ترسیم منحنی جدایش هیدروگراف رودخانه در حوضه آبریز کارستی زاینده رود

رامین ارفع نیا: دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان
نوذر سامانی: دانشگاه شیراز

چکیده

جریان کلی در رودخانه‌هایی که در حوضه‌های آبریز کارستی شکل می‌گیرند، از دو مؤلفه اساسی جریان پایه کلی[1] و رواناب مستقیم[2] تشکیل یافته است. مؤلفه جریان پایه کلی عمدتاً از جریان حاصل از تخلیه سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با حوضه آبریز و مؤلفه رواناب مستقیم اساساً از جریان حاصل از رواناب سطحی حوضه آبریز تشکیل گردیده است. برای جدایش مؤلفه‌های اصلی جریان رودخانه در مناطق کارستی، از مدل رایانه‌ای «HYSEP » و به عنوان نمونه از داده‌های روزانه جریان رودخانه زاینده رود در یک دوره زمانی ۱۵ ساله، از سال آبی ۱۳٦۱-۱۳٦۰ لغایت سال آبی ۱۳۷۵-۱۳۷٤ هجری شمسی استفاده شده است. بر این اساس، با به کارگیری سه روش محدوده زمانی ثابت، محدوده زمانی جابه جا شونده و حداقل موضعی، منحنی جدایش هیدروگراف جریان کلی رودخانه زاینده رود ترسیم شده است. مقایسه نتایج، تطابق بسیار خوب این روش‌ها را به وضوح نشان می‌دهد. به طوری که اختلاف میان نتایج بلند مدت (در یک دوره زمانی پانزده ساله) همواره کمتر از ۲/۷ % است.

مقدمه

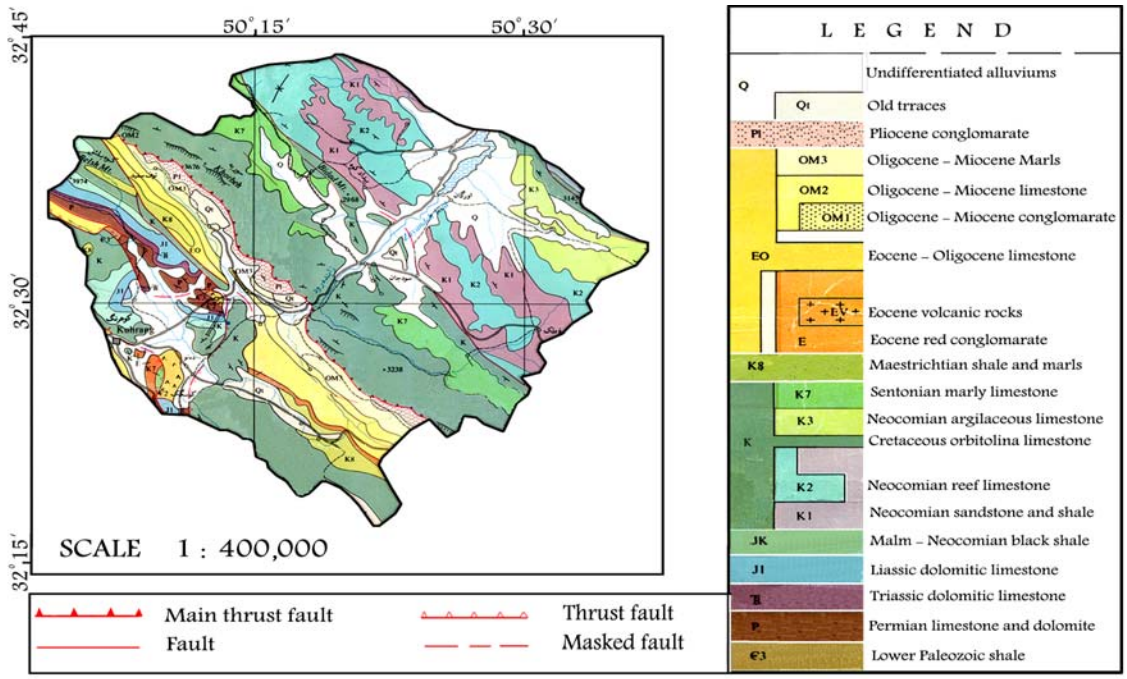
۱- ویژگی‌های منطقه بررسی شده

حوضه آبریز زاینده رود مهمترین تأمین کننده آب برای قسمت‌های مرکزی ایران است. مساحت این حوضه ۵۵۱ مایل مربع (۱٤۲۷ کیلومترمربع) است. سطح این حوضه از نظر زمین‌شناسی اغلب با سازندهای دوران دوم و به خصوص لایه‌های متعلق به کرتاسه پوشیده شده است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی حوضه زاینده رود (شکل ۱) گسل اصلی زاگرس با امتداد شمال غرب- جنوب شرق در قسمت میانی این حوضه واقع شده است و آن را به دو بخش شمال شرقی و جنوب غربی تقسیم می‌کند. در سرتاسر بخش شمال غربی تنها لایه‌های متعلق به دوره کرتاسه رخنمون دارند، ولی در قسمت جنوب غربی، رخنمون لایه‌های متعلق به دوران سوم(به ویژه دوره‌های الیگوسن و میوسن) از گسترش بیش‌تری برخوردارند. به هر حال، بر اثر عملکرد گسل زاگرس

کلمات کلیدی: زاینده رود، تفکیک هیدروگراف، جریان پایه کلی، رواناب مستقیم

۱-total Base flow ۲-direct runoff

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

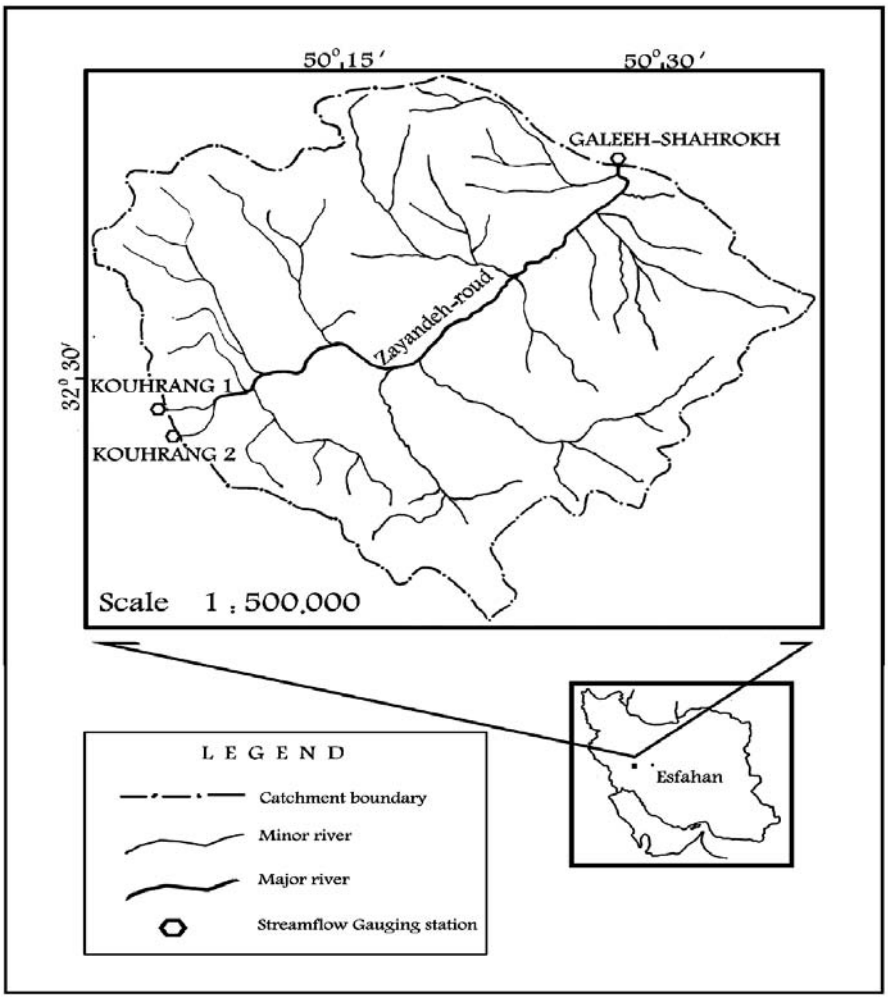


شکل۱- نقشه زمین‌شناسی حوضه آبریز زاینده رود[۲]

نهشته‌های مزوزوئیک در قسمت شمال شرقی بر روی لایه‌های متعلق به سنوزوئیک در قسمت جنوب غربی، رانده شده است. ستیغ ارتفاعات حوضه زاینده رود اغلب از آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه تشکیل یافته است. در حدود ۸۶% از سطح حوضه را لایه‌هایی از جنس آهک، آهک دولومیتی و آهک مارنی پوشانده است. با توجه به خردشدگی شدید منطقه (گسل‌های فرعی و درزه‌های فراوان)، که بر اثر عمل‌کرد گسل فشارشی زاگرس روی داده است. می‌توان احتمال داد که پدیده کارستی شدن در منطقه از پیشرفت و گسترش زیادی برخوردار باشد.

رودخانه زاینده رود از ارتفاعات زرد کوه بختیاری سرچشمه گرفته و در محل ایستگاه آب‌سنجی قلعه شاهرخ به دریاچه سد زاینده رود می‌ریزد(شکل ۲). در طول این مسیر هیچ سد یا مخزنی ساخته نشده است. داده‌های ایستگاه آب‌سنجی قلعه شاهرخ به صورت دبی متوسط روزانه برداشت می‌شود. همچنین دو تونل کوهرنگ ۱ و ۲ قسمتی از آب سرچشمه‌های رودخانه کارون را به این حوضه انتقال می‌دهند. داده‌های دبی روزانه خروجی از این دو تونل نیز از سال آبی۱۳۶۱-۱۳۶۰ تا سال آبی ۱۳۷۵-۱۳۷٤ برداشت شده است. بنا بر این با استفاده از این اطلاعات می‌توان به دبی متوسط روزانه جریان تخلیه شده از حوضه زاینده رود در مدت پانزده سال آبی دست یافت. برای تعیین مقادیر جریان خالص حاصل از حوضه زاینده رود(بدون جریان‌های اضافی که از حوضه کارون وارد می‌شود)، با توجه به اندازه متوسط سرعت جریان در شاخه اصلی رودخانه زاینده رود که سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان آن را برابر با ۱/۸۷ m/s اعلام کرده است[۱]- و همچنین فاصله ایستگاه‌های

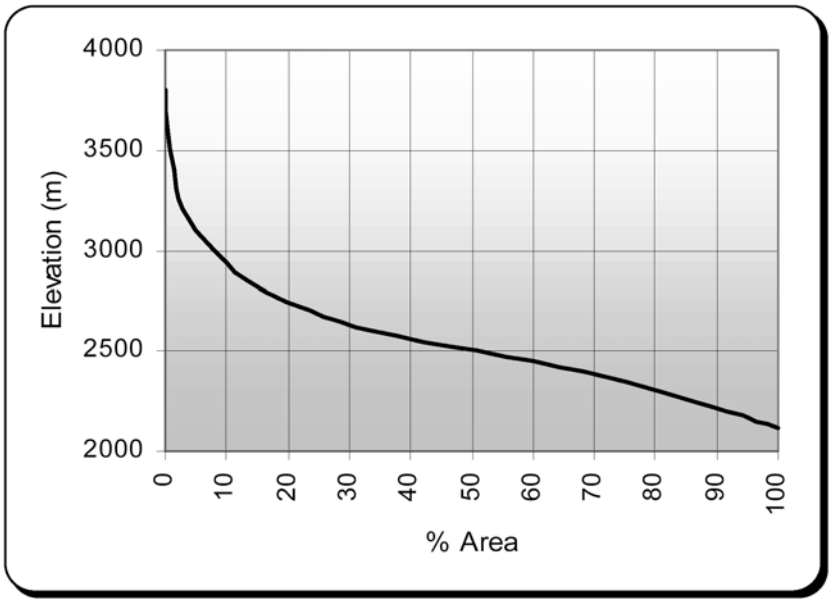
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



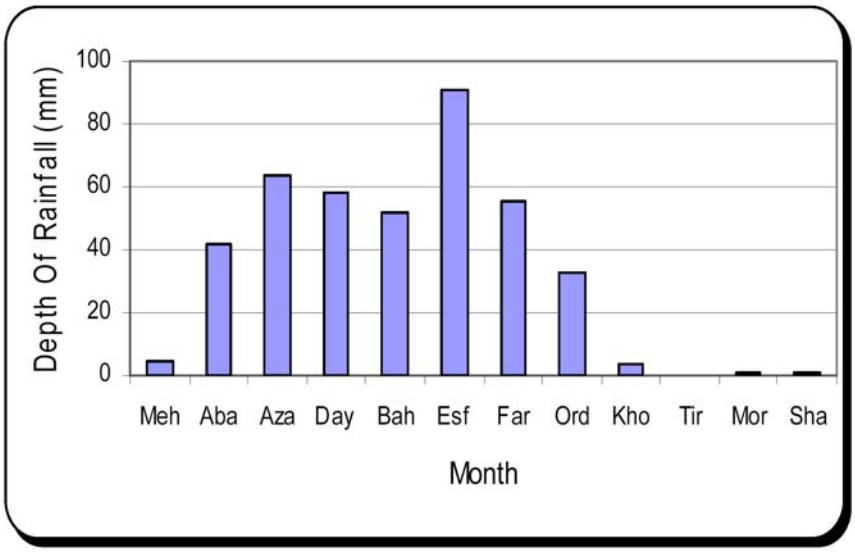
شکل ۲- نقشه رودهای اصلی و فرعی در حوضه آبریز زاینده رود

آبسنجی این دو تونل از ایستگاه قلعه شاهرخ (برای تونل اول ٦٧ کیلومتر و برای تونل دوم ٦٩ کیلومتر)، می‌توان زمان تأخیر میان ایستگاههای تونل اول و دوم کوهرنگ را با ایستگاه قلعه شاهرخ محاسبه کرد. این زمان برای تونل اول و دوم کوهرنگ حداکثر برابر با ۱۰/۳ ساعت است. بنا بر این برای به دست آوردن مقادیر جریان خالص حاصل از حوضه زاینده رود کافی است که حاصل جمع مقادیر جریان خروجی از دو تونل در هر روز را از مقدار دبی خروجی از حوضه زاینده رود در همان روز کم کرد و بدین ترتیب جریان واقعی رودخانه زاینده رود را به دست آورد. در حوضه زاینده رود تنها سه ایستگاه اندازه‌گیری نزولات جوی وجود دارد که عبارتند از: ایستگاه‌های چهلگرد، اورگان و قلعه شاهرخ. متوسط پانزده ساله عمق بارندگی در ایستگاه قلعه شاهرخ (شکل٤) بیان کننده این است که بارندگی در حوضه زاینده رود بیش‌تر در ماه‌های سرد سال رخ می‌دهد و با توجه به توزیع ارتفاعی حوضه(شکل۳) می‌توان دریافت که قسمت قابل توجهی از بارش، به خصوص در ارتفاعات به صورت برف است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۳ـ منحنی هیپسومتریک برای حوضه آبریز زاینده رود[۱]



شکل ٤ـ مقادیر متوسط ماهانه عمق بارندگی (از مهر تا شهریور) برای ایستگاه قلعه شاهرخ بر اساس آمار پانزده ساله (۱۳٦۰ـ۱۳۷۵)

۲ـ مؤلفه‌های اصلی جریان کلی رودخانه

جریان کلی رودخانه در زمان خروج از حوضه، می‌تواند از سه مؤلفه عمده تشکیل شده باشد که هر یک از مبدأ حرکت خود در یک مسیر جداگانه شروع به حرکت می‌کنند و با تأخیر زمانی متفاوتی به جریان رودخانه می‌پیوندند. سه مؤلفه اصلی جریان کلی رودخانه عبارتند از رواناب سطحی حاصل از بارش، جریان میان‌لایه‌ای یا زیرسطحی و جریان حاصل از تخلیه آب‌های زیرزمینی.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

۲-۱- رواناب سطحی حاصل از بارش

رواناب سطحی عبارت است از مقدار آبی که پس از هر بارندگی از طریق آبراهه‌ها و مسیل‌ها به جریان اصلی رودخانه می‌پیوندد. مشخصه اصلی این جریان، حرکت آنی و بلافاصله پس از بارش، بر روی سطح زمین است. تأثیر این مؤلفه بر روی دبی خروجی از حوضه پس از آغاز بارش به سرعت قابل مشاهده است و همچنین پس از گذشت زمان نسبتاً کوتاهی از اتمام بارندگی مقدار این مؤلفه به شدت کاهش می‌یابد و مؤلفه‌های دیگر نقش آشکارتری را ایفاء می‌کنند[٦].

۲-۲- جریان میان لایه‌ای یا زیر سطحی

قسمتی از آب بارش یافته بر روی حوضه ، پس از نفوذ در لایه‌های سطحی ، موجب می‌شود که لایه‌های فوقانی خاک موقتاً به حالت اشباع درآید. در این حالت آب نفوذی در لایه‌های سطحی خاک در جهت شیب زمین و با مؤلفه افقی نسبتاً بزرگی شروع به حرکت کرده و در قسمت‌های پایین دست حوضه به آب‌های سطحی می‌پیوندد. این حرکت اصولاً در میان لایه‌های خاک و یا در سطح مشترک میان لایه خاک و لایه سنگی زیرین (به شرط نازک بودن پوشش خاک و کاهش قابل توجه در نفوذپذیری سنگ) روی می‌دهد. در هر صورت هیچگونه ارتباطی میان این مؤلفه از جریان کلی و ذخیره آب زیرزمینی وجود نخواهد داشت. در مناطق کارستی با توجه به وجود معابر متعددی که بر سر راه عبور این جریان قرار دارد و آن‌را به سمت سفره‌های آب زیرزمینی هدایت می‌کند، مقدار این مؤلفه معمولاً کم است.

۲-۳- جریان حاصل از تخلیه آب‌های زیرزمینی

هرگاه در منطقه‌ای مقدار ذخیره در سفره‌های آزاد فوقانی چنان افزایش یابد که سطح آب درآن سفره‌ها بالاتر از سطح آب در سیستم جریانات سطحی قرار گیرد، مقداری از ذخیره این سفره‌ها در کانال‌های سطحی مرتبط، تخلیه و موجب افزایش دبی خروجی از حوضه می‌گردد. این مؤلفه از جریان کلی که جریان حاصل از فروکش آب‌های زیرزمینی نیز نامیده می‌شود در دوره‌های بلند مدت بدون باران قسمت عمده‌ای از آب جاری رودخانه را تأمین می‌کند[٤] .

روش‌ها و ابزار

۱- تجزیه هیدروگراف کلی رودخانه زاینده رود

با وجود کوشش‌هایی که تاکنون برای تجزیه جریان کلی رودخانه صورت گرفته است، به علت این‌که در اغلب حوضه‌ها اطلاعات بلند مدت از تمامی پارامترهای هیدرولوژیکی مورد نیاز برای تفکیک مؤلفه‌های

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جریان وجود ندارد، بسیاری از هیدرولوژیست‌ها جریان کلی رودخانه‌های مناطق کارستی را تنها به دو مؤلفه اساسی جریان پایه کلی(که مؤلفه جریان حاصل از تخلیه آب‌های زیرزمینی و مؤلفه کم‌اثر جریان میان لایه‌ای را دربرمی‌گیرد) و رواناب مستقیم(که عمدتاً از مؤلفه رواناب سطحی تشکیل گردیده) تقسیم نموده‌اند[۷]،[۱٤]، [۱۷]. برای تفکیک این دو مؤلفه می‌توان روش‌هایی را که در آن‌ها از محدوده زمانی(2N*) برای ترسیم منحنی جدایش هیدروگراف استفاده می‌شود، به کار گرفت[۷]. برای به دست آوردن این محدوده زمانی، ابتدا زمان پایه(N) بر اساس رابطه زیر محاسبه می‌شود[٦] :

$$N=A^{02}$$

که در این معادله:

N زمان پایه رواناب مستقیم بر حسب روز

A مساحت حوضه آبریز در بالادست ایستگاه آب سنجی بر حسب مایل مربع است.

سپس نزدیکترین عدد صحیح به(2N) به عنوان مقدار (2N*) در نظر گرفته می‌شود. بر طبق بررسی‌های انجام گرفته بر روی حوضه‌های آبریز مختلف، در صورتی که مقدار(2N*) در محدوده دو عدد صحیح ۱۱ و ۳ قرار گیرد نتایج به دست آمده در مقایسه با دیگر روش‌ها دقیق تر خواهد بود[۷]،[۱٥]. این روش‌ها عبارتند از :

۱-۱) روش محدوده زمانی ثابت[۱]

در این روش کم‌ترین دبی در هر محدوده زمانی(2N*) برای تمامی روزهای آن محدوده در نظر گرفته می‌شود. با اتصال نقاطی که بدین ترتیب تعیین شده اند، منحنی جدایش هیدروگراف جریان کلی به دست خواهد آمد(شکل ٥) .

۱-۲) روش محدوده زمانی جابه جاشونده[۲]

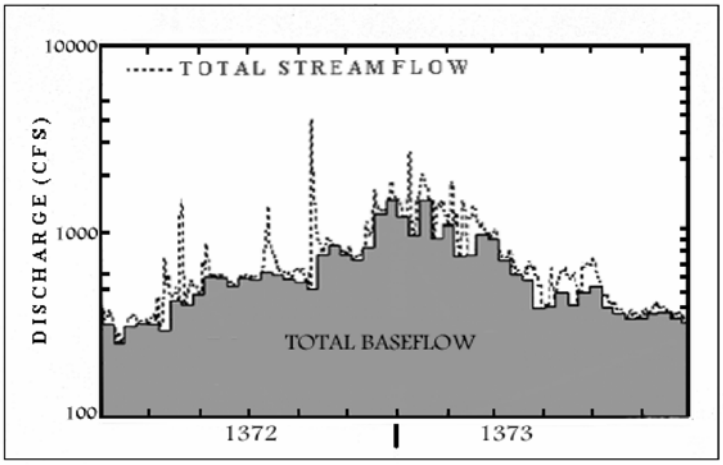
در این روش برای تعیین دبی جریان پایه یک روز معین، حداقل دبی در محدوده زمانی [0.5(2N*-1)] روز قبل و بعد از آن روز مشخص می‌شود. با اتصال نقاطی که بدین ترتیب تعیین شده است، منحنی جدایش هیدروگراف به دست می‌آید(شکل٦).

۱-۳) روش حداقل موضعی[۳]

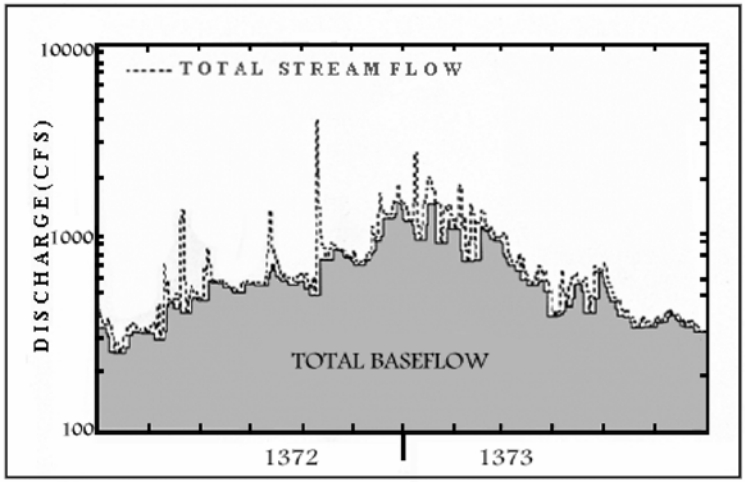
در این روش، ابتدا بررسی می‌شود که آیا دبی جریان در یک روز معین در مقایسه با دبی جریان در [0.5(2N*-1)] روز قبل و بعد از آن واجد حداقل مقدار است یا خیر. درصورت مثبت بودن جواب، نقطه‌ای که دبی آن روز را بر روی هیدروگراف رودخانه مشخص می‌کند، در نظر گرفته می‌شود و در غیر این صورت آن روز حذف و عملیات برای روز بعد تکرار می‌شود(شکل ۷) .

۱-Fixed – Interval Method ۲-Sliding – Interval Method ۳-Local – Minimum

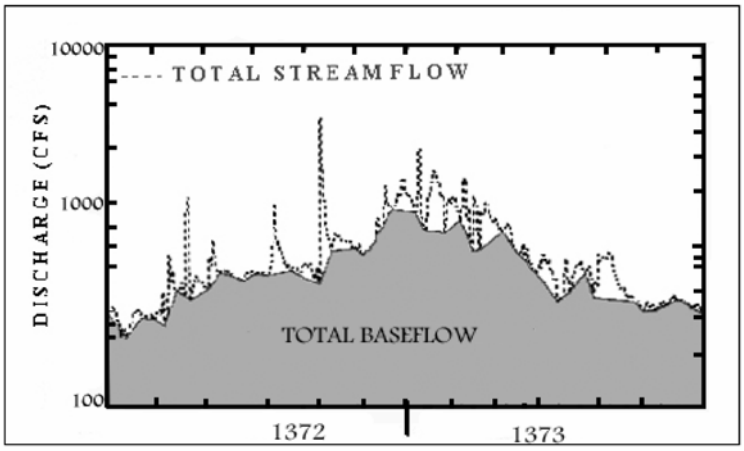
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۵- تفکیک هیدروگراف رودخانه زاینده رود به روش محدوده زمانی ثابت برای سال آبی ۱۳۷۳-۱۳۷۲



شکل ٦- تفکیک هیدروگراف رودخانه زاینده رود به روش محدوده زمانی جابه جا شونده برای سال آبی ۱۳۷۳-۱۳۷۲



شکل ۷- تفکیک هیدروگراف رودخانه زاینده رود به روش حداقل موضعی برای سال آبی ۱۳۷۳-۱۳۷۲

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

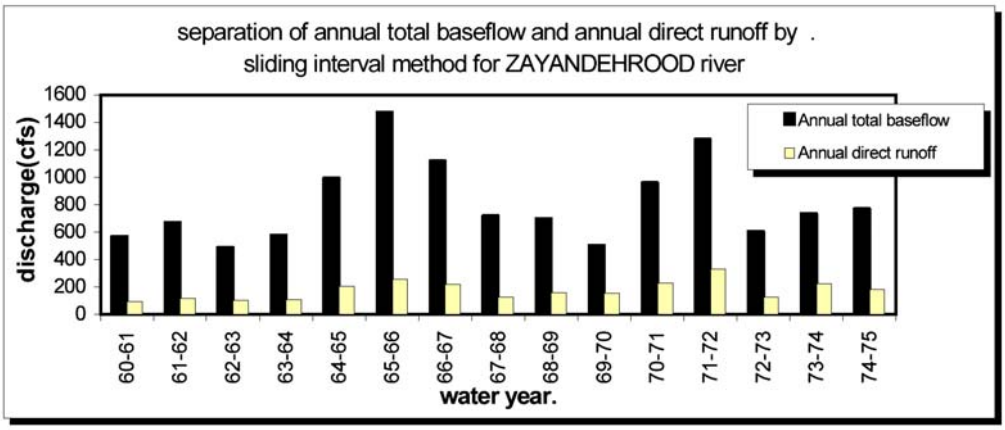
۲- مدل رایانه‌ای بکار گرفته شده در جدایش هیدروگراف رودخانه زاینده رود

مدل رایانه‌ای « HYSEP »[۱] با استفاده از سه روش ارائه شده، هیدروگراف کلی جریان رودخانه را به دو مؤلفه اصلی جریان پایه کلی و رواناب مستقیم تفکیک می‌کند. این مدل را «اسلوتو و کروز»[۲] در سال ۱۹۹۷ میلادی در سازمان زمین‌شناسی آمریکا تهیه کرده‌اند و در حوضه‌های متعددی در جنوب شرقی ایالت پنسیلوانیا، از جمله حوضه آبریز رودخانه فرنچ کریک[۳] به کار گرفته شد و نتایج حاصل از آن با نتایج به دست آمده از تحقیقات قبلی که با استفاده از روش دستی انجام شده بود مقایسه گردید و بدین ترتیب کارایی آن مورد تأیید قرار گرفت[۱۵].

بحث و نتیجه گیری

۱- نتایج سالانه به دست آمده از مدل HYSEP

نتایج میانگین سالانه به دست آمده از سه روش محدوده زمانی ثابت، محدوده زمانی جابه جا شونده و حداقل موضعی، برای مؤلفه جریان پایه کلی و رواناب مستقیم رودخانه زاینده رود در دوره پانزده ساله بررسی شده و به عنوان نمونه، نتایج میانگین سالانه نتایج به دست آمده از روش محدوده زمانی جابه جا شونده، برای مؤلفه جریان پایه کلی و رواناب مستقیم رودخانه زاینده رود در دوره پانزده ساله مورد بررسی(از مهر ۱۳۶۰ لغایت شهریور ۱۳۷۵) به صورت نمودار ستونی در شکل ۸ ترسیم شده است.



شکل ۸- میانگین سالانه نتایج به دست آمده از روش محدوده زمانی جابه جا شونده برای مؤلفه‌های جریان رودخانه زاینده‌رود

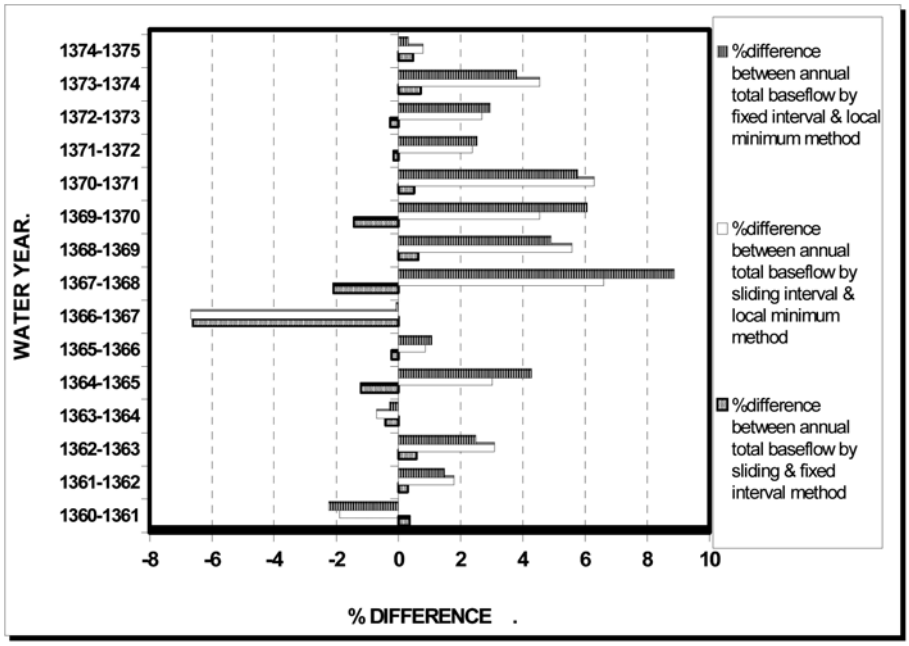
۲- مقایسه نتایج سالانه به دست آمده از مدل HYSEP

مقایسه نتایج سالانه به دست آمده از سه روش محدوده زمانی ثابت، محدوده زمانی جابه جا شونده و روش حداقل موضعی برای مؤلفه جریان پایه کلی رودخانه زاینده رود می‌توان دریافت که اختلاف میان این نتایج نسبتاً

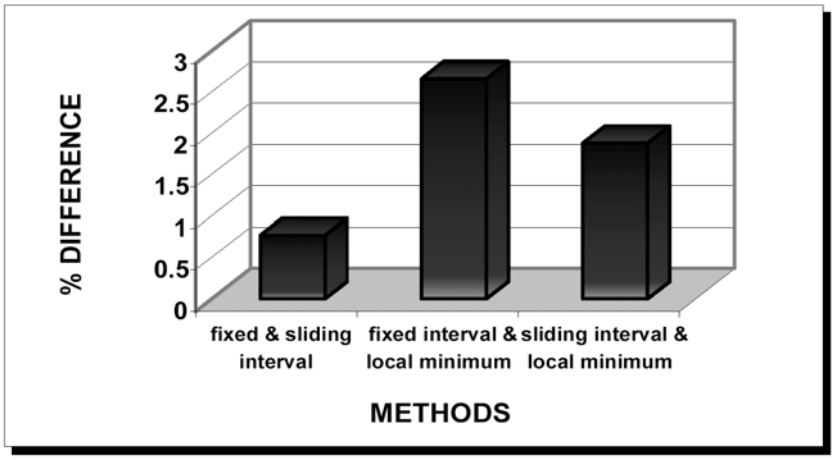
۱-Hydrograph Separation ۲-Sloto and Crouse ۳-French Creek

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

کم و همواره کمتر از ۱۰ % و در ۸۰ % موارد کمتر از ٦ % است(شکل ۹). بیش‌ترین اختلاف، بین نتایج حاصل از روش‌های محدوده زمانی ثابت و حداقل موضعی دیده می‌شود و نتایج حاصل از روش محدوده زمانی جابه جا شونده، نسبت به دو روش دیگر واجد اختلاف کمتری است. بنا بر این استفاده از نتایج این روش نسبت به دو روش دیگر مناسب‌تر به نظر می‌رسد. لازم به ذکر است که اختلاف میان نتایج بلند مدت (پانزده ساله) مؤلفه جریان پایه کلی رودخانه زاینده رود که با استفاده از سه روش فوق به دست آمده است، بسیار ناچیز و همواره کمتر از ۲/۷ % است(شکل ۱۰). بنا بر این به کارگیری نتایج کلی حاصل از مجموع مقادیر مؤلفه جریان پایه کلی سالانه حوضه آبریز زاینده رود در یک دوره زمانی بلند مدت(حداقل ده سال) قابل اعتمادتر است.



شکل ۹- مقایسه اختلاف میان نتایج سالانه به دست آمده از سه روش استفاده شده در مدل HYSEP



شکل ۱۰- مقایسه اختلاف میان نتایج متوسط پانزده ساله به دست آمده از سه روش استفاده شده در مدل HYSEP

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

به طور کلی در جدایش جریان پایه کلی از رواناب مستقیم رودخانه زاینده رود با استفاده از مدل HYSEP نتایج زیر به دست آمد:

الف) جریان رودخانه زاینده رود با توجه به شرایط این حوضه به دو مؤلفه اصلی جریان پایه کلی و رواناب مستقیم تفکیک گردید. مقادیر این دو مؤلفه با ترسیم منحنی جدایش بر روی هیدروگراف رودخانه زاینده رود به سه روش محدوده زمانی ثابت، محدوده زمانی جابه جا شونده و حداقل موضعی تعیین شد.

ب) متوسط سالانه دبی رواناب مستقیم رودخانه زاینده رود (برای یک دوره پانزده ساله) ۱۷۶/۲۷ فوت مکعب بر ثانیه (۴/۹۹۱ متر مکعب بر ثانیه) تخمین زده می‌شود.

ج) متوسط سالانه دبی جریان پایه کلی رودخانه زاینده رود (برای دوره پانزده ساله) ۷۱۹/۹۴ فوت مکعب بر ثانیه (۲۰/۳۸۶متر مکعب بر ثانیه) تخمین زده می‌شود.

د) بطور متوسط، جریان پایه کلی ۸۲/۴ % از جریان کلی رودخانه زاینده رود را تشکیل می‌دهد و باقیمانده جریان کلی رودخانه با مؤلفه رواناب مستقیم تأمین می‌کند.

۳- ارزیابی نتایج به دست آمده از مدل HYSEP

یکی از سازنده‌های اصلی مؤلفه جریان پایه کلی، جریان حاصل از تخلیه سفره‌های آب زیرزمینی است. مقدار این جریان ارتباط مستقیم با میزان تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی دارد و با افزایش ذخیره در سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با رودخانه، مؤلفه جریان پایه کلی آن رودخانه نیز افزایش می‌یابد. بنا بر این، برای ارزیابی نتایج به دست آمده از برنامهHYSEP، می‌توان از مدل تحلیلی تخمین تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی که «رورابوف» در سال ۱۹۶۴ میلادی ارائه کرده است، استفاده کرد[۸]،[۹]،[۱۲]. در این مدل (که از آن با عنوان مدل و یا روش «RORA » نیز یاد می‌گردد) با استفاده از هیدروگراف رودخانه، حجم تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با آن رودخانه تعیین می‌شود. روش به کار گرفته شده در این مدل، روش جابه جایی منحنی فروکش است. با استفاده از این روش می‌توان مقدار تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی را در هر دوره که جریان رودخانه نقطه اوجی را پشت سر می‌گذارد، تخمین زد. در این مدل فرض بر این است که رودخانه مرز تخلیه سیستم جریان آب زیرزمینی است[۱۷].

این روش اساساً بر پایه جابه جایی روبه بالای منحنی فروکش جریان حاصل از تخلیه آب‌های زیرزمینی (جریان آب زیرزمینی)، بر اثر رخداد تغذیه سفره‌های آب قرار دارد. بنا بر این تنها قسمت‌هایی از هیدروگراف یک رودخانه مورد توجه قرار می‌گیرد که به طور کامل نشان دهنده جریان حاصل از تخلیه سفره‌های آب زیرزمینی باشد[۱۰]. بر طبق تعریف، مدت زمانی را که باید از زمان رسیدن هیدروگراف به نقطه اوج سپری گردد تا جریان رودخانه به طور کامل توسط جریان حاصل از تخلیه سفره‌های آب زیرزمینی تأ مین گردد

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

«زمان بحرانی» می‌نامند. یک رخداد تغذیه پتانسیل تخلیه آب‌های زیرزمینی یاV(حجم آبی که در صورت وجود زمان کافی و بدون تأثیر رخداد تغذیه دیگری می‌تواند به طور طبیعی از سفره زهکش شود) را افزایش خواهد داد که از رابطه زیر قابل محاسبه است[٤].

$$V = \frac{Q.K}{2.3026}$$

در این معادله Q دبی تخلیه سفره‌های آب زیرزمینی در زمان اولیه (به شرط بزرگتر بودن از زمان بحرانی) و K، شاخص فروکش جریان آب زیرزمینی است. زمان بحرانی (t_c) را می‌توان از رابطه زیر به دست آورد [١١].

از آنجا که پس از رخداد تغذیه (همزمان با نقطه اوج) و با گذشت زمان بحرانی، تقریباً نیمی از حجم آب ذخیره شده، زهکش و از مخزن خارج می‌گردد، پتانسیل تخلیه آب‌های زیرزمینی در زمان بحرانی پس از وقوع t_c=0.2144k دبی اوج جریان در رودخانه، تقریباً برابر با نصف حجم کلی آبی است که موجب تغذیه آب زیرزمینی مرتبط با آن رودخانه شده است[١٦]. اگر مقادیر Q_2 یا دبی جریان رودخانه در صورت رخداد دوره تغذیه جدید، با گذشت زمان بحرانی از وقوع دبی اوج جریان رودخانه و Q_1 یا دبی جریان رودخانه در صورت عدم وقوع دوره تغذیه جدید و در همان زمان در دسترس باشد، می‌توان حجم آب تغذیه شده حاصل از دوره تغذیه را در سیستم سفره‌های آب زیرزمینی از رابطه زیر تخمین زد [١٣].

$$R = \frac{2(Q_2 - Q_1).K}{2.3026}$$

در این رابطه:

R= مقدار (حجم) تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی بر اثر رخداد یک دوره تغذیه معیّن

Q_1= دبی تخلیه آب‌های زیرزمینی در زمان بحرانی بر روی منحنی فروکش جریان قبل از دوره تغذیه

Q_2= دبی تخلیه آب‌های زیرزمینی در زمان بحرانی بر روی منحنی فروکش جریان پس از اتمام دوره تغذیه

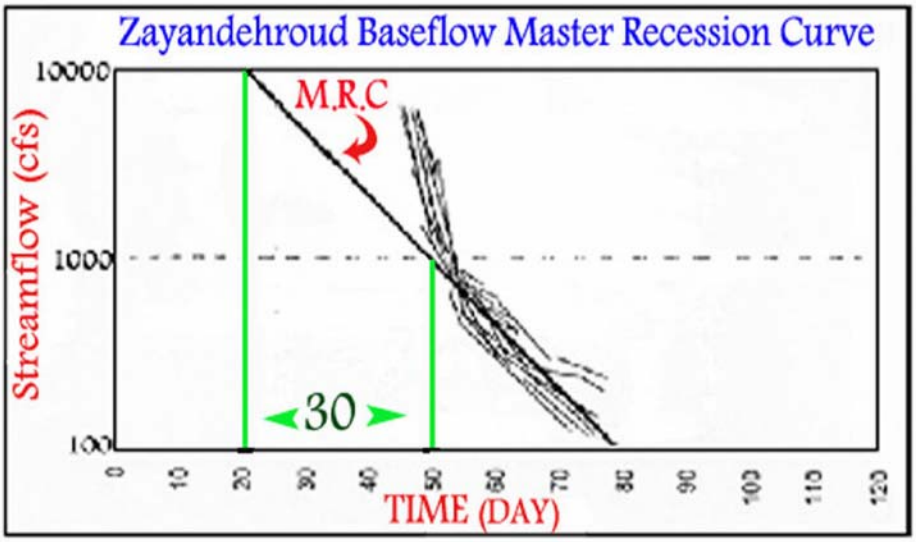
K= شاخص فروکش جریان حاصل از تخلیه سفره‌های آب زیرزمینی

به طور کلی در این روش، حجم آب تغذیه شده در سیستم سفره‌های زیرزمینی، در دو مرحله جداگانه زیر تخمین زده می‌شود[١٣] :

الف- ترسیم منحنی فروکش غالب: منحنی فروکش غالب واجد میانگینی از ویژگی‌های چندین منحنی فروکش منفرد است. برای ترسیم منحنی فروکش غالب آب زیرزمینی از روش بر روی هم قرار دادن منحنی‌های فروکش جریان، استفاده شده است. مزیت این روش کنترل چشمی در هنگام ترسیم منحنی فروکش غالب جریان آب زیرزمینی است[٣].

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

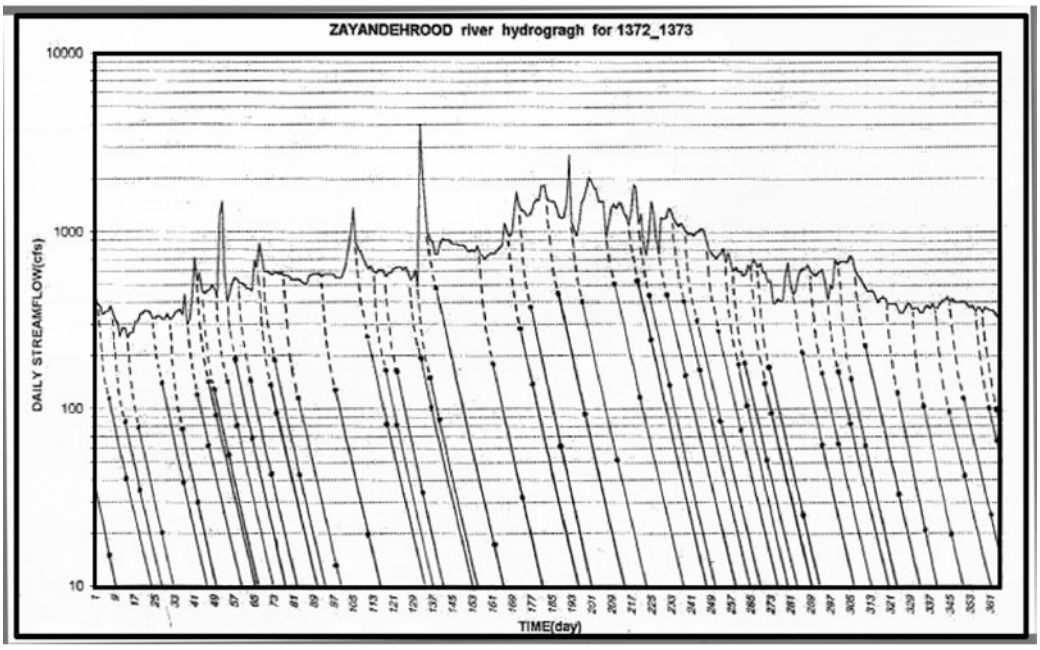
ب- محاسبه حجم تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی: برای محاسبه مقدار تغذیه در روش دستی، ابتدا شاخص فروکش(K) با استفاده از منحنی فروکش غالب تعیین و سپس زمان بحرانی محاسبه می‌شود. مهمترین و حساس‌ترین مرحله در روش دستی تخمین مقدار تغذیه، ترسیم ادامه هر یک از منحنی‌های فروکش جریان بر روی هیدروگراف رودخانه در مقیاس نیمه لگاریتمی است. برای ترسیم منحنی فروکش غالب جریان آب زیرزمینی برای رودخانه زاینده رود با استفاده از روش بر روی هم قرار دادن منحنی‌های متعلق به دوره‌های مختلف فروکش جریان، و به جهت اجتناب از خطای حاصل از تبخیر و ذوب برف، مناسب‌ترین دوره‌های فروکشی که در ماه‌های آبان، آذر، دی و بهمن یک دوره زمانی هشت ساله (از سال ۱۳٦٦ هجری شمسی تا سال۱۳۷۳ هجری شمسی) رخداده، انتخاب شده و پس از انتقال و انطباق منحنی‌های منفرد فروکش جریان، منحنی فروکش غالب برای مؤلفه جریان پایه رودخانه زاینده رود رسم شده است(شکل۱۱).



شکل ۱۱- انطباق منحنی‌های فروکش جداگانه و ترسیم منحنی فروکش غالب (MRC) برای مؤلفه جریان پایه رودخانه زاینده رود

با استفاده از این منحنی، شاخص فروکش(K) برای جریان حاصل از تخلیه سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با جریانات سطحی حوضه آبریز زاینده رود برابر با ۳۰ روز تعیین گردید. برای محاسبه مقدار تغذیه در روش دستی، با استفاده از شاخص فروکش جریان آب زیرزمینی (K)، زمان بحرانی برای حوضه زاینده رود برابر با ٦/٤ روز محاسبه گردیده است. سپس با استفاده از روش جابه جایی منحنی فروکش یا روش «رورابوف»، ادامه هر یک از منحنی‌های فروکش جریان بر روی هیدروگراف رودخانه زاینده رود در مقیاس نیمه لگاریتمی ترسیم شده است(شکل۱۲).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۱۲- ترسیم ادامه منحنی‌های فروکش جریان بر روی هیدروگراف رودخانه در مقیاس نیمه لگاریتمی برای سال آبی ۱۳۷۳-۱۳۷۲

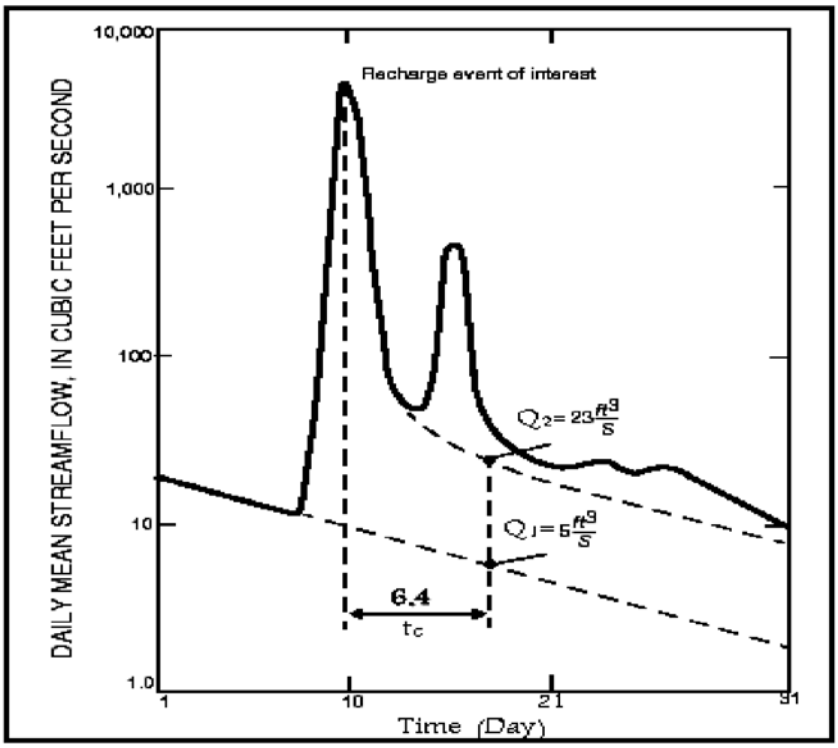
پس از ترسیم ادامه تمامی منحنی‌های فروکش جریان کلی رودخانه، برای هر یک از نقاط اوج به صورت جداگانه مقادیر Q_1 (دبی جریان بر روی منحنی فروکش قبل از نقطه اوج در زمان بحرانی پس از وقوع نقطه اوج بر حسب فوت مکعب بر ثانیه) و Q_2 (دبی جریان بر روی منحنی فروکش بعد از نقطه اوج در زمان بحرانی پس از وقوع نقطه اوج بر حسب فوت مکعب بر ثانیه) تعیین می‌گردد(شکل۱۳). در مرحله آخر حجم آب اضافه شده به ذخیره سفره(بر حسب فوت مکعب) بر اثر وقوع این دوره تغذیه از رابطه زیر تخمین زده می‌شود:

$$V = \frac{2\left(Q_2 - Q_1\right).k}{2.3026} 86400$$

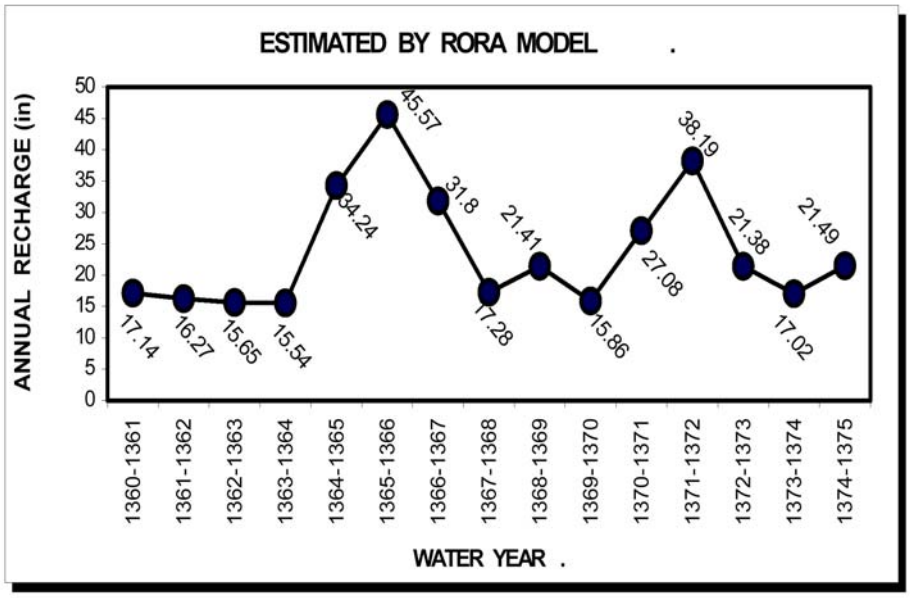
برای تخمین مقدار تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با رودخانه زاینده رود و یا سرشاخه‌های آن در حوضه آبریز زاینده رود در دوره‌های زمانی یک ساله، مجموع نتایج به دست آمده از هر یک از رخدادهای تغذیه‌ای که در آن سال روی داده، محاسبه و با در نظر گرفتن مساحت حوضه آبریز زاینده رود، نتایج کلی برای هر سال، بر حسب واحد طول ارائه شده است(شکل ۱٤).

مقایسه نتایج به دست آمده از به کارگیری برنامه رایانه‌ای «HYSEP» (با استفاده از روش محدوده زمانی جابه جا شونده) در مورد جریان پایه کلی رودخانه زاینده رود و همچنین مقدار تغذیه کلی سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با این رودخانه که با استفاده از روش دستی «RORA» تخمین زده شده است، این هماهنگی را به وضوح نشان می‌دهد(شکل ۱۵).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

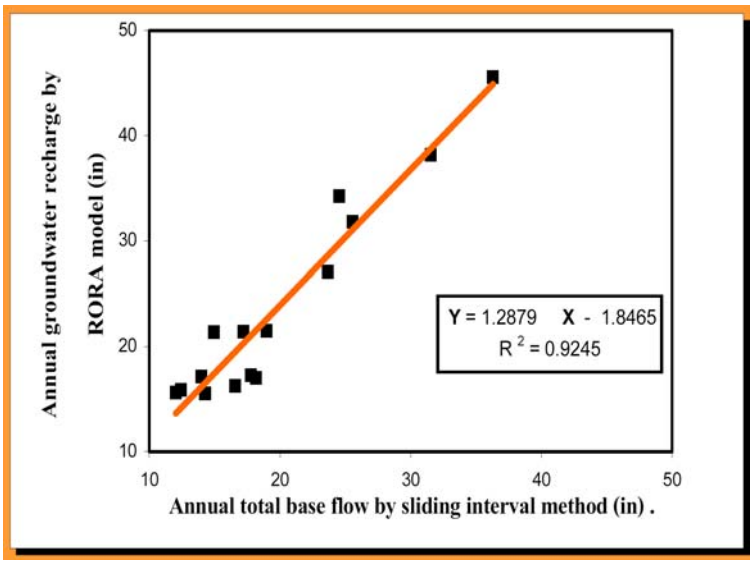


شکل ۱۳- مراحل اجرای دستی تعیین مقدار تغذیه بر اثر وقوع یک دبی اوج بر روی هیدروگراف رودخانه بر اساس مدل تحلیلی RORA



شکل ۱٤- عمق سالانه تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با حوضه آبریز زاینده رود

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۱۵- بررسی هماهنگی میان مقادیر به دست آمده برای جریان پایه کلی رودخانه زاینده رود و تغذیه کلی سفره‌های آب زیرزمینی مرتبط با حوضه آبریز زاینده رود در سال‌های مشابه

منابع

۱- اسدی، م.، شناسایی مشخصات و فیزیوگرافی حوضه آبریز زاینده رود، سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان و چهار محال و بختیاری، گزارش داخلی، ۱۳۷۰.

۲- زاهدی، م.، نقشه زمین‌شناسی چهار گوش شهرکرد، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۷۲.

3. j. G. Arnold, P. M. Allen, R. Muttiah, and G. Bernhardt. Automated baseflow separation and recession analysis techniques. Ground Water, v.33, no. 6(1995) 1010-1018.

4. B.S. Barnes, The Structure of Discharge Recession curves. Transactions of American Geophysical Union. v. 20 (1939) 721-725.

5. V.T. Chow, Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill, New York, NY.(1964).

6. R.k. Linsley, M.A. Kohler, and j.L.H. paulhus, Hydrology For Engineers (3rd ed.) McGraw-Hill, New York (1982).

7. W.A. Pettyjohn, and R. Henning, Preliminary estimate of ground-water recharge rate, related streamflow and water quality in Ohio: Ohio state university water resources center project completion report number 552 (1979) 323.

8. M.I. Rorabaugh, Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow: International Association of Scientific Hydrology, Publication 63 (1964) 432-441.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

9.M.I. Rorabaugh, and W.D. Simons, Exploration of methods relating ground water to surface water, Columbia River basin--second phase: U.S. Geological Survey Open-File Report (1966) 62.

10. A.T. Rutledge, Methods of using streamflow records for estimating total and effective recharge in the Appalachian Valley and Ridge, Piedmont, and Blue Ridge physiograghic provinces. In: Hotchkiss, W.R. and A.I. Johnson (eds.)Regional aquifer systems of the U.S. Aquifer of the Southern and Eastern States. 27th Annual conference of American Water Resources Assoc., New Orleans, LA(1991) AWRA Monograph Series 17 (1992) 59-73.

11. A.T. Rutledge, Computer programs for describing the recession of groundwater discharge and for estimating mean groundwater recharge and discharge from streamflow records. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report No. 93-4121(1993).

12. A.T. Rutledge, Model-estimating ground-water recharge and hydrograph of ground-water discharge to a stream. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report No. 97-4253 (1997).

13. A.T. Rutledge, Considerations for use of the"RORA" model to estimate ground-water recharge from streamflow records. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report No 00-165(2000).

14. R.A. Sloto, and M.Y. Crouse, HYSEP: A Computer Program for Streamflow Hydrogragh Separation and Analysis,U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report No 96-4040 (1997).

15. R.A. Sloto, A. computer methods for estimating ground-water contribution to streamflow using hydrograph-separation techniques: U.S.Geological Survey Water-Resources Investigations Report No. 90-4076 (1991).

16. L.M. Tallaksen, A review of baseflow recession analysis. J. of Hydrology, Vol.165 (1995) 349-370.

17. H. Wittenberg, and M. Sivapalan, Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. J. of Hydrology, no. 219 (1999) 20-33.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]