

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ D'ORAN 2 MOHAMED BEN AHMED



FACULTÉ DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVER

DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE

MEMOIRE DE MASTER

SPÉCIALITÉ : HYDROSYSTÈME ET RESSOURCES EN EAU

Thème

**Application du modèle ABC au niveau
du bassin du haut Chélif**

Présenter par:

- **BELOUADANE AMEL NOUR EL HOUDA**
- **BENAHMED MOHAMED YACINE**

Dirigé par:

Mme BAKHTI AMEL

Jury de soutenance :

Nom	prénom	Grade	Qualité	université
Mme Belkhir	Khadidja	MAA	Président	Oran2
Mr Bergane	Cheikh	MCB	Examineur	Oran2
Mme Bakhti	Amel	MCB	Encadreur	Oran2

Promotion : Juin 2024

Remerciment

Nous remercions le tout-puissant Dieu de nous avoir donné la santé et la volonté de débiter et de terminer ce mémoire.

D'abord, ce travail ne serait pas aussi enrichissant et n'aurait pas pu être accompli sans l'assistance et l'encadrement de Mme Bakhti Amel. Nous lui remercions pour l'excellence de son accompagnement, sa patience, sa rigueur et sa disponibilité tout au long de notre élaboration de cette mémoire.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers toute l'équipe du département de géologie pour avoir accordé une attention particulière à ce travail et pour avoir accepté de m'apporter leur aide. Je tiens également à exprimer ma gratitude envers tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Amel

Dédicaces

Avec une grande joie et un cœur ému, cette mémoire est consacrée à ma chère famille pour leurs amours inépuisables et leurs précieux conseils. Durant toute ma scolarité, ils ont continué à prier pour moi et à me donner toujours de l'encouragement.

A ma mère

Une source infinie de douceur, de patience et de dévouement. Tout au long de ma vie, ta prière et ta bénédiction ont été d'une grande aide. Peu importe ce que je peux dire et écrire, je ne pourrais exprimer ma profonde estime et ma reconnaissance. Je souhaite ne jamais te décevoir, ni nuire à ta confiance et tes engagements. Que Dieu tout-puissant te protège et te donne une bonne santé, une longue vie et du bonheur.

A mon père

Tu es le meilleur de tous les pères. Il n'y a pas de mots pour exprimer ma gratitude et mon amour sincère. Puisse le Seigneur vous protéger et vous accorder santé et joie. Vous êtes et restez pour moi ma source d'inspiration, la lumière qui éclaire mon parcours. C'est le fruit de votre esprit de sacrifice, de votre encouragement et de votre soutien constants. J'espère que vous y trouverez les résultats de votre engagement et le témoignage de ma grande fierté de vous avoir comme père.

Amel

ملخص:

أولاً وقبل كل شيء، يتمثل عملنا في تحديد وضعية حوض الشلف العلوي، وتركيبها الجيولوجي والمورفولوجي والمناخي، ثم نتناول النمذجة باستخدام نموذج ABC، وهو من أحدث النماذج، ويعتمد تشغيله على مرحلتان: غالباً ما يشار إلى المرحلة الأولية باسم "الإنتاج" والتي تتضمن قياس مستويات المياه على مستوى مستجمعات المياه. أما الخطوة الثانية، والتي تسمى أحياناً "النقل" أو "التوجيه"، فتتكون من توزيع كمية المياه التي تساهم في تدفق الحوض الذي تمت دراسته مع مرور الوقت.

Résumé:

Tout d'abord notre travail consiste de déterminer la situation du bassin du haut Chélif, leur synthèse géologique , morphologique et climatologique, Ensuite, nous abordons la modélisation en utilisant le modèle ABC C'est l'un des derniers modèles, et leur fonctionnement repose sur deux étapes :

L'étape initial est souvent désignée sous le nom de "production" qui implique la mesure des niveau d'eau à l'échelle du bassin versant . La deuxième étape, parfois appelée « transfert » ou « routage », consiste à répartir dans le temps la quantité d'eau qui contribue au débit du bassin étudié.

Abstract:

First of all our work consists of determining the situation of the High Chelif basin, their geological, morphological and climatological synthesis. Then, we approach the modeling using the ABC model. This is one of the latest models, and their operation is based on in two stages:

The initial stage is often referred to as "production" which involves measuring water levels at the watershed scale. The second step, sometimes called “transfer” or “routing”, consists of distributing over time the quantity of water which contributes to the flow of the basin studied.

Sommaire:

Introduction General	11
Chapitre01: Consideration General	12
1. Situation du bassin étudié	13
2. Synthèse géologique	16
3. Synthèse morphologique	17
4. Synthèse climatologique	22
5. Conclusion	27
Chapitre02: Application du modèle ABC	28
1. Introduction aux modèles hydrologiques	29
2. Historiques des modèles hydrologiques	30
2.1. Origine de la modélisation hydrologique intégrée	31
2.2. Avancées dans la compréhension des processus de genèse de ruissellement	32
2.3. Evolution des outils numériques	33
2.4. Développement des premiers modèles intégrés	34
3. Principe de la modélisation en hydrologie	36
4. Introduction aux modèles ABC	37
5. Mise en œuvres au bassin étudié	38
6. Synthèse et traitement des résultats	40
7. Conclusion	43
Conclusion Générale	44

Liste des Figures:

Chapitre01: Considération General	12
Figure1: Carte de localisation du bassin versant du haut Chélif	14
Figure2: Carte géologique de la région d'étude	16
Figure3: Carte géographique de la région d'étude	17
Figure4: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétrique du bassin du haut Chélif	20
Figure5: Evolution des hauteurs moyennes mensuelles des précipitations	24
Chapitre02: Application du modèle ABC	28
Figure6: Optimisation des paramètres a et b	40
Figure7: L'allure des courbes des débits simulée et débits observés	41
Figure8: Droite de corrélation illustrée	42

Liste des Tableaux:

Chapitre1: Considération général.....	12
Tableau1: Les superficies des sous bassin versant de la région d'étude	15
Tableau2: Caractéristiques morphométriques des sous bassin versants de la région d'étude	19
Tableau3: Les classe du relief des sous bassin versants de la région d'étude	21
Tableau4: Caractéristiques des stations pluviométriques	22
Tableau5: Présentation des stations pluviométriques	23
Tableau6: Distribution saisonnières des précipitations moyennes	24
Tableau7: Valeurs des températures mensuelles moyennes, maximales et minimales a la station de khemis Miliana	25
Tableau8: L'évolution de l'évaporation de station Harreza en période (2019.2020)	26

Liste Abréviations:

- **ANRH:** Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
- **IHM:** Intregrated Hydrology Model
- **ONM:** Office National de la Météorologie
- **PIHM:** Processus aux Interfaces et Hygiène des Matériaux
- **PNUD:** Programme des Nations Unies pour le Développement

Introduction Générale :

Pour évaluer la quantité de ruissellement produite par un bassin versant, il est essentiel de bien saisir les mécanismes de ruissellement des précipitations. Comprendre le ruissellement des bassins versants est important pour la planification et la gestion durables des projets de ressources en eau . Les activités d'estimation du ruissellement et des crues maximales peuvent être facilement simplifiées en adoptant des concepts de modélisation et en comprenant la répartition des précipitations et les principaux déclencheurs du ruissellement. (Ali et al., 2011). Le type d'approche de modélisation dépend généralement de l'objectif, de la disponibilité des données et de la facilité d'utilisation. (Beven, 2012). Les modèles pluie-débit sont couramment utilisés comme outils pour la modélisation des inondations, la surveillance du niveau d'eau sous différents régimes hydriques et la prévision des crues. (El Alfy, 2016) On a utilisé différentes techniques de modélisation pour prédire le débit, telles que les modèles distribués basés sur des données physiques. (Ghumman et al., 2017), Les modèles stochastiques ainsi que les modèles conceptuels globaux (Pham et al., 2018 ; Anshuman et al., 2018). Bien que les procédures physiques associées à la modélisation pluie-débit soient utilisées, les modèles physiques sont peu exploités de manière fructueuse, en particulier en raison de la complexité de l'équation de base et de la difficulté d'évaluation des paramètres en jeu. Les incertitudes concernant les résultats de ces modèles et les identités de leurs paramètres doivent être analysées. (Ahmadalipour et Moradkhani, 2017 ; Bastidas et al., 1999). Le système de modélisation hydrologique du centre d'ingénierie hydrologique (ABC) est utilisé pour réaliser cette tâche dans cette étude. Le modèle ABC est une méthode d'enseignement développée par Fiering en 1967 pour ses élèves. Ce modèle conceptuel est probablement l'un des plus simples pour simuler les débits de manière continue.

Notre mémoire est organisé en deux chapitres:

Le premier chapitre abordera la description du bassin du Haut Cheliff.

Le deuxième chapitre présente les concepts de modélisation hydrologique et expose les résultats de l'application du modèle ABC.

Chapitre 01

Considération

Générale

1-Situation du bassin étudié

Située à 110 km au nord-ouest de l'Algérie, la zone d'étude fait partie du bassin hydrographique du Haut Chélif, qui fait partie du grand bassin hydrographique de Chélif. (Figure01) Il se trouve entre les coordonnées ci-dessous: 36°12' et 36°30' de latitude Nord 2°02' et 2°44' de longitude Est

En raison de son climat continental semi-aride, la région du Haut Chélif est une zone agricole qui requiert une irrigation par aspersion (TOUHARI.06.2021). Des saisons hivernales très sèches (avec une température moyenne annuelle supérieure à 30°C) et des saisons hivernales plus humides (avec une température moyenne allant de 13 à 19). Concernant la pluviométrie annuelle moyenne. Son diamètre varie de 300 à 500 mm. Les versants au sud de Zaccar et au nord de l'Ouarsenis présentent des altitudes plus élevées. Selon TOUHARI.06.2021, les épisodes de pluie dans la zone étudiée peuvent occasionner des inondations spectaculaires de l'Oued Chélif. D'après la carte du potentiel d'évapotranspiration en Algérie du Nord (TOUHARI.06.2021), il est possible que l'évapotranspiration annuelle fluctue entre 1200 et 1500 mm dans tout le bassin du Haut Chélif.

Dans la région, sept barrages ont été construits, selon le tableau n°01, à savoir [Barrages Ghrib, Deurdeur, Harreza, Sidi M'hamed Ben Taiba et Ouled Mellouk]. Elles ont permis, d'une part, d'encadrer les cours d'eau et, d'autre part, de fournir de l'eau d'irrigation aux agriculteurs.



Figure.1: Carte de localisation du Bassin versant du Haut Chélif (TOUHARI.06.2021)

Dans le bassin étudié, la délimitation orohydrographique comprend sept sous-bassins versants: l'Oued Chélif Djellil (0113), l'Oued Chélif Ghrib (0114), l'Oued Chélif Harbil (0115), l'Oued Deurdeur (0116), l'Oued Chélif Harraza (0117), l'Oued Ebda (0118), l'Oued Rouina Zeddine (0119), dont les limites sont présentées dans la Figure 01.

Ils ont des superficies respectives de 690,55 km² (Oued Ebda) à 1383,69 km² (Oued Chélif Ghrib) telles qu'indiquées dans le tableau 1.

Bassin	Code sous bassin	Nom sous bassin	Superficie (Km ²)
Haut Chéliif	0113	Oued Cheliff Djellil	992,85
	0114	Oued Cheliff Ghrib	1383,69
	0115	Oued Cheliff Harbil	767,29
	0116	Oued Deurdeur	743,97
	0117	Oued Cheliff Harraza	857,64
	0118	Oued Ebda	690,55
	0119	Oued Rouina Zeddine	898,54

Tableau1: Les Superficies des sous bassins versants de la région d'étude.

2- Synthèse géologique

Le bassin du Haut Chélif est une vaste zone déprimée subsidente orientée Est-Ouest constituée de sédiments Miocène, Pliocène et Quaternaire. Les coupes lithologiques transversales réalisées dans le bassin du Haut Chélif révèlent l'aspect synclinal des différentes formations qui composent le sous-sol (FADILHA_TOUHARI.06.2021).

D'un point de vue lithologique, la zone étudiée est constituée de :

Les premiers contreforts du massif de l'Ouarsenis marno-argilo-gréseux sont représentés par les calcaires dolomitiques du djebel Zaccar, qui culmine à 1578 mètres d'altitude, et les grès du djebel Gantas, situés au nord et au sud. (Figure.2).

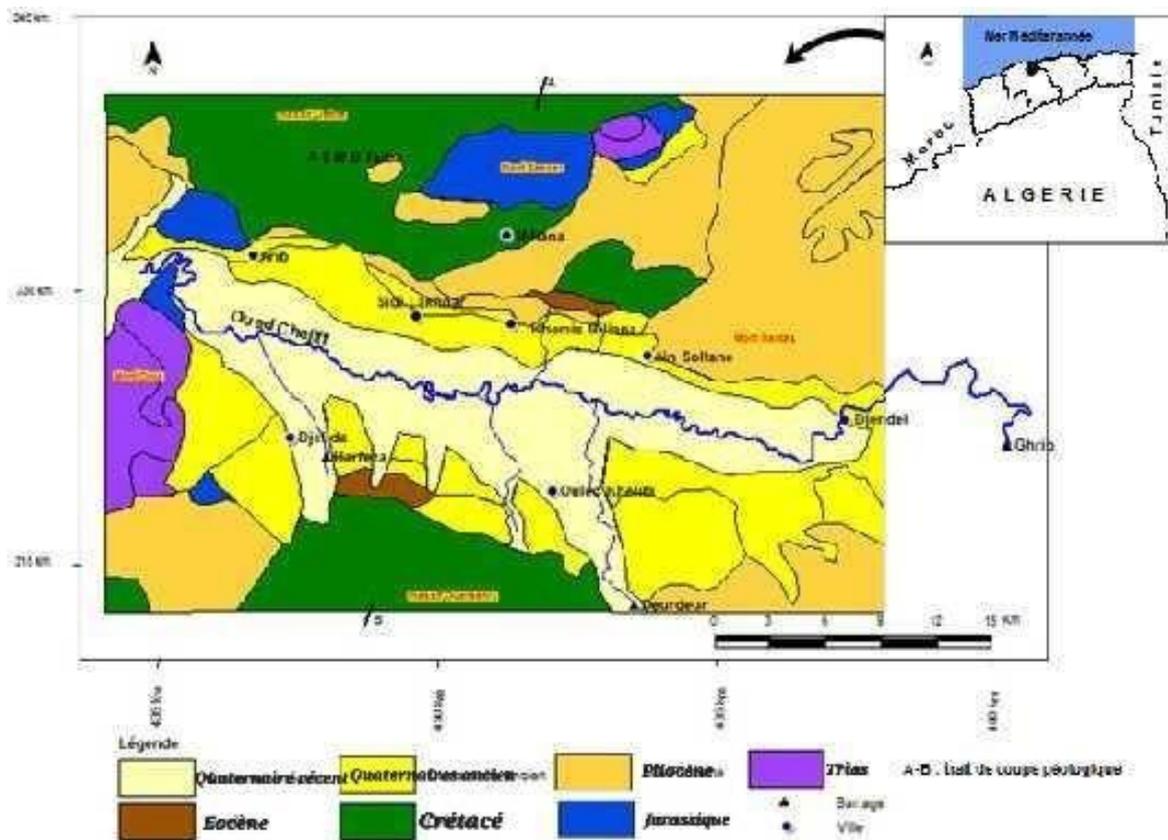


Figure. 2: Carte géologique simplifiée d'après le 1/50.000 de Miliana.
(FADILHA_TOUHARI.06.2021)

3-Synthèse morphologique

En plus du contraste topographique qui caractérise le bassin, il existe également une différence structurale qui se manifeste par un substratum relativement simple au Sud, composé de vastes étendues sédimentaires d'où émergent des massifs calcaires isolés, et un édifice beaucoup plus complexe au Nord, composé de nombreuses séries hétérogènes empilées au cours de différentes phases tectoniques (PNUD, 2009).

Les massifs telliens, la vallée du Chélif et les massifs côtiers Dahra du Nord sont donc distingués de l'amont à l'aval du bassin (Figure 03).

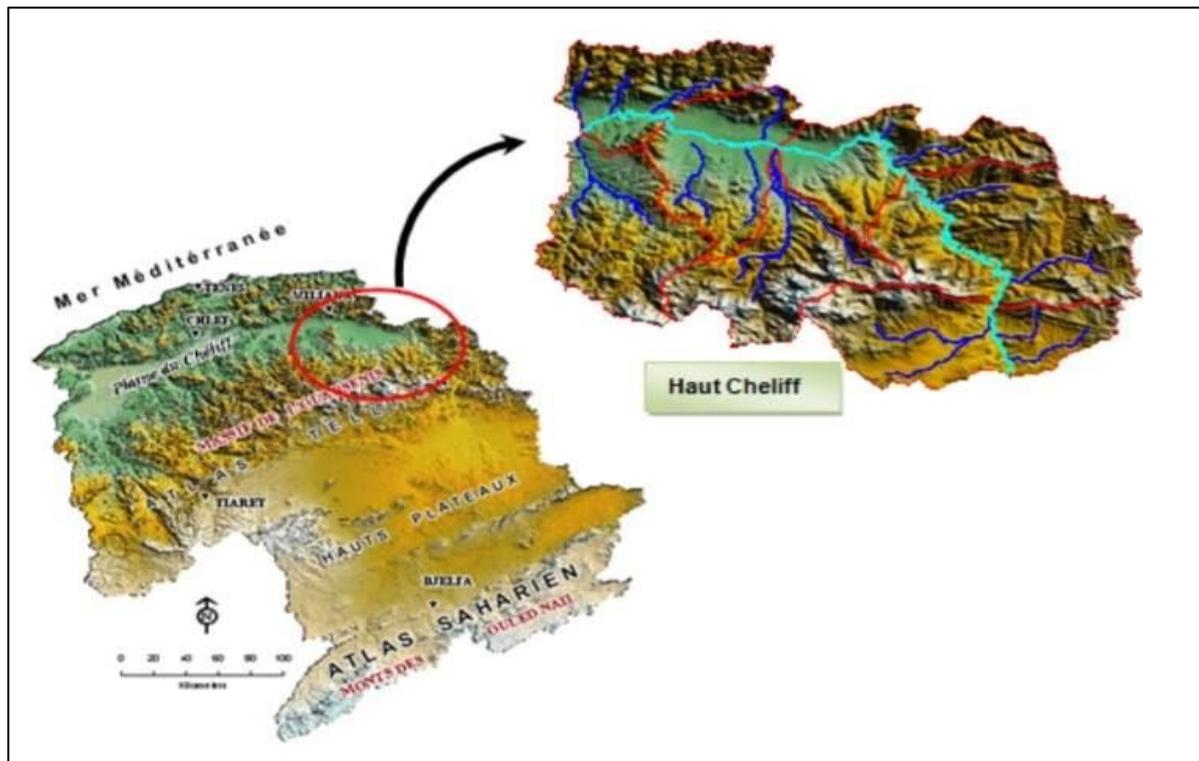


Figure.3: Carte topographiques de la région d'étude.(FADILHA_TOUHARI.06.2001)

Les caractéristiques propres à chaque bassin versant sont fortement influencées par cette structure du relief et l'altitude.

- a. Le relief de la zone d'étude se distingue par la diversité des structures géomorphologiques.
- b. Les paysages côtiers : Les paysages côtiers sont constitués de grandes collines. Elle abrite les montagnes du Dahra qui forment une dorsale entre la dépression du Chélif et la mer Méditerranée. (figure.2) Au sud, le Dahra est constitué de collines de 300 à 600 mètres d'altitude avec des crêtes s'élevant jusqu'à 800 mètres. À l'Est, la région se transforme en une région plus montagneuse et boisée, comme Djbel Zaccar (1579m).
- c. Les plaines et les bassins intérieurs : sont situés à une distance de 20 à 70 km de la mer et sont isolés. Les chaînons montagneux qui s'étendent du massif des Traras à l'Ouarsenis permettent de se protéger des influences maritimes. Les plaines du Chélif constituent une gouttière de 190 km de long. Il ne s'agit pas seulement d'une vallée, mais plutôt d'un ensemble de bassins légèrement étagés séparés par de petits rétrécissements. Selon le PNUD (2009), les bassins du Haut Chélif se situent entre 250 et 300 mètres d'altitude, le bassin Moyen Chélif se situe entre 150 et 200 mètres d'altitude et le bassin du Bas Chélif se situe entre 60 et 150 mètres d'altitude.

L'altitude moyenne des sous-bassins de la région du Haut Chélif est d'environ 739 mètres dans le sous-bassin Oued Deurdeur, selon la courbe hypsométrique.

Bassin	Sous bassin	Altitude moyenne (m)	Altitude minimale (m)	Altitude maximale (m)	Indice de compacité (kc)	Indice de pente global (lg)	Dénivelée spécifique (Ds)
Haut Cheliif	0113	900	600	1800	1,60	16,91	532,84
	0114	870	500	1600	1,33	17,67	657,29
	0115	600	300	1300	1,70	15,01	415,78
	0116	980	300	1800	1,46	19,41	568,42

	0117	575	300	1600	1,76	23,87	651,09
	0118	610	200	1500	1,51	23,73	619,08
	0119	640	200	1700	1,62	21,38	640,87
Sous total		739,3	200	1800			

(Source Mehaiguenne, 2013)

Tableau2: Caractéristiques morphométriques des sous bassins versants de la région d'étude.

Les courbes hypsométriques montrent clairement la répartition par tranches d'altitude de la superficie des bassins, avec une altitude supérieure à l'altitude moyenne. Le schéma des fréquences altimétriques établi pour le bassin de la région d'étude (Figure 4) illustre également cette représentation.

Il est évident que les zones d'altitude supérieure à 1200 mètres sont limitées dans le bassin du Haut Chélif ; elles représentent des massifs montagneux importants, seuls les sommets des montagnes de l'Ouarsenis et des monts de Zaccar dépassent les 1600 mètres d'altitude.

Les zones situées entre 400 et 1000 mètres d'altitude couvrent une superficie de 4425 km² dans le bassin du Haut Chélif, ce qui représente environ 70% de la superficie totale de ce bassin.

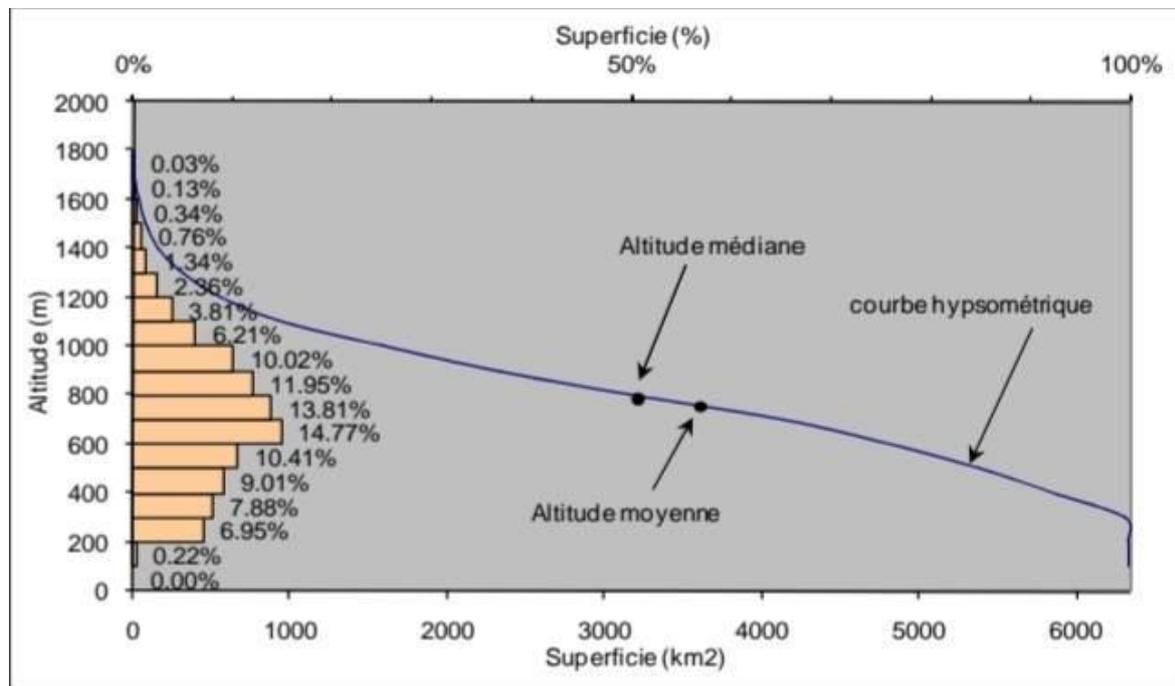


Figure.4: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Haut Chélif.(FADILHA_TOUHARI.06.2021)

Selon le tableau 1, il est observé que tous les bassins présentent une longueur élevée, tandis que l'indice de forme demeure élevé (allant de 1,33 à Chélif Ghrib à 1,76 à Chélif Harraza).

Cependant, il est indéniable que les bassins de la région d'étude (Haut Chélif) ont généralement des formes assez allongées, ce qui favorise un écoulement lent des eaux de crue. Toutefois,, l'impact du relief est plus important.

De plus, il est observé que les sous-bassins qui caractérisent le bassin Haut Chélif se classent dans les catégories de relief allant de fort à très fort, en passant de la rive gauche et droite de l'oued Chélif. Ces sous-bassins présentent des caractéristiques morphométriques assez spécifiques, ce qui semble favoriser le ruissellement de surface.

Bassin	Sous bassin	Classe de relief
Haut Cheliff	0113	Relief très fort
	0114	Relief très fort
	0115	Relief fort
	0116	Relief très fort
	0117	Relief très fort
	0118	Relief très fort
	0119	Relief très fort

Tableau3: Les classes du relief des sous bassins versants de la région d'étude.

4-Synthèse Climatologique

Malgré leur proximité relative avec la mer (50 km environ), les plaines du Cheliff présentent un climat semi-aride. Dans la plupart des cas, on observe un été chaud et sec, des hivers pluvieux, des automnes et des printemps très courts. Selon la synthèse de l'agence nationale des ressources hydriques (ANRH), cette classification du climat est basée.

Les valeurs annuelles et mensuelles des précipitations des trois stations ont été prises en compte. La station de Djenen Ben Ouadah se trouve en amont du bassin, tandis que la station d'Arib Cheliff et Ababsa se trouvent au milieu du bassin, comme indiqué dans le tableau ci-joint:

Station	Code	X (Km)	Y (Km)	Z (m)	Les données disponibles
Touabia	011901	430.85	313.35	350	1975-2019
Ghrib amont	011407	495.45	308.8	435	1976-2014
Kherba oued hellal	011604	482.25	293.3	1240	1975-2015
Elabadia	012001	407.85	327.3	162	1975-2019
Arib Chélif	011702	439.5	332.55	230	1975-2019
FARES	012201	368.1	326.26	116	1975_2019
Oued Lilli	012507	370.8	246.9	570	1975_2015
Ouled ben A.E.K	012308	373.4	302.85	240	1975_2019

Tableau.4 : caractéristique des stations pluviométriques (Source : ANRH 2022)

a. Précipitation mensuelles

Les moyennes mensuelles des précipitations varient de l'amont vers l'aval, en effet plus on se dirige vers l'aval du bassin ; plus les moyennes des précipitations mensuelles diminuent.

Pour les huit stations, les mois pluvieux s'étendent d'Octobre à Avril, les mois de Mai, juin, juillet, Aout et septembre présentent des pluies faibles.

Station	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Annuelle
Ghrib Amont	23,79	41,6	60	67,66	64,8	53,9	49,1	55,6	44,8	6,06	4,18	4,30	475
Kherba Ouedhellal	16,49	31,7	35,2	41,45	39,2	35,1	31,2	36,6	30,9	6,54	3,13	4,16	311
Arib chélif	7,43	35,7	59,5	59,58	60,5	61,9	49,2	40,2	27,3	6,96	1,16	3,50	423

Tableau.5: Présentation des stations pluviométriques (1975-2012). (ANRH 2022)

La station d'Arib Chélif a enregistré une moyenne mensuelle de précipitations de 35,25 mm entre 1975 et 2012.

Les précipitations mensuelles moyennes à la station de Ghrib Amont pour la période (1975/2012) sont de 39,64 mm, tandis que pour la station de Kherba Oued hellal, elles sont de 25,99 mm.

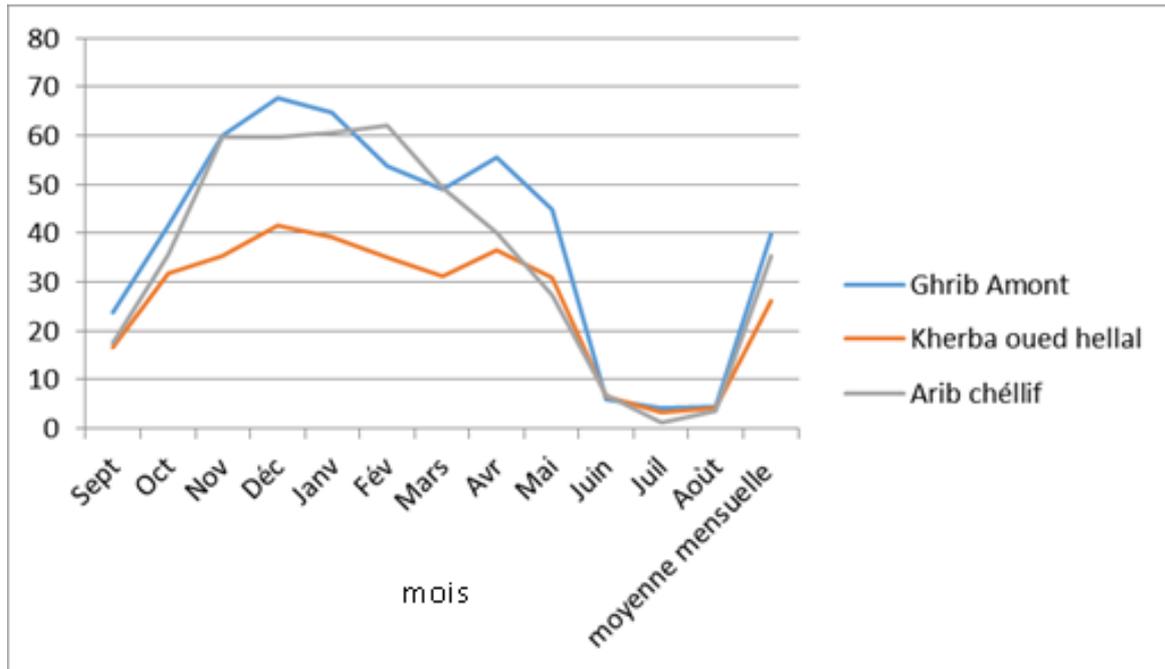


Figure 5: Evolution des hauteurs moyennes mensuelles des précipitations

b. Précipitations saisonnières

La répartition des précipitations selon les saisons (figure 4) révèle que l'hiver est la période la plus humide, tandis que l'été est la période la moins pluvieuse. En général, on observe pour les trois stations une période assez pluvieuse qui regroupe les saisons d'automne, d'hiver et de printemps, ainsi qu'une saison sèche en été.

Station	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Annuelle
Ghib amont	125,3	186,3	149,5	14,5	475,7
Kherba oued Hellal	83,4	115,8	98,7	13,8	311,9
Arib Chélif	112,7	182,0	116,6	11,6	423

SOURCE ANRH 2022

Tableau6 : Distribution saisonnières des précipitations moyennes

Température :

La température joue un rôle essentiel dans l'établissement du bilan hydrologique et dans la détermination du climat d'une région, et elle est également un élément essentiel pour fournir de l'énergie aux plantes.

Les informations disponibles sont celles des stations gérées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et par l'Office National de Météorologie. Les informations sont obtenues à partir des cartes mensuelles de températures moyennes publiées par l'ANRH.

Les plaines du Haut-Moyen Cheliff et du Bas Cheliff enregistrent les températures moyennes annuelles les plus élevées, allant de 17 à 19 degrés (stations Ain Defla, Chlef et Relizane). Les températures les plus basses sont enregistrées en altitude, allant de 13 à 15 degrés (station de Theniet El Had, Médéa et Guertoufa), avec une baisse progressive du Nord (bassin côtier) au Sud (bassin Amont Boughzoul et Zahrez) : 18,5 C° à Ténès, 16,2 C° à K sar Chellala et 13,4 C° à Djelfa.

Ces données soulignent l'augmentation de la tendance continentale du climat du Nord au Sud de la région hydrographique ; notamment dans les hautes plaines où le relief en cuvette est isolé des influences maritimes grâce à l'écran montagneux que présente la chaîne tellienne, la continentalité est notable.

Le décalage du mois le plus chaud est la limite de cette continentalité : il se produit déjà en juillet dans les hautes plaines (bassin Amont Boughzoul et Zahrez) en raison des fluctuations rapides de la température de l'air, tandis qu'il est reporté en août sur le littoral (bassin Côtier) en raison de l'influence maritime qui retarde la montée des températures.

Paramètre	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sep	Oct	Nov	Déc
T Max °C	22,24	22,99	28,22	31,4	36,6	41,6	43,82	42,76	37,06	39,61	34,66	20,70
T Min (m) °C	1,17	2,09	1,28	4,54	7,22	11,74	17,3	16,26	12,34	8,34	4,97	2,19
T°C (moy)	11,71	12,54	14,75	17,97	21,91	26,67	30,56	29,51	24,7	23,97	19,82	11,44

Source ANRH 2022

Tableau7: Valeurs des températures mensuelles moyennes, maximales et minimales à la station de Khemis Miliana (2016-2020)

. l'évaporation :

L'évaporation se produit à la fois sur l'eau qui circule dans les rivières et sur la partie de l'eau superficielle présente dans le sol, où l'évaporation est maximale pour un sol salé. À cette action s'ajoute la transpiration des végétaux, qui est généralement regroupée sous le nom d'évapotranspiration.

Le tableau ci-dessous présente les données de l'évaporation enregistrée dans la station de Harreza :

Mois	Sep	Oct.	Nov	Dec	jan	Fer	Mars	Avril	Mai	Juin	juil	Aou
Eva	90.7	66.95	37	62.25	28	43.2	69.9	58.85	110.5	126.05	152	/

Source ANRH

Tableau8: représente L'évolution de L'évaporation de station Harreza en période (2019- 2020)

Conclusion:

La région étudiée (haut de Cheliff) est un réseau hydrographique majeur qui comprend un bassin versant de grande taille, composé de 7 sous-bassins. Le climat de la zone est à peu près humide. La morphologie géologique et la géologie de la zone sont parfaites pour un bassin versant.

Chapitre02

Application

du modèle

ABC

1-Introduction aux modèles hydrologiques:

Selon David Huard (07.09.2007), un modèle hydrologique est un algorithme qui permet de prédire le débit de l'eau d'un bassin versant vers un exutoire en utilisant des mesures expérimentales. Il peut s'agir de mesures météorologiques (précipitation, température,...etc), géographiques, pédologiques (perméabilité, niveau de la nappe) ou humaines (présence de puits, gestion de barrage).

Il existe de nombreux modèles, dont certains sont simples et n'ont que quelques paramètres, d'autres plus complexes et décrivent l'écoulement souterrain. Tous ces modèles, en effet, requièrent une étape avant d'être utilisés où il est nécessaire :

*la calibration : La calibration d'un modèle consiste à évaluer les paramètres nécessaires pour qu'il puisse répondre à une ou plusieurs conditions. Les paramètres sont généralement sélectionnés afin de maximiser une fonction qui évalue la concordance entre les prédictions du modèle et les mesures expérimentales. Cependant, afin de pouvoir être utilisé, il est nécessaire que le modèle soit influencé par des données d'entrée (telles que la précipitation et l'évapotranspiration), qui sont mesurées sur le terrain et souvent sujettes à diverses incertitudes. Un modèle hydrologique peut s'appliquer dans diverses situations :

- Prévision des crues.
- Prévision des étiages.
- Prédétermination de débits extrêmes.
- Etudes d'impact anthropique sur l'hydrologie (construction d'aménagements, hydrauliques (barrage par exemple), changements d'occupation du sol, etc).
- Etudes d'impact de changements climatiques sur l'hydrologie des bassins versants

- Simulation de débits pour combler les lacunes des données et la reconstitution des séries de débits historiques

On peut distinguer trois types d'utilisation de la modélisation hydrologique à savoir:

- La modélisation comme outils de recherche pour l'interprétation des données mesurées. Différents scénarios de fonctionnement hydrologique des bassins versants est alors confrontés aux données mesurées.
- La modélisation comme outils de prévision, elle servira alors à anticiper les évolutions futures des débits.
- La modélisation comme outils d'extrapolation, elle permet la reconstitution des débits plausibles.(**BENHAMIDCHA-ESMA.09.2019**)

2-historiques des modèles hydrologiques:

En constante évolution, la modélisation hydrologique est essentielle pour appréhender et interpréter le fonctionnement des bassins versants. Il s'agit des questions concernant la gestion quantitative et qualitative des ressources en eau ainsi que la prévention des risques hydrologiques. (**CHAGUER_CHAIMAA_2022**)

La modélisation hydrologique distribuée à base physique a suscité l'intérêt depuis les recherches de Freeze et Harlan (1969). Depuis lors, de nombreux modèles hydrologiques ont été élaborés (par exemple ; Clarke, 1973 ; Haan et al., 1982 ; Morel-Seytoux, 1989 ; Bowles et O'Connell, 1991 ; Singh, 1995 ; Singh and Woolhiser, 2002) et un effort considérable a été fait pour développer les techniques de modélisation, soutenu par les avancées informatiques. Tout cela a entraîné une expansion significative de l'utilisation de la modélisation numérique dans de multiples domaines (par exemple ; Paniconi et Putti, 2015 ; Fatichi et al, 2016 ; Simmons et al, 2019).

Avant de se pencher sur l'intégration de la modélisation hydrologique à base physique, il est pertinent de présenter les diverses catégories de modèles hydrologiques. Plusieurs

classifications de modèles sont présentes dans la littérature, selon des critères variés (par exemple ; Singh, 1995 ; Refsgaard et Storm, 1996 ; Chocat, 1997 ; Ambroise, 1999).

La terminologie peut parfois être ambiguë et susciter une certaine confusion (par exemple ; Hrachowitz et Clark, 2017). Selon Singh (1995), les modèles peuvent être classés en fonction de trois critères : la nature des variables qui décrivent les processus du système, la nature des relations utilisées et l'échelle spatio temps.

2-1 Origines de la modélisation hydrologique intégrée

Les premiers à formaliser la modélisation hydrologique intégrée sont Freeze et Harlan (1969). En 1969, ils effectuent une étude des systèmes hydrologiques et posent plusieurs problèmes méthodologiques concernant la création de modèles hydrologiques de bassins.

Ces problématiques repérées sont toujours en cours de réflexion et ont grandement contribué à l'évolution des connaissances essentielles sur les processus des méthodes numériques et des techniques de calcul.

Le cycle hydrologique est décrit par Freeze et Harlan comme un système en mouvement qui est soumis à un ensemble de contraintes ou de lois physiques qui régulent le déplacement, la perte et la recharge des eaux dans le système. Ils mettent donc l'accent sur l'importance d'une description précise des divers processus en jeu et de leurs échanges.

Selon Freeze et Harlan, il est important de considérer les relations physiques entre le bassin versant dans un modèle physique du comportement:

- 1) les phénomènes météorologiques,
- 2) l'évapotranspiration,
- 3) la continuité entre les écoulements saturés et non saturés dans les sols,

- 4) la continuité des écoulements souterrains dans des aquifères confinés et non-confinés,
- 5) les écoulements de surface dans des géométries irrégulières en régime non-stationnaire et 6) le rôle de la végétation dans les processus hydrologiques.

Le développement des premiers modèles hydrologiques distribués a commencé à la fin des années 60 (par exemple ; Woolhiser et Liggett, 1967 ; Foster et al., 1968 ; Pinder et Bredehoeft, 1968 ; Freeze, 1969). Certaines d'entre elles ont cherché à représenter le processus d'infiltration et à le combiner avec le processus de ruissellement de surface afin de décrire les interactions entre la surface topographique et le milieu souterrain, ce qui a donné lieu à la création des modèles hydrologiques dits intégrés (par exemple ; Hanks et al, 1969 ; Rubin, 1969 ; Smith and Woolhiser, 1971 ; Freeze, 1972a ; Freeze, 1972b).

2-2. Avancées dans la compréhension des processus de genèse de ruissellement

Parallèlement à la modélisation hydrologique, d'autres recherches ont élaboré des conceptions plus sophistiquées de la formation des débits dans les cours d'eau dans les bassins versants que celle proposée par Horton (1933).

Selon la théorie de Horton (1933), le ruissellement de surface se produit lorsque l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration du sol. On peut observer cette forme de ruissellement sur des pentes de collines non végétalisées qui présentent des capacités d'infiltration limitées et un développement du sol faible (Dunne et al., 1975).

La majorité des recherches récentes sur le ruissellement dans les bassins tempérés ont mis en évidence l'absence de l'écoulement de surface de Horton et que l'écoulement souterrain est la principale source des eaux de ruissellement (Whipkey, 1965, 1969 ; Hewlett & Hibbert, 1967 ; Weyman, 1970 ; Pilgrim et al., 1978 ; Mosley, 1979). L'importance des zones de sources à surface variable a été mise en évidence par Dunne & Black (1970a, 1970b) et Freeze (1974), qui produisent un écoulement de surface par

saturation et alimentent principalement les eaux de ruissellement. Les phénomènes d'exfiltration et de saturation peuvent être provoqués par une nappe superficielle qui monte et intercepte la surface du sol, sous l'effet d'un apport d'eau à la frange capillaire qui la surmonte.

Ce phénomène, notamment l'intumescence de la nappe, a été examiné par Sklash et Farvolden (1979) et Abdul et Gillham (1984) 21, qui augmente localement les gradients de potentiel hydraulique et alimente le cours d'eau. Certains chercheurs ont également étudié le cas des écoulements préférentiels dans les macropores, mais ils étaient encore trop théoriques pour pouvoir être mis en œuvre dans des modèles physiques (par exemple, Beven et Germann, 1982 ; Germann, 1990 ; McDonnell, 1990 ; Germann et DiPietro, 1996).

Il est essentiel de prendre en compte ces chemins privilégiés (ruissellement diffus, macropores du sol, circulations karstiques, zones de fissuration) lorsqu'on étudie les aléas hydrologiques que sont les crues et sécheresses exceptionnelles.

La théorie de Horton a été réexaminée par d'autres chercheurs et tous ces travaux ont contribué à l'approfondissement des connaissances essentielles sur les processus souterrains et leurs interactions avec la surface, ce qui a permis de mieux représenter l'ensemble des mécanismes de génération du ruissellement dans les modèles distribués basés sur la physique des bassins versants.

2-3 Evolution des outils numériques

L'amélioration et le développement constant de la modélisation hydrologique de bassins versants sont encouragés par des avancées dans de nombreux domaines. On peut citer notamment l'évolution des techniques de discrétisation spatiale (Neuman et Witherspoon, 1970 ; Raviart et Thomas, 1977 ; Ackerer et al, 1990), des méthodes de traitement des phénomènes d'hystérésis et de non-linéarité (Putti et Paniconi, 1994), des stratégies d'optimisation du choix du pas de temps de résolution (Tocci et al, 1997 ;

Williams and Miller, 1999) et des techniques de calibration et d'estimation de paramètres (Kitadinis et al, 1985 ; Kool et al 1987).

Les systèmes d'information géographique récemment et rapidement développés ont également simplifié l'accès à la connaissance géographique et physique du bassin versant, ce qui a permis de gérer et d'exploiter des données détaillées concernant ce bassin versant. Bien que les outils numériques aient progressé, d'autres problèmes méthodologiques demeurent

pertinents, en particulier ceux concernant la caractérisation des forçages et l'hétérogénéité spatiale des milieux naturels. Nombreuses études ont été menées sur l'effet de l'hétérogénéité

des propriétés, et de nombreuses études de terrain et de modélisation ont permis de mettre en relation l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique avec les diverses propriétés du milieu (par exemple, Freeze 1982 ; Loague 1988 ; Singh 1997).

Il reste à faire des efforts pour mieux prendre en compte les différences et les liens entre les variables et les intégrer dans les modèles en utilisant des méthodes de caractérisation in situ et d'interpolation (par exemple, Haverkamp et Vauclin, 1979, Romano et al., 1998 ; Szymkiewicz et Helmig, 2011).

2-4 Développement des premiers modèles intégrés

Traditionnellement, les eaux de surface et souterraines ont été considérées comme deux entités distinctes (Kalbus et al 2006). Les modèles hydrologiques intégrés à base physique ont une histoire de plus de 50 ans, à partir de la publication de leur "Blueprint" en 1969 par Freeze et Harlan. Il est probable que cette publication pionnière en hydrologie ait été la première à explorer le concept d'un modèle futuriste de surface et de sub-surface entièrement intégré et basé sur des données physiques (Maxwell et al. 2014).

Cependant, les contraintes à l'époque en termes de ressources de calcul, de techniques numériques et le manque de compréhension complète des interactions

surface-subsurface ont retardé l'émergence de ce type de modélisation jusqu'à la fin des années 90, avant que VanderKwaak et Loague (2001) ne développent le modèle InHM (Integrated Hydrology Model). D'autres approches hydrologiques intégrées ont été développées depuis, telles que celle de Therrien (al, 2005), Hydrogeosphere (), MODHMS (Panday et Huyakorn, 2004), tRibs (Ivanov et al, 2004), Parflow (Kollet et Maxwell, 2006), PIHM (Qu et Duffy, 2007), 23 CATchment HYdrology (CATHY - Camporese et al, 2010), et PAWS (Shen et Phanikumar, 2010).

Il n'est pas toujours facile de formaliser les couplages et les interactions entre processus, surtout aux interfaces.

Les premiers modèles hydrologiques intégrés ont été développés dans le but de simuler de manière quantitative les processus d'écoulement d'eau, d'aborder l'ensemble des transferts du cycle de l'eau comme un seul continuum, en particulier à l'interface surface-subsurface, et de coupler les processus entre les deux compartiments (VanderKwaak et Loague, 2001 ; Panday et Huyakorn, 2004 ; Ebel et Loague, 2006 ; Kollet et Maxwell, 2006 ; Li et al., 2008 ; Mirus et al., 2007, 2009 ; Goderniaux et al., 2009 ; Weill et al., 2009).

Les modèles intégrés innovent en reproduisant les transferts d'eau dans les divers compartiments des bassins versants, représentés par des équations aux dérivées partielles.

Cela se fait en couplant tous les processus et en capturant leurs interactions. Même à haute résolution spatiale, les équations de flux de la surface et du souterrain peuvent être résolues dans une seule modélisation entièrement couplée (Maxwell et al., 2015).

3-Principe de la modélisation en hydrologie:

Les processus hydrologiques dans un système sont représentés mathématiquement par la modélisation en hydrologie, comme les précipitations, l'écoulement des eaux de surface, l'infiltration dans le sol, la recharge des nappes phréatiques, l'évapotranspiration, etc. Il vise à saisir et à anticiper le fonctionnement des systèmes hydrologiques, soit à l'échelle locale (un bassin versant) soit à des échelles plus grandes (régions entières ou bassins fluviaux).

L'idée fondamentale de la modélisation en hydrologie est de définir des relations mathématiques entre les variables hydrologiques pertinentes et de résoudre ces équations à l'aide de techniques numériques. Ces modèles peuvent être de diverses catégories, telles que :

1. Modèles empiriques : Les relations statistiques entre les données observées sont leur fondement et ils peuvent être simples à utiliser, mais ils peuvent manquer de résistance dans des conditions différentes de celles pour lesquelles ils ont été conçus.

2. Modèles conceptuels : Les processus hydrologiques sont représentés à l'aide de concepts simplifiés. On recourt fréquemment à ces modèles lorsque les données sont restreintes ou pour des études préliminaires.

3. Modèles physiques ou processuels: Les processus hydrologiques sont représentés par eux en utilisant les lois de la physique et de la thermodynamique. Il arrive fréquemment que ces modèles soient plus complexes et demandent davantage de données d'entrée, mais ils peuvent être plus résistants dans une variété plus étendue de conditions.

On peut utiliser les modèles hydrologiques à diverses fins : gestion des ressources en eau, prévision des crues, planification de l'utilisation des terres, gestion des risques liés à l'eau. Toutefois, il convient de souligner que la modélisation hydrologique présente souvent des incertitudes, en raison de la complexité des processus naturels et des contraintes des données disponibles. Il est donc crucial d'évaluer de manière prudente les résultats et de valider rigoureusement les modèles afin d'assurer leur fiabilité et leur utilité dans la prise de décision.

4- Introduction aux modèles ABC:

Le modèle hydrologique "abc" a été créé en 1996 par Ana Maia, Bernard Cappelaere et Christophe Peugeot, qui utilise une méthode semi-distribuée. Ce schéma est inspiré du schéma r. Water. Fea. Pour modéliser le ruissellement et reconstruire l'hydrogramme de crue à l'exutoire de la surface drainée, il utilise l'équation de Green et Ampt (1999) comme fonction de production et l'équation de l'onde cinématique comme fonction de transfert.

Le modèle ABC, dans sa première version, représente le bassin versant en divisant la surface drainée en panneaux trapézoïdaux homogènes. Une des principales variables d'entrée du modèle est l'intensité de la pluie, mesurée au pas de temps de la minute.

La fonction de production est définie selon les paramètres de l'équation de Green et Ampt :

$$i(t) = K_s + K_s(h - h_f)(\theta_s - \theta_i) / I(t)$$

Où

$i(t)$ est la vitesse d'infiltration à l'instant t ,

K_s la conductivité hydraulique à saturation,

θ_i l'humidité initiale du sol au-dessous du front d'humectation,

θ_s l'humidité à saturation,

h la charge de pression en surface,

h_f la charge de pression au front d'humectation,

$I(t)$ la lame infiltrée à l'instant t depuis le début de l'averse.

Pour chaque unité morphologique du bassin-versant (chaque panneau), les paramètres de la fonction du transfert du modèle "abc" sont la pente (p), la rugosité hydraulique moyenne (n), la longueur (L) et la surface (S).

Une formulation simple de la condition initiale et de la condition à la limite supérieure permet de résoudre l'équation de l'onde cinématique.

Dans la condition initiale, la hauteur d'eau est supposée constante au début de chaque pas de temps, calculée par la moyenne spatiale du profil de hauteur d'eau sur la portion de versant considérée. Dans la condition à la limite supérieure, on suppose que l'unité de versant U est alimentée en eau par l'unité $U-1$, située en amont, et que le volume d'eau reçu par de temps Δt est instantanément réparti au début du pas de temps sous la forme d'une lame d'eau uniforme qui s'ajoute à celle de la condition initiale. (**Article de recherche Sécheresse.2009**)

5-Mise en œuvres au bassin étudié:

Etape 1. Choix des événements de calage. Dans cette application, il s'agit uniquement de caler le modèle sur l'année de mesures journalières de pluies et de débits.

Remarque : dans le cas de la simulation en continue et si l'on avait n années d'observations, un choix des événements pourrait être simplement : sur les n années existantes, on en prendrait la première moitié environ pour estimer les paramètres et la seconde pour la validation.

Etape 2. Construction du modèle ABC $i(t)=Ks+Ks(h-hf)(\theta_s-\theta_i)/l(t)$.

Etape 3. Choix des critères de calage. On propose de calculer le critère de Nash sur l'ensemble de la période de calage. Il est bien sûr possible d'utiliser d'autres critères notamment pour caractériser les étiages.

Etape 4. Procédure de calage.

Le modèle ABC comprend une équation à un paramètre réglant l'écoulement provenant de la réserve souterraine (le coefficient c) et une équation à deux paramètres réglant l'écoulement rapide de surface (les coefficients a et b). Une des démarches possibles est alors d'effectuer un calage en deux temps :

Dans une première étape, on peut fixer arbitrairement les paramètres a et b puis ajuster

« Manuellement » le paramètre c de façon à obtenir un débit de base vraisemblable. Il faut encore adopter une valeur pour le stock initial S_0 (cette valeur influence la mise en route du modèle, c.a.d., les simulations des premiers pas de temps).

La procédure qui a été choisie ici est la suivante :

on a fixé $S_0=0$ et $a=0.3$ $b=0.4$

(ceci exprime qu'il n'y a pas d'écoulement de surface). Les premiers essais de calage ont conduit à adopter une valeur de c de 0.15 puis une valeur de S_0 de 40 mm.

En fixant ces paramètres l'adéquation entre les courbes simulée et observée est déjà visiblement très bonne (observation de l'allure des courbes).

Le critère de Nash est 0.81.

Ceci donne une première indication sur la plage de valeur des paramètres a et b (proche de 0.5)1.

Dans une seconde phase, les deux paramètres réglant la part de l'écoulement de surface sont estimés. Là encore, plusieurs méthodes peuvent être envisagées pour ajuster les valeurs de a et b .

La manière la plus simple de caler ces paramètres qui consiste à les optimiser en les faisant varier de manière indépendante, puis en calculant le critère de Nash pour chaque couple (a, b) possible.

Pour la série pluie/débit considérée, il est ainsi possible de faire varier la valeur de a , respectivement celle de b , dans un intervalle donné (0-1) puis de calculer pour chaque couple (a, b) la valeur de la fonction-critère.

Dès lors, il est possible de représenter des surfaces d'iso-valeur de la fonction-critère ou surfaces de réponse comme proposé dans la figure ci-dessous a permis de faire varier a et b et de construire cette figure.

Celle-ci montre que l'analyse de sensibilité de la fonction-critère par rapport aux variations des paramètres du modèle permet de considérer non plus une valeur optimale des paramètres, mais un intervalle dans lequel leur combinaison donne des simulations « acceptables ».

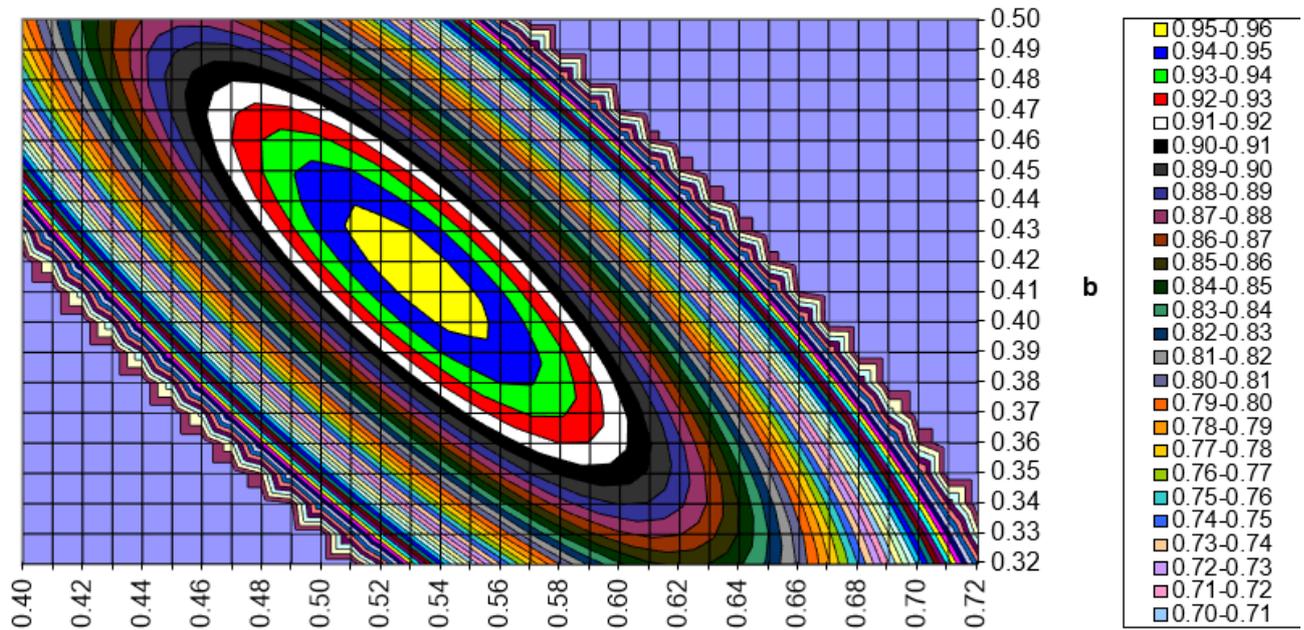


Figure6: Optimisation des paramètres a et b

6-Synthèse et traitement des résultats:

Remarque :

Finalement, nous avons retenu , les valeurs suivantes:

$S_o = 40$ mm,

$a = 0.53$,

$b = 0.42$

et $c = 0.15$,

La valeur du critère de Nash est égale à 0.96.

Les figures ci-dessous présentent respectivement l'allure des courbes des débits simulés et des débits observés, ainsi que les débits simulés versus les débits observés.

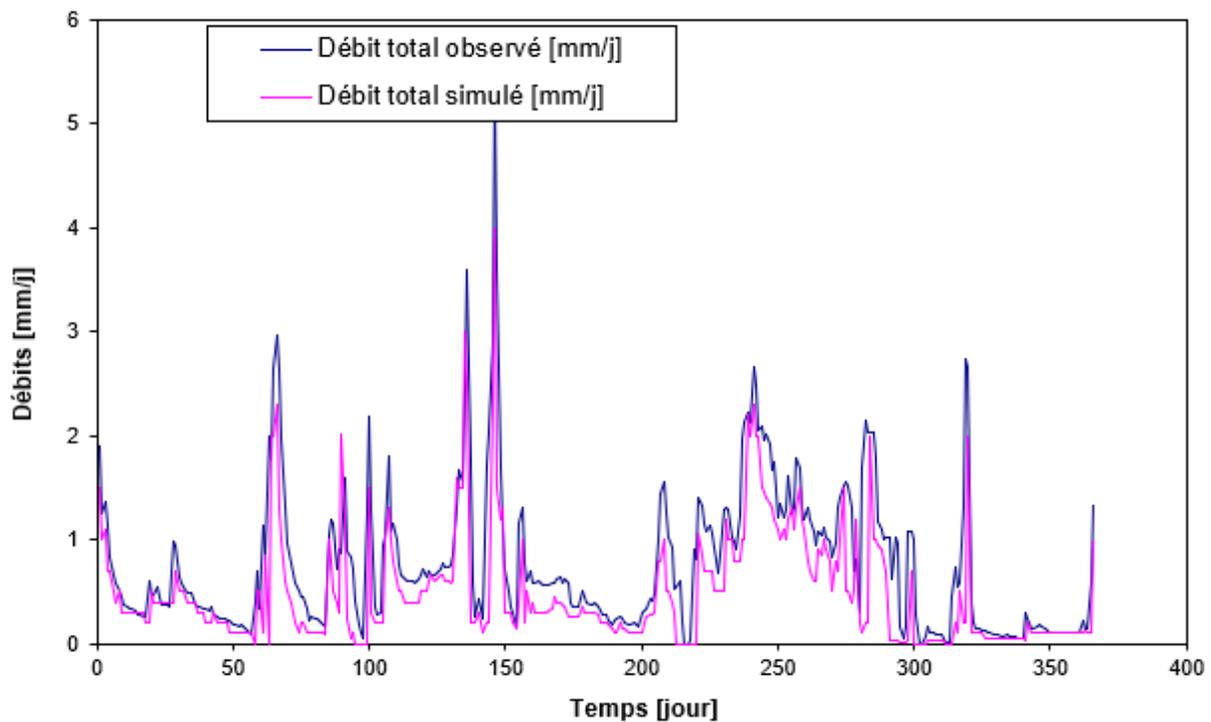


Figure7: L'allure des courbes des débits simulés et des débits observés

Les courbes observées et calculées se superposent presque au niveau des débits extrêmes présentant un léger décalage qui est probablement dû à la fiabilité des données et au régime climatique qui règne au niveau du bassin étudié.

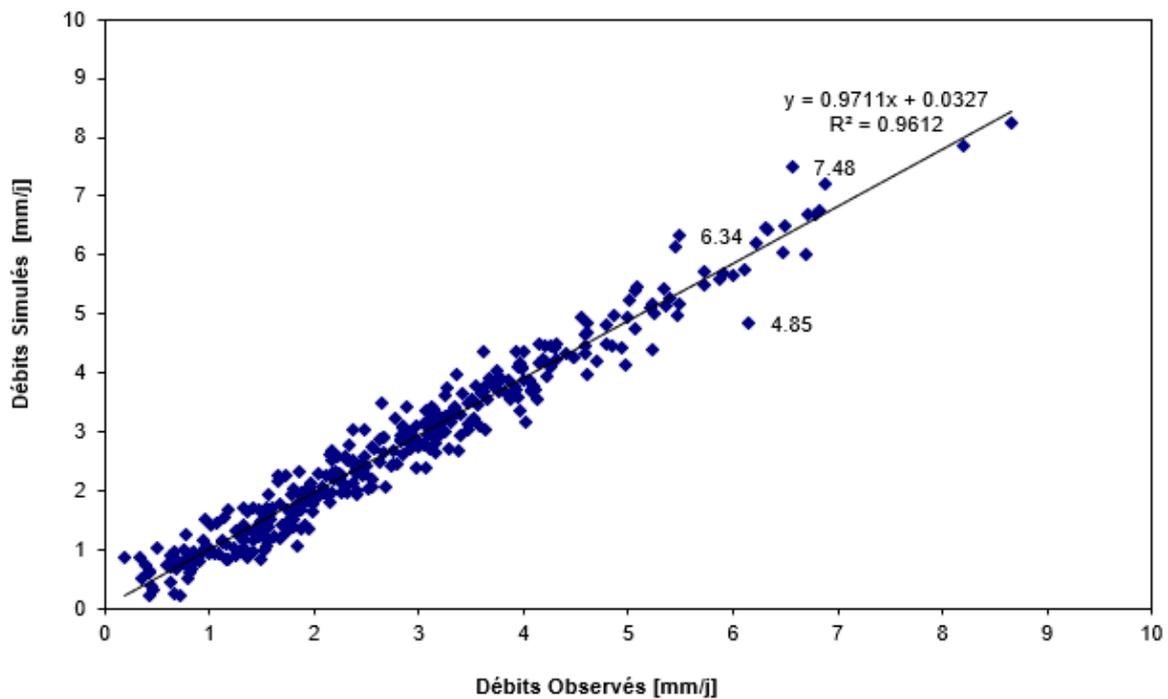


Figure8: droite de corrélation illustrée

La droite de corrélation illustrée, ci-dessus, confirme quant à elle la justesse des simulations effectuées. Pratiquement toutes les données (mesurées et calculées) suivent une droite exprimant une forte proportionnalité et donc une bonne corrélation acceptée deux à trois points qui se détachent légèrement de la droite. Ces mesures peuvent présenter des erreurs qu'il faut rechercher la cause.

La solution trouvée est très satisfaisante mais rien ne garantit que ce soit la meilleure. En hydrologie, le problème d'équifinalité est souvent rencontré. C'est à dire qu'il y a plusieurs jeux de paramètres (pouvant être très différents) qui donnent des solutions de même qualité (cf. large surface de réponse avec $Nash > 0.9$). Ceci est dû au choix d'un modèle conceptuel pour modéliser le bassin versant : il n'y a pas de vraies valeurs puisque les composantes du modèle ne représentent pas une réalité physique. Le choix du jeu de paramètres à retenir peut-être motivé par d'autres considérations que les critères utilisés pour la calibration

7-Conclusion:

Les modèles hydrologiques permettent donc de transformer des séries décrivant le climat d'un bassin versant (typiquement des séries de précipitations et de températures) en une série de débits. Cette transformation est souvent divisée en deux parties:

- Une première partie souvent appelée la "production", qui consiste en la détermination de bilans d'eau à l'échelle du bassin versant. Ce bilan permet notamment de répartir la pluie brute observée (la totalité de la pluie qui est tombée sur le bassin versant et qui est mesurée par un ou plusieurs pluviomètres) en pluie "nette" (la proportion de la pluie brute qui participe au débit du bassin versant étudié), en quantité d'eau évapotranspirée et en quantité d'eau stockée par le bassin versant.
- Une deuxième partie souvent appelé le "transfert" ou "le routage", qui consiste à répartir dans le temps la quantité d'eau participant au débit du bassin versant étudié.

Conclusion Générale:

La région de Haut Cheliff malgré leur relative proximité de la mer (50 Km environ), se caractérise par un climat semi-aride. Généralement, on assiste à un été long, chaud et sec, à des hivers pluvieux et froids et des automnes et des printemps très courts, son bassin versant contient de nombreuses stations hydroclimatiques et hydrologiques, bien que leur répartition reste hétérogène, la base de données dont nous disposons actuellement est tout de même suffisante pour réaliser une étude grâce à sa vaste superficie

Dans cette thèse, un modèle d'incertitude inspiré de celui de Kavetski et al. (2003) est suggéré, intégrant les erreurs structurales en plus des erreurs sur les données d'entrée et de sortie. Utilisant l'analyse bayésienne, ce schéma est traduit sous forme d'une équation décrivant la forme de la distribution a posteriori des paramètres. Cette équation est résolue analytiquement pour le modèle hydrologique mensuel "abc"

Finalement, nous avons retenu , les valeurs suivantes:

$S_0 = 40 \text{ mm}$,

$a = 0.53$,

$b = 0.42$

et $c = 0.15$,

Les courbes observées et calculées se superposent presque au niveau des débits extrêmes présentant un léger décalage qui est dû probablement à la fiabilité des données et au régime climatique qui règne au niveau du bassin étudié.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES:

- AS Abdul, [RW Gillham](#) - Water Resources Research, 1984 - Wiley Online Library
- Ackerer, P., Mose R., Ruch M. & Semra K., 1990. MARCHAL: a three-dimensional model for groundwater flow and quality modelling on PC computer. In : Calibration and Reliability in Groundwater Modelling, Volume Papers of Int. Conf. on Calib. and Rel. in Groundwater Modelling, The Hague, 3-6 Sept. 1990, The Netherlands
- ANRH: Agence National des Ressources Hydrauliques
- Ana Maia, née à Porto en 1976, architecte et designer, vit à Bruxelles. Diplômée de l'école Supérieure Artistique de Porto – ESAP, Portugal, 2001. Après une longue collaboration avec différents bureaux d'architectures comme architecte-concepteur / designer à Bruxelles, Ana Maia, lance, en 2013 la marque « MINI ARCHI ».
- Ambroise, B., 1999. Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 - Modélisation systémique et dynamique. Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, 12(1), 125–153. <https://doi.org/10.7202/705346ar>
- Article de recherche, Sécheresse 2009; 20(1):66-77 https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers15-07/010046441.pdf
- BENHAMIDCHAESMA;09.2019 <https://biblio.univ-annaba.dz/ingeniorat/wp-content/uploads/2019/09/BENHAMIDCHA-ESMA.pdf>
- Beven, K., Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. Water Resour. Res. 18, 1311–1325. <https://doi.org/10.1029/WR018i005p01311>
- Bowles, D.S., O'Connell, P.E. (Eds.), 1991. Recent Advances in the Modeling of Hydrologic
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., Orlandini, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data: Surface-subsurface flow modeling. Water Resour. Res. 46. <https://doi.org/10.1029/2008WR007536>
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., McDonnell, J.J., 2019. Fill and Spill Hillslope Runoff Representation With a Richards Equation-Based Model. Water Resour. Res. 55, 8445– 8462. <https://doi.org/10.1029/2019WR025726>

- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., Orlandini, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data: Surface-subsurface flow modeling. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2008WR007536>
- Chocat, B., 1997. Aménagement urbain et hydrologie. *La Houille Blanche* 83, 12–19. <https://doi.org/10.1051/lhb/1997057>
- Clarke, R.T., 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of Hydrology* 19, 1–20. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(73\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(73)90089-9)
- David Haurd Institut National de la Recherche Scientifique (Canada) ProQuest Dissertations & Theses, 2007. 30452600. <https://search.proquest.com/openview/ea40f2c80fe05f76b1a4f8c95ffc6b9e/1?pq-origsite=gscholar&cbl=18750&diss=y>
- Dunne, Thomas & Moore, T. & Taylor, C., 1975. Recognition and Prediction of Runoff- Producing Zones in Humid Regions. *Hydrol Sci BULL Sci Hydrol.* 20.
- Dunne, T., Black, R.D., 04/1970a. An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. *Water Resour. Res.* 6, 478–490. <https://doi.org/10.1029/WR006i002p00478>
- Dunne, T., Black, R.D., 10/1970b. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resour. Res.* 6, 1296–1311. <https://doi.org/10.1029/WR006i005p01296>
- Ebel, B.A., Loague, K., 2006. Physics-based hydrologic-response simulation: Seeing through the fog of equifinality. *Hydrol. Process.* 20, 2887–2900. <https://doi.org/10.1002/hyp.6388>
- El Alfy Le professeur Mohamed El Alfy travaille actuellement au Département de géologie de l'Université de Mansoura, en Égypte. Il mène ses recherches dans le domaine de l'hydrogéologie, de la géostatistique, du SIG et de la télédétection en zones arides. Ses intérêts de recherche sont : les eaux souterraines et la modélisation numérique, l'intrusion d'eau salée dans les aquifères côtiers et la gestion des ressources en eau dans les zones arides.
- Fatichi, S., Vivoni, E.R., Ogden, F.L., Ivanov, V.Y., Mirus, B., Gochis, D., Downer, C.W., Camporese, M., Davison, J.H., Ebel, B., Jones, N., Kim, J., Mascaro, G., Niswonger, R., Restrepo, P., Rigon, R., Shen, C., Sulis, M., Tarboton,

- D., 2016. An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. *Journal of Hydrology* 537, 45–60. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.026>
- Foster, G.R., Huggins, L.F., Meyer, L.D., 1968. Simulation of Overland Flow on Short Field Plots. *Water Resour. Res.* 4, 1179–1187. <https://doi.org/10.1029/WR004i006p01179>
 - Freeze, R.A., 1974. Streamflow generation. *Rev. Geophys.* 12, 627. <https://doi.org/10.1029/RG012i004p00627>
 - Freeze, R.A., 1980. A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Water Resour. Res.* 16, 391–408. <https://doi.org/10.1029/WR016i002p00391>
 - Freeze, R.A., Harlan, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology* 9, 237–258. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90020-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1)
 - Freeze, R.A., & Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 604 pp.
 - Freeze, R.A., 06/1972a. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. *Water Resour. Res.* 8, 609–623. <https://doi.org/10.1029/WR008i003p00609>
 - Freeze, R.A., 1969. The Mechanism of Natural Ground-Water Recharge and Discharge: 1. One-dimensional, Vertical, Unsteady, Unsaturated Flow above a Recharging or Discharging Ground-Water Flow System. *Water Resour. Res.* 5, 153–171. <https://doi.org/10.1029/WR005i001p00153>
 - Germann, P.F., 1990. Macropores and hydrologic hillslope processes. In M G Anderson and T P Burt (Eds), *Process Studies in Hillslope Hydrology*, pp.327-363. Wiley:Chichester
 - Germann, P.F., DiPietro, L., 1996. When is porous-media flow preferential? A hydromechanical perspective. *Geoderma* 74, 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00059-6)
 - Goderniaux, P., Brouyère, S., Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, P., Dassargues, A., 2009a. Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrology* 373, 122–138. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.017>

- Green, I. R. A. , et Stephenson, D. (1986). Criteria for comparison of single event models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(3), 395-411
- Hanks, R.J., Klute, A., Bresler, E., 1969a. A numeric method for estimating infiltration, redistribution, drainage, and evaporation of water from soil. *Water Resour. Res.* 5, 1064–1069.
<https://doi.org/10.1029/WR005i005p01064>
- Haverkamp, R., Vauclin, M., 1979. A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems. *Water Resour. Res.* 15, 181–187.
<https://doi.org/10.1029/WR015i001p00181>
- Haverkamp, R., Vauclin, M., 1979. A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems. *Water Resour. Res.* 15, 181–187.
<https://doi.org/10.1029/WR015i001p00181>
- Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R., 1967. Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas. In: Sopper, W.E. and Lull, H.W., Eds., *Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, Pennsylvania State University, New York, 275-290.
- Hrachowitz, M., Clark, M.P., 2017. HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 3953–3973. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3953-2017>
-
- Ivanov, V.Y., Vivoni, E.R., Bras, R.L., Entekhabi, D., 2004. Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model: Catchment hydrologic response with a tin. *Water Resour. Res.* 40.
<https://doi.org/10.1029/2004WR003218>
- Kalbus, E., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater – surface water interactions: a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 873–887. <https://doi.org/10.5194/hess-10-873-2006>
- Kartoubi Mohamed, Hartani Tarik, Hallouz Faiza, mai 2017
<https://www.asjp.cerist.dz/en/downArticle/453/1/1/67662>
- Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2006. Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources* 29, 945–958.
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.08.006>

- Kool, J.B., Parker, J.C., van Genuchten, M.Th., 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models — A review. *Journal of Hydrology* 91, 255–293. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90207-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90207-1)
- Li, Q., Unger, A.J.A., Sudicky, E.A., Kassenaar, D., Wexler, E.J., Shikaze, S., 2008. Simulating the multi-seasonal response of a large-scale watershed with a 3D physically-based hydrologic model. *Journal of Hydrology* 357, 317–336. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.05.024>
- Loague, K.M., 1988. Impact of rainfall and soil hydraulic property information on runoff predictions at the hillslope scale. *Water Resour. Res.* 24, 1501–1510. <https://doi.org/10.1029/WR024i009p01501>
- Neuman, S.P., Witherspoon, P.A., 1970. Finite Element Method of Analyzing Steady Seepage with a Free Surface. *Water Resour. Res.* 6, 889–897. <https://doi.org/10.1029/WR006i003p00889>
- Maxwell, R.M., Putti, M., Meyerhoff, S., Delfs, J., Ferguson, I.M., Ivanov, V., Kim, J., Kolditz, O., Kollet, S.J., Kumar, M., Lopez, S., Niu, J., Paniconi, C., Park, Y., Phanikumar, M.S., Shen, C., Sudicky, E.A., Sulis, M., 2014. Surface–subsurface model intercomparison: A 137 first set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. *Water Resour. Res.* 50, 1531–1549. <https://doi.org/10.1002/2013WR013725>
- McDonnell, J.J., 1990. A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in a Steep, Humid Catchment. *Water Resour. Res.* 26, 2821–2832. <https://doi.org/10.1029/WR026i011p02821>
- Mirus, B.B., Ebel, B.A., Loague, K., Wemple, B.C., 2007. Simulated effect of a forest road on near-surface hydrologic response: redux. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 126–142. <https://doi.org/10.1002/esp.1387>
- Mirus, B.B., Loague, K., VanderKwaak, J.E., Kampf, S.K., Burges, S.J., 2009. A hypothetical reality of Tarrawarra-like hydrologic response. *Hydrol. Process.* 23, 1093–1103. <https://doi.org/10.1002/hyp.7241>
- Morel–Seytoux, H.J., 1989. Unsaturated flow in hydrologic modeling. Theory and practice.
- Mosley, M.P., 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resour. Res.* 15, 795–806. <https://doi.org/10.1029/WR015i004p00795>
- Panday, S., et Huyakorn, P. S. (2004). A fully coupled physically-based spatially distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances*

in Water Resources, 27(4), 361-382 <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.02.016>

- Paniconi, C., Putti, M., 1994. A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. *Water Resour. Res.* 30, 3357–3374. <https://doi.org/10.1029/94WR02046>
- Pilgrim, D.H., Huff, D.D., Steele, T.D., 1978. A field evaluation of subsurface and surface runoff. *Journal of Hydrology* 38, 319–341. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(78\)90077-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(78)90077-X)
- Pinder, G.F., Bredehoeft, J.D., 1968. Application of the Digital Computer for Aquifer Evaluation. *Water Resour. Res.* 4, 1069–1093. <https://doi.org/10.1029/WR004i005p01069>
- Qu, Y., Duffy, C.J., 2007. A semidiscrete finite volume formulation for multiprocess watershed simulation: Multiprocess watershed simulation. *Water Resour. Res.* 43. <https://doi.org/10.1029/2006WR005752>
- Raviart, P.A. & Thomas, J.M., 1977. A mixed finite element method for the second order elliptic problem. In : *Mathematical Aspects of the Finite Element Method*, Springer Verlag, New York
- Refsgaard, J. C., & Storm, B., 1996. Construction, Calibration, and Validation of Hydrological Models. In M. B. Abbot, & J. C. Refsgaard (Eds.), *Distributed Hydrologic Modeling* (pp. 41-54). Springer.
- Romano, A.J., Shirron, J.J., Bucaro, J.A., 1998. On the noninvasive determination of material parameters from a knowledge of elastic displacements theory and numerical simulation. *IEEE Trans. Ultrason., Ferroelect., Freq. Contr.* 45, 751–759. <https://doi.org/10.1109/58.677725>
- Rubin J., 1969. Numerical analysis of ponded rainfall infiltration. *Proceedings of the Wageningen Symposium, Int. Ass. Scien. Hydrol*
- Singh, V.P., 1997. Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. *Hydrol. Process.*, 11: 1649-1669.
- Singh, V.P., Woolhiser, D.A., 2002. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *J. Hydrol. Eng.* 7, 270–292. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2002\)7:4\(270\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270)) Systems. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-3480-4>

- Singh, V.P., 1997. Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. *Hydrol. Process.*, 11: 1649-1669.
- Simmons, C.T., Brunner, P., Therrien, R., Sudicky, E.A., 2020. Commemorating the 50th anniversary of the Freeze and Harlan (1969) Blueprint for a physically-based, digitally- simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology* 584, 124309. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124309>
- Simmons, C.T., Brunner, P., Therrien, R., Sudicky, E.A., 2020. Commemorating the 50th anniversary of the Freeze and Harlan (1969) Blueprint for a physically-based, digitally- simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology* 584, 124309. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124309>
- Shen, C., Phanikumar, M.S., 2010. A process-based, distributed hydrologic model based on a large-scale method for surface–subsurface coupling. *Advances in Water Resources* 33, 1524–1541. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.09.002>
- Sklash, M.G., Farvolden, R.N., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology* 43, 45–65. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90164-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90164-1)
- Smith, R.E., Woolhiser, D.A., 1971. Overland Flow on an Infiltrating Surface. *Water Resour. Res.* 7, 899–913. <https://doi.org/10.1029/WR007i004p00899>
- Szymkiewicz, A., Helmig, R., 2011. Comparison of conductivity averaging methods for one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in Water Resources* 34, 1012– 1025. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.05.011>
- Therrien R, McLaren R, Sudicky E, Panday S, 2005. HydroGeoSphere: A three- dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport, Technical report, Groundwater Simulations Group, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada, pp 322.
- Tocci, M.D., Kelley, C.T., Miller, C.T., 1997. Accurate and economical solution of the pressure-head form of Richards' equation by the method of lines. *Advances in Water Resources* 20, 1–14. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(96\)00008-5](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(96)00008-5)

- TOUHARI FADHILA , 06/2021 <https://www.ensh.dz/wp-content/uploads/2021/06/TOUHARI-Resume-Etendu-Fr.pdf>
- VanderKwaak, J.E., Loague, K., 2001. Hydrologic-Response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resour. Res.* 37, 999–1013. <https://doi.org/10.1029/2000WR900272>
- Weill, S., Mouche, E., Patin, J., 2009. A generalized Richards equation for surface/subsurface flow modelling. *Journal of Hydrology* 366, 9–20. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.007>
- Weyman, D.R., 1970. Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin* 15, 25–33. <https://doi.org/10.1080/02626667009493969>
- Whipkey, R.Z., 1969. Storm runoff from forested catchments by subsurface routes. In: *Floods and their Computation (Proc. Leningrad Symp., August 1969)*, 773-779. IAHS Publ. no. 85
- Williams, G.A., Miller, C.T., 1999. An evaluation of temporally adaptive transformation approaches for solving Richards' equation. *Advances in Water Resources* 22, 831–840. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(98\)00048-7](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(98)00048-7)
- Woolhiser, D.A., Liggett, J.A., 1967. Unsteady, one-dimensional flow over a plane-The rising hydrograph. *Water Resour. Res.* 3, 753–771. <https://doi.org/10.1029/WR003i003p00753>