توزيع تناوب سيل مشتق شده بر اساس آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك و تابع چگالي بارش مازاد حوزه (مطالعه موردي حوزه مند رجان)[1]

سعيد سلطاني[2]	محمد مهدوي[3]

چكيده

روش توزيع تناوب سيل مشتق شده با استفاده از تئوري آبنمود واحد لحظه‌هاي ژئومورفوكليماتيك به عنوان مدل بارش- رواناب، توزيع توامان شدت و مدت بارش به همراه معادله نفوذ فيليپ (براي محاسبه بارش مازاد) براي برآورد توزيع تناوب سيل در يكي از زيرحوزه‌هاي سد زاينده‌رود(مندرجان)به‌كار برده شد. اين روش مي‌تواند جايگزين مناسبي در حوزه‌هاي فاقد آمار باشد. نتايج حاصل از اين مطالعه نشان داد روش مذكور با استفاده از پارامترهاي خاك در حالت عادي برآورد ضعيفي را از خود نشان مي‌هد، درحالي‌كه با استفاده از پارامترهاي خاك در حالت كليماكس اقليمي‌دقت خوبي را ارايه مي‌كند. همچنين مشخص شد كه برآورد اين روش براي دوره بازگشت‌هاي بالا دقت مناسبي ندارد.

واژه‌هاي كليدي: *سيل توزيع تناوب سيل ، آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك، معادله نفوذ فيليپ، توزيع توامان شدت و مدت بارش مازاد، كليماكس اقليمي.*

[1] -تاريخ دريافت: ۸۲/۴/۷، تاريخ پذيرش: ۸۲/۱۱/۲۷

[2] -دانشجوي دكتري آبخيزداري دانشگاه تهران و عضو هيات علمي دانشكده منابع طبيعي دانشگاه صنعتي اصفهان (E-mail:)

[3] -استاد دانشكده منابع طبيعي دانشگاه تهران

مقدمه

يكي از كاربردهاي مهم و عملي هيدرولوژي برآورد وقايع حدي مربوط به سيلاب‌ها است. زيرا طراحي و اجراي طرح‌هاي منابع آب و آبخيزداري، كنترل سيلاب و... همگي بر اساس تناوب و بزرگي سيلاب اوج با دوره بازگشت مشخص مي‌باشد. به طور كلي روش‌هاي مورد استفاده براي تحليل وقايع حدي به سه دسته تقسيم بندي مي‌شوند :

۱-روش‌هاي صرفاً آماري (Purely Statistical)،

۲-روش‌هاي شبيه سازي (Simulation)،

۳-روش‌هاي توزيع تناوب سيل مشتق شده
Derived Flood Frequency Distribution

در روش‌هاي آماري توزيع‌هاي احتمال مقاديرحدي (نظير نرمال،پيرسون،گامبل و...) به داده‌هاي دبي اندازه‌گيري شده حدي در يك ايستگاه برازش داده مي‌شود و بهترين توزيع احتمال كه با مقادير مذكور همخواني و مطابقت بيشتري داشته باشد به عنوان توزيع مناسب انتخاب شده و مقادير دبي براي دوره بازگشت‌هاي مختلف مورد نياز از آن برآورده مي‌شود.

در روش‌هاي شبيه سازي از مدل‌هاي بارش- رواناب با درجات مختلف پيچيدگي براي توليد دبي‌هاي مصنوعي از سري‌هاي اندازه‌گيري شده و يا بارش مصنوعي استفاده مي‌گردد. در هر دو روش فوق مقاديركافي از داده‌هاي دبي اندازه‌گيري شده هم براي كفايت اندازه نمونه (روش‌هاي آماري) و هم براي اطمينان از كاليبره شدن مناسب وكافي مدل بارش - رواناب (روش‌هاي شبيه سازي) مورد نياز مي‌باشد. اگر چه دو روش فوق به طور گسترده مورد استفاده قرار مي‌گيرد و مقالات زيادي نيز در مورد آنها نوشته مي‌شود اما در مواردي‌كه داده‌هاي دبي اندازه‌گيري شده با محدوديت مواجه هستند (آبخيزهاي فاقد ايستگاه هيدرومتري) مناسب نمي‌باشد. در چنين مواردي، روش‌هاي دسته سوم يا توزيع تناوب سيل مشتق شده به عنوان يك جايگزين بالقوه و جذاب مطرح مي‌شوند.

روش‌هاي توزيع تناوب سيل مشتق شده بر اساس مدل‌هاي بارش - رواناب ساده‌اي هستند كه براي به دست آوردن تابع توزيع تجمعي رواناب مستقيم مورد استفاده قرار گرفته و سپس به دنبال آن رابطه‌اي بين دبي و دوره بازگشت به‌دست مي‌آيد. پارامترهاي مورد نياز مدل در اين روش از داده‌هاي اقليمي موجود, نقشه‌هاي خاكشناسي و توپوگرافي حاصل مي‌شود.

اولين بار ايگلسون[1] (۱۹۷۲) توزيع تناوب سيل مشتق شده را مطرح نمود(۵). وي از يك مدل بارش رواناب بر اساس تئوري موج جنبشي استفاده نمود. روش‌هاي هبسون و وود[2] (۱۹۸۲) و دياز-گرانادوس و همكاران[3] (۱۹۸٤) دو روش مهم توزيع تناوب سيل مشتق شده مي‌باشند كه هر دو بر اساس روش ايگلسون (۱۹۷۲) توسعه داده شده‌اند (۴،۱۱). هبسون و وود (۱۹۸۲) يك ظرفيت نفوذ ثابت (شاخص Φ) را براي تعيين بارش مازاد در مدل خود در نظر گرفتند. در حاليكه دياز – گرانادوس و همكاران (۱۹۸٤) از يك مدل نفوذ متغير با زمان (مدل فيليپ ۱۹۶۰) براي اين كار استفاده نمودند (۴). هر دو روش فوق مدل‌هاي پاسخ حوزه بر اساس ژئومورفولوژي را مورد استفاده قرار دادند. با اين تفاوت كه هبسون و وود (۱۹۸۲) از آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژي (GIUH) توسعه داده شده توسط رودريگوئز-ايتورب و والدس (۱۹۷۹) استفاده نمودند (۱۱،۱۸) درصورتي‌كه دياز- گرانادوس و همكاران (۱۹۸٤) از آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك (GCIUH) كه توسط رودريگوئز – ايتورب و همكاران (۱۹۸۲) ارايه شده بود استفاده كردند (۱۸). هبسون و وود (۱۹۸۲) مدل خود را در دو حوزه آپالاشي به كار بردند و گزارش كردند كه نتايج، قابل مقايسه با داده‌هاي موجود مي‌باشد (۱۱). دياز- گرانادوس و همكاران (۱۹۸٤) مدل خود را در دو حوزه كه يكي معرف مناطق خشك و ديگري معرف مناطق مرطوب بود به‌كار بردند و در مقايسه با داده‌هاي اندازه‌گيري شده در مناطق خشك نتايج خوب و در مناطق مرطوب نتايج اميدواركننده و رضايت‌بخش به دست آوردند (۴).

۱-Eagleson

۲-Hebson & Wood

۳-Diaz-Granados *et al*

موقاميان و همكاران[1] (۱۹۸۷) مدل‌هاي هبسون و وود[2] (۱۹۸۲) و دياز- گرانادوس و همكاران (۱۹۸٤) را در چند حوزه آبخيز مشابه به‌كار بردند و گزارش كردند كه وقتي نتايج حاصل از مدل‌هاي فوق با نتايج حاصل از روش ترسيم موقعيت و لوگ پيرسون نوع ۳ در يك دوره آماري ٤۰ ساله مقايسه مي‌شود مدل‌هاي فوق قابليت اجراي ضعيفي از خود نشان مي‌دهند (۱۵). آنها پيشنهاد كردند كه مدل‌هاي پاسخ حوزه نمي‌توانند به طور شايسته و كافي توليد رواناب در حوزه را توصيف نمايند. همچنين آنها گزارش كردند كه برآورد پارامترهاي نفوذ مشكل بوده و منحني‌هاي تناوب سيل بايستي حساسيت نسبتاً كمي به تغييرات در اين پارامترهاي نامعلوم و ورودي داشته باشد.

سيواپلان و همكاران[3] (۱۹۹۰) مدل توليد رواناب سيواپلان و همكاران[4] (۱۹۸۷) را با مدل پاسخ حوزه GIUH تعميم يافته براي بررسي رواناب ناشي از متغير مكاني بارش در حوزه‌هاي آبخيز غير همگني كه توپوگرافي حوزه در ديناميك نواحي سهيم توليد رواناب در آنها مؤثر هستند را با هم تلفيق كردند (۲۰ و ۲۱). آنها همچنين آزمايشاتي را در مطالعه حساسيت تناوب سيل به پارامترها انجام دادند. نتايج آنها نشان داد كه شكل منحني تناوب سيل به پارامترهاي خاك و بارش حساس بوده و متغيرهايي نظير متوسط نواحي سهيم در توليد رواناب، رطوبت اوليه حوزه و مدت زمان رگبار در دوره بازگشت‌هاي مختلف ثابت هستند. همچنين در دوره برگشت‌هاي پايين، سيلاب‌هاي اوج تحت تأثير فرآيند مازاد اشباع (Dunne) بوده و در دوره برگشت‌هاي بالا اين فرآيند به فرآيند مازاد نفوذ (هورتوني) تغيير مكان مي‌هد.

كادويد و همكاران[5] (۱۹۹۱) سعي در برآورد تناوب سيل از طريق توزيع تناوب سيل مشتق شده براي حوزه‌هاي آبخيز شهري كوچك كه در آن رواناب سطحي اصلي‌ترين جزو توليد روانابي مي‌باشد نمودند (۲). اين روش در واقع تركيبي از كار ايگلسون (۱۹۷۲) و دياز گرانادوس و همكاران (۱۹۸٤) بود (۵). كادويد و همكاران (۱۹۹۱)مدل بارش ايگلسون (۱۹۷۲) را با معادله نفوذ فيليپ و مكانيسم رواناب سطحي سينماتيك تركيب نمودند (۲ و ۵). آنها مدل خود را در دو حوزه آبخيز يكي در كاليفرنيا و ديگري در آيوا به‌كار بردند و گزارش كردند كه اين روش در مقايسه با روش ترسيم موقعيت با فرمول ويبول و روش‌هاي آماري لوگ پيرسون نوع ۳ در دوره برگشت‌هاي پايين نتايج بهتري نسبت به دوره برگشت‌هاي بالا مي‌دهد. آنها همچنين بيان كردند كه مدل نمايي براي بارش نمي‌تواند به طور كافي فرآيندهاي بارش كه كنترل كننده شكل‌گيري سيلاب است را مشخص كند و اظهار داشتند كه صحت تعيين پارامترهاي بارش تاثير به سزايي در موفقيت استفاده از روش‌هاي توزيع تناوب سيل مشتق شده دارد.

راينز و والدس (۱۹۹۳) روش توزيع تناوب سيل مشتق شده‌اي را معرفي كردند كه در آن براي به دست آوردن تابع چگالي احتمال شدت و مدت بارش مازاد از روش شماره منحني (SCS ۱۹۸۵-۱۹۹۳) استفاده نمودند (۱۷). آنها مدل خود را با مدل‌هاي هبسون و وود (۱۹۸۲) و مدل دياز- گرانادوس و همكاران (۱۹۸٤) مقايسه كردند و بيان نمودند كه روش آنها يك بهبود نسبت به روش‌هاي گذشته داشته است. اين بهبود به خاطر جايگزيني مدل CN با معادله نفوذ فيليپ و عدم وجود پارامترهاي نامعين نفوذ بود. اما هيچ‌كدام از روش‌هاي آزمون شده در مقايسه با توزيع لوگ پيرسون نوع ۳ نتايج بهتري ارايه نمي‌كنند.

كاروته[6] (۱۹۹۷) توزيع تناوب سيل مشتق شده با ظرفيت نفوذ ثابت شاخص Φ را در حالتي در نظر گرفت كه همبستگي منفي بين شدت و مدت بارش مازاد در تابع چگالي آنها به صورت يك ضريب همبستگي دخالت داده شده بود (۱۳). وي گزارش كرد كه در صورت در نظر گرفتن همبستگي منفي بين شدت و مدت بارش در روش‌هاي توزيع تناوب سيل مشتق شده, نتايج بهتري

۱-Rodriguez-Iturbe Valdes
۲-Mou ghamian & *et al*
۳-Sivapalan & *et al*
٤-Sivapalan & *et al*
۵-Cadvid & *et al*
٦-Kurote

نسبت به حالتي كه شدت و مدت بارش به صورت مستقل از هم در نظر گرفته مي‌شدند، به دست مي‌آيد.

گوال وهمكاران[1] (۲۰۰۰) توزيع تناوب سيل مشتق شده را براي حالتي كه شدت و مدت بارش داراي همبستگي هستند به‌كار برد (۱۰). وي اظهار داشت در مطالعات قبلي بين شدت و مدت بارش همبستگي منفي در نظر گرفته مي‌شد و يا به صورت مستقل از هم فرض مي‌شدند. نتايج كار وي نشان داد علت اينكه چندك‌هاي به دست آمده در توزيع تناوب سيل مشتق شده كمتر از حد واقعي نسبت به توزيع‌هاي آماري و حدود و اعتماد برآورد مي‌شوند، مي‌تواند ناشي از در نظر نگرفتن همبستگي بين شدت و مدت بارش باشد و يا اينكه آنها را با همبستگي منفي در نظر مي‌گيرند، درصورتي‌كه يك همبستگي مثبت مي‌تواند بين آنها وجود داشته باشد.

كاروته و گوال (۲۰۰۱) توزيع تناوب سيل مشتق شده را در حالتي كه مدل نفوذ آن روش شماره منحني SCS و مدل رواناب- بارش موثر آن مدل موج سينماتيك بود در بعضي از حوزه‌هاي مركزي هندوستان به‌كار بردند(۱۴). آنها گزارش كردند كه مدل فوق مي‌تواند جايگزين مناسبي براي تعيين تناوب سيل باشد و نتايج رضايت‌بخشي را از مدل خود به دست آورند. همچنين بيان كردند كه مدل فوق بايستي در حوزه‌هاي با آمار طولاني مدت بارش و رواناب آزمون گردند و در صورتي كه از مقادير ناحيه‌اي شده پارامترهاي بارش استفاده گردد به راحتي مي‌تواند در حوزه‌هاي فاقد آمار نيز مورد استفاده واقع گردد.

هدف از اين مطالعه بررسي يكي از روش‌هاي توزيع تناوب سيل مشتق شده (بر اساس آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك و تابع چگالي بارش مازاد حوزه) براي برآورد توزيع فراواني سيل در يك حوزة آبخيز مي‌باشد.

مواد و روش‌ها

در اين مطالعه از توزيع تناوب سيل مشتق شده‌اي كه مدل نفوذ آن معادله فيليپ (۱۹۶۰) و مدل رواناب- بارش موثر آن آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك (GCIUH) مي‌باشد استفاده شد. در زير ابتدا مدل مورد نظر تشريح مي‌گردد و سپس روش برآورد پارامترهاي مورد نياز مدل و به‌كاربردن مدل درحوزه مطالعاتي مورد نظر توضيح داده مي‌شود.

تشريح مدل

در اين روش ابتدا مشتق توزيع احتمال توامان شدت و مدت بارش موثر، i_e و t_e مشخص مي‌شود اين كار بر اساس توزيع احتمال شدت و مدت بارش كل و معادله فيليپ به عنوان مدل نفوذ مي‌باشد.

اين توزيع سپس با هيدروگراف واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك به‌عنوان تابع پاسخ حوزه همراه مي‌گردد، تا توزيع تناوب سيل براي آن حوزه خاص بر اساس پارامترهاي اقليمي، ژئومورفولوژيك و خاك آن حوزه به دست مي‌آيد.

۱-۱- تابع چگالي احتمال شدت و مدت بارش مازاد

ايگلسون (۳ - ۱۹۷۸) با استفاده از حل فيليپ براي يك محيط غير اشباع، ظرفيت نفوذ را به اين‌صورت مشخص كرد.

$$f^*_i = \frac{1}{2} s_i t^{-1/2} + a \qquad (۱)$$

در اين معادله: a شدت نفوذ ثقلي و S_i نفوذ جذبي (مبين مقدار آبي است كه از طريق نيروي كاپيلاري قابل جذب است) مي‌باشد و از رابطه زير قابل محاسبه است:

$$S_i = (1 - S_0)\{[5nK(1)\Psi(1)\Phi_i(d, s_0)]/3m\pi\}^{1/2} \qquad (۲)$$

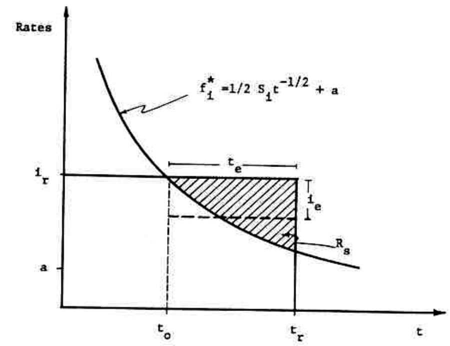
$$a = \tfrac{1}{2} K(1)(1 + s_0^c) - w \qquad (۳)$$

در روابط بالا: $K(1), \pi = 3.14$ هدايت موثر اشباع خاك، S_0 رطوبت اوليه خاك در لايه سطحي، Ψ_1 پتانسيل ماتريك اشباع خاك، n تخلخل موثر خاك، C شاخص عدم اتصال خلل و فرج خاك، m شاخص توزيع اندازه خلل و فرج خاك و W سرعت ظاهري صعود شعريه از سطح ايستابي مي‌باشد. تشريح كامل پارامترهاي فوق را در ايگلسون (۱۹۷۸) مي‌توان يافت (۷). يك حوزه آبخيز از چندين تيپ خاك تشكيل شده است كه براي بررسي رفتار

۱-Goel & *et al*

نفوذ در يك حوزه آبخيز مجموعه خاك‌هاي آن را به صورت يك واحد خاك در هم در نظر مي‌گيريم. اين رفتار در شكل (۱) نشان داده شده است.

با توجه به معادله (۱) مشخص است كه در شروع يك رگبار ظرفيت نفوذ خاك هميشه بيشتر از شدت بارش i_e مي‌باشد. بعد از گذشت يك مدت زمان، ظرفيت نفوذ خاك به دليل اينكه آب‌هاي قبلي نفوذ كرده محتواي رطوبت خاك را افزايش داده‌اند، كاهش مي‌يابد اين روند تا زمان t_0 ادامه داشته و در اين زمان شدت بارش با ظرفيت نفوذ برابر شده و ابتداي توليد رواناب در حوزه مي‌باشد.



شكل۱- نمايش فرايند نفوذ

اين رواناب در شكل (۱) به‌صورت ناحيه هاشور زده نشان داده شده است و در واقع نشان دهنده بارش مازاد يا بارش موثرمي‌باشد. ايگلسون (۱۹۷۸) دو رابطه تخميني با دقت مناسب براي t_0 و R_S به صورت زير ارائه كرد(۷) :

$$to \cong {S_i^{2}}/{2}\,(i_r - a)^{2} \qquad (٤)$$

$$R_S \cong (i_r - a)t_r - S_i({t_r}/{2})^{1/2} \qquad (۵)$$

در روابط (٤و۵)، t_r مدت زمان بارش براي يك رگبار با شدت يكنواخت i_r مي‌باشد. با توجه به فرض بالا، بارش مؤثر نيز با شدت يكنواخت i_e در طول مدت زمان t_e در نظر گرفته مي‌شود. بنابراين با توجه به شكل (۱) داريم :

$$t_e = t_r - t_0 \qquad (٦)$$

$$i_e = {R_s}/{t_e} \qquad (۷)$$

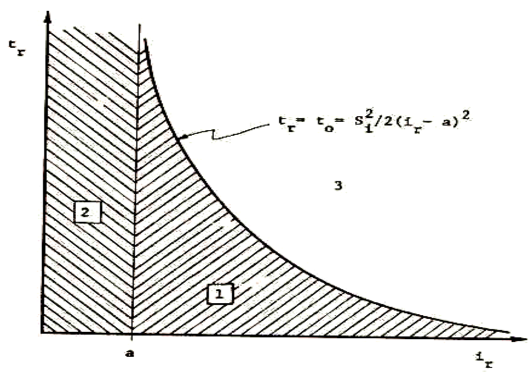
روابط فوق از طريق معادلات (۲ تا ۵) مشخص شده و سپس به همراه تابع چگالي (Pdf) توامان شدت و مدت بارش كل، مشتق چگالي احتمال توامان شدت و مدت بارش مؤثر $f_{I_eT_e}(i_e,t_e)$ به دست مي‌آيد. يك رابطه مناسب و عمومي براي Pdf توآمان i_r و t_r به‌صورت زير مي‌باشد:

$$f_{I_rT_r}(i_r t_r) = \beta\delta\exp(-\beta i_r - \delta t_r) \qquad (۸)$$

در اين رابطه: β و δ پارامترهاي Pdf حاشيه‌اي نمايي شدت و مدت بارش مي‌باشند. و به صورت زير تعريف مي‌شوند:

β : عكس شدت متوسط بارش كه برابر است با : $\beta = {1}/{mi_r}$ و δ : عكس مدت متوسط بارش كه برابرست با : $\delta = {1}/{mt_r}$

در روابط فوق mi_r شدت متوسط بارش و mt_r مدت متوسط بارش مي‌باشد. شكل (۲) صفحه $i_r - t_r$ را نشان مي‌دهد كه در آن نواحي هاشورخورده مشخص‌كننده رگبارهايي هستند كه قادر به توليد رواناب سطحي نمي‌باشند. چون در آن $t_r \le t_0$ بوده و يا $i_r \le a$ مي‌باشد.



شکل ۲- نواحي توليد رواناب در صفحه $i_r - \tau_r$ (ناحيه هاشور خورده مشخص کننده حالت بدون رواناب است)

بنابراين انتگرال‌گيري از $f_{I_rT_r}(i_r, t_r)$ روي نواحي هاشورخورده مي‌تواند نشان دهنده عدم وجود بارش مازاد (مؤثر) در يك رگبار باشد، به صورت زير:

(۹)

$$\Pr ob[i_e = 0, t_e = 0] = \int_0^\infty \left[\int_0^{a+Si(2t_r)^{-1/2}} \beta\delta \exp(-\beta i_r - \delta\tau_r) di_r \right] dt_r$$
$$= 1 - \delta e^{-\beta a} \int_0^\infty \exp\left[-\delta t_r - \beta Si(2t_r)^{-1/2}\right] dt_r$$

رابطه فوق را آقاي ديازگرانادوس و همكاران (۱۹۸۳) بعد از يكسري محاسبات و ساده سازي‌هاي به صورت رابطه تقريبي زير ارايه نمودند:

(۱۰)

$$P_{T_e}(t_e) = \Pr ob[i_e = 0 \ , \ t_e = 0] \cong 1 - \exp(-\beta a - 2\sigma)\Gamma(\sigma+1)\sigma^{-\sigma}$$

در رابطه بالا: $\Gamma(\cdot)$ تابع گاما است و σ از رابطه (۱۱) بدست مي‌آيد:

$$\sigma = \delta(\beta Si / 2\sqrt{2\delta})^{2/3} \qquad (۱۱)$$

بخش پيوسته $f_{IeTe}(i_e, t_e)$ به صورت زير محاسبه مي‌شود:

$$f_{IeTe}(i_e \ , t_e) = f_{Ie|Te}(i_e \ , t_e). f_{Te}(t_e) \qquad (۱۲)$$

در شكل (۳), صفحه i_r-t_r نشان داده شده كه در آن منحني‌هايي كه با حالت خط چين و خط نقطه نشان داده شده‌اند مشخص كننده مقادير مختلف t_e مي‌باشند. ناحيه هاشورخورده مربوط به مقادير t_e بين ۰ تا t_{e1} است. با توجه به موارد اشاره شده انتگرال f_{IrTr} براي يك t_{ei} معين عبارت است از :

(۱۲)

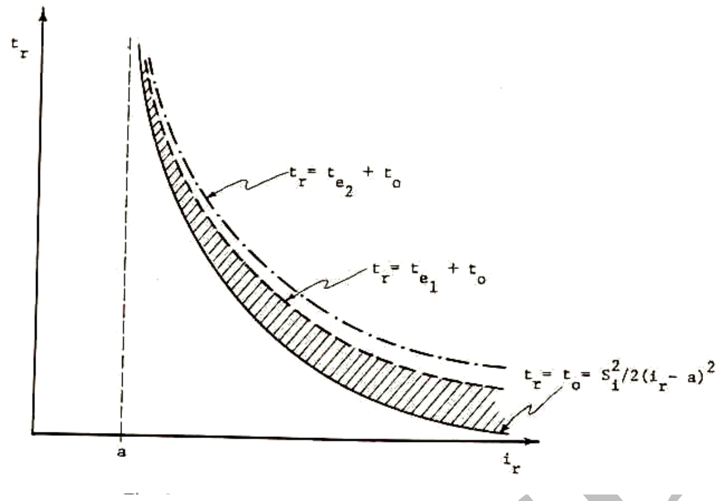
$$\Pr ob[0 < t_e \le t_{e1}] = \int_a^\infty \left[\int_{t_0}^{t_{e1}+t_0} \delta\beta \exp(-\delta.t_r - \beta.i_r) dt_r \right] di_r$$
$$= \beta.e^{-\beta a}\left[1 - \exp(-\delta.t_{e1})\right] \int_0^\infty \exp\left(-\beta.y - \frac{\delta.S_i^2}{2y^2}\right) dy$$

انتگرال بالا مي‌تواند مستقيماً با استفاده از خواص تابع چگالي تجمعي (Cdf) به اين صورت ارزيابي شود:

$t_e \to \infty$ بنابراين $F_{Te}(t_e) \to ۱$

بعد از يكسري محاسبات و ساده سازي‌ها كه توسط دياز – گرانادوس و همكاران (۱۳) صورت گرفت، رابطه به صورت زير خواهد شد :

$$F_{Te}(t_e) = 1 - \Gamma(\sigma+1)\sigma^{-\sigma} \exp(-\beta.a - 2\delta - \delta.t_e) \qquad (۱۴)$$



شكل ۳- ناحيه انتگرالگيري براي ارزيابي cdf پارامتر t_e

و بنابراين $f_{T_e}(t_e)$ به صورت زير مي‌شود :

(۱۵) و

$$f_{Te}(t_e) = \delta.\Gamma(\sigma+1)\sigma^{-\sigma}\exp(-\beta.a - 2\sigma - \delta.te) \ldots\ldots\ldots te > 0$$

$$P_{Te}(t_e) = 1 - \Gamma(\sigma+1)\sigma^{-\sigma}\exp(-\beta.a - 2\sigma) \ldots\ldots\ldots te = 0$$

براي i_e و t_e بزرگتر از صفر معادله (۵) را در (۷) جايگزين مي‌كنيم و داريم.

$$i_e = \left[(i_r - a)t_r - S_i\left(\frac{t_r}{2}\right)^{\frac{1}{2}}\right] \Big/ t_e \qquad (۱۶)$$

با توجه به توضيحات قبل داريــم $t_r = t_0 + t_e$ وهمچنــين نسبت t_e/t_0 را با پارامتر d تعريف ميكنيم. بنابراين رابطـه بالا به اينصورت خواهد شد :

$$i_e = k(d)(i_r - a) \qquad (۱۷)$$

كه در اين رابطه $k(d)$ برابر است با :

$$k(d) = [1 + d - (1+d)^{\frac{1}{2}}]/d \qquad (۱۸)$$

براي اينكه بتوانيم از توزيع i_e نسبت به t_e مشتق بگيريم, لازم است رابطه $k(d)$ را به‌وسيله يك تابع ديگر بصورت تقريبي برآورد كنيم. يك تقريب رضايت بخش براي $k(d)$ به صورت زير است:

$$k(d) \cong 0.60729 d^{0.09229} \qquad (۱۹)$$

كه با استفاده از آن مي‌تـوان بـه حـل ضـمني i_e دسـت يافت.

براساس محاسبات انجام شده توسـط ديـاز-گرانـادوس و همكاران (۱۹۸۳) توزيع شرطي مقادير i_e مثبـت كـه در آن $t_e>0$ باشد به صورت زير خواهد بود:

(۲۰)

$$F_{Ie\backslash Te}(i_e,t_e) = ۱.۲۱۸\beta\left(\frac{S_i}{i_e}\right)^{۰.۱۵۵۸} t_e^{-۰.۰۷۷۹}.\exp(-۱.۴۴۳۴\beta.S_i^{۰.۱۵۵۸} i_e^{۰.۸۴۴۲} t_e^{-۰.۰۷۷۹})$$

$$i_e, t_e > ۰$$

حال با استفاده از معادلات (١٤) و(۱۹) توزيع توامان i_e و t_e به صورت زير خواهد شد:

$$F_{IeTe}(i_e,t_e) = ۱.۲۱۸\beta\delta\exp(-\beta a - ۲\sigma)\Gamma(\sigma+۱)\sigma^{-\sigma}.\left(\frac{S_i}{i_e}\right)^{۰.۱۵۵۸} t_e^{-۰.۰۷۷۹}$$
$$.\exp(-\delta t_e - ۱.۰۴۴۳\beta S_i^{۰.۱۵۵۸} i_e^{۰.۸۴۴۲} t_e^{-۰.۰۷۷۹}) \qquad i_e, t_e > ۰$$

(۲۰-۱)

و با

$$P_{IeTe}(i_e,t_e) = 1 - \exp(-\beta a - 2\sigma)\Gamma(\sigma+1)\sigma^{-\sigma} \qquad i_e = t_e = 0$$

(۲۰-۲)

۲-۱-توزيع تناوب سيل مشتق شده :

مشخصه اصلي يك آبنمود واحد لحظه‌اي (IUH) دبي اوج , q_P و زمان رسيد تا اوج t_P مي‌باشد. بر طبق توضيحات هندرسون (۱۹۶۳) اگر اين دو پارامتر به‌طور صحيح برآورد شوند شكل IUH خيلي مهم نبوده و يك برآورد مثلثي شكل نيز از آن مي‌تواند براي هدف پيش‌بيني كافي باشد.

در حالـت IUH مثلثـي شـكل، هندرسـون (۱۹۶۳) براي دبي اوج درخروجي يك حـوزه، Q_P و بـا توجـه بـه

اينكـه در يـك IUH مثلثـي شـكل $q_P.t_e = 2$ اسـت روابط زير را پيشنهاد كرد :

(۲۱-۱)

$$Q_P = i_e t_e A_\Omega\, q_P\,(1 - q_p t_e/4) \qquad t_e < 2/q_p$$

(۲۱-۲)

$$Q_P = i_e\, A_\Omega \qquad t_e \geq 2/q_p$$

در اين روابط: i_e شدت بارش مازاد بوده كه در طول مدت t_e ثابت در نظر گرفته شده است. A_Ω مساحت حوزه و t_b زمان پايه IUH مي‌باشد.

در تئـوري آبنمـود واحـد لحـظه‌هـاي ژئومورفوكليمائيـك (GCIUH) رودريگوئز- ايتورب و همكاران[۱] (۱۹۸۲) دبي اوج IUH را به صورت زير ارائه كردند :

$$q_p = ۰/۸۷۱\,\Pi_{i_e}^{\;۲/۵} \qquad (۲۲)$$

در اين رابطه:

$$\Pi_{i_e} = L_\Omega^{5/2} \big/ i_e\, A_\Omega\, R_L\, \alpha_\Omega^{3/2}$$

و در اين روابط :$L\Omega$ طول آبراهه اصـلي بـر حسـب Km، α_Ω پارامتر جنبشي موج آبراهه اصلي بر حسب $S^{-1}m^{-1/3}$، ie : شدت بـارش مـازاد برحسـب Cm/hr، A_Ω مسـاحت حوزه بـر حسـب km^2 و q_p بـر حسـب h^{-1} و R_L نسـبت طول‌ها در حوزه مي‌باشد. اگر معادله (۲۲) در معادلـه (۲۱) اعمال شود روابط بالا به صورت زير خواهد شد :

(۲٤-۱)

$$Q_p = ۰/۸۷۱K_۱ A_\Omega i_e^{۷/۵} t_e (۱ - ۰/۸۷۱K_۱ i_e^{۲/۵} t_e /۴)$$

$$te \leq (۲/۰/۸۷۱K_۱) i_e^{-۲/۵}$$

(۲٤-۲)

$$Q_p = i_e A_\Omega \qquad t_e > (۲/۰/۸۷۱K_۱) i_e^{-۲/۵}$$

پارامتر $K_۱$ در معادله بالا به صورت زيرتعريف مي‌شود:

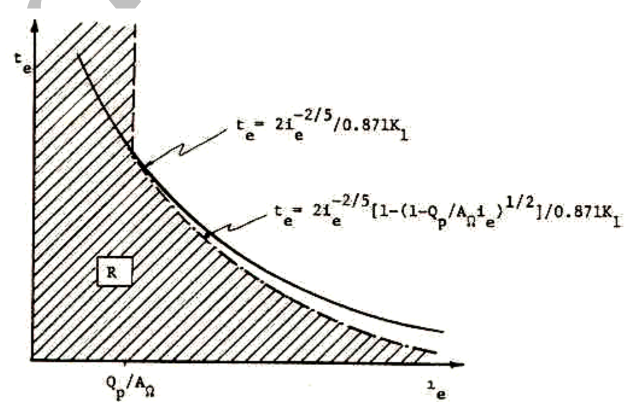
$$K_۱ = (A_\Omega R_L)^{۲/۵} \alpha_\Omega^{\;۳/۵} / L_\Omega \qquad (۲۵)$$

اگر معادله (۱-۲٤) را بر حسب t_e حل كنيم داريم :

$$t_e = (۲/۰/۸۷۱K_۱) i_e^{-۲/۵} \left[۱ - (۱ - Q_p / A_\Omega i_e)^{۱/۲}\right] \qquad (۲۶)$$

با توجه به معادله (۲٦) اگر مقدار i_e در اين رابطه برابـر بـا Q_p / A_Ω شود در نتيجه t_e با مقدار محدودكننده (شـرط معادله) در رابطه (۲٤) برابر خواهد شد.

دبي پيك يك متغير تصادفي است كه ايـن تصـادفي بـودن آن ناشي از تصادفي بودن i_e و t_e مي‌باشد. براي يك مقـدار مشخص Q_p، رابطـه (۲٦) بـراي وقتـي كـه i_e بزرگتـر يـا مساوي Q_p / A_Ω باشد معتبر خواهد بود كه ايـن مـورد در شكل (٤) نشان داده شده است.



شكل ٤- ناحيه انتگرال گيري براي ارزيابي Cdf مربوط به Q_p

اين معادله بـه صـورت منحنـي خـط نقطـه در شـكل (٤) مشخص شده است. در كنار آن، خط، خـط چـين عمـودي مربوط به رابطه (۲-۲٤) براي مقادير مشابه Q_p مي‌باشد.

۱-Rodriguez-Iturbe & et al

در هر حال ناحيه هاشور خورده در شكل (٤) مشخص‌كننده ناحيه‌اي از پلان $i_e - t_e$ است كه در آن دبي پيك كمتر يا مساوي يك مقدار مشخص Qp مي‌باشد. به عبارت ديگر اين ناحيه، ناحيه انتگرال‌گيري براي ارزيابي توزيع احتمال تجمعي (Cdf) مربوط Q_p مي‌باشد كه به صورت زير خواهد شد.

$$F_Q(Q_P) = 1 - \exp(-\beta a - 2\sigma)\Gamma(\sigma+1)\sigma^{-\sigma} + \int_{0}^{Q_P^*}\left[\int_{0}^{\infty} f_{I_eT_e}(i_e,t_e)dt_e\right]di_e + \int_{Q_p^*}^{\infty}\left[\int_{0}^{t_e^*} f_{I_eT_e}(i_e,t_e)dt_e\right]di_e \quad (27)$$

در رابطه بالا* te همان مقداري است كه در رابطه (٢٦) مشخص شده است و $Q_p^* = Qp/A_\Omega$ و $f_{I_eT_e}(i_e,t_e)$ در رابطه (۱-۲۰) ارايه شده است.

بعد از يكسري محاسبات و ساده سازي نهايتا تابع توزيع احتمال تجمعي Qp به صورت زير خواهد شد:

$$F_Q(Q_p) = 1 - \delta\exp(\beta a - 2\sigma)\Gamma(\sigma+1)\sigma^{-\sigma}.\left\{I + \sum_{i=1}^{4} J_i\right\} \quad (۲۸)$$

كه در آن: I و J_i انتگرال‌هايي به صورت زير هستند:

$$I = \int_{2.296 Q_p^{*-0.4/K_1}}^{\infty} \exp-\left\{\delta t_e + 1.443\beta S_i^k t_e^j Q_p^{*l}\right\}dt_e \quad (29)$$

$$Ji = \int_{aiQ_p^{*-0.4/K}}^{biQ_p^{-0.4/K^*}} \exp-\left\{\delta t_e + 1.443\beta S_i^k t_e^j .\left[2(c_iQ_p^*)^{d_i} / 0.871K_1t_e\right]^{1/e_i}\right\}dt_e \quad (30)$$

در روابط بالا ضرايب a_i و b_i و c_i و d_i و e_i در جدول (۱) مشخص شده‌اند و ضرايب j وk و l برابرند با:

l= ۰/۸۴۴۲ k= ۰/۱۵۵۸ j=-۰/۰۷۷۹

انتگرال‌هاي I و J_i به صورت تحليلي قابل ارزيابي نبوده و بايستي به صورت حل عددي محاسبه گردند.

جدول ۱ -ضرايب مربوط به انتگرال J_i

i	a_i	b_i	c_i	d_i	e_i
۱	۰	۰/۱۲۳۵	۰/۵	۱/۰	۱/۴
۲	۰/۱۲۳۵	۰/۵۰۳۳	۰/۶۵۲۹	۱/۱۰۸۱	۱/۵۰۸۱
۳	۰/۵۰۳۳	۱/۲۲۱۶	۰/۸۰۴۸	۱/۳۶۴۰	۱/۷۶۴۰
۴	۰/۲۲۱۶	۲/۲۹۶۲	۱/۰	۳/۱۳۵۸	۳/۵۳۵۸

با استفاده از رابطه زير مي‌توان دوره برگشت را براي هر مقدار دبي معين (Q_E) كه در رابطة (۲۸) قرارداده مي‌شود به دست آورد:

$$T_E^{-1} = m_v\left[1 - F_Q(Q_E)\right] \quad (۳۱)$$

كه در اين رابطه: T_E دوره برگشت بر حسب سال، m_v متوسط تعداد بارش ساليانه حوزه (كه بايستي بارش‌هايي كه به صورت يك رويداد مستقل هستند در نظر گرفته شود) و $F_Q(.)$ توزيع تجمعي جريان پيك مي‌باشد كه از رابطه (۲۸) به‌دست مي‌آيد.

۲- نحوه بر آورد پارامترهاي مدل

پارامترهاي مدل شامل سه دسته پارامتر مي‌باشند كه به ترتيب نحوه استخراج آنها تشريح مي‌گردد.

۲-۱- پارامترهاي اقليمي

اين پارامترها شامل: متوسط شدت بارندگي mi_r , متوسط مدت بارندگي mt_r , كه از روي گراف‌هاي باران نگار در طول يك دوره آماري براي رگبارهاي مختلف مقادير شدت و مدت محاسبه شده و از آنها ميانگين گرفته مي‌شود. m_v، متوسط تعداد رويدادهاي بارش ساليانه كه از ميانگين تعداد بارش ساليانه ايستگاه منطقه برآورد مي‌گردد.

۲-۲- پارامترهاي فيزيكي

اين پارامترها شامل مساحت حوزه (A) برحسب Km^2 , طول آبراهه اصلي (L) بر حسب (Km) , نسبت طول‌ها R_L و α يا پارامتر موج جنبشي است كه از رابطه زير محاسبه مي‌شود :

$$\alpha = \frac{S_\Omega^{1/2}}{n_\Omega b^{2/3}} \qquad (۳۲)$$

كه در آن: S_Ω , شيب طولي آبراهه، n_Ω ضريب زبري مانينگ و b عرض آبراهه مي‌باشد.

پارامترهاي فوق با استفاده از اطلاعات حاصل از نقشه‌هاي توپوگرافي استخراج گرديد.

۲-۳-پارامترهاي خاك

اين پارامترها شامل S_0 , رطوبت اوليه خاك در لايه سطحي، m شاخص توزيع اندازه خلل و فرج، (K (1 هدايت هيدروليك اشباع، $\Psi_{(1)}$ پتانسيل، ماتريك خاك، n تخلخل موثر خاك، c شاخص عدم اتصال خلل و فرج خاك مي‌باشد. ايگلسون (۳-۱۹۷۸)جداولي ارايه نموده كه كليه پارامترهاي فوق را براي تيپ‌هاي مختلف خاك برحسب بافت را ذكر نموده است. در نتيجه براي برآورد آنها كافي است نقشه‌خاك حوزه را در اختيار داشته باشيم و بر اساس نقشه خاك بافت هر تيپ را مشخص نموده و پارامترهاي فوق را از جدول مذكور قرائت و براي كل حوزه ميانگين وزني محاسبه كنيم.

علاوه بر پارامترهاي فوق دو پارامتر ديگر يعني $\Phi_i(d, S_0)$ و W از روابط زير محاسبه مي‌شوند.

(۳۳)

$$\Phi_i(d,so) = (۱-So)^d\left[۱/(d+۵/۳) + \sum_{n=۱}^{d} ۱/[d+(۵/۳-n)]\binom{d}{n}\left(\frac{So}{۱-So}\right)^n\right]$$

(۳٤)

$$W = K(1)B\left[\frac{\Psi_{(1)}}{Z}\right]^{mc}$$

$$d = (۱+۲m)/m \qquad (۳۵)$$

$$B = ۱+۳/۲(mc-۱) \qquad (۳٦)$$

۳- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه حوزه مندرجان (پارسلB2) از زير حوزه‌هاي سد زاينده‌رود در بالادست سد مي‌باشد. اين حوزه بين طول‌هاي °۵۰ ′۷ ″۱٦ و °۵۰ ′٤۰ ″۳٤ شرقي و عرض‌هاي °۳۲ ′٤۵ ″۱۲ و °۳۲ ′۵٦ ″۴۸ شمالي در قسمت شمال درياچه سد زاينده‌رود واقع شده است. براي برآورد پارامترهاي اقليمي براي حوزه مورد نظر از نزديك‌ترين ايستگاه باران سنجي كه داراي باران‌سنج ثبات بود يعني ايستگاه سد زاينده‌رود استفاده شد.

براي برآورد پارامترهاي خاك نقشه خاك تهيه شده براي حوزه مندرجان توسط آبخيزداري استان اصفهان مبناي كار قرار گرفت و بر اساس بافت خاك هرتيپ، پارامترهاي آن از جداول ايگلسون (۳- ۱۹۷۸) برآورد گرديد و سپس به صورت ميانگين وزني براي كل حوزه محاسبه شد.

مدل مورد مطالعه در نرم افزار MaTLab برنامه‌نويسي گرديد و محاسبات مربوطه با استفاده از اين برنامه انجام شد.

نتايج

پارامترهاي فيزيكي اين حوزه در جدول (۲) ارايه شده است.

جدول ۲ – ويژگي‌هاي فيزيكي حوزه مندرجان

پارامتر	A (مساحت حوزه)	L (طول آبراهه اصلي)	RL (نسبت طولها)	α
مقدار	۲۲٦/۸	۲۵	۲	۰/۵۷
واحد	$Km^۲$	Km	-	$S^{-1}m^{-1/3}$

پارامترهاي اقليمي‌در جدول (۳) ارايه شده است.

جدول ۳ - پارامترهاي اقليمي‌حوزه مندرجان

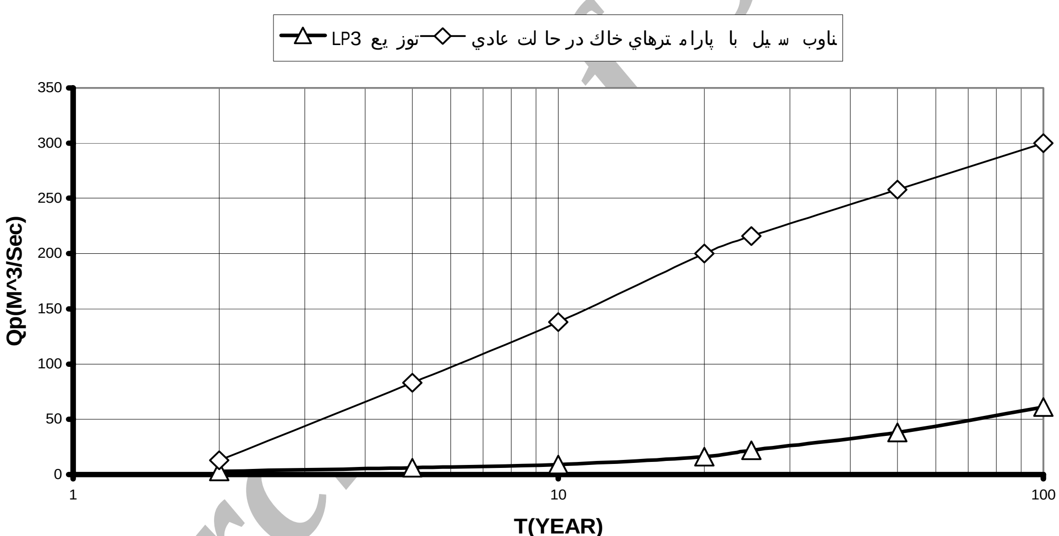
پارامتر	mi_r	mt_r	m_v
مقدار	۰/۱۹	۲/۵	۳۲
واحد	Cm/hr	hr	-

پارامترهاي خاك مورد نياز مدل نفوذ فيليپ در اين حوزه در جدول ٤ ارايه شده است.

جدول ٤ – پارامترهاي خاك حوزه مندرجان

پارامتر	n	c	$\overline{S}_0$	m	(K(1	$\psi_{(1)}$	w
مقدار	۰/۳۸	۱۰/٦	۰/٤	۰/۳	۰/۰٦۹	۲۳/۵	۱۲×۱۰^{-۸}
واحد	-	-	-	-	cm/hr	cm	cm/hr

بر اساس پارامترهاي فوق توزيع تناوب سيل مشتق شده براي اين حوزه برآورد گرديد كه در شكل (۵) نشان داده شده است و با مقادير حاصل از توزيع LP۳ مقايسه گرديده است.



شكل ۵ - منحني توزيع تناوب سيل مشتق شده و منحني تناوب سيل LP۳ حوزه مندرجان

با توجه به شكل (۵) ديده مي‌شود كه مقادير برآورد شده از توزيع تناوب سيل مشتق شده همخواني مناسبي با مقاديرحاصل از توزيع LP۳ ندارد.

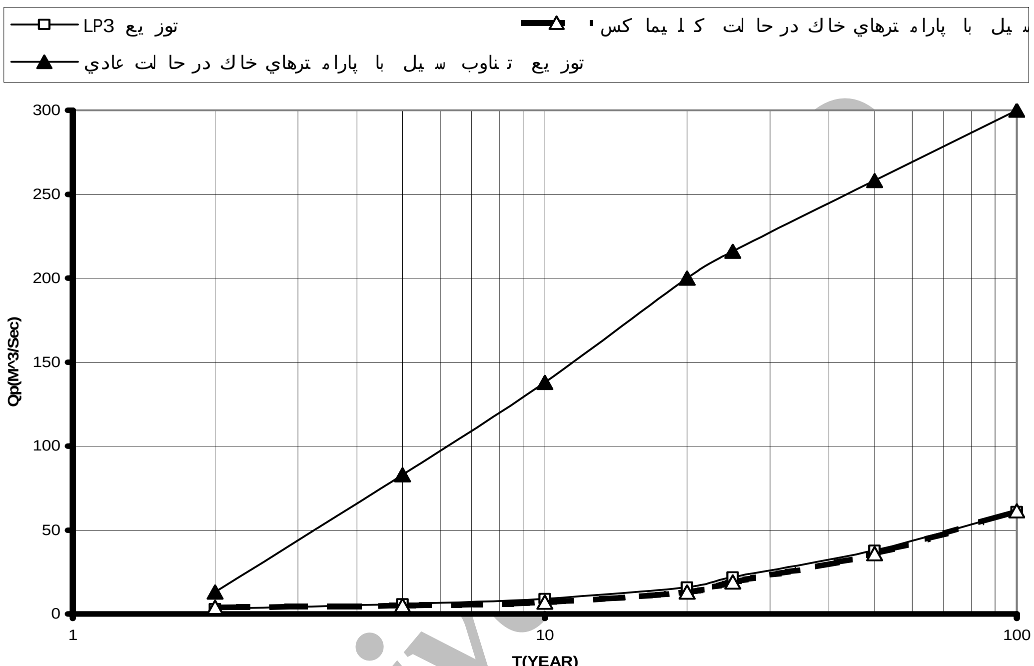
دياز-گرانادوس و همكاران (۳) پيشنهاد كردند كه اگر با استفاده از روش ايگلسون و تالرز (۹) پارامترهاي خاك در حالت كليماكس براي حوزه محاسبه شود و نتايج آن در مدل قرار گيرد، برازش آن خيلي نزديك به برازش توزيع آماري مناسب حوزه خواهد بود.

در اين روش ابتدا با استفاده از متوسط تاج پوشش در كل حوزه مقدار ضريب مصرف آب گونه‌ها K_{V0} به‌دست مي‌آيد و سپس با استفاده از تخلخل موثرخاك و معادله بيلان آبي پيشنهادي آقاي ايگلسون (۷-۱۹۷۸)، مقدار متوسط رطوبت اوليه خاك $\overline{S_0}$ محاسبه گرديده و با استفاده از آنها و روش ايگلسون – تالزر (۲-۱۹۸۲) پارامترهاي خاك در حالت كليماكس محاسبه مي‌شود. با استفاده از روش فوق پارامترهاي كليماكس حوزه مندرجان در جدول (۵) ارايه شده است.

جدول ۵- پارامترهاي خاك حوزه مندرجان در حالت كليماكس اقليمي

پارامتر	n	c	$\bar{S}_0$	m	K۱	$\psi_{(۱)}$
مقدار	۰/۳۸	۵/۲	۰/۴۵	۰/۹	۰/۰۸۵	۵۴۰/۶
واحد	-	-	-	-	cm/hr	cm

با توجه به پارامترهاي خـاك در حالـت كليمـاكس، توزيـع تناوب سيل مشتق شـده بـراي حـوزه منـدرجان محاسـبه گرديد كه نتايج آن در شكل (٦) در مقايسه با نتايج حاصل از توزيع ۳ LP آمده است.



شكل ۶-مقايسه منحني‌هاي توزيع تناوب سيل مشتق شده در حالت عادي وكليماكس اقليمي‌باتوزيعLP۳

شكل فوق نشان مي‌هد كه نتايج حاصل برازش خوبي را نسبت به توزيع آماري نشان مي‌هد. با استفاده از مدل فوق براي دوره برگشت‌هاي ۲۰۰ و ۵۰۰ سال مقادير ۱۳۳ و ۲۲۵ مترمكعب در ثانيه به‌دست مي‌آيد در صورتي كه اين مقادير در LP۳ به ترتيب ۹۸ و ۱۸۱ متر مكعب در ثانيه مي‌باشد. دلايل برآورد بيشينه در قسمت بحث و نتيجه‌گيري تشريح گرديده است.

بحث و نتيجه گيري

در اين مطالعه توزيع تناوب سيل مشتق شده با اسـتفاده از هيدروگراف واحد لحظه‌هاي ژئومورفوكليماتيـك بـه عنـوان مدل بارش- رواناب به همراه مدل نفوذ فيليپ براي محاسبه بارش مازاد و توزيع توامان شدت و مدت بارش به‌كـار بـرده شد.

اين توزيع مي‌تواند در حوزه‌هـاي فاقـد آمـار بـه عنـوان جايگزين براي روش‌هاي متداول بـرآورد pdf سـيل مـورد استفاده قرار گيرد. چون فقط به داده‌هاي بارندگي، خـاك و ويژگي‌هاي ژئومورفولوژيكي حوزه نياز دارد.

از آنجايي كه پراكنش ايستگاه‌هاي باران سنجي بيشتر از ايستگاه‌هاي هيدرومتري بوده و اينكـه اطلاعـات حاصـل از ايستگاه‌هاي بـاران سـنجي را مـي‌تـوان بـه يـك محـدوده وسيع‌تري تعميم داد و مشابه ايستگاه‌هاي هيـدرومتري بـه يك حوزه محدود نيستند، اهميت مدل فوق را مي‌رساند.

پارامترهاي خاك را بـا اسـتفاه از نقشـه خـاك حـوزه و جداول پارامترها برحسب بافت بـه صـورت ميـانگين وزنـي

مـي‌تـوان محاسـبه نمـود. ويژگـي‌هـاي ژئومورفولـوژيكي و اكولوژيكي نيز از نقشه‌هاي توپوگرافي، مشاهدات صحرايي و سنجش از دور قابل دسترسي است. در واقـع مـوارد اشـاره شده مي‌تواند درصـورتي‌كـه بـه نتـايج خـوبي منجـر شـود اهميت مدل را به صـورت يـك جـايگزين بـراي روش‌هـاي متداول برساند.

اين مدل در حوزه مورد نظر با اسـتفاده از پـارامترهـاي خاك در حالت عادي نتايج قابل قبولي ارايـه نكـرد، امـا در حالتي‌كه از پارامترهاي خـاك در حالـت كليمـاكس در آن استفاده شد نتايج خـوبي را نشـان داد. ديـاز- گرانـادوس و همكاران ۱۹۸٤، موقاميان و همكاران ۱۹۸۷ نيز بـه نتـايج مشابهي دست يافتند (۴ و ۱۵). با توجـه بـه اينكـه بـرآورد پارامترها در حالت كليماكس فقط نياز به چند پارامتر ساده دارد اين مسئله مي‌تواند مورد توجه قرار گيرد.

اين مدل براي دوره بازگشت‌هاي خيلـي زيـاد حتـي بـا پارامترهاي كليماكس، برآورد بيش از حـد ارايـه مـي‌دهـد. ممكن است در اين حالت پارامترهاي يـك حـوزه بـه يـك رويداد برازش بهتري داشـته باشـد امـا بـراي كـل منحنـي تناوب سيل برازش خـوبي نشـان ندهنـد. ايـن ناسـازگاري مي‌تواند انعكاس دهندة ناكارآيي‌هاي مدل احتمالاتي بارش و يا مدل پاسخ حوزه باشد. موقاميـان و همكـاران (۱۹۸۷) در اين مورد به اختلاف مكانيسم‌هاي توليـد روانـاب اشـاره كردند كه بيشترين تأثير را در رويدادهاي كوچك، متوسـط و بزرگ دارند (مكانيسم‌هاي هورتوني و غير هورتـوني). بـه اين مسئله نيز بايد توجه نمود كه فرضيات مربوط به شدت و مدت بارش (شدت ثابت در طول مدت رگبار) مي‌تواند در اين رابطه مؤثر باشد (۱۵). ثابت بودن شدت، توزيع نمـايي بارش كه جزو فرضيات مطرح شده در اين مـدل‌هـا اسـت، فقط به شدت و مدت متوسط رگبار بستگي داشـته و تمـام اطلاعات مربوط به طبيعت و ساختار رگبـارهـاي نـادر كـه مسئول توليد دبـي‌هـاي بـا دوره برگشـت زيـاد هسـتند را نمي‌تواند در بر داشـته باشـد. در ايـن رابطـه مـي‌تـوان بـه مدل‌هايي كه تأكيد بيشتري بر دقت تشريح رگبارهاي نـادر دارند توجه كرد.

علاوه بر مدل نفوذ فيليپ مي‌توان ساير مدل‌هاي موجود را نيز براي به دست آوردن بارش مازاد مورد توجه قرار داد. دياز-گرانـادوس و همكـاران (۱۹۸۳) شـاخص نفـوذ Φ و رانيز والدس (۱۹۹۳) روش شماره منحني SCS را بـه‌كـار بردند كه به علت ساده بودن برآورد پارامترهاي‌آن مي‌توانـد مورد توجه قرار گيرد (۳ و ۱۷).

كاربرد اين مدل‌ها در مناطق مرطوب برازش خوبي ارايـه نمي‌دهد. همان طور كه دياز-گرانادوس و همكاران (۱۹۸٤) براي حوزه ناشوآ در آمريكا به نتـايج خـوبي نرسـيدند (۴). اين مسئله نيز به اين صورت قابل بحث است كه در نـواحي مرطوب استفاده از ميـانگين رطوبـت خـاك بـراي فرمولـه كردن آن معتبر نيست، چون در اين مناطق شرايط رطوبت پيشين نقش بسيار مهمـي درتعيـين مقـادير حـدي بـازي مي‌كند. يـك بـرآورد بـيش از حـد از رطوبـت قبلـي بـراي رويدادهاي معمولي و يا يك برآورد كمتـر از مقـدار واقعـي مدت زمان بارندگي براي رويدادهاي نـادر مـي‌توانـد باعـث ارايه نتايج نامناسب گردد.

روش‌هاي توزيع تناوب سيل مشتق شده هنوز در مرحلـه تحقيق و بررسي هستند و بنابراين سؤالات بسيار زيادي در موارد مرتبط با آن وجود دارد كه جواب‌هاي آن به تحقيقات آينده بستگي دارد.

با اين حال اين روش‌ها مي‌تواند به عنـوان يـك راه حـل بالقوه و جذاب براي حوزه‌هاي فاقد آمار مطـرح باشـد. اگـر چه اين مدل‌ها در تمـامي مـوارد جـواب‌هـاي خـوبي ارايـه نكرده‌اند اما اعتقاد بر اين است كه با توسعه و پيشرفت اين مدل‌ها و بهبودهايي كـه در بـرآورد پارامترهـا و مـدل‌هـاي مورد استفاده در آنها ايجـاد مـي‌شـود مـي‌توانـد در آينـده اميدواركننده باشد.

منابع

۱- مديريت آبخيزداري استان اصفهان،۱۳۷٤. مطالعات خاكشناسي حوزه مندرجان.

2-Cadvid,L. , J. T. B. Obeyskara, & H. W. Shen,1991. Flood Frequency Derivation From Kinematic Wave , J. Hydr. Eng. ,Asce,117(4):489-510.

3-Diaz-Granados,M. A. ,J. B. Valdes,&R. L. Bras,1983. A Derived Flood Frequency Distribution Based on Geomorphoclimatic Iuh and Density Function for Rainfall Excess, Report No. 292, Massachusetts Inst. of Tech. ,125 Pp.

4- Diaz-Granados,M. A. ,J. B. Valdes,&R. L. Bras,1984. A Physically Based Flood Frequency Distribution , Water Resour. Res, 20(7) : 995-1002.

5-Eagleson, P. S,1972. Dynamic of Flood Frequency,Water Resour. Res , 8(4):325-340.

6-Eagleson, P. S,1978. Climate , Soil , And Vegetation, 3: A Simplified Model of Soil Moisture Movement In Liquid Phase , Water Resour. Res , 14(5):722-730.

7-Eagleson, P. S,1978. Climate , Soil , And Vegetation,5: A Derived Distribution of Storm Surface Runoff ,Water Resour. Res , 14(5):740-748.

8-Eagleson, P. S,1978. Climate , Soil , And Vegetation,7: A Derived Distribution of Annual Water Balance, Water Resour. Res , 14(5):765-776.

9- Eagleson, P. S. ,& T. E. Tellers,1982. Ecological Optimality In Water-Limited Vegetation Systems, 2: Tests and Application , Water Resour. Res ,18(2):341-354.

10-Goel,N. K. ,R. S. Kurote & B. S Mathur, R. M. Vogel, 2000. A Derived Flood Frequency Distribution for Correlated Rainfall Intensity and Duration , J. Hydrology, 228:56-67.

11-Hebson,C. ,& E. F. Wood,1982. A Derived Flood Frequency Distribution Using Horton Order Ratio, Water Resour. Res ,18(5):1509-1518.

12-Henderson,F. M. 1963. Some Properties of The Unit Hydrograph, J. Geophys. Res. ,68(16):4785-47.

13-Kurote. ,R. S. ,N. K Goel. & B. S Mathur,1997. Derived Flood Frequency Distribution For Negatively Correlated Rainfall Intensity and Duration Water Resour. Res. ,33 : 2103-2107.

14-Kurote., R. S,N. K Goel. & B. S Mathur, 2001. Derivation of A Curve Number And Kinematic-Wave Based Flood Frequency Distribution, Hydrologic Sciences-J. ,46(4):571-584.

15-Moughamian,M. S. , D. B. Mclaughlin & R. L. Bras. 1987. Estimation of Flood Frequency: an Evaluation of Two Derived Distribution Procedures ,Water Resour. Res, 23(7):1309-1319.

16-Phlip,J. R. ,1960. General Method of Exact Solution of The Concentration- Dependent Diffusion Equation, Aust. J. Phys., 13(1):1-12.

17-Raines, T. H. ,& J. B. Valdes ,1993. Estimation Of Flood Frequencies Of Ungauged Catchments, J. Hydr. Engrg. ,Asce,119(10):1138-1154.

18-Rodriguez-Iturbe,I. , & J. B. Valdes,. 1979. The Geomorphologic Structure Of Hydrologic Response, Water Resour. Res. , 15(6):1409-1420.

19 -Rodriguez-Iturbe ,I. , M. Gonzalez & R. L. Bras,1982. A Geomorphoclimatic Theory Of Instantaneous Unit Hydrograph, Water Resour. Res. ,18(4):877-886.

20-Sivapalan, M. , K. Beven & E. F. Wood ,1987. On Hydrologic Similarity. 2:A Scaled Model Of Storm Runoff Production, Water Resour. Res. ,(23)12:2266-2278.

21 -Sivapalan, M., K. Beven & E. F. Wood ,1990. On Hydrologic Similarity. 3:A Dimensionless Flood Frequency Model Using A Generalized Geomorphologic Unit Hydrograph And Partial Area Runoff Generation, Water Resour. Res. ,26(1):43-58.

Derived flood frequency distribution based on geomorphoclimatic instantaneous unit hydrograph and probability density function of rainfall excess intensity and duration

S. Soltani[1]		M. Mahdavi[2]

Abstract

Derived flood frequency distribution method with geomorphoclimatic instantaneous unit hydrograph, the joint pdf of storm intensity and duration, and Philip's equation of the infiltration process were used to derive a flood frequency distribution in Menderjan catchment (one of subbasin Zayanderud watershed). This method provides an alternative to estimate flood frequency distribution for ungauged catchments. This frequency distribution was compared with frequency distribution result from statistical method (LP3 distribution). The results of this study showed that using climatic climax soil parameters had a better agreement with the observations rather than present conditions of soil parameters. This method also indicated poor performance in estimating high return period floods.

Key words: Derived flood frequency distribution, geomorphoclimatic instantaneous unit hydrograph, joint pdf of storm intensity and duration, Philip's equation of infiltration, climatic climax

[1] -Ph.D. Scholar of Watershed Management, University of Tehran, Scientific staff Member of Is fahan University of Tehran (E-mail: SSoltani@cc.iut.ac.ir)
[2] -Professor, Faculty of Natural Resources, University of Tehran