

صلى الله عليه وسلم



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی

بررسی هیدرولوژی دریاچه تار، دماوند

نگارنده: سولماز برومند قدس

استاد راهنما

دکتر غلامحسین کرمی

بهمن ماه ۱۳۹۶

شماره: ۱۲۸۵۲
تاریخ: ۲۵ / ۷ /

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خاتم سولماز برومند قدس با شماره دانشجویی ۹۴۰۳۶۲۴ رشته زمین شناسی گرایش هیدروژئولوژی تحت عنوان بررسی هیدرولوژی دریاچه تار، دماوند که در تاریخ ۹۶/۱۱/۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

☐ مردود ☒ قبول (با درجه: <u>خیلی خوب</u>)			
☒ عملی ☐ نظری نوع تحقیق:			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر غلامحسین کرمی	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	—	—	—
۳- استاد مشاور	—	—	—
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر هادی جعفری	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر رحیم باقری	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز لاری

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۹۶/۱۱/۲۵

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تشکر و قدردانی

سپاس بی‌کران پروردگار یکتا را که هستی‌مان بخشید و به طریق علم و دانش رهنمونمان شد و به هم‌نشینی رهروان علم و دانش مفتخرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیمان ساخت. با سپاس از وجود لطیف پدر و مادرم، دریای بی‌کران فداکاری و عشق که وجودم برایشان همه رنج بود و وجودشان برایم همه مهر.

سپاسی دیگر از خواهران عزیزم که همواره مرا مورد لطف و محبت بی‌پایان خود قرار دادند و در طول این دوران همیشه از من پشتیبانی کردند.

به مصداق "من لم یشکر المخلوق لم یشکر الخالق" بسی شایسته است از استاد فرهیخته و فرزانه و توانمند جناب آقای دکتر غلامحسین کرمی که با کرامتی چون خورشید، سرزمین دل را روشنی بخشیدند و گلشن سرای علم و دانش را با راهنمایی‌های کارساز و سازنده بارور ساختند و در طی مسیر تحصیل در این دوره مرا یاری فرمودند تقدیر و تشکر نمایم. هم‌چنین از اساتید محترم و دلسوز جناب آقای دکتر جعفری و دکتر باقری که در طول تحصیل همواره مرا یاری نمودن نهایت تشکر را دارم. در پایان از تمامی دوستانی که در طول این دوره با هم بودیم، به گونه‌ای به من کمک کردند و لحظه‌های خوبی را برای من خاطره ساختند کمال تشکر را دارم.

سولماز برومند قدس

بهمن ۱۳۹۶

تعهد نامه

اینجانب سولماز برومندقدس دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته هیدروژنولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

نویسنده پایان نامه بررسی هیدروژنولوژی دریاچه تار، دماوند تحت راهنمایی دکتر غلامحسین کرمی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در 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 شده است 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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها 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 تار یک دریاچه کوهستانی است که در ۱۴ کیلومتری شرق دماوند واقع شده است. این دریاچه در اثر وقوع یک زمین لغزش در توفهای دامنه شمالی زرین کوه ایجاد شده است. مساحت این دریاچه و حوضه آبرگیر آن به ترتیب ۲/۲۹ و ۱۰۹۱ هکتار می باشد. حوضه آبرگیر این دریاچه عمدتاً از سازندهای جیرو، مبارک، شمشک، دلیچای، لار و توفهای سبز کرج تشکیل شده است. به منظور تعیین درصد تغذیه سالانه در حوضه آبرگیر دریاچه تار عوامل مهم تاثیرگذار شامل بارش (مقدار، نوع و تمرکز)، لیتولوژی، درصد دامنه های رو به شمال و شمال شرق، عوارض مهم کارستی، مناطق فروافتاده و اپی کارست در نظر گرفته شده اند. با تاثیر لایه های اطلاعاتی، درصد تغذیه سالانه در منطقه حدود ۴۲ درصد برآورد شده است. رواناب سطحی در این حوضه که عمدتاً از ذوب برفها حاصل می شود، برابر با ۲/۸۲۶ میلیون مترمکعب اندازه گیری شده است. مقدار متوسط بارندگی در منطقه با استفاده از نمودار بارش - ارتفاع بدست آمده که برابر با ۸۴۸ میلی متر می باشد. در حوضه آبرگیر دریاچه تار، ورودی و خروجی سطحی، ورودی زیرسطحی، پمپاژ و تغییر در ذخیره وجود ندارد. بنابراین، خروجی زیرسطحی از این حوضه برابر با ۶/۴۸ میلیون مترمکعب در سال برآورد شده است. برای دریاچه تار در یک سال آبی، ورودی سطحی و زیرسطحی به ترتیب برابر ۲/۸۲۶ و ۰/۱۳۵، مقدار بارش مستقیم ۲۰۷/۰ و تبخیر ۰/۳۳۹ میلیون مترمکعب می باشد. با توجه به این که خروجی سطحی وجود ندارد و تغییر در ذخیره دریاچه بسیار ناچیز است، حجم سالانه خروجی زیرسطحی از این دریاچه حدود ۲/۸۲۹ میلیون مترمکعب برآورد شده است. آب دریاچه تار املاح محلول بسیار اندکی را شامل می شود به این ترتیب که هدایت الکتریکی آن حدود ۱۶۰ میکروموس بر سانتی متر می باشد. دلیل این مطلب از این قرار است که بارندگی حوضه نسبتاً زیاد و طول حوضه کوتاه است. تیپ و رخساره غالب آب در این حوضه بی کربناته کلسیک می باشد.

واژه های کلیدی: دریاچه تار، دماوند، بیلان، تغذیه، زمین لغزش

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

ارزیابی مؤلفه‌های بیلان هیدرولوژیکی دریاچه تار، دماوند، پنجمین کنگره بین‌المللی مهندسی عمران،

معماری و رشد شهری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، دی ۱۳۹۶

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه

- ۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق..... ۱
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی..... ۲
- ۳-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه..... ۳
- ۱-۳-۱- نمودار امپروترمیک..... ۵
- ۲-۳-۱- ضریب اقلیمی دمارتن..... ۶
- ۴-۱- زمین‌شناسی منطقه..... ۶
- ۱-۴-۱- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی..... ۷
- ۲-۴-۱- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه..... ۱۳
- ۵-۱- ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه..... ۱۴
- ۶-۱- هیدرولوژی منطقه..... ۱۶
- ۷-۱- هیدروژئولوژی منطقه..... ۱۶
- ۸-۱- مکانیزم تشکیل دریاچه کوهستانی تار..... ۱۶
- ۱-۸-۱- عوامل ایجاد زمین لغزش در حوضه آبگیر دریاچه تار..... ۱۷
- ۲-۸-۱- زمین لغزش دامنه جنوبی زرین‌کوه..... ۱۷
- ۳-۸-۱- توصیف و ابعاد زمین لغزش..... ۱۸

فصل دوم : مروری بر تحقیقات قبلی درباره هیدرولوژی دریاچه‌های کوهستانی

- ۱-۲- معرفی دریاچه‌های کوهستانی..... ۲۰
- ۲-۲- هیدرولوژی آب‌های سطحی در دریاچه‌های کوهستانی..... ۲۱
- ۳-۲- هیدروژئولوژی آب‌های زیرزمینی در دریاچه‌های کوهستانی..... ۲۲
- ۴-۲- هیدروژئوشیمی دریاچه‌های کوهستانی..... ۲۵

فصل سوم: روش کار

- ۱-۳- جمع‌آوری آمار و اطلاعات نقشه‌های منطقه مورد مطالعه..... ۳۰
- ۲-۳- بازدیدهای صحرایی و پیمایش‌های زمین‌شناسی از حوضه آبگیر دریاچه تار..... ۳۰
- ۳-۳- تعیین خصوصیات فیزیوگرافی حوضه آبگیر منطقه..... ۳۱
- ۴-۳- نمونه‌برداری از منابع آب حوضه آبگیر دریاچه تار..... ۳۱
- ۱-۴-۳- نمونه‌برداری از منابع آب..... ۳۱
- ۲-۴-۳- اندازه‌گیری دبی..... ۳۲
- ۳-۴-۳- اندازه‌گیری هدایت الکتریکی..... ۳۲
- ۵-۳- اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی..... ۳۳
- ۱-۵-۳- اندازه‌گیری عناصر..... ۳۴
- ۲-۵-۳- محاسبه درصد خطای آزمایش..... ۳۶

فصل چهارم: هیدرولوژی دریاچه تار

۱-۴- هیدرولوژی آبهای سطحی دریاچه تار	۳۹
۱-۱-۴- ترسیم حوضه آبرگیر دریاچه تار	۳۹
۱-۲-۴- بررسی خصوصیات فیزیوگرافی حوضه آبرگیر	۴۰
۱-۲-۱-۴- تعیین مرز حوضه	۴۰
۱-۲-۲-۴- مساحت و محیط حوضه	۴۲
۱-۲-۳-۴- شکل حوضه	۴۲
۱-۲-۴-۴- ضریب انشعابات رودخانه‌ای در حوضه آبرگیر دریاچه تار	۴۴
۱-۲-۵-۴- نیمرخ طولی رودخانه	۴۵
۱-۲-۶-۴- شیب حوضه	۴۶
۱-۲-۷-۴- زمان تمرکز	۴۷
۱-۳-۴- برآورد میانگین بارش در محدوده تعیین شده	۴۸
۱-۴-۴- ارزیابی ارتفاع متوسط و بارش متوسط در حوضه آبرگیر دریاچه تار	۵۰
۱-۵-۴- برآورد حجم ورودی سطحی به دریاچه تار	۵۲
۱-۶-۴- برآورد تبخیر از سطح دریاچه	۵۳
۲-۴- هیدرولوژی آبهای زیرزمینی در حوضه آبرگیر دریاچه تار	۵۴
۲-۱-۴- تعیین درصد تغذیه سالانه در محدوده حوضه آبرگیر	۵۴
۲-۱-۲-۴- بارش	۵۵
۲-۲-۴- لیتولوژی غالب	۵۷
۲-۳-۴- سهم دامنه‌های رو به شمال و شمال شرق	۵۸
۲-۴-۴- عوارض کارستی	۵۸
۲-۵-۴- وجود گودی‌های مسدود و مناطق فرو افتاده و سطوح گسترده در منطقه	۵۹
۲-۶-۴- وضعیت اپی‌کارست در منطقه	۶۰
۲-۷-۴- محاسبه حجم تغذیه سالانه حوضه آبرگیر	۶۲
۲-۲-۴- مؤلفه‌های بیلان در حوضه آبرگیر دریاچه تار	۶۲
۳-۴- بررسی هیدروژئوشیمیایی آب در حوضه آبرگیر دریاچه تار	۷۰
۳-۱-۴- نمونه‌برداری از آب‌های حوضه آبرگیر دریاچه تار	۷۰
۳-۲-۴- ارزیابی املاح محلول در منابع آب حوضه دریاچه تار	۷۱
۳-۳-۴- نمایش داده‌های هیدروشیمیایی	۷۲
۳-۳-۱-۴- نمودارهای پایپر	۷۲
۳-۳-۲-۴- نمودارهای استیف	۷۳
۳-۴-۴- تغییرات زمانی کیفیت آب ورودی به دریاچه و آب دریاچه	۷۵
۳-۵-۴- بررسی علل کیفیت بالای دریاچه	۷۶

فصل پنجم: نتایج و پیشنهادها

۷۷	۱-۵- نتیجه‌گیری
۷۹	۲-۵- پیشنهادها
۸۰	منابع فارسی

فهرست شکل‌ها

۲	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به دریاچه تار
۵	شکل ۲-۱- نمودار آمبروترمیک منطقه مورد مطالعه
۹	شکل ۳-۱- آهک دلیچای در قسمت شمالی دریاچه تار
۱۲	شکل ۴-۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی دماوند ۱:۱۰۰۰۰۰
۱۵	شکل ۵-۱- نمایی از واحدهای ژئومورفولوژیک منطقه مورد مطالعه
۱۹	شکل ۶-۱- پدیده زمین لغزش در منطقه (دید به سمت جنوب)
۱۹	شکل ۷-۱- پدیده زمین لغزش (جنوب شرقی)
۱۹	شکل ۸-۱- منطقه مورد نظر و لنداسلاید نوع اسلامپ
۳۲	شکل ۱-۳- نمونه‌برداری از آب ورودی به دریاچه تار
۳۳	شکل ۲-۳- اندازه‌گیری هدایت الکتریکی آب ورودی به دریاچه تار
۳۳	شکل ۳-۳- آنالیز شیمیایی نمونه‌های آب به روش تیتراسیون در آزمایشگاه
۳۴	شکل ۴-۳- اندازه‌گیری سدیم و پتاسیم نمونه‌های آب با استفاده از دستگاه نرسنجی شعله‌ای
۳۵	شکل ۵-۳- اندازه‌گیری مقدار سولفات نمونه‌ها با استفاده از دستگاه Hanna
۴۰	شکل ۱-۴- محدوده حوضه آبریز دریاچه تار در Google Earth
۴۱	شکل ۲-۴- مرز حوضه آبریز دریاچه تار بر روی نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه
۴۵	شکل ۳-۴- نمایش رده‌بندی آبراهه‌ها در حوضه آبریز دریاچه تار
۴۶	شکل ۴-۴- نیمرخ طولی رودخانه اصلی حوضه آبریز دریاچه تار
۴۹	شکل ۵-۴- رابطه بین ارتفاع - بارندگی در ایستگاه‌های اطراف حوضه آبریز دریاچه تار
۵۱	شکل ۶-۴- نمودار هیپسومتر حوضه آبریز دریاچه تار
۵۲	شکل ۷-۴- هیدروگراف آبدی سالانه رودخانه‌های حوضه روح افزا و ورودی به دریاچه تار
۵۴	شکل ۸-۴- نمودار تغییرات تبخیر در برابر ارتفاع
۵۶	شکل ۹-۴- لایه بارش حوضه آبریز دریاچه تار
۵۷	شکل ۱۰-۴- لایه لیتولوژی حوضه آبریز دریاچه تار
۵۸	شکل ۱۱-۴- لایه جهت شیب در حوضه آبریز دریاچه تار
۵۹	شکل ۱۲-۴- نقشه گودی‌های مسدود حوضه آبریز دریاچه تار
۶۴	شکل ۱۳-۴- نمایی از منطقه و سازندهای تشکیل دهنده آن
۶۷	شکل ۱۴-۴- نمایی از اسلامپ و چشمه در نزدیک حوضه آبریز
۶۸	شکل ۱۵-۴- نیمرخ طولی دریاچه در جهت NW-SE
۶۹	شکل ۱۶-۴- نیمرخ طولی دریاچه در جهت NNW-SSE

- شکل ۴-۱۷- موقعیت محل‌های نمونه‌برداری در Google Earth ۷۰
- شکل ۴-۱۸- نمودار پایپر نمونه‌های آب دریاچه و آب‌های ورودی به دریاچه تار ۷۳
- شکل ۴-۱۹- نمودارهای استیف نمونه‌های آب منطقه ۷۴
- شکل ۴-۲۰- نمودار شولر نمونه‌های آب منطقه ۷۵
- شکل ۴-۲۱- تغییرات هدایت الکتریکی (EC) در برابر زمان ۷۶

فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۱- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی در اطراف منطقه مورد مطالعه ۳
- جدول ۱-۲- داده‌های درجه حرارت بر حسب درجه سانتی‌گراد ۳
- جدول ۱-۳- بارندگی ماهانه بر حسب میلی‌متر ۴
- جدول ۱-۴- طبقه‌بندی اقلیمی دمارتن (علیزاده ۱۳۸۹) ۶
- جدول ۴-۱- مشخصات ضریب انشعابات حوضه آبرگیر دریاچه تار ۴۵
- جدول ۴-۲- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی در اطراف حوضه آبرگیر دریاچه تار ۴۹
- جدول ۴-۳- داده‌های هیپسومتری حوضه آبرگیر دریاچه تار ۵۱
- جدول ۴-۴- داده‌های تبخیر ایستگاه‌های اطراف حوضه آبرگیر دریاچه تار ۵۳
- جدول ۴-۵- عوامل موثر در درصد تغذیه و وزن‌های اعمال شده به آن‌ها ۶۱
- جدول ۴-۶- نتایج آنالیز نمونه‌های آب حوضه آبرگیر دریاچه تار ۷۱

فصل اول: مقدمه

۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق

دریاچه‌ها از جمله چشم‌اندازهای طبیعی سطح خشکی‌ها می‌باشند. به علت عملکرد عوامل زمین‌شناسی، دریاچه‌های بسیار زیادی در نواحی کوهستانی تشکیل شده‌اند. دریاچه تار، به عنوان یک دریاچه کوهستانی در ۲۰ کیلومتری شمال شرق شهر دماوند واقع شده و در یکی از نقاط کوهستانی البرز قرار گرفته است. این دریاچه در میان خط الرأس کوه دوبرار و زرین کوه محصور شده که میانگین بلندای آن از دریاچه‌های آزاد، حدود ۲۹۰۰ متر است. طول دریاچه در درازترین نقطه حدود ۱/۵ کیلومتر و میانگین پهنای آن به ۴۰۰ متر می‌رسد. مساحت حوضه آبریز دریاچه تار حدود ۱۰/۹۱ کیلومترمربع است که رخنمون‌های آهکی بخش قابل توجهی از این حوضه را شامل می‌شوند. این دریاچه خروجی سطحی ندارد و سطح آب آن کم و بیش در یک سال آبی ثابت می‌باشد. ورودی اصلی این دریاچه آبهای سطحی است که از دامنه شمالی سرچشمه می‌گیرند.

تاکنون هیچگونه مطالعه جامعی بر روی هیدرولوژی این دریاچه انجام نشده است. بنابراین هدف اساسی از انجام این تحقیق، بررسی هیدرولوژی آبهای سطحی، هیدرولوژی آبهای زیرزمینی و هیدروژئوشیمی این دریاچه می‌باشد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی

دریاچه تار با مختصات جغرافیایی، طول ۵۲ درجه و ۱۳ دقیقه و ۳۲ ثانیه شرقی و عرض ۳۵ درجه و ۴۳ دقیقه و ۴۹ ثانیه شمالی، در فاصله تقریبی، ۶۵ کیلومتری از شرق تهران و در ۲۰ کیلومتری شمال شرق شهر دماوند واقع شده است. دریاچه تار از جمله دریاچه‌های آب شیرین کوهستانی است که در ارتفاع بیش از ۲۹۰۰ متر از سطح دریا قرار دارد. راه‌های دسترسی به این دریاچه شامل راه خاکی از روستای چنار شرق دماوند به دریاچه و راه خاکی از روستای هویر در غرب دریاچه به سمت دریاچه می‌باشد. شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی دریاچه تار و راه‌های دسترسی به آن را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به دریاچه تار

۳-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه

با توجه به عدم وجود ایستگاه هواشناسی در حوضه مورد مطالعه، از آمار ایستگاه‌های هواشناسی مجاور منطقه شامل فیروزکوه و دماوند و آمار ایستگاه‌های باران‌سنجی نمرود، کهنک استفاده شده است. جدول (۱-۱) مشخصات ایستگاه‌های مذکور را نشان می‌دهد. جدول‌های (۱-۲) و (۱-۳) به ترتیب داده‌های دما و بارندگی ایستگاه‌های اطراف را نشان می‌دهد.

جدول ۱-۱- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی در اطراف منطقه مورد مطالعه

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (m)
۱	دماوند	سینوپتیک	۵۲-۰۵	۳۵-۷۱	۲۰۵۱
۲	فیروزکوه	سینوپتیک	۵۲-۴۴	۳۵-۴۵	۱۹۷۵
۳	نمرود	باران‌سنجی	۵۲-۳۹	۳۵-۴۳	۱۸۱۶
۴	کهنک	باران‌سنجی	۵۲-۲۹	۳۵-۴۱	۲۳۲۱

جدول ۱-۲- داده‌های درجه حرارت بر حسب درجه سانتی‌گراد

ماه	ایستگاه دماوند				ایستگاه فیروزکوه			
	۹۲-۹۳	۹۳-۹۴	۹۴-۹۵	۹۵-۹۶	۹۲-۹۳	۹۳-۹۴	۹۴-۹۵	۹۵-۹۶
مهر	۱۴/۳۶	۱۳/۸	۱۲/۸۲	۱۶/۹۰	۱۲/۷۲	۱۱/۷۱	۱۱/۴۸	۱۲/۳۲
آبان	۶/۶۲	۶/۲۶	۳/۷۸	۶/۱۳	۶/۱۹	۵/۸۸	۳/۳۱	۳/۴۲
آذر	۱/۱۸	-۰/۳۶	۱/۳۵	۰/۸۸	۰/۶۹	-۰/۹۶	۰/۴۲	-۱/۸۰
دی	-۱/۰۶	۰/۴۵	-۰/۷۵	۰/۸۶	-۱/۶۲	۰/۰۶	-۰/۷۵	-۰/۶۳
بهمن	-۲/۸۲	۳/۱۰	-۰/۴۳	۲/۹۸	-۴/۳۲	۲/۲۷	-۰/۸۶	۱۱/۳۰
اسفند	۲/۳۸	۷/۸۰	۵/۹۸	۵/۶۲	۲/۱۴	۶/۸۳	۵/۴۱	۱۷/۳۰
فروردین	۱۲/۳۹	۱۲/۱۴	۱۲/۲۳	۱۳/۴	۱۰/۷۷	۱۱/۳۴	۱۱/۵۳	۲۳
اردیبهشت	۱۸/۸۸	۱۶/۷۸	۱۸/۶۶	۲۰/۰۲	۱۶/۶۷	۱۵/۰۹	۱۷/۲۵	۲۱/۶۷
خرداد	۲۳/۲۲	۲۴/۰۶	۲۴/۷۱	۲۷/۲۰	۱۹/۳۳	۲۰/۲۶	۲۱/۶۲	۲۰/۵۷
تیر	۲۵/۳۱	۲۸/۵۸	۲۸/۳۳	۲۶/۶۲	۲۲/۵۴	۲۴/۶۲	۲۴/۰۳	۱۵/۲۳
مرداد	۲۶/۰۴	۲۴/۸۷	۲۷/۴۷	۲۷/۸۵	۲۲/۴۷	۲۰/۸۶	۲۴/۲۰	۱۲/۳۲
شهریور	۲۱/۴۵	۲۲/۴۶	۲۳/۴۵	۲۱/۰۹	۱۷/۹۷	۲۰/۱۴	۲۰/۶۷	۱۵/۲۳
میانگین	۱۲/۳۳	۱۳/۱۳	۱۳/۳۳	۱۴/۱۳	۱۰/۴۶	۱۱/۵۱	۱۱/۵۲	۱۰/۵۳

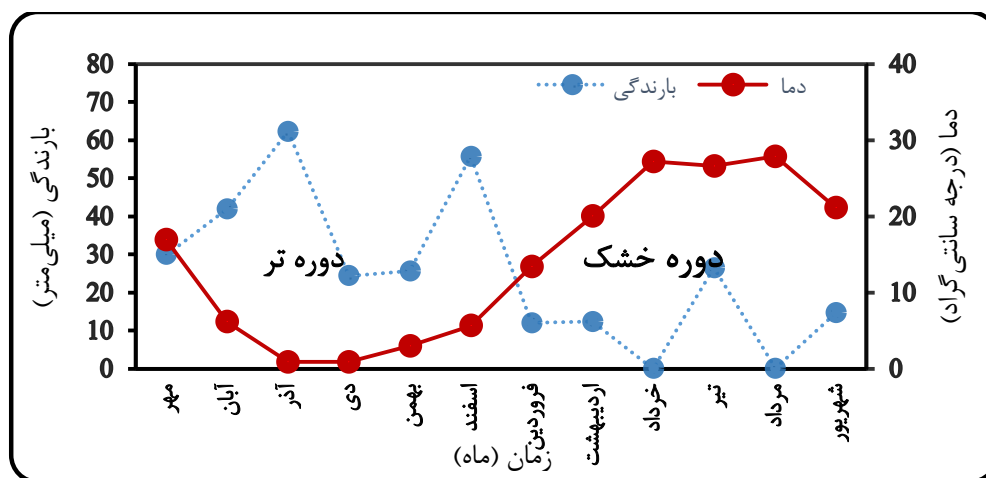
جدول ۱-۳- بارندگی ماهانه بر حسب میلی‌متر

ماه	ایستگاه دماوند				ایستگاه فیروزکوه				ایستگاه نمرود			ایستگاه کهنک		
	۹۲-۹۳	۹۳-۹۴	۹۴-۹۵	۹۵-۹۶	۹۲-۹۳	۹۳-۹۴	۹۴-۹۵	۹۵-۹۶	۹۱-۹۲	۹۲-۹۳	۹۳-۹۴	۹۱-۹۲	۹۲-۹۳	۹۳-۹۴
مهر	۳۰	۷	۱۰	۳۰	۷	۶	۶	۱۵	۶	۶	۰	۷	۲	۰
آبان	۴۶	۵۵	۵۸	۴۲	۱۰۲	۳۴	۲۹	۶	۱۳۵	۵۳	۵۴	۳۵	۱۴۳	۸۷
آذر	۴۲	۷۷	۲۰	۶۲	۱۴	۲۴	۳۶	۲۸	۰	۲۸	۵۳	۳۰	۰	۸۵
دی	۲۶	۳۳	۱۶	۲۴	۱۲	۴	۲	۱۲	۱۱	۱۲	۸	۰	۲۳	۸
بهمن	۸۶	۲۹	۷	۲۵	۳۹	۳۸	۶۹	۷۱	۱۳	۴۳	۵	۷۶	۷۶	۹
اسفند	۶۳	۳۶	۷۰	۵۵	۱۰	۳۱	۲۹	۳۷	۲۰	۳۹	۱۸	۴۱	۳۶	۵۲
فروردین	۳۴	۳۴	۳۶	۱۲	۵۵	۱۶	۴۷	۱۸	۶۱	۲۱	۱۶	۴۱	۴۰	۹۷
اردیبهشت	۲۳	۲۶	۲۵	۱۲	۳۷	۳۲	۲	۵	۳۱	۲۴	۲۴	۵	۱۷	۳۸
خرداد	۷	۳	۴	۰	۵	۲	۱۱	۷	۰	۵	۲۰	۰	۲۱	۵۳
تیر	۲۷	۰	۵	۲۶	۴۵	۱۷	۳۰	۳۲	۳۰	۲۵	۱۵	۲۴	۳	۳۲
مرداد	۷	۸	۰	۰	۱	۲۵	۵	۳	۳	۱۷	۰	۲	۵	۶
شهریور	۵	۰	۰	۱۴	۱۶	۱	۵۴	۷۶	۸	۱۶	۰	۵۹	۰	۰
سالانه	۳۹۹	۳۱۲	۲۵۳	۳۰۵	۲۳۰	۱۹۶	۳۱۹	۳۱۱	۳۱۶	۲۸۵	۲۱۱	۳۱۹	۳۶۴	۴۶۷

با توجه به آمار مندرج در جدول (۲-۱) ملاحظه می‌شود که ماه‌های مهر و آبان بیشترین بارندگی و ماه‌های خرداد و تیر کم‌ترین بارندگی را به خود اختصاص می‌دهند. هم‌چنین با توجه به اطلاعات ارائه شده در جدول (۳-۱) ملاحظه می‌شود که ماه‌های تیر و مرداد گرمترین و ماه‌های آذر و دی سردترین ماه‌های سال می‌باشد. در این مطالعه به منظور بررسی هر چه بهتر وضعیت اقلیمی منطقه از نمودار امپروترمیک و ضریب اقلیمی دمارتن نیز استفاده شده است.

۱-۳-۱- نمودار امپروترمیک

به منظور بررسی تغییرات ماهانه دمای هوا نسبت به تغییرات ماهانه بارندگی در طول یک سال، از نمودار امپروترمیک استفاده شده است. این نمودار بر اساس نظریه کوپن برای مناطقی که بارش آن‌ها بیشتر زمستانی است رسم می‌شود (علیزاده ۱۳۸۹). شکل (۴-۱) نمودار امپروترمیک منطقه مورد مطالعه با استفاده از ایستگاه دماوند در سال آبی ۹۵-۹۶ را نشان می‌دهد. بر اساس این نمودار از مهر ماه تا اسفند مقدار بارندگی بر دمای منطقه فزونی داشته که دوره تر و سایر ماه‌های سال به عنوان دوره خشک سال محسوب می‌شوند.



شکل ۲-۱- نمودار امپروترمیک منطقه مورد مطالعه

۱-۳-۲- ضریب اقلیمی دمارتن

برای تعیین اقلیم منطقه از روش دمارتن استفاده شده است. دمارتن (De Matronne) برای تعیین اقلیم منطقه فرمول زیر را پیشنهاد نموده است (علیزاده ۱۳۸۹):

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

که در آن P میانگین بارندگی سالانه (میلی متر) و T متوسط دمای سالانه (درجه سانتی گراد) می باشد، بر این اساس متوسط بارندگی حدود ۴۰۵ میلی متر در سال و متوسط دمای سالانه حدود ۹/۳۸ درجه سانتی گراد برآورد شد. در جدول (۱-۴) براساس فرمول دمارتن شش نوع آب و هوا طبقه بندی شده است. با توجه به میزان متوسط بارندگی سالیانه و همچنین میزان درجه حرارت متوسط سالیانه، ضریب دمارتن منطقه برابر با ۲۰/۹ برآورد شده است. بنابراین با توجه به طبقه بندی اقلیمی دمارتن، آب و هوای منطقه از نوع مدیترانه ای است.

جدول ۱-۴- طبقه بندی اقلیمی دمارتن (علیزاده ۱۳۸۹)

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

۱-۴- زمین شناسی منطقه

به لحاظ زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در زون البرز مرکزی - جنوبی قرار گرفته است و عمدتاً سازندهای زمین شناسی آن مربوط به دوران مزوزوئیک تا سنوزوئیک می باشد.

۱-۴-۱- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه، واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه از کامبرین تا عهد حاضر رخنمون داشته، سازندهای منطقه از قدیم به جدید شامل سازندهای میلا، جیروود، مبارک، شمشک، دلیچای، لار، کرج و رسوبات آبرفتی می‌باشد. توصیف این سازندها در منطقه به طور خلاصه ارائه می‌شود.

الف - سازند میلا

این رسوبات با ضخامت ۵۸۵ متر در مقطع نمونه، در زمان کامبرین میانی - اردوئین پیشین و در آب و هوای گرم و خشک نهشته شده‌اند. سازند میلا در محدوده نقشه شرق تهران از مارن ورقه‌ای زرد رنگ، دولومیت‌های سیاه رنگ و دولومیت‌های آهکی تشکیل شده‌اند. بین نهشته‌های سازند میلا و رسوبات پالئوزوئیک بالایی یک وقفه عظیم رسوبی وجود دارد و سازند جیروود با ناپیوستگی روی آنها قرار گرفته است (درویش‌زاده ۱۳۷۰).

ب - سازند جیروود

در تاق‌دیس آینه‌ورزان - دلیچای و شمال راندگی اصلی رخنمون دارد. شامل ماسه‌سنگ کوارتزی با رنگ قهوه‌ای، سنگ آهک همراه با لایه‌هایی از شیل و مارن بوده که در دونین پسین - کربونیفر زیرین با ضخامت ۱۰۰ متر نهشته شده‌اند.

ج - سازند مبارک

این واحد در حوالی تاق‌دیس آینه‌ورزان - دلیچای، شمال راندگی اصلی یافت شده است. این سازند در حوالی دریاچه تار شامل سنگ آهک خاکستری رنگ و سنگ آهک مارنی با ضخامت حدود ۴۵۰ متر،

که در محدوده مورد مطالعه سن آن کربونیفر زیرین می باشد. این سازند از شرق تا حوالی فیروزکوه و از غرب تا علم کوه گسترش دارد. بر روی این سازند عموماً با ناپیوستگی فرسایشی، سنگ آهک سازند الیکا قرار گرفته است (درویش زاده ۱۳۷۰).

د - سازند شمشک

سازند شمشک در ژوراسیک گسترش وسیع داشته و از نظر جغرافیایی بخش وسیعی از شمال، مرکز و شرق ایران را می پوشاند و ضخامت کل این سازند ۱۰۲۷ متر می باشد، شامل سنگ های آواری از نوع ماسه سنگ و شیل های سیلتی و رسی زغال دار است. حد بالایی سازند شمشک به صورت مرز نامشخص به سازند دلیچای ختم می شود و حد پایینی سازند شمشک در همه ی مقاطع به صورت دگرشیبی فرسایشی روی سازند جیرود قرار گرفته است.

رگه های زغال منحصر به بخش های زیرین این سازند است. رخدادهای زمین ساختی در اواخر تریاس میانی (لیاس) سبب شده که منطقه از آب خارج گردد که غالباً در لیاس با ناپیوستگی با ردیف ضخیم نهشته های دریاکناری (Paralic) سازند شمشک پوشیده شده اند (درویش زاده ۱۳۷۰).

با توجه به بازدیدهای صحرایی و نقشه زمین شناسی در منطقه مورد مطالعه، رخنمون سازند شمشک در قسمت جنوبی کوه قره داغ می باشد، این سازند بر اثر راندگی گسل مشاء - فشم به سمت جنوب رانده شده است و به دلیل ناتراوا بودن این سازند به صورت یک مانع هیدروژئولوژیکی در منطقه به حساب می آید. بر این اساس وجود این سازند در پایین ترین بخش کوه های قره داغ ارتباط هیدروژئولوژیکی بین دامنه جنوبی و دامنه شمالی وجود ندارد.

ه - سازند دلیچای

سازند دلیچای با ضخامت ۱۰۷ متر و شامل ردیفی از سنگ آهک های مارنی می باشد که به صورت

پیوسته و همساز بر روی سازند شمشک قرار دارد. مرز بالائی با تغییرات تدریجی و کاهش لایه‌های مارنی به طور تدریجی به سنگ‌های آهکی سازند لار تبدیل می‌شود. در ژوراسیک میانی تا بالایی یک پیشروی گسترده سبب به وجود آمدن محیط غالباً دریایی با رسوبگذاری کربنات‌ها شده است (درویش‌زاده ۱۳۷۰).

سازند آهکی دلیچای در منطقه روی شمشک قرار گرفته است، این سازند نیز همانند سازند شمشک، بر اثر راندگی گسل مشاء- فشم به سمت شمال شیب پیدا کرده و در ارتفاعات جنوبی قره‌داغ رخنمون دارد (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳- آهک دلیچای در قسمت شمالی دریاچه تار

خ - سازند لار

سازند لار شامل سنگ آهک‌های متراکم و دانه ریز است.. ضخامت این سازند بین ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر گزارش شده است. از لحاظ گسترش جغرافیایی این سازند از البرز شرقی در شاهرود - سمنان شروع شده و تا فیروزکوه و البرز مرکزی ادامه دارد. در قسمت زیرین به حالت تدریجی به رسوبات سازند دلیچای برخورد می‌کند. حد بالایی آن به با دگرشیبی زاویه‌دار، رسوبات کرتاسه فوقانی، آهک تیزکوه

نشسته است. این ناپیوستگی بر اثر عملکرد فاز کوهزائی سیمیرین پسین (Late cimmerian) به وجود آمده است (درویشزاده ۱۳۷۰).

سازند لار در منطقه مورد مطالعه بر روی سازند دلیچای قرار دارد و از شیب آن تبعیت می‌کند و همانند سازند دلیچای در دامنه جنوبی رخنمون دارد. در دامنه‌ی کوه سیاه‌چال که سازند لار تشکیل دهنده‌ی آن بوده، واریزه‌ها و سنگریزه‌هایی با ریخت‌های ویژه دیده می‌شوند. که اغلب بخشی از گستره‌ی سازندهای دلیچای و شمشک می‌باشد.

ح - واحد سنگ گچ

در ناحیه شمالی و شرق کوه دماوند رخنمون دارد و شامل سنگ‌های تبخیری، سنگ گچ است که با همبری عادی روی سنگ‌های آهکی سازند لار قرار گرفته است. به سمت شمال ضخامت آن بیشتر شده و حتی به ۱۰۰ متر نیز می‌رسد. سن نهشته‌های این واحد با توجه به موقعیت چینه‌شناسی آن کرتاسه پیشین است. بین نهشته‌های این واحد و لار نبود چینه‌ای وجود دارد (آقانباتی ۱۳۸۷).

ج - واحد آهک چرت‌دار

واحد سنگی این واحد سنگ آهک چرت‌دار و سنگ آهک زیستی می‌باشد. در ناحیه با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی سنگ‌های آهکی لار قرار گرفته و گسترش وسیعی دارد، سن نهشته‌های این واحد بر اساس مطالعات اشتایگر (Steiger 1964)، سنومانین - تورونین مشخص شده است (آقانباتی ۱۳۸۷).

ق - سازند کرج

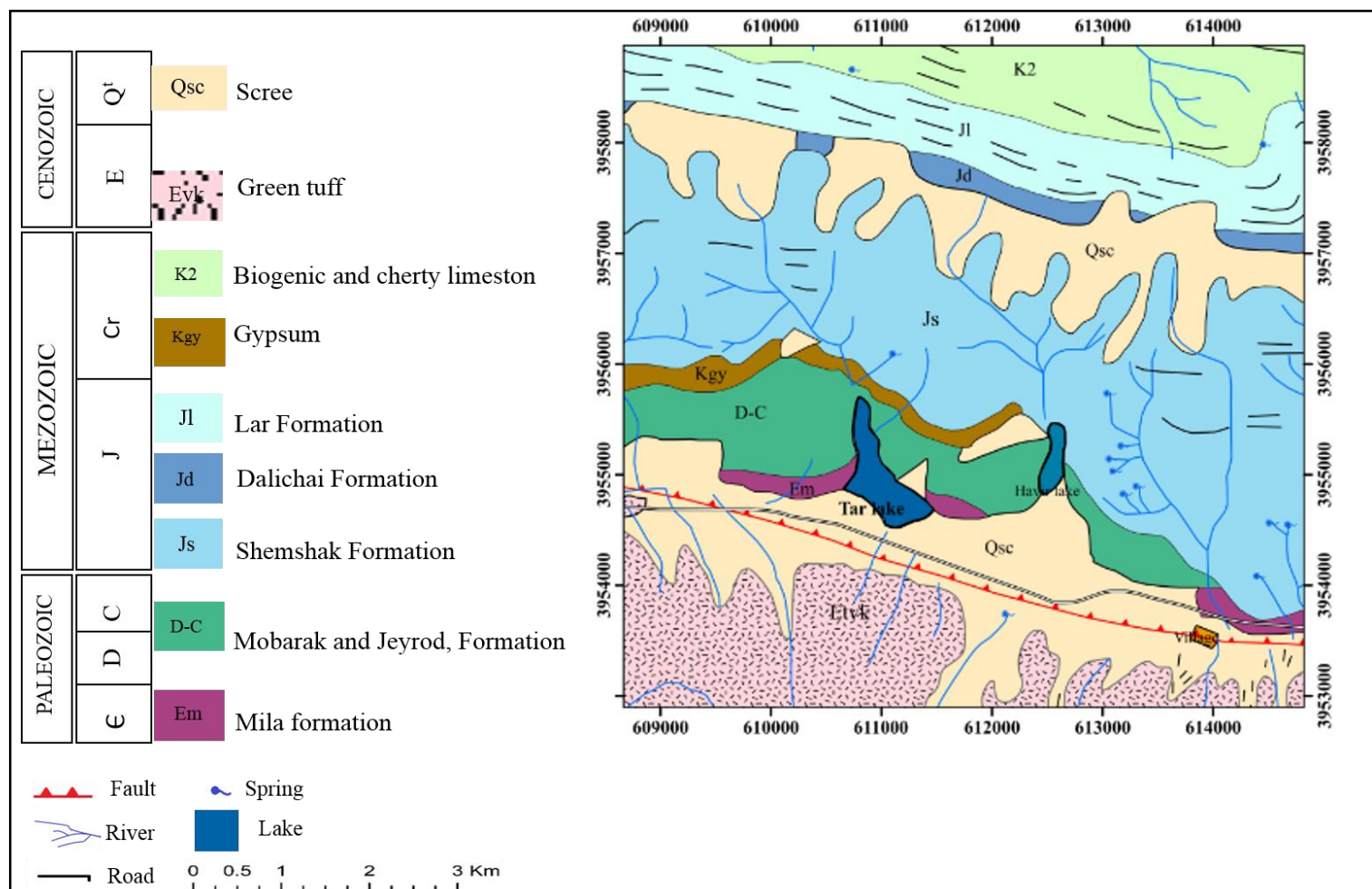
نهشته‌های تشکیل دهنده سازند کرج گدازه‌های آندزیتی و بازالتی، داسیت، شیل، سنگ‌های آذرآواری

می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی شامل جریان‌های گدازه با ترکیب متوسط تا بازیک معادل با بخش‌های زیرین سازند کرج است (آقانیاتی ۱۳۸۷). سازند کرج بیشتر به صورت توف‌های سبز رنگ دیده می‌شود که نتیجه رسوب شدن مواد حاصل از انفجار آتشفشانی در نزدیکی سطح دریا به وجود آمده است. سن این سازند از اواسط تا اواخر ائوسن میانی می‌باشد. ضخامت کل مقطع نمونه حدود ۳۳۰۰ متر می‌باشد که اغلب با قاعده‌ای از نهشته‌های کنگلومرانی - آهکی سازند فجن و زیارت بر روی سطح فرسایشی نهشته‌های قدیمی‌تر قرار گرفته است (درویش‌زاده ۱۳۷۰). نهشته‌های سازند کرج بیشتر فرورفتگی‌ها و ناودیس‌های قدیمی را پر کرده است و در ناحیه شمالی به سمت شمال از ضخامت آنها کاسته می‌شود (آلنباخ ۱۹۶۶). سازند کرج در حوالی سد امیرکبیر، رشته‌کوه‌های البرز، اطراف دماوند و رودهن رخنمون دارند.

در منطقه مورد مطالعه در جنوب خط گسل و در ناودیس زرین‌کوه که جنس سنگ‌های آن بیشتر از توف‌های سبز، شیل‌های توفی و ماسه‌سنگ‌های توفی (سازند کرج) هستند، به دلیل نوع لیتولوژی حاکم بر آن، به استثنای قسمت‌هایی که با ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه دارند، ریخت‌های نسبتاً ملایمی وجود دارند.

ص- رسوبات آبرفتی کواترنری

رسوبات آبرفتی کواترنری نشان‌دهنده‌ی اهمیت فرسایش رودخانه‌ای در البرز می‌باشد، همچنین می‌تواند شاهدی بر حرکات شدید تکتونیکی ناشی از کوهزایی آلپی در دوره نئوژن و تغییرات آب و هوایی در سراسر کشور محسوب شود (درویش‌زاده ۱۳۷۰ به نقل از ابراهیمی ۱۳۹۵). شکل (۱-۴) نقشه زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۴- نقشه زمین شناسی منطقه با اقتباس از نقشه زمین شناسی دماوند ۱:۱۰۰۰۰۰

۱-۴-۲- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه

از نظر زمین‌شناسی ساختمانی بخشی از زون البرز مرکزی می‌باشد که در دامنه جنوبی این زون قرار دارد. مهم‌ترین ویژگی آن، تکتونیک فعال در منطقه می‌باشد که راندگی مشاء - فشم از بارزترین آن می‌باشد (آقانباتی ۱۳۸۷).

الف- چین‌خوردگی‌ها

چین‌خوردگی‌های واقع در اطراف تاقدیس آینه‌ورزان- دلیچای از روند اصلی E-W تبعیت می‌کند و با توجه به مطالعات محققان، شیب لایه‌های یال جنوبی به سمت شمال و شیب لایه‌های یال شمالی به سمت جنوب می‌باشد و همچنین با توجه به وقوع مشهود چین‌خوردگی در واحدهای ائوسن، سن چین‌خوردگی تاقدیس مذکور به ائوسن نسبت داده می‌شود. بخش منطقه مورد مطالعه روی یال تاقدیس قره‌داغ قرار گرفته است. ساختمان این تاقدیس به دلیل عملکرد گسل مشاء - فشم تحت تاثیر راندگی قرار گرفته است (آقانباتی ۱۳۸۷).

ب - گسل‌های منطقه

مهم‌ترین گسل واقع در محدوده مورد مطالعه گسل شیب لغز مشاء - فشم می‌باشد که دست کم از زمان لیاس تاکنون بر حوضه رسوبی البرز، اثرات قابل توجهی داشته است (آلنباخ ۱۳۴۹). در شمال غربی منطقه دارای روند WNW-ESE می‌باشد. شیب صفحه گسلی از N-NE متغیر بوده و متناسب با نوع سازندهای مجاور، بین ۷۰-۳۵ درجه به سمت شمال افزایش می‌یابد (گودرزی ۱۳۹۲). آخرین تاریخ حرکت این گسل را به سن پلیوسن - پلیستوسن می‌داند، این گسل در هر بخش سازوکار متفاوتی دارد.

در بخش غربی، این گسل معکوس راستگرد، در بخش مرکزی، معکوس و در بخش شرقی، فشاری برشی چپگرد است. قدیمی ترین فعالیت گسل نیز مربوط به پرکامبرین است (آقانباتی ۱۳۸۷).

۱-۵- ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه

زمین ریخت‌شناسی بررسی عوارض ظاهری و نمودهای سطحی زمین بوده که در اثر عوامل مختلف فرسایشی شکل می‌گیرند. آب، باد، یخچالها از مهم‌ترین عوامل تغییر دهنده چهره زمین هستند که در ارتباط با ویژگی‌های زمین‌شناختی و عوامل آب و هوایی، هریک با شدت متفاوت خود موجب تغییر در شکل ظاهری مناطق شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه، اشکال فرسایش ورقه‌ای و شیاری به وضوح در منطقه به چشم می‌خورد، همچنین حرکات دامنه‌ای اعم از ریزش و لغزش‌های متعدد که یکی از مشخصه‌های این گونه نواحی مرتفع کوهستانی می‌باشد، به فراوانی وجود دارد. به طور کلی در منطقه مورد مطالعه واحدهای ژئومورفولوژیک زیر مشاهده می‌شود:

کوهستان: ارتفاعات عمده منطقه، بخشی از رشته‌کوه‌های البرز است که در واقع جزئی از سیستم کوهزایی آلپی است، که متشکل از تاقدیس‌ها و ناودیس‌های نامتقارن غیرپیوسته می‌باشد (آقانباتی ۱۳۸۷).

در منطقه مورد مطالعه کوه‌هایی قرار دارد که از سطح دریا بیش از ۵۰۰ متر ارتفاع دارد. زرین‌کوه با ارتفاع ۳۸۵۲ متر در جنوب و در راستای گسل مشاء - فشم گسترده شده است و کوه دوبار یا قره‌داغ در قسمت شمال منطقه، مرتفع‌ترین خط‌الرأس رشته کوه‌های منطقه با بیش از ۴۰۰۰ متر ارتفاع می‌باشد.

تپه‌ماهور: در منطقه مورد مطالعه تپه‌ماهورهایی با ارتفاع بین ۵۰ تا ۵۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته‌اند، بخش‌هایی از البرز مرکزی منطبق بر تپه‌ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری است (درویش‌زاده ۱۳۷۰).

رودخانه: از مشخصه‌های ژئومورفولوژیکی مخصوص مناطق کوهستانی رودخانه‌ها می‌باشند. در البرز آبراهه‌ها از ساختمان‌های زمین‌شناسی و جنس سازندها پیروی می‌کند، بدین صورت که مسیر کلی حرکت آب در آن‌ها در جهت شیب توپوگرافی و در مسیر سازندهای سست و همچنین در امتداد شکستگی‌ها می‌باشد. رودخانه‌ها رسوبات را حمل و جابه‌جا می‌کنند. رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه توانسته‌اند سنگ‌های بستر خود و دامنه‌های اطراف خود را فرسایش داده و رسوبات جدیدی تولید نمایند. شکل (۵-۱) نمایی از واحدهای منطقه مورد مطالعه در Google Earth نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱- نمایی از واحدهای ژئومورفولوژیک منطقه مورد مطالعه

۱-۶- هیدروژئولوژی منطقه

منابع آب سطحی در منطقه شامل رودخانه‌هایی می‌باشد که اصلی‌ترین آن از کوه‌های قره‌داغ و بخشی دیگر از زرین‌کوه در قسمت جنوبی دریاچه تار سرچشمه گرفته و پس از طی مسیر در دریاچه تار ذخیره می‌شوند. مساحت حوضه آبرگیر دریاچه تار حدود ۱۰/۹۱ کیلومترمربع می‌باشد. در تقسیم‌بندی حوضه‌های آبرگیر ایران حوضه دریاچه تار، جزء زیر حوضه رودخانه هویر محسوب می‌شود. رودخانه هویر سرشاخه اصلی رودخانه سیمین‌دشت از شاخه‌های اصلی رودخانه‌های حبله‌رود به شمار می‌رود.

۱-۷- هیدروژئولوژی منطقه

کوه قره‌داغ که ارتفاعات شمال حوضه آبرگیر دریاچه تار را تشکیل می‌دهد، یک منطقه کارستی نسبتاً توسعه‌یافته می‌باشد. از آنجا که بخشی از حوضه آبرگیر منطقه را سازندهای آهکی لار، دلیچای، واحدهای مبارک و میلا تشکیل می‌دهند و علاوه بر این بارش منطقه عمدتاً به صورت برف می‌باشد، تغذیه سالانه در این حوضه نسبتاً زیاد می‌باشد. آبهای نفوذی در آهک‌ها و سایر واحدهای سنگی عمدتاً از زیر دریاچه عبور کرده و به رودخانه هویر ملحق می‌شوند.

۱-۸- مکانیزم تشکیل دریاچه کوهستانی تار

رشته‌کوه‌های البرز، در شمال ایران و در میانه کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا قرار دارد. این توپوگرافی عمدتاً کوهستانی، بستری مناسب برای پدیده زمین لغزش است، که به همراه تکتونیک فعال و لرزه‌خیزی، وضعیت متنوع زمین‌شناسی، اقلیمی و آب و هوایی عمده شرایط مستعدساز برای وقوع زمین لغزش در کشور را به وجود می‌آورند. به این ترتیب که در دره مشاء این زمین لغزش‌ها موجب ایجاد سدهای مصنوعی در طول دره شده و دریاچه‌های متعددی را تشکیل داده است (احتشامی ۱۳۸۵). در اینجا ابتدا عوامل ایجاد کننده زمین لغزش (عامل بوجود آورنده دریاچه تار)، توصیف زمین لغزش و ابعاد آن بررسی شده است.

۱-۸-۱- عوامل ایجاد زمین لغزش در حوضه آبگیر دریاچه تار

زمین لغزش (Landslide) و ریزش‌های سنگی نمونه‌هایی از حرکات توده‌ای زمین می‌باشند و اصطلاحی عمومی برای حرکت رو به پایین واحدهای سنگی و رسوبی تحت تاثیر نیروی گرانشی است. بنابراین این فرآیند بر روی زمین‌های شیبدار مستعد لغزش عمل می‌کند. زمین لغزش‌ها از آثار رایج زمین‌لرزه‌ها در کمربند البرز بوده که گاه سبب تشکیل سدهای زمین‌لغزشی می‌شوند (Berberian 1994). علل و عوامل مختلفی در به وجود آمدن زمین لغزش زرین‌کوه و در نهایت تشکیل دریاچه تار مؤثر بوده است، عامل اصلی ایجاد حرکت، از هم‌گسیختگی و ایجاد ناپایداری زلزله می‌باشد، با بررسی‌های به عمل آمده روشن شده که علاوه بر زلزله عوامل مهم دیگری نظیر شرایط زمین‌شناسی، وضعیت توپوگرافی و مورفولوژی، آب و هوا و هوازدگی می‌توانند در وقوع این رانش عظیم مؤثر باشند. در دره مشاء گسل مشاء - فشم موجب راندگی واحدهای پرکامبرین، کامبرین بر روی سازند کرج شده است، قدیمی‌ترین فعالیت گسل نیز مربوط به پرکامبرین است. زلزله ۱۸۳۰ میلادی به منطقه شرقی فعالیت این گسل نسبت داده می‌شود، علاوه بر این، زلزله بزرگی هم که در سال ۹۵۸ میلادی با بزرگای گشتاوری ۷/۷ در ۵۰ کیلومتری تهران رخ داده است به قسمت غربی این گسل نسبت داده می‌شود، این گسل با طولی حدود ۴۰۰ کیلومتر از جنوب غربی شاهرود در شرق، تا آبیگ در غرب ادامه دارد. پهنه گسلی مشا در دره مشاء بیش از ۱۰ متر عرض داشته و به شدت بریده، خرده و پودر شده است (آقانباتی ۱۳۸۷).

۱-۸-۲- زمین لغزش دامنه جنوبی زرین‌کوه

در منطقه مورد مطالعه انسداد مسیر آبراهه‌هایی که از ارتفاعات شمالی سرچشمه می‌گیرند به وسیله وقوع لغزشی در توف‌های سست سازند کرج در دامنه جنوبی زرین‌کوه و همچنین عملکرد گسل راندگی دهنار- مشاء پس از آئوسن در کواترنر سبب تشکیل دریاچه تکتونیک تار در گذشته شده است. زرین‌کوه بر روی گسل مشاء و در راستای آن گسترده شده است. این گسل با رانش بخش بزرگی از دامنه شمالی

این کوه، سدی با بلندای بیش از ۵۰ متر در برابر آب‌های روان ساخته و با انباشت آب در پشت آن دریاچه تار پدیدار شده است.

۱-۸-۳- توصیف و ابعاد زمین لغزش

بر اساس طبقه‌بندی (Varnes ۱۹۷۸) زمین لغزش دریاچه تار از نوع لغزش اسلامپ (Slump) است. اسلامپ نوعی از زمین لغزش با صفحه قوسی شکل است که در دامنه‌های خاکی و خرده‌سنگی و به مقدار کمتر در دامنه‌هایی که از سنگ خرد شده و هوازده ساخته شده‌اند، دیده می‌شود. آن حرکت رو به پایین و چرخش بیرونی سنگ یا خاک در طول سطح منحنی رخ می‌دهد. شکل‌های (۱-۶)، (۱-۷) و (۱-۸) پدیده زمین لغزش را در منطقه نمایش می‌دهد.

ابعاد زمین لغزش با استفاده از نرم‌افزارهای Google Earth و Gloobal mapper محاسبه شده است. بدین ترتیب که طول متوسط زمین لغزش منطقه حدود ۱۲۴۴ متر، عرض متوسط آن حدود ۱۱۸۵ متر، عمق متوسط آن حدود ۱۴۵ متر و مساحت زمین لغزش حدود ۱/۳۶ کیلومتر مربع برآورد شده‌اند، حجم مواد جابه‌جا شده بر اثر زمین لغزش حدود ۱۹۰ میلیون متر مکعب برآورد شده است. با توجه به چگالی توف‌های سبز کرج که حدود ۲۰۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب اندازه‌گیری نموده‌اند، جرم مواد جابه‌جا شده در اثر زمین لغزش دریاچه تار حدود ۳۸۰ میلیون تن برآورد شده است.



شکل ۱-۶- پدیده زمین لغزش در منطقه (دید به سمت جنوب)



شکل ۱-۷- پدیده زمین لغزش (جنوب شرقی)



شکل ۱-۸- منطقه مورد نظر و لنداسلاید نوع اسلامپ

فصل دوم: مروری بر تحقیقات قبلی درباره هیدرولوژی

دریاچه‌های کوهستانی

با توجه به این که موضوع این تحقیق ارزیابی هیدرولوژیکی دریاچه تار واقع در ارتفاعات البرز می‌باشد، لازم است که تحقیقات انجام شده مرتبط با موضوعات مختلف هیدرولوژیکی دریاچه‌های کوهستانی ارائه شود.

۲-۱- معرفی دریاچه‌های کوهستانی

عوامل متعددی مانند زمین لغزش‌ها، آتشفشان‌ها، یخچال‌ها، عوامل تکتونیکی و اشکال کارستی مانند پلایه‌های غرقابی حاصل از توسعه کارست‌ها باعث تشکیل دریاچه در نواحی کوهستانی می‌شود. با توجه به اینکه رشته‌کوه‌های البرز در شمال ایران و در ناحیه فعال تکتونیکی قرار گرفته است، زمین ساخت فعال و ارتفاعات و دامنه‌های پرشیب شرایط را برای ایجاد زمین لغزش فراهم آورده است (احتشامی ۱۳۸۵). دریاچه‌های کوهستانی ایران عمدتاً بر اثر زمین لغزش تشکیل شده‌اند، این نوع دریاچه‌ها را اصطلاحاً دریاچه‌های سدی می‌نامند که پدیده زمین لغزش سبب شده یک مانع در برابر حرکت آب رودخانه‌ها باعث ایجاد دریاچه در نواحی کوهستانی شود، از تفاوت‌هایی که این نوع دریاچه‌ها با دریاچه‌های دیگر مناطق دارند این است که معمولاً خروجی سطحی ندارند در عوض خروجی زیرسطحی قابل توجهی دارند همچنین در این نوع دریاچه‌ها به علت آب و هوای سرد کوهستانی تبخیر ناچیز می‌باشد، در حالیکه دریاچه‌های مناطق پست خروجی اصلی تبخیر است به همین دلیل اکثر دریاچه‌های

مناطق پست دارای آب شور هستند، ولیکن دریاچه‌های کوهستانی به دلیل خروجی زیرسطحی عمدتاً شیرین هستند.

۲-۲- هیدرولوژی آب‌های سطحی در دریاچه‌های کوهستانی

در دریاچه‌ها سطح آب دائماً در حال تغییر است و این تغییرات متناوب از جمله مهم‌ترین خصوصیات دریاچه‌ها می‌باشد که منجر به تغییر در حجم آب موجود در آن‌ها می‌شود. نوسانات سطح آب دریاچه‌ها بستگی به رودخانه‌های وارد شونده حاصل از ذوب برف، میزان تبخیر و آب باران بستگی دارد، منابع آب در نواحی کوهستانی کمتر تحت تاثیر تبخیر قرار می‌گیرند و بیشتر با به صورت نفوذ به سفره‌های آب زیرزمینی از چرخه دسترسی خارج می‌شوند و به همین دلیل دارای آب شیرین هستند. برخی از دریاچه‌ها تنها دارای ورودی زیرسطحی هستند اما در بیشتر دریاچه‌ها بیشترین میزان آب ورودی از طریق رودخانه‌ها است.

موزیک (Muzic 1991) در پژوهشی تحت عنوان هیدرولوژی دریاچه آتاباسکا (Atabasca) واقع در شمال شرقی آلبرتا (Alberta) تغییرات سطح آب دریاچه را بررسی کردند، نتایج نشان داد سطح آب در طول بهار و تابستان به طور متوسط $1/7$ متر افزایش داشته و در پاییز و زمستان فروکش کرده و همچنین سهم رواناب مستقیم منطقه را $290/000$ کیلومتر مربع بیان کردند.

تورنر و همکاران (Turner et al. 1995) با مطالعه بر روی هیدرولوژی دریاچه بستوموی (Bosutmwi) در کشور غنا، غرب آفریقا با استناد بر شوری نسبتاً پایین دریاچه استدلال کردند که این دریاچه دارای خروجی سطحی نمی‌باشد و از نظر هیدرولوژیکی یک دریاچه بسته است و همچنین با محاسبه بیلان این دریاچه به این نتیجه رسیدند مهم‌ترین عامل کنترل تعادل آب دریاچه در درجه اول، بارش به طور مستقیم و رواناب حوضه آبرگیر کوچک در اطراف دریاچه دانستند.

گیسون و همکاران (Gibson *et al.* 2006) بیلان آبی سالانه دریاچه گریت اسلیو (Greet Slave) واقع در شمال غربی کانادا را در طول سال‌های ۱۹۸۸ – ۱۹۶۴ مورد بررسی قرار دادند و بارش متوسط و مقدار تبخیر سالانه بر روی دریاچه به ترتیب حدود ۳۴۰ میلی‌متر و ۳۸۶ میلی‌متر برآورد شده است، همچنین حدود ۷۴ درصد از جریان به دریاچه از حوضه صلح آتاباسکا (Atabasca) از طریق رودخانه به دریاچه وارد می‌شود و در نتیجه ورودی‌های دریاچه شامل جریان ورودی و بارش باعث از بین بردن کاهش طولانی مدت بیش از ۲ درصد میزان خروجی‌ها شامل تبخیر و در روند سطح دریاچه می‌شوند. آفوگون و همکاران (Ufoeghune *et al.* 2011) با تخمین مقدار بیلان در دریاچه اویان (Oyan) در شمال غرب نیجریه، مقادیر پارامترهای بیلان شامل بارش ۱۰۱۵ میلی‌متر و تبخیر ۱۱۷۸ میلی‌متر و رواناب سالانه ۸۲۲ میلیون متر مکعب و آب نفوذی به زمین ۲۱۹۹ میلیون متر مکعب را برآورد کردند و در نهایت ذخیره‌سازی ناخالص بر روی دریاچه ۲۷۰ میلیون متر مکعب نشان داده‌اند.

بابلاکو و همکاران (Bublaku *et al.* 2015) با برآورد مقدار پارامترهای بیلان دریاچه بادوک (Badowk) در کشور کوزو در یکسال نتیجه گرفتند که بارش و جریان سطحی از پارامترهای ورودی که جمعاً ۲۲ میلیون مترمکعب را به خود اختصاص داده‌اند و مقدار خروجی دریاچه از طریق تبخیر که مقدار آن ۱۱ میلیون مترمکعب است و در نهایت مقدار تغییر حجم در طول سال ۷۳۴۴۰۰۰ مترمکعب می‌باشد. محمدی (۱۳۹۵) با مطالعه و بررسی تغییرات روزانه و سالانه برخی از مؤلفه‌های هیدرولوژیکی دریاچه زریبار در استان کردستان، نشان داد که از سال ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۳ به طور میانگین ۶۱ درصد حجم دریاچه پر از آب بوده است، روند کلی سری زمانی داده‌ها حاکی از کاهش تراز آب دریاچه بوده است.

۲-۳- هیدروژئولوژی آب‌های زیرزمینی در دریاچه‌های کوهستانی

دریاچه‌های کوهستانی اغلب در نواحی کوهستانی با کارست توسعه یافته وجود دارد، چون این منابع کارستی اصولاً در ارتفاعات وجود دارند، دسترسی انسان‌ها به این منابع کمتر است، به همین دلیل تقریباً

دور از آلودگی‌های انسانی هستند بنابراین آب آن‌ها شور نیست، همچنین کارست، مناطقی را با نفوذپذیری بالا به وجود می‌آورد که منابع آبی با کیفیت خوب را ایجاد خواهند کرد. از آنجایی مناطق کارستی به مناطق مشخصی اطلاق می‌شوند که از طریق انحلال سنگ بستر و توسعه شبکه زهکشی زیرزمینی توسعه یافته و اساساً با سنگ آهک ارتباط پیدا می‌کند (Waltham *et al.* 2005). بنابراین با وجود انحلال در این مناطق، نفوذ قابل توجهی نیز وجود دارد، در مطالعه‌ی بیلان مناطق کارستی تخمین میزان تغذیه ورودی از طریق بارندگی و جریان‌های سطحی بسیار پیچیده می‌باشد. علت آن به خاطر وجود توأم دو محیط مختلف می‌باشد. محیط ماتریکسی که دارای خلل و فرج ریز بوده و تا حدودی شبیه محیط‌های آبرفتی است. از طرف دیگر یک محیط شکستگی‌ها با بازشدگی زیاد و حفرات انحلالی می‌باشند. در آبخوان‌های آبرفتی معمولاً از آزمون‌های رینگ مضاعف برای اندازه‌گیری نرخ تغذیه استفاده می‌شود. اما در مناطق کارستی و به خصوص نواحی که بازشدگی یا انحلال قابل توجهی وجود داشته باشد، این امکان وجود ندارد.

روش‌هایی که امروزه برای تخمین میزان نرخ نفوذ در کارست به کار می‌رود بسیار متنوع می‌باشند و بسته به محل مورد مطالعه متفاوت است. استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و عکس‌های ماهواره‌ای روشی است که به طور غیرمستقیم به برآورد نرخ تغذیه می‌پردازد.

شعبان و همکاران (Shaban *et al.* 2014) در غرب لبنان که بیش از ۷۰ درصد این نواحی از سنگ کربناته تشکیل شده، مطالعه‌ای به منظور تعیین نواحی با پتانسیل تغذیه بالا از سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) استفاده کردند، نتایج نشان می‌دهد که سالانه ۲۴ درصد از کل میزان بارش تغذیه می‌شود که معادل ۱۸۷ میلیون متر مکعب در سال است.

کارتر و دریسکول (Karter and Driskol 2005) در نواحی کوهستانی با رخنمون آهکی در ناحیه بلک‌هیل (black Hill) در غرب ایالت داکوتای جنوبی (South Dakota)، به تخمین تغذیه با استفاده از

GIS در این ناحیه پرداخته‌اند. تغذیه میانگین سالانه برآورد شده از حدود یک سانتیمتر در جنوب منطقه مورد مطالعه تا ۲۲ سانتیمتر در شمال غرب بلک‌هیل (black Hill) متغیر است.

اندرو و همکاران (Andreo *et al.* 2008) هشت آبخوان کارستی در جنوب اسپانیا را بررسی کرده‌اند که از لحاظ شرایط آب و هوایی و زمین‌شناسی دارای تنوع هستند و به منظور برآورد نفوذ سالیانه از روش اپلیس (APLIS) که مخفف لایه‌های ارتفاع، شیب، لیتولوژی، عوارض سطحی و نوع خاک می‌باشد، استفاده کردند. محدوده تغذیه را در این آبخوان از ۳۳ درصد تا ۵۵ درصد از بارش سالانه تخمین زده‌اند. فیوریلو و همکاران (Fiorillo *et al.* 2015) ضریب تغذیه مؤثر را در مرکز جنوب ایتالیا بر روی توده کارست از کوه پیسن‌تینی (Picentini) متشکل از دولستون و سنگ آهک با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و مدل مقیاس متوسط سالانه ASR (برآورد پارامترهای اساسی هیدروژئولوژی) بین ۶۶ درصد تا ۶۷ درصد برآورده‌اند.

شیلاگی (Szilagyi 2011) میانگین تغذیه را در نبراسکا (Nebraska) آمریکا بررسی کردند، در این پژوهش با استفاده از سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی و با تفاوت در میانگین بارش ماهانه و تبخیر و تعرق سالانه بیشترین میزان تغذیه برآورد شده در منطقه را 12 ± 30 درصد بارندگی برآورد کرده‌اند.

نجفی و همکاران (۲۰۱۴) در منطقه جنوب روانسر با استفاده از روش مقایسه زوجی (AHP) این نتیجه رسیدند که بیشترین میزان نفوذ در محدوده ۵۳ درصد تا ۴۵ درصد که حدود ۸۱ کیلومتر مربع را شامل می‌شود.

آلاکوا و همکاران (Allocca *et al.* 2015) میزان ضریب تغذیه سالانه به آبخوان کارستی اپنی‌نس (Apenines) در جنوب ایتالیا براساس روش ضریب نفوذ مؤثر و معادله بیلان هیدرولوژیکی، ۵۰ تا ۷۹ درصد از میانگین تعیین کرده است.

نجفی و همکاران (Najafi et al. 2016) برای ارزیابی نرخ تغذیه در منطقه کارستی سالدوران واقع در غرب ایران با استفاده از روش زمین‌شناسی، هیدروژئولوژی و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و به‌کارگیری عوامل موثر بر تغذیه، به این نتیجه رسیدند که بیشتر از ۸۰ درصد از منطقه مورد مطالعه دارای یک نرخ تغذیه از ۵۵ تا ۷۵ (به طور متوسط ۶۳ درصد) می‌باشد.

اشجاری و همکاران (Ashjari et al. 2006) در ارتفاعات زاگرس، با استفاده از نقشه پهنه‌بندی نفوذپذیری به این نتیجه رسیدند که بیشترین نفوذپذیری منطقه در نواحی شمال و منطبق با بارش بیشتر از ۴۵۰ میلی‌متر در سال است و نفوذپذیری در محدوده بین ۶۰ تا ۸۰ درصد قرار گرفته است.

حیدری و همکاران (۱۳۷۴) در حوضه کارستی تاقدیس گر و برم‌فیروز با بهره‌گیری از سنجش از دور (RS) و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) محدوده مورد مطالعه را به چهار زون دارای پتانسیل تغذیه پهنه‌بندی شده است. با توجه به شرایط زمین‌شناسی و هیدروژئولوژیکی به این نتیجه رسیدند که یال شمالی تاقدیس متشکل از آهک‌های سروک دارای پتانسیل تغذیه بالا در منطقه می‌باشد.

انتظاری و یمانی (۱۳۹۴) با مدل‌سازی مناطق تغذیه آبخوان خورین با استفاده از مدل (KARSTLOP) و بررسی نقشه پهنه‌بندی آبخوان خورین در استان کرمانشاه نشان دادند که ۶۱ درصد از مساحت آبخوان دارای میزان تغذیه بیش از حد ۷۰ درصد بوده و ۸۸ درصد از مساحت آبخوان دارای تغذیه بیش از ۵۰ درصد می‌باشد و این حاکی از میزان نفوذپذیری بالای آبخوان خورین است.

۲-۴- هیدروژئوشیمی دریاچه‌های کوهستانی

بررسی و مطالعه پارامترهای فیزیکی و شیمیایی آب دریاها و اقیانوس‌ها از جنبه‌های مختلف، مهم و اساسی است. تحقیقات زیادی بر روی دریاچه‌ها صورت گرفته است که حاکی از تغییرات زیاد هیدروژئوشیمی می‌باشد. عوامل موثر در شیرین بودن دریاچه‌های کوهستانی که فاقد خروجی سطحی هستند عبارتند از: ۱. نشت آب از کف دریاچه (Turne et al. 1995)، ۲. ورودی برابر یا بیشتر از خروجی

(Demeli 2000)، ۳. سرریز شدن و زمان ماندگاری کم آب دریاچه (Turner et al. 1995) و ۴. کیفیت مناسب آب‌های ورودی به دریاچه و عدم وجود سازندها و رسوبات مخرب در حوضه آبرگیر دریاچه می‌باشد. در این مبحث هدایت الکتریکی (EC)، یون‌های اصلی و تیپ آب در دریاچه‌های کوهستانی جهان بحث می‌شود.

ریچارد و همکاران (Richard et al. 1983) کیفیت آب دریاچه تورکانا (Turkana) در کشور کنیا که در داخل یک حوضه بسته قرار دارد را بررسی کردند، نتایج این تحقیق نشان داد که یون‌های اصلی آب دریاچه سدیم (Na)، بیکربنات (HCO_3^-)، کلر (Cl) می‌باشد که تاثیر خود را در کل نمک‌های محلول (TDS) آب گذاشته و باعث شوری آب شده‌اند، همچنین علت شوری آب را تبادل کاتیونی بیان کرده‌اند. بوروویاک و همکاران (Borowiak et al. 2006) تحقیقات هیدروشیمیایی خود را در ۲۹ دریاچه با ارتفاع بالا در دو منطقه کوهستانی اروپا (Carpathian and Rhodope Mountains) انجام دادند، نتایج نشان داد، تفاوت در غلظت یون‌های عمده در درجه اول تحت تاثیر تفاوت در شدت هوازدگی شیمیایی و به میزان کمتر تفاوت در ترکیب موادمعدنی سنگ بستر است و همچنین ویژگی‌های زمین‌شناسی محلی و ساختارهای اطراف حوضه دریاچه در شیمی دریاچه‌های واقع در منطقه منعکس شده است.

ماتینگ و همکاران (Mating et al. 2010) با بررسی کیفیت آب دریاچه سد موهال (Dam Mohali) در آفریقای جنوبی به مدت ۵ سال دریافتند که مقادیر کاتیون و آنیون‌ها به جز کلسیم پایین‌تر از حد استاندارد هستند و با توجه به اینکه مخزن سد و رودخانه مرتبط با آن در ارتفاعات بالا قرار گرفته‌اند، بالابودن غلظت کلسیم را به سازندهای زمین‌شناسی و عوامل طبیعی ربط داده‌اند.

ابراهیم‌پور و محمدزاده (۱۳۹۰) با مطالعه هیدروژئوشیمی آب دریاچه زیروار در استان کردستان به این نتایج رسیدند که کاتیون و آنیون غالب در آب دریاچه به ترتیب کلسیم (Ca) و بی‌کربنات (HCO_3) می‌باشد، تیپ آب نیز کربنات کلسیک بوده است، همچنین عامل اصلی کنترل‌کننده شیمی آب دریاچه زیروار، هوازدگی سازندهای زمین‌شناسی در منطقه است.

سنرز و همکاران (Seners *et al.* 2012) کیفیت آب دریاچه اگیردیر (Egirdir) در کشور ترکیه را مورد مطالعه قرار دادند، نتایج نشان داد که کاتیون غالب آب دریاچه کلسیم - منیزیم (Ca-Mg) و عمده آنیون آب دریاچه یون بیکربنات (HCO_3^-) می باشد که بیانگر وجود تیپ غالب بی کربنات منیزیم کلسیم (Mg-Ca-HCO_3) در دریاچه است و سازندهای زمین شناسی اطراف دریاچه عناصر کیفی آب دریاچه را تعیین کرده است.

عسام و همکاران (Essam *et al.* 2014) با بررسی هیدروشیمی دریاچه قارون در کشور مصر در یک حوضه بسته به این نتیجه رسیدند که میزان مواد کربنات توسط تبادل کاتیونی و بارش تغییر کرده است و تیپ آب را با توجه به ترکیب آنیونی بی کربنات بیشتر از سولفات، منیزیم بی کربنات تشخیص داده اند و همچنین نتایجی از قبیل مقدار کل نمک های محلول (TDS) حدود ۲۶۹ میلی گرم بر لیتر و کمی قلیایی با (pH)، حدود ۷/۸ را برآورد کرده اند.

بهادر سینگ و همکاران (Singh *et al.* 2016) ویژگی های هیدروژئوشیمی دریاچه چاندراتل (Chandera tel) واقع در هیمالیای غربی در کشور هند را مورد بررسی قرار دادند، نتایج نشان داد مقدار (pH) آب دریاچه ۸/۱ که مختص آب های قلیایی است، آنیون غالب بی کربنات (HCO_3^-) و کلسیم (Ca^{2+}) کاتیون عمده این آب را تشکیل می دهد و مکانیسم غالب تنظیم هیدروژئوشیمی آب دریاچه هوازدگی کربنات می باشد و نوع رخساره هیدروژئوشیمی را بی کربنات کلسیم (Ca-HCO_3) به دست آوردند.

جائو و همکاران (Gao *et al.* 2017) با مطالعه بر روی دریاچه های مناطق پرمافراست (Permaferast) در کشور چین، ۱۲۷ نمونه آب از دریاچه ها جمع آوری کردند و با استفاده از نتایج بدست آمده دریاچه ها را تقسیم بندی نموده اند: حدود ۴۳/۳ درصد از دریاچه ها تازه هستند، کاتیون غالب این دریاچه ها سدیم و به دنبال آن غلظت منیزیم، کلسیم و پتاسیم می باشد، در بخش شمالی منطقه آنیون غالب کلر می باشد و در بخش جنوبی بی کربنات می باشد. تبخیر و هوازدگی سنگ، کنترل هیدروشیمی از آب دریاچه در بخش های شمالی و جنوبی را کنترل می کند.

فصل سوم: روش انجام کار

در این فصل همه‌ی مراحل و کارهای صورت گرفته جهت بررسی کمی و کیفی مربوط به حوضه آبرگیر دریاچه تار، به طور مختصر بیان می‌گردد. این مراحل عبارتند از:

- جمع‌آوری آمار و اطلاعات هواشناسی، نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی، مطالعات پیشین در مورد پژوهش حاضر

- بازدیدهای صحرایی و پیمایش‌های زمین‌شناسی به منظور بررسی ژئومورفولوژی کارست، تهیه و تکمیل نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

- تهیه نقشه‌های مورد نیاز

- تعیین خصوصیات فیزیوگرافی حوضه آبرگیر دریاچه تار

- نمونه‌برداری از دریاچه و آب‌های ورودی به دریاچه تار و انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه و همچنین ثبت برخی خصوصیات فیزیکی در محل نمونه‌برداری

- آنالیز عناصر اصلی مانند کاتیون‌ها و آنیون‌ها در آزمایشگاه آب و زیست محیطی دانشگاه صنعتی

شاهرود

۳-۱- جمع‌آوری آمار و اطلاعات نقشه‌های منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق، جهت بررسی هیدرولوژی حوضه آبرگیر دریاچه تار، آمار و اطلاعات بارندگی، دما و تبخیر ایستگاه‌های اطراف منطقه مورد مطالعه جمع‌آوری شد. از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، به منظور ترسیم نقشه زمین‌شناسی منطقه استفاده شد. همچنین از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه توپوگرافی و دریافت مدل رقومی ارتفاع (DEM) منطقه مورد مطالعه از سایت (USGS)، برای ترسیم نقشه هیپسومتری در برآورد ارتفاع متوسط حوضه آبرگیر دریاچه تار و نقشه‌های مورد نیاز در برآورد درصد تغذیه در حوضه آبرگیر دریاچه تار مورد استفاده قرار گرفت تا با شناخت کلی از منطقه در پژوهش به نتیجه مطلوبی دست یافت

۳-۲- بازدیدهای صحرایی و پیمایش‌های زمین‌شناسی از حوضه آبرگیر دریاچه تار

منطقه مورد مطالعه در شهرستان دماوند واقع شده است، پس از چند دوره بازدید صحرایی از منطقه و پیمایش‌های زمین‌شناسی، با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در محیط GIS ترسیم گردید. همچنین بازدیدهای صحرایی به منظور ژئومورفولوژی کارست، زمین‌شناسی و تعیین حوضه آبرگیر دریاچه تار انجام گرفته است. در بررسی‌های ژئومورفولوژی کارست نیز سعی بر آن شد تا با ارزیابی درصد پوشش خاک، توسعه عوارض کارستی، جهت شیب لایه‌های منطقه مورد مطالعه و لیتولوژی غالب درصد تغذیه سالانه در محدوده مورد نظر برآورد شده و در نهایت پارامترهای بیلان آب حوضه آبرگیر دریاچه تار تعیین گردد.

۳-۳- تعیین خصوصیات فیزیوگرافی حوضه آبگیر منطقه

خصوصیات فیزیوگرافی یا خصوصیات فیزیکی حوضه، پارامترهای فیزیکی هستند که برای هر حوضه نسبتاً ثابت هستند و با داشتن خصوصیات یک حوضه به همراه شرایط آب و هوایی آن، می‌توان به ویژگی‌های کمی و کیفی سیستم هیدرولوژیکی آن حوضه پی‌برد (علیزاده ۱۳۸۹). این خصوصیات شامل مرز حوضه، مساحت و محیط حوضه، شکل حوضه، ضریب انشعابات آبراهه‌ای حوضه، ارتفاع متوسط، شیب حوضه و زمان تمرکز می‌باشد. برای بررسی خصوصیات فیزیوگرافی حوضه از عکس‌های هوایی ۵۰۰۰:۱ منطقه، نقشه‌های توپوگرافی، نرم‌افزارهای Google Earth و Global Mapper و GIS و همچنین اطلاعات حاصل از بازدیدهای صحرایی استفاده شده است.

۳-۴- نمونه‌برداری از منابع آب حوضه آبگیر دریاچه تار

بعد از انتخاب حوضه مورد نظر به منظور بررسی املاح آب دریاچه و آب‌های ورودی به آن نمونه‌برداری از آب دریاچه و آب رودخانه ورودی و چشمه‌های اطراف دریاچه به عمل آمده است. برخی پارامترها در منطقه و برخی دیگر پس از انتقال در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده‌اند.

۳-۴-۱- نمونه‌برداری از منابع آب

به منظور ارزیابی کیفیت منابع آب منطقه از آن نمونه‌برداری به عمل می‌آید شکل (۳-۱) فرآیند نمونه‌برداری از آب شامل مراحل نمونه‌برداری آب، ثبت اطلاعات و انتقال به آزمایشگاه است. برخی پارامترها مانند دما، pH، هدایت الکتریکی، در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری شد، زیرا این پارامترها پس از نمونه‌برداری پایداری خود را از دست می‌دهند و نتیجه را با خطا مواجه می‌کنند.



شکل ۳-۱- نمونه برداری از آب ورودی به دریاچه تار

۳-۴-۲- اندازه گیری دبی

دبی از مهم ترین پارامترها در مطالعات آب های سطحی و زیرزمینی است. در این تحقیق برای اندازه گیری دبی آب جریان ورودی به دریاچه تار از سرعت حرکت جسم شناور در آب استفاده شده است. بدین منظور برای تصحیح سرعت سطحی از ضریب 0.7 به کار می رود. در واقع دبی، حجمی از آب است که در واحد زمان از سطح مقطع عمود بر جریان عبور می کند. مقدار دبی از معادله زیر محاسبه شده است.

$$Q = A \cdot V \quad \text{معادله (۱-۱)}$$

۳-۴-۳- اندازه گیری هدایت الکتریکی

هدایت الکتریکی (EC) آب ارتباط مستقیم با مقدار مواد جامد محلول در آب دارد و مهم ترین پارامتر شیمیایی می باشد که برای جلوگیری از خطا بهتر است آن را در محل نمونه برداری اندازه گیری نمود (شکل ۳-۲). جهت اندازه گیری هدایت الکتریکی نمونه های آب، از دستگاه هدایت سنج (EC متر) استفاده شده است. دقت این دستگاه برای اندازه گیری هدایت الکتریکی برابر با یک میکروموس بر سانتی متر می باشد.



شکل ۳-۲- اندازه‌گیری هدایت الکتریکی آب ورودی به دریاچه تار

۳-۵- اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی

نمونه‌های برداشتی از دریاچه تار و آب‌های ورودی به دریاچه تار جهت آنالیز عناصر اصلی کاتیون‌ها و آنیون‌ها به آزمایشگاه آب و زیست محیطی دانشگاه صنعتی شاهرود منتقل شدند. جهت اطمینان از عدم تغییرات خصوصیات شیمیایی نمونه‌ها در فاصله برداشت تا انتقال به آزمایشگاه، هدایت الکتریکی مجدداً در آزمایشگاه اندازه‌گیری گردید. (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- آنالیز شیمیایی نمونه‌های آب به روش تیتراسیون در آزمایشگاه

۳-۵-۱- اندازه‌گیری عناصر

کلسیم (Ca^{2+}): جهت اندازه‌گیری غلظت یون کلسیم به روش تیتراسیون، از معرف مروکسید (Meroxid) و هیدروکسید پتاسیم (KOH) ۲ نرمال جهت بالا بردن (pH) نمونه و محلول (EDTA)، به عنوان تیتранت استفاده شد.

منیزیم (Mg^{2+}): برای بدست آوردن غلظت یون منیزیم ابتدا غلظت مجموع کلسیم و منیزیم به روش تیتراسیون اندازه‌گیری شده و سپس مقادیر حاصل، از غلظت یون کلسیم کسر شده تا غلظت منیزیم محاسبه می‌شود. بدین منظور از اریوکروم بلکتی (EBT) به عنوان معرف، بافر آمونیاکی (pH_{10}) جهت افزایش pH نمونه و محلول (EDTA) به عنوان تیتранت استفاده گردید.

سدیم (Na^+) و پتاسیم (K^+): مقادیر یون‌های سدیم و پتاسیم با دستگاه نورسنجی شعله‌ای اندازه‌گیری شد که برای اندازه‌گیری سدیم و پتاسیم ابتدا اقدام به کالیبره کردن دستگاه با محلول‌های استاندارد شد. با قرار دادن پروپ مخصوص غلظت هر یون اندازه‌گیری شد (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- اندازه‌گیری سدیم و پتاسیم نمونه‌های آب با استفاده از دستگاه نورسنجی شعله‌ای

بی‌کربنات (HCO_3^-): غلظت یون بی‌کربنات به روش تیتراسیون اندازه‌گیری شد. بدین منظور از شناساگر متیل‌اورانژ (Methyl Orange) و محلول اسید سولفوریک (Sulfuric Acid) ۰/۵ نرمال به کار برده شد.

سولفات (SO_4^{2-}): غلظت یون سولفات با استفاده از دستگاه (Hanna) تعیین شد. بدین منظور ۱۰ CC از نمونه در محفظه درون دستگاه ریخته شده و دستگاه صفر گردید. سپس داخل ظرف نمونه پودر باریم‌کلرید یا پودر باریت (BaCl_2) به میزان ۰/۱۴۳ گرم اضافه شده و به صورت کامل مخلوط می‌گردد. ظرف درون دستگاه قرار داده شده و بعد از گذشت ۵ دقیقه عدد دستگاه، مقدار سولفات نمونه، قرائت گردید. (شکل ۳-۵)



شکل ۳-۵- اندازه‌گیری مقدار سولفات نمونه‌ها با استفاده از دستگاه Hanna

کلر (Cl^-): غلظت یون کلر با شناساگر کرومات پتاسیم ۵ درصد و محلول نیترات نقره (AgNO_3) ۰/۱ نرمال به روش تیتراسیون اندازه‌گیری شد.

لازم به ذکر است که غلظت تمام یون‌های اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر (epm) می‌باشد.

۳-۵-۲- محاسبه درصد خطای آزمایش

پس از اندازه‌گیری کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی با استفاده از روش معمول آزمایشگاهی (تیتراسیون و نورسنجی) درصد خطای آزمایش مطابق معادله (۳-۲) محاسبه شد. میزان خطای مجاز برای هر آنالیز شیمیایی کمتر از ۵ درصد می‌باشد که گاهی از این حد فراتر رفته و منجر به اشتباه در تحلیل نمودارها می‌گردد.

$$\% \text{ Error} = \frac{\sum \text{Cation} - \sum \text{Anion}}{\frac{\sum \text{Cation} + \sum \text{Anion}}{2}} \times 100 \quad \text{معادله (۳-۲)}$$

در معادله بالا $\sum \text{cation}$ و $\sum \text{anion}$ به ترتیب مجموع کاتیون‌ها و مجموع آنیون‌ها بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر و $\% \text{ Error}$ درصد خطای آزمایش می‌باشد.

۳-۶- نرم‌افزارهای مورد استفاده

در این تحقیق از نرم‌افزارهای زیر استفاده شد:

- نرم‌افزار Arc GIS 10.2، برای ترسیم نقشه نیمرخ طولی

- نرم‌افزار Global Mapper، برای تعیین خطوط توپوگرافی و محاسبات خصوصیات فیزیوگرافی

حوضه

- نرم‌افزار Surfer، برای ترسیم پروفیل طولی حوضه آبگیر دریاچه تار

- نرم افزار Excel 2013، برای رسم نمودارهای توزیع عناصر و پارامترهای کیفی و غیره

- نرم افزار Google Earth، برای تعیین حوزه آبریز منطقه

- نرم افزار AqaQa، برای ترسیم نمودار پایپر، استیف و تعیین تیپ و رخساره نمونه های آب مورد مطالعه

فصل چهارم: هیدرولوژی دریاچه تار

در این فصل، خصوصیات هیدرولوژی آبهای سطحی، هیدروژئولوژی آبهای زیرزمینی و در نهایت هیدروژئوشیمی این دریاچه و منابع آب اطراف آن مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۱- هیدرولوژی آبهای سطحی دریاچه تار

در این بخش به منظور بررسی هیدرولوژی آبهای سطحی، نحوه ترسیم حوضه آبریز دریاچه تار، برآورد میانگین بارش متوسط در حوضه آبریز دریاچه تار، برآورد حجم آبهای سطحی ورودی به دریاچه تار و برآورد تبخیر از سطح دریاچه به طور مختصر ارائه شده است.

۴-۱-۱- ترسیم حوضه آبریز دریاچه تار

به منظور ترسیم حوضه آبریز دریاچه تار ابتدا با استفاده از نقشه توپوگرافی منطقه و همچنین نرم افزار Google Earth محدوده حوضه آبریز دریاچه تار ترسیم گردید. شکل (۴-۱) محدوده حوضه آبریز را در نرم افزار Google Earth نمایش می دهد.

۴-۱-۲- بررسی خصوصیات فیزیوگرافی حوضه آبگیر

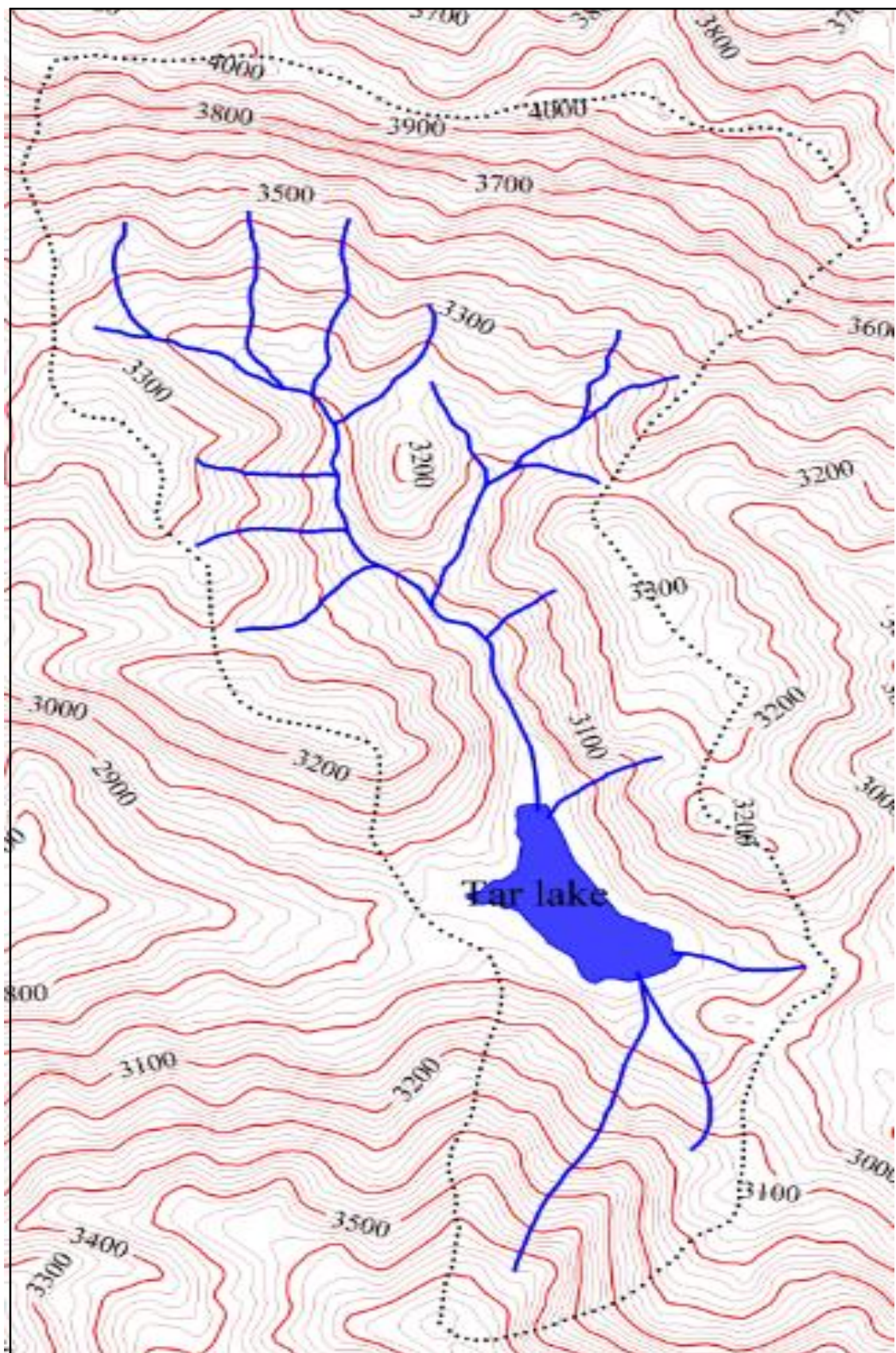
این خصوصیات شامل تعیین مرز حوضه، مساحت و محیط حوضه، شکل حوضه، ضریب انشعابات آبراهه‌ای حوضه، ارتفاع متوسط، شیب حوضه و زمان تمرکز می‌باشد، برای بررسی خصوصیات فیزیوگرافی حوضه از نقشه‌های توپوگرافی، نرم‌افزارهای Google Earth، Global Mapper و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) همچنین اطلاعات حاصل از بازدیدهای صحرایی استفاده شده است.



شکل ۴-۱- محدوده حوضه آبگیر دریاچه تار در Google Earth

۴-۱-۲-۱- تعیین مرز حوضه

برای تعیین مرز حوضه آبگیر دریاچه تار، در نرم افزار Google Earth و Global Mapper خط تقسیم توپوگرافی محدوده، آبراهه‌های ورودی به دریاچه تار با آبراهه‌های نواحی مجاور ترسیم شده است. شکل (۴-۲) مرز حوضه آبگیر دریاچه تار را بر روی نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه نمایش می‌دهد.



شکل ۴-۲- مرز حوضه آبرگیر دریاچه تار بر روی نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه

۴-۱-۲-۲- مساحت و محیط حوضه

از ویژگی‌های مهم یک حوضه آبگیر مساحت و محیط آن می‌باشد. مساحت حوضه (A) در بیشتر مواقع بر حسب کیلومتر مربع (Km^2) بیان می‌شود. حوضه‌ها از نظر مساحت به حوضه‌های کوچک با مساحتی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر مربع، حوضه‌های متوسط با مساحت آن بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع و حوضه‌های بزرگ که مساحت آن‌ها بالغ بر ۱۰۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد. محیط حوضه (P) به طول پیرامون حوضه آبگیر گفته می‌شود که حوضه را از حوضه مجاور تفکیک می‌کند. محیط حوضه نیز در بیشتر مواقع بر حسب کیلومتر (km) بیان می‌شود. مساحت و محیط حوضه دریاچه تار با استفاده از نرم‌افزار (Global Mapper) اندازه‌گیری شده‌اند، به این ترتیب که مساحت حوضه حدود ۱۰/۹۱ کیلومترمربع و محیط آن ۱۸/۶۲ کیلومتر می‌باشد.

۴-۱-۲-۳- شکل حوضه

شکلی که از تصویر یک حوضه آبگیر روی یک صفحه افقی حاصل می‌گردد، شکل حوضه گویند. شکل حوضه از مهم‌ترین پارامترهای مؤثر بر شدت رواناب سطحی و شکل هیدروگراف سیل خروجی می‌باشد (علیزاده ۱۳۸۹). معمولاً از طریق روش‌های هورتن، گراویلوس، ضریب کشیدگی و ضریب دایره‌ای حوضه به بررسی ضریب شکل حوضه پرداخته می‌شود که شرح آن‌ها در ذیل آمده است.

الف - ضریب شکل حوضه

ضریب شکل حوضه آبگیر عبارت است از نسبت مساحت حوضه (A) بر حسب کیلومتر مربع به مجذور طول حوضه (L^2) بر حسب کیلومتر و با علامت FF نشان داده می‌شود (علیزاده ۱۳۸۹). معادله (۴-۱)، ضریب شکل حوضه را بیان می‌کند. هر چه ضریب شکل به عدد ۱ نزدیک‌تر باشد، شکل حوضه آبگیر گردتر می‌باشد و هر چه کوچکتر از ۱ باشد، حوضه کشیده‌تر است. با جایگذاری مقادیر مساحت و طول

حوضه آبگیر ضریب شکل حوضه آبگیر دریاچه تار ۰/۲۳ برآورد می‌شود که این عدد کشیدگی حوضه آبگیر دریاچه تار را نشان می‌دهد.

$$FF = A/L^2 \quad \text{معادله (۱-۴)}$$

ب - روش گراویلوس برای تعیین شکل حوضه

در این روش حوضه آبگیر با شکل دایره مقایسه می‌شود. هر چقدر مقدار ضریب گراویلوس (Gravelius) که با نام ضریب فشردگی (Compactness) نیز شناخته می‌شود به یک نزدیک تر باشد ($Kc=1$)، شکل حوضه دایره‌ای‌تر خواهد بود، اگر P محیط حوضه بر حسب کیلومتر و A مساحت حوضه آبگیر بر حسب کیلومتر مربع باشد، معادله (۲-۴) ضریب گراویلوس را بیان می‌کند.

$$Kc = (0.28P)/\sqrt{A} \quad \text{معادله (۲-۴)}$$

ضریب گراویلوس طبق معادله فوق برای حوضه آبگیر دریاچه تار برابر با ۱/۵۷ برآورد شده است.

ج - ضریب کشیدگی

اگر مساحت حوضه آبگیر A باشد. در این صورت قطر معادل آن $2\sqrt{A/\pi}$ خواهد بود. لذا ضریب کشیدگی (Elongation ratio) برابر است با نسبت قطر دایره فرضی هم مساحت حوضه به طول آن.

هرچه این ضریب از عدد ۱ کوچکتر باشد از کشیدگی بیشتری برخوردار است، ضریب کشیدگی با استفاده از معادله (۳-۴) برای حوضه دریاچه تار این ضریب ۰/۲۸ بدست آمده که کشیدگی حوضه آبگیر دریاچه را نشان می‌دهد.

$$Re = 2 \frac{\sqrt{A/\pi}}{L} \quad \text{معادله (۳-۴)}$$

د- ضریب دایره‌ای

عبارت است از نسبت مساحت حوضه (A) به مساحت دایره‌ای (A^0) که محیط آن مساوی محیط حوضه (P) باشد، این ضریب برای دایره برابر با ۱ است و برای مربع ۰/۷۸۵ می‌باشد.

برای حوضه دریاچه تار ۰/۴۴ برآورد شده است. معادله (۴-۴)، برآورد ضریب دایره‌ای را نمایش می‌دهد.

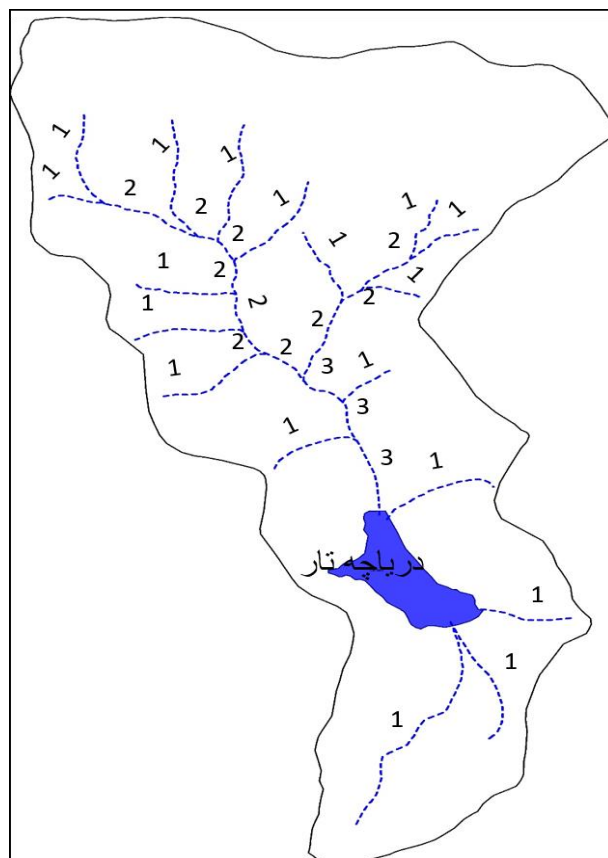
$$R_C = \frac{A}{A^0} = 12.57 \frac{A}{p^2} \quad \text{معادله (۴-۴)}$$

۴-۲-۱-۴- ضریب انشعابات رودخانه‌ای در حوضه آبگیر دریاچه تار

برای نمایش تاثیر انشعابات شبکه آبراهه‌ای بر هیدروگراف سیل، از ضریب انشعابات (Bifurcation ratio) استفاده شده است. اگر در حوضه‌ای $n_1, n_2, n_3, \dots, n_i$ به ترتیب تعداد آبراهه‌های رده ۱، ۲، ۳، ... باشد برحسب تعریف ضریب انشعاب آبراهه‌های حوضه آبگیر دریاچه تار برابر است با:

$$BR = \left(\frac{n_1}{n_2} + \frac{n_2}{n_3} + \frac{n_3}{n_4} + \dots + \frac{n_{i-1}}{n_i} \right) \frac{1}{i-1} \quad \text{معادله (۵-۴)}$$

که در آن (BR) ضریب انشعابات آبراهه‌ها در حوضه آبگیر و (i) شماره رده آبراهه اصلی حوضه می‌باشد. شکل (۳-۴) رده‌بندی آبراهه‌های حوضه آبگیر دریاچه تار را نشان می‌دهد. با استفاده از نتایج مندرج در جدول (۱-۴) و معادله (۵-۴) ضریب انشعابات رودخانه‌ای در حوضه آبگیر دریاچه تار برابر با ۲/۵۶ برآورد شده است.



شکل ۴-۳- نمایش رده بندی آبراهه ها در حوضه آبرگیر دریاچه تار

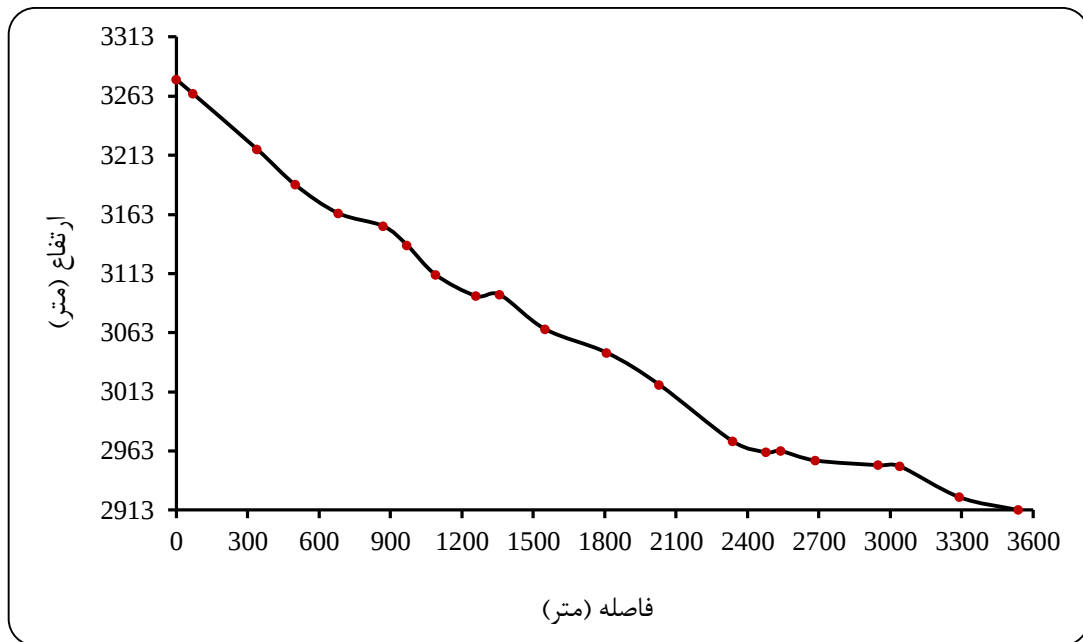
جدول ۴-۱- مشخصات ضریب انشعابات حوضه آبرگیر دریاچه تار

ضریب انشعابات			
۳	۲	۱	شماره رده آبراهه های حوضه
۳	۱۰	۱۸	تعداد هر رده

۴-۱-۲-۵- نیمرخ طولی رودخانه

نیمرخ طولی رودخانه اصلی می تواند اطلاعات مفیدی درباره حوضه آبرگیر مانند سرعت حرکت آب، قدرت فرسایشی رودخانه و زمان تمرکز را به دست دهد (علیزاده ۱۳۸۹). معمولا طولانی ترین رودخانه حوضه، رودخانه اصلی حوضه می باشد. در قسمت ابتدایی آب، دارای شیب تند و در بستر در حال فرسایش و

در قسمت میانی، دارای شیب کمتر است. شکل (۴-۴) نیمرخ طولی رودخانه اصلی حوضه آبرگیر دریاچه تار را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۴- نیمرخ طولی رودخانه اصلی حوضه آبرگیر دریاچه تار

۴-۱-۲-۶- شیب حوضه

از آنجا که حوضه آبرگیر یک صفحه سه بعدی است که آبراهه‌ها در جهت‌های مختلف آن جریان دارند و شیب حوضه نیز در قسمت‌های مختلف متفاوت است. برای برآورد شیب متوسط حوضه، می‌توان از معادله (۴-۶) استفاده نمود.

$$S = (H_{\max} - H_{\min}) / \sqrt{A} \quad \text{معادله (۴-۶)}$$

در معادله بالا $H_{\max}$ حداکثر ارتفاع حوضه آبرگیر بر حسب کیلومتر، $H_{\min}$ حداقل ارتفاع آن بر حسب کیلومتر و A مساحت حوضه (کیلومتر مربع) می‌باشد، شیب متوسط حوضه از فرمول تجربی فوق ۰/۳۵ محاسبه شد.

۴-۱-۲-۷- زمان تمرکز

زمانی که لازم است تا آب از دورترین نقطه حوضه مسیر هیدرولوژیکی خود را طی کرده و به نقطه خروجی برسد زمان تمرکز (time of concentration) نامیده می‌شود (علیزاده ۱۳۸۹).

از آنجا که حوضه آبرگیر دریاچه تار یک حوضه با مساحت کوچک است، معادله‌هایی که برای حوضه‌های کوچک کاربرد دارد و با توجه به اطلاعات در دسترس روش‌های برآورد زمان تمرکز حوضه عبارتند:

الف- معادله کریپیچ

در سال ۱۹۴۰ کریپیچ (Kirpich) براساس داده‌های حاصله از ۶ حوضه آبرگیر کوچک معادله (۴-۷) را برای برآورد زمان تمرکز ارائه داده است. که در این معادله (t_c) زمان تمرکز بر حسب ساعت، (L) طول مسیر حرکت آب در داخل حوضه بر حسب کیلومتر و (H) اختلاف ارتفاع بلندترین و پایین‌ترین نقطه حوضه بر حسب متر می‌باشد.

$$t_c = 0.949 \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0.385} \quad \text{معادله (۴-۷)}$$

با استفاده از این معادله زمان تمرکز برای حوضه آبرگیر دریاچه تار، ۰/۴۲ ساعت برآورد شده است.

ب- معادله کالیفرنیا

روش Ccp (California culvers practice) در سال ۱۹۴۲ به منظور برآورد زمان تمرکز حوضه آبرگیر ارائه شده است و مقدار آن از معادله (۸-۴) محاسبه می‌شود (مهدوی ۱۳۷۱).

$$t_c = (0.885 \frac{L^3}{H})^{0.385} \quad \text{معادله (۸-۴)}$$

که در آن:

t_c = زمان تمرکز بر حسب ساعت

L = طولانی‌ترین مسیر حرکت آب در داخل حوضه یا طول مسیر آبراهه اصلی (بر حسب کیلومتر)

H = اختلاف ارتفاع بین نقطه تمرکز و بلندترین قسمت حوضه (بر حسب متر)

با استفاده از این معادله برای حوضه آبرگیر دریاچه تار، زمان تمرکز ۰/۴۱ ساعت برآورد شده است. در برآورد زمان تمرکز، هر دو روش با اختلاف اندک یک مقدار نزدیک به هم را نشان می‌دهد.

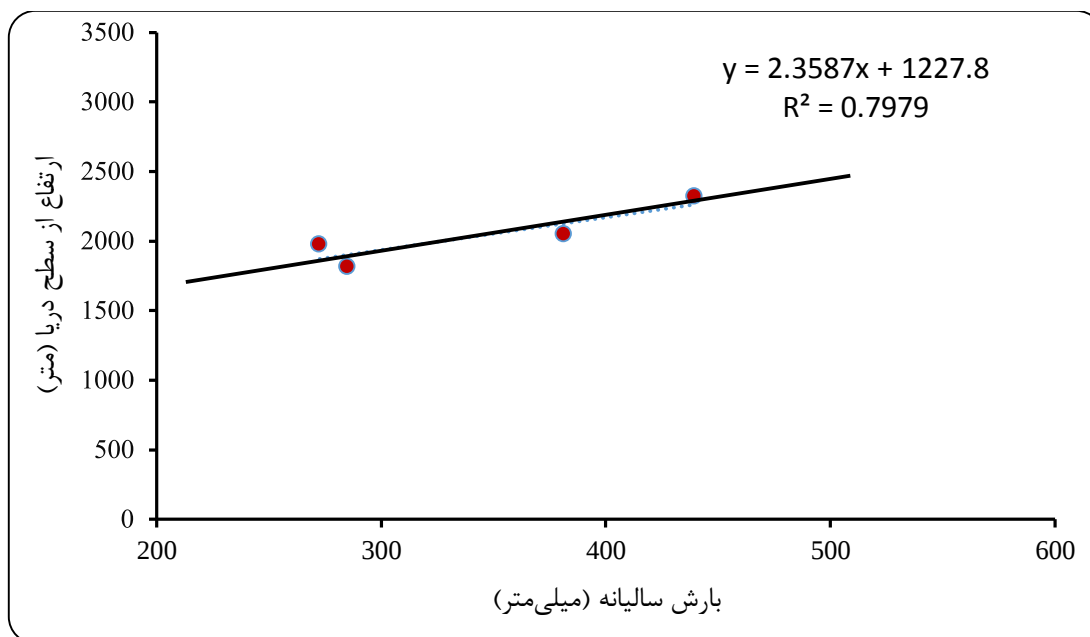
۴-۱-۳- برآورد میانگین بارش در محدوده تعیین شده

تعیین میانگین بارش در محدوده تعیین شده از نظر هیدروژئولوژیکی و بررسی شرایط لازم جهت تحولات عوارض کارستی و نفوذ نزولات جوی اهمیت دارد. به منظور تعیین وضعیت بارش در حوضه آبرگیر دریاچه تار، از آمار و اطلاعات مشترک ایستگاه‌های باران‌سنجی دماوند، فیروزکوه، نمرود، کهنک در موقعیت نزدیک به حوضه آبرگیر دریاچه تار استفاده شده است. جدول (۴-۲) موقعیت ایستگاه‌های ذکر شده را نشان می‌دهد. با استفاده از مقادیر بارندگی مشترک در هر چهار ایستگاه و ارتفاع آن‌ها منحنی ارتفاع بارندگی منطقه مورد مطالعه رسم شده است. شکل (۴-۵) نمودار ارتفاع - بارش به همراه

معادله خطی آن را نشان می‌دهد. از آنجا که حوضه آبرگیر دریاچه تار در ارتفاع بالایی نسبت به ایستگاه‌های هواشناسی قرار دارد، در ادامه ارتفاع متوسط محدوده محاسبه خواهد شد.

جدول ۴-۲- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی در اطراف حوضه آبرگیر دریاچه تار

ارتفاع (m)	موقعیت جغرافیایی		میانگین بارندگی ۱۰ ساله (mm)	حوضه آبرگیر	نوع ایستگاه	نام ایستگاه	ردیف
	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی					
۲۰۵۱	۵۲-۰۵	۳۵-۷۱	۳۸۱	دماوند	باران‌سنجی	دماوند	۱
۱۹۷۵	۵۲-۴۴	۳۵-۴۵	۲۷۲	فیروزکوه	باران‌سنجی	فیروزکوه	۲
۱۸۱۶	۵۲-۳۹	۳۵-۴۳	۲۸۵	نم‌رود	باران‌سنجی	نم‌رود	۳
۲۳۲۱	۵۲-۲۹	۳۵-۴۱	۴۳۹	دلیچای	باران‌سنجی	کهنک	۴



شکل ۴-۵- رابطه بین ارتفاع - بارندگی در ایستگاه‌های اطراف حوضه آبرگیر دریاچه تار

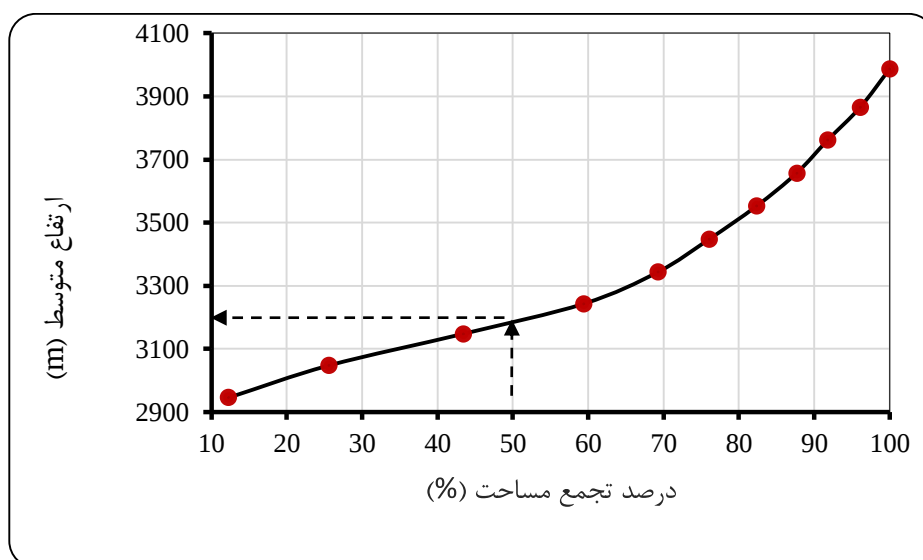
۴-۱-۴- ارزیابی ارتفاع متوسط و بارش متوسط در حوضه آبرگیر دریاچه تار

برحسب تعریف، ارتفاع متوسط حوضه عددی است که ۵۰ درصد مساحت حوضه ارتفاعی بالاتر از آن و ۵۰ درصد مساحت حوضه ارتفاعی پایین تر از آن داشته باشد (علیزاده ۱۳۸۹). ارتفاع حوضه از سطح دریا بیانگر موقعیت اقلیمی آن حوضه است. به طور کلی در یک منطقه با افزایش ارتفاع میزان بارندگی بیشتر خواهد شد. در حوضه‌های مناطق مرتفع نه تنها بارندگی بیش از حوضه‌های پست و کم ارتفاع است بلکه در قله‌های مرتفع غالباً بارش به صورت برف می‌باشد. به منظور تعیین ارتفاع متوسط در حوضه آبرگیر دریاچه تار از منحنی هیپسومتری (Hypsometry) استفاده شده است، بدین منظور برای آنالیز مدل رقومی ارتفاعی (DEM) از نرم افزار ARC GIS استفاده شده است. از روی مدل رقومی حداکثر ارتفاع در منطقه ۴۰۵۴ و حداقل ارتفاع ۲۸۹۶ تشخیص داده شد. برای رسم این منحنی باید مقدار تجمعی تغییرات افزایش مساحت حوضه نسبت به ارتفاع روی یک دستگاه مختصات رسم شود (شکل ۴-۶). بدین ترتیب که ارتفاع در روی محور عمودی و درصد مساحت تجمعی در روی محور افقی مقابل هم رسم می‌شوند. سپس از روی نمودار، ارتفاعی که مربوط به درصد تجمعی برابر با ۵۰ درصد می‌باشد، با توجه به وجود اختلاف ارتفاع زیاد در حوضه آبرگیر و کوچک بودن آن، دسته‌بندی خطوط ارتفاعی محدوده مورد مطالعه در دسته‌های ۱۰۰ متری تهیه شده و در نهایت جدول هیپسومتری (۴-۳) تنظیم گردیده شد.

با توجه به جدول و بر اساس منحنی هیپسومتری مشاهده می‌شود که مناطقی با ارتفاع بین ۲۹۰۰ تا ۳۳۰۰ متر بیش‌ترین فراوانی را دارند. بر اساس منحنی هیپسومتری، ارتفاع متوسط منطقه مورد مطالعه حدوداً برابر با ۳۲۰۰ متر برآورد شد. با استفاده از نمودار ارتفاع - بارش ترسیم شده و قرار دادن ارتفاع متوسط ۳۲۰۰ در آن، متوسط بارندگی حوضه آبرگیر دریاچه تار حدود ۸۴۸/۹ میلی‌متر برآورد شده است. با توجه به مساحت حوضه آبرگیر که برابر با ۱۰/۹۱ کیلومتر مربع می‌باشد، حجم کل بارش بر روی حوضه آبرگیر دریاچه تار برابر با ۹/۲۱۹ میلیون متر مکعب برآورد می‌شود.

جدول ۳-۴- داده‌های هیپسومتری حوضه آبریز دریاچه تار

درصد مساحت تجمعی (%)	درصد مساحت دسته (%)	مساحت دسته (km ²)	دسته ارتفاعی (m)
۱۲/۲۹	۱۲/۲۹	۱/۳۳	۲۸۹۶ – ۲۹۹۶
۲۵/۶۱	۱۳/۳۲	۱/۴۵	۲۹۹۶ – ۳۱۰۰
۴۳/۴۰	۱۷/۷۸	۱/۹۳	۳۱۰۰ – ۳۱۹۶
۵۹/۴۳	۱۶/۰۳	۱/۷۴	۳۱۹۶ – ۳۲۹۱
۶۹/۲۴	۹/۸۱	۱/۰۶	۳۲۹۱ – ۳۳۹۶
۷۶/۰۷	۶/۸۲	۰/۷۴	۳۳۹۶ – ۳۵۰۰
۸۲/۳۴	۶/۲۷	۰/۶۸	۳۵۰۰ – ۳۶۰۵
۸۷/۶۷	۵/۳۲	۰/۵۸	۳۶۰۵ – ۳۷۰۹
۹۱/۷۹	۴/۱۱	۰/۴۴	۳۷۰۹ – ۳۸۱۴
۹۶/۱۴	۴/۳۵	۰/۴۷	۳۸۱۴ – ۳۹۱۹
۱۰۰	۳/۸۵	۰/۴۱	۳۹۱۹ – ۴۰۵۴

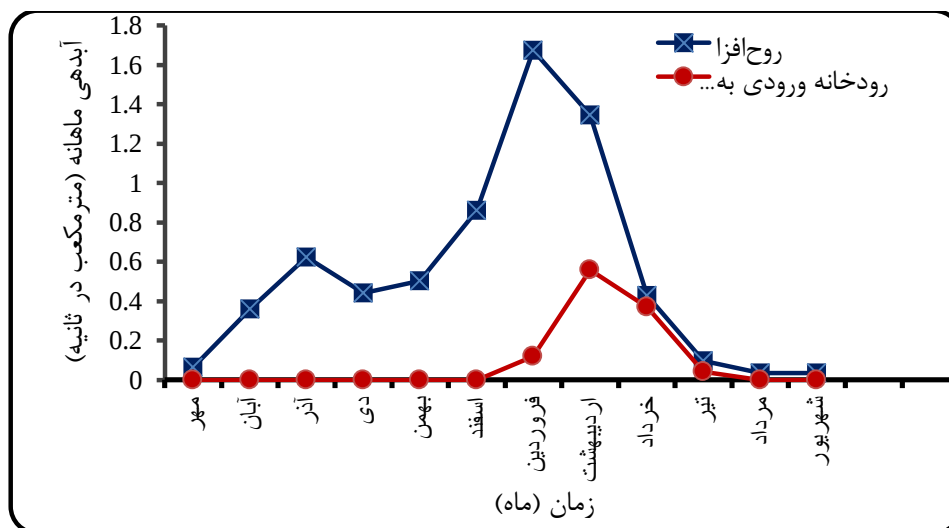


شکل ۴-۶- نمودار هیپسومتری حوضه آبریز دریاچه تار

۴-۱-۵- برآورد حجم ورودی سطحی به دریاچه تار

به منظور برآورد حجم رواناب سطحی از روش هیدروگراف استفاده شده است. بر این اساس تغییرات دبی جریان ورودی نسبت به زمان در یک مقطع مشخص تعیین و با استفاده از مساحت زیرسطح نمودار، حجم رواناب محاسبه شد. به علت مسدود بودن جاده دسترسی به دریاچه تار در زمستان و اوایل بهار، اندازه‌گیری دبی جریان ورودی در ماه‌های سرد و اوایل بهار انجام نشده است. بنابراین، جهت تکمیل هیدروگراف رودخانه ورودی به دریاچه تار از ایستگاه هیدرومتری مربوط به رودخانه ورودی حوضه آبرگیر مجاور دریاچه تار در ایستگاه روح‌افزا استفاده شد.

شکل هیدروگراف ورودی سطحی به دریاچه تار در حوضه آبرگیر نیز از حوضه آبرگیر مجاور تبعیت می‌کند با این تفاوت که دبی اوج هیدروگراف ورودی سطحی دریاچه تار در اردیبهشت ماه می‌باشد و دیرتر به حد اوج می‌رسد. همچنین مساحت حوضه آبرگیر رودخانه روح‌افزا حدود ۷ برابر مساحت حوضه آبرگیر دریاچه تار می‌باشد و متوسط بارش آن و نیز سهم برف از بارش سالانه در حوضه آبرگیر این رودخانه در مقایسه با حوضه آبرگیر دریاچه تار کمتر است. شکل (۴-۷) هیدروگراف آبدهی سالانه رودخانه‌های روح‌افزا و رودخانه ورودی به دریاچه تار را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۷- هیدروگراف آبدهی سالانه رودخانه‌های حوضه روح‌افزا و ورودی به

دریاچه تار

بر این اساس مقدار رواناب سطحی ورودی به دریاچه تار با استفاده از معادله (۹-۴) برآورد می‌شود:

$$\text{معادله (۹-۴)} \quad 86400 \times 30 \times \text{مجموع دبی‌های ماهانه در سال} = (Q_{\text{Surface(in)}}) \text{ ورودی سطحی}$$

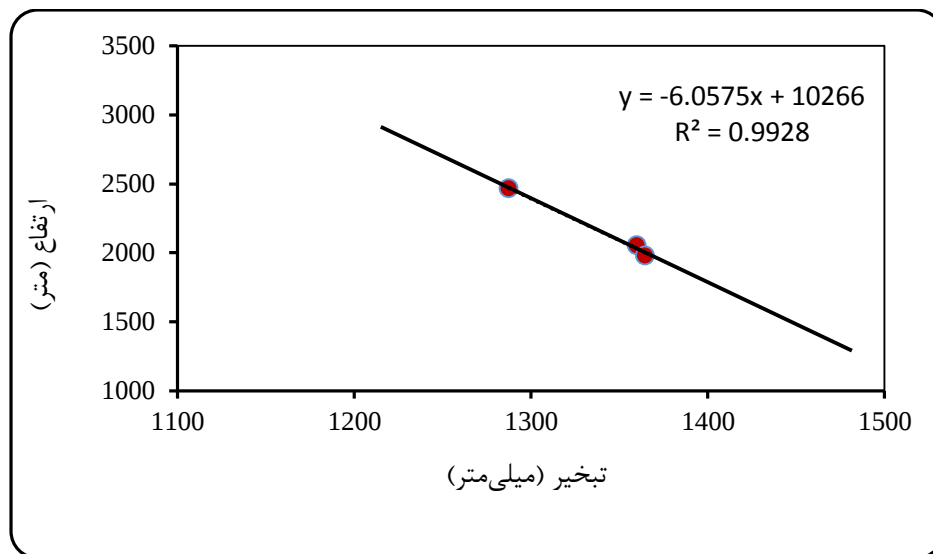
با توجه به معادله (۹-۴) حجم آب سطحی ورودی به دریاچه تار برابر با ۲/۸۲۶ میلیون متر مکعب برآورد شده است.

۴-۱-۶- برآورد تبخیر از سطح دریاچه

مقدار تبخیر سالانه از سطح دریاچه با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های مجاور که شامل دماوند، فیروزکوه و آبدلی می‌باشد، برآورد شده است (جدول ۴-۴). به این ترتیب که ارتفاع دریاچه از سطح دریا برابر با ۲۹۲۰ متر و با توجه به نمودار شکل (۴-۸) مقدار سالانه تبخیر از آب دریاچه برابر با ۱/۱۶۱ متر برآورد شد. در نهایت حجم تبخیر از دریاچه تار با توجه به مساحت آن ۰/۳۳۹ میلیون متر مکعب محاسبه شده است.

جدول ۴-۴- داده‌های تبخیر ایستگاه‌های اطراف حوضه آبریز دریاچه تار

ایستگاه	ارتفاع (m)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تبخیر سالانه (mm)
دماوند	۲۰۵۱	۵۲-۰۵	۳۵-۷۱	۱۳۶۰
فیروزکوه	۱۹۷۶	۵۲-۷۳	۳۵-۷۵	۱۳۶۵
آبدلی	۲۴۶۵	۵۱-۸۸	۳۵-۷۵	۱۲۸۷



شکل ۴-۸- نمودار تغییرات تبخیر در برابر ارتفاع

۴-۲- هیدرولوژی آبهای زیرزمینی در حوضه آبریز دریاچه تار

به منظور بررسی هیدرولوژی آبهای زیرزمینی در حوضه آبریز دریاچه تار، ابتدا درصد تغذیه سالانه حوضه برآورد شده است، سپس با استفاده از معادله بیلان هیدروژئولوژیکی حجم آبهای خروجی زیرزمینی از حوضه آبریز دریاچه تار محاسبه شده است برای انجام موارد فوق الذکر مراحل زیر انجام شده است:

۴-۲-۱- تعیین درصد تغذیه سالیانه در محدوده حوضه آبریز

در این پژوهش با توجه به شرایط زمین‌شناسی و هیدروژئولوژیکی منطقه مورد مطالعه، عواملی که در برآورد درصد تغذیه سالانه مؤثر تشخیص داده شد، شامل درصد سنگ‌های برهنه، عوارض مهم کارستی بلعنده آب، سهم گودی‌های مسدود و مناطق فروافتاده و سطوح گسترده در منطقه، مقدار بارش، نوع بارش، درصد تمرکز بارش، لیتولوژی غالب منطقه و سهم دامنه‌های رو به شمال و شمال‌شرق در منطقه می‌باشد که این عوامل مؤثر بر تغذیه به ترتیب اهمیت در ادامه توضیح داده شده است.

۴-۲-۱-۱- بارش

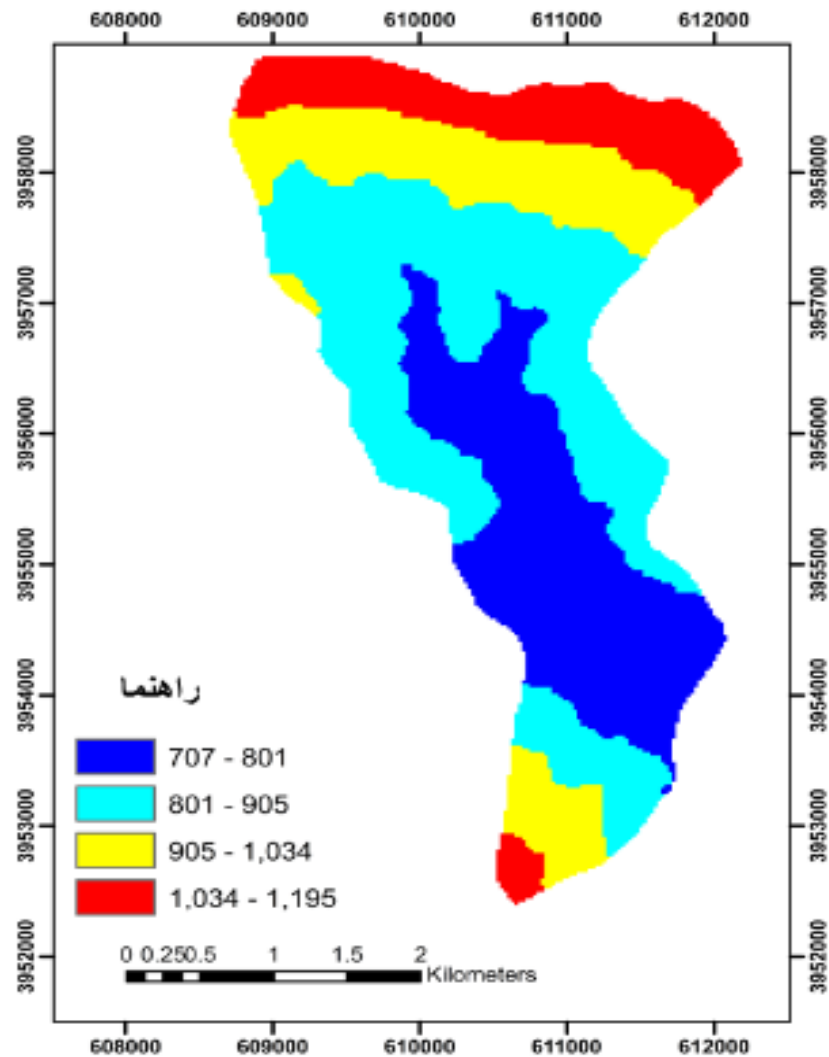
بارش یکی از مهم‌ترین عواملی است که در نفوذ آب‌های منطقه یک سازند مستعد برای ذخیره آب، تأثیرگذار است. مقدار و نوع بارش‌های جوی بسته به اقلیم و ارتفاع منطقه متفاوت است. هر چه مقدار بارش در ناحیه‌ای بیشتر باشد (با در نظر گرفتن یکسان بودن سایر شرایط)، مقدار آب نفوذ کرده به درون زمین بیشتر خواهد بود. مقدار بارش، پراکندگی، زمان بارش، شکل بارندگی، شدت و تداوم آن اثرات متفاوتی بر تغذیه آبخوان‌ها می‌گذارد، با افزایش مدت بارندگی تغذیه آبخوان نیز افزوده شده و به دنبال آن سطح آب زیرزمینی بالا می‌آید. به طور کلی مقدار تغذیه سالانه در مناطق مختلف، عمدتاً به نوع بارش در منطقه وابسته است. در منطقه مورد مطالعه ۳ پارامتر مقدار بارش، نوع بارش و تمرکز بارش به طور جداگانه، در برآورد تغذیه موثر واقع شده‌اند، مورد بررسی قرار گرفت.

الف- مقدار بارش

با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه در ارتفاعات بالایی قرار دارد و مقدار بارش با ارتفاع نیز رابطه مستقیم دارد، بارندگی کل منطقه در یک دسته طبقه‌بندی شده و میزان بارش بیش از ۷۰۰ میلی‌متر که کل منطقه را در برمی‌گیرد. شکل (۴-۹) نقشه بارندگی حوضه آبریز دریاچه تار را نشان می‌دهد.

ب- نوع بارش (سهم بارش برف از بارش سالیانه)

با توجه به اطلاعات پیشین از منطقه مورد مطالعه بیش از ۷۵٪ بارش منطقه به صورت برف می‌باشد از آنجایی که تبخیر از برف نسبتاً ناچیز است، در بارش‌هایی که به صورت برف هستند، تغذیه بیشتری صورت می‌گیرد. در حوضه آبریز منطقه مورد مطالعه با توجه به ارتفاع بالا در منطقه این لایه دارای ارزش بالایی است و کل منطقه دارای یک ارزش اختصاص می‌یابد. هم‌چنین وزن اعمال شده بیشترین حد است.



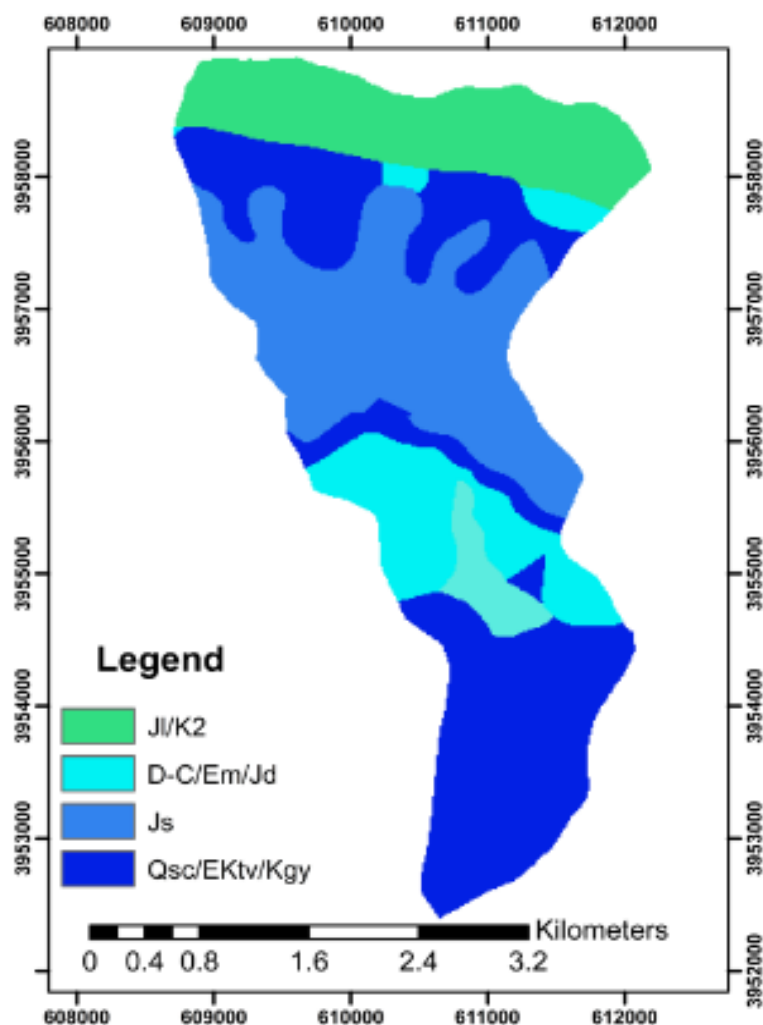
شکل ۴-۹- لایه بارش حوضه آبرگیر دریاچه تار

ج- تمرکز بارش

هر چه تمرکز بارش در حوضه‌ای بیشتر باشد، تلفات بارش در اثر تبخیر کمتر خواهد شد. بنابراین در مناطقی که تمرکز بارش بالا می‌باشد، درصد تغذیه سالانه آن هم بیشتر خواهد بود (با فرض یکسان بودن سایر عوامل). به منظور لحاظ نمودن این معیار از درصد مربوط به مقدار بارش در دو واقعه بارشی مورد توجه قرار می‌گیرد، در حوضه آبرگیر دریاچه تار کل منطقه، سهم این لایه کمتر از ۲۵ درصد می‌باشد.

۴-۲-۱-۲- لیتولوژی غالب

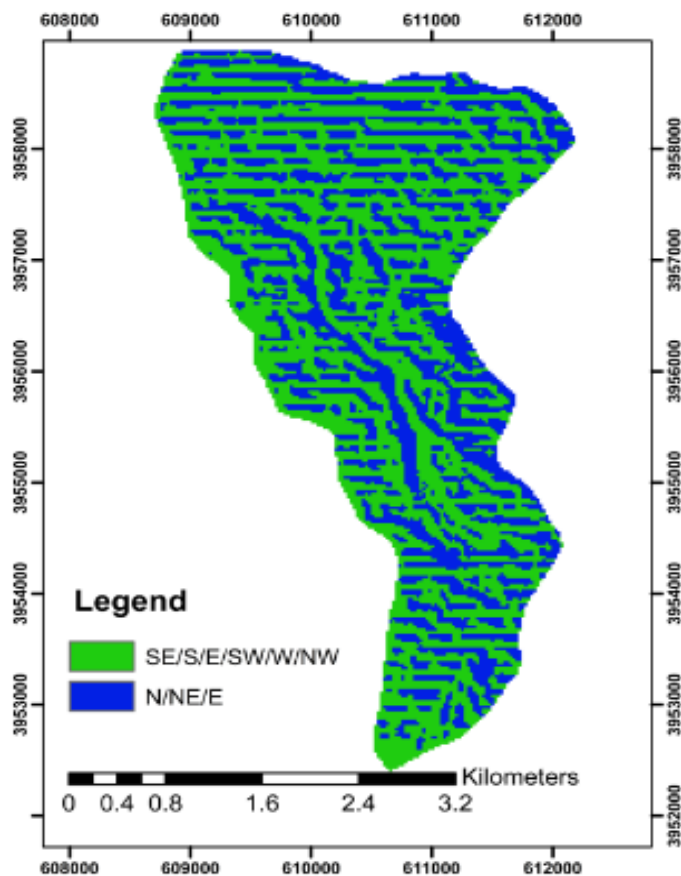
ترکیب سنگ‌شناسی به طور مستقیم تغذیه را تحت تاثیر قرار می‌دهد. برای ارزیابی نقش لیتولوژی در تغذیه منطقه مورد مطالعه، واحدهای لیتولوژیکی شامل آهک‌های ضخیم لایه و توده‌ای، آهک‌های نازک لایه، و سنگ‌های غیرکربناته درزه و شکافدار و سنگ‌های غیرکربناته فاقد درزو شکاف در نظر گرفته شده است. برای تفکیک واحدهای لیتولوژی محدوده مورد مطالعه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، به عنوان نقشه پایه مورد استفاده قرار گرفت. شکل (۴-۱۰) نقشه زمین‌شناسی حوضه آبگیر و تفکیک واحدهای سنگی را نمایش می‌دهد.



شکل ۴-۱۰- لایه لیتولوژی حوضه آبگیر دریاچه تار

۴-۲-۱-۳- سهم دامنه‌های رو به شمال و شمال شرق

به علت زاویه تابش خورشید در دامنه‌های شمال و شمال شرقی نسبت به دامنه‌های جنوب و جنوب غربی، زمان ماندگاری برف و نفوذ به طور قابل توجهی بیشتر است. دامنه‌های جنوبی تابش بیشتری از خورشید را دریافت نموده تبخیر زیاد صورت می‌گیرد. در حالی که منطقه پشت به آفتاب (دامنه‌های شمال و شمال شرق) مقدار کمتری از تابش خورشید را دریافت می‌کند تبخیر از این دامنه‌ها ناچیز است. شکل (۴-۱۱) نقشه جهت شیب حوضه آبگیر را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۱- لایه جهت شیب در حوضه آبگیر دریاچه تار

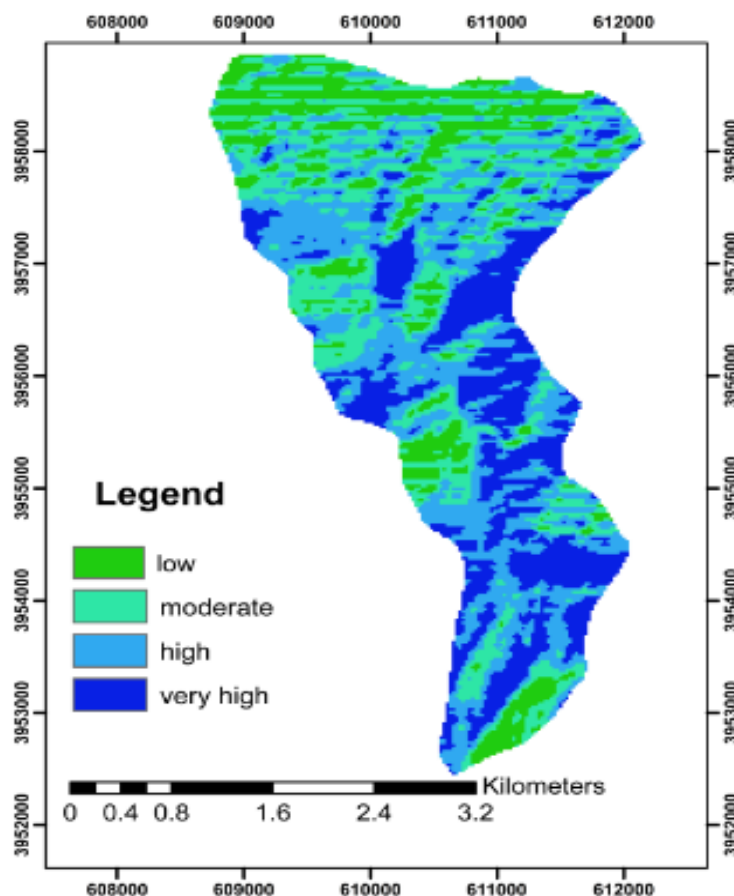
۴-۲-۱-۴- عوارض کارستی

تنوع اشکال کارست سطحی در سازندهای کربناته حاکی از انحلال‌پذیری خوب این سازندها می‌باشد. بنابراین، گسترش این پدیده‌ها در منطقه می‌تواند نشان دهنده توسعه کارست در عمق باشد. مهم‌ترین

عارضه‌های کارستی منطقه شامل کارن‌ها، حفرات انحلالی، فروچاله‌ها و گودی‌های مسدود می‌باشند، که باعث افزایش نفوذ می‌شوند و هر چه این عوارض مورفولوژیکی بیشتر باشند، مقدار تغذیه بیشتر است.

۴-۲-۱-۵- وجود گودی‌های مسدود و مناطق فرو افتاده و سطوح گسترده در منطقه

گودی مسدود (Closed depression)، مناطق فروافتاده (Depressions) و سطوح گسترده (Vast Surfaces) نقش مهمی در تغذیه آبخوان‌ها به عهده دارند. به ویژه در مناطقی که بارش غالب به صورت برف است. مناطق فوق‌الذکر محل تجمع برف می‌باشند و در نتیجه تغذیه قابل توجهی در این مناطق صورت می‌پذیرد. شکل (۴-۱۲) نقشه مناطق فروافتاده در حوضه آبرگیر را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۲- نقشه گودی‌های مسدود حوضه آبرگیر دریاچه تار

۴-۲-۱-۶- وضعیت اپی کارست در منطقه

سنگ‌های برهنه (Bare rock) و بدون پوشش خاک یکی از پدیده‌های مهم نواحی کارستی هستند که سیمای این مناطق را از سایر مناطق تفکیک می‌کند. به طور کلی در مناطقی سنگ‌های برهنه گسترش خوبی داشته باشند، به علت تبخیر ناچیز این قبیل مناطق، درصد تغذیه سالانه به طور نسبی افزایش می‌یابد. بدین ترتیب در منطقه مورد مطالعه ۲۵ الی ۵۰ درصد منطقه را اپی کارست تشکیل داده است.

با توجه به شرایط زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه و مجموع وزن‌های داده شده به عوامل موثر ، درصد تغذیه سالانه در منطقه برابر با ۴۲ درصد برآورد شده است (جدول ۴-۵).

جدول ۴-۵- عوامل موثر در درصد تغذیه و وزن‌های اعمال شده به آن‌ها

وزن	دسته‌بندی	عوامل	وزن	دسته‌بندی	عوامل
۴	<٪ ۲۵	سهم دامنه‌های رو به شمال و شمال شرق	۵	آهک‌های ضخیم لایه یا توده‌ای	لیتولوژی
	٪ ۲۵ - ٪ ۵۰			آهک‌های نازک لایه و دولومیت	
	٪ ۵۰ - ٪ ۷۵			سنگ‌های غیر کریاته درزه‌وشکافدار	
	>٪ ۷۵			سنگ‌های غیر کریاته فاقد درز و شکاف	
۵	<٪ ۲۵	وضعیت اپی کارست	۵	٪ ۲۵	سهم گودی‌های مسدود و سطوح گسترده از مساحت کل
	٪ ۲۵ - ٪ ۵۰			٪ ۲۵ - ٪ ۵۰	
	٪ ۵۰ - ٪ ۷۵			٪ ۵۰ - ٪ ۷۵	
	>٪ ۷۵			>٪ ۷۵	
۵	کارن‌های اولیه	عوارض مهم کارستی بلعنده آب	۸	<۲۵۰	مقدار بارش
	حفرات انحلالی و کارتهای کم عمق			۲۵۰ - ۵۰۰	
	تعداد محدود دولین + حفرات انحلالی و کارن‌های نیمه عمیق			۵۰۰ - ۷۵۰	
	وفور دولین + حفرات انحلالی و کارن‌های بزرگ			>۷۵۰	
۲	<٪ ۲۵	درصد بارش در ۲ واقعه بارشی	۸	<٪ ۲۵	سهم برف از بارش سالیانه
	٪ ۲۵ - ٪ ۵۰			٪ ۲۵ - ٪ ۵۰	
	٪ ۵۰ - ٪ ۷۵			٪ ۵۰ - ٪ ۷۵	
	>٪ ۷۵			>٪ ۷۵	

۴-۲-۱-۷- محاسبه حجم تغذیه سالانه حوضه آبرگیر

به منظور محاسبه حجم تغذیه سالانه حوضه آبرگیر دریاچه تار از معادله زیر استفاده شده است.

$$V = 1000 A \cdot P \cdot P_R \quad \text{معادله (۴-۱۰)}$$

که در این معادله V حجم تغذیه سالانه بر حسب مترمکعب، A مساحت حوضه آبرگیر بر حسب کیلومتر مربع، P مقدار بارش بر حسب میلی‌متر و P_R درصد تغذیه می‌باشد. با توجه به این که مساحت حوضه آبرگیر برابر با ۱۰/۹۱ کیلومتر مربع، بارش برابر با ۸۴۸ میلی‌متر و درصد تغذیه برابر با ۴۲ درصد به دست آمده است، حجم تغذیه سالانه در حوضه آبرگیر دریاچه تار برابر با ۳/۷۸ میلیون مترمکعب بدست می‌آید.

۴-۲-۲- مؤلفه‌های بیلان در حوضه آبرگیر دریاچه تار

به منظور برآورد مؤلفه‌های بیلان در حوضه آبرگیر دریاچه تار از معادله زیر استفاده شده است:

$$P + Q_{s.w. (in)} + Q_{g.w. (in)} = ET + Q_{s.w. (out)} + Q_{g.w. (out)} \pm \Delta S \quad \text{معادله (۴-۱۱)}$$

P : بارندگی حوضه آبرگیر

$Q_{s.w. (in)}$: ورودی سطحی به حوضه آبرگیر

$Q_{g.w. (in)}$: ورودی زیرسطحی به حوضه آبرگیر

ET : تبخیر و تعرق از حوضه آبرگیر

$Q_{s.w. (out)}$: خروجی سطحی از حوضه آبرگیر

$Q_{g.w. (out)}$: خروجی زیرسطحی از حوضه آبخیز

ΔS : تغییر در ذخیره حوضه آبخیز

بارش: همانطور که قبلاً اشاره شده است، مقدار متوسط بارش سالانه در حوضه آبخیز دریاچه تار با استفاده از ارتفاع متوسط حوضه و نمودار ارتفاع - بارندگی برآورد شده است. به این ترتیب که مقدار متوسط بارندگی در حوضه آبخیز دریاچه تار برابر با ۸۴۸/۹ میلی‌متر برآورد شده است. با توجه به مساحت حوضه آبخیز دریاچه تار ۱۰/۹۱ کیلومتر و مقدار متوسط بارش سالانه حجم بارندگی در حوضه آبخیز دریاچه برابر با ۹/۲۱۹ میلیون مترمکعب برآورد شده است.

ورودی سطحی: از آنجا که حوضه آبخیز دریاچه تار یک حوضه بسته است، از حوضه‌های مجاور آب سطحی وارد حوضه نمی‌شود، بنابراین، این پارامتر از معادله بیلان حوضه آبخیز دریاچه تار حذف می‌شود.

ورودی زیرسطحی: ورودی زیرسطحی در حوضه آبخیز به دو صورت ورودی زیرسطحی به حوضه آبخیز دریاچه تار و همچنین ورودی زیرسطحی به دریاچه تار به طور مختصر ارائه می‌شوند

- ورودی زیرسطحی به حوضه آبخیز: مرز بالادست حوضه آبخیز دریاچه تار (مرز شمالی حوضه آبخیز) به دلیل ارتفاع زیاد و همچنین وسعت زیاد دامنه‌ها، مهم‌ترین مرز حوضه آبخیز دریاچه تار است. بخش عمده مرز مذکور از سازند شمشک تشکیل شده است و تراوایی این سازندها ناچیز است (شکل ۴-۱۳). همچنین شیب لایه‌بندی به سمت شمال می‌باشد، از مرز شمالی جریان زیرسطحی به حوضه دریاچه

تار وارد نمی‌شود. لازم به ذکر است که در دامنه‌های فوق‌الذکر، واریزه‌های نسبتاً زیاد وجود دارد که آبهای ناشی از ذوب برفها با نفوذ به مرز زیرین این واریزه‌ها به صورت جریان بین‌لایه‌ای (Interflow) به سمت سراسیمی حرکت کرده و به رودخانه اصلی حوضه دریاچه تار ملحق می‌شوند. از سایر مرزها نیز به علت وضعیت توپوگرافی و لایه‌بندی واحدهای سنگی و هم‌چنین وسعت کم دامنه‌ها، تقریباً جریان زیرسطحی قابل توجهی به حوضه آبگیر دریاچه تار وارد نمی‌شود.



شکل ۴-۱۳- نمایی از منطقه و سازندهای تشکیل دهنده آن

- ورودی زیرسطحی به دریاچه تار: با توجه به شیب دامنه‌ها و عرض متوسط دره، عمق آبرفت‌های موجود در بستر رودخانه ورودی به دریاچه تار می‌تواند برآورد شود. در آبراهه‌های کوهستانی دانه درشت، شیب هیدرولیکی کم و بیش مانند شیب بستر آبراهه است. در نتیجه شیب سطح زمین به عنوان شیب

سطح آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود. به این ترتیب که شیب هیدرولیکی برابر با ۰/۱ (شیب بستر رودخانه) در نظر گرفته می‌شود.

با توجه به عرض متوسط آبراهه که برابر ۶۵ متر برآورد شده است و همچنین عمق متوسط رسوبات که برابر با ۱/۶۵ متر برآورد شده است، سطح مقطع عمود بر جریان برابر حدود ۱۰۷ متر مربع بدست آمده است. با عنایت به دانه درشت بودن رسوبات رودخانه‌ای، مقدار هدایت هیدرولیکی این رسوبات حدود ۳۵ متر بر روز در نظر گرفته شده است. با استفاده از اطلاعات مذکور و معادله دارسی، دبی جریان آب زیرزمینی حدود ۳۷۶ مترمکعب بر روز برآورد شده است. بنابراین حجم آب ورودی زیرسطحی به دریاچه تار حدود ۰/۱۳۵ میلیون متر مکعب در سال برآورد شده است.

تبخیر و تعرق: با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه در منطقه کارستی نسبتاً توسعه یافته واقع شده است و بخش اعظم بارش به صورت برف می‌باشد، همانطور که پیش‌تر با استفاده از لایه‌های اطلاعاتی تهیه شده در سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) درصد تغذیه، حدود ۴۲ درصد برآورد شد بدین معنی که ۴۲ درصد کل بارش به داخل زمین نفوذ می‌کند و ۵۸ درصد باقی‌مانده به صورت تبخیر و تعرق از حوضه آبرگیر و رواناب سطحی از کل حوضه آبرگیر خارج می‌شود. بنابراین حجم مربوط به ۵۸ درصد مذکور برابر ۵/۲۲۶ میلیون مترمکعب می‌باشد که بخشی از آن به رواناب تبدیل می‌شود. حجم آب سطحی ورودی به دریاچه تار نیز قبلاً برابر با ۲/۸۲۶ میلیون متر مکعب برآورد شده است. برای محاسبه مقدار تبخیر و تعرق حوضه آبرگیر دریاچه تار از معادله (۴-۱۲) استفاده شده است. بر طبق معادله

(۴-۱۲) مقدار تبخیر و تعرق از حوضه ۲/۴ میلیون متر مکعب تعیین می‌شود.

$$ET_{(basin)} = (P \times 0.58) - V_{s,w (in)} \dots \dots \dots \text{معادله (۴-۱۲)}$$

به طوری که $ET_{(basin)}$ مقدار تبخیر و تعرق حوضه آبرگیر دریاچه تار و $V_{s.w(in)}$ حجم رواناب سطحی از حوضه و P حجم بارش سالانه است.

خروجی سطحی: همانطور که قبلاً اشاره شد حوضه آبرگیر دریاچه تار یک حوضه بسته است، بنابراین هیچ جریان سطحی از حوضه خارج نمی‌شود.

تغییر در ذخیره: با توجه به این که تغییرات سطح آب دریاچه تار در یک سال آبی بسیار ناچیز است و هم‌چنین عدم وجود چاه در حوضه آبرگیر، می‌توان این چنین اظهار نظر نمود که مقدار تغییر در حوضه آبرگیر دریاچه تار بسیار ناچیز است و می‌توان از آن صرف نظر نمود.

خروجی زیرسطحی: با توجه به مطالب ذکر شده درباره مؤلفه‌های بیلان در حوضه آبرگیر دریاچه تار، می‌توان نتیجه گرفت که مهم‌ترین مجهول معادله بیلان در این حوضه خروجی زیرسطحی از حوضه آبرگیر دریاچه تار است. بنابراین، می‌توان معادله بیلان در این حوضه را به صورت زیر خلاصه نمود:

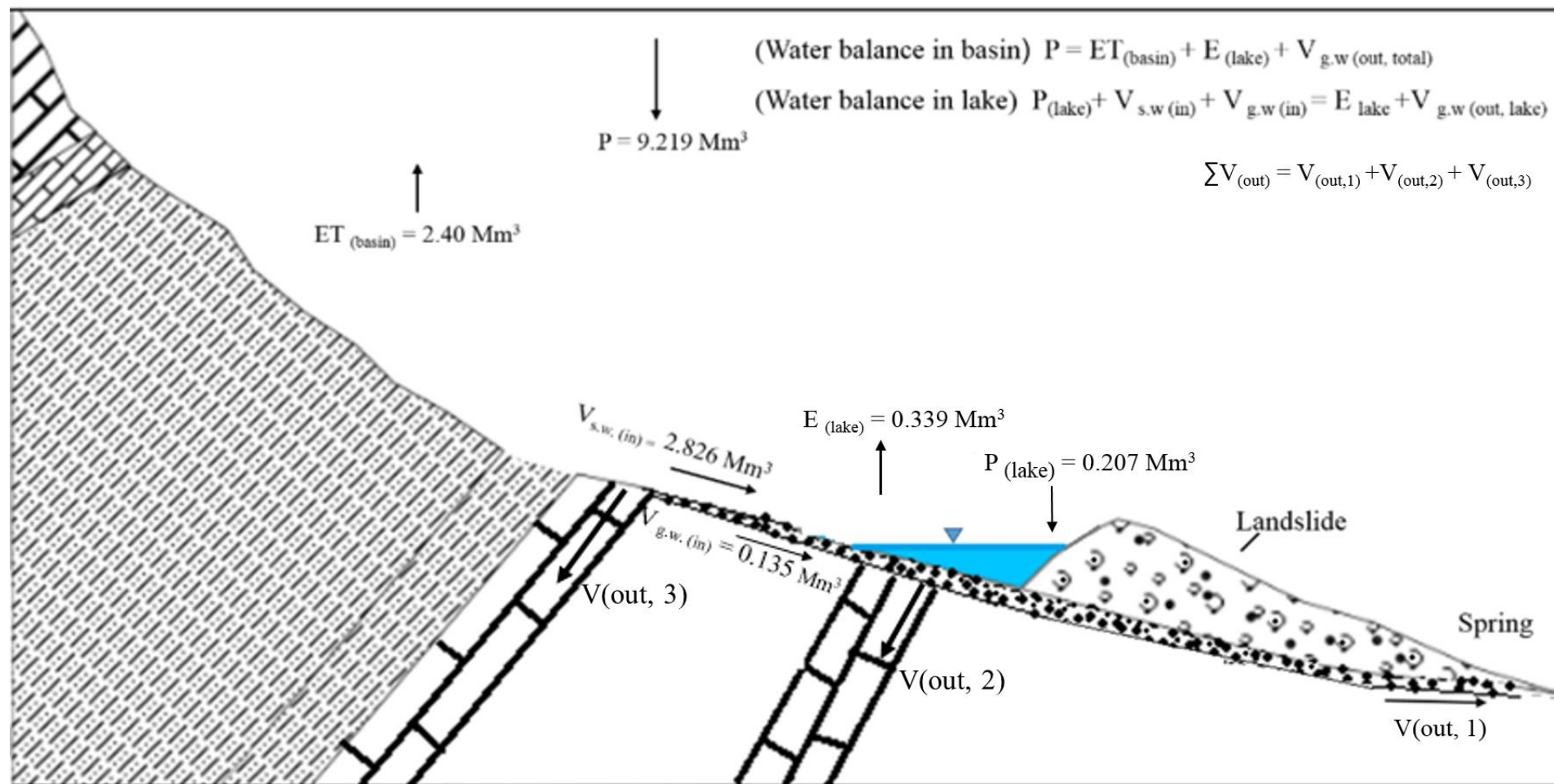
$$Q_{g.w(out, total)} = P_{(total)} - ET_{(total)} \quad \text{معادله (۴-۱۱)}$$

با توجه به حجم بارندگی در حوضه آبرگیر دریاچه تار ۹/۲۱۹ میلیون متر مکعب و مجموع تبخیر و تعرق از حوضه آبرگیر و تبخیر از دریاچه تار ۲/۷۳۹ میلیون مترمکعب، حجم خروجی زیرسطحی از کل حوضه آبرگیر دریاچه تار برابر با ۶/۴۸ میلیون مترمکعب برآورد شده است. شکل (۴-۱۴) نمایی از اسلامی به باعث ایجاد دریاچه تار شده و چشمه‌هایی که در پائین دست اسلامپ ظاهر شده‌اند را نشان می‌دهد. به

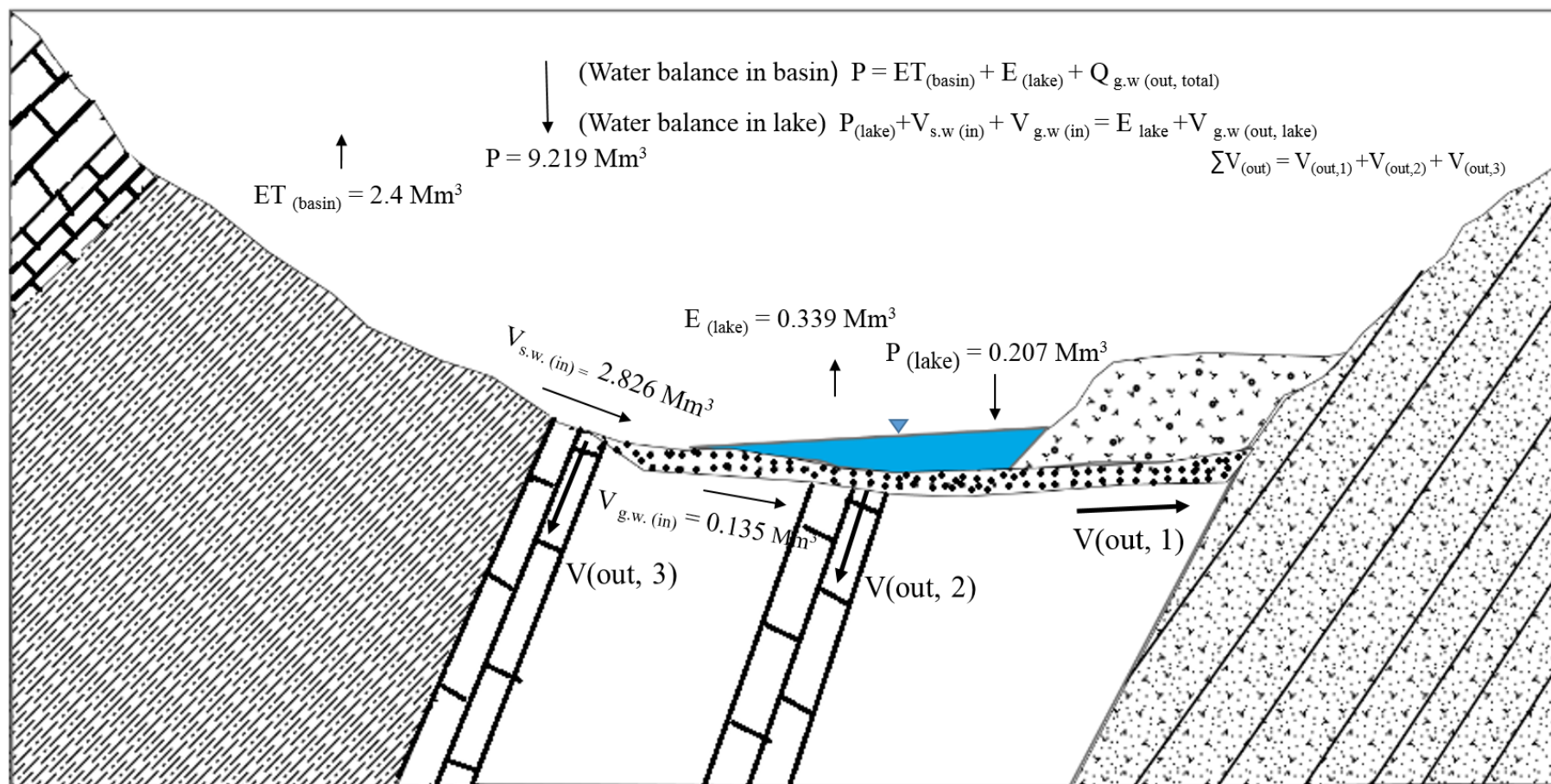
احتمال زیاد بخشی از خروجی زیرسطحی حوضه آبخیز دریاچه تار وارد این چشمه‌ها می‌شود. جزئیات معادله بیلان در حوضه آبخیز دریاچه تار در شکل (۴-۱۵) و (۴-۱۶) بیان شده است.



شکل ۴-۱۴- نمایشی از اسلامپ و چشمه در نزدیک حوضه آبخیز



شکل ۴-۱۵- نیمرخ طولی دریاچه در جهت NW-SE



شکل ۴-۱۶- نیمرخ طولی دریاچه در جهت NNW-SSE

۳-۴- بررسی هیدروژئوشیمیایی آب در حوضه آبرگیر دریاچه تار

در این بخش، کیفیت شیمیایی منابع آب مورد مطالعه به منظور تشخیص منشأ آب منطقه و مقادیر آنیون و کاتیون آب دریاچه و آبهای ورودی به دریاچه تار، بررسی نمودارهای هیدروژئوشیمی آبهای حوضه آبرگیر دریاچه تار و در نهایت بررسی علل کیفیت بالای آبهای آب محدوده مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۳-۱- نمونه برداری از آبهای حوضه آبرگیر دریاچه تار

به منظور مطالعه کیفی و هیدروژئوشیمیایی دریاچه تار نمونه برداری از آب دریاچه و آبهای ورودی به دریاچه در ۴ مرحله انجام شده است. شکل (۴-۱۷) موقعیت محل های نمونه برداری را بر روی منطقه نشان می دهد.



شکل ۴-۱۷- موقعیت محل های نمونه برداری در Google Earth

۴-۳-۲- ارزیابی املاح محلول در منابع آب حوزه دریاچه تار

در این قسمت برخی پارامترهای هیدروژئوشیمیایی نمونه‌های آب حوزه آبریز دریاچه تار مورد ارزیابی و بررسی قرار می‌گیرد. نتایج آنالیز نمونه‌های آب در جدول (۴-۶) مشاهده می‌شود که آبهای حوزه آبریز دریاچه تار همگی دارای املاح کم و هدایت الکتریکی ناچیز هستند و در آن‌ها یون‌های بی‌کربنات و کلسیم مهم‌ترین یون‌ها هستند که مشخصه‌ی آب‌های با کیفیت بالا می‌باشد.

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز نمونه‌های آب حوزه آبریز دریاچه تار

نام محل	EC ($\mu\text{mhos/cm}$)	Mg	Ca	Na	SO ₄	HCO ₃	Cl	درصد خطا
رودخانه	۱۶۵	۰/۵	۱/۴	۰/۲۰	۰/۲۸	۱/۵	۰/۳	۰/۴۷
چشمه-۱	۳۰۱	۱/۱	۱/۹	۰/۴۰	۰/۳۲	۲/۹	۰/۳۵	۲/۴۳
دریاچه	۱۶۱	۰/۵	۱/۳	۰/۲۰	۰/۳۰	۱/۴	۰/۳	۰/۴۹
چشمه-۲	۱۷۰	۰/۶	۱/۴	۰/۱۵	۰/۳۵	۱/۵	۰/۳	۰/۰۵

در رودخانه ورودی به دریاچه تار علت پایین بودن هدایت الکتریکی و دیگر املاح این است که منشا رودخانه ورودی عمدتاً سنگهای آهکی است که اغلب اینگونه سنگها آبهایی با کیفیت بالا ایجاد می‌کنند و همچنین بارش برف زیاد در ارتفاعات حوزه مورد مطالعه که از ویژگی‌های بارز منطقه می‌باشد سبب شده که رسوبات با انحلال‌پذیری بالا در منطقه نسبتاً کمتر وجود داشته باشند.

در آب چشمه‌های ورودی به دریاچه نیز غلظت عناصر ناچیز است از دلایل، همانطور که قبلاً بیان شد، لیتولوژی عمده‌ی آن آهکی است و همچنین مسیری که آب زیرزمینی این چشمه‌ها طی می‌کند بسیار کوتاه است (حدود چند ده متر) و به همین دلیل املاح محلول در آنها پایین است.

آب دریاچه همانند آبهای منطقه دارای املاح کم و هدایت الکتریکی پایین می‌باشد، کیفیت دریاچه به آب‌های ورودی به آن بستگی دارد که بیان شد، همچنین دریاچه تار یک دریاچه کوهستانی است که

در آن برخلاف دریاچه‌های دیگر مناطق تبخیر کم صورت می‌گیرد، در نتیجه ورودی و خروجی زیرسطحی قابل توجهی نسبت به تبخیر دارد، که سبب شده آب دریاچه دارای کیفیت بالا باشد، از طرفی مهم‌ترین املاح موجود در آن نیز بی‌کربنات و کلسیم می‌باشد که کیفیت بالای آن را نیز بیان می‌کند.

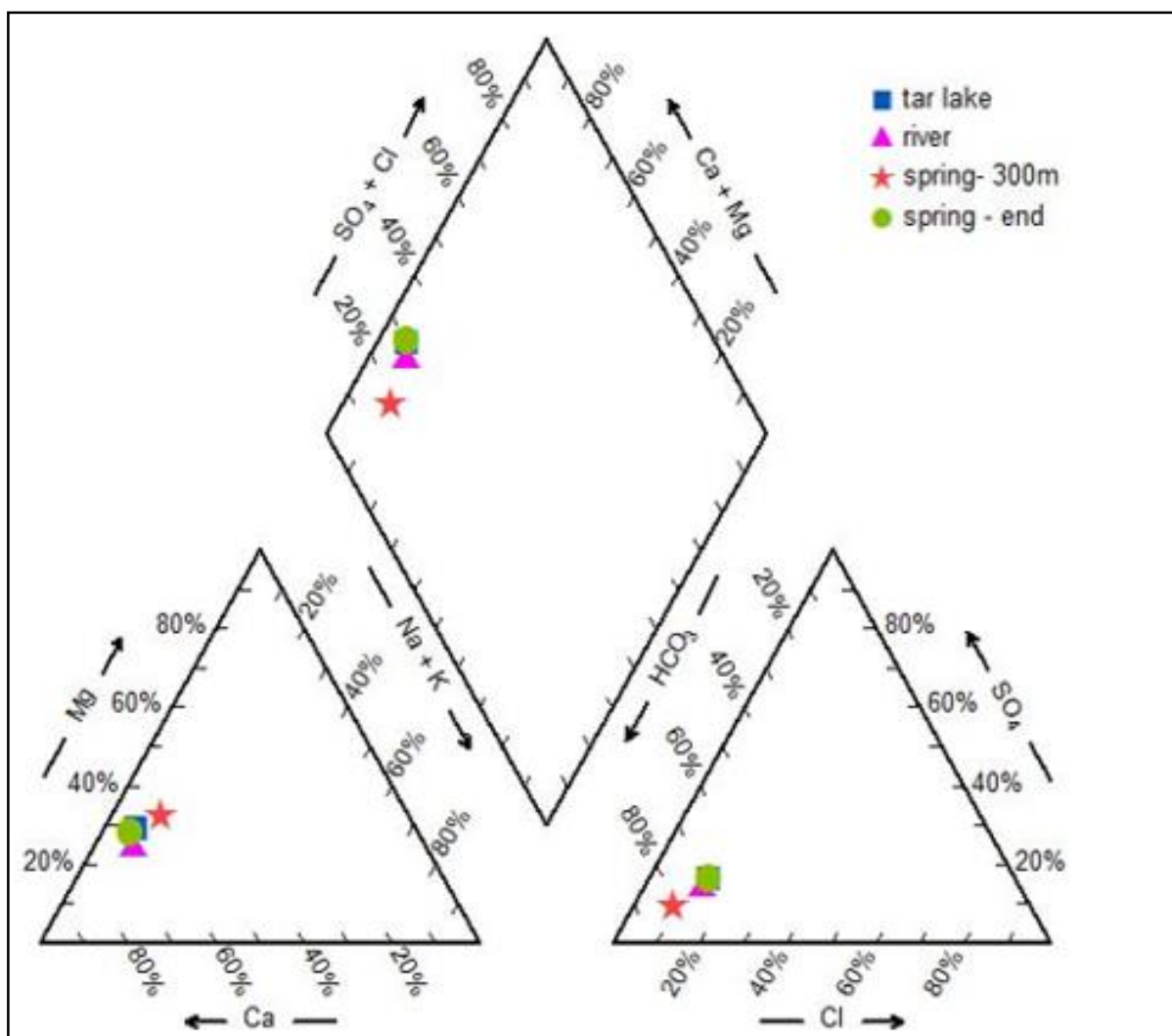
۴-۳-۳- نمایش داده‌های هیدروشیمیایی

جهت نمایش داده‌های کیفی، تعیین ویژگی‌های هیدروشیمی و تعیین رخساره هیدروشیمی نمونه‌های آب حوضه آبگیر از نمودارهای شیمیایی پایپر، استیف و نمودار شولر استفاده شده است که در ادامه به آن پرداخته شده است:

۴-۳-۳-۱- نمودارهای پایپر

نمودارهای پایپر عمدتاً جهت تعیین نوع آب‌ها، رخساره‌های هیدروشیمیایی و مسیر تکامل ژئوشیمیایی در آب تهیه می‌گردند. بر اساس نمودار پایپر مربوط به نمونه‌های آب دریاچه و نمونه‌های ورودی به دریاچه ملاحظه می‌شود که عناصر قلیائی خاکی به عناصر قلیائی و اسیدهای ضعیف بر اسیدهای قوی غلبه دارند و همچنین ملاحظه می‌شود که تمامی نمونه‌ها در محدوده آب‌های با کیفیت بالایی قرار گرفته‌اند.

نمودارهای پایپر تمام نمونه‌های برداشت شده از منطقه، قابل نشان می‌دهد که آنیون بی‌کربنات و کاتیون کلسیم در همه نمونه‌ها غالب است همچنین دارای تیپ آب بی‌کربناته و رخساره کلسیک می‌باشد که می‌توان علت آن را به واسطه انحلال آهک و در نتیجه افزایش آن در آب دریاچه تفسیر نمود. همچنین رخساره‌های آبهای منطقه نشان دهنده فرآیند هیدروشیمیایی حاکم بر دریاچه تار، انحلال کلسیت و وجود سازند مبارک می‌باشد. شکل (۴-۱۸) نمودار پایپر آب‌های حوضه آبگیر دریاچه تار را نشان می‌دهد.

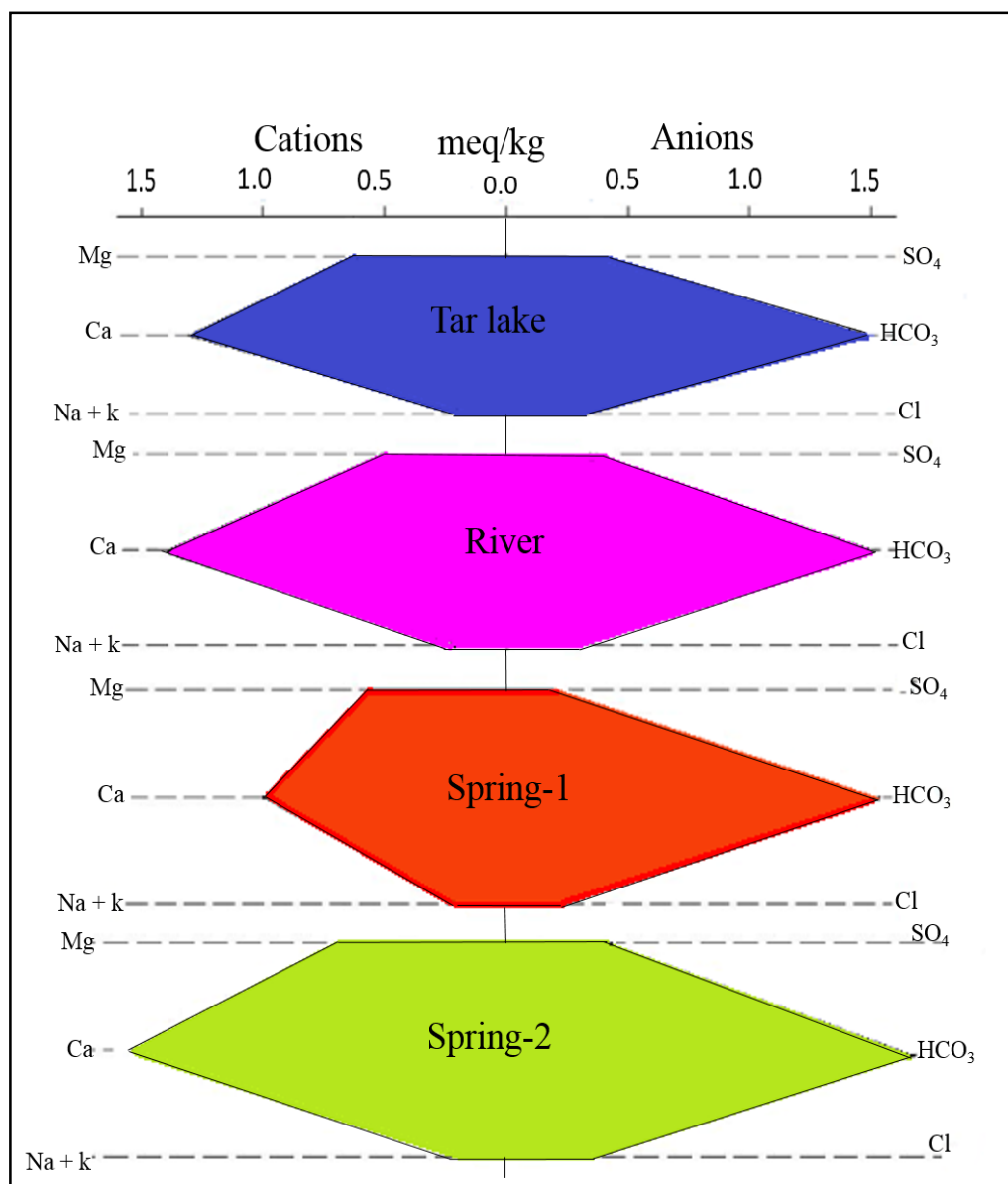


شکل ۴-۱۸ - نمودار پایپر نمونه‌های آب دریاچه و آب‌های ورودی به دریاچه تار

۴-۳-۳-۲- نمودارهای استیف

در نمودار استیف هر نمونه آب به صورت جداگانه مورد بررسی قرار گرفته است، در این نمودار غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌ها بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر بر روی خطوط افقی قرار می‌گیرد. هر چه مساحت شکل به دست آمده بیشتر باشد، غلظت املاح موجود در آب بیشتر خواهد شد. نمودارهای استیف تفاوت‌های موجود در رخساره‌های هیدروشیمیایی و غلظت کل جامدات محلول نمونه‌های آب را نمایان

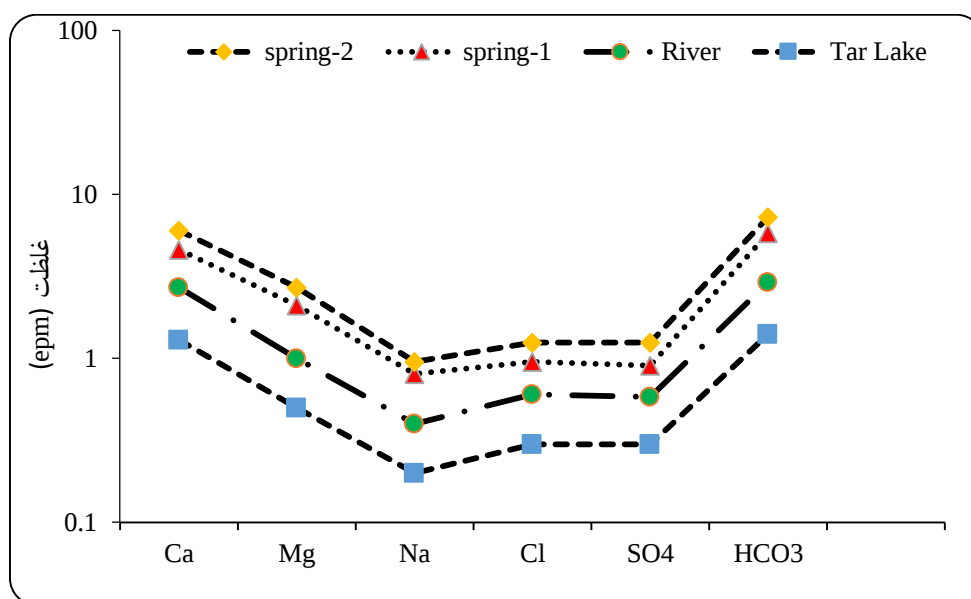
می‌سازد. نمودارهای استیف نمونه‌های آب منطقه را نشان می‌دهد قابل مشاهده است که کاتیون غالب کلسیم و آنیون غالب تمام نمونه‌ها بی‌کربنات می‌باشد. تیپ آب از نوع بی‌کربناته -کلسیک می‌باشد (شکل ۴-۱۹).



شکل ۴-۱۹- نمودارهای استیف نمونه‌های آب منطقه

۴-۳-۳-۳- نمودار شولر

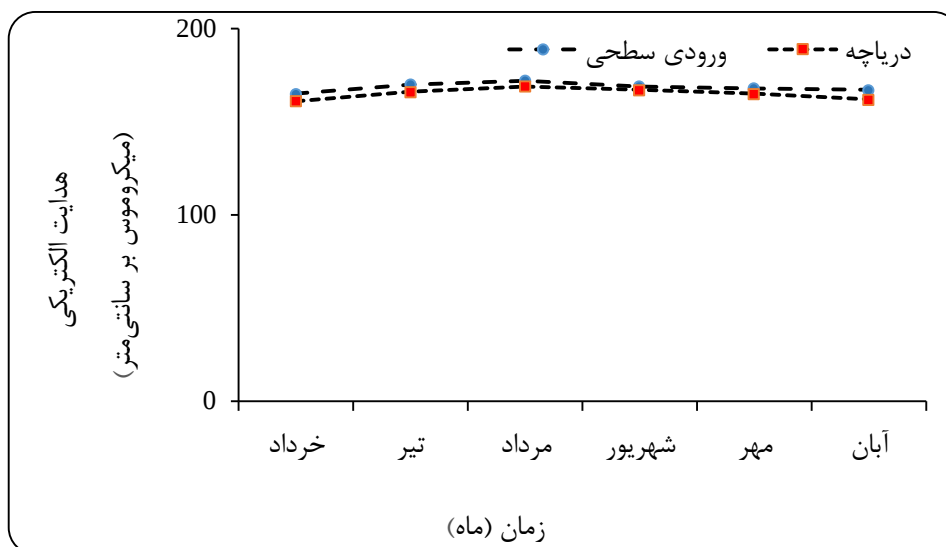
نمودار شولر یک نمودار نیمه‌لگاریتمی است که محور افقی آن یون‌های کلسیم، منیزیم، پتاسیم و سدیم، کلر، سولفات و بی‌کربنات بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر قرار دارند (شکل ۴-۲۰). براساس شکل نمودار شولر دریاچه و ورودی‌های به دریاچه با هم موازی است که بیانگر یکسان بودن منشأ آب‌های منطقه است.



شکل ۴-۲۰- نمودار شولر نمونه‌های آب منطقه

۴-۳-۴- تغییرات زمانی کیفیت آب ورودی به دریاچه و آب دریاچه

در طی زمان تغییرات هدایت الکتریکی در آب دریاچه و آب‌های ورودی به آن بسیار ناچیز است (شکل ۴-۲۱). بیشترین مقدار هدایت الکتریکی برای چشمه نزدیک به رودخانه ورودی دریاچه تار می‌باشد، از آنجا که دبی این چشمه بسیار ناچیز (حدود ۰/۲ لیتر بر ثانیه) است، اثر چندان بر هدایت الکتریکی دریاچه تار ندارد.



شکل ۴-۲۱- تغییرات هدایت الکتریکی (EC) در برابر زمان

۴-۳-۵- بررسی علل کیفیت بالای دریاچه

اغلب دریاچه‌ها به علت تبخیر و این که خروجی دیگری ندارند به مرور املاح محلول آن‌ها زیاد می‌شود، آب آن‌ها شور است. دریاچه تار یک دریاچه با آب شیرین و املاح کم می‌باشد از دلایل آن می‌توان به لیتولوژی منطقه اشاره نمود که عمدتاً سنگ‌های آهکی و رسوبی می‌باشد که آب‌هایی با کیفیت بالا در اینگونه سنگها می‌باشد، مسئله‌ی دیگری که مهم‌ترین عامل است، بیلان دریاچه می‌باشد، لازم به ذکر است که آب‌های ورودی‌های به دریاچه شامل بارش با مقدار متوسط $0/207$ میلیون مترمکعب، ورودی سطحی $2/826$ میلیون مترمکعب و ورودی زیرزمینی $0/135$ میلیون مترمکعب می‌باشد و خروجی‌های آن شامل تبخیر $0/339$ میلیون مترمکعب که قبل‌تر در مورد آن‌ها صحبت شد. با توجه به اینکه تغییر در ذخیره آب دریاچه در طول یک سال آبی ناچیز است، می‌توان آن را نادیده گرفت، بنابراین خروجی زیرسطحی تنها پارامتری است که از معادله بیلان دریاچه تار مقدار آن حدود $2/829$ میلیون مترمکعب برآورد شد. بنابراین همانطور که ملاحظه می‌شود دریاچه تار ورودی و خروجی زیرسطحی قابل توجهی در مقابل تبخیر از آن دارد که سبب شده که آب دریاچه دارای کیفیت بالایی برخوردار باشد.

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در این فصل نتایج حاصله از این تحقیق با عنوان بررسی هیدرولوژی دریاچه تار به طور مختصر آورده شده است و در انتها سعی شده برای انجام مطالعات تکمیلی و تحقیقات بعدی بر روی دریاچه پیشنهادهایی ارائه شود.

۵-۱- نتیجه‌گیری

همانطور که در فصل‌های قبلی این تحقیق مشاهده شد، به منظور بررسی هیدرولوژی دریاچه تار، پارامترهای هیدرولوژی آبهای ورودی به دریاچه تار و هیدروژئولوژی دریاچه تار و در نهایت هیدروژئوشیمی دریاچه تار مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفت. مهم‌ترین نتایج بدست آمده از این تحقیق از این تحقیق شامل برآورد تغذیه در حوضه آبرگیر دریاچه تار، ارزیابی مؤلفه‌های بیلان هم برای حوضه آبرگیر و هم برای دریاچه تار و در نهایت علل پایین بودن املاح محلول آب دریاچه می‌باشد.

در ادامه نتایج حاصل از مطالعه به طور مختصر ارائه می‌شوند

الف - برآورد درصد تغذیه در حوضه آبرگیر دریاچه تار

در مطالعه حاضر با توجه به شرایط منطقه، مجموعه‌ای از مؤثرترین فاکتورها در تغذیه شامل بارش و زیرمجموعه‌های آن، لیتولوژی، عوارض مهم کارستی، درصد پوشش اپی‌کارست در منطقه، وضعیت

گودی‌های مسدود و سطوح گسترده در ارتفاعات، سهم لایه‌های رو به شمال و شمال‌شرق بررسی شد و با توجه به شرایط زمین‌شناسی و هیدروژئولوژیکی منطقه، درصد تغذیه حوضه آبرگیر دریاچه تار ۴۲ درصد برآورد شد.

ب - ارزیابی مؤلفه‌های بیلان در حوضه آبرگیر دریاچه تار

تغییر در ذخیره حوضه آبرگیر به علت عدم وجود پمپاژ در منطقه و همچنین ثابت بودن سطح آب دریاچه در طول یکسال آبی، بسیار ناچیز می‌باشد، از آنجایی حوضه آبرگیر دریاچه تار یک حوضه بسته است از حوضه‌های مجاور آب سطحی وارد نمی‌شود، همچنین به علت روند لایه‌بندی واحدهای سنگی تقریباً ورودی زیرسطحی در حوضه آبرگیر وجود ندارد، بنابراین، ورودی‌های حوضه آبرگیر دریاچه تار تنها شامل بارش با حجم سالیانه آن حدود ۹/۲۱۹ میلیون متر مکعب برآورد شده است.

خروجی‌های حوضه آبرگیر شامل تبخیر و تفرق از حوضه آبرگیر و خروجی زیرسطحی قابل توجه می‌باشد که تبخیر و تفرق از کل حوضه آبرگیر از مجموع تبخیر از سطح آب دریاچه تار و تبخیر و تفرق از حوضه آبرگیر ۲/۷۳۹ میلیون مترمکعب برآورد شد، بنابراین در معادله بیلان حوضه آبرگیر خروجی زیرسطحی از اختلاف حجم بارش متوسط در حوضه آبرگیر و تبخیر و تفرق در یک سال از حوضه آبرگیر ۶/۴۸ میلیون مترمکعب برآورد شد.

ج - ارزیابی مؤلفه‌های بیلان در دریاچه تار

آبهای ورودی‌های به دریاچه شامل بارش با مقدار متوسط ۰/۲۰۷ میلیون مترمکعب، ورودی سطحی ۲/۸۲۶ میلیون مترمکعب و ورودی زیرسطحی ۰/۱۳۵ میلیون مترمکعب می‌باشد و خروجی‌های آن شامل تبخیر ۰/۳۳۹ میلیون مترمکعب می‌باشد. با توجه به اینکه تغییر در ذخیره آب دریاچه در طول یک سال آبی تقریباً وجود ندارد، بنابراین خروجی زیرسطحی تنها پارامتر مجهول معادله بیلان است که با محاسبات انجام شده حدود ۲/۸۲۹ میلیون مترمکعب برآورد شده است.

د - بررسی علل پایین بودن املاح آب دریاچه تار

دریاچه کوهستانی تار برخلاف سایر دریاچه‌ها که بیشتر آن‌ها دارای املاح زیاد و شور می‌باشند، آب دریاچه تار دارای املاح کم و هدایت الکتریکی پایین می‌باشد، در دریاچه تار نسبت به دریاچه‌های دیگر تبخیر کمتری از آن صورت می‌گیرد، در نتیجه ورودی و خروجی زیرسطحی قابل توجهی نسبت به تبخیر دارد، که سبب شده آب دریاچه دارای کیفیت بالا باشد، از طرفی با بررسی نمودارهای پایپر و استیف مهم‌ترین املاح موجود در آن نیز بی‌کربنات و کلسیم می‌باشد که کیفیت بالای آن را نیز بیان می‌کند.

۵-۲- پیشنهادها

برای هر چه بهتر انجام شدن مطالعات تکمیلی و پژوهش‌های بعدی بر روی دریاچه تار پیشنهادهای زیر ارائه می‌شود.

۱- نصب باران‌سنج ذخیره‌ای و تبخیرسنجی در ارتفاعات منطقه مورد مطالعه برای برآورد دقیق‌تر و دستیابی به اطلاعات کامل‌تر در ارتباط با مؤلفه‌های بیلان، آب و هوا و غیره.

۲- نصب اشل در محل آبراهه اصلی ورودی به دریاچه برای ارزیابی دقیق‌تر دبی ورودی به دریاچه

۳- اندازه‌گیری فلزات سنگین و کلیفرم‌ها در دریاچه تار

منابع فارسی

- (۱) آقاناتی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- (۲) آلباخ، پ.، ۱۳۴۹، زمین شناسی و سنگ شناسی دماوند و اطراف آن، انتشارات وزارت اطلاعات.
- (۳) ابراهیم پور، ص.، محمدزاده، ح.، ۱۳۹۰. "بررسی هیدروژئوشیمی و عوامل کنترل کننده شیمی اب دریاچه زریوار (زریبار)" هفتمین کنفرانس زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- (۴) ابراهیمی، ح.، ۱۳۹۵، بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی چشمه کارستی ورسخواران، فیروزکوه، پایان نامه کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی دانشکده علوم زمین
- (۵) احتشامی، ۱۳۸۵، معرفی و بیان پتانسیل خطر دریاچه ولشت در البرز مرکزی: توصیف اجمالی یک سد زمین لغزشی ناشی از زمین لرزه ۹۵۸ میلادی. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. SGSI10-303.
- (۶) انتظاری، م.، جعفری، م.، یمانی، م.، دانشگاه اصفهان، ۱۳۹۴. مدل سازی مکانی مناطق تغذیه آبخوان های کارستی با استفاده از مدل KARSTLOP
- (۷) حیدری، ح.، زارع، م.، حاجی کتابی، م.، ۱۳۷۴، منطقه بندی پتانسیل تغذیه آب زیرزمینی در حوضه کارستی تاقدیس گر و برم فیروز با استفاده از GIS. پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم
- (۸) درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین شناسی، انتشارات امیرکبیر.

۹) نقشه زمین شناسی شهرستان دماوند، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۶، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

۱۰) کرمی، غ.، ح.، ۱۳۹۴، "جزوه درس ژئومورفولوژی کارست" گروه آب شناسی، دانشگاه

صنعتی شاهرود.

۱۱) گودرزی، ح.، وکیلی نوین، ر.، اسدیان، ف.، ۱۳۹۲، مطالعه فرایندهای طبیعی در شکل گیری

دریاچه تار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهر ری.

۱۲) علیزاده، ا.، ۱۳۸۴، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی.

۱۳) ابراهیمی محمدی، ش. بررسی تغییرات مؤلفه‌های اصلی چرخه هیدرولوژی دریاچه زریبار،

انتشارات دانشکده منابع طبیعی دانشگاه کردستان، دومین کنفرانس هیدرولوژی مناطق نیمه

خشک، ۱۳۹۵

۱۴) مقنی باشی، پ.، اصفهانی، ز.، رحمتی، ن.، ۱۳۹۲. کاربرد GIS و فرآیند تحلیل سلسله مراتبی

AHP در پهنه بندی خطر زمین لغزش در حوضه آبخیز دریاچه تار. انتشارات دانشگاه علوم و

تحقیقات تهران.

۱۵) مهدوی، م.، هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۷۱

۱۶) نجفی، ز.، کرمی، غ.، ۱۳۹۴، برآورد تغذیه در آهکهای کارستی بیستون با استفاده از روش

مقایسه زوجی، نوزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه پیام نور

۱۷) نجفی، ز.، کرمی، غ.، نجفی، ز.، دانشگاه شاهرود، ۱۳۹۴، ارزیابی میزان نفوذ در آهک بیستون

در شرق و جنوب شرق روانسر

- 1) Ashjari, J., Raeisi, E., 2006. Influences of Anticlinal Structure on Regional Flow, Zagros, Iran
- 2) Al-Charideh, A., 2012. Recharge rate estimation in the Mountain karst aquifer system of Fige spring, Syria
- 3) Allocca, V., P. De Vita, F. Manna, J.R. Nimmo, 2015. Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled Perched karst aquifer in southern Italy
- 4) Andreo, B., 2008. Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain.
- 5) Ayenew, T., Demellie, . 2004. BATHYMETRIC SURVEY AND ESTIMATION OF THE WATER BALANCE OF LAKE ARDIBO, NORTHERN ETHIOPIA " Faculty of Science, Addis Ababa University.
- 6) Benjamin f . turner, l.r.gardner, w.e.sharp, 1995, The hydrology of lake bosumtwi, a climate sensitive lake in Ghana, west Africa.
- 7) Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (part II). Geological Survey of Iran, report No. 39, 515pp.
- 8) Borowiak, D., Polkowska, Z., Przyjazny, A., 2006, The hydrochemistry of high-altitude lakes in selected mountain ranges of Central and Southern Europe. Limnological Review: 21-30
- 9) Bublaku, S., Beqiraj, A., 2015, Water Balance and Water Loss Implications in Badovc Lake, Kosovo. " Jornal of Geography and Earth Sciences.
- 10) Demlie, M., T. Ayenew, S. Wohnlich, 2007, "Comprehensive hydrological and Hydrogeological study of topographically closed lakes in highland Ethiopia: The case of Hayq and Ardibo", Journal of Hydrology (2007) 339, 145– 158.
- 11) Essam, m, . Ahmed, E, , Yehia, M, , Hend, A., 2014, Hydrogeochemical evolution of inland lakes, water : Astudy of major element geochemistry in the Wadi El Raiyan Depression, Egypt, : journal of Advanced Research.

- 12) Fiorillo, F., and Pagnozzi, M.,2015. Recharge Processes of Karst Massifs: Examples from Southern Italy
- 13) Gao, Z., Lin, Zh., Niu F., Luo, J., Liu, M., Yin, G.,2017. Hydrochemistry and controlling mechanism of lakes in permafrost regions along the Qinghai-Tibet Engineering Corridor, China. " Contents lists available at ScienceDirect . Geomorphology
- 14) Gibson , j.j., Prowse, T.D, Peters, D.L, 2006. Hydroclimatic controls on water balance and water level variability in Great Slave Lake. "Hydrological processes" Cited by :30 articles.
- 15) Karami, GH ., Bagheri1, R., Rahimi, F.,2016. Determining the groundwater potential recharge zone and karst springs catchment area: Saldoran region, western Iran
- 16) Mating, R., Olaleye, A. O., Johanne, M., 2010, “Assessment of Water quality in Mohale dam and associated rivers in Lesotho” Second Ruforum Biennial Meeting, Uganda.
- 17) Muzic .I. 1991. Hydrology of lake Athabasca. The university of Calgary. "hydrology of Natural and manmade lakes" (proceedings of the Vienna symposium, August 1991). IAHS Publ . no. 206.
- 18) Richard, F., Yuretich, C., 1983, Hydrogeochemistry of lake Turkana, Kenya: Mass balance and mineral reactions in an alkaline lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 47.pp.1099-1109
- 19) Sener,E., Davraz, A., Sener, S., 2014, Water Balance of the Egirdir Lake and the Influence of Budget Components, Isparta, Turkey, *Journal of Natural and Applied Science*, 18(2): 27-36.
- 20) Shaban, A., Khawlie, M., Abdallah, C., 2004, Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zones: the case of Occidental Lebanon, *Hydrogeology Journal*, 14: 433–443

- 21) Singh, V., Ramanathan, AL, Mandal, A., Hydrogeochemistry of high-altitude lake: a Case study of the Chandra Tal, Western Himalaya, India. " Saudi Society for Geosciences 2016.
- 22) Szilagyi, J., 2011. Mapping mean annual groundwater recharge in the Nebraska Sand Hills, USA
- 23) Turner, B, Gardner, L, Sharp, W 1995, The hydrology of lake Bosumtwi, a climate- sensitive lake in Ghana, West Africa " Department of Geological Sciences, University of South Carolina, Columbia, SC 29208, Usa"
- 24) Varnes, D.J., 1978, Slope movement types and processes. In: R.L. Schuster and R.J. Krizek (Editors), Landslides – Analysis and control. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC, Special Report 176, pp. 11-33.
- 25) Waltham, T. ,and Bell, F. ,and Culshaw, M. ,2005. sinkholes and Subsidence: Karst and cavernous rocks in engineering and construction, Springer.

Abstract

Tar Lake is a mountainous lake which is located at 14 km east of Damavand city. The lake has been created due to a landslide in north edge of the Zarinkuh. The area of this lake and its catchment is equal to 29/2 and 1091 hectares, respectively. The basin of this lake is mainly composed of formations Jirood, Mobarak, Shemshak, Delichay, Lar and Karaj Green Tuffs. To determine the annual recharge percentage in Tar basin, the effective parameters including precipitation (value, type and concentration), lithology, percentage of north and north-east hillsides, important karst features, depressions and epikarst were considered. By providing and overlapping the information layers of mentioned parameters the annual recharge of Tar Lake was assessed about 42%. The surface runoff of the basin is mainly due to snow melting and annually it is equal to 2.826 Mm³. The mean annual rainfall in the Tar basin calculated equal to 848 mm using Elevation – precipitation graph. In the lake basin, there are no surface inflow and outflow, no subsurface inflow, no pumping and no change in storage. Therefore, the annual subsurface outflow of this basin is estimated to be 48.6 Mm³. For Tar Lake in a water year, the surface and subsurface inputs are respectively 826.2 and 135.0 Mm³, direct rainfall is 20.07 Mm³ and evaporation is 339.0 Mm³. Since there is no surface outflow, and the change in lake storage is negligible, the annual volume of subsurface outflow from this lake is estimated to be about 2.829 Mm³. The water of Tar Lake contains very little dissolved solids such that its electrical conductivity is about 160 μ mhos/cm. This is because the rainfall in the lake basin is relatively high and the length of the basin is short. The predominant water type and facies in this basin is calcium bicarbonate.

Keywords: Tar Lake, Damavand, water budget, recharge, landslide



Faculty of Earth Sciences
M.Sc. Thesis in Hydrogeology

Evaluating the hydrological of Tar lake, Damavand

By:

Solmaz boroumand ghods

Supervisor:

Dr Gholamhossein karami

January 2018