

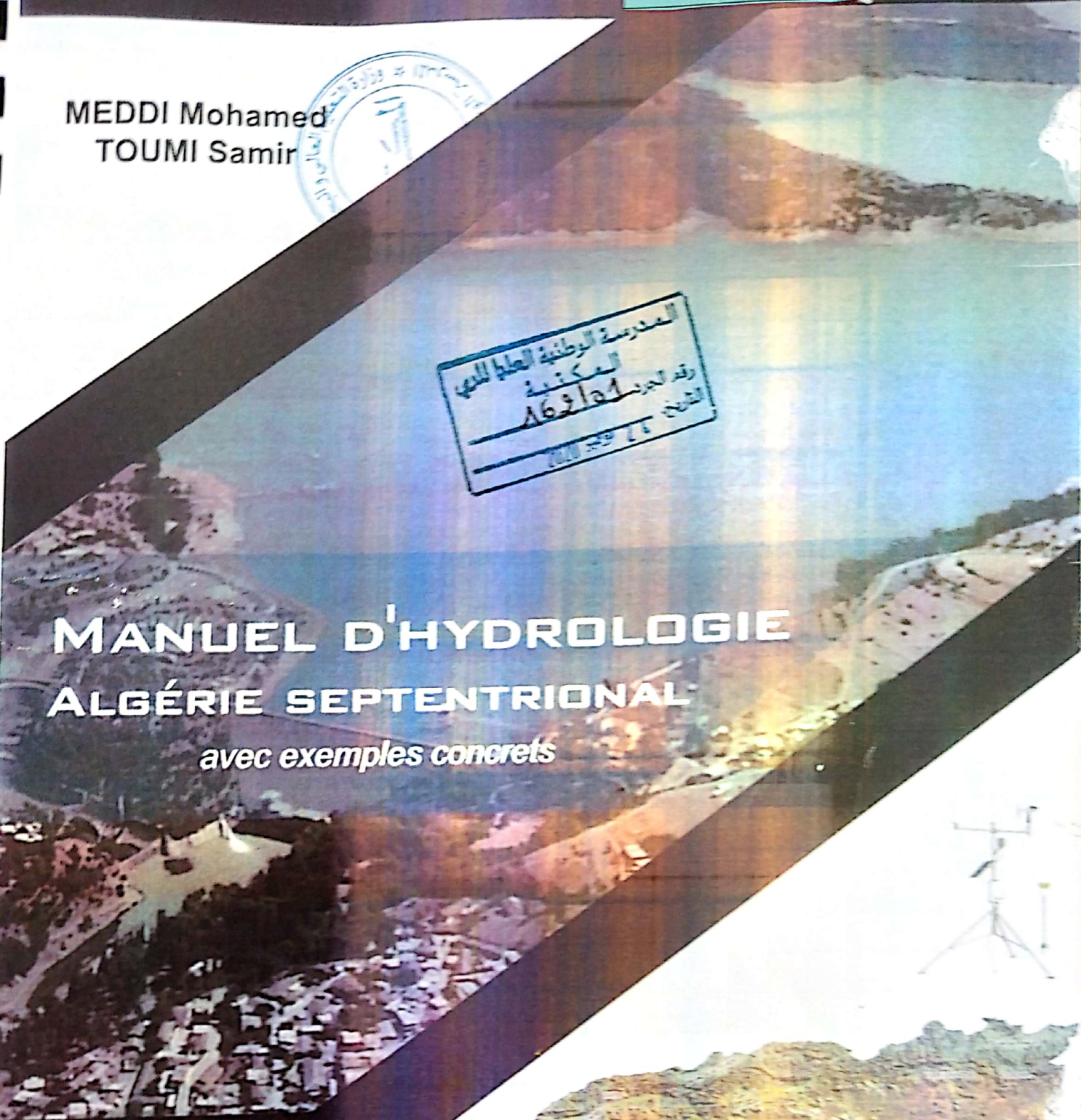
MEDDI Mohamed  
TOUMI Samir



المدرسة الوطنية العليا للمياه  
المكتوبة  
رقم الجريدة 16214  
التاريخ 21 يونيو 2018

# MANUEL D'HYDROLOGIE ALGÉRIE SEPTENTRIONALE

*avec exemples concrets*



Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Blida  
Laboratoire Génie de l'Eau et Environnement

Algérie  
2018



## Préambule

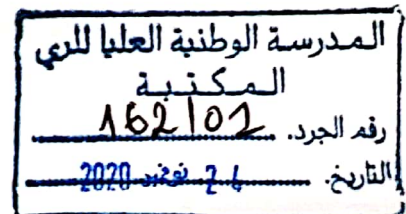
L'hydrologie est définie comme étant la science traitant du "cycle de l'eau". Dubreuil(1990), parle dans son rapport sur l'évaluation du potentiel français en hydrologie, de l'utilisation des connaissances hydrologiques en Génie civil, lors de l'élaboration d'un projet d'aménagement ou de gestion des eaux comme étant de l'ingénierie hydrologique.

La conception et le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques de stockage ou de protection dépend de l'hydrologie des bassins hydrographiques, en particulier, le débit maximum, l'apport annuel, les pluies maximales, le transport solide etc. Le débit maximum constitue un paramètre de conception et son estimation est une condition préalable aux calculs hydrauliques de nombreux ouvrages hydrotechniques et aménagements hydrauliques. Les calculs des paramètres hydrologiques sont indispensables aux aménagements de cours d'eau, la protection contre les crues, le dimensionnement des bassins de rétention des crues, la dérivation et l'évacuation des crues.

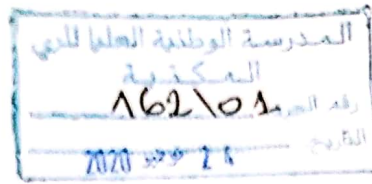
Le dimensionnement des ouvrages hydrotechniques et les différents aménagements hydrauliques se font sur la base du bon choix des formules de calcul des paramètres hydrologique. Dans cette optique, nous avons jugé opportun d'élaborer un guide pratique regroupant un certain nombre d'approches permettant le calcul du débit moyen annuel, du débit maximum, des pluies journalières maximales fréquentielles, de la dégradation spécifique et de l'indice d'agressivité des pluies.

Ce guide est le fruit d'un important travail de rassemblement de résultats de recherche mené au niveau du laboratoire « Génie de l'Eau et Environnement » de l'École Nationale Supérieure d'Hydraulique de Blida (ENSH). Nous avons donc estimé essentiel de capitaliser ces résultats et expériences pour les mettre au service du développement socioéconomique de notre pays.

C'est avec un très grand plaisir que j'exprime ma reconnaissance aux cadres et agents de l'Agence Nationale des Ressources Hydrologiques (ANRH) et de l'Office National de la Météorologie.



## I. Topographie



La zone concernée par le travail de ce polycopie s'étend sur environ 381 000 km<sup>2</sup> dont 200000 km<sup>2</sup> sont constitués de plaines et de plateaux. Elle est située entre 9° Est et à environ 3° Ouest (Fig. N° 1).

La partie du littoral s'étend sur environ 1200 km. Elle est caractérisée par un climat doux. L'humidité est relativement élevée et la pluviométrie varie entre 400 mm à l'ouest et 1000 mm à l'Est.

L'Atlas Tellien commence à l'Ouest par les hauteurs du djebel Tessala (1061 m) qui limite au Nord la plaine de Sidi Bel Abbes, suivi par les djebels Daya (1417 m), Saïda (1288 m), Frenda (1132 m), El Ouencheriss (1985 m), Dahra (1071 m) et Zekkar (1579 m). A l'Est du djebel Zekkar débute une série de montagne constituée par l'Atlas de la Mitidja (1972 m), à l'Est de celui-ci, on trouve les hauteurs de la Kabylie (Djurdjura, 2328 m). L'Atlas Tellien est également composé par des plaines du littoral tel que : la plaine d'Oran, de Mitidja et d'Annaba et des plaines intérieures : la plaine de Tlemcen, de Sidi Bel Abbès et de Sersou.

Les hauts plateaux s'étendent sur environ 700 km. Ils s'étalent d'ouest en est, les hauteurs varient de 1000 à 1200 m. Parmi ces djebels on cite ceux de Tlemcen (1142 m). Les hauts plateaux se rétrécissent à l'est du fait de leur proximité de l'Atlas Tellien. L'altitude diminue jusqu'à 400 m au niveau du chott El Hodna.

L'Atlas Saharien est considéré comme la limite naturelle entre le Nord et le Sud sur une distance d'environ 700 km. Il est constitué par une série de montagnes discontinues, à l'Ouest on trouve djebels Ksour (1980 m), Amour (1683 m) et Ouled Naïl (1500 m) et à l'Est on trouve djebel El aouess (2328 m).

Les altitudes importantes constituent des barrières naturelles devant l'écoulement des masses nuageuses génératrices de pluies. Plusieurs auteurs ont montré qu'une grande partie de la variance des précipitations est expliquée par l'altitude et la forme du relief (Hutchinson (1968) dans le bassin d'Otago en Nouvelle-Zélande; Laborde (1982) dans le Nord de la France; Humbert et Paul (1982) et Humbert, Perrin (1983) dans les Vosges (Nord-Est de la France); Aissani (1983) dans l'Algérois; Meddi (1992) dans le Bassin versant de l'Oued Mina à l'Ouest de l'Algérie; Mabarki (2005) dans l'Est Algérien; Oettli et Camberlin (2005) dans l'Est Africain; Sanchez-Moreno et al. (2014) sur l'île de Santiago au Cap-Vert; Enyew and Steeneveld (2014) en Éthiopie.

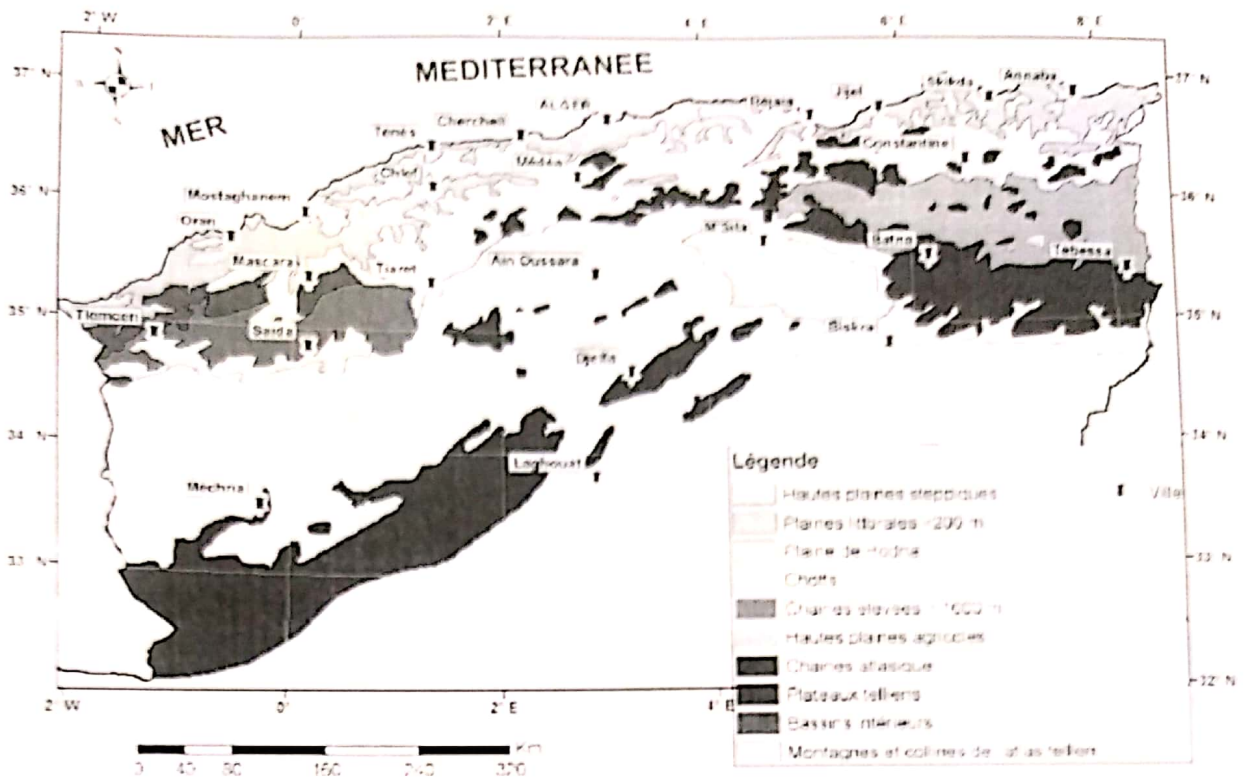


Fig. N° 1 : Topographie de l'Algérie du Nord

## 2. Climat et pluviométrie

### 2.1. Climat

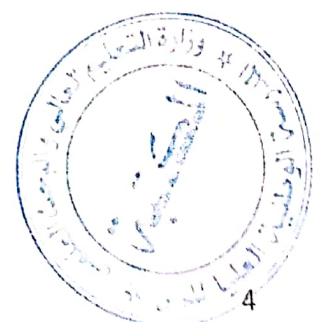
Le nord de l'Algérie est dans la zone tempérée et jouit d'un doux climat méditerranéen. Compte tenu de sa topographie, il existe de forts contrastes dans les températures avec des incidences sur la pluviométrie.

Dans le Tell, la température moyenne en été se situe entre 21°C et 24°C et chute en hiver vers 10°C à 12°C. Les hivers ne sont pas froids, mais le taux d'humidité est élevé et les maisons sont rarement convenablement chauffées. Dans l'est de l'Algérie, les températures moyennes sont un peu plus basses, et sur les steppes du Haut Plateau les températures hivernales sont à quelques degrés au-dessus de zéro. Une caractéristique marquante du climat dans cette région est le sirocco, un vent du sud au large du désert. Ce vent atteint aussi à l'occasion les zones côtières.

### 2.2. Précipitations

La partie Nord de la zone d'étude, soumise au climat méditerranéen, est caractérisée par des hivers relativement froids et pluvieux et des étés chauds et secs. La pluviométrie moyenne annuelle est de 400 mm à l'ouest, 700 mm au centre et 1000 mm à l'est pour le littoral.

Ce climat concerne le littoral et les montagnes avoisinantes et qui constituent l'Atlas Tellien (au niveau des sommets de l'Est de l'Algérie. La pluviométrie varie entre 800 à 1600 mm au centre du pays et 700 à 1000 mm, et à l'Ouest on enregistre une moyenne de 600 mm). Au niveau des plaines de l'Atlas Tellien la pluviométrie varie de 500 mm à l'Ouest, 450 mm au Centre et de 700 mm à l'Est (*Fig. N° 2*)



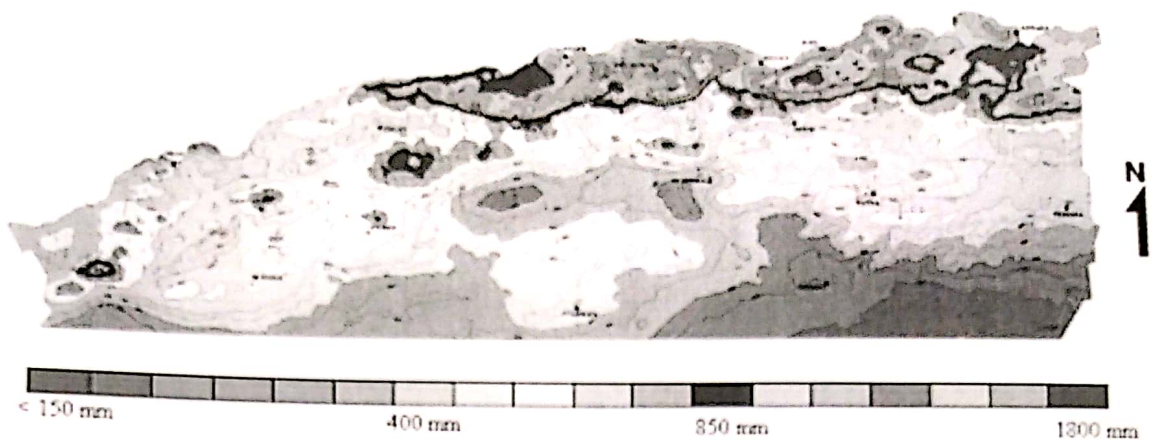


Fig. N° 2 : Carte pluviométrique pour l'Algérie du Nord (ANRH, 1993)

Dans ce qui suit, les caractéristiques statistiques ainsi que la variabilité des pluies dans le Nord de l'Algérie seront discutées. L'étude est basée sur les données de 374 postes pluviométriques (Fig. N° 3) réparties sur les 16 grands bassins versants que compte l'Algérie du Nord Meddi et Toumi (2013), selon le découpage de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (Tabl et Fig 1). Les caractéristiques pluviométriques sont consignées dans le tableau n°2.

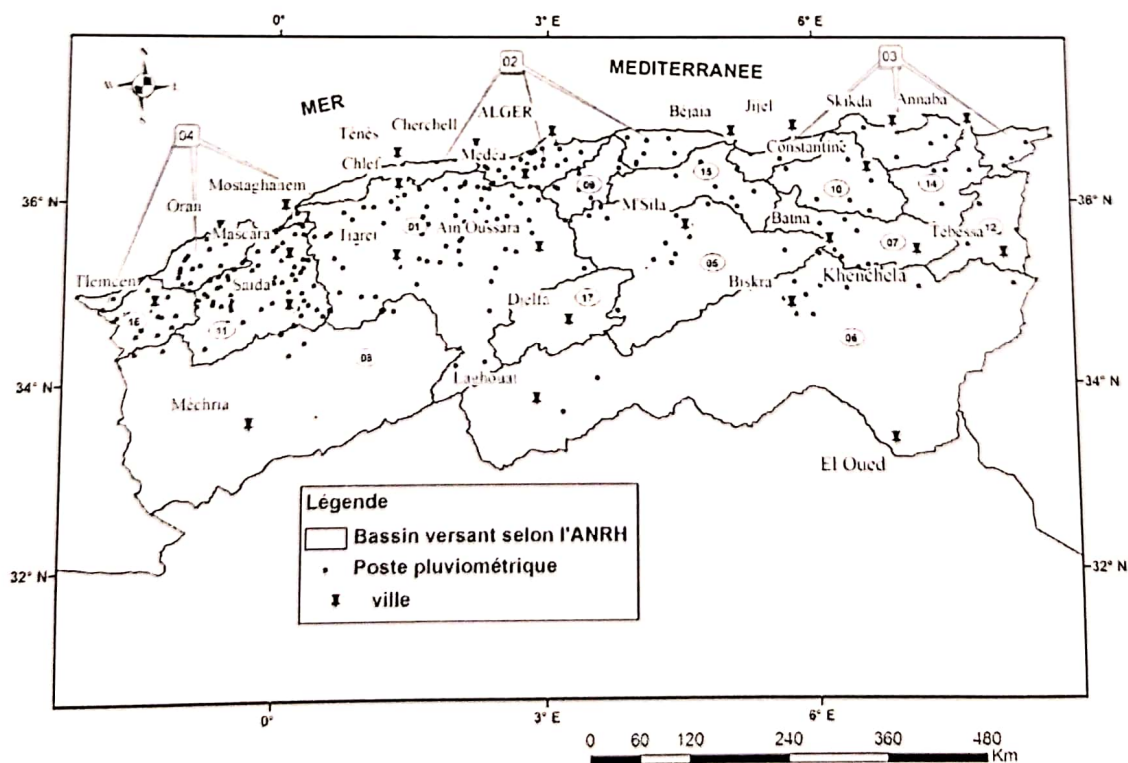


Fig. N° 3 : Bassins versants selon le découpage de l'ANRH et postes pluviométriques

Tableau 1 : Grands bassins versant de l'Algérie du Nord (in Meddi et Toumi, 2013)

Code	Bassin Versant	Superficie km <sup>2</sup>	Nombre de postes pluviométriques	Altitude minimale (m)	Altitude maximale (m)
BV 01	Chelif	43750	70	20	1983
BV 02	Côtiers Algérois	11972	37	10	2305
BV 03	Côtiers Constantinois	11566	13	25	1220
BV 04	Côtiers Oranais	5831	21	65	1113
BV 05	Chott El Hodna	25843	14	435	1862
BV 06	Chott Melrhir	68750	16	190	2326
BV 07	H. Plateaux Constantinois	9578	8	890	2300
BV 08	H. Plateaux Oranais	49370	6	720	1650
BV 09	Isser	4149	7	90	1810
BV 10	Kebir Rhumel	8815	10	15	1729
BV 11	Maeta	14389	68	600	1238
BV 12	Medjerdah	7785	6	480	1626
BV 14	Scybousse	6475	6	10	1635
BV 15	Soummam	9125	17	210	2305
BV 16	Tafna	7245	15	50	1824
BV 17	Zahrez	9102	-	-	-
	<b>Total</b>	<b>293745</b>	<b>314</b>		

*Tableau 2 : Valeurs de pluies moyennes annuelles en mm et des coefficients de variation des séries pluviométriques enregistrées au niveau de chaque bassin versant (Valeur minimale, valeur maximale, valeur moyenne et coefficient de variation). Meddi et Toumi (2013)*

Nom du Bassin Versant	Valeurs Moyennes de la pluviométrie annuelle en mm				coefficient de Variation			
	Val Min	Val Max	Moy.	CV	Val min	Val Max	Moy	CV spatial
Cheliff	148.4	745.9	<b>391.6</b>	<b>0.30</b>	0.17	0.45	<b>0.28</b>	<b>0.23</b>
Côtiers Algérois	531.7	948.8	<b>711.6</b>	<b>0.16</b>	0.17	0.42	<b>0.28</b>	<b>0.19</b>
Côtiers Constantinois	547.6	1045.1	<b>749.5</b>	<b>0.20</b>	0.18	0.35	<b>0.26</b>	<b>0.23</b>
Côtiers Oranais	302.5	397.7	<b>362.0</b>	<b>0.10</b>	0.29	0.42	<b>0.34</b>	<b>0.12</b>
Chott El Hodna	113.2	350.4	<b>220.7</b>	<b>0.32</b>	0.24	0.78	<b>0.41</b>	<b>0.36</b>
Chott Melrhir	93.0	404.9	<b>237.0</b>	<b>0.49</b>	0.30	0.48	<b>0.40</b>	<b>0.15</b>
H. Plateaux Constantinois	179.5	501.6	<b>361.7</b>	<b>0.27</b>	0.19	0.58	<b>0.34</b>	<b>0.33</b>
H. Plateaux Oranais	136.3	295.1	<b>213.1</b>	<b>0.23</b>	0.20	0.46	<b>0.31</b>	<b>0.24</b>
Isser	368.4	812.3	<b>607.3</b>	<b>0.23</b>	0.18	0.38	<b>0.29</b>	<b>0.18</b>
Kebir Rhumel	254.2	1337.5	<b>490.9</b>	<b>0.54</b>	0.13	0.54	<b>0.32</b>	<b>0.31</b>
Macta	206.0	380.9	<b>308.3</b>	<b>0.16</b>	0.22	0.44	<b>0.29</b>	<b>0.18</b>
Medjerdah	279.7	1011.6	<b>434.3</b>	<b>0.47</b>	0.22	0.42	<b>0.32</b>	<b>0.20</b>
Seybousse	225.9	767.4	<b>471.7</b>	<b>0.31</b>	0.24	0.48	<b>0.31</b>	<b>0.22</b>
Soummam	310.8	574.7	<b>428.7</b>	<b>0.19</b>	0.21	0.48	<b>0.27</b>	<b>0.28</b>
Tafna	263.0	656.7	<b>447.3</b>	<b>0.26</b>	0.27	0.50	<b>0.34</b>	<b>0.21</b>

Valeurs Moyennes : pluies minimales, moyennes et maximales de l'ensemble des postes du bassin versant correspondant.

Coefficients de variation : Coefficients de variation des séries formées par les moyennes au niveau de chaque poste pluviométrique d'un bassin versant donné.

### 2.2.1. Coefficient de variation

Pour caractériser la variabilité temporelle sur la période d'observation et la variabilité spatiale, nous avons utilisé le coefficient de variation exprimé en pourcentage (%). Le coefficient de variation caractérise souvent la variabilité de la pluviométrie (Groupe chadule, 1994), il constitue le rapport entre l'écart type d'une série et sa moyenne (Cam Berlin, 1994).

$$CV = \left(\frac{\sigma}{\bar{x}}\right) \times 100$$

$\bar{x}$  : Moyenne de la série ;

$\sigma$  : Écart-type.

Nous rappelons que selon Matthews (1981) le coefficient de variation des pluies est une mesure assez efficace de la variabilité par rapport à la moyenne d'un échantillon et que ses valeurs sont, en général, plus élevées si les moyennes des séries sont petites.

La carte de la figure 3 montre la variabilité spatiale du coefficient de variation de l'Algérie du Nord (Meddi et Toumi 2015).

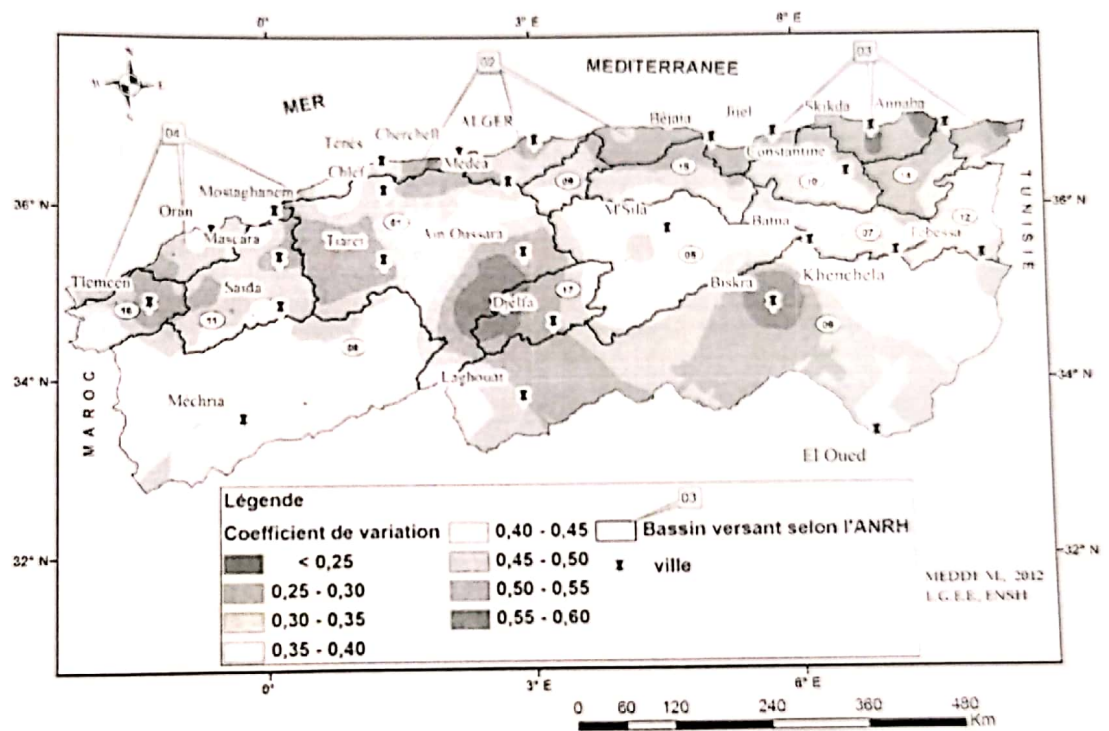


Fig. N° 4 : Carte de la variation spatiale des Coefficient de variation du Nord de l'Algérie

Dans ce qui suit, la variation spatiale de la pluie annuelle ainsi que le coefficient de variation, par grand bassin, sera discutée.

#### ➤ Bassin versant du Chellif (01)

Le bassin versant du Chellif est caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle variant de 148 mm à 746 mm d'une station à une autre. Le coefficient de variation des moyennes annuelles est de l'ordre de 30 %, ce qui montre une variabilité modérée.

A l'échelle annuelle, la variabilité spatiale (représentée par le coefficient de variation d'une station à une autre) varie de 29 % à 51 %. La variabilité spatiale est accentuée par :

Les pluies orageuses d'automne et d'été provoquées par les vents de direction Nord-Ouest (Meddi M. 1992) touchant le Nord-Ouest et le Sud - Ouest du bassin.

Les pluies importantes, d'hiver et de printemps, reçues par les parties montagneuses (Djebel Dahra, 1604 m, Djebels El Ouancheriss, 1710 à 1786 m, les monts de Tiaret où l'altitude dépasse les 1200 m), par rapport à la vallée du Chellif et le bassin de l'oued Mina.

La variabilité inter-annuelle pour les stations de ce bassin varie de 17% à 45%. Les stations de la partie ouest du bassin (20% des stations) ont un Cv plus élevé que celui de l'Est et des stations situées sur les sommets (80% des stations). Fig 3.

#### ➤ Bassin versant des côtiers de l'Algérois (02)

Le bassin versant des côtiers Algérois (02) est caractérisé par un relief très accidenté avec des sommets qui atteignent les 1415 m (Djebel Dahra) dans la partie Ouest du bassin et 2308 m (Djebel Djurdjura, Kabylie) dans la partie Est du bassin. Ces chaînes montagneuses en plus de l'Atlas Blidiéen qui succède à la plaine de la Mitidja causent l'appauvrissement progressif de l'atmosphère en vapeur d'eau. Ces chaînes montagneuses ont une grande influence sur la variation spatiale de la pluviométrie (AISSANI, 1985; HALIMI, 1980).

La pluviométrie moyenne annuelle varie de 532 mm à 950 mm. Cette variabilité est engendrée par l'effet de l'altitude, la distance à la mer et la forme du relief (exposition aux vents). Laborde (1998) et Meddi H. (2009). Les vents humides dominants sont de direction Nord, Nord Est et Nord-Ouest, selon la saison, ainsi les stations possédantes des expositions correspondantes à ces directions reçoivent les pluies les plus importantes (exemple : au niveau de la station de Chréa, 1550 m d'altitude a enregistré une pluie de 94 en moyenne alors que la station de Blida qui se trouve à 267 m d'altitude enregistre une pluie moyenne de 768 mm.

La variabilité spatiale de la pluviométrie d'une station à une autre varie de 18 % à 47 %. 70 % des stations ont une variation spatiale plus au moins proche de la moyenne (25 %) et 30 % ont une variation spatiale supérieure à 30 % La variabilité spatial est moins importante que celle du bassin du Chéllif.

#### ➤ Bassin versant des côtiers Constantinois (03)

Le bassin versant des côtiers Constantinois est caractérisé par un relief très accidenté. Les altitudes peuvent atteindre les 1833 m (djebel Babour).

La pluie moyenne annuelle varie, d'une station à une autre, de 548 mm dans la région de Guelma où les altitudes n'excèdent guère les 200 m à 1045 mm dans les régions d'El Kala, à l'extrême Est du pays, et de Jijel. Ce bassin se distingue par une faible variation spatiale des pluies moyennes annuelles (20 %) comparée aux autres bassins. Les fortes pluies caractéristiques de ce bassin réduisent la variabilité spatiale de la pluviométrie. La variation spatiale d'une année donnée peut être très élevée à l'exemple de l'année hydrologique 1988/89 où le coefficient de variation spatiale a atteint les 54 %. Les pluies importantes (1885 mm) de la région de Jijel ont fait augmenter cette disparité (Cv important) pour cette année. Le coefficient de variation (d'une station à une autre) est modéré pour le reste des années.

#### ➤ Bassin versant des côtiers Oranais (04)

Le bassin versant des côtiers Oranais a une topographie moins accidentée. On y trouve la plaine d'Oran où l'altitude n'excède guère les 100 m. Il est caractérisé également par une faible pluviométrie (de 302 mm enregistrée à la station de Marsa Ben Mhidi, à l'extrême Ouest, à 398 mm à Hammam Bouhadjar). La variabilité spatiale, d'une année à une autre et d'une station à une autre, est modérée (10 % à 36 %). Ces faibles pourcentages sont dus essentiellement au relief modéré et aux faibles pluies enregistrées dans ce bassin ces dernières décennies. Ces décennies sont caractérisées par un changement dans le régime pluviométrique qui a touché les pays du Maghreb et le bassin méditerranéen (Kingumbi et al. (2000) en Tunisie; Sebbar et al. (2011) au Maroc; Yesilirmak et al. (2008) en Turquie; Costa et al. (2009) au Portugal; Caloiero et al. (2009) en Italie). Il a provoqué une réduction de la pluviométrie de l'ordre de 20% dans ce bassin (Meddi M. et al., 2003, Meddi M. et al., 2002).

#### ➤ Bassin versant du Hodna (05)

Le bassin versant du Hodna est limité au nord par les Djebels El Hodna et les sommets du Tetri (1810 m). La pluviométrie est très faible (de 113 mm à 350 mm). Ces faibles valeurs sont dues à l'éloignement du bassin de la mer et à l'obstacle montagneux constitué par les Djebels El Hadna et le Tetri qui empêchent la progression des vents chargés d'humidité. Les variations spatiales oscillent entre 19 % et 70 % avec une moyenne de 44 %. Cette forte variabilité est due au contraste Nord-Sud du bassin. Les pluies en Algérie varient en diminuant du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest (Chaumont, 1972; Laborde, 1998; Meddi M., 1992; Meddi H., 2009; Meddi M. et al., 2012). Les pluies importantes de ce bassin sont enregistrées au niveau des sommets du Tetri et de Djebel El Hadna (région de Bordj Bouarredj). Par contre, les pluies les plus faibles sont mesurées dans la région Sud du bassin

(Bousâada et Ain Rich) et dans la partie qui succède aux Djebels El Biban (entre Ain El Hadjal et M'Sila). Cette différence des totaux pluviométriques d'une région à une autre fait augmenter la variation spatiale des pluies (de 36% à 78%).

#### ➤ **Bassin versant du Chott Melrhir (06)**

Le bassin versant du Chott Melrhir s'étend sur une superficie de 68750 km<sup>2</sup>, de 2° Est à 8° Est à la frontière Algéro-Tunisienne. Il est caractérisé par un climat semi-aride et aride. Il est limité au Nord-Est par les Djebels des Ouress où l'altitude est de 2326 m, au Nord-Ouest par les Djebels de Ouled Nail (1570 m) et Djebel Amour (2008 m). Dans sa région Est, on trouve Djebel Nmamecha et en particulier Djebel El Ank (1338 m).

La pluviométrie annuelle est faible, elle varie de 93 mm dans la région de Laghouat qui succède aux Djebels Amour à 405 mm dans la région d'El Kantra, versant Sud des Ouress. La variabilité spatiale de la pluviométrie dans ce bassin est très importante, elle varie de 36 % à 74 % avec une moyenne égale à 57 %. Cette forte variation spatiale est due principalement à l'étendue du bassin qui engendre des variations climatiques considérable. Dans ce bassin, l'influence directe de la topographie et de la situation géographique est remarquable (au niveau des deux sites, de mêmes caractéristiques morphométriques et situés suivant la direction d'écoulement de masses d'air chargées d'humidité, il pleuvra sur le site soumis aux vents et les masses nuageuses peuvent ne pas atteindre le second site (Laborde, 1998).

#### ➤ **Bassin versant des hauts plateaux Constantinois (07)**

Le bassin versant des hauts plateaux Constantinois est constitué au Nord et dans la partie centrale, dans des hauteurs allant de 500 m à 1200 m, au sud, il est limité par les Ouress (Djebel Chilia, 2326 m) et Djebel El Blazma (2094 m).

La pluviométrie annuelle moyenne est de 180 mm à Boullhilet (985 m), versant Nord-Est des Ouress, à 502 mm à Seguene (1409 m) sur le versant Nord-Ouest des Ouress où les vents humides de direction Nord et Nord-Ouest déchargent leurs pluies en priorité. Les variations spatiales, d'une année à une autre, oscillent entre 22 % et 89 % (1970/71) avec une moyenne (37 ans) de 36 %. Les fortes pluies de la région de Tazoult (1180 m), 1079 mm par rapport aux autres stations du bassin font augmenter le coefficient de variation spatiale durant l'année 1970/71. Le reste des années donne des coefficients de variation plus au moins modérés.

➤ **Bassin versant des hauts plateaux Oranais (08)**

Le bassin versant des hauts plateaux Oranais est limité au Nord par les monts de Frenda, Djebel Saida (supérieur à 1200 m), Djebels Daya (1356 m) et les monts de Tlemcen (1843 m) à l'Ouest et au Sud par Djebel Amour (2008 m) et Djebel Aissi (2236 m).

La pluviométrie annuelle est faible au niveau de ce bassin, elle varie de 136 mm à 295 mm. Elle est due principalement à l'éloignement de la mer et au rôle joué par la barrière montagneuse du Nord du bassin qui empêche l'avancement des masses nuageuses. Les variations spatiales sont de 21 % à 50 % avec une moyenne (sur 25 ans) de 34 %. Ces variations modérées sont dues principalement à la nature topographique du bassin et aux faibles pluies résultantes du changement du régime pluviométrique dans la région depuis 1975 (date de rupture dans la stationnarité des séries pluviométriques de l'Ouest de l'Algérie). Meddi M. et al. (2003).

➤ **Bassin versant des Issers (09)**

Le bassin versant des Issers est limité : au Nord-Ouest par l'Atlas Blidéen (1629 m) et la plaine de la Mitidja, au Nord-Est par la chaîne montagneuse de la Kabylie (Djebel Djurdjura, 2308 m) et au Sud par le Titeri (1810 m).

La pluie annuelle varie de 370 mm à Beni Slimane (600 m) dans la partie Sud du bassin à 812 mm dans la région de Lakhdaria (supérieure à 1000 m d'altitude). La variation spatiale est modérée (de 19 % à 33 %). Cette modération peut être expliquée par les pluies abondantes (moyennes de toutes les stations égales à 607 mm sur toute la période d'étude) et par la topographie qui permet pratiquement à la majeure partie du bassin d'être touchée par les vents pluvieux.

➤ **Bassin versant du Kebir Rhumel (10)**

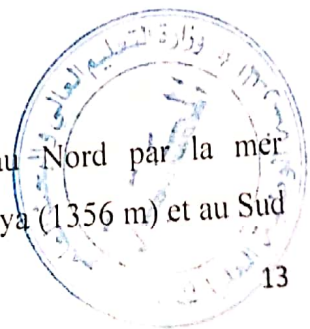
Le bassin versant du Kebir Rhumel s'étend entre la mer Méditerranée au Nord et les Hautes Plaines au Sud, il présente un relief compartimenté, reflet de la nette opposition topographique Tell-Hautes Plaines qui le caractérise (Mebark, 2004). La partie Sud du bassin possède des altitudes supérieures à 1200 m, aussi les sommets des Djebels Guerioun, Tamesguida et Sidi Mimoune dépassent les 1600 m d'altitude. Les Hautes plaines sont comprises entre 600 m et 1200 m d'altitude. Les secteurs d'altitude inférieure à 600 m correspondent à la moitié septentrionale du bassin (Mebarki, 1984).

La pluviométrie annuelle varie de 254 mm dans la région d'Ain Mlila (altitudes de 500 m à 1000 m) à 1338 mm au niveau de la partie Nord du bassin (secteurs d'altitudes inférieures à 200 m).

La variabilité spatiale est très marquée variant de 43 % à 81 %. Cette forte variabilité est provoquée par le rôle remarqué de la chaîne de l'Atlas Tellien (de direction W-E) comme étant une barrière à l'arrivée des vents pluvieux, ce qui donne une partie bien arrosée dans le Nord du bassin et une partie d'une pluviométrie faible à moyenne dans le Sud. Le bassin présente des variations spatiales de plus de 50 % pour la majeure partie des années d'observation. Cette forte variabilité spatiale est le fruit de la nature topographique du bassin qui rend difficile le choix d'une station représentative dans le bassin. Ce qui montre la nécessité d'une estimation moyenne de la pluviométrie, à toutes les échelles temporelles, lors des études hydrologiques de dimensionnement des ouvrages hydrauliques.

➤ **Bassin versant de la Macta (11)**

Le bassin versant de la Macta (Ouest de l'Algérie) est limité au Nord par la mer méditerranéenne, au Sud par les monts de Saida (1201 m) et ceux de Daya (1356 m) et au Sud



Ouest par les monts de Tlemcen toute en incluant les Monts de Beni Chougranne, de Tessala et la plaine de Mohamadia.

La pluviométrie annuelle est faible. Elle varie de 206 mm enregistrée sur le versant sud des Monts de Beni Chougranne (Bouhnifia et Sfisef) à 380 mm sur les Monts de Saïda et sur le versant Nord-Ouest de Monts de Sidi Bel abès et de Tessala. La variation spatiale est modérée, elle varie de 20 % à 43 % avec une moyenne (sur 37 ans) de 25 %. Cette faible variabilité est due essentiellement à la faiblesse pluviométrique de la région malgré la topographie très accidentée du bassin.

#### ➤ **Bassin versant de la Medjerdah (12)**

Le bassin versant de la Medjerdah longe la frontière Algéro-Tunisienne (avec une partie dans le territoire Tunisien). Il est composé au nord par la chaîne montagneuse de Souk Ahrass (1406 m). Les altitudes dépassent les 500 m dans pratiquement tout le bassin avec des sommets qui culminent à 1000 m autour de la ville de Tebessa et également entre Ain Beïda et Meskiana.

La pluie moyenne annuelle varie de 280 mm à l'Ouenza (altitude inférieure à 500 m) à 1012 mm sur le versant Nord des Monts de Souk Ahras. Ces derniers sont exposés aux vents humides dominants de direction Nord et Nord-Est. Ce bassin se caractérise par une forte variabilité spatiale allant de 25 % à 77 % avec une moyenne de 51 % (60 % des années d'observation ont un coefficient de variation spatiale supérieure à 50 %). Cette forte variabilité est due essentiellement aux fortes pluies reçues par les sommets de la région de Souk Ahras où les vents de directions Nord et Nord-Est déchargent leurs pluies avant qu'ils arrivent dans la partie Sud du bassin qui est caractérisée par une pluviométrie moindre.

#### ➤ **Bassin versant de la Seybousse (14)**

Le bassin versant de la Seybousse (Est de l'Algérie) est constitué de hautes plaines au relief assez simple de l'Atlas Tellien, fortement accidenté avec des altitudes qui atteignent les 1326 m (Djbel Aum Settas) et de la plaine d'Annaba dans le Nord du bassin (Ghachi, 1986).

La pluie moyenne annuelle varie de 226 mm dans la partie semi-aride du bassin (Sud du bassin) à 767 mm dans la partie Nord (humide) du bassin touchée par les vents humides dominant de direction Nord (Meddi et al., 1993). La variabilité spatiale est faible à moyenne dans ce bassin (oscille entre 17 et 84 % avec une moyenne de 40 %). Durant l'année 1989/90, le coefficient de la variation spatiale (d'une station à une autre) a atteint une forte valeur de

84%. Elle est due principalement aux fortes pluies tombées dans la région de Guelma (Nord-Ouest du bassin).

#### ➤ **Bassin versant de la Soummam (15)**

Le bassin versant de la Soummam est limité au Nord-Ouest par les Monts de Djurdjura (2308 m), au Nord-Est par Djebel Babour (1833 m) et au Sud par Djbel El Hadna. Il est constitué par un relief très accidenté avec des altitudes dépassant les 2000 m (Djbels El Biban au Sud-Est du bassin).

La pluie moyenne annuelle varie de 310 mm dans la région s'étendant entre Sétif et Bordj Bourreridj (l'altitude varie de 500 à 1000 m) à 580 mm dans la région de Kerrata (l'altitude supérieure à 1000 m). La variabilité spatiale varie de 15 % à 45 % avec une moyenne (sur 37 ans) de 29 %. Pour la totalité des années, la variation spatiale est modérée, mis à part l'année 1976/77 où le total annuel a dépassé les 870 mm au niveau de la région de Kerrata (Nord-Est du bassin) et à Ain Oulman (versant Nord des Djbels El Hodna). Pour le reste des années, les coefficients de variation ne dépassent guère les 34 %.

#### ➤ **Bassin versant de la Tafna (16)**

Le bassin versant de la Tafna longe la frontière Algéro-Marocaine (Ouest de l'Algérie). Il est limité : au Nord-Ouest par Djbels Terara (1021 m), et au Nord-Est par Djbels Tessala. Il est composé dans sa partie Sud-Est par Djbels Tlemcen (de 1576m à 1843m), et dans sa partie Nord, on trouve des plateaux de 200 à 500 m d'altitude.

La pluie moyenne annuelle varie de 260 mm au niveau de la plaine de Tlemcen à 650 mm sur les Monts de Tlemcen. La variabilité spatiale varie de 21 % à 57 % avec une moyenne (sur 37 ans) de 30 %. Plus de 90 % des années d'observation ont un coefficient de variation (spatiale) inférieur à 40 %, ce qui confère à ce bassin une variabilité spatiale plus au moins modérée.

En conclusion, il apparaît que dans le nord de l'Algérie, la variabilité des pluies est très importante et elle varie considérablement d'un bassin à un autre. Elle augmente du nord au sud et de l'est à l'ouest en suivant l'accroissement de la pluie. Cette variabilité est grande au niveau des bassins versants caractérisés par un relief accidenté et des sommets importants tels que : Kebir Rhumel et les Hauts Plateaux Constantinois. Les bassins de faibles hauteurs de pluies se caractérisent également par des variations importantes telles que : Chott El Hodna, Chott Melrhir et les Hauts Plateaux Oranais. L'étude de la variabilité des pluies dans le nord de l'Algérie a montré la nécessité de l'installation de nouveaux postes pluviométriques dans

les différents bassins versants, afin de répondre dans un premier temps aux conditions de l'Office Mondiale de la Météorologie et dans un deuxième temps pour avoir des pluies moyennes proches de la réalité dans les différentes études concernant les aménagements hydrauliques et aux prévisions dans la planification d'irrigation.

Mebarki (2005) a étudié la variabilité spatiale des pluies de l'Est Algériens en utilisant 120 postes pluviométriques pour la période entre 1965 et 1995 (Fig 5). Il a montré que les précipitations peuvent aller de 1 m à 1,5 m par an sur les sommets du Tell maritime (Jijel, Collo, Edough) et sur les Monts de la Medjerda. La zone présaharienne enregistre des pluies moins de 100 mm. Les précipitations varient entre 300 et 500 mm au niveau des Hautes Plaines. Les sommets de l'Aurès et Nememcha enregistrent des pluies qui varient entre 600 et 700 mm. Les précipitations deviennent rares sur la grande dépression du Chott Melhrir (Mebarki, 2005). Les précipitations moyennes annuelles calculées sur les 42 bassins hydrographiques jaugés de l'est Algérien varient entre 200 mm au niveau des bassins du Ksob et Soubella dans le Hodna, et 1200 mm dans le bassin d'El Agrem dans la région côtière de Jijel (Mebarki, 2005).

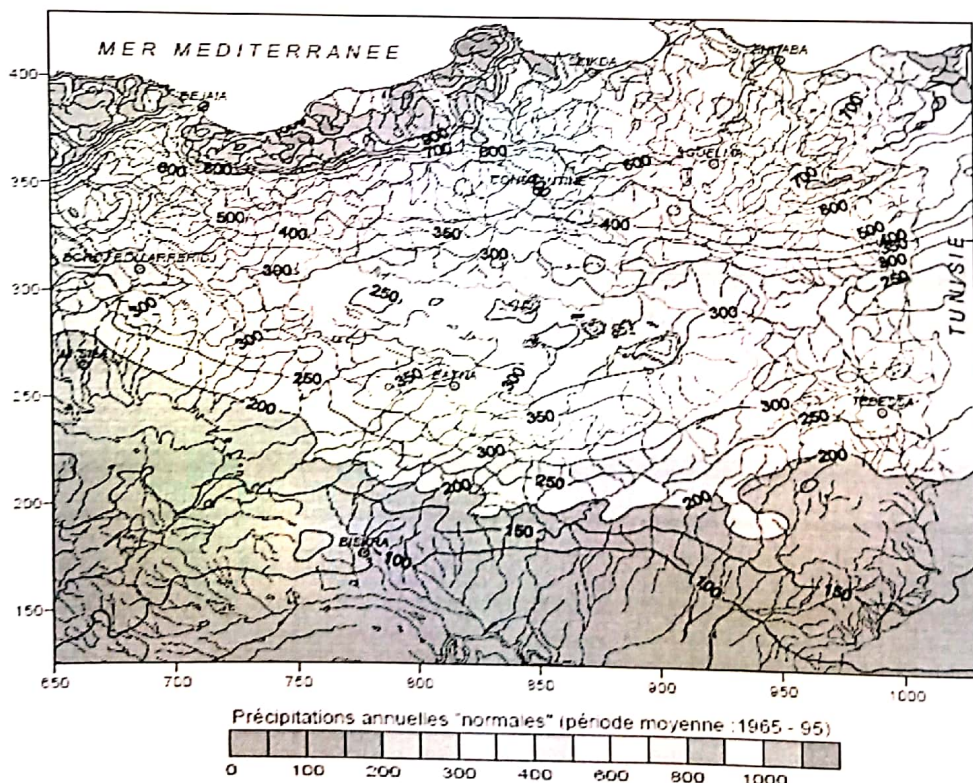


Fig. N° 5 : Carte des précipitations annuelles médianes « normales » (1965/66 -1994/95), (Mebarki, 2005).

Mebarki (2003) a calculé les lames d'eau moyennes précipitées sur 42 bassins hydrographiques couvrant l'Est algérien. Ces calculs ont montré que:

- la moyenne arithmétique des lames d'eau interannuelles est de 485,4 mm.
- les valeurs extrêmes varient entre 200 (bassins du Ksob et Soubella dans le Hodna) et 1200 mm (bassin d'El Agrem dans les Côtiers Est). Avec coefficient de variation (CV) égal à 0,43.

### 2.3. Pluies journalières maximales

En Algérie, pour étudier les valeurs extrêmes de pluies et de débits, la loi de Gumbel est usuellement utilisée. Ces études servent au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques (barrages, digues, canaux etc), qui servent à protéger et assurer en même temps le ravitaillement des populations en eau potable. La projection d'ouvrages et l'établissement des plans de sécurité relatifs aux inondations nécessitent des valeurs de fréquence de  $10^{-2}$  à  $10^{-4}$ , généralement en fonction de l'importance de l'ouvrage. La distribution de Gumbel a longtemps été le modèle le plus utilisé pour estimer les quintiles. Plusieurs arguments comportant en même temps un raisonnement théorique et des faits théoriques sont supposés défendre la pertinence de cette loi (Koutsoyiannis D., 2004). Koutsoyiannis D., (2004) a montré que l'application de la loi de Gumbel peut conduire à une mauvaise estimation du risque par une sous-estimation des plus grandes valeurs extrêmes de pluies, spécialement lorsqu'on dispose de séries de quelques décennies qui ne peuvent pas avoir la même distribution que la distribution réelle, ce qui suggère que la loi Gumbel est le modèle adéquat, alors que ce n'est pas le cas.

Il existe plusieurs approches en hydrologie pour calculer les quintiles de pluies extrêmes. L'analyse fréquentielle est utilisée lorsque les séries de données sont assez longues et de bonne qualité. L'analyse fréquentielle étudie les événements passés et les caractéristiques d'un processus donné pour estimer les probabilités d'apparition future. La prédiction est basée sur l'ajustement d'une loi de probabilité à la série des observations disponibles.

De nombreux chercheurs préfèrent la loi des valeurs extrêmes (GEV) à la loi de Gumbel pour modéliser les pluies journalières maximales annuelles (Wilks, 1993; Chaouche A. *et al.*, 2002; Koutsoyiannis, 2004; Onibon H. *et al.*, 2004; Bacro et Chaouche A., 2006). La différence entre les quintiles estimés par la loi Gumbel et les quintiles estimés par la loi GEV est considérable (Muller A., 2006). Pour une fréquence donnée, les quintiles d'une loi GEV peuvent être deux à trois fois plus grands que les quintiles d'une loi Gumbel (Muller, A., 2006). La loi GEV a été utilisée en Chine pour modéliser les pluies journalières maximales de

651 stations (Feng S. *et al.*, 2007), Nadarajah S. (2005), en étudiant les pluies journalières maximales de la Floride a trouvé que la loi GEV s'adapte le mieux à la distribution des valeurs extrêmes dans cette région. Pour les pluies journalières maximales de la Corée du Sud, la loi GEV a également été employée pour estimer les quintiles (Nadarajah S. et Choi D., 2005). Une étude menée par l'Office Mondial de la Météorologie (OMM, 1989) a montré que 55 Agences de 28 pays utilisent la loi des valeurs extrêmes (GEV) et 31 % utilisent les lois de Pearson III, la loi Log-Pearson III, voire même la loi Log-Normale. En étudiant 169 séries de pluies extrêmes à travers le monde possédant entre 100 et 154 années de données, Koutsoyiannis D., (2004) a trouvé que la distribution de valeurs extrêmes du type II (EV2) constitue une alternative plus cohérente que la loi de Gumbel. La loi GEV a été sélectionnée comme étant celle qui est la plus appropriée pour modéliser les pluies maximales journalières annuelles parmi les méthodes utilisées ; Gumbel, Gamma, Pareto, GEV, Log Pearson type III, Pearson type III et Wakeby en Malaisie (Zalina M.D. *et al.*, 2002). Ces différences peuvent avoir des conséquences graves sur la sécurité des ouvrages.

Le choix d'une loi par rapport à une autre a des conséquences directes sur la sécurité des infrastructures hydrauliques et la délimitation des zones inondables pour l'établissement des plans de prévention des risques d'inondations. Ces méthodes statistiques seront utilisées pour caractériser les fréquences des valeurs extrêmes des pluies.

L'approche proposée par Meddi et Toumi (2015) repose sur une étude comparative entre les différentes lois pour faire sortir celle qui s'adapte le mieux aux pluies journalières maximales du Nord de l'Algérie vu la grande variabilité topographique et climatique.

Meddi et Toumi (2015), tout en se basant sur la méthode des L-moments, ont découpé l'Algérie du Nord en douze (12) régions homogènes (Cf. Fig. 6). La distribution des pluies maximales journalières de dix régions (côtières et Hauts-Plateaux de l'Est), suivent une loi des *valeurs extrêmes généralisées (GEV)* et les deux régions des Hauts-Plateaux de l'Ouest, puis une *loi logistique généralisée (GLO)*. Les résultats précités et auxquels ce travail a abouti, constituent une amélioration de l'estimation des quantiles des pluies maximales journalières et une correction des insuffisances de la loi Gumbel, tel que préconisé par Koutsoyiannis(2004). Ce dernier a démontré que l'application de la loi de Gumbel peut conduire à une mauvaise estimation du risque par une sous-estimation des plus grandes valeurs extrêmes des pluies, spécialement lorsque l'on dispose de séries de quelques décennies qui peuvent ne pas avoir la même distribution que la distribution réelle, ce qui suggère que la loi de Gumbel est le modèle adéquat, alors que ça n'est pas le cas.

L'insuffisance de l'approche locale est liée à l'estimation des valeurs fréquentielles pour les stations possédant des séries courtes ou bien de nombreuses lacunes. Ce handicap peut être évité en adoptant l'approche régionale et en développant un modèle d'ajustement régional capable de calculer les pluies journalières pour ces stations. Pour ce faire, il sera fait usage de la méthode de l'indice de pluie.

### 2.3.1 Méthode

Après avoir déterminé le modèle de distribution de fréquence le plus approprié pour chacune des trois régions homogènes (Meddi et Toumi, 2015) (fig.8), l'estimation des quantiles pour différentes périodes de retour s'est faite à l'aide de la méthode de l'indice de pluie. La procédure suppose que les données des pluies maximales journalières de différents sites dans un groupe homogène ont la même distribution statistique, à l'exception d'un paramètre d'échelle spécifique à un site ou un facteur (Dalrymple, 1960). Le facteur d'échelle est considéré en tant que l'indice-pluies. Le quantile d'un groupe homogène est estimé par l'équation suivante :

$$Q_i(F) = \mu_i q(F) \quad (1)$$

Avec  $Q_i(F)$  est la valeur des pluies maximales journalières à la station  $i$  avec une probabilité au non-dépassement  $F$ .  $\mu_i$  est la moyenne de l'échantillon à cette station.  $q(F)$  est le quantile adimensionnel avec probabilité au dépassement donnée par  $F$ . La totalité des valeurs de  $q(F)$  pour  $0 < F < 1$  découle de la courbe régionale de croissance. Cette approche a été utilisée dans plusieurs pays, à l'instar de l'Iran par Malekinezhad et Zare-Garizi (2014), en Turquie par Yurekli et al. (2009), et au Canada par Martin (2015). Cette approche s'inspire de la méthode de l'indice de crue (Dalrymple, 1960). On doit a priori émettre l'hypothèse que les données sont indépendantes et distribuées identiquement selon la même loi statistique (St-Hilaire et al., 2003). La méthode d'indice de crue est couramment utilisée pour développer des modèles régionaux de fréquence pour les sites où l'information hydrologique ne suffit pas pour une estimation fiable des événements extrêmes (Cunane, 1987; Watt et al., 1986).

La méthode des L-moments a permis d'établir douze (12) régions homogènes (CF. Fig. 6) pour les pluies maximales journalières pour l'Algérie du Nord (Meddi et Toumi, 2015). Elle a permis de calculer l'indice de pluies pour chacune des douze (12) régions homogènes. Elle est utilisée dans l'équation 2 pour le calcul des pluies maximales journalières pour différentes

périodes de retour pour les stations possédant des séries d'observations courtes en utilisant le  $p(F)$  dont les valeurs sont consignées dans le tableau 1. La principale hypothèse de la méthode d'indice de pluies a été vérifiée, car la distribution statistique des pluies maximales journalières dans les douze (12) régions homogènes est similaire.

Pour calculer  $Pj_{max}$  de l'une des douze (12) régions, pour une période de retour donnée, la pluie maximale journalière moyenne d'une station, correspondante à la région concernée (CF.Fig. 6) doit être multipliée par la fonction de quantile correspondante (Tableau 3) :

$$Pj_{max}(F) = Pj_{max} * q(F) \quad (2)$$

Cette approche permettra d'estimer les quantiles de fréquences rares aux postes possédants des séries d'observations courtes ou lacunaires, ces quantiles peuvent être calculés pour les sites dépourvus de stations de mesures, mais seulement en utilisant la pluie maximale journalière moyenne qui peut être obtenue par interpolation. Le calcul de ces pluies fréquentielles est essentiel dans le domaine de l'aménagement hydraulique et de dimensionnement des ouvrages hydrotechniques. Le calcul des ouvrages de protection contre les inondations nécessite le calcul des quantiles des pluies maximales.

La procédure à suivre est la suivante :

Pour calculer  $Pj_{max}$ , de l'une des douze régions, pour une période de retour donnée, la pluie journalière maximale moyenne d'une station, correspondante à la région concernée (CF.figure n°6) doit être multipliée par la fonction de quantile correspondante (CF.tableau n°1) :

$$Pj_{max}(F) = Pj_{max} * q(F) \quad (3)$$

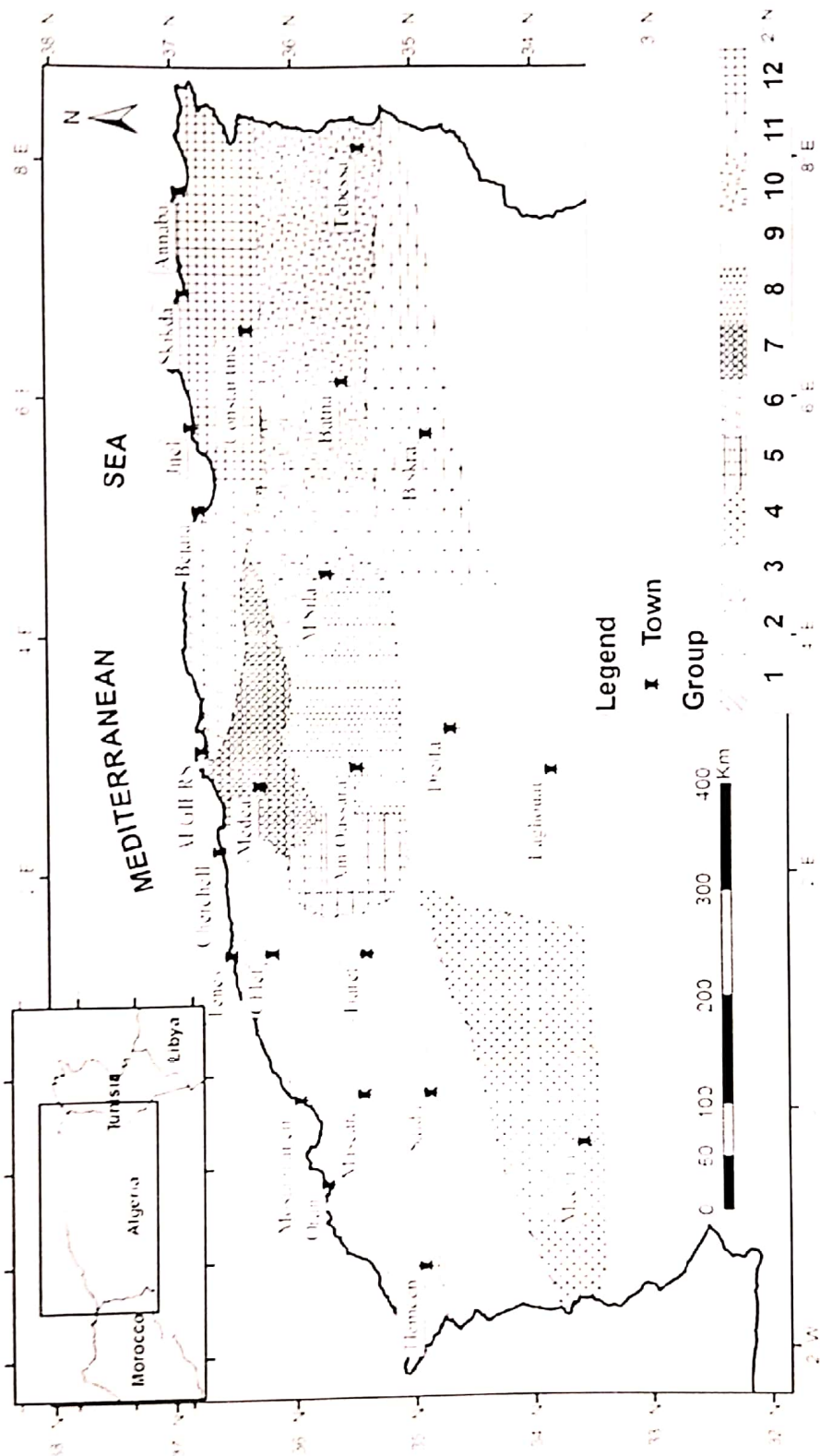


Fig. N° 6 : . Situation géographique des douze (12) régions homogènes

Tableau 3 : q(F) (quantile fonction)

Période de retour (ans)	2	5	10	20	50	100	200	500
<b>Fonction de quantile q(F)</b>								
Region 1	0.89	1.31	1.61	1.92	2.36	2.72	3.11	3.67
Region 2	0.88	1.27	1.57	1.89	2.38	2.80	3.26	3.97
Region 3	0.93	1.25	1.46	1.68	1.96	2.17	2.40	2.70
Region 4	0.90	1.28	1.56	1.88	2.38	2.83	3.37	4.23
Region 5	0.92	1.31	1.58	1.85	2.20	2.48	2.77	3.16
Region 6	0.92	1.26	1.50	1.75	2.10	2.39	2.69	3.12
Region 7	0.90	1.27	1.54	1.83	2.23	2.56	2.91	3.43
Region 8	0.92	1.28	1.53	1.78	2.10	2.35	2.61	2.96
Region 9	0.91	1.29	1.56	1.87	2.33	2.74	3.21	3.95
Region 10	0.90	1.28	1.56	1.85	2.26	2.60	2.96	3.49
Region 11	0.91	1.32	1.61	1.90	2.29	2.59	2.91	3.34
Region 12	0.89	1.28	1.57	1.88	2.33	2.71	3.12	3.73

#### Exemple 01

Les pluies maximales journalières enregistrées entre 1980 et 2011 au niveau de quatre stations pluviométriques sont regroupées dans le Tableau 5. Les coordonnées géographiques des stations en degré sont représentée dans le tableau 4.

- Calculer les pluies maximales journalières  $P_{j_{max}}$  pour les stations A, B, C et D et pour les périodes de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans.

Tableau 4 : Coordonnées géographique des stations en degrés décimaux

Station	A	B	C	D
Latitude	N36.6721	N35.8619	N34.7919	N35.1856
Longitud	E6.68876	E7.88874	E2.30478	O1.49809

- N : Nord, E : Est, O : Ouest

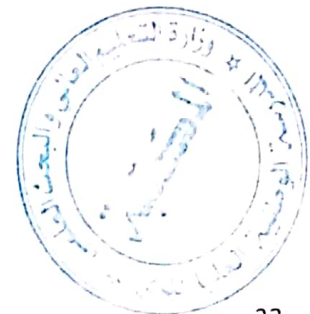


Tableau 5 : Pluies maximales journalières

Année	Station A	Station B	Station C	Station D	Année	Station A	Station B	Station C	Station D
1980	46.99	35	35.3	12.52	1996	88	28	46.9	18.6
1981	28.6	31.3	61.7	19.58	1997	21	40	63.3	32.7
1982	29	22.4	27.6	43.57	1998	34	21.5	23.8	33.6
1983	41.5	16.26	49.8	47.2	1999	42	22	22.34	25.9
1984	26	24	80.4	20.6	2000	32	31.5	40.49	20.9
1985	32	30.12	29.5	48.14	2001	44	30	26.8	24
1986	33.9	34.8	46.7	21.6	2002	50	36.5	29.5	26.7
1987	30.7	39.8	32.9	42.7	2003	30	73.7	55.4	23.2
1988	53.7	47.8	49.7	52.2	2004	26.5	23.6	23.9	31.3
1989	28.4	28.3	31.8	24.2	2005	26	19.9	37.8	21
1990	56	38.3	43	42.5	2006	58.5	17.5	66.1	41.9
1991	44.5	30.7	40.1	23.2	2007	35.5	40	28.2	27.3
1992	56.8	42	53.8	24.7	2008	45	23.7	17.9	49.2
1993	26.5	29.2	32.9	15.9	2009	45.1	24.6	50.3	36.2
1994	56	30.5	34.4	45.3	2010	59.5	29.6	35.2	44.7
1995	32	49	34.6	23.8	2011	52.5	46.2	14.2	21.2

**Démarche :**

- 1- En utilisant les coordonnées géographiques (tableau 4) vous positionnez chaque station sur la carte des régions homogènes (figure 6). Cette localisation permet de déterminer la région où appartient chaque station (Tableau 6).

Tableau 6 : région correspondante pour chaque station

	A	B	C	D
<b>Latitude</b>	N36.6721	N35.8619	N34.7919	N35.1856
<b>Longitude</b>	E6.68876	E7.88874	E2.30478	O1.49809
<b>Région</b>	12	10	9	2

- 2- Vous calculez la moyenne arithmétique des pluies journalières maximales pour chaque station. Cette moyenne doit être multipliée par la fonction de quantile correspondante (Tableau 7).

Tableau 7 : Résultats de calcul des quantiles

	Station A	Station B	Station C	Station D
<b>Région</b>	12	10	9	2
<b>Moyenne</b>	41	32.4	39.6	30.8
	Fonction de quantile p(F)			
<b>T= 2 ans</b>	0.89	0.9	0.91	0.88
<b>T= 5 ans</b>	1.28	1.28	1.29	1.27
<b>T= 10 ans</b>	1.57	1.56	1.56	1.57
<b>T=20 ans</b>	1.88	1.85	1.87	1.89
<b>T= 50 ans</b>	2.33	2.26	2.33	2.38
<b>T= 100 ans</b>	2.71	2.6	2.74	2.8
<b>T= 200 ans</b>	3.12	2.96	3.21	3.26
<b>T= 500 ans</b>	3.73	3.49	3.95	3.97

Résultats : voir le tableau 8 :

Tableau 8 : résultat de calcul

	Station A	Station B	Station C	Station D
	$P_{j_{max}}$ (mm)			
<b>T= 2 ans</b>	36.5	29.2	36.0	27.1
<b>T= 5 ans</b>	52.5	41.5	51.0	39.1
<b>T= 10 ans</b>	64.4	50.6	61.7	48.4
<b>T=20 ans</b>	77.1	60.0	74.0	58.2
<b>T= 50 ans</b>	95.5	73.3	92.2	73.3
<b>T= 100 ans</b>	111.1	84.3	108.4	86.3
<b>T= 200 ans</b>	127.9	96.0	127.0	100.5
<b>T= 500 ans</b>	153.0	113.2	156.3	122.3

### 3. Écoulement moyen annuel

La gestion durable et la planification des ressources en eau nécessitent des données permettant de quantifier ces ressources (Oyebande, 2001). L'estimation du ruissellement résultant des précipitations constitue une exigence de base dans la conception et la gestion des ouvrages hydrotechniques. La détermination des apports, dans le cas d'un barrage par exemple, est primordiale au dimensionnement de cet ouvrage. Également, le manque de données hydrologiques adéquates introduit des incertitudes dans la conception et la gestion des ouvrages hydrauliques.

Les études hydrologiques d'un aménagement d'un bassin-versant se heurtent très souvent à l'absence de mesures de débits liquides au niveau des sites de projets. Pour pallier à ce handicap, diverses méthodes peuvent être utilisées : la similitude, l'extrapolation d'informations provenant de sites jaugés ou l'application de formules empiriques. Ces relations sont dans la plupart des cas spécifiques à une région. Par conséquent, les régions dans lesquelles ces méthodes sont applicables doivent être spécifiées et conditionnées par des hypothèses d'application. De nombreux modèles ont été développés et utilisés par de nombreux chercheurs scientifiques et gestionnaires à travers le monde.

L'utilisation de modèles empiriques pour estimer l'écoulement annuel dans les bassins versants non jaugés est recommandée. La précision et la robustesse de chaque modèle développé doivent être testées avant d'être utilisées dans des bassins similaires au bassin cible.

#### 3.1. Méthode de Meddi (1996)

La relation entre les précipitations et l'écoulement de surface est une relation complexe et non linéaire. L'écoulement dépend de plusieurs facteurs, tels que : la pluviométrie, la nature géologique du bassin, le relief et l'étendue du bassin. Dans cette optique, Meddi (1996) a développé des expressions d'estimation du débit moyen annuel en fonction des paramètres disponibles de 63 bassins-versants de l'Algérie septentrional. Pour estimer le débit moyen annuel, l'auteur a proposé les trois expressions suivantes:

##### Groupe n °1 S ≥ 1500 km<sup>2</sup>

$$\text{Log}Q = 0.062 p^{0.5} + 0.973 \text{Log}S + 97 \cdot 10^{-5} \frac{(H_{\max} - H_{\min})}{2} - 4.58$$

$$\text{Log} Q = 0.062 p^{0.5} + 0.973 \log S + 97 \cdot 10^{-5} (H_{\max} - H_{\min}) / 2 - 4.58 \quad (4)$$

### Groupe n °2 300 ≤ S < 1500 km<sup>2</sup>

$$\text{Log} Q = 0.079 p^{0.5} + 0.846 \text{Log} S + 93 \cdot 10^{-5} \frac{(H_{\text{max}} - H_{\text{min}})}{2} - 4.58$$

$$\text{Log} Q = 0.079 p^{0.5} + 0.846 \log S + 93 \cdot 10^{-5} \frac{(H_{\text{max}} - H_{\text{min}})}{2} - 4.58 \quad (5)$$

### Groupe n °3 S < 300 km<sup>2</sup>

$$\text{Log} Q = 0.069 p^{0.5} + 1.14 \text{Log} S - 11 \cdot 10^{-5} \frac{(H_{\text{max}} - H_{\text{min}})}{2} - 4.25$$

$$\text{Log} Q = 0.069 p^{0.5} + 1.14 \log S - 11 \cdot 10^{-5} \frac{(H_{\text{max}} - H_{\text{min}})}{2} - 4.25 \quad (6)$$

Avec :

Log : logarithme décimal,

Q : débit liquide moyen annuel en m<sup>3</sup>/s

P : pluie moyenne annuel en mm

S : surface du bassin-versant en km<sup>2</sup>

Hmin : altitude minimale du bassin-versant en m

Hmax : altitude maximale du bassin-versant en m

**NB :** Les expressions retenues mettent en lumière les quatre variables explicatives du débit moyen annuel : la pluie moyenne annuelle, la superficie, l'altitude minimale et l'altitude maximale. Ces quatre paramètres expliquent 85%, 66% et 84% de la variance totale du débit moyen annuel pour les trois groupes respectivement :

L'application de ces modèles doit être faite avec prudence, car les variables explicatives prises en compte ne conditionnent pas, à elles seules, l'écoulement annuel.

L'homogénéité de la pluie ou de la lithologie pour une unité donnée peuvent facilement donner des résultats différents. Donc, une application d'une des trois relations pour un bassin-versant semblable à celui où les mesures sont absentes, est nécessaire afin d'établir l'ordre de grandeur de l'erreur. La valeur de cette dernière permet une appréciation plus ou moins juste de l'erreur commise sur la valeur calculée par l'une des trois formules au niveau du site dépourvu de station de jaugeage.

### **3.2. Méthode de Taibi (1994)**

Une étude menée par Taibi (1994) sur la régionalisation des écoulements en Algérie septentrionale à partir des caractéristiques annuelles des débits en rapport avec les caractéristiques des bassins versants, en utilisant l'analyse en composantes principales et la

régression multiples, a permis de distinguer cinq zones à régimes d'écoulement différentes : La zone Tellienne Ouest, la Zone Tellienne Est, la Zone Maeta-Mina, la zone Hodna et la Zone Atlas Saharien-Hautes Plaines. Les expressions par régions et par caractéristiques en termes de pluies annuelles et superficie de bassin versant sont énumérées ci-dessous :

**Zone Tellienne Ouest :**

Le modèle :

$$\text{Log QMED} = 2.50 \log P + 0.85 \log S - 9.30 \quad (7)$$

où QMED = Débit moyen annuel médian m<sup>3</sup>/s

p = Pluviométrie moyenne annuelle mm

S = superficie du bassin versant km<sup>2</sup>

Cette relation s'applique pour

300 < P < 850 mm/an

50 < S < 45000 km<sup>2</sup>

**Zone tellienne Est :**

Le modèle :

$$\text{Log QMED} = 1.84 \log P + 0.85 \log S - 7.16 \quad (8)$$

Cette relation s'applique pour

400 < P < 1200 mm/an

100 < S < 9000 km<sup>2</sup>

**Zone Maeta-Mina :**

Le modèle :

$$\text{QMED} = 0.0005 S - 2.45 Kc + 2.83 \quad (9)$$

Cette relation s'applique pour

300 < P < 600 mm/an

400 < S < 7500 km<sup>2</sup>

1.15 < Kc < 1.85

**Zone Hodna :**

Le modèle :

$$\text{QMED} = 0.0066 p + 0.001 S - 1.44 \quad (10)$$

Avec 250 < p < 350 mm/an

300 < S < 6000 km<sup>2</sup>

**Zone Atlas Saharien-Hautes Plaines :**

Le modèle :

$$\text{QMED} = 0.0004 S + 0.13 \quad (11)$$

Avec  $100 < S < 5000 \text{ km}^2$

**Notations utilisées**

- QMED= débit moyen annuel médian m<sup>3</sup>/s
- QJM= débit journalier maximal annuel médian m<sup>3</sup>/s
- QPM= débit de point annuel médian m<sup>3</sup>/s
- S = Superficie du bassin km<sup>2</sup>
- R<sup>2</sup> = Coefficient de détermination
- n = taille de l'échantillon.

Touazi et al. (2010) en étudiant les caractéristiques hydrologiques du Nord de l'Algérie ont montré l'existence de trois groupes hydrologiquement homogènes (Fig. 7).

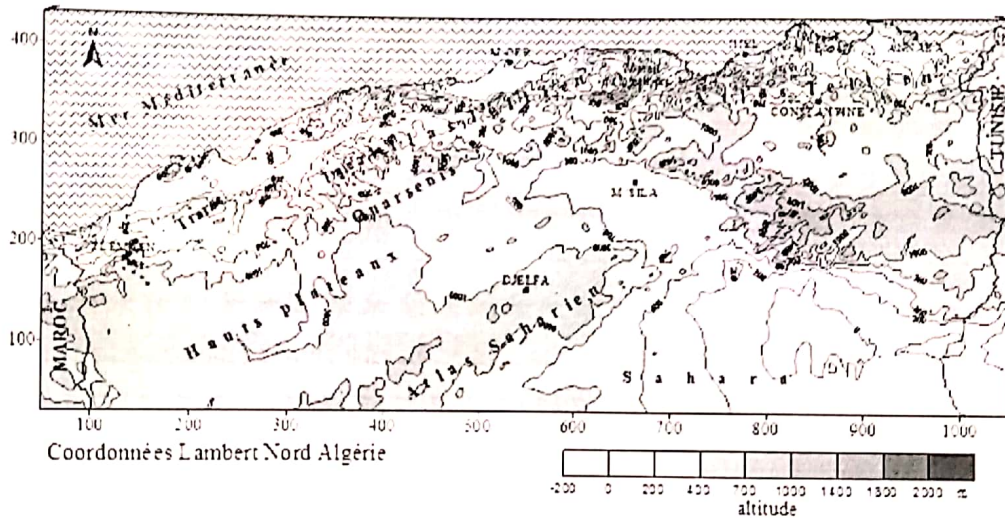


Fig. N° 7 Carte d'écoulement annuel de l'Algérie du Nord (Touazi et al., 2010)

**Exemple 02**

Vous avez trois bassins versants dont les caractéristiques sont mentionnées dans le Tableau 9. Estimez le débit liquide moyen annuel en m<sup>3</sup>/s ?

Tableau 9 : Caractéristiques de bassins

Bassin	Superficies (KM <sup>2</sup> )	P (mm)	H <sub>max</sub> (m)	H <sub>min</sub> (m)
BV1	226	78	1355	865
BV2	2136	102	736	123
BV3	1205	49	1139	765

## Démarches

Premièrement vous Classez les bassins versants selon leurs superficies. Le bassin versant BV1 appartient au groupe 3 car sa superficie est inférieure à  $300 \text{ km}^2$ . Le deuxième BV2 appartient au groupe 1 (superficie  $>1500 \text{ km}^2$ ). Le dernier BV3, qui a une superficie comprise entre  $300$  et  $1500 \text{ km}^2$ , appartient au groupe 2. Chacun des trois groupes possède une formule afin d'estimer le débit moyen annuel (équation 12, 13 et 14 pour les groupes 1, 2 et 3 respectivement). Les résultats sont mentionnés dans le Tableau 10.

Tableau 10 résultats de l'estimation de débits

Bassin	Superficies ( $\text{KM}^2$ )	P (mm)	$H_{\max}$ (m)	$H_{\min}$ (m)	Groupe	Q (m <sup>3</sup> /s)
BV1	226	78	1355	865	3	0.11
BV2	2136	102	736	123	1	0.38
BV3	1205	49	1139	765	2	0.056

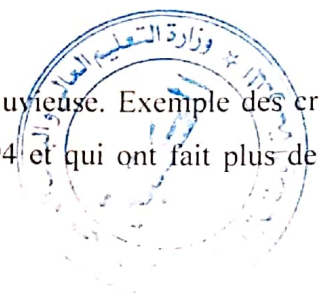
#### 4. Crues

Les crues sont le plus souvent décrites par trois caractéristiques principales : la pointe, le volume et la durée. Durant les dernières décennies, on remarque un regain d'intérêt pour les recherches et les études des crues et des inondations. L'analyse fréquentielle des événements extrêmes, constitue donc un intérêt considérable pour la gestion des risques naturels et la prévention du danger lié à l'apparition de ces événements. Cet intérêt peut être expliqué par les préoccupations des milieux scientifiques et des décideurs face à la fréquence d'apparition, de plus en plus élevée, des crues dévastatrices. Dans de nombreux travaux, cet état de fait est lié aux changements climatiques (Burn, 1998 ; Vastil & *et al.*, 2010 ; Roy *et al.*, 2001). Kundzewicz *et al.* en 2006 (in Zbigniew et Kundzewicz, 2008) ont montré qu'au cours de la période 1961-2000, les débits maxima journaliers ont été atteints beaucoup plus souvent durant la période allant de 1981 à 2000 que durant les deux décennies allant de 1961 à 1980 en Europe. Ils existent diverses approches pour étudier et prévoir les crues. On peut citer la typologie proposée par Lang *et al.* (2007) :

- Un traitement statistique de données hydrométriques observées par un ajustement statistique pratiqué sur les échantillons de débits observés pour déterminer les débits de période de retours voulus.
- Des formulations empiriques basées sur la corrélation doubles ou multiples en utilisant comme facteurs explicatifs les facteurs climatologiques et géomorphologique des bassins versants (à titre d'exemple les méthodes CRUPEDIX et SOCOSE)
- Des méthodes déterministes basées sur les fonctions de transfert et de production (méthode du SCS (Soil Conservation Service) ainsi que la méthode Rationnelle)
- Des méthodes hydrométéorologiques qui utilisent les données pluviométriques et hydrométriques pour calculer les débits de fréquences rares (méthode de Gradex par exemple)

Le traitement statistique de données hydrométriques est l'approche la plus préférée par les hydrologues pour analyser le risque associé aux événements hydrologiques extrêmes. Les inondations résultent d'un certain nombre de conditions météorologiques. On en distingue trois grands types :

- Inondation étendue : Elle résulte d'une longue période pluvieuse. Exemple des crues qui ont touché plusieurs régions du pays en octobre 1994 et qui ont fait plus de 60



victimes et des dizaines de disparus. Ce type d'inondations a frappé aussi la région de Skikda, du 20 au 31 décembre 1984 et qui ont fait 11 morts et des dégâts matériels considérables.

- Crue-éclair ou brutale : le résultat d'un orage violent ou d'un jour de forte pluviosité tombant sur un sol sec (après une période sèche). Exemple des inondations de l'ouest algérien survenue 22 octobre (plus de 24 victimes) et le 20 octobre 1993 (22 décès à Oued Rhiou.).
- Des inondations provoquées par la nature topographique de la région en question. Environnement favorables aux crues, et par conséquent, aux inondations (les vallées traversées par des oueds : villes de Sidi Bel Abbés et de Bordj Bou Arreridj). Les crues du mois d'avril 2007 ont fait six morts et de nombreuses familles sinistrées à Sidi Bel Abbés.

Les études de l'aléa d'inondation nécessitent, pour une modélisation hydraulique, l'estimation des débits extrêmes de crue qui correspondent aux périodes de retour de 25, 50 et 100 ans. Ces périodes représentent les limites des récurrences élevées, moyennes et faibles respectivement. Elle fournit aux décideurs, dans le domaine de l'aménagement, les éléments nécessaires à la prise de décision. Egalement, dans certains cas, par exemple, elle donne l'information indispensable aux ingénieurs chargés du dimensionnement des ouvrages, tel que les déversoirs de sécurité des barrages ou encore dans la délimitation des zones inondables. Pour pouvoir atteindre cet objectif, il est nécessaire d'abord de choisir la meilleure loi d'ajustements des séries de débits maxima.

L'estimation des quantiles de débits de pointe dans les bassins-versants non jaugés constitue un handicap rencontré par les ingénieurs chargés d'aménagement hydraulique et du dimensionnement des ouvrages techniques. Ce problème est lié à l'absence de mesures de débit maximum dans des bassins non jaugés et à l'insuffisance des longueurs des séries de débits mesurés pour des bassins équipés de stations hydrométriques. Pour remédier à ce problème, une approche courante pour l'obtention de ces estimations est utilisée, à savoir la technique de la régionalisation qui aboutira à la création de régions homogènes avec des caractéristiques hydrologiques et physiques similaires. Cette similarité permet d'estimer les débits maximum pour des périodes de retour à n'importe quel point dans la région homogène. Cette approche a été largement utilisée dans le monde (Johnson *et al.*, 2012; Saf, 2009; Nyeko-Ogiramoi *et al.*, 2012; Ellouze et Abida, 2008; Sarhadi et Modarres, 2011; Nezhad *et*

al.2010; Liet *et al.*2010; Kumaret *al.*2003; Kjeldsen *et al.* 2001.). L'estimation des quantiles des débits maximum peut souffrir de la variabilité d'échantillonnage en termes de taille. Lorsque cette estimation est appliquée aux données de chaque site séparément, en particulier pour estimer les périodes de retour qui dépassent la longueur de la série de débits observés sur un site donné (Hosking et Wallis, 1993; Saf, 2009). Pour pallier à ces insuffisances, l'approche de la régionalisation des débits maximum peut être utilisée du fait que les estimations pour un site donné peuvent être améliorées par la mise en commun des données provenant d'autres sites ayant des distributions de fréquences semblables. Lettenmaier *et al.* (1987) ont montré que les estimations régionales de quantiles des débits maximums sont meilleurs que les estimations locales. La méthode « index-flood method », développée par l' United States Geological Survey (Dalrymple 1960), est largement utilisée pour développer des modèles régionaux de quantiles des débits pour les sites non jaugés ou des sites jaugés avec une information hydrologique courte. Cette technique a été utilisée dans différentes régions du monde (Watt *et al.* 1989; Bocchiola *et al.*. 2003; Lim, 2007; Ferro et Porto, 2006; Mishra *et al.*. 2009; Chirico *et al.*, 2014).

L'analyse fréquentielle des événements extrêmes constitue également un intérêt considérable pour la gestion des risques naturels et pour prévoir le danger lié à l'apparition de ces événements. Ces derniers provoquent des catastrophes économiques et des pertes en vie humaine.

Nous proposons dans ce guide une approche extraite des résultats des travaux de Meddi *et al.* (2017) basés sur la détermination des zones homogènes en utilisant la méthode des L-Moments (Hosking et Wallis, 1997, Anctil *et al.*, 2002). Le modèle fréquentiel le plus adéquat a été sélectionné pour calculer les quantiles des débits de crues dans les différentes régions. Pour chaque région, un modèle d'estimation des débits fréquents à différentes périodes de retour a été mis au point.

La méthode de l'indice de crues (index-flood method) est couramment utilisée pour développer des modèles fréquents régionaux des crues pour les sites non jaugés ou des sites jaugés où l'information hydrologique n'est pas suffisante pour l'estimation fiable des événements extrêmes (Cunane, 1987; Saf, 2009; Ellouze et Abida, 2008). L'utilisation de la méthode des L-moments avec la méthode de l'indice de crues, dans les études de régionalisation des débits maximum, a donné des résultats très satisfaisants dans le monde (Ellouze et Abida, 2008; Saf, 2009; Mishra *et al.*, 2009; Hussain, 2011). Elle porte la dénomination « l'analyse régionale des fréquences par Dalrymple (1960) ».

L'estimation des quantiles avec une probabilité au non dépassement  $F$ , pour chaque site, peut être obtenue par l'expression suivante :

$$Q_i(F) = \hat{K}_r q(F) \quad (12)$$

où  $Q_i(F)$  est la fonction de répartition inverse du site d'étude,  $q(F)$  est la fonction de répartition inverse régionale et  $\hat{K}_r$  est l'indice de crue relatif au site d'étude.

Afin d'obtenir la distribution des débits au site cible, il faut avoir une estimation de son indice de crue ainsi que la loi régionale.

#### 4.1 Procédure à suivre :

Pour calculer  $Q_{max}$ , de l'une des trois régions (fig 8), pour une période de retour donnée, le débit max calculé par le modèle correspondant à la région concernée (CF. Tableau n°3) doit être multiplié par la fonction de quantile correspondante (CF. Tableau 12) :

$$Q_{max}(F) = Q_{max} * q(F) \quad (13)$$

Tableau 11: Modèle pour calculer  $Q_{max}$  en fonction de la surface du bassin-versant ( $A$ ) en  $km^2$  et la pente du cours d'eau principal ( $S$ ) sans unité.

Tableau 11 équation correspondante à chaque région

Région	Equations
Région I	$Q_{max} = 3.52 A^{0.96} S^{0.54}$ (14)
Région II	$Q_{max} = 2.73 A^{0.35} S^{0.44}$ (15)
Région III	$Q_{max} = 1.26 A^{0.16} S^{-1.04}$ (16)

Tableau 12 :  $q(F)$  (quantile fonction)

Période de retour(an)	2	5	10	20	50	100	200	500
q(F)								
Région I	0,74	1,54	2,14	2,74	3,53	4,13	4,73	5,52
Région II	0.59	1.47	2.27	3.22	4.74	6.14	7.78	10.43
Région III	0.71	1.62	2.29	2.94	3.77	4.37	4.96	5.72

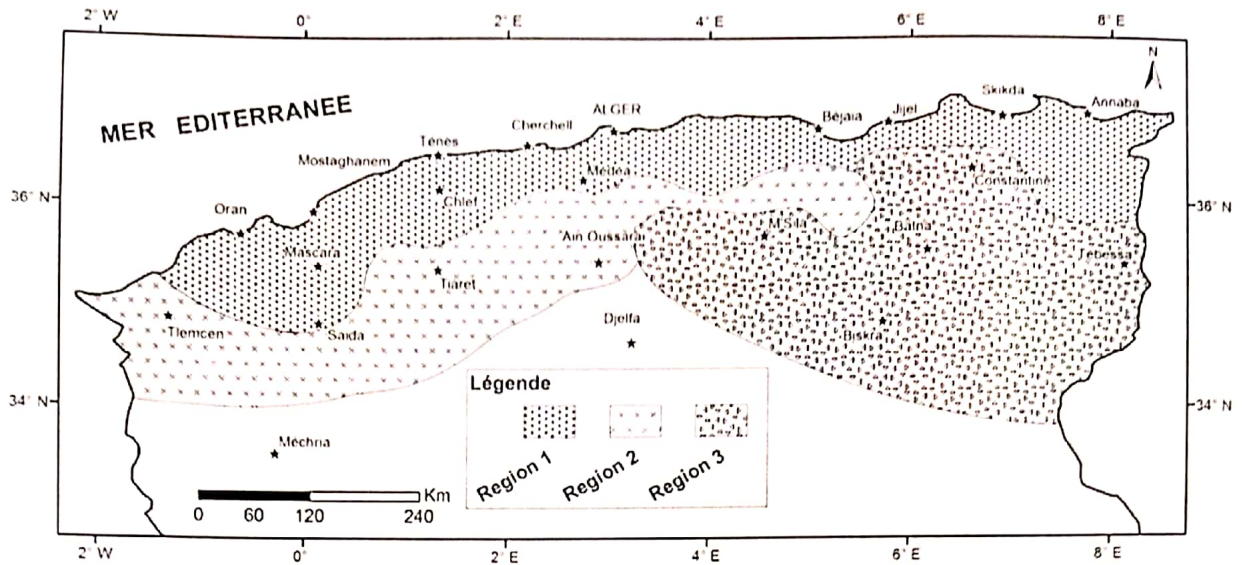


Fig. N° 8 carte des trois régions homogènes.

#### 4.2 Rappel historique sur les crues de l'Algérie du nord et leurs périodes de retour

En étudiant l'histoire des crues, nous constatons que le Nord de l'Algérie a été touché par d'importantes crues. Exemple de la crue de 1974 qui s'est produite dans la Kabylie et l'Algérois (tableau N°2). Cette crue a fait 52 morts et 18 000 sinistrés et occasionné des dégâts matériels énormes dans la Kabylie. Les débits correspondants à cet événement sont de  $2972 \text{ m}^3/\text{s}$  (période de retour de 80 ans),  $2940 \text{ m}^3/\text{s}$  (période de retour de 92 ans) et de  $2520 \text{ m}^3/\text{s}$  (période de retour de 130 ans) à Baghliia, Belloua et Lakhdaria respectivement dans la région de la Kabylie. Cette catastrophe a touché également l'Algérois. Les crues, dans l'Est de l'Algérois et pour la même période a engendré des dégâts importants. A la station de Baraki, un débit de  $1620 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une période de retour de 100 a été relevé. Au piémont de l'Atlas Blidéen, à la station du Rocher des piégeons, un débit de  $820 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une période de retour de 40 ans a été enregistré. Ces inondations ont fait suite à un épisode pluvieux, enregistré au Col de Skamody (Atlas surplombant la Mitidja Est) qui est de 620 mm (58% du total annuel) en quatre jours et 310 mm (30% du total annuel) en une journée avec une période de retour de 32 ans. On constate que la période de retour de la pluie n'est pas aussi importante que celle des débits maximums enregistrés pour cette période. La ville d'Azzazga, dans la Kabylie, a été également le théâtre d'une inondation spectaculaire en octobre 1971. Cette catastrophe a fait 40 morts. La période de retour du débit enregistré est de 20 ans et la pluie génératrice de cette crue était de 182.6 mm en une journée avec une période de retour de 300

ans. La dangerosité de ces crues, qui ont provoqué autant de morts et de pertes matérielles, est due à la conjugaison de la pluviométrie précipitée et à la nature du relief de la région qui est très accidenté, donc très favorable à l'écoulement et à la progression rapide de l'onde de crue. A l'Ouest du pays, les inondations d'Oued Rhiau survenues en 1993 ont provoqué la mort de 22 personnes. Le débit maximum enregistré était de  $719 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une période de retour de 17 ans. Dans la même région, en 1965, des inondations importantes ont été enregistrées avec des débits de  $825 \text{ m}^3/\text{s}$  à Oued Rhiau et de  $809 \text{ m}^3/\text{s}$  à Relizane avec une période de retour de 30 ans. Egalement à l'ouest du pays et dans la région I, les inondations du mois d'octobre 2000 ont fait 4 morts. Le débit maximum était de  $550 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une période de retour de 80 ans. La pluie maximale enregistrée pour cette période était de 85 mm avec une période de retour de 15 ans. On constate pratiquement que la pluie journalière maximale ne peut expliquer le caractère dangereux des crues engendrées suite à ces pluies mais il faut considérer la conjugaison du relief et l'état d'humidité des sols comme paramètres importants dans la genèse de ces inondations catastrophiques. La région de Sidi Bel Abbès est périodiquement affectée par des crues et des inondations. Cette région est située à un niveau plus bas que le lit d'Oued Mekerra. La ville de Sidi Bel Abbès est exposée à des crues très importantes et à répétition. Les crues du mois d'avril 2007 ont fait six morts et laissé de nombreuses familles sinistrées à Sidi Bel Abbès. Les crues et les inondations dans cette région sont récurrentes. Les inondations dans ce bassin sont exacerbées par la topographie de la région qui se présente comme une vallée traversée par des oueds. Le débit enregistré à Sidi Bel Abbès, pour cet événement, était de  $183 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une période de retour de 30 ans.

A l'est de l'Algérie (région I) à Jijel, la crue de 1984 a fait 20 morts. La période de retour de cette crue est de 5 ans. Dans la région III, plus précisément à Biskra, la crue de 1994 a fait 8 morts. Le débit maximum enregistré était de  $274 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une période de retour de 10 ans. Toujours à l'Est du pays, les pluies exceptionnelles généralisées, reçues entre le 27 et le 29 mars 1973, ont provoqué des crues et des dégâts très importants. On peut signaler le maximum de pluie en une journée à la station d'Annaba avec 166 mm (35% du total annuel). Les crues enregistrées à Ain El Assal (région d'El Tarf), à Ain Berda, à El Aouinet et à Souk Ahras étaient de  $376 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $137 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $385 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $345 \text{ m}^3/\text{s}$  respectivement et des périodes de retour respectives de 20, 17, 25 et 55 ans. A El Eulma, dans les Hauts-Plateaux de l'Est, dans la région de Sétif, les inondations du premier septembre 1980 ont fait 44 morts, 55 blessés et 365 familles sinistrées. Le débit maximum enregistré est de  $350 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une période de retour de 10 ans. Les crues de 1984 à Skikda, dans l'Est algérien, ont fait 11 morts, des dégâts matériels énormes et un enclavement de la ville durant 10 jours pratiquement. Le débit

maximum mesuré était de  $745,1 \text{ m}^3/\text{s}$  et une période de retour de 85 ans. Le cumul pluviométrique, du 28 décembre 1984 au 1 janvier 1985, était de 324 mm (32% du total annuel).

D'autres crues historiques n'ont pas été traitées dans ce travail, à l'image de celles d'octobre 1994 qui ont fait 60 morts et des dizaines de disparus dans plusieurs régions du pays. Également les inondations d'octobre 2000 à l'Ouest algérien qui ont provoqué la mort de plus de 24 personnes.

Les inondations du mois de novembre 2001 survenues à Alger ont constitué un drame humain avec plus de 710 morts, 115 disparus et 30 milliards de DA de pertes. L'épisode pluvieux enregistré à la station de Bir Mourad Raïs (siège de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, ANRH) entre le 9 et le 10 novembre 2001 était de 174 mm. Durant la journée du 10 novembre 2001, le cumul était de 145 mm avec une période de retour de 80 ans. Sur les hauteurs d'Alger, à la station de Bouzeréah où le maximum a été enregistré, un cumul de 290 mm a été relevé sur trois jours (du 9 au 11 novembre 2001) avec un maximum enregistré le 10 novembre avec 260 mm qui a une période de retour de 400 ans. Le débit maximum estimé à Triolet, selon l'ANRH, était de  $730 \text{ m}^3/\text{s}$  avec une hauteur estimée à 2,45m, un apport de 2.600.000  $\text{m}^3$  et une vitesse d'écoulement de 6,47 m/s (ANRH, 2011).

A travers cet historique des crues et inondation dans le Nord algérien, il est à signaler que la pluie journalière maximale ne peut être le facteur principal du déclenchement de ces crues dévastatrices. C'est plutôt l'état d'humidité du sol, c'est-à-dire, les pluies précédentes, la naissance des crues importantes ajoutées aux facteurs topographiques et géomorphologiques sont responsables de l'apparition de ces crues majeures. Donc, dans la simulation des débits maximums nécessaires au dimensionnement des ouvrages hydraulique ainsi qu'à l'aménagement des cours d'eau et bassins-versant, il est indispensable de tenir compte de cet état de fait. Aussi, il est à remarquer, mis à part la crue exceptionnelle qui a touché Alger en 2001, que les débits maximums enregistrés ont une période de retour qui dépasse rarement les 100 ans. Pour le dimensionnements des ouvrages de protection des villes contre les inondations ainsi que pour l'aménagement, le débit correspondant à une période de retour de 100 ans est largement suffisant dans le Nord de l'Algérie.

Région	Code	Oued	Station	Année	$Q_{max}(m^3/s)$
REGION I	01-26-01	Oued Rhiou	Ammi Moussa	1965	825
				1969	1140
				1966	746
				1993	719
	01-34-02	Oued Mina	Oued Elabtal	1955	732
				1965	809
				1961	577
	02-18-03	Oued sebaou	Belloua	1957	2830
				1974	2940
	02-20-01	Oued Sebaou	Baghlia	1971	2316
				1974	2972
	02-11-26	Chiffa	Amont des Gorges	1974	731
	02-13-01	Oued el Harrache	Hammam Melouane	1974	820
				1992	550
	02-14-18	Oued el Harrach	Baraki	1974	1620
				1992	1500
	09-05-01	Oued Isser	Lakhdaria	1971	2020
				1974	2520
1992				860	
15-01-06	Oued Eddous	Tiledit	1967	702	
			1972	734	
14-06-02	Ressoul	Ain Berda	1969	116	
			1973	137	
			1984	173	
03-09-01	Oued Safsaf	Khemkham (Skikda)	1984	745.1	
			1985	558.6	
04-02-20	Ain Temouchent	Turgo Nord	2000	550	
REGION III	12-04-04	Mellegue	El Aouinet	1973	385
	05-05-01	Oued el Ham	Rocade Sud	1957	315
				1972	282
06-12-01	Biskra	El Guentra	1994	274	
REGION II	11-02-01	Oued Mekerra	Sidi Ali ayoub	1950	520
				1966	575
				2007	720
	11-03-01	Oued Mekerra	Sidi Bel abbès	1943	80
				1950	110
				1954	100
2007				183	

### Exemple 03

Vous avez trois bassins versants situés dans le nord de l'Algérie (figure 9). Chaque bassin versant appartient à une des trois régions issues de l'étude de la régionalisation des débits moyens mensuels. Les caractéristiques morpho-métriques des bassins, à savoir, la superficie et la pente moyenne du cours d'eau principal, sont représentées dans le tableau suivant :

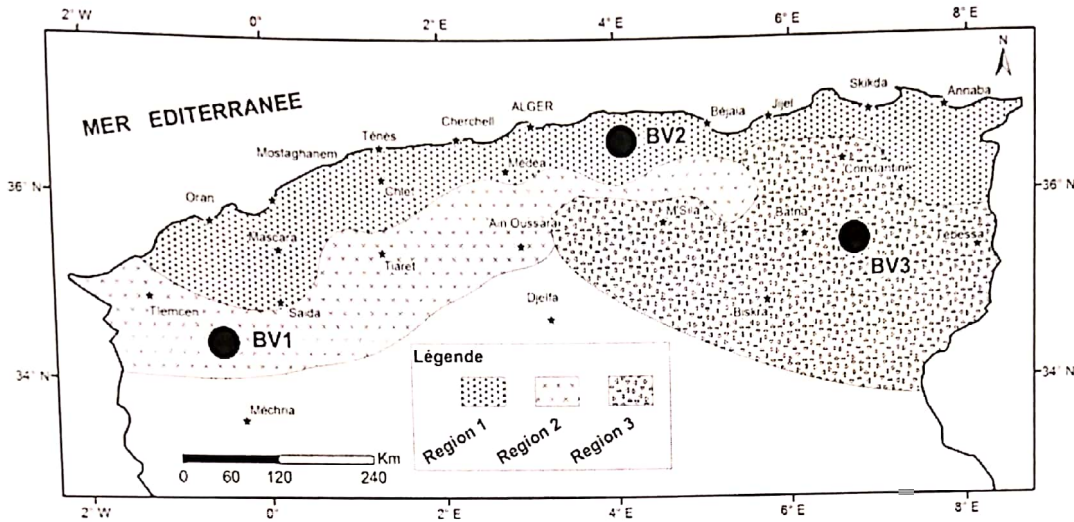


Fig 9 : Carte de la situation géographique des bassins versants.

Tableau 14 : caractéristiques des bassins

Bassin versant	Superficie (Km <sup>2</sup> )	Pente du cours d'eau principal
BV1	15.2	0.12
BV2	8.1	0.8
BV3	5.8	0.21

- Estimer le débit maximum pour des périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500 ans.

#### Démarches :

- 1- Déterminez la région correspondant à chaque bassin versant.

Tableau 15 : détermination des régions

Bassin versant	Région
BV1	2
BV2	1
BV3	3

- 2- En utilisant les formules du tableau 11, vous calculez le  $Q_{max}$  en fonction de la superficie du bassin et la pente du cours d'eau principal et pour chaque région correspondante.

Tableau 16 : attribution des régions aux bassins versants

Bassin versant	Région	Superficie (Km <sup>2</sup> )	Pente du cours d'eau principal	Equation	$Q_{max}$ (m <sup>3</sup> /s)
BV1	2	15,2	0,12	$Q_{max}=2,73 A^{0,33} S^{0,44}$	2,8
BV2	1	8,1	0,8	$Q_{max}=3,32 A^{0,36} S^{0,54}$	23,2
BV3	3	5,8	0,21	$Q_{max}=1,26 A^{0,16} S^{1,04}$	8,5

- 3- Vous estimez les quantiles de débit maximum pour chaque bassin versant en multipliant les le débit obtenu par la fonction de quantile qui correspond à chaque bassin versant (Tableau 17).

Tableau 17 : les quantiles

Bassin versant	BV1	BV2	BV3
Région	2	1	3
$Q_{max}$	2,8	23,2	8,5
Période de retour	Fonction de quantile		
2	0,59	0,74	0,71
5	1,47	1,54	1,62
10	2,27	2,14	2,29
20	3,22	2,74	2,94
50	4,74	3,53	3,77
100	6,14	4,13	4,37
200	7,78	4,73	4,96
500	10,43	5,32	5,72

Résultats : voir le Tableau 18 :

Tableau 18 : résultats d'estimation des débits

Bassin versant	BV1	BV2	BV3
Période de retour	Quantile (m <sup>3</sup> /s)		
2	1.7	17.2	6
5	4.1	35.7	13.8
10	6.4	49.6	19.5
20	9	63.6	25.0
50	13.3	81.9	32.0
100	17.2	95.8	37.1
200	21.8	109.7	42.2
500	29.2	128.1	48.6

## 5. Transport solide

L'érosion, le transport solide et la sédimentation sont la cause de la dégradation des sols agricoles, de l'alluvionnement des retenues et de nombreux dégâts dont les coûts sont considérables. En Algérie, par exemple, les études d'aménagement hydrotechniques butent sur le problème de manque de donnée. L'Ingénieur a utilisé les méthodes empiriques disponibles pour évaluer les quantités solides transportées annuellement par le cours d'eau étudié. Les surfaces menacées par la dégradation due à la désertification et à l'érosion hydrique sont estimées à 50 millions d'hectares selon le ministère de l'Agriculture et du développement rural. Elles représentent plus de 20 % de la surface totale du pays qui est de l'ordre de 238 millions d'hectares (Mostephaoui *et al.*, 2013). Les surfaces menacées sont réparties en 14 millions d'hectares de zones montagneuses au Nord (touchées par l'érosion hydrique), 32 millions d'hectares en zones steppiques (menacées par la désertification) et 4,1 millions d'hectares de forêts soumises aux menaces induites par les effets des changements climatiques (Mostephaoui *et al.*, 2013).

De nombreux auteurs ont étudié l'impact des pluies sur l'érosion des sols dont le détachement de leurs particules est provoqué par l'énergie des gouttes de pluie. Ce phénomène a été mis en évidence par de nombreux chercheurs, entre autres, Wischmeir (1960) aux États-Unis d'Amérique. Roose (1980) a constaté que l'énergie des pluies en Afrique de l'Ouest est 256 fois plus importante que celle des eaux de ruissellement de surface. Selon Heush (1970), l'énergie des eaux de ruissellement de surface est plus importante que celle des pluies dans le phénomène de l'érosion dans les régions semi-arides et méditerranéennes. Cet état de fait a été vérifié par Meddi (1992), Meddi *et al.* (1998), Meddi *et al.* (2001) et Morsli *et al.* (2013) dans le bassin-versant de l'oued Mina et dans les monts de Beni Chougranedans le nord-ouest de l'Algérie.

L'étude de la relation entre le transport solide, comme facteur expliqué, et les facteurs géomorphologiques, hydrométriques et climatiques, comme facteurs explicatifs, a été menée dans de nombreuses régions du monde: Zhang *et al.* (2004) en République Populaire de Chine, Ray *et al.* (2011), Essienet *et al.* (2011) au Nigeria, Kane et Julien (2007) aux États-Unis d'Amérique et Zekai (2014) dans les régions arides des pays du Golf.

En Algérie, de nombreux chercheurs ont développé des relations liant le transport solide aux facteurs géomorphologiques et climatologiques pour certains bassins algériens (Achite et Meddi, 2005; Touaibia *et al.*, 2001; Benkhaled et Remini, 2003). Par contre, Demmak (1982)

et Meddi *et al.* (1998) ont développé des modèles d'estimations de la dégradation spécifique pour l'Algérie septentrionale.

Pour développer un modèle permettant l'estimation de la dégradation spécifique, à l'échelle annuelle, pour le Nord de l'Algérie, nous avons utilisé les données de 67 postes de mesures (barrages et stations hydrométriques) réparties aléatoirement dans l'espace étudié. Le développement d'un modèle régional consiste à calibrer et valider un modèle par les mesures ou valeurs des paramètres (expliqué et explicatif) d'un grand nombre de bassins jaugés. Les approches de régionalisation consistent à mettre en relation les caractéristiques physiques du modèle à développer et les caractéristiques des bassins-versants au niveau desquels l'information est disponible par la technique des régressions (Zekai, 2014; Meddi *et al.*, 1998; Kane et Julien, 2007).

Le travail de Meddi (2015) a permis de proposer une relation permettant de calculer la dégradation spécifique, pour le Nord de l'Algérie, en fonction de paramètres disponibles pour l'ensemble des bassins-versants contrôlés en se basant sur les données de 67 stations hydrométriques et barrages.

$$D_s = 16115.58 Q_l^{0.67} S^{-0.52} IFM^{0.10} \quad (17)$$

Avec :

$D_s$  : la dégradation spécifique (t/km<sup>2</sup>/an).

$Q_l$  : le débit annuel (m<sup>3</sup>/s).

$S$  : la surface du bassin (km<sup>2</sup>).

IFM : l'indice Fournier modifié

L'indice Fournier modifié peut être calculé en utilisant l'expression n° 17 ou bien extrait de la carte de la figure n° 12.

Nous pouvons dire que le modèle développé pour estimer le transport solide en Algérie du Nord est acceptable au vu des différentes vérifications (normalité des résidus, coefficient de Nash pour la calibration et la validation). L'importance donc du modèle réside dans la disponibilité des facteurs explicatifs sur pratiquement l'ensemble des cours d'eau d'Algérie.

#### **Exemple 04**

Le débit annuel au niveau d'une station hydrométrique contrôlant un bassin versant de 133 Km<sup>2</sup> est de 98 m<sup>3</sup>/s. Calculez la dégradation spécifique en t/km<sup>2</sup>/an au niveau de ce bassin versant. On donne la pluie moyenne annuelle P=235 mm et la longitude de la station X=234.5 km.

### **Démarches :**

La dégradation, spécifique d'un bassin versant nécessite la connaissance de certains paramètres, à savoir, la superficie, le débit moyen annuel et l'indice de Fournier modifié (IMF). Ce dernier, vous le calculez en utilisant l'équation n°11. Le IMF correspondant à la station hydrométrique en question est de 44.56, ce qui donne une valeur de la dégradation spécifique  $Ds=39981,5 \text{ t/km}^2/\text{an}$ .

### Démarches :

La dégradation spécifique d'un bassin versant nécessite la connaissance de certains paramètres, à savoir, la superficie, le débit moyen annuel et l'indice de Pournier modifié (IMF). Ce dernier, vous le calculez en utilisant l'équation n°11. Le IMF correspondant à la station hydrométrique en question est de 44,36, ce qui donne une valeur de la dégradation spécifique  $Ds = 39981,5 \text{ t/km}^2/\text{an}$ .

## 6. Indice d'agressivité R

L'érosion représente un risque considérable pour les barrages dans les pays du Maghreb en général et en Algérie en particulier. Le volume de dépôt sédimentaire annuel dans les barrages algériens est estimé à 45 millions de m<sup>3</sup> (Remini et Hallouche, 2007). La dégradation des terres est considérée comme étant l'une des problématiques environnementales les plus préoccupantes en Algérie du fait de l'érosion et de la désertification. Dans le Nord du pays, 14 millions d'hectares sont menacés par l'érosion hydrique. De ce fait, la cartographie du risque d'érosion constitue un outil primordial pour l'aménagement et la gestion des bassins- et par conséquent, la protection des terres agricoles contre l'érosion et des barrages contre l'envasement.

L'estimation des pertes en terre et la cartographie du risque d'érosion sont largement effectuées par l'Universal soil loss equation (ULSE) of Wischmeir et Smith (1978) ou par le revised Universal soil loss equation (RUSLE) of Renard *et al.* (1997). Elle prédit les pertes moyennes de sol au champ, pertes qui sont occasionnées par l'érosion des surfaces (érosion par l'impact des gouttes de pluie ou la battance, érosion en nappe et érosion en rigole). Les deux équations représentent une combinaison empirique de six facteurs, en l'occurrence : facteur de l'érosivité des pluies (R), facteur d'érodibilité du sol (K), facteur de longueur de pente (L), facteur d'inclinaison des pentes (S), gestion des cultures et facteur de couverture de surface (C) et techniques de conservation (P). L'équation s'écrit comme suit :

$$A = R K L S C P_1 \quad (18)$$

Avec A : moyenne annuelle de pertes de sol en (t ha<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup>)

L'érosivité de la pluie représente l'interaction entre l'énergie cinétique de la pluie et la surface du sol (Wischmeir et Smith, 1978). Le facteur R (pluie érosive) traduit l'influence climatique dans le phénomène d'érosion des sols (Lal, 1990, Hashim *et al.*, 2001). Il a été montré que le facteur R est hautement lié aux pertes de sols à travers le monde (Wischmeier et Smith, 1978; Lo *et al.*, 1985; Renard et Freimund, 1994). Pour estimer les pertes en terres pour une région donnée, l'équation universelle des pertes en sol (ULSE) est la plus utilisée de par le monde (Wischmeir, 1959; Wischmeir et Smith, 1978; Renard *et al.*, 1997). Le facteur R de l'équation universelle représente la valeur moyenne du cumul annuel de l'indice EI<sub>30</sub>. L'indice EI<sub>30</sub> est calculé, pour chaque événement pluvieux, comme étant le produit de l'énergie cinétique de la

pluie (E) et l'intensité maximale enregistrée durant 30 mn. L'estimation de cet indice nécessite de longues séries de mesures pluviographiques de courtes durées (Wischmeier et Smith, 1978).

L'absence de ce type de données a poussé de nombreux chercheurs à développer des relations permettant l'estimation de ce facteur en fonction des pluies annuelles et mensuelles. De nombreuses relations ont été établies pour calculer le facteur R en fonction des pluies mensuelles et annuelles (pluie annuelle, indice de Fournier, indice de Fournier modifié) à travers le monde (Roose, 1977; Renard & Freimund, 1994; De Luis *et al.*, 2010; Ufoegbune *et al.*, 2011; USDA-ARS doc, 2008).

La relation étroite entre l'indice de Fournier (1960) ou celui d'Arnoldus (1977) et le facteur R (érosivité des pluies) de l'équation universelle (USLE) a été trouvée dans de nombreux travaux (Renard & Freimund, 1994; Diodato, *et al.*, 2007; Rowntree, 2002; Morgan, 1996; Meddi, 1992; Coutinho et Tomas, 1994; Cohen *et al.*, 2005; Oduro-Afriyie, 1996; Silva da, 2004).

Les approches proposées dans ce guide sont extraites des travaux de Meddi *et al.* (2016) et de Meddi (2014) pour le calcul l'indice de Fournier modifié et adapté à l'Algérie du Nord. Dans le premier travail, contrairement à celui de Meddi (2013), les valeurs des pluies horaires seront considérées pour calculer le facteur R de l'équation universelle. Par contre, dans le second (Meddi, 2013), l'érosivité des précipitations a été approchée par l'indice de Fournier modifié. Le calcul de ce dernier est basé sur la pluviométrie mensuelle et annuelle.

Le calcul de l'indice de l'agressivité des pluies (R) se fait de deux approches différentes; directe et indirecte. La pluviométrie joue un rôle prépondérant dans le phénomène de l'érosion. Cette érosion se produit dès que les eaux de pluies ne peuvent plus s'infiltrer dans le sol, et par conséquent, arrachent les particules du sol en emportant des particules (Le Bissonnais *et al.*, 2002). Donc, le facteur R caractérise la force érosive des pluies sur les sols. Pour montrer cette importance, Wischmeier *et al.* (1958) ont étudié la relation avec 40 facteurs climatiques et météorologiques. La meilleure corrélation a été obtenue avec le produit de l'énergie de la pluie (E) et l'intensité maximale sur un pas de temps de 30 minutes ( $I_{30}$ ). Le coefficient de corrélation est égal à 0.90. Wischmeier et Smith (1978) ont proposé, pour le calcul du facteur R (érosivité annuelle moyenne des pluies en  $\text{MJ mm h}^{-1} \text{hr}^{-1} \text{Yr}^{-1}$ ) selon Brown et Foster (1987), les formules suivantes:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left[ \sum_{k=1}^{m_j} (EI_{30})_k \right] \quad (19)$$

Avec E : the total kinetic energy of event in MJ ha<sup>-1</sup>

I<sub>30</sub> : the 30-minute maximum rainfall intensity in mm/hr.

n : number of years of record; m<sub>j</sub> = number of erosive events of a given year j

EI<sub>30</sub> : the rainfall erosivity index of a single event k.

L'énergie cinétique des pluies (E) est donnée par l'expression suivante (Wischmeier et Smith, 1978 ; Foster et al., 1981) :

$$E_i = 0.1190 + 0.0379 \ln I_i, i \leq 76 \text{ mm h}^{-1} \quad (20)$$

$$E_i = 0.283 i, i > 76 \text{ mm h}^{-1} \quad (21)$$

Avec E<sub>i</sub> : énergie cinétique de la pluie (MJ ha<sup>-1</sup> mm<sup>-1</sup>)

I<sub>i</sub> : l'intensité de l'événement en mm h<sup>-1</sup>.

A chaque intensité, correspond une énergie cinétique selon l'équation (2)

Cette approche directe reste difficilement applicable pour les régions où les données pluviométriques horaires ne sont pas disponibles. Dans ce cas de figure, de nombreux chercheurs ont développé des modèles calculant le facteur R en fonction de paramètres pluviométriques disponibles, à savoir la pluviométrie annuelle et mensuelle. Dans la littérature, il existe des modèles exponentiels, linéaires et polynomiaux. Les modèles proposés sont en fonction de trois principaux paramètres explicatifs :

- la pluie annuelle (P) : Roose, 1977 en Afrique de l'Ouest; Renard et Freimund, 1994 au USA et Lo et al., 1985 à Hawaii.
- L'indice de Fournier (1960), IF et l'indice de Fournier modifié par Arnoldus (1977), IMF : Arnoldus, 1977 au Maroc ; Bolinne et al. (1980) en Belgique, DVWK (1990) en Allemagne et Men et al. (2008) dans l'Est de la Chine ; Da Sila (2004) dans l'Est du Brésil.
- Les pluies annuelle, journalière et horaire : Heusch, 1970 au Maroc où il a utilisé les précipitations moyennes annuelles P et les précipitations maximales en 24 h pour une période de retour de 20 ans, p<sub>24</sub>; Diodato (2004) a utilisé, en plus de la pluie annuelle (P), la pluie journalière maximale annuelle (P<sub>md</sub>) et la pluie horaire maximale annuelle

( $P_{mh}$ ). Diodato et Bellocchi (2010) ont développé un modèle pour la région méditerranéenne (avec des stations de l'Italie, d'Espagne, du Portugal, d'Égypte, du Maroc, de la Turquie, de Tunisie, de la Slovénie et de la Grèce) en fonction de la pluie annuelle ( $P$ ), la pluie journalière maximale annuelle ( $P_{md}$ ), la longitude du site en degré, et les coefficients  $a$ ,  $b$  et  $c$  (coefficients spécifiques du site).

Ferro *et al.* (1991) a combiné les deux facteurs pour aboutir à une formule d'estimation du facteur  $R$ . Il a considéré la pluie annuelle ( $P$ ) et l'indice de Fournier modifié (IFM) dans le même modèle. D'Asaro and Santoro (1983) ont introduit l'altitude du poste pluviométrique ( $q$ ) et le nombre de jour de pluie dans l'année (NGP) en plus de la pluie annuelle ( $P$ ) comme estimateurs du facteur  $R$ . Les modèles développés à travers le monde sont consignés dans le tableau n°8.

Tableau 19 : Modèles de régression pour approximer le facteur d'érosivité des pluies

Model		Region	Author
		West Africa	Roose (1977)
$R = (0.5 - 0.05)P$	(22)		
$R = 0.264 MFI^{1.50}$	(23)	Morocco	Arnoldus (1970)
$R = 3.48 P + 38.46$	(24)	Hawaii	Lo <i>et al.</i> (1985)
$R = 0.04830 P^{1.61}$ for $P < 850$ mm			
$R = 587.8 - 1.219 P + 0.004105 P^2$ for $P > 850$ mm	(25)	USA	Renard et Freimund (1994)
$R = 0.87 - 0.037 P + 0.016 P^2$	(26)	North of Morocco	Pepin & Hammouda (2012)
$R = 143 \log(P \times \rho_{2.5}^2 \times 10^{-6}) + 89.7$	(27)	Morocco	Heuch (1970)
$R = 168.42 + 3.27 MFI$	(28)	Belgium	Bolinne <i>et al.</i> (1980)
$R = 15.485 + 0.602 MFI$	(29)	Bavaria et Hess (Germany)	DVWK (1990)
$R = 42.307 MFI + 69.763$	(30)	East Brazil	Da Silva (2004)
$R = -36.46 + 1.84 MFI - 0.158 P$	(31)	Italy	Ferro <i>et al.</i> (1991)
$R = 12.142 (PP_{md} P_{mh})^{0.6446}$	(32)	Mediterranean region	Diodato (2004)

$R = aP\sqrt{P_{max}}(\theta + c + 1)$	(33)	Mediterranean region	Diodato et Bellocchi (2010)
$R = 0.21d^{-0.006}P^{2.2}X(-P^{-0.2})$	(34)	Sicily (Italy)	D'Asaro et Santoro (1983)

Meddi et Toumi (2016) ont proposé l'expression suivante pour calculer l'indice R en se basant sur les données de 140 stations pluviométriques de l'Algérie septentrionale. L'indice R peut donc être calculé par l'expression n°35 ou bien extrait de la carte de la figure n°10 établie par Meddi et Toumi (2014).

$$R = 0.47 MF I^{0.46} X^{0.12} Z^{-1.05} P_{max}^{0.66} \quad (35)$$

Avec :

R : l'indice de l'agressivité des pluies en  $MJ \text{ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ y}^{-1}$

X : Longitude en km

Z : Altitude en m

$P_{max}$  : pluie journalière maximale en mm

L'expression de l'indice de Fournier modifié proposé par Meddi et Toumi (2014), pour l'Algérie, est donnée par l'expression n°36 ou bien extrait de la carte développée par Meddi et Toumi (2014), Figure n° 11.

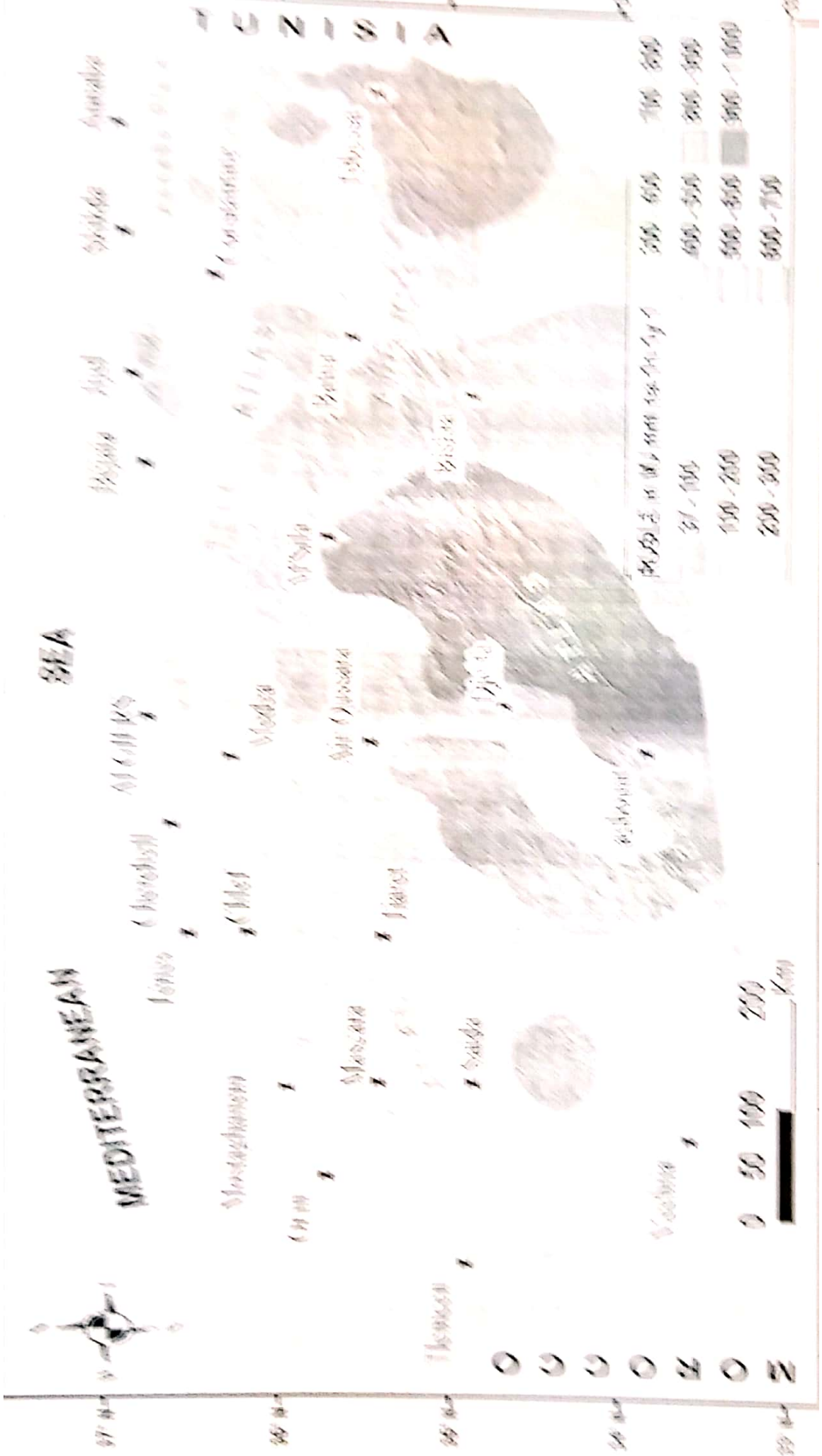
$$MFI = 0.43 P^{1.44} X^{-1.05} \quad (36)$$

Avec :

IFM : indice de Fournier modifié

X : Longitude en km

P : pluie moyenne annuelle en mm





### Exemple 05

Estimez l'indice d'agressivité des pluies R pour les trois sites dont les caractéristiques sont mentionnées dans le Tableau 20.

Tableau 20 : Caractéristiques des sites

	P (mm)	Longitude (Km)	Altitude (m)	P <sub>jmax</sub> (mm)
Site 1	305	431.35	1203	35.46
Site 2	671.6	556.5	568	71.02
Site 3	380	272.1	423	55.04

#### Démarches :

En utilisant les données de chaque site, vous calculez l'indice de Fournier modifié (IFM) à l'aide de l'équation N° 11. Après avoir calculé le IFM, vous le remplacez dans l'équation n°10 afin de calculer l'indice d'agressivité des pluies R en  $\text{MJ mm ha}^{-1}\text{h}^{-1}\text{y}^{-1}$ .

Les résultats de calcul sont résumés dans le Tableau 21 .

Tableau 21 : Résultats de d'estimation de R.

	P (mm)	Longitud e (Km)	Altitud e (m)	P <sub>jmax</sub> (mm)	IFM	R (MJ mm ha <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> y <sup>-1</sup> )
Site 1	305	431.35	1203	35.46	53.9	<b>164.8</b>
Site 2	671.6	556.5	568	71.02	110.63	<b>499.1</b>
Site 3	380	272.1	423	55.04	69.08	<b>286.7</b>

## 7. Références bibliographique

- Achite M. et Meddi M. (2005) : - Variabilité spatio-temporelle des apports liquides et solides en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'Oued Mina (Nord-Ouest Algérien), *Revue des Sciences de l'Eau*, N°18 Spécial (37-56), 2006.
- Aissani B. (1983) : Cartographie automatique de champs pluviométrique; exemple de la région Algéroise. *Sciences de la terre, Informatique Géologique*, 17, 1983
- Anonil, F., Larouche, W., Vinn, A.A. and Parent, L.E. (2002) : Interprétation de l'indicateur standardisé de précipitation à l'aide d'une analyse statistique régionale, *Canadian Journal of Soil Science*, 82(1) 115-125.
- Arnoldus, H.M.J. : Prédiction des pertes de terres par érosion en nappe et en grille. Aménagement des bassins versants. *Bulletin FAO*, pp. 121-149, (1977).
- Benkhaled A. et Remini B. (2005) : - Analyse de la relation puissance débit solide – débit liquide à l'échelle du bassin-versant de l'oued Wahrane (Algérie), *Revue des Sciences de l'eau*, 16 (5), 333-356.
- Enzema D., De Michele C. and Rosso R. (2003) : Review of recent advances in index flood estimation, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 7, 3 (2003) 283-296.
- Bolinne, A., Laurant, A., Rosseau, P., Pauwels, J.M., Gabriels, D., Aeltermann, J. : Provisional rain erosivity map of Belgium. In: DeBoodt M, Gabriels D (eds) *Assessment of erosion*. Wiley, Chichester, pp 111-120, (1980).
- Brown, L. C. and Foster, G. R. : Storm erosivity using idealized intensity distributions, *Transactions of the Asce*, 50, 379-386, (1987).
- Burn D.H. (1998) : Climatic Change Impacts on Hydrologic Extremes and the implications for reservoirs. Dans *Proceedings of the 11 International Conference on Climate and Water*, 1, Vol. 273-281.
- Chirico G.B., Forzieri G. and Prelli F. (2014) : The role of the forest cover on the definition of runoff coefficient in a regional flood frequency analysis applied to Mediterranean catchments. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 16, EGU2014-8125-2, 2014, EGU General Assembly 2014.
- Cohen, M.J., Shepherd, K.D., Walsh, M.G., Empirical formulation of the universal soil loss equation for erosion risk assessment in a tropical watershed, *Geoderma* 124, 235-252, (2005).

- Cunnane C. (1987): Review of statistical models for flood frequency estimation, Paper presented in Inst. Sym. On flood frequency and risk analysis, Baton Rouge, Publ. in Singh, V.P. (Ed.): Hydrologic Frequency Modelling, Reidel Publ. Co, Dordrecht, 49-95.
- Cunnane C. (1987). Review of statistical models for flood frequency estimation, Paper presented in Inst. Sym. On flood frequency and risk analysis, Baton Rouge, Publ. in Singh, V.P. (Ed.): Hydrologic Frequency Modeling, Reidel Publ. Co., Dordrecht, 49-95.
- Da Silva A.M.: Rainfall erosivity map for Brazil, *Catena* 57(3): 251-259, (2004).
- Dalrymple, T. (1960) Flood frequency analyses, US Geol. Surv. Wat. Supply Pap. 1543-A.
- D'Asaro E., Santoro M. (1983): Aggressività à dellapioggianello studio del l'erosione idrica del territorio siciliano, CNR Progetto finalizzato "Conservazione del Suolo" - Sottoprogetto "Dinamiche diversanti"; pubblicazione 130; pubblicazione 164 del l'Istituto di Idraulica del l'Università di Palermo, (1983).
- Demmak A. (1982): - Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Thèse de Docteur Ingénieur, université de Pierre et Marie Curie, Paris XI.
- Diodato N, Bellocchi G. (2007) : Estimating monthly (R) USLE climate input in a Mediterranean region using limited data, *Journal of Hydrology* 345: 22-4236, (2007).
- Diodato N, Bellocchi G. :MedREM, a rainfall erosivity model for the Mediterranean region. *Journal of Hydrology* 387: 119127, (2010).
- Diodato N.: Estimating RUSLE's rainfall factor in the part of Italy with a Mediterranean rainfall regime. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, Copernicus Publications, 2004, 8 (1), pp.103-107.
- Dubreuil P. (1990) : Rapport d'évaluation du potentiel français en hydrologie, ORSTOM, 1990, 72 p. multigr.
- DVWK :Grundlagen der Verdunstungsermittlung und Erosivität von Niederschlägen. Deutscher Verb and fr Wasser wirtschaft und Kulturbau (eds) Parey, Hamburg, (1990).
- Ellouze, M. and Abida, H., (2008) Regional Flood Frequency Analysis in Tunisia: Identification of Regional Distributions, *Water Res, Manage*, 22, 943-957, 2008.
- Ellouze, M. and Abida, H., (2008) : Regional Flood Frequency Analysis in Tunisia: Identification of Regional Distributions, *Water Res, Manage*, 22, 943-957, 2008.
- Enyew B.D. and Steeneveld G.J. (2014): Analysing the Impact of Topography on Precipitation and Flooding on the Ethiopian Highlands, *J Geol Geosci* 2014, 3:6
- Essien O. E. et Okon E. G. (2011): - Rainfall characteristics, runoff rate and traffic flow on gully morphometric parameter growth and soil loss in sand-mined peri-urban, Uyo, Nigeria. *Journal of Geology and Mining Research* Vol. 3(7), pp. 180-187, July 2011

- Feng, S., S. Nadarajah, and Q. Hu, (2007): Modeling annual extreme precipitation in China using the generalized extreme value distribution, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 599-613
- Ferro V., Giordano G. and Iovino M. Iso-erosivity and erosion risk map for Sicily, *Hydrological Sciences Journal- Journal-des Sciences Hydrologiques* 36,6, (1991).
- Ferro V. and Porto P. (2006) : Flood Frequency Analysis for Sicily, Italy, *Journal of Hydrologic Engineering, ASCE / March/April 2006*, DOI: 10.1061/ASCE1084-0699(2006)11:2(110).
- Foster, G. R., McCool, D. K., Renard, K. G. and Moldenhauer W. C. ; Conversion of the Universal Soil Loss Equation to SI metric units, *Journal of Soil and Water Conservation* 36(6):355-359, (1981).
- Heusch B. : Estimation et controle de l'érosionhydraulique, *SocSciPhysMaroc1970 ; N spécial* : 41-54, (1970).
- Hosking JRM, Wallis JR (1993) : Some statistics useful in regional frequency analysis, *Water Resour Res* 29(2):271-281.
- Hosking, J. R. M. and Wallis, J. R. (1997) : Regional frequency analysis: An Approach Based on L-moments, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Humbert J. et Paul P. (1982) La répartition spatiale des précipitations dans le bassin versant de la petite Fecht à Sultzern (Hautes Vosges), *Recherches Géographiques à Strasbourg* 19, PP. 93 - 104.
- Humbert J., Perrin J.L., (1993) : Précipitation et relief : la cas du versant oriental des Hautes Vosges, 'L'Eau, la Terre et les Hommes', Ouvrages en hommage à R. Frecaut, Press Universitaire de Nancy, Septembre 1993, p. 147-154
- Hussein (2011) : Application of the Regional Flood Frequency Analysis to the Upper and lower Basins of the Indus River, Pakistan, *Water Resour Manage*, DOI: 10.1007/s11269-011-9839-5
- Johnson F, Xuereb K, Jeremiah E, Green J. (2012) Regionalisation of rainfall statistics for the IFD Revision Project, 34th Hydrology and Water Resources Symposium, 19-22 November 2012, Sydney, Australia.
- Kane B. et Julien P.Y. (2007): - Specific degradation of watersheds, *International Journal of Sediment Research*, Vol 22, N°2, 2007, pp. 114-119.

- Kjeldsen, T, R, Smithers, J, C, and Schulze, R, E, (2001): Flood frequency analysis at ungauged sites in the KwaZulu-Natal Province of South Africa, *Water Resources Commission SA*, 27, 315–324, 2001.
- Koutsoyiannis D. (2004). Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: I. Theoretical investigation. *Hydrological Sciences*, 49(4) August 2004, pp. 575–590
- Kumar, R, Chatterjee, C, Kumar, S, Lohani, A, K, and Singh, R, D,(2003) Development of regional flood frequency relationships using L-moments for Middle Ganga Plains Subzone 1(f) of India, *Water Resour, Manag*, 17, 243–257, 2003.
- Lang M, Ouarda T,B,M,J, Bobée B, (1999) Towards operational guidelines for over-threshold modeling, *Journal of Hydrology*, 225(3–4) : 103–117.
- Le Bissonnais, Y., J. Thorette, C. Bardet, and Daroussin, J. : L'érosion hydrique des sols en France, INRA, IFEN, 106 p., (2002).
- Lettenmaier DP, Wallis JR, Wood EF (1987) : Effect of regional heterogeneity on flood frequency estimation, *Water Resour Res* 23(2):313–323.
- Li, M, Shao, Q, Zhang, L, and Chiew, F, H, S,(2010) A new regionalization approach and its application to predict flow duration curve in ungauged basins, *J, Hydrol*, 389, 137–145. 2010.
- Lim YH, Lye LM (2003) : Regional flood estimation for ungauged basins in Sarawak, Malaysia, *HydrolSci* 48:1.
- Malekinezhad H., Zare-Garizi A. (2014). Regional frequency analysis of daily rainfall extremes using L-moments approach. *Atmosfera*. Vol. 27. Núm. 4. October 2014. doi: 10.1016/S0187-6236(14)70039-6
- Martin C.A. (2015). Regional frequency analysis of seasonal rainfall and snowfall for the Southern Interior of British Columbia. Phd Thesis. McGill University, 97p.
- Mebarki A.. 2005. Hydrologie des bassins de l'Est algérien : ressources en eau. aménagement et environnement. Thèse de doctorat d'état, Université Mentouri de Constantine. Faculté des Sciences de la terre, Géographie et Aménagement du territoire, 360 p.
- Meddi M and Toumi S.(2015) :Spatial variability and cartography of maximum annual daily rainfall under different return periods in the North of Algeria. *Journal of Mountain Science* 11/2015; 12(6):1403-1421. DOI:10.1007/s11629-014-3084-3
- Meddi M. (1996) : Etude de l'Écoulement Moyen Annuel dans le Nord de l'Algérie. Proposition de Formules d'estimation du Débit Moyen Annuel. *Revue ALGERIE EQUIPEMENT*, N° 8 Juillet 1996. pp. 5-8



- Meddi M. (2015) : contribution a l'étude du transport solide en Algérie du nord. *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n°24, Décembre 2015, pp. 315-336
- Meddi M. et Morsli B. (2001) : - Etude d'érosion et du ruissellement sur bassins versants expérimentaux dans les monts de Beni-Chougrane. *Revue Z. Gemorph NF 2001* ; 45/4/443-452.
- Meddi M., Khaldi A. et Meddi H. (1998) : - Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du Nord. Pub. AHS Pub. no 249. Pp 393 – 398
- Meddi, H., Meddi, M., and Assani, Ali A. : Study of drought in seven Algerian Plains. *Arab J Sci Eng* (2014) 39:339359, (2013). DOI 10.1007/s13369-013-0827-3.
- Meddi, M. : Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'Oued Mina. Phd Thesis, University of Strasbourg, France, 346p, (1992).
- Meddi, M. : Sediment transport and rainfall erosivity evolution in twelve basins in Central and Western Algeria. *Journal of Urban and Environmental Engineering*, v.7, n.2 p. 253-263, (2013).
- Men, M., Yu, Z. and Xu, H. : Study on the spatial pattern of rainfall erosivity based on geostatistics in Hebei Province. *China Front Agric China* 2:281 2892008, (2008).
- Mishra B.K, Takara K, Yamashiki Y, and Tachikawa Y, (2009) : Estimation of index flood in hydrological regions with limited flood data availability, *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE, Vol.53, 2009, February.
- Mishra B.K, Takara K, Yamashiki Y, and Tachikawa Y, (2009) : Estimation of index flood in hydrological regions with limited flood data availability, *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE, Vol.53, 2009, February.
- Mohamed Meddi, Samir Toumi and Ali A. Assani (2016) : Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, April 2016, 9:282. DOI :10.1007/s12517-015-2303-8
- Mohamed Meddi, Samir Toumi and Ali A. Assani (2017) : Application of the L-moments approach to the analysis of regional flood frequency in Northern Algeria. *Int. J. Hydrology Science and Technology*, Vol. 7, No. 1, 2017. Pp. 77-102
- Morsli B., Habi H. et Meddi M. (2013) : - Dynamique de l'érosion en zone méditerranéenne algérienne : facteurs explicatifs de variation du ruissellement et de l'érosion sous différentes occupations du sol. *Revue des sciences de l'eau*, Volume 26, numéro 2, 2013, p. 89-105. <http://id.erudit.org/iderudit/1016061ar>. 10.7202/1016061ar.
- Mostephaoui T., Merdas S., Sakaa B., Hanafi M. T. et Benazzouz M.T. (2013) : – Cartographie des risques d'érosion hydrique par application de l'équation universelle de

- pertes en sol à l'aide d'un système d'information géographique dans le bassin versant d'El Hamel (Boussaada) Algérie. *Journal Algérien des Régions Arides*. N° Spécial 201. Pp 131-146
- Muller A. (2006). Comportement asymptotique de la distribution des pluies extrêmes en France. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 2006. 214 p.
- Nadarajah. S., (2005): Extremes of daily rainfall in West Central Florida, *Climatic Change*, 69, 325-342.
- Nadarajah. S., and Choi, D., (2007): Maximum daily rainfall in South Korea, *Journal of Earth System Science*. 116. 311-320.
- Nezhad. K. Chokmani. K. Ouarda. T. B. M. J. Barbet, M. and Bruneau, P.: Regional flood frequency analysis using residual kriging in physiographical space, *Hydrol. Process*, 24, 2045-2055. doi:10.1002/hyp.7631. 2010.
- Nyeko-Ogiramoi P. Willems P. Mutua F. M. and Moges S. A, (2012) An elusive search for regional flood frequency estimates in the River Nile basin, *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 16, 3149-3163. 2012.
- Oetli P. et Camberlin P. (2005): Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research* 28(3):199-212 .
- Onibon H., Ouarda T. B. M. J., Barbet M., St-Hilaire A., Bobee B. et Bruneau P. (2004). Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au Québec, Canada = Regional frequency analysis of annual maximum daily precipitation in Quebec, Canada. *Hydrological sciences journal*. 2004. vol. 49, no4. pp. 717-735
- Hutchinson P. (1968): An analysis of the effect of topography on rainfall in the Taieri catchment area. *Otago. Earth science journal* Vol. 2, No. 1, 1968
- Oyebande. L. (2001): Water problems in Africa-how can sciences help? *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 46. No. 6. 947-961.
- Pepin. Y. and Hammouda. N. : Variabilité de l'intensité des pluies dans la région de Tanger sur une période de trente ans (1980-2010). *Rev. Marc. Sci. Agron*. Vt.2012 1 : (23-27), (2012).
- Rzy h. H. et Yusuf M. B. (2011): - The Incidence of Soil Erosion in Zing Local Government Area of Taraba State, Nigeria. *Ethiopian Journal of Environmental Studies and Management* Vol. 4 No.2 2011
- Remini. B. and Hallouche. W. : Studying Sediment. *Revue International of Water Power and Dam construction*. Octobre. 42-45. (2007).

- Roose E..(1980 ) : - Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest. vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. Travaux et doc. de l'ORSTOM n° 78.
- Roy L. Leconte R. Brissette F.B. and Marche C. (2001) : The impact of climate change on seasonal floods of a southern Quebec River Basin. *Hydrol. Process.* 15, 3167–3179 (2001)
- Saf B. (2009) Regional Flood Frequency Analysis Using L-Moments for the West Mediterranean Region of Turkey, *Water Resour Manage* (2009) 23:531–551, DOI 10.1007/s11269-008-9287-z.
- Saf B. (2009) : Regional Flood Frequency Analysis Using L-Moments for the West Mediterranean Region of Turkey, *Water Resour Manage* (2009): 23:531–551, DOI 10.1007/s11269-008-9287-z.
- Sanchez-Moreno J.F., Mannaertsb C.M. and Jetten V. (2014): Influence of topography on rainfall variability in Santiago Island, Cape Verde. *Int. J. Climatol.* 34: 1081–1097 (2014)
- Sarhadi. A. and Modarres. R.: Flood seasonality-based regionalization methods: a data-based comparison. *Hydrol. Process.* 25, 3613–3624. doi:10.1002/hyp.8088. 2011.
- St-hilaire A., Ouarda T.B.M.J., Lachance M., Bobée B., Barbet M., Bruneau p. (2003) :. La régionalisation des précipitations : une revue bibliographique des développements récents *Revue des Sciences de l'Eau. Rev. Sci. Eau* 16/(2003) 27-54
- Touaibia B., Aidaoui A., Gomer D. et Achite M. (2001) : - Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride. de l'Algérie du Nord. *Hydrological Sciences Journal.* 46:1. 41-53. DOI: 10.1080/02626660109492799
- Vastila K. .Kummu M. Sangmanee C. and Chinvanho S. (210) : Modelling climate change impacts on the flood pulse in the Lower Mekong floodplains. *Journal of Water and Climate Change.* 01.1. 2010.
- Watt W. E., Chow k.C.A., Lathem K.W.(1986). A 1-h urban design storm for Canada. *Canadian Journal of Civil Engineering.* 13. 293 -300
- Watt WE et al. (1989) : Hydrology of floods in Canada: a guide to planning and design. National Research Council Canada. Associate Committee on Hydrology.
- Wischmeier. W.H., Smith. D.D. : Predicting Rainfall Erosion Losses. *Agric. Hbk* 537.U.S.D.A. Sci. and Educ. Admin., Washington, DC. (1978).
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., and Uhland, R.E. : Evaluation of factors in soil loss equation. *Agr. Eng. ASAE* 39(8):458{464, 474, (1958).
- Wischmeier W.H., (1960): - Erosion rates and contributing factors in semi-arid regions. International seminar on water and soil utilisation, Brookings, South Dakota, July 18 - August 10, 1968.

- Yurekli K. (2009) :. Regional frequency analysis of maximum daily rainfalls based on L-Moment approach. *GOU, ZiraatFakultesiDergisi*, 2005, 22(1), 37-44
- Zalina, M.D., Desa, M.N.M., Nguyen, V.T.V., and Kassim, A.H.M., (2002): Selecting a probability distribution for extreme rainfall series in Malaysia, *Water Science and Technology*, 45, 63-68.
- Zbigniew W. et Kundzewicz (2008) : Changement climatique et crues, *Bulletin Temps-Climat-eau, OMM*, juillet 2008.
- Zekai S. (2014): - Sediment yield estimation formulations for arid regions, *Arab J Geosci* (2014) 7:1627–1636.
- Zhang J.C. et Shi Z.-G (2004): - Relation between precipitation in Dabie mountain watershed and sediment transport in Dasha river valley, *Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions 13th International Soil Conservation Organization Conference – Brisbane, July 2004*.

## Table des matières

Préambule .....	1
1. Topographie.....	2
2. Climat et pluviométrie.....	4
2.1. Climat.....	4
2.2. Précipitations .....	4
2.2.1. Coefficient de variation .....	7
2.3. Pluies journalières maximales .....	17
2.3.1. Méthode.....	19
3. Écoulement moyen annuel.....	25
3.1. Méthode de Meddi (1996) .....	25
3.2. Méthode de Taïbi (1994).....	26
4. Crues .....	30
4.1 Procédure à suivre .....	33
4.2 Rappel historique sur les crues de l'Algérie du nord et leurs périodes de retour .....	34
5. Transport solide.....	41
6. Indice d'agressivité R.....	44
5.1 Calcul de l'indice d'agressivité des pluies (R) .....	45
7. Références bibliographique.....	52