فصلنامه برنامه‌ریزی منطقه‌ای
سال اول، شماره ۱، بهار ۱۳۹۰

تحلیل فضائی حوضه کُر با تکیه بر استدلالهای ژئومورفیک و هیدرولوژیک

سید عبدالعلی کمانه[۱]، صالح نادری*[۲]، عبدالله طاهری[۳]، مجید ساکت[۴]

چکیده

در پژوهش‌های ژئومورفولوژی حوضه‌ها را می‌توان از سه دیدگاه مورد مطالعه قرار داد؛ که این دیدگاه ها عبارتند از I. دیدگاه تاریخی (موریس دیویس و طرفداران نظریه او)، II . کاتاستروفیسم (بزرگی وقوع رویدادها با توجه به بسامد این رویدادها) و III. دیدگاه سیستمی (تراز بیلان انرژی و ماده ورودی و خروجی از حوضه های ژئومورفیک). در مقالهٔ حاضر تحولات ژئومورفولوژیکی حوضه کر از دریچه تئوری فضائی مورد پژوهش قرار گرفته است. هدف از انجام این پژوهش تعیین وضعیت تعادلی و پایداری حوضه از گذشته تاحال و در آینده می باشد. روش انجام تحقیق تعیین ورودی و خروجی ماده و انرژی (بارش، تابش خورشیدی، تکتونیک و نئوتکتونیک و ...) به حوضه با توجه به سیبرنتیک میان دادی حوضه هم چنین محاسبه بیلان انرژی و ماده در سطح حوضه با توجه به آنتروپی مثبت و منفی در سطح حوضه بوده است. با استناد به یافته‌های پژوهش حاضر که حاصل برآیند سیبرنتیکی بین فرم و فرآیند در حوضه است، می‌توان با اطمینان اظهار نمود که حوضه در چه وضعیت تعادلی قرار داشته است که خود این وضعیت تعادلی موجود، برآیند حالت های تعادل ایستا، دینامیکی و یک نواخت است که بر وضعیت ژئومورفولوژیک حوضه مسلط می باشند. بنابراین با توجه به وضعیت سیستم ژئومورفیک حوضه بهترین روش آمایشی حوضه از میان روش های (برنامه ریزی، مدیریت ریسک و مدیریت بحران) در حوضه که هم مستلزم صرف هزینه‌های گزاف نباشد و هم باعث ایجاد اغتشاش در پایداری و تعادل ژئومورفولوژیک حوضه رودخانه کر نگردد؛ استفاده از شیوه مدیریت بحران می‌باشد.

واژه های کلیدی: تعادل، فرم، فرایند، ورودی.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

۱- استادیار جغرافیای طبیعی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، ایران
۲- دانشجوی جغرافیای طبیعی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، ایران
۳- دانشجوی جغرافیای طبیعی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، ایران
۴- دانشجوی جغرافیاط طبیعی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، ایران
* نویسنده مسئول مقاله : kamanah2000@yahoo.com ، ۰۹۱۷۶۳۱۸۱۹۲

بیان مسأله:

در کواترنر صحنه‌های ارضی دچار تحولات خاصی شده است که این تحولات به طور کلی در دو مقوله یا دستهٔ بزرگ طبقه‌بندی می‌شود:

دسته اول: تغییرات سطوح اساس محلی

دسته دوم: نوسانات اقلیمی

عوامل فوق‌الذکر با توجه به عدم فاصله زمانی چندان با عصر ما بعضاً تأثیرات بسیار مهمی در تغییرات محیطی به وجود آورده‌اند و تغییر محیط یکی از مسائل مهم گریبان‌گیر بشر امروزی است. اگر چه نمی‌توان تحول و تغییر که یک فرآیند جاری و مستمر طبیعت است را متوقف نمود، ولی حالاتی از این تغییرات وجود دارد که اصطلاحاً به آن حالت پایداری می‌گویند و در واقع همین حالت پایداری است که بستری را مهیا می‌کند که ما بتوانیم در بهره‌وری از محیط برنامه‌ریزی مطمئن‌تری داشته باشیم. دانستن و شناسایی این حالات استراتژی کلی نحوهٔ بهره‌مندی از محیط را برای ما تعریف می‌کند چون برای بهره‌مندی از محیط ممکن است تغییراتی در محیط به وجود آید که موجب عدم تعادل یا ناتعادلی محیط و تغییر نرخ تحول به سمت حالتی بشود که آن را ناپایداری می‌گوئیم. بنابراین شناخت محیط و هر مرحله و فرآیندی که فعلاً بر آن جاری است در برنامه‌ریزی و مدیریت محیط مهم است. تغییر این نرخ می‌تواند به سمت تعادل حوضه باشد یا ما را از تعادل دور کند. از آن مهم‌تر ممکن است تعادل تعریفی ما در مقیاس خاصی حاکم و در مقیاس بزرگتر یا کوچک‌تر حاکمیت نداشته باشد (چورلی و کندی، ۱۹۷۱: ۲۳۴). بنابراین ما در مدیریت محیطی می‌توانیم نحوه دخالتمان را در محیط به گونه‌ای تنظیم کنیم که تغییرات و تحولات محیطی به سمت پایداری میل پیدا کند. از آنجایی که حوضه کُر در زاگرس میانی بر خلاف زاگرس شمالی و غربی یا شرقی تا حدود زیادی اصالت خود را حفظ کرده است ما می‌توانیم نقش تغییرات اقلیمی با نقش نیروهای درون خاست در تحولات را ارزیابی کرده و سهم هر یک را در این تحولات مشخص کنیم. به عبارت دیگر خروجی حوضه‌های اطراف کر یا به طرف نواحی پست کویرهای مرکزی ایران است و یا سطح اساس خلیج‌فارس. اما در این میان حوضه آبریز کر یک حوضه بسته است یعنی سطح اساس آن در واقع دریاچه بختگان می‌باشد که در درون حوضه واقع است. در پژوهش حاضر، حوضه کر به صورت یک سیستم آبی مورد بررسی قرار می‌گیرد که با پژوهشی بر روی ورودی‌های آن شامل متغیرهای ماده و انرژی یعنی بارش و دما و نیروهای تکتونیکی با توجه به فرم‌های حاضر و خروجی‌های حوضه و میان دادهای سیستم نوع تعادل حوضه را در حالات مختلف ایستایی، تعادل، پایداری، ناپایداری، فراپایداری یکنواختی تعادل دینامیکی و سرانجام تعادل دینامیکی فراپایدار معین خواهد شد و سپس به فضایابی ژئومورفولوژیکی حوضه از دیدگاه نوع ارتباط‌ها و جهت‌ها، مسافت‌ها، مرزها و مقیاس‌ها پرداخته خواهد شد تا به مهم‌ترین دغدغه در این پژوهش که تعیین روند تغییرات کنونی و نحوه آن با توجه به تعریف حالات پایداری و شاخص‌های ژئومورفیک است دست یابیم. بدون تردید این شاخص‌ها می‌تواند استراتژی کلی توسعه منطقه‌ای حوضهٔ کر را برای مدیران و برنامه‌ریزان ترسیم کند. لذا اهداف مورد نظر در پژوهش حاضر در چند محور خلاصه می‌شود:

الف: شناسائی نوسانات اقلیمی از ابتدای کواترنر تا کنون و اینکه این نوسانات اقلیمی چه نقشی را در عملکرد سیستم‌های محیطی کر به ما نشان می‌دهد.

ب: شناسایی آستانه‌های پایداری و تحریک‌پذیری به ویژه در مورد آستانه‌های رطوبتی و حرارتی در حوضه رودخانه کر.

ج: با توجه به این روند، نوسانات و تغییرات رطوبت نسبی و دما در حوضه کر در یک صد سال آینده چگونه خواهد بود و کل سیستم حوضه چه باز خوردی را در مقابل این نوسانات از خود نشان خواهد داد؟

در نتیجه ارائه این راهبرد علمی و عملی مدیران و برنامه‌ریزان در بستری منطقی هدف غایی خود را نیل به تعادل و پایداری حوضه کر قرار خواهند داد و در این قالب به آمایش حوضه در راستای بهره‌برداری بهینه جهت دست‌یابی به این واقعیت که برآیند متغیرهای طبیعی و فعالیت‌های انسانی محیط حوضه را دچار اُفت و خیزهای ناگهانی ناشی از وقوع آستانه‌هادر شاخص‌های دینامیک محیطی نکند، بپردازند.

مبانی نظری:

دیدگاه تاریخی:

به کارگیری دیدگاه سیستمی در مطالعات ژئومورفولوژیکی سابقه‌ای نسبتاً طولانی دارد (لئوپد و لانگ بین ۱۹۶۴،۲۶۷) براساس این دیدگاه تحلیل های ژئومورفیک را بر پایهٔ روابط بین فرم زمین و فرآیند و عواملی که منجر به جریان ماده و انرژی در ورودی و خروجی سیستم مورد نظر قرار می گیرد؛ تحت عنوان پس خوراند مثبت و آستانه ها در بیان مفهوم تعادل در یک حوضه بکار گرفتند (چورلی و کندی، ۱۹۷۱: ۲۷۳) تعادل ژئومورفیک حوضه را به عنوان حالتی از سیستم که در آن بین فرم و فرآیند پس خوراند وجود داشته باشد، اثبات کردند. به عبارت دیگر اگر بین فرم و فرآیند پس خوراند مثبت باشد حوضه دچار اضمحلال خواهد شد و با حوضه‌ای با یک چشم‌انداز جدید روبرو خواهیم بود (هووارد، ۱۹۸۲: ۴۶). هودر در پژوهشی به این نتیجه رسیده است که حوضه در طول زمان دارای نوساناتی می باشد ولی این نوسانات معمولاً در محدوده میانگین قرار می گیرند. بنابراین هووارد ثابت کرد که تعادل به مفهوم پایداری مطلق نیست و تعادل در حوضه نیز به معنای عدم وجود تغییر در آن حوضه نباید تلقی شود (رامشت، ۱۳۸۲: ۸۶). چشم‌اندازهای ژئومورفولوژیکی حوضه ها را تحت عنوان لند فرم های ترکیبی که می‌تواند در حالات تعادل، نا تعادلی و عدم تعادل باشد مورد پژوهش و بررسی قرار داده و بر این اساس حالات متعددی را برای رابطه بین فرم و فرآیند در دیدگاه سیستمی قائل شده است (هک، ۱۹۷۵: ۸۰) تئوری های تکامل حوضه را از دریچه تعادل دینامیکی و (استرالر، ۱۹۵۰) چشم‌اندازهای ژئومورفیک را از دیدگاه تئوری تعادلی و (تورنه، ۱۹۷۷: ۵۲) نقش آستانه‌ها را در تحول لند فرم‌های حوضه مورد بررسی قرار داده‌اند. در تبیین ناتعادلی‌های حوضه‌ای در دوران چهارم به تعریف واژه خاصی تحت عنوان فرآیندهای آناگلیشیال، کاتاگلیشیال، پروگلیشیال و پاراگلیشال (رامشت، ۱۳۸۱: ۸۰) که مستقیماً تحت تأثیر یخچال های گذشته شکل گرفته اند و همواره با یک تأخیر زمانی بعد از وقوع هر دوره بر حوضه کر مسلط می-شده، پرداخته است. به عبارت دیگر در کواترنری دوران سردی حاکم می‌شده است که این دوران را تحت عنوان دوران آناگلیشیال می‌شناسیم. در این دوران قسمت اعظم مساحت حوضه که خصوصا از نظر توپوگرافی بالاتر از ۲۴۰۰ متر ارتفاع داشته‌اند. نزولات جوی خود را برای هر دوره به طور متوسط ۶۰۰۰۰ سال به صورت جامد دریافت می‌نمودند و آن‌ها را به صورت یخچال‌ها ذخیره می‌نموده‌اند. باید در نظر داشت که فرآیند و عملکرد این دوران سرد در حوضه کر با عملکرد همین دوران در اروپا و حتی سایر حوضه‌های داخلی کشور متفاوت می‌باشد و نباید انتظار داشت که برای مثال آنچه در اروپا اتفاق افتاده است، در حوضه کر نیز شاهد آن باشیم. آنچه مسلم است این است که حداقل حوضه کر چهار بار دوره آناگلیشیال را تجربه کرده است.

تفکر سیستمی:

در پیشرفته‌ترین حالت خود در گرایشات سیستمی با لندفرم به فرآیند یک تابع نگریسته می شد، این خود نقصی بر نتیجه پژوهش بود. برای مثال اگر سیر تغییرات دمائی را در ارتباط با تغییرات ارتفاعی بررسی گردد، پژوهشگر با یک سیستم سه بعدی (بعد اول عرض جغرافیائی، بعد دوم طول جغرافیائی، بعد سوم ارتفاع و عنصر اسکالر دما) روبرو خواهد بود، بدیهی است که نگاه سه بعد اول، دوم و سوم، چشم‌اندازی برداری می‌باشد. حال اگر عنصر اسکالر دما را بتوان لااقل در نتیجه تعامل سه بردار قبلی ضرب نمود آنگاه می‌توان به تابع مند بودن ارتباط سیستمیک در یک حوضه‌ی ژئومورفیک مطمئن شد. نقص دیدگاه فوق هنگامی روشن می‌شود که با ورودی‌های یکسان با خروجیهای متفاوت در تعامل ژئومورفیک روبرو می‌شویم. همانگونه که در جداول و تصویر فرضی فوق هویدا است لندفرم مورفیک فوق میزان انرژی که در دامنه جنوبی دریافت می‌دارد بیش از مقدار دریافتیش در دامنه شمالی می‌باشد. این تفاوت بیلان می‌تواند باعث ایجاد تغییرات خارق العاده‌ای بین دو دامنه گردد. در نتیجه به خوبی ثابت می‌گردد که این حوضه تابع مند نمی‌تواند باشد. ارتباط بین ارتفاع لند فرم و میزان دمای دریافتی از خورشید می‌باشد، ولی به هیچ عنوان نمی‌توان دما را تابع تغییرات دما دانست. این در حالی است که معمولاً در نگرش سیستمی سعی بر این بود که لند فرم را بعنوان نتیجه خروجی یک، دو یا چند ورودی به چهره ژئومورفیک بدانند. به عبارتی در چشم‌انداز تفکرات سیستمی حتماً باید خروجی حوضه ژئومورفیک تابع ورودیهای می‌بود که به وسیله میانداد حوضه

روی آن‌ها آنتروپی انرژی و ماده صورت می‌گرفت. برای مثال تابعی از اثر ارتفاع بر تغییر دمای حوضه استخراج می‌گردید. پر واضح است که این دیدگاه با همه تکامل و رنسانسی که در مطالعات ژئومورفولوژی ایجاد نمود دارای اشکالات ماهوی بود چرا که منطق جبری به تابع مند بود ورودیها و خروجیهای حوضه حکم نخواهد نمود.

تفکر فضائی:

تفکر فضائی مرحله پیشرفته دیدگاه سیستمی است که در نحوه عملکرد می‌تواند بینش بسیار کامل‌تری را از حوضه به دست بدهد. در دیدگاه سیستمی حوضه به صورت زیر سیستم هائی در نظر گرفته می‌شود که با هم در تعامل می‌باشند. در تفکر سیستمی یک زیر سیستم می‌تواند دارای زیرسیستم‌های جزئی‌تر باشد، در هر حال تعامل اجزا هر یک از بخش‌های اصلی یا فرعی دارای تعاملی تابع مند می‌باشد. در این صورت یک جزء سیستم باید حتماً از اجزاء مجاور خود ورودی دریافت نماید، باید توجه داشت که این ورودی می‌تواند مستقل به زیر سیستم مذکور وارد شده باشد و یا اینکه این ورودی در واقع خروجی سیستم‌های مجاور باشد و متقابلاً خروجی زیر سیستم فوق‌الذکر می‌تواند به عنوان ورودی زیر سیستم مجاور آن باشد. در این صورت حتماً تعامل بین زیر سیستمها تابع مند می‌باشد. در مطالعات فضائی به جای اینکه لندفرم به صورت یک تابع در نظر گرفته شود به فرم به صورت بستر روابط هم ارزی نگریسته می شود. به عبارتی دیگر در تفکر فضائی به جای تلاش در تابع‌مند نمودن ورودی ها و خروجی حوضه سعی در تجزیه و تحلیل ورودی‌های روی حوضه و تعامل هر بخش از سیستم حوضه با نحوه عملکرد آن در اثر ورود متغیری بر حوضه می‌باشد. برای مثال حوضه ژئومورفیک ابتدا به اجزای سیستمی خود تقسیم می شود که عبارتند از:

الف) وسعت حوضه: معمولاً وسعت حوضه به عنوان بستر چشم‌انداز ژئومورفیک قابل محاسبه می‌باشد. سطحی که حداقل دارای سه بعد طول، عرض و ارتفاع می‌باشد. عملکرد این سطح به صورت برداری می‌باشد. دقیقاً مشخص است که این سطح برداری در تعامل با ورودیهای قابل دسترسش سیبرنتیکی ماتریسی دارد. برتری این دیدگاه بر دیدگاه سیستمی محض این است که در تفکر فضائی می‌توان با عناصر اسکالر مانند دما برخوردی جبری داشت. برای نمونه برآیند عملکرد شار انرژی خورشید روی سطح ژئومورفیک تعامل ضرب نقطه‌ای یک عامل اسکالر در ماتریس سطح حداقل سه بعدی حوضه ژئومورفیک می‌باشد. باید توجه داشت که هر یک از ابعاد سه گانه فوق خود سیستمی هستند که دچار سیبرنتیک خاص خود هستند.

ب) شیب حوضه: از عناصر ماتریسی است، سیستمی که خود تحت تأثیر ماتریسی از عوامل درونی و بیرونی شکل یافته است و شدیداً در سیبرنتیک فضائی حوضه موثر است. ترکیب ماتریسی شیب حوضه در ماتریس نفوذ، تبخیر، آنتروپی مثبت و منفی حوضه غیر قابل انکار است.

ج) موقعیت جغرافیائی حوضه: اگر صرف طول یا فقط عرض جغرافیائی در محاسبات در نظر گرفته شوند اسکالرند؛ ولی در تعامل با هم به صورت برآیند در یک نقطه یا در تعامل با نقاط مجاور جلوه‌ای برداری دارد. برای نمونه اگر به شار انرژی خورشید بر سطح حوضه به صورت محض نگریسته شود فقط عرض جغرافیائی مؤثر است، در این صورت باید به ضرب نقطه‌ای شار انرژی خورشیدی روی سطح حوضه بر اساس زاویه ارتفاعی خورشید، یا عرض جغرافیائی با احتساب زاویه میل خورشید در مقطع زمانی موردنظر اقدام نمود. بدیهی است به دلیل اسکالر بودن دو عنصر شار انرژی خورشیدی و عرض جغرافیائی به صورت مطلق با دو بعد روبرو هستیم. به عبارتی دیگر یک نقطه ژئومورفیک (I) دارای عرضی است. این عرض به اضافه زاویه میل خورشید متمم زاویه ارتفاع خورشید در آن نقطه‌اند. (II) این نقطه با توجه به موقعیت مطلقش در یک مقطع زمانی به صورت خاص و در مقیاس مجموع (انتگرالی) در سایر مقاطع زمانی شار کلی انرژی خورشیدی را به خود می‌پذیرد.

تحلیل‌های فضائی:

در تحلیل فضائی کل ورودی به حوضه مورد محاسبه قرار می‌گیرد و سپس بیلان آن با خروجی از حوضه مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای نمونه میزان ورودی‌های اصلی به یک حوضه را می‌توان به دو گروه تقسیم نمود: الف) ماده ب) انرژی

ماده ورودی به حوضه را به طور عمده می‌توان میزان بارش روی حوضه در نظر گرفت، میزان انرژی ورودی به حوضه را هم می‌توان شار انرژی خورشیدی بر روی حوضه محاسبه نمود. ماده ورودی به حوضه در ضمن خود حامل انرژی نیز می‌باشد.

مهمترین ماده‌ای که به یک حوضه ژئومورفیک وارد می‌شود میزان آب ناشی از بارش‌های جوی می‌باشد. گاهی اتفاق می‌افتد که یک حوضه ژئومورفیک می‌تواند از حوضه‌های مجاور خود هم مقادیر متنابهی از آب را دریافت دارد، در این صورت این میزان ماده ورودی به حوضه فرضی در حقیقت خروجی حوضه مجاورش می‌باشد. همچنین حوضه فرضی در این بحث می‌تواند مقداری از آب حاصل از بارش‌های جوی یا حتی آب کسب نموده از سایر حوضه‌های مجاور خود را به صورت خروجی به حوضه‌های مجاور تزریق نماید (در این حالت خروجی این حوضه بعنوان ورودی حوضه مجاور تلقی خواهد شد). در هر صورت آب ورودی به حوضه ضمن اینکه بعنوان ماده محسوب می‌شود؛ ضمناً حامل انرژی نیز می‌باشد. این انرژی را می‌توان به صورت انرژی‌های بالقوه و بالفعل محاسبه نمود. برای مثال اگر وسعت یک حوضه ژئومورفیک برابر با ۷۰۰۰ کیلومتر مربع باشد و متوسط دریافت بارش سالانه این حوضه ۵۵۰ میلیمتر باشد و در صورتی که بتوان ارتفاع متوسط بارش در این حوضه را که معمولاً هم بارش‌های پائیزی یا زمستانی است محاسبه نمود به راحتی میزان انرژی بالقوه و همینطور میزان ماده ورودی به حوضه به راحتی به کمیت کشیده می‌شود. اگر ارتفاع ابرهای بارش زا بر سطح حوضه فرضی در این بحث ۲۳۰۰ متر از سطح زمین باشد، در این صورت به راحتی میزان انرژی بالقوه روی حوضه ژئومورفیک مذکور به صورت زیر محاسبه خواهد گردید.

$$\mathcal{E} = \mathcal{M}\mathcal{G}\mathcal{H}$$

در این رابطه $\mathcal{E}$ میزان انرژی بالقوه وارد شده به حوضه ژئومورفیک بر حسب ژول، $\mathcal{M}$ جرم آب وارد شده به حوضه بر حسب کیلو گرم و $\mathcal{H}$ ارتفاع متوسط بارش بر سطح حوضه می باشد. جرم آب (ماده ورودی به حوضه فرضی مذکور) بر حسب کیلوگرم عبارت خواهد بود از:

$$\mathcal{M} = 7 \times 10^{9} \times 550 = 3.85 \times 10^{12}\ Kg$$

ارتفاع متوسط بارش را که اکثراً بارش‌های زمستانی از پوشش ابری استراتوس هستند نیز اگر ۲۳۰۰ متر محاسبه شود با توجه به شتاب ثابت جاذبه (۱۰) میزان کل انرژی بالقوه روی سطح حوضه که در اثر نزول بارش‌های جوی متوسط برحوضه مذکور وارد می شود به ژول عبارت خواهد بود از:

$$3.85 \times 10^{12} \times 2300 \times 10 = 8.855 \times 10^{16}(J)$$

این مقدار برابر خواهد بود با 8.855×10^{23} ارگ، به عبارتی این مقدار انرژی برابر است با انرژی حاصل از عملکرد ۸۸/۵ مگاتن تی.ان.تی. بدیهی است که به طور بالقوه این مقدار انرژی خارق العاده می‌باشد. حتی در نرمال ترین حالت ورود این مقدار انرژی به هر حوضه‌ای (البته متناسب با مساحت حوضه) می‌تواند فاجعه آمیز باشد. باید توجه داشت که این میزان انرژی اثر تشدیدی با انرژی ورودی از خورشید به حوضه ایفا می‌کند. جهت برآورد انرژی خورشیدی ورودی به سطح حوضه باید ابتدا متوسط عرض جغرافیائی حوضه را محاسبه نمود. برای نمونه اگر گسترش عرض جغرافیائی حوضه بین ۲۹ تا ۳۱ درجه عرض شمالی باشد متوسط این عرض برابر ۳۰ درجه محاسبه خواهد شد. همانگونه که هویدا است زاویه عرض جغرافیائی هر نقطه برابر است زاویه عرض جغرافیائی (باضافه یا منهای زاویه میل خورشید در آن ناحیه در طول سال). در هر صورت با توجه به اینکه زاویه تابش و زاویه ارتفاع خورشید متمم یکدیگر هستند؛ بنابراین می‌توان میزان ورودی انرژی تابشی خورشید به سطح حوضه فرضی فوق الذکر را با ضرب ثابت شمسی در سطح جو (۲ کالری) در کسینوس زاویه تابش خورشید (یا سینوس زاویه ارتفاع خورشید در همان ناحیه) البته بعد از اعمال زاویه میل خورشید در آن ناحیه محاسبه نمود. باید در نظر داشت که میزان ورودی انرژی تابشی خورشید برای هر روز و بلکه برای هر لحظه از یک روز در طول سال متغیر و البته قابل محاسبه خواهد بود که بسته به نوع کاربرد نتیجه پژوهش این محاسبه باید تنظیم گردد. برای نمونه اگر بخواهیم فقط به صورت متوسط برداشتی از میزان انرژی خورشیدی به حوضه فرضی فوق الذکر داشته باشیم کافی است با عملیات زیر این مقدار را محاسبه نمود:

$$I = i \times \sin\theta$$

در این رابطه I میزان انرژی دریافتی از خورشید بر حسب کالری، i میزان ثابت خورشیدی در سطح جو زمین برابر با ۲ کالری برای هر سانیمتر مربع از جو و θ زاویه ارتفاع خورشید در نقطه مورد نظر و در زمان معینی از سال می‌باشد. جای ذکر است که می‌توان به جای زاویه ارتفاع خورشید در نقطه مورد نظر از زاویه تابش خورشید نیز به شرح زیر استفاده نمود:

$$I = i \times \cos\gamma$$

در این رابطه نیز I میزان انرژی دریافتی از خورشید بر حسب کالری، i میزان ثابت خورشیدی در سطح جو زمین برابر با ۲ کالری برای هر سانیمتر مربع از جو (در هر دقیقه) و γ زاویه تابش می‌باشد. بدیهی است که در هر دو رابطه مذکور باید حتماً زاویه میل کره زمین در زمان یا زمان‌های مورد نظر محاسبه گردند. برای مثال میزان انرژی دریافتی برای حوضه مورد نظر در روز اول فروردین یا مهر با توجه به اینکه زاویه میل خورشید صفر می باشد را می‌توان به صورت زیر به کالری محاسبه نمود:

$$2 \times \cos 61 \times 60 \times 12 \times (7 \times 10^{13}) \times 365.25 = (1.8 \times 10^{19})$$

این مقدار کالری برابر با 2.05×10^{17} وات (ژول) می‌باشد. توان این مقدار انرژی برابر است با:

$$(2.05 \times 10^{17}) \div (365.25 \times 24 \times 3600) = 6.5 \times 10^{9}$$

w/s برای کل حوضه می باشد . بدیهی است که حوضه فرضی مذکور با حدود ۶/۵ گیگا وات توان در ثانیه برای کل حوضه روبرو است. این مقدار مسلماً مقدار قابل توجهی است خصوصاً که این مقدار با مقدار توان انرژی ماده ورودی به حوضه مذکور (بارش و نزولات جوی) نیز به صورت نقطه‌ای و نه به صورت برداری جمع گردد، حوضه با مقداربسیار نجومی از ورودی انرژی به حوضه روبرو است. به عبارتی دیگر:

$$8.855 \times 10^{16} \div (365.25 \times 24 \times 3600) = 2.8 \times 10^{9}(W)$$

$$(6.5 \times 10^{9}) + (2.8 \times 10^{9}) = 9.9 \times 10^{9}(W/S) \text{ برای کل حوضه}$$

باید متذکر شد که علیرغم وجود بالقوه مقدار بسیار زیاد $9.9 \times 10^{9}(W)$ انرژی برای حوضه ولی باید هم به نحوه‌ی عملکرد برآیندی این مقادیر انرژی توجه داشت و هم به نحوه‌ی آنتروپی روی حوضه که در بخش‌های بعدی بحث به آن‌ها پرداخته خواهد شد.

محاسبه کار انجام شده روی حوضه ژئومورفیک از دیدگاه ژئومورفولوژی فضائی:

در مرحله اول باید کل انرژی ورودی به حوضه را به دو بخش تقسیم نمود:

الف: آن قسمت ازماده و انرژی که ازطریق نزولات جوی به حوضه وارد می شود.

ب: آن قسمت از ماده و انرژی که از طریق تابش خورشیدی به حوضه وارد می‌شود.

ابتدا مقدار انرژی ورودی از خورشید را از سیستم خارج می‌کنیم. سپس مقدار باقیمانده را به مؤلفه‌های سازنده آن تقسیم می‌نمائیم. همانگونه که می‌دانیم کار انجام شده توسط انرژی ورودی ناشی از بارش بر حوضه را می‌توان با رابطه زیر محاسبه نمود:

$$\mathbb{W} = \mathbb{F}\cos\theta\,\mathbb{D}$$

در رابطه مذکور $\mathbb{W}$ (کار انجام شده توسط بارش نزولات جوی روی حوضه) به ژول، $\mathbb{F}$ نیروی حاصل از ماده (بارش نزولات جوی) به حوضه به نیوتن، $\mathbb{D}$ مسافتی که ماده ورودی به حوضه (آب ناشی از بارش) از محل ریزش تا سطح اساس حوضه و θ زاویه شیب (معمولاشیب متوسط) حوضه می‌باشد.

در حوضه فرضی در این بحث اگر شیب متوسط حوضه ۱۴ درصد بوده باشد و فاصله متوسطی که آب طی می‌کند تا به سطح اساس حوضه برسد نیز ۲۰۰ کیلومتر محاسبه گردد مقدار $\mathbb{F}$ به نیوتن عبارت خواهد بود از:

$$\mathbb{F} = a\mathbb{M}$$

و a (شتاب متوسط حرکت آب در سطح حوضه) از رابطه زیر قابل محاسبه خواهد بود:

$$\mathfrak{a} = \mathbb{v} \div \mathbb{t}$$

در این رابطه $\mathbb{v}$ سرعت جریان آبهای روان به طور متوسط و $\mathbb{t}$ مدت زمان جریان از محل بارش تا خروجی حوضه می‌باشد. برای محاسبه $\mathbb{t}$ کافی است زمان تمرکز را در حوضه محاسبه کنیم. برای نمونه اگر بعد از بارش روی حوضه فرضی فوق الذکر مدت ۱۲ ساعت طول بکشد تا کل حوضه زه کشیده شود بنابراین می‌توان اظهار نمود که آب ناشی از بارش حداکثر طول حوضه را که مثلاً ۱۰۰ کیلومتر بوده است را طی ۱۲ ساعت پیموده است. بنابراین:

$$\mathfrak{a} = 100000 \div (12 \times 3600) = 2.32_{\mathrm{m/s}}$$

به عبارتی شتاب آب به جریان درآمده در حوضه 2.32 متر بر ثانیه بوده است، پس؛ $\mathbb{F}$ (نیرو ی کل به نیوتن) به شیوه زیر محاسبه خواهد شد:

$$\mathbb{F} = 2.32 \times (\mathbf{3.85 \times 10^{12}}) = 8.932 \times 10^{12}\ \mathcal{N}$$

کار انجام شده توسط بارش روی حوضه به ژول بعد از محاسبه زاویه شیب (برای نمونه اگر اختلاف ارتفاع بلندترین و نقطه خروجی حوضه ۲۰۰۰ متر باشد با توجه به بیشترین طول حوضه فرضی مطرح شده در این بحث که ۲۰۰ کیلومتر است) به ژول به شرح زیر قابل محاسبه می باشد:

$$\mathbb{W} = \left((cos\,(arctag(\,2000 \div 200000\,))) \times\ (8.932 \times 10^{12}\,)\right) \times (\,200\ \times 1000\,) = 1.786 \times 10^{18}\ \mathcal{J}$$

کاربرد توان انرژی و کار انجام شده روی حوضه و شاخه های بالفعل آن:

با محاسبه انرژی حاصل از بارش به ژول روی حوضه فقط کافی است که شاخه‌های بیلان آنالیز برداری آن محاسبه گردد و سپس با تبیین برداری توزیع مقدار انرژی با ترکیب برداری شاخه های مختلف بیلان انرژی ورودی و خروجی روی حوضه بتوان به بهینه ترین منطق مدیریتی در اداره حوضه دست یافت. برای نمونه اگر از کل بارش ۵۵۰ میلیمتری حوضه مثلاً ۲۵۰ میلیمتر تبخییر، ۲۰۰ میلیمتر نفوذ و ۱۰۰ میلیمتر تحت عنوان رودخانه ها جریان یابند بنا براین با محاسبه ای ساده می توان دریافت که :

$$(250 \div 550) \times (1.786 \times 10^{18}) = 8.11 \times 10^{17} \mathcal{J}$$

$8.11 \times 10^{17} \mathcal{J}$ (ژول) یعنی ۴۵ درصد از انرژی بالقوه حوضه تحت عنوان تبخیر از حوضه خارج شده است، یا برای مثال ($6.5 \times 10^{17}\ \mathcal{J}$) برابر با ۳۶ درصد کل انرژی حوضه به صورت نفوذ چژ دچار آنتروپی می شود و تنها ۱۸ درصد انرژی حوضه برابر با $3.25 \times 10^{17}\ \mathcal{J}$ حوضه را دچار آنتروپی منفی می‌کند. به عبارت دیگر دو شاخه ۳۶ و ۴۵ درصدی این توزیع فضائی انرژی روی حوضه فرضی مذکور آنتروپی مثبت هستند، البته جای ذکر دارد که آنتروپی مثبت و منفی به هیچ عنوان مفهوم عامیانه خوب و بد بودن نوع آنتروپی را ندارد به سخنی دیگر آن قسمت از انرژی آنتروپی شده که با شاخه-های دیگر انرژی برای نمونه انرژی ناشی تابش خورشیدی، برآیند خارجی نماید (اگر چه یکی از شاخه های انرژی همیشه اسکالر است) آنتروپی را مثبت و اگر با اسکالرهای دیگر مانند شیب حوضه در نقطه یا ناحیه مورد نظر و پژوهش برآیند نماید

آنتروپی را منفی نام نهاده‌اند. مفهوم قابل دسترس‌تر این بیان این است که آنتروپی منفی سبب فرسایش تخریبی در حوضه خواهد شد، در حالیکه آنتروپی مثبت لااقل به طور مستقیم تغییری را در حوضه انجام نخواهد داد.

محاسبه شاخه آنتروپی مثبت روی حوضه:

برابر فرض میزان تبخیر حوضه در حقیقت به دو طریق سبب آنتروپی روی سطح حوضه خواهد شد. در ابتدا حجم آبی حوضه خود می‌تواند با حرکت بر سطح حوضه سبب آنتروپی منفی گردد که با انجام عمل تبخیر این مقدار از آب بطور خود کار از گردونه آنتروپی منفی روی لند فرم های حوضه خارج خواهد شد، از طرف دیگر حجم کل آب تبخیر شده باید مقادیر متنابهی از انرژی خورشیدی را به خود اختصاص بدهد تا تبخیر شود بنابراین جمع این دو مقدار از انرژی مقداری از انرژی را معرف است که به صورت آنتروپی مثبت ظاهراً از چرخه آنتروپی منفی روی لند فرم های ژئومورفیک حوضه خارج می‌شود، به عبارت دیگر به طور ضمنی مقدار انرژی فوق که خیلی بیش از انرژی ورودی خورشید به سطح زمین است فقط جهت تبخیر مصرف خواهد شد، به اضافه این مقدار باید مقدار آبی را که در اثر تبخیر به عنوان ماده‌ای که ضمنا خود حامل انرژی است نیز محاسبه نمود که در اینجا تحت عنوان انرژی و ماده جمعا از حوضه خارج می شود و به عبارتی این مقادیر جز آنتروپی مثبت ارزیابی می‌شود. بنابراین مقدار:

$$(0.25 \times 7 \times 10^{12}) \times 1000 \times 2300 \times 10 = 4.03 \times 10^{16} J$$

به عبارتی دیگر مقدار 4.03×10^{16} ژول انرژی که در اثر تبخیر از گردونه آنتروپی مثبت حوضه خارج می‌شود باید با 8.11×10^{17} ژول انرژی تابشی خورشید به حوضه صرف تبخیر می‌شود جمع گردد.

$$(4.03 \times 10^{16}) + (8.11 \times 10^{17}) = 8.513 \times 10^{17} J$$

بنابراین از کل انرژی که حوضه دریافت می‌کند مقدار 8.513×10^{17} ژول تحت عنوان آنتروپی مثبت از حوضه خارج می‌گردد، به اضافه این مقدار باید مقدار انرژی و ماده ناشی از نفوذ در حوضه نیز محاسبه و به این مقدار اضافه نمود که این مقدار نیز عبارت خواهد بود از:

$$0.2 \times (7 \times 10^{15}) \times 23 = 3.2 \times 10^{16} J$$

در نتیجه از کل انرژی وارد شده به حوضه مقدار:

$$(4.03 \times 10^{16}) + (8.11 \times 10^{17}) + (3.2 \times 10^{16}) = (8.833 \times 10^{17}) J$$

تحت عنوان آنتروپی مثبت از گردونه ی دینامیک حوضه خارج خواهد شد.

محاسبه شاخه آنتروپی منفی روی حوضه:

بدیهی است که از کل توان انرژتیک حوضه به ژول یعنی مقدار $1.786 \times 10^{18}\ J$ مقدار $(8.833 \times 10^{17}) J$ صرف آنتروپی مثبت و مابقی که از خروجی حوضه خارج می‌شود صرف آنتروپی منفی خواهد بود این مقدار عبارت است از: $(9.347 \times 10^{17}\ J)$ خواهد بود که از نظر کمی حدود ۵۱ درصد کل انرژی روی حوضه خواهد بود. این مقدار انرژی که تحت عنوان آنتروپی منفی از آن یاد شد سبب فرسایش تخریبی روی حوضه خواهد شد.

یافته‌های پژوهش:

بارش و نحوه تغییرات زمانی آن در حوضه رودخانه کر:

بارش در حوضه کُر در ماه‌های فصل پائیز شروع می‌شود و سپس در ماه‌های فصل زمستان به حداکثر خود می‌رسد. با شروع فصل بهار میزان بارش دچار اُفت شده و حداقل بارش سالانه حوضه را در فصل تابستان شاهد هستیم (نزهت، ۱۳۸۲). به طوری که براساس آمار به دست آمده از ایستگاه‌های سازمان هواشناسی موجود در حوضه طی دوره آماری سال‌های ۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰ از ۱۰۰٪ بارش سالانه حوضه ۶/۰٪ در فصل تابستان ، ۱۱/۳٪ در فصل بهار ، ۲۸/۴٪ در فصل پائیز و سرانجام ۵۹/۷٪ میزان بارش سالانه که حداکثر فصلی است، در فصل زمستان بر حوضه کُر نازل می‌گردد (مهندسین مشاور یکم، ۱۳۷۵). از

آنجائیکه تحقیق حاضر بنا را بر مطالعه ژئومورفیک حوضه کر از دیدگاه سیستمی دارد و مهم‌ترین ویژگی این نوع پژوهش بحث روی ورود، درون داد و خروجی حوضه می‌باشد و با توجه به اینکه یکی از مهم‌ترین ورودی‌های مؤثر در تحول ژئومورفیک و نحوه تعادل پایداری حوضه که هم می‌توان از آن به عنوان ماده و هم به عنوان انرژی یاد نمود؛ نزولات جوی است، بنابراین جا دارد که نحوه اثر توزیع زمانی بارش حوضه را از لحاظ اثر آن بر روی رفتار تعادلی و بازخور ژئومورفیک حوضه بررسی گردد.

به طور کلی میانگین بارش حوضه رودخانه کر در طول سال برابر با ۳۱۸ میلی متر است. این میزان نزولات جوی سالانه جرمی از ماده رابه جرم ۶۸۰۵ گیگاتن را به حوضه تزریق می‌کند. این مقدار جرم انرژی برابر با ۱/۵۳^۱۷ ژول انرژی انرژی را به طور بالقوه برای حوضه کر تعریف می‌کند؛ که این مقدار انرژی پتاسیل برای هر متر مربع حوضه در طول سال برابر با ۷۱۴۹۵۳۲ ژول می باشد. پر واضح است که این مقدار انرژی میزانی بسیار خارق‌العاده است. این در حالی است که محاسبه با بارش متوسط حوضه در نظر گرفته شده است و از سایر فاکتورها مانند بارش‌های حد آستانه با دور بازگشت‌های طولانی مدت چشم پوشی شده است. همین طور از ارتفاع متوسط حوضه که نقش بسیار مهمی در نوع حرکت ماده در سطح حوضه دارد؛ نیز سخنی به میان نیامده است. پس در محاسبه میزان انرژی پتانسیل حوضه کر باید به برآیند دو عامل ارتفاع حوضه و میزان بارش و توزیع زمانی بارش باید توجه نمود. چرا که تنها آنتروپی مثبت درصد کمی از این حجم انرژی کافی است که کل تعادل و پایداری حوضه را به اضمحلال بکشاند. ولی در این میانن باید برای نقش درون دادهای داخلی و خارجی حوضه کر نیز اهمیت خاصی قائل گردید. مسئله مهم در این بخش محاسبه نقش توزیع زمانی بارش در سطح حوضه کر به عنوان درون داد خارجی حوضه در پخشایش انرژی پتانسیل روی حوضه می باشد.

میزان انرژی پتانسیل ورودی در سطح حوضه کر در اثر بارش‌های زمستانی:

از کل بارش حوضه در حدود ۵۹/۷٪ در فصل زمستان نازل می‌گردد. مقدار انرژی که این مقدار جرم وارده برای سطح حوضه کر تعریف می‌کند برابر با ۹/۱۳^۱۶ ژول انرژی یا معادل با 90 بمب اتمی یک مگاتنی است. کاملاً هویداست که اگر این میزان انرژی می‌توانست روی حوضه عمل نماید؛ پایداری حوضه عملاً از بین می‌رفت. در حالیکه علاوه بر آنتروپی منفی به دلیل روابط سیبرنتیک بین ژئونرونی سطوح اول و دوم و سوم؛ باید توجه داشت که از کل انرژی ورودی در سطح حوضه در مرحله نخست تنها میزان شصت درصد بر روی حوضه در فصل زمستان نازل می‌گردد. اگر این شصت درصد را تحت عنوان کل انرژی وارده بر حوضه در فصل زمستان در نظر بگیریم باید به این نکته نیز توجه کنیم که عملکرد ژئونرون های مجازی حوضه که مجموعاً سطحی معادل ۱۹۰۰ کیلومتر مربع را در برمی‌گیرند قریب به نیم میلیارد متر معکب از این نزولات جوی را به صورت به طور متوسط در فصل سرد بلوکه می‌کنند، و به این ترتیب در مجموع سبب ماندگاری و حضور آب در محیط، تأخیر زمانی حد سیلاب ها و بعضاً بالابردن ظرفیت لحظه‌ای پیک های آبی در این حوضه در بخشی از سال می‌شوند. این مقدار آب (یا ماده) بلوکه شده در حوضه کُر انرژی پتانسیلی معادل ۱/۳۵^۲۳ ارگ انرژی حوضه را از مدار تعامل سیبرنتیکی حوضه کر از نظر زمانی به طور موقت حداقل برای سه تا شش ماه خارج و تحت عنوان آنتروپی منفی می‌کند. این مقدارانرژی برابر با نیم درصد کل انرژی وارد شده بر سطح حوضه در اثر نزولات جوی زمستانی می‌باشد. به عبارتی این میزان آنتروپی منفی توانی برابر با انرژی معادل با ۱۲هزار تن تی. ان.تی را برای مدت سه تا شش ماه از مدار سیبرنتیکی سیستم ژئومورفیک کر خارج می‌کند. شاید چنین تداعی گردد که این میزان انرژی نسبت به کل انرژی وارده بر کر در طول سال چندان قابل توجه نباشد ولی با توجه به اینکه در میزان بارش‌های زمستانی حوضه حدود آستانه مطرح می شود حتی همین مقدار ظاهراً ناچیز می‌تواند باعث ناتعادل جدی در چشم‌انداز گردد.

میزان انرژی پتانسیل ورودی در سطح حوضه کر در اثر بارش‌های پائیزی:

از کل بارش سالانه حوضه کر ۲۸/۴٪ آن در فصل پائیز نازل می‌گردد. این میزان بارش انرژی پتانسیلی که مقدار آن ۴/۳^۱۶ ژول که معادل انرژی ۴۳تن تی. ان. تی است را برای حوضه تعریف می‌کند. علت اهمیت این مقدار بارش نه تنها به دلیل کمی بلکه به لحاظ کیفی نیز حائز اهمیت است. چرا که به دلیل این که هنوز سردی زمستانی هنوز مستولی نشده تقریباً

تمام این مقدار آب به سیستم ژئومورفیک وارد می‌شود و البته تحت تأثیر سیبرنتیک درون دادی حوضه قرار می‌گیرد و بعد از تحمل آنتروپی حاصل از عملکرد میان دادی به صورت خالص به انرژی جنبشی تبدیل می‌گردد.

میزان انرژی پتانسیل ورودی در سطح حوضه کر در اثر بارش‌های بهاری و تابستانی:

از کل بارش حوضه کر ۱۱/۳٪ در بهار و ۶/۰٪ در تابستان بر سطح حوضه کر نازل می‌گردد. که این مقدار نزولات مقدار انرژی برابر با ۱/۷^۱۶ ژول برای بهار و ۹/۱۸^۱۴ ژول برای تابستان در سطح حوضه کر را تعریف می‌کند. این مقدار انرژی برابر با ۱ تن تی.ان.تی برای بهار و ۱۷ تن تی.ان.تی برای تابستان می‌باشد.

کمیت عملکرد ژئومورفیک کاری:

اگر قطرات باران که تحت تاثیر نیروی جاذبه به طرف سطح حوضه کر فرود می‌آیند را در ساده‌ترین حالت آن در نظر بگیریم؛ در این صورت از نظر کمی کاری که این قطرات باران در امتداد یک خط راست و در جهت ثابت جاذبه انجام می‌دهند را می‌توان به صورت حاصل ضرب بزرگی نیروی بارش (F) در مسافتی که قطرات بارش تا لحظه برخورد به سطح لندفرم کر و از آنجا تا سطح اساس بختگان طی می‌کند (d) تعریف نموده و به صورت زیر نمایش دهیم:

$$W=F*d$$

در رابطه فوق:

W: کار انجام شده

F : نیروی ناشی از بارش روی حوضه کر بر حسب نیوتن

d : مسافتی که نزولات تا سطح حوضه می باشد

ولی از آنجا که بعد از نازل شدن بارش قسمتی از آن به صورت روان آب در سطح حوضه تا سطح اساس بختگان را در یک خط (مسیر) غیر راست را طی می‌کنند و البته در حرکت روان آب ها به طرف سطح اساس حوضه باید به اثر نیروهای دیگری نیز که بر حجم آب در حال حرکت وارد می‌شود که یکی نیروی وزن حجم آب و دیگری نیز نیروی اصطکاک این جریان با مسیر حرکت روآن آب ها می باشد توجه داشت. چون این نیروها اجازه حرکت آب در خط راست را نخواهند داد و به همین دلیل کاری را که نیروی این روان آب ها از نظر کمی می‌تواند در سطح حوضه انجام دهد را باید با رابطه:

$$W=(F*\cos\varphi)*d$$

محاسبه نمود که در این رابطه نیروی ثابت (نیروی ناشی از بارش روی حوضه کر بر حسب نیوتن) F با راستای محور X زاویه‌ی φ که برابر با d (مسافت طی شده توسط روان آب های حوضه کر تا سطح اساس بختگان) را تشکیل می‌دهد. در مدل مطالعه توازن سیبرنتیکی انرژی در حوضه ژئومورفیک حوضه کر که تأکید پژوهش حاضر است؛ بنابر چگونگی توزیع انرژی ورودی به حوضه و میزان خروجی و میزان آنتروپی حوضه با توجه به نظام تابعی (درون دادهای حوضه کر) می باشد. به همین دلیل از ریز شدن روی نیروی وزن حجم آب و نیز نیروی اصطکاک صرف نظر شده است. برای محاسبه عامل F در حوضه کر به دو فاکتور جرم کل بارش نازل شده بر حوضه و شتابی که نزولات جاری شده تحت عنوان روان آب های سطحی به طرف ابر ژئونرون طشت، بختگان دارد؛ نیاز می‌باشد. برای محاسبه شتاب روان آب‌های سطحی باید طول مسیر طی شده توسط روان آب ها را به مدت زمانی که طول می کشد این روان آب ها در سطح حوضه حرکت کنند تا به سطح اساس خود برسند، تقسیم نمائیم. به عبارت دیگر:

$$F = m \div \alpha$$
$$\alpha = (\Delta v \div \Delta t)$$

در دو رابطه فوق:

F : نیروی کل بارش روی حوضه کر بر حسب نیوتن

m : کل جرم بارش روی حوضه کر به کیلوگرم

α: شتاب متوسط روان آب روی سطح ژئومورفیک حوضه کر

Δv : تغییرات سرعت روان آب ها روی حوضه کر

Δt : مدت زمان طول کشیده شده تا روان آب ها از محل نزول به سطح اساس حوضه در دریاچه بختگان برسند می‌باشد. برای محاسبه ابتدا باید شتاب متوسط حرکت روان آب ها در حوضه کر محاسبه گردد. برای این منظور باید بیشترین طول رود در حوضه کر نیز که در انتهای شمال غربی حوضه کر (انتهای رودخانه شادکام در محل سارتین) است را محاسبه نمود، که این طول ۳۲۵ کیلومتربا کرویمتر محاسبه می‌شود. با محاسبه زمان تمرکز مدت زمانی که طول می کشد تا روان آب های حوضه از دورترین نقطه حوضه خود را به سطح اساس حوضه در دریاچه بختگان برسانند برابر ۸۰ ساعت محاسبه شده است. بنابراین شتاب متوسط حوضه کر ۱/۱۳ متر به صورت زیر محاسبه می گردد:

$\alpha = (325 * 1000) \div (80 * 3600) = 1/13$ متر بر ثانیه

نیروی وارد شده بر روی حوضه کر در اثر ورودی نزولات جوی متوسط سالانه برابر با ۱۲^۶۹/ ۷ نیوتن می‌باشد که به صورت زیر محاسبه شده است:

$F = [(318 /1000)*(21400*1000000)* (1000) *1/13] = 7/69^ 15$ N با اعمال میزان کاری که انرژی پتانسیل ناشی از ورودی نزولات جوی بر حوضه کر می‌تواند در تحولات سیبرنتیک پایداری و تعادلی حوضه از خود به جای می‌گذارد را محاسبه نمود. برای تعیین زاویه‌ی φ با راستای محور X که برابر با d (مسافت طی شده توسط روان آب‌های حوضه کر تا سطح اساس ابر ژئونرون بختگان، طشت) می‌باشد، باید ارتفاع متوسط را با رسم منحنی بدون بعد حوضه کر محاسبه نمود که این مقدار برابر با ۲۱۵۶ متر می باشد. بیشترین طول حوضه نیز از انتهای شمال غربی رودخانه شادکام تا ورودی کر به ابرژئونرون طشت، بختگان برابر با ۳۲۵ کرویمتری شده است. بتابراین زاویه φ برابر است با:

$Arc\ tg =. / 38 (2156/325000)$درجه

سپس با اعمال یافته های فوق مقدار W (کار) ناشی از روی حوضه به صورت زیر محاسبه می گردد:

$W=(7/69^15 *cos./38)*(325*1000) = 2/47 ^ 21 (J)$

انرژی جنبشی بارش و نحوه تغییرات مکانی آن در حوضه کر:

تاکنون آنچه از موازنه انرژی روی حوضه کر در اثر بارش نازل شده مورد بحث قرار گرفت؛ با قبول فرض شتاب ثابت جاذبه بر جرم ماده ورودی در حوضه کر بود. به عبارت دیگر نیروی برآیند وارده بر جرم کل آب ناشی از بارش را تا هنگام رسیدن به سطح ناهمواری‌ها و حتی روی سطوح غیر کوهستانی حوضه کر برابر با ثابت جاذبه در نظر گرفته شد. در این قسمت سعی است که تا حد امکان با محاسبه نیروی برآیند وارده بر میزان آب نازل شده از آسمان بر روی حوضه کر شتاب جرم کل ماده (انرژی) وارده بر حوضه پس از رسیدن نزولات جوی به سطح زمین محاسبه گردد. در این بحث باید چند نکته را از نظر دور نداشت: اول اینکه این محاسبات یافته‌ها جنبه تقریبی دارد، ثانیا: اگر پژوهشگران در سری های بعدی بتوانند از سری‌های آماری کامل تر و وسیع‌تر استفاده کنند؛ نتایج حاصله می تواند جامع‌تر و مانع‌تر باشد. همان گونه که محاسبه گردیده، جرم آب نازل شده بر روی حوضه کر برابر با: ۱۲^۶/۸ کیلوگرم می باشد. برای محاسبه انرژی جنبشی حاصل از بارش میانگین ۳۱۸ میلیمتری سالانه حوضه کر از رابطه:

$K=1/2mv^2$

که در این رابطه :

K : به مفهوم انرژی جنبشی

m : جرم آب نازل شده بر حوضه کر به کیلوگرم

v : سرعت متوسط (هالیدی ۱۳۶۶) جریان آب در سطح حوضه کر می باشد که برای محاسبه آن زمان تمرکز در ایستگاه های هیدرولوژی حوضه محاسبه گردیده است . برای محاسبه زمان تمرکز از معادله برانس بای ، ویلیامز استفاده شده است (علیزاده ۱۳۷۰) ، که به صورت زیر می باشد :

$Tc=(./69*L^1/2)/(H^./2*A^ ./1)$

دررابطه فوق :

Tc : زمان تمرکز

L : طول مسیر آبراهه اصلی به کیلومتر

H : اختلاف ارتفاع دو طرف آبراهه اصلی به متر می باشد.

در حوضه کُر بالاترین ارتفاع قله برآفتاب در جنوب حوضه کافتر می‌باشد که قلهٔ آن برابر با ۳۵۱۴ متر ارتفاع دارد و سطح اساس حوضه نیز در محل ورود رودخانه کر به دریاچه بختگان برابر با ۱۶۵۰ متر است. بنابراین اختلاف ارتفاع در سطح حوضه برابر با ۱۸۶۴ متر می‌باشد. بیشترین طول رود در حوضه کر نیز در انتهای شمال غربی حوضه کر (انتهای رودخانه شادکام در محل سارتین) است که ۳۲۵ کیلومتر با کرویمتر محاسبه شد. البته برای بهبود شرایط پژوهشی با محاسبه زمان تمرکز در ۴۱ نقطه حوضه با استفاده از رابطه فوق خطوط هم زمان تمرکز بارش نیز رسم شد. علت محاسبه زمان تمرکز در حوضه کر به این دلیل است که جهت تعیین سرعت متوسط آب به عنوان جرم متحرک در حوضه کر که در واقع هم ماده و هم انرژی حاضر در سطح حوضه است باید معین شود که آب به طور میانگین بیشترین طول حوضه را در چه مدت زمانی طی می‌کند، سپس اگر این حداکثر طول مسیر را به زمان محاسبه شده توسط رابطه بالا تقسیم کنیم عامل (v) که همان سرعت متوسط جرم ماده متحرک در حوضه کر باشد به دست می‌آید. به عبارت دیگر منظور از زمان تمرکز در حوضه رودخانه کر حداکثر مدت زمانی است که طول می‌کشد تا آب از دورترین نقطه حوضه مسیر هیدرولوژیکیش که شاخابه ساریته در انتهای شمال غربی حوضه است به سطح اساس حوضه کر که ابر ژئونرون طشت، بختگان است وارد گردد. البته چون سطح حوضه کر یک سطح ژئومورفیک است باید عامل (v) را در کل حوضه محاسبه نمود. به همین دلیل با استفاده از امکانات نرم افزار (Surfer 8) به رسم خطول ایزوکرونال (هم زمان تمرکز) در حوضه کر رسم شد . برای محاسبه رابطه نیز ابتدا اختلاف ارتفاع حداکثر و حداقل در حوضه و سپس عامل (L_v) یعنی هم طول سایر آبراهه ها و هم طول بزرگ ترین آبراهه محاسبه شده است. با این محاسبه انرژی جنبشی ناشی بارش در سطح حوضه کر برابرست با :

. K=(1/2)*21400*1000000*318*1/13^2=4/3^12 (J)

نتیجه‌گیری:

پژوهش حاضر در مرحله اول یک مطالعه بنیادی به حساب می‌آید ولی جنبه های عملی نیز از آن مستفاد می‌گردد. در حقیقت کاربرد علمی تحقیق حاضر از این جهت است که برای اولین بار تراز ورودی و خروجی ماده و انرژی به حوضه کُر را مورد مطالعه قرار داده است. در این راستا می‌توان به نحوه واکنش حوضه کر در مواجهه با تغییرات ورودی و خروجی انرژی و ماده به حوضه کر به صورت کمی و کیفی پی برد و متناسب با این واکنش‌ها به اقدامات مدیریتی خاصل متوسل شد. از نظر عملی با استناد به مجموعه یافته های پژوهش که مبین وقوع پایداری حوضه کر درقالب سیستم سیبرنتیکی تعادل ترمودینامیکی است آن هم از نوع تعادل ترمودینامیکی که حوضه بعد از دریافت حتی مقادیر انتهائی حداکثر ماده و انرژی با توزیع این ماده و انرژی بین سطوح ژئونرونیک سعی دارد به سطح پایداری برسد و نه با به حداکثر رسانیدن آنتروپی این میزان انرژی و ماده، می‌توان با اطمینان در تمام زمینه‌های کشاورزی، منابع طبیعی، صنعتی، توسعه شهری و ... سیستم مدیریتی بحران را در اداره حوضه ژئومورفیک کر برگزید. در واقع در سیستم برنامه‌ریزی از قبل باید مسیرهای رشد و توسعه معین شود، هزینه‌هائی نیز تخصیص داده می‌شود که با توجه به تعامل بین عامل انسان و محیط ژئومورفیک حوضه باید صرفاً برنامه‌هائی اجرا گردد که شاید خیلی از آن‌ها با توجه به وضعیت موجود حوضه لزومی به اجرای آن ها نباشد، بنابراین اگر این برنامه‌ها با خوش بینی هم به انجام برسد نتیجه‌ای سودمند را به بار نخواهد آورد چون شاید در برهه مورد نظر احتیاجات فراتر از موارد مد نظر در برنامه‌ریزی بوده باشد. ولی با توجه به این که حوضه در حالت پایداری قرار دارد بنابراین با بروز هرگونه تغییر و یا نوسان در ورودی به حوضه، در اثر عملکرد سیبرنتیکی درون دادهای ژئونرونیک حوضه، حوضه سریعاً خود به پایداری خواهد رسانید، بنابراین بهترین سیستم اداره حوضه سیتسم مدیریتی بحران است. علت این انتخاب این است که در سیستم مدیریتی بحران، بنابراین است که به محض احتیاج حوضه در هر زمینه‌ای اقدام لازم به عمل می‌آید و اگر هم در طول اجرای این

سیستم مدیریتی با بروز تغییر یا نوسان در ورودی حوضه مواجه شدیم، چون حوضه سریعا خود را دوباره به تعادل سطح سابق باز می‌گرداند. بنابراین هزینه هائی برای همان مقطع بازگشت حوضه به سطح پایداری قبلی لازم می باشد. یعنی با بروز بحران هزینه‌های لازم نیز انجام خواهد شد. در حالیکه در سیستم برنامه‌ریزی و یا مدیریت ریسک جهت پیش بینی وقوع همین تغییرات یا نوسانات که شاید کلاً هم به وقوع نپیوندد هزینه‌هائی پیش بینی و پس‌انداز می‌گردند که هرگز به وجود آن‌ها احتیاجی نمی باشد و از طرفی قدرت جذب این هزینه ها در حوزه های مورد احتیاج منطقه نیز امکان پذیر نمی‌باشد.

منابع:

۱. رامشت، محمدحسین (۱۳۸۰): «دریاچه های دوران چهارم بستر مدنیت در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۰، مشهد.

۲. رامشت، محمد حسین (۱۳۸۱): آثار یخچالی زفره، دانشگاه اصفهان.

۳. رامشت، محمد حسین (۱۳۸۰): «تاریخ طبیعی شهر اصفهان»، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه اصفهان، شماره ۱۷.

۴. رامشت، محمد حسین (۱۳۸۱): «مفهوم تعادل در دیدگاه‌های ژئومرفولوژی»، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۶۵-۶۶.

۵. رامشت، محمد حسین (۱۳۷۱): نقش پادگانه‌های زاینده‌رود در سیمای فضایی اصفهان، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

۶. رامشت محمد حسین (۱۳۷۶): «نوشرابی در قرابه أی کهنه»، مجله دانشکده ادبیات اصفهان، جلد ۱۰-۱۱.

7. Dyson, R,G. (2000): Strategy, performance and operational research. Journal of the Operational Research Society 51,5-11.
8. Gunn, Clare .A (2002): Tourism planning, Routledge.
9. http://www.frw-ag.ir
10. http://www.iransport.net/News/Asp/Detail_News.asp?id=40249
11. http://www.qudsdaily.com/archive/1386/html/11/1386-11-08/page55.html#15
12. http://www.roshanbabaee.com/h-list.htm
13. http://www.tebyan.net/index.aspx?pid=21736
14. Roberts, Peter and Sykes, Hugh (2000): Urban Regeneration, SAGE.
15. www.cgie.org.ir
16. www.chn.ir
17. www.westadoe.ir
18. Yusksel, I and diviner, M.D (2007): Using the analytic network process (ANP) in a SWOT analysis – a Case study for textile firm, Information sciences, No177, Elsevier.

پرتال جامع علوم انسانی