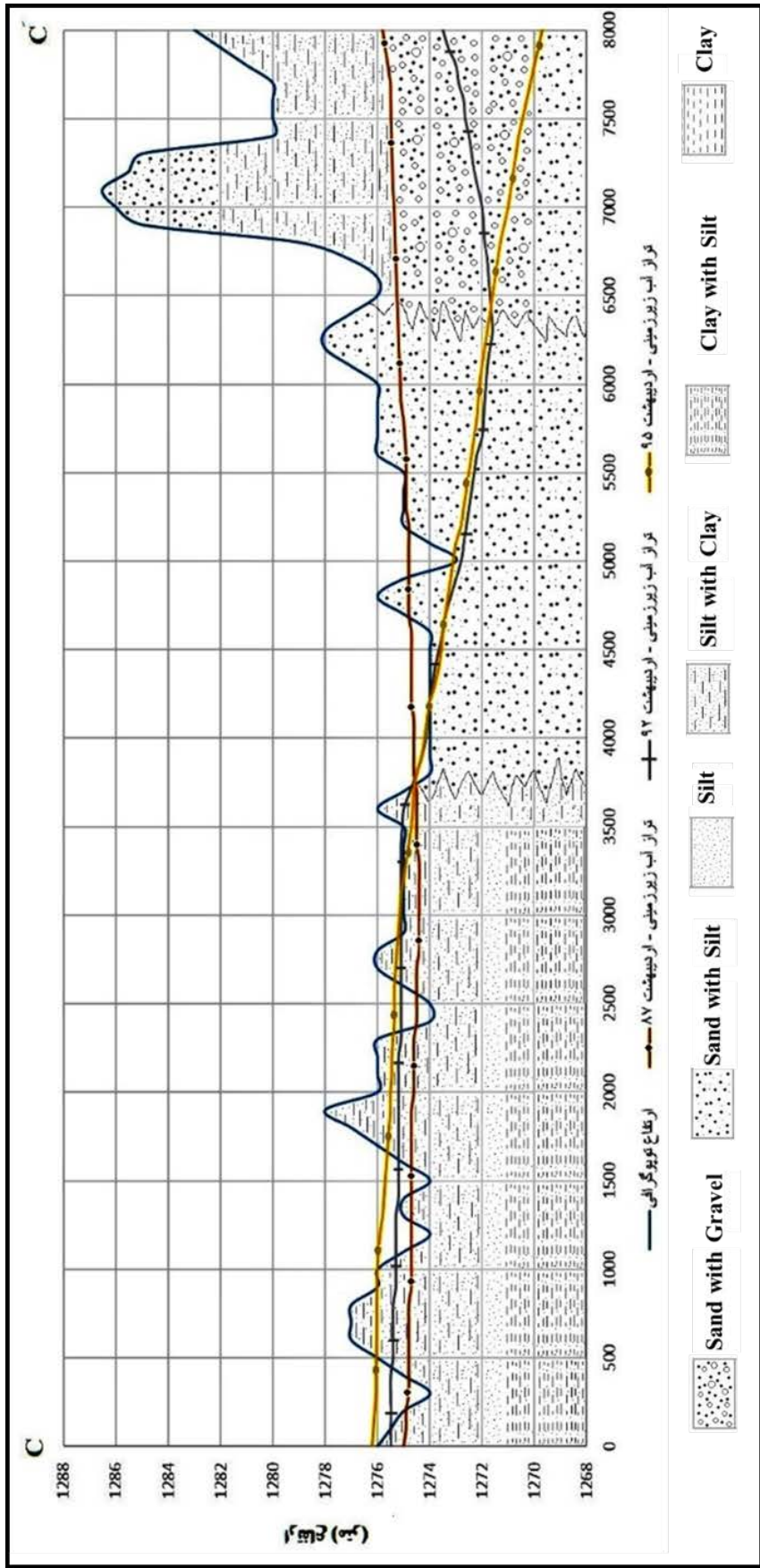
از نقطه‌ای به مختصات  $X=592985$  و  $Y=4125060$  در روستای قره‌قشلاق تا نقطه‌ای به مختصات  $X=585970$  و  $Y=4121210$  در محدوده روستای خلیلوند تهیه شده است (شکل ۵-۱۸). این برش



در حد فاصل محدوده دشت مراغه - بناب و دشت میان‌دوآب قرار دارد. در این برش از نقطه C تا فاصله حدود ۶۴۰۰ متری از آن، تغییرات تراز سطح زمین ناچیز و زمین بطور نسبی هموار می‌باشد. از این فاصله تا نقطه C'، سطح زمین حدود ۷ متر بدلیل عملکرد یک گسل در این منطقه بالاتر از سطح قبلی است. منطقه بالا آمده بطور نسبی از نهشته‌های رسوبی درشت دانه تشکیل شده است. از منطقه بالا آمده تا فاصله حدود ۳۸۰۰ متری از نقطه C، دانه‌های نهشته‌های رسوبی دارای اندازه متوسط و بیشتر شامل سیلت و ماسه هستند. از نقطه C تا فاصله حدود ۳۸۰۰ متری از آن، نهشته‌های رسوبی دانه ریز و بیشتر شامل رس و سیلت می‌باشند. میانگین شیب سطح زمین در برش C-C' پیرامون ۰/۸۷ بر هزار است. شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۸۷، بسیار کم و حدود ۰/۱ بر هزار بوده است. به این ترتیب، در این زمان آب زیرزمینی ناچیزی از سمت دشت به سمت حاشیه دریاچه ارومیه جریان داشته است. در اردیبهشت سال ۱۳۹۲، شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی در محدوده نهشته‌های دانه درشت حوالی روستای خلیلوند همچنان در پیروی از شیب زمین از سمت خشکی به سمت دریاچه بوده و مقدار آن به حدود عدد ۱/۱۲ بر هزار افزایش نشان می‌دهد. در این زمان در حدفاصل نهشته‌های درشت دانه و متوسط دانه شیب هیدرولیکی جریان معکوس و مقدار آن حدود ۱/۲۱ بر هزار است. شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی در محدوده نهشته‌های دانه‌ریز ساحلی همچنان ناچیز و نزدیک به صفر است. بنابراین، در بخش یاد شده بطور تقریبی آب زیرزمینی جریان ندارد. در این برش تراز آب زیرزمینی در محدوده نهشته‌های دانه ریز ساحلی تا نهشته‌های دانه متوسط محدوده میانی، تفاوت چشمگیری در تراز آب زیرزمینی اردیبهشت سال ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵ مشاهده نمی‌شود. با این وجود، شیب هیدرولیکی در اردیبهشت سال ۱۳۹۵ در محدوده نهشته‌های رسوبی درشت دانه نیز معکوس شده است. بنابراین، این برش نشان می‌دهد که در اردیبهشت سال ۱۳۹۵ حوالی روستای خلیلوند در معرض نفوذ آب شور از سمت دریاچه ارومیه قرار داشته است. مقدار افت آب زیرزمینی در نقطه C' (حوالی روستای خلیلوند) از اردیبهشت سال ۱۳۸۷ تا اردیبهشت سال ۱۳۹۵ حدود ۶/۱ متر بوده است. برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی برای مصارف کشاورزی از یک سو و از سوی دیگر کاهش چشمگیر جریان‌های ورودی آب زیرزمینی به این منطقه، نقش اساسی در شکل‌گیری این افت شدید داشته است. برداشت‌های روزمینی و بررسی آمار و اطلاعات کیفی آب زیرزمینی در محدوده روستای خلیلوند تا خانه برق بیانگر بیشترین مقدار افت کیفی در منابع آب زیرزمینی منطقه نسبت به سایر نقاط محدوده مطالعاتی می‌باشد.



شکل ۵-۱۷. برش عرضی B-B' در محدوده مطالعاتی



شکل ۵-۱۸. برش عرضی C-C' در محدوده مطالعاتی

## برش D-D'

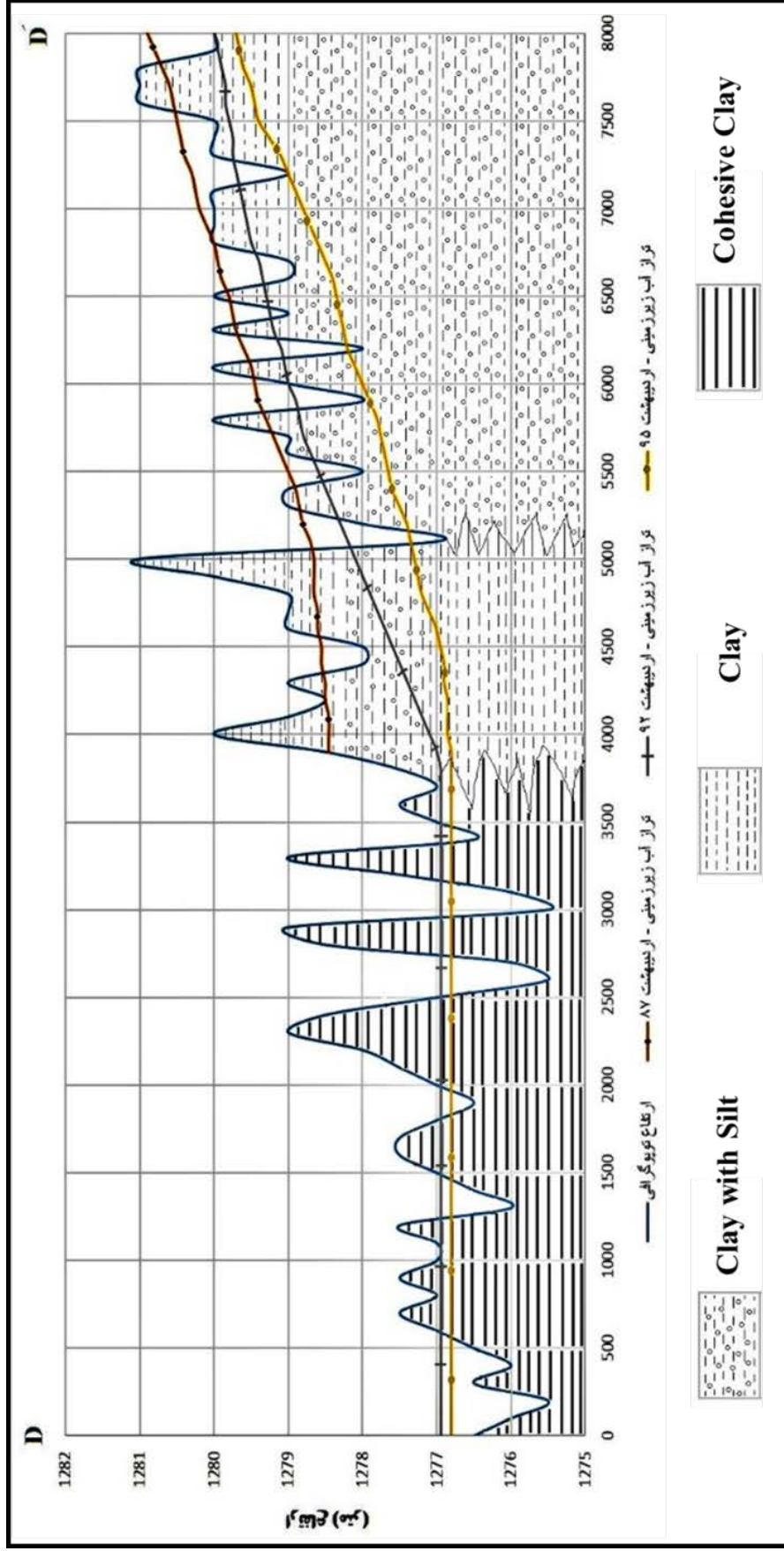
این برش در محدوده میاندوآب به درازای ۸۰۰۰ متر از نقطه D' به مختصات  $X=587530$  و  $Y=4112060$  در غرب شرانلو تا نقطه D به مختصات  $X=582380$  و  $Y=4118110$  در محدوده تالاب قره‌قشون (پیرامون ۲ کیلومتری جنوب شرق روستای قره قشلاق) ترسیم گردیده است (شکل ۱۹-۵). تا حدود فاصله ۳۷۰۰ متری از نقطه D، تغییرات ارتفاعی سطح زمین بطور نسبی کم می‌باشد. نهشته‌های رسوبی در این محدوده بسیار دانه ریز و از جنس رس‌های چسبنده با پلاستیسیته بالا (رس چاق) است. مقدار قابلیت هدایت هیدرولیکی این نهشته‌ها متمایل به صفر می‌باشد. به عبارت دیگر، بطور تقریبی موادی نفوذناپذیر هستند که نقش مهمی در شکل‌گیری تالاب قره‌قشون در این ناحیه دارند. تراز آب زیرزمینی در نقاط مختلف این نهشته‌ها، بطور تقریبی یکسان است و شیب هیدرولیکی در آن‌ها نزدیک به صفر است. بنابراین، تنها راه خروج آب از آن‌ها تبخیر و تعرق می‌باشد. در اردیبهشت سال ۱۳۸۷، تراز آب زیرزمینی در محدوده این نهشته‌ها حدود ۱ تا ۱/۵ متر از میانگین تراز سطح زمین بیشتر بوده است. به همین دلیل، در این محدوده بدنه آبی تالاب قره-قشون امتداد داشته است. از فاصله حدود ۳۷۰۰ تا ۵۱۰۰ متری از نقطه D، یک بالا آمدگی سطح زمین به مقدار حدود ۲ متر مشاهده می‌گردد. در اردیبهشت سال ۱۳۸۷، میانگین تراز پیژومتریک آبخوان در این محدوده که دارای شیب هیدرولیکی بسیار کمی بوده، حدود ۱۲۷۸/۶ متر می‌باشد. به این ترتیب، تراز پیژومتریک حدود ۴۰ سانتی‌متر از سطح بالایی لایه یاد شده بیشتر بوده است. در اردیبهشت سال ۱۳۹۲، میانگین تراز آب زیرزمینی در این لایه حدود ۱۲۷۷/۷ متر برآورد می‌گردد. بنابراین، در زمان یاد شده تراز آب زیرزمینی نسبت به زمان مشابه در سال ۱۲۸۷ پیرامون ۰/۹ متر افت داشته که در مقایسه با ضخامت لایه آبدار چشمگیری است. شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی این بخش در اردیبهشت سال ۱۳۹۲ حدود ۱/۰۹ بر هزار می‌باشد. در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵، بطور تقریبی لایه آبدار تحت فشار خشک شده و سطح آب زیرزمینی با شیبی بسیار کم،

بطور نسبی منطبق بر مرز لایه دانه‌درشت با لایه دانه ریز پایینی است. از فاصله حدود ۵۱۰۰ متری نقطه D تا D'، نهشته‌های رسوبی بطور عمده از رس با ماسه تشکیل شده‌اند و بطور نسبی دارای توان آبدهی خوبی هستند. در اردیبهشت سال ۱۳۸۷، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵، شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی در این بخش به ترتیب حدود ۰/۷۶، ۰/۶۲ و ۰/۸۱ بر هزار می‌باشد. با وجود این که در زمان‌های یاد شده شیب هیدرولیکی تغییرات زیادی نداشته، میانگین تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵ نسبت به سال ۱۳۸۷، به ترتیب پیرامون ۰/۵۶ و ۱/۳۴ متر افت کرده است. در این برش اثری از نفوذ آب شور از سمت ساحل دریاچه به سمت آبخوان‌های آبرفتی مشاهده نمی‌شود.

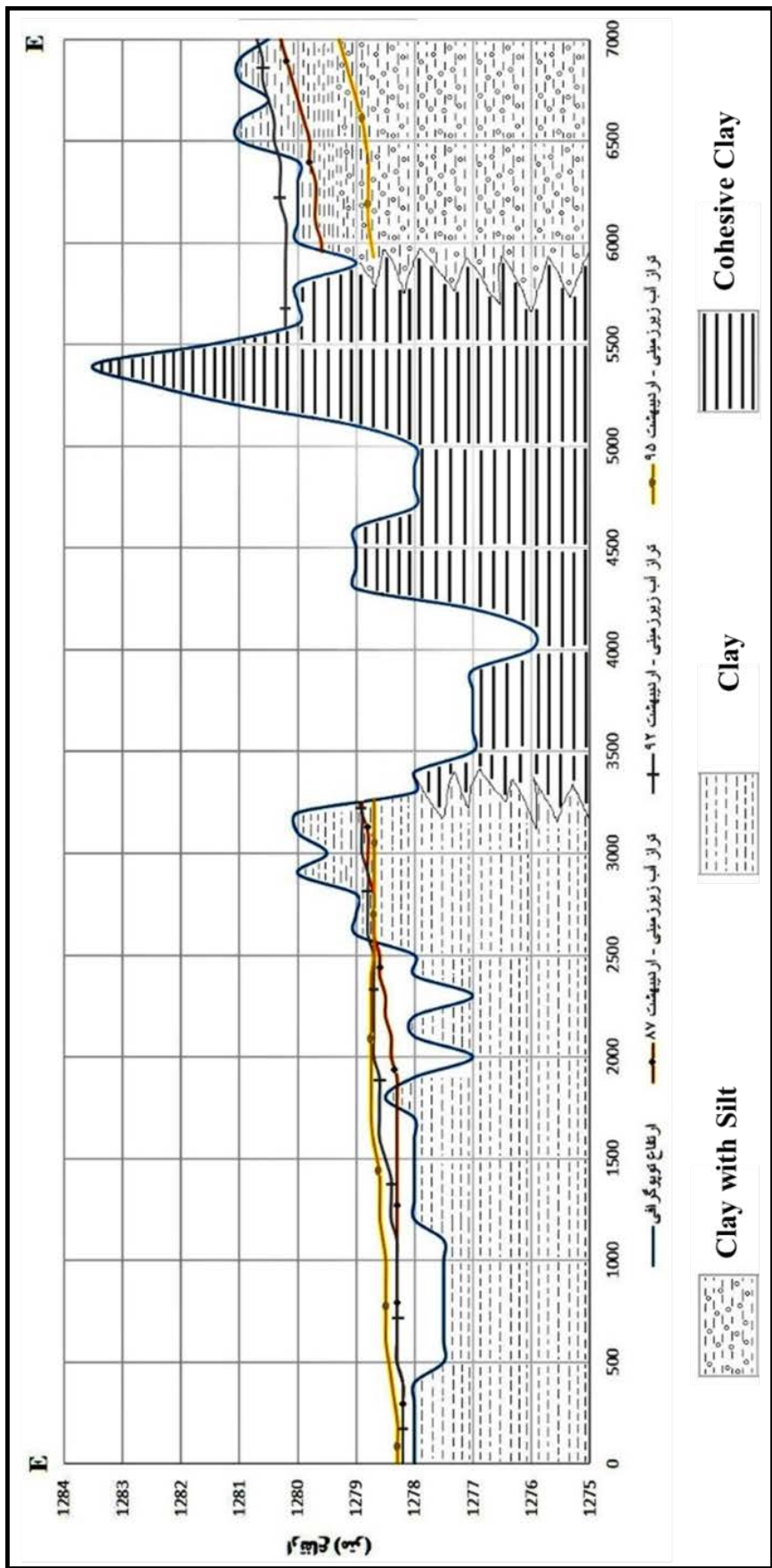
### برش E-E'

برش E-E' به درازای ۷۰۰۰ متر از نقطه E' به مختصات  $X=582380$  و  $Y=4107975$  در شمال فسندوز تا نقطه E به مختصات  $X=576620$  و  $Y=4111950$  در غرب چهار برج تهیه شده است (شکل ۵-۲۰). در این برش از نقطه E تا فاصله حدود ۳۳۰۰ متر از آن، نهشته‌های رسوبی از جنس رس‌های غیر چسبنده هستند. این بخش محدوده‌ای هموار است که تراز سطح آن بطور میانگین حدود ۱۲۷۸/۱۶ متر می‌باشد. شیب هیدرولیکی سطح آب زیرزمینی در این محدوده در هر سه زمان مورد بررسی بسیار ناچیز و نزدیک به صفر است. در این بازه مکانی، میانگین تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۷، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵ به ترتیب ۱۲۷۸/۴۳، ۱۲۷۸/۵۴ و ۱۲۷۸/۶۱ متر می‌باشد. به این ترتیب، همواره این ناحیه، ناحیه‌ای زهدار بوده و میانگین تراز آب زیرزمینی از میانگین تراز سطح زمین بیشتر بوده است. از فاصله حدود ۳۳۰۰ متری تا ۵۹۰۰ متری نقطه E، سطح زمین با ارتفاع میانگین حدود ۱۲۷۸/۶۸ متر همچنان بطور نسبی محدوده‌ای هموار به شمار

می‌آید. در این محدوده، نهشته‌های رسوبی از نوع رس‌های چسبنده است. نفوذپذیری این رس‌ها بسیار کم و بطور تقریبی می‌توان آن‌ها را یک مرز نفوذناپذیر در نظر گرفت. از ۵۹۰۰ متری نقطه E تا نقطه E'، شیب سطح زمین حدود ۱/۳۶ بر هزار است. در این محدوده، تا عمق حدود ۱ تا ۱/۵ متر نهشته‌های رسی و در زیر آن نهشته‌های رسی همراه با ماسه مشاهده می‌شود. این نهشته‌ها تا از ویژگی‌های لازم برای تشکیل سفره آب زیرزمینی با توان آبدهی کم برخوردار می‌باشد. در اردیبهشت سال ۱۳۸۷، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵، شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی در این بخش به ترتیب حدود ۰/۶۴، ۰/۴۵ و ۰/۵۴ بوده است. میانگین تراز آب زیرزمینی در زمان‌های یاد شده به ترتیب حدود ۱۲۷۹/۸۷، ۱۲۸۰/۳۹ و ۱۲۷۸/۹۲ متر می‌باشد. بر خلاف سایر برش‌ها، در این برش میانگین تراز آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۹۲ بیشتر از سال ۱۳۸۷ بوده است. با این وجود، مقدار این عامل در اردیبهشت سال ۱۳۹۵ نسبت به سال ۱۳۹۲ و ۱۳۸۷ به ترتیب حدود ۱/۴۷ و ۰/۹۵ متر افت نموده است. در این برش اثری از نفوذ آب شور از سمت ساحل دریاچه به سمت آبخوان‌های آبرفتی مشاهده نمی‌گردد. تراز آب زیرزمینی در شرق محدوده نفوذناپذیر (سمت دشت) فقط حدود ۳۰ سانتی‌متر از نواحی مجاور ساحل دریاچه بیشتر است. بدلیل وجود نهشته‌های نفوذناپذیر، به نظر می‌رسد که حتی با وجود افت بیشتر و کمتر شدن تراز آب زیرزمینی این ناحیه نسبت به ناحیه ساحلی، همچنان در این مسیر پدیده نفوذ آب شور شکل نپذیرد.



شکل ۵-۱۹. برش عرضی D-D' در محدوده مطالعاتی

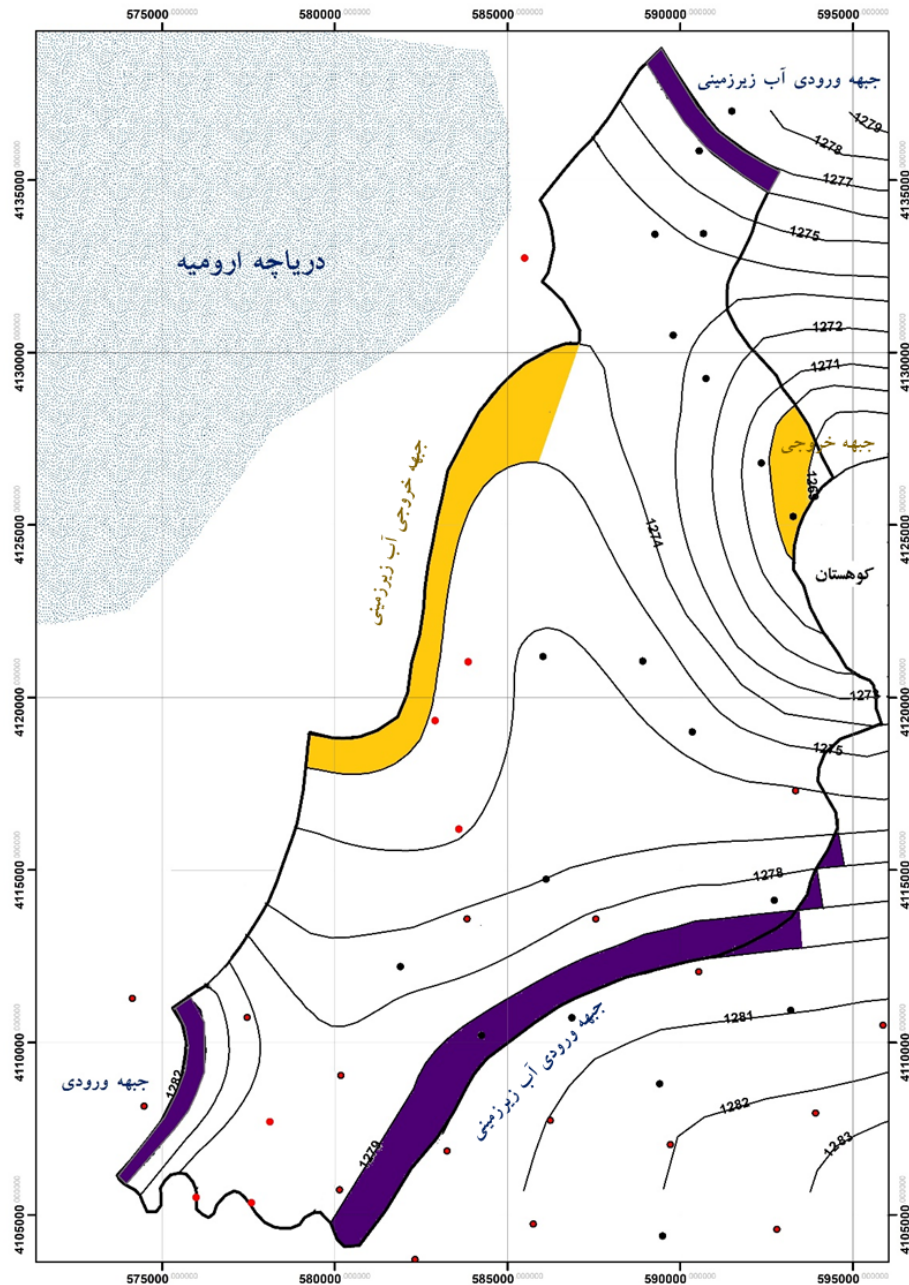


شکل ۵-۲۰. برش عرضی E-E در محدوده مطالعاتی



## ۴-۵. بیلان آب زیرزمینی در پهنه مطالعاتی

با هدف بررسی مقدار تبادلات آب در محدوده مطالعاتی، بیلان آب زیرزمینی در سال آبی ۹۵-۹۴ تهیه گردید. محدوده بیلان که دارای مساحتی برابر ۳۲۶/۴۴ کیلومتر مربع می‌باشد، در شکل ۵-۲۱ نشان داده شده است. در ادامه، پارامترهای بیلان آب زیرزمینی مورد بررسی و محاسبه قرار گرفته است.



شکل ۵-۲۱. نقشه محدوده بیلان آب زیرزمینی

## عوامل تغذیه آبخوان

(۱) مقدار جریان‌های ورودی آب زیرزمینی

با استفاده از رابطه دارسی، نقشه تراز میانگین آب زیرزمینی در سال آبی ۹۵-۹۴ (شکل ۵-۲۰) و نقشه قابلیت انتقال آب زیرزمینی (شکل ۵-۹)، مقدار آب زیرزمینی ورودی از جبهه‌های جنوب شرقی، شمال شرقی و جنوب غربی محاسبه و نتایج آن در جدول ۵-۲ ارائه گردیده است.

جدول ۵-۲. مقدار آب زیرزمینی ورودی به پهنه مطالعاتی از جبهه‌های مختلف

نام جبهه ورودی	طول مقطع (متر)	شیب هیدرولیکی	میانگین قابلیت انتقال آب زیرزمینی (متر مربع بر روز)	حجم جریان (میلیون متر مکعب بر سال)
جنوب شرقی	۱۶۲۹۰	$۸/۶۹ \times ۱۰^{-۴}$	۲۵۰	۱/۲۹
شمال شرقی	۵۱۱۰	$۱/۵۶ \times ۱۰^{-۳}$	۱۲۵	۰/۳۶
جنوب غربی	۵۹۵۰	$۲/۱۳ \times ۱۰^{-۳}$	۱۷۵	۰/۸۱
جمع آب زیرزمینی ورودی				۲/۴۶

با توجه به اطلاعات مندرج در جدول ۵-۲، کل آب زیرزمینی ورودی به محدوده بیلان، حدود ۴/۴۶ میلیون متر مکعب بر سال برآورد می‌شود.

(۲) مقدار نفوذ مؤثر از بارندگی

مقدار میانگین سالیانه بارش‌های جوی ۲۶۳ میلی‌متر و میانگین سالیانه تبخیر واقعی با استفاده از جدول پیشنهادی تورنت وایت (Thornthwait) حدود ۲۴۰ میلی‌متر می‌باشد. بنابراین، سالیانه حدود ۲۳ میلی‌متر از بارش‌های جوی به داخل زمین نفوذ می‌کند و سفره‌های آب زیرزمینی را تغذیه می‌کند. با در نظر گرفتن مقدار مساحت محدوده بیلان، حجم نفوذ مؤثر از بارندگی حدود ۷/۵۱ میلیون متر مکعب بر سال تخمین زده می‌شود.

۳) مقدار نفوذ مؤثر از جریان‌های سطحی و سیلاب‌ها

با استفاده از مدل ریاضی دشت میاندوآب (حمزه خانی و آقایی ۱۳۹۴)، کل حجم آب نفوذیافته سالیانه از بستر آبراهه‌ها و شبکه آبیاری برابر ۱۱۷/۲۵ میلیون متر مکعب می‌باشد. با توجه به این که حدود ۳۰ درصد از شبکه آبراهه‌ها و آبیاری در محدوده بیلان قرار دارد، بطور تقریبی مقدار نفوذ مؤثر از جریان‌های سطحی و سیلاب‌ها در این محدوده پیرامون ۳۵/۱۷ میلیون متر مکعب بر سال برآورد می‌گردد.

۴) مقدار نفوذ مؤثر از آب برگشتی کشاورزی

برای محاسبه مقدار آب برگشتی به آبخوان از جدول ۵-۳ که راهنمای توصیه شده توسط سازمان فائو می‌باشد، استفاده شده است. با توجه به این که خاک این منطقه بیش‌تر از نوع سنگین (دانه ریز) و روش معمول آبیاری، از نوع غرقابی است؛ مقدار راندمان آبیاری ۶۷/۵ درصد و مقدار نفوذ عمقی حدود ۲۵ درصد در نظر گرفته شد.

جدول ۵-۳. نسبت نفوذ عمقی به آب مصرف شده در بخش کشاورزی (Tanji and Kielen 2002)

نفوذ عمقی (درصد از آب کاربردی)		بازده کاربرد (درصد)		شرایط کارکرد	روش آبیاری
خاک سبک	خاک سنگین	خاک سبک	خاک سنگین		
۳۰	۳۰	۶۰	۶۰	آبیاری روزانه، باد نسبتاً شدید	بارانی
۲۵	۲۵	۷۰	۷۰	آبیاری شبانه	
۱۵	۱۵	۸۰	۸۰	-	قطره‌ای
۴۰	۳۰	۴۵	۶۰	با تسطیح و آرایش نامناسب	غرقابی
۳۰	۲۰	۶۰	۷۵	با تسطیح و آرایش مناسب	
۴۰	۳۰	۴۰	۵۵	با تسطیح و اندازه نامناسب	نهرچه‌ای و نواری
۳۵	۲۵	۵۰	۶۵	با تسطیح و اندازه مناسب	

بر اساس آمار شرکت مدیریت منابع آب ایران، مقدار رها سازی آب در شبکه آبیاری حدود ۲۴۴ میلیون متر مکعب بر سال است که از این مقدار، حدود ۵۴/۳۲ میلیون متر مکعب برای آبیاری

زمین‌های کشاورزی پهنه مطالعاتی توزیع می‌شود. کل برداشت آب از چاه‌های کشاورزی در پهنه مطالعاتی ۳۳/۰۸ میلیون متر مکعب بر سال است. بنابراین، کل آب مصرفی سالیانه در بخش کشاورزی برابر ۸۷/۴ میلیون متر مکعب می‌باشد. با در نظر گرفتن ۲۵ درصد نفوذ عمقی، مقدار نفوذ مؤثر از آب برگشتی کشاورزی حدود ۲۱/۸۵ میلیون متر مکعب بر سال تخمین زده می‌شود.

#### - عوامل تخلیه آبخوان

(۱) مقدار جریان‌های خروجی آب زیرزمینی

با استفاده از رابطه دارسی، نقشه تراز میانگین آب زیرزمینی در سال آبی ۹۴-۹۵ (شکل ۵-۲۰) و نقشه قابلیت انتقال آب زیرزمینی (شکل ۵-۹)، مقدار آب زیرزمینی ورودی از جبهه‌های جنوب شرقی، شمال شرقی و جنوب غربی محاسبه و نتایج آن در جدول ۵-۴ ارائه گردیده است.

(۲) مقدار برداشت از آب زیرزمینی

۳۸۹۶ حلقه چاه کشاورزی در محدوده مطالعاتی وجود دارد که توسط آن‌ها سالیانه حدود ۳۳/۰۸ میلیون متر مکعب آب زیرزمینی برداشت می‌شود.

جدول ۵-۴. مقدار آب زیرزمینی خروجی از پهنه مطالعاتی از جبهه‌های مختلف

نام جبهه ورودی	طول مقطع (متر)	شیب هیدرولیکی	میانگین قابلیت انتقال آب زیرزمینی (متر مربع بر روز)	حجم جریان (میلیون متر مکعب بر سال)
غربی	۱۴۵۵۰	$1/25 \times 10^{-3}$	۱۰۰	۰/۶۶
شرقی	۴۶۰۰	$3/84 \times 10^{-4}$	۱۵۰	۰/۱۰
جمع آب زیرزمینی خروجی				۰/۷۶

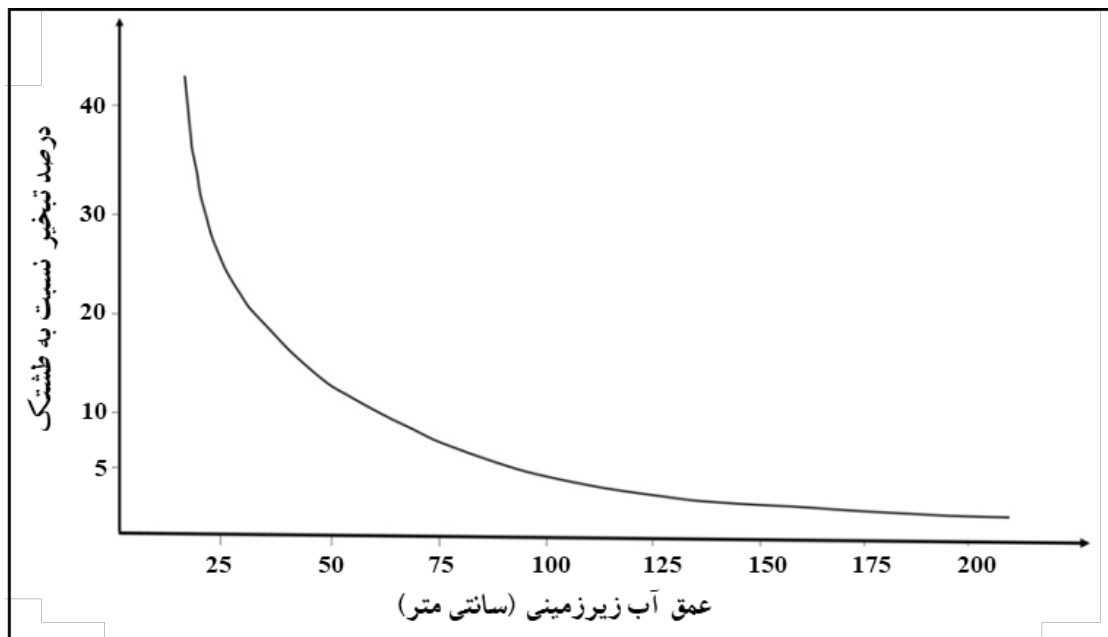
(۳) مقدار زهکشی آب زیرزمینی

در مجاورت ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه، به دلیل هموار بودن زمین، وجود خاک‌های دانه ریز و بالا بودن سطح آب‌های زیرزمینی، شبکه زهکشی تعبیه شده است. این شبکه آب جمع‌آوری شده از

منطقه را به سمت دریاچه منتقل می‌کند. مقدار آب زهکشی شده توسط این شبکه حدود ۱۶/۱۱ میلیون متر مکعب بر سال می‌باشد (حمزه خانی و آقایی ۱۳۹۴).

#### ۴) تبخیر از سطح آب‌های زیرزمینی

در مناطقی که سفره‌های آب زیرزمینی به سطح زمین نزدیک است، به طور مستقیم از سطح آبخوان تبخیر صورت می‌گیرد. هر اندازه عمق آب زیرزمینی کم‌تر و خاک ریزدانه‌تر باشد، تبخیر مستقیم از آب‌های زیرزمینی بیش‌تر خواهد بود. در خاک‌های دانه‌ریز، آب‌های زیرزمینی تا عمق حدود ۵ متر تحت تأثیر تبخیر مستقیم قرار دارند. در این پژوهش برای تخمین مقدار تبخیر مستقیم آب‌های زیرزمینی، از روش وایت (شمسایی ۱۳۷۷) استفاده شده است. در این روش با استفاده از منحنی وایت (شکل ۵-۲۲)، درصد تبخیر آب‌های زیرزمینی در عمق‌های مختلف نسبت به طشتک برآورد و بر اساس آن مقدار کل تبخیر از آبخوان محاسبه می‌شود.



شکل ۵-۲۲. منحنی وایت (شمسایی ۱۳۷۷)

در جدول ۵-۵، مقدار تبخیر آب‌های زیرزمینی در محدوده مطالعاتی تا عمق ۵ متر ارائه شده است.

جدول ۵-۵. مقدار تبخیر مستقیم از آبخوان با استفاده از روش وایت

عمق آب زیرزمینی (متر)	مساحت (کیلومتر مربع)	ارتفاع تبخیر (میلی متر)	درصد تبخیر از سفره	مقدار تبخیر از سفره (میلیون متر مکعب)
۰-۱	۴۱/۶۵	۱۳۹۹	۱۲/۳	۷/۱۶
۱-۲	۴۹/۵۶	۱۳۹۹	۲/۵	۱/۷۳
۲-۳	۱۲۶/۱۲	۱۳۹۹	۲/۱	۳/۷۰
۳-۴	۵۷/۱۷	۱۳۹۹	۱/۹	۱/۵۱
۴-۵	۵۱/۹۱	۱۳۹۹	۱/۹	۱/۳۷
جمع تبخیر از آبخوان				۱۵/۴۷

به این ترتیب، کل مقدار تبخیر از سفره‌های آب زیرزمینی حدود ۱۵/۴۷ میلیون متر مکعب بر سال برآورد می‌شود. بیلان آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی در سال آبی ۹۵-۹۴، در جدول ۵-۶ ارائه شده است. بر اساس این بیلان، در سال آبی ۹۵-۹۴ تغییرات حجم مخزن آب زیرزمینی حدود ۱/۵۷ میلیون متر مکعب می‌باشد. با توجه به این که میانگین ضریب ذخیره آبخوان در پهنه مطالعاتی برابر ۱ درصد و مساحت آبخوان در این پهنه حدود ۳۲۶/۴۴ کیلومتر مربع است، مقدار تغییرات تراز آب زیرزمینی حدود ۴۸ سانتی‌متر به دست می‌آید که به خوبی با میانگین تغییرات تراز آب زیرزمینی محاسبه شده با استفاده از چاه‌های مشاهده‌ای همخوانی دارد.

جدول ۵-۶. بیلان آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی در سال آبی ۹۵-۹۴\_ ارقام به میلیون متر مکعب

تخلیه	تغذیه	عوامل بیلان
	۲/۴۶	مقدار جریان‌های ورودی آب زیرزمینی
	۷/۵۱	مقدار نفوذ مؤثر از بارندگی
	۳۵/۱۷	مقدار نفوذ مؤثر از جریان‌های سطحی و سیلاب‌ها
	۲۱/۸۵	مقدار نفوذ مؤثر از آب برگشتی کشاورزی
۰/۷۶		مقدار جریان‌های خروجی آب زیرزمینی
۳۳/۰۸		مقدار برداشت از آب زیرزمینی
۱۶/۱۱		مقدار زهکشی آب زیرزمینی
۱۵/۴۷		تبخیر از سطح آب‌های زیرزمینی
۶۵/۴۲	۶۶/۹۹	جمع
۱/۵۷+		تغییرات حجم مخزن



## فصل ششم: ارزیابی هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی

در این فصل پس از بررسی وضعیت هیدرووشیمیایی و ایزوتوپی منابع آب در پهنه مطالعاتی و همچنین بررسی تغییرات زمانی ویژگی‌های هیدرووشیمیایی، تأثیر نفوذ آب شور بر شیمی و ترکیب ایزوتوپی آبخوان مورد مطالعه قرار گرفته است.

### ۶-۱. ارزیابی پارامترهای اندازه‌گیری شده در محل

از آبان ماه سال ۱۳۹۴ تا شهریور ماه سال ۱۳۹۵ در محل ۱۴ چاه (جدول ۳-۶)، به طور ماهانه مقدار هدایت الکتریکی، pH و دمای آب زیرزمینی اندازه‌گیری شد. در ادامه مقدار هر یک از عامل‌های یاد شده، در دو فصل خشک (آبان ۱۳۹۴) و تر (اردیبهشت ۱۳۹۵) مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

### ۶-۱-۱. هدایت الکتریکی

وضعیت آماری مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی که در آبان ماه سال ۱۳۹۴ و اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ در محل اندازه‌گیری شده، در جدول ۶-۱ ارائه گردیده است. با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده، نقشه مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی پهنه مورد مطالعه در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ ترسیم و در شکل ۶-۱ نشان داده شده است. کمترین مقدار هدایت الکتریکی در شمال شرقی محدوده مطالعاتی (شرق شهر بناب) و جنوب شرقی محدوده مطالعاتی (شرق شهر ملکان)

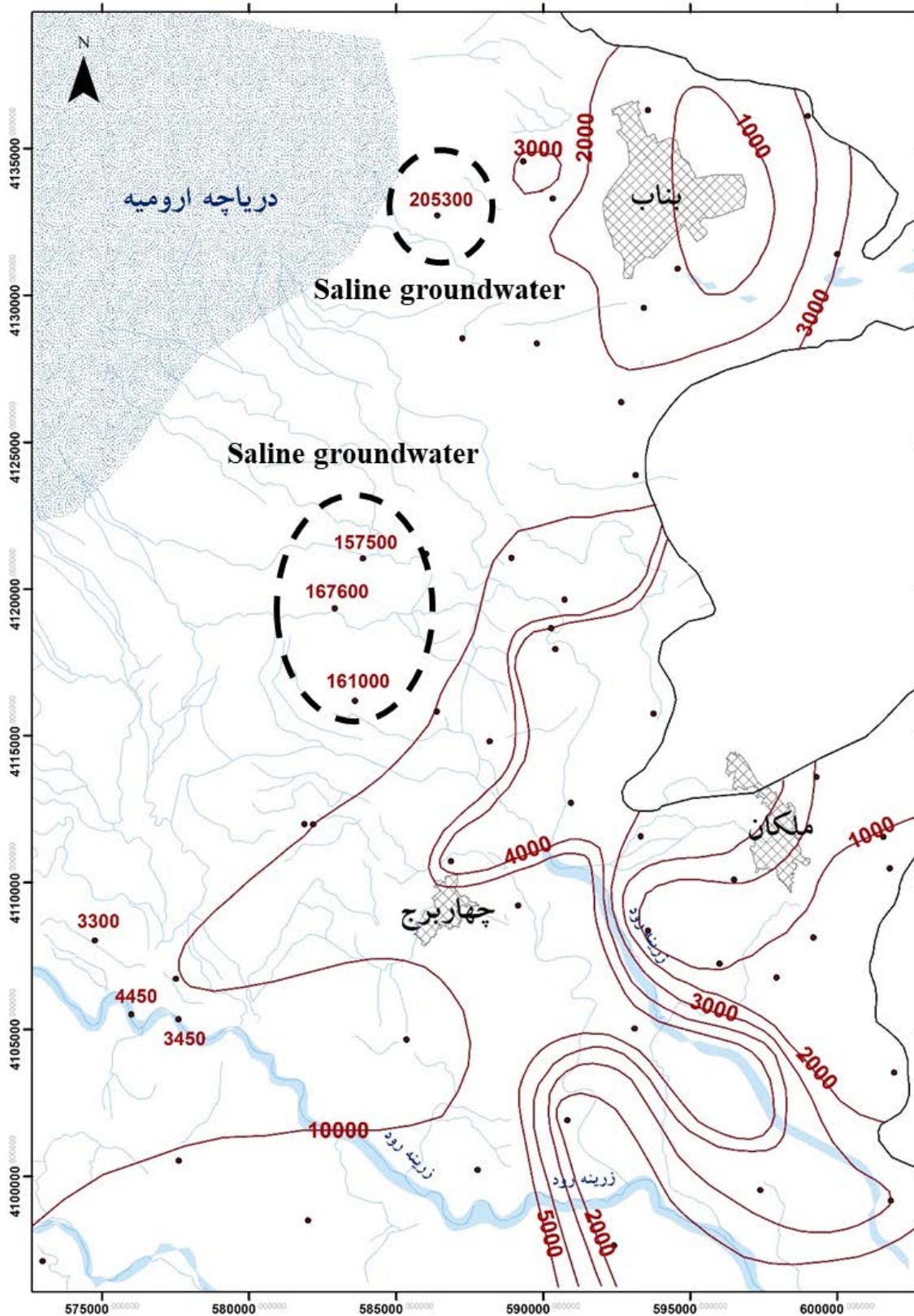


مشاهده می‌شود. مقدار هدایت الکتریکی در این نواحی کم‌تر از ۱۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشد. در شرق شهر بناب عمق سنگ کف از سایر نواحی بیش‌تر و رسوبات به طور نسبی درشت‌دانه هستند. در شرق شهر ملکان رسوبات آبرفتی دانه درشت است و این ناحیه محل ورود رودخانه مردی‌چای به دشت میاندوآب می‌باشد. در حوالی روستای آخوند قشلاق در شمال شرقی محدوده و جنوب روستای آغداش در جنوب غربی محدوده، به دلیل وجود نهشته‌های شور، مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در فاصله‌ای کوتاه تغییرات زیادی دارد. بیشترین مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در بستر تالاب قره قشلاق (غرب محدوده مطالعاتی) مشاهده می‌گردد. در یک نقطه از این ناحیه، مقدار این عامل در فصل‌های خشک و تر به ترتیب ۲۰۵۳۰۰ و ۱۳۲۶۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر اندازه‌گیری شد. وجود نهشته‌های شور و همچنین تبخیر و تعرق، به ترتیب مهم‌ترین عوامل مؤثر بر افزایش چشمگیر مقدار هدایت الکتریکی آب‌های زیرزمینی در این منطقه می‌باشند.

جدول ۶-۱. وضعیت آماری مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی - بر حسب میکروموس بر سانتی‌متر

اردیبهشت ۱۳۹۵					آبان ۱۳۹۴				
ضریب تغییرات	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	ضریب تغییرات	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	میانگین
۱/۲۳	۴۵۲۱۲	۶۰۳	۱۰۳۵۰	۳۶۵۰	۱/۳۱	۷۸۸۳۰	۱۳۴۰	۱۲۴۰۰	۴۹۷۰

در مجموع، به استثنای محدوده بین آغداش و فسندوز (جنوب شرقی محدوده مطالعاتی) و شمال چپقلو (مرکز تا شرق محدوده مطالعاتی) که ناهنجاری ناگهانی در مقدار هدایت الکتریکی آب‌های زیرزمینی مشاهده می‌شود، در سایر نواحی یک روند مشخص در افزایش مقدار این عامل به سمت ساحل دریاچه ارومیه وجود دارد. ناهنجاری شدید در نواحی یاد شده، به دلیل تأثیر نهشته‌های حاوی مواد انحلال‌پذیر نمکی و گچی بر آب‌های زیرزمینی و یا نفوذ شورابه‌های زیرزمینی از سمت دریاچه است.



شکل ۶-۱. نقشه مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در اردبیهشت ۱۳۹۵ (اعداد بر حسب میکروموس بر سانتی متر می باشند)

## ۶-۱-۲. pH

وضعیت آماری مقدار pH آب زیرزمینی که در آبان ماه سال ۱۳۹۴ و اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ در محل اندازه‌گیری شده، در جدول ۶-۲ ارائه گردیده است.

جدول ۶-۲. وضعیت آماری مقدار pH آب زیرزمینی

ادیبهشت ۱۳۹۵					آبان ۱۳۹۴					
ضریب تغییرات	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	ضریب تغییرات	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	
۰/۰۸	۰/۶۳	۶/۳۷	۸/۳۲	۷/۶۰	۰/۱۰	۰/۷۴	۶/۴۱	۸/۵۶	۷/۲۶	دشت میاندوآب
۰/۰۲	۰/۱۹	۷/۳۵	۷/۸۵	۷/۵۲	۰/۰۶	۰/۵۱	۷/۴۷	۸/۵۵	۷/۹۰	دشت مراغه - بناب
۰/۰۵	۰/۳۷	۶/۳۸	۷/۲۶	۷/۰۲	۰/۰۹	۰/۶۴	۶/۷۳	۸/۱۱	۷/۲۳	ساحل دریاچه
۰/۰۸	۰/۵۸	۶/۳۷	۸/۳۲	۷/۴۷	۰/۱۰	۰/۷۲	۶/۴۱	۸/۵۶	۷/۴۱	کل پهنه مطالعاتی

کمترین مقدار این عامل، در غرب پهنه مطالعاتی (پیرامون تالاب قره‌قشلاق) مشاهده می‌شود. در ناحیه یاد شده، آب زیرزمینی در زمره آب‌های اسیدی با pH کمتر از ۶/۵ می‌باشد. به نظر می‌رسد که ورود پساب‌های صنعتی و فعالیت‌های کشاورزی نواحی بالادست نقش مهمی در کاهش مقدار pH در این

ناحیه داشته است. در ناحیه مرکزی (حوالی روستای قره‌قشلاق) و ناحیه جنوب‌غربی محدوده مطالعاتی، pH آب‌های زیرزمینی تا حدودی بیش‌تر می‌باشند. در بیش‌تر سطح پهنه مطالعاتی، pH آب‌های زیرزمینی در محدوده عدد ۶/۴ تا ۷/۵ قرار دارد که وضعیتی طبیعی به شمار می‌آید. علت اختلاف اندک مقدار pH، تحت تأثیر غلظت بی‌کربنات، گاز دی‌اکسید کربن محلول و کیفیت آب‌های برگشتی کشاورزی است. این منطقه یکی از قطب‌های کشاورزی کشور است و مصرف کودها و سموم شیمیایی در آن بسیار زیاد می‌باشد. با توجه به عمق کم آب‌های زیرزمینی و بالا بودن شدید تغذیه آبخوان از آب رودخانه‌ها و آب‌های برگشتی کشاورزی، مقدار pH آب‌های زیرزمینی منطقه از این عامل نیز تأثیر می‌پذیرد. به دلیل فعالیت شدید کشاورزی در منطقه و مصارف زیاد سموم و کودهای شیمیایی، pH آب‌های برگشتی به آبخوان نسبت به pH اولیه آن ممکن است تغییرات چشمگیری داشته باشند. ضریب تغییرات pH در محدوده دشت مراغه - بناب کم‌تر از محدوده میاندوآب است. به نظر می‌رسد که علت این مطلب، ارتباط بیش‌تر آب‌های زیرزمینی این منطقه با آب‌های سطحی است.

### ۶-۱-۳. دما

وضعیت آماری مقدار دمای آب زیرزمینی که در آبان ماه سال ۱۳۹۴ و اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ در محل اندازه‌گیری شده، در جدول ۶-۳ آورده شده است. میانگین دمای آب زیرزمینی در فصل خشک و تر به ترتیب ۱۸ و ۱۸/۹ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. میانگین دمای آب زیرزمینی در آبان سال ۱۳۹۴ در محدوده دشت‌های میاندوآب و مراغه - بناب به ترتیب ۱۷/۹ و ۱۶/۲ درجه سانتی‌گراد است. این عامل در اردیبهشت سال ۱۳۹۵ در محدوده‌های یاد شده به ترتیب ۱۸/۶ و ۱۷/۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بنابراین، میانگین دمای آب زیرزمینی در محدوده دشت مراغه - بناب حدود ۱/۶ تا ۱/۷ درجه سانتی‌گراد از محدوده دشت میاندوآب کم‌تر است. در آبان ۱۳۹۴ ضریب تغییرات دمای

آب زیرزمینی در محدوده هر دو دشت تفاوتی ندارد. اما در اردیبهشت ۱۳۹۵، ضریب تغییرات دمای آب زیرزمینی در محدوده دشت میاندوآب به میزان چشمگیری بیش تر می باشد. به این ترتیب، در فصل تر که میزان تغذیه سفره های آب زیرزمینی بیش تر است، ارتباط هیدرولیکی بیش تری بین منابع آب سطحی با زیرزمینی در محدوده دشت میاندوآب برقرار می باشد. لازم به ذکر است که حوضه آبخیز مراغه - بناب مرتفع تر و مسیر جریان آب های سطحی و زیرزمینی در آن کوتاه تر از حوضه آبخیز میاندوآب می باشد.

جدول ۶-۳. وضعیت آماری مقدار دمای آب زیرزمینی - بر حسب درجه سانتی گراد

اردیبهشت ۱۳۹۵					آبان ۱۳۹۴					
ضریب تغییرات	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	ضریب تغییرات	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	
۰/۱۰	۱/۸	۱۶/۰	۲۱/۸	۱۸/۶	۰/۰۷	۱/۲	۱۶/۲	۲۰/۱	۱۷/۹	دشت میاندوآب
۰/۰۵	۰/۹	۱۶/۲	۱۸/۵	۱۷/۲	۰/۰۷	۱/۱	۱۴/۹	۱۸/۲	۱۶/۲	دشت مراغه - بناب
۰/۰۹	۲/۰	۱۹/۱	۲۴/۱	۲۲/۲	۰/۱۰	۱/۸	۱۸/۸	۲۳/۵	۲۰/۴	ساحل دریاچه
۰/۱۲	۲/۳	۱۶/۰	۲۴/۱	۱۸/۹	۰/۱۰	۱/۹	۱۴/۹	۲۳/۵	۱۸/۰	کل پهنه مطالعاتی

## ۶-۲. ارزیابی غلظت یون‌های اصلی

برای ارزیابی غلظت یون‌های اصلی در آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی، نقشه‌ها و نمودارهای کیفی تهیه و مورد بررسی قرار گرفته است.

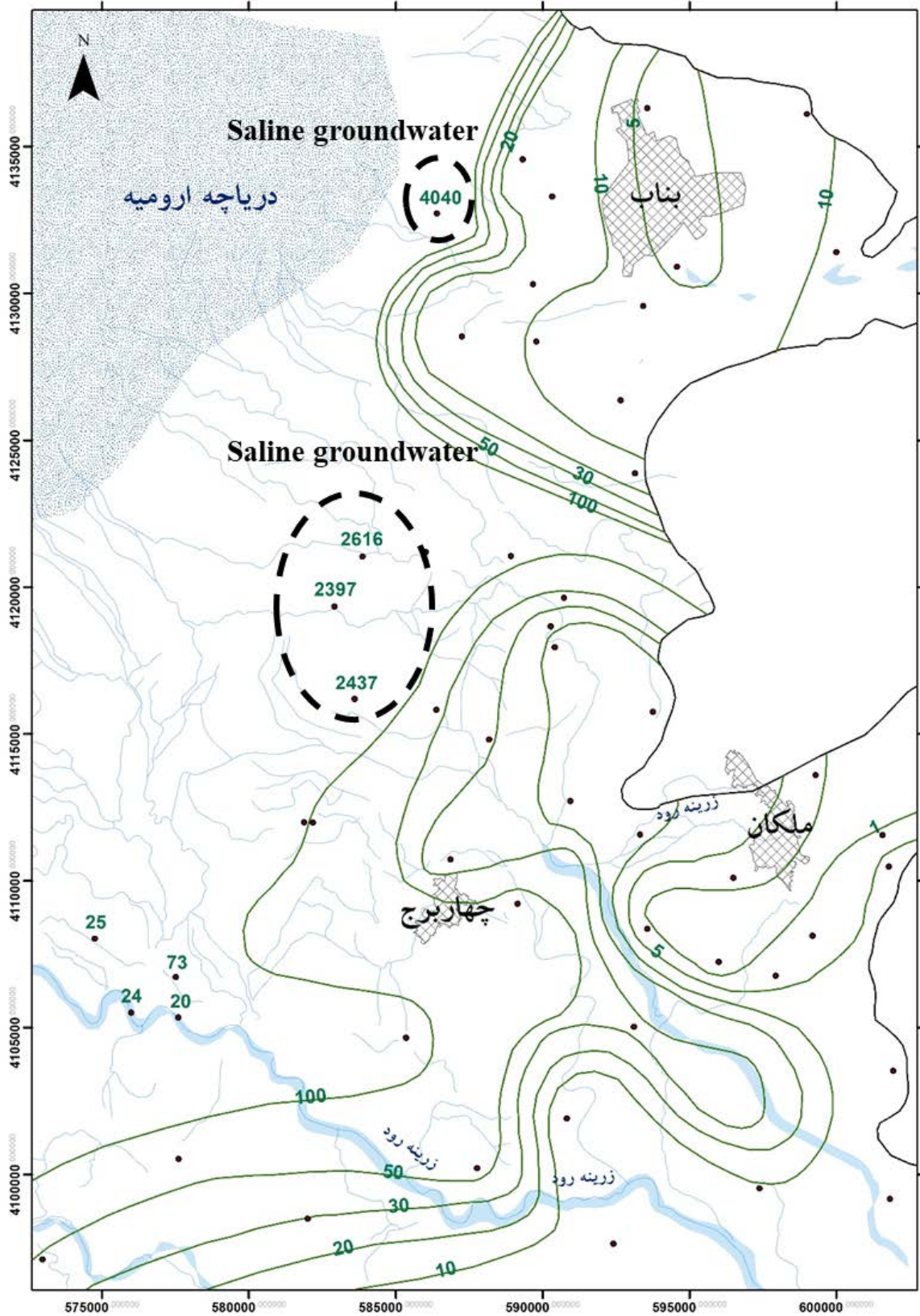
### ۶-۲-۱. نقشه‌های کیفی

با توجه به اهمیت یون‌های اصلی کلر، سدیم و سولفات در این مطالعه، نقشه‌های توزیع غلظت آن‌ها بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های برداشت شده در فصل تر و خشک سال آبی ۹۵-۹۴ تهیه و در ادامه آورده شده است.

#### - کلر

نقشه غلظت یون کلر آب‌های زیرزمینی محدوده مطالعاتی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ در شکل ۲-۶ نشان داده شده است. کم‌ترین غلظت یون کلر با مقدار کم‌تر از ۱ میلی‌اکی‌والان بر لیتر در شرق چهارگوش مطالعاتی (جنوب و جنوب شرق شهر ملکان) مشاهده می‌گردد. در غرب پهنه مطالعاتی و به سمت ساحل دریاچه، غلظت کلر به مقدار چشمگیری افزایش می‌یابد. به طوری که غلظت آن در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ بیش از ۱۰۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر می‌باشد. در این ناحیه عمق سنگ کف کم و نهشته‌های آبرفتی دارای رسوبات تبخیری زیادی هستند. غلظت کلر در جنوب شرقی پهنه مطالعاتی و مجاور ساحل دریاچه، در تعدادی از نمونه‌ها به طور نسبی کم و حدود ۲۰ تا ۲۵ میلی‌اکی‌والان بر لیتر است. نفوذ آب شیرین رودخانه زرينه‌رود عامل کاهش شدید غلظت کلر در نواحی مجاور شاخه اصلی این رودخانه است.

در شورابه‌های زیرزمینی موجود در ساحل خشک شده دریاچه ارومیه، غلظت یون کلر بیش از ۲۴۰۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر می‌باشد. در شورابه ساحل غرب شهر بناب، غلظت آن حدود ۴۰۴۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر است.



شکل ۶-۲. نقشه غلظت یون کلر آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۹۵ - بر حسب میلی اکی والان بر لیتر

#### - سدیم

نقشه غلظت یون سدیم آب‌های زیرزمینی محدوده مطالعاتی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ در شکل ۳-۶ نشان داده شده است. کم‌ترین مقدار یون سدیم در شمال شرق و جنوب شرق چهارگوش مطالعاتی (به سمت بالادست آبخوان‌های آبرفتی) مشاهده می‌گردد. در این نواحی، مقدار این عامل کم‌تر از ۱۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر می‌باشد. به سمت غرب (ساحل دریاچه)، مقدار سدیم آب-زیرزمینی به مقدار چشمگیری افزایش می‌یابد. به طوری که مقدار آن در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ در این نواحی بیش از ۱۰۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر می‌باشد. غلظت سدیم در جنوب شرقی پهنه مطالعاتی و مجاور ساحل دریاچه، در تعدادی از نمونه‌ها به طور نسبی کم و حدود ۳۰ تا ۴۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر است. نفوذ آب شیرین رودخانه زرینه‌رود عامل کاهش شدید غلظت یون سدیم در نواحی مجاور شاخه اصلی این رودخانه است. الگو و روند تغییرات خطوط هم‌ارزش یون‌های کلر و سدیم بسیار شبیه به هم هستند. از این مطلب می‌توان نتیجه گرفت که افزایش شوری در این ناحیه بیش‌تر تحت تأثیر تبخیر و انحلال‌هالیت می‌باشد و انحلال ژیپس (انیدریت) نقش زیادی در این امر ندارد. در شورابه‌های زیرزمینی موجود در ساحل خشک شده دریاچه ارومیه، غلظت یون سدیم بیش از ۲۴۰۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر می‌باشد. در شورابه ساحل غرب شهر بناب، غلظت آن حدود ۳۹۹۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر است.

#### - سولفات

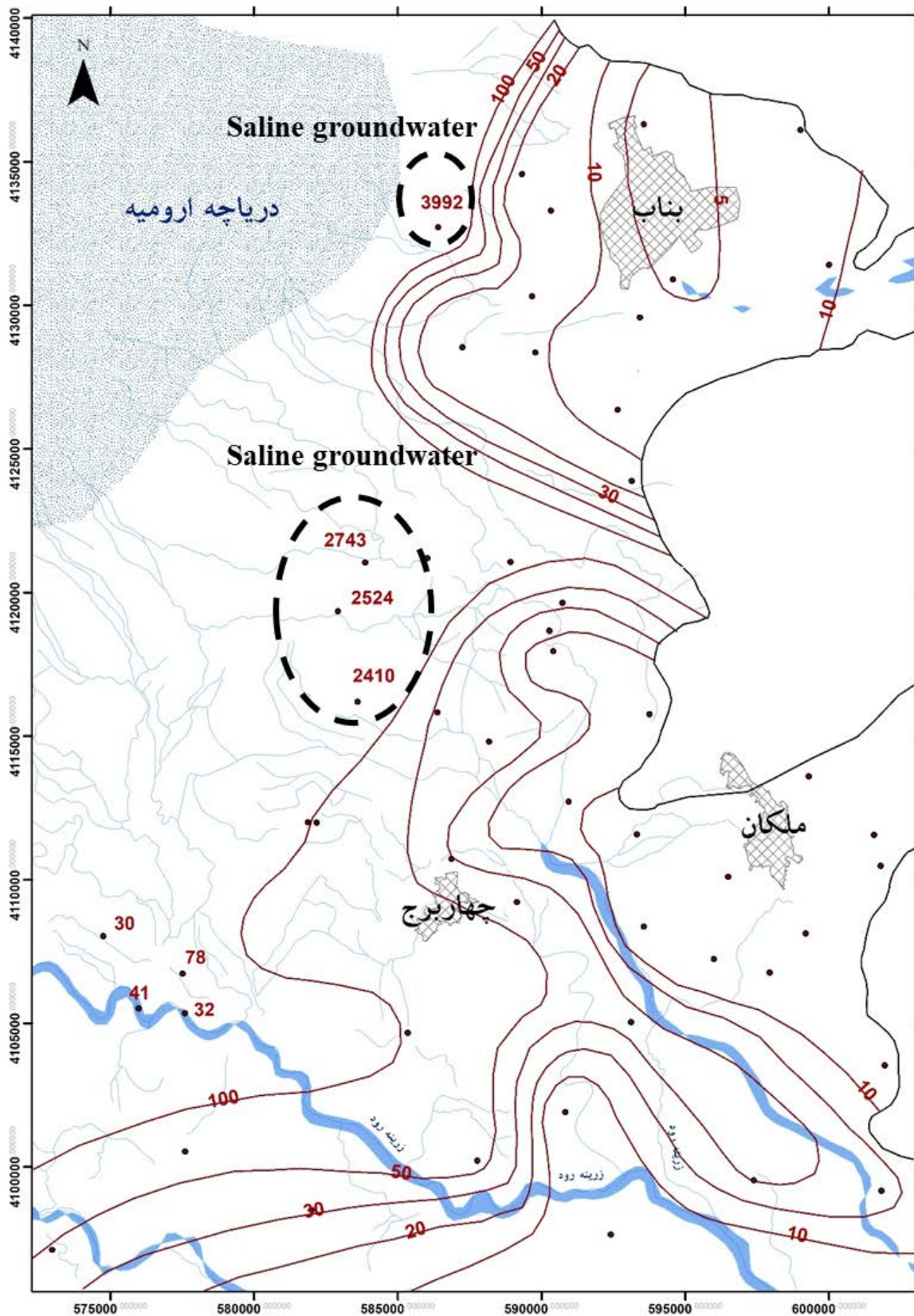
نقشه غلظت یون سولفات آب‌های زیرزمینی محدوده مطالعاتی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ در شکل ۴-۶ نشان داده شده است. در این نقشه بر خلاف نقشه‌های مقدار یون کلر و سدیم، در شمال پهنه مطالعاتی از سمت دریاچه به سمت داخل دشت‌ها (حوالی بناب، قره‌چپق و خانه برق) به مقدار این یون افزوده می‌شود. اما در دو محدوده واقع در مرکز (حوالی قره‌چپق و قره‌قشلاق) و جنوب پهنه



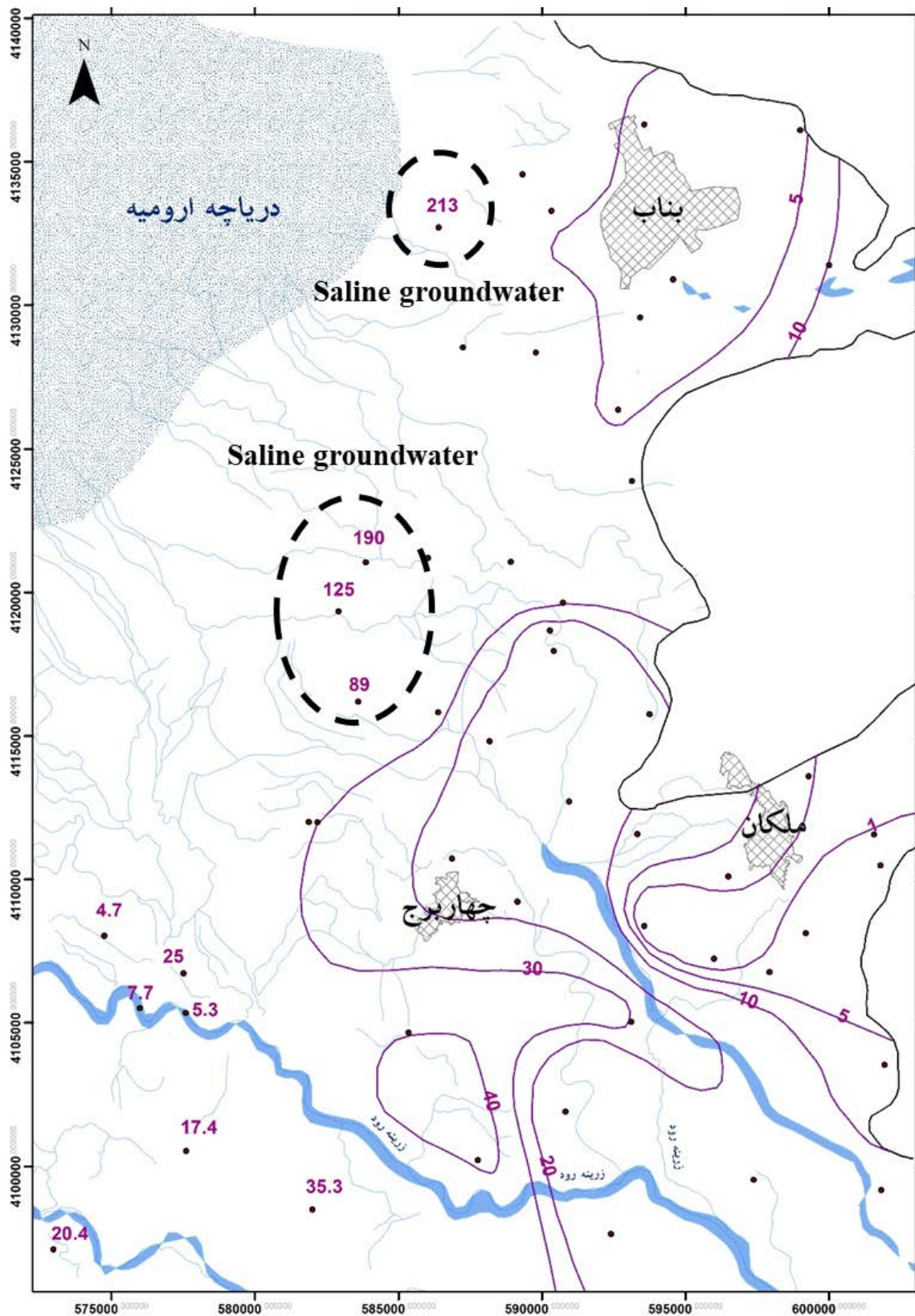
مطالعاتی همانند غلظت یون‌های کلر و سدیم، دو ناحیه با مقدار چشمگیر یون سولفات مشاهده می‌گردد. بنابراین، به نظر می‌رسد که علاوه بر منشأ طبیعی یون سولفات در نهشته‌های دارای مواد تبخیری، عواملی مانند فاضلاب‌های شهری، کودهای شیمیایی و سموم کشاورزی نیز در افزایش غلظت سولفات در آب‌های زیرزمینی منطقه نقش دارند. میانگین غلظت و یون سولفات در آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ به ترتیب حدود ۵۳۳ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. لازم به ذکر است که غلظت سولفات از ۲۵۰ میلی‌گرم بر لیتر به بالا، موجب تلخ شدن مزه آب می‌شود (Bouwer 1978).

بیش‌ترین غلظت این عامل در غرب و جنوب پهنه مورد مطالعه مشاهده می‌گردد. در این ناحیه، مقدار سولفات آب زیرزمینی بیش از ۴۰ میلی‌اکی والان بر لیتر است. غلظت سولفات در جنوب شرقی پهنه مطالعاتی و مجاور ساحل دریاچه، در تعدادی از نمونه‌ها به طور نسبی کم و حدود ۵ تا ۷ میلی‌اکی والان بر لیتر است. نفوذ آب شیرین رودخانه زرینه‌رود عامل کاهش شدید غلظت یون سولفات در نواحی مجاور شاخه اصلی این رودخانه است.

در شورابه‌های زیرزمینی موجود در ساحل خشک شده دریاچه ارومیه، غلظت یون سولفات بیش از ۹۰ میلی‌اکی والان بر لیتر می‌باشد. در شورابه ساحل غرب شهر بناب، غلظت آن حدود ۲۱۳ میلی‌اکی والان بر لیتر است.



شکل ۶-۳. نقشه غلظت یون سدیم آب زیرزمینی در اردیبهشت سال ۱۳۹۵ \_ بر حسب میلی اکی والان بر لیتر



شکل ۶-۴. نقشه مقدار یون سولفات آب زیرزمینی در اردبیل بهشت سال ۱۳۹۵ - بر حسب میلی اکی والان بر لیتر

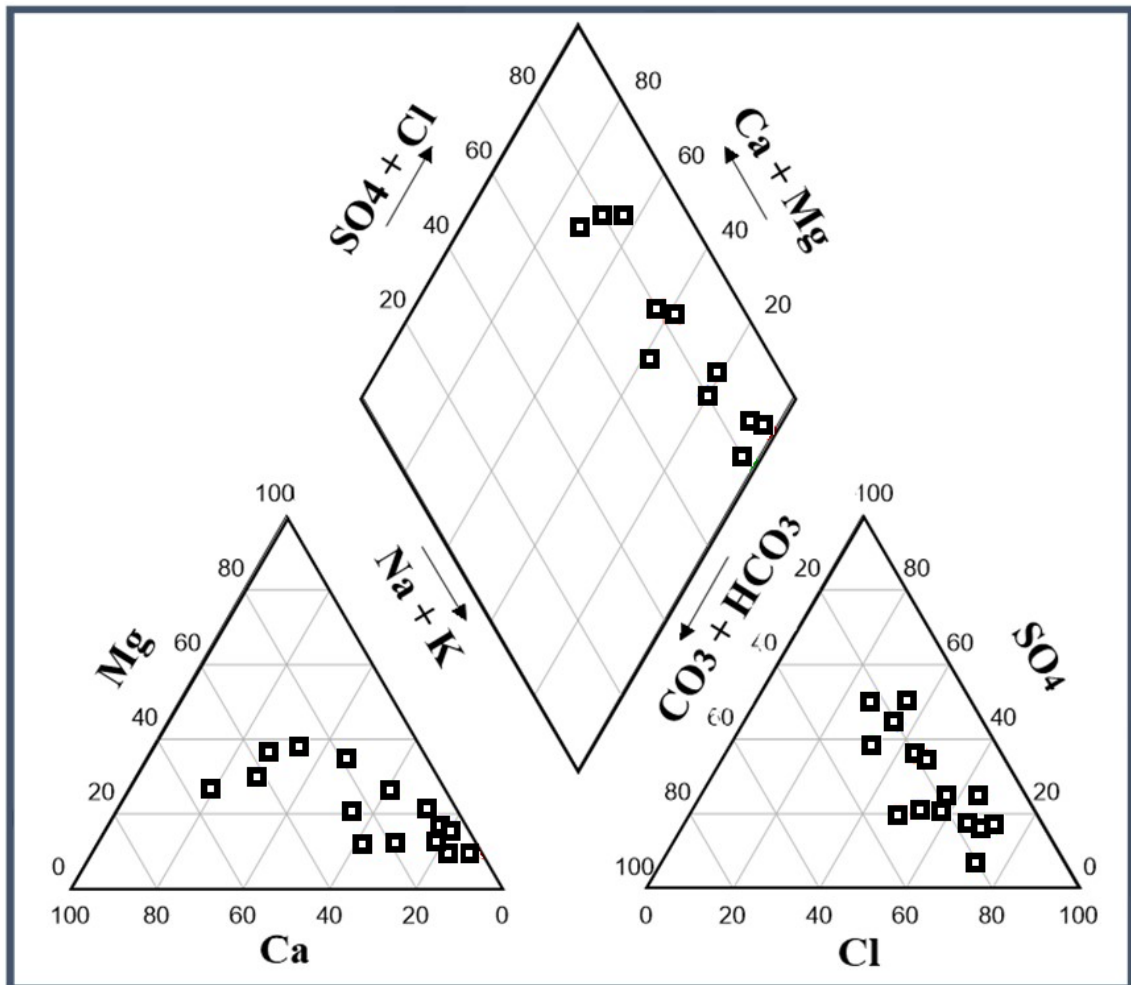
## ۶-۲-۲. نمودارهای کیفی

با هدف بررسی کیفیت شیمیایی آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی، در این پژوهش از نمودارهای کیفی آب شامل نمودار پایپر، استیف، شولر و نمودارهای ترکیبی استفاده گردید. در ادامه نمودارهای یاد شده ارائه و تفسیر شده است.

### - نمودار پایپر (Piper)

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های آب زیرزمینی بر روی نمودار پایپر ترسیم و در شکل ۶-۵ نشان داده شده است. بر اساس این نمودار آب‌های زیرزمینی منطقه بیش‌تر از نوع قلیایی غیرکربناتی و در رده آب‌های بسیار شور تا شورابه می‌باشند. افزایش همزمان یون‌های کلسیم و سولفات در نمونه‌های برداشت شده از اطراف خاک‌های شور و قدیمی (پادگانه‌های دریاچه‌ای) نشان‌دهنده انحلال ژپس (انیدریت) است. بر روی نمودار مثلثی کاتیون‌ها، روند تغییرات به نحوی است که در امتداد خطی فرضی از سمت منیزیم شروع و سپس به سمت رأس سدیم خمیده می‌شود. این روند بیانگر تبادل یونی (جانشینی کلسیم و منیزیم به جای سدیم) است. همچنین این نمودار نشان می‌دهد که تبادل کلسیم نسبت به منیزیم بیش‌تر می‌باشد. اثر تبادل یونی در نمونه های برداشت شده از حوالی روستاهای خانه برق قدیم، علی‌خواجه، خلیلوند، دوجی و آغداش مشاهده می‌شود. در این نواحی، مزه آب‌های زیرزمینی در سال‌های اخیر تلخ‌تر شده که به احتمال زیاد به دلیل افزایش مقدار سولفات منیزیم در آن‌ها است. لازم به ذکر است که از سولفات منیزیم به عنوان کود شیمیایی نیز استفاده می‌شود و ممکن است به دلیل گستردگی فعالیت‌های کشاورزی، کودهای شیمیایی منشأ بخشی از یون‌های محلول سولفات و منیزیم در آب‌های زیرزمینی منطقه باشد. با این وجود، یک ناهنجاری مشخص به شکل افزایش مقدار کاتیون‌های کلسیم و منیزیم و آنیون سولفات در پیرامون پادگانه‌های قدیمی دریاچه‌ای مشاهده می‌شود. بر روی بخش لوزی شکل نمودار، نمونه‌ها به طور نسبی بر روی یک خط به موازات محور کاتیون‌ها قرار دارند. از سوی دیگر، نمونه‌ها بر روی بخش مثلثی شکل آنیون‌ها نیز به طور نسبی بر

روی یک خط به موازات محور سولفات هستند. در مجموع، نحوه قرارگیری نمونه‌ها در سه بخش نمودار پایپر نشان‌دهنده آلودگی آب‌های زیرزمینی به شورابه در مسیر حرکت خود به سمت نواحی نزدیک به ساحل دریاچه است. با توجه به این که نسبت یونی سدیم به مجموع سدیم و کلر حدود عدد ۰/۵ می‌باشد، منشأ این شورابه‌ها، شورابه‌های غیر نفتی و به احتمال زیاد انحلال هالیت می‌باشد.



شکل ۶-۵. نمودار پایپر آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی

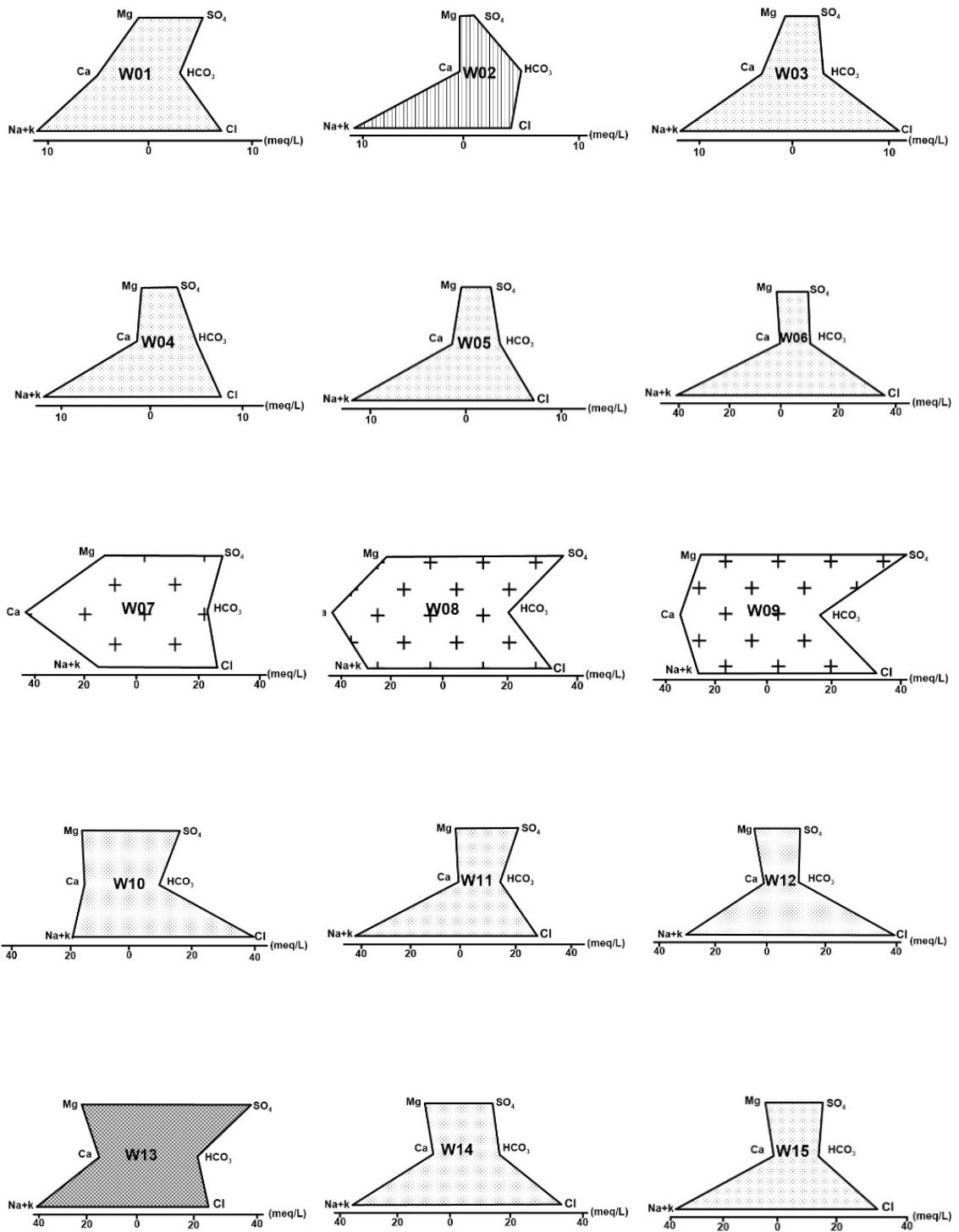
- نمودار استیف (Stiff)

نمودار استیف نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی ترسیم و در شکل ۶-۶ ارائه گردیده است. شکل نمودار استیف در همه نمونه‌های آب زیرزمینی بجز نمونه‌های W2، W7، W8، W9 و W13

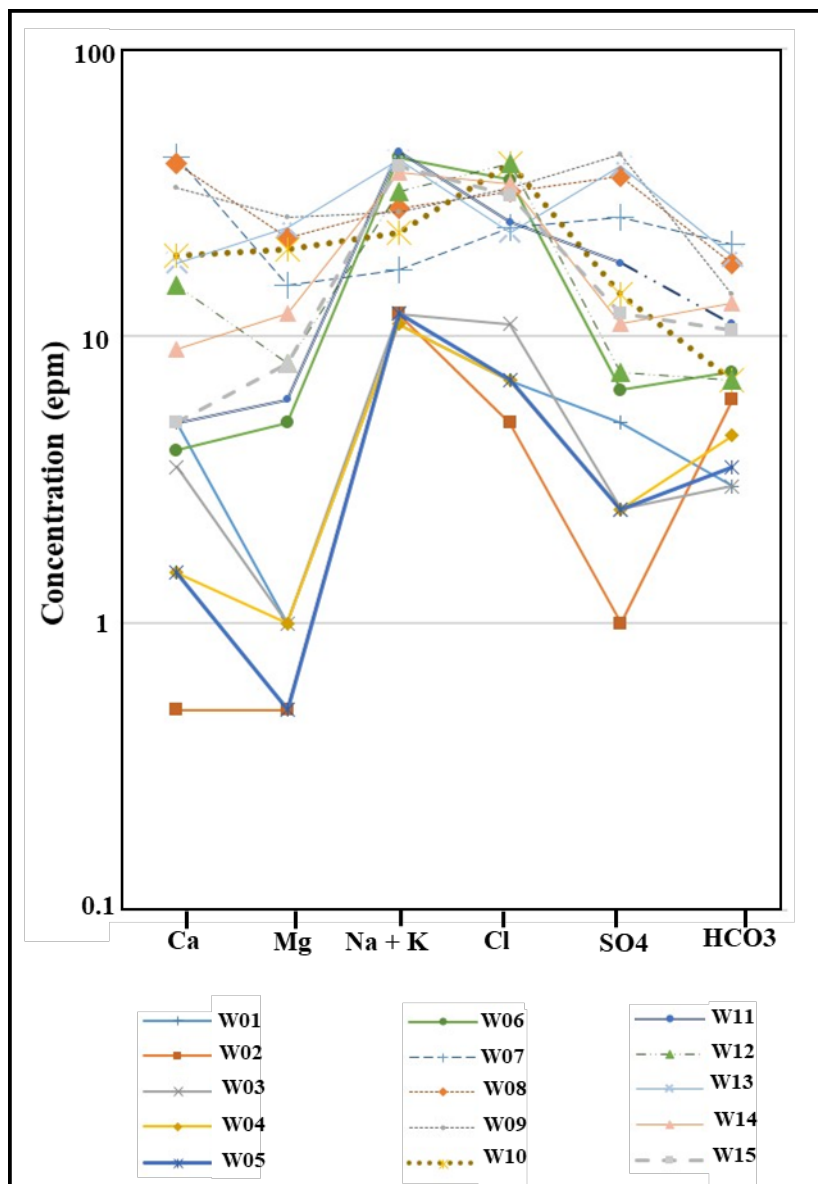
نمایانگر آب‌های خیلی شور تا شورابه می‌باشد. ترکیب شیمیایی نمونه W2 که از چاهی در مجاورت ساحل قدیمی دریاچه ارومیه در منطقه بناب برداشت شده، نشان‌دهنده انحلال آلیت موجود در کانی‌های رسی ناحیه به همراه تبادل یونی است. تیپ هیدروشیمیایی این نمونه، بیکربناته سدیک می‌باشد. شکل نمودار استیف نمونه‌های W7، W8 و W9 نمایانگر انحلال ژپس (انیدریت) است. این نمونه‌ها از نقاطی برداشت شده که دارای خاک‌های حاوی مواد تبخیری می‌باشد. نمونه آب W13 از نوع سولفات سدیک است. ترکیب شیمیایی این نمونه که از مجاورت پادگانه دریاچه‌ای برداشت گردیده، ممکن است نتیجه انحلال نمک‌های تبخیری موجود در نهشته‌های قدیمی دریاچه باشد.

#### نمودار شولر (Schoeller)

نمودار شولر برای بررسی یکسان بودن یا نبودن منشأ نمونه‌ها، بررسی روند مقدار یون‌های اصلی و مقایسه بین نمونه‌های آب مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر نمونه‌های آب در این نمودار به صورت موازی باشند، نمایانگر یکسان بودن منشأ و برابر بودن نسبت یون‌ها در نمونه است (Todd and Mays, 2005). نمودار شولر نمونه‌های آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی در شکل ۶ - ۷ نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، آب‌های زیرزمینی منطقه دارای منشأهای متفاوتی می‌باشند. نمونه‌های آب زیرزمینی در نمودار شولر، ۸ تیپ مختلف را نشان می‌دهند. نمونه‌های W6، W11، W12 و W15 دارای روند یکسانی هستند که بیانگر منشأ یکسان آن‌ها است. روند نمونه‌های W7، W8 و W9 و روند نمونه‌های W4 و W5 نیز با هم یکسان می‌باشند.



شکل ۶-۶. نمودار استیف آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی



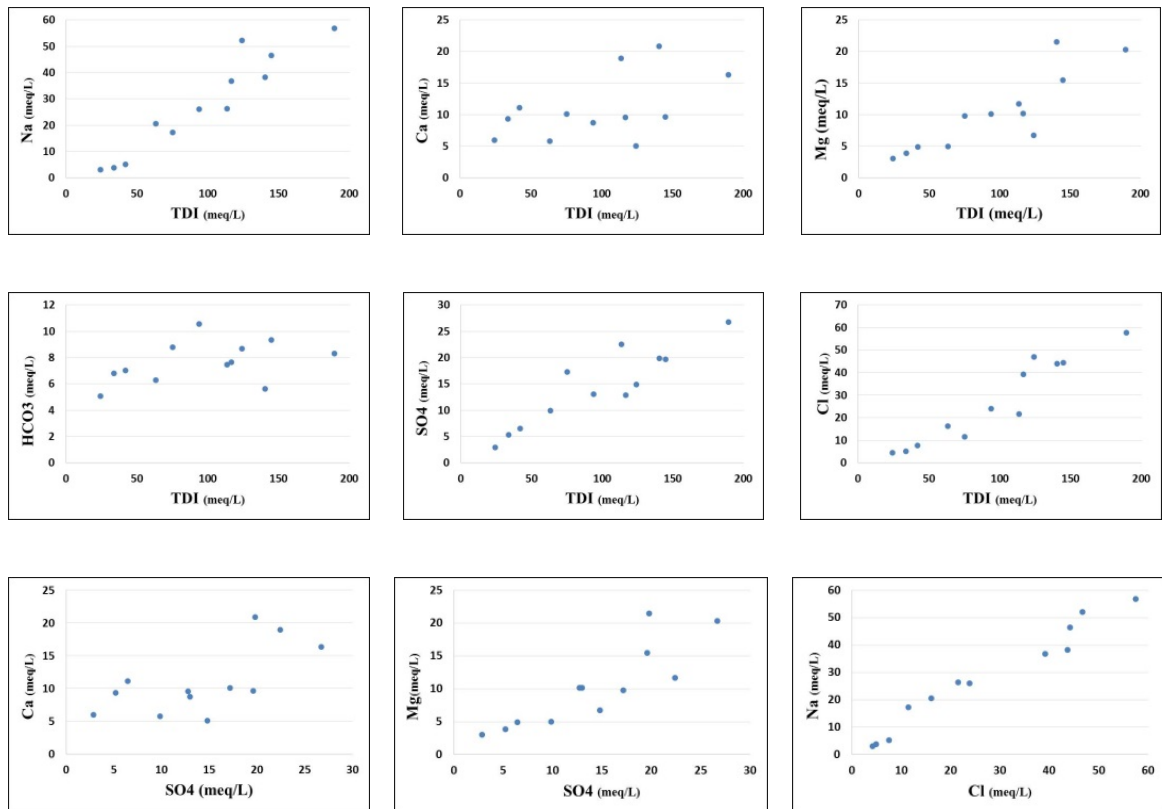
شکل ۶-۷. نمودار شولر آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی

#### - نمودارهای ترکیبی

نمودارهای ترکیبی نمودارهای دو یا چند متغیره‌ای هستند که برای تفسیر فرآیندهای مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب مورد استفاده قرار می‌گیرند. در این بخش برای شناخت فرآیندهای تبادل یونی، تبادل یونی معکوس و منشأ شوری آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی، نمودارهای ترکیبی دو متغیره کلسیم و منیزیم در مقابل سولفات، سدیم در برابر کلراید و همچنین غلظت کل یون‌های



محلول (TDI) در مقابل یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، بی‌کربنات، سولفات و کلراید ترسیم شده است (شکل ۶-۸).



شکل ۶-۸. نمودار ترکیبی متغیرهای شیمیایی آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی

غلظت بی‌کربنات با افزایش TDI به طور نسبی ثابت است و تغییرات کمی دارد. این مطلب نشان می‌دهد که مقدار انحلال کربنات‌ها در سفره‌های آب زیرزمینی منطقه زیاد نمی‌باشد. با افزایش TDI، افزایش مقدار کلسیم خطی نیست. رابطه بین کلسیم و سولفات نیز خطی نمی‌باشد. از سوی دیگر، با توجه به این که نسبت یونی بی‌کربنات به مجموع آنیون‌ها کم‌تر از ۰/۸ است، انحلال ژپس نقش مهمی در کیفیت آب زیرزمینی منطقه مطالعاتی ندارد. غلظت کلراید و سدیم با افزایش TDI به طور خطی افزایش نشان می‌دهد. از سوی دیگر، رابطه بین کلراید و سدیم خطی است. بنابراین، عامل اصلی افزایش شوری آب‌های زیرزمینی منطقه انحلال‌هالیت می‌باشد. رابطه بین منیزیم و سولفات با TDI و رابطه

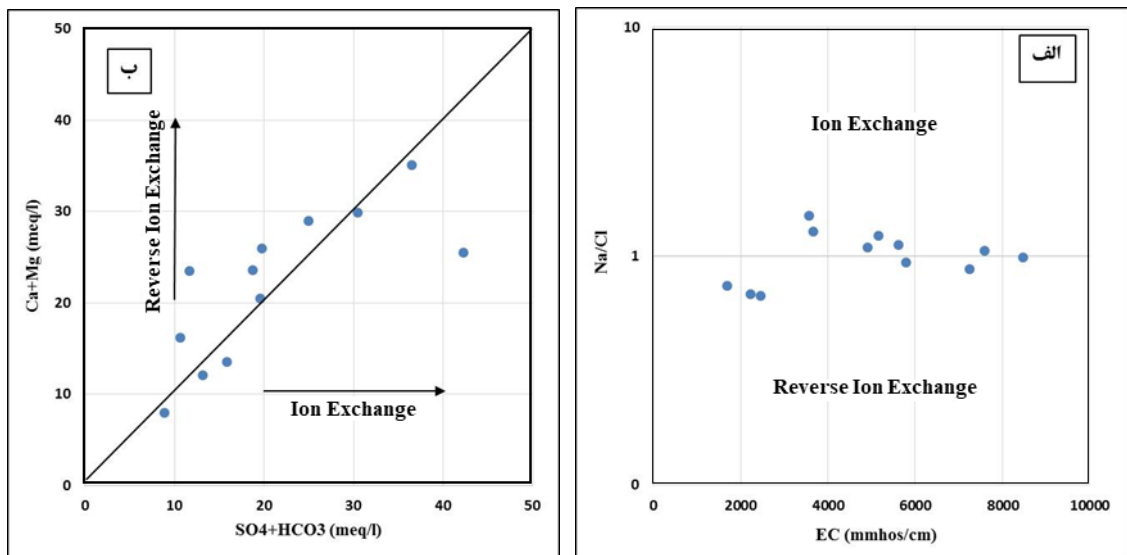
بین منیزیم و سولفات با یکدیگر تا حدودی خطی است. در حدود نیمی از نمونه‌ها نسبت یونی  $(Mg/(Ca+Mg))$  کم‌تر از ۰/۵ می‌باشد (جدول ۴-۶). در این نمونه‌ها منشأ منیزیم هوازدگی سنگ است. در سایر نمونه‌ها که این نسبت یونی بیش‌تر از ۰/۵ می‌باشد، منشأ منیزیم از انحلال کانی‌ها و یا نفوذ آب شور است (Hounslow, 1995).

جدول ۴-۶. مقدار نسبت یونی  $(Mg/(Ca+Mg))$  در نمونه‌های آب زیرزمینی

ردیف	شماره نمونه	نام محل	$(Mg/(Ca+Mg))$
۱	GW1	آخوند قشلاق	۰/۵۷
۲	GW2	خانه برق قدیم	۰/۲۹
۳	GW3	علی خواجه	۰/۳۱
۴	GW4	قره چپق	۰/۳۴
۵	GW5	آغداش	۰/۴۶
۶	GW6	چپقلو	۰/۵۲
۷	GW7	دوچی	۰/۳۸
۸	GW8	شعبانلو	۰/۵۱
۹	GW9	مبارک آباد	۰/۴۹
۱۰	GW10	مجید آباد	۰/۵۴
۱۱	GW11	فسندوز	۰/۶۲
۱۲	GW12	فیروز آباد	۰/۵۵

برای شناسایی پدیده‌های تبادل یونی و تبادل یونی معکوس و شناخت بیش‌تر از منشأ آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی، دو نمودار ترکیبی چند متغیره شیمیایی آب‌های زیرزمینی ترسیم و در

شکل ۶-۱۷ نشان داده شده است. در شکل ۶-۹ الف، نمودار Na/Cl در برابر هدایت الکتریکی آب (EC) ارائه شده است. در این نمودار نمونه‌هایی که بالای خط  $Na/Cl=1$  قرار دارند، بیانگر رخداد فرآیند تبادل یونی و نمونه‌هایی که در زیر خط یاد شده قرار گرفته‌اند، نشان‌دهنده رخداد فرآیند تبادل یونی معکوس هستند. بر اساس این نمودار، در مورد نیمی از نمونه‌ها فرآیند غالب تبادل یونی و در مورد نیم دیگر، فرآیند تبادل یونی معکوس می‌باشد. نمودار Ca+Mg در مقابل  $SO_4+HCO_3$  (شکل ۶-۹ ب) نیز مطلب یاد شده را تأیید می‌کند. در این نمودار موقعیت قرارگیری نمونه‌ها نسبت به خط ۱:۱ بیانگر غالب بودن انحلال کلسیت و دولومیت یا ژپس و انیدریت است (Mc Lean and Jankowski, 2000). در نمونه‌هایی که روی خط یاد شده قرار می‌گیرند، چنانچه مقدار  $SO_4+HCO_3$  کم‌تر از ۱۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر باشد، فرآیند انحلال کلسیت و دولومیت و اگر بیش‌تر از این مقدار باشد، انحلال ژپس و انیدریت فرآیند غالب در شکل‌گیری ترکیب شیمیایی است. با توجه به این که در هیچیک از نمونه‌ها، مقدار  $SO_4+HCO_3$  کم‌تر از ۱۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر نمی‌باشد، می‌توان نتیجه گرفت که منشأ منیزیم در نمونه‌هایی که نسبت یونی  $(Mg/(Ca+Mg))$  بیش‌تر از ۰/۵ است، نفوذ آب شور می‌باشد.



شکل ۶-۹- نمودار ترکیبی چند متغیره شیمیایی آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی

### ۳-۶. تغییرات زمانی هدایت الکتریکی و یون‌های اصلی در آبخوان

در زیر تغییرات زمانی هدایت الکتریکی و یون‌های اصلی آب‌های زیرزمینی از سال آبی ۸۵-۸۶ تا ۹۴-۹۵ در دو محدوده آبخوان دشت میاندوآب و مراغه - بناب ترسیم و مورد بررسی قرار گرفته است.

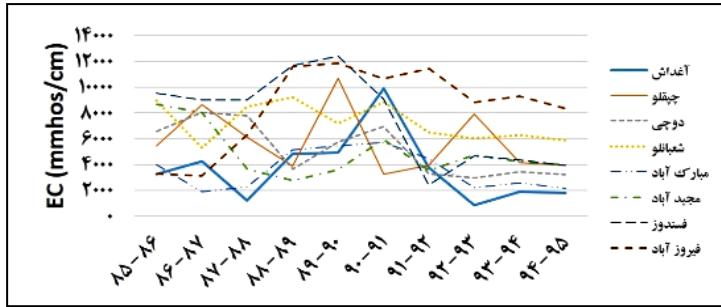
#### - دشت میاندوآب

در ۸ نقطه از پهنه مطالعاتی که در محدوده دشت میاندوآب قرار دارد، آمار و اطلاعات دراز مدت از کیفیت آب زیرزمینی وجود دارد. در شکل‌های ۶-۱۰ تا ۶-۱۲ نمودار تغییرات هدایت الکتریکی و یون‌های اصلی آبخوان در نقاط یاد شده ارائه گردیده است. در بازه زمانی مورد مطالعه، در سال‌های آبی ۸۶-۸۷ و ۸۷-۸۸ مقدار بارندگی و پیرو آن رواناب‌های سطحی کاهش چشمگیری داشته است. بازتاب این رخداد به صورت افزایش مقدار هدایت الکتریکی و افزایش یون‌های اصلی بویژه سدیم، پتاسیم، منیزیم، کلر و سولفات حدود یک تا دو سال بعد (سال آبی ۸۸-۸۹) مشاهده می‌شود. به عبارت دیگر، می‌توان نتیجه گرفت که زمان ماندگاری آب‌های زیرزمینی منطقه مطالعاتی در محدوده آبخوان دشت میاندوآب حدود ۱ تا ۲ سال می‌باشد. به نظر می‌رسد که وجود شبکه گسترده آبیاری و توزیع آب‌های سطحی در این دشت و از سوی دیگر افزایش شدید برداشت آب‌های زیرزمینی نقش مهمی در کوتاه بودن زمان ماندگاری آب زیرزمینی دارد. لازم به ذکر است که علاوه بر وجود شبکه گسترده آبیاری، در سال‌های اخیر پمپاژ بسیار زیادی به طور مستقیم از آبراهه‌های منطقه صورت می‌گیرد و در سطح دشت برای مصارف کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرد. به این ترتیب، بخش بالایی آبخوان در این ناحیه به مقدار زیادی برداشت و تغذیه می‌شود.

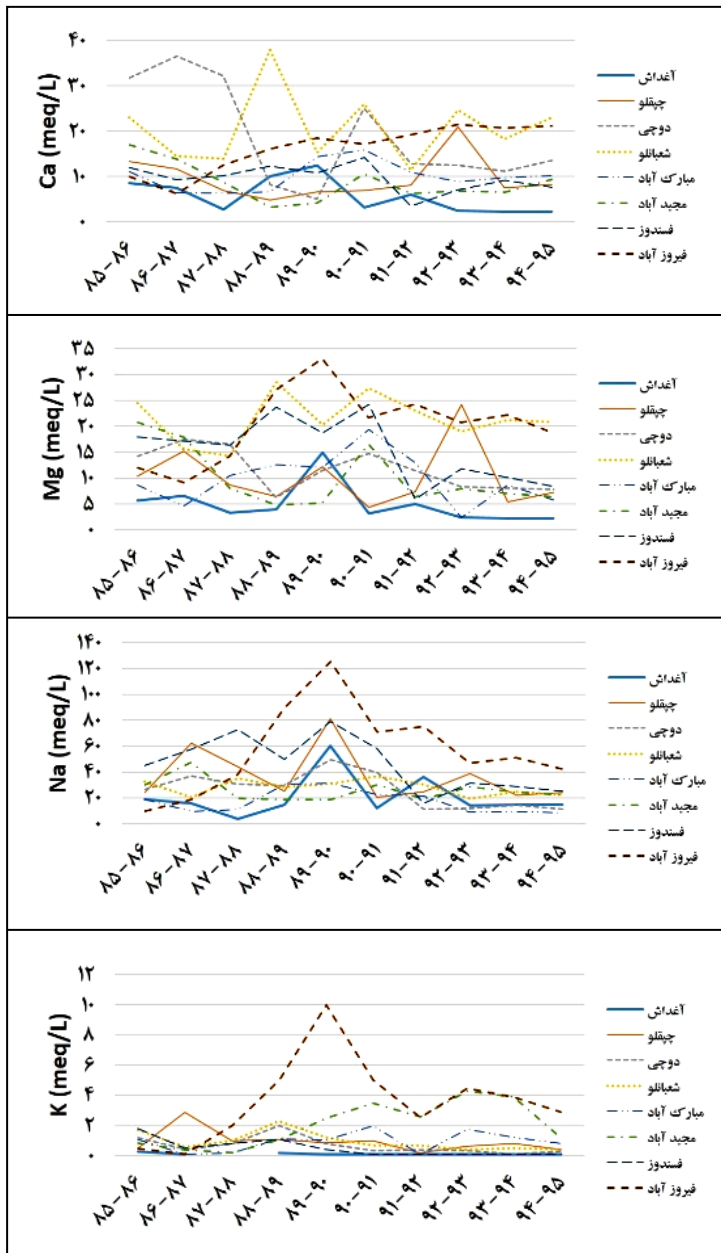
#### - دشت مراغه - بناب

در ۴ نقطه از پهنه مطالعاتی که در محدوده دشت مراغه - بناب قرار دارد، آمار و اطلاعات دراز مدت

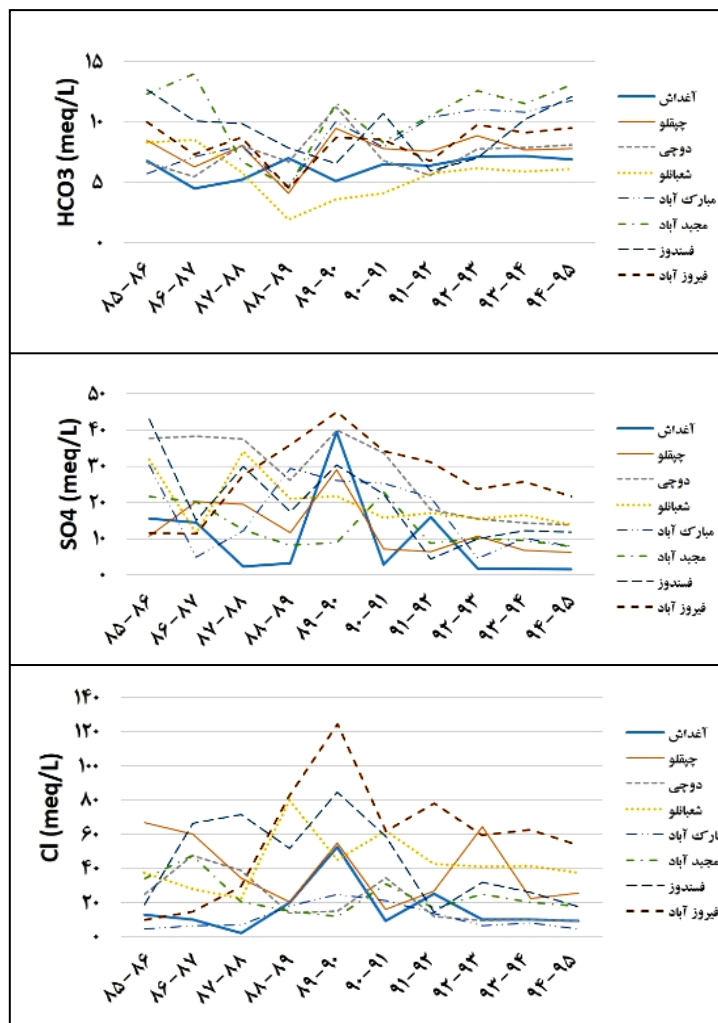
از کیفیت آب زیرزمینی وجود دارد. در شکل‌های ۶-۱۳ تا ۶-۱۵ نمودار تغییرات هدایت الکتریکی و یون‌های اصلی آبخوان در نقاط یاد شده ارائه گردیده است. در بازه زمانی مورد مطالعه، روند تغییرات یاد شده در نقاط یاد شده بسیار متفاوت می‌باشد. در حوالی آخوند قشلاق، کیفیت آب زیرزمینی با گذشت زمان بهتر شده است. کاهش مقدار هدایت الکتریکی و یون‌های سدیم، منیزیم و کلر در این ناحیه به ویژه تا سال آبی ۹۰-۹۱ بسیار چشمگیر می‌باشد. به نظر می‌رسد که با عقب‌نشینی ساحل دریاچه ارومیه از این منطقه، نفوذ آب شور دریاچه متوقف و کیفیت آب زیرزمینی به تدریج بهتر شده است. در حوالی خانه برق قدیم از اوایل دهه ۹۰، مقدار هدایت الکتریکی نمونه‌های آب زیرزمینی تا حدودی افزایش یافته است. در این بازه زمانی، افزایش یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، سولفات و کلر چشمگیر است. با توجه به نقشه‌های جهت جریان آب زیرزمینی، می‌توان علت این رخداد را نفوذ شورابه‌های زیرزمینی از سمت دریاچه دانست. در حوالی روستای علی خواجه، کیفیت آب زیرزمینی از تغییرات زیادی برخوردار نبوده است. در حوالی قره چیق، تغییرات کیفیت آب زیرزمینی از روند مشخصی پیروی نمی‌کند. ممکن است که بخشی از کیفیت آب زیرزمینی در این ناحیه تحت تأثیر آلودگی‌های حاصل از فعالیت‌های کشاورزی و صنعتی در منطقه باشد.



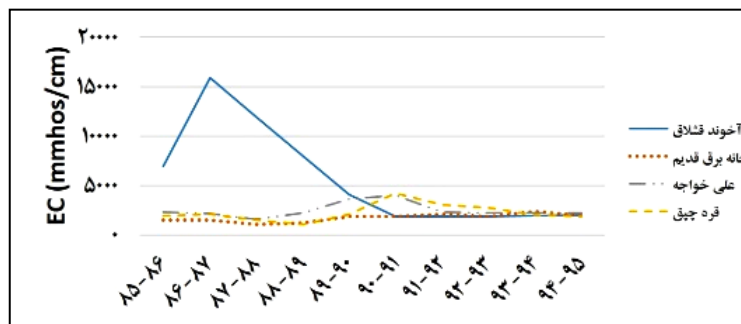
شکل ۶-۱۰. نمودار تغییرات زمانی هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در محدوده آبخوان دشت میاندوآب



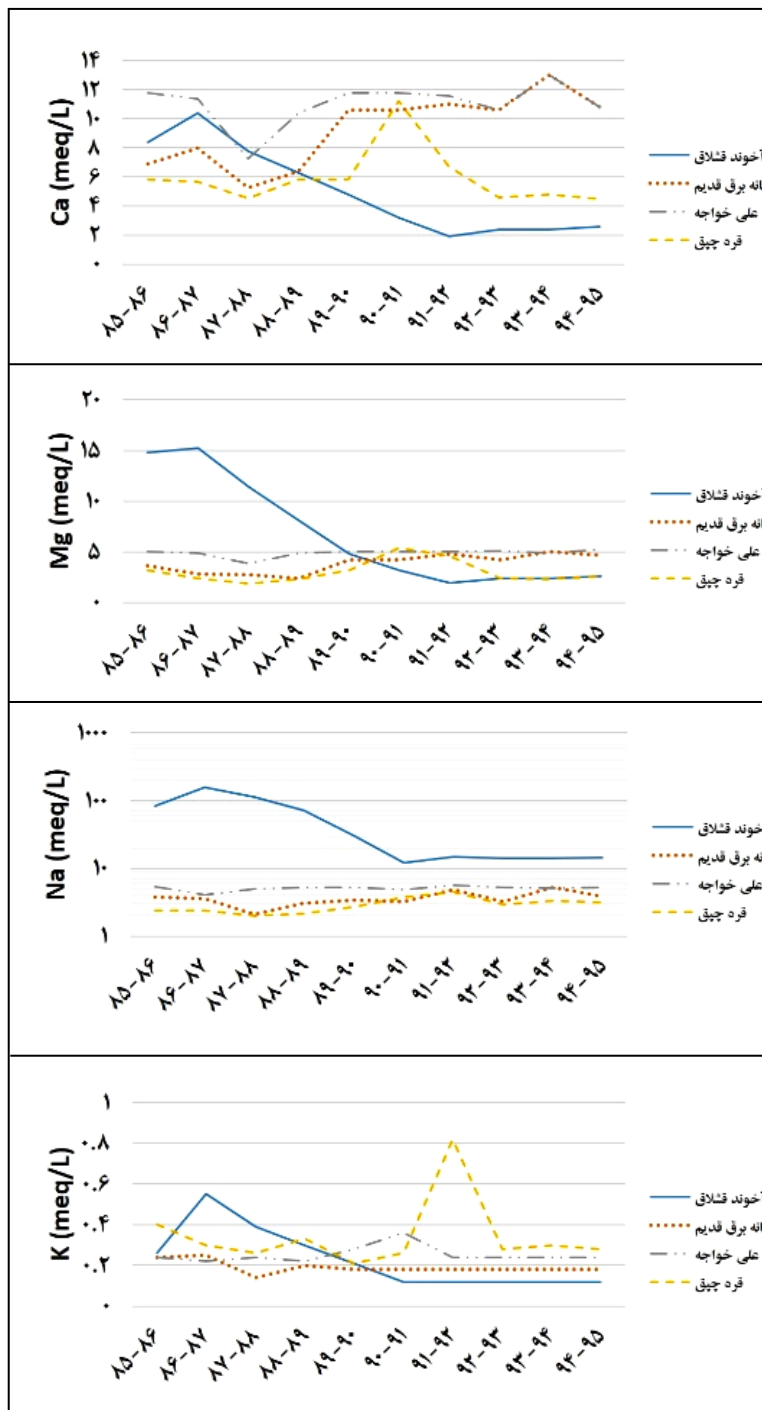
شکل ۶-۱۱. نمودار تغییرات زمانی کاتیون‌های آب زیرزمینی در محدوده آبخوان دشت میاندوآب



شکل ۶-۱۲. نمودار تغییرات زمانی آنیون‌های آب زیرزمینی در محدوده آبخوان دشت میاندوآب

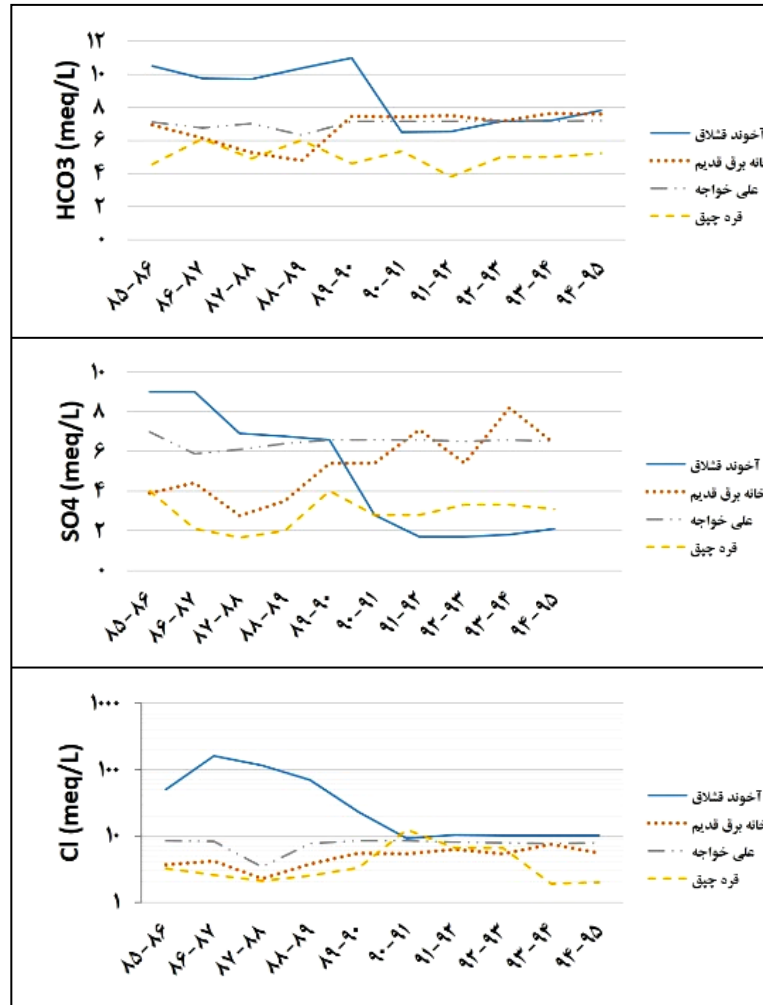


شکل ۶-۱۳. نمودار تغییرات زمانی هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در محدوده آبخوان دشت مراغه - بناب



شکل ۶-۱۴. نمودار تغییرات زمانی کاتیون‌های آب زیرزمینی در محدوده آبخوان دشت مراغه - بناب





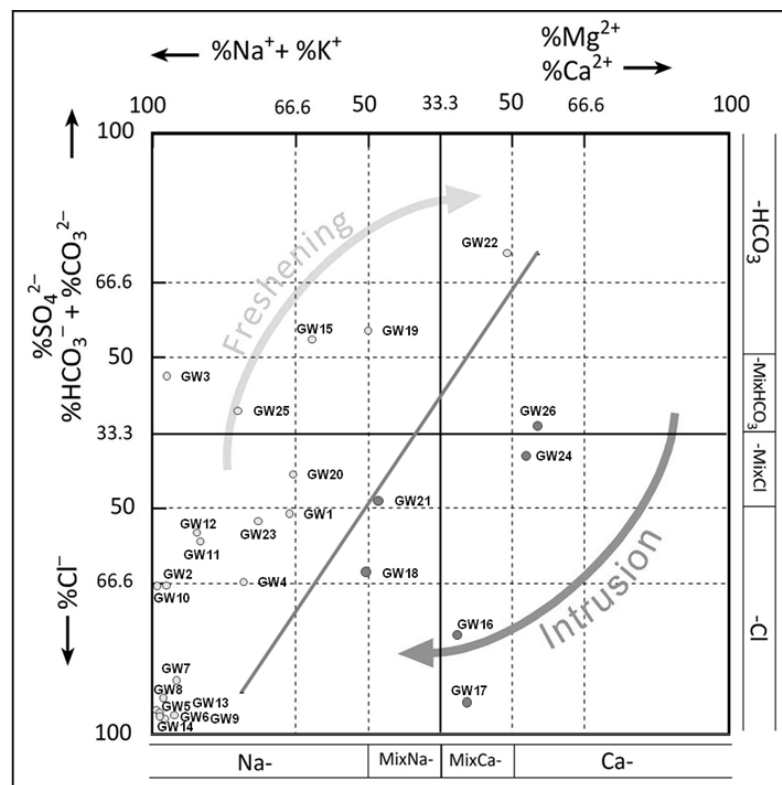
شکل ۶-۱۵. نمودار تغییرات زمانی آنیون‌های آب زیرزمینی در محدوده آبخوان دشت مراغه - بناب

#### ۴-۶- بررسی تأثیر نفوذ آب شور بر شیمی آبخوان

روش‌های مختلف هیدروژئوشیمیایی برای بررسی نفوذ آب شور به آبخوان‌های ساحلی وجود دارد که برخی از آن‌ها مانند بررسی نقشه‌های دما، pH، EC و TDS فقط می‌توانند نمایی کلی از احتمال نفوذ آب شور و نواحی متأثر از آن را نشان دهد. برخی روش‌ها مانند روش استفاده از اندیس کیفیت آب زیرزمینی متأثر از نفوذ آب شور (GQISWI) که توسط توماسکوویچ و همکاران (Tomaszkiewicz et al, 2014) بر اساس نفوذ آب دریا معرفی گردیده، در این پهنه و یا پهنه‌های مشابه به دلیل نفوذ آب بسیار شور یا شورابه، نتایج خوبی به همراه ندارد. در این روش‌ها لازم است که در آب زیرزمینی نواحی

ساحلی مقدار زیادی  $\text{Cl}^-$  وجود داشته باشد تا نفوذ آب شور تشخیص داده شود. روش مناسب در پهنه‌های در معرض آب بسیار شور یا شورابه، استفاده از رخساره‌های هیدروشیمیایی است. رخساره‌های هیدروشیمیایی تابعی از درصد کاتیون‌های  $\text{Ca}^{2+}$  و  $\text{Na}^+$  و درصد آنیون‌های  $\text{HCO}_3^-$  (یا  $\text{SO}_4^{2-}$ ) و  $\text{Cl}^-$  هستند که نسبت به جمع کل کاتیون‌ها و آنیون‌ها تعیین می‌شوند. هرگاه نسبت کاتیون و آنیون کمتر از ۰/۵ و از سوی دیگر بیش‌تر از هر کدام از کاتیون‌ها و یا آنیون‌های دیگر باشد، رخساره هیدروشیمیایی تحت عنوان Mix یا مخلوط شناخته می‌شود. نمودارهای سه‌ضلعی روش گرافیکی مرسوم جهت نمایش رخساره‌های هیدروشیمیایی می‌باشند که در آن‌ها غلظت یون‌ها بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر (meq/l) است و به صورت درصد کل محتویات کاتیونی و آنیونی ارائه می‌گردد. برای نمایش رخساره‌های هیدروشیمیایی در قسمت مرکزی، ضروری است که رؤوس سمت راست سه‌ضلعی ( $\text{Cl}^-$  و  $\text{SO}_4^{2-}$ ) و سمت چپ سه‌ضلعی ( $\text{Ca}^{2+}$  و  $\text{Mg}^{2+}$ ) با یکدیگر ادغام شوند. بنابراین محدوده مرکزی نشان‌دهنده ( $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ ) و ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) در مقابل  $\text{HCO}_3^-$  و ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ) در مقابل  $\text{Mg}^{2+}$  (HFE) می‌باشد. نمودار فرگشت رخساره‌های هیدروشیمیایی (HFE) این مشکل را با استفاده از فرآیندهای اصلی که در حین نفوذ آب شور و شیرین‌شدگی آب‌های ساحلی رخ می‌دهد حل کرده است (Giménez-Forcada, 2010). در این نمودار (شکل ۶-۱۶) محور طولی مقدار درصد‌های مجزای  $\text{Na}^+$  و  $\text{Ca}^{2+}$  بر حسب meq/l می‌باشد که واکنش‌های تبادل بازی (قلیایی) را نشان می‌دهد. مقادیر بر حسب جمع کل کاتیون‌ها (از جمله  $\text{Mg}^{2+}$ ) محاسبه می‌شوند. محور عمودی نشان‌دهنده آنیون‌ها می‌باشد که درصد  $\text{Cl}^-$  نشان‌دهنده آب شور بوده و این در حالی است که آب شیرین با درصد بی‌کربنات و یا سولفات (با توجه به یون غالب در آب شیرین) معرفی می‌شود. در مرحله نفوذ آب شور، آبخوان توسط دو فرآیند همزمان تحت تأثیر قرار می‌گیرد که تحت عنوان افزایش شوری (مسیر I) شناخته شده و موجب آغاز شدن واکنش تبادل یونی معکوس (مسیر II) می‌شود. نتیجه این فرآیند تولید رخساره Ca-Cl می‌باشد. پس از آن، ترکیب آب زیرزمینی مسیر III را به سمت آب شور

(Na-Cl) سپری می‌کند. در زمان فرآیند شیرین‌شدگی، تغذیه توسط آب شیرین موجب انجام واکنش‌های تبادلی مستقیم (مسیر I' و II'') و تولید رخساره‌های  $\text{Na-HCO}_3$  می‌شود. در نهایت، آب در مسیر خط III' به سمت ترکیب آب شیرین و احیای مجدد آبخوان حرکت می‌کند (Giménez-Forcada, 2010). خیمینز-فورکادا (Giménez-Forcada) در سال ۲۰۱۴ پیرو ادامه مطالعات خود در مورد نفوذ آب شور به آبخوان‌های ساحلی پیشنهاد نمود که با در نظر گرفتن یک عدد صحیح برای هر یک از زیرگروه‌های رخساره‌های هیدروشیمیایی می‌توان نقشه موقعیت جبهه نفوذ آب شور و نواحی متأثر از آن را با دقت مناسبی تهیه نمود (جدول ۶-۵).



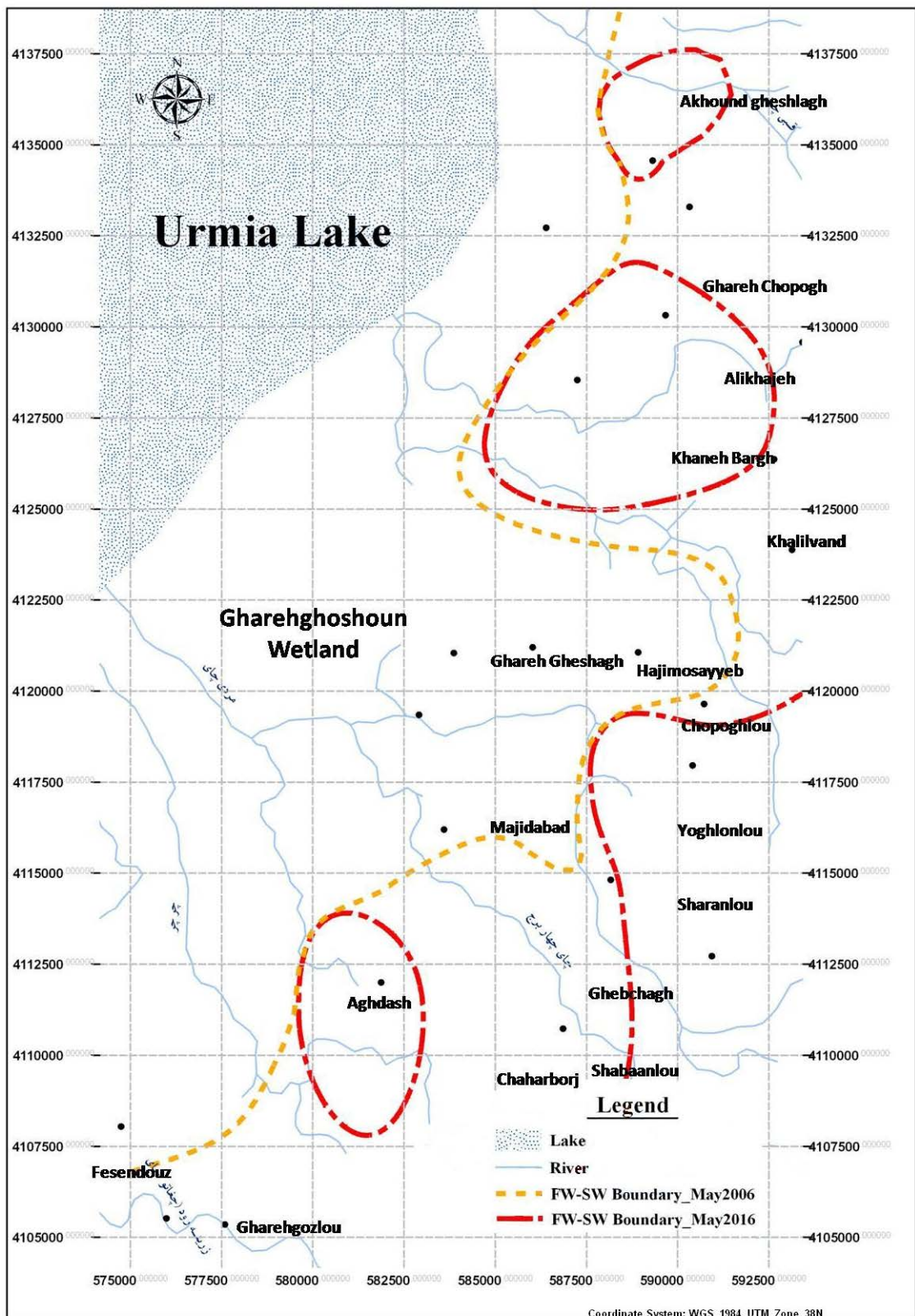
شکل ۶-۱۶. نمودار HFE (Giménez-Forcada, 2010)

بر این اساس، نقشه جبهه نفوذ آب شور به آب‌های زیرزمینی ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه در اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۵ (۲۰۰۶ میلادی) و ۱۳۹۵ (۲۰۱۶ میلادی) ترسیم و در شکل ۶-۱۷ ارائه

شده است. بر اساس این نقشه در یک بازه زمانی ۱۰ ساله، جبهه آب شور به مقدار چشمگیری در محدوده مطالعاتی نفوذ کرده است. به طوری که، مساحت پهنه دارای آب شور از ۳۰۴/۸ کیلومتر مربع در سال ۱۳۸۵ به ۴۳۷/۲ کیلومتر مربع در سال ۱۳۹۵ افزایش یافته است. به عبارت دیگر، حدود ۱۳۲/۴ کیلومتر مربع به پهنه‌های دارای آب شور افزوده شده که برابر ۲۳/۳ درصد از کل محدوده مطالعاتی است. بیشترین نفوذ آب شور در محدوده غرب شهرستان بناب (دشت مراغه- بناب)، حدفاصل شمال چپقلو تا خلیلوند (دشت ملکان) و حد فاصل مجیدآباد تا جنوب چهار برج (دشت میان‌دوآب) مشاهده می‌شود. سفره‌های آب شیرین در سه منطقه شامل شمال شرق آخوند قشلاق (دشت مراغه - بناب)، جنوب تا جنوب غرب قره‌چپق (دشت مراغه - بناب) و حوالی آغداش (دشت میان‌دوآب) در برابر نفوذ آب شور تا سال ۱۳۹۵ مقاومت کرده است. این سه منطقه به مقدار شدیدی تحت تأثیر تغذیه از رودخانه‌ها هستند. نقشه موقعیت جبهه آب شور همخوانی زیادی با نقشه‌های جهت جریان آب زیرزمینی در سال‌های ۱۳۹۵ و ۱۳۸۵ نشان می‌دهد (شکل ۵-۱ و ۵-۲).

جدول ۶-۵. ارزش عددی پیشنهادی برای زیر گروه‌های رخساره‌های هیدروشیمیایی (Giménez-Forcada, 2014)

substage	anion facies	Ion percentage	cation exchange evaluation	Value
<b>freshwater</b>	-HCO <sub>3</sub>	% HCO <sub>3</sub> > 50% %Ca > 66.6%	-	1
<b>f<sub>4</sub></b>	-HCO <sub>3</sub>	% HCO <sub>3</sub> > 50%		2
<b>f<sub>3</sub></b>	-MixHCO <sub>3</sub>	50% ≥ %HCO <sub>3</sub> > 33.3%	X <sub>sample</sub> < X <sub>theoretical</sub>	3
<b>f<sub>2</sub></b>	-MixCl	33.3% < %Cl ≤ 50%	freshening	4
<b>f<sub>1</sub></b>	-Cl	50% < %Cl < 66.6%		5
<b>boundary</b>				5.5
<b>i<sub>1</sub></b>	-MixHCO <sub>3</sub>	50% ≥ %HCO <sub>3</sub> > 33.3%	X <sub>sample</sub> > X <sub>theoretical</sub>	6
<b>i<sub>2</sub></b>	-MixCl	33.3% < %Cl ≤ 50%	intrusion	7
<b>i<sub>3</sub></b>	-Cl	50% < %Cl < 66.6%		8
<b>i<sub>4</sub></b>	-Cl	%Cl > 66.6%		9
<b>saltwater</b>	-Cl	%Cl > 66.6% %Na > 50%	-	10



شکل ۶ - ۱۷. مرز آب شور و شیرین ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه در سال ۱۳۸۵ و ۱۳۹۵

## ۶. بررسی ایزوتوپ‌های پایدار (دوتریوم و اکسیژن-۱۸) در آب‌های زیرزمینی منطقه

در این پژوهش با استفاده از مقدار ایزوتوپ‌های پایدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در نمونه‌های آب باران، در ابتدا نمودار خط جوی محلی ترسیم و موقعیت نمونه‌های آب‌های زیرزمینی و رودخانه‌ها بر روی آن مشخص گردید. تمرکز ایزوتوپ‌های پایدار در منابع آب گوناگون بیشتر به منشأ تغذیه آن‌ها بستگی دارد (Gonfiantini 1986)، لذا با ارزیابی ایزوتوپ‌های پایدار منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌توان میزان برهمکنش آن‌ها را مشخص نمود. بنا براین، با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی در نمودار یاد شده، در مرحله نخست می‌توان منشأ کیفی آن‌ها را برحسب اثرپذیری از نفوذ آب زیرزمینی شور نواحی ساحلی دریاچه یا تبخیر از آب زیرزمینی، نفوذ آب رودخانه‌ها و تغذیه مستقیم از بارش‌های جوی را تعیین نمود. در ادامه با استفاده از نسبت‌های یونی با میزان ایزوتوپ‌های پایدار و یا مقایسه نسبت‌های یونی با یکدیگر تلاش گردیده تا منشأ تغییرات کیفی و شورشدگی آب‌های زیرزمینی منطقه ساحلی جنوب شرقی دریاچه ارومیه مورد شناسایی قرار گیرد. علاوه بر چاه‌های مشاهده‌ای موجود، در این پژوهش ۶ حلقه چاه مشاهده‌ای دیگر نیز در داخل ساحل حفر و تراز آب زیرزمینی در آن‌ها به صورت ماهیانه پایش شد تا با شناسایی روند تغییرات تراز و جهت جریان آب زیرزمینی، شناخت بهتری از علت تغییرات کیفی آب‌های زیرزمینی این منطقه و صحت‌سنجی نتایج تحلیل‌های کیفی و ایزوتوپی به دست آید.

### - دوتریوم و اکسیژن - ۱۸ در نمونه‌های باران منطقه

بر اساس اندازه‌گیری مقدار ترکیب ایزوتوپی باران منطقه (محمد زاده و ابراهیم پور ۱۳۹۱)، دوتریوم بین ۸/۲- تا ۱۰۲/۷- پرمیل (‰) و اکسیژن-۱۸ بین ۲/۳- تا ۱۵/۰- پرمیل (‰) متفاوت بوده است. میانگین وزنی این دو ایزوتوپ به ترتیب ۶۴/۵- و ۹/۷- پرمیل (‰) می‌باشد. معادله خط جوی محلی (LMWL) به صورت  $\delta^2\text{H} = \delta^18\text{O} \times 7/7 + 9/9$  است (شکل ۶-۲۰). مقایسه معادله این خط با خط جوی جهانی (GMWL; Craig 1961)  $\delta^2\text{H} = \delta^18\text{O} + 10$  و خط جوی ایران (IMWL; Shamsi and Kazemi 2014)  $\delta^2\text{H} = \delta^18\text{O} + 6/57$  بارش‌های این منطقه نزدیک به میانگین بارش‌های جهانی و

بیشتر از میانگین بارش‌های کشور ایران است. مقایسه این خط با خط جوی کشور ترکیه (TMWL; Dirican et al. 2005)  $\delta^2\text{H} = \delta\text{V}/\text{V}^{18}\text{O} + 13/1$  در غرب و شمال غرب منطقه و خط جوی عراق (IMWL; Al\_Parwany 2013)  $\delta^2\text{H} = \delta\text{V}/\text{V}^{18}\text{O} + 11/97$  در جنوب غرب منطقه بیانگر شباهت شرایط جوی با آن‌ها است. در واقع می‌توان نتیجه گرفت آب و هوای این منطقه مانند ترکیه و عراق بطور عمده از آب و هوای شرق مدیترانه تأثیر می‌پذیرد. کمتر بودن عرض از مبدأ معادله خط جوی پهنه مطالعاتی ممکن است به دلیل کمتر شدن میزان رطوبت جبهه‌های هوا در مسیر خود به سمت شرق باشد.

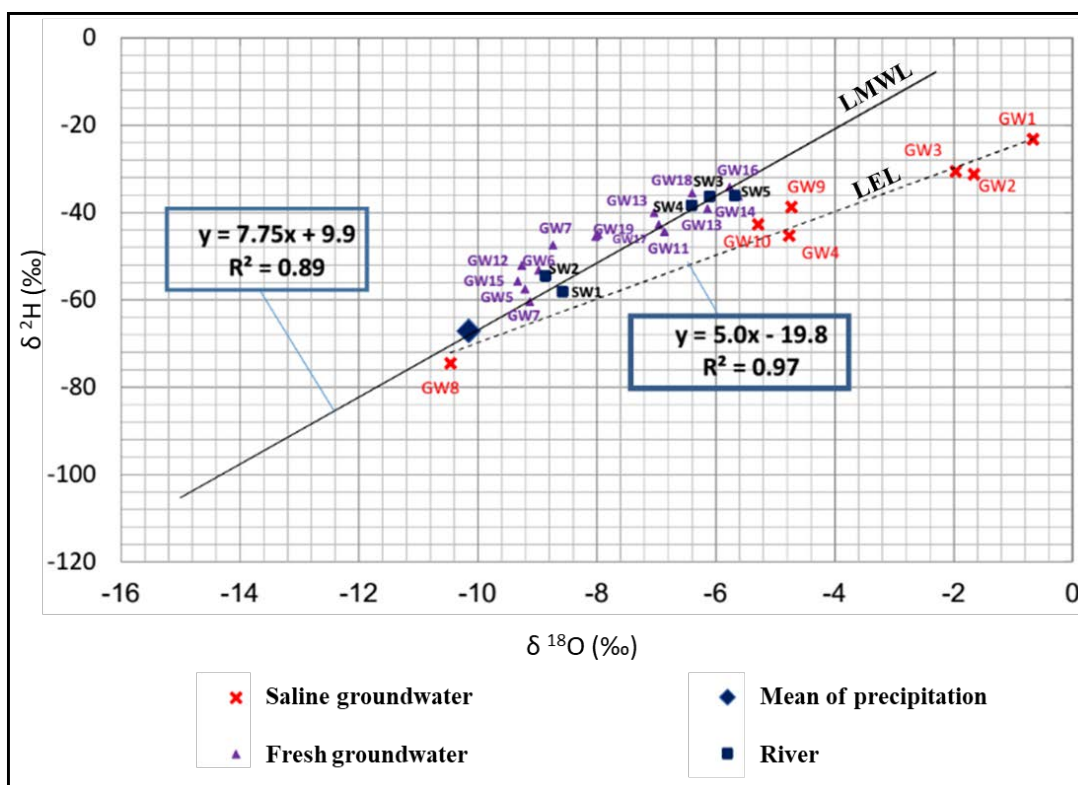
#### - دوتریوم و اکسیژن - ۱۸ در نمونه‌های آب رودخانه‌های منطقه

بر اساس اندازه‌گیری مقدار ترکیب ایزوتوپی آب رودخانه‌های اصلی منطقه، دوتریوم بین ۳۶/۲۲- تا ۵۸/۲۰- پرمیل (‰) و اکسیژن-۱۸ بین ۵/۶۸- تا ۸/۸۶- پرمیل (‰) متفاوت بوده است. از دیدگاه ایزوتوپی آب رودخانه‌های شمالی (رودخانه‌های صوفی‌چای و مردی‌چای) در مقایسه با آب رودخانه‌های جنوبی (رودخانه زربنه‌رود) سبک‌تر می‌باشند (شکل ۶-۱۶). این مطلب را می‌توان با ارتفاع بیشتر حوضه‌های آبریز رودخانه‌های شمالی که از کوه آتشفشانی بلند سهند سرچشمه می‌گیرند و مسیر کوتاه‌تر آن‌ها نسبت به زربنه‌رود و همچنین تعداد بیشتر و حجم بزرگ‌تر مخزن سدهای موجود بر روی زربنه‌رود توجیه نمود. به عبارت دیگر، آب رودخانه‌های شمالی در محدوده ساحلی ضمن آن که از ارتفاع بیشتری سرچشمه می‌گیرند و به همین دلیل از دیدگاه ایزوتوپی از آب زربنه‌رود سبک‌تر هستند، فرصت کمتری نیز برای تبخیر دارند و بدلیل ذخیره‌سازی کمتر در بالادست خود، سهم بیشتری از آب‌های ناشی از ذوب برف و بارش‌های جوی ارتفاعات را دریافت می‌کنند.

#### - دوتریوم و اکسیژن - ۱۸ در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه

مقدار دوتریوم در نمونه‌های آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی بین ۲۳/۱۷- تا ۷۴/۵۵- پرمیل (‰) و اکسیژن-۱۸ بین ۰/۶۷- تا ۱۰/۴۶- پرمیل (‰) اندازه‌گیری شده است. در بین نمونه‌های آب زیرزمینی، تنها نمونه GW8 دارای ترکیب ایزوتوپی مشابه با متوسط وزنی بارش‌های جوی و نزدیک به آب

رودخانه مردی چای می‌باشد. سایر نمونه‌ها از این دیدگاه دارای غنی‌شدگی بیشتری هستند. همانطور که در شکل ۶-۱۸ مشاهده می‌شود، از دیدگاه ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی منطقه را می‌توان به دو دسته تقسیم نمود. تعدادی از نمونه‌های آب زیرزمینی به خوبی از شیب خط جوی محلی پیروی می‌کنند و دسته دیگر شامل نمونه‌های GW1، GW2، GW3، GW4، GW9 و GW10 بر روی خطی با شیب کمتر قرار دارند. نمونه‌های دسته اخیر یا تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته و یا توسط آب‌هایی که دچار تبخیر زیادی شده، تغذیه گردیده‌اند. این خط که در واقع خط تبخیر محلی (LEL) است، با ضریب همبستگی  $0.97$  دارای معادله‌ای به صورت  $\delta^2\text{H} = \delta^18\text{O} - 19.8$  می‌باشد. به جز این نمونه‌ها، ترکیب ایزوتوپی سایر نمونه‌های آب زیرزمینی در جنوب آبخوان دشت میاندوآب نزدیک به رودخانه زربینه رود (SW5، SW4، SW3) در شمال آبخوان دشت میاندوآب نزدیک به رودخانه مردی چای (SW2) و در آبخوان دشت مراغه - بناب (شمال پهنه مطالعاتی) نزدیک به رودخانه صوفی چای (SW1) است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که رودخانه‌ها و آب‌های برگشنی کشاورزی نقش اصلی در تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی مناطق ساحلی جنوب شرقی دریاچه ارومیه را بر عهده دارند.



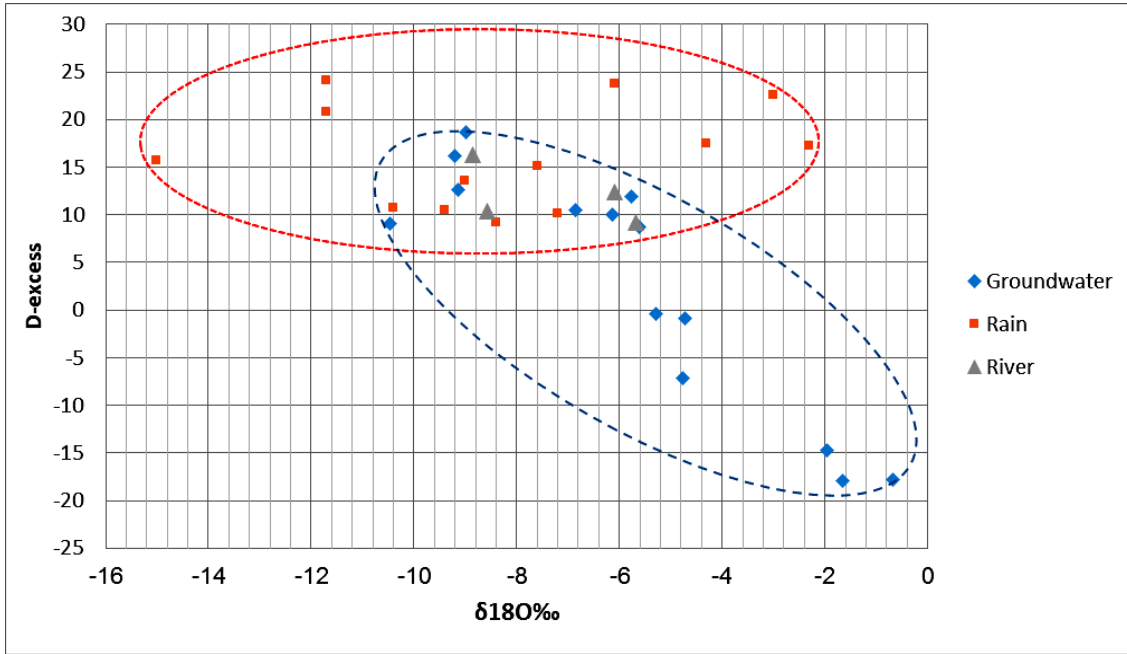
شکل ۶-۱۸. نمودار خط جوی و تبخیر محلی به همراه موقعیت ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های آب



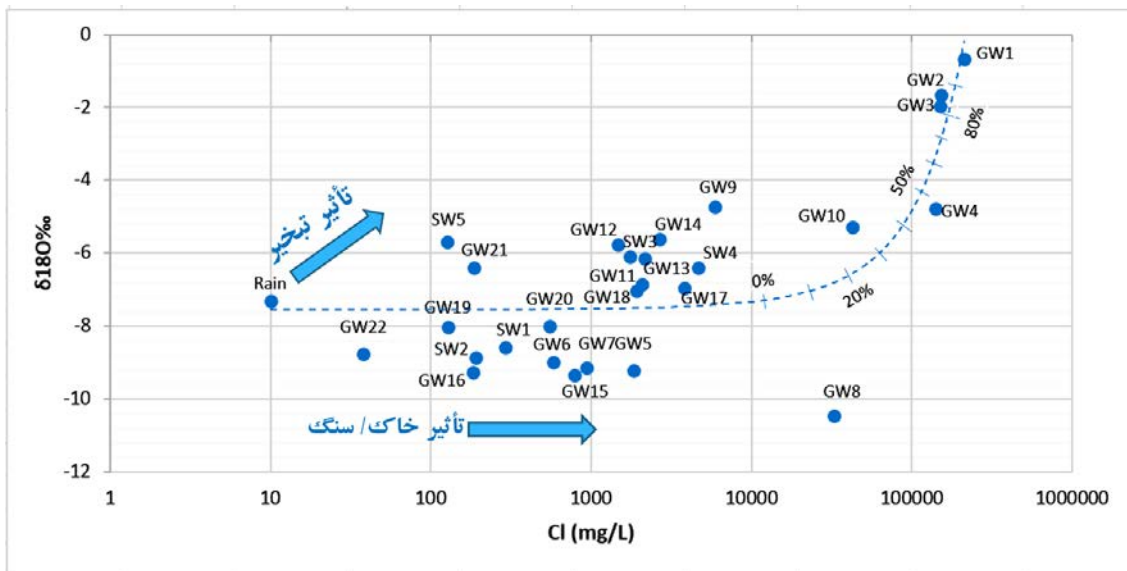
## ۶-۶- بررسی تأثیر آب شور بر ترکیب ایزوتوپی آبخوان

در شکل ۶-۱۹ نمودار تغییرات مقدار دوتریوم مازاد (d-excess) همه نمونه‌های آب شامل نمونه‌های آب باران، رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی در برابر  $\delta^{18}\text{O}$  ارائه گردیده است. در این نمودار مشاهده می‌شود که با تغییر میزان  $\delta^{18}\text{O}$  دامنه تغییرات دوتریوم مازاد برای نمونه‌های آب باران کم می‌باشد که نشان‌دهنده آن است که بارش‌های این منطقه بطور عمده از یک منبع رطوبت که همان جریان‌های هوای مدیترانه‌ای است منشأ می‌گیرد. در این نمودار نمونه‌های آب زیرزمینی با افزایش میزان دوتریوم مازاد به سمت مقادیر آب رودخانه‌ها متمایل می‌شوند که ممکن است نشان‌دهنده نقش اساسی رودخانه‌ها در رقیق‌سازی و تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی این منطقه باشد. کاهش مقادیر دوتریوم مازاد آب‌های زیرزمینی با افزایش مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  بیانگر آن است که جریان‌های آب زیرزمینی منطقه توسط آب‌هایی با درجه‌های متفاوتی از تبخیر، مخلوط می‌شوند.

نمودار تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  در برابر  $\text{Cl}^-$  می‌تواند در شناسایی نقش اندرکنش آب - خاک/سنگ، تبخیر و مخلوط شدگی یا تداخل آب شور مفید باشد. از این رو، این نمودار ترسیم و در شکل ۶-۲۰ نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، نمونه‌های آب زیرزمینی GW2 و GW3 که به طور نسبی بر روی خط اختلاط قرار دارند، حاصل مخلوط شدن آب زیرزمینی شیرین منطقه با حدود ۶۰ درصد، نمونه آب زیرزمینی GW4 با حدود ۲۰ درصد، نمونه آب زیرزمینی GW10 با حدود ۱۰ درصد شورابه می‌باشد. بر این مبنا، عامل شور بودن نمونه آب زیرزمینی GW10 که در بالای خط اختلاط قرار دارد، تبخیر شدید آن و نمونه آب زیرزمینی GW8 که در زیر خط اختلاط قرار دارد، اندرکنش آن با خاک/سنگ است. این نمودار نشان می‌دهد که علاوه بر نمونه GW9، در کیفیت نمونه‌های GW10، GW12، GW14 و GW21 که در همه آن‌ها عمق آب زیرزمینی کمتر از ۲ متر بوده، تبخیر نیز تا حدودی نقش داشته است.



شکل ۶-۱۹. نمودار تغییرات مقدار دوتریوم مازاد با اکسیژن ۱۸ در نمونه‌های آب



شکل ۶-۲۰. نمودار تغییرات مقدار اکسیژن-۱۸ با کلر در نمونه‌های آب



## فصل هفتم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در این فصل نتایج به دست آمده از بررسی تغییرات زمانی و مکانی جریان آب زیرزمینی در پهنه مطالعاتی ارائه گردیده است. در ادامه بر اساس اهداف این پژوهش پیشنهادهایی ارائه شده است.

### ۷-۱. نتیجه‌گیری

در زیر مهم‌ترین نتایج به دست آمده از بررسی‌های هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه، با نگرشی ویژه و جداگانه به تغییرات زمانی و تغییرات مکانی آب‌های زیرزمینی آورده شده است.

### ۷-۱-۱. تغییرات زمانی جریان آب زیرزمینی در جنوب شرق دریاچه ارومیه

بررسی تغییرات زمانی سطح آب‌های زیرزمینی در آبخوان‌های میاندوآب و مراغه - بناب بیانگر این است که روند تغییرات زمانی یکسان نمی‌باشد. مهم‌ترین دلایل آن تراوایی مختلف این دو آبخوان و هم‌چنین تفاوت در تراکم رودخانه‌های موجود در محدوده آن‌ها می‌باشد.

در دشت میاندوآب مقدار نوسانات سطح آبخوان از سال ۶۹-۶۸ تا سال آبی ۸۱-۸۰ در طول یک سال بسیار کم بوده است. اما از این سال به بعد، دامنه نوسانات به مقدار چشمگیری افزایش یافته است. علت این رخداد به احتمال در نتیجه افزایش پمپاژ و انتقال آب از انشعابات رودخانه‌ای به زمین‌های کشاورزی در این دشت می‌باشد. در هیدروگراف معرف دشت میاندوآب، از سال آبی ۹۱-۹۰ به بعد، در سطح سفره آب زیرزمینی تعادل دیده می‌شود. این نمودار در بازه زمانی یاد شده شکلی سینوسی و منظم دارد

و بدون روند تغییرات است. بنابراین، در چند سال اخیر بین میزان تغذیه و تخلیه از سفره آب زیرزمینی دشت میاندوآب کم و بیش تعادل برقرار می‌باشد. این دشت یک دشت سیلابی است که در پایین دست آن و نزدیک به ساحل دریاچه ارومیه، رسوبات درشت دانه بستر فعلی و قدیمی رودخانه‌ها به طور بین انگشتی (interfingering) در بین رسوبات ریز دانه قرار دارند. در محدوده دشت میاندوآب ضمن وجود شبکه گسترده آبیاری، رودخانه‌ها نیز دارای انشعابات زیادی هستند. زمان تأخیر بین متوسط بارندگی در سطح حوضه آبریز و تغییر سطح آبخوان در محدوده دشت میاندوآب حدود یک سال برآورد می‌شود. در دشت مراغه - بناب بر خلاف دشت میاندوآب، از سال آبی ۹۱-۹۰ به بعد، سطح سفره آب زیرزمینی همچنان دارای روند کاهشی و البته با شیب کم‌تر است. این دشت در واقع یک مخروط‌افکنه است که اندازه رسوبات آن از رأس آن به سمت ساحل دریاچه به طور نسبی کوچک‌تر می‌شود. با وجود این، در پهنه مطالعاتی اندازه دانه‌های رسوبی در محدوده دشت مراغه - بناب نسبت به دشت میاندوآب درشت‌تر است. در محدوده این دشت رودخانه‌ها دارای انشعابات زیادی نیستند. زمان تأخیر بین متوسط بارندگی در حوضه آبریز و تغییر سطح آبخوان در محدوده دشت مراغه - بناب حدود ۴ سال برآورد می‌شود. علت کم‌تر بودن زمان تأخیر در دشت میاندوآب به احتمال زیاد به دلیل انشعابات بیش‌تر رودخانه‌ای است که موجب کاهش زمان پاسخ آبخوان به مقدار بارندگی می‌شود.

در مجموع تراز آب‌های زیرزمینی ساحلی از سال آبی ۹۱-۹۰ به بعد، در بیش‌تر نقاط موجود در محدوده دشت میاندوآب دارای روند ثابت و یا افزایشی و در محدوده دشت مراغه - بناب دارای روند کاهشی و البته با شیب کم بوده است. بر اساس بیلان آب زیرزمینی در محدوده ساحلی جنوب شرقی دریاچه ارومیه در سال آبی ۹۵-۹۴، حدود ۹۶ درصد از تغذیه سفره آب زیرزمینی از انشعابات رودخانه‌ای و آب‌های برگشتی کشاورزی می‌باشد. با توجه به مطالب یاد شده می‌توان نتیجه گرفت که با وجود این که سطح آب دریاچه در سال‌های اخیر کاهش چشمگیری داشته است، عدم افت سطح آب-های زیرزمینی در دشت میاندوآب و کم شدن شیب افت سطح ایستابی در دشت مراغه - بناب به دلیل شدت برداشت از آب رودخانه‌ها برای مصارف کشاورزی به دلیل گسترش سطح زیر کشت و روش پمپاژ مستقیم از آب رودخانه‌ها می‌باشد.

## ۷-۱-۲. تغییرات مکانی جریان آب زیرزمینی در جنوب شرق دریاچه ارومیه

مقایسه نقشه خطوط هم پتانسیل آب زیرزمینی در سال ۱۳۸۵ و ۱۳۹۵ نشان می‌دهد که در این بازه زمانی تغییرات زیادی در تراز آب‌های زیرزمینی ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه به وجود آمده است. در سال ۱۳۸۵، خطوط هم پتانسیل به طور نسبی موازی هستند و ناهنجاری خاصی در آن‌ها مشاهده نمی‌شود. این خطوط به قدری منظم هستند که الگوی آن‌ها به خوبی از شکل مخروط افکنه دشت مراغه - بناب و شکل دشت سیلابی میان‌دوآب پیروی می‌کند. در این سال همه خطوط جریان از بالادست دشت‌ها به سمت ساحل دریاچه می‌باشند. اما در سال ۱۳۹۵، ناهنجاری‌های مهمی در شکل خطوط هم پتانسیل و خطوط جریان آب زیرزمینی ایجاد شده است. در این سال، الگوی خطوط هم پتانسیل آب زیرزمینی نسبت به سال ۱۳۸۵ تغییرات زیادی داشته است. به طوری که، در سال ۱۳۸۵ جبهه‌های ورودی اصلی آب زیرزمینی که در شمال شرق و جنوب غرب محدوده مطالعاتی قرار دارند، بسیار ضعیف و نقش کم‌تری در تأمین آب زیرزمینی منطقه ایفا می‌کنند. کاهش شیب هیدرولیکی جریان آب زیرزمینی به ویژه در جبهه ورودی شمال شرقی بسیار چشمگیر است. نقش رودخانه زرینه‌رود در تغذیه مستقیم آبخوان میان‌دوآب در سال ۱۳۹۵ بر خلاف سال ۱۳۸۵ نمود زیادی ندارد. از تغییرات چشمگیر دیگر افت شدید سطح آبخوان در بخش میانی محدوده مطالعاتی در حدفاصل روستای خلیوند تا خانه‌برق است. در این ناحیه سطح آبخوان تا بیش از ۱۳ متر افت نموده و جهت جریان آب زیرزمینی از سمت ساحل دریاچه به این سمت معکوس شده است. دلیل این افت زیاد، وابستگی شدید ناحیه یاد شده به منابع آب زیرزمینی می‌باشد. این وابستگی در شرایطی است که جریان‌های سطحی چشمگیری در این محل وجود ندارد و در سال‌های اخیر آب زیرزمینی ورودی از سمت دشت مراغه - بناب کاهش زیادی داشته است. معکوس شدن جهت جریان علاوه بر این منطقه در جنوب شرقی پهنه مطالعاتی (حوالی روستای فسندوز) نیز مشاهده می‌گردد. در این ناحیه با پمپاژ مستقیم، برداشت زیادی از آب رودخانه زرینه‌رود صورت می‌گیرد و این آب بر روی زمین‌های شور آن برای مصارف کشاورزی پخش می‌شود. در ناحیه یاد شده، از سال آبی ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ آب‌های زیرزمینی تا بیش از ۴ متر افزایش داشته است. به این ترتیب، معکوس شدن جریان آب زیرزمینی در

این ناحیه بر خلاف ناحیه پیرامون خلیوند به دلیل افزایش تراز آب زیرزمینی در نقاط پایین دست مجاور ساحل دریاچه ارومیه است. نفوذ آب شور از سمت دریاچه به داخل سفره‌های آب زیرزمینی، علاوه بر مقدار تراز آب زیرزمینی به جنس رسوبات در حدفاصل بین آن‌ها بستگی دارد. به طوری که، برای نفوذ آب شور علاوه بر پایین تر بودن تراز سفره آب زیرزمینی از تراز شورابه‌های زیرزمینی ساحل خشک شده، لازم است که رسوبات نیز از نفوذپذیری مناسبی برای حرکت شورابه‌ها به سمت خشکی برخوردار باشند.

در بخش جنوبی محدوده مطالعاتی، در سال ۱۳۸۵ در مجاورت ساحل دریاچه خط تراز آب زیرزمینی حدود ۱۲۷۴ متر است که این خط در سال ۱۳۹۵ حدود ۷ کیلومتر به سمت داخل خشکی جابجا شده است. میزان این جابجایی در بخش شمالی حدود ۴ کیلومتر به سمت شمال شرقی است. در اطراف روستای قره‌قشلاق (مجاور ساحل شرقی تالاب قره‌قشلاق) رسوبات دانه‌ریز هستند و به میزان زیادی تحت تأثیر آب رودخانه مردی‌چای می‌باشند. به این دلیل، در این ناحیه تراز آب زیرزمینی تغییر مهمی نداشته است. در ناحیه یاد شده، تغییرات دمای آب زیرزمینی در طول سال آبی ۹۴-۹۵ نسبت به سایر نواحی دارای کم‌ترین تغییرات بوده است. به طوری که، در این سال تفاوت این عامل در گرم‌ترین و سردترین ماه سال فقط ۱ درجه سانتی‌گراد است. این مطلب گواهی دیگر بر ناچیز بودن اندرکنش آب-های سطحی و زیرزمینی در پیرامون تالاب قره‌قشلاق است.

### ۷-۱-۳. تغییرات مکانی جریان آب زیرزمینی در جنوب شرق دریاچه ارومیه

این مطلب توسط بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی نیز تأیید شده است. نقشه به دست آمده از ارزش‌گذاری عددی زیرگروه‌های رخساره‌های هیدرووشیمیایی، تطابق بسیار خوبی با روند تغییرات جهت جریان آب زیرزمینی در نقشه‌های هم‌پتانسیل دارد. بر اساس بررسی رخساره‌های هیدرووشیمیایی، سفره‌های آب شیرین در سه منطقه شامل شمال شرق آخوند قشلاق (دشت مراغه - بناب)، جنوب تا جنوب غرب قره‌چپق (دشت مراغه - بناب) و حوالی آغداش (دشت میاندوآب) در برابر نفوذ آب شور تا سال ۱۳۹۵ مقاومت کرده است. این سه منطقه به مقدار شدیدی تحت تأثیر تغذیه از رودخانه‌ها هستند.

ترکیب ایزوتوپی دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در آب‌های زیرزمینی هر ناحیه شباهت زیادی به ترکیب ایزوتوپی رودخانه جاری در آن ناحیه دارد. بر این اساس، رودخانه‌ها نقش اصلی در تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی مناطق ساحلی جنوب شرقی دریاچه ارومیه را بر عهده دارند. همچنین تغییرات میزان دوتریوم مازاد (d-excess) آب‌های زیرزمینی در برابر  $\delta^{18}\text{O}$  نیز نشان‌دهنده نقش اساسی رودخانه‌ها در رقیق‌سازی و تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی است.

بنابراین، با کاهش حدود ۴۷ درصد از حجم آب رودخانه‌ها در سال‌های اخیر نسبت به متوسط دراز مدت، تغییرات چشمگیری در کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه شکل پذیرفت. به دلیل شیب هیدرولیکی و عمق کم سطح آب‌های زیرزمینی، پمپاژ شدید و مستقیم از آب رودخانه‌ها به ویژه زرینه-رود و پخش آن بر روی سطح زمین به دلیل افزایش آب برگشتی کشاورزی به آبخوان، موجب ایجاد تغییراتی در روند خطوط هم‌پتانسیل و جهت جریان آب زیرزمینی شده است. پخش این آب بر روی زمین‌های شور، نقش زیادی در کاهش کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه دارد. به این ترتیب، به دلیل فعالیت‌های گسترده کشاورزی در منطقه، بین آب‌های زیرزمینی و آب سطحی ورودی به دریاچه ارومیه ارتباط زیادی وجود دارد.

## ۲-۷- پیشنهادها

با توجه به نتایج به دست آمده از این تحقیق، پیشنهادهایی برای انجام مطالعات بیش‌تر در حوضه آبرگیر دریاچه ارومیه و همچنین بهبود وضعیت کمی و کیفی دریاچه ارومیه ارائه شده است.

- با توجه به این که عمق آب‌های زیرزمینی در محدوده مجاور دریاچه ارومیه به طور نسبی اندک است، پیشنهاد می‌شود که به وسیله متولیان آب زیرزمینی تعداد قابل توجهی گمانه دستی در آبخوان حاشیه دریاچه حفر شود و با اندازه‌گیری سطح آب در آن‌ها تغییرات زمانی و مکانی سطح آب‌های زیرزمینی آبخوان ساحلی و همچنین تغییرات هیدروژئوشیمیایی منطقه به طور دقیق‌تری مورد ارزیابی قرار گیرد.



- فاصله نزدیک‌ترین ایستگاه‌های آبسنجی موجود در مسیر رودخانه‌های ورودی به دریاچه ارومیه تا دریاچه به طور نسبی زیاد است. از آنجایی که در بازه بین ایستگاه‌های آبسنجی موجود و حاشیه دریاچه پمپاژ بسیار زیادی از آب رودخانه‌ها صورت می‌گیرد، آمار دقیقی از برداشت آب‌های سطحی این منطقه در دسترس نیست. بنابراین، به طور حتم دبی جریان‌های سطحی ورودی به دریاچه با دبی‌های اندازه‌گیری شده در محل ایستگاه‌های آبسنجی به طور قابل توجهی کم‌تر می‌باشد. پیشنهاد می‌شود با تعبیه ایستگاه‌های آبسنجی بر روی رودخانه‌های منطقه در نزدیک‌ترین محل به ساحل دریاچه ارومیه، ضمن برآورد دقیق‌تر حجم آب ورودی به دریاچه و برآورد دقیق‌تر مقدار پمپاژ مستقیم از آب رودخانه‌ها، اطلاعات دقیق‌تری از اجزای بیلان در آبخوان ساحلی حاصل شود.

- همانطور که پیش‌تر اشاره شد، در دشت مراغه - بناب روند نزولی سطح آب‌های زیرزمینی ادامه دارد. بنابراین، پیشنهاد می‌شود با مسدود کردن چاه‌های غیرمجاز و همچنین مدیریت آبخوان و اعمال برداشت مجاز، جریان آب زیرزمینی از این آبخوان دانه درشت به سمت دریاچه به صورت پایدار حفظ شود.

- برای حفظ کیفیت آب‌های زیرزمینی ساحلی علاوه بر مطالب یاد شده باید بیشینه عمق چاه‌های بهره‌برداری و دبی برداشت بر اساس مطالعات هیدروژئولوژیکی نیز رعایت شود. هدف از این پیشنهاد جلوگیری از رخداد پدیده بالازدگی آب شور موجود در زیر آب‌های زیرزمینی شیرین نواحی ساحلی می‌باشد. رعایت این مطلب در نواحی که سفره آب زیرزمینی دارای ارتباط هیدرولیکی با شورابه‌های زیرزمینی بستر خشک شده دریاچه است، از اهمیت بالاتری برخوردار است.

- پیشنهاد می‌شود که مطالعات مشابهی در سایر آبخوان‌های آبرفتی پیرامون دریاچه ارومیه به ویژه آبخوان‌های مجاور ساحل غربی و شمال شرقی آن انجام و نتایج آن با نتایج به دست آمده از این پژوهش مقایسه گردد.

## منابع

- آقائاتی، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۷۳۵.
- آقازاده، ن.، اصغری مقدم، ا.، صمدی، ن (۱۳۸۹) ارزیابی نفوذ آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان ساحلی میان دشت قالقاچی، پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، جلد ۱۷، شماره ۴.
- اخوان، س. و حمزه آباد، ا.ج (۱۳۹۴) شبیه‌سازی جریان ورودی به دریاچه ارومیه با استفاده از مدل SWAT، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، شماره ۷۲، ص ۳۳-۲۳.
- اصغری مقدم، ا.، فیجانی، ا. و ناظمی، ا.ج (۱۳۹۴) عوامل مؤثر بر مراغه خصوصیات هیدروشیمیایی آبخوان دشت - بناب، دانش آب و خاک، ۲۵ (۲)، ص ۱۰۹-۱۲۲.
- باقری هارونی، م. ح (۱۳۹۰) ارزیابی فن‌آوری سنجش از دور در برآورد مؤلفه‌های بیلان آب در مقیاس حوضه‌ای، با تأکید بر میزان برداشت خالص آب زیرزمینی (مطالعه موردی حوضه آبریز دریاچه ارومیه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- بنگاه مستقل آبیاری (۱۳۴۲) گزارش منابع آب زیرزمینی دشت مراغه
- تمدن، م (۱۳۵۰) اوضاع ایران در جنگ اول یا تاریخ رضائیه، انتشارات تمدن، ۴۴۴ ص.
- توفیقی، م.، زین الدینی، م. علی گلشنی، ع.ا (۱۳۸۸) بررسی شکل‌گیری جریان لایه‌ای در دریاچه ارومیه به کمک مدل هیدرودینامیک سه بعدی، مجله فنی مهندسی مدرس، شماره ۳۵.
- جامعه مهندسان مشاور ایران (۱۳۹۰) ارزشیابی پایداری فرآیند توسعه و پی‌آمدهای آن در دریاچه ارومیه (بحران زیست محیطی دریاچه ارومیه).
- جعفری، ف. و افتخاری، م (۱۳۹۲) بررسی تبادلات آبی و نفوذ جبهه آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان‌های همجوار، مدیریت آب و آبیاری، ۱(۳)، ص ۲۹-۴۷.
- جلالی، ح.، نیکودل، م.ر. و نبوی، م.ح (۱۳۷۹) ویژگی‌های زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های نرم دریاچه ارومیه، علوم زمین، ۹ (۳۶-۳۵)، ص ۲۸-۴۳.
- جهانبانی، س (۱۳۹۱) مقایسه روش‌های برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های شور با استفاده از معادله بیلان انرژی (مطالعه موردی دریاچه ارومیه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف.
- حسین پور، ل (۱۳۹۰) مطالعات شیمی فیزیکی دریاچه ارومیه (VIII): محاسبه پارامترهای شیمی فیزیکی: مقدار و سرعت ته‌نشینی نمک از شورابه دریاچه ارومیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه.
- حمزه‌خانی، ح. و آقایی، م.م (۱۳۹۴) مدل‌سازی آب زیرزمینی دشت میاندوآب به کمک فناوری سنجش از دور به منظور بررسی اثربخشی آبخوان بر جریان‌ات سطحی، ستاد احیا دریاچه ارومیه، ۱۳۰ ص.

- خادمی، ف.، پیر خراطی، ح. و شاه کرمی، س (۱۳۹۳) مطالعه روند افزایش خاک شور اطراف دریاچه ارومیه با استفاده از GIS و RS، علوم زمین، ۹۴، ص ۹۸-۹۳.
- سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور (۱۳۸۴) وضعیت موجود و آینده منابع آب حوزه آبریز دریاچه ارومیه (جلد اول)، شرکت مهندسی مشاور جاماب.
- سازمان آب منطقه‌ای آذربایجان غربی (۱۳۶۴) طرح آبیاری و زهکشی دشت زرینه‌رود.
- سازمان آب منطقه‌ای آذربایجان غربی (۱۳۸۱) تجزیه شیمیایی منابع آب دشت میاندوآب.
- سازمان آب منطقه‌ای آذربایجان غربی (۱۳۸۳) گزارش هیدرولوژی دشت میاندوآب.
- سیما، س. و تجریشی، م (۱۳۹۴) برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره سنجنده MODIS، تحقیقات منابع آب ایران، جلد ۱۱، شماره ۱، ص ۳۲-۴۸.
- شارمد، ت.، حسینی، س.ع. و محمدزاده هاوستینی، س. (۱۳۹۴) گزارش هیدروژئوشیمی محدوده‌های مطالعاتی آذرشهر، شیرامین، عجب شیر و مراغه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۶۸ ص.
- شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی (۱۳۸۷) پروژه بهنگام‌سازی بیلان آب محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز دریاچه ارومیه (گزارش هیدرولوژی)، مهندسی مشاور فرسپندآب.
- شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی (۱۳۸۸) پروژه بهنگام‌سازی بیلان آب محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز دریاچه ارومیه (گزارش آب زیرزمینی)، مهندسی مشاور فرسپندآب.
- شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی (۱۳۸۹) پروژه بهنگام‌سازی بیلان آب محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز دریاچه ارومیه (گزارش ارزیابی منابع آب بیلان محدوده‌های مطالعاتی)، مهندسی مشاور فرسپندآب.
- شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی (۱۳۹۴) آمار و اطلاعات چاه‌های مشاهده ای دشت میاندوآب.
- شرکت جنرال ژئوفیزیک (۱۳۴۳) مطالعات اولیه ژئوفیزیک در محدوده میاندوآب، آب منطقه‌ای آذربایجان.
- شرکت مهندسی مشاور آب و خاک (۱۳۵۳) مطالعات ژئوالکتریک در منطقه میاندوآب و مراغه، آب منطقه‌ای آذربایجان.
- شرکت مهندسی مشاور جاماب (۱۳۷۰) گزارش آب زیرزمینی دشت میاندوآب.
- شرکت مهندسی مشاور طالقانی - دفتری (۱۳۵۶) گزارش مطالعات آب‌های زیرزمینی منطقه دشت مراغه.
- شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس (۱۳۵۶) مطالعات نیمه تفصیلی آب‌های زیرزمینی منطقه مراغه - بناب.
- شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس (۱۳۶۳) گزارش هیدرولوژی دشت میاندوآب.

- شرکت مهندسين مشاور مهتاب قدس (۱۳۶۴) گزارش هیدروژئولوژی دشت میان‌دوآب.
- شرکت مهندسين مشاور مهتاب قدس (۱۳۶۷) گزارش لوگ چاه‌های مشاهده‌ای و بهره‌برداری دشت میان‌دوآب.
- شهرابی، م (۱۳۷۳) شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش ارومیه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صافی، ا (۱۳۹۰) تهاجم و پیشروی آب شور دریاچه ارومیه در آبخوان ساحلی دشت مراغه - بناب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی، تهران.
- فیجانی، ا (۱۳۹۲) هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی آبخوان دشت مراغه - بناب با استفاده از مدل‌سازی آب زیرزمینی، رساله دکترا، دانشگاه تبریز، تبریز.
- محمد زاده، ح. و ابراهیم‌پور، ص (۱۳۹۱) کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار و هیدروژئوشیمی به منظور بررسی منشأ و تغییرات کیفی منابع آب حوضه آبریز دریاچه زریوار، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۶(۴)، ص ۱۰۱۸-۱۰۳۱.
- محمودی، ن (۱۳۸۶) بررسی کمی و کیفی منابع آب زیرزمینی دشت مراغه - بناب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، تبریز.
- محمودی، ن. و اصغری مقدم، ا (۱۳۸۷) تأثیر پساب‌های شهرک صنعتی مراغه بر آلودگی آب‌های زیرزمینی دشت مراغه - بناب، محیط‌شناسی، شماره ۴۵، ۱۵-۲۲.
- مؤسسه تحقیقات آب (۱۳۹۲) نقشه بسیمتری دریاچه ارومیه.
- مهندسان مشاور آب نیرو (۱۳۷۱) مطالعات مرحله دوم مقدماتی بزرگراه شهید کلانتری واقع در دریاچه ارومیه.
- مهندسين مشاور یکم (۱۳۸۳) مطالعه پیامدهای زیست محیطی، اثرات کمی و کیفی طرح‌های توسعه منابع آب حوضه دریاچه ارومیه بر دریاچه ارومیه.
- مهندسين مشاور یکم (۱۳۸۷) مطالعات نیمه تفصیلی آب‌های زیرزمینی دشت مراغه - بناب.
- نوروزی، ح.، ندیری، ع. و اصغری مقدم، ا (۱۳۹۵) بررسی آلودگی دشت ملکان به آرسنیک، اکوهیدرولوژی، ۲(۳)، ص ۱۵۱-۱۶۶.
- وزارت نیرو (۱۳۶۲) مدل ریاضی منابع آب زیرزمینی دشت مراغه
- همتی، ع (۱۳۸۱) مطالعه هیدروژئوشیمی آب‌های زیرزمینی دشت میان‌دوآب (جنوب شرقی دریاچه ارومیه)، کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، تبریز.
- Abich, H (1856) *Vergleichende chemische Untersuchungen des Wassers des Kaspischen Meers, des Urmia und Wansees*. Petersburg.
- Amiri, V, Nahkaei, M, Lak, R and Kholghi, M (2015) *Assessment of seasonal groundwater quality and potential saltwater intrusion: a study case in Urmia coastal aquifer (NW Iran) using the groundwater quality index (GQI) and hydrochemical facies evolution diagram (HFE-D)*, Stoch Environ Res Risk Assess, Published online: 14 June 2015.

- Asem, A and Mahmoudi, A (2013) *One and a half centuries of physicochemical data of Urmia Lake, Iran*; International Journal of Science and Knowledge, 2 (1), 57-72.
- Becht, R, Mwangi, F and Munro, FA (2006) *Groundwater links between Kenyan rift valley lakes*; Conf. Proc. 11th World Lakes Conference, 31 Oct. - 4 Nov. 2005, Nairobi, Kenya.
- Born, S.M, Smith, S.A. and Stephenson, D.A (1979) *Hydrogeology of glacial-terrain lakes, with management and planning applications*; Journal of Hydrology, 43(1-4), 7-43.
- Burnett, WC and Dulaiova, H (2003) *Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous Radon-222 measurements*; J. Environmental Radioactivity, 69, 21– 35.
- Chander A (2012) *The drying of Iran's Lake Urmia and its environmental consequences*. Environ. Dev. (2):128137.<http://dx.doi.org/10.1016/j.envdev.2012.03.011>.
- Clark, I. D. and Fritz, P (1997) *Environmental isotopes in hydrogeology*; Lewis publishers, New York: 328 pp.
- Comin, F.A, Julia, R., Comin, M.P and Plana, F (1990) *Hydrogeochemistry of lake Gallocanta (Aragon, NE Spain)*, Hydrobiologia, 197, 51-66.
- Giménez-Forcada, E (2010) *Dynamic of seawater interface using hydrochemical facies evolution diagram*; Groundwater, 48(2), 212-216.
- Giménez-Forcada E (2014) *Space/time development of seawater intrusion: a study case in Vinaroz coastal plain (Eastern Spain) using HFE-Diagram, and spatial distribution of hydrochemical facies*; Journal of Hydrology, 517, 617–627.
  
- Godfrey, L and Todd, C (2002) *Ecological reserve for Lake Sibaya, quaternary catchment W70A, KwaZulu Natal Coastal Plain – Integrated report*; Department of Water Affairs and Forestry, Pretoria.
- Jabbari, H, Samenejad Z and Fataei, A (2014) *Physico-chemical quality of water in urmia Lake*, National and the 1st International Geosciences Congress, Iran, February 16-19.
- Kelts, K. and Shahrabi, M (1986) *Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwestern Iran*; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 54, 105-130.
- Krabbenhoft, DP, Anderson, MP and Bowser, CJ (1990) *Estimating groundwater exchange with lakes, 2. Calibration of a three-dimensional, solute transport model to a stable isotope plume*; Water Res. Res., 26 (10), 2455 – 2462.
- Grannemann, N.G., Hunt, R.J., Nicholas, J.R., Reilly, T.E. and Winter, T.C. (2000), *The Importance of Ground Water in the Great Lakes Region*, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4008, 19p.
- Gunther, R.T (1899) *Contributions to the geography of Lake Urmia and its neighbourhood*; Geogr. J., 14, 504-523.
- Hem, JD (1985) *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*; USGS Water Supply Paper 1473, United States Geological Survey, Washington.
- Hunt, RJ, Krabbenhoft, DP and Anderson, MP (1996) *Groundwater inflow measurements in wetland systems*; Wat. Res. Res., 32 (3), 495 – 507.
- Isiorho, S.A. and Matisoff, G (1990) *Groundwater recharge from Lake Chad*; Limnology and Oceanography, 35(4), 931-938.
- Jarsjö, J. and Destouni, G (2004) *Groundwater discharge into the Aral Sea after 1960*. Journal of Marine Systems, 47, 109-120.

- McBride, MS and Pfannkuch, HO (1975) *The distribution of seepage within lakebeds*; J. Res.U.S. Geol. Surv.,3 (5), 505 – 512.
- Meyer, R and Godfrey, L (1995) *Characterisation and mapping of the groundwater resources of KwaZulu-Natal Province – Mapping Unit 7*; Department of Water Affairs and Forestry.
- Meyer, R and Godfrey, L (2003) *Report on the geohydrology around Lake Sibaya, Northern Zululand Coastal Plain, KwaZulu-Natal*. Report ENV-P-C 2003-003, Environmentek, CSIR, Pretoria.
- Moller, P, Rosenthal, E, Geyer, S and Flexer, A (2007) *Chemical evolution of saline waters in the Jovdan- Dead sea transform and in adjoining areas*, Int J Earth Sci(Geol Rundsch), 96, 541-566.
- Mulligan, AE and Charette, MA (2006) *Intercomparison of submarine groundwater*; Hydrology, Vol. 327, 411– 425.
- Nachiappan, RM.P,Kumar, B, Manickavasagam,RM (2002) *Estimation of subsurface components in the water balance of Lake Nainital (Kumaun Himalaya, India) using environmental isotopes*, Hydrological Sciences, 47(S), 41-54.
- Ong, J.T (2010) *Investigating of spatial and temporal processes of lake – aquifer interactions in the Nebraska sand hills*; Ph.D. Thesis, University of Nebraska.
- Ono, M, Tokunaga, T, Shimada, J and Ichiyanagi, K (2013) *Application of continuous <sup>222</sup>Rn monitor with dual loop system in a small lake*; Groundwater, 51 (5), 706 – 713.
- Parsons, P.P (2014) *Quantifying the role of groundwater in sustaining Groenvlei, A shallow lake in the southern cape region of South Africa*, Ph.D. Thesis, University of the Free State,Bloemfontein, South Africa.
- Roningen, JM and Burbey, TJ (2012) *Hydrological controls on lake level: a case study at Mountain Lake, Virginia, USA*; Hydrogeol. J., 19 pp.
- Pitman, WV (1980) *Hydrology of the coastal lakes of Maputaland with special reference to St Lucia and Sibaya*; in Bruton, MN and Cooper, KH (eds) *Studies of the ecology of Maputaland*, Rhodes University, Grahamstown and Wildlife Society of South Africa, Durban.
- Pitz, C.F (2003) *Moses Lake total maximum daily load groundwater study*; Washington State Department of Ecology Environmental Assessment Program, Publication No. 03-03-005, 68 p.
- Roningen, J. and Burbey, T.J (2012) *Hydrogeologic controls on lake level: A case study at Mountain Lake, Virginia, USA*; Hydrogeology Journal, 20(6).
- Sacks, LA, Swancar, A and Lee, TM (1998) *Estimating ground-water exchange with lakes using water-budget and chemical mass-balance approaches for ten lakes in Ridge Areas of Polk and Highlands Counties, Florida*; Water Resources Investigations Report 98-4133, US Geological Survey, Tallahassee, Florida.
- Sacks, LA, (2002) *Estimating Ground-Water Inflow to Lakes in Central Florida Using the Isotope Mass-Balance Approach*, Water-Resources Investigations Report 02-4192, US Geological Survey, Tallahassee, Florida.
- Salehipouv Milani, A., Darvishi Khatoun, J., Tajic, R. and Dehghan Chenari, A (2015) *Study of Urmia lake coastline in quaternary based on geomorphology of lake terrace*, Geological survey of Iran.
- Sanford, W, Langevin, C, Polemio, M and Povinec, P (2007) *A new focus on groundwater – seawater interactions*; IAHS Publication 312, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford.

- Shahrabi, M (1981) *Holocene Lacustrine facies and environment of hypersaline Lake Urmieh, N.W.Iran*; Dip. Arb. Ander ETH Zurich, Switzerland, 75.
- Sharpe, S.E., Cablk, E.C. and Thomas, J.M (2008) *The walker basin, Nevada and California*; Physical environment, hydrology and biology, Desert research institute.
- Sima, S. and Tajrishy, M (2013) *Using satellite data to extract volume-area-elevation relationships for Urmia lake, Iran*; Journal of Great lakes research, 39, 90-99.
- Townley, LR, Turner, JV, Barr, AD, Trefry, MG, Wright, KD, Gailitis, V, Harris, CJ and Johnstone (1993) *Wetlands of the Swan Coastal Plain – Volume 3 – Interaction between lakes wetlands and unconfined aquifers*; CSIRO Division of Water Resources, Perth.
- Turner, JV, Barr, AD and Smith, AJ (2000) *Constraining models of lake water balance and groundwater–surface water interaction by stable isotope tracers*; Conf. proc. Tracers and modelling in hydrogeology, Liege, Belgium, IAHS Publ. No. 262, 565 – 571.
- Turner, JV and Townley, LR (2006) *Determination of groundwater flow-through regimes of shallow lakes and wetlands from numerical analysis of stable isotope and chloride tracer distribution patterns*; J. Hydrology, Vol. 320, pp 451 – 483.
- Van Afferden, M. and Hansen, M.A (2004) *Forecast of lake volume and salt concentration in lake Chapala, Mexico*; Aquat.Sci, 66, 257-265.
- Virdi, ML, Lee, TM, Swancar, A and Niswonger, RG (2013) *Simulating the effect of climate extremes on groundwater flow through a lakebed*; Groundwater, 51 (2), 203 – 218.
- Weitz, J and Demlie, M (2013) *Conceptual modelling of lake – groundwater interactions for the Lake Sibaya catchment, north-eastern South Africa*; Conf. Proc. Ground Water Division Conference Groundwater: a new paradigm, 17 – 19 Sept. 2013, Durban.
- Winter, TC (1976) *Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and groundwater*; Geological Professional Survey Paper 1001, United States Geological Survey, Arlington.
- Winter, TC (1981) *Uncertainties in estimating the water balances of lakes*; Wat. Res. Bull., 17 (1), 82 - 115.
- Winter, TC (1983) *The interaction of lakes with variably saturated porous media*; J. WaterResources Research, Vol. 19 (5), 1203 – 1218.
- Winter, TC (1999) *Relation of streams, lakes and wetlands to groundwater flow systems*; Hydrogeol. J., 7, 28 – 45.
- Winter, TC, Harvey, JW, Franke, OL and Alley, WM (1999) *Ground water and surface water- a single resource*; USGS Circular 1139, United States Geological Survey, Denver
- Winter, TC (2000) *The vulnerability of wetlands to climate change: a hydrological landscape perspective*; J. Am. Wat. Res. Assoc., 36 (2) 305 – 311.
- Winter, TC (2001) *The concept of hydrologic landscapes*; J American Water Resources Association, 37 (2), 335 – 349.
- Winter, TC, Rosenberry, DO and LaBaugh, JW (2003) *Where does the ground water in small watersheds come from?*; Ground Water, 41 (7), 989 – 1000.
- Zekster, I.S. (1996). *Groundwater discharge into lakes: a review of recent studies with particular regard to large saline lakes in central Asia*. International Journal of Salt Lake Research, 4, 233-249.

## **Abstract**

Lake Urmia is located in the northwest of Iran between the two provinces of East and West Azarbaijan. The lake's water level has dropped dramatically since two decades ago, with a significant portion become dry, especially in the southern half. Various reasons have been proposed as the causes of this event as well as different views about the role of groundwater in this event. Therefore, to investigate the quantitative and qualitative interaction of groundwater in coastal areas with lake water and other surface water resources such as rivers and wetlands on the southeast coast of Lake Urmia, this research has been carried out. This Study shows that in spite of the extensive expansion of agricultural activities and the increase of about 20,000 wells in 10 years and the relative increase in evaporation in this period, no significant drop in the level of alluvial aquifers has been observed also in the same time we observed relative stability of precipitation. Relative equilibrium in the groundwater level indicates the balance between the volume of water pumped and the return water to the alluvial aquifers. Hydraulic gradient of the Maragheh-Bonab aquifer is about 6 times greater than the Miandoab aquifer. The delay time between precipitation and its effect on groundwater level in the area of Miandoab plain is about one year and in the Maragheh-Bonab plain is about 4 years. The reason for this is that the role of irrigation return flows in recharging the Miandoab aquifer is more important than the Maragheh-Bonab aquifer. The important role of the return flows in the Miandoab plain is due to the existence of larger rivers and the existence of a large irrigation network in this plain. In areas where coarse grains exist and groundwater levels have reduced significantly (e.g., the southwestern regions of Maragheh-Bonab aquifer have dropped by about 13 meters in the past 10 years), the saline water intrusion toward the aquifer is greater. By comparing the water levels of lake and groundwater in the Miandoab plain, it is quite evident that they show different trends over the past two decades. For example, over the period from 2003 to 2010, groundwater levels have been increasing, unlike the decline in water levels in the lake. In addition, groundwater levels in the Miandoab plain have become more uniform in the last decade due to the relative balance of groundwater level. Finally, according to the results of this research, it can be said that agricultural activities indirectly played a significant role in the drying of Urmia Lake.

**Keywords:** Coastal groundwater, Urmia lake, temporal and spatial deviation, water interaction





Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment for the Degree of Ph.D

# Spatial and Temporal Variation of Groundwater Flow in Southeastern bank of Urmia Lake

By

Amir Shemshaki

Supervisor

Gholam Hossein Karami

June 2019