



Université Sultan
Moulay Slimane
Maroc



Faculté des Lettres et des
Sciences Humaines,
Béni Mellal



Laboratoire Dynamique
des Paysages, Risques et
Patrimoine



Universitat
de les Illes Balears
Mallorca/Espagne



Laboratoire de
MEDhyCON

Volume 2

Thèse doctorale de l'université Sultan Moulay Slimane et l'université des Illes Baléares

Centre doctoral des Lettres et des
Sciences Humaines

Formation :
Dynamique des Paysages et Patrimoine

Discipline : Géographie Physique

Suivi et analyse spatio-temporelle des flux sédimentaires dans le bassin versant de Srou-Maroc: application aux deux bassins représentatifs et expérimentaux de Talhiant et Mougeryberdan (2017-2020)



Préparée par :
Hasan OUAKHIR

Thèse réalisée en cotutelle (projet OMTIMISM) sous la direction de :
Mohamed EL GHACHI ; Université Sultan Moulay Slimane

Joan ESTRANY ; Université des Illes baléares

2021-2022

Dédicace

*À mes chers parents, **Mohamed et Essadia,***

*À Ma chère épouse, **Nadia Ennaji***

*À Ma belle-fille **Lina***

Pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse,

Leur soutien et leurs prières tout au long de mes études.

*À mes frères, **El Houcine, Jamal, Abdellah, Smail, Fatima, Zenb, Malika et Hafida***

*A mes Oncles, **Said et Benacer***

Pour leur appui et leur encouragement

Remerciements

Durant ces cinq années de labeur et à la suite de l'effort mis dans la rédaction de ce manuscrit, je réalise que l'écriture d'une page de remerciements n'est pas un exercice simple. On dit souvent que *'vouloir remercier certains, c'est accepter d'en oublier d'autres'*. Cette phrase prend tout son sens lorsque l'on réalise que, depuis les encadreurs (qui se sont investis dans la direction de ce travail) jusqu'aux amis (qui vous encouragent avec un simple *'tiens bon, ça ira !'*), toutes et tous ont apporté une touche, aussi minime soit-elle, à consolider ce travail.

J'exprime mes profonds remerciements à mes directeurs de recherche, les professeurs **Joan Estrany, El Ghachi Mohamed, et Hanane Reddad**, qui m'ont encadré tout au long de cette thèse. Je les remercie profondément pour l'aide compétente qu'ils m'ont apportée, pour leurs patiences, pour le temps qu'ils m'ont consacré à répondre à mes questions et pour leurs suggestions lors de la réalisation de ce modeste travail. Sans leurs encadrements minutieux, cette thèse n'aurait certainement pas pu aboutir. Ils sont investis en temps, en ressources et ont su mettre à ma disposition le cadre et les moyens nécessaires pour la réussite et le bon déroulement de cette thèse. En outre, ils ont été pour moi un modèle de rigueur scientifique, d'esprit critique, de clairvoyance. Mes remerciements vont également au **Pr Yehia El khalki**, responsable du Laboratoire **DPRP**, dont je relève, qui a été d'un grand soutien et source de conseils à divers moments lors de cette thèse. Un grand merci aux professeurs ; **Abdlatif Hafid, Farid Jaa et Abighani Qadem** pour leurs aides durant le travail du terrain.

Une grande part de ma gratitude va également à l'endroit de l'équipe de recherche ; les doctorants et les membres associés au laboratoire **MEDhyCON** en **UIB**, **Josep Fortesa, García-Comendador Julian, Calsamiglia, Aleix, Alorda, Bartomeu, Ferrer, Laura**, Leur appui scientifique et technique, leurs conseils et leur soutien multiformes ont été d'une grande aide tout au long de cette thèse.

Je souhaite adresser quelques lignes particulières aux amis et camarades, qui ont donnés de la saveur à cette période de thèse. Je pense tout spécialement au **Josep Fortesa**, qui a été ma grande inspiration lors de la thèse pendant mes séjours à Mallorca et au laboratoire **MEDhyCON** à **UIB** et durant le travail du terrain au Maroc et en Espagne. Merci d'avoir été et de continuer d'être un ami et un soutien. Un grand merci à **Nadia Ennaji, Mimoun Goumih et Abdlatif Essinbri**, pour son assistance et pour sa présence durant le travail du terrain. Merci aux camarades doctorants, **Ghadbane Achhbone, El Orif, Lahlou, Khouldia, Lhouari, Achkir, Ait Omar, Youssefi** ; Merci pour les moments de joie et de discussion et de communion qui font le sel de la thèse. Un grand merci va spécialement à **Oulhaj, Amraoui** pour leur aide, conseil et appui scientifique durant cette thèse.

Un profond et respectueux *'merci* à mon père, **Mohamed**, et à ma mère **Essadia**, pour leur soutien, ses prières et ses encouragements et ses conseils et pour l'exemple que vous êtes, et qui font de moi ce que je suis aujourd'hui et aspire à devenir demain.

Enfin, ces derniers mots vont à l'endroit de celle qui seule, peut comprendre la raison pour laquelle elle s'y retrouve. À toi **Nadia Ennaji**, mon épouse et celle qui me soutient dans cette grande aventure qu'est la vie, depuis ces cinq dernières années. Je ne pourrai trouver de mots suffisamment justes pour exprimer ma reconnaissance. Sache simplement que tu constitues une grande part de ce travail, et qu'en ce document, se trouve pour toi l'expression de ma gratitude. À toutes et à tous, qui m'ont aidé, encouragé, soutenu, je vous adresse un sincère merci ! Cette thèse était un rêve qui se réalise enfin, mais sans vous tous, je n'aurai jamais pu y arriver. Ce but que je me suis fixé, je l'ai atteint et une partie de ma vie s'achève. Je tiens vraiment à remercier tous, mes parents, ma petite famille, **mes professeurs et mes amis** pour m'avoir aidé dans cette réalisation mais aussi pour m'avoir aidé à me construire, à me trouver « moi » à travers mes recherches de niveaux intermédiaires.

AVANT- PROPOS

Cette thèse a été réalisée au laboratoire Dynamique des Paysages, Risques et Patrimoine (DPRP) de la faculté des Lettres et Sciences Humaines à Béni Mellal, en collaboration avec le laboratoire de l'Equipe de recherche sur la Connectivité Eco-géomorphologique et Hydrologique Méditerranéenne (*MEDhyCON*), à l'université des îles Baléares à Mallorca /Espagne (*UIB*) dans le contexte de deux projets de recherche. Le premier projet intitulé « *Erosion and sediment transport processes: analysis and modelling at different scales in the upstream part of Oum Rabiaa catchment (Central High Atlas - Morocco)* » vise la quantification de l'érosion à différentes échelles au niveau spatial, affectant le bassin versant de Srou situé au Moyen Atlas (Maroc), en se basant sur une approche intégrée, composée de la modélisation numérique (c.-à-d. indices de la connectivité des sédiments et de la modélisation) et le champ expérimental sur le terrain (c.-à-d., techniques de radionucléides de retombées).

Le deuxième projet, (*OPTIMISM*) "*Erosion and sediment transport processes: analysis and modelling at different scales in the upstream part of Oum Rabiaa catchment - A case study from the Srou Subcatchment (Middle Atlas - Morocco)* ", reprend les objectifs du premier cite en haut. Dans ce projet « *OPTIMISM* », mené par la même équipe hispano-marocaine (*MEDhyCON-UIB* et *DPRP-USMS*), nous analysons les processus d'érosion ainsi que les apports en eau et sédiments à différentes échelles spatiales au bassin versant de l'Oued Srou (Moyen Atlas-Maroc). Cela est fait par la modélisation numérique et par les travaux expérimentaux sur le terrain. Nous avons appliqué une approche multitechnique à travers l'installation de différents matériels de mesure à savoir : deux stations pluviométriques, deux turbidimètres, deux capteurs des hauteurs d'eau, deux enregistreurs de données (Datalogger) et deux échantillonneurs des sédiments en suspension.

Fiche de présentation de la thèse

Auteur :

Hasan Ouakhir

Laboratoire Dynamique des Paysages, Risques et Patrimoines
(*D.P.R.P*), Université Sultan Moulay Slimane/ F.L.S.H Béni
Mellal 23000 Maroc, Laboratoire *MEDhyCON (UIB) Mallorca/ Espagne*.
Email : h.ouakhir@gmail.com// Hasan.ouakhir@uib.cat

Titre :

Suivi et analyse spatio-temporelle des flux sédimentaires dans le bassin versant de Srou -Maroc : application aux deux bassins représentatifs et expérimentaux de Talhiant et Mougeryberdan -2017-2020

Spécialité :

Géographie physique ; Hydrologie et géomorphologie

Directeur de la thèse :

Dr. Mohamed El Ghachi

Laboratoire D.P.R.P /**Université** Sultan
Moulay Slimane/ F.L.S.H Béni Mellal 23000
Maroc,

Co-superviseur :

Dr. Joan Estrany

Laboratoire MEDhyCON (UIB),
'université des Illes baléares /Mallorca (UIB);
Espagne

Citer comme : Hasan Ouakhir (2021). Suivi et analyse spatio-temporelle des flux sédimentaires dans le bassin versant de Srou -Maroc : application aux deux bassins représentatifs et expérimentaux de Talhiant et Mougeryberdan -2017-2020. Thèse de doctorat, Université Sultan Moulay Slimane, Béni Mellal, Maroc et Université UIB en Espagne, p237.

Cite as: Hasan Ouakhir (2021). Monitoring and analysing the spatio-temporal dynamics of sediment fluxes in the Srou basin – Morocco: application within two representative and experimental catchments of Talhiant and Mougeryberdan 2017-2020. PH. D, Sultan Moulay Slimane University, Beni Mellal, Morocco and UIB university /Espagne. p237.

Contexte de la thèse : Cette thèse à fait l'objet d'un projet de recherche entre UIB et USMS depuis 2017 sous le nom « *OPTIMISM* » qui vise à quantifier l'érosion hydrique dans le bassin versant de Srou, ce projet a été renouvelé pour un deuxième appel en 2018.

CV Scientifique : Diplômes

- 2008-2009 : Baccalauréat en littérature et langue, Lycée Ouauizerth,(Maroc)
2013- 2014 : Baccalauréat libre en littérature et sciences humaines
2020 -2021 : Baccalauréat libre à l'enseignement originel ; option langue arabe.
2009-2012 : Licence en géographie physique, université Sultan Moulay Slimane Faculté Des Lettres et Sciences Humaines, Beni Mellal (Maroc)
2012-2015 : Master en géo-environnement, Paysages et Risques, université Sultan Moulay Slimane, faculté des Lettres et Sciences Humaines, Beni Mellal (Maroc)
2014-2019 : DEUG aux études françaises, université Sultan Moulay Slimane, faculté des Lettres et Sciences Humaines, Beni Mellal (Maroc).
2015-2016 : Diplôme en éducation et enseignement (l'enseignement secondaire), Centre Régional de l'éducation et l'enseignement Béni Mellal

CV Scientifique : Articles publiés

- Estrany, Joan ; Reddad, Hanane ; Ennaji, Nadia ; **Ouakhir Hassan** ; Essanbri, Abdelatif ; Fortesa, Josep ; García-Comendador, Julian ; Calsamiglia, Aleix ; El ghachi, Mohamed ; El Khalkia, Yahia ; Alorda, Bartomeu ; Ferrer, Laura (2018). Erosion and sediment transport processes: analysis and modelling at different scales in the upstream part of Oum Rabiaa catchment - A case study from the Oued Srou Basin (Middle Atlas Morocco) (OPTIMISM). European Geosciences Union General Assembly in 8-13 April 2018 at Vienna/Austria.
- El Ghachi, M., **Ouakhir Hasan**, Goumih, G., & Hamid, L. (2019). Dynamique fluviale dans l'oued El Abid : Suivi et quantification d'un tronçon fluvial à l'amont du barrage de Bin El Ouidane - 2016 / 2017- (Haut Atlas Central / Maroc). 3, 45–63. Revue Marocaine de Géomorphologie, N° 3 (2019) pp 63-45. ISSN : 2508-9382. <http://revues.imist.ma>.
- Ouakhir Hasan**, El Ghachi, M., & Goumih, M. (2019). Caractérisation de la dynamique des lits fluviaux par la cartographie des morphologies fluviales : Amont du barrage Bin El Ouidane du Haut Atlas Central Marocain. 7, 379–384. Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires. 379-384. www.agrimaroc.org.
- Ouakhir Hasan** et El Ghachi Mohamed (2020). Barrage de Bin El Ouidane : Réservoir d'eau et régulateur de débit de l'oued El Abid (Haut Atlas - Maroc). Acte du colloque, Revue de Département Histoire et Géographie de faculté polydisciplinaire /Taza. N° 4 Dépôt légal : 2016PE0056 ISBN :2508-9714 Impression.
<https://www.researchgate.net/publication/336813089>
- Ouakhir Hasan**, El Ghachi, M., Goumih, M., (2020). Fluvial Dynamic in Oued El Abid Basin: Monitoring and Quantification at an Upstream River Section in Bin El Ouidane Dam - 2016 / 2017- (Central High Atlas / Morocco). American Journal of Mechanics and Applications. Vol. 8, No. 4, 2020, pp. 47-58. <https://doi.org/10.11648/j.ajma.20200804.11>.
- Ouakhir Hasan** et El Ghachi, Mohamed (2018). Inondations anthropiques et cartographie des zones inondables : Exemple de la vallée de l'Oued El Abid (Haut Atlas Central) / Barrage de Bin El Ouidane Maroc. Acte du colloque ; Climat, Eau et Société (CES), D la gestion des ressources en eau à la gestion des systèmes aquatiques. Dépôt Légal :018MO2990 ISBN :978-9920-36-097 5 ISSN :2458-6919. <https://www.researchgate.net/publication/336813089>
- Ennaji Nadia **Ouakhir Hasan**, Ait Omar Toufik, Haddou Achkir, El Khalki Yahia, Reddad Hanane (2016). مجلة (USLE) التقييم الكمي المحتمل للتعرية المائية بحوض واد واومانة. [Geo-sp Mag. Vol 5.Num13. GeoSciencePublication/posts/1086664034756842](https://www.researchgate.net/publication/336813089).

CV Scientifique : Articles de la thèse en soumission

Hassan Ouakhir, Joan Estrany, Josep Fortesa, Hanane Reddad, Julián García-Comendador, Bartomeu Alorda, Yahia El Khalkia, Mohamed El ghachi (2021). Runoff response within two contrasting small catchments in the Middle Atlas, Morocco. [In submission](#)

Hassan Ouakhir, Joan Estrany, Josep Fortesa, Hanane Reddad, Julián García-Comendador, Bartomeu Alorda, Yahia El Khalkia, Mohamed El ghachi (2021). Hydrosedimentary dynamics in two contrasting small catchments at the Middle Atlas, Morocco. [In submission](#)

Hassan Ouakhir, Joan Estrany, Josep Fortesa, Hanane Reddad, Julián García-Comendador, Bartomeu Alorda, Yahia El Khalkia, Mohamed El ghachi (2021). The effect of land use and land change on runoff and sediment transport under Mediterranean conditions /Middle Atlas/ Morocco. [In submission](#)

CV Scientifique : Présentations, Workshops et Formations

Présentations Orales :

- ✓ European Geosciences Union General Assembly in 8-13 april 2018 at Vienna, Austria: OPTIMISM Project - Erosion and sediment transport processes: analysis and modelling at different scales in the upstream part of Oum Rabiaa catchment - A case study from the Oued Srou Basin (Middle Atlas Morocco).
- ✓ The 2ed international forum at El Kssiba in 2017 about " Mountain tourism is a strategic entrance to mountain tourism": Barrage of Bin EL Ouidane: From flow management to tourism development (Central High Atlas).
- ✓ The 5th International Colloquium in 2016 about "Waters and Climate" network Global changes and water resources: State of play, adaptations and perspectives: Climate change impacts on erosion rates: Case of Oued Ouaoumana.
- ✓ The international symposium at Marrakech 2016 "Climate change and environmental variation in the Mediterranean region": The outputs of the Bin El Ouidane dam and the appearance of anthropogenic floods: Determination and Analysis/Oum Er-Rbia Bassin / Morocco.
- ✓ The 20th meeting of geomorphologists on "Management of fragile environments: Mountains and Dirs" Water erosion at Wawizight catchment: 'Cartographic Approach' 2016.
- ✓ The national conference of "Water Problems in Beni Mellal Khenifra Region": "Water Resources at the Wawizight Community: Diagnosis and Problematic Management // Beni Mellal 2015."
- ✓ The national symposium of 'Water issues in the Beni Mellal/ Khenifra region': The influence of water erosion on surface: the wawizerht's catchment // Beni Mellal 2015.

Présentations par Poster :

- ✓ The International Forum at Beni Mellal in 2017 about " The fight against climate change, vector of sustainable and integrated economic and social development": Climate change, anthropogenic actions and hydrological disturbances at El Abid catchment.
- ✓ The international forum on Eco-Geo tourism at Rabat in 2016, Eco-Geo tourism: The crossing of Assif Melloul, from Imilchil (Province of Midelt) to Anergui (Azilal Province)//Central High Atlas.

- ✓ The 1st meeting of young geologists at El Jadida in 2016 "Geoscience at the service of society": The impact of the Bin El Ouidane outputs at downstream of El Abid catchment: Anthropogenic floods and mapping.
- ✓ The 1st meeting of the young geologists at El Jadida in 2016: Application of USLE in the catchment of Oued Ououmana.
- ✓ The 22nd meeting of Moroccan geomorphologists: Impacts of climate change of soils in the catchment of Oued Ououmana /2016.
- ✓ **Workshops et Formations**
- ✓ Participation in the intensive courses on 'geomorphosites, lever of local socio-economic development: From European experiences to Maghreb and African projects' organized by Emmanuel Reynard and Paola Coratza at the Beni Mellal Faculty of Letters 2015 (3 days).
- ✓ GPS: a tool to quantify water erosion at Ouajda, Morocco 2016 (3 days).
- ✓ Workshop on Writing and Scientific Communication (WRCS 2017) at Beni mellal, Morocco (one day).
- ✓ The climate changes and the dynamic of vegetation, Beni Mellal, Morocco 2018 (one day).
- ✓ The water resources in Morocco: Problems of management, Beni Mellal, Morocco 2018 (one day).
- ✓ Measuring erosion processes at catchment scale an integrated approach, Beni Mellal, Morocco 2018 (2 days) .
- ✓ Methods and examples of studies in tropical paleoclimatology, Beni mellal 2018 (one day).
- ✓ Field work and sampling techniques for assessing hydrological palaeoclimate and palaeoenvironment by what methods can we reconstruct climates 2019 (one week).
- ✓ Training for one month at university of Balearic Islands (UIB) in laboratory MEDhyCON/ Espagne 2017.
- ✓ Second Training for one month at university of Balearic Islands (UIB) in laboratory MEDhyCON/ Espagne 2018.
- ✓ The ERASMUS+ KA107 Programme from 28/05/2019 until 29/10/2019 in the University of Balearic Islands / Espagne; for doctorate studies during the academic year 2019/2020 (5 Months).
- ✓ Researcher Academy on Campus; Certificate of Attendance in « Comment analyser les résultats de ma recherche sur Scopus (60 min) » at Elsevier, on Saturday 24 October, 2021.
- ✓ Researcher Academy On Campus ; Certificate of Attendance in « Suivre les tendances mondiales de la recherche scientifique avec Scopus (90min) » at Elsevier, on Saturday 02 October, 2021.
 - ✓ Researcher Academy On Campus ; Certificate of Attendance in « Recherchez la littérature pertinente et sélectionnez les revues dans lesquelles publier (90min) » at Elsevier, on Saturday 24 October, 2021.

Résumé

Dans la région du Maghreb, les processus de la dégradation des sols étant un problème critique pour la gestion des sols et des ressources en eau. Dans ce contexte, au Maroc, les phénomènes d'érosion hydrique sont l'un des problèmes qui entravent le développement économique, social et agricole. Situé au Moyen Atlas Marocain, le bassin versant de Srou (1443km²) appartient à un climat semi-aride. Il est caractérisé par de fortes pentes et des précipitations abondantes qui donnent aux écoulements montagnards un caractère torrentiel. La problématique de l'érosion des sols et l'export des sédiments fins dans les affluents vers l'oued Srou sont deux grands enjeux environnementaux qui préoccupent de plus en plus les autorités de gestion des terres et de l'eau à l'échelle du bassin versant de Srou. Les bilans sédimentaires générés dans ce bassin versant de Srou constituent l'essentiel des transferts de matières en suspensions vers le barrage d'Ahmed El Hanssali situé en aval du bassin. Des quantités des sols importantes sont déplacées chaque année sous l'effet de l'érosion hydrique. Les méthodes élaborées dans cette thèse faient appel à des nouvelles et récentes approches en érosion hydrique. Elles consistent à mettre en place d'un réseau de suivi de la dynamique des flux sédimentaires dans deux bassins représentatifs et expérimentaux (Talhiant et Mougeryberdan), localisés au milieu du grand bassin de Srou. Deux stations de jaugeages étaient installées depuis novembre 2017 aux exutoires de ces deux bassins versants, et équipées par des instruments qui visent à suivre et estimer les bilans sédimentaires transportés vers le barrage. Les données utilisées dans cette thèse, sont de type climatiques, pluviométriques, hydrométriques et sédimentologiques produites dans les deux stations de jaugeages. En termes des résultats, Le bassin de Srou est un espace vulnérable à l'érosion hydrique ce qui accélère l'envasement de la retenue d'Ahmed El Hanssali situé en aval. Dans les deux bassins représentatifs et expérimentaux, les échelles annuelles, saisonnières et événementielles ont été analysées statistiquement pour évaluer la dynamique spatio-temporelle de flux sédimentaires. Les résultats obtenus au cours des années étudiées (2017-2020) révèlent une relation extrêmement importante entre la réponse au ruissellement-sédiments avec les conditions climatiques antécédentes. En effet, les relations entre les précipitations et le ruissellement ont révélées une claire variabilité suggérant que la réponse du ruissellement est particulièrement contrôlée par la couverture du sol et la lithologie. En outre, les productions sédimentaires sont comparées à d'autres bassins versants similaires dans les régions méditerranéennes, maghrébines et marocaines. A l'échelle annuelle, le bilan sédimentaire moyen dans le bassin versant expérimental de Talhiant était de 895,36 t km² an⁻¹ en 2018 et 674,36 t km² an⁻¹ en 2019 respectivement, tandis que cette moyenne était relativement faible dans le bassin versant expérimental de Mougeryberdan, allant de 411,50 à 346,68 t km² an⁻¹ au cours de 2018/2019 respectivement. À l'échelle de l'événement, une base de données de 90 événements à l'exutoire des deux bassins versants expérimentaux a été enregistrée et utilisée pour déterminer les principaux facteurs responsables sur la dynamique spatio-temporelle de la génération des sédiments. Des relations bivariées et une analyse de l'hystérésis de la concentration des sédiments en suspension ont été réalisées. Dans ce sens, les boucles de type forme en huit ont été observées comme la classe d'hystérésis la plus dominante dans les deux bassins expérimentaux. Par conséquent, l'occupation du sol des bassins étudiés pourrait être un bon indicateur qui expliquait la grande variabilité temporelle et spatiale des précipitations et des sédiments. Cette variabilité, observée dans la zone étudiée, est une caractéristique du comportement des environnements semi-arides, comme la région du Maghreb, où la plupart des écoulements et des sédiments se produisent lors d'événements de crues rapides.

Mots clés : Bassin de Srou (Maroc) ; Bassins expérimentaux Talhiant et Mougeryberdan ; Erosion hydrique, Transport de sédiments, Suivi, mesure et Quantification 2017-2020

Abstract

In the Maghreb region, land degradation processes being a critical issue for soil and water resources management. Moroccan climate is characterized by highly irregular rainfall patterns with marked differences between wet and dry seasons affecting the hydrological fluvial regimes. An improved understanding of the water and sediment fluxes of agricultural headwater catchments is therefore seen to be an important requirement for the development of sediment control and management strategies for larger river basins. In the Middle Atlas of Morocco, water and sediment fluxes are continuously monitored since 2017 at two headwater catchments of the Srou basin (1443km²) to study the hydrosedimentary response under different land-uses. The first catchment (Talhiant, 1.14 km²) is mostly agricultural, while the second (Mougeryberdan, 1.15 km²) is underforest (>70%) in the upstream part and agricultural (the other 30%) in the downstream part. Geologically; the two sub-catchments are dominated by triassic red clay and doleritic basalt, whilst soils can be classified as vertisol, fersialitic, and isohumic. The climate is Mediterranean semi-arid, with mean annual precipitation reaching > 612 mm. The main objective of this thesis is to examine the relationships between rainfall, runoff and sediment transport at these two contrasted small catchments during the two studied years 2018-2019. Annual, seasonal and event scales were statistically analyzed to assess the land-use and lithologies impacts on hydro-sedimentological response in both small catchments. The obtained results during studied years (2018-2019) reveal an extremely important relation between runoff- sediment response and antecedent conditions. As a result, the relationships between rainfall and runoff revealed a clear variability suggesting that the runoff response is particularly controlled by land cover and lithology. Besides, the obtained results of the sediment yields are compared with other similar catchments from Mediterranean, Maghreb and Moroccan regions. Consequently, at the annual scale, the mean sediment yield at agricultural catchment was 895.36 t km² y⁻¹ at 2018, and 674.36 at 2019 respectively, while this average was low at agroforestry catchment ranged from 411.50 to 346.68 t km² y⁻¹ during 2018/2019 respectively. At event scale, a database of 87 events at the two studied catchments was used to determine the main controlling factors over sediment yield through bivariate relationships and an analysis of discharge-suspended sediment concentration hysteresis. Figure eight-type loop were observed as the most dominated hysteresis class at the two studied headwaters. Consequently, the land cover of the studied headwaters could be a good factor explaining the high temporal and spatial rainfall and sediment variability. This variability was shown in both catchments, is the character and behavior of the semiarid environments, like the Maghreb region where most of the runoff and sediment response occur during flash flood events.

Keywords: Srou Basin (Morocco), Talhiant and Mougeryberdan catchments, Soil erosion, Sediment transport, Monitoring, measure and assessment 2017-2020

الملخص بالعربية

تعتبر عمليات التعرية من الظواهر الأكثر استقحالا في مجال المغرب الكبير. ففي المغرب، تعد عمليات تدهور التربة من الاشكالات التي تعيق التنمية الاقتصادية، الاجتماعية والفلاحية خاصة بالمناطق الهشة. في هذا السياق، في قلب الاطلس المتوسط، يقع حوض سرو (1443 كلم²) ويتميز بتساقطات غير منتظمة بدرجة كبيرة مع وجود تباينات ملحوظة بين الفصول الرطبة والجافة مما يؤثر حتما على أنظمة الجريان بالأودية الموسمية وكذا الدائمة الجريان. وعليه، فالفهم الجيد لهذه التدفقات المائية والرسابية داخل الاحواض المائية الزراعية والغابوية الصغرى، منطلق أساسي ومهم لتطوير استراتيجيات تدبير الرواسب وإدارتها داخل الأحواض الكبرى. تندرج إشكالية هذه الاطروحة ضمن دراسة التعرية المائية بحوض سرو وذلك عبر تتبع ومراقبة تدفقات الصبيب والرواسب بشكل مستمر منذ سنة 2017 داخل حوضين مائيين نموذجيين بهدف فهم الاستجابة المائية والرسابية تحت الاستعمالات المختلفة للأراضي لهذه الاحواض. اعتمدت هذه الأطروحة مجموعة من المناهج الجديدة والحديثة التي تدرس إشكالية التعرية المائية. تروم هذه المناهج إلى إنشاء محطات القياس وشبكة لمراقبة ديناميكيات تدفقات الرواسب في الحوضين التجريبيين. تتجلى المعطيات المستعملة لهذه الاطروحة في، المعطيات المناخية، الهيدرولوجية والرسابية التي تم إنتاجها في سافلة الاحواض المائية المدروسة. بناء على ما سبق، فالهدف الجوهري لهذه الاطروحة هو دراسة التعرية المائية بحوض سرو عبر تشخيص وتقييم العلاقات بين مؤشر التساقطات والجريان السطحي وكذا نقل الرواسب داخل الاحواض الصغرى المختلفة والمتباينة الخصائص منذ 2017. على مستوى المقياس السنوي والموسمي تم تحليل ودراسة المعطيات الإحصائية التي تم جمعها من الميدان ومن المحطات التي قمنا بإنشائها في سافلة الحوضين لتتبع التعرية. وعليه، فقد كشفت النتائج المحصل عليها خلال سنوات التتبع (2017-2020) عن علاقة بالغة الأهمية بين الجريان السطحي واستجابة الرواسب للظروف المناخية السابقة لنشأة الظواهر الهيدرولوجية الاستثنائية. إضافة إلى ذلك، كشفت هذه العلاقات عن تباين واختلاف واضح بين المجالين المدروسين مما يؤكد تحكم أشكال استعمالات الاراضي ونوعية الصخور في استجابة الاحواض للجريان السطحي والرسابي. إلى جانب ذلك، تمت مقارنة النتائج المحصل عليها من الحصيلة الرسابية مع أحواض أخرى مماثلة تنتمي للمجال المتوسطي، المغرب الكبير والمغرب. فعلى المستوى السنوي، بلغ متوسط إنتاج الرواسب في حوض تالحيانت حوالي 895.36 طن/كلم² / خلال سنة 2018، و674.36 طن/كلم² في سنة 2019 على التوالي، بينما كان هذا المتوسط منخفضًا في الحوض شبه الزراعي (موغريبردان) من 411.50 إلى 346.68 طن/كلم² خلال سنتي 2018 و2019 على التوالي. أما على مستوى الظواهر الهيدرولوجية الاستثنائية، فقد تم استخدام قاعدة بيانات مكونة من حوالي 87 حدثًا هيدرولوجيًا تم رصدهم داخل الحوضين المدروسين لتحديد العوامل الرئيسية المسؤولة عن إنتاج الرواسب وتركيزها في سافلة المجالين. وبناء على ما تم استنتاجه، فقد لوحظ بناء على العلاقة بين الصبيب وتركز المواد الرسابية أن الفئة الأكثر انتشارا ضمن الحلقات الهستيرية (Hysteresis loops) هي النوع الثامن (figure-eight) داخل الحوضين المدروسين. ونتيجة لذلك، يمكن اعتبار عامل تغيير استعمالات التربة عاملاً مهماً في تفسير ارتفاع وانخفاض إنتاج الرواسب بالمجالين. يظهر هذا التباين في كلا الحوضين، وهي خاصية تميز سلوك الاحواض المائية بالمناطق الجافة وشبه الجافة، كمنطقة المغرب الكبير حيث تحدث معظم فترات الجريان السطحي واستجابة الرواسب خلال فترات نشأة الظواهر الهيدرولوجية المفاجئة والاستثنائية.

الكلمات المفتاحية:

حوض سرو (المغرب) - الاحواض الصغرى (تالحيانت ومغريبردان)، التعرية المائية، نقل الرواسب، التتبع، القياس والتقييم الكمي 2017-2020

Liste des signes, acronymes et abréviations

Abréviations en français	Signification	Abréviations en anglais	Signification
Bv-Agr	Bassin versant Agricole	Agr-cat	Agricultural catchment
Bv-Afor	Bassin versant Agroforestier	Afor-cat	Agroforestier catchment
R	Ruissellement(mm)	R	Runoff(mm)
RC	Coefficient de ruissellement (%)	RC	Runoff coefficient (%)
P	Précipitation (mm)	R	Rainfall (mm)
Ptot	Précipitation totale (mm)	Ptot	Tot rainfall (mm)
PA1J	Précipitation antécédente un jour avant	AP1d	Antecedent precipitation 1 day before
PA3J	Précipitation antécédente trois jours avant	AP3d	Antecedent precipitation 3 days before
PA7J	Précipitation antécédente sept jours avant	AP7d	Antecedent precipitation 7 days before
ETP	Evapotranspiration potentielle	PET	Potential evapotranspiration
ET	Evapotranspiration	ET	evapotranspiration
DCQ	Duration de la courbe du débit	FDC	Flow duration curve
Q	Débit	Q	Discharge
Q0	Débit de base	Q0	Baseflow
Q de crue	Débit de point	Q flood	Quickflow
Qmax	Débit maximal	Q_{max}	Maximum discharge (m ³ s ⁻¹)
Qdur	Duration de l'événement	Q_{dur}	Discharge duration
IP_{max}30'	Intensité des précipitations Maximum 30'(mm h ⁻¹)	IP_{max}30'	Maximum 30' Rainfall intensity
IP_{moy}30'	Intensité des précipitations moyenne30'(mm h ⁻¹)	IP_{mean}30'	Mean 30' Rainfall intensity
IP_{max}15'	Intensité des précipitations Maximum 15'(mm h ⁻¹)	IP_{max}15'	Maximum 15' Rainfall intensity
IP_{moy}15'	Intensité des précipitations moyenne 15'(mm h ⁻¹)	IP_{mean}15'	Mean 15' Rainfall intensity
ENA	Echantillonneur de Niveau Ascendant	RSS	Raising Stage Sampler
CSS_{max}	Concentration de sédiment en suspension (g l ⁻¹)	SSC_{max}	Maximum suspended sediment concentration (gl ⁻¹)
CSS_m	Concentration moyenne de sédiments en suspension (g l ⁻¹)	SSC_m	Mean suspended sediment concentration g l ⁻¹)
CS	Charge sédimentaire (t)	SL	Sediment load (t)
RS	Rendement en sédiment (t/ km ² an ⁻¹)	SY	Sediment yield (t/ km ² y ⁻¹)
MES	Matière en suspension (t)	SST	Suspended sediment transport
T km² an⁻¹	Tonne par kilomètre à l'échelle d'une année	T km² y⁻¹	Ton for square kilometer for year
Bou.Hyst	Boucle d'hystérésis	Hyst.Loo	Hysteresis loops
For.Hyst	Forme d'hystérésis	Hyst.SH	Hysteresis shape
C	Dans le sens des aiguilles d'une	C	Clockwise

	montre		
CC	Dans le sens inverse des aiguilles d'une montre	CC	Counterclockwise
Com	Complexe	Com	Complex
F.H	Forme en huit	E-S	Eight-shape
L	Linéaire	L	Linear
S	Ligne simple plus boucle	S	Single line plus loop.
D.N.M	Au-dessus du niveau de la mère	A.S. L	Above sea level
USCV	Utilisation des sols et couverture végétale	LULC	Land uses land cover
MNT	Modèle numérique du terrain	DEM	Digital Elevation Model
GPS	Système de positionnement mondial	GPS	Global Positioning System
NTU	Unité de turbidité néphélométrique	NTU	Nephelometric Turbidity unit
SIG	Système de l'Information Géographiques	GIS	Geographic Information System
BVR//BVRE	Bassin Versant Représentatif et Expérimental		
ABHOER	Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er-Rbia (The Oum Er Rbia Hydraulic Basin Agency)		
FAO	Agriculture Organization of the United Nations		

Table des matières

Dédicace	1
Remerciements	2
AVANT- PROPOS	3
Résumé	8
Abstract.....	9
الملخص بالعربية	10
Liste des signes, acronymes et abréviations	11
Introduction générale.....	16
I. Présentation du domaine d'étude et critère de choix	17
1. Bassin versant de Srou	17
2. Présentation des bassins versants étudiés	18
3. Motivations et critères de choix du domaine d'étude	19
II. Problématique de l'étude.....	19
III. Objectifs et Hypothèses.....	22
1. Objectifs	22
2. Hypothèses de la thèse	22
IV. Méthodologies de travail.....	22
V. Données utilisées	25
VI. Inventaire des recherches réalisées dans le bassin versant de l'oued Srou.....	27
VII. Déroulement de la thèse.....	27
VIII. Structure de la thèse.....	28
Chapitre.1 : Présentation de milieux physiques et anthropiques du bassin versant de Srou.....	30
Introduction	31
I. Présentation du domaine d'étude et critères de choix des bassins représentatifs	32
II. Morphométrie et milieu naturel du domaine d'étude.....	34
1. Topographie	34
2. Caractéristiques morphométriques	37
3. Géologie, lithologie et perméabilité	38
4. Type des sols	45
4.1 Type des sols dans le bassin de Srou au contexte de la zone méditerranéenne.....	45
4.2 Distribution de types des sols dans les deux bassins représentatifs	47
5. Réseau hydrographique	48
III. Climat et régime hydrologique de l'oued Srou	50
1. Climat global du domaine d'étude	50
1.1. L'échelle annuelle.....	50
1.2. L'échelle mensuelle	51
1.3. L'échelle saisonnière.....	52
2. Régime hydrologique du cours d'eau de l'oued Srou.....	52
IV. Cadre humain du domaine d'étude	53
1. Action anthropique et son influence sur le phénomène d'érosion hydrique	53
2. Dynamique de l'occupation du sol dans le bassin de Srou.....	53
3. Etude de l'occupation du sol actuelle dans les deux bassins versants représentatifs	55
4. L'évolution des utilisations des sols au cours des dernières années	56
Conclusion.....	58
Chapitre.2 : Cadre conceptuel et méthodologique de l'érosion hydrique dans le bassin de Srou	59

Introduction	60
I. Vers une compréhension des processus de l'érosion hydrique	60
1. L'érosion hydrique.....	60
2. Le processus de transport des sédiments	61
3. Le processus de l'écoulement	61
4. Le processus de ruissellement.....	63
5. Unité du bassin versant	63
II. Méthodes et Matériaux.....	65
1. Erosion hydrique et méthodes de l'estimation et d'analyse	65
1.1. Description et observation directe :	65
1.2. Photos aériennes et image satellitaire	65
1.3. Modèles empiriques et physiques.....	65
1.4. Installation des instruments de suivi l'érosion hydrique.....	65
2. Mise en place d'un réseau de l'installation et de suivi de l'érosion hydrique.....	67
2.1 Installation deux station de jaugeages	67
2.2. Mesure des pluies	67
2.3. Mesure de débit	70
2.4. Mesure du ruissellement.....	71
III. Travail de laboratoire : Etapes et objectifs.....	72
1. Création de données : Monitoring et mesure de la turbidité.....	72
2. Collecte des échantillons	73
3. Traitement et filtrage des concentrations en sédiments.....	73
4. Mesure de la charge sédimentaire	74
5. Extraction de la charge et le bilan de sédiments.....	75
IV. Chaîne de traitement et d'analyse de données.....	76
Conclusion du chapitre.....	78
Chapitre.3 : Présentation des résultats sur la dynamique spatiotemporelle des flux sédimentaires dans les deux bassins représentatifs et expérimentaux (Talhiant et Mougeryberdan) (2017-2020).	79
Introduction	80
Article. 1: Runoff response within two contrasting small catchments in the Middle Atlas, Morocco.....	81
Article.2: Hydrosedimentary dynamics in two contrasting small catchments at the Middle Atlas, Morocco.....	107
Article.3: The effect of land use and land change on runoff and sediment transport under Mediterranean conditions (Middle Atlas-Morocco).....	130
Conclusion du chapitre.....	148
Chapitre.4 : L'érosion hydrique et les flux sédimentaires dans le domaine d'étude : Discussion, interprétation et analyse.....	149
Introduction	150
I. Rappel des résultats de l'érosion hydrique dans le grand bassin versant de Srou	151
1. Identification des formes de l'érosion dans le bassin de Srou	151
2. Typologie des processus de l'érosion hydrique.....	151
II. Discussion et interprétation des résultats sur la réponse au ruissellement dans les deux bassins expérimentaux (Article.1).....	153
1. La réponse hydrologique à l'échèle annuelle et saisonnière.....	153
III. Discussion et interprétation sur la réponse hydrosédimentaire dans les deux bassins expérimentaux (article.2).....	156
1. La variabilité du rendement sédimentaire à l'échelle annuelle	156

2. Réponse hydrosédimentaire à l'échelle saisonnière et événementielle.....	158
3. Modèles hystérétiques	160
IV. Discussion et interprétation sur l'effet de l'occupation des sols sur la génération des flux sédimentaires (article.3).....	162
1. Les classes des occupations des sols et leurs influence sur la réponse sédimentaire	162
2. Impact du changement de la couverture des sols sur la réponse hydrosédimentaire à des échelles temporelles	163
3. Influence de la saisonnalité et de la lithologie sur le ruissellement et la réponse sédimentaire	164
Conclusion du chapitre 4.....	165
Conclusion générale et perspective.....	166
Références Bibliographiques	169
Listes des figures	180
Listes des tableaux.....	182
Listes des photos.....	182

Introduction générale

Dans les régions arides et semi-arides, les sols subissent d'une forte érosion dans les bassins versants, ce qui entraîne la sédimentation des réservoirs et une perte de volume de stockage qui peut conduire à une réduction significative de la disponibilité de l'eau en quelques décennies (Francke et al., 2017). Les bassins versants, dans ces zones, montrent un haut degré d'hétérogénéité et de variabilité, à la fois dans l'espace et dans le temps, et exposent une profonde transformation résultant de l'activité humaine (McDonnell et al., 2007). L'érosion hydrique est devenue un phénomène très répandu et tellement grave qu'on peut le qualifier de catastrophique. L'importance des enjeux pour la productivité agricole, pour la protection des infrastructures et des ressources naturelles et pour la sécurité des personnes, a nécessité d'effectuer une étude précise sur le dynamisme des divers processus et facteurs d'érosion. Par conséquent, les taux de transport de sédiments dans la région méditerranéenne sont variables, et dépendent de facteurs physiques et humains (Inbhar, 1992). Par ailleurs, la compréhension du phénomène de l'érosion hydrique est importante pour résoudre les problèmes environnementaux liés à la gestion des rivières, car les plaines d'inondation constituent souvent la majeure partie des terres agricoles et de l'habitat (Suranjana, 2010). Les études différentes de la dynamique du phénomène de l'érosion hydrique dans les bassins versants des montagnes méditerranéennes sont pertinentes en raison de la saisonnalité du climat méditerranéen (équinoxes pluvieux et étés secs) et des différents types d'occupation et d'utilisation des sols dans ces régions. Ces caractéristiques induisent des variations annuelles marquées dans le fonctionnement hydro-sédimentologique des bassins versants en fonction des caractéristiques des précipitations et des conditions climatiques antécédentes, ce qui peuvent correspondre à des changements dans la distribution spatiale des zones de sources d'eau et de sédiments (Gallart et al., 2002 ; Seeger et al., 2004; Gallart et al., 2005).

De plus, le suivi continu du débit et du transport de sédiments en suspension dans les cours d'eau permet non seulement une meilleure estimation des bilans sédimentaires (Walling et Webb, 1988) mais peut également aider à comprendre les processus de ruissellement et de la production sédimentaire dans l'unité du bassin versant (Williams, 1989 ; Sammori et al., 2004).

Le bilan sédimentaire dans les zones méditerranéennes est dominé par les sédiments en suspension (Web et al, 1995). Malgré cela, nombreux auteurs qui ont étudiés les modèles globaux de la dynamique de l'érosion ont souvent négligé l'importance de l'érosion et des sédiments au Maghreb, Fournier (1960), et Strakhov (1967) perçoivent le Maghreb comme l'un des moins érodés après les zones désertiques. De plus, Milliman et Meade (1983) ont supposé que le rendement sédimentaire des rivières maghrébines fût d'environ $100 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$. Walling (1989) a recommandé que toutes ces valeurs soient sous-estimées et a proposé un rendement des sédiments en suspension allant de 1000 à $5000 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$. Cette estimation était basée sur plusieurs études de rivières maghrébines. Heush et Milliés Lacroix (1971), et Snoussi et al (1988) ont étudié trois grands fleuves du Maroc et ont estimé que le rendement annuel moyen des sédiments en suspension à environ de $750 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ au le Maroc. Le climat du Maroc est méditerranéen, avec des influences atlantiques et continentales (Nadal, 2008). Ce climat est caractérisé par des précipitations très irrégulières avec des différences marquées entre les saisons humides et sèches qui conduisent à des régimes hydrologiques fluviaux très variables. En conséquence, le ruissellement fluvial est, comme les précipitations, irrégulier et souvent très orageux. En effet, sur un sol sec, avec une végétation pauvre et des pentes fortes, les précipitations génèrent rapidement un ruissellement superficiel (Probst, 1992 ; Amiotte, 1992). Par conséquent, le transport fluvial de sédiments en suspension semble être assez important.

Situé au cœur du Maroc, entre le Rif et le Haut-Atlas, le Moyen-Atlas constitue un élément majeur du relief marocain. Il est allongé du sud-ouest au nord-est sur environ 450 km et couvre une superficie totale de $27\,550 \text{ km}^2$, soit 15 % du domaine montagnard du Maroc. Le Moyen-Atlas présente une largeur

d'une centaine de kilomètres au nord et seulement une trentaine de kilomètres au sud. Outre ses limites topographiques (autour de 1 000 m), le Moyen-Atlas est caractérisé par la généralisation des affleurements jurassiques à dominante calcaire qui fait de cette montagne le principal château d'eau du Maroc dont les apports sont affectés par le changement climatique en cours (Jihad, 2016). Les taux annuels de perte en sol par érosion dans les bassins de moyen atlas sont estimés à entre 500 et 5000 t/an⁻¹, dont environ 60% sont déposés dans les réservoirs des barrages (Badraoui, 2001). Cette proportion est appelée à devenir de plus en plus importante à l'avenir.

Localisé au moyen atlas, le bassin versant de Srou est une zone montagneuse qui présente des risques importants de l'érosion hydrique de transport de sédiments. En effet, ce bassin versant est caractérisé par de fortes dégradations spécifiques. En résumé, cette thèse identifie plusieurs questions clés liées à l'eau, aux processus de l'érosion hydrique et très particulièrement la dynamique des flux sédimentaires dans ce bassin versant de Srou. Dans le cadre d'une collaboration scientifique entre les deux universités ; Sultan Moulay Slimane, Faculté des lettres et Sciences Humaines Beni Mellal (*USMS*) et les Iles Baléares (*UIB*), un projet de partenariat a été lancé entre les deux administrations visant à étudier l'érosion hydrique dans le bassin versant de Srou. Cette thèse s'inscrit dans le contexte de ce projet de coopération entre l'*UIB* et l'*USMS*. Le projet aide à installer deux stations de jaugeages dans deux bassins versants expérimentaux localisés au sein du grand bassin de Srou. Différentes méthodes et approches liées à l'érodabilité des sols et à accroître les connaissances scientifiques sur l'hydrologie et le transport des sédiments. Ainsi, ces deux partenaires permettent de bénéficier de l'expérience de chercheurs espagnoles dans l'étude de l'érosion hydrique, de mesurer les processus hydrologiques et de construire une base de données météorologiques et d'utilisation des sols qui sont importantes pour faciliter la compréhension de ce phénomène dans le bassin versant de Srou.

L'objectif spécifique de cette thèse est de quantifier l'érosion hydrique dans le bassin de Srou à travers le suivi de la dynamique spatiotemporelle des flux sédimentaires dans les deux bassins versants représentatifs et expérimentaux de Talhiant et Mougeryberdan à des échelles d'analyse différentes.

I. Présentation du domaine d'étude et critère de choix

1. Bassin versant de Srou

Le bassin-versant de Srou est situé au sud-ouest du Moyen Atlas central, dans la province de Khénifra (figure 1), il se situe entre les longitudes 5°05' et 5°50' Ouest et les latitudes 32°35' et 33° Nord. Le bassin-versant occupe une superficie de 1443 km² (El Bouqdaoui et al., 2006). Il présente un caractère montagneux. Le bassin est limité à l'ouest par le massif hercynien central, au nord par le causse d'Ajdir et au sud-est par la plaine de la haute Moulouya. L'oued Srou est l'un des principaux affluents de l'oued Oum Erbia (Jihad, 2010).

Il prend naissance aux environs de jbel Senoual, à une altitude de 2 200 m environ et s'écoule du nord-est vers le sud-ouest. Son principal affluent, l'oued Chbouka, se trouve en rive droite (figure.1). Il est l'un des principaux affluents de la rivière Oum Er Bia. Le bassin versant de Srou est caractérisé par un relief hétérogène et une topographie prononcée (altitude variant de 700 m à 2350 m.), entraînant des gradients de température et de précipitations marquées. Le bassin versant est soumis à un climat méditerranéen.

D'un point de vue géologique, les formations géologiques de Srou vont du Paléozoïque au Quaternaire. Elles se composent de roches de faciès de résistance variables. Les calcaires crétacés subtabulaires, les calcaires dolomitiques liasiques, les basaltes doléritiques et les argiles rouges triasiques, ainsi que les schistes, grès et quartzites paléozoïques.

L'altération de ces différentes formations et leur évolution pédogénétique ont donné plusieurs types de sols : sols peu évolués d'apport alluvial et/ou colluvial, qui sont très fréquents ; vertisols, sols calcimagnésiques et sols isohumiques assez profonds dans les vallées et les zones plates relativement stables ; et sols fersiallitiques sous forêts ou sur les terrasses anciennes (El bouqdaoui et al., 2005).

La dégradation des sols sous l'effet de l'érosion conduit à l'apparition de sols peu évolués d'érosion et de sols minéraux bruts. Le climat de bassin est très variable suivant les secteurs : semi-aride avec un hiver tempéré en aval de Srou, il devient humide avec un hiver froid vers l'amont du bassin-versant. Partout, il est caractérisé par des températures élevées et des précipitations irrégulières dans le temps et dans l'espace.

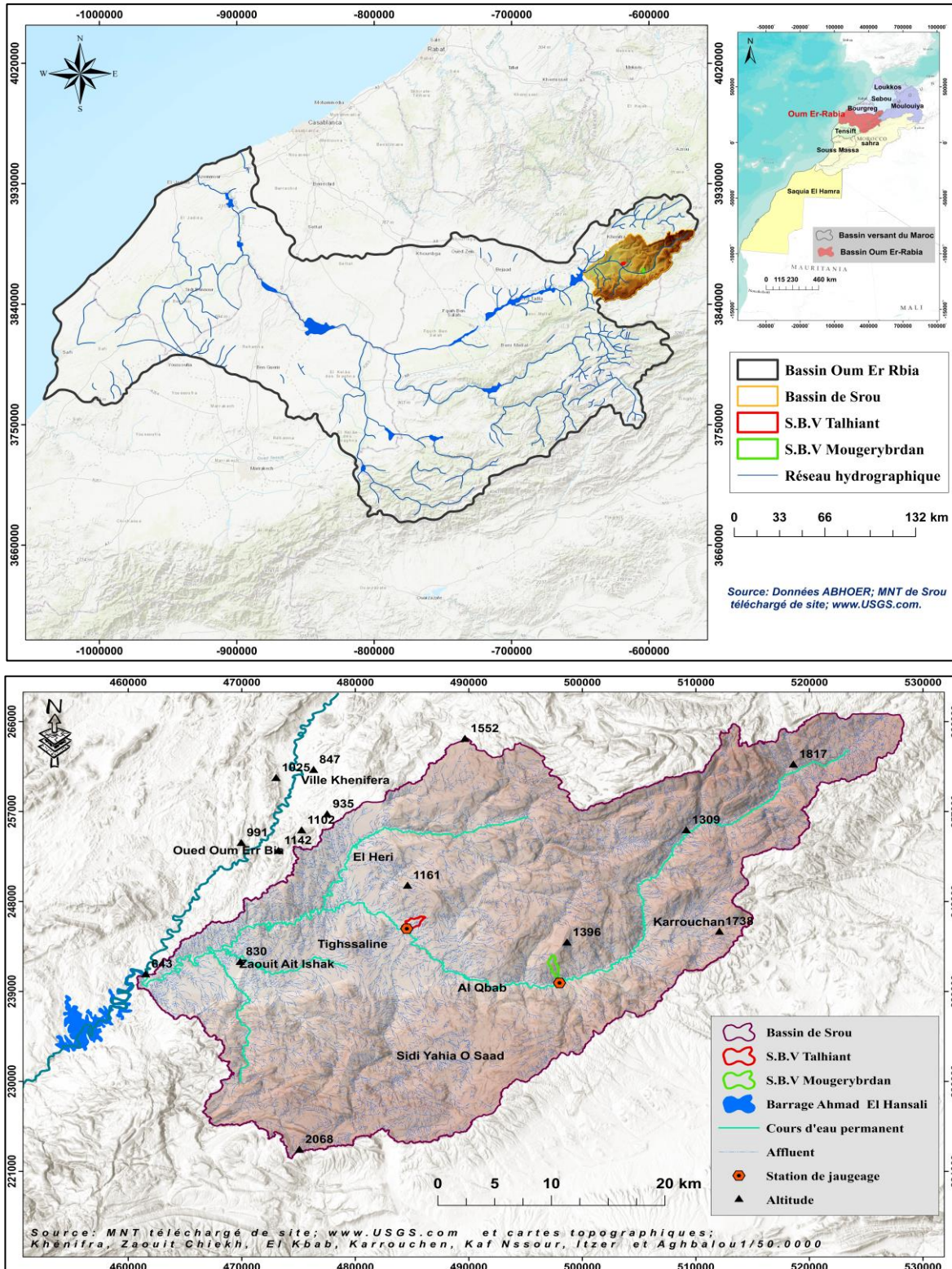


Figure 1: Situation géographique du domaine d'étude

2. Présentation des bassins versants étudiés

Au milieu du bassin de Srou, les deux bassins représentatifs et expérimentaux sont localisés. Le premier bassin versant de Talhiant est une zone agricole qui couvre une superficie de 1,14 km². Vers la direction

nord-est du bassin de Srou, à environ de 10 km de ce bassin versant, le deuxième bassin expérimental de Mougeryberdan, est un espace agroforestier, occupe une superficie de 1,15 km², il s'étend sur une zone boisée, et caractérise par une topographie abrupte différente du bassin de Talhiant. Deux stations de jaugeages étaient installées aux exutoires de ces deux bassins expérimentaux, visant le suivi et la mesure des précipitations, les débits et les sédiments dans un intervalle d'une minute (figure 2).

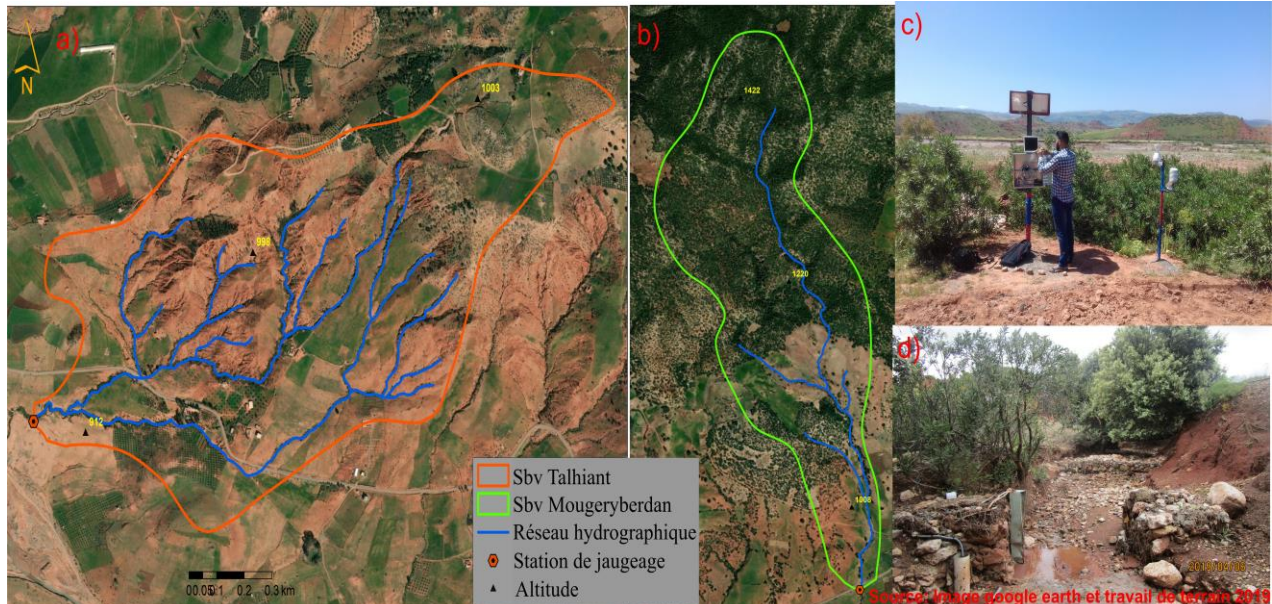


Figure 2: Présentations des bassins expérimentaux de (a) Talhiant et (b) Mougeryberdan avec des stations de jaugeages (c)(d) en exutoires des deux sites.

3. Motivations et critères de choix du domaine d'étude

Parmi les motivations et les critères qui nous ont poussés à choisir cette zone d'étude sont :

- Le projet OPTIMISM est l'un des critères principaux qui pousse à choisir le bassin versant de Srou, car il fournit le matériel nécessaire à étudier la thématique de l'érosion hydrique.
- Le bassin versant de Srou, caractérisé par un faible contraste et une forte érosion du sol, c'est une zone expérimentale et idéale pour développer et appliquer plusieurs techniques de mesure pour bien comprendre la dynamique spatio-temporelle des flux sédimentaires.
- Dans le bassin versant de Srou, il y a un manque général d'études expérimentales car toutes les études anciennes qui traitent le phénomène de l'érosion hydrique dans cette zone sont considérées comme des études descriptives où des études qui basent sur la modélisation sans validation sur terrain.
- Ce bassin a un impact socio-économique important, étant une source importante d'approvisionnement en eau potable de la région de Khénifra Beni Mellal.

D'autre part, les critères de sélection des deux bassins versants représentatifs ; Talhiant et Mougeryberdan sont basés sur l'accessibilité, la lithologie et les utilisations des sols différentes ainsi que sur la forme du bassin versant pour mesurer et étudier l'érosion hydrique en appuyant sur le processus hydrologique et les flux de sédiments à différentes échelles.

II. Problématique de l'étude

L'érosion hydrique constitue le principal facteur de la dégradation de la ressource en sol. Les études réalisées sur l'érosion des sols dans le bassin de Srou montrent que plus de la moitié des sols du bassin versant (59%) possèdent une érodibilité très élevée (Yjjou et *al.*, 2014). L'érosion hydrique des sols dans le bassin versant de l'oued Srou est un phénomène complexe, tous les processus d'érosion s'y opèrent. L'érosion en nappe est un processus qui se produit de façon inaperçue.

C'est un phénomène qui est accéléré par le travail de la terre. L'érosion dégrade le sol et diminue sa productivité et contribue fortement à l'envasement du barrage d'Ahmed El Hanssali en exutoire du bassin de Srou. L'agressivité des précipitations, la pente et la longueur de pente, l'érodibilité des sols, la lithologie, le couvert végétal et les pratiques culturales sont les principaux facteurs qui contrôlent l'érosion hydrique dans cette zone montagneuse. Chaque facteur présente un comportement différent d'une zone à l'autre au sein du bassin versant de Srou.

Dans la perspective d'établir un travail scientifique de l'état actuel de la dégradation des sols dans le bassin versant, de comprendre les processus des mécanismes qui interviennent dans la redistribution des matériaux des sols, de cerner les paramètres responsables de différents processus de l'érosion hydrique et de quantifier notamment le processus de transport des sédiments en suspension. La problématique de cette étude s'articule autour de comprendre le phénomène de l'érosion hydrique à travers l'étude de la dynamique spatiotemporelle des flux sédimentaires dans deux bassins versants représentatifs et expérimentaux (Talhiant et Mougeryberdan) localisés au milieu du grand bassin de Srou. Cette zone montagneuse a une dynamique érosive très élevée qui est considérée comme une source majeure de sédiments et contribue à augmenter la concentration de sédiments en suspension dans la rivière de l'oued Oum Err Bia en aval. L'analyse spatiale de ce comportement abouti ainsi à une multitude de données obtenues de stations de jaugeages installées à l'exutoire de la zone d'étude. Grâce au projet *OPTIMISM*, différents matériels sont installés aux exutoires de deux bassins versants expérimentaux pour quantifier et suivre l'érosion hydrique.

Cette quantification va permettre à comprendre le fonctionnement hydro-sédimentologique de deux bassins expérimentaux à différentes échelles d'analyse et leur réponse aux caractéristiques spatio-temporelles. De plus l'étude, permet de relier les flux de sédiments de l'amont des bassins versants qui sont fortement érosive, en particulier les zones de Badlands, le long du réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire des bassins où un fort envasement qui affecte le réservoir d'Ahmed El Hanssali. Dans l'ensemble, les stations de jaugeages permettent de mieux comprendre le phénomène d'érosion, les flux et les bilans sédimentaires ainsi que les processus et les phénomènes de connectivité des sédiments dans le bassin versant de Srou. Par conséquent, les deux bassins représentatifs et expérimentaux bassins versants sont des sites d'observation idéaux, car ils présentent une hétérogénéité observable en termes d'utilisation des sols et de lithologie, et se caractérisent par des taux d'érosion et de la charge en sédiments très importants. En effet, sous l'influence de la dynamique érosive, la faisabilité et la gestion du barrage Ahmed El Hanssali sont confrontées par deux problèmes majeurs : l'envasement et l'eutrophisation. Pour avoir des solutions contre les effets négatifs de ce phénomène dans la zone d'étude, nous devons analyser les processus de l'érosion hydrique à travers le suivi de la dynamique des sédiments en suspension à différentes échelles spatiales dans ces deux bassins représentatifs et expérimentaux en appliquant une approche multi-technique (figure 3).

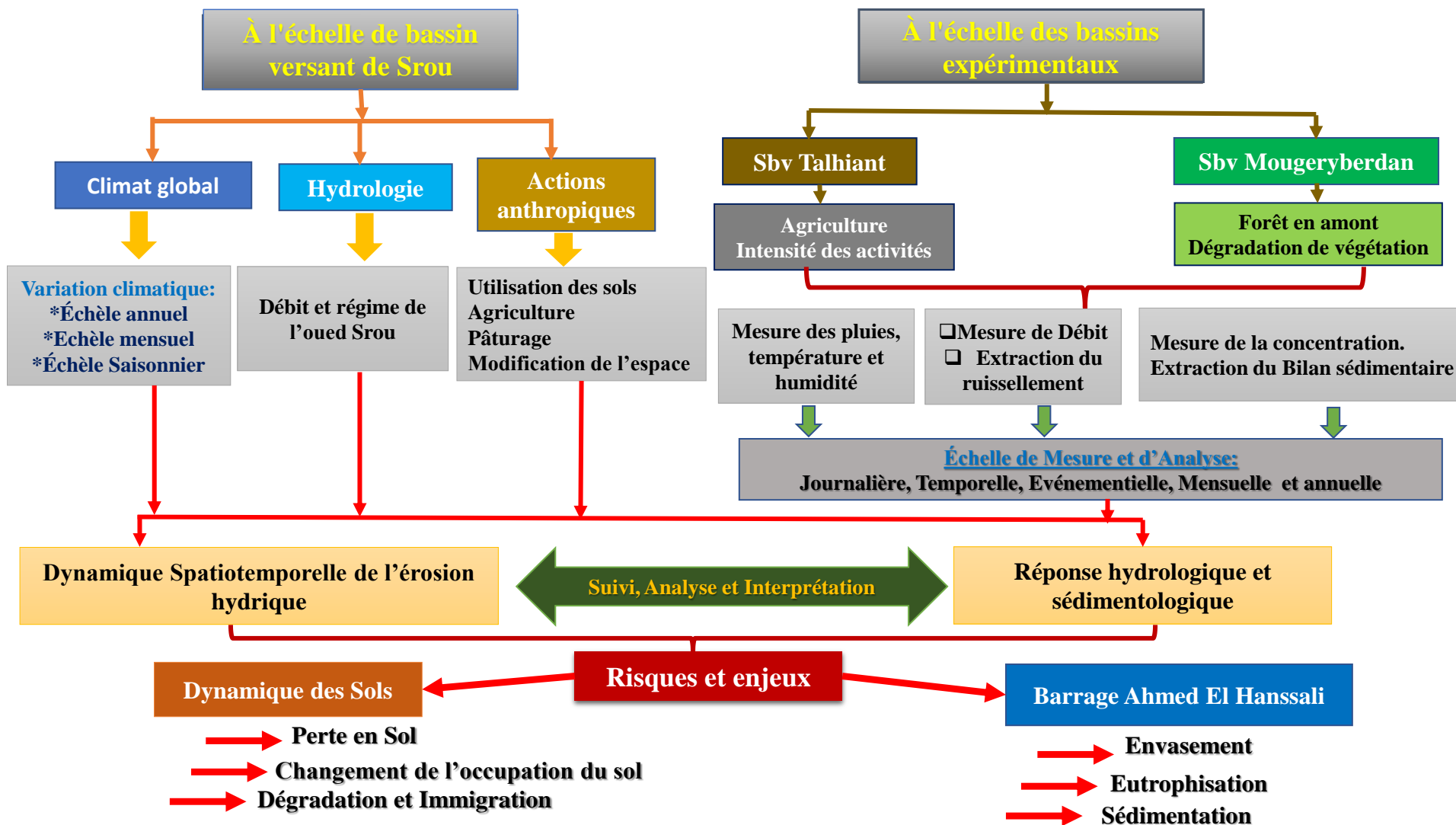


Figure 3: Organigramme de la problématique étudiée

III.Objectifs et Hypothèses

1. Objectifs

Ce travail est une contribution opérationnelle vise à comprendre l'érosion hydrique à travers l'estimation des flux sédimentaires dans les deux bassins versants représentatifs. Pour atteindre ces objectifs, nous avons reposé sur des objectifs généraux et spécifiques.

✓ Objectifs généraux

- Comprendre le phénomène de l'érosion hydrique dans le bassin de Srou
- Suivi les processus hydrologiques et leurs impacts sur le phénomène de l'érosion hydrique
- Identifier les caractéristiques physiques et anthropiques du bassin versant de Srou.
- Extraire les formes d'érosions et les facteurs responsables.

✓ Objectifs spécifiques

- La production de données hydrométriques et pluviométriques à l'exutoire de deux bassins versants expérimentaux.
- Installation de deux stations de jaugeages aux exutoires de deux bassins expérimentaux
- Examiner les relations entre les précipitations, le ruissellement et le transport des sédiments pendant les années de suivi 2017/2020 à différentes échelles d'analyse.
- Déterminer le rôle du ruissellement, de la pluviométrie, de la concentration en sédiments pour bien comprendre la réponse hydrologique et sédimentaire et enfin le phénomène de l'érosion hydrique en général.
- Extraire un bilan hydrique et sédimentaire dans les deux bassins versants.
- Étudier les relations débit-concentration sédimentaire
- Comprendre la dynamique temporelle et spatiale des deux bassins versants.

2. Hypothèses de la thèse

Parmi les hypothèses que nous avons adoptées pour répondre à la problématique de l'étude sont :

- Le bassin versant de Srou est :
 - Un domaine montagnard **non aménagé** avec divers **enjeux** physiques et anthropiques. Il se caractérise par **une forte** érosion hydrique, avec des flux sédimentaires **importants** dans les bassins représentatifs et expérimentaux.
 - Un domaine montagnard **non aménagé** avec divers **enjeux** physiques et anthropiques, a une érosion hydrique **moyenne** qui varie entre les zones agricoles et les zones agroforestiers.
 - Un domaine montagnard **non aménagé** avec divers **enjeux** physiques et anthropiques, a une **faible** érosion hydrique à cause de plusieurs facteurs qui contrôlent la génération des sédiments sur les versants et au sein des affluents.

IV.Méthodologies de travail

Pour étudier la problématique de l'érosion hydrique et la dynamique des flux sédimentaires, plusieurs méthodes de mesure et d'analyse étaient existées. Les méthodes utilisées dans cette thèse sont :

***Travail de terrain** : Elle s'agit de l'approche opérationnelle de terrain qui se réfère à plusieurs grandes étapes au domaine d'étude :

- *Observation et sélection des bassins représentatifs et expérimentaux*

- La première sortie du terrain réalisée en 2017 avec l'équipe de recherche, visée la sélection des bassins versants représentatifs et expérimentaux à travers plusieurs critères qui étaient prises en considération. Les principales investigations prises en considération sont, observation et interprétation des éléments significatifs de la dynamique de l'érosion hydrique afin de sélectionner les exutoires des bassins représentatifs pour les instrumenter.

- Equipement et instrumentation des exutoires des deux bassins étudiés

Les exutoires des bassins expérimentaux sont équipés par deux stations de jaugeages pour suivre et bien comprendre la dynamique spatiotemporelle des flux sédimentaires. Le matériel installé se compose d'une station pluviométrique, un turbidimètre, un capteur des hauteurs d'eau et un échantillonneur automatique pour collecter la matière en suspension. De plus un enregistreur de données (*Datalogger*) relié tous les instruments et enregistre les valeurs à une échelle plus fine (minute, heure, jour, mois, année) (figure 4).



Figure 4: Installation et équipement des exutoires des bassins expérimentaux de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b) 2017/2020.

Ces stations de jaugeages permettent d'extraire les précipitations, les débits, la turbidité et la matière en suspension continuellement depuis décembre 2017. Ces mesures servent à comprendre la dynamique spatiotemporelle de l'érosion hydrique et les flux sédimentaires dans le bassin de Srou.

- Par la suite, depuis l'installation de ce matériel, à chaque fois (jours, semaine, mois) on a fait des sorties de terrain régulières pour télécharger les données et de vérifier le fonctionnement de ces instruments. De plus des sorties sont organisées après chaque événement pour collecter les échantillons de la concentration des sédiments en suspension (figure 4).

****Travail de laboratoire :** Cette méthode s'étend sur le travail de laboratoire qui vise à analyser les échantillons de la matière en suspension collectées durant les années de mesure et de suivi (2017/2020).

La méthode adoptée s'agit elle de filtrage pour séparer la matière solide sur la matière liquide afin d'extraire le taux de concentration en g/l-1 pour chaque échantillon (photos 1).



Planches des photos 1: Collecte des échantillons après chaque événement (a et b), et analyse et extraction de la concentration des sédiments au laboratoire (c et d)

Tableau 1: les paramètres mesurés dans le travail de laboratoire 2017/2020

Indice	Explication
<i>Date d'événement</i>	Date enregistrée dans le capteur
<i>Type d'échantillonnage</i>	Manuel- Automatique- Surface- Profondeur
<i>Nombre de bouteille</i>	Allant de 1 à 7 sur l'échantillonneur installé
<i>Cond ms/cm</i>	Conductivité
<i>PH</i>	<7 où dépassé
<i>Resis m/v</i>	Résistivité m/v
<i>T°</i>	Température (C°)
<i>Quan (l)</i>	Quantité en litre
<i>Quan (mg)</i>	Quantité en (ml)
<i>Solution</i>	Quantité pour solution en (ml) allant de 20 à 500
<i>Poids du filtre</i>	Poids en (g)
<i>Poids humide</i>	Poids en (g)
<i>Poids sec</i>	Poids en (g)
<i>Résultats final</i>	Poids sec-Poids du filtre
<i>CSS (mg l⁻¹)</i>	Concentration des sédiments pour chaque échantillon, extraite par la relation entre la quantité et le résultat final
<i>CSS(g l⁻¹)</i>	Transformation des concentration (CSS)de mg en g /l
<i>Hauteur (m)</i>	A quelle hauteur enregistrée chaque échantillon
<i>Q m³ s</i>	Débit qui génère cette concentration
<i>Marge d'erreur</i>	Calibration (relation empirique entre Q et CSS)
<i>Bilan S(T/km2)</i>	Bilan de sédiments Relation entre CSS+ Q+ superficie de chaque bassin

*****Méthodes statistiques :** Cette méthode vise aussi à collecter les données climatiques et

hydrologiques qui concernent le bassin versant de Srou. Les stations utilisées sont gérées par l'agence hydraulique de l'Oum Err Bia (ABHOER). Ces données ont été effectuées et analysées sur Excel, Grapher, Winxpro et sphinx.

******Méthodes et approches cartographiques**

La réalisation de la cartographie faite par le logiciel ArcGis 10.5 et modifiée par Grapher 8. Des logiciels de traitement des photographies étaient utilisées citant Photscan, pour réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) de haute résolution (5cm) élaboré par le Drone.

V.Données utilisées

Dans le but de la réponse à la problématique étudiée, nous avons abordé une démarche complémentaire qui vise à collecter les données fournies sur le domaine d'étude. Parmi les données utilisées dans ce travail citant :

- *Données climatiques et hydrologiques.*

Elle consiste en l'acquisition, la collecte et la synthèse des données qui sont disponibles dans les différentes administrations, services, communes, notamment l'agence du Bassin hydraulique de L'Oum Er Rbia (ABHOER). La deuxième phase comprend plus particulièrement la collecte des données climatiques et hydrométriques mesurées dans le bassin de l'oued Srou. Ces données des précipitations, de débits et des températures proviennent essentiellement de l'ABHOER. Pour les données pluviométriques, l'agence dispose 3 stations pluviométriques avec des chroniques différentes dans le bassin de Srou, El Heri sur l'affluent de Chbouka, Chacha Mellah en aval du cours d'eau et Krouchen en Amont du bassin mais actuellement cette station ne fonctionne pas.

- *La production des données à différentes échelles spatiales (2017-2020)*

Actuellement, la production des données dans la géographie physique est une phase cruciale pour valider les résultats obtenus. Dans ce contexte, et sur la base de l'absence des stations hydrométriques et pluviométriques de suivi dans la zone d'étude, nous avons installés deux stations expérimentales de surveillance hydrométriques et pluviométriques dans le bassin de Srou en exutoire de deux bassins versants expérimentaux. Cette installation vise à produire les données suivantes :

- *La production des données pluviométriques à des échelles très fines :*

La mesure et la production des pluies sur les deux bassins expérimentaux comportent deux aspects principaux. D'une part, la mesure ponctuelle de la pluie à l'aide de deux stations pluviométriques fixées dans les deux sections préparées en exutoires de deux bassins expérimentaux. D'autre part, ces stations sont rattachées avec un enregistreur qui enregistre des valeurs pluviométriques à l'échelle horaire très fine (minute, heure, mois, année.) (photos 2).



Photos 2: Stations pluviométriques et enregistreurs des données installées au exutoires des bassins expérimentaux de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b).

- *La production des données hydrométriques à des échelles très fines :*

Les stations de jaugeage permanentes installées ont un capteur des hauteurs d'eau qui enregistre les niveaux d'eau chaque minute au cours de l'année. L'instrumentation pour la mesure des débits est présentée dans les photos ci-dessous. Elle est construite dans la section qui était bien préparée afin d'assurer une bonne mesure des débits et de limiter les problèmes d'accumulation de sédiments dans le seuil (photos 3).



Photos 3: Présentations des capteurs des hauteurs d'eau dans les deux bassins expérimentaux de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b)

- *Production des données sédimentaires*

La dynamique spatio-temporelle des sédiments à l'échelle des deux bassins représentatifs, constitue un des centres d'intérêt de la problématique étudiée. De fait, deux turbidimètres de mesure de la concentration des sédiments et deux échantillonneurs pour collecter les bouteilles des sédiments automatique ont été installés dans la station de jaugeages. La mesure en continu des concentrations de sédiments au niveau des deux bassins expérimentaux a fourni des informations nouvelles et intéressantes pour réaliser un bilan sédimentaire total sur la perte en sol dans la zone étudiée (photos 4).



Photos 4: les turbidimètres et les échantillonneurs installés aux exutoires des deux bassins expérimentaux de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b)

- *Réalisation d'un modèle numérique du terrain par Dron (MNT)*

Sur le terrain aussi on a réalisé un modèle numérique du terrain (MNT) à haute résolution (5 cm) à l'aide du Drone et la station topographique (GPS.SOKKIA- Leica-mobile). Sur la base de ce modèle on a caractérisé la section de deux bassins expérimentaux pour réaliser une courbe de tarage empirique.



Photos 5: a) Préparation du Drone pour le vol en aval du bassin expérimental de Talhiant et b) fixation de la station topographique pour calibrer le modèle numérique réalisé (2018- 2019).

- **Données de laboratoire**

Le travail de laboratoire fournit les données de la concentration des sédiments en suspension, la conductivité, le PH, et la résistivité. Ces données sont extraites grâce à la mesure continue de la turbidité dans les stations de jaugeages et aussi de la collecte des échantillons sur terrain.

- **Données cartographiques, géologiques et satellitaires**

Les données cartographiques utilisées dans cette thèse sont, les cartes topographiques de Khénifera, Lqbab, Krouchen, Zaouit Cheikh, Itzer, Aghbalo et Kef Nessour d'une échelle 1/50.000. De plus, la carte géologique utilisée est de Rabat d'une échelle 1/200.000. Les images satellitaires de *Google Earth* (2009-2021) et les images *Landsat 8* (2020) sont utilisées pour extraire les cartes d'utilisation des sols dans le domaine d'étude.

VI. Inventaire des recherches réalisées dans le bassin versant de l'oued Srou

Des études antérieures étaient réalisées dans le bassin de srou dans le domaine de la géographie physique notamment la géologie et la géomorphologie. Ces études sont généralement descriptives et basées essentiellement sur l'observation directe du terrain. Citant dans ce contexte les recherches de Martin (1981), La Croix (1963) et Sheele (1988).

Ces études montrent que le bassin de l'oued Srou a connu depuis plusieurs années une dégradation remarquable de l'érosion hydrique, notamment la perte en sol qui influence la diminution du potentiel agricole et la pollution des eaux dans cette zone montagneuse. Ces auteurs, indiquaient aussi des dégâts matériels et humains causés par des glissements des terrains. En 2007, une thèse sur l'évaluation du risque potentiel d'érosion des sols dans le bassin de Srou, était réalisée par El Bougdaoui (2007). C'est la première qui fait une modélisation de l'érosion dans ce bassin à travers l'application du modèle USLE. Cette étude montre que le bassin a un potentiel d'érosion important, engendrés par les écoulements diffus ou concentrés qui affectent généralement les formations lithologiques de ce bassin. Mais, cette thèse n'arrive à valider ces résultats sur terrain par le suivi du phénomène ce qui rend cette étude juste descriptive et potentielle.

Par conséquent, les résultats obtenus dans le bassin de Srou sont préliminaires, descriptifs et potentiels, et nécessitent une validation pour bien comprendre le processus de l'érosion hydrique. Au-delà, les connaissances sont nettement plus limitées dans ce bassin et font ressortir la nécessité d'étudier sur le terrain ce phénomène complexe de l'érosion hydrique.

VII. Déroulement de la thèse

Afin de valoriser l'ensemble des données acquises et le travail de recherche, le manuscrit est

organisé sous la forme de 4 grands chapitres écrits en deux langues, français et anglais. Le 1er et le deuxième chapitre sont écrits en français. Le chapitre suivant (3) se présente sous forme de trois articles, en soumission dans des journaux scientifiques internationaux indexés et d'une valeur d'impact très élevée de rang A (>3 *SJR*). Les articles sont rédigés en anglais. Ils s'accompagnent d'une introduction et conclusion étendues en français. Le dernier chapitre (4) écrit en français. Cette nouvelle présentation de la thèse est une forme internationale. Cette approche bilingue de la rédaction de la thèse ; était utilisée en Espagne et en France depuis 2008, citant par exemple les travaux de Patault (2018), Delorme-laurent (2008) et Berni (2011) qui sont rédigés leur thèse par deux langues.

VIII. Structure de la thèse

Cette thèse se compose de quatre grands chapitres. Après une *introduction générale*, et pour répondre aux objectifs fixés, le chapitre suivant (*Chapitre 1*) présente les caractéristiques physiques et anthropiques du domaine d'étude. Le *deuxième chapitre*, traite une méthodologie détaillée et la démarche suivie pour la production, l'obtention et le traitement des données sur lesquelles s'appuient l'ensemble des résultats obtenues de ce travail. Le *chapitre 3* consacré à présenter les résultats obtenus durant les années de suivi (2017-2020). Ce chapitre présente trois articles en anglais, le *premier article* vise à traiter la réponse au ruissellement dans les deux bassins contrastés, avec l'établissement d'un bilan hydrique permet finalement une meilleure compréhension de cette réponse. Ensuite, nous avons appuyé sur la réponse hydrosédimentaire des deux bassins expérimentaux dans *l'article 2*, à travers l'application des relations pluies, débits et concentration de sédiments en suspension (boucles d'hystérésis). De plus, *l'article 3* met l'accent sur la dynamique du changement de l'occupation du sol entre 2000/2019 dans les deux bassins représentatifs et leur influence sur le contrôle de la réponse hydrosédimentaire. Finalement, les principales discussions et conclusions générales, perspectives et recommandations rédigées en français et sont recueillies dans le *chapitre 4*, où sont également identifiées quelques lignes potentielles de recherches à développer (figure 5).

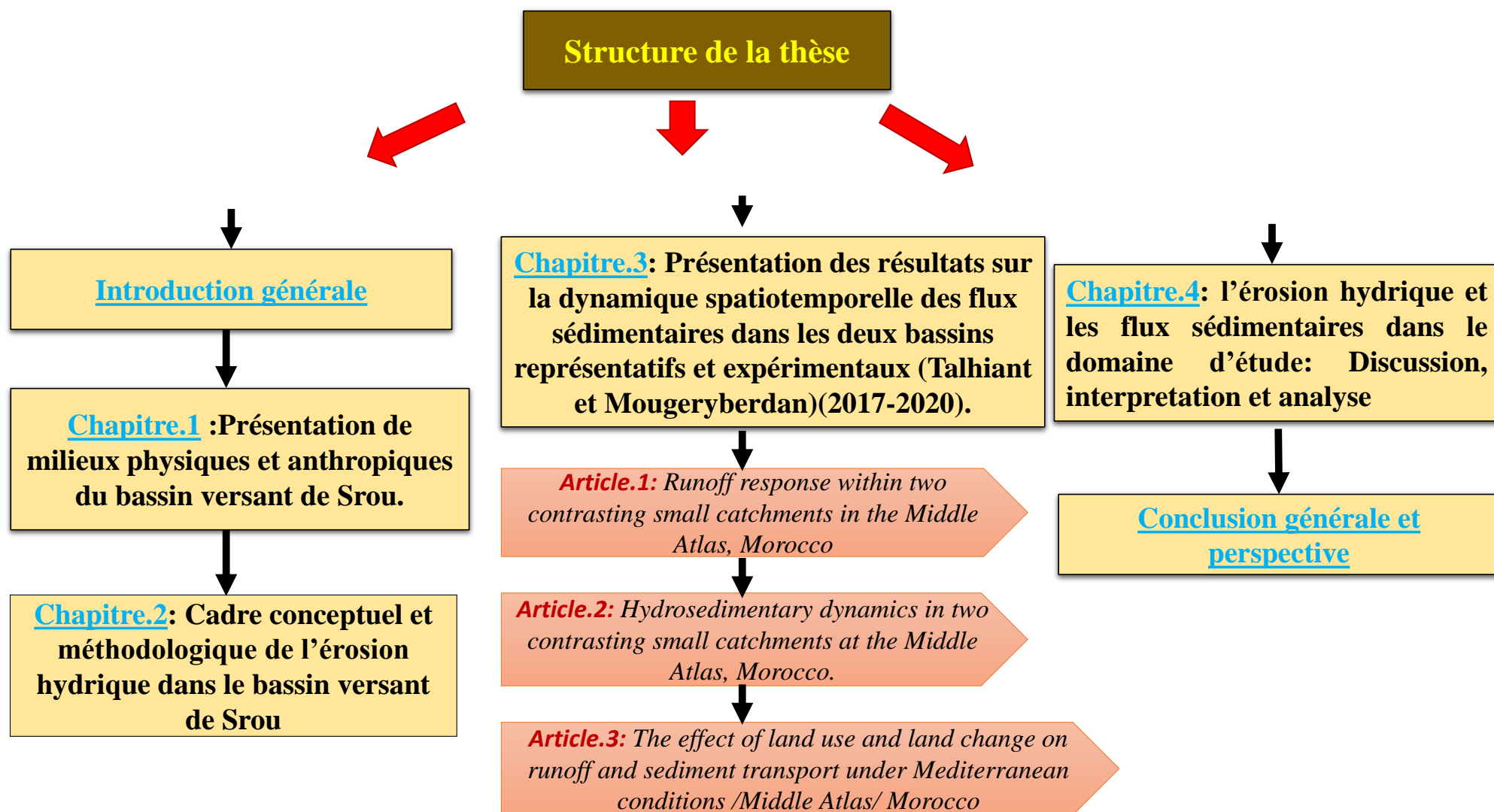


Figure 5:Schéma de la structure de la thèse

Chapitre.1 : Présentation de milieux physiques et anthropiques du bassin versant de Srou.

Introduction

L'objectif crucial de cette partie est de mettre en scène le cadre général du bassin versant de l'oued Srou, ainsi que les deux bassins versants représentatifs situés au fond de ce grand espace. Cette présentation du domaine d'étude permet en fait d'expliquer les caractéristiques naturelles et avoir même les différentes composantes essentielles sur la dynamique de l'érosion hydrique qui influencent également le processus du transport solide. A l'ouest du Maroc, le bassin du Srou draine l'Oued Oum Err Bia qui est considéré comme le plus grand bassin du Maroc avec une superficie de 48 070 km². Cette présentation du domaine d'étude analyse les caractéristiques physiques et humaines de la zone d'étude afin d'identifier les principales composantes des processus hydrologiques et sédimentologiques de ces deux bassins versants étudiés (Talhiant et Mougeryberdan). Sur cette base, ce chapitre présente également une analyse précise des facteurs influençant l'érosion hydrique et plus précisément la génération de ruissellement et le rendement en sédiments dans le domaine d'étude. Nous allons mettre l'accent sur trois axes primordiaux à savoir :

- ❖ Les caractéristiques physiques : ils s'accordent aux composantes géométriques des deux bassins représentatifs sélectionnés et localisés au sein du bassin de Srou. C'est-à-dire nous nous intéressons aux facteurs qui contrôlent la réponse hydro-sédimentologique.
- ❖ Les caractéristiques climatiques et hydrologiques : ils s'agissent d'identifier et d'expliquer le contexte climatique et hydrologique global du grand bassin de Srou afin de comprendre le micro climat dans les deux bassins représentatifs.
- ❖ Les composants anthropiques : ils visent à déterminer l'agent humain et son influence sur le milieu naturel notamment en fonction de son activité à travers l'étude actuelle et historique de l'occupation du sol.

I. Présentation du domaine d'étude et critères de choix des bassins représentatifs

Localisé au milieu du grand bassin versant du Srou, le premier bassin représentatif de Talhiant (bassin agricole) couvre 1,14 km² de superficie, environ de 4 km à l'est de la route nationale vers Fès N°8, c'est une zone complètement agricole (figure 6). Vers la direction nord-est du bassin du Srou, à environ 10 km de ce bassin versant, le deuxième bassin représentatif de Mougeryberdan (bassin agroforestier) occupe une superficie de 1,15 km², il s'étend sur une zone boisée, se caractérise par une topographie abrupte différente du bassin de Talhiant (figure 6). Le choix de ces bassins versants représentatifs se base sur des critères très importants, citant comme suivant :

- **L'accessibilité** : Pour faciliter l'installation de matérielles, leur suivi et maintenance en exutoire des deux bassins expérimentaux, l'accessibilité est un critère crucial qui pousse le choix de ces sites d'étude. Ce critère est très important permet un accès libre sur les sites d'étude et facilite l'équipement des exutoires des deux bassins étudiés.
- **L'enjeux** : basant sur le travail du terrain, les deux micros bassins versants ont une forte érosion hydrique qui s'est expliquée par l'existence de quelques formes de forte érosion comme les badlands, fort ravinement et érosion régressive, ainsi une forte dégradation du milieu à travers la déforestation et la surexploitation de l'espace. Cet enjeu accélère le phénomène de l'envasement du barrage d'Ahmaed El Hanssali en aval du grand bassin de Srou.
- **Formes d'utilisation des sols** : les deux micros bassins sont différents en termes de l'occupation du sol, le premier de Talhiant est une zone purement agricole, par contre le deuxième choix de Mougeryberdan est un bassin agroforestier (>73%). Ce contraste forme d'utilisation du sol permet de bien comparer la dynamique spatiale et temporelle des flux sédimentaires et de comprendre la problématique étudiée dans les deux zones contrastées.
- **Section d'installation de matériel** : Les deux sections d'installation des stations de jaugeages doivent être fixe, linéaire et non dynamique. De plus, il fallait garder l'absence des ripisylves dans ces sites pour éviter les turbulents et assurer un écoulement laminaire durant les années de jaugeages 2017/2020.
- **Observation des formes d'érosion** : basant sur les premières observations du terrain, le bassin représentatif de Talhiant se caractérise par des ravinements très répandus sous formes des badlands notamment sur les versants et sols nus, par contre le deuxième bassin représentatif de Mougeryberdan ; a une certaine stabilité en amont à cause de l'existence du couvert végétal qui diminue le potentiel de la génération des flux sédimentaires.

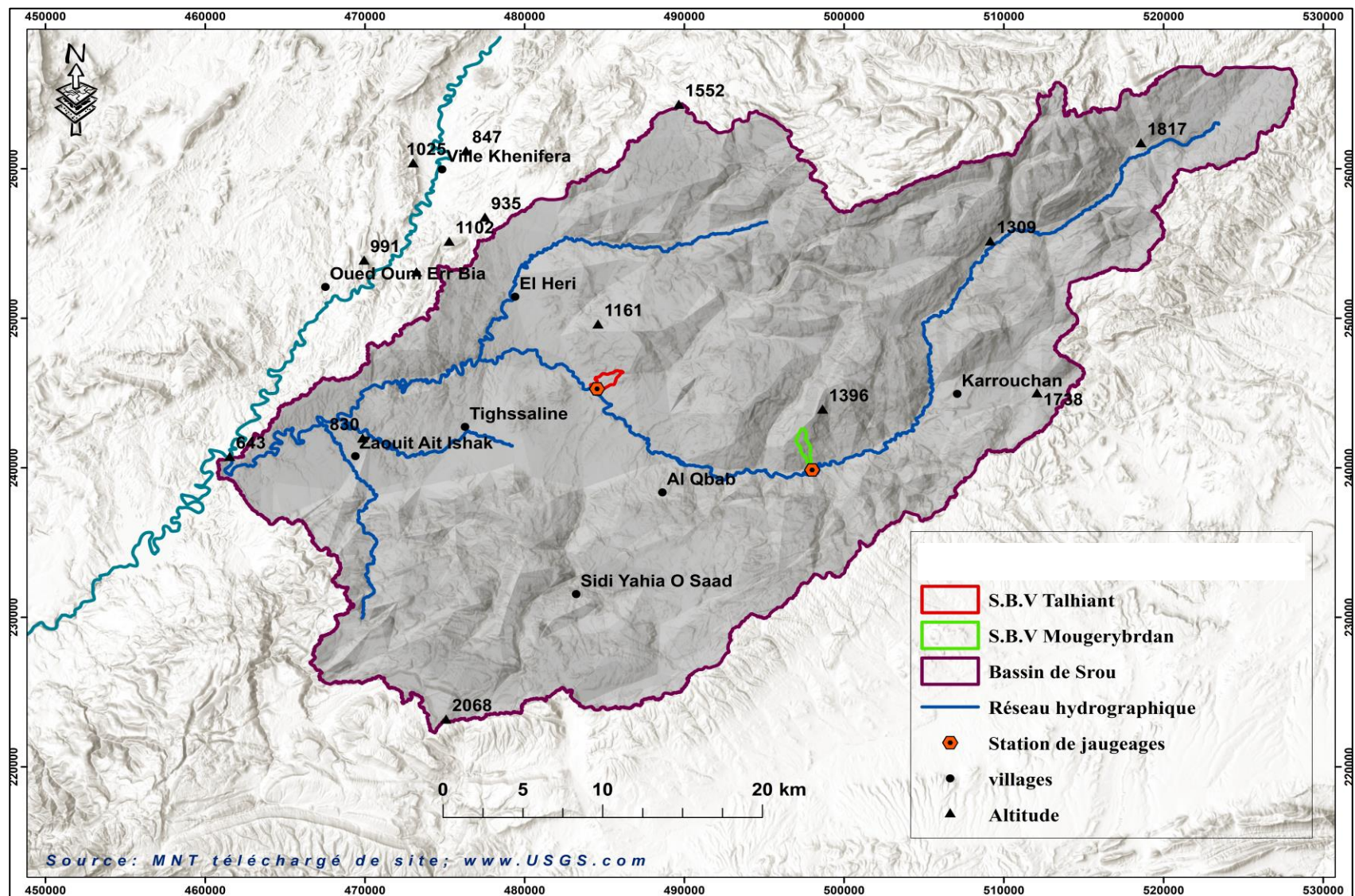


Figure 6:Présentation des bassins représentatifs et expérimentaux au milieu du bassin de Srou

II.Morphométrie et milieu naturel du domaine d'étude

1. Topographie

L'objectif de l'étude de la topographie et les caractéristiques géomorphologiques est de décrire le relief dans du bassin de Srou et les deux bassins représentatifs. Ces facteurs influencent les variations climatiques et affectent la vitesse de la circulation de l'eau et aussi la réponse aux processus de ruissellement. La topographie joue un rôle crucial dans les processus géomorphologique, biologique et hydrologique (Li Yang *et.al*, 2018 ; Moore *et al.*, 1991 ; Quinn *et al.*, 1995). Les caractéristiques topographiques sont déterminées pour aider à comprendre les processus de l'érosion hydrique et expliquer la variation dans le domaine d'étude. A l'échelle du bassin de Srou, la topographie se caractérise par la combinaison de trois grandes unités topographiques ; la vallée du Srou, les versants et les causses du Srou. Le bassin se caractérise par une diversité du relief qui montre des formes structurales et des formes multiples d'érosion, en évolution dans le temps, représentés par des dépressions fermées et des ravins et des badlands et des formes d'accumulations représentés par les nappes et les terrasses alluviales (figure 7 et tableau 2).

Tableau 2:Distribution hypsométrique au niveau du bassin versant de Srou, et les deux bassins représentatifs de Talhiant et Mougeryberdan

B.V Srou			
Altitudes (m)	Superficié km ²	Pourcentage %	Pourcentage cumulatif %
<2000	80.17	5.64	5.64
1700-2000	265.77	18.69	24.33
1400-1700	414.36	29.15	53.48
1100-1400	306.43	21.55	75.03
800-1100	305.76	21.50	96.53
>800	49.08	3.45	99.98
Totale	1421.57	100	100%
S.B.V Talhiant			
Altitudes (m)	Superficié km ²	Pourcentage %	Pourcentage cumulatif %
>1000	0.16	14.03	14.03
900-1000	0.41	35.96	49.99
>900	0.57	50	99.99
Totale	1.14	99.99	100%
S.B.V Mougeryberdan			
Altitudes (m)	Superficié km ²	Percentage%	Pourcentage cumulatif %
>1400	0.35	30.17	30.17
1300-1400	0.20	17.24	47.41
1200-1300	0.32	27.85	75.26
<1200	0.29	25	100
Totale	1.16	100	100%

Source : Carte topographiques du bassin de Srou 1/50.000

Par conséquent, la topographie de Srou est irrégulière ce qui favorise l'instabilité des sols et la perte partielle ou totale de la matière organique et d'éléments nutritifs et consécutivement la détérioration de la structure du sol. A l'échèle des bassins représentatifs, la topographie montre une plus grande diversité. La topographie du bassin versant de Talhiant est modérément escarpée, comprise entre 900 et 1000 m d'altitude, la classe dominante est de 900 m couvre 50% du bassin versant, et la classe entre 900-1000 présente 36%, et la classe la plus raide occupe 14%. Le plus haut sommet est à 1123 m d'altitude et vers l'exutoire est à environ 889 m d'altitude (Figure 7 et 8). D'un point de vue géomorphologique, le bassin de Talhiant présente une diversité paysagère dominée par des alluvions et terrasses récentes dans

l'exutoire et les glaciers et badlands au milieu façonnant le paysage du bassin (Martin (1981)).

En revanche, le bassin versant du Mougeryberdan est marqué par une régression de la topographie de l'amont vers l'aval. Il a une topographie très escarpée plus que le bassin de Talhiant, où les altitudes variaient entre 1200-1400 m, la classe la plus dominante est 1200-1300 m qui couvre 28% et 25 % s'occupe par 1400 m ; ces altitudes les plus pointues affectent l'incision fluviale relativement rapide ainsi que la réponse au ruissellement (tableau 2 et figure 7).

Cette topographie la plus abrupte joue un rôle important dans la détermination de la génération de ruissellement et contrôle la vitesse de transport des sédiments en suspension (Beven et Kirkby, 1979; Hewlett et Hibbert, 1967). Le bassin versant du Mougeryberdan est caractérisé par une série de massifs montagneux fréquentant en amont, disséqués par quelques versants en aval. Géomorphologiquement, le bassin versant est recouvert par quelques restes de terrasses fluviales sur l'aval, il s'étend également sur les alluvions du soltanien dans cette zone. Tandis que vers l'amont du bassin versant est occupée par des zones montagneuses (Carte géomorphologique de Krrouchen/ 1/1000000).

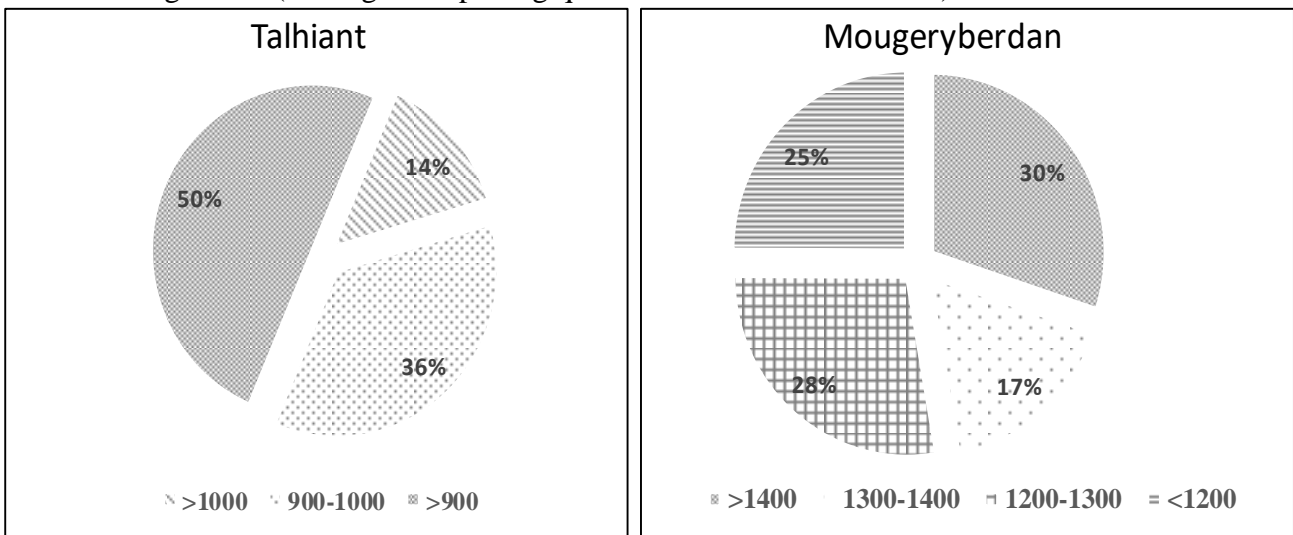


Figure 7: La distribution hypsométrique aux deux bassins versants représentatifs.

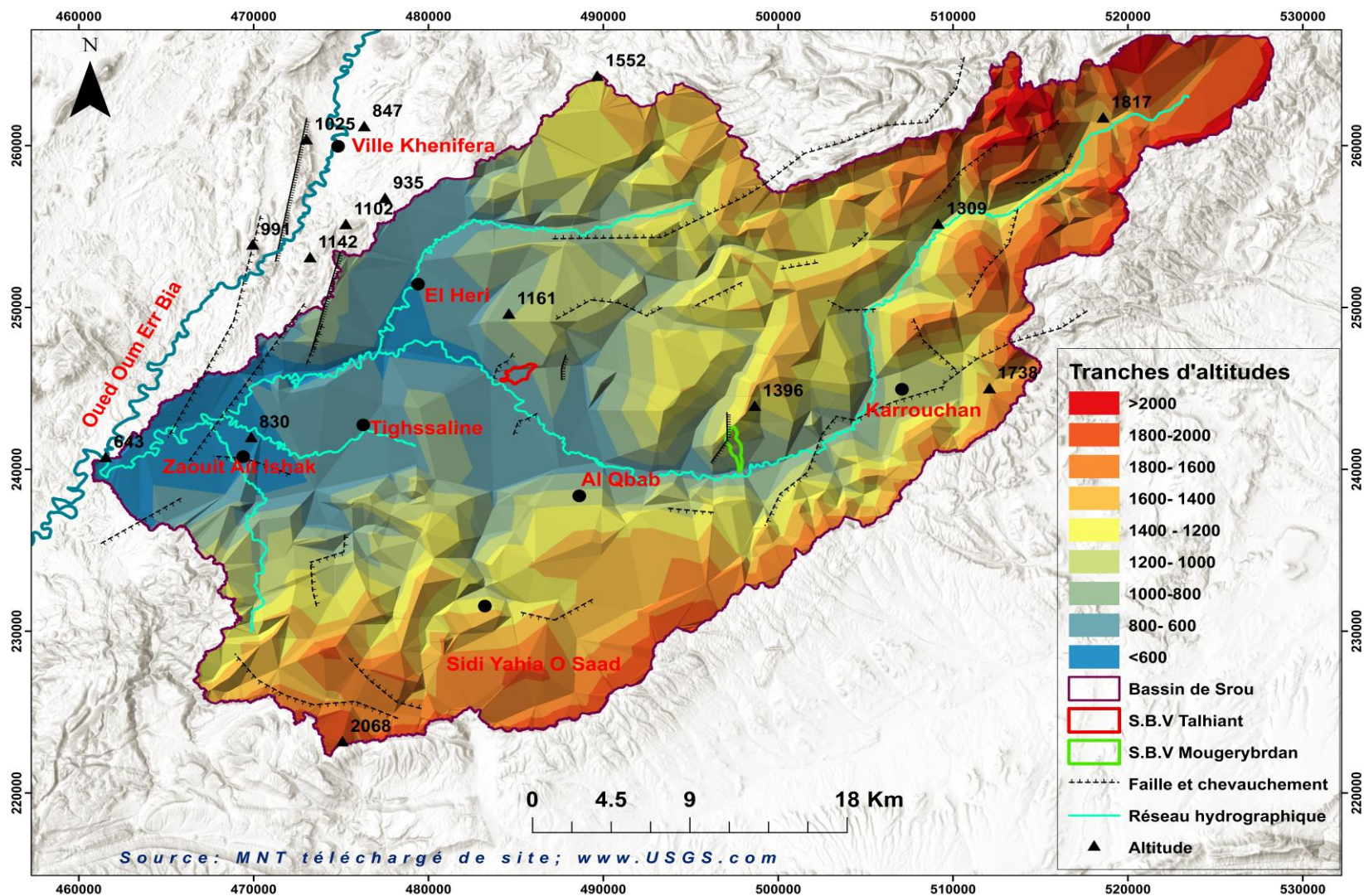


Figure 8: Présentation des altitudes dans le domaine d'étude

2. Caractéristiques morphométriques

L'objectif principal de la morphométrie est de décrire les caractéristiques géographiques physiques qui contrôlent l'hydrodynamique dans le bassin de Srou et les deux bassins versants expérimentaux. Une connaissance détaillée des caractéristiques géomorphologiques et du relief est essentielle afin de décrire correctement les processus de génération et de transport des eaux de ruissellement à l'échelle du bassin versant (Moore et *al.*, 1991). Ils permettent également de déterminer les conditions et les caractéristiques physiques de la circulation de l'eau et permettent de comprendre la configuration générale des deux bassins expérimentaux. Le tableau ci-dessous présente les caractéristiques géométriques que nous allons déterminer dans le domaine d'étude.

Tableau 3: Paramètres géométriques et morphométriques

Indices	Paramètres
Indice Horton (HI)	$HI = \frac{lh}{ih}$ Avec : lh : Plus grande longueur à l'exutoire (km). ih : Plus grande largeur du bassin versant, perpendiculaire à la longueur lh (km).
Indice de Rectangle Equivalent (Ir)	$ir = \frac{lr}{ir} \text{ or } ir = \frac{kc \cdot \sqrt{a}}{1.12} (1 + \sqrt{1} - (\frac{1.12}{kc}))$ Avec : lr: la longueur du rectangle équivalent (km) ir: la largeur du rectangle équivalent (km).
Densité de drainage	$DD = \frac{\sum_{c=1}^n Lc}{A}$ Lc : Longueur du canal, n : nombre total de canaux A : superficie du bassin
Torrentialité	$T = (N/A) * DD$ N1 : Nombre de flux de premier ordre. A : superficie du bassin DD : densité de drainage
Indice de Gravelius (kc)	$kc = 0.28 * \frac{P}{\sqrt{A}}$ Avec : P : Périmètre stylisé du bassin (Km) A: Superficie du bassin (Km ²)
Bassin versant Précipitation Précipitations annuelles moyennes	$CP = \frac{R}{A}$ R: Précipitations annuelles moyennes au cours de la période 1970-2017 dans la station El Heri.

Source:(Estrany.j, Grimalt.M 2014)

Les deux bassins versants étudiés sont caractérisés par des caractéristiques géomorphologiques distinctives, notamment des gradients moyens de pente du cours d'eau (0,05 m à Talhiant et 0,22 en Mougeryberdan). Ces gradients de pente influencent directement la vitesse de la concentration de l'eau.

L'indice de Gravelius est le coefficient de compacité proposé par Gravelius. C'est le rapport du périmètre du bassin versant sur la circonférence d'un cercle dont l'aire est égale à celle du bassin versant donner (Bendjoudi 2001). Cet indice (Kc) permet de comparer la forme du bassin versant à un cercle. L'indice Gravelius des deux bassins versants est de 1,44 à Talhiant et 1,60 à Mougeryberdan, ce résultat montre que la forme géométrique de l'ensemble de la source n'est pas similaire au cercle, donc la compacité est diminuée.

La combinaison entre le bassin versant et les précipitations annuelles moyennes montre une claire variabilité des précipitations dans les deux bassins, comprises entre 0,51 dans Talhiant et 0,50 m³ an⁻¹ à Mougeryberdan. Par ailleurs, la torrentialité est une variable liée aux paramètres de la lithologie et le drainage. Par conséquent, les deux bassins représentatifs présentent des valeurs élevées de torrentialité,

en particulier le bassin de Talhiant qui enregistre > 44 de torrentialité. Ce résultat révèle une connectivité importante entre les pentes et les canaux du bassin versant. Tandis que le bassin versant du Mougeryberdan présente une valeur de torrentialité inférieure à <15, indépendamment des différentes caractéristiques physiques comme la lithologie, la végétation et également liée à la rareté du premier ordre de cours d'eau.

Par ailleurs, les variables de longueur, largeur et densité de drainage jouent un rôle important dans le contrôle du débit et de la réponse hydrologique du bassin versant (Estrany et Grimalt, 2014). L'indice d'élongation de Horton (IH), qui prend en compte la plus grande longueur et largeur du bassin versant (Estrany, 2014; Horton, 1945), révèle relativement une compacte entre les deux bassins représentatifs (Hi : 2,41km à Talhiant ; 3,92 km à Mougeryberdan ; et il enregistre 2 km et 2,36 respectivement dans les deux bassins) (Tableau 4). En outre, la densité de drainage peut être contrôlée par des seuils de la génération de ruissellement, et chaque seuil différent peut produire une relation fonctionnelle différente entre la densité de drainage et les facteurs liés au climat, à la géologie et au relief (Gregory et al, 1998).

Les valeurs de densité de drainage révèlent une différence entre les deux bassins versants, cette densité à Talhiant est de 5,04 km, alors qu'elle est présente 2,29 km à Mougeryberdan, cela signifie que la forte densité de drainage à Talhiant est le résultat d'un sous-sol faible ou imperméable, d'un couvert végétal clairsemé.

Par contre, la faible densité de drainage à Mougeryberdan s'explique généralement par les caractéristiques de ce bassin versant dont la très résistante à la perméabilité des matériaux du sous-sol, et surtout liée à la densité de végétation (tableau 4).

Tableau 4: Les indices géométriques de Srou et les deux bassins versants représentatifs

Indices géométriques	Bassin de Srou	SBV Talhiant	SBV Mougeryberdan
Superficie (A km ²)	1443	1.14	1.15
Périmètre (P) Km	227	5.46	6.15
Densité de drainage (Km)	85.12	5.04	2.29
Torrentialité (Kc)	77.43	44.21	15.93
(Ih)	2.19	1.44	1.60
(ih)	81.32	2.17	2,75
(ih)	21.14	0.90	0,70
(Hi)	4.33	2.41	3.92
(lr km)	77.20	3,18	3,52
(lr km)	17.80	2	2,36
Longueur du cours d'eau principal (km)	85.69	2.14	2.93
Pente moyenne du cours d'eau (m)	0.26	0.05	0.22
Precipitations annuelles moyennes	0.71	0.51	0.50

Source : MNT du bassin de Srou 2020

3. Géologie, lithologie et perméabilité

3.1 Contexte géologique du bassin versant de Srou

D'un point de vue géologique, le plateau du Moyen Atlas se compose principalement de calcaires liasiques et de couches basaltiques triasiques (Amraoui & al, 2003). Le bassin versant du Srou est situé à cheval sur deux domaines structuraux du Maroc, à l'est le domaine mesetéen et à l'ouest le domaine atlasique (El Bougdoui., 2007). La géologie est diversifiée, elle est principalement composée d'argile rouge triasique avec schiste et basalte, lits de calcaire et de dolomie, de marne du Crétacé et de calcaire

jaune (figure 9). Les roches affleurantes sont d'origine métamorphique, sédimentaire et volcanique et couvrent un laps de temps allant de l'Ordovicien à l'Holocène (Michard, 1976; Martin, 1981; Pique, 1994).

- **Formations lithologiques**

Les formations lithologiques du bassin de Srou vont de Paléozoïque au Quaternaire. Elles se composent des roches de faciès et de résistances variables. Comme le montre la carte, le bassin du Srou est caractérisé par des zones constituées de terres jurassiques : situées au nord et au sud du bassin versant, la partie supérieure du bassin est composée de calcaire et de dolomie, tandis que le reste est constitué de basalte et parfois de marnes et d'argiles triasiques. Il y a aussi des terres crétacées qui sont formées par le calcaire dolomitique et le marno-calcaire se propageant au sud du bassin versant (figure 9).

- ✓ *Les zones Paléozoïques :*

Elles s'étendent dans la bordure sud-est du Maroc central qui vont du Cambro-Ordovicien jusqu'au Viséen supérieur. Elles se rencontrent à l'Ouest du bassin, vers la partie aval du Srou elles représentent plus de 8% jusqu'au l'affleurement qui formé également par les schistes, le grès et les quartzites de l'Ordovicien et de Carbonifère (figure 9).

- ✓ *Les formations triasiques*

La zone triasique se présente à l'affleurement en deux principales unités lithologiques qui couvrent plus de 33 % de la superficie totale du domaine étudié. Ces formations se composent de roches sédimentaires qui s'étendent en amont et en aval sous forme d'une série détritique de conglomérats de grès et d'arkose de base, des intercalations de grès et de matériaux fins, puis de marnes et argiles rouges. De plus, les argiles mises à l'affleurement par le creusement de l'oued Srou et ses affluents constituent une épaisse formation très tendre, imperméable de couleur rougeâtre.

- ✓ *Les terrains jurassiques*

Ils se localisent au nord et au sud de la vallée de Srou. Le lias, occupe la majorité du secteur d'étude. La formation supérieure est composée de calcaires et de dolomies d'âge jurassique inférieur qui reposent sur les basaltes ou parfois directement sur les marnes et argiles triasiques, forment des bancs épais, massifs, de couleur rose gris. Vers la partie amont, ils apparaissent comme des formations jaunâtres et ou grisâtres.

- ✓ *Les terrains crétacés et les zones moi-pliocènes*

Ils s'étendent dans les crêtes sud-est du bassin et formés de calcaire dolomitique et de marno-calcaires, de couleur blanchâtre, les terrains crétacés surmontent les dolomies au niveau des crêtes sud qui dominant le bassin.

Vers le sud du bassin, quelques affleurements carbonatés se situent. Ils sont des faciès s'effleurissent en fonction des accidents tectoniques de la dépression de l'oued Srou.

- ✓ *Les formations quaternaires*

Selon Martin (1981), le quaternaire moyen et ancien se composent de dépôts encroutés, de limons anciens, de glacis terrasses et coulées de solifluxion. Le quaternaire récent et l'actuel longent les talwegs des cours d'eau et les terrasses comprenant les formations fluviales modernes (alluvions, éboulis, days), les terrasses limoneuses et limons rouges avec présence locale de galets de nature lithologique variable.

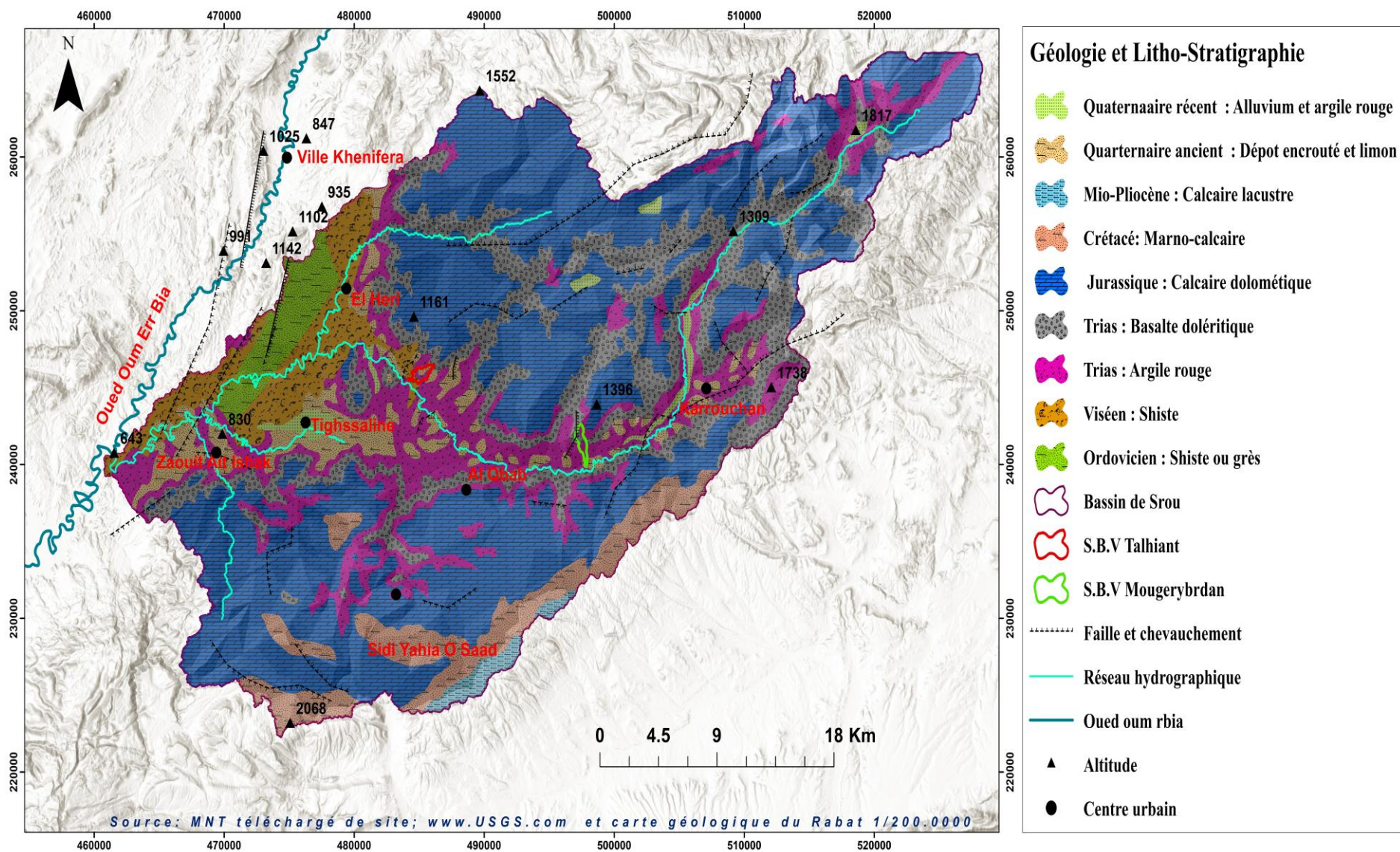


Figure 9:Caractéristiques géologiques et lithologiques du bassin de Srou

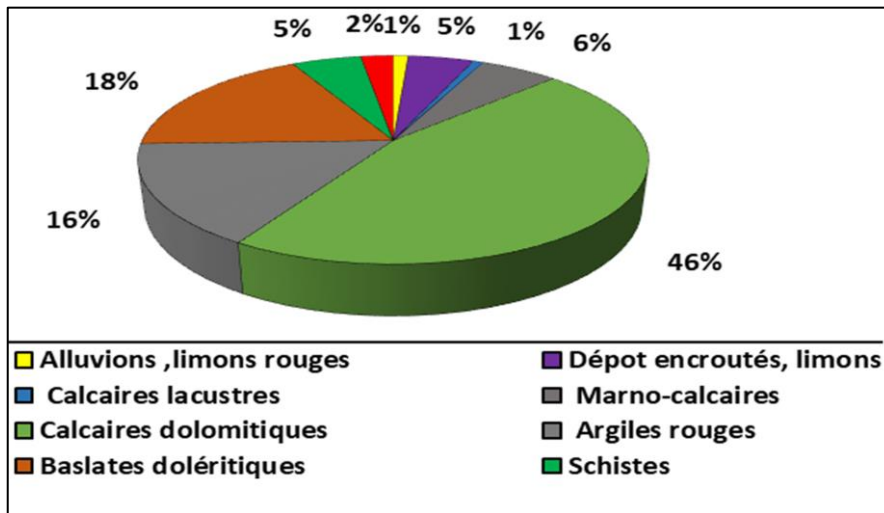


Figure 10:Présentation du pourcentage de type de la lithologie dans le bassin de Srou.

Source : Carte géologique de Rabat 1/200.000

• Contexte tectonique du bassin de Srou

La déformation mésozoïque dans le bassin de Srou est dominée par une fracturation à l'origine de grandes failles de direction générale régionales nord-est/ sud-ouest. Ces failles à jeux polyphasés sont limitées à la chaîne hercynienne et ont joué un rôle dans l'ouverture des bassins triasiques et l'installation de la plate-forme carbonatée du jurassique. Mais elles ont été aussi remobilisées durant la tectogenèse compressive atlasique durant le Cénozoïque voire le Quaternaire (figure 11).

3.2 Caractéristiques lithologiques des deux bassins représentatifs

Précisément, l'analyse de la structure géologique et des types de lithologie dans les deux micros bassins versants permettra une connaissance approfondie et une meilleure compréhension de la réponse hydrologique et sédimentologique de ces zones. Dans ce contexte, le bassin de Talhiant est caractérisé par des roches sédimentaires, métamorphiques et volcaniques appartenant à quatre types de lithologie. Le premier est majoritairement composé d'argile rouge (42 %) est le type le plus important qui s'étend sur ce bassin versant. Alors que le second comprend respectivement le schiste (23 %) et les limons (33 %). En outre, le basalte doléritique se trouve comme une roche volcanique qui occupe 2% située en amont du bassin versant. Globalement, ces formations lithologiques sont disposées dans un cadre structural complexe caractérisé par un temps géologique multiple associé à l'Ordovicien, Jurassique, Pliocène et Quaternaire (figure 10 et 11). D'autre part, le bassin versant du Mougerybrdan se compose principalement d'argile rouge qui couvre plus de 57% du bassin versant, se trouve dans la partie supérieure du bassin, et recouvre aussi une zone importante en aval. Le basalte du Trias s'accumule au nord-ouest du bassin versant, occupe 34%. Tandis que l'exutoire du bassin est bordé par d'anciens limons quaternaires (9 %) et quelques alluvions récentes de la rivière de Srou (Figure 10 et 11).

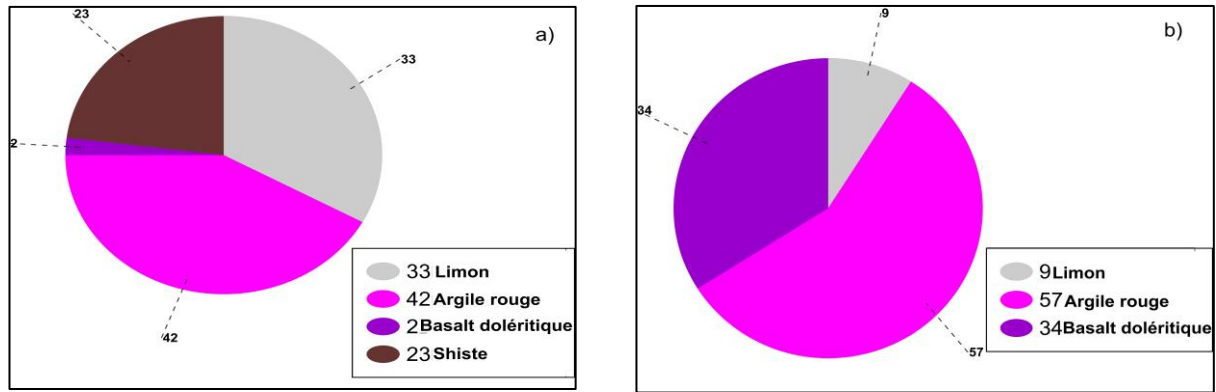


Figure 11: Superficie de lithologie des deux bassins versants (A Talhiant; B : Mougeryberdan)

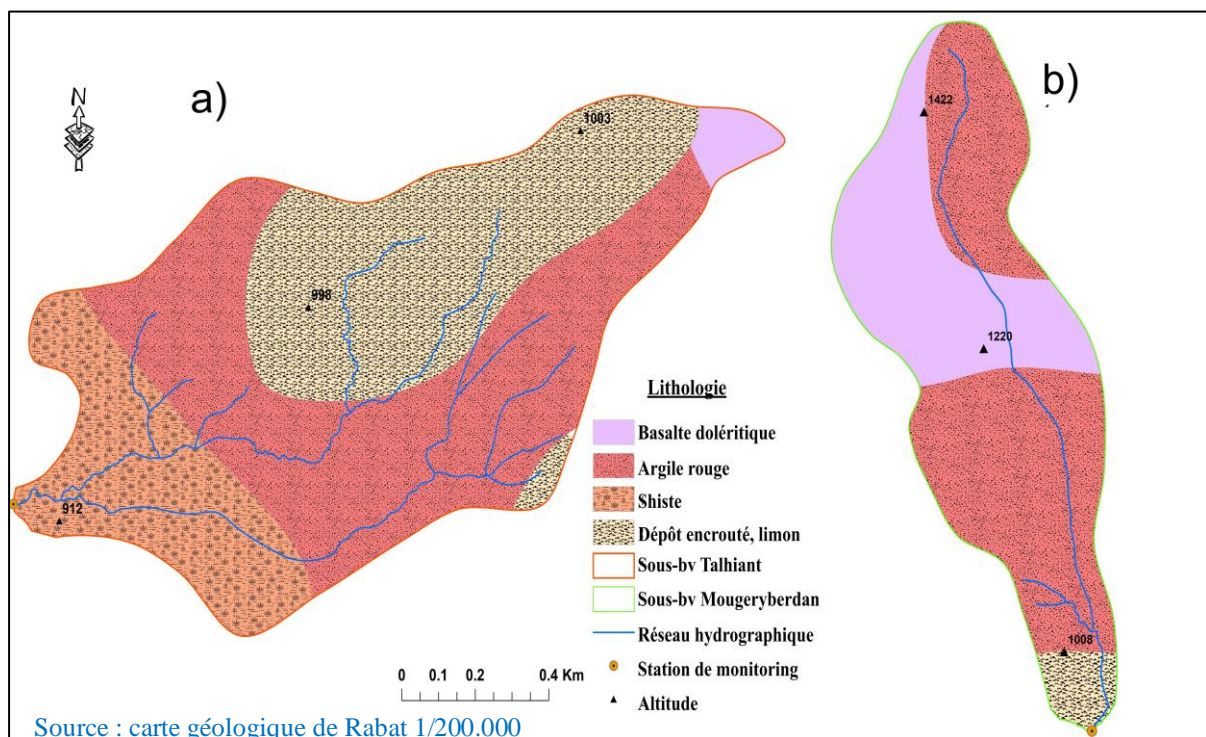


Figure 12 : Caractéristiques lithologiques des deux bassins étudiés de a) Talhiant et b) Mougeryberdan.

3.3 La perméabilité des roches : un facteur crucial pour la genèse du ruissellement

Les caractéristiques hydrogéologiques du substratum sont liées essentiellement à la nature lithologique des formations qui déterminent également la capacité du stockage souterrain de l'eau. La perméabilité est l'un des paramètres qui contrôlent les vitesses de l'écoulement et aussi la génération du ruissellement (Lahlou *et* 2019).

Dans le domaine d'étude, les différences de vitesse pour des roches distinctes dépendent davantage des variations de la porosité et de ses propriétés géométriques que des variations des propriétés élastiques des matrices solides. Aussi, des variations significatives peuvent être apparaitre au niveau des vitesses suivant le facteur de la porosité des roches (Taous 2005). Dans le cas de l'ensemble du bassin, généralement, la majorité des roches sont des formations semi-perméables qui entourent le bassin de Srou, tandis que les formations qui se localisent la dépression de Srou sont des terrains argileux imperméables (figure 13). Les formations carbonatées karstiques, présentent un réseau de fissures qui est à l'origine de leur perméabilité, elles s'étendent vers la partie ouest du bassin. Les formations calcaires et argiles rouges triasiques sont pratiquement des terrains imperméables.

Les formations carbonatées, les conglomérats et grès se caractérisent par une perméabilité favorisée par les diaclases et les fissures. Le processus de l'infiltration et la percolation des eaux dans le bassin sont facilités également par le processus chimique de dissolution des formations carbonatées. Ces processus de dissolution sont à l'origine de plusieurs dépressions fermées situées de part et d'autre de l'oued Srou (Tigualmamine, Aguelmam Oumlil, Aguelmam Boutouna, Aguelmam Abakhan...) qui constituent des réserves d'eau plus ou moins importantes pour la vallée de Srou.

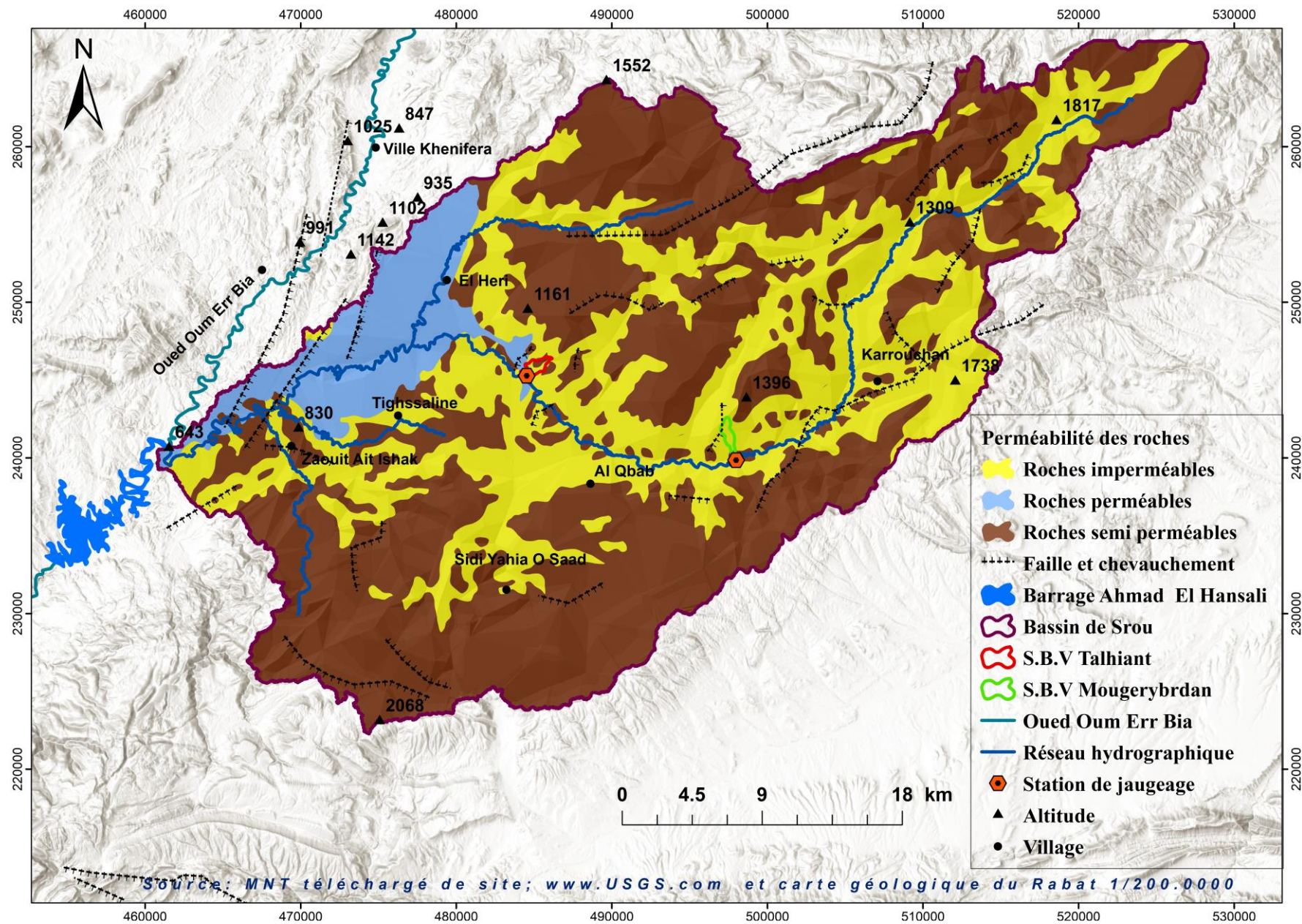


Figure 13: Perméabilité des roches dans le domaine d'étude

4. Type des sols

4.1 Type des sols dans le bassin de Srou au contexte de la zone méditerranéenne

Les sols et leur évolution dépendent essentiellement de la nature des substrats lithologiques, qui sous l'influence des facteurs environnementaux (climat, végétation, exposition, topographie...) qui donnent naissance à différents types de sols (El Jazouli et *al*, 2017). L'objectif de cette section est d'évaluer le rôle du sol sur la réponse hydrologique et sédimentologique du domaine d'étude. Le type de sol est essentiellement un facteur important pour comprendre la génération de ruissellement. Le facteur du sol contrôle le ruissellement en termes de taux d'infiltration, auquel l'eau pénètre dans un sol pendant un certain intervalle de temps et en fonction de la capacité d'un sol à transmettre l'eau (Barten, & de la Crétaz, 2010). Basant sur la carte pédologique de Khnefra 1/100000 réalisée par El Idrissi (1987), la classification de Manrique (1988) et sur les investigations du terrain, nous avons réalisé la carte de sols du bassin du Srou et les deux bassins versants expérimentaux qui sont composés de différentes classes de sols. Le type de sol dans ce bassin a une relation importante avec la nature de la lithologie. Dans le sud de la région méditerranéenne, les ermosols (yermosols) (à dominance calcique puis indifférenciés avec une faible proportion d'ermosols gypsiques) sont les plus fréquents, suivis des lithosols et des podzols. Les xérosols (principalement calciques) sont environ deux fois plus fréquents que les fluviosols (principalement calciques). Ces types de sols représentent près de 90 % de la superficie totale dans le sud (Woodward 2009). Dans le bassin du Srou en tant que partie située dans le sud de la région méditerranéenne, les types de sols sont divers et multiples, les types les plus fréquents sont des sols calcimagnésiques formés sur des calcaires présents sur les versants et causses du bassin du srou essentiellement sur la rive droite de la rivière Srou. Le suivant est sol isohumique qui est un sol évolué marqué par la haute teneur en matière organique, situé en aval aux limites ouest de Bassin du Srou. Les vertisols sont un type qui se caractérise par une abondance d'argile rouge et une faible quantité d'humu, ce type est étendu sur la basse vallée du bassin du Srou. De plus, certains sols minéraux sont considérés comme un sol jeune qui sont formés par l'érosion, pauvres en matière organique, et sont situés dans le bas et le moyen bassin du Srou. Par ailleurs, les sols peu évolués formés par l'érosion, présentant un début de pédogenèse et contenant de la matière organique. Ce type constitue le plus abu sol nu de la région. Le sol fersialitique formé de différentes roches, calcaire, dolomie, grès, marnes et conglomérat, riche en silicate. Ce sol est situé sur la rive sèche de la rivière Srou (Figure. 14).

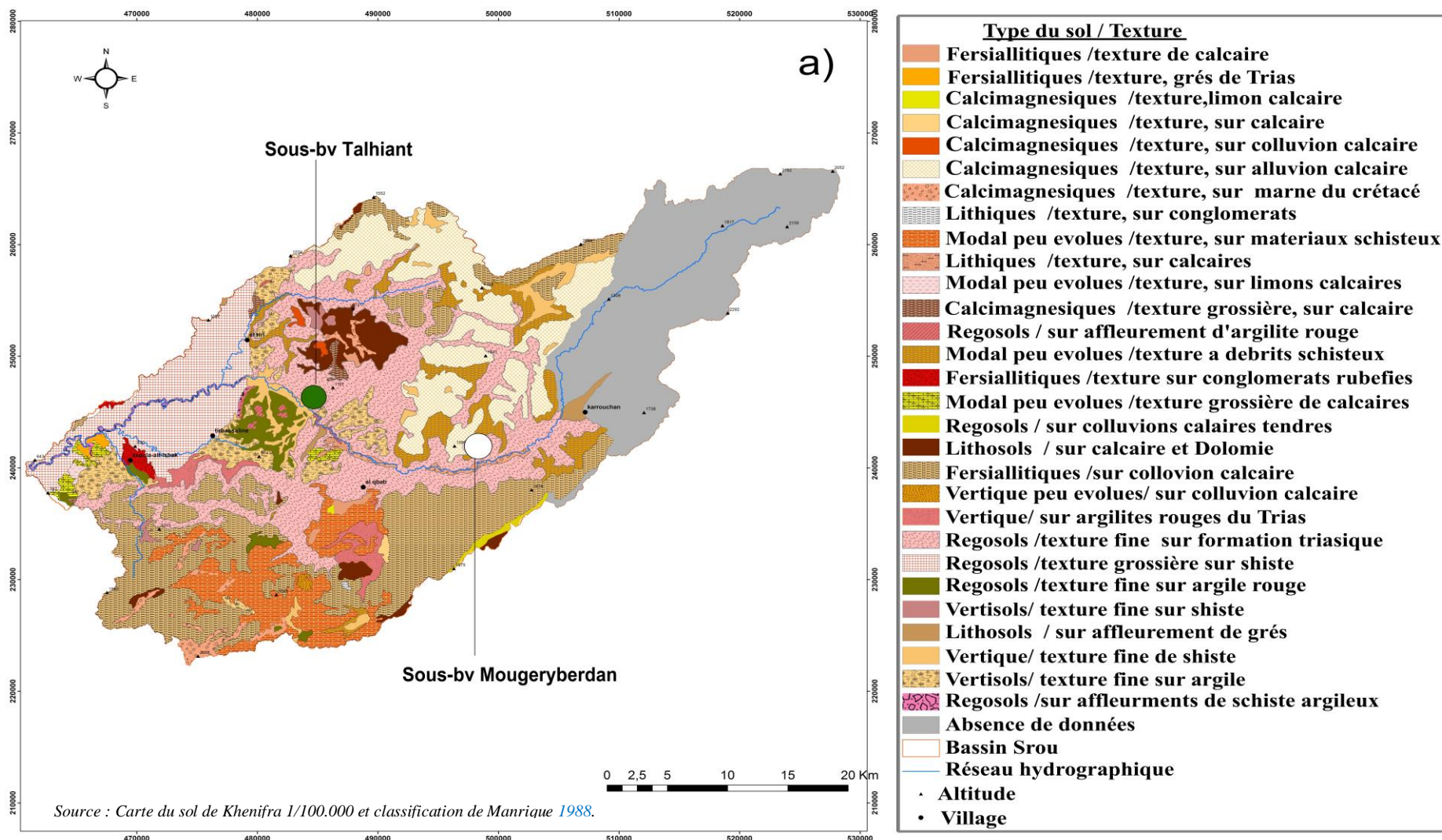


Figure 14: Type des sols dans le bassin de Srou

4.2 Distribution de types des sols dans les deux bassins représentatifs

La distribution spatiale des types de sols dans la zone d'étude est variable, comme le montrent les figures 25 et 26, le bassin de Talhiant contient environ cinq types de sols. Le type le plus important est le régosol qui occupe plus de 42%, il se caractérise par une accumulation d'argile rouge au milieu du bassin versant. Ce type est composé d'une texture fine sur la formation de trias, avec une profondeur de sol allant de profond à modérément profond. Des vertisols (20 %) et des sols alluviaux (29 %) se trouvent sur des schistes et des limons. Tandis que le sol calcimagnésique couvre une superficie de 2% avec une texture fine sur du calcaire, et peu profond et modérément profond. En amont du bassin versant, le sol lithique s'étend sur des basaltes doléritiques, couvrant 7 % du bassin versant (figure 25 et 26).

De plus, le bassin agroforestier est composé de quatre types de sols différents, qui sont principalement liés à la nature de la lithologie ainsi qu'à l'abondance de la végétation qui fournit la matière organique. Le type prédominant dans ce bassin versant est couvert par un sol calcimagnésique (62%) composé d'argile rouge et de basalte, situé dans la partie supérieure du bassin versant, ce type se caractérise par une accumulation intensive de matière organique en fonction de l'abondance de la végétation. La profondeur est de ce type est différente d'un endroit à l'autre liée au changement de pentes et de topographie. Le régosol (13%) et sols modaux (20%) se retrouvent dans la partie aval du bassin versant, ils sont caractérisés par une profondeur importante liée à la régression progressive des pentes. A l'exutoire des captages des sols lithiques (7%) sont localisés et formés d'alluvions et de limons du Quaternaire récent et ancien (figure 15 et 16).

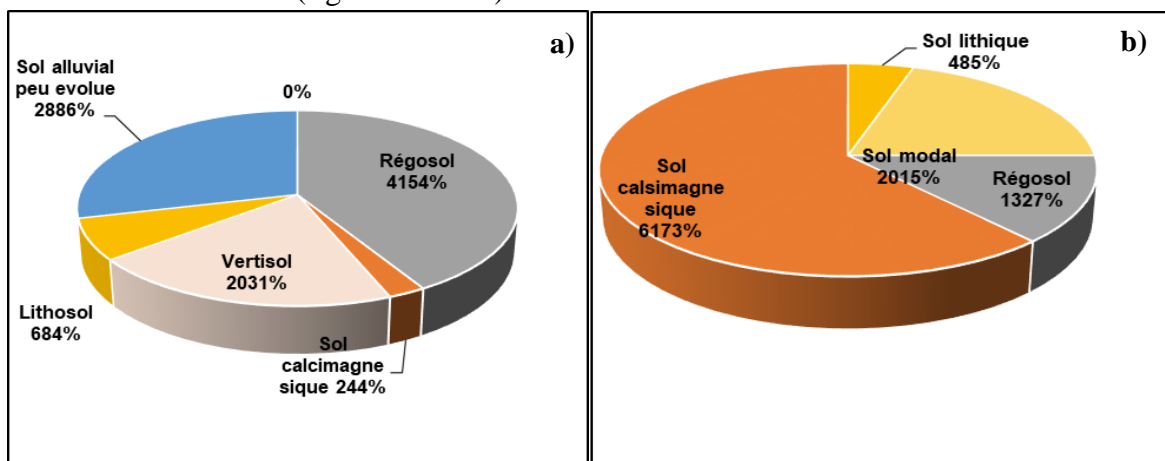


Figure 15: Distribution du type de sol aux deux bassins représentatifs de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b)

Source : Carte du sol de Khenifra 1/100.000 et classification de Manrique 1988.

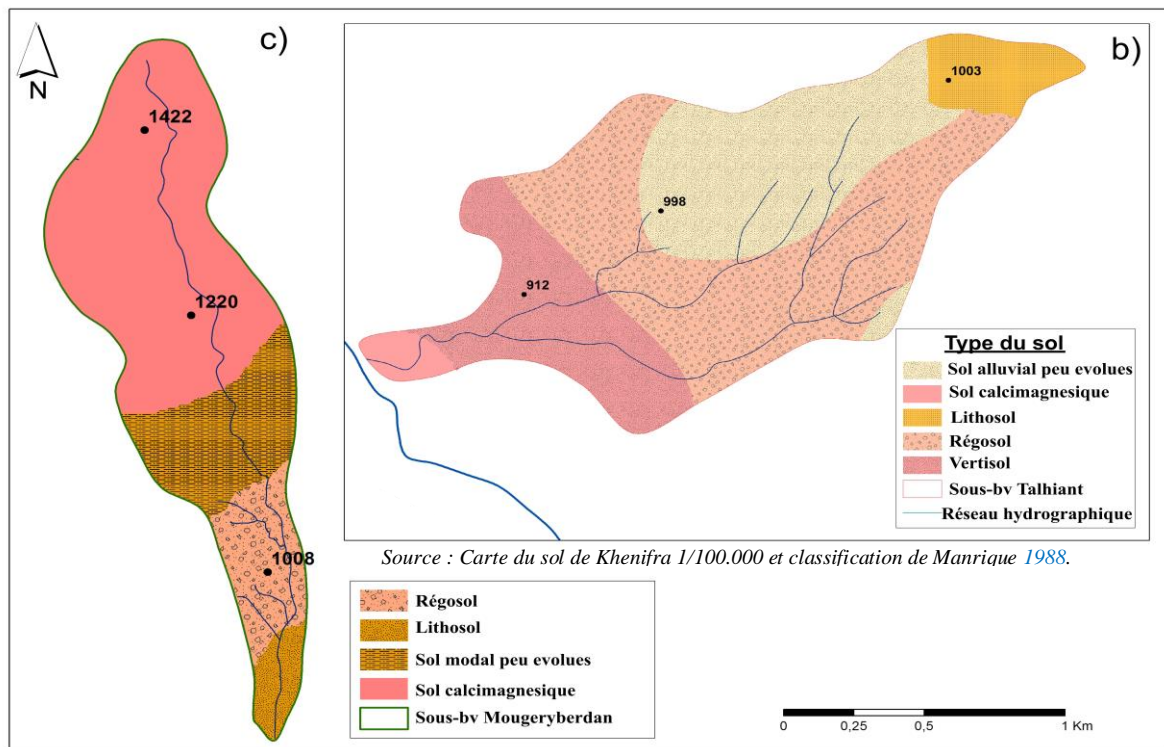


Figure 16:Type du sol et la texture dans les deux bassins c) Talhiant et b) Mougeryberdan

5. Réseau hydrographique

Les caractéristiques actuelles du réseau hydrographique dans le bassin de Srou résultent d'une longue évolution géomorphologique de l'espace. Les formations lithologiques se composent essentiellement d'argiles rouges et de marnes, ce qui favorise la génération d'un réseau hydrographique très dense (figure 17). Selon la figure ci-dessous, le bassin de Srou se caractérise par l'existence de plusieurs affluents et de petits sous-affluents qui alimentent le cours d'eau principal. Parmi ces principaux affluents, on note ; Chbouka, Tamharart, Azerezou... de North-Est, et Ichoua, Arguerou, Assif N Douna, Toumlil... de l'est.

Cette densité du réseau hydrographique favorise l'accélération du phénomène de l'érosion hydrique. On peut trouver les traces de l'érosion régressive sur les versants sous forme des ravinements et de badlands notamment dans le bassin expérimental de Talhiant notamment sur la rive gauche de l'oued Srou et aussi ses principaux affluents.

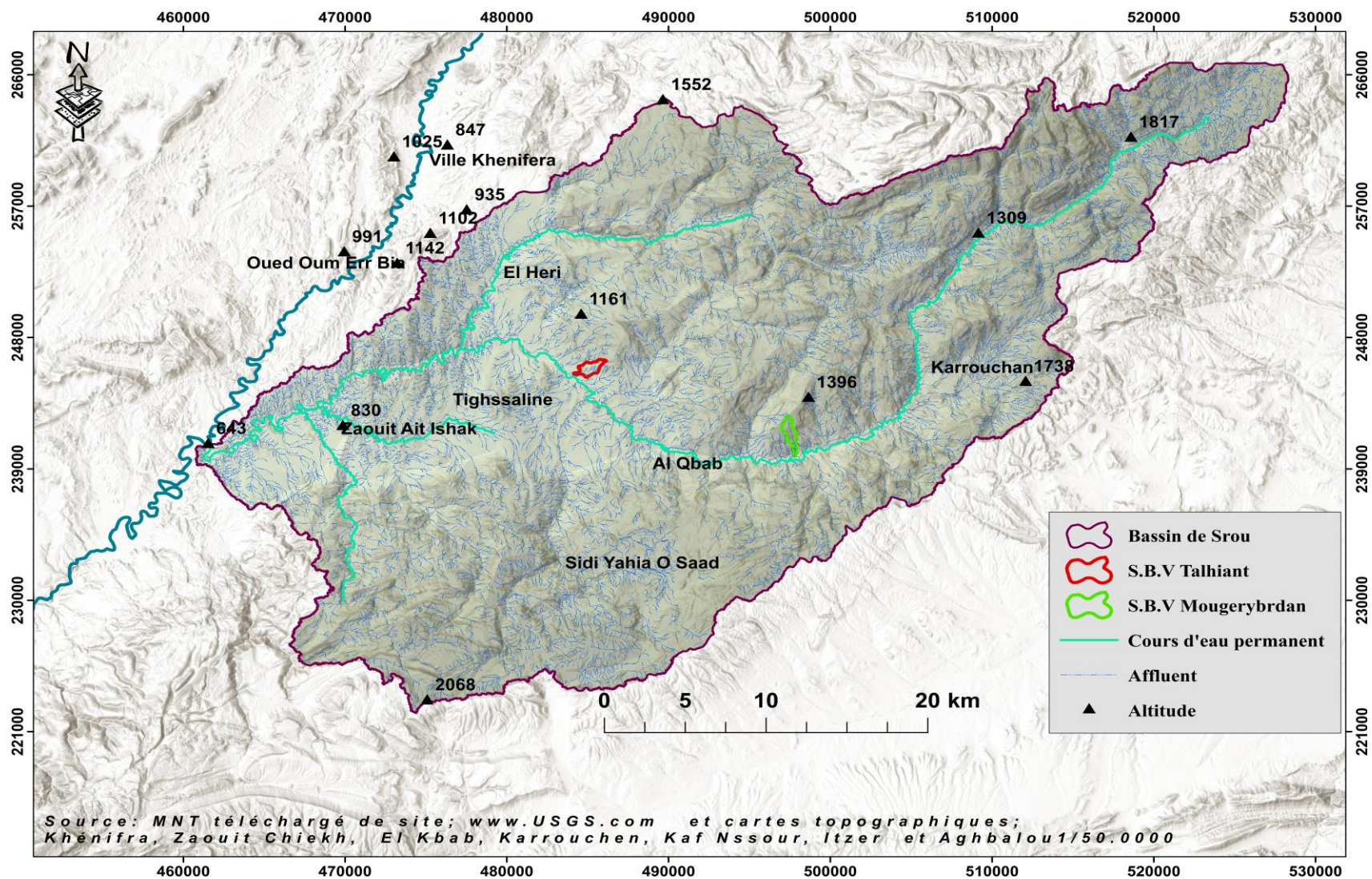


Figure 17: Distribution des réseaux hydrographiques permanents et secondaires dans le domaine d'étude

III. Climat et régime hydrologique de l'oued Srou

1. Climat global du domaine d'étude

Le climat est un facteur crucial qui intervient dans les processus d'érosion hydrique essentiellement à travers les précipitations qui sont à l'origine de l'érosion hydrique qui constitue le principal facteur de la dégradation des sols au Maroc. Ce facteur influence la génération de ruissellement sur les surfaces de la terre (El Ghachi, 2007).

Le manque de données dans le temps et dans l'espace et l'un des problèmes auxquels sont confrontés les chercheurs qui étudient les climats de montagne (Parish et al, 1999 ; Price et Barry, 1997). Les pluviomètres ont tendance à être peu nombreux et n'enregistrent pas de longues données climatiques. La rareté où la dispersion des stations est particulièrement frustrante dans la zone d'étude où il existe une grande hétérogénéité de l'espace au sein de ces petites zones. Dans notre cas, nous nous baserons sur les stations climatiques de El Heri et Tarhat pour faire un aperçu général sur le comportement climatique de la zone d'étude.

Dans la zone méditerranéenne, le climat s'étend dans la zone de transition entre le domaine humide d'Europe occidentale et centrale et la ceinture désertique aride d'Afrique du Nord, est caractérisé par des régimes de circulation alternés liés aux saisons sèches et humides tout au long de l'année (Dunkeloh et Jacobeit, 2003). Le Maroc, en tant que pays situé dans le sud-ouest de la région méditerranéenne, se caractérise par une forte variabilité interannuelle des précipitations, des régimes pluviométriques saisonniers, une sécheresse estivale et des précipitations intenses (Merheb et al, 2016). Les précipitations annuelles dans le bassin de l'Oum Er Rbia varient entre 1100 mm sur le Moyen-Atlas et 300 mm dans la zone aval du fleuve, avec une moyenne de 550 mm (Barakat et al ; USAID, 2010). Dans la zone d'étude cette variation pluviométrique est très claire, elle est associée essentiellement aux gradients d'altitude qui caractérisent le Moyen Atlas, ainsi qu'au changement de topographie.

1.1. L'échelle annuelle

L'objectif général de l'analyse des précipitations est de déterminer les variations temporelles, ainsi que d'extraire les informations climatiques globales sur la zone d'étude et de comprendre les modèles climatiques pendant 28 ans (1990-2017) dans la station climatique d'El Heri. Le choix de cette station repose sur sa proximité de la zone d'étude, située à environ 25 km du bassin de Talhiant, et à environ 35 km du bassin de Mougeryberdan. Comme le montre la figure n°18, la pluviométrie annuelle est relativement différente elle est impactée par une forte variabilité spatiale au cours de la période 1990-2018. La pluviométrie totale allant de 253,7 en 1999 à 1539 en 1995 mm. Par conséquent, la saisonnalité des précipitations dans la zone d'étude peut varier considérablement d'un bassin versant à l'autre. La figure est marquée par une grande irrégularité dans les quantités de précipitations due au caractère montagnard qui caractérise cette zone (figure 18 ; 19).

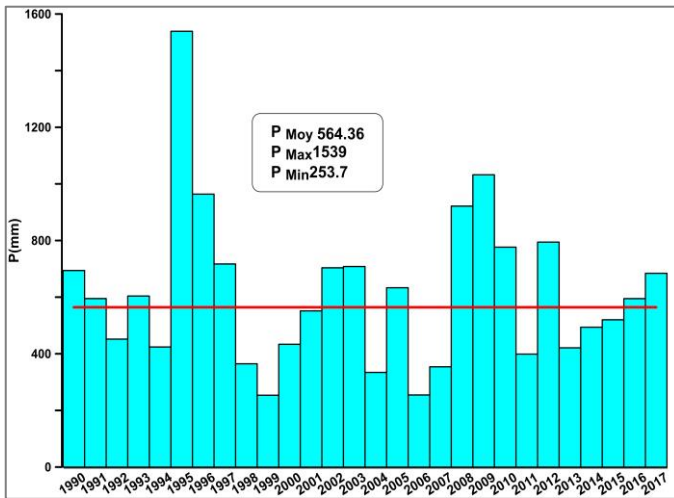


Figure 18: Précipitations annuelles comparées à la moyenne du pluviomètre El Heri 1970/2018. *Source: ABHEOR 2018*

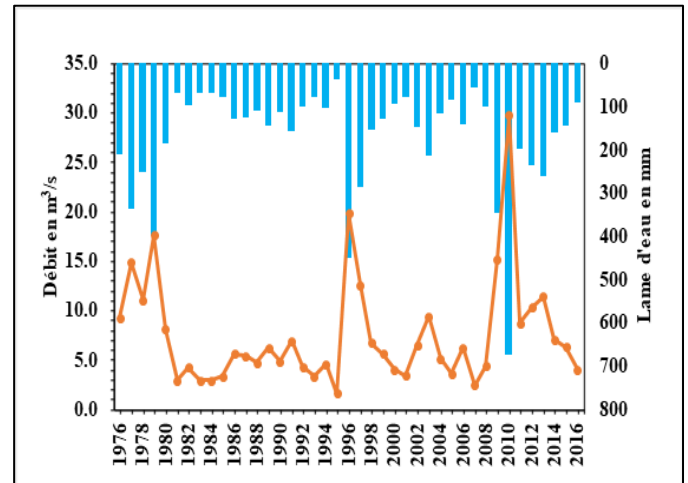


Figure 19: Précipitations annuelles comparées aux débits générés dans la station Chacha Mellah en aval du bassin de Srou. *Source : Ghadbane 2021.*

1.2. L'échèle mensuelle

L'objectif principal de la détermination des précipitations et des températures mensuelles est de comprendre les fluctuations et la variation de ces variables dans la zone d'étude. Il arrive souvent que les hauteurs des précipitations mensuelles soient relativement différentes et soumises à des variabilités spatiales. L'analyse de ces valeurs s'attache dans un premier lieu à définir les variations pluviométriques des périodes retenues.

L'analyse des précipitations mensuelles liées à la température moyenne ($^{\circ}\text{C}$) montre une importance variabilité au cours des 28 années étudiées. La figure ci-dessus montre les valeurs mensuelles enregistrées dans la station de Tarhat et El Heri. La température moyenne mensuelle est de $20,38^{\circ}\text{C}$ avec une moyenne des minimums de $9,9^{\circ}\text{C}$ en janvier et celle des maximums de $28,7^{\circ}\text{C}$. Les mois les plus chauds sont, juin, juillet, août, et les plus froids sont décembre et janvier avec une amplitude thermique annuelle égale à $9,2^{\circ}\text{C}$. Par conséquent, la variabilité thermique est assez prononcée dans la zone d'étude. Il permet une diversité biologique de la région (Figure 20 ;21). La température aussi influence l'écoulement à travers l'ETP qui va réellement dessiner les caractéristiques saisonnières hydrologiques.

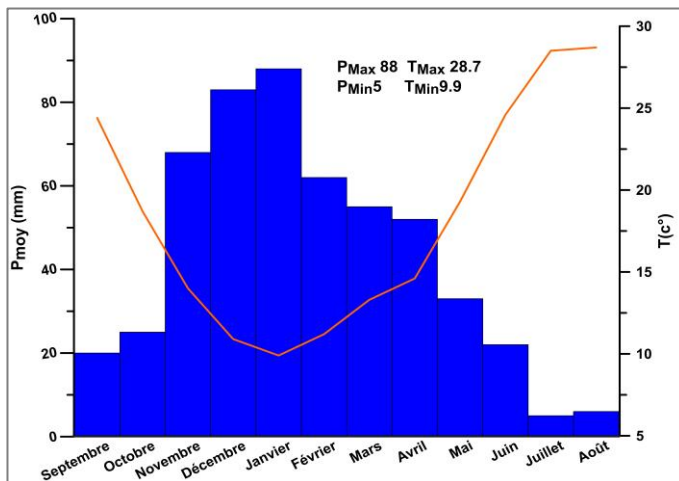


Figure 20: Précipitations moyennes mensuelles et les températures 1990/2018. *Source. ABHOER 2020*

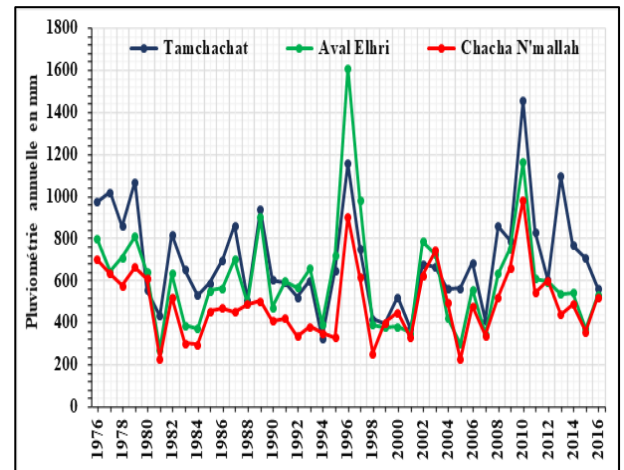


Figure 21: Pluviométrie annuelle à l'échelle de trois stations pluviométriques dans le bassin de Srou (1976-2016). *Source : Ghadbane 2021*

1.3. L'échelle saisonnière

L'hydrologie des bassins versants méditerranéens est fortement influencée par la distribution saisonnière des précipitations. Cependant, les régimes fluviaux de cette région ont une saisonnalité marquée qui est largement contrôlée par le système climatique et dans la plupart des bassins, les débits dominants se produisent en hiver, mais l'automne et le printemps le ruissellement est également important dans de nombreuses régions (Woodward, J. 2009).

Par conséquent, il est important d'étudier l'échelle de saison pour comprendre évidemment la variation et la dynamique de la génération de ruissellement au cours des différentes saisons. À l'échelle saisonnière, la distribution des précipitations montre clairement une bonne concentration de ces valeurs dans les saisons d'hiver et de printemps, l'hiver est la saison la plus pluvieuse avec des quantités moyennes de précipitations supérieures à 82 mm, en décembre, janvier et février et l'été est la saison avec le moins de précipitations (<11mm). La variabilité spatiale des précipitations au sein des deux bassins versants est très contrastée (figure 22).

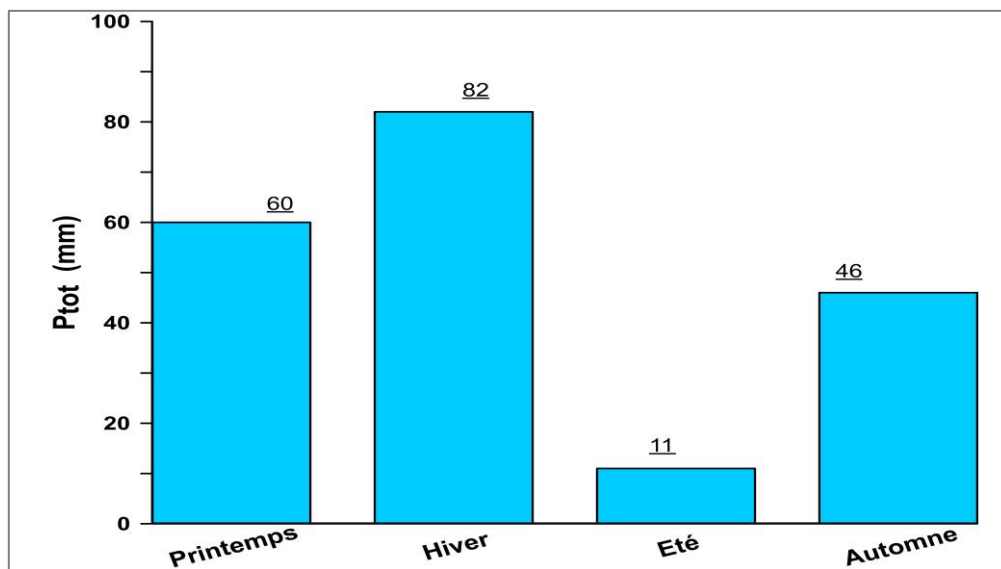


Figure 22:Répartition des précipitations moyennes à l'échelle saisonnière dans la station El Heri pendant 1970-2017. *Source : ABHOER 2018*

2. Régime hydrologique du cours d'eau de l'oued Srou

L'oued Srou est un affluent principal de l'oued Oum Er Rbia. Il constitue le principal cours qui prend naissance dans les montagnes de Sanwal à une altitude de 2300 m. la direction générale de l'écoulement est nord-est/sud-ouest. L'oued chbouka est son affluent principal se situe sur la rive droite. La figure ci-dessous présente le régime hydrologique mensuel sur trois stations représentatives (Station amont et aval de srou et station Chacha Mellah). Dans ce sens, ce régime est intra et interannuel. Selon la chronique étudiée, 7 mois étaient observés comme des basses eaux et 5 mois sont classés comme des basses eaux. Le régime d'écoulement est simple, composé de deux phases différentes ; phases des hautes eaux avec un minimum durant le mois février ou décembre, et autre phase des basses eaux avec un minimum allant de juillet et septembre (figure 23 et 24).

Une grande variabilité observée à l'échelle temporelle. Elle varie entre 0.12 durant le mois juillet et 1.80 m³/s au mois de février enregistré entre l'amont et l'aval de l'oued Srou. Les principaux facteurs de cette variabilité et contraste, sont l'absence des prélèvements, ce qui dû à la qualité saumâtre des eaux, aussi de la nature imperméable de la vallée de Srou dont les argiles rouges se concentrent (figure 23 et 24).

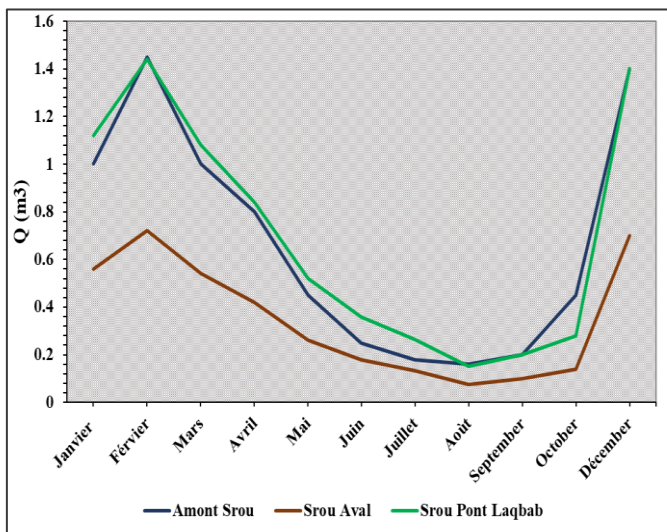


Figure 23: Variabilité mensuelle des débits de l'oued Srou. Source : *Ghadbane (2019) et ABHOER (2020)*

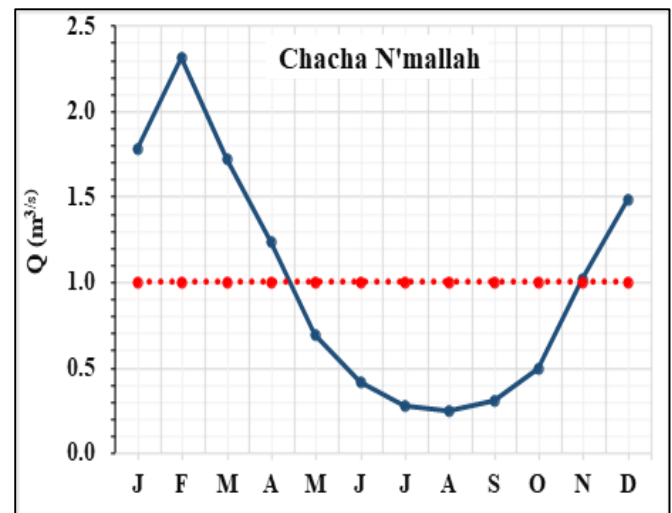


Figure 24: Variabilité des débits mensuelles dans la station Chacha Mellah. Source: *Ghadbane 2021*

IV. Cadre humain du domaine d'étude

1. Action anthropique et son influence sur le phénomène d'érosion hydrique

Dans la région de Srou, l'homme agit sur ce milieu à travers son activité, ses techniques et sa densité et sa croissance. Selon les résultats de recensement 2014, la densité moyenne de la population au niveau des villages et centres urbaines qui se localisent au sein du bassin de Srou ; est dépassé 42.3 hab/km². Le taux de croissance démographique annuel moyen entre 2004 et 2014 est de 0.2%. Par conséquent, cette densité est très élevée dans les zones agricoles, sur des zones généralement à pente faible à modérée et avec un climat favorable, ce qui influence la perte en sol et la dégradation de la productivité des terres. De plus, les activités de pâturage ont une influence considérable sur le phénomène de l'érosion hydrique. Elles exercent une pression sur les sols qui aboutissent à leur fragilisation à travers le surpâturage dans les zones agricoles et les espaces végétaux.

2. Dynamique de l'occupation du sol dans le bassin de Srou

Selon l'indice de NDVI (figure), l'occupation des sols dans la zone de Srou est spatialement très diversifiée. La couverture forestière s'étend au long de la vallée du Srou jusqu'aux les crêtes vers le nord et sud, aussi du haut et du moyen Srou qui délimitent le bassin séparé par les zones de culture. De plus, vers l'exutoire du bassin, la forêt est clairement dégradée. Elle se limite à la partie sud aux environs de la confluence du cours d'eau de Srou avec l'affluent de Chbouka, où se rencontrent également des arbustes d part et d'autre de la vallée du Srou jusqu'à son exutoire. La végétation est dominée par des espèces adaptées à la sécheresse. Elle s'agit de type sclérophytique à feuilles dures et petites (chêne vert, genévrier.). La végétation arborée est une composante du paysage qui a un rôle principal dans la fourniture de bois et la conservation du sol contre l'érosion. L'aval du Srou est une zone caractérisée par l'abondance des terres de culture et céréales, sur des altitudes dépassent 700m. les investigations du terrain révèlent une intensité des parcelles dispersées dans le bassin, qui sont fortement ravinées notamment sur les argiles rouges triasiques. Les zones de culture de grande taille s'étendent sur les versants moyennement élevés, au nord-ouest et au niveau zones plates ou faible pente et à côté des villages et les douars les plus peuplés.

Les sols nus sont observés sur des terrains à pentes fortes notamment sur les versants ravinés du bassin Srou, au milieu du bassin de la rive gauche vers Laqbab et rive droite vers le bassin de Talhiant.

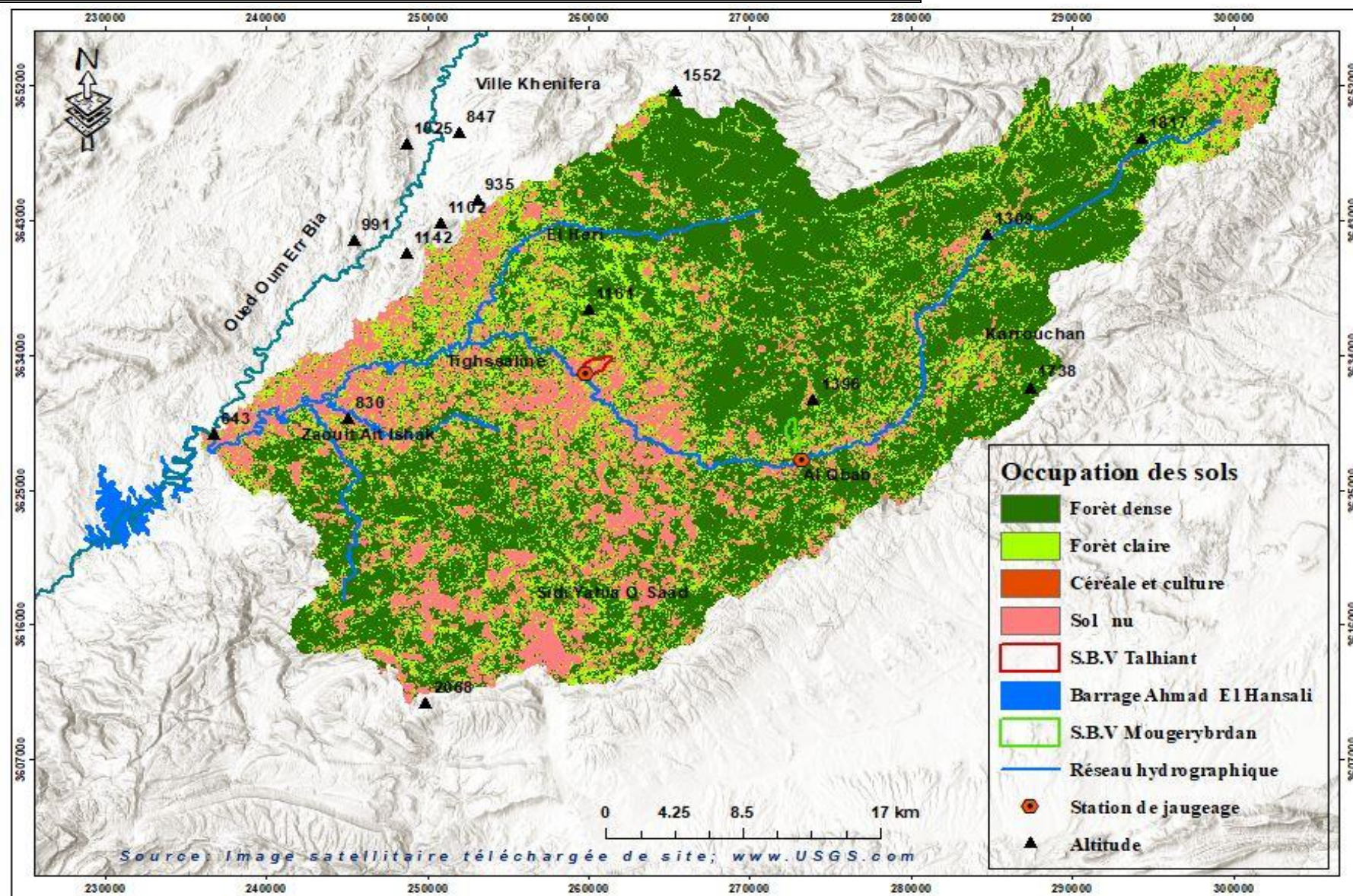


Figure 25: Carte d'occupation du sol de bassin de Srou

3. Etude de l'occupation du sol actuelle dans les deux bassins versants représentatifs

Les preuves de l'évolution des paysages et des systèmes socio-économiques dans le Moyen Atlas occidental ont été discutées. La dégradation progressive de la forêt a eu lieu au fur et à mesure que l'activité pastorale se développait et que l'agriculture irriguée s'étendait. Les indicateurs d'une telle évolution sont abondants et montrent le paysage et les changements environnementaux dans la région (Akdim et al, 2009).

La compréhension de l'histoire des utilisations des sols et les interactions homme-climat-environnement est essentielle pour évaluer L'érosion des sols et la réponse hydrologique aux futurs changements climatiques. Ceci est particulièrement important dans le Moyen Atlas du Maroc où la végétation actuelle est affectée par les activités de surpâturage et sensible à la variabilité climatique. Dans ce contexte, l'occupation des sols et la couverture végétale sont considérées comme le facteur le plus important : dépasser l'impact de l'intensité des précipitations et du gradient de pente (José M. García-Ruiz 2010 ; Thornes, 1990 ; Kosmas et al., 1997 ; Wainwright et Thornes, 2004). L'objectif général de la détermination de la dynamique actuelle d'occupation des sols dans la zone d'étude est d'évaluer l'influence de ce facteur à l'échelle du bassin versant et d'évaluer son impact sur la réponse hydrologique et sédimentologique. Concernant les utilisations des sols, Nombreuses études publiées dans la région méditerranéenne ont montré que la variation du ruissellement et de l'apport en sédiments dans les bassins versants sont attribuées à la couverture végétale et aux changements de gestion de l'utilisation des sols. (Kosmas, et al 1997, Douglas, 1969 ; Reed, 1971; Williams et Reed, 1972 ; Patton et Schumm, 1975 ; Newson, 1985 ; Bryan et Campbell, 1986).

Nombreux auteurs ont démontré que dans un large éventail d'environnements semi-arides, le ruissellement et la perte de sédiments diminuent de façon exponentielle à mesure que le pourcentage de couverture terrestre augmente (Elwell et Stocking, 1976; Lee et Skogerboe, 1985; Francis et Thomes, 1990). La végétation et l'utilisation des sols sont clairement des facteurs importants contrôlant l'intensité et la fréquence de la génération de débit et de ruissellement (Bryan et Campbell, 1986; Mitchell, 1990)

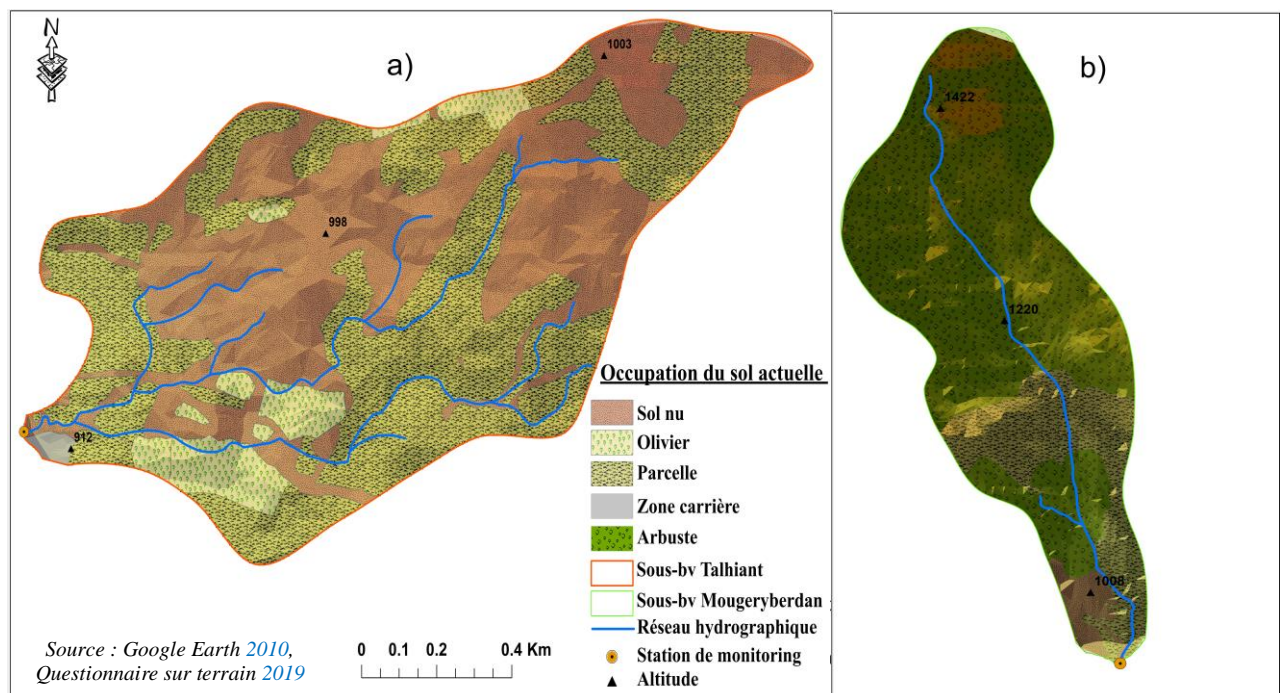


Figure 33: l'occupation du sol actuelle des deux bassins représentatifs de a) Talhiant et b) de Mougeryberdan

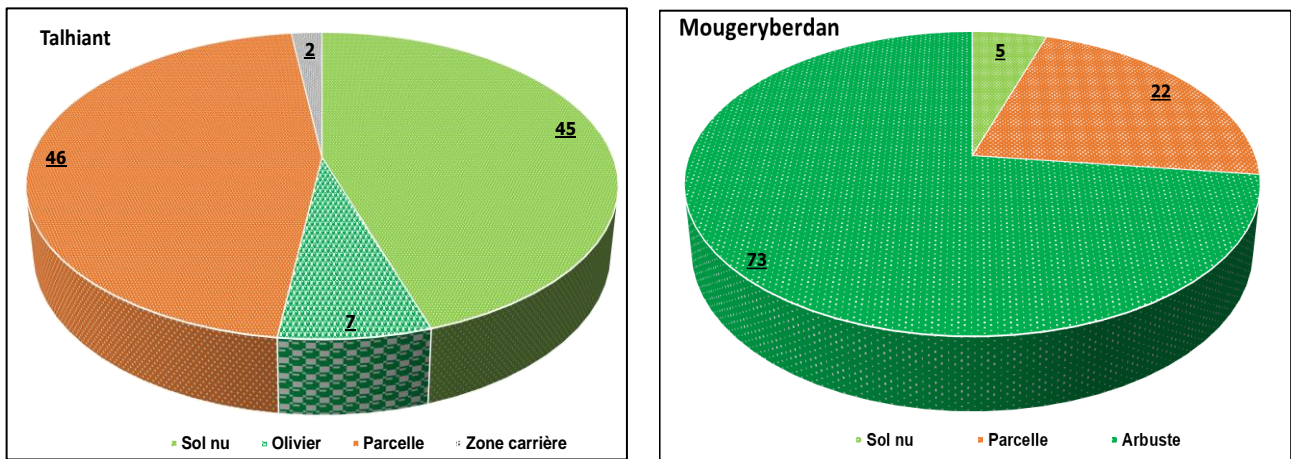


Figure 26: Distribution l'occupation du sol actuelle dans la zone d'étude

Comme le montrent les figures, les deux bassins versants représentatifs sont marqués par une régression du couvert forestier due à l'extension agricole, aux pâturages intensifs et à la déforestation. La coexistence de différents types d'utilisation des sols est confirmée par les divers types de gestion des ressources et les modes de vie humains qui coexistent encore dans le bassin versant du Srou. La comparaison entre les deux bassins versants montre une grande différence en termes des occupations des sols (Figure. 25 et 26). Le bassin versant de Talhiant se superpose à une grande variété d'usages du sol. Il représente une variété de paysages et sous un certain nombre d'utilisations des sols représentatives de la région montagneuse du Maroc, telles que les terres agricoles occupées par les céréales pluviales, les olives et certaines parcelles utilisées pour les cultures saisonnières. On constate que cette utilisation des terres peut grandement affecter le ruissellement et l'érosion des sols dans ce bassin versant (Figure. 25 et 26). Ce bassin versant est cultivé avec des cultures pluviales qui sont occupées plus de 40%, comme les céréales notamment le blé et l'orge. La rotation agricole s'effectue en plantant quelques cultures fourragères ou en laissant la terre un ou deux ans au maximum. Alors que les olives sont principalement limitées aux terres vallonnées avec des sols peu profonds, elles sont couvertes d'environ 7%. Le reste du bassin versant est occupé par des terres nues (45%), qui se composent d'abandons de terres agricoles et de zones non agricoles en raison de leur topographie la plus pentue et aussi des pertes de matière organique ((Figure 25 et 26).

Dans le bassin versant de Mougeryberdan, les 73 % de sa superficie sont couverts d'arbustes et de forêts dans la partie supérieure, et l'aire de repos est composée de parcelles (22 %) utilisées également pour les céréales pluviales et certaines parcelles sont irriguées par des sources et des puits. Ainsi, environ 5% sont des sols nus très pentues et difficiles à exploiter.

De ce fait, par rapport à l'évolution des usages des sols au cours des 15 dernières années, on constate que ce bassin versant connaît une déforestation importante en amont afin d'avoir de nouvelles terres agricoles. De plus, en aval, il a été montré le déclin des terres agricoles, qui est principalement lié aux problèmes de migration et d'érosion (figure. 25, 26 et 27). Cependant, les changements d'utilisation des sols au cours des dernières décennies ont été importants et rapides, et caractérisés par l'expansion de l'irrigation et de quelques nouveaux implants comme la vigne, l'amandier et l'olivier au détriment des céréales pluviales. Néanmoins, la culture des céréales est encore très répandue dans la zone d'étude.

4. L'évolution des utilisations des sols au cours des dernières années

La couverture végétale et l'utilisation des sols sont considérées comme des facteurs plus importants expliquant l'intensité de l'érosion des sols et le transport des sédiments, dépassant l'influence de l'intensité des précipitations et du gradient de pente (García-Ruiz, 2010, Thornes, 1990 ; Kosmas et al.,

1997 ; Wainwright et Thornes, 2004). Ce statut était évident à l'échelle historique, comme conséquence des grands changements de couverture terrestre liés aux croissances démographiques et économiques. Sans exception, la déforestation et la substitution des forêts par les cultures ou les prairies ont entraîné une augmentation spectaculaire de l'érosion des sols, entraînant le développement de ravines et des glissements de terrain peu profonds qui ont augmenté la charge sédimentaire dans les rivières et ont finalement contribué à la formation de nouvelles structures sédimentaires, notamment des terrasses fluviales, cônes alluviaux et deltas (García-Ruiz et Valero-Garcés, 1998 ; Beguería et al., 2006). Par la suite, les réponses hydrologiques et le transport sédimentaire ont été considérablement modifiées (Estrany et al, 2011, Sala, 2003). Ceci est évident dans la région méditerranéenne et particulièrement au Maroc. Au cours du 20^{ème} siècle, l'abandon des zones agricoles a prévalu dans les zones montagneuses, entraînant une réduction de l'érosion des sols due à la recolonisation de la végétation tandis que l'érosion en nappe, les canalisations et les ravinements ont affecté les champs abandonnés en région semi- aride (García-Ruiz, 2010). Cependant, il semble que les utilisations des sols soient apparues à différentes périodes suite à l'évolution globale du contexte montagneux dans le Moyen Atlas (Lamb et al, 1989). La plupart des types d'utilisation des sols sont apparus au siècle dernier. Dans les deux bassins versants contrastés, l'évolution des principales caractéristiques paysagères a montré la prédominance des cultures céréalières, fondées sur les précipitations et faciles à exploiter pour répondre au besoin humain d'alimentation ; l'apparition de certains implants tels que les olives ; la coexistence de l'agriculture et du surpâturage notamment dans le bassin du Mougeryberdan. Au cours des 15 dernières années, plus de 80 % du bassin versant du Mougeryberdan était couvert de forêts, récemment environ de 7 % de cette superficie a été déboisée par le surpâturage et l'expansion agricole. Les 20% restants du bassin versant, englobant les zones médiane et inférieure, sont entièrement couverts par différentes parcelles agricoles, ont été cultivés par des céréales en particulier l'orge et le blé. Dans le bassin versant de Talhiant, la superficie agricole était inférieure aux usages actuels des terres, où les champs nus occupaient une zone importante du bassin versant et cela était principalement dû au pâturage qui était la principale activité de la population dans la zone d'étude (figure 27)

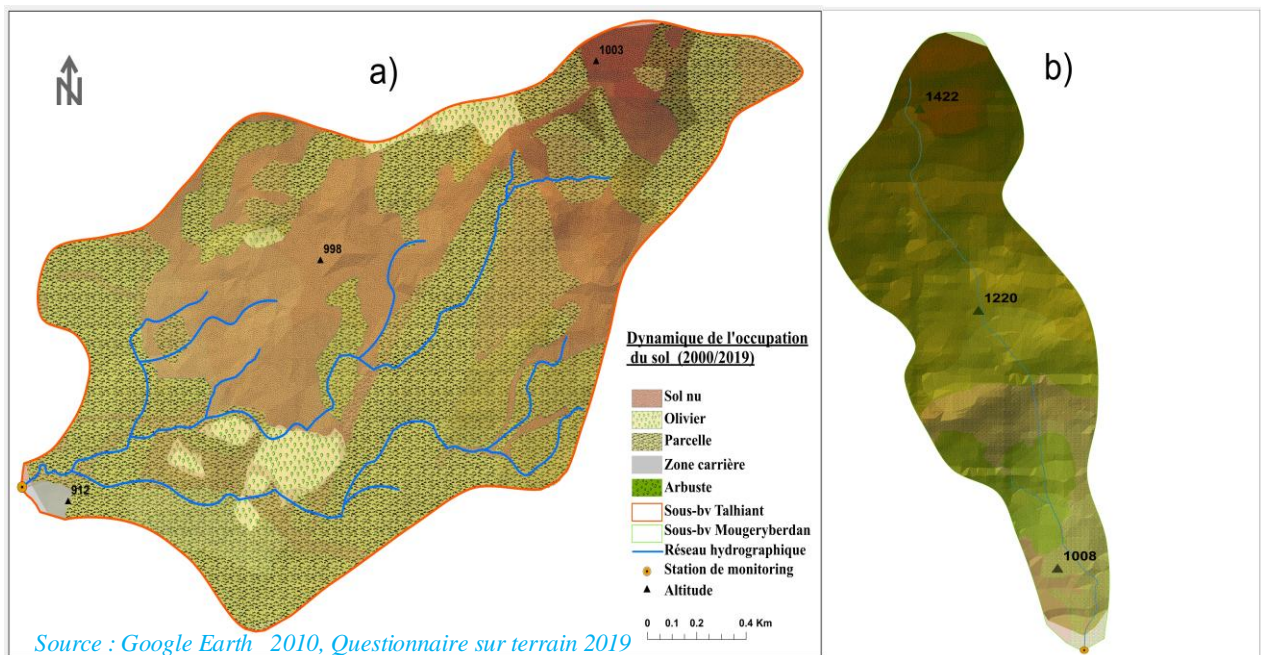


Figure 27: L'évolution des utilisations des sols au cours des dernières années (>15 ans) dans la zone d'étude (2000/2019)

Conclusion

Enfin, cette présentation a montré que le domaine d'étude comprend diverses caractéristiques naturelles et anthropiques. Les caractéristiques morphométriques et les systèmes de pente montrent une différence et un contraste importants entre les deux bassins versants étudiés. Dans ce sens, le bassin de Talhiant est caractérisé par un relief moyen, par contre le bassin représentatif de Mougeryberdan qui a une topographie étagée dans la partie supérieure, et des pentes relativement modérées en aval. Les observations de la géologie et de la lithologie ont indiqué une similitude entre deux cours d'eau et la différence ne subsiste que dans les proportions représentées par les types de lithologie dans chaque bassin versant. Les précipitations montrent une saisonnalité prononcée dans le grand bassin versant de Srou, avec une période pluviométrique allant d'octobre à mars. Au cours de cette période, la plupart des précipitations se produisent lors de quelques événements orageux intenses. Le régime hydrologique de ce bassin de Srou est irrégulier, se caractérise par une variabilité annuelle et mensuelle.

En termes d'occupation des sols, le bassin de Srou se caractérise par multiples types d'occupation des sols. Les deux bassins représentatifs sont fortement contrastés, car le bassin de Mougeryberdan représente plus de 73 % de la superficie forestière, tandis que Talhiant se considère totalement comme un bassin versant agricole. Par conséquent, ces contrastes sont très importants pour identifier et évaluer la génération de ruissellement et sa relation avec le climat, les précipitations, la couverture et les utilisations des sols dans les deux bassins versants représentatifs.

Chapitre.2 : Cadre conceptuel et méthodologique de l'érosion hydrique dans le bassin de Srou

Introduction

L'étude de l'érosion hydrique dans un bassin versant est conditionnée par la combinaison de différents facteurs. Selon Amboise (1999) les conditions imposées aux limites (forcages atmosphériques et climat), les conditions initiales (état hydrologique du bassin) les propriétés hydrologiques du milieu et leur variabilité ainsi que les caractéristiques géométriques (topographie et morphologie) déterminent à l'échelle d'un bassin les processus actifs, leur intensité et leurs interactions. La mesure des débits, pluies et la turbidité à l'exutoire d'un bassin versant permettent alors l'étude des hydrogrammes-variation du débit instantané en fonction du temps qui constituent la résultante des différents processus actifs de l'érosion sur les versants (Cosandey, 1990). L'installation de ce matériel fournit de nombreux renseignements sur le phénomène de l'érosion et aussi la réponse hydrologique et sédimentologique d'un bassin versant. L'objectif de ce chapitre se limite premièrement à mettre en scène le cadre conceptuel du phénomène de l'érosion hydrique en général. Dans le deuxième axe, on déterminera et on identifiera les différents matériels installés dans l'exutoire de deux bassins expérimentaux et aussi on mettra l'accent sur les méthodes et approches élaborées pour répondre à la problématique d'étude.

I. Vers une compréhension des processus de l'érosion hydrique

L'objectif de cet axe est de faire une synthèse conceptuelle rapide des connaissances actuelles, dans l'étude de l'érosion hydrique et aussi les processus du transport des sédiments en suspension, de la génération de l'écoulement, ruissellement, ainsi l'apport de l'unité du bassin versant dans les études hydro-géomorphologiques. Pour cela, nous évoquons un aperçu historique de l'évolution des idées sur les concepts de l'érosion hydrique. Aussi les principaux processus d'écoulement, le ruissellement et le transport des sédiments seront définis. Ainsi les facteurs contrôlant l'accélération de l'érosion hydrique sont d'une grande envergure.

1. L'érosion hydrique

L'érosion est un mot d'origine latin, dérive du terme *erodere* qui signifie ronger, le sens large du terme varie selon les spécialistes et leurs domaines d'application (Roose, 1994) on distingue l'érosion naturelle, géologique, ou lente et l'érosion accélérée ou anthropique. La dernière a vitesse de 10 à 1000 fois supérieure par rapport à la première. En effet, ces deux facteurs liés rendent les phénomènes d'érosion très complexes en termes de leurs causes, leurs processus et leurs considération et manifestations. L'érosion représente l'ensemble des phénomènes et processus (incision, transport et dépôt) qui contribuent, sous l'action d'un agent d'érosion à modifier les formes de relief que sont les sommets de plateau, les rebords de plateau, les talus, les corniches, les terrasses et les versants (FAO, 1998 et 2000). L'érosion des sols et la dégradation des ressources sont des phénomènes spatio-temporels très significatifs dans de nombreux pays méditerranéens notamment au Maroc (Zouagui & Bouchta, 2018).

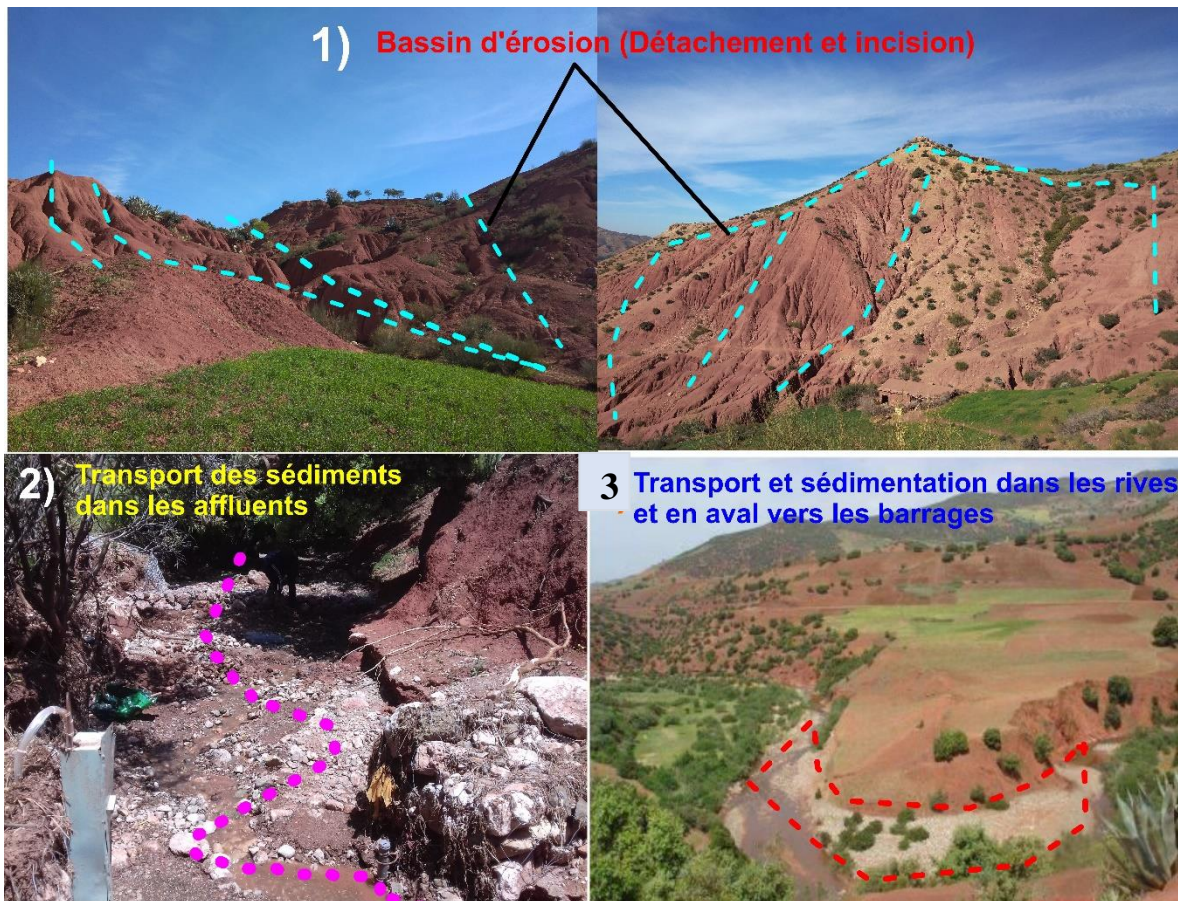


Figure 28:Photos sur la présentation des processus de l'érosion hydrique dans le bassin de Srou, 1) Incision et 2) transport et 3) dépôt. *Source : Photos prises en 2019*

2. Le processus de transport des sédiments

Le transport des sédiments est le deuxième processus de l'érosion hydrique, il prend deux formes bien différenciées : le charriage et la suspension. Le charriage présente le transport des sédiments plutôt grossiers sur le fond du lit par roulement ou saltation (charge de fond). La suspension est le transport des sédiments dans la masse du flot (charge en suspension) (Khaledi Darvishan et *al.*, 2019). L'évaluation quantitative du transport des sédiments est nécessaire pour déduire l'étendue et l'ampleur des problèmes d'érosion des sols afin de pouvoir recourir à des stratégies de gestion efficaces. Cependant, la complexité de ses facteurs rend difficile l'estimation globale et précise des processus de l'érosion hydrique (Xu et *al.*, 2008).

3. Le processus de l'écoulement

La conception hortonienne de la génération de l'écoulement repose sur la séparation de la surface du sol de l'écoulement de crue (caractérisé par un cheminement de surface) et de l'écoulement de sub-surface ; ce dernier pouvant alimenter l'évaporation et l'écoulement des cours d'eau en dehors des périodes de crue. Dans ce sens, cette séparation des écoulements, basée sur le dépassement de la capacité d'infiltration des sols, propose un mode de fonctionnement simple qui associe implicitement ruissellement superficiel et écoulement de crue (Cosandey, 1990). Le grand nombre de travaux de recherche menés depuis plus de 40 ans en hydrologie permet d'avoir aujourd'hui une connaissance assez complète des processus d'écoulement. Parmi les différents schémas décrivant l'ensemble des processus d'écoulement à l'échelle du bassin versant. Celui proposé par Amboise (1999) a été retenu en raison de sa simplicité et sa clarté (figure.29). Ce schéma se base sur la différenciation entre les processus actifs dans le versant et ceux présents en surface, et met également en avant l'ancienneté relative de l'eau

concentrée par chacun des processus (eau " nouvelle" précipitée : *event water*- eau "ancienne" préstockée dans le versant : *pre-event water*).

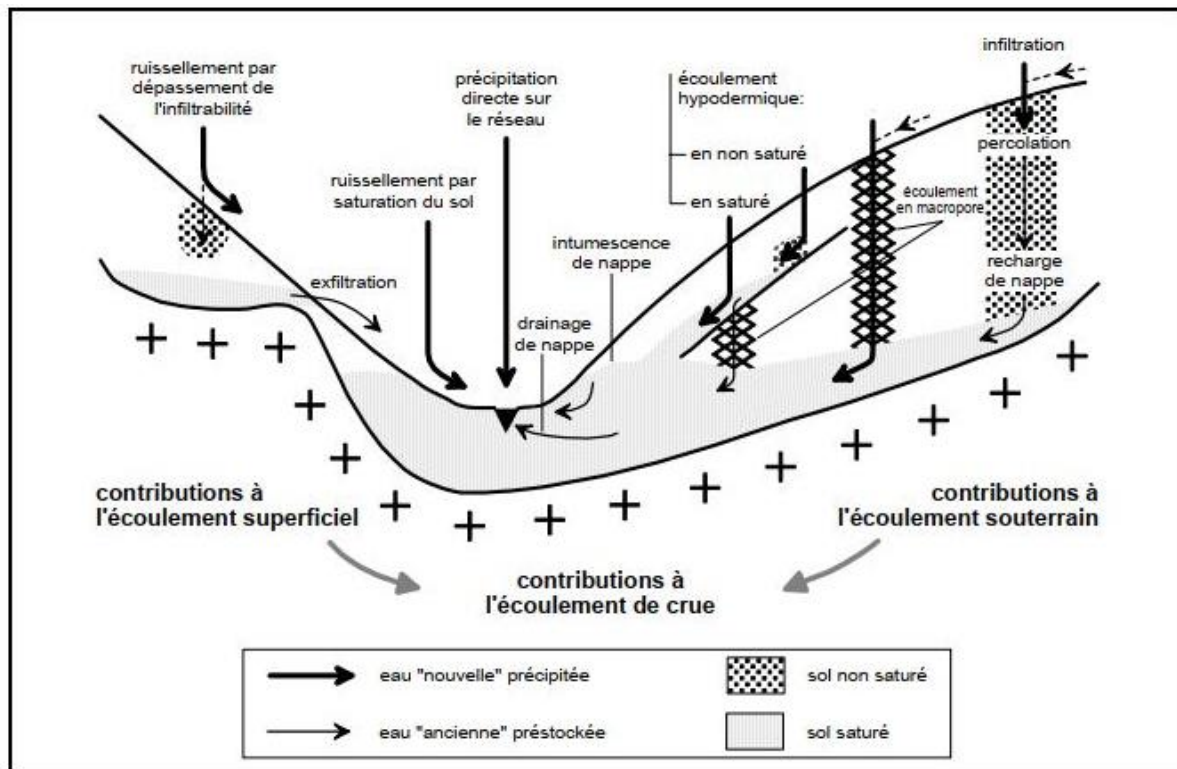


Figure 29: les processus principaux d'écoulement superficiels et souterrains et ancienneté relative de l'eau concernée (d'après Amboise, 1999) voir (Latron, 2003)

Les termes soulignés dans le texte font référence aux références aux processus apparaissant sur la figure 28 et 29 avec de plus en italique, le terme anglais correspondant. En général selon les figures, l'eau disponibles à la surface du sol tend toujours à pénétrer dans le sol par infiltration (*Infiltration*) sous l'effet de la gravité et du gradient de potentiel matriciel (Philip, 1969) dans le cas d'un sol non saturé. L'eau infiltre peut-être retenue dans le profil par rétention hydrique ou bien progresser plus en profondeur par percolation (*percolation*). Cette percolation essentiellement verticale peut entraîner une recharge de la nappe (*Groundwater recharge*) mais peut également être freinée ou interrompue par la présence d'un niveau moins perméable, pouvant favoriser le développement d'une nappe perchée (Bonell et Gimour, 1978). Dans l'unité du bassin versant, l'existence d'un niveau moins perméable favorise l'existence de gradients latéraux de potentiel hydraulique total, permettant un écoulement hypodermique (*sub-surface flow, interflow*) latéral (Weyman, 1973).

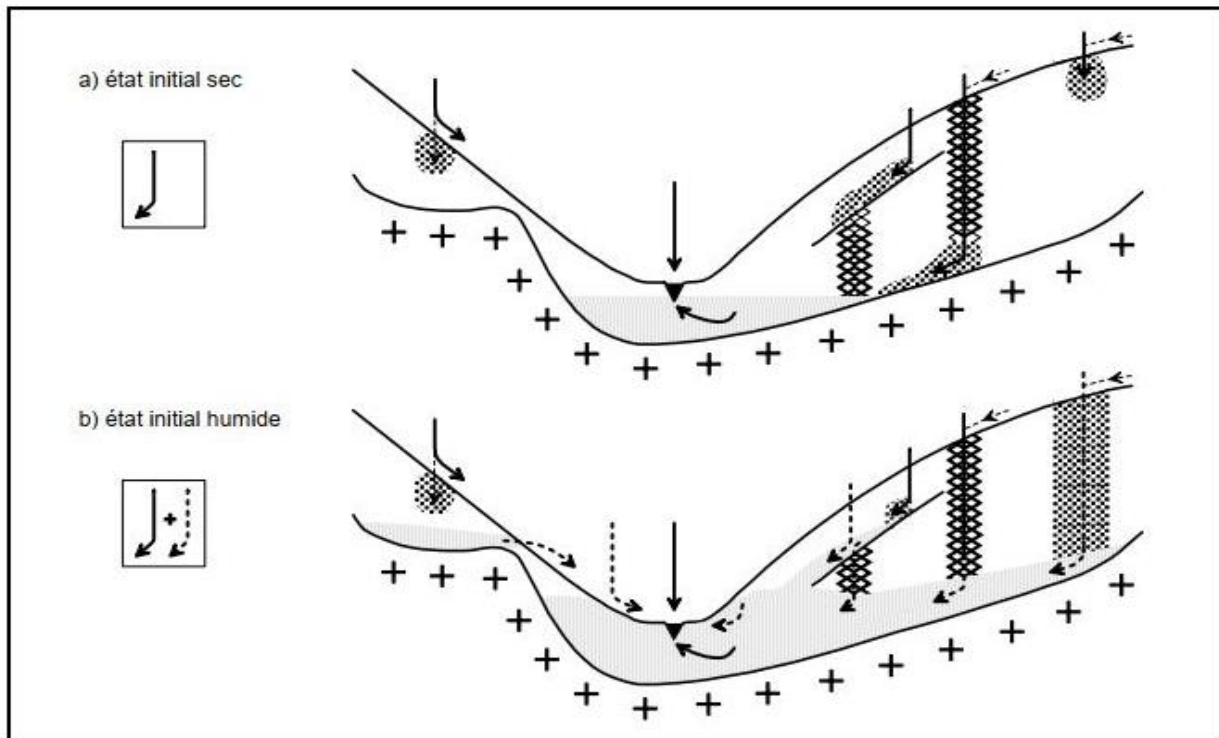


Figure 30: Influence des conditions initiales, sèches (a) ou humides (b) sur l'activation des processus d'écoulement (selon Amboise, 1999) voir aussi (Latron, 2003).

4. Le processus de ruissellement

La conception hortonienne de la génération du ruissellement (*Runoff*) désigne le phénomène d'écoulement des eaux à la surface des sols. Il s'oppose au phénomène d'infiltration (Capus, 1960). Ce phénomène se produit quand l'intensité des précipitations dépasse l'infiltration et la capacité de rétention de la surface du sol. Le ruissellement est un des moteurs de l'érosion hydrique : l'eau qui s'écoule entraîne avec elle des particules de terre et induit un risque de coulée boueuse et la formation de ravines sur les parcelles agricoles (Dune et black, 1970).

Le ruissellement est d'autant plus important que les terrains sont plus imperméables, le tapis végétal plus faible, la pente plus forte et les précipitations plus violentes. Le ruissellement se fait en nappe (aréolaire) dans le cas de ruissellement diffus ; l'arrachement des particules est sélectif, il est produit par le splash sur l'ensemble de la surface, le transport est faible et le dépôt reste proche sous forme de colluvionnement. Le ruissellement en rigoles apparaît lorsqu'il se concentre et acquiert un pouvoir d'arrachement suffisant pour mobiliser localement l'ensemble des particules. Il se forme d'abord de simples griffures, puis des rigoles décimétriques qui peuvent évoluer en ravines métriques (Anderson et Burt, 1978). Amboise (1999) signale que le ruissellement, de l'ensemble de l'eau libre et disponible, est d'abord diffus selon la microtopographie du terrain, puis généralisé lorsque l'épaisseur de la lame d'eau augmente, et tend généralement à devenir concentré vers l'aval dans un chevelu convergent de rigoles puis thalwegs.

5. Unité du bassin versant

Les progrès réalisés dans l'étude de l'érosion hydrique et la génération de l'écoulement et le ruissellement sont liés grandement à l'approche expérimentale utilisée en hydrologie et géomorphologie et notamment à l'utilisation du concept du bassin versant (par ex. Hewlett et *al.*, 1969). Dans ce sens, le bassin versant -surface drainée en amont d'un point définissant son exutoire- est en effet une unité fonctionnelle pour l'étude du cycle de l'eau (Amboise, 1994). Les concepts de bassin versant

représentatif et expérimental (BVRE), et traditionnellement utilisées en hydrologie et géomorphologie répondent aux définitions suivantes (Toebes et Ouryvaev, 1970) :

❖ **Bassin versant représentatif** : il présente des caractéristiques physiographiques et un fonctionnement hydrologique semblable à celles d'une région donnée. Il ne doit pas être soumis à aucune perturbation autre que celles éventuellement subies par la région, afin de pouvoir permettre une généralisation des résultats. Le bassin représentatif varie également au niveau de la taille entre 1 et 250 km², peut être éventuellement subdivisé en sous bassins homogènes (comparatifs) ne diffèrent que par une seule de leurs caractéristiques dans le but d'étudier l'influence hydrologique de cette caractéristique.

❖ **Bassin versant expérimental** : est un bassin de taille généralement plus réduite, dont les caractéristiques physiographiques (souvent le couvert végétal) sont volontairement modifiées afin d'étudier les conséquences hydrologiques et géomorphologiques de ces modifications. La modification est réalisée après une période de calage jugée suffisamment longue (Wilm 1949, Reinhart 1967), sur seul bassin, ou sur des bassins appariés (dont un seul est modifié), permettant un calage mutuel (Hewlett, 1982). Ces deux définitions sont toutefois le reflet de l'approche traditionnelle souvent empirique et purement comparative, utilisée en hydrologie avant 1960. L'ambiguïté des notions de représentativité ou de similitude hydrologique, rend nécessaire comme le suggère Amboise (1994) l'introduction de la notion de bassin versant de recherche (BVR) pour dénommer tout dispositif spécialement conçu et équipé pour l'étude détaillée du cycle de l'eau et des flux couplés. Le même auteur souligne qu'un BVR peut aussi être représentatif ou expérimental, mais qu'à l'inverse, tous les BVRE ne sont pas forcément des BVR.

Dans notre cas l'utilisation du bassin représentatif s'adresse aux critères de choix de ces bassins versants, par contre le concept du bassin expérimental, désigne les bassins équipés par des instruments de suivi dans les exutoires.

6. Le rôle des bassins versants dans la recherche scientifique

Malgré ses limitations liées en partie au manque de contrôle du milieu naturel (Amboise, 1994), l'approche des BVR est peu à peu reconnue comme essentielle pour l'étude et la modélisation de l'ensemble du cycle hydrologique en relation avec les processus de l'écoulement et du ruissellement (Hewlett et al., 1969 ; Dubreuil, 1989). Par leur rôle multiple de laboratoire du terrain, d'observatoire du milieu à long terme, de site de validation de modèles ou de méthodes et de lieu de formation (Leclerc, 1992 ; Amboise, 1994) les BVRE constituent aujourd'hui un outil indispensable dans l'étude et la gestion du milieu naturel. En effet, l'idée parfois admise selon, laquelle la simulation pouvait remplacer l'expérimentation de terrain, a été fortement critiquée (Hewlett et al., 1969, Philip, 1991) et l'obtention et l'analyse de données de terrain, bien que souvent peu valorisée (Grayson et al., 1992 ; Amboise, 1994), elle reste aujourd'hui essentielle pour progresser dans la compréhension des processus hydrologiques (Bonelle, 1993). DeCoursey (1991) affirme que parallèlement au développement des modèles, les études de terrain restent nécessaires afin notamment de vérifier que le modèle présente une description adéquate des processus et que les paramètres obtenus sont corrects et réalistes. Selon Amboise (1999), l'observation et les mesures sur le terrain ainsi que les efforts de modélisation sont indispensables et complémentaires, à condition toutefois d'être menés dès le départ en concertation.

En conclusion, il apparaît clairement aujourd'hui que les études hydrologiques et géomorphologiques modernes doivent s'appuyer nécessairement sur les BVRE en les utilisant comme une interface terrain-modèle. Ce rôle essentiel des BVRE est sans aucun doute lié à la simple raison déjà avancée par Hewlett et al (1969), que '*si l'on veut pouvoir gérer correctement les bassins versants il faut d'abord étudier les bassins versants*'.

II. Méthodes et Matériaux

Cette partie est divisée en deux axes, l'un va traiter les méthodes générales qui estiment et mesurent le phénomène de l'érosion hydrique à l'échelle mondiale. Le deuxième axe va mettre l'accent sur les multiples méthodes et approches utilisées dans cette thèse et qui visent à comprendre les processus hydrologiques, la dynamique sédimentaire et la génération de ruissellement dans les deux micros bassins versants expérimentaux.

1. Erosion hydrique et méthodes de l'estimation et d'analyse

L'érosion hydrique est un processus d'évolution régressive associé à une perte d'équilibre de la stabilité des sols. Différentes techniques et méthodes de suivi et d'évaluer ce phénomène sont affichées dans la figure ci-dessous. Dans ce contexte, pour mieux comprendre et situer la méthode adoptée dans ce travail, nous allons rappeler brièvement les principales méthodes de mesures et d'évaluation de l'érosion hydrique qui ont été utilisées (figure 31).

1.1. Description et observation directe :

Elle s'appuie sur la variation du niveau de la surface des sols et le suivi de l'évolution des profils à travers la comparaison de la profondeur des profils érodés avec d'autre avec une faible érosion. Cette méthode aussi met l'accent sur les conditions lithologiques topographiques, climatiques pour décrire le taux d'érosion. Mais ces techniques nécessitent beaucoup du temps, et ne manquent pas de précision pour l'évolution et la compréhension du phénomène d'érosion (Morgan 1986) (figure 31).

1.2. Photos aériennes et image satellitaire

Cette approche est utilisée pour cartographier les processus d'érosion, la délimitation des zones à risques d'érosion et aussi la mesure de l'évolution du ravinement sur les versants. Ces images ont une importance dans la détermination et le suivi de certains facteurs de l'équation de Wischmeier notamment les facteurs C et P (couvet végétal et Pratiques culturales) (Morgan et Nalepa, 1982). Cette méthode est difficilement applicable pour l'étude de l'érosion en nappe et aussi nécessite un nombre élevé de photos aériennes pour couvrir des zones de grande dimension ce qui limite un peu son utilisation. Au Maroc la rareté de ces images aériennes notamment dans les zones montagneuses comme le bassin de Srou handicap l'application de cette technique (El Mouatassime et al., 2019)(figure 31).

1.3. Modèles empiriques et physiques

Actuellement, avec le progrès de la technologie et l'apparition du SIG, plusieurs modèles étaient utilisés pour l'évaluation de la susceptibilité des sols à l'érosion, citant *USLE*, *RUSLE*, *WEP*, *EPM*, *SWAT*... Ces modèles se basent sur des relations empiriques et facteurs physiques qui accélèrent le phénomène d'érosion. Ils englobent l'intégration de terrain et la recherche expérimentale, reliant les pertes en sol aux différents facteurs d'érosion (Ahmadi et al., 2020) Leur avantage est qu'ils sont simples et pratiques, mais nécessitant la validation sur le terrain pour tester la crédibilité des résultats (figure 31).

1.4. Installation des instruments de suivi l'érosion hydrique

Contrairement aux méthodes précédentes dont les connaissances sur le phénomène sont nettement plus limitées et font ressortir la nécessité d'étudier sur le terrain. Dans ce cas, cette technique est très importante pour bien comprendre les différents processus de l'érosion hydrique. Dans la zone méditerranéenne, plusieurs auteurs (Annabi et al., 2017; Calvo-Cases et al., 2003; Ferreira et al., 2008; García-Ruiz et al., 2015; Liu & Han, 2020; Morgan, 2009; Nadal-Romero et al., 2015; Panagos et al., 2012; Raclot & Albergel, 2006; Yuan et al., 2019; Zuazo & Pleguezuelo, 2008) signalent que la compréhension de l'érosion hydrique nécessite la combinaison du travail de terrain à travers l'instrumentation des exutoires des bassins expérimentaux, la modélisation et le traçage des facteurs responsables sur l'érosion hydrique (figure 31).

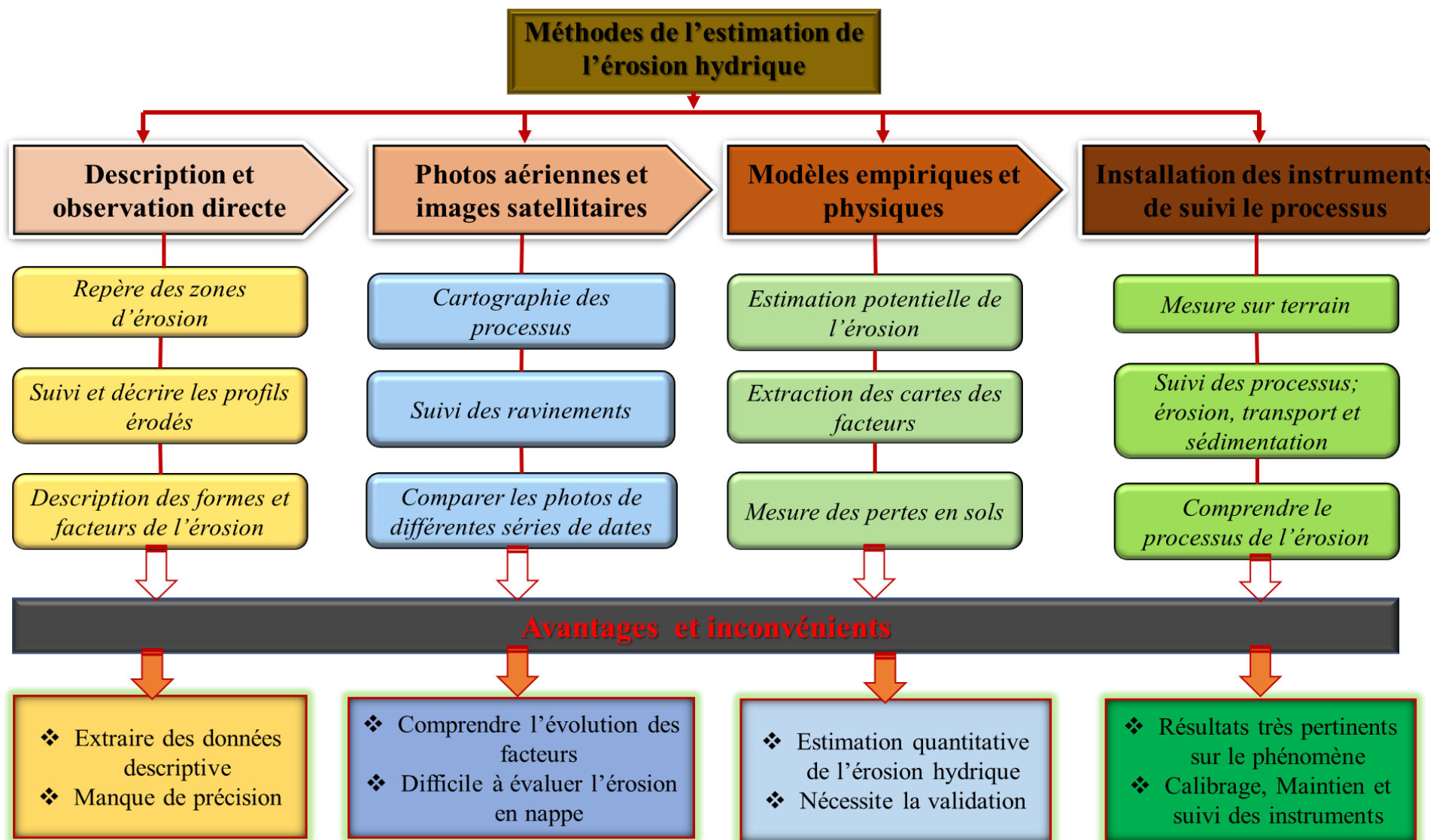


Figure 31: Méthodes d'évaluation de l'érosion hydrique

2. Mise en place d'un réseau de l'installation et de suivi de l'érosion hydrique

2.1 Installation deux station de jaugeages

Le travail du terrain est l'une des étapes les plus importantes dans les études de la géographie physique, car toutes les compétences géographiques sont utilisées pratiquement dans le travail de terrain pour obtenir, apprendre et appliquer les compétences d'échantillonnage, de collecte de données, de traitement de données, d'élaboration de questionnaires, de cartes, de techniques statistiques pour dériver les résultats, les capacités d'observation etc. Dans notre cas, le travail du terrain s'étend sur plusieurs phases à savoir : le choix des sites d'installation, la préparation de la section, l'installation et suivi et téléchargement des données (figure 32). Dans le cadre de comprendre le fonctionnement hydro-sédimentologique, la mesure de la hauteur d'eau et la matière en suspension (MES) ont été suivies dans l'exutoire des deux micros bassins versants expérimentaux ; Talhiant et Mougeryberdan. De plus, deux stations de jaugeages sont équipées pour surveiller et suivre la hauteur d'eau et le transport des sédiments qui ont été utilisés à chaque micro bassin versant.



Photos 6:Préparation des sections en aval des deux sous-bassins expérimentaux 2017.

Les deux stations de jaugeages sont installées aux exutoires des deux bassins étudiés, sont équipées par deux capteurs de pression et de température. Les capteurs ont permis l'enregistrement constamment du niveau d'eau. De plus, le transport de sédiments en suspension mesuré fréquemment depuis octobre 2017 aux deux stations de surveillance. Il est déterminé par un échantillonneur automatique (Rising Stage Sampler (RSS)) un boîtier avec sept bouteilles et une platine de 1 m installée à l'exutoire des sous-bassins étudiés afin de fournir plus d'informations sur la concentration de sédiments en suspension (CSS) et la dynamique fluviale dans la zone d'étude

À chaque station de surveillance, la turbidité est mesurée en continu par un capteur de turbidité relié à un enregistreur de données (*Campbellsci/PC200w*) qui enregistre les données toutes les 15 minutes et toutes les 24 heures. L'utilisation de la turbidité vise à étudier la dynamique du transport des sédiments en suspension et à améliorer la fiabilité des estimations de la charge de sédiments en suspension. De plus, les précipitations ont été mesurées avec deux pluviomètres installés dans deux sous-bassins expérimentaux du bassin du Srou (figure 32).

2.2. Mesure des pluies

La mesure des précipitations fait partie intégrante de la plupart des études hydrologiques. La connaissance de leurs caractéristiques (volume, durée, intensité, type, fréquence, variabilité spatiale et temporelle...) est essentielle dans de nombreuses études (Corbett,1967).Les précipitations constituent l'entrée principale d'eau dans le système du bassin versant, de ce fait leur mesure a constitué un des

points importants du dispositif expérimental, en raison notamment de leur forte variabilité spatiale et temporelle dans un environnement méditerranéen. L'instrument de base pour mesurer les précipitations est le pluviomètre. Dans les deux stations de surveillance, le pluviomètre servait à mesurer les données pluviométriques. Ces données enregistrées opérationnellement pendant 15 min. les deux stations de jaugeages étaient positionnées à 2 m au-dessus de la section transversale. Les pluviomètres installés verticalement à 1 m au-dessus du sol. Le diamètre du cône de réception est proche de 18 cm (surface de réception de 250 cm²). Les pluviomètres sont connectés au centre d'acquisition de données (Datalogger) qui enregistre le moment exact (Jour, Heure, Minutes, Secondes) de chaque évènement (figure 32).



Photos 7: Les deux stations de jaugeages installées dans les deux bassins versants expérimentaux en 2017- 2020



Planche de photos 9: Préparations des sections à l'exutoire du deux bassins expérimentaux (1,2,3) et préparations du matérielles pour la fixation sur terrain. Source : photos prise en 2017.

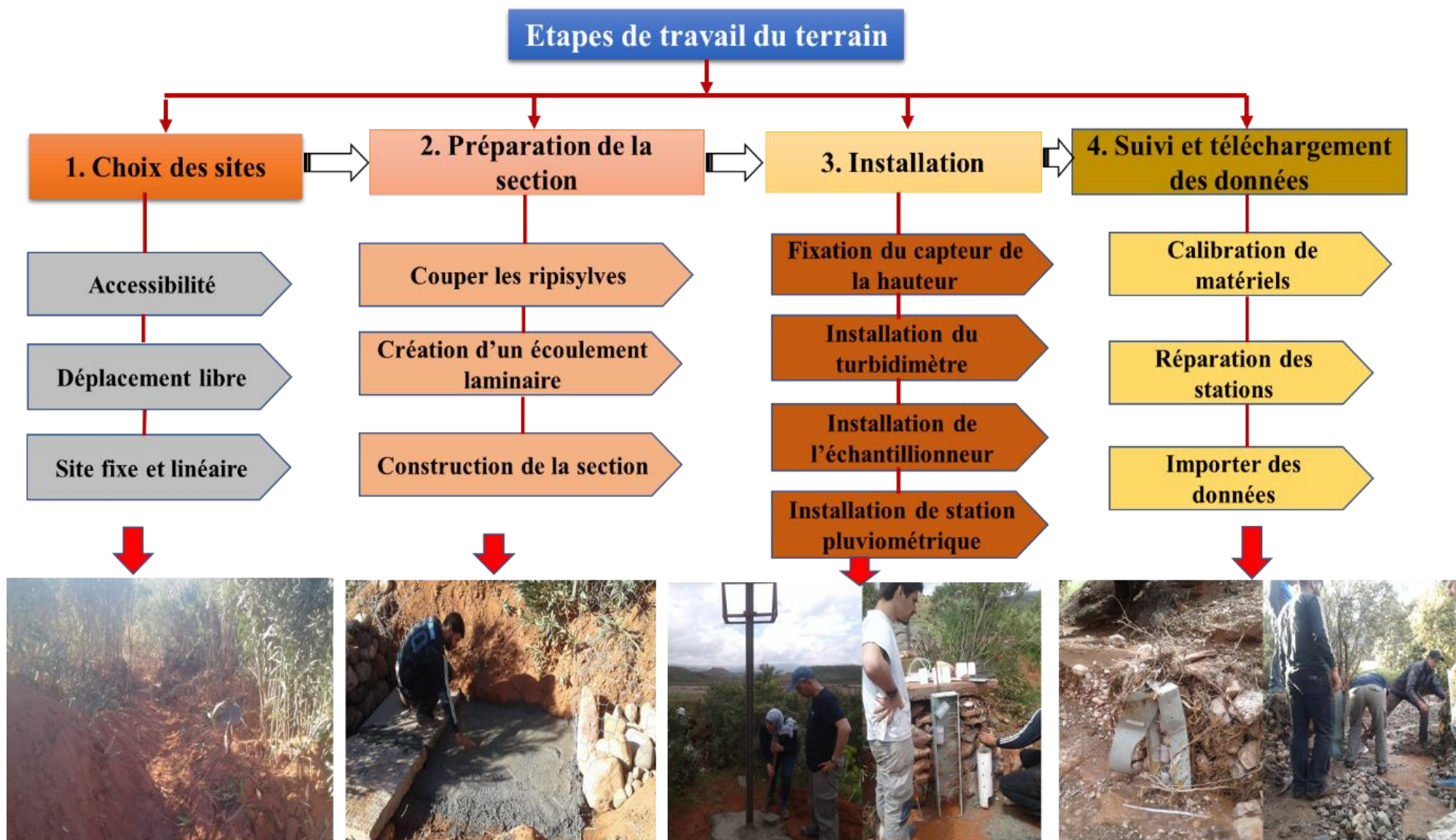


Figure 32: Différentes phases de travail de terrain (2017/2021).

2.3. Mesure de débit

Un effort important a été réalisé à l'occasion de ce travail afin d'améliorer et compléter la mesure des débits en exutoire de deux bassins expérimentaux. L'instrumentation utilisée pour la mesure des débits est présentée dans les photos ci-dessous. Dans les deux stations de jaugeages, la mesure du niveau d'eau permanente est faite par une sonde de pression, reliée par la même centrale d'acquisition de données (*Datalogger*) pour tous les instruments installés.

Ce niveau d'eau a été manipulé pour enregistrer les données à un intervalle de 15 min. l'emplacement de ce capteur de pression doit être face à l'échantillonneur pour s'assurer que cet emplacement ne générera pas d'onde qui accélérera le flux, et ce flux doit être laminaire. La transformation des hauteurs d'eaux aux débits se fait à travers plusieurs étapes :

1.2.1. Réalisation d'un MNT (DEM) par le Drone et la station GPS

Les drones ont atteint la maturité technologique qui leur permet de répondre à la plupart des besoins de l'information spatiale de très haute résolution spatiale et/ou temporelle (Feurer et al., 2018). Dans notre cas, l'objectif de cet instrument est de réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) de haute résolution (5cm), robuste et transférable et qui permette la production d'orthophotos de plusieurs gigapixels, donnant accès à des données spatiales 3D de résolution décimétrique sur des surfaces dépassant le kilomètre carré, notamment dans l'exutoire des deux bassins expérimentaux. Ce modèle a été créé par le logiciel *Photoscan* fourni par l'université des îles baléares (figure 33). Le modèle était calé par les coordonnées extraites de la station topographique GPS Leica. Les données fournies par le Dron et la station GPS sont utilisées pour mesurer le débit et extraire une courbe de tarage empirique.

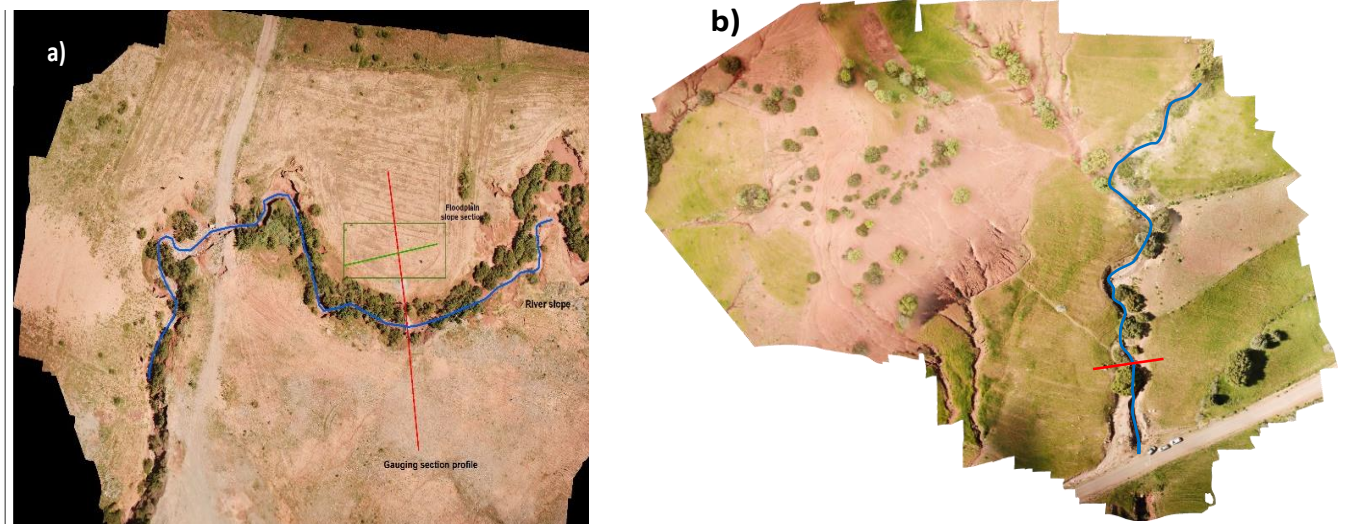


Figure 33: Présentation des Modèles numériques du Terrains (MNT) réalisées à l'exutoire par le Drone qui aident à mesurer le débit de deux sous bassins versant a) Talhiant et b) Mougeryberdan.

1.2.2. Création d'une courbe de tarage empirique dans les deux bassins expérimentaux

Après la disponibilité du niveau d'eau grâce à cet enregistreur de données, la méthode de Manning a été élaborée en l'appliquant à deux sections transversales de deux stations de jaugeages pour obtenir le débit. Pour appliquer cette méthode, il est nécessaire de prendre en considération les facteurs les plus importants qui affectent la sélection des valeurs du canal n telles que la taille et le type des matériaux qui composent le lit de la section transversale et la forme du canal. Cowan (1956) a développé une procédure pour estimer les effets de ces facteurs afin de déterminer la valeur de n pour un canal. La

valeur de n peut être calculée par :

$$n = (nb + n1 + n2 + n3 + n4) m$$

Où :

nb = valeur de base n pour un canal droit, uniforme et lisse en matériaux naturels,

n1 = correction de l'effet des irrégularités de surface,

n2 = correction des variations de la taille et de la forme de la section transversale,

n3 = correction des obstacles,

n4 = correction pour les conditions de végétation et d'écoulement,

m = correction pour le degré de méandre du canal

Le coefficient de rugosité a été mesuré voir George J. and *al* (1990), et la pente moyenne du gradient du cours d'eau en utilisant un équipement topographique (GPS Leica) le long d'une section de rivière longitudinale établie pour la station de jaugeage et deux MNT réalisés par le DRON (figure.34). Le logiciel WinXSPRO (Hardy et *al.*, 2005) a été utilisé pour analyser les données de section transversale du chenal du cours d'eau pour les paramètres géométriques et hydrauliques. Ce logiciel prend en charge quatre équations de résistance alternatives pour le calcul de la rugosité des limites et de la résistance à l'écoulement. Avec les sections transversales topographiques des canaux et la détermination du coefficient de rugosité n , *WinXSPRO* a été appliqué pour obtenir des valeurs de débits (Q) (Fortesa et *al* 2019). Il faut savoir que le débit obtenu lors des étiages permet de calibrer le coefficient de Manning pour finalement obtenir une courbe de tarage, mais il est obligatoire de modifier les paramètres de la valeur n durant les phases des crues et de nettoyer régulièrement les débris et la végétation dans les deux sections de jaugeages.

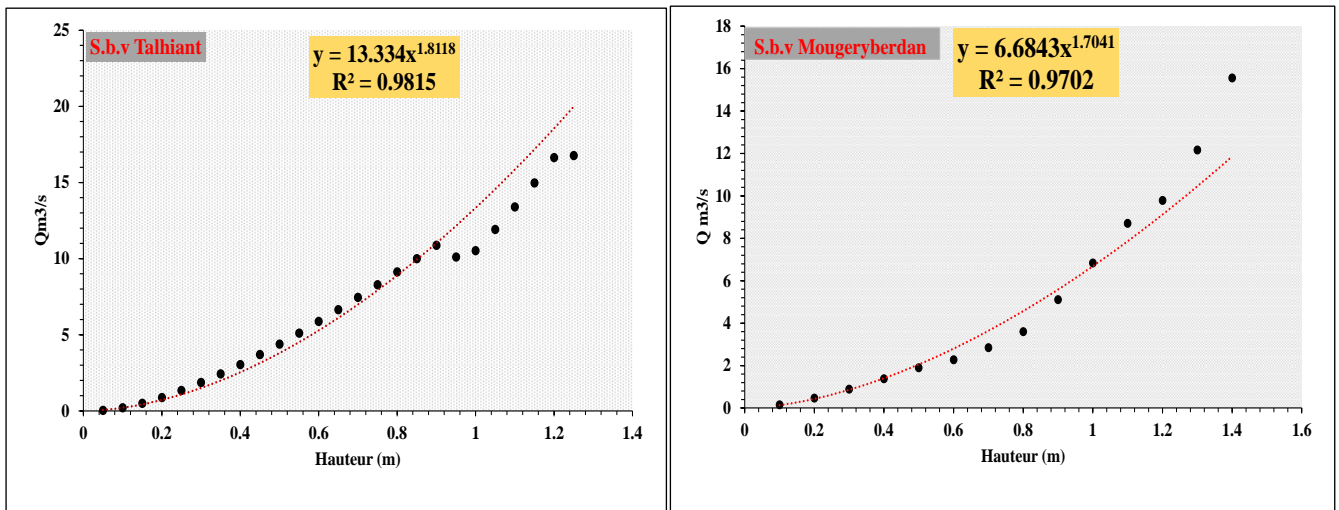


Figure 34: Création de la courbe de tarage empirique de deux bassins expérimentaux par le logiciel Winxpro.

1.3. Mesure du ruissellement

Le ruissellement est une partie des précipitations qui s'écoule sur les surfaces terrestres vers de plus grandes étendues d'eau. Le ruissellement est la fraction des précipitations qui se déplace à la surface ou à travers le sol vers les éléments d'eau de surface (par exemple, les étangs, les lacs, les ruisseaux, les rivières, etc.). Les composantes du ruissellement ont été extraites à différentes échelles par la méthode linéaire. Les techniques utilisées pour séparer les composantes du ruissellement sont nombreuses (Estrany, 2010 ; Nathan et McMahon, 1990), bien que toutes soient totalement arbitraires (Estrany, 2010 ; Latron et *al.*, 2008). Dans notre cas, le débit de base et le débit de pointe ont été séparés en utilisant un hydrogramme semi-logarithmique basé sur des segments de courbe de récession en ligne droite, pour extraire la ligne de composante de débit individuelle avec une pente ascendante constante commençant

au début de l'événement et tombant à la fin du deuxième segment de récession (Figure 35).

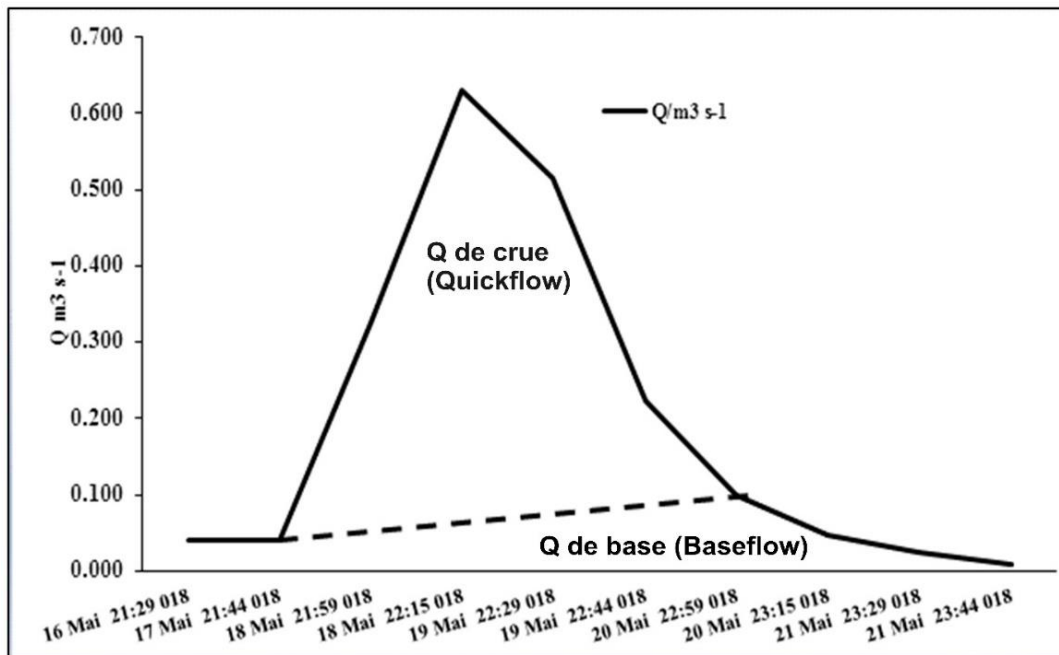


Figure 35: La séparation de l'hydrogramme de l'événement de crue s'est produite au premier mai 2018 sur le bassin versant de Talhiant

III. Travail de laboratoire : Etapes et objectifs

1. Création de données : Monitoring et mesure de la turbidité

La recherche a démontré qu'une caractérisation détaillée de la variation à haute fréquence et en particulier de la variation de la période des orages dans la concentration de sédiments en suspension, est essentielle pour l'évaluation précise du transport de sédiments en suspension (Olive et Rieger, 1988, Gippel, 1995). L'échantillonnage de l'eau à haute fréquence n'est pas pratique. Dans la plupart des situations, le capteur de turbidité in situ est de plus en plus utilisé pour fournir des enregistrements continus de la concentration de sédiments en suspension (Gippel, 1989, 1995 Wass et al., 1997 et Wass et poireaux, 1999). Dans les deux bassins versants, le capteur de turbidité est relié au *Datalogger* et mesure la concentration en eau et plus particulièrement les sédiments en suspension.



Photos 8: Capteur de turbidité (turbidimètre) installé en 2018.

2. Collecte des échantillons

Traditionnellement, la surveillance des rivières programmée pour documenter les flux de sédiments en suspension dans les bassins versants reposait sur la collecte manuelle d'échantillons d'eau, en utilisant une gamme de dispositifs d'échantillonnage (Wass et Leeks, 1999). Dans la zone d'étude, le modèle d'échantillonnage (Rising Stage Sampler (RSS)) utilisé pour prélèvement automatique d'échantillons, flux intermittents sur des sites éloignés ou difficilement accessibles, qui sont visités et collectés après chaque événement. Considérant que le moyen le plus efficace et le plus direct d'obtenir des échantillons de sédiments en suspension est l'échantillonnage manuel de la rivière et le moyen le plus simple de collecte manuelle des sédiments en suspension. C'est un simple conteneur équipé de sept bouteilles et de tubes d'admission et d'échappement, utilisé pour obtenir des échantillons de sédiments en suspension automatiquement (sans attention immédiate) lorsqu'une surface d'eau monte pour la première fois à un stade sélectionné.

Les composants pour faire cet échantillonneur sont

- ✓ Une boîte métallique d'une longueur de 1 m et largeur de 22 mm.
- ✓ 7 flacons (500 ml) avec deux trous au-dessus.
- ✓ Tubes pour enterrer l'eau dans les bouteilles et pour l'évaporation.



Photos 9: Composants de l'échantillonneur (RSS) automatique

3. Traitement et filtrage des concentrations en sédiments

L'objectif du travail de laboratoire est de déterminer la concentration des sédiments en suspension par la méthode de filtration. Le processus de filtration est généralement une phase essentielle dans la conception de l'échantillonnage de l'eau des rivières. L'étude est basée sur les mesures instantanées des débits liquides et des concentrations réalisées au laboratoire de la géomorphologie à faculté des lettres et sciences humaines.

Les sédiments filtrés sur papier-filtre sont ensuite séchés à l'étuve pendant un intervalle allant de 30 à 60 minutes à une température de 105 °C. Ramenée à l'unité de volume (1 litre), cette charge est attribuée à la concentration en suspension instantanée véhiculée par les deux affluents en g/L. La cadence de prise des mesures varie selon l'ampleur de l'événement. En période de crue, les prises sont intensifiées jusqu'à des intervalles de temps d'une heure ou même de 30 minutes en fonction de la vitesse de l'augmentation des débits liquides.

Les échantillons collectés sont filtrés en se basant sur les étapes suivantes :

- Mélanger l'échantillon

- Utiliser environ de 20 à 100 ml de chaque échantillon selon la quantité de bouteilles
- Assembler la filtration avec un papier filtre propre
- Placer le papier filtre dans un four à 105° environ d'une heure ou plus jusqu'à ce que les sédiments soient secs.
- Marquez le papier filtre avec un crayon et pesez (g) avec précision à l'aide d'une balance analytique.
- Mesurer la conductivité, la résistivité et le PH pour chaque échantillon.
- Calculer la concentration de sédiments en suspension (SSC) en utilisant une formule différente.



Photos 10: Filtrage des échantillons en laboratoire (2017-2020)

4. Mesure de la charge sédimentaire

La mesure des sédiments fait référence à la détermination de la concentration de la matière en suspension pour obtenir ensuite la charge sédimentaire en suspension (Q_s) par échantillonnage ou suivi in situ des sédiments à l'exutoire des deux bassins versants contrastés.

Les objectifs de la mesure des sédiments, cependant, sont considérablement divers. Parmi eux, quelques-uns servent à déterminer le degré d'érosion des sols ou à effectuer un bilan sédimentaire (Gao, 2008, Walling, 1974 ; 1988 ; Paustain et Beschta, 1979 ; Rowe, 2001; Peart et coll., 2005; Sui et al., 2005), pour étudier la dynamique des sédiments (Gao, P. 2008, Rieger et al., 1988; Hudson, 1989; Huggitt et Lu, 2000; Krishnaswamy et al., 2001; Old et al., 2005) , pour explorer l'effet d'une source de sédiments particulière, telle que l'érosion des berges, un glissement de terrain ou une éruption volcanique sur la charge sédimentaire (Gao, P. 2008, Skau et al., 1980; Prestegaard, 1988; Laubel et al., 2000; Major , 2001), pour comprendre le transport des contaminants et des nutriments (Milhous, 1982; Thomas, 1988; Conrad et Saunderson, 2000; Langlois et al., 2005; Neal et al., 2006), et pour étudier l'effet de la zone riveraine ou la végétation sur la sédimentation dans le chenal (Ghadiri et al., 2000; Steiger et al., 2001; Nicholas, 2003). Dans notre cas, le but de la mesure sédimentaire est généralement d'identifier les flux sédimentaires et de comprendre la dynamique temporelle en relation avec la génération de ruissellement en comparant les deux bassins versants représentatifs. La réalisation de tous ces objectifs dépend principalement de l'estimation précise du transport sédimentaire (Walling, 1977), qui est fondamentalement contrôlée par la qualité des données sédimentaires collectées bien qu'il soit nécessaire d'entreprendre des mesures pour obtenir des données représentatives à une gamme d'emplacements spatiaux et à diverses échelles temporelles dans un bassin versant. Le développement d'une stratégie d'échantillonnage/surveillance qui inclut toutes les sources de sédiments possibles est souvent peu pratique et irréaliste (Collins et Walling, 2004). Par conséquent, diverses techniques ont été développées

pour obtenir des données sur les sédiments en suspension avec différentes intensités (Wren *et al.*, 2000). Dans ce contexte, la technique utilisée pour mesurer le transport sédimentaire dans la zone d'étude est une mesure directe par suivi et échantillonnage des sédiments à l'exutoire des deux bassins étudiés.

5. Extraction de la charge et le bilan de sédiments

Après le filtrage des échantillons, pour calculer la concentration en sédiments (CSS) de tous les échantillons, on a utilisé l'équation suivante ; $CSS = [(Dw - Iw) \cdot (1 \text{ litre}/V)]$ où CSS est la concentration de sédiments en suspension ($g \text{ l}^{-1}$) ; Dw est le poids du filtre sec ($g \text{ l}^{-1}$) ; Iw est le poids initial du filtre ($g \text{ l}^{-1}$) et V est le volume d'eau filtré en litres. Ensuite, les résultats obtenus de CSS dérivés de ces échantillons ont été utilisés pour calibrer le capteur de turbidité dans une gamme de 105.50 à 767.01 $g \text{ l}^{-1}$ ($n=9$; $R^2=0.7838$) au bassin de Talhiant (figure 36) et une gamme de 0.5 à 388.50 $g \text{ l}^{-1}$ ($n=9$; $R^2=0.9145$) au bassin de Mougeryberdan (figure 37). Par la suite les résultats de CSS transformés en tonne pour extraire la charge sédimentaire (t) et divisé sur la superficie du bassin versant pour avoir le rendement et le bilan sédimentaire en t/km^2 .

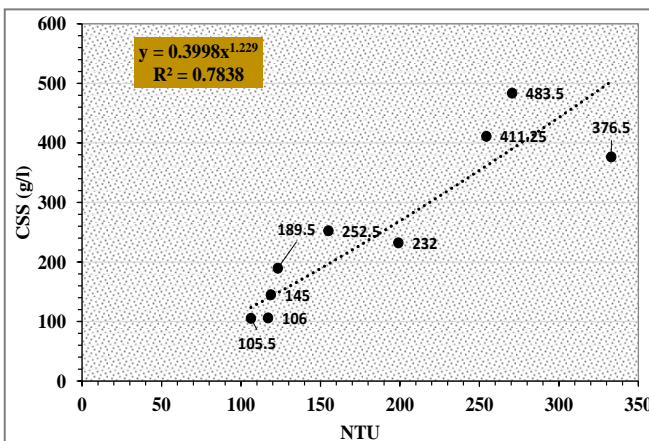


Figure 37: Corrélation des données de la turbidité (NTU) et les échantillons collectés dans le bassin de Talhiant

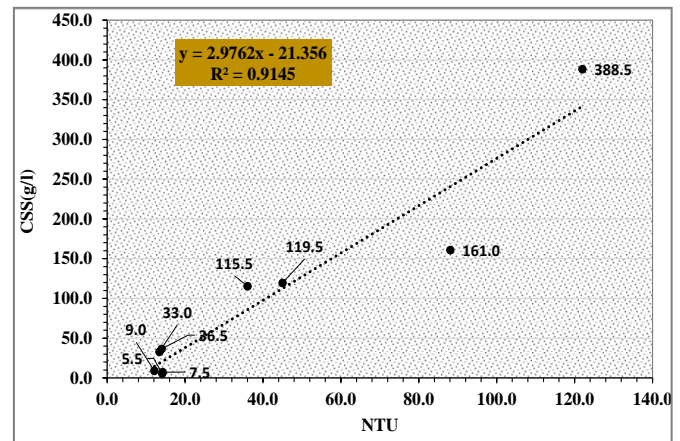


Figure 36: Corrélation des données de la turbidité (NTU) et les échantillons collectés dans le bassin de Mougeryberdan

De plus, 27 échantillons au bassin de Talhiant et 20 échantillons au bassin de Mougeryberdan étaient collectées sans données de la turbidité (NTU). Pour calculer la charge sédimentaire de ces échantillons collectés, cinq méthodes d'interpolation développées par Webb *et al* (1997) ont été utilisées. Ces procédures diffèrent dans la mesure où le calcul de la charge pour une période donnée se rapproche de la définition de base du flux comme le produit de la concentration moyenne pondérée par le débit et du débit moyen. De plus, toutes ces méthodes d'interpolation sont liées à une relation de notation entre les valeurs de concentration (c) et le débit de la rivière (Q) au moment de l'échantillonnage.

Tableau 5: Méthodes d'interpolation proposées par wepp et al (1997)

METHODE	PROCEDURE NUMERIQUE
A	Charge totale = $K(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n}) (\sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{n})$
B	Charge totale = $K (\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n}) Q_i$
C	Charge totale = $K \sum_{i=1}^n (\frac{C_i Q_i}{n})$
D	Charge totale = $K \sum_{i=1}^n (C_i Q_p)$
E	Charge totale = $K = \frac{\sum_{i=1}^n (C_i Q_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i} Q_r$

Source : wepp et al (1997)

Où K = facteur de conversion pour tenir compte de la période d'enregistrement ; C_i = concentration instantanée associée à chaque échantillon ; Q_i = débit instantané au moment de l'échantillonnage ; Q_r = débit moyen pour la période d'enregistrement ; Q_p = débit moyen pour l'intervalle entre les échantillons et n = nombre d'échantillons. Toutes ces méthodes sont appliquées pour avoir une idée générale sur la crédibilité de chaque procédure afin de sélectionner la méthode idéale qui nous donne des résultats pertinents (tableau 5).

IV. Chaîne de traitement et d'analyse de données

Dans les deux stations de jaugeage, les instruments automatiques sont connectés à un enregistreur de données (*Datalogger*) qui enregistre les données à chaque minute. Le fichier obtenu après chaque visite du terrain est ensuite transformé à l'aide du programme *Excel* qui permet d'organiser et classer les résultats à différentes échelles d'analyse. Les fichiers de sortie du programme d'enregistrement *PC200W4.5 DATALOGGER*, permet d'extraire les données à une marge de temps entre 1 minute et 24 heures et de stocker facilement ces données (figure 38). Les résultats obtenus seront traités et analysés pour mesurer et comprendre les processus hydrologiques et les flux de sédiments. Cette chaîne de traitement de données pluviométriques et hydrométriques permet un stockage facile des données, les fichiers de sortie du programme sont en effet de taille très réduite, car ils ne contiennent que l'information faisant référence aux basculements. De plus, il est possible de manipuler ce programme pour enregistrer à un pas du temps très fin, ce qui est intéressant notamment pour l'étude des fortes intensités en relation avec les processus d'érosion. Mais le problème de l'insuffisance de la capacité de stockage empêche la diminution de l'échelle d'enregistrement. Par conséquent, les données téléchargées ont permis d'évaluer les différentes procédures de calcul des paramètres d'analyse de l'érosion hydrique. Avant de passer à la phase d'interprétation, un test de crédibilité était fait pour corréler les résultats et les comparer avec les données de l'ABHOER. Cette étape consiste à tester la résolution, la précision, corriger les erreurs et l'incertitude des données collectées. Pour cette raison, nous basons sur différentes procédures et corrélations pour obtenir des données crédibles et précises dans la zone d'étude (figure 38).



Photos 11 : Téléchargement des données et collecte des échantillons 2017/2020

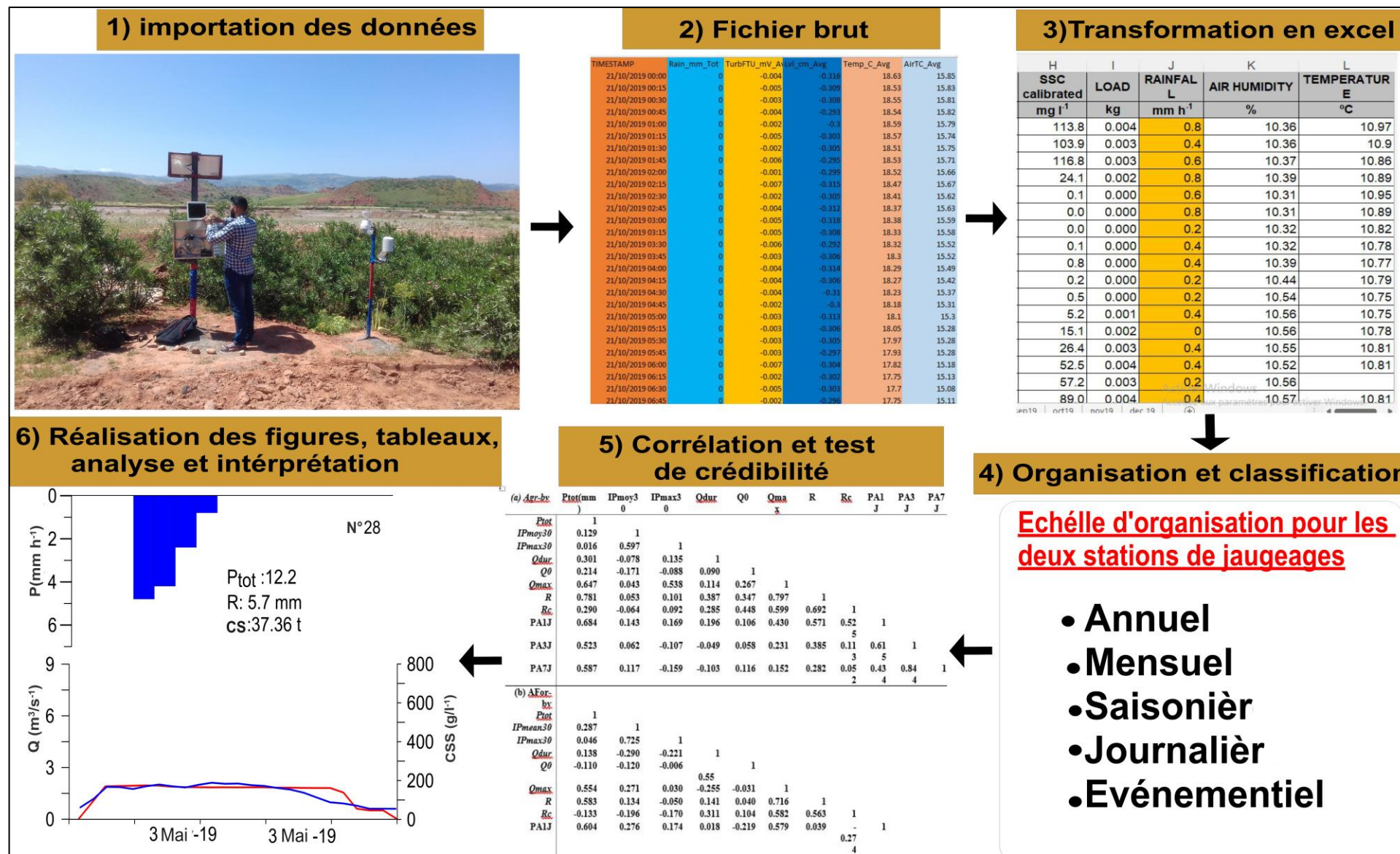


Figure 38: Schéma des phases de traitement de données :

Conclusion du chapitre

Malgré le développement considérable des recherches de terrain et de modélisation depuis les années 1960, les questions qui restent posées sur le phénomène de l'érosion hydrique sont encore nombreuses aujourd'hui. En effet, face à la complexité et la diversité des méthodes et techniques utilisées pour étudier l'érosion ; la combinaison de ces méthodes est un choix primordial pour bien comprendre les processus. Dans ce sens, l'installation des instruments à l'exutoire des bassins versants étudiés fournit de nombreuses indications sur leur réponse à l'érosion hydrique. En plus, le suivi des débits et pluies permet de mettre en valeur certaines similitudes ou certaines différences de comportement contrasté de deux bassins versants représentatifs. Par conséquent, ce suivi détaillé de la dynamique des flux de l'eau et les sédiments est nécessaire, afin particulièrement de mieux appréhender l'état hydrosédimentologique de chaque bassin étudié.

Chapitre.3 : Présentation des résultats sur la dynamique spatiotemporelle des flux sédimentaires dans les deux bassins représentatifs et expérimentaux (Talhiant et Mougeryberdan)

Introduction

Ce chapitre vise à présenter les résultats obtenus durant les années de suivi et d'analyse (2017-2020). Ces résultats seront présentés sous forme des articles rédigés en anglais qui sont en soumission dans des journaux indexés qui ont une valeur d'impact très élevée (>2 *SJR*). Ces articles sont traduits en français dans le volume 2.

- L'objectif du premier article est d'identifier et estimer la réponse au ruissellement dans les deux bassins versants expérimentaux et représentatifs. Un suivi des flux d'eau a été estimé pour établir des relations pluie-débit afin de reconnaître le rôle des utilisations des sols et des variables lithologiques dans la réponse du ruissellement aux échelles annuelle, saisonnière et événementielle. Cet article contribue à une meilleure compréhension de la réponse au ruissellement en climat méditerranéen. Il peut être utile pour la gestion des ressources en eau, en prédisant l'intensité spatiale de la génération de ruissellement dans ces micros bassins étudié.
- Le deuxième article vise à déterminer la réponse hydro-sédimentaire à travers l'extraction des charges sédimentaires détaillées dans les deux micros bassins expérimentaux au sein du bassin de Srou. Les précipitations, le ruissellement et les concentrations des sédiments en suspension ont été analysées et estimées à travers multiples paramètres déterminés. Les classes de relations concentration- débit (boucles d'hystérésis) ont été utilisés pour comprendre la dynamique de flux sédimentaires en interprétant la distribution spatiale des sources de sédiments, la dynamique des précipitations, du ruissellement et du débit.
- Le troisième article fait l'objet d'une évaluation de l'effet de l'utilisation et changement de l'occupation des sols sur le ruissellement et le transport des sédiments, basant sur des données expérimentales collectées à partir de deux stations de jaugeages installées dans les deux bassins versants expérimentaux. De plus, cet article se focalise sur les mesures des taux de ruissellement et de production de sédiments sous différentes utilisations des sols afin d'évaluer le rôle réel de la couverture végétale et de la gestion des sols dans la lutte contre les pertes en sols et la génération de transport solide.

Article. 1: Runoff response within two contrasting small catchments in the Middle Atlas, Morocco

Hassan Ouakhir¹, Joan Estrany^{2,3*}, Josep Fortesa^{2,3}, Hanane Reddad¹, Julián García-Comendador^{2,3}, Bartomeu Alorda^{3,4}, Yahia El Khalkia¹, Mohamed El ghachi¹

(1) University Sultan Moulay Slimane, Faculty of Arts and Humanities, Laboratory «DPRP», Beni Mellal, Morocco

(2) Mediterranean Eco-geomorphological and Hydrological Connectivity Research Team (<http://medhycon.uib.cat>), Department of Geography, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma, Spain

(3) Institute of Agro-Environmental and Water Economy Research –INAGEA, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma, Spain

(4) Department of Industrial Engineering and Construction, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma, Spain

* In Submission*

Abstract

In the Middle Atlas of Morocco, climate is characterized by highly irregular rainfall patterns with marked differences between wet and dry seasons affecting the hydrological regimes in this mountainous system highly modified by agriculture. In this context, understanding the catchment's runoff response, especially during flash-flood events are crucial to manage water and soils resources. The aim of this study is to investigate the hydrological response within two contrasting small catchments (i.e. $< 2 \text{ km}^2$) in the Middle Atlas of Morocco; i.e., under different land-uses and lithologies. Rainfall and water stage are continuously monitored since October 2017 at two headwaters small catchments of the Srou River basin ($1,443 \text{ km}^2$). The first catchment (Talhiant, 1.14 km^2) is mostly agricultural (98%), while in the second (Mougeryberdan, 1.15 km^2) predominates forest (73%), especially in the upstream part. The runoff response was evaluated in both catchments at annual, seasonal, and event scales, analysing 90 events during two natural years (January 2018-December 2019). At the annual scale, the assessment of rainfall-runoff relationships in both headwaters showed a contrasted linearity in the runoff response due to the importance of the annual rainfall amount. Nevertheless, lithology effects on R generation -controlled by infiltration process- explained an increase in the scattering in the rainfall-runoff relationship especially in the agricultural catchment. In the case of the agroforestry catchment, the relationship also showed a non-linearity because vegetation cover and high evapotranspiration led to generate a lower R contribution. The runoff response of the two studied catchments was also controlled by evapotranspiration and land uses. Besides, land uses had a direct effect on water balance through its link with the evapotranspiration at both catchments. Pearson correlations between rainfall and event conditions variables were obtained. A linear rainfall-runoff relationship was established at annual and event scales, with a higher correlation in both scales (R^2 : 0.60, R^2 : 0.67, respectively) at the agricultural catchment. Besides, non-linear relationships were observed at agroforestry catchment with high scatter (R^2 : 0.40; R^2 : 0.47, respectively) caused by a combined effect between forest and lithology which promoted a low R response. As a result, these relationships between rainfall and runoff revealed a clear variability suggesting that the runoff response is particularly controlled by land cover and lithology.

Keywords: Rainfall-runoff; non-linearity; water balance; hydrological response; Middle -Atlas Mountains

1. Introduction

A comprehensive understanding of the catchment's hydrological response needs the estimation of many different processes beyond rainfall (input) and discharge (output) data— because factor combinations may lead to similar hydrographs (Latron & Gallart, 2008; Ambroise, 1999; Bosch & Hewlett, 1982). The complexity of fluvial systems is caused by temporal and spatial heterogeneities in the relationships between the natural and human induced abiotic and biotic variables. Conceptual models emphasized that climate is the main exogenous driver of the rainfall-runoff relationship although exogenous factors (physical and anthropogenic factors) alter this relationship (Borg Galea et al, 2019). In Mediterranean mountain areas, hydrological processes are widely variable in time and space, owing to a high intra- and inter-annual variability of rainfall and evapotranspiration dynamics (Latron et al., 2009). The seasonality of the Mediterranean climate involves these environments are characterized by irregular water resources distribution in space and time, which mainly depend on runoff generated in mountain areas (Licciardello et al., 2019; Latron et al., 2009; Viviroli & Weingartner, 2004), being a highly sensitive environment to changes. Under these environmental conditions, catchments are mostly characterized by a high diversity in hydrological regimes (Fortesa et al 2021; Costigan et al., 2017; Oueslati et al., 2015) conditioning the runoff generation processes caused by the wide-spreading of the rainfall-runoff relationship at different time and spatial scales (López-Tarazón et al., 2010; Ceballos & Schnabel, 1998). In the Maghreb region, the northern part of Morocco, catchments exhibit a high variability in terms of both climatic characteristics and catchment hydrological responses at the annual scale (Merheb et al., 2017). Furthermore, the temporal and spatial distributions of a rainfall event certainly play a role in shaping the catchment hydrological response. In addition, the runoff-generating processes along catchments are heterogeneous, and the percentage of the catchment area that actually contributes to runoff can vary between events (Mehaiguene et al., 2012). In Morocco, as in the whole Mediterranean Region, on larger scale river basins, an increase in the runoff coefficient causes devastating floods that have severe impacts and damage infrastructure (channels, roads and bridges; Sadiki et al., 2007). Moreover, other important indirect impacts are rapid siltation of dams, which decreases their storage capacities. The overall degradation of soil resources produced by runoff generation, has serious consequences for sustainable development in this mountainous region (Faleh et al., 2005). The quick runoff response of these catchments is related to land cover, lithology, slope and topography (Bencherifa, 2007). However, Raissouni et al. (2012) explained the clear effect of land cover and resistant rocks in controlling the runoff generation and causing a low soil erosion in the northern of Morocco. Besides, Lana-Renault et al. (2020) showed the direct effect of land-use changes is the transformation of land cover, and topography which further alters the water balance and partitioning of precipitation between evapotranspiration, runoff, and groundwater flow. In a mountainous region as the Middle Atlas of Morocco, this landscape play an important role in the regional water balance decreasing in infiltration rates, promoting disequilibrium in the water soil balance and increasing runoff (Boudher et al., 2010). In the last ten years, land uses in Atlas Mountains have been affected by a strong change replacing the forest area with agricultural land (Bencherifa, 2007) caused by a population growth. At the same time, the cultivation techniques have been intensively increased with two rotation years and three crops. These changes in the land-use patterns due to agricultural intensive practices and deforestation are impacting on runoff generation and accelerating land degradation processes (Jazouli et al., 2019; Barakat et al., 2018). Despite afforestation due to land abandonment can promote a 40% reduction of the annual water yield (Buendia et al., 2016), this process remains insufficient to decrease runoff generation and reverse land degradation (Barakat et al., 2018). Experimental and representative catchments with different plant covers and land uses allows the assessment of the influence of these

factors on the long-term evolution of water resources (García et al., 2005). Under this context, small representative catchments are useful to reduce this spatio-temporal scale variability, enabling to easily monitor the runoff generation under different or specific land uses, lithologies and other human disturbances (Fortesa et al., 2020). The main purposes of this paper is to identify the hydrological processes operating in two contrasted catchments located in the Srou River basin, Middle Atlas, Morocco. Continuous monitoring of water fluxes was used to establish rainfall-runoff relationships in order to recognize the role of land uses and lithology variables during two natural years in the runoff response at annual, seasonal and event scales. This paper contributes to better understanding of runoff response in Mediterranean climate. It can be useful for water resources management, by predicting the spatial intensity of R generation in river basins.

The runoff response depends on the physiographic, geological, geomorphological, geohydrological and climatic features (Paul et al., 2017; Worku et al., 2017; Napoli et al., 2017; Wiekenkamp et al., 2016). In this context, Yan et al., 2018 used the standard statistical technique to determine that in order of importance, the factors contributing to runoff which are the rainfall intensity, slope angle and the degree of underground pore fissure. Furthermore, Guan et al., (2016) showed that runoff response is controlled by soil and vegetation cover as well as with antecedent wetness. For instance, Smith (1972) investigated the effects of rainfall pattern on runoff production in a rural area and reported that runoff response depends on event rainfall pattern and that the ‘heavy-light’ pattern yielded the least runoff during the period of intense rain because the soil infiltrability remained high during the early stage of the event. Besides, Napoli et al., (2017) explained that together with changes in land cover, systematic changes in the climatic variables involved in the water cycle [e.g. precipitation, temperature and evapotranspiration (ET)] may induce notable alterations and variations in the runoff response released by hillslope. In Mediterranean mountain areas, hydrological processes are widely variable in time and space, owing to a high intra- and inter-annual variability of rainfall and evapotranspiration dynamics (Latron et al., 2009). The seasonality of the Mediterranean climate involves these environments are characterized by irregular water resources distribution in space and time, which mainly depend on runoff generated in mountain areas (Licciardello et al., 2019; Latron et al., 2009; Viviroli & Weingartner, 2004), being a highly sensitive environment to changes. Under these environmental conditions, catchments are mostly characterized by a high diversity in hydrological regimes (Fortesa et al, 2021; Costigan et al., 2017; Oueslati et al., 2015) conditioning the runoff generation processes caused by the wide-spreading of the rainfall-runoff relationship at different time and spatial scales (López-Tarazón et al., 2010; Ceballos & Schnabel, 1998). In the Maghreb region, the northern part of Morocco, catchments show a high variability in terms of both climatic characteristics and catchment hydrological responses at the annual scale (Milano et al., 2013) Iso considering that changes in land uses and land cover influence runoff response (Kadam et al., 2019). Thus, the catchment hydrological response is rather controlled by rainfall intensity and physical factors such as; lithology, land cover, slope and climatic variables (Tramblay et al., 2012). Furthermore, the temporal and spatial distributions of a rainfall event certainly play a role in shaping the catchment hydrological response. In addition, the runoff-generating processes along catchments are heterogeneous, and the percentage of the catchment area that actually contributes to runoff can vary between events (Mehaiguene et al., 2012). In Morocco, as in the whole Mediterranean Region, on larger scale river basins, an increase in the runoff coefficient causes devastating floods that have severe impacts and damage infrastructure (channels, roads and bridges; Sadiki et al., 2007). Moreover, other important indirect impacts are rapid siltation of dams, which decreases their storage capacities. The overall degradation of soil resources produced by runoff generation, has serious consequences for sustainable development in this mountainous region (Faleh et al., 2005). However, the

quick runoff response of these catchments is related to land cover, lithology, slope and topography (Bencherifa, 2007). However, Raissouni et al. (2012) explained the clear effect of land cover and resistant rocks in controlling the runoff generation and causing a low soil erosion in the northern of Morocco. Besides, Lana-Renault et al. (2020) showed the direct effect of land-use changes is the transformation of land cover, and topography which further alters the water balance and partitioning of precipitation between evapotranspiration, runoff, and groundwater flow. In a mountainous region as the Middle Atlas of Morocco, this landscape play an important role in the regional water balance decreasing in infiltration rates, promoting disequilibrium in the water soil balance and increasing runoff (Boudher et al., 2010). In the last ten years, land uses in Atlas Mountains have been affected by a strong change replacing the forest area with agricultural land (Bencherifa, 2007) caused by a population growth. At the same time, the cultivation techniques have been intensively increased with two rotation years and three crops. These changes in the land-use patterns due to agricultural intensive practices and deforestation are impacting on runoff generation and accelerating land degradation processes (Jazouli et al., 2019; Barakat et al., 2018). Despite afforestation due to land abandonment and bare land can promote a 40% reduction of the annual water yield (Buendia et al., 2016), this process remains insufficient to decrease runoff generation and reverse land degradation (Barakat et al., 2018).

Experimental and representative catchments with different plant covers and land uses allows the assessment of the influence of these factors on the long-term evolution of water resources (García et al., 2005). Under this context, small representative catchments are useful to reduce this spatio-temporal scale variability, enabling to easily monitor the runoff generation under different or specific land uses, lithologies and other human disturbances (Fortesa et al., 2020).

The main purposes of this paper are to identify the hydrological processes operating in two contrasted catchments located in the Srou River basin, Middle Atlas, Morocco. Continuous monitoring of water fluxes was used to establish rainfall-runoff relationships in order to recognize the role of land uses and lithology variables during two natural years in the runoff response at annual, seasonal and event scales. This paper contributes to better understanding of runoff response in Mediterranean climate. It can be useful for water resources management, by predicting the spatial intensity of R generation in river basins.

2. Materials and Methods

2.1 Study area

Talhiant (1.14 km²; hereinafter Agr-cat) and Mougeryberdan (1.15 km²; hereinafter AFor-cat) catchments are two headwater tributaries of the Srou River, which is an agricultural and forested basin (1,443 km²) modified by large reservoir named Ahmed El Hanssali installed in the Outlet of the bassin (i.e. 740 million of m³) and located in the Middle Atlas of Morocco (Figure 1a and 1b). Srou River is a headwater river of the Oum Err Rbia River, which debouches to the Atlantic Ocean, being the second largest basin of Morocco. From a geological point of view, Agr-cat is characterized by sedimentary, metamorphic, and volcanic rocks belonging to four types of lithology: red clay (42%), shale (23%), siltstones (33%) and basalt (2%). AFor-cat consists of red clay -covering more than 57% of the surface area- and Trias basalt builds-up the northwest part of the catchment, occupying the 34%. The outlet of the catchment is bordered by ancient Quaternary siltstones (9%) and alluvial terraces of the Srou River (Martin, 1981). The maximum altitude of the two catchments is 1123 m a.s.l. at Agr-cat and 1400 m a.s.l. at AFor-cat. The drainage density reveals a difference between both, being 5.04 km at Agr-cat and 2.29 km in AFor-cat. The Horton's elongation index (IH), which takes into account the largest length and width of the catchment (Horton, 1945 consulted in Estrany & Grimalt, 2014), reveals a relatively compactness of the two catchments (IH: 2.41 km and 3.92 km, respectively). The climate in both catchments can be classified as sub-dry Mediterranean (Thornthwaite, 1948), with a mean annual

temperature of 19.4°C in Agr-cat and 16.8°C in AFor-cat (data obtained from the two monitoring gauging stations; 2018-2019). The mean annual rainfall was 568.2 mm at Agr-cat and 765.6 mm at AFor-cat during the two-monitoring period 2018-2019 recorded in the hydrometric stations. More than 91% of annual rainfall occurs in the wet season (from January to April). At seasonal scale, the rainiest season in both catchments is winter followed by spring and autumn then summer as the driest period. Mean annual Potential Evapotranspiration (PET) was 1,516 mm at Agr-cat and 1,699 mm at AFor-cat estimated from the Thornthwaite method (1948). Land uses distribution were mapped in five classes (bare land, cultivated area, forest cover, abandoned land (Badlands), olive groves, rainfed cereal crops and quarry area) using Google Earth images (2009 and 2019). Accordingly, land uses in Agr-cat consisted of rainfed cereal crops (46%), abandoned land (Badlands), (43%), olive groves (9%) and quarry areas (2%), whereas in AFor-cat land uses were forest (73%), rainfed cereal crops (22%) and bare land (5%). In Agr-cat, the agricultural area was less than the current land uses, five land cover classes such as shrub, plot, bare land, and olive were identified for two studied periods (2009 and 2019) basing on the google earth images of 2009 and the investigations from the field work with the elderly farmers (>65 yr.) where the bare fields is increased between 2019 and 2020 (i.e., 39.6% and 45.6% respectively) and this was mainly due to the overgrazing that was the main activity of the population in the study area (Figure.A.1). In the last 15 years ago, more than 73% of the AFor-cat was covered by forest, recently (2020) about 7% percent of this area was deforested by overgrazing and the agricultural expansion.

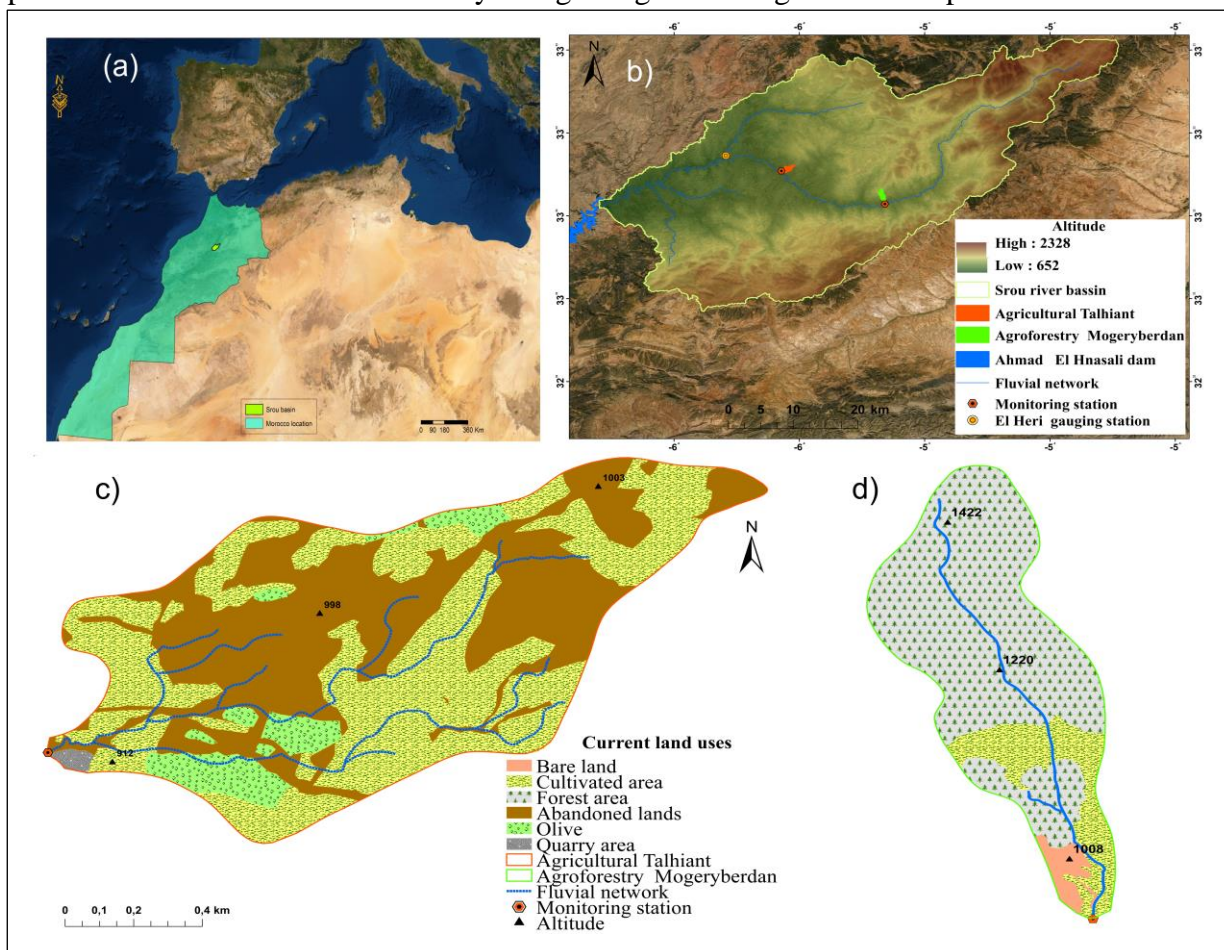


Figure 1. (a) Location of Srou River basin in Morocco. (b) Srou River basin hypsometry and location of Talhiant and Mougeryberdan catchments. Map of land-uses, stream network and location of monitoring stations in the (c) Talhiant and (d) Mougeryberdan catchments.

2.2 Instrumental setup

In the outlet of the two studied catchments to the Srou River, two gauging stations were constructed since October 2017 (Figure 2), being both equipped with a pressure and temperature sensor (CS451) which allowed the continuous recording of water level. In addition, a meteorological station was also installed at each station at 1.20 m above the ground, recording rainfall intensity with a tipping bucket Kalyx-RG and a CS215 probe for measuring air temperature and humidity. All this equipment was linked to a datalogger (Campbell CR300), powered by a 12 V battery and solar panel, which takes readings with an interval of one minute and a log interval of 15 min. The stage/discharge rating curve was derived by means of standard formulae (Estrany et al 2010, International Organization of Standards, 1980). The discharge was obtained applying the Manning method in the gauge section of the two monitoring stations. The n roughness coefficient was measured following the method applied in George et al. (1990) and the average stream gradient slope by using the DEM's with high resolution (i.e. 10 cm) derived from the drone imagery and a topographic equipment (dGPS Leica1200) along a longitudinal river section established for the gauging station. The WinXSPRO software (Hardy et al., 2005) was applied to analyse stream channel cross section data for geometric and hydraulic parameters. The installation of instruments at the two headwaters were not simultaneously carried out. The water stage was monitored since November 2017 whilst meteorological data started in April 2018. Accordingly, a calibration of the temporal gap in temperature and rainfall data was developed with the nearest gauging station to the studied catchments El Heri (Figure 1b; Hydraulic Agency of Oum Err Rbia River), located ca. 25 km to Agr-cat, and 35 km from Afor-cat. A linear regression was established for daily rainfall and average daily temperature (April 2018-December 2019) between El Heri and Agr-cat and Afor-cat stations to reconstruct temperature and rainfall data series from January to March 2018 for Agr-cat and Afor-cat. These data showed (Figure A2) a significant positive correlation in Agr-cat ($R^2 = 0.75$) and AFor-cat ($R^2 = 0.63$) ($p = 0.05$).

After the calibration of instruments and correlation, the period from 1st January 2018 to 31 December 2019 of data could be used for this study in both catchments.

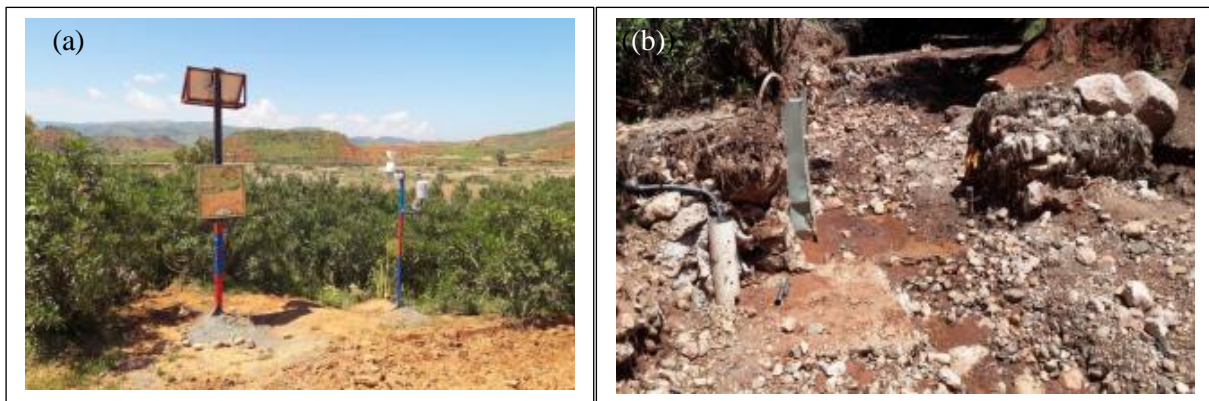


Figure.2 (a) Agricultural Talhiant gauging station. (b) Agroforestry Mougeryberdan gauging station

2.3 Calculation methods and data analysis

2.3.1 Water balance: Thornthwaite–Mather Model

Water balance can be defined as the water volume preserved in a catchment area by considering the water flows in and out (Laborde, 2000). The series of two years allowed to build up a monthly water balance for comparing the runoff response at the two catchments under different land uses and lithologies. The computation was developed by using the Thornthwaite–Mather model (hereinafter T-M model; Steenhuis and Van Der Molen, 1986; Thornthwaite and Mather, 1955) estimating the water excess available from rainfall for runoff generation as well as potential evapotranspiration (PET). The

first input of the model is PET, calculated as a function of temperature and latitude using specific formula produced by Thornthwaite (1948, consulted in Karsili, 2013). The T-M model gives important parameters which are primordial to understand the runoff generation in the study area. WETMONTH is the number of wet months with water excess during the year. EXCFLOW[-] is the correlation coefficient between the monthly values of water excess and observed flow. EXCREL[-] is the proportion of annual flow that was simulated through the water balance simulation and ET[-] is the proportion of the simulated ET in relation to PET (Estrany et al 2010). The data of rainfall, runoff and ET were organized at seasonal scale (i.e. winter is from January to March, spring is from April to June, summer comprises June to September and autumn is from October to December). The runoff coefficient was measured as a percent between runoff and precipitation at annual, seasonal and monthly time steps.

2.2.2 Runoff components and flow duration

There are many methods for baseflow separation, while most techniques are based on physical reasoning, the quantitative elements of the separation techniques are essentially arbitrary (Nathan & McMahon, 1990). Dickinson et al. (1967) and Hall (1971) are presented as useful reviews of baseflow separation techniques. In our case, the runoff components were derived by the straight-line method. At event scale, quickflow and baseflow were separated by plotting a semi-logarithmic hydrograph based upon the backward extension of straight-line recession curve segments, to distinguish the individual flow component line with a constant upward slope starting at the raising of the event and finishing at the end of the second recession segment (Duncan, 2019). The flow duration curve (FDC) presents the relationship between the magnitude and the frequency of daily, weekly, monthly (or some other time interval of) stream flows for a given river, representing an estimate of the percentage of time the stream flow was equalled or exceeded during a historical period (Cigizoglu & Bayazit, 2000). Besides, the zero-flow day were obtained, which is one of the most important hydrological metrics in ephemeral rivers because it has major ecological implications for aquatic and terrestrial biota and ecosystem processes (Datry et al., 2017). The FDCs were established at annual and seasonal scales for each runoff components (i.e. quickflow, baseflow and total flow). The equation used to plot the FDC was $P = 100 * [M / (n + 1)]$ where P is the probability that a given flow will be equalled or exceeded (% of time), M is the ranked position on the listing (dimensionless) and n is the number of events for the study period (Castellarin et al., 2013).

2.2.3 Rainfall-runoff relationship assessment at event scale

In order to identify the main factors driving the hydrological response at event scale, rainfall-runoff relationships were carried out to investigate the influence of pre-event and event conditions. Based on an examination of the data series of rainfall and runoff in the two studied catchments, 42 events at Agr-cat and 45 events at AFor-cat were recorded during the study period. Different parameters were determined from the hyetograph and hydrograph during each rainfall-runoff event (Table 1). These variables were generated for each flood and allowed to characterize the pre-event conditions (antecedent precipitation until seven days AP1d, AP3d, AP7d) as well as the event conditions (total rainfall, P_{tot} ; maximum and mean rainfall intensity, $IP_{max30'}$ and $IP_{mean30'}$; baseflow, Q_0 ; maximum discharge, Q_{max} ; duration of event, Q_{dur} ; runoff and runoff coefficient, R and R_c). The assessment of all these variables were made by Pearson correlation matrix to evaluate rainfall-runoff relationships. Furthermore, a detailed analysis of rainfall-runoff relationships was carried out to investigate the variability of the hydrological response. Therefore, six different events with in terms of runoff, rainfall and different antecedent conditions, rainfall dynamics and occurrence in relation to wet, dry and transition periods were selected to assess the rainfall-runoff non-linearity; two events ranging from 30 to 40 mm, and fore events where P_{tot} varying from 6 to 14 mm.

Table 1. (a) Pre-event and (b) event conditions used to explain rainfall–runoff relationships. .

(a) Pre-event conditions		(b) Event conditions	
<i>AP1d</i> (mm)	Antecedent precipitation 1 day before	<i>Ptot</i>	Tot rainfall (mm)
<i>AP3d</i> (mm)	Antecedent precipitation 3 day before	<i>IPmax30'</i>	Maximum 30' Rainfall intensity (mm h ⁻¹)
<i>AP7d</i> (mm)	Antecedent precipitation 7 day before	<i>IPmean30'</i>	Average 30' Rainfall intensity (mm h ⁻¹)
		<i>Q_o</i>	Baseflow (m ³ s ⁻¹)
		<i>Qmax</i>	Maximum discharge (m ³ s ⁻¹)
		<i>Qdur</i>	Duration of event (h)
		<i>R</i>	Runoff (mm)
		<i>R_c</i>	Runoff coefficient (%)

3. Results

3.1 Runoff response at the annual and seasonal scale of the two small contrasting catchments

3.1.1 Water balance

3.1.2 Annual scale

Figure 3 shows the monthly mean values of rainfall, evapotranspiration (ET), *Ptot*, *R* and *R_c* values. The annual rainfall ranged from 807 to 328 mm yr⁻¹ at Agr-cat, and from 925 to 604 mm yr⁻¹ at AFor-cat calculated over two normal years (2018 /2019) respectively. Therefore, rainfall that received in two both catchments during the whole study period can be considered heterogeneous, 71% of the total amount of Rainfall was registered in 2018 at Agr-cat, and 60% of rainfall amounts received in 2018 at Afor-cat. As a result, the hydrological year of 2019 was a year of drought in both headwaters registered only 29% and 30% respectively at both catchments. ET exemplify a different pattern during two studied years in both headwaters, Summer is the season with the highest average value of PET (477 mm) whilst these two years showed different trends in terms of *R* generation and *R_c*. *R* ranged from 183to 85 mm (Agr-cat) and from 131 to 238 mm (AFor-cat). Annual runoff coefficient ranged from 22 to 26 % at Agr-cat, and from 14 to 39 % at AFor-cat during the studied years respectively. An inverse relation between annual rainfall and *R_c* was observed as the highest values of *R_c* were obtained for the years with lowest rainfall in each catchment. Furthermore, during two studied years, the largest values of *R* showed fewer days with flow and a lower baseflow contribution especially at Agr-cat.

3.1.3 Seasonal scale

At seasonal scale, winter showed the highest values of Rainfall an *R* response followed by autumn, then spring while summer was the driest season during the study period (2018/2019) in both studied catchments.

The simulated monthly water balance at the two studied catchments shows rainfall runoff and ET for the period of January 2018 to December 2019 (figure 3). The seasonal dynamics of rainfall and evapotranspiration controlled the *R* generation. The characteristic of wet (winter) and dry (summer) seasons contrasted during the year, separated by transition periods (last autumn and early spring).

- (i) Winter, was the rainiest season at both studied catchments (i.e. 486mm at Agr, 584mm at Afor-cat) with low evapotranspiration especially during January (i.e. < 9 mm and 12 respectively). Flow observed at the outlet for 15.3 % of the time, on average (figure 4). The Winter mean *R_c* at both headwaters was 22.4% and 29.3%respectively. During February and March, an intermittent baseflow (from 3 to 10 days) was generated especially at Afor-cat in response to a large rainfall amount after the pre-filling of the initial water storage during autumn. The mean *R_c* ranged from January to march, 33.1% to 32.9% at Agr-cat, while at Afor-cat February registered the max of *R_c* (i.e. >49%). Besides, differences between the years (2018/2019) were observed, winter was the season with high inter-variability in terms of *R* response.
- (ii) During Spring, flow occurred during 12.1 % of the time. The mean rainfall amount (209.2 mm at Agr-cat and 100.8 mm at Afor-cat) was lower than autumn at both headwaters. *R_c* ranged from 22.7% in April to 16.3% in May at Agr-cat, whilst *R_c* was high at Afor-cat registered 35.8% in April and 31.5% in May. This more frequent presence of flow in Spring was affected by the low evapotranspiration demand, and thus keeping the *R* response active.
- (iii) In autumn, flow was occurred 8.7 % of the time. The monthly rainfall increased during this season

and registered 292.6 mm at Agr-cat and 531.8mm at Afor-cat higher than spring. Rc registered a high amount especially at Agr-cat (i.e. 45.1% in October,23.2 % in November and 33.8 during December), while Rc was low at Afor-cat (i.e.8.5%, 22.2% and 20.7%) respectively during the study period (2018/2019). Although monthly evapotranspiration losses increased and were higher than rainfall, the water reserves accumulated during the autumn and winter months sustained the flow contribution. Overall, the water balance showed that the seasonal dynamics of rainfall and evapotranspiration controlled and affected the R generation (figure 3 and 4)

(iv) In summer, at both catchments, seasonal rainfall was lower than 80 mm and monthly evapotranspiration higher than 125 mm, generating a high negative water balance. Summer did not record any flow during the study period.

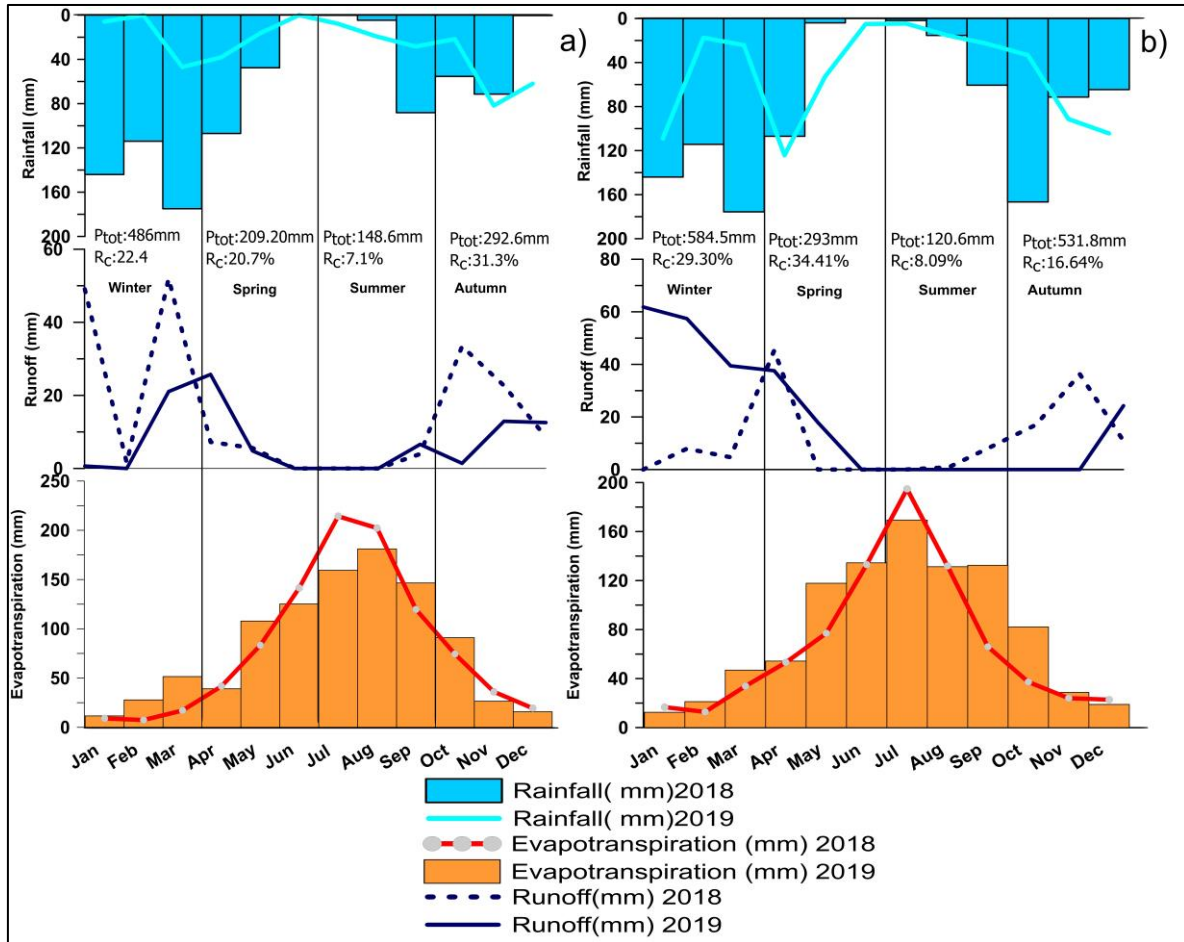


Figure 3. Monthly water balance: monthly rainfall, runoff and evapotranspiration during the study period 2018-2019. Histograms show rainfall distribution (top) and reference evapotranspiration (bottom) for both years 2018-2019 at (a) agricultural Talhiant and (b) agroforestry Mougeryberdan catchments.

The derived variables from applying the T–M model (Table 2) show a seasonal variability in Wetmonth, Excflow and Excrel in both catchments. During the whole study period, in Agr-cat (Figure 3a) the model estimates that 6 months were considered as a water excess (25% of the study period), whereas at Afor-cat 11 months was counted (46%). The *ET* was varying from one season to another; summer recorded the highest total value of *ET* during the study period (1023 mm at Ag-cat and 827 mm at AFor-cat) followed by spring, autumn and winter (539 mm, 263mm, 124 at Agr-cat and 569, 213 and 144 mm at Afor-cat respectively; see Figure 3 and Table 2). In both catchments, the seasons with water excess were mainly in autumn, winter and spring. However, at seasonal scale the monthly water balance reveals a contrast correlation between the observed flow (*Excflow*) and the flow proportion (*Excrel*). The

relationship between Monthly values and water excess was not linear at Agr-cat; ($R^2 = 0.01$ in autumn; $R^2 = 0.48$ in winter and $R^2 = 0.29$ in spring) due to the absence of baseflow during most of the year (< 14%). In the contrary, the highest correlations between the monthly values of water balance excess and observed flow (*Exflow*) were showed in Afor-cat with a predominance of forest; in autumn ($R^2 = 0.68$) and spring ($R^2 = 0.87$) while winter obtained a low *Exflow* ($R^2 = 0.45$) because of the presence of baseflow (>45%) (table 2 and 3).

Table2: Derived parameters from the water balance analysis during two studied years and seasonal averages (2018/2019) at agricultural and agroforestry catchments.

Years / Season (Agr-Cat)	Wetmonth	Exflow (R^2)	Excel
2018	4	0.61	238.84
2019	2	0.21	60.11
SEASONS			
Summer	0	0	0
Autumn	2	0.01	56.29
Winter	2	0.48	301.09
Spring	1	0.29	150.54
Years / Season (Afor-Cat)	Wetmonth	Exflow (R^2)	Excel
2018	7	0.11	449.46
2019	4	0.53	102.34
SEASONS			
Summer	0	0	0
Autumn	5	0.68	301.48
Winter	4	0.45	272.64
Spring	2	0.87	102.29

3.1.4 The flow duration curves and runoff components

The flow regime of the two studied catchments is represented by the flow duration curve (FDC) which represents the frequency distribution of total flow, baseflow and quickflow (Crocker et al 2003) (Figure 4 and Table 3). At Agr-cat, R response was dominated by quickflow (>85%) during the study period, whilst baseflow was occurred only 15% of flow. Afor-cat was characterized by maintaining baseflow (45%) after some flood events generated by large rainfall amounts with wet antecedent conditions (from October to December), being the mean annual baseflow. Besides, quickflow was low than Agr-cat (54%).

At annual time scale, total flow was 270.25 mm at Agr-cat and 354.56 mm at AFor-cat during the whole study period (2018/2019). Zero-flow days ranged from 344 to 355 days at Agr-cat, and from 327 to 322 days at AFor-cat during 2018 and 2019 years respectively. Discharge was observed 15% of the time, and 11% of quickflow in Agr-cat, and 35 % and 33% respectively of the time at Afor-cat (figure 4). The seasonal scale showed different patterns at both headwaters. Spring recorded the highest proportions of the total flow, being 42.55% at Agr-cat, while winter and spring were the highest seasons in terms of total flow at Afor-cat (39.29 % and 38.30 % respectively). Baseflow presented lower values (14.81% at Agr-cat and 45.38% at AFor-cat) being higher the quickflow recorded (85.18% at Agr-cat and 54.75% at AFor-cat during the studied period) demonstrating that the variability of the studied catchments was very high. At Agr-cat winter and spring were the wettest seasons (27.81% of total flow) whilst, at Afor-cat, winter period was high in terms of rainfall amount at Afor-cat (138 mm),. In autumn, the soil moisture deficit was at maximum and rainfall must first refill catchment water storage clearly influencing runoff generation (Ouallali et al., 2020). Under these conditions, quickflow presented just 20.43 % of flow at Agr-cat and only 9.12 % at Afor-cat (Table 3). Summer was not considered, as flow represented just 0.2% of the time only at AFor-cat during the studied years (Table 3).

Table.3: Total flow, baseflow, and quickflow total and relative values for the whole study period 2018–2019 and seasonal distribution at the two studied catchments

Annual/Season (Agr-cat)	Total flow (mm)	Total flow (%)	Baseflow (mm)	Baseflow (%)	Quickflow (mm)	Quickflow (%)
2018/2019	270.25	100	40.05	14.81	230.58	85.18
Summer	0	0	0	0	0	0
Autumn	80.15	29.64	5.82	14.53	47.11	20.43
Winter	74.10	27.81	20.18	50.39	58.45	25.35
Spring	115.05	42.55	14.05	35.08	125.02	54.22
Annual/Season (Afor-cat)	Total flow (mm)	Total flow (%)	Baseflow (mm)	Baseflow (%)	Quickflow (mm)	Quickflow (%)
2018/2019	354.56	100	160.93	45.38	194.13	54.75
Summer	0	0	0.4	0.24	0.1	0.06
Autumn	79.00	22.41	31.05	19.29	17.71	9.12
Winter	138.84	39.29	56.13	34.86	82.14	42.31
Spring	135.62	38.30	73.37	45.59	94.18	48.51

Meanwhile, significant differences were observed in terms of FDC at the seasonal scale:

- (i) Winter presented flow 15% of the time showing that highest dynamic storage along the year at Agr-cat. Whereas at Afor-cat the percentage of winter was high than Agr-cat where flow observed 27% of the time. Quickflow showed 10% and 9% of baseflow of the time at Agr-cat, while at Afor-cat they presented 20% and 9% respectively of the time. As a consequence, the hydrographs of both catchments are characterized by steep rising which indicated a quick response of both streams (figure 4c and f).
- (ii) Spring observed flow 9% of the time, and 10% of quickflow then only 5% of baseflow of the time at Agr-cat. Besides, at Afor-cat, Q presented 17% , quickflow 12% and baseflow 14% of the time higher than Agr-cat which explicating by the dynamic storage that was still significant as catchment reserves were still high. Despite the low amount of rainfall accumulated during this season especially in Agr-cat; water was mostly available for quickflow as soil water content was still high (figure 4d and g).
- (iii) Autumn, with 6%, showed the third highest percentage of discharge duration at Agr-cat, and 5% of quickflow then 0% of baseflow of the time. In this case, these low values related with the soil moisture deficit during the beginning of the season that was at maximum and rainfall must first refill catchment water storage. On the contrary, at Afor-cat the percentage of Q duration was high than Agr-cat, presenting 17% of the time, with 15% of baseflow and only 9% of quickflow. These high amounts were linked with some sources located in the upper part that supported the flow during dry seasons (figure 4e and f).
- (iv) Finally, summer was not considered, as flow represented 0% of the time at both headwaters.

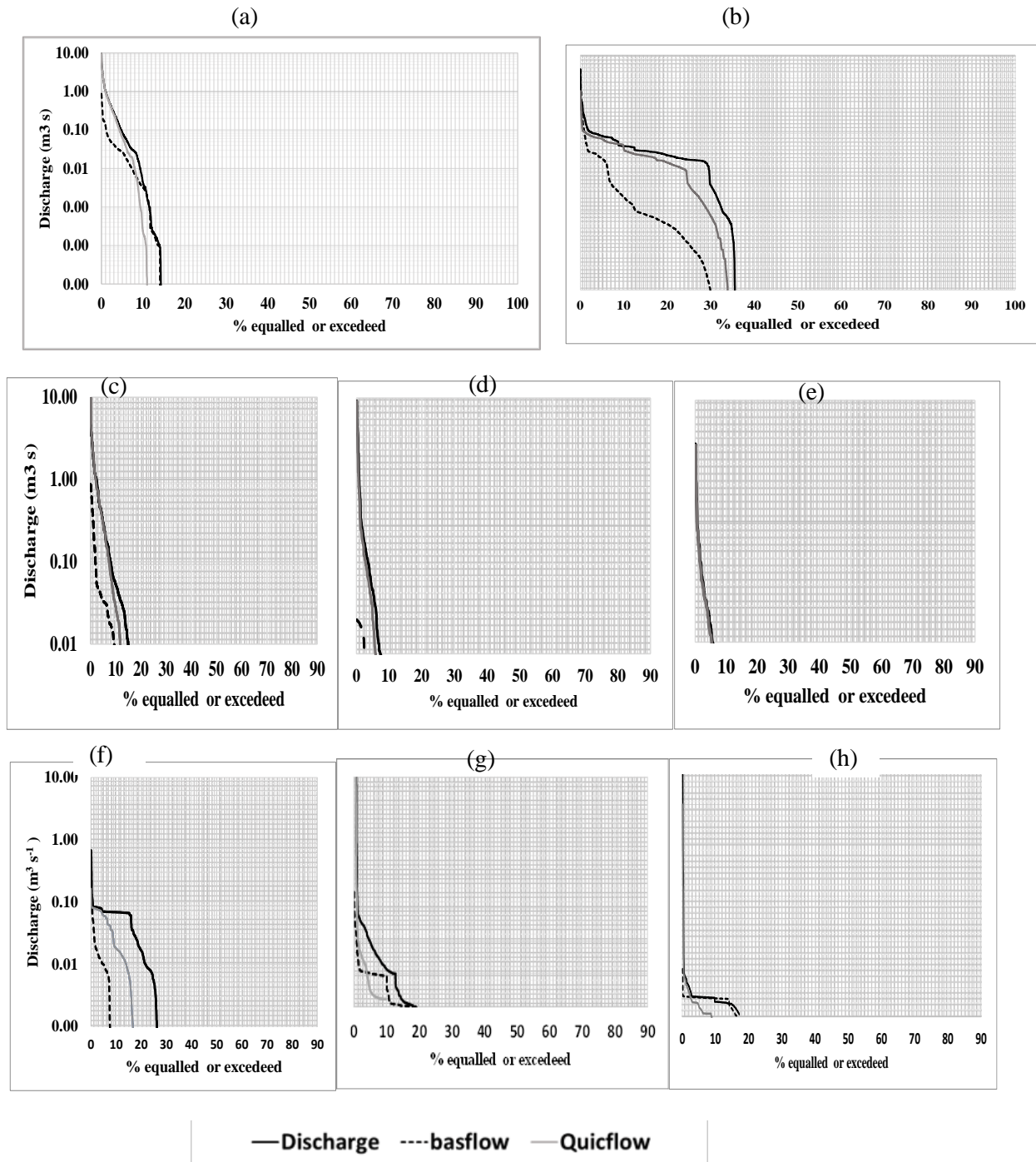


Figure.4: Flow-duration curves at both catchments for discharge, baseflow and quickflow during the study period: a) and b) Annual scale; and seasonal scale (c) Winter (d) Spring (e) Autumn at Agricultural catchment and f) g) h) respectively at agroforestry catchment during two years (2018/2019).

3.2 Runoff response at event scale

During the study period (2018/2019), the number of flood events at two studied catchments was 45 at Agr-cat and 45 events at AFor-cat, being most of these events were recorded at 2018 (64% in Agr-cat and 62% in AFor-cat). The seasonal distribution of these events was 18 events in winter, 16 in autumn, 8 in spring and 3 in summer at Agr-cat, while the distribution at AFor-cat was 18 in winter, 12 in spring, 11 in autumn and 4 in summer. The events' characteristics of both headwaters are detailed in Table A4 and A5. An investigation of the non-linearity and the variability of the hydrological response at the event scale in both catchments was carried out by realizing an assessment of six rainfall-runoff events where P_{tot} of two events ranging from 30 to 40 mm, and fore events where P_{tot} ranging from 6 to 14 mm but the antecedent conditions and rainfall dynamics of these selected events where different (Figure 5 and

table 4). At Agr-cat, the P_{tot} max was 71.6 mm registered in March 2018, IP_{max} was 19.2 mm observed in November 2018, while R_{max} was 30.6 mm showed in January 2018. Besides, R median recorded 4.1 mm and 4.6 of SD. While at Afor-cat, P_{tot} max was also the same value of Agr-cat 70.7 mm registered in April, IP_{max}^{30} was 30 mm observed in March higher than events of Agr-cat. R max was 29.7mm recorded in April, R median was 3.9 mm and 3.2 mm of SD (Table A4 et 5). Besides, the 5 highest events in Agr-cat generated 60.27% of R during the studied period. While at Afor-cat, the 5 highest events produced 41.11% of R . However, the 3 selected events for non-linearity analysis at Agr-cat caused 16% of R ; whereas the 3 events of Afor-cat generated 9% of R . Consequently, the selected events for non-linearity analysis during the study period are presented in figure 5, while the characteristics of the whole events are presented and detailed in Table A.3 and A.4 at both catchments. For a better understanding of the rainfall- R relationship, the individual flood events were analysed at the two studied catchments. The event on 30 March 2018 (Figure 5.a) was recorded at Agr-cat, occurred in the transition period from wet to dry season, especially in the beginning of spring. The total rainfall was 40.3 mm produced 51.3% of R_c . Besides, the event of 30 October 2018 was recorded at AFor-cat (figure 5.b). The total rainfall of this event was 36 mm, while R_c was low (9.93%) of flow due to dry antecedent conditions. At Agr-cat, the event of 18 October 2018 (figure 5.c) occurred in with relative wet conditions because of a previous flood event recorded in the first part of September. $AP1d$ was 3mm and the duration and intensity were 1.43 h and 3mm h^{-1} respectively. The R response of this event was quick and high in terms of R (4.52 mm), R_c (71.84%) and Q_{max} ($2.82\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$) related to antecedent conditions (Table A.1). The event of 30 October 2018 (figure 5.d) illustrated a similar pattern to the precedent event (18 October) due to favourable wet antecedent conditions when rainfall intensity and R were increased (P_{tot} 11.2 mm; IP_{max} 4.8mm h^{-1} and 77.01% of R_c . The event on 26 March 2019 (Figure 5.e), recorded at Afor-cat in the beginning of spring, when antecedent conditions were favourable to R generation, due to the presence of baseflow. the R_c in this event was reached 41%. As a result, the events of March and October at the two studied catchments were different in terms of R response; where R was quick and recorded a high value in Agr-cat; being low in Afor-cat (Table A.1 and 2). Consequently, the selected events for non-linearity indicated (i) the variability of hydrographs, elucidating a mix of simple and complex patterns; and (ii) the flashy behaviour as response to rainfall, with very fast-rising limbs, especially at Agr-cat (figure 5.a and c). The falling limb also quickly decreased, showing a fast exhaustion especially at Agr-cat once rainfall ceased. The hydrographs of Afor-cat performed irregular patterns due to forest cover influenced R response. In this case, the hydrographs clearly showed multi-peaks. The R in this catchment relating with these selected events were also very variable, ranging from 8% to 81%, but it was mostly explained by the precipitation of the 7 previous days (Table A3).

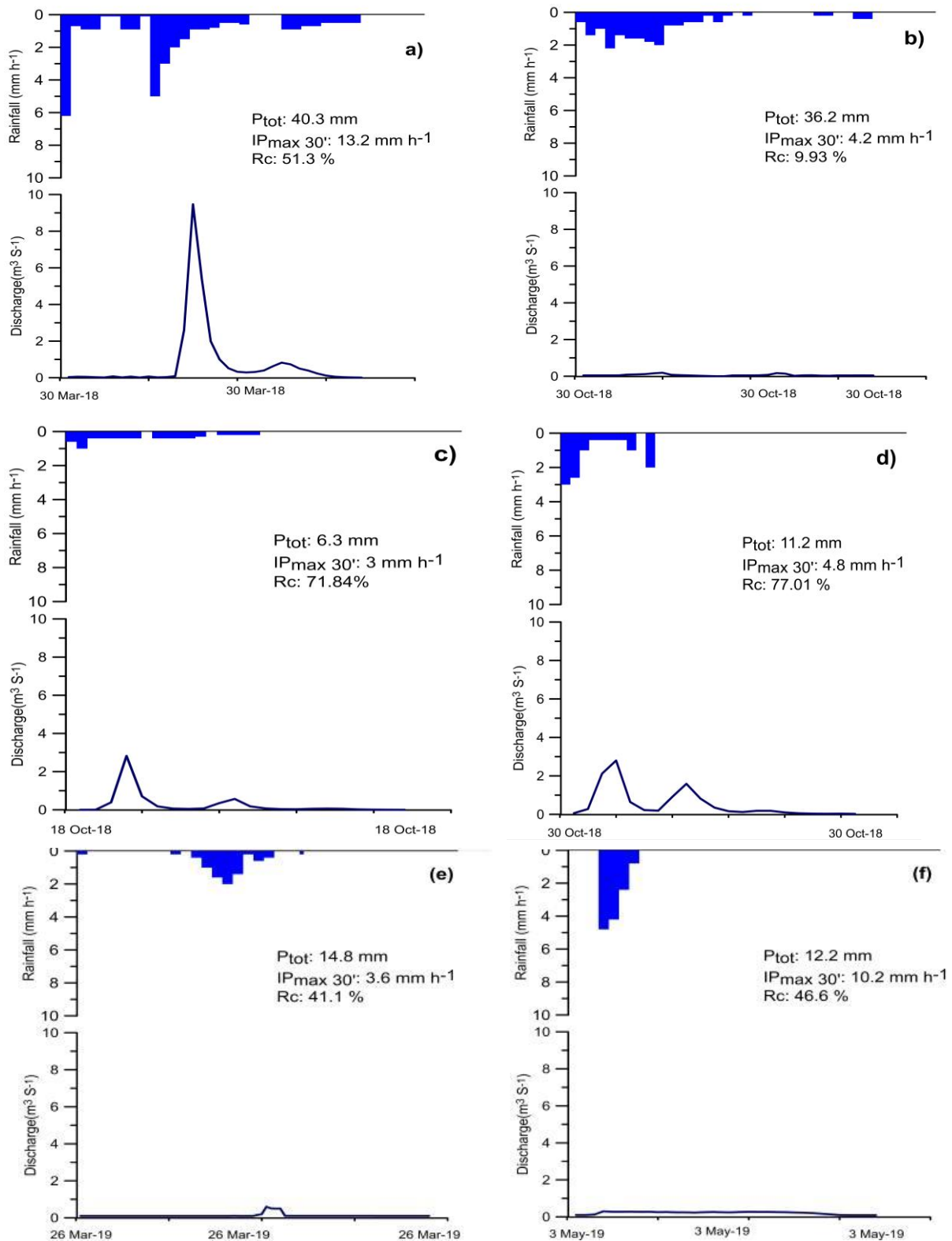


Figure 5: Selected events for non-linearity analysis at the two contrasted catchments recorded during the study period 2018–2019. with a total precipitation (Ptot), intensity in 30 minutes (IPmax 30') and runoff coefficient (Rc), further detailed in Table A3.

Some of the variables showed a significant correlation (in bold) at the two studied catchments. Q_{dur} were influenced by seasonality, especially at the Afor-cat and driven factors differed comparing the dry and wet season. Moreover, Q_0 were always negative at Agr-cat and significantly correlated with Q_{dur} at

Afor-cat, indicating that rarely found Q_0 in the most of the recorded events at the two studied catchments. Thus, Q_0 was affected by high seasonality and variability at the two catchments. By contrast, P_{tot} showed a significant correlation with $AP3d$, R , and Q_{max} . The strongest correlation was found between R and Q_{max} , confirming the role of antecedent hydrological conditions. However, Q_0 showed a low correlation with pre-event conditions at both catchments, explaining the high seasonality of runoff response.

Table 4. Pearson correlation matrix between selected parameters during 2019 at (a) Agricultural Talhiant and (b) Agroforestry Mougeryberdan catchments. Correlation significant at 0.05 level.

(a) Agr-cat	Ptot(mm)	IPmean30	IPmax30	Qdur	Q0	Qmax	R	Rc	AP1d	AP3d	AP7d
Ptot	1										
IPmean30	0.12	1									
IPmax30	0.01	0.59	1								
Qdur	0.30	-0.07	0.13	1							
Q0	0.21	-0.17	-0.08	0.09	1						
Qmax	0.64	0.04	0.53	0.11	0.26	1					
R	0.78	0.05	0.10	0.38	0.34	0.79	1				
Rc	0.29	-0.06	0.09	0.28	0.44	0.59	0.69	1			
AP1d	0.68	0.14	0.16	0.19	0.10	0.43	0.57	0.52	1		
AP3d	0.52	0.06	-0.10	-0.04	0.05	0.23	0.38	0.11	0.61	1	
AP7d	0.58	0.11	-0.15	-0.10	0.11	0.15	0.28	0.05	0.43	0.84	1
(b) AFor-cat											
Ptot	1										
IPmean30	0.28	1									
IPmax30	0.04	0.72	1								
Qdur	0.13	-0.29	-0.22	1							
Q0	-0.11	-0.12	-0.00	0.55	1						
Qmax	0.55	0.27	0.03	-0.25	-0.03	1					
R	0.58	0.13	-0.05	0.14	0.04	0.71	1				
Rc	-0.13	-0.19	-0.17	0.31	0.10	0.58	0.56	1			
AP1d	0.60	0.27	0.17	0.01	-0.21	0.57	0.03	-0.27	1		
AP3d	0.57	0.07	-0.10	0.01	-0.28	0.06	0.00	-0.29	0.67	1	
AP7d	0.52	-0.06	-0.21	-0.02	-0.33	-0.01	-0.09	-0.30	0.55	0.85	1

4. Discussion on runoff responses in the two contrasted catchments

4.1 Land Use and lithology Influences on the two contrasting Catchments Quicflow Response

4.1.1 Annual and Seasonal Scales: evapotranspiration, lithology and land use influence

These obtained results exhibited a high inter-annual variability in terms of both climatic characteristics and catchment hydrological responses. Consequently, The ET as a highly complex set of processes, is influenced by many factors depending on the local conditions. These factors varying from rainfall and meteorology to soil moisture, plant water requirements and the physical nature of the land cover (Dunn & Mackay, 1996). The values of ET indicate a clear difference and contrast between the two studied catchments mainly related to the large agricultural exploitation in Agr-cat as depicted in arid or semi-arid regions as Morocco located (Howell et al, 2019). Agr-cat with annual rainfall ranging from 328 to 807mm yr⁻¹ showed annual R 85–183 mm, and generated 22% and 26 % of Rc respectively. These results were observed in some headwaters with Badlands areas (Nadal- Romero et al, 2007). These results can be compared also with Nakhla drainage basin located in the northeast of Morocco where the annual rainfall proceed >800mm(Damnati et al., 2010) and with Mekerra catchment located in northwest of Algeria where the total annual rainfall reached >600 mm during 2009(Maref & Seddini, 2018). In the contrary, at Afor-cat, annual rainfall ranging from 600 to 925 mm yr⁻¹ produced an annual R higher than Agr-cat ranged from 138 to 238 mm, but the Rc response generated just 14% and 39% respectively

during the study period. These findings compared with the obtained results of Fortesa et al (2020) in small Mediterranean-Climate Catchments, where the annual rainfall ranging from 500 to 900 mm yr⁻¹ and produced annual R 20–350 mm. Consequently, the role played by lithology and land uses factors on the annual R response was very important. Besides, a decreasing in Rc generation was observed by Buendia et al (2016) in an upland Mediterranean catchment.

In contrast, land uses illustrated a direct effect on water balance through its link with the evapotranspiration in Agr-cat, but the seasonal evolution of the hydric stress was controlled by forest cover at Afor-cat; water balance was controlled by land cover which influence the relationship between average evapotranspiration, rainfall intensity and R generation (Dunn & Mackay, 1996). Otherwise, land use change has a direct effect on this hydrological response through its link with the evapotranspiration regime (Dunn & Mackay, 1996), playing an important role in R generation (Dunjó et al, 2004). Land uses are the most important factors explaining the R response exceeding the influence of rainfall intensity and slope gradient (García-Ruiz, 2010; Wainwright & Thornes, 2004; Kosmas et al., 1997). In fact, the relationship between total rainfall and discharge reveals a clear variability suggesting that R response of the studied catchments is controlled by multiple factors particularly land uses at Agr-cat and forest cover at Afor-cat. At Agr-cat where is characterized by a multiple land use type (Table A.1). Therefore, it seems from the results, that the most rainfall amounts were transformed as quickflow (reached 85%) in Agr-cat (table 3). Nevertheless, highest rates of R response are related to the cultivated or recently abandoned environments, as many studies reported in Mediterranean region. Accordingly, this variation in R generation can be attributed to the vegetation cover and land use management changes (Kosmas et al., 1997; Reed, 1971; Williams & Reed, 1972; Patton & Schümm, 1975; Newson, 1985; Bryan and Campbell, 1986; Douglas, 1969). This R response characterizing the Agr-cat is essentially related to the predominance of bare surfaces due to rainfed herbaceous crops and Badlands (He et al., 2013; Maalim et al., 2013). Furthermore, in Afor-cat, with a high annual rainfall the role played by forest cover on the annual R response was important. Besides, quickflow response is higher with high forest cover during larger events, but for smaller flood events, quickflow is lower when forest cover is high due to the higher evapotranspiration and soil moisture (Sriwongsitanon & Taesombat, 2011). Few studies have shown deforestation to be linked to a decrease impact flows (Wei et al., 2009; Sriwongsitanon & Taesombat, 2011). Furthermore, the obtained results confirmed that R generation is related to rainfall and antecedent wetness conditions with the clear impact of land uses at both catchments. These relationships evidenced the non- linearity associated with the hydrological response mentioned by several authors in the Mediterranean region (Boudher et al., 2020; Fortesa et al., 2020 ; Merheb et al., 2016; Estrany et al, 2010; Gallart et al., 2002; Latron & Gallart, 2008; Calvo-Cases et al., 2003), and the scattering of data related to different factors.

At seasonal scale, Rc showed a different pattern in both catchments. In Agr-cat, autumn is the season with the highest Rc, 31% during the studied period (2018-2019), followed by winter 25% then spring 20% while the R response in summer is limited or null, with Rc < 8% in both catchments. In inverse, at Afor-cat spring was the highest Rc reached 34 % than winter season recorded 29% and autumn 16%. These R coefficients are very high if compared to other observed catchments with similar climatic conditions, where Rc is usually below 10% and never passed 25% (Estrany et al., 2010). These differences in Rc response at the two studied catchments due to antecedent wetness condition, lithology and vegetation cover, which interacting in each case to generate the contrasting Rc response.

4.1.2 *Event scale rainfall-runoff relationships: Land use and lithology influences*

In order to examine the variability of R response at the event scale, the rainfall-runoff relationships of 90 events from the two contrasted catchments were carried out. The analysis of the monthly values of

water balance excess and observed flow illustrated a linearity and non-linearity relationships at Agr-cat ($R=0.61$, 0.21 during the study period), while the Afor-cat evidenced a lower correlation ($R^2 =0.53$, 0.11 respectively) which can be related to the predominance of forest cover in controlling the R response (Li et al., 2020). Event rainfall-R relationships were influenced by the differences in the main land uses and lithologies of studied catchments. Both catchments are covered by similar lithology (i.e., red clay, marls, shall), characterized by a low infiltration capacity and high soil erodibility, which generate high R coefficients. However, larger values of R, R_c and Q_{max} were observed in Agr-cat compared to Afor-cat. The correlations between Rainfall and R was significant, R generation was very quick due to the low infiltration of lithology and land uses in Agr-cat. But, In the Afor-cat, the higher vegetation cover promoted a higher rainfall interception reducing the R generation, considering that forest land uses can decrease 20% of the annual R (Buendia et al., 2016). As a result, R generation in Afor-cat clearly indicates the role played by vegetation in controlling and influencing this R generation (Ries et al 2017; Puigdefábregas, 2005;Calvo et al 2003). These differences in R response at Afor-cat was affected by forest cover which has a high impact in evapotranspiration and controlling the R generation (Zhang et al., 2001). In general, the comparison between the studied catchments suggests that land uses modify and control the rainfall–R response. Consequently, the contrast of the R mechanisms generated lower and larger R contributions in events occurring during the dry and wet seasons, respectively. These processes caused the non-linearity of the R response especially at Afor-cat despite the high amount of rainfall but generated a non-linear R response due to different land cover of this area (Figure 6).

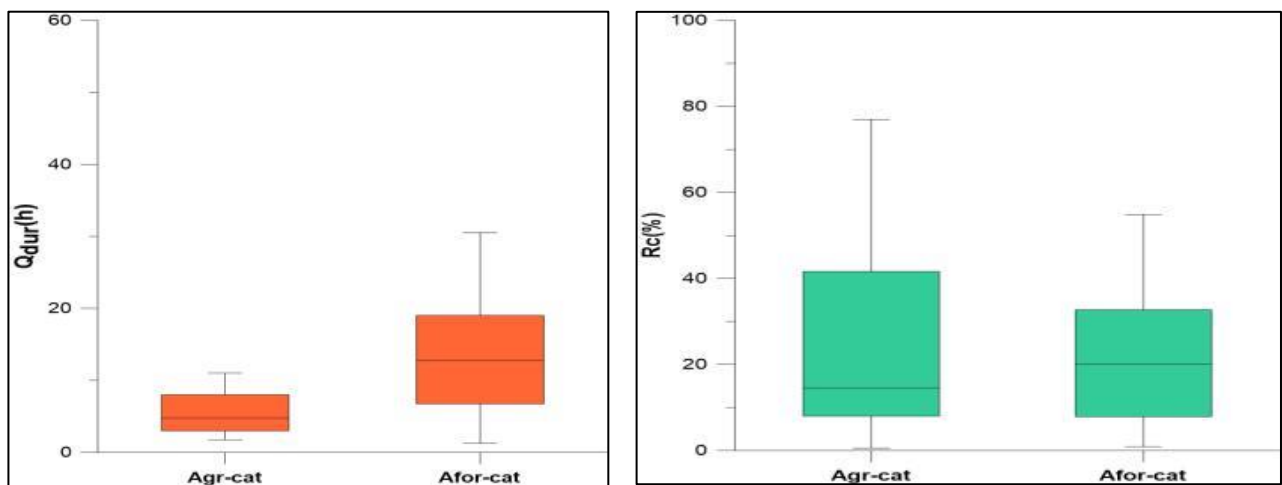


Figure.6: Distribution of values at both catchments; duration of events ($Q_{dur}(h)$) and runoff coefficient ($R_c\%$).

Within figure 6, the box plots help to understand the significant contrast between the two studied catchments. The distribution values of Q_{dur} (h) and R_c (%) are showing clear differences between the two headwaters. Q_{dur} in Agr-cat in most events was short, not exceeding 11 h which shows the clear impact of lithology and land cover in R generation (Léonard et al., 2006). On the contrary, at Afor-cat, Q_{dur} showed a long time exceeded 24h due to forest land uses. However, this land cover contributes to protect water from a quick evaporation and promote a long time of duration flow, also lead to control the R_c (Gallart & Llorens, 2003). Besides, an increase of R_c observed when forest land uses are changed by bare lands and agricultural land uses (García-Ruiz, 2010). Figure 6 allowed to observe the hydrological contrasts between both studied catchments in the R_c response to rainfall intensities and seasonality conditions due to different physical characteristics. These patterns are clearly demonstrated with the highest R response occurred at Agr-cat (R_c 77% at 30 October 2018) during autumn despite the

dry conditions in the end of summer (figure 5.b) compared with Rc 3% during 28 October 2018 recorded in Afor-cat (table A5). This complexity behaviour in R response at Agr-cat has already been observed in other Moroccan catchments by [Al karkouri et al. \(1993\)](#) where the infiltration process was found to be the main factor regularizing the R generation. Therefore, at abandoned and agricultural lands, infiltration capacity is very low accelerating the R response as observed in Agr-cat. The obtained results by these authors are clearly illustrated by comparing the rainfall-R relationships and the values distribution at both catchments (figure 6). However, during wet conditions, R response was high resulting from high rainfall intensity but with a clear contrast between the two catchments, being this R response higher in Agr-cat. Our results are clearly in agreement with the observations made by [Laouina et al \(2010\)](#) who is observed higher amount of R generation for high rainfall intensities occurring in periods with high wet conditions especially in low vegetation cover spots. Besides, a similar R behaviour can be observed in Mediterranean-climate catchments where seasonality and antecedent soil moisture conditions played a key role in R response ([López-Tarazón et al., 2010](#); [Gallart et al., 2002](#)).

4.1.3 Non-Linearity Assessment at both studied catchments

As a result, the analysed events in Figure 5 showed a high variability in their hydrological response, despite occurring a similar P_{tot} , ranging from 30 to 40mm and others 6 to 14 mm. Rc varied from 9% to 77%, due to rainfall intensities, the catchment antecedent moisture conditions and seasonality characteristics at both headwaters. A high R response observed under marked wet soil moisture conditions during winter season despite low rainfall intensities (figure 5; table A4 and table A5). A similar complexity in R responses has been detected in other Mediterranean-climate catchments where seasonality and antecedent soil moisture conditions played a key role in R generation ([Fortesa et al., 2020](#)). [Estrany et al \(2009\)](#) and [Gallart et al \(1994\)](#) also demonstrated that different R response behaviours could be remarked among the year due to changing in catchment wetness conditions and varying in characteristics of rainfall events. The results obtained by these authors are clearly observed by comparing Events c,13 and 14 in Agr-cat with events e, 1 and 9 in Afor-cat in Figure 5 and table A4 and A5. Furthermore, during dry conditions, except some events showed a huge R response (70 to 77%) especially in Agr-cat events; the majority of events resulting from low intensity rainfall produced a low R response. These results can be also compared with the findings of [Schnabel et al \(2018\)](#) who observed higher R generation for the events with low rainfall intensities observing during seasons with high soil water wetness than for events with high rainfall intensities.

Conclusions

This study investigated the runoff response at the two contrasted catchments in the middle Atlas of Morocco; under different land uses and lithology types. The obtained results during two normal years of monitoring 2018 and 2019 showed a highlight particularity of the two catchments hydrological behaviour. Consequently, several conclusions can be drawn as follows:

- (1) Pearson correlation matrix showed that the runoff response of the two contrasted catchments is strongly related to the total amount of rainfall, the duration of rainfall event and the rainfall of the previous days especially of the prior 7 days.
- (2) Very low correlation and non-linearity was observed between the rainfall intensity and the selected hydrological variables, indicating that rainfall per unit time has an important role on the hydrological response of the two headwaters.
- (3) The T-M model provided a general overview of the hydrological variables at the two contrasting catchments. In agricultural catchment, land uses, and lithology are crucial aspects and important factors which affect the water balance directly by affecting evapotranspiration. As a result, the mean annual runoff coefficient was relatively high at this catchment. At agroforestry catchment, forest cover has a high influence in evapotranspiration and controlling the runoff generation.

- (4) Spatial and temporal variation of water balance play a key role for the appropriate catchment management and decision making. It is contributed to investigate the contrast of climate trends between the two catchments. Besides, the flow duration curves show that quickflow was occurred more time at Agricultural than Agroforestry catchments. Furthermore, there are a clear significant contrast at different time scale between the two studied headwaters.
- (5) The evaluation of multiple temporal scales at two the contrasting small catchments in the Middle Atlas of Morocco has improved the understanding of the role played by lithology and land use in the runoff response. The assessment of rainfall-runoff relationships at the annual scale in both headwaters showed a contrast linearity in the runoff response due to the importance of the annual rainfall amount. Nevertheless, lithology effects on R generation controlled by infiltration process which explained an increase in the scattering in the rainfall-runoff relationship especially at agricultural catchment, while at agroforestry catchment, the relationship showed a non-linearity because vegetation cover and high evapotranspiration lead to generate a lower R contribution. These dynamics were clearly observed in the average seasonal R_c , decreasing from winter to summer at both studied catchments. At the event scale, linear and non-linear relationships were observed in the rainfall-runoff relationships in both contrasted catchments, suggesting that different physical factors conditioned and controlled the R generation. The interaction between seasonality and the spatial diversity of lithology and land uses at the catchment scale were the most significant driving factors, played an important role in R response. Consequently, events under agricultural land use or which occurred during winter period independently of the land use and lithology catchments were the situations which were able to generate a higher linearity in the rainfall-runoff relationships.

Therefore, this contrast in R generation in the studied catchments require further years of data to confirm and assess the role played by lithology, seasonality and land cover and their combined impacts on the runoff response for further understanding of these highly sensitive regions to global change, such as the Maghreb region as a part in the south of Mediterranean area.

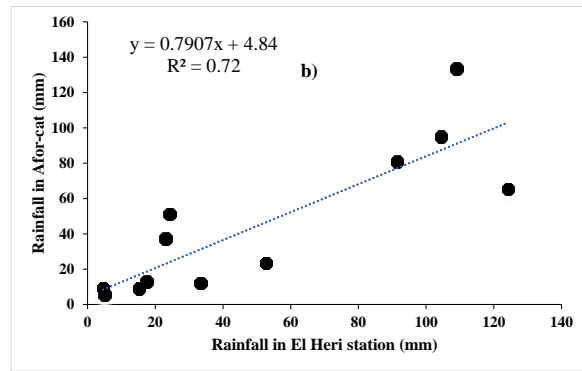
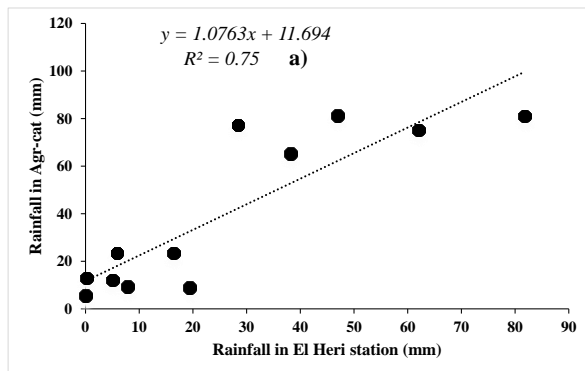
Author Contributions: Conceptualization, H.O., J.E., H.R ,M.E. J.G.C. and Y.E; methodology J.E. ; data organization, H.O, J.E and J.F. writing-original draft preparation H.O.

Funding: This work was supported by the research project OPTIMISM (2016 and 2017) “Erosion and sediment transport processes: analysis and modelling at different scales in the upstream part of Oum Rabia catchment - A case study from the Srou Subcatchment (Middle Atlas - Morocco) (OCDS-CUD 2016-03// 07-2017)– Between the University of Balearic Islands (UIB) Laboratory (MEDhyCON) and Sultan Moulay Slimane University/Faculty of Arts and Humanities/Department of Geography (USMS) Laboratory DPRP. The contribution of Joan Estrany was supported by the OPTIMISM project, is the person in charge of project At UIB and the first supervisor of Hasan Ouakhir thesis. Hanan Reddad is the responsible of project at USMS. Bartomeu Alorda is a PDI at UIB. Mohamed El Ghachi is a PDI at USMS and is the second supervisor of Hasan Ouakhir thesis. Hasan Ouakhir is PHD student at USMS. Josep Fortesa has a contract funded by the Ministry of Innovation, Research and Tourism of the Autonomous Government of the Balearic Islands [FPI/2048/2017]. Julián García-Comendador has a phd in UIB.

Acknowledgements

The authors are grateful to the landowners who generously opened their fields and houses during the construction process, instrumentation and fieldwork.

Appendix A



rainfall
fits

	Date	P _{tot} (mm)	IP _{mean30} (mm h ⁻¹)	IP _{max30} (mm h ⁻¹)	Q _{dur} (h)	Q ₀ (m ³ s ⁻¹)	Q _{max} (m ³ s ⁻¹)	R (mm)	R _c (%)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)
1	18 10 2018 12:15	6.3	1.0	3.0	6.25	0.001	2.073	4.01	71.8	3.0	3.0	15.4
2	30 10 2018 19:30	11.2	2.8	4.8	5.25	0.061	2.825	8.67	77.01	17.4	18.0	18.0
3	30 03 2019 16:30	40.3	8.3	13.2	10.50	0.032	9.473	20.73	51.39	40.7	40.7	40.7

Table A.3. Main characteristics of the selected events for runoff generation at Afor-cat

ID	Date	P _{tot} (mm)	IP _{mean30} (mm h ⁻¹)	IP _{max30} (mm h ⁻¹)	Q _{dur} (h)	Q ₀ (m ³ s ⁻¹)	Q _{max} (m ³ s ⁻¹)	R (mm)	R _c (%)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)
1	30 10 2018 19:14	36.2	0.7	4.2	19.50	0.041	0.668	4.26	9.93	49.4	118.2	135.6
2	26 03 2019 00:29	14.8	0.5	3.6	19.00	0.093	0.113	6.08	41.08	4.2	7.4	7.4
3	03 05 2019 13:45	12.2	6.1	10.2	8.50	0.105	0.297	5.65	46.60	12.2	18.0	25.8

Table.A.4. Flood event characteristics during the study period 2018–2019 at Agricultural catchment.

ID	Date	P _{tot} (mm)	IP _{mean30} (mm h ⁻¹)	IP _{max30} (mm h ⁻¹)	Q _{dur} (h)	Q ₀ (m3s ⁻¹)	Q _{max} (m3 s ⁻¹)	R (mm)	R _c (%)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)
1	06 01 2018 08:45	25.1	10.3	6.7	5.25	0.031	1.531	9.02	36.12	25	29.2	29.2
2	07 01 2018 07:15	50.3	14.2	7.2	1.75	0.024	0.457	1.31	2.52	20.8	50	50
3	07 01 2018 11:30	50.2	11.1	9.2	2.00	0.019	0.0862	0.34	0.61	20.8	50	50
4	08 01 2018 23:00	53.5	13.2	6.1	4.25	0.002	0.13	0.60	1.12	53.5	99.3	103.5
5	08 01 2018 16:15	53.5	14.0	11.2	7.50	0.043	3.819	30.62	57.10	53.5	99.3	103.5
6	09 01 2018 05:15	3.1	1.2	2.4	2.00	0.012	0.174	0.51	14.54	3.1	77.4	106.6
7	14 01 2018 23:00	17.5	3.2	4.1	3.00	0.040	0.513	2.26	12.47	17.5	17.5	91.1
8	18 01 2018 21:45	17.5	2.1	1.2	3.00	0.014	4.591	4.90	27.87	17.5	17.5	17.5
9	04 02 2018 20:30	12.5	1.4	2.1	3.00	0.00	0.351	0.80	6.26	12.5	14.5	16.6
10	07 02 2018 13:00	17.6	2.7	2.9	4.50	0.037	0.105	0.80	4.31	0.6	57.4	74
11	01 03 2018 04:30	14.6	1.7	2.7	4.25	0.020	0.105	0.52	3.78	4.6	4.6	17.7
12	04 03 2018 08:15	71.6	11.4	6.7	6.25	0.050	9.505	29.81	41.60	21.6	41.8	46.4
13	05 03 2018 16:30	3.8	0.5	0.7	3.25	0.020	1.212	1.70	45.55	3.8	45.6	50.2
14	07 03 2018 17:15	38.6	7.4	3.1	8.00	0.025	5.145	16.70	43.31	28.6	90.2	136.6
15	31 03 2018 22:45	2.4	0.1	0.7	2.50	0.042	0.104	0.40	15.05	0	0	2.4
16	25 04 2018 19:00	17.1	5.1	1.2	2.25	0.024	5.521	7.02	42.33	17.1	19.9	19.9
17	16 05 2018 20:45	20.8	12.2	3.1	4.25	0.030	0.635	1.81	8.70	20.8	20.8	20.8
18	13 09 2018 16:15	12.2	1.2	5.2	3.75	0.001	0.281	1.22	10.12	6.4	12.8	35.6
19	26 09 2018 18:00	5.8	5.8	11.6	1.75	0.003	0.461	0.52	8.62	10.6	16.8	19
20	28 09 2018 19:00	2.4	2.8	5.6	2.00	0.001	0.455	0.60	25.40	35.4	35.4	41.6
21	30 09 2018 20:00	7.5	4.6	6.2	3.25	0.026	0.251	0.60	8.01	7.5	13.2	27.2
22	01 10 2018 20:30	6.6	10.4	0.8	4.25	0.001	0.35	0.78	10.92	6.6	14.2	76.8
23	11 10 2018 11:15	3.2	1.6	6.0	2.25	0.008	0.15	0.26	6.67	11	20.8	20.8
24	28 10 2018 12:45	16.6	1.2	1.2	6.25	0.001	0.824	4.93	29.89	16.6	17	18
25	18 11 2018 16:00	9.6	19.2	19.2	9.00	0	0.365	2.40	25.03	9.6	9.6	9.6
26	20 01 2019 19 :29	ND	ND	ND	ND	0	0.20	0.19	ND	ND	ND	ND
27	21 01 2019 17:45	5.9	0.8	1.6	8.75	0	0.113	0.39	4.90	5.9	5.9	5.9
28	07 03 2019 5:29	5.8	0.9	1.9	8.25	0.001	0.156	0.41	6.29	5.8	5.8	5.8
29	01 04 2019 3:45	5.6	1.1	1.9	4.00	0.003	0.291	0.70	12.03	5.6	5.6	5.6
30	04 04 2019 05:00	38.6	0.9	1.4	10.75	0.019	1.150	18.31	47.43	18.6	18.6	19.6
31	06 04 2019 17:30	19.5	1.4	2.6	11.00	0.066	0.976	6.97	35.25	19.5	32.4	38
32	02 05 2019 15:30	5.0	0.5	3.2	5.50	0.090	0.153	1.76	35.20	5.6	12.2	17.8
33	06/09/2019 19 :15	ND	ND	ND	ND	0	4.355	0.46	ND	ND	ND	ND
34	22/10/2019 18 :30	5.4	0.86	1.8	3	0.001	0.721	1.44	26.67	5.4	19.2	19.2
35	15 11 2019 02:30	20.6	1.3	3.4	17.50	0.015	0.897	4.34	20.91	20.6	23.6	25.6
36	16 11 2019 08:30	3.8	0.9	2.8	7.50	0.021	0.220	0.57	12.93	3.8	24.8	29.6
37	21 11 2019 17:14	17.6	1.9	5.2	10.75	0.118	1.441	7.49	41.90	17.6	22.6	60.4
38	23 11 2019 08:30	7.8	0.7	1.8	7.00	0.010	0.171	0.71	9.22	7.8	32.2	49.4
39	01 12 2019 20:45	24.4	1.7	4	16.50	0.021	1.031	6.80	27.80	24.4	24.4	24.4
40	03 12 2019 05:00	3.1	1.5	1.6	5.00	0.042	0.180	0.41	14.70	3.2	28.4	28.4
41	04 12 2019 16:45	4.6	1.2	1.9	6.75	0.022	0.005	0.10	3.01	4.6	33.4	33.4
42	17 12 2019 16:15	21.6	1.2	2.8	10.75	0.020	0.943	2.51	11.38	21.6	27.6	27.6
	Max		71.6		19.2		19.2	17.50		0.101		9.523
	Min		2.4		0.1		0.7	1.80		0.001		0.023
	Median		18.1		4.4		4.1	5.80		0.042		1.203
	SD		12.6		4.1		2.6	3.00		0.012		1.389

Table A.5. Flood event characteristics during the study period 2018–2019 at Agroforestry catchment

ID	Date	P _{tot} (mm)	IP _{mean30} (mm h ⁻¹)	IP _{max30} (mm h ⁻¹)	Q _{dur} (h)	Q ₀ (m ³ s ⁻¹)	Q _{max} (m ³ s ⁻¹)	R (mm)	R _c (%)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)
1	08 01 2018 13:45	25.0	4.1	3.1	3.00	0.060	10.491	13.72	54.88	25.0	29.2	29.2
2	10 02 2018 13:45	20.8	6.7	5.9	5.50	0.001	0.020	0.19	0.91	20.8	50.0	50.0
3	11 02 2018 00:00	20.8	7.4	6.4	8.25	0.020	0.671	1.64	7.88	20.8	50.0	50.0
4	12 02 2018 15:00	53.5	10.7	11.2	13.75	0.010	0.130	1.91	3.57	53.5	99.3	103.5
5	13 02 2018 08:30	53.5	13.0	10.9	12.75	0.010	0.032	0.82	1.53	53.5	99.3	103.5
6	14 02 2018 07:30	3.1	0.5	1.0	6.00	0.010	0.220	0.18	5.81	3.1	77.4	106.6
7	15 02 2018 10:15	17.5	2.7	1.9	6.25	0.010	0.030	0.21	1.20	17.5	17.5	91.1
8	16 02 2018 00:00	17.5	3.4	2.8	23.75	0.001	0.017	0.40	2.29	17.5	17.5	17.5
9	06 03 2018 16:30	12.5	1.7	2.0	16.00	0.010	2.032	4.06	32.48	12.5	14.5	16.6
10	13 04 2018 03:45	0.6	0.2	0.4	6.25	0.010	0.010	0.09	14.50	0.6	57.4	74.0
11	14 04 2018 22:00	4.6	1.4	0.8	16.25	0.001	0.041	0.49	10.65	4.6	4.6	17.7
12	25 04 2018 17:45	71.6	6.2	7.1	6.25	0.030	8.142	29.66	41.43	21.6	41.8	46.4
13	26 04 2018 00:00	53.8	7.1	9.4	13.00	0.010	0.754	7.31	13.59	3.8	45.6	50.2
14	07 08 2018 12:45	8.0	3.4	12.4	1.25	0.041	0.088	0.22	2.75	8.0	8.0	8.0
15	18 08 2018 16:29	6.4	12.8	12.8	2.25	0.030	0.100	0.38	5.94	6.4	6.4	6.4
16	13 09 2018 15:15	12.2	5.2	6.0	4.25	0.321	0.040	0.48	3.93	6.6	11.0	11.0
17	30 09 2018 00:00	24.8	2.6	15.9	11.00	0.011	0.490	2.55	10.29	19.0	32.6	33.0
18	18 10 2018 15:45	17.2	0.9	3.4	15.50	0.012	0.050	9.27	53.90	23.4	23.6	23.6
19	28 10 2018 14:30	37.4	1.6	6.0	9.50	0.030	0.081	1.20	3.21	36.8	12.4	72.4
20	01 11 2018 20:15	8.2	0.7	1.6	10.50	0.030	0.139	1.86	22.68	8.2	58.2	135.0
21	06 11 2018 07:30	7.6	0.1	1.2	21.00	0.031	0.0550	3.03	39.89	7.6	8.2	23.0
22	23 11 2018 01:45	8.6	0.4	0.8	22.00	0.041	0.050	3.59	41.74	8.1	18.0	38.2
23	24 11 2018 07:14	3.8	0.5	1.2	16.00	0.045	0.050	0.83	21.84	3.8	12.6	22.2
24	09 12 2018 13:15	21.8	21.1	34.0	11.75	0.040	0.061	1.89	8.67	21.8	21.8	24.8
25	14 12 2018 15:00	8.8	0.2	1.2	20.00	0.040	0.061	3.37	38.30	0.6	12.8	34.6
26	23 12 2018 13:29	5.4	22.7	23.6	8.00	0.040	0.062	1.38	25.56	11.8	11.8	11.8
27	28 12 2018 08:29	9.8	21.2	21.2	22.75	0.040	0.063	4.12	42.04	10.6	10.6	22.8
28	04 01 2019 14:15	15.2	15.2	26.4	7.50	0.060	0.611	1.45	9.54	15.2	15.2	15.2
29	16 01 2019 15:29	17.8	35.4	17.8	5.25	0.070	0.070	1.12	6.29	17.8	17.8	17.8
30	19 01 2019 12:00	51.0	0.2	1.2	24.50	0.070	0.070	13.35	26.18	0.2	0.4	0.4
31	19 02 2019 06:45	28.6	2.8	3.2	22.25	0.080	0.08	5.67	19.83	8.6	8.6	8.6
32	24 03 2019 12:15	13.2	0.3	1.6	13.00	0.090	0.095	3.65	27.65	3.2	3.2	3.2
33	31 03 2019 00:59	16.8	0.4	3.2	15.50	0.090	0.091	4.51	26.85	16.8	16.8	16.8
34	6 04 2019 06:59	23.6	0.8	5.6	30.50	0.082	0.100	8.71	36.91	23.6	67.6	69.0
35	20 04 2019 08:44	13.2	1.6	4.0	9.75	0.080	0.116	2.94	22.27	13.4	17.4	22.6
36	21 04 2019 20:00	24.8	0.3	1.4	11.25	0.101	0.276	5.85	23.59	4.8	19.0	23.1
37	23 04 2019 16:59	17.2	0.4	2.4	13.50	0.090	0.212	5.55	32.27	7.2	12.8	30.2
38	28 04 2019 18:44	7.8	0.8	2.4	6.75	0.019	0.170	2.55	32.69	7.2	12.2	25.8
39	2 05 2019 19:15	5.0	0.5	3.2	5.50	0.093	0.154	1.76	35.20	5.6	12.2	17.8
40	07 05 2019 16:15	19.6	5.6	38.0	13.25	0.100	0.111	3.92	20.00	19.6	34.8	52.8
41	2 12 2019 01:15	24.4	1.7	6.4	23.50	0.031	0.130	4.30	17.62	24.4	24.4	24.4
42	3 12 2019 06:15	34.2	1.3	4.6	21.50	0.010	0.292	5.54	16.20	34.2	58.6	58.6
Max		71.6	35.5	38.0	30.50	0.300	10.523	29.71	54.90	53.5	99.3	135.0
Min		0.6	0.1	0.5	1.30	0.001	0.001	0.10	0.92	0.2	0.4	0.4
Median		20.2	5.4	7.8	12.80	0.004	0.612	3.90	20.61	15.0	27.9	38.3
SD		11.8	5.5	6.7	5.80	0.001	0.910	3.21	12.70	9.4	19.6	25.1

References

- Aderghal, M., Karkouri, J. Al, Chaker, M., Machouri, N., & Sfa, M. (2010). *Article de recherche*. 21(4), 309–316.
- Ambroise, B. (1999). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modeles. In *Bucharest, Romania: Editions HGA* (Issue 96).
- Barakat, A., Khellouk, R., El Jazouli, A., Touhami, F., & Nadem, S. (2018). Monitoring of forest cover dynamics in eastern area of Béni-Mellal Province using ASTER and Sentinel-2A multispectral data. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 2(3), 203–215. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1452478>
- Bencherifa, A. (2007). Land Use and Equilibrium of Mountain Ecosystems in the High Atlas of Western Morocco. *Mountain Research and Development*, 3(3), 273. <https://doi.org/10.2307/3673021>
- Bosch, J. M., & Hewlett, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55(1–4), 3–23. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90117-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90117-2)
- Buendia, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., & Batalla, R. J. (2016a). Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Science of the Total Environment*, 540, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.005>
- Buendia, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., & Batalla, R. J. (2016b). Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Science of the Total Environment*, 540, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.005>
- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., & Imeson, A. C. (2003). Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. *Geomorphology*, 50(1–3), 269–291. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00218-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00218-0)
- Castellarin, A., Botter, G., Hughes, D. A., Liu, S., Ouarda, T. B. M. J., Parajka, J., Post, D. A., Sivapalan, M., Spence, C., Viglione, A., & Vogel, R. M. (2013). Prediction of flow duration curves in ungauged basins. *Runoff Prediction in Ungauged Basins*, 135–162. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139235761.010>
- Ceballos, A., & Schnabel, S. (1998). Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa landuse system (Extremadura , SW Spain). *Journal of Hydrology*, 210(1–4), 146–160. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00180-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00180-2)
- Cigizoglu, H. K., & Bayazit, M. (2000). *A generalized seasonal model for flow duration curve*. 1067(August 1999), 1053–1067.
- Costigan, K. H., Kennard, M. J., Leigh, C., Sauquet, E., Datry, T., & Boulton, A. J. (2017). Flow Regimes in Intermittent Rivers and Ephemeral Streams. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-519. In *Intermittent Rivers and Ephemeral Streams: Ecology and Management*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803835-2.00003-6>
- Crocker, K. M., Young, A. R., Zaidman, M. D., & Rees, H. G. (2003). Flow duration curve estimation in ephemeral catchments in Portugal. *Hydrological Sciences Journal*, 48(3), 427–439. <https://doi.org/10.1623/hysj.48.3.427.45287>
- Damnati, B., Ibrahim, S., Benhardouze, O., Radakovitch, O., & Moukhchane. (2010). Quantification de l'érosion par le 137 Cs et le 210 Pb en excès : cas d'une parcelle au niveau du bassin versant du barrage Nakhla (Région de Tétouan, Nord-ouest du Maroc). *Africa Geoscience Review*, 17(3), 215–223.
- Dans, S., Vallee, L. A., & Beni, D. E. S. (1993). *Capacite d'infiltration et risques d'erosion des sols dans la vallee des beni boufrah -rif central (maroc)*.
- Dickinson, W. T., Holland, M. E., & Smith, G. L. (1967). An Experimental Rainfall-Runoff Facility. *Hydrology Papers* 25, September, 88.
- Duncan, H. P. (2019). Baseflow separation-A practical approach. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.040>
- Dunjó, G., Pardini, G., & Gispert, M. (2004). The role of land use-land cover on runoff generation and sediment yield at a microplot scale, in a small Mediterranean catchment. *Journal of Arid Environments*, 57(2), 239–256. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(03\)00097-1](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(03)00097-1)
- Dunn, S. M., & Mackay, R. (1996). Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. *Journal of Hydrology*, 174(1–2), 49–73.
- Estrany, J., Garcia, C., & Alberich, R. (2010). La dynamique d'écoulement dans un cours d'eau temporaire Méditerranéen. *Hydrological Sciences Journal*, 55(5), 717–736. <https://doi.org/10.1080/02626667.2010.493740>
- Estrany, J., Garcia, C., & Batalla, R. J. (2010). Hydrological response of a small Mediterranean agricultural catchment. *Journal of Hydrology*, 380, 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.035>
- Estrany, J., & Grimalt, M. (2014). Catchment controls and human disturbances on the geomorphology of small

- Mediterranean estuarine systems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150(PB), 230–241. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.03.021>
- Faleh, A., Navas, A., & Sadiki, A. (2005). Erosion and dam siltation in a Rif catchment (Morocco). *IAHS-AISH Publication*, 2(292), 58–64.
- Fortesa, J., Latron, J., García-Comendador, J., Tomàs-Burguera, M., Company, J., Calsamiglia, A., & Estrany, J. (2020). Multiple temporal scales assessment in the hydrological response of small mediterranean-climate catchments. *Water (Switzerland)*, 12(1), 1–27. <https://doi.org/10.3390/w12010299>
- Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., Regüés, D., Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., Hydrological, D. R., Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., & Regüés, D. (2002). Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees *to cite this version: HAL Id: hal-00304709 Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in t.*
- Gallart, Francesc, & Llorens, P. (2003). Catchment Management under Environmental Change: Impact of Land Cover Change on Water Resources. *Water International*, 28(3), 334–340. <https://doi.org/10.1080/02508060308691707>
- Gallart, Francesc, Llorens, P., & Latron, J. (1994). Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. *Journal of Hydrology*, 159(1–4), 291–303. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90262-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90262-3)
- Gallart, Francesc, Llorens, P., Latron, J., & Regüés, D. (2002). Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(3), 527–537. <https://doi.org/10.5194/hess-6-527-2002>
- García-Ruiz, J. M., Arnáez, J., Beguería, S., Seeger, M., Martí-Bono, C., Regüés, D., Lana-Renault, N., & White, S. (2005). Runoff generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Spanish Pyrenees. *Catena*, 59(1), 79–92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.05.006>
- García-Ruiz, José M. (2010). The effects of land use on soil erosion in Spain: A review. In *Catena* (Vol. 81, Issue 1, pp. 1–11). <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.01.001>
- Guan, M., Sillanpää, N., & Koivusalo, H. (2016). Storm runoff response to rainfall pattern, magnitude and urbanization in a developing urban catchment. *Hydrological Processes*, 30(4), 543–557. <https://doi.org/10.1002/hyp.10624>
- Hardy, T., Panja, P., & Mathias, D. (2005). WinXSPRO, A channel cross section analyser, user's manual, version 3.0. *USDA Forest Service - General Technical Report RMRS-GTR, 147 RMRS-GTR*, 1–100. <https://doi.org/10.2737/RMRS-GTR-147>
- He, Y., Lin, K., & Chen, X. (2013). Effect of land use and climate change on runoff in the Dongjiang basin of south China. *Mathematical Problems in Engineering*, 2013. <https://doi.org/10.1155/2013/471429>
- Horton, R. E. (1945). Erosion development in stream and their drainage basins. *Geological Society Of America Bulletin*, 56(1), 275–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56)
- Howell, B. A., Fryar, A. E., Benaabidate, L., Bouchaou, L., & Farhaoui, M. (2019). Variable responses of karst springs to recharge in the Middle Atlas region of Morocco.
- Jazouli, A. El, Barakat, A., Khellouk, R., Rais, J., & Baghdadi, M. El. (2019). Remote sensing and GIS techniques for prediction of land use land cover change effects on soil erosion in the high basin of the Oum Er Rbia River (Morocco). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 13, 361–374. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2018.12.004>
- Kadam, A., Karnewar, A. S., Umrikar, B., & Sankhua, R. N. (2019). Hydrological response-based watershed prioritization in semiarid, basaltic region of western India using frequency ratio, fuzzy logic and AHP method. *Environment, Development and Sustainability*, 21(4), 1809–1833. <https://doi.org/10.1007/s10668-018-0104-4>
- Karsili, C. (2013). Calculation of past and present water availability in the Mediterranean Region and future estimates according to the Thomthwaite water-balance Model. 285, 93.
- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L. H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J. M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., ... Vacca, A. (1997). The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29(1), 45–59. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00062-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00062-8)
- Laborde, J.P. (2000). Elements d'hydrologie de surface.
- Lana-Renault, N., Morán-Tejeda, E., Moreno de las Heras, M., Lorenzo-Lacruz, J., & López-Moreno, N. (2020). Land-use change and impacts. In *Water Resources in the Mediterranean Region*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-818086-0.00010-8>

- Latron, J., & Gallart, F. (2008). Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 358(Latron, (3–4), 206–220. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.014>
- Latron, J., Llorens, P., & Gallart, F. (2009). The hydrology of Mediterranean mountain areas. *Geography Compass*, 3(6), 2045–2064. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2009.00287.x>
- Léonard, J., Ancelin, O., Ludwig, B., & Richard, G. (2006). Analysis of the dynamics of soil infiltrability of agricultural soils from continuous rainfall-runoff measurements on small plots. *Journal of Hydrology*, 326(1–4), 122–134. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.026>
- Li, M., Zhang, Y., Wallace, J., & Campbell, E. (2020). Estimating annual runoff in response to forest change: A statistical method based on random forest. *Journal of Hydrology*, 589, 125168. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125168>
- Licciardello, F., Barbagallo, S., & Gallart, F. (2019). *Hydrological and erosional response of a small catchment in Sicily*. 201–212. <https://doi.org/10.2478/johh-2019-0003>
- López-Tarazón, J. A., Batalla, R. J., Vericat, D., & Balasch, J. C. (2010). Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: The River Isábena (Ebro basin). *Catena*, 82(1), 23–34. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.04.005>
- Maalim, F. K., Melesse, A. M., Belmont, P., & Gran, K. B. (2013). Modelling the impact of land use changes on runoff and sediment yield in the le sueur watershed, minnesota using GeoWEPP. *Catena*, 107, 35–45. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.004>
- Mannion, A. M., & Bowlby, S. R. (1992). Environmental issues in the 1990s. In *Environmental issues in the 1990s*. <https://doi.org/10.2307/3451302>
- Maref, N., & Seddini, A. (2018). Modeling of flood generation in semi-arid catchment using a spatially distributed model: case of study Wadi Mekerra catchment (Northwest Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 11(6). <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3461-2>
- Mehaiguene, M., Meddi, M., Longobardi, A., & Toumi, S. (2012). Low flows quantification and regionalization in North West Algeria. *Journal of Arid Environments*, 87, 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2012.07.014>
- Merheb, M., Moussa, R., Abdallah, C., Colin, F., Perrin, C., Baghdadi, N., Merheb, M., Moussa, R., Abdallah, C., Colin, F., & Perrin, C. (2017). *Hydrological response characteristics of Mediterranean catchments: a review*. To cite this version : HAL Id : hal-01579161.
- Merheb, Mohammad, Moussa, R., Abdallah, C., Colin, F., & Baghdadi, N. (2016). *Hydrological response characteristics of Mediterranean catchments at different time scales : a meta-analysis*. 6667(January). <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1140174>
- Milano, M., Ruelland, D., Fernandez, S., Dezetter, A., Fabre, J., Servat, E., Fritsch, J. M., Ardoin-Bardin, S., & Thivet, G. (2013). Current state of Mediterranean water resources and future trends under climatic and anthropogenic changes. *Hydrological Sciences Journal*, 58(3), 498–518. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.774458>
- Napoli, M., Massetti, L., & Orlandini, S. (2017). Hydrological response to land use and climate changes in a rural hilly basin in Italy. *Catena*, 157(October 2016), 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.002>
- Nathan, R. J., & McMahon, T. A. (1990). Identification of homogeneous regions for the purposes of regionalisation. *Journal of Hydrology*, 121(1–4), 217–238. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90233-N](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90233-N)
- Ouallali, A., Briak, H., Aassoumi, H., Beroho, M., Bouhsane, N., & Moukhchane, M. (2020). Hydrological foretelling uncertainty evaluation of water balance components and sediments yield using a multi-variable optimization approach in an external Rif's catchment. Morocco. *Alexandria Engineering Journal*, 59(2), 775–789. <https://doi.org/10.1016/j.aej.2020.02.017>
- Oueslati, O., De Girolamo, A. M., Abouabdillah, A., Kjeldsen, T. R., & Lo Porto, A. (2015). Classifying the flow regimes of Mediterranean streams using multivariate analysis. *Hydrological Processes*, 29(22), 4666–4682. <https://doi.org/10.1002/hyp.10530>
- Patton, P. C., & Schümm, S. a. (1975). Northwestern Colorado: *Geology*, 3(2), 88–90.
- Paul, M., Rajib, M. A., & Ahiablame, L. (2017). Spatial and Temporal Evaluation of Hydrological Response to Climate and Land Use Change in Three South Dakota Watersheds. *Journal of the American Water Resources Association*, 53(1), 69–88. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12483>
- Puigdefábregas, J. (2005). The role of vegetation patterns in structuring runoff and sediment fluxes in drylands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(2), 133–147. <https://doi.org/10.1002/esp.1181>
- Raïssouni, A., Issa, L. K., Arrim, A. El, Maâtouk, M., & Passalacqua, R. (2012). GIS-Based Model to Assess Erosion Sensitivity in Northern Morocco. Laou Watershed Case Study. *International Journal of*

- Geosciences*, 03(03), 610–626. <https://doi.org/10.4236/ijg.2012.33061>
- Rebai, N., Mastere, M., Studies, C., & Africa, N. (2020). Mapping and Spatial Analysis of Socio-economic and Environmental Indicators for Sustainable Development: Case Studies from North Africa. In *Advances in Science, Technology & Innovation (IEREK Interdisciplinary Series for Sustainable Development)*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-21166-0>
- Reed, L. A. (1971). Hydrological and sedimentation of Corey Creek and Elk Run Basins, North-Central Pennsylvania. *US Geol. Surv. Water Supply Paper*.
- Ries, F., Schmidt, S., Sauter, M., & Lange, J. (2017). Controls on runoff generation along a steep climatic gradient in the Eastern Mediterranean. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 9, 18–33. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.11.001>
- Sadiki, A., Faleh, A., Navas, A., & Bouhlassa, S. (2007). Assessing soil erosion and control factors by the radiometric technique in the Boussouab catchment, Eastern Rif, Morocco. *Catena*, 71(1), 13–20. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.10.003>
- Schnabel, S., Lozano Parra, J., Gómez-Gutiérrez, A., & Alfonso-Torreño, A. (2018). Hydrological dynamics in a small catchment with silvopastoral land use in SW Spain. *Cuadernos de Investigacion Geográfica*, 44(2), 557–580. <https://doi.org/http://doi.org/10.18172/cig.3378>
- Smith, R. E. (1972). The infiltration envelope: Results from a theoretical infiltrometer. *Journal of Hydrology*, 17(1–2), 1–22. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(72\)90063-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(72)90063-7)
- Sriwongsitanon, N., & Taesombat, W. (2011). Effects of land cover on runoff coefficient. *Journal of Hydrology*, 410(3–4), 226–238. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.021>
- States, U. (n.d.). *Unknown - Unknown - intvegindx.pdf.pdf*. [https://doi.org/Report No. FHWA-TS-84-204](https://doi.org/Report%20No.%20FHWA-TS-84-204)
- Taylor, P., Boudhar, A., Hanich, L., Boulet, G., Duchemin, B., Berjamy, B., & Chehbouni, A. (n.d.). Evaluation of the Snowmelt Runoff Model in the Moroccan High Atlas Mountains using two snow-cover estimates Evaluation of the Snowmelt Runoff Model in the Moroccan High Atlas Mountains using two snow-cover estimates. *October 2014*, 37–41. <https://doi.org/10.1623/hysj.54.6.1094>
- Thorntwhait, E. C. W. (1948). An Approach Toward a Rational. *Geographical Review*, 38(1), 55–94.
- Tramblay, Y., Bouaicha, R., Brocca, L., Dorigo, W., Bouvier, C., & Camici, S. (2012). *Estimation of antecedent wetness conditions for flood modelling in*. 9361–9390. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-9361-2012>
- Viviroli, D., & Weingartner, R. (2004). The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(6), 1017–1030. <https://doi.org/10.5194/hess-8-1017-2004>
- Wei, X., Sun, G., Liu, S., Jiang, H., Zhou, G., & Dai, L. (2009). *the forest-streamflow relationship in China: A 40- I*. 44(5). <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2008.00237.x>
- Wiekenkamp, I., Huisman, J. A., Bogena, H. R., Graf, A., Lin, H. S., Drüe, C., & Vereecken, H. (2016). Changes in measured spatiotemporal patterns of hydrological response after partial deforestation in a headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 542, 648–661. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.037>
- Williams, K. F., & Reed, L. A. (1972). *Appraisal of Stream Sedimentation in the Susquehanna River Basin: Geological Survey Water-Supply Paper 1532-F*. 24. <http://pubs.usgs.gov/wsp/1532f/report.pdf>
- Worku, T., Khare, D., & Tripathi, S. K. (2017). Modelling runoff–sediment response to land use/land cover changes using integrated GIS and SWAT model in the Beressa watershed. *Environmental Earth Sciences*, 76(16), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6883-3>
- Yan, Y., Dai, Q., Yuan, Y., Peng, X., Zhao, L., & Yang, J. (2018). Effects of rainfall intensity on runoff and sediment yields on bare slopes in a karst area, SW China. *Geoderma*, 330(June 2017), 30–40. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.05.026>
- Zhang, L., Dawes, W. R., & Walker, G. R. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37(3), 701–708. <https://doi.org/10.1029/2000WR900325>

Article.2: Hydrosedimentary dynamics in two contrasting small catchments at the Middle Atlas, Morocco

Hassan Ouakhir¹, Joan Estrany^{2,3*}, Josep Fortesa^{2,3}, Hanane Reddad¹, Julián García-Comendador^{2,3}, Bartomeu Alorda^{3,4}, Yahia El Khalkia¹, Mohamed El ghachi¹

(1) University Sultan Moulay Slimane, Faculty of Arts and Humanities, Laboratory « DPRP », Beni Mellal – Morocco

(2) Department of Geography, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma de Mallorca, Balearic Islands, Spain. Mediterranean Eco-geomorphological and Hydrological Connectivity Research Team (<http://medhycon.uib.cat>)

(3) Institute of Agro-Environmental and Water Economy Research –INAGEA, University of the Balearic Islands,

(4) Department of Physics, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma de Mallorca, Balearic Island, (5) Laboratory of Environmental Radioactivity, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma de Mallorca, Balearic Islands.

****In submission****

Abstract:

Lithology, land use/cover changes, make soil very vulnerable to runoff generation and sediment transport, leading to soil loss erodibility and reservoir siltation in the downstream. In the Maghreb region these factors play a key role in the spatial distribution of soil erosion and sediment transport. The aim of this study is to investigate the hydrosedimentary response in two Mediterranean agricultural and agroforestry catchments under different land cover practices and lithology types. The purpose is to assess the sediment load and yield contribution and their variability at different temporal scales. Rainfall, runoff, and suspended sediment load were calculated at annual, seasonal and event scales to evaluate the variability of sediment transport. The two catchments of the Moroccan Middle Atlas have been monitored since october 2017 to study erosion, the hydrological and sediment response to rainfall events in order to understand the hydrological processes and sediment transport dynamics. Besides, the obtained results of the sediment yields are compared with other similar catchments from Mediterranean, Maghreb and Moroccan regions during the two normal years (2018 and 2019). Consequently, at the annual scale, the mean sediment yield at agricultural catchment was $895.36 \text{ t km}^2 \text{ y}^{-1}$ at 2018, and 674.36 at 2019 respectively, while this average was low at agroforestry catchment ranged from 411.50 to $346.68 \text{ t km}^2 \text{ y}^{-1}$ during 2018/2019 respectively. The total amount of sediment load produced during raising limb (90% and 79 % respectively at both catchments). Seasonal analysis of total sediment load showed that more than 60% was generated during the spring season at the contrasted catchments. At event scale, a database with 87 events at the two studied catchments was used to determine the main controlling factors over sediment yield through bivariate relationships and an analysis of discharge-suspended sediment concentration hysteresis. Figure eight-type loop were observed as the most dominated hysteresis class at the two studied headwaters.

Keywords: Suspended sediment transport, Hysteretic loops, Agricultural and Agroforestry catchments, Middle Atlas, Morocco

Introduction

Sediment transported in suspension represents the majority of total sediment load in most river systems (Dietrich & Dunne, 1978 ; Dunne & Leopold, 1978; Syvitski et al., 2005; Juez et al., 2018). In Mediterranean regions, the sediment budget is dominated by suspended sediment (Webb et al., 1995 ; Walling & Webb, 1987; Nadal-Romero et al., 2008) estimated that the global amount of suspended sediment transport is about 3.5 times higher than that of solutes, while bedload represents only a small component of fluvial transport; however, the relationship between discharge and suspended sediment concentration is rarely homogenous at the event scale, commonly producing hysteretic loops (Williams 1989; Llorens et al., 1997; Sickingabula, 1998; Lenzi & Marchi, 2000; Alexandrov et al., 2003; Seeger et al., 2004; Zabaleta et al., 2007; Nadal-Romero et al., 2008). Consequently, the wide diversity of hydrological regimes at Mediterranean catchments (Fortesa et al., 2020; Oueslati et al., 2015) are controlled sediment transport (Jaeger et al., 2017). In the Maghreb region, (Northwest Africa, including Morocco, Algeria, Tunisia, and sometimes Libya) soil erosion and sedimentation have led to important and catastrophic damage affecting several sectors of this area. These processes are responsible for decreasing water availability, complicate the management of protected areas (Millares et al., 2020; Bouchetata and Bouchetata, 2006; Salhi et al., 2013) and affect agricultural production and silting of dams (Boughalem et al., 2014). The sediment transport contribution of rivers in the Maghreb estimated to be 96 million t/yr, i.e. a specific discharge of 351 t/km²/yr (Hadour et al., 2020; Sadaoui et al., 2018). Sadaoui et al (2018) estimated the retention of river sediment by dams to be 35% of the total sediment discharge. However, Poulos & Collins, (2002) using data on the discharge of suspended sediment in the 69 rivers discharging to the Mediterranean Sea, with a total surface area >200 km², estimated the river sediment discharge for the different physiographic regions of the Mediterranean watershed to be 650 ×10⁶ t/yr, with the contribution of the Maghreb to the total to a specific discharge of 325 t/km²/yr (Hadour et al., 2020). Besides, Milliman & Meade (1983) assumed that the sediment yield of the Maghrebin rivers was about 100 t km² year⁻¹. Walling, (1984) suggested that all those values were underestimated and proposed a suspended sediment yield of 1000 to 5000 t km² year⁻¹ (Probst & Suchet, 1992). That estimate was based on several studies of Maghrebin rivers including those of Snoussi et al., (1971) and (1990) in Morocco, Algeria and Tunisia, Demmak (1982) in Algeria, Colombani, (1977) in Tunisia and some others. At this scale, Roose et al. (2012) have mentioned that lithology in the first phase and topography in the second play a key role in the spatial distribution of sediment transport in the Maghreb region. In Morocco, as a country located in the north-west of the Maghreb region and African continent and on the West of the Mediterranean region; soils are generally vulnerable and lands are often degraded with steep slopes and declining vegetation cover (Boufala et al., 2020). Snoussi (1990) and Haida et al., (1996) studied three major rivers in Morocco and estimated the mean annual suspended sediment yield to be about 750 t km² year⁻¹ in this country. Furthermore, the sediment yield (SY) in dams on the long-term scale was estimated by Lahlou, (1988) using collected data from 42 of the main dams in Morocco. The average SY is estimated at 1.51 million m³ year⁻¹, related essentially to the size of watersheds (R²=0.77) (Poujol et al., 2014). Besides, the North part of Morocco (Rif) is the area suffering the most from the problematic of sediment transport and gully phenomenon (Sadiki et al , 2009). In the Middle Atlas and the High Atlas regions, soil losses are between 5 t ha⁻¹ year⁻¹ and 10 t ha⁻¹ year⁻¹ ((Jazouli et al., 2019; Ibrahimi, 2005). As a result, the land degradation of soils in the Middle Atlas of Morocco is the product of many processes such as changes in land use and global climate. Changes in the land-use patterns due to agricultural intensive practices and deforestation, in relationship with the population growth which accelerate fertile land degradation processes (Barakat et al., 2018). Unluckily for dealing with erosion-sedimentation problems, the Moroccan experience in technical

terms is very limited compared to many Mediterranean countries (Gourfi et al., 2018; Simonneaux et al., 2015) this is mainly due to the lack of data necessary for modelling and estimating the sediment transport (Hessel et al., 2014). Consequently, understanding the factors and processes controlling contemporary sediment yield (SY) is crucial for the comprehension of catchment sediment budget, biogeochemical cycles, human impacts on sediment fluxes and to implement soil conservation strategies (Gourfi et al., 2020; Milliman & Syvitski, 1992). The main purpose of this paper is to determine, from hydrological monitoring, detailed suspended sediment loads and yields for two representative small headwaters in the Middle Atlas of Morocco. Rainfall, runoff, and suspended sediment were analysed through determined multiple parameters. The hysteresis patterns or loops used for understanding sediment transport processes by interpreting the spatial distribution of sediment sources, the dynamics of rainfall, runoff and discharge.

2. Study area

The two contrasted catchments; agricultural Talhiant (1.14 km²) (Agr-cat) and Agroforestry Mougeryberdan catchment (1.15 km²) (AFo-cat) are a headwaters tributary of the Serou river catchment (1443 km²) in the Middle Atlas of Morocco (fig. 1). The studied catchments are delimited in the west by the Hercynian Central Massif, to the north by the Causse of Ajdir and south-east by the plain of the High Moulouya (Jazouli et al., 2019). According to the 1:500,000 scale geological maps of Rabat (1976) the lithology of both catchments is characterized by sedimentary, metamorphic, and volcanic rocks belonging to four types of lithology; red clay; shale; siltstones and basalt (fig. 1c and d). From large surface pedogenic alteration of these different formations in the past, many soil types were formed such as alluvial and colluvial soils (more frequent), vertisols, calcimagnesian soils and very deep isohumic soils concentrated in the outlet and flat areas, and fersiallitic soils on ancient terraces or forests (El Bouqdaoui et al., 2006). The elevation of the two headwaters ranged from 810 to 1430 m a.s.l. The drainage density reveals a difference between the two headwaters, is 5.04 km at Agr-cat whereas present 2.29 km in AFo-cat. The Horton's elongation index (IH), which takes into account the largest length and width of the catchment (Estrany & Grimalt, 2014; Horton, 1945;), reveals a relatively compact of the two contrasted headwaters (Hi: 2.41 km 3.92 km respectively at the two catchments). Agriculture and livestock are the fundamental component of the rural economy throughout the two studied catchments. The forest ecosystem has much changed due to the land use change (such as conversion of forests and grassland into cropland) and climate change during the past decades. Deforestation is prominent, and the demand for forest land for agriculture and pasturage is so considerable (Lahlaoui et al., 2017). In the two studied catchments, the development of the main landscape features showed the predominance of cereal crops, mainly due to precipitations and easy to exploit for reason to respond to the human need for feeding. Besides, the appearance of some implants such as olives as well as the co-existence of farming and overgrazing particularly at agricultural catchment (fig. 1).

The climate is Mediterranean climate known by warm and dry summers and mild/cool and wet winters. Within the wet periods experienced from October to April, minimum temperature values are usually 5 °C, while in the dry season experienced from May to September, an average maximum temperature rises to 45 °C. The mean annual rainfall is 654 mm at Agr-cat and 712 at AFo-cat (2018-2019 data from two monitoring stations). As a consequence, bare soils without vegetation cover are exposed to high erosion rates leading to the vulnerability of taluses especially in agricultural catchment to landslides and soil erodibility, at the times of the year showing torrential rainfall with very high intensity (Barakat et al., 2016).

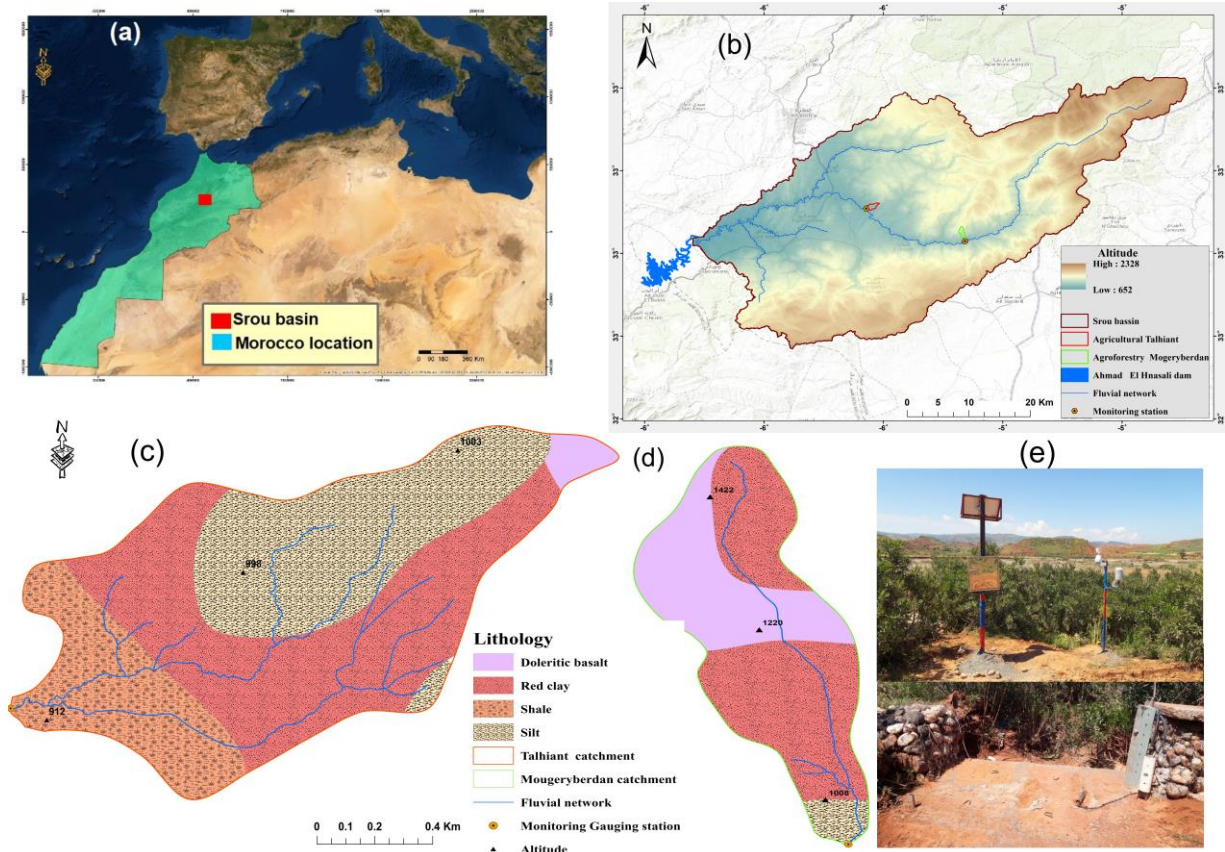


Figure 1: a) Map showing the location of Morocco in the North of Africa and in the Southern of Mediterranean region and b) the location of Srou within Morocco. c) map of Agroforestry Mougeryberdan and d) Agricultural Talhiant catchments with land uses distribution. (e) downstream view of the cross-section at Talhiant gauging station

3. Materials and Methods

3.1 Monitoring and data calibration

In April 2017 two gauging stations were installed at the outlet of the two catchments for the continuous measurement of water and sediment yields. The Agr-cat monitoring station is located in the west central part of Srou basin at an altitude of 819 m. The Afor-cat gauging station is in north east of Srou basin at an elevation of 998 m. At both headwaters, the monitoring stations were installed in a cement rectangular broad-crested section where channel banks consist of dry-stone walls working as a control section for discharges (fig.1.e). water stage was continuously measured and recorded using a pressure sensor Campbell Scientific PC200W linked to Campbell Scientific PC200W data logger. These took readings every minute and recorded average readings every 15 minutes. Turbidity was also measured using self-cleaning nephelometric turbidity sensors (OBS-3+), with a range of 0-1.000/1.000-4.000 NTU. Thus, a metallic rising-stage sampler 101 cm height and 23 cm width (see Schick 1967) were installed at both gauging stations for the turbidimeter calibration. It is a simple container equipped with seven bottles (i.e., 500 ml) and intake and exhaust tubes, used to obtain suspended-sediment samples automatically during storm events and baseflow periods (without immediate attention) when a water surface first rises to a selected stage. The highest stage bottle was located 93 cm from the riverbed. The collected samples (500ml) were filtered with the filter paper, which were subsequently dried in an oven at 105°C for 1 hour or until the sediment is dried and weighed on high-precision balance (i.e., 0.0001 g). The conductivity, resistivity and PH are measured for each sample at both catchments. Finally to calculate the SSC of all samples, using the following equation; $SSC = [(Dw - Iw) * (1 \text{ liter}/V)]$ where SSC is the suspended sediment concentration (g l⁻¹); Dw is the weight of the dry filter (g l⁻¹); Iw is the initial

weight of the filter (g l-1) and V is the volume of water filtered in liters. Then, the obtained results SSCs derived from these samples were used to calibrate the turbidity sensor in a range of 105.50 to 767.01 g l-1 (n=16; R²=0.8119) at Agr-cat and a range of 0.5 to 388.50 g l-1(n=9; R²=0.91) (fig.2).

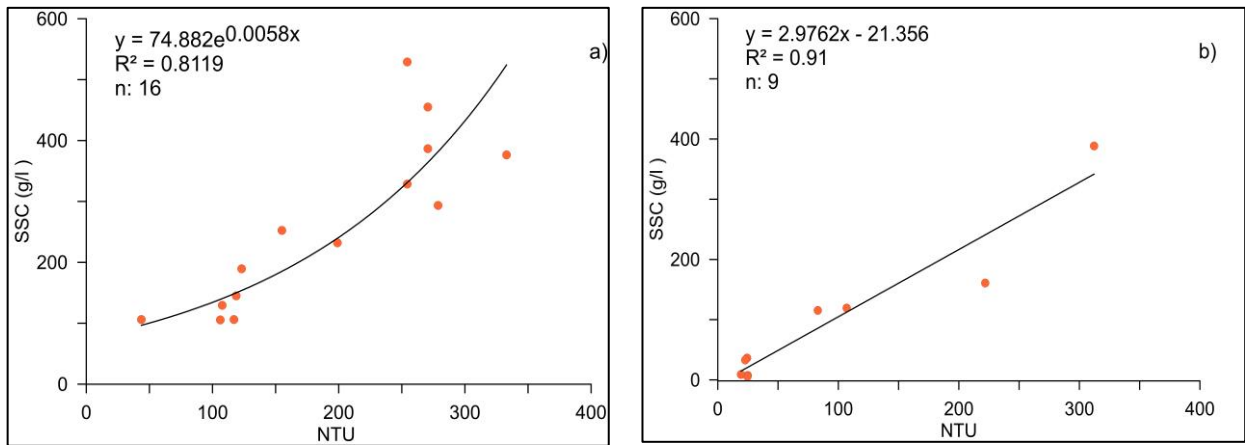


Figure.2: Calibration relating suspended sediment concentration to measured turbidity, manual samples collected during 2018 and 2019 at a) Agricultural and b) Agroforestry catchments.

Furthermore, 27 samples at Agr-cat and 20 at AFor-cat were without NTU data. For calculating the sediment load of these collected samples; five interpolation methods developed by Webb et al., (1997) were used. These procedures differ in the extent to which the calculation of load for a given period approximates the basic definition of flux as the product of discharge-weighted mean concentration and mean discharge. Further, all these interpolation methods are related to a rating relationship between values of concentration (c) and river flow (Q) at the time of sampling.

2.3 Rainfall-runoff suspended sediment assessment

Rainfall (P), runoff (R) and suspended sediment load (SL) were calculated at annual, seasonal, and event scales from continuous gauging records of P, Q and SSC during two normal years (2018-19) to assess their temporal dynamics. The SL was divided to catchment area to obtain the SY. A database of 87 flood events was organized with data for P, R, Q and SS. The variables are summarized in table 1 as (a) antecedent conditions and (b) event conditions. Antecedent conditions refer to antecedent precipitation (from 1 to 7 days), whereas event conditions refer to P, R, Q, SS parameters. Multiple correlations were established between variables from Table 1. These equations were used descriptively for the P-R-SS-assessment. So as to determine the main factors driving SS transport, different relationships were calculated to investigate the influence of Rainfall, R, IPmax30 and Qmax on SL generation(table.1).

Table 1. Variables of (a) antecedent and (b) event conditions selected to analyse the rainfall-runoff-suspended sediment relationships.

(C) PRE-EVENT CONDITIONS		(D) EVENT CONDITIONS	
AP1D	antecedent precipitation 1 day before	Ptot	Tot rainfall (mm)
AP3D	antecedent precipitation 3 day before	IPmax30'	Maximum 30' Rainfall intensity (mm)
AP7D	antecedent precipitation 7 day before	Qmax	Maximum discharge (m3 s ⁻¹)
		R	Runoff(mm)
		Rc	Runoff coefficient (%)
		SSC _{max}	Maximum suspended sediment concentration (g l ⁻¹)
		SSC _m	Mean suspended sediment concentration g l ⁻¹)
		SL	Sediment load (t)
		SY	Sediment yield (km ²)

2.3 Hysteresis loops

The relationships between Rainfall, Q and SSC are studied qualitatively by comparing the SSC/Q on the rising and falling limbs. The relationships were analysed using the hysteresis patterns investigated by

Williams (1989). Five common classes of these relationships were analysed at the studied catchments: single line, clockwise loop, counter-clockwise loop, figure eight and complex loop. Each class is characterized by a simple, objective, and reliable mathematical criterion once the two timeseries plot are available. This criterion is the ratio C/Q at selected times during the temporal increase and recession of SSC and Q. The rising and falling limbs of the Q-graph represent the two basic time zones (*Williams 1989*). The second step is to locate that same discharge value on the Q-graph's rising limb and the other on its recession limb. These parameters provide very important information for the identification of hysteresis classes. To investigate hysteretic patterns, R and SS contributions were analysed by hysteresis type for Q-SSC relationship.

1. Results

1.1 Hydro-sedimentary response at different scales

1.1.1 The annual to seasonal scale

At annual scale, the annual rainfall extended from 807 to 328 mm yr⁻¹ at Agr cat, and from 925 to 604 mm yr⁻¹ at AFor-cat during 2018 and 2019 years, respectively. The mean sediment yield from these catchments is very high at Agr-cat (788.43 t km²) and relatively low at Afor-cat (383.67 t km²) for two years (2018/2019). The relationships between P, R and SL reveal a positive linear correlation ($R^2 \geq 0.81$, at Agr-cat and $R^2 \geq 0.65$ at AFor-cat). R and SY increased with the increase of rainfall. Annual R ranged from 0.09 mm to 30.56 mm at Agr cat and from 0.14 to 29.66 at AFor-cat; SL contribution from 0.07 t to 7953 t y⁻¹; and 1.20 t to 2910 t y⁻¹ respectively at both catchments. SY ranged from 0.06 to 6976 t km² y⁻¹ at Agr-cat; and from 1.05 to 2530 t km² y⁻¹ at AFor-cat. This contrast amount of R; SL and SY at both catchments explained by different factors as Snoussi et al (1990) and Haida et al (1996) reported in Morocco; that the land uses, topography and lithology represent main factors which control the sediment transport at different catchments in Morocco. At seasonal scale, the characteristics of P, R and ST also showed a high variability at both catchments. Most sediment transport takes place during Spring (i.e 43.36% of R produced 65.62 % of SL at Agr-cat; and 38.25% produced 71.95% of SL at AFor-cat) at both studied headwaters. Followed by autumn which had registered 28.96% of R and SL 22.97% ; and 22.28 of R and SL 15.54 % respectively at both catchments. During winter, R accounted an important average 27.68 and 22.28%; while SL was lower 11.41 and 15.51 respectively at two studied catchments. These results demonstrate that in both catchments a high percentage of the sediment load was produced during spring. The factors involved in this case are varied, but more commonly associated with events caused by abundant rainfall and long duration, instead of episodes of short duration. Finally, summer did not produce any rate of R at both catchments because the PET was high and soil conditions were dry. In this situation, the scarce amount of rainfall reaching the ground infiltrates the soil ([table.1](#)).

Table 1. Runoff and sediment load values at the event scale and their relative contribution during the studied period 2018/2019 at both catchments

year/ Agricultural catchment	Relative contribution (%)		
	Season of the event	Runoff (%)	sediment load (%)
2018/2019	winter	27.68	11.41
	Spring	43.36	65.62
	Autumn	28.96	22.97
	Agroforestry catchment		
2018/2019	winter	39.15	12.51
	Spring	38.25	71.95
	Autumn	22.28	15.54

1.1.2 Event scale

1.1.1.1 Relationships among rainfall, runoff, sediment transport

Most of the event variables (R, Rc, SSC, Qmax) showed significant correlations ($p < 0.01$, table. 1) with the total precipitation (Ptot). whereas the hydro-sedimentary response was strongly correlated with the R which also effectively correlated with the antecedent precipitation (AP1d, AP3d and AP7d)(fig. 3). This behavior indicates that the total amount of antecedent conditions and R have a crucial role in the determining the hydro-sedimentary response of the two contrasting catchments. Figure 3 shows a clear correlation between R and SL at event scale. The R variable was a good indicator that explaining the sediment dynamic at the two headwaters. At Agr-cat R and SL revealed a good relationship where the correlation of 31 flood events was significant between two variables ($R^2: 59$). Thus, the R max at this catchment was 25.67 mm which contributed to transport 7837 t of SL. While at AFor-cat the R and SL were also strongly correlated ($R^2: 74$ for 38 event). R max was 29.34 mm transported about 2910 t of SL (fig.3). The significant correlation found between R and SL at both catchments raises the interesting factors controlling the hydro-sedimentary response; the role played by lithology types, land uses configurations and historical changes in land use at the catchment scale for controlling this generation of sediment transport (Rodriguez-Lloveras et al., 2015).

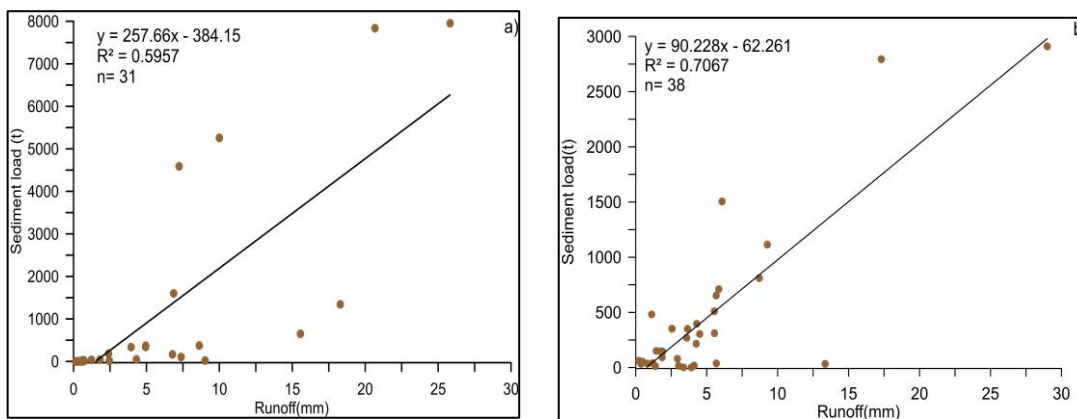


Figure.3. Relationship between runoff and sediment load at the event scale in a) Agricultural and b) Agroforestry catchments

For further understanding of the hydro-sedimentary response at the studied headwaters; a 70 flood events (32 at Agr-cat and 38 at Afor-cat) registered in the 2018-2019 years were analysed for the SL contributions at event scale. To determine factors that might explain the measured hydrological and sedimentological responses at the two studied catchments we generated a correlation matrix (fig.4). The linear correlation coefficients among rainfall, runoff and Qmax, and sediment load at both headwaters are described in detail below.

(i) The relationship between P and SL (fig.4a) at Agr-cat was highly scattered and showed no significant correlation between variables ($R^2: 0.44$). However, spring and winter correlations increased to $R^2: 0.52$. At Afor-cat P shows significant differences between seasons, except between winter and spring, a highly scattered and no correlation between P and SL ($R^2: 0.37$). SL variability is very large at seasonal scale and no significant differences were observed between the seasons, the highest amount of SL transported during spring and winter (fig.4d). the SL exported during spring accounted for 71.95% for 16 events, and 12.51% during winter for 13 events, and 15.54% of SL for 10 events in autumn(table. 1).

(ii) At Agr-cat runoff (R) was well correlated with SL ($R^2: 0.62$) for 32 flood events, but not with rainfall characteristics, confirming the role of antecedent hydrological conditions. The correlations always are increased for spring ($R^2:0.78$) and for autumn ($R^2:0.67$) (fig.4b). Correspondingly the largest runoff event ($R > 25$ mm; $SL > 7837$ t) occurred mainly in spring. At AFor-cat, the relationship between R and SL also showed a high significant at seasonal scale ($R^2: 0.86$) for 38 events(fig.4e). SL and R patterns correlations increased in three seasons; winter, spring, and autumn ($R^2: 0.83, 0.86, 0.75$ respectively). Thus, the highest flood event ($R^2>29$ mm; $SL>3907$ t) happened especially during spring.

(iii)The Q_{max} -SL relationship illustrated the highest correlations, with a high variability between seasons at both studied headwaters. A linear correlation was found between sediment variables and Q_{max} at Agr-cat ($R^2:0.82$ $p \leq 0.01$)(fig.4c). Looking at Q_{max} events larger than $5\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ($n=4$), a significant and progressive increase in SL was observed (4000 to 8000 t). At AFor-cat, the relationship between Q_{max} SL was also statistically significant ($R^2:89$) (fig.4f). Events with $Q_{max} > 2\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ generated an amount of SL which ranged between 1000 to 4000t.

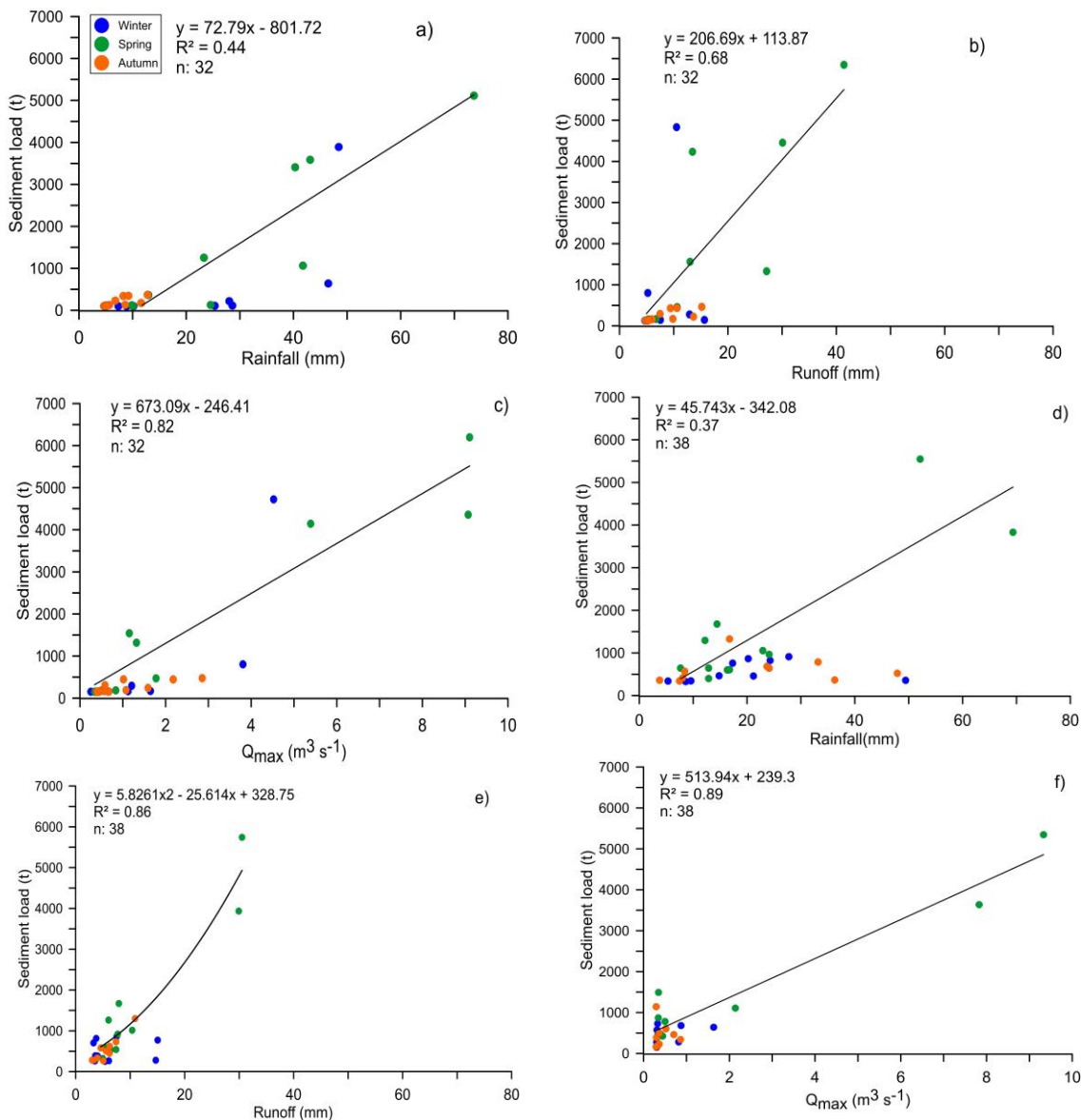


Figure. 4: Relationships at the event scale between (a) rainfall, (b) runoff, (c) maximum discharge with sediment load at Agricultural and d) e) f) at Agroforestry catchments. Events are classified by seasons.

1.1 Hysteretic loops for discharge-suspended sediment concentration

During flood events, we found a highly variable relationships between discharge (Q) and suspended sediment concentration (SSC). At agricultural catchment, 4 of the 32 flood events (7.40%) showed clockwise hysteretic loops, 13 (40.61%) displayed figure - eight (following the classification scheme of Williams1989) is the most dominant class in this catchment,7(22.22%) showed complex hysteretic loops,2 (3.7%) was counterclockwise loops, 4 (11.11%) showed linear class and 2 (3.7%) were single line plus loop class. Whereas, at agroforestry catchment, the most dominant hysteretic class was complex where15 of the 32 events (46.87%); 13 (40.62%) showed figure-eight, 3 (6.25%) presented clockwise loops and 3 (6.25) showed counterclockwise loops(fig.5). Besides, different sediment sources were developed during the year relating to changing in hysteresis patterns of Q-SSC relationship (table 2). The percentage sediment yield (SY) by hysteresis type of; linear, figure-eight, counter-clockwise, clockwise, single line plus loop and complex hysteresis at Agr-cat were 0.38%,65%, 0.10%, 21%, 13%, 0.13% respectively. Whilst, at AFor-cat the Q-SSC relationship was clearly different than agricultural headwater, the percentage of SY of figure-eight, counterclockwise, clockwise, and complex hysteresis were 58%, 5%, 0.39%, 36% respectively (table 2).

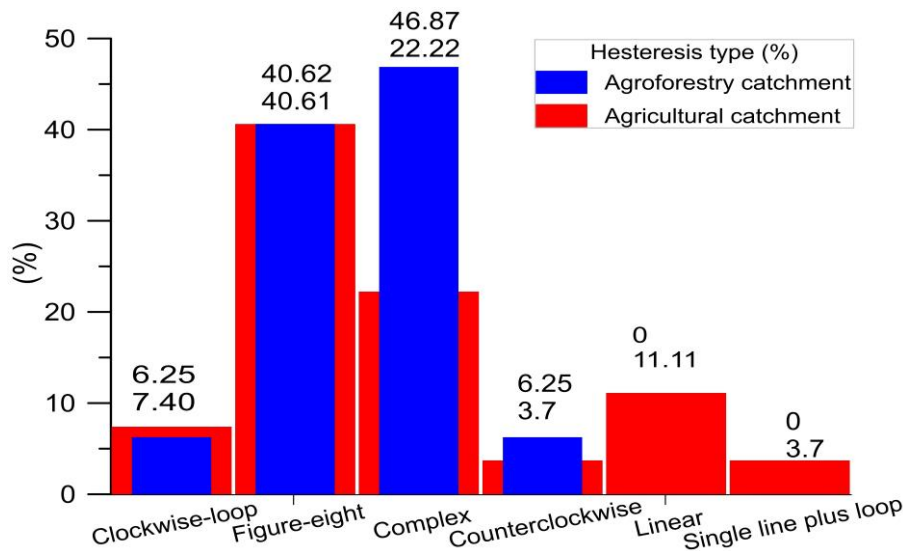


Figure. 5: Percentage of hysteresis types, in the event scale at the two contrasted catchments.

Table 2: Percentage of sediment yield by hysteresis type for discharge-suspended sediment concentration relationships

Hysteresis shape	SY by hysteresis type % (Agr-cat)	SY by hysteresis type % (Afor-cat)
linear	0.38	0
Figure-eight	65.09	58.12
Counterclockwise	0.10	5.23
Clockwise	21.11	0.39
Complex	13.16	36.26
Single line plus loop	0.13	0

Some examples of representative floods events in terms of R, SSC and SL amount are shown in figure 6, corresponding the hydrographs of hysteretic loops at both studied catchments. The hydrological and sediment responses observed during the 6 flood events with the highest SL contribution (7838 t at Agr-cat and 1636 t at AFor-cat) covered a wide range of P (11.2-40.3 mm at both catchments) and R (4.2-20.7mm)(fig.6). the event that happened in 13 September 2018 at Agr-cat was characterized by an important amount of P (13.2), R was 5.4mm and 36.35t of sediment load produced. The shape of hysteretic loops in this event was figure-eight which

explaining that the hydrological and sedimentological responses were generally quick, characterized by a low duration (fig. 6a). the other event (fig. 6b) occurred in 30 October 2018 at Agr-cat, a wide range of P can be observed (11.2mm) including an important contribution of the antecedent conditions, R was 8.6mm can moved about 2257t of SL. This event characterized by a complex SSC-Q hysteretic behavior. in general, this event occurred during wet periods, with moderate-high quickflow values ($2.80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The last flood event at Agr-cat was occurred during 30 mars 2019 (fig. 6c) and was characterized by the highest P (40.3mm), the highest R (20.7mm), the highest SSC (629.48 g l^{-1}) produced a high value of SL around 7838t. The hysteretic pattern of this event was figure-eight is a spring rainstorm with a high to very high hydro-sedimentary response and high suspended sediment yield ($6875 \text{ t km}^2 \text{ y}^{-1}$). While at AFor-cat the hydro-sedimentary response was quite different than Agr-cat in terms of flood events characteristics. The event of 30 October 2018 (fig. 6d) was happened under wet conditions, with an important range of P (36.2 mm), R registered 4.26 mm and transported around 216 t of SL. This event characterized by a multiple peak of SSC and Q which influenced the hydrograph shape and created a complex hysteretic behavior. Thus, during spring, the event of 26 March 2019 (fig. 6e) was occurred at AFor-cat with a range of P around 14.8mm, R 8.2 mm produced a high amount of SL about 1636 t. This event has a large hydrological and sedimentological response. For the Q-SSC hysteresis, figure-eight class was associated with the high values of this event. The last event was registered at 3 May 2019 during the transition period from wet to dry season, where the evapotranspiration started to increase. The P was 12.2 mm, R 5.7mm can transported an amount of 37.36 t of SL. Eight-shaped hysteretic loop was observed in this event.

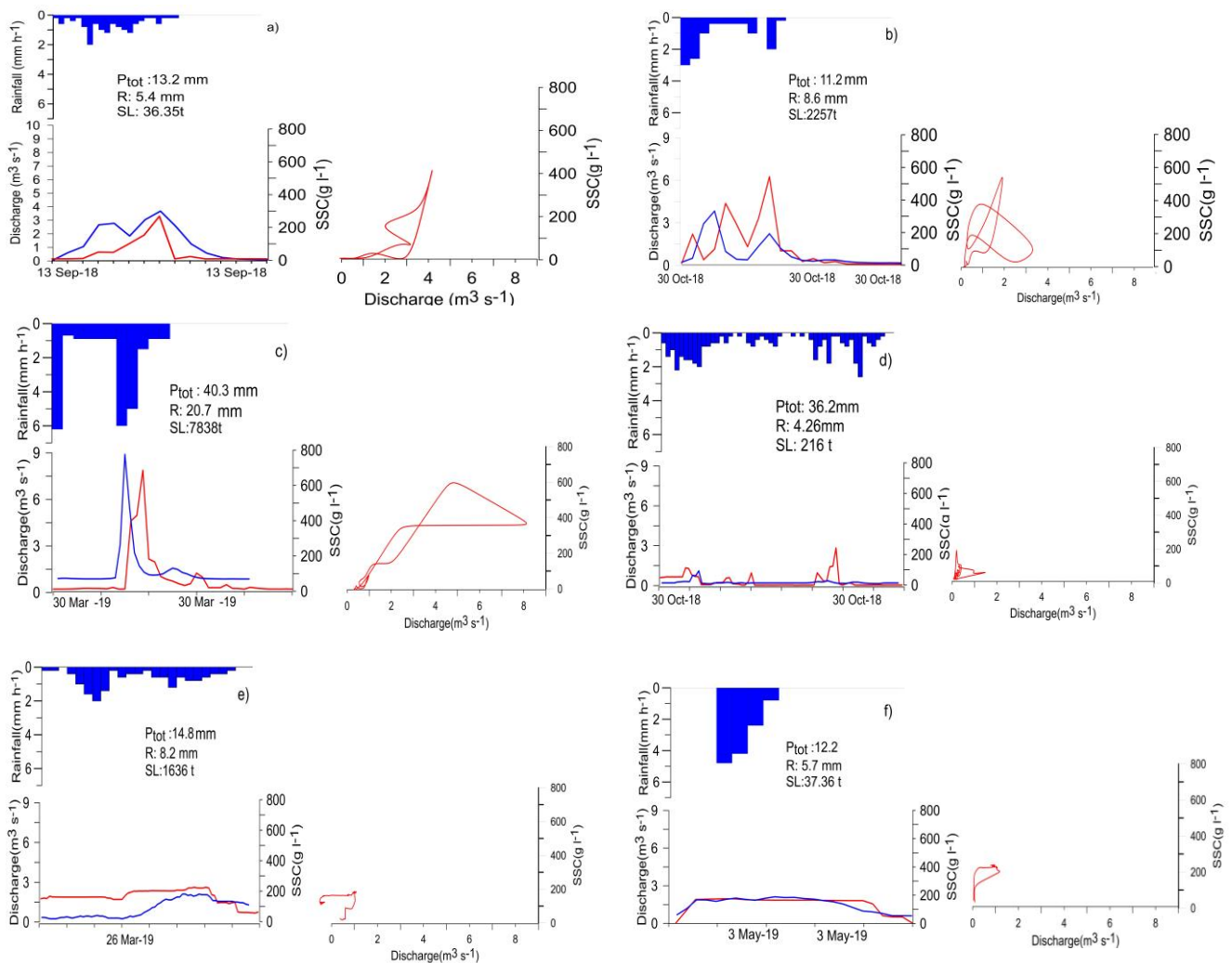


Figure. 6: Rainfall, discharge, and suspended sediment concentration for the highest events in terms of sediment load contribution. Discharge and suspended sediment concentration hysteresis for each event at both contrasted catchments.

4. Discussion

The table 2 presents the deferent obtained results of SY within three different scales, i.e., Mediterranean, Maghreb and Morocco catchments. The aim is to compare the SY results at the two headwaters taking into consideration the effect of land cover and lithology factors.

Table 3: Comparison of this study mean sediment yields with some estimates of sediment yield provided by different authors for Mediterranean, Maghreb, and Morocco catchments.

SSY in Mediterranean region (t/km ² /y ⁻¹)	Authors	SSY in Maghreb region (t/km ² /y ⁻¹)	Authors	SSY in Morocco (t/km ² /y ⁻¹)	Authors	SSY in the studied catchments (t/km ² /y ⁻¹)
260	Batista (1999)	60 to 600	Fournier (1960)	> 750	Snoussi (1988) and Snoussi et al, (1990)	895 to 674 during 2018/2019 respectively at Agr-cat
2800	Regüés et al., (2000)	10 to 50	Strakhov (1967)	> 1000	Vanmaercke et al., (2014)	411 to 346 during 2018/2019 respectively at AFor-cat
298	Martinez-Mena et al., (2001)	265 to 2569	Heusch & Milliès-Lacroix (1971)	100 to 4620	Abdellaoui et al., (2002), FAO (2008), Hooke, (2006), Jansson, (1982) Walling (1984)	
810	Andreu et al., (2001)	100	Milliman & Meade (1983)			
527	López-Tarazón et al., (2012)	1000 to 5000	Walling (1984)			
15 to 57	Nadal Romero, Latron, et al., (2008)	> 500	Walling & Webb (1987)			
		750 to 7200	Probst & Suchet (1992)			
		2000 to 5000	Tamrabet et al., (2019)			

The comparison between the hydro-sedimentary response of the two contrasted catchments allows the identification of the role of catchment characteristics and the analysis of the processes involved. The precise relationship between local rates of erosion and downstream sediment yields, which reflects the sediment delivery processes operating in a drainage basin, remains a major uncertainty in the study of erosion and sediment yields (Walling, 1984). This uncertainty is particularly marked in the case of the African environment, for there have been very few studies of this aspect of drainage basin response and relevant evidence is conflicting. (Walling & Webb, 1996). According to Probst & Suchet, (1992) the specific suspended sediment yields can be very high in the Maghreb. Several drainage basins show sediment yields higher than 750 t km² y⁻¹ and five basins exceed 5000 t km² y⁻¹, reaching 7200 t km² y⁻¹ for the Agrioun river in Algeria. In Morocco, the hydro-sedimentary response of catchments differs from the north (Rif) troughing the middle part (Atlas mountains) to the south part (Sahara catchments)(Choukri et al., 2020). Besides, Numerous studies on soil erosion and land degradation in many components of Morocco ;(Abdelhadi Lahlou, 1982; Snoussi et al., 1990; Laabari, 1993; Ait Fora, 1995; Daghmoumi, 1994; Laouina et al., 1997; Gartet et al., 2005; El Bouqdaoui et al., 2006; Raissouni et al., 2011; Lahlaoui et al., 2015; Sadiki et al., 2015; Belasri et al., 2016; Driss & Brahim, 2018; Jazouli et al., 2019; Abdellaoui et al., 2020; Hadour et al., 2020; Gourfi et al., 2020) reported that the combined

impact of climate, land use changes, topography and lithology types are the most factors controlling the hydrological and sedimentological response at this country. However, none of these studies made a continuous monitoring for more understanding the hydro-sedimentary response at catchment scale; but most of their investigations are local studies, concerned, for example, with reservoirs. Accordingly, assessing the event seasonality in the P-R-RL relationships is a key to the understanding of sediment variability and the hydrological response of catchment scale (Fortesa et al., 2020; Regüés & Gallart, 2004).

5.1. Variability of sediment yield and implications of land use and lithology patterns

5.1.1 Hydro-sedimentary response at annual scale

In the Maghreb region, the R is like the P; irregular and often very stormy. Indeed, on a dry soil with poor vegetation and steep slopes, P rapidly generates surficial runoff (Jansson, 1982; Probst & Suchet, 1992). Consequently, mechanical denudation and fluvial suspended sediment transport appear to be quite high, while rock weathering and river solute transport is limited by low rates of soil leaching (Snoussi et al., 1990). According to the available data of Probst & Suchet, (1992) the specific suspended sediment yields can be very high in the Maghreb. In Morocco, as Snoussi (1988) and Snoussi et al, (1990) reported that several drainage basins show sediment yields higher than 750 t km² y⁻¹. In this study, two normal years (i.e., from January 2018 to December 2019) were studied to understand the hydro-sedimentary response of the two contrasted headwaters in the Middle Atlas of Morocco. the average SSY at the agricultural catchment outlet was 895.36 t km² y⁻¹ at 2018, and 674.36 at 2019 respectively, while this average was low at agroforestry catchment ranged from 411.50 to 346.68 t km² y⁻¹ during 2018/2019 respectively. A comparison with other SY datasets in terms of spatial and temporal distribution and measurement quality is provided. In the southern Mediterranean region especially in North Africa, SY values vary between 0.2 and 15,699 t km² y⁻¹ (median: 160 t km² y⁻¹, average: 634 t km² y⁻¹). The highest SY values occur in the Atlas region with SY values frequently exceeding 1000 t km² y⁻¹. Also the Rift region in Morocco is generally characterized by relatively high SY values, while rivers in Western and Central Africa have generally low SY values (Vanmaercke et al., 2014). Accordingly, the obtained results at the studied contrasted catchments, are very high when compared with the SY reported in Morocco by Probst & Suchet, (1992) especially at agricultural catchment that passed the average during two years of assessment (> 788 t km² y⁻¹; 2018/2019) whilst, the SY registered low amount under the average (< 383 t km² y⁻¹; 2018/2019) at agroforestry catchment. These results are low when compared with SY in Sebou river located in the north-ouest of Morocco with an average reached 929 t km² y⁻¹ (Snoussi et al., 1990). These values are also very low comparing with the Algerian catchments, where the average ranged between 2000 to 5000 t km² y⁻¹ in Dahra coastal chain and Tellian Atlas catchment areas (Tamrabet et al., 2019). Agricultural Talhiant SY is comparable with Mediterranean catchments with similar characteristics in terms of catchment characteristics, with their SY >810 t km² y⁻¹ (Andreu et al., 2001; de Vente & Poesen, 2005). However, the specific sediment yields can reach almost 2500 t km² y⁻¹ in some badlands areas, like Villacarli basin, which illustrating the high sediment availability of some medeteranean areas (López-Tarazón et al., 2012). Thus, the low results of SY at agroforestry Mougeryberdan, can be compared also with other Mediterranean catchments, where SY ranging from 298 to 527 t km² y⁻¹, which the hydrological and sedimentological response is strongly controlled by forest cover (David Regüés et al., 2000; Martinez-Mena et al., 2001; López-Tarazón et al., 2012). The high and the contrasted values of SY in the two studied catchments can be explained by the physical characteristics (lithology and land cover) and land use changes. Multiple studies indicate that land use changes and land management may increase soil erosion and sediment yield (Bini et al., 2006; Govers et al., 2006; Jiao et al., 2009; Kidane & Alemu, 2015; Leh et al., 2013; Liao et al., 2013; Sharma et al., 2011; Yirsaw et al., 2017; Zare et al., 2017). Morocco as one of the

Mediterranean countries which suffered from land degradation and sediment transport. In some parts of Morocco, more than 70% of the land is used together via local people and communities, and land conflicts over getting right of entry to plants and water are normal systems, contributing substantially to ongoing degradation and frequently intensive land (Jazouli et al., 2019; FAO, 1977). The distribution of land uses at two studied catchments follows the landscape pattern in Oum Er Bia basin; i.e., a large part of agriculture areas, bare and uncultivated land in valleys part like the case of Agr-cat, while a transition areas covered by shrubs and matorals and througing the mountains the forest covers were observed especially at Afor-cat. As a result, the wide bare soils without vegetation cover observed at Agr-cat are exposed to erosion and sediment yield leading to the vulnerability of taluses and appearing of badlands areas in the middle part of this catchment (El Bouqdaoui et al., 2005). Whereas, at AFO-cat the land cover distribution promotes the reduction effect and amount in R and ST response, where the most areas with a steepest topography of this catchment are covered by forest (73%). Furthermore, Chorley et al. (1984) and Probst, (1992) have been estimated the erodibility of each rock type and their roles on controlling sediment transport. Consequently, the studied catchments composed by sedimentary rocks like sandstones and limestones which appear to be four times more erodible than granite, while marls are 50 times more erodible than granite. However, at two studied catchments, marls, red clays, shales, and schists represent the most dominant lithology type. The high SS availability of these types led to higher R and SS transport amount at the two contrasted headwaters as explained and reported by Li et al., (2019), Palumbo et al., (2010), Valentin et al., (2005) and Chevigny et al., (2014). Thus, this high SS availability is controlled also by the high erodibility of the soil type in the Maghreb region (Prinz et al., 1994; Toubal et al., 2018) also in Morocco, the soils are more erodible in the Rif part of Morocco (Iaich et al., 2016; Merzouk & Blake, 1991) and in the Atlas Mountains (Elaloui et al., 2017). In Agr-cat the soils are still highly erodible, however, because they contain extensive clays (i.e, 42%) that can cause surface crusting (Belasri et al., 2017). As a result, the regosoil (> 45%) is the dominant soil type in this catchment. This soil type is extensive in eroding lands, particularly in arid and semi-arid areas and in mountain regions especially in Morocco (Merzouk & Blake, 1991). The ability of regosoils particles to form erodible aggregates result to increase the potential soil erodibility and produce sediment generation at Agr-cat. While at agroforestry catchment, The predominant soil type is calcimagnesian soil (> 62%) composed by red clay and basalt, located in the upper part of the catchment, this type is characterized by intensive organic matter accumulation according to the abundant of forest cover which led to increased R and sediment pathways as Barakat et al., (2019) and Lechhab et al., (2015) explained the role played by forest cover in controlling the stability of the land and reducing the R and SS response in Morocco.

5.1.2 Hydro-sedimentary response at seasonal and event scale

The sediment fluxes at two headwaters led to linear and non-linear patterns. The determination of SL driving factors can be explored through its relationships with P, R and Q_{max} as is observed in the R response at the two studied catchments and other Maghreb catchments (Baahmed et al., 2015; Ghenim et al., 2008; Probst & Suchet, 1992), also is seen in other small Mediterranean catchments (Fortesa et al., 2020; Nadal-Romero et al., 2008). Besides, flood events characterized by high amount of R and Q_{max} can produced the largest values of SL at both contrasting catchments (López-Tarazón & Estrany, 2017). The same behavior was demonstrated by R and Q_{max} in the SL, explaining this relationships in a humid Mediterranean badland catchments (Nadal-Romero et al., 2016; García-Ruiz et al., 2008). However, R-SL and Q_{max} correlations increased clearly during wet seasons, i.e., R²: up to 70 at agricultural catchment and R²: up to 80 at agroforestry catchment. This pattern is observed at the Maghreb catchments (Probst & Suchet, 1992). Moreover, these correlations increased during wet and

dry periods in Nadal-Romero et al., (2008) but during dry period they were promoted by favorable conditions of soil moisture (Fortesa et al., 2020). The non-linear nature of the relationship between rainfall and runoff especially at agroforestry catchment confirms the high variability of the hydrological response in vegetated catchments within Mediterranean region (Hewlett, 1977; Jordan, 1994; Martinez et al., 1998; Cosandey et al., 2005; García-Ruiz et al., 2005; García-Ruiz et al., 2008).

5.1.3 Hysteretic patterns

The model of hysteresis observed in the studied catchments indicates various forms; shapes clockwise, counterclockwise, linear and figure eight shape, because of different factors related especially to sediment sources, the lithological and land cover characteristics of the two headwaters. The figure-eight shape is produced in several flood events in the two catchments. This class is the most frequent hysteresis pattern at both catchments (>40%) developed especially during the wet season, because of R, Qmax and SL parameters and the significant role played by wet antecedent conditions (Penna et al., 2011). The figure-eight relation combines parts of Class I (Clockwise Loop) and Class II (Counterclockwise Loop) (Marouf & Remini, 2011). The rate of increasing concentration was greater than that of discharge flow, and concentration peaked first. In this class, the multiple spades of concentration of the sediments were seen in most cases of flood events. The multiple spades in sediment concentration show typically different sources of sediment and the delivery periods (Piest & Spomer, 1968; Rapp et al., 1972; Marouf & Remini, 2011). The rapid increase in sediments in the studied catchments especially at agricultural headwater, are favoured by the lithological, land cover and irregular hydrological characteristics of this area. The higher frequency of SL volume of Figure-eight Q-SSC hysteresis confirm that SSC and specific sediment yields increase with an increase in rock erodibility, from granites, through limestones and sandstones to marls (Probst & Suchet, 1992). while at agroforestry catchment, the combined effect of forest cover, and limestone lithology in the upper part led to decreasing in sediment availability, as has also been seen in Mediterranean, non-Mediterranean and Maghreb catchments (Haddadchi & Hicks, 2020; Poepl et al., 2020; Fortesa et al., 2020; Jia et al., 2003; Bouanani, 2004; Marouf & Remini, 2011). The flood event of the complex loop (single-line plus at least two loops) lasted long time (>22% at agricultural and >46% at agroforestry catchments). This type had moderate suspended sediment concentration (ranged from 76-400 g/l⁻¹ and 25 -200 g/l⁻¹; respectively at both catchments).

Clockwise pattern, was observed at the studied catchments (> 6 % at both headwaters) occurred especially during wet period. Clockwise hysteresis may be related to the availability of hillslope sediments rapidly transported to the channel or by remobilization of fresh deposits in the channel system (Walling & Webb, 1987). This clockwise loop is commonly observed during wet season in Mediterranean catchments (López-Tarazón & Estrany, 2017; Giménez et al., 2012) also this type is occurred in Maghreb catchments (Megnounif et al., 2013; Marouf & Remini, 2011).

A counter-clockwise hysteresis was observed in the Maghreb catchments with high soil erodibility in conjunction with prolonged erosion during the flood events (Bouanani, 2004; Marouf & Remini, 2011). Besides, in the two studied catchments, counter-clockwise loops occurred between late autumn and beginning of spring when water reserves were high. These loops were generated in the wet period, the origin of this class can be explained by the instability of the stream water banks, which generates a high concentration of the sediments even the maximum discharge flow of the flood especially at agricultural catchment (Rising time is lower than the concentration time in the catchment).

Conclusion

This paper has investigated the hydro-sedimentary response of the two contrasting small catchments in the Middle Atlas of Morocco. These two headwaters generate a high sediment yield during two years of measuring with clear difference and contrast between two areas. The work focused on the description and quantification of this hydro- sedimentological dynamics at different time scales. At the annual scale, high values of runoff and sediment load were related to erodible lithology, badlands, and land cover at agricultural catchment, while the decreasing in sediment yield at agroforestry headwater is related to forest cover which reduced and controlled sediment transport. Besides, the highest sediment values were observed when the runoff was higher than 20 mm in both areas.

At the event scale, lithology and land cover significantly affected the hydro-sedimentological responses at the two contrasting catchments, where, SL was very high at agricultural catchment related with decreasing of land cover and vulnerability of lithology types. Whilst, the importance of forest cover (73%) at agroforestry catchment lead to decrease sediment generation and SL. At seasonal scale, the characteristics of P, R and ST showed a high variability at both headwaters. Most sediment transport produced during spring; 65.62 % of SL at agricultural and 71.95% of SL at agroforestry catchments. In addition, most of SL was generated during wet seasons. Thus, Runoff and Qmax showed a significant correlation with sediment load, correlations that increased in spring and winter. Besides, the relationship between P and SL at both headwaters was highly scattered and showed no significant correlation between variables. As a result, SL in these Southern Mediterranean areas is highly variable because precipitation and runoff are themselves clearly variable.

The higher frequency of SL volume of Figure-eight Q-SSC hysteresis confirm that SSC and specific sediment yields increase with an increase in rock erodibility. Thus, the effect of forest cover lead to decreasing in sediment availability. Therefore, most of the eroded sediment seems to come throughout the agricultural catchment, but, at agroforestry catchment sediment sources come from near the stream channel, and from some bare lands in the middle part of this headwater, which corroborate the importance of maintaining dense vegetation in order to trap and decreasing sediments.

Consequently, it is clear that, the targeting of sediment management strategies is a key requirement especially in southern Mediterranean regions because of both high sediment generation issue and limited resources available. Thus, sustainable management of water and soil resources requires effective use of predictive models and an ability to analyze the data in the context of high temporal variability of these environments. Monitoring data series such as those presented in this manuscript should be encouraged and followed up over longer periods of measurement. This mainly will be important and useful to improve the understanding of sediment transport dynamic.

Author Contributions: Conceptualization, H.O., J.E., H.R ,M.E. and Y.E; methodology J.E. ; data organization, H.O, J.E and J.F. writing-original draft preparation H.O.

Funding: This work was supported by the research project OPTIMISM (2016 and 2017) “Erosion and sediment transport processes: analysis and modelling at different scales in the upstream part of Oum Rabiaa catchment - A case study from the Srou Subcatchment (Middle Atlas - Morocco) (OCDS-CUD 2016-03// 07-2017)– Between the University of Balearic Islands (UIB) Laboratory (MEDhyCON) and Sultan Moulay Slimane University/Faculty of Arts and Humanities/Department of Geography(USMS) Laboratory DPRP. The project funded by the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities, the Spanish Agency of Research (AEI) and the European Regional Development Funds (ERDF). The contribution of Joan Estrany was supported by the OPTIMISM project, is the person in charge of project At UIB and the first supervisor of Hasan Ouakhir thesis. Hanan Reddad is the responsible of project at USMS. Bartomeu Alorda is a PDI at UIB. Mohamed El Ghachi is a PDI at USMS and is the second supervisor of Hasan Ouakhir thesis. Hasan Ouakhir is PHD student at USMS. Josep Fortesa has a contract funded by the Ministry of Innovation, Research and Tourism of the Autonomous Government of the Balearic Islands [FPI/2048/2017].

Acknowledgements

The authors are grateful to the landowners who generously opened their fields and houses during the construction process,

instrumentation and fieldwork.

Appendix

Table A1: The used events for rainfall-discharge-suspended sediment concentration relationships and for hysteresis patterns at Agricultural catchment

Date	Ptot(mm)	IPmax30 (mm h ⁻¹)	Qmax(m ³ s ⁻¹)	R(mm)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)	SSCmax	Mean _{SSC} g l	SL (t)	Sy(km ²)
13 09 2018	13.20	5.20	0.28	5.40	13.20	12.80	35.60	77.20	11.85	36.86	32.33
30 10 2018	11.20	2.00	2.80	8.62	11.20	18.00	18.00	124.73	19.31	373.70	327.81

Table A2: The used events for rainfall- discharge-suspended sediment concentration relationships and for hysteresis patterns at Agroforestry catchment

Date	Ptot(mm)	IPmax30 (mm h ⁻¹)	Qmax(m ³ s ⁻¹)	R(mm)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)	SSCmax	Mean _{SSC} g l	SL (t)	Sy(km ²)
31 10 2018	36.20	4.40	0.66	4.26	49.40	118.20	135.60	245.22	25.66	216.00	187.82
26 03 2019	14.80	6.80	0.11	8.20	4.20	7.40	7.40	275.40	174.07	1636.00	1422.61
03 05 2019	12.20	9.60	0.29	5.68	12.20	18.00	25.80	220.94	53.80	37.36	32.49

References

- Alexandrov, Y., Laronne, J. B., & Reid, I. (2003). Suspended sediment concentration and its variation with water discharge in a dryland ephemeral channel, northern Negev, Israel. *Journal of Arid Environments*, 53(1), 73–84. <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-47C45V8>
- Andreu, V., Imeson, A. C., & Rubio, J. L. (2001). Temporal changes in soil aggregates and water erosion after a wildfire in a Mediterranean pine forest. *Catena*, 44(1), 69–84. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00177-6](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00177-6)
- Ait Fora (1995). Spatial modelling of water erosion in a Moroccan Rif watershed: validation of the geomatic approach by sedimentology, radioactive tracers and magnetic susceptibility of sediments. PhD Thesis, Université de Sherbrooke, Québec, Canada.
- Arnoldous, H. M. J. (1977). Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. *FAO Soil Bulletin 34, Assessing Soil Degradation*, 39–48. <http://www.fao.org/3/a-ar114e.pdf>
- Baahmed, D., Oudin, L., & Errih, M. (2015). Le facteur climatique est-il la seule cause des modifications actuelles de l'écoulement dans le bassin versant de la Macta (Algérie) ? *Hydrological Sciences Journal*, 60(7–8), 1331–1339. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.975708>.
- Barakat, A., El Baghdadi, M., Rais, J., Aghezzaf, B., & Slassi, M. (2016). Assessment of spatial and seasonal water quality variation of Oum Er Rbia River (Morocco) using multivariate statistical techniques. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(4), 284–292. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2016.11.002>.
- Barakat, A., Khellouk, R., El Jazouli, A., Touhami, F., & Nadem, S. (2018). Monitoring of forest cover dynamics in eastern area of Béni-Mellal Province using ASTER and Sentinel-2A multispectral data. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 2(3), 203–215. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1452478>.
- Barakat, A., Ouargaf, Z., Khellouk, R., El Jazouli, A., & Touhami, F. (2019). Land Use/Land Cover Change and Environmental Impact Assessment in Béni-Mellal District (Morocco) Using Remote Sensing and GIS. *Earth Systems and Environment*, 3(1), 113–125. <https://doi.org/10.1007/s41748-019-00088-y>.
- Belasri, A., Lakhouili, A., & Iben Halima, O. (2017). Soil erodibility mapping and its correlation with soil

- properties of Oued El Makhazine watershed, Morocco. *Journal of Materials and Environmental Science*, 8(9), 3208–3215.
- Bini, C., Gemignani, S., & Zilocchi, L. (2006). Effect of different land use on soil erosion in the pre-alpine fringe (North-East Italy): Ion budget and sediment yield. *Science of the Total Environment*, 369(1–3), 433–440. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.06.001>.
- Bouchetata, A., Bouchetata, T., (2006). Propositions d'aménagement du sous-bassin- versant de l'oued Fergoug (Algérie) fragilisé par des épisodes de sécheresse et soumis à l'érosion hydrique. *Science et changements planétaires - Sécheresse* 17, 415–424.19.
- Bouanani, A. (2004). *Hydrologie, Transport solide et Modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie)*. 250.
- Boufala, M., El Hmaidf, A., Chadli, K., Essahlaoui, A., El Ouali, A., & Lahjouj, A. (2020). Assessment of the risk of soil erosion using RUSLE method and SWAT model at the M'dez Watershed, Middle Atlas, Morocco. *E3S Web of Conferences*, 150(February). <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202015003014>
- Boughalem, M., Abdellaoui, A., & Moussa, K. (2014). Variabilité spatiale de l'infiltrabilité sur les versants marneux de l' Isser - Tlemcen (Algérie). 16(April), 71–77.
- Chevigny, E., Quiquerez, A., Petit, C., & Curmi, P. (2014). Lithology, landscape structure and management practice changes: Key factors patterning vineyard soil erosion at metre-scale spatial resolution. *Catena*, 121, 354–364. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.05.022>
- Choukri, F., Raclot, D., Naimi, M., Chikhaoui, M., Nunes, J. P., Huard, F., Hérviaux, C., Sabir, M., & Pépin, Y. (2020). Distinct and combined impacts of climate and land use scenarios on water availability and sediment loads for a water supply reservoir in northern Morocco. *International Soil and Water Conservation Research*, 8. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.03.003>
- Colombani, J. (1977). Effets sur les transports solides des ouvrages hydrauliques en Afrique du Nord. *AIHS Publication*, 295–300.
- Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J. F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., & Richard, D. (2005). The hydrological impact of the mediterranean forest: A review of French research. *Journal of Hydrology*, 301(1–4), 235–249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.040>
- de Vente, J., & Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(1–2), 95–125. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002>.
- Daghmoumi R. (1994). Contribution of geology and GIS to the study of the watersheds of Aoudour (Central Rif). Thesis 3rd cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 162 p.
- Dietrich, W. E., & Dunne, T. (1978). Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.*, 29, 191–206.
- Demmak, A. (1982) Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Paris, France.
- Dunne, T., & Leopold, L. B. (1978). *Water in environmental planning*. San Francisco (Ca): Macmillan
- Elaloui, A., Marrakchi, C., Fekri, A., Maimouni, S., & Aradi, M. (2017). USLE-based assessment of soil erosion by water in the watershed upstream Tessaoute (Central High Atlas, Morocco). *Modeling Earth Systems and Environment*, 3(3), 873–885. <https://doi.org/10.1007/s40808-017-0340-x>
- Elbouqdaoui, K., Ezine, H., Badrahoui, M., Rouchdi, M., Zahraoui, M., & Ozer, A. (2005). Approche méthodologique par télédétection et SIG de l'évaluation du risque potentiel d'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Srou (Moyen Atlas, Maroc). *Geo-Eco-Trop*, 29, 25–35.
- Elbouqdaoui, K., Ezzine, H., Zahraoui, M., Rouchdi, M., & Badraoui, M. (2006). Evaluation du risque potentiel d'érosion dans le bassin-versant de l'oued Srou (Moyen Atlas, Maroc). *Sécheresse (Montrouge)*, 17(3), 425–431. <https://doi.org/10.1684/sec.2006.0049>
- Estrany, J., & Grimalt, M. (2014). Catchment controls and human disturbances on the geomorphology of small Mediterranean estuarine systems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150(PB), 230–241. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.03.021>.

- FAO, (2008). AQUASTAT Global River Sediment Yields Database. Available at: <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/sediment/index.stm> (accessed: 22 August 2013).
- Fortesa, J., Latron, J., García-Comendador, J., Company, J., & Estrany, J. (2020). Runoff and soil moisture as driving factors in suspended sediment transport of a small mid-mountain Mediterranean catchment. *Geomorphology*, 368, 107349. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107349>
- García-Ruiz, J. M., Arnáez, J., Beguería, S., Seeger, M., Martí-Bono, C., Regüés, D., Lana-Renault, N., & White, S. (2005). Runoff generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Spanish Pyrenees. *Catena*, 59(1), 79–92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.05.006>
- García-Ruiz, José M, Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., & Arnáez, J. (2008). Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 356(1–2), 245–260. <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4S9P5X4-2/1/de2f39a213afee62aae3149610c1a936>
- Gartet, J., Conesa García, C., & Gartet, A. (2005). Dégradation spécifique et transport solides dans le bassin de l’oued Lebène (Préif central, Maroc septentrional). *Papeles de Geografía*, 42(41), 85–100.
- Ghenim, A., Seddini, A., & Terfous, A. (2008). Temporal variation of the specific sediment yield of the Wadi Mouilah basin (northwest Algeria). *Hydrological Sciences Journal*, 53(2), 448–456. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.2.448>
- Giménez, R., Casali, J., Grande, I., Díez, J., Campo, M. A., Álvarez-Mozos, J., & Goñi, M. (2012). Factors controlling sediment export in a small agricultural watershed in Navarre (Spain). *Agricultural Water Management*, 110, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.03.007>
- Gour, A., Daoudi, L., & Shi, Z. (2018). The assessment of soil erosion risk, sediment yield and their controlling factors on a large scale: Example of Morocco *Journal of African Earth Sciences* The assessment of soil erosion risk, sediment yield and their controlling factors on a large scale. *Journal of African Earth Sciences*, 147(June), 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.06.028>
- Gourfi, A., Daoudi, L., Rhoujjati, A., Benkaddour, A., & Fagel, N. (2020). Use of bathymetry and clay mineralogy of reservoir sediment to reconstruct the recent changes in sediment yields from a mountain catchment in the Western High Atlas region, Morocco. *Catena*, 191(April 2019). <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104560>
- Govers, G., Van Oost, K., & Poesen, J. (2006). Responses of a semi-arid landscape to human disturbance: A simulation study of the interaction between rock fragment cover, soil erosion and land use change. *Geoderma*, 133(1–2), 19–31. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.03.034>
- Haddadchi, A., & Hicks, M. (2020). Understanding the effect of catchment characteristics on suspended sediment dynamics during flood events. *Hydrological Processes*, 34(7), 1558–1574. <https://doi.org/10.1002/hyp.13682>
- Hadour, A., Mahé, G., & Meddi, M. (2020). Climatic and anthropogenic impacts on the decrease of sediment discharge to the Mediterranean coast from the largest river of Maghreb. *International Journal of Sediment Research*, xxxx. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2020.07.001>
- Haida, S., Snoussi, M., Latouche, C., & Probst, J. L. (1996). Géodynamique actuelle du bassin versant de l’Oued Tensift (Maroc) : érosion mécanique et bilan des transports solides fluviaux. / Present geodynamic of the Tensift drainage basin (Morocco): mechanical erosion and fluvial transports of sediments. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 49(1), 7–23. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1996.1933>
- Hessel, R., Daroussin, J., Verzandvoort, S., & Walvoort, D. (2014). Evaluation of two different soil databases to assess soil erosion sensitivity with MESALES for three areas in Europe and Morocco. *Catena*, 118, 234–247. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.01.012>
- Heusch.B. & Milliès-Lacroix, A. (1971). Une méthode pour estimer l’écoulement et l’érosion dans un bassin/ application au maghreb. *Mines et géologie. (Rabat)*.33, 21-39.
- Hooke, J. M. (2006). Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, 79(3–4), 311–335. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.036>
- Horton, R. E. (1945). Erosion development in stream and their drainage basins. *Geological Society Of America*

- Bulletin, 56(1), 275–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56)
- Iaaich, H., Moussadek, R., Baghdad, B., Mrabet, R., Douaik, A., Abdelkrim, D., & Bouabdli, A. (2016). Soil erodibility mapping using three approaches in the Tangiers province –Northern Morocco. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(3), 159–167. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2016.07.001>
- Ibrahimi, S. (2005). Using conversion models to estimate soil erosion and deposition rates, from the 137CS measurements in cultivated soils (North Morocco). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 18(3), 217–224.
- Jaeger, K. L., Sutfin, N. A., Tooth, S., Michaelides, K., & Singer, M. (2017). *Geomorphology and Sediment Regimes of Intermittent Rivers and Ephemeral Streams*. U.S. geological survey information technology report, 2002-0010. In *Intermittent Rivers and Ephemeral Streams: Ecology and Management*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803835-2.00002-4>
- Jansson, M. B. (1982). Land erosion by water in different climates. Uppsala Universitet Naturgeografiska Institutionen, UNGI Rapport, 57(January 1982). <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.35400.21768>
- Jazouli, A. El, Barakat, A., Khellouk, R., Rais, J., & Baghdadi, M. El. (2019). Remote sensing and GIS techniques for prediction of land use land cover change effects on soil erosion in the high basin of the Oum Er Rbia River (Morocco). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 13(December 2018), 361–374. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2018.12.004>
- Jean-Luc, P. (1992). Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sciences Géologiques, Bulletins et Mémoires*, 94(1), 3–164.
- Jia, J. J., Gao, S., & Xue, Y. C. (2003). Sediment dynamic processes of the Yuehu inlet system, Shandong Peninsula, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(5–6), 783–801. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00406-7](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00406-7)
- Jiao, J., Zou, H., Jia, Y., & Wang, N. (2009). Research progress on the effects of soil erosion on vegetation. *Shengtai Xuebao/ Acta Ecologica Sinica*, 29(2), 85–91. <https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2009.05.001>
- Jordan, J. P. (1994). Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, 153(1–4), 357–382. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90199-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90199-6)
- Juez, C., Hassan, M. A., & Franca, M. J. (2018). The Origin of Fine Sediment Determines the Observations of Suspended Sediment Fluxes Under Unsteady Flow Conditions. *Water Resources Research*, 54(8), 5654–5669. <https://doi.org/10.1029/2018WR022982>
- Kidane, D., & Alemu, B. (2015). The Effect of Upstream Land Use Practices on Soil Erosion and Sedimentation in the Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *Research Journal of Agriculture and Environmental Management*, 4(2), 55–68. <https://doi.org/10.1080/15715124.2016.1239625>
- Laabari, J. E. (1993). [Integration of the universal soil loss equation in the geographic information system in order to map erosion factors and its intensity in the sub watershed of the watershed of Aoulouz.
- Lahloui, H., Rhinane, H., Hilali, A., Lahssini, S., & Khalile, L. (2015). Potential Erosion Risk Calculation Using Remote Sensing and GIS in Oued El Maleh Watershed, Morocco. *Journal of Geographic Information System*, 07(02), 128–139. <https://doi.org/10.4236/jgis.2015.72012>
- Lahloui, H., Rhinane, H., Hilali, A., Lahssini, S., & Moukrim, S. (2017). Desertification assessment using MEDALUS model in watershed Oued El Maleh, Morocco. *Geosciences (Switzerland)*, 7(3). <https://doi.org/10.3390/geosciences7030050>
- Lahlou, A. (1988). The silting of Moroccan dams. *IAHS Publication*, 174(12), 71–78. <http://www.csa.com/partners/viewrecord.php?requester=gs&collection=ENV&recid=9107065>
- Lahlou, Abdelhadi. (1982). La Dégradation Spécifique des bassins versants et son impact sur l'envasement des barrages. *IAHS-AISH Publication*, 137, 163–169.
- Laouina, A., Nafaa, R., & Watfeh, A. (1997). Occupation des sols et dégradation des terres, le cas de la Mamora et de ses bordures. *Méditerranée*, 86(1), 45–51. <https://doi.org/10.3406/medit.1997.2989>
- Lechhab, K. B. H., Issa, L. K., Raissouni, A., El Arrim, A., Tribak, A. A., & Moussadek, R. (2015). Effects of Vegetation Cover and Land Use Changes on Soil Erosion in Kalaya Watershed (North Western Morocco).

- International Journal of Geosciences, 06(12), 1353–1366. <https://doi.org/10.4236/ijg.2015.612107>
- Leh, M., Bajwa, S., & Chaubey, I. (2013). IMPACT of land use change on erosion risk: AN integrated remote sensing, geographic information system and modelling methodology. *Land Degradation and Development*, 24(5), 409–421. <https://doi.org/10.1002/ldr.1137>
- Lenzi, M. A., & Marchi, L. (2000). Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena*, 39(4), 267–282. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00079-5](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00079-5)
- Li, Z., Xu, X., Zhu, J., Xu, C., & Wang, K. (2019). Effects of lithology and geomorphology on sediment yield in karst mountainous catchments. *Geomorphology*, 343, 119–128. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.07.001>
- Liao, K., Xu, S., Wu, J., & Zhu, Q. (2013). Spatial estimation of surface soil texture using remote sensing data. *Soil Science and Plant Nutrition*, 59(4), 488–500. <https://doi.org/10.1080/00380768.2013.802643>
- Llorens, P., Queralt, I., Plana, F., & Gallart, F. (1997). Studying solute and particulate sediment transfer in a small Mediterranean mountainous catchment subject to land abandonment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(11), 1027–1035. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199711\)22:11<1027:AID-ESP799>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199711)22:11<1027:AID-ESP799>3.0.CO;2-1)
- López-Tarazón, J. A., Batalla, R. J., Vericat, D., & Francke, T. (2012). The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. *Geomorphology*, 138(1), 15–28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.020>
- López-Tarazón, José A., & Estrany, J. (2017). Exploring suspended sediment delivery dynamics of two Mediterranean nested catchments. *Hydrological Processes*, 31(3), 698–715. <https://doi.org/10.1002/hyp.11069>
- Marouf, N., & Remini, B. (2011). Temporal Variability in Sediment Concentration and Hysteresis in the Wadi Kebir Rhumel Basin of Algeria. *HKIE Transactions Hong Kong Institution of Engineers*, 18(1), 13–21. <https://doi.org/10.1080/1023697X.2011.10668219>
- Martinez-Mena, M., Castillo, V., & Albaladejo, J. (2001). Hydrological and erosional response to natural rainfall in a semi-arid area of south-east Spain. *Hydrological Processes*, 15(4), 557–571. <https://doi.org/10.1002/hyp.146>
- Martõã, M., Albaladejo, J., & Castillo, V. M. (1998). Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. 754(February 1997).
- Megnounif, A., Terfous, A., & Ouillon, S. (2013). A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdo, NW Algeria (1973-2004). *Journal of Hydrology*, 497, 24–36. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.029>
- Merzouk, A., & Blake, G. R. (1991). Indices for the estimation of interrill erodibility of Moroccan soils. *Catena*, 18(6), 537–550. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(91\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0341-8162(91)90037-X)
- Milliman, J. D. & Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91, 1-21.
- Millares, A., Chikh, H. A., Habi, M., Morsli, B., Galve, J. P., Perez-Peña, J. V., & Martín-Rosales, W. (2020). Seasonal patterns of suspended sediment load and erosion-transport assessment in a Mediterranean basin. *Hydrological Sciences Journal*, 65(6), 969–983. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1724294>
- Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, 100(5), 525–544. <https://doi.org/10.1086/629606>
- Nadal-Romero, E., Latron, J., Martí-Bono, C., & Regüés, D. (2008). Temporal distribution of suspended sediment transport in a humid Mediterranean badland area: The Araguás catchment, Central Pyrenees. *Geomorphology*, 97(3–4), 601–616. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.09.009>
- Nadal-Romero, E., Regüés, D., & Latron, J. (2008). Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena*, 74(2), 127–136. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.03.014>
- Nadal-Romero, Estela, Cammeraat, E., Serrano-Muela, M. P., Lana-Renault, N., & Regüés, D. (2016). Hydrological response of an afforested catchment in a Mediterranean humid mountain area: A comparative study with a natural forest. *Hydrological Processes*, 30(15), 2717–2733. <https://doi.org/10.1002/hyp.10820>

- Oueslati, O., De Girolamo, A. M., Abouabdillah, A., Kjeldsen, T. R., & Lo Porto, A. (2015). Classifying the flow regimes of Mediterranean streams using multivariate analysis. *Hydrological Processes*, 29(22), 4666–4682. <https://doi.org/10.1002/hyp.10530>
- Palumbo, L., Hetzel, R., Tao, M., & Li, X. (2010). Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ¹⁰Be in two mountain ranges at the margin of NE Tibet. *Geomorphology*, 117(1–2), 130–142. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.11.019>
- Penna, D., Tromp-Van Meerveld, H. J., Gobbi, A., Borga, M., & Dalla Fontana, G. (2011). The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 689–702. <https://doi.org/10.5194/hess-15-689-2011>
- Piest, R. F., & Spomer, R. G. (1968). ~ U. 11(6).
- Poepl, R. E., Fryirs, K. A., Tunnicliffe, J., & Brierley, G. J. (2020). Managing sediment (dis)connectivity in fluvial systems. *Science of the Total Environment*, 736. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139627>
- Poujol, A., Ritz, J. F., Tahayt, A., Vernant, P., Condomines, M., Blard, P. H., Billant, J., Vacher, L., Tibari, B., Hni, L., & Idrissi, A. K. (2014). Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *Journal of Geodynamics*, 77, 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.004>
- Poulos, S. E., & Collins, M. B. (2002). Fluvial sediment fluxes to the Mediterranean Sea: A quantitative approach and the influence of dams. *Geological Society Special Publication*, 191(ii), 227–245. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.191.01.16>
- Prinz, D., Gomer, D., & Belz, S. (1994). Studies of the causes of soil erosion on marl soils in northern Algeria: The role of traditional soil tillage. *Land Degradation & Development*, 5(4), 271–280. <https://doi.org/10.1002/ldr.3400050404>
- Probst, J. L., & Suchet, P. A. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (north africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37(6), 621–637. <https://doi.org/10.1080/02626669209492628>
- Raissouni, A., Khali Issa, L., Moussadek, R., Mrabet, R., & El Arrim, A. (2011). Érosion hydrique et transferts des matières vers les zones côtières méditerranéennes. Cas du bassin de l’oued Khmiss (Rif nord occidental. Maroc). November, 379–384. <https://doi.org/10.5150/cmcm.2011.079>
- Rapp, A., Axelsson, V., Berry, L., & Murray-Rust, D. H. (1972). Soil Erosion and Sediment Transport in the Morogoro River Catchment, Tanzania. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 54(3–4), 125–155. <https://doi.org/10.1080/04353676.1972.11879863>
- Regüés, D., Balasch, J. C., Castellort, X., Soler, M., & Gallart, F. (2000). Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas en una pequeña cuenca de la montaña mediterránea (Vallcebre, Pirineos orientales). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 26(0), 41. <https://doi.org/10.18172/cig.1062>.
- Regüés, D., & Gallart, F. (2004). Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, Southeastern Pyrenees). *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(6), 755–767. <https://doi.org/10.1002/esp.1067>.
- Rodriguez-Lloveras, X., Bussi, G., Francés, F., Rodriguez-Caballero, E., Solé-Benet, A., Calle, M., & Benito, G. (2015). Patterns of runoff and sediment production in response to land-use changes in an ungauged Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 531, 1054–1066. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.11.014>.
- Roose, É., Sabir, M., Arabi, M., Morsli, B., Mazour, M., (2012). Soixante années de recherches en coopération sur l'érosion hydrique et la lutte antiérosive au Maghreb, *Physio-Géo*. Martin, Claude. <http://dx.doi.org/10.4000/physio-geo.2319>.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., & Romero, E. (2018). The impact of reservoir construction on riverine sediment and carbon fluxes to the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 163(July 2017), 94–111. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.08.003>
- Salhi, C., Touaibia, B., & Zeroual, A. (2013). Les réseaux de neurones et la régression multiple en prédiction de l'érosion spécifique : Cas du bassin hydrographique Algérois-Hodna-Soummam (Algérie). *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1573–1580. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.824090>.

- Schick, P.A., (1967). Suspended sampler and bedload trap. Field methods for the study of slope and fluvial processes. *Rev. Geomorphol. Dyn.* 17, 181–182.
- Seeger, M., Errea, M. P., Beguería, S., Arnáez, J., Martí, C., & García-Ruiz, J. M. (2004). Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288(3–4), 299–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.10.012>.
- Sharma, A., Tiwari, K. N., & Bhadoria, P. B. S. (2011). Effect of land use land cover change on soil erosion potential in an agricultural watershed. *Environmental Monitoring and Assessment*, 173(1–4), 789–801. <https://doi.org/10.1007/s10661-010-1423-6>
- Sichingabula, H. M. (1998). Factors controlling variations in suspended sediment concentration for single-valued sediment rating curves, Fraser River, British Columbia, Canada. *Hydrological Processes*, 12(12), 1869–1894. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19981015\)12:12<1869::AID-HYP648>3.0.CO;2-G](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19981015)12:12<1869::AID-HYP648>3.0.CO;2-G)
- Simonneaux, V., Cheggour, A., Deschamps, C., Mouillot, F., Cerdan, O., & Le Bissonnais, Y. (2015). Land use and climate change effects on soil erosion in a semi-arid mountainous watershed (High Atlas, Morocco). *Journal of Arid Environments*, 122, 64–75. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2015.06.002>
- Snoussi, M., Jouanneau, J. M., & Latouche, C. (1990). Flux de matières issues de bassins versants de zones semi-arides (Bassins du Sebou et du Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'Océan Mondial. *Journal of African Earth Sciences*, 11(1–2), 43–54. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(90\)90076-Q](https://doi.org/10.1016/0899-5362(90)90076-Q).
- Snoussi, M. (1988) Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour (France), du Sebou, de l'Oum-Er-Rbia et du Souss (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan. Mémoire de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine no. 22, Bordeaux, France.
- Snoussi, M., Jouanneau J. M. & Latouche C. (1990) Flux de matières issues de bassins versants de zones semi-arides (Bassins du Sebou et du Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'océan mondial. *J.Afric Earth*. 11, 43-54.
- Strakhov, N. M. N. (1967). Principles of Lithogenesis. Vol. 1. Oliver & Boyd, Edinburgh, UK. <https://www.springer.com/gp/book/9781468489231>.
- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308(5720), 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- TAMRABET, Z., MAROUF, N., & REMINI, B. (2019). Quantification of Suspended Solid Transport in the Endja Watercourse [Dehamecha Basin-Algeria]. *GeoScience Engineering*, 65(4), 71–91. <https://doi.org/10.35180/gse-2019-0025>
- Toubal, A. K., Achite, M., Ouillon, S., & Dehni, A. (2018). Soil erodibility mapping using the RUSLE model to prioritize erosion control in the Wadi Sahouat basin, North-West of Algeria. *Environmental Monitoring and Assessment*, 190(4). <https://doi.org/10.1007/s10661-018-6580-z>
- Universelle, E. (2009). Cahiers Géographiques – N 6/2009. 1978, 59–70.
- Universit, A. S., Mohamed, S., Abdallah, B., & Mohammed, S. B. (2015). Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'équation universelle des pertes en sol dans le Rif o January 2004, 69–79.
- Valentin, C., Poesen, J., & Li, Y. (2005). Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63(2–3), 132–153. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.001>
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Broeckx, J., & Nyssen, J. (2014). Sediment yield in Africa. *Earth-Science Reviews*, 136, 350–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.06.004>
- Walling, D. E. (1984). The sediment yields of African rivers. In: Challenges in African Hydrology & Water Resources, Proc. Harare Symp., (Harare, Zimbabwe: Jul. 1984), D.E. Walling; S.S.D, 144) (ISBN 0-947571-05-1).
- Walling, D. E., & Webb, B. W. (1987). Water for the future: hydrology in perspective. *Water for the Future: Hydrology in Perspective*. IAHS Publication No. 164., 164, 313–329. <http://www.scopus.com/scopus/inward/record.url?eid=2-s2.0-0023470442&partnerID=40>

- Walling, D. E., & Webb, B. W. (1996). Erosion and sediment yield: A global overview. IAHS-AISH Publication, 236(January 1996), 3–19.
- Watershed, M., Belasri, A., & Lakhouli, A. (2016). Estimation of Soil Erosion Risk Using the Universal Soil Loss Equation (USLE) and Geo-Information Technology in Oued El. February, 98–107.
- Webb, B. W., Phillips, J. M., Walling, D. E., Littlewood, I. G., Watts, C. D., & Leeks, G. J. L. (1997). Load estimation methodologies for British rivers and their relevance to the LOIS RACS(R) programme. *Science of the Total Environment*, 194–195(96), 379–389. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(96\)05377-6](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(96)05377-6)
- Webb, B.W., Foster, I.D.L., Gurnell, A.M., (1995). Hydrology, water quality and sediment behaviour. In: Foster, I., Gurnell, A., Webb, B. (Eds.), *Sediment and Water Quality in River Catchments*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp. 1–30.
- Yirsaw, E., Wu, W., Shi, X., Temesgen, H., & Bekele, B. (2017). Land Use/Land Cover change modelling and the prediction of subsequent changes in ecosystem service values in a coastal area of China, the Su-Xi-Chang region. *Sustainability (Switzerland)*, 9(7), 1–17. <https://doi.org/10.3390/su9071204>
- Zabaleta, A., Martínez, M., Uriarte, J. A., & Antigüedad, I. (2007). Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. *Catena*, 71(1), 179–190. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.06.007>
- Zare, M., Panagopoulos, T., & Loures, L. (2017). Simulating the impacts of future land use change on soil erosion in the Kasilian watershed, Iran. *Land Use Policy*, 67(June), 558–572. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2017.06.028>.

Article.3: The effect of land use and land change on runoff and sediment transport under Mediterranean conditions (Middle Atlas-Morocco)

Hassan Ouakhir¹, Joan Estrany^{2,3*}, Josep Fortesa^{2,3}, Hanane Reddad¹, Julián García-Comendador^{2,3}, Bartomeu Alorda^{3,4}, Yahia El Khalkia¹, Mohamed El ghachi¹

(1) University Sultan Moulay Slimane, Faculty of Arts and Humanities, Laboratory « DPRP », Beni Mellal – Morocco

(2) Department of Geography, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma de Mallorca, Balearic Islands, Spain. Mediterranean Eco-geomorphological and Hydrological Connectivity Research Team (<http://medhycon.uib.cat>)

(3) Institute of Agro-Environmental and Water Economy Research –INAGEA, University of the Balearic Islands,

(4) Department of Physics, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma de Mallorca, Balearic Island, (5) Laboratory of Environmental Radioactivity, University of the Balearic Islands, E-07122 Palma de Mallorca, Balearic Islands

In submission

Abstract:

Vegetation cover degradation is still a very common problem in many parts of Morocco; moreover, it affects straight up the amount of the annual soil loss rate. The effect of land use and lithology on annual, seasonal and event runoff and sediment transport was investigated in two Mediterranean headwaters in the middle Atlas of Morocco. Rapid land use/-cover change has increasingly transformed the hydrological functioning of these headwaters. The runoff response to land cover change strongly depends on the lithology type of the studied catchments. In this paper, we analyze the impact of land change on runoff and sediment transport for two contrasting catchments. Different pathways of land cover change (2000–2019) are observed in the two studied catchments, with deforestation taking place in remote uplands and recovery and reforestation in the middle and lower parts where agricultural and bare lands are prevalent. Time series analyses of runoff and rainfall data (2018–2019) show significant variation in the distribution of rainfall and flow data. As a result, in agricultural Talhiant catchment, rainfall events between 111 mm and 40 mm had a high suspended sediment concentration (from 0.5 to 700 g/l) and sediment load (36 to 7800 t y⁻¹) while, in agroforestry Mougeryberdan catchment, rainfall events were higher, ranged between 12 mm and 36mm quite the same average in Talhiant, but it caused a low threshold for suspended sediment concentration and sediment load were low than Talhiant events (0.02-300 g/l) and (37-1636t) respectively. Consequently, the land cover of the studied headwaters could be a factor explaining the high temporal and spatial rainfall and SSY variability. This variability was shown in both catchments, is the character and behavior of the semiarid environments, like the Maghreb region where most of the runoff and sediment response occur during flash flood events.

Keywords: Rainfall, Runoff, Antecedent conditions, land use/land change, Sediment transport, Agricultural and Agroforestry catchments

Introduction

Knowledge of the effect of land use changes and lithology type on the movement of sediment and water through a watershed is important for making informed management decision (Kuhnle et al., 1996). In this context, land use change has thus, aroused the increasing attention of scientists worldwide (Pawar et al., 2020). During the last three centuries in the world nearly 1.2 million km² of forests and woodlands, 5.6 million km² of grasslands and pastures have been converted into other types of land use and the cropland has increased sharply to twelve million km² during the same time span (Ramankutty & Foley, 1999; Pawar et al., 2020). In the Mediterranean regions, the particular nature of his typical relief, with slopes subject to intensive cultivation since ancient times, has led to soil erosion and the formation of shallow skeletal soils (Kosmas et al., 2000). As the soil is eroded, land use is usually shifted from agriculture to pasture due to increasingly poor yields from the various agricultural crops. Most pasture land in the Mediterranean region is defined as abandoned land today (Martinez-Fernandez et al., 1995; Puigdefábregas et al., 1996; Kosmas et al., 2000). The effects of land abandonment on land quality may be positive or negative depending on the lithology types and climatic conditions of the area (Martinez-Fernandez et al., 1995). In these areas, land use and soil cover are considered the most important factors affecting the intensity and frequency of overland flow and surface wash erosion (Nunes et al., 2011; García-Ruiz, 2010; Mitchell, 1990). Many authors have indicated the effect of land use/land change on both runoff and sediment loss (Elwell & Stocking, 1976; Francis & Thornes, 1990; Lee & Skogerboe, 1985). Furthermore, in this region there is a great deal of evidence to show that unreasonable land use and soil cover accelerates water erosion processes (Dunjó et al., 2004) and consequently land degradation. In the Maghreb region, climate change poses a significant challenge, affecting and interacting with both environmental and anthropogenic systems in the region (Schilling et al., 2012). Among the variables of interest are environmental degradation, land change, agricultural productivity, food security, population growth and economic and societal stability. However, understanding past human–land change–environment interactions is essential for assessing the vulnerability of soil to runoff and sediment transport (Lahloui et al., 2015). This is particularly important in Morocco where the current land uses is impacted by pastoralism, and the region is highly sensitive to climate variability (McGregor et al., 2009). Morocco is one of the Mediterranean countries that have commonly suffered from land degradation and mismanagement (Karaoui et al., 2018). This country, is a key region for exploring changes in land cover and composition in response to runoff and sediment transport (Campbell et al., 2017). In a few components of Morocco, approximately 70% of the land is used together via local people and communities, and land conflicts over getting right of entry to plants and water are normal systems, contributing substantially to ongoing degradation and frequently intensive land (Jazouli et al., 2019). Furthermore, in the Middle Atlas of Morocco change in forest ecosystem has attracted the attention of several researchers (e.g., because of the enormous value it provides for the local population in their everyday needs (wood, timber, food, etc.), as well as for local authorities and urban communities. Despite those values, this ecosystem experienced major degradation on its biodiversity (fauna and flora) caused by both natural processes as well as human activities (Mohajane et al., 2018). As a result, this change at the surface level of the soil, as the forest degradation changes completely, and the soil may be more unprotected against the impacts of runoff generation. Consequently, after such forest management, there may be increased runoff, erosion and sediment transport (Úbeda et al., 2020). However, where vegetation cover is sparse, erosional processes may be very active and the degeneration of the abandoned lands may be irreversible (Kosmas et al., 2000). Many authors have demonstrated that in a wide range of environments both runoff and sediment loss decrease exponentially as the percentage of vegetation cover increases (Elwell & Stocking, 1976; Kuhnle et al., 1996; Kosmas et al., 1997; García-Ruiz & Poesen, 2007; Molina et al., 2012; Pawar et al., 2020; Borrelli et al., 2020). Hence, quantifying accurate land use/land change within the whole catchment of a river basin is an essential component of controlling watershed (soil and water) quality (Desta et al., 2019). Besides, a detailed understanding of the generation and pathways of both surface runoff and sediment from forested to agricultural environments is therefore crucial. The aim of the present work is to evaluate the effect of land use/land change on runoff and sediment transport based on experimental data collected from two monitoring stations at two

contrasted catchments situated in the Srou basin which located in the Middle Atlas of Morocco. Furthermore, the present study is focused on the measurements of runoff and sediment yield rates under different land uses in order to evaluate which is the real role of the vegetation cover and land management in this particular two Mediterranean catchments.

1. *Materials and methods*

1.1 Description of study area

The field of study, the two contrasting catchments; agricultural Talhiant (Agr-cat; 1.14km²) and Agroforestry Mougeryberdan (Afor-cat; 1.15 km²) located in the Middle Atlas Mountains of Morocco. According to the 1:500,000 scale geological maps of Rabat (1976) the lithology of both catchments is characterized by sedimentary, metamorphic, and volcanic rocks belonging to four types of lithology; red clay; shale; siltstones and basalt (fig.1b). From large surface pedogenic alteration of these different formations in the past, many soil types were formed such as alluvial and colluvial soils (more frequent), vertisols, calcimagnesian soils and very deep isohumic soils concentrated in the outlet and flat areas, and fersiallitic soils on ancient terraces or forests (El Bouqdaoui et al., 2006). From a geomorphological viewpoint, the present landscape of both catchments is disseminated with more or less active evolution landforms, mainly present on the red clay and limestone outcrops at different altitudes (fig.1c and d). Landscape development during Quaternary is characterised by the mechanical and chemical cutting of valleys (Srou valley) during the wetter periods and the deposition of travertines and alluvial sediments during periods with diminished flow rate and higher temperatures(De Waele et al., 2008). Now these valleys are mostly dry, except from the ones fed by springs (e.g. Oum-Er-Rbia) and are the relict of the drainage network of the pluvial periods. Present morphodynamics is mainly correlated to karst denudation processes, weathering of the alkaline basalts and slope dynamics (especially on soft rock-types, e.g. Triassic marls and altered dolerites), enhanced by heavy sheep-breeding activities, with formation of badlands, gullies, creep and solifluction(El Wartiti et al., 2008).

The elevation of the two headwaters ranged from 810 to 1430 m a.s.l. The drainage density reveals a difference between the two headwaters, is 5.04 km at Agr-cat whereas present 2.29 km in AFor-cat. The Horton's elongation index (IH), which takes into account the largest length and width of the catchment (Estrany & Grimalt, 2014; Horton, 1945;), reveals a relatively compact of the two contrasted headwaters (Hi: 2.41km 3.92 km respectively at the two catchments). Agriculture and livestock are the fundamental component of the rural economy throughout the two studied catchments. The forest ecosystem has much changed due to the land use change (such as conversion of forests and grassland into cropland) and climate change during the past decades. Deforestation is prominent, and the demand for forest land for agriculture and pasturage is so considerable (Lahlaoui et al., 2017). In the two studied catchments, the development of the main landscape features showed the predominance of cereal crops, mainly due to precipitations and easy to exploit for reason to respond to the human need for feeding. Besides, the appearance of some implants such as olives as well as the co-existence of farming and overgrazing particularly at agricultural catchment (fig.1).

The climate is Mediterranean climate known by warm and dry summers and mild/cool and wet winters. Within the wet periods experienced from October to April, minimum temperature values are usually 5 °C, while in the dry season experienced from May to September, an average maximum temperature rises to 45 °C. The mean annual rainfall is 654 mm at Agr-cat and 712 at AFor-cat (2018-2019 data from two monitoring stations). Snow is present above 1500 meters of altitude during winter especially in the upperpart of Afor-cat. As a consequence, bare soils without vegetation cover are exposed to high erosion rates leading to the vulnerability of taluses especially in agricultural catchment to landslides and soil erodibility, at the times of the year showing torrential rainfall with very high intensity(Barakat et al.,

2016).

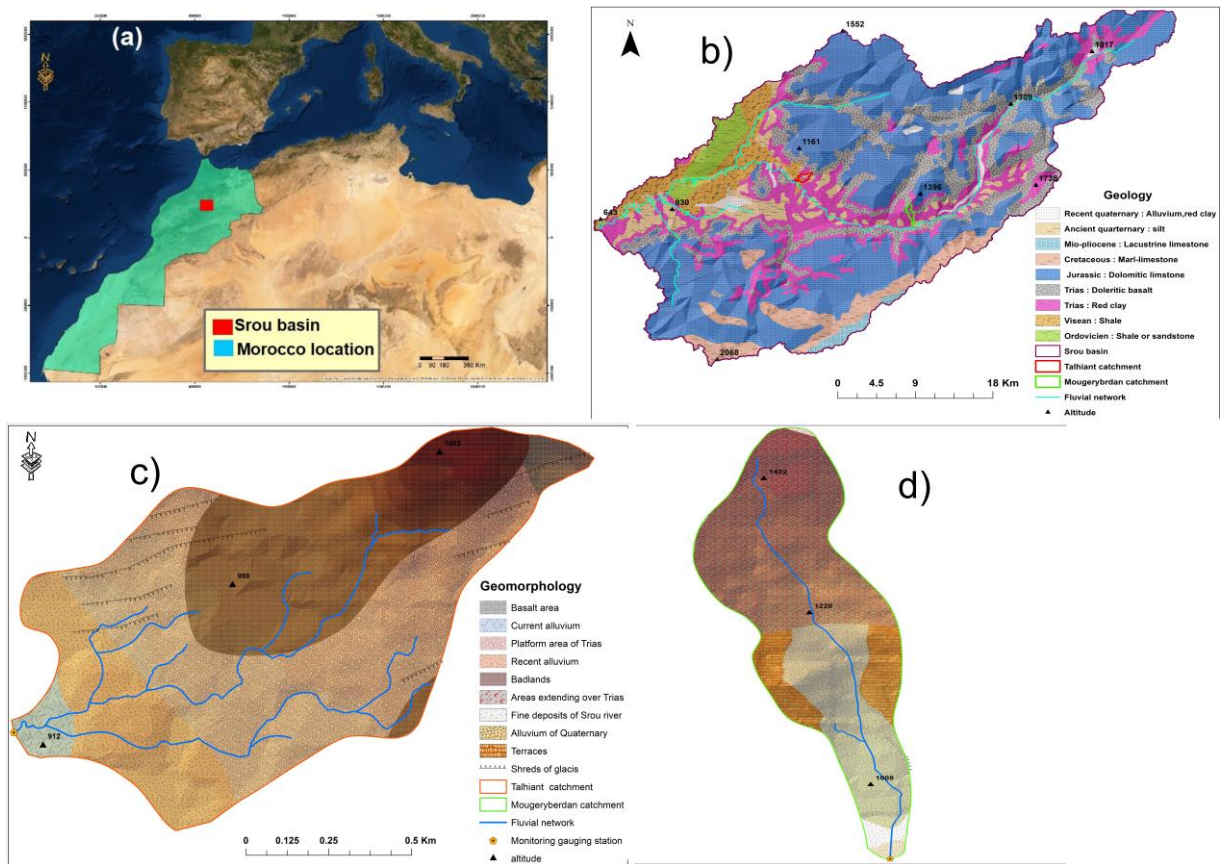


Figure.1: Morocco location in the North Africa. (a) Srou geology and lithology types in the Middle Atlas (b). Geomorphology map of (c) Talhiant and (d) Mougeryberdan catchments.

1.2 Data acquisition

Streamflow (Q) and suspended sediment concentration (SSC) were measured at the two built gauging stations since October 2017 located in the middle of Srou basin. The Agr-cat monitoring station is located in the west central part of Srou basin at an altitude of 819 m. The Afor-cat gauging station is in north east of Srou basin at an elevation of 998 m. At both headwaters, the monitoring stations were installed in a cement rectangular broad-crested section where channel banks consist of dry-stone walls working as a control section for discharges. The water stage was continuously measured using a pressure sensor (Campbell Scientific PC200W). Turbidity was recorded by a turbidimeter (OBS-3 turbidimeter with a measurement range of 0–4.000 NTU) connected to a Campbell Scientific CR200X data logger, which performs a 1 min reading and records an average value every 15 min. A rising-stage sampler modified from Schick (1967) was installed to get more information about SSC (Fortesa et al., 2020). Water stage calibration, flow velocity measurements and stage-discharge rating curves were developed by Winxpro software. Water and SSC determination in samples were treated and used to calibrate turbidity records. The collected samples (500ml) were filtered with the filter paper, which were subsequently dried in an oven at 105°C for 1 hour or until the sediment is dried and weighed on high-precision balance (i.e., 0.0001 g). Suspended sediment yields (SSY, $t\ km^2\ yr^{-1}$) at annual, seasonal, monthly and event scales were calculated by combining the SSC and the Q.

Table 1: Pearson correlation matrix for the a) agricultural and b) agroforestry catchments. Significant correlation at $p < 0.05$ (italics) and $p < 0.01$ (bold).

a)	Ptot	AP1d	AP3d	AP7d	IPmax30	Qdur	Qmax	R	Rc	SSCmax	SL	Sy
Ptot	1											
AP1d	0.68	1										
AP3d	0.34	0.61	1									
AP7d	0.09	0.21	0.53	1								
IPmax30	0.19	0.32	0.09	-0.05	1							
Qdur	0.73	0.33	0.18	-0.02	-0.05	1						
Qmax	0.62	0.62	0.34	0.12	0.45	0.19	1					
R	0.87	0.62	0.29	0.07	0.25	0.61	0.78	1				
Rc	0.40	0.35	-0.02	-0.07	0.10	0.25	0.59	0.69	1			
SSCmax	0.49	0.25	-0.02	-0.21	0.40	0.38	0.34	0.63	0.56	1		
SL	0.63	0.60	0.41	0.12	0.44	0.21	0.96	0.80	0.51	0.45	1	
Sy	0.63	0.60	0.41	0.12	0.44	0.21	0.96	0.80	0.51	0.45	1	1
b)												
Ptot	1											
AP1d	0.59	1										
AP3d	0.46	0.73	1									
AP7d	0.34	0.60	0.86	1								
IPmax30	-0.07	0.19	-0.02	-0.10	1							
Qdur	0.41	0.17	0.29	0.20	-0.27	1						
Qmax	0.38	0.46	0.55	0.38	0.12	-0.07	1					
R	0.54	0.52	0.12	-0.02	-0.29	0.67	-0.02	1				
Rc	-0.30	-0.33	-0.15	-0.12	-0.33	0.45	-0.26	0.52	1			
SSCmax	0.20	0.52	0.54	0.31	-0.13	-0.23	0.28	-0.08	-0.29	1		
SL	0.48	0.29	0.39	-0.08	-0.23	0.31	0.11	0.56	0.53	0.32	1	
Sy	0.46	0.49	0.51	-0.08	-0.23	0.31	0.10	0.57	0.54	0.32	1	1

1.3 Rainfall-Runoff and sediment Relationships Assessment in the two contrasted catchments

The relationships between rainfall, R and SS transport variables were assessed through a Pearson correlation matrix using the statistical excel software. As table 1 shows, there was a strong correlation at Agr-cat (table.1a) between pre-event variables (AP1d, AP3d and Qdur) and Qmax, R and Rc. However, Qmax and R correlated with Ptot and AP1d, whilst IPmax30 and AP7d did not correlate with any variable. Furthermore, SL and SY correlated with Qmax, R and Rc. In the AFor-cat, correlation showed a non-linear relationship between rainfall, runoff and sediment transport (table.1b). AP1d and AP3d correlated with SSCmax and SSY. Thus, the R had strong positive correlation with SL and SSY and strong negative correlation with AP7d and Qmax. Closer correlations ($p < 0.01$) were observed between SY and Qmax and R. In both catchments R depicted close correlation with SSL and SSY.

3. Results

3.1 Land use change (2000/2019)

Vegetation cover degradation is still a very common problem in many parts of Morocco; moreover, it affects straight up the amount of the annual soil loss rate (Lechhab et al., 2015). Table 1 and figure 2 show the land cover change for the period 2000– 2019 in the contrasted catchments. The land cover analysis indicates complex dynamics with different pathways of change (fig.2). Three main processes were identified: deforestation, reforestation, and spontaneous recovery. Five land cover classes such as shrub, plot, bare land, and olive were identified for two periods (2000 and 2019) basing on the google earth images of 2009 and the investigations from the field work with the elderly farmers (>65 yr.). at Agr-cat, cultivated land (i.e, plots) constitutes the major areas of the catchment with dominant crops

being cultivated that includes wheat and barley. Beans and peas are the second major crops grown in the area, the cultivated area constituting $> 53.2\%$ at 2000 of area covered by crops; while at 2019 this area is decreasing (i.e, $<45\%$) to bare lands(fig. 2 and table.2). This value shows clearly that agriculture plays an important role in the socioeconomic development of the catchment (Kidane et al., 2019). Whereas bare lands increased from $> 39\%$ to $>45\%$ in 2000 and 2019 respectively, which are indicators for soil vulnerability to erosion and sediment transport in the studied catchment (Hurni et al., 2015; Hurni et al, 2016).

In the AFor-cat, cultivated land (plots) accounted for more than 16% of the total catchment area in 2000.But, at 2019 this area is increased to $>21\%$. From this analysis, an overall land cover change between 2000 and 2019 was identified with a decrease in a forested area (shrubs) (from 80% to 73%); About 10% of the total forest area in 2019 was deforested from native forests to agricultural land. The analysis of the maps and investigations from the field indicate a clear change and degradation of forest in the AFor-cat between the periods 2000 and 2019 related especially to overgrazing, and settlement of the field which accelerate the runoff and sediment response (fig.3 and table1).

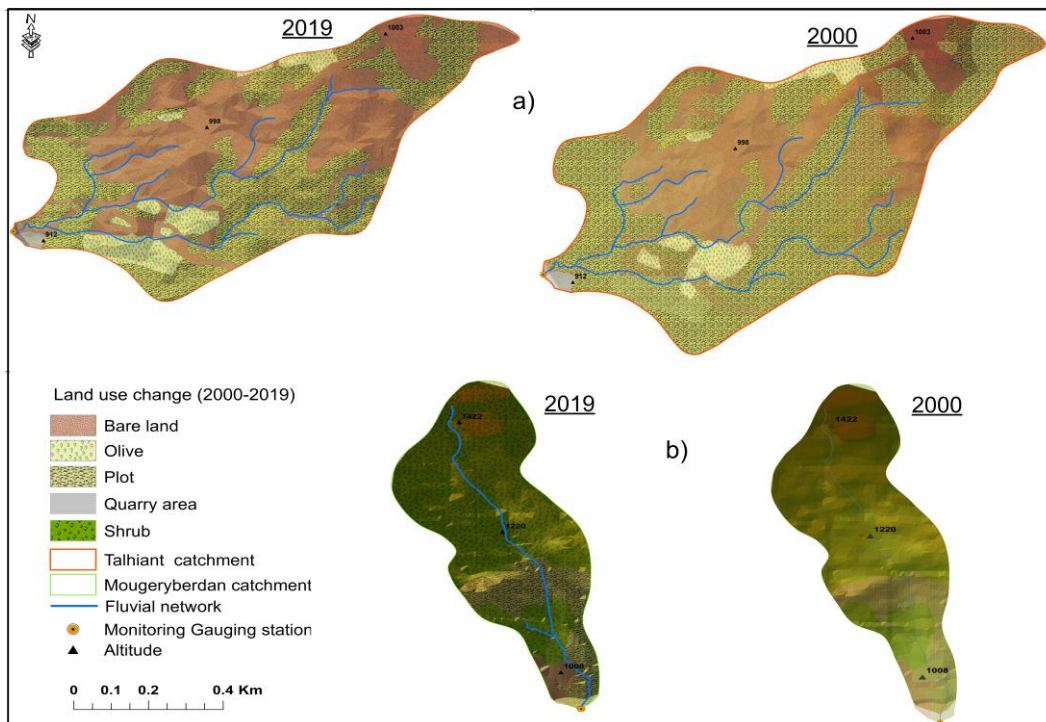


Figure.3: Evolution of land uses classification maps for two dates 2000 and 2019 at a) agricultural and b) agroforestry catchments (Source: Google Earth 2009, investigation from the field 2019)

Table 2: Land use/land change from 2000 to 2019

Class name	Agr-cat		Afor-cat	
	2000 (%)	2019 (%)	2000 (%)	2019 (%)
Bare land	39.16	45.01	2.60	4.70
Plot	53.73	45.03	16.30	21.90
Shrub	0	0	83.21	73.01
Olive	7.1	9.20	0	0

3.2 Analysing runoff and sediment transport response

3.2.1 annual and seasonal scale

At both studied catchments, several floods were selected on the FDC by using a distribution frequency of 95%. The beginning of floods was identified as the time that showed a significant increase in Q; while

the end was taken as the breakpoint of the recession limb (Custodio and Llamas, 2005, Fortesa et al., 2020). Furthermore, flood events after the dry period were added to this analysis due to their relevance during the storage and release periods of sediment transport. As a result, 26 and 32 events were selected for the Agr-cat and AFor-cat respectively. Flood events were analysed by 13 variables divided in three groups: rainfall, R and sediment variables (Table.3, fig.4). The time during which a specific flow or SSY is equalled or exceeded is represented as a percentage in fig. 4 through the FDC on a daily time scale. The flow permanence observed at Agr-cat assumed a very sharp shape in extremely high flows in and in normal and low-flow conditions, demonstrating a rapid response in both the rising and recession phase. The FDC of agricultural catchment is characterized by a steep slope in extreme high flow (0–5% exc. freq.). From extreme high flow to low flows specific R ranged from 0.012 to 9.21 mm (0–95% exc. freq.) (fig.4). This specific R is extremely decreased rapidly in the high flow phase, which reveal a quick response for this headwater. In AFor-cat, The FDC showed a rapid decrease in SSY for extreme-high flow conditions, ranging from 2852 to 0.05 t km⁻² day⁻¹ (0–98% exc. freq.) The contributions to total SSY in extreme high flow and high flow conditions were 95% respectively, whilst this contribution to total SSY under low flow conditions was only 0.5%(fig.4).

Table.3: Rainfall, runoff and sediment variables considered in the event scale analysis.

Rainfall variables	Runoff variables	Sediment variables
P_{tot} :Total precipitation (mm)	Q_{max} : Maximum discharge (m3 s ⁻¹)	SSC_{max} : Maximum suspended sediment concentration (g l ⁻¹)
IP_{max 30'} :Max. 30' prec. intensity (mm h)	Q_{dur} : Flood duration (h)	SSC_m : Mean suspended sediment concentration g l ⁻¹)
AP_{1d} : Antecedent precipitation 1 day before (mm)	R : Runoff(mm)	SL : Sediment load (t)
AP_{3d} : Antecedent precipitation 3 day before (mm)	Rc : Runoff coefficient (%)	SY : Sediment yield (km ²)
AP_{7d} : Antecedent precipitation 7 day before (mm)		

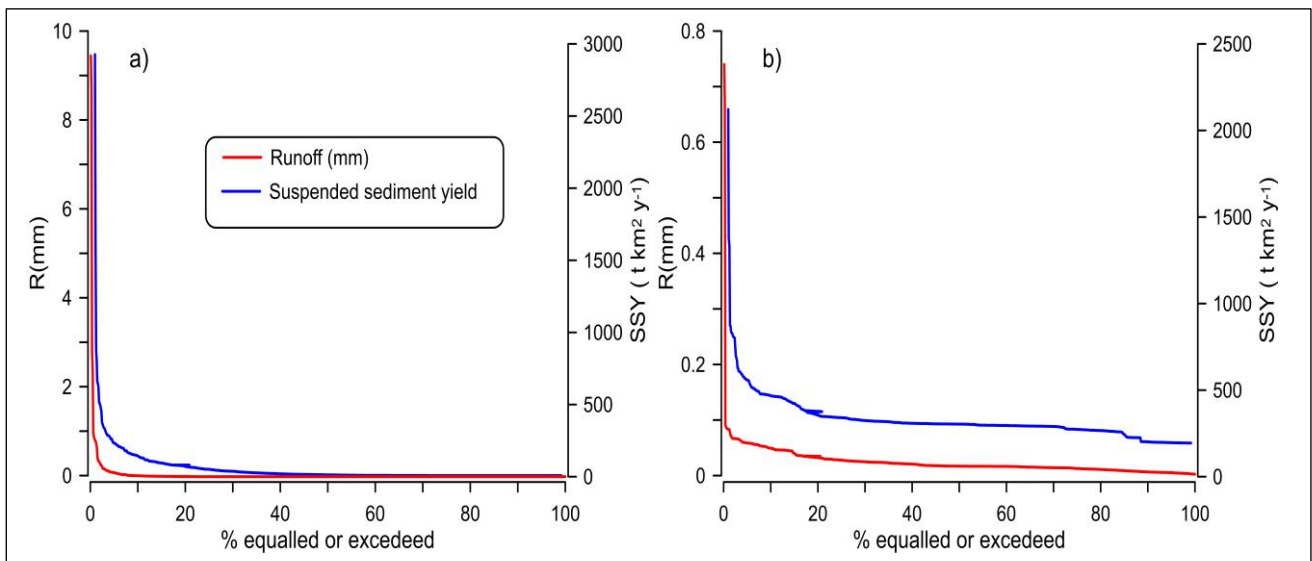


Figure. 4: Specific runoff (blue line) and specific suspended sediment yield (red line) duration curves at (a) agricultural and (b) Agroforestry catchments based on daily values.

The pattern of daily rainfall (mm), Q (m3 s⁻¹) and SSC (g l⁻¹) recorded on the daily time scale are analysed and reported in Fig. 4 at a) Agr-cat and b) AFor-cat. In both catchments, rainfall and hydrological response were characterized by a wet and a dry season. Both the annual rainfall amount and the number of high rainfall events (> 70 mm) recorded in both catchments were high amount at event scale. Besides, the runoff coefficient ranging from 3 to 76% at Agr-cat and from 3 to >50 in AFor-cat (table.3 and 4). SSY was matched with R and showed high variability in both headwaters. The maximum annual SSY in Agr-cat was 6875.11 t km⁻² y⁻¹, which was lower in AFor-cat (1308.97 t km⁻² y⁻¹)(fig.4 and table.3 and 4). Runoff and sediment behavior were found in the rate of change of SSY, where differences of up to two orders of magnitude are shown in Agr and Afor-cats (Table.3)

3.2.2 Variability at the monthly and event scale

Rainfall, runoff, and sediment variables calculated at sub-daily time steps (15-min and 30-min for the agriculture and agroforestry catchments, respectively) for the selected flood events are summarized in Tables 3 and 4. The mean sediment yield for both catchments is very high at Agr-cat (788.43 t km²) and relatively low at Afor-cat (383.67 t km²) for two years (2018/2019). In Agr-cat, the largest event (Table 3) generated an R of 20.67 mm and an SSY of 6875.11 t km⁻² (Qdur: 10 h) for 2019. In AFor-cat, however, during the largest event in terms of R (6 mm), a SY of 1308.97 t km⁻² was recorded (Qdur: 19 h, Table.3 and 4). A wide range of runoff response and sediment transport was found in the two studied headwaters. The variables controlling runoff and sediment response seem to be different between catchments. Analysis of the pre-event variables make clear that the threshold of rainfall needed to generate runoff is different in the two areas. As Table 3 and 4 show, P_{tot} and IP_{max30} were higher in Agr-cat than AFor-cat. This was expected, as both the land cover and infiltration capacity of soil and the lithology of the two catchments differ. The pre-event variables (rainfall recorded before flood), which was analysed here through the precipitation recorded; P_{tot}, 1 day before the event (AP_{1d}), 3 days before it (AP_{3d}), and 7 days before it (AP_{7d}) seem to be the main factors contributing to the streamflow in both catchments (fig.5 and table.3 and 4). While the response of both areas differs regarding the effect of land use/land cover and lithology type (Kuhnle et al., 1996). Different hysteretic loops were observed in the two catchments. For the 26 analysed flood events in Agr-cat, the percentage sediment yield (SY) by hysteresis type of; linear, figure-eight, counter-clockwise, clockwise, single line plus loop and complex hysteresis were 0.38%,65%, 0.10%, 21%, 13%, 0.13% respectively. Whilst, at AFor-cat (32 events) the Q-SSC relationship was clearly different than agricultural headwater, the percentage of SY of figure-eight, counterclockwise, clockwise, and complex hysteresis were 58%, 5%, 0.39%, 36% respectively. Differences were seen for Agr-cat in the largest floods, which had a predominantly figure-eight.

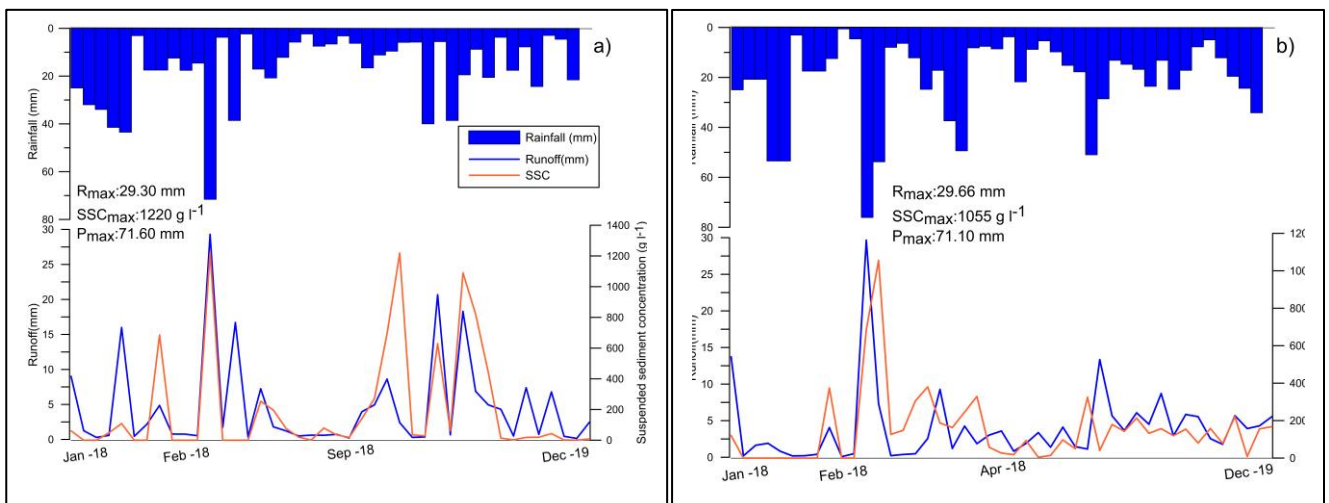


Figure.5: Streamflow and SSC at event time scale

Table 3: Factors calculated at the 15-min time step for the flood events selected Agricultry catchment. The hysteresis shape (Hyst. shape) are described as C: clockwise; CC: counterclockwise; Com: Complex; E-S: eight-shape; L: Linear and S: Single line plus loop.

ID	Date	Ptot(mm)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)	IPmax30 (mmh ⁻¹)	Qdur (h)	Qmax (m3 s ⁻¹)	R(mm)	Rc(%)	SSCmax	SL (t)	Sy(km2)	Hyst.sh
1	16 05 2018	20.80	20.80	20.80	20.80	2.40	4.25	0.63	1.81	8.70	196.68	42.34	37.14	L
2	13 09 2018	13.20	6.40	12.80	35.60	5.20	3.75	0.28	5.4	10.08	77.20	36.86	32.33	E.S
3	26 09 2018	5.80	10.60	16.80	19.00	11.60	1.75	0.46	0.50	8.62	20.42	8.56	7.51	L
4	28 09 2018	2.40	35.40	35.40	41.60	5.60	2.00	0.45	0.61	25.42	0.89	0.60	0.52	L
5	30 09 2018	7.50	7.50	13.20	27.20	6.20	3.25	0.25	0.60	8.00	79.27	22.00	19.29	E.S
6	01 10 2018	6.60	6.60	14.20	76.80	0.82	4.25	0.35	0.72	10.91	34.55	18.42	16.16	CC
7	11 10 2018	3.20	11.00	20.80	20.80	6.00	2.25	0.15	0.21	6.56	18.06	3.17	2.78	E.S
8	18 10 2018	6.30	3.00	3.00	15.40	4.00	6.25	2.07	3.95	62.70	139.64	336.93	295.56	E.S
9	28 10 2018	16.60	16.60	17.00	18.00	1.00	6.25	0.82	4.94	29.76	271.19	342.15	300.14	C
10	30 10 2018	11.20	17.40	18.00	18.00	2.00	5.25	2.80	8.62	76.98	694.77	2256.51	1979.40	Com
11	18 11 2018	9.60	9.60	9.60	9.60	19.20	9.00	0.36	2.40	25.00	1218.69	182.91	160.45	C
13	21 01 2019	5.90	5.90	5.90	5.90	1.60	8.75	0.11	0.29	4.92	35.04	2.06	1.81	E.S
14	07 03 2019	5.80	5.80	5.80	5.80	1.90	8.25	0.10	0.36	6.21	27.91	2.50	2.20	E.S
15	30 03 2019	40.30	40.70	40.70	40.70	16.20	10.50	9.47	20.67	51.68	629.47	7837.63	6875.11	E.S
16	01 04 2019	5.60	5.60	5.60	5.60	1.90	4.00	0.29	0.67	11.96	60.74	31.91	27.99	E.S
17	04 04 2019	38.60	18.60	18.60	19.60	1.40	21.75	1.15	18.29	47.38	1089.89	1342.27	1177.43	Com
18	06 04 2019	19.50	19.50	32.40	38.00	2.60	11.00	0.97	6.87	35.23	821.87	1600.53	1403.97	S
19	03 05 2019	8.80	8.80	8.80	8.80	2.30	4.50	1.64	4.95	56.25	443.51	368.57	323.31	E.S
20	15 11 2019	20.60	20.60	23.60	25.60	3.40	17.50	0.89	4.31	20.92	13.19	46.64	40.91	Com
21	16 11 2019	3.80	3.80	24.80	29.60	2.80	7.50	0.22	0.49	12.89	2.33	1.30	1.14	E.S
22	21 11 2019	17.60	17.60	22.60	60.40	5.20	10.75	1.44	7.38	41.93	18.15	105.48	92.52	Com
23	23 11 2019	7.80	7.80	32.20	49.40	1.80	7.00	0.17	0.72	9.23	19.21	10.04	8.80	E.S
24	01 12 2019	24.40	24.40	24.40	24.40	4.00	16.50	1.03	6.79	27.83	43.25	165.97	145.58	Com
25	03 12 2019	3.00	3.00	28.40	28.40	1.60	5.00	0.18	0.44	14.67	0.88	0.67	0.59	E.S
26	04 12 2019	4.60	4.60	33.40	33.40	1.00	6.75	0.01	0.14	3.04	0.30	0.07	0.06	E.S
27	17 12 2019	21.60	21.60	27.60	27.60	2.80	10.75	0.94	2.45	11.34	8.48	16.01	14.05	E.S

Table 4. Factors calculated at the 15-min time step for the flood events selected for forestry catchment. The hysteresis shape (Hyst. shape) described as C: clock wise; CC: counterclockwise; Com: Complex and E-S: eight-shape

ID	Date	Ptot (mm)	AP1d (mm)	AP3d (mm)	AP7d (mm)	IPmax30 (mmh-1)	Qdur (h)	Qmax (m3 s-1)	R(mm)	Rc(%)	SSCmax	SL (t)	Sy (km2)	Hyst.shp
1	07 08 2018	8.00	8.01	8.01	8.01	12.40	1.25	0.08	0.22	2.75	126.43	61.52	53.49	C
2	18 08 2018	6.40	6.40	6.40	6.40	12.80	2.25	0.10	0.38	5.94	148.04	34.13	29.68	E.S
3	13 09 2018	12.20	6.60	11.00	11.00	6.00	4.25	0.04	0.48	3.93	305.71	53.67	47.08	E.S
4	30 09 2018	24.80	19.00	32.60	33.00	15.90	11.00	0.49	2.55	10.29	379.71	352.16	306.23	CC
5	30 10 2018	36.20	23.40	23.60	23.60	3.45	15.50	0.95	28.71	53.90	187.12	216.01	187.82	Com
6	31 10 2018	49.40	49.40	118.20	135.60	4.40	19.50	0.66	4.26	8.62	245.22	216.00	187.82	Com
7	01 11 2018	8.20	8.20	58.20	135.00	1.60	10.50	0.13	1.86	22.68	329.12	92.44	80.38	Com
8	06 11 2018	7.60	7.60	8.20	23.00	1.20	21.00	0.05	3.03	39.89	57.32	15.07	13.10	Com
9	23 11 2018	8.60	8.10	18.00	38.20	0.80	22.00	0.05	3.59	41.74	26.67	268.91	233.84	Com
10	24 11 2018	3.80	3.80	12.60	22.20	1.20	16.00	0.05	0.83	21.84	18.32	35.41	30.80	Com
11	09 12 2018	21.80	21.80	21.80	24.80	34.00	11.75	0.06	1.89	8.67	93.33	145.00	126.09	Com
12	14 12 2018	8.80	0.60	12.80	34.60	1.20	20.00	0.06	3.37	38.30	4.31	1.20	1.05	E.S
13	23 12 2018	5.40	11.80	11.80	11.80	23.60	8.00	0.06	1.38	25.56	14.07	12.07	10.49	Com
14	28 12 2018	9.80	10.60	10.60	22.80	21.20	22.75	0.06	4.12	42.04	96.88	19.15	16.66	CC
15	04 01 2019	15.20	15.20	15.20	15.20	26.40	7.50	0.61	1.45	9.54	50.05	150.72	131.06	C
16	16 01 2019	17.80	17.80	17.80	17.80	17.80	5.25	0.07	1.12	6.29	324.65	481.92	419.06	E.S
17	19 01 2019	51.00	0.20	0.40	0.44	1.20	24.50	0.07	13.35	26.18	40.90	33.29	28.95	Com
18	19 02 2019	28.60	8.60	8.60	8.60	3.20	22.25	0.08	5.67	19.83	179.44	652.74	567.60	E.S
19	24 03 2019	13.20	3.20	3.20	3.20	1.60	13.00	0.09	3.65	27.65	143.01	351.01	305.23	Com
20	26 03 2019	14.80	4.20	7.40	7.40	6.80	19.00	1.25	8.21	41.08	213.40	1636.32	1422.60	E.S
21	31 03 2019	16.80	16.80	16.80	16.80	3.20	15.50	0.09	4.51	26.85	132.38	303.81	264.18	Com
22	6 04 2019	23.60	23.60	67.60	69.00	5.60	30.50	0.10	8.71	36.91	157.21	810.69	704.95	Com
23	20 04 2019	13.20	13.40	17.40	22.60	4.00	9.75	0.11	2.94	22.27	119.51	79.49	69.12	Com
24	21 04 2019	24.80	4.80	19.00	23.12	1.47	11.25	0.27	5.85	23.59	154.39	710.65	617.96	E.S
25	23 04 2019	17.20	7.20	12.80	30.20	2.40	13.50	0.21	5.55	32.27	79.93	311.51	270.88	E.S
26	28 04 2019	7.80	7.20	12.20	25.80	2.40	6.75	0.17	2.55	32.69	157.97	352.30	306.34	E.S
27	2 05 2019	5.00	5.60	12.20	17.80	3.20	5.50	0.15	1.76	35.20	78.04	147.41	128.18	E.S
28	03 05 2019	12.20	12.20	18.00	25.80	9.60	8.50	0.29	5.68	46.56	220.94	37.36	32.48	CC
29	07 05 2019	19.60	19.60	34.80	52.80	38.00	13.25	0.11	3.92	20.00	8.74	1.32	1.14	E.S
30	2 12 2019	24.40	24.40	24.40	24.40	6.40	23.50	0.13	4.30	17.62	155.84	395.96	344.32	E.S
31	3 12 2019	34.20	34.20	58.60	58.60	4.60	21.50	0.29	5.54	16.20	167.79	510.11	443.57	Com

4. Discussion

The very high variation in the total runoff and sediment loss measured in the contrasted sites reflects the great importance of total rainfall as well as land use/land cover on runoff generation and sediment transport, and therefore erosion in the Mediterranean region (Kosmas et al., 2000). It is well established in the geomorphic literature that land use changes can induce runoff and sediment changes downstream (Leopold et al., 1964; Gregory and Walling, 1973; Richards, 1982; Kondolf et al., 2002). This paper analyses runoff and sediment transport response in two contrasting catchments in Mediterranean environments. Land cover/land change, Soil permeability, lithology and geological features were the most relevant factors affecting the hydrological response. Furthermore, although the annual rainfall was higher in agricultural catchment, land uses of this headwater caused a high threshold for runoff and sediment generation due to high transmission losses (Calvo-Cases et al., 2003). Besides, the spatial distribution of forest cover in the afforested headwater reduced R, as the steepest part of the catchment is covered by natural vegetation, which increases rainfall interception (Buendia et al., 2016).

4.1 The effect of land cover/land change on runoff and sediment response at temporal time scales.

The land cover/land change map at the studied catchments, showed the following classes: bare lands, shrubs, olives, matorral forest, plots cultivation areas. In these contrasted catchments, the development of the main landscape features showed the predominance of cereal crops, which based on precipitation and easy to exploit for reason to respond of the human need for feeding. And the appearance of some implants such olives; the co-existence of farming and overgrazing particularly at agriculture Talhiant site. During last 20 years ago, more than 83 % of the agroforestry Mougeryberdan catchment was covered by forest, recently about 10% percent of this area was deforested by overgrazing and the agricultural expansion. In Talhiant, the agricultural area was less than the current land uses, where the bare fields occupied an important proportion of catchment and this was mainly due to the grazing that was the main activity of the population in the middle Atlas of Morocco (Boufala et al., 2020). In order to examine the variability of runoff and sediment response under different land uses types at the event scale in both catchments, 6 figures were carried out and showed the Rainfall, discharge and suspended sediment load relationships for the selected events on the Talhiant (ID2,10,14)and Mougeryberdan catchments (ID5,20 28). In agricultural Talhiant catchment, rainfall events between 111 mm and 40 mm had a high suspended sediment concentration (from 0.5 to 700 g/l) and sediment load (36 to 7800 t y⁻¹). Besides these events had a greater response in runoff and sediment transport with antecedent rainfall events, especially during wet season (fig.5.ID 2,10,14). These results confirm the impact of land cover in the response of this headwater where Buendia et al., 2016 mentioned that at the catchment level: the amount of sediment transport affected by different factors such as catchment size, land cover or lithology, which may be influencing the different response of the basins to extreme events. However, among all the features of basins, land cover, geology, soil type and slope were relevant drivers of hydrological and sediment processes (Chiverton et al., 2015). Thus, due to the precedent mentioned factors, the agricultural catchment was characterized by a quick runoff and sediment response. While, in Agroforestry Mougeryberdan catchment, rainfall events was higher, ranged between 12 mm and 36mm quite the same average in Talhiant, but it caused a low threshold for suspended sediment concentration and sediment load were low than Talhiant events (0.02-300 g/l) and (37-1636t) respectively (fig.5.ID 5,20,28).As a result,, the spatial distribution of forest cover (>70%) at Mougeryberdan headwater reduced runoff and sediment transport as the steepest part of this catchment is covered by natural vegetation, which increases the hydro-sedimentary response (Kondolf et al., 2002) However, the vegetation cover in this headwater plays a very significant role in controlling runoff

generation and erosion(Kosmas et al., 1997). In the Mougeryberdan, most of the SSY was transported during flood events characterized by high R and Qmax, which controlled large SSY and SSCmax values. These were the situations of greatest sediment transport, as they were very energetic event (López-Tarazón & Estrany, 2017). This behavior, was shown in both catchments, is the character of the semiarid environments, like the Maghreb region where most of the runoff and sediment response occur during flash floods(Achite & Ouillon, 2007).

In the Talhiant, rainfall amount and intensity controlled the SSY contribution (high correlation coefficients) in all events with SSY > 895.36 t km² y⁻¹ at 2018, and 674.36 at 2019 respectively. In addition, the land cover of this agricultural catchment could be a factor explaining the high temporal and spatial rainfall and SSY variability. This results indicated that in Talhiant, R generation and SSY were clearly influenced by Ptot (Latron & Gallart, 2008) and IP max30(Manus et al., 2009), which were more significant than the pre-event variables. This behavior is probably due to both rainfall characteristics (local and intense) and soil features (low permeability). While, at Mougeryberdan catchment, the average of SSY was low than Talhiant, ranged from 411.50 to 346.68 t km² y⁻¹during 2018/2019 respectively. This result, show a trend counter of a smaller and decreasing in sediment yield explained by forest cover which controlling the R and SSY generation (Douglas, 1999).

Besides, the forested areas at this headwater reduced soil detachment, protected by rainfall interception. In general, forest causes a decrease in annual values of 20% in R and 80% in SSY(Buendia et al., 2016; Fortesa et al., 2020).

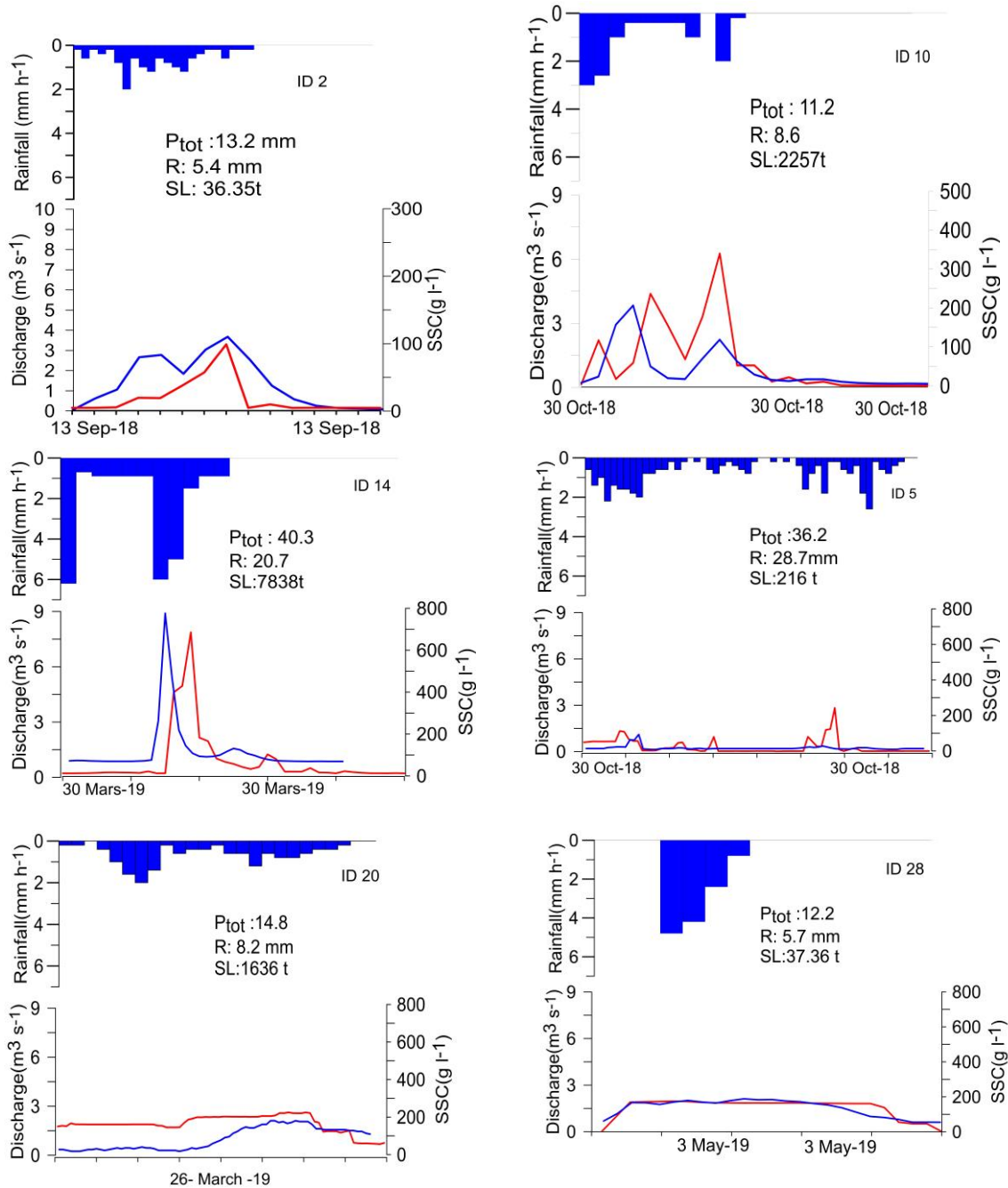


Figure.6: Rainfall, discharge and suspended sediment load for the selected events on the Talhiant (ID2,10,14)and Mougeryberdan catchments (ID5,20 28)

4.2 Seasonality and lithology influences on runoff and sediment response

The seasonal dynamics of rainfall and runoff during the year generate wet, dry and transition periods, which control the R and ST response (Gallart et al., 2008). subsequently, seasonally, the highest correlation showed in spring could be related to the water reserves accumulated during the autumn and winter periods, which is a good conditions for generating runoff and sediment transport (Poesen et al., 1990). According to the seasonal distribution of the 58 events(27 events at Agr-cat and 31 at AFor-cat), other studies in Mediterranean-climate headwaters showed an event seasonality in the hydro-sedimentary response (Soler et al., 2008; Pacheco Betancur et al., 2011; Vanmaercke et al., 2014; Rodriguez-Lloveras et al., 2015; Fortesa et al., 2020)where autumn rainfall events produced a limited of runoff and sediment response, especially at the beginning of the season. In addition, in winter and spring, runoff and sediment values were always larger.

The role played by lithology types on transmission losses has been investigated. Very often, the infiltration process and the runoff generation mechanisms in Mediterranean environments occur in a nonuniform way in space and time (Calvo-Cases et al., 2003). In the two studied catchments lithology is characterized by sedimentary, metamorphic, and volcanic rocks belonging to four types of lithology; red clay; shale; siltstones and basalt (fig. A1a and B1b). For each rock type, the suspended sediment yields increase with increasing runoff, but this increase is more rapid for rocks with low cohesion than on sandstones, i.e. for a given runoff intensity, sediment yields are greater on marls than on sandstones or micaschists, this behavior has observed in the Maghreb region (see Probst & Suchet, 1992 and Bouanani, 2004 and Megnounif et al., 2007). Some authors demonstrate the runoff and sediment generation process as being a consequence only of the saturation of different soil layers even in arid conditions. Such as, Puigdefabregas et al., 1999 and 1998 under Mediterranean arid conditions and in soils developed on schist bedrock, found two main mechanisms of runoff generation related to the saturation of different soil layers (Calvo-Cases et al., 2003). As a result, events occurring in the two studied catchments, which even had different land uses, with low bedrock permeability and less soil water storage but with higher values of rainfall intensity generate a greater runoff and sediment response.

5. Conclusions

Runoff generation and sediment yield in the studied headwaters is highly variable because precipitation and runoff are themselves highly variable. Despite these change in runoff and Rainfall, the measured annual suspended sediment yield at the outlet of both studied catchments has increased with time over 2018-2019. Besides the percentage of land change has also increased especially at Talhiant catchment which explaining the high amount of sediment generation. Land use and land cover change is a major factor that controlling the runoff and sediment response at both catchments. The obtained results also revealed that sediment yield at the contrasting small headwaters follows the land change/land cover. The spatial distribution of sediment yield showed an increasing trend in agricultural areas, while areas under agroforest cover show a decreasing in sediment yield. At Mougeryberdan catchment, conversion of natural forest area from steep slope of the catchment to extensive plot land in the outlet caused high rate of sediment yield. In Talhiant, increase in the agricultural lands at the expense of forests and bare lands have increased runoff and sediment response. Due to this change in land use during last 20 years, a high amount of sediment yield ($> 700 \text{ t km}^2 \text{ y}^{-1}$) can be easily transported to the downstream regions. The obtained results indicated the continuous loss of soil from cultivated land due to improper land management practices and an increasing level of soil loss over the study period which calls for concerted efforts to be taken to reduce the runoff and sediment generation, focusing more on the steeper slopes. Lithology and geological characteristics of both catchments known by a low degree of infiltration of rainfall and runoff which indicated the high amount of sediment transport response. Otherwise, hysteretic loops make useful information about the origin of sediment. Loops are greatly affected by lithology, size, shape, and land uses of the catchments. A prevalence of eight- shape, clockwise and counter-clockwise loops for both catchments indicated that the sediment sources contributing to the SY are areas close to the outlet of the catchment and the whole catchment contributed to the SY.

Author Contributions: Conceptualization, H.O., J.E., H.R ,M.E. and Y.E; methodology J.E., H.R; data organization, H.O, J.E, H.R and J.F. writing-original draft preparation H.O.

Funding: This work was supported by the research project OPTIMISM (2016 and 2017) “Erosion and sediment transport processes: analysis and modelling at different scales in the upstream part of Oum Rabiaa catchment - A case study from the Srou Subcatchment (Middle Atlas - Morocco) (OCDS-CUD 2016-03// 07-2017)– Between the University of Balearic Islands (UIB) Laboratory (MEDhyCON) and Sultan Moulay Slimane University/Faculty of Arts and Humanities/Department of Geography(USMS) Laboratory DPRP. The project funded by the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities, the Spanish Agency of Research (AEI) and the European Regional Development Funds (ERDF). The contribution of Joan Estrany was supported by the OPTIMISM project, is the person in charge of project At UIB and the first supervisor of Hasan Ouakhir thesis. Hanan Reddad is the responsible of project at USMS. Bartomeu Alorda is a PDI at UIB. Mohamed El Ghachi is a PDI at USMS and is the second supervisor of Hasan Ouakhir thesis. Hasan Ouakhir is PHD student at USMS. Josep Fortesa has a contract funded by the Ministry of Innovation, Research and Tourism of the Autonomous Government of the Balearic Islands [FPI/2048/2017].

Acknowledgements

The authors are grateful to the landowners who generously opened their fields and houses during the construction process, instrumentation, and fieldwork.

Appendix A

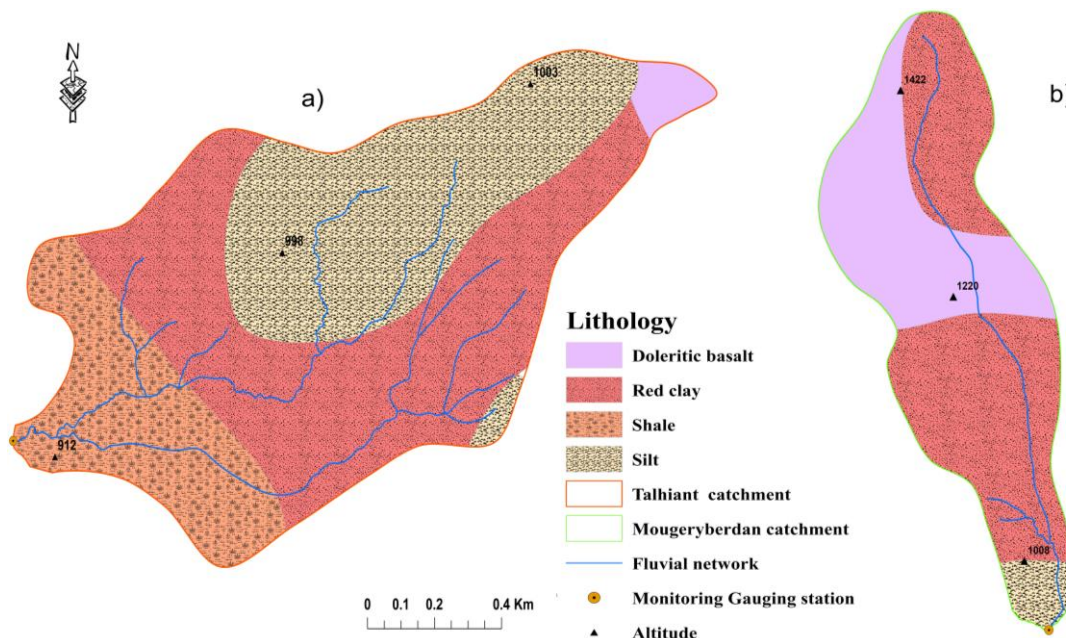


Fig.A1. Lithology type of a) agriculture and b) agroforestry catchments

Bibliography

- Achite, M., & Ouillon, S. (2007). Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995). *Journal of Hydrology*, 343(3–4), 187–202.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4P5NX97-3/2/367e2fb942bf65be792d721f85862f74>
- Barakat, A., El Baghdadi, M., Rais, J., Aghezzaf, B., & Slassi, M. (2016). Assessment of spatial and seasonal water quality variation of Oum Er Rbia River (Morocco) using multivariate statistical techniques. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(4), 284–292.
<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2016.11.002>
- Borrelli, P., Robinson, D. A., Panagos, P., Lugato, E., Yang, J. E., Alewell, C., Wuepper, D., Montanarella, L., & Ballabio, C. (2020). Land use and climate change impacts on global soil erosion by water (2015-2070). *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 117(36), 21994–22001.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2001403117>
- Bouanani, A. (2004). Hydrologie, Transport solide et Modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). 250.
- Boufala, M., El Hmaidf, A., Chadli, K., Essahlaoui, A., El Ouali, A., & Lahjouj, A. (2020). Assessment of the risk of soil erosion using RUSLE method and SWAT model at the M'dez Watershed, Middle Atlas, Morocco. *E3S Web of Conferences*, 150(February). <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202015003014>

- Buendia, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., & Batalla, R. J. (2016). Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Science of the Total Environment*, 540, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.005>
- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., & Imeson, A. C. (2003). Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. *Geomorphology*, 50(1–3), 269–291. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00218-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00218-0)
- Campbell, J. F. E., Fletcher, W. J., Joannin, S., Hughes, P. D., Rhanem, M., & Zielhofer, C. (2017). Environmental drivers of Holocene Forest development in the Middle Atlas, Morocco. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 5(SEP), 1–22. <https://doi.org/10.3389/fevo.2017.00113>
- Chiverton, A., Hannaford, J., Holman, I., Corstanje, R., Prudhomme, C., Bloomfield, J., & Hess, T. M. (2015). Which catchment characteristics control the temporal dependence structure of daily river flows? *Hydrological Processes*, 29(6), 1353–1369. <https://doi.org/10.1002/hyp.10252>
- De Waele, J., Di Gregorio, F., Melis, M. T., & El Wartiti, M. (2008). Landscape units, geomorphosites and geodiversity of the Ifrane Azrou region (Middle Atlas, Morocco). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, in Print*, 63–76.
- Desta, Y., Goitom, H., & Aregay, G. (2019). Investigation of runoff response to land use/land cover change on the case of Aynalem catchment, North of Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 153(June 2018), 130–143. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.02.025>
- Douglas, I. (1999). Hydrological investigations of forest disturbance and land cover impacts in South-East Asia: A review. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 354(1391), 1725–1738. <https://doi.org/10.1098/rstb.1999.0516>
- Dunjó, G., Pardini, G., & Gispert, M. (2004). The role of land use-land cover on runoff generation and sediment yield at a microplot scale, in a small Mediterranean catchment. *Journal of Arid Environments*, 57(2), 239–256. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(03\)00097-1](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(03)00097-1)
- El Wartiti, M., Malaki, A., Zahraoui, M., El Ghannouchi, A., & Di Gregorio, F. (2008). Geosites inventory of the northwestern Tabular Middle Atlas of Morocco. *Environmental Geology*, 55(2), 415–422. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0987-0>
- Elbouqdaoui, K., Ezzine, H., Zahraoui, M., Rouchdi, M., & Badraoui, M. (2006). Evaluation du risque potentiel d'érosion dans le bassin-versant de l'oued Srou (Moyen Atlas, Maroc). *Sécheresse (Montrouge)*, 17(3), 425–431. <https://doi.org/10.1684/sec.2006.0049>
- Elwell, H. A., & Stocking, M. A. (1976). Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma*, 15(1), 61–70. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(76\)90071-9](https://doi.org/10.1016/0016-7061(76)90071-9)
- Estrany, J., & Grimalt, M. (2014). Catchment controls and human disturbances on the geomorphology of small Mediterranean estuarine systems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150(PB), 230–241. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.03.021>
- Fortesa, J., Latron, J., García-Comendador, J., Tomàs-Burguera, M., Company, J., Calsamiglia, A., & Estrany, J. (2020). Multiple temporal scales assessment in the hydrological response of small mediterranean-climate catchments. *Water (Switzerland)*, 12(1). <https://doi.org/10.3390/w12010299>
- Fortesa, J., Ricci, G. F., García-Comendador, J., Gentile, F., Estrany, J., Sauquet, E., Datry, T., & De Girolamo, A. M. (2021a). Analysing hydrological and sediment transport regime in two Mediterranean intermittent rivers. *Catena*, 196(August 2020), 104865. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104865>
- Fortesa, J., Ricci, G. F., García-Comendador, J., Gentile, F., Estrany, J., Sauquet, E., Datry, T., & De Girolamo, A. M. (2021b). Analysing hydrological and sediment transport regime in two Mediterranean intermittent rivers. *Catena*, 196(February 2020), 104865. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104865>
- Gallart, F., Amaxidis, Y., Botti, P., Canè, G., Castillo, V., Chapman, P., Froebrich, J., García-Pintado, J., Latron, J., Llorens, R., Lo Porto, A., Morais, M., Neves, R., Ninov, P., Perrin, J. L., Ribarova, I., Skoulikidis, N., & Tournoud, M. G. (2008). Investigating hydrological regimes and processes in a set of catchments with temporary waters in Mediterranean Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 53(3), 618–628. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.3.618>
- García-Ruiz, J. M., & Poesen, J. (2007). Soil erosion and sediment transport under different land use/land cover scenarios. *Catena*, 71(1), 1. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.05.012>
- Horton, R. E. (1945). Erosion development in stream and their drainage basins. *Geological Society Of America Bulletin*, 56(1), 275–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56)
- Hurni H, Berhe WA, Chadhokar P, Daniel D, Gete Z, Grunder M, K. G. (2016). Soil and Water Conservation in Ethiopia: Guidelines for Development Agents. In *Journal of Soils and Sediments* (Vol. 1, Issue 2). <http://link.springer.com/10.1007/BF02987717>

- Hurni, K., Zeleke, G., Kassie, M., Tegegne, B., Kassawmar, T., Teferi, E., Moges, A., Tadesse, D., Ahmed, M., Degu, Y., Kebebew, Z., Hodel, E., Amdihun, A., Mekuriaw, A., Debele, B., Deichert, G., & Hurni, H. (2015). The Economics of Land Degradation. Ethiopia Case Study. Soil Degradation and Sustainable Land Management in the Rainfed Agricultural Areas of Ethiopia: An Assessment of the Economic Implications. *Report for the Economcs of Land Degradation Initiative*, 94.
- Jazouli, A. El, Barakat, A., Khellouk, R., Rais, J., & Baghdadi, M. El. (2019). Remote sensing and GIS techniques for prediction of land use land cover change effects on soil erosion in the high basin of the Oum Er Rbia River (Morocco). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 13(December 2018), 361–374. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2018.12.004>
- Karaoui, I., Arioua, A., El Amrani Idrissi, A., Hssaisoune, M., Nouaim, W., Ait ouhamchich, Kamal, & Elhamdouni, D. (2018). Assessing land use /cover variation effects on flood intensity via hydraulic simulations. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 2(2), 73–80. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1452461>
- Kidane, M., Tolessa, T., Bezie, A., Kessete, N., & Endrias, M. (2019). Evaluating the impacts of climate and land use/land cover (LU/LC) dynamics on the Hydrological Responses of the Upper Blue Nile in the Central Highlands of Ethiopia. *Spatial Information Research*, 27(2), 151–167. <https://doi.org/10.1007/s41324-018-0222-y>
- Kondolf, G. M., Piégay, H., & Landon, N. (2002). Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: Contrasts between two catchments. *Geomorphology*, 45(1–2), 35–51. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00188-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00188-X)
- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L. H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J. M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., ... Vacca, A. (1997). The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29(1), 45–59. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00062-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00062-8)
- Kosmas, C., Gerontidis, S., & Marathianou, M. (2000). The effect of land use change on soils and vegetation over various lithological formations on Lesvos (Greece). *Catena*, 40(1), 51–68. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(99\)00064-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00064-8)
- Kuhnle, R. A., Bingner, R. L., Foster, G. R., & Grissinger, E. H. (1996). Effect of land use changes on sediment transport in Goodwin Creek. *Water Resources Research*, 32(10), 3189–3196. <https://doi.org/10.1029/96WR02104>
- Lahloui, H., Rhinane, H., Hilali, A., Lahssini, S., & Khalile, L. (2015). Potential Erosion Risk Calculation Using Remote Sensing and GIS in Oued El Maleh Watershed, Morocco. *Journal of Geographic Information System*, 07(02), 128–139. <https://doi.org/10.4236/jgis.2015.72012>
- Lahloui, H., Rhinane, H., Hilali, A., Lahssini, S., & Moukrim, S. (2017). Desertification assessment using MEDALUS model in watershed Oued El Maleh, Morocco. *Geosciences (Switzerland)*, 7(3). <https://doi.org/10.3390/geosciences7030050>
- Latron, J., & Gallart, F. (2008). Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 358Latron, (3–4), 206–220. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.014>
- Lech-hab, K. B. H., Issa, L. K., Raissouni, A., El Arrim, A., Tribak, A. A., & Moussadek, R. (2015). Effects of Vegetation Cover and Land Use Changes on Soil Erosion in Kalaya Watershed (North Western Morocco). *International Journal of Geosciences*, 06(12), 1353–1366. <https://doi.org/10.4236/ijg.2015.612107>
- López-Tarazón, J. A., & Estrany, J. (2017). Exploring suspended sediment delivery dynamics of two Mediterranean nested catchments. *Hydrological Processes*, 31(3), 698–715. <https://doi.org/10.1002/hyp.11069>
- Manus, C., Anquetin, S., Braud, I., Vandervaere, J. P., Creutin, J. D., Viallet, P., & Gaume, E. (2009). A modeling approach to assess the hydrological response of small mediterranean catchments to the variability of soil characteristics in a context of extreme events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2), 79–97. <https://doi.org/10.5194/hess-13-79-2009>
- Martinez-Fernandez, J., Lopez-Bermudez, F., Martinez-Fernandez, J., & Romero-Diaz, A. (1995). Land use and soil-vegetation relationships in a Mediterranean ecosystem: El Ardal, Murcia, Spain. *Catena*, 25(1–4), 153–167. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(95\)00007-F](https://doi.org/10.1016/0341-8162(95)00007-F)
- McGregor, H. V., Dupont, L., Stuut, J. B. W., & Kuhlmann, H. (2009). Vegetation change, goats, and religion: a 2000-year history of land use in southern Morocco. *Quaternary Science Reviews*, 28(15–16), 1434–1448. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.012>

- Megnounif, A., Terfous, A., Ghenaim, A., & Poulet, J. B. (2007). Key processes influencing erosion and sediment transport in a semi-arid Mediterranean area: The Upper Tafna catchment, Algeria. *Hydrological Sciences Journal*, 52(6), 1271–1284. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.6.1271>
- Mohajane, M., Essahlaoui, A., Oudija, F., Hafyani, M. El, Hmaid, A. El, Ouali, A. El, Randazzo, G., & Teodoro, A. C. (2018). Land use/land cover (LULC) using landsat data series (MSS, TM, ETM+ and OLI) in azrou forest, in the central middle atlas of Morocco. *Environments - MDPI*, 5(12), 1–16. <https://doi.org/10.3390/environments5120131>
- Molina, A., Vanacker, V., Balthazar, V., Mora, D., & Govers, G. (2012). Complex land cover change, water and sediment yield in a degraded andean environment. *Journal of Hydrology*, 472–473, 25–35. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.012>
- Nunes, A. N., de Almeida, A. C., & Coelho, C. O. A. (2011). Impacts of land use and cover type on runoff and soil erosion in a marginal area of Portugal. *Applied Geography*, 31(2), 687–699. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2010.12.006>
- Pacheco Betancur, E., Farguell Pérez, J., Úbeda, X., Outeiro, L., & Miguel, A. (2011). *Runoff and sediment production in a Mediterranean basin under two different land uses*. 25, 103–114.
- Pawar, R., Sharma, R., Kumar, A., & Sepehya, S. (2020). Impact of land use change on soil erosion, sedimentation and soil microbiome. *International Journal of Chemical Studies*, 8(2), 881–886. <https://doi.org/10.22271/chemi.2020.v8.i2m.8877>
- Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F., & Mucher, H. (1990). The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15(7), 653–671. <https://doi.org/10.1002/esp.3290150707>
- Probst, J. L., & Suchet, P. A. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the maghreb (north africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37(6), 621–637. <https://doi.org/10.1080/02626669209492628>
- Puigdefábregas, J., Alonso, J. M., Delgado, L., Domingo, F., Cueto, M., Gutiérrez, L., Lázaro, R., Nicolau, J. M., Sánchez, G., Solé, A., Vidal, S., Aguilera, C., Brenner, A., Clark, S., & Incoll, L. (1996). The Rambla Honda field site: Interactions of soil and vegetation along a catena in semi-arid Southeast Spain. *Mediterranean Desertification and Land Use*, June, 137–168.
- Puigdefabregas, J., Sole, A., Gutierrez, L., Del Barrio, G., & Boer, M. (1999). Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: Results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. *Earth Science Reviews*, 48(1–2), 39–70. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00046-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00046-X)
- Puigdefabregas, Juan, Del Barrio, G., Boer, M. M., Gutiérrez, L., & Solé, A. (1998). Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology*, 23(2–4), 337–351. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00014-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00014-2)
- Ramankutty, N., & Foley, J. A. (1999). Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(4), 997–1027. <https://doi.org/10.1029/1999GB900046>
- Rodriguez-Lloveras, X., Bussi, G., Francés, F., Rodriguez-Caballero, E., Solé-Benet, A., Calle, M., & Benito, G. (2015). Patterns of runoff and sediment production in response to land-use changes in an ungauged Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 531, 1054–1066. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.11.014>
- Schilling, J., Freier, K. P., Hertig, E., & Scheffran, J. (2012). Climate change, vulnerability and adaptation in North Africa with focus on Morocco. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 156, 12–26. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.04.021>
- Soler, M., Latron, J., & Gallart, F. (2008). Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Geomorphology*, 98(1–2), 143–152. <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-4NS0KH7-5/2/692f27b2376fe6308bb8f648f1836f2c>
- Úbeda, X., Farguell, J., Francos, M., Outeiro, L., & Pacheco, E. (2020). Runoff and erosion generation by simulated rainfall in a Mediterranean forest with forest management Generación de escorrentía y erosión mediante lluvia simulada en un bosque mediterráneo con gestión forestal. 26(Apa 6), 37–51. <https://doi.org/10.5154/r.rchscfa.2019.01.007>
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Broeckx, J., & Nyssen, J. (2014). Sediment yield in Africa. *Earth-Science Reviews*, 136, 350–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.06.004>

Conclusion du chapitre

Par conséquent les résultats obtenues montrent une dégradation importante des sols dans le bassin de Srou à travers le suivi du processus du transport des sédiments dans les deux bassins expérimentaux. En général, la réponse au ruissellement dans ces deux bassins versants étudiés était également contrôlée par l'évapotranspiration et l'utilisation des sols. Par ailleurs, l'occupation des sols a un effet direct sur le bilan hydrique par son lien avec l'évapotranspiration. Dans ce sens, des corrélations de Pearson entre les précipitations et les variables des conditions d'événement ont été obtenues. Cela montre une relation pluie-débit linéaire qui a été établie aux échelles annuelles et événementielles, avec une corrélation plus élevée aux deux échelles ($R^2 : 0,60$, $R^2 : 0,67$, respectivement) au niveau du bassin versant agricole de Talhiant.

En outre, des relations non linéaires ont été observées dans le bassin versant agroforestier de Mougeryberdan avec une forte dispersion ($R^2 : 0,40$; $R^2 : 0,47$, respectivement) causées par un effet combiné entre la forêt et la lithologie qui ont favorisées une faible réponse de ruissellement. En effet, ces relations entre les précipitations et le ruissellement ont révélé une claire variabilité suggérant que la réponse du ruissellement est particulièrement contrôlée par l'occupation du sol et la lithologie et aussi d'autres facteurs physiques.

Les transferts hydro-sédimentaires à l'échelle de deux bassins versants expérimentaux ont pu être quantifiés et montrent une importante variabilité temporelle intra et interannuelle. Cette variabilité est majoritairement guidée par les cumuls de pluie et la durée des épisodes pluvieux en automne et en hiver. La variabilité spatiale des transferts hydro-sédimentaires indique que la majorité des processus d'arrachement des particules ont lieu dans le bassin agricole de Talhiant ($>700 \text{ t/km}^2$; 2018/2019) avec une présence des processus d'érosion diffuse en tête de bassin versant et des processus d'érosion concentrée à travers des ravines éphémères dans la partie aval du bassin versant de Talhiant notamment avec l'existence des badlands. Par contre dans le bassin agroforestier de Mougeryberdan la charge et le rendement de sédiment sont moyennement faible par rapport au bassin de Talhiant ($<400 \text{ t/km}^2$; 2017/2020) ce qui montre le rôle important joué par la couverture végétale qui était un facteur crucial qui diminue ce bilan sédimentaire.

En résumé que les résultats mettent en avant une forte contribution significative de la forte variabilité spatiale et temporelle des processus d'érosion dans les terres agricoles du grand bassin de Srou ce qui fait une grande influence sur l'envasement du barrage Ahmed El Hanssali en aval.

Chapitre.4 : L'érosion hydrique et les flux sédimentaires dans le domaine d'étude : Discussion, interprétation et analyse

Introduction

Le but de ce chapitre est de confirmer ou infirmer la validité des 'hypothèses développées et mentionnées dans l'introduction générale de cette thèse. Par conséquent, le bassin versant de Srou est un site d'observation idéale, car il présente une hétérogénéité observable en termes d'occupation des sols et de lithologie et présente des taux d'érosion et de rendement sédimentaires importants. Un important stockage temporaire de sédiments et une remobilisation dans le système fluvial et des effets considérables de flux de sédiments partiellement déconnectés. Cependant, les deux bassins expérimentaux sont des zones utiles pour observer la réponse hydrologique sous des caractéristiques différentes et spécifiques des formes d'occupation des sols, de lithologie et l'impact humain. De plus, la variabilité inter- et intra-annuelle du ruissellement et pluie-débit et la réduction d'échelle temporelle (i.e., échelle annuelle à événement) ont montré une variabilité élevée et contrastée au cours des années étudiées (2017 et 2020). Néanmoins, la saisonnalité très marquée du climat marocain est un facteur clé contrôlant la réponse hydrosédimentaire dans les deux bassins versants étudiés car l'évapotranspiration détermine une succession de saisons hydrologiques différentes au cours de l'année. En outre, l'évaluation de la saisonnalité des événements développant les relations entre le ruissellement, les précipitations et les sédiments en suspension aident à comprendre la variabilité claire des sites étudiés. En outre, la distribution spatiale des utilisations des sols dans la zone d'étude suit un modèle de paysage commun dans les régions méditerranéennes, à savoir les forêts en amont et l'agriculture au fond de la vallée. Cette répartition de l'utilisation des terres favorise un effet de la réduction du ruissellement et de la réponse des sédiments en suspension, car les parties les plus escarpées du bassin versant agroforestier sont couvertes par une végétation naturelle.

I. Rappel des résultats de l'érosion hydrique dans le grand bassin versant de Srou

1. Identification des formes de l'érosion dans le bassin de Srou

Dans le bassin de Srou, l'érosion des sols par la pluie et le ruissellement est un phénomène très observé sur les versants en raison de l'intensité des pluies et de la vulnérabilité des roches. Cette forme, qui est due au ruissellement de l'eau, constitue une grave menace sur la perte en sol, surtout lorsque l'action de l'eau se concentre dans les ravines et les affluents ; la charge solide devient importante et l'érosion reste très significative (Roose, 1991). Au Maroc, chaque forme d'érosion a une quantité spécifique de la perte en sol. Roose (1991) a cité une étude géomorphologue de Heusch (1971) sur la prédiction de la perte en sol selon les types de l'érosion au Maroc. La figure ci-dessous montre cette variabilité de la perte en sol selon les formes d'érosion.

Dans, le bassin versant de Srou, plusieurs formes d'érosion, sont observées clairement juste dans les deux bassins versants étudiés notamment le bassin de Talhiant. Ces formes engendrées par les écoulements diffus ou concentrés qui influencent généralement les roches peu résistantes plus particulièrement les argiles rouges.

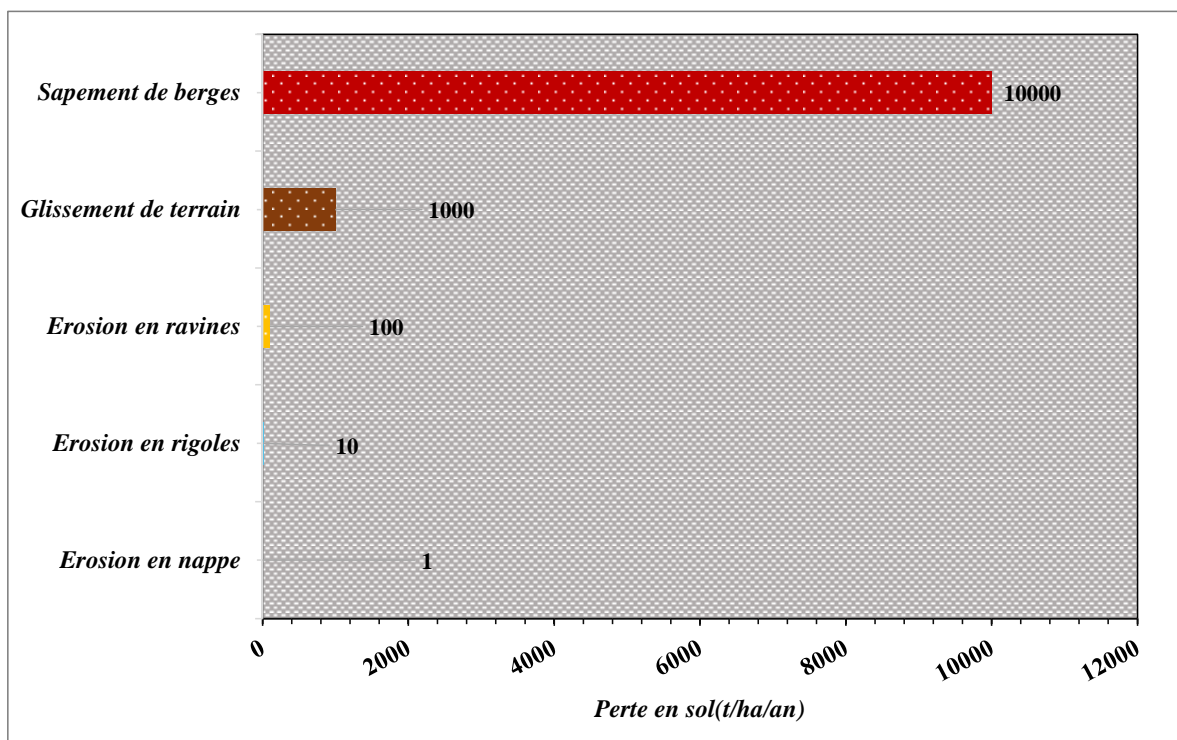


Figure 39: Pertes en sol spécifique dues aux formes d'érosion. Source : Roose (1991)

2. Typologie des processus de l'érosion hydrique

On peut distinguer les types d'érosion dominants dans le bassin versant de Srou comme suit :

- **L'érosion en nappe** : Elle résulte de l'action combinée de l'inclinaison et des précipitations agressives. Elle se manifeste par un empiérement de taille variable dégagé par le ruissellement diffus. Cette forme s'étend sur la majorité des sols du bassin de Srou, sur les replats et les versants, qui se forment souvent des débris de roches basaltiques, conglomérats, calcaires ou dolomitiques provenant des formations supérieures et des galets et graviers abandonnés par les argiles triasiques ; ces matériaux protègent d'une part, les sols contre la dégradation et les pertes en sol d'autre part.
- **L'érosion en ravines** : Elle s'influence par plusieurs facteurs tels que la pente qui joue un rôle crucial dans la formation et l'évolution des incisions, aussi la vulnérabilité de la lithologie, type

de sol, couvert végétal et les précipitations. Elle se développe au milieu du bassin de Srou dont les terrains sont peu résistants étant donné qu'ils sont formés essentiellement d'argiles rouges triasiques. Elle se situe aussi au milieu du bassin expérimental de Talhiant et vers l'aval du bassin expérimental de Mougeryberdan (photos).



Photos 12: Quelques formes de ravinement (badlands) dans le domaine d'étude. Source : photos prises en 2020

- **Erosion en rigoles** : Ces formes influencent les terrains avec des pentes variables, se situent sur les versants de Srou à pente forte notamment sur les terrains argileux imperméables. Les zones argileuses favorisent l'existence de l'érosion linéaire dans les versants de la zone d'étude surtout les zones à faible couvert végétal. Ces formes provoquées essentiellement par les ruissellements concentrés au niveau des inégalités du terrain.



Photos 13: Formes d'érosion en rigole en aval du bassin expérimental de Mougeryberdan

- **Sapement des berges** : l'existence des carrières en aval de l'oued Srou confirme l'abondance des matériaux arrachés par le sapement des berges en amont de l'oued et sur les versants du bassin. Les affluents de deux rives de l'oued Srou présentent un écoulement à caractère torrentiel ce qui accélère le processus de sapement et de transport des sédiments dans l'oued Srou. Le sapement des berges influence le transport des sédiments notamment dans les bassins expérimentaux ce qui favorise la dynamique spatiale et temporelle des flux sédimentaires.



Photos 14:Transport des sédiments dans l'oued Srou et fragilité des affluents face à l'érosion et sapement des berges. Source : Photos prises en 2020

II. Discussion et interprétation des résultats sur la réponse au ruissellement dans les deux bassins expérimentaux (Article.1)

1. La réponse hydrologique à l'échelle annuelle et saisonnière

1.1. Influence de la lithologie à différentes échelles régionales

Le bilan hydrique mensuel simulé des deux micros bassins étudiés présente les précipitations, le ruissellement et l'ETP pour la période allant de janvier 2018 à décembre 2019. Le bassin versant agricole de Talhiant a montré une pluviométrie annuelle allant de 775 à 312 mm an⁻¹ avec un ruissellement annuel de 240 à 172 mm. Tandis qu'au bassin agroforestier de Mougeryberdan les précipitations allant de 823 à 588 mm an⁻¹ avec un ruissellement annuel de 187 à 235 mm, où la lithologie sur la réponse annuelle R joue un rôle important. En conséquence, les valeurs R annuelles les plus élevées (> 240 mm) ont été observées dans les bassins versants avec des zones de mauvais sol dans les régions méditerranéennes (Fortesa et al., 2020) et un sol très fragile avec une teneur en argile favorisant un écoulement latéral et une réponse rapide au ruissellement (Benmansour et al., 2013). Par ailleurs, nos résultats pourraient être comparés aux résultats de Merheb et al. 2016 qui ont obtenu un étalonnage pluie-débit significatif ($R^2 = 0,69$) en utilisant environ de 160 bassins versants réalisés dans les zones méditerranéennes (0,35 à 21 700 km²). De plus, Swarowsky et al. 2011 a signalé un R annuel de 17 % inférieur à celui d'un bassin versant adjacent à celui étudié par Lewis et al., 2000 et a associé cette différence à une infiltration plus profonde. De même, pour nos résultats, Pacheco Betancur et al., 2011 a obtenu un ruissellement annuel important (242,38 mm) dans le nord-est de la péninsule ibérique, ce résultat est clairement similaire aux deux bassins versants étudiés. De plus, nos résultats sont similaires à un ensemble de bassins versants des régions méditerranéennes où le R annuel variait de 135 à 1200 mm, qui sont entièrement étendus sur les zones calcaires (Latron & Gallart, 2008) et sur un socle granitique (Didon-Lescot et al., 1993). Différentes relations pluies-débit à l'échelle saisonnière et en relation avec l'influence des précipitations et de l'évapotranspiration (Fortesa et al., 2020) sont liées à l'alternance des précipitations et de l'évapotranspiration de référence tout au long de l'année reproduisant des périodes humides (hiver), sèches (été) et de transition (dernier de l'automne et début du printemps) (Gallart et al., 2002).

De même, la période saisonnière a montré un schéma différent dans les deux bassins versants expérimentaux :

- (i) Le printemps considéré comme la saison où le débit est plus élevé 43% au bassin versant de

Talhiant, tandis qu'il est enregistré 38% au bassin versant agroforestier. Le débit de base a été présenté une valeur inférieure (35 % et 21 % respectivement aux deux bassins versants) et le débit de pointe a été enregistré une valeur élevée (52 % et 45 % respectivement dans les deux bassins) ce qui montre une claire variabilité de la réponse hydrologique dans les micros bassins de Srou.

(ii) Dans le bassin de Talhiant, l'hiver classé comme la troisième saison des pluies (27% du débit total), alors que cette saison était élevée en termes de quantité de précipitations au bassin de Mougeryberdan, mais il ne présentait que 39% du débit,

(iii) Au cours de l'automne, le déficit hydrique du sol était au maximum et les précipitations doivent d'abord remplir les réserves d'eau du captage qui influencent le débit (Ouallali et al., 2020). Dans ces conditions, le débit de la crue n'a présenté que 47% du débit à Talhiant et 17% à Mougeryberdan.

(iii) Enfin, l'été n'a pas été pris en compte, car le débit ne représentant que 0,2% du temps uniquement au bassin agroforestier durant les années étudiées. La même tendance a été observé dans les petits bassins versants montagneux dans la région Méditerranéenne occidentale où la succession de trois périodes différentes au cours de l'année, avait déjà été signalée par Gallart et al., (2002), Latron & Gallart, (2008) et Estrany et al. ., (2010); dont l'hiver est la saison avec un coefficient de ruissellement plus élevé, de 17% à 56%, en raison des précipitations accumulées en automne et maintenues en hiver sont d'une faible demande d'évapotranspiration. Par ailleurs, nos résultats sont comparés aussi aux bassins des régions du Maghreb où le ruissellement fluvial est, comme les précipitations, irrégulier. il est souvent très orageux et a enregistré une forte saisonnalité comme Probst & Suchet l'ont mentionné dans leur article (1992).

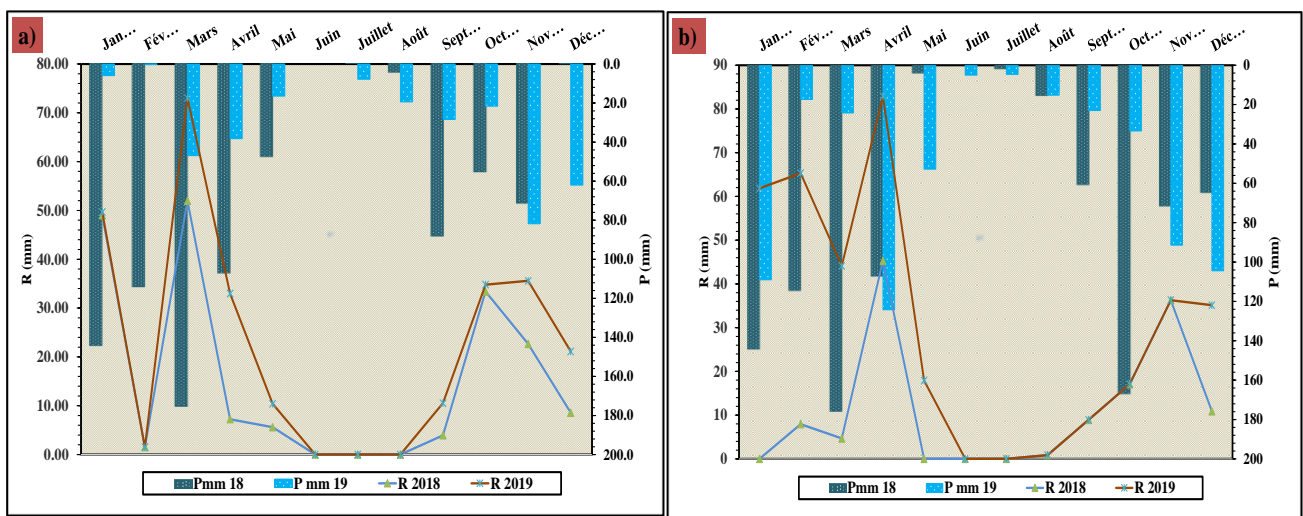


Figure 40: Réponse hydrologique dans les deux bassins expérimentaux a) Talhiant et b) Mougeryberdan
 Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins expérimentaux 2017.2020.

1.2 Échelle d'événement

1.2. Influences de la saisonnalité, de la lithologie et de l'utilisation des sols sur la réponse hydrologique

Sur la base de la distribution saisonnière des 90 événements de crue dans les deux bassins versants étudiés, plusieurs études dans les bassins méditerranéens ont montré une saisonnalité des événements dans la réponse hydrologique, où les valeurs de coefficient de ruissellement étaient toujours supérieures à 5% au printemps et en hiver, étant le maximum au printemps. (70 %) (Ceballos & Schnabel, 1998, Lana-Renault et al., 2007 et Latron & Gallart, 2008). Ainsi, de façon saisonnière, les valeurs de R les plus élevées observées au printemps (> 50 % sur les deux bassins versants étudiés) pourraient être liées aux réserves d'eau accumulées pendant les saisons d'automne et d'hiver, ce qui favorise la génération de

R (Manus et al., 2009). Le rôle de la lithologie a été expliqué, illustrant comment ce type de lithologie est caractérisé par une faible infiltration et une érodabilité élevée du sol, zones du mauvais sol dans les bassins agricoles), ils génèrent des coefficients de ruissellement plus élevés (Léonard et al., 2006). Par ailleurs, Yair et al (1980) et Latron & Gallart (2008) ont montré que régulièrement ces zones de badlands sont généralement considérées comme des zones imperméables qui génèrent un ruissellement important et sont très vulnérables à la génération de sédiments. D'après ces résultats, Martínez-Murillo et al (2013) ont évalué que la réponse hydrologique dans les zones méditerranéennes occidentales avec des badlands est caractérisée par des réponses rapides, des taux d'infiltration faibles à modérés (allant de 0 à 55 mm h⁻¹) et des taux d'infiltration élevés où le coefficient de ruissellement dépasse > 60 %. Les événements survenus dans le bassin versant agricole ont confirmé une réponse hydrologique rapide qui s'explique par les précipitations antécédentes, la durée de la crue représentative qui est plus longue comprise entre 1 à 24 heures (figure 41) ; cela indique que les facteurs physiques, en particulier l'occupation du sol, la topographie et la lithologie, comme on l'a déjà expliqué précédemment, jouaient un rôle distinct en termes de la réponse au ruissellement. De plus, cette réponse rapide du ruissellement est liée aux parcelles cultivées et récemment abandonnées, car de nombreuses études publiées dans la région méditerranéenne ont expliqué que cette variation de la génération de ruissellement dans les bassins versants est liée à la couverture végétale et aux changements de gestion de l'utilisation des sols (Kosmas et al., 1997, Reed, 1971; Williams & Reed, 1972; Patton & Schümm, 1975; Newson, 1985; Bryan et Campbell, 1986; Douglas, 1969). Cette augmentation de la réponse du ruissellement dans l'agriculture observée par Dung et al (2012) qui confirme que les augmentations de la réponse du ruissellement étaient associées à des augmentations des composantes du débit de base, qui étaient liées à des changements dans les précipitations nettes, la disponibilité en eau du sol et l'évapotranspiration.

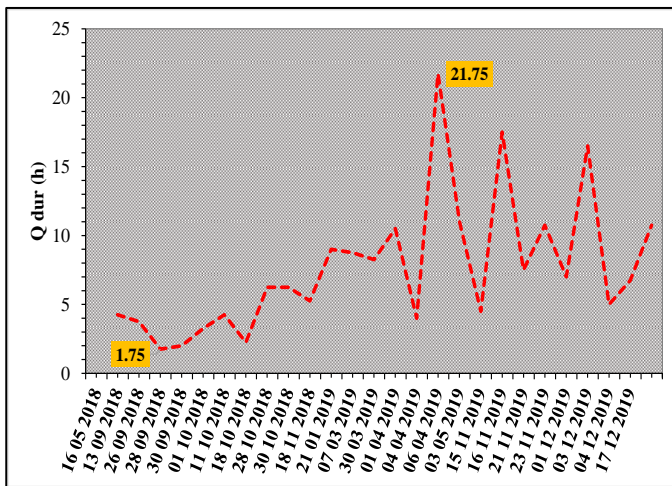


Figure 41: Durée des débits de chaque événement dans le bassin de Talhiant 2017/2020. *Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins expérimentaux 2017,2020.*

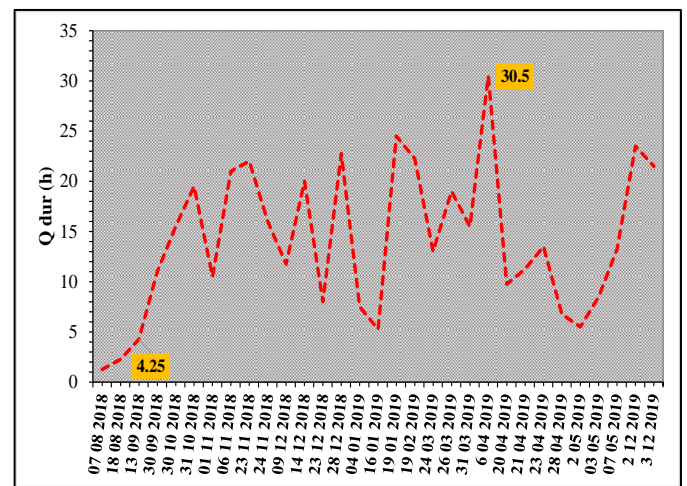


Figure 42: Durée des débits de chaque événement dans le bassin de Mougeryberdan 2017/2020. *Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins expérimentaux 2017,2020.*

Cependant, les événements dans le bassin versant agroforestier se caractérisent par un régime pluvial irrégulier, en raison de la couverture végétale qui influence cette variabilité de la réponse du ruissellement. Dans ce cas, les hydrogrammes montrent clairement des vagues de débit croissant. La durée de débit allant de 4h à 30 h (figure 42).

1.3.Relation pluie-ruissellement dans les deux bassins étudiés

La détermination des facteurs expliquant la variabilité de R peut se relier avec les relations entre R, et Ptot, P et intensité du P maximale qui ont eu lieu sur 90 événements dans les deux micros bassins. Les

résultats obtenus concernant l'analyse des événements pluie-débit ont montré une relation linéaire entre les précipitations et R au niveau du bassin versant agricole ($R^2 = 0,60$). Les mêmes résultats ont été observés par Cantón *et al* (2001) où R était également contrôlé par l'intensité des précipitations. : une comparaison de l'hydrogramme d'écoulement pour chaque événement de ruissellement montre une relation étroite avec l'intensité des précipitations, comme observé dans l'événement de ruissellement du 15 octobre 1994, dans un micro-bassin versant dans le sud-est semi-aride de l'Espagne. En outre, en Chine, Yan *et al* (2018) ont confirmé que l'intensité des précipitations et l'angle de pente avaient un impact direct sur la génération de R et ont déterminé une corrélation significative entre R, les précipitations et budget sédimentaire ($R^2 = 0,78$). Dans ce sens, Estrany *et al* (2010) a également observé une relation élevée entre les variables de débit de pointe maximum, le ruissellement rapide, les précipitations et les conditions antérieures. Au contraire, le bassin versant agroforestier a enregistré une faible corrélation entre les précipitations et R ($R^2 = 0,47$) en raison de la prédominance du couvert forestier qui contrôle la réponse du ruissellement (Li *et al.*, 2020). La relation entre les précipitations et R était hautement non linéaire dans ce bassin versant, présentant une énorme diffusion. En accord avec les résultats obtenus de Fortesa *et al* (2020) ; Latron & Gallart, (2008) et Nadal-Romero *et al* (2008) où le coefficient de ruissellement n'était pas lié à l'intensité des précipitations. Par conséquent, les relations pluie-débit des événements ont été impactées par les différents facteurs en particulier l'utilisation des sols et les lithologies au niveau des deux micros bassins versants étudiés. Dans ce cas, les deux bassins versants ont des conditions climatiques (c'est-à-dire sous climat méditerranéen) et lithologiques similaires (c'est-à-dire argile rouge, marnes, limons). Ces types de lithologies se caractérisent par un faible capacité d'infiltration et une érodabilité élevée du sol, qui génèrent des coefficients de ruissellements plus élevés (figure 43, 44).

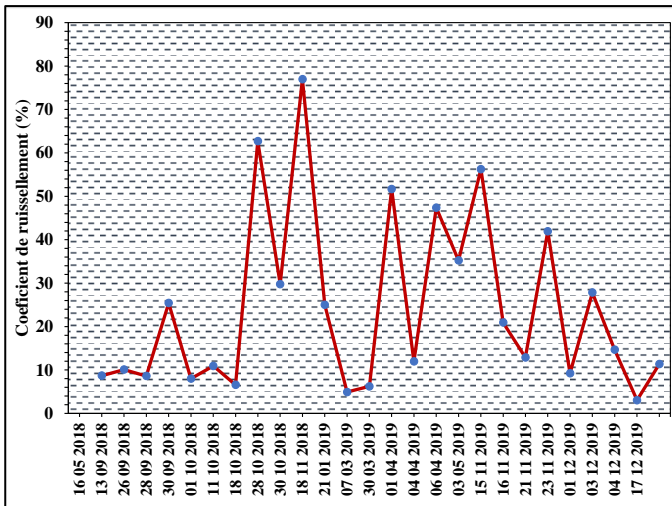


Figure 44: le coefficient de ruissellement à l'échelle de l'événement dans le micro bassin de Talhiant.

Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés 2017.2020

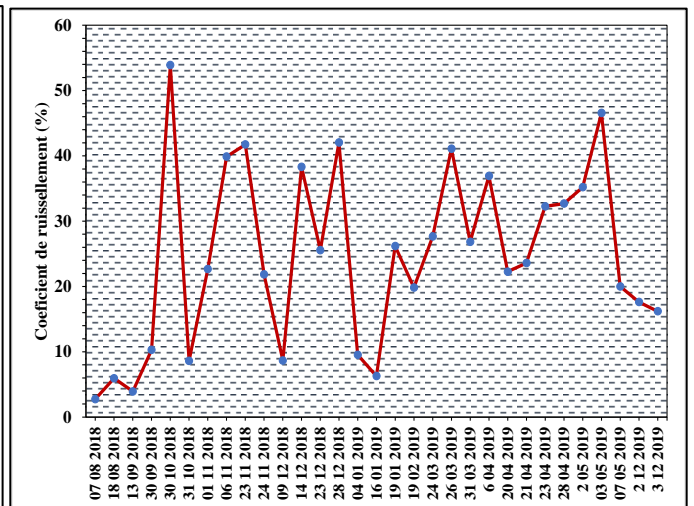


Figure 43: Le coefficient de ruissellement à l'échelle de l'événement dans le bassin de Mougeryberdan. Source :

Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés 2017.2020

III. Discussion et interprétation sur la réponse hydrosédimentaire dans les deux bassins expérimentaux (article.2)

1. La variabilité du rendement sédimentaire à l'échelle annuelle

La moyenne du RSS à l'exutoire du bassin agricole était de $895,36 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ en 2018, et $674,36$ en 2019 respectivement, tandis que cette moyenne était faible au bassin agroforestier, allant de $411,50$ à $346,68 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ pendant 2018/2019 respectivement. Une comparaison de ces résultats avec d'autres ensembles de données de RS à différentes échelles régionales en termes de distribution spatiale et

temporelle et de qualité de mesure est fournie. Dans la région du Maghreb, selon les données disponibles de Probst & Suchet, (1992) les rendements spécifiques des sédiments en suspension peuvent être très élevés dans le Maghreb. Au Maroc, Snoussi (1988) et Snoussi et al., (1990) ont observé que plusieurs bassins versants présentent des rendements sédimentaires supérieurs à $750 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$, ce chiffre étant assez proche du bassin versant agricole. Les valeurs les plus élevées de RS ont été enregistrées dans la région de l'Atlas avec une quantité de RS dépassant fréquemment $1000 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$. En outre, la région du Rift au Maroc est généralement caractérisée par des valeurs de RS relativement élevées, tandis que les rivières d'Afrique occidentale et centrale ont généralement des valeurs de RS moyennement faibles (Vanmaercke et al., 2014). Par conséquent, les résultats obtenus au niveau des bassins versants contrastés étudiés, sont très élevés par rapport au RS rapporté au Maroc par Probst & Suchet, (1992) en particulier au niveau du bassin versant agricole qui a dépassé la moyenne pendant deux années d'évaluation ($> 788 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$; 2018/2019) tandis que, le RS a enregistré des valeurs faibles sous la moyenne ($< 383 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$; 2018/2019) au niveau du bassin versant agroforestier de Mougeryberdan. Ces résultats sont très faibles par rapport aux bassins versants algériens, où la moyenne se situe entre 2000 et $5000 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ dans les bassins versants de la chaîne côtière du Dahra et de l'Atlas Tellien (Tamrabet et al., 2019). En outre, les résultats du RS du Talhiant sont comparables à ceux des bassins versants méditerranéens qui présentent des caractéristiques similaires en termes de caractéristiques des bassins versants, avec leur RS $> 810 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ (Andreu et al., 2001; de Vente & Poesen, 2005). Cependant, les rendements sédimentaires spécifiques peuvent atteindre près de $2500 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ dans certaines zones de badlands, comme le bassin de Villacarli, ce qui indique une disponibilité sédimentaire très élevée dans les zones méditerranéennes (López-Tarazón et al., 2012). Au contraire, les faibles valeurs du RS dans le bassin versant agroforestier peuvent être comparées à celles d'autres bassins versants méditerranéens, où le RS varie de 298 à $527 \text{ t km}^2 \text{ y}^{-1}$, ce qui signifie que la réponse hydrologique et sédimentologique est fortement contrôlée et liée au couvert forestier (David Regüés et al., 2000; Martinez-Mena et al., 2001; López-Tarazón et al., 2012).

Le contraste clair et les résultats de la variabilité du RS dans les deux bassins versants étudiés peuvent être expliqués par des caractéristiques physiques différentes, en particulier la lithologie et les changements de couverture et d'utilisation des sols. Dans le bassin versant agricole, la distribution de l'utilisation des sols présente des modèles différents ; c'est-à-dire, une grande partie des zones agricoles, des sols nus et non cultivés dans les pentes raides des collines, tandis qu'une transition de zones couvertes par des arbustes et des plantes matures. En conséquence, Estela Nadal-Romero et al (2013) ont rapporté que la valeur moyenne de RSS de la parcelle d'agriculture itinérante active était plus de 10 fois supérieure à celle de la parcelle de couverture arbustive dense, et sept fois supérieure à celle de la parcelle de prairie de pâturage dans un bassin versant méditerranéen. En outre, la culture de céréales sur des pentes raides représente un problème majeur pour la perte en sol, en particulier dans le bassin versant agricole, ce problème est très prononcé dans la région méditerranéenne (Rodrigo-Comino et al., 2017). Ceci est contraire au bassin versant agroforestier, où la couverture forestière est dominante. elle réduit la génération de TSS (Alibuyog et al., 2009)

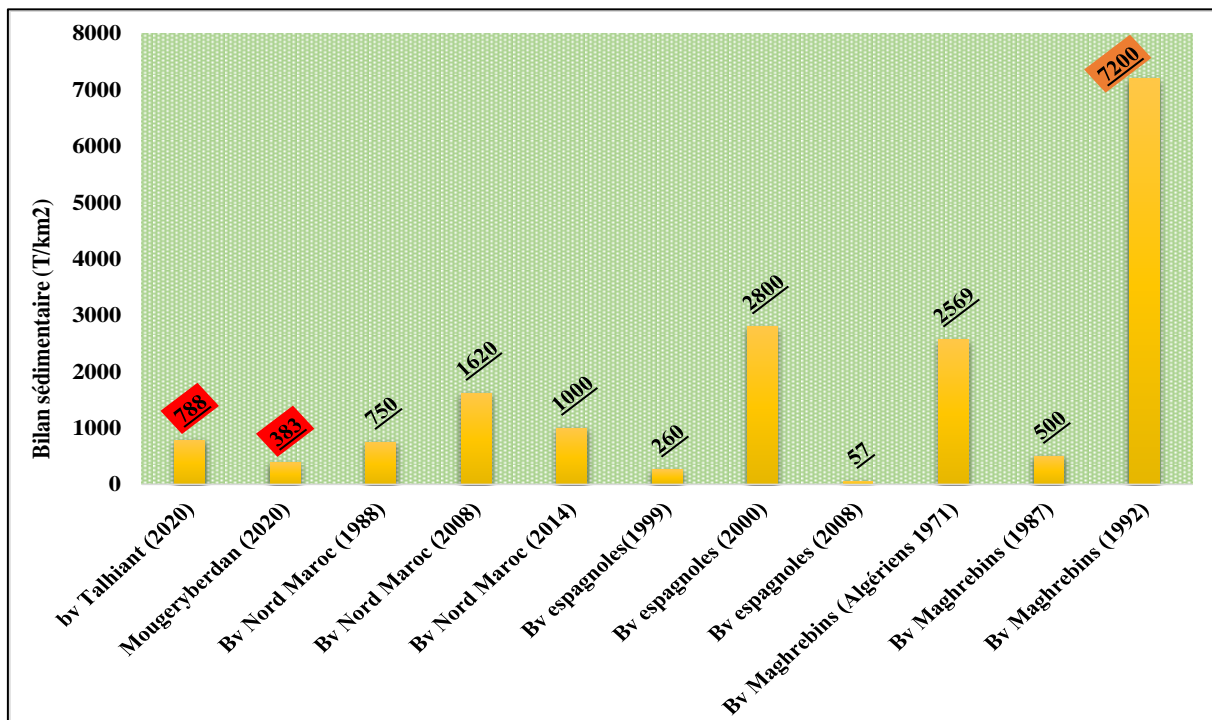


Figure 45: Comparaison des bilans sédimentaires moyens de deux bassins étudiés avec certaines estimations du rendement sédimentaire fournies par différents auteurs pour les bassins versants de la Méditerranée, du Maghreb et du Maroc. *Source :* Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins expérimentaux 2017.2020 ; Snoussi (1988), Abdellaoui (2008), Vanmaercke et al (2014), Batista (1999), Regués et al (2000), Nadal Romero, Latron et al (2008), Heusch (1971), Walling and webb (1987) et Probst Suchet (1992).

2. Réponse hydrosédimentaire à l'échelle saisonnière et événementielle

L'analyse des flux de sédiments dans les deux bassins versants étudiés a montré des modèles linéaires et non linéaires. La détermination des facteurs moteurs de la génération des transports de sédiments en suspension peut être explorée à travers ses relations avec P, R et Qmax qui ont été analysés dans la réponse de ruissellement aux deux micros bassins étudiés, et à d'autres bassins versants du Maghreb dans le deuxième chapitre. A l'échelle saisonnière, les caractéristiques de P, R et CS ont également montré une grande variabilité dans les deux bassins versants. La plupart des transports de sédiments ont lieu au printemps (c'est-à-dire que 43,36% de R a produit 65,62% de CS à Talhiant ; et 38,25% a produit 71,95% de CS à Mougeryberdan) dans les deux micros bassins versants. Ces résultats montrent que le pourcentage élevé de la charge sédimentaire a été produit au printemps dans ces deux bassins expérimentaux de Srou. En outre, la corrélation la plus élevée observée au printemps pourrait correspondre aux réserves d'eau accumulées pendant les périodes d'automne et d'hiver, qui sont importantes et favorables à la réponse de R (Manus et al., 2009). Alors que la réponse hydro-sédimentaire était fortement corrélée avec le R qui était aussi efficacement corrélé avec les précipitations antécédentes (PA1J, PA3J et PA7J). Ce comportement indique que la quantité totale des conditions antécédentes et R ont un rôle crucial dans la détermination de la réponse hydro-sédimentaire des deux micros bassins. Ces corrélations sont observées dans la région maghrébine, où les précipitations génèrent rapidement des écoulements superficiels (Probst & Suchet, 1992). La corrélation significative trouvée entre R et CS dans les deux bassins versants étudiés révèle les facteurs intéressants qui contrôlent la réponse hydrodynamique. Par conséquent, les types de lithologie, les configurations d'utilisation des sols et les changements historiques dans l'occupation des sols jouent un rôle important dans le contrôle de la génération de R et RS (Rodriguez-Lloveras et al., 2015). Dans le bassin versant agricole, R et CS ont

révélé une bonne relation, la corrélation de 31 événements de crue étant significative. De plus, la valeur maximale de R dans ce bassin était de 25,67 mm, ce qui a généré 7837 t de CS (figure 45). Le résultat obtenu dans ce bassin versant pourrait être comparé à celui de certains bassins versants méditerranéens dont les principales caractéristiques sont leur capacité à fournir des concentrations et des rendements très élevés des sédiments en suspension (une caractéristique liée au développement et à la dynamique des badlands), comme décrit dans des études antérieures (Mathys et al., 2003; Regüés & Gallart, 2004; Nadal-Romero et al., 2008). Tandis que, dans le bassin versant Agroforestier de Mougeryberdan, le R et la CS étaient également fortement corrélés (R^2 : 74 pour 38 événements). Le R maximum était de 29,34 mm . Il a produit une valeur plus faible de CS (< 2910 t). Ce modèle a été observé par Dung et al. (2012) où les changements dans les réponses hydrologiques à l'échelle du bassin versant diminuent. Ils sont contrôlés par la couverture forestière.

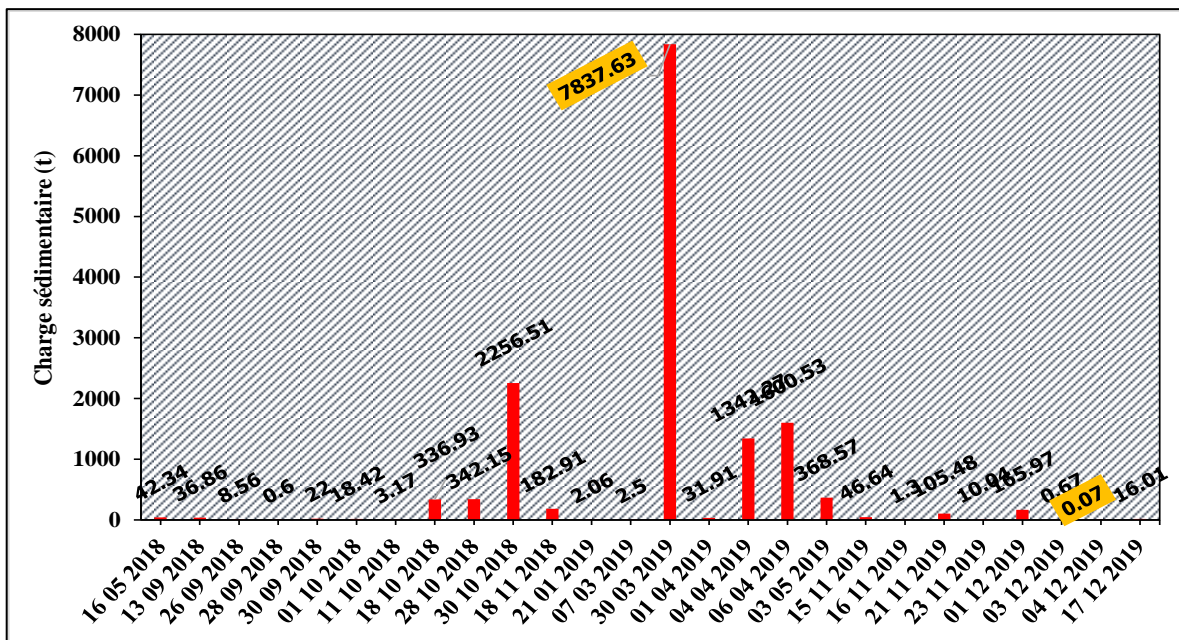


Figure 46: Variabilité de la charge en sédiments (t) à l'échèle de l'évènement dans le bassin de Talhiant (2017/2019). Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés 2017.2020

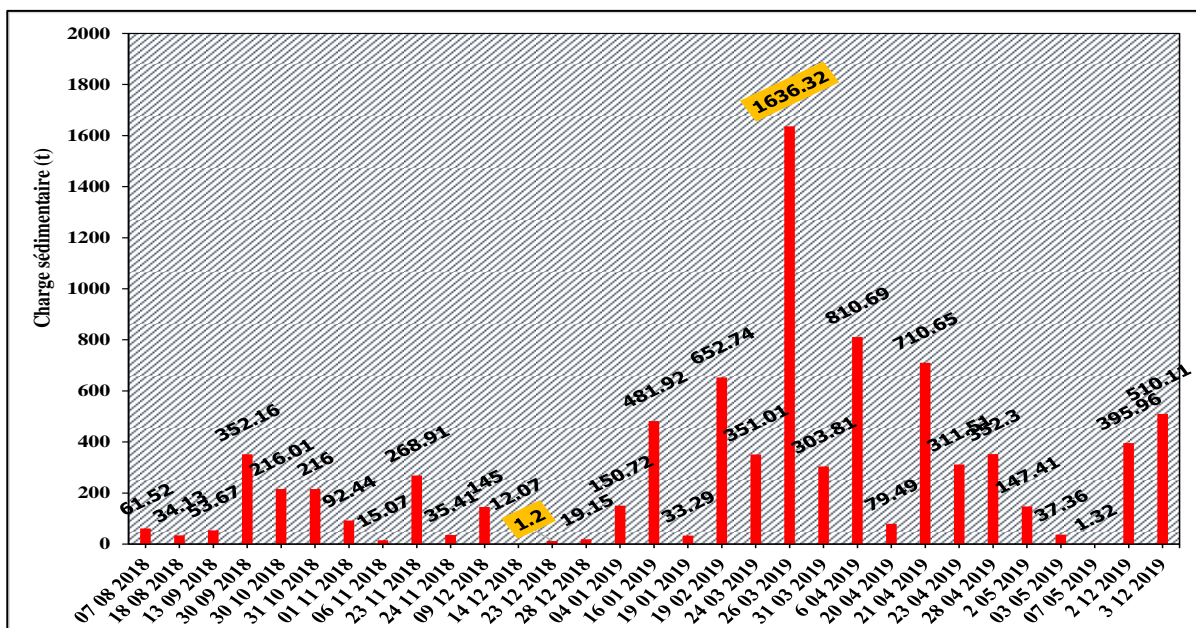


Figure 47: Variabilité de la charge en sédiments (t) à l'échèle de l'évènement dans le bassin de Mougeryberdan (2017/2019). Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés 2017.2020

3. Modèles hystérétiques

Les variables des sédiments en suspension sont liées aux précipitations et au débit, ces derniers montrent une relation significative entre eux. Les concentrations moyennes et maximales de sédiments en suspension révèlent également une corrélation significative avec le rendement des sédiments en suspension. En outre, le débit et le rendement sédimentaire à l'échelle de l'événement sont fortement liés au débit antécédent. En outre, les formes d'hystérésis observées dans les deux cours d'eau secondaires étudiés étaient multiples et diverses; citant des formes dans le sens des aiguilles d'une montre, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, linéaires et la forme en huit, en raison de différents facteurs liés en particulier aux sources de sédiments, aux caractéristiques lithologiques et à l'utilisation/couverture des sols des deux bassins versants étudiés. les caractéristiques générales des événements pluie-ruisseau-sédiments, différencient les modèles d'hystérésis qui sont décrits en détail en ci-dessous :

(i) Les crues en boucle dans le sens des aiguilles d'une montre sont caractérisées par un pic de transport de sédiments avant le débit maximal, ce qui détermine le déplacement rapide des sédiments. Les événements de débit d'orage dans le sens des aiguilles d'une montre étaient caractérisés par leur longue durée (moyenne, 719 min ; maximum, 3410 min). En général, les événements dans le sens des aiguilles d'une montre se sont produits pendant des périodes humides, avec des valeurs de débit rapide modérées et parfois élevées. Les précipitations associées aux boucles hystérétiques dans le sens des aiguilles d'une montre étaient plus importantes que celles des autres types d'événements de crue (moyenne, 14,7 mm ; maximum, 40,6 mm).

(i) La forme ascendante dans le sens inverse des aiguilles d'une montre n'est pas bien connue et peu de travaux ont été publiés sur ce phénomène (Peter et al., 1997; Penna et al., 2011). Les boucles en sens inverse résultent d'au moins trois raisons (Williams & Reed, 1972). L'une des conséquences possibles est le temps de parcours relatif de l'onde de crue et du flux de sédiments, notamment en raison de la distance en aval entre la source de la crue et la station de mesure. (Heidel, 1956). Les changements de débit ont tendance à se déplacer avec la vitesse de l'onde. La deuxième cause signalée de boucles antihoraires est une érodabilité élevée du sol, associée à une érosion prolongée pendant la crue (Marouf & Remini, 2011). De plus, Kung et Chiang (1977) en font état dans leur étude sur les petits cours d'eau. Selon cette étude, là où les précipitations ont provoqué une érosion sédimentaire importante, le pic de la CSS a eu tendance à se produire plus tard que le pic du Q. De plus, la CSS a eu tendance à augmenter lentement après son pic. De plus, la CSS avait tendance à augmenter lentement après son pic.

(ii) La forme en huit combine des parties de la boucle en sens horaire et de la boucle en sens antihoraire. Le taux d'augmentation de la concentration est supérieur à celui du débit, et la concentration atteint son maximum en premier (Marouf & Remini, 2011). La classe en huit est la forme la plus dominante dans les deux bassins versants étudiés (>40%). Cette classe se développe surtout pendant la saison humide, en raison des paramètres de Q_{max} et CS et du rôle important joué par les conditions antécédentes humides (Penna et al., 2011). De plus, pendant la période humide de l'hiver et du printemps, Q est exprimé par une faible concentration de sédiments. En outre, les réponses hydrologiques et sédimentologiques étaient généralement modérées dans le bassin versant agroforestier et rapide dans le bassin versant agricole. Mais en général, les événements de boucle en huit sont caractérisés par des durées faibles à modérées (de 1 à 24 h en Talhiant et de 2 à 30 h à Mougeryberdan).

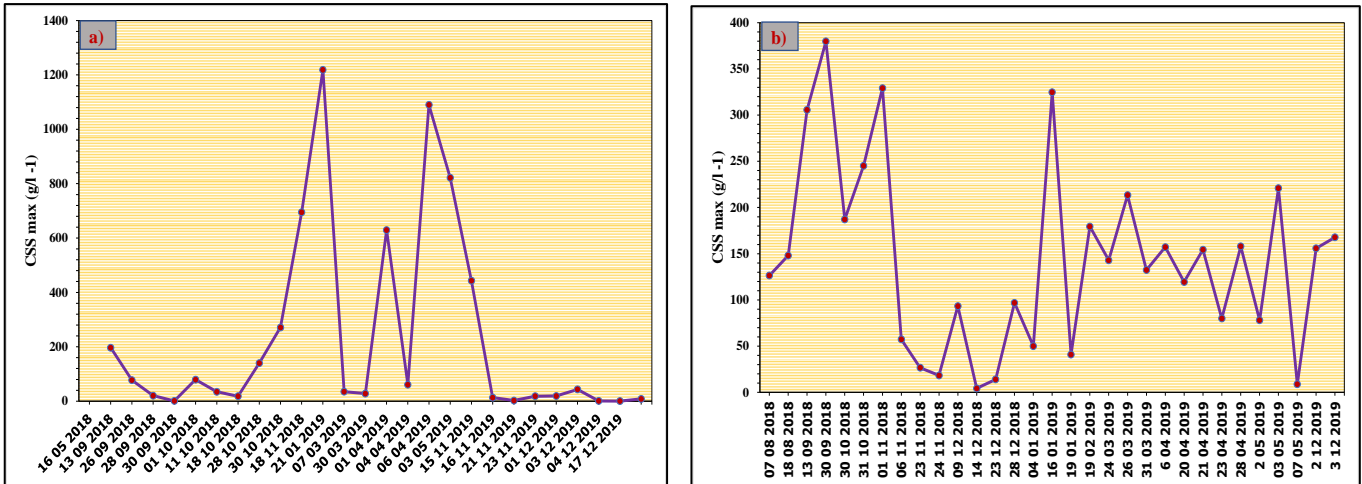


Figure 48: Distribution événementielle des maximales concentrations des sédiments en suspension (CSSmax g/l-1) dans a) le bassin de Talhiant et b) Mougeryberdan. Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés

(iii) La forme hystérétique complexe caractérisée par des multiples pics de la CSS et Q qui ont influencés la forme de l'hydrogramme et créés un comportement hystérétique complexe. Cette forme est clairement prononcée à l'agroforestier bassin (>46%), et se produit tout au long de l'année, bien que principalement au printemps et au début de l'automne. Alors qu'à Talhiant, la forme linéaire (>11%) est semée dans certains événements qui ont indiqués un pic rapide de CSS et Q, expliquant le mouvement rapide des sédiments. Ainsi, deux réponses distinctes aux précipitations étaient évidentes, la première est une augmentation du ruissellement et du rendement sédimentaire avec une augmentation des précipitations, et la deuxième ne concerne aucune augmentation du ruissellement ou du rendement sédimentaire malgré des pluies orageuses intenses.

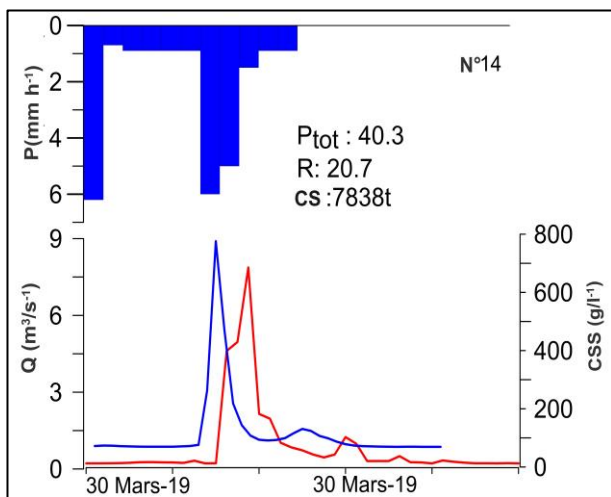


Figure 49: Forme de relation entre précipitation (p)- Débit (Q) et la concentration sédimentaire (CSS) durant l'événement 30 mars à Talhiant.

Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés

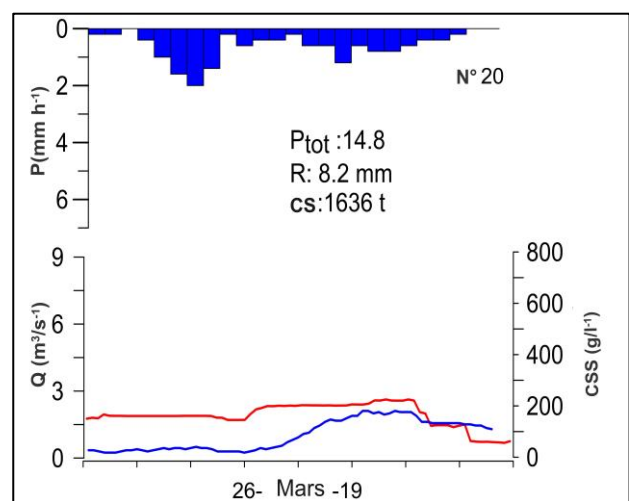


Figure 50: Forme de relation entre précipitation (P) Débit (Q) et la concentration sédimentaire (CSS) durant l'événement 26 mars à Mougeryberdan.

Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés

En conséquence, le modèle d'hystérésis observé dans les deux cours d'eau secondaires indique diverses formes ; formes dans le sens des aiguilles d'une montre, dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, complexes, linéaires et en forme de huit, en raison de la proximité de la source de sédiments par rapport à la rivière, les caractéristiques lithologiques des bassins versants sont des terrains sensibles et instables. La forme en huit est produite lors de plusieurs événements d'écoulement dans les deux bassins versants. Ces résultats montrent également la prédominance des sédiments au niveau des berges principales du

cours d'eau et des pentes des collines liées au caractéristiques du bassin versant (Tamrabet *et al.*, 2019). Certaines complications dans le schéma sont observées en raison des variations des précipitations et des pics de débit. L'augmentation rapide des sédiments dans la vallée et sur les versants est favorisée par les caractéristiques lithologiques et hydrologiques irrégulières des deux cours d'eau étudiés (Oeurng *et al.*, 2010).

IV. Discussion et interprétation sur l'effet de l'occupation des sols sur la génération des flux sédimentaires (article.3)

1. Les classes des occupations des sols et leurs influence sur la réponse sédimentaire

L'occupation et changement d'utilisation des sols dans les micros bassins versants étudiés ont montré des classes suivantes : sols nus, arbustes, oliviers, forêt de forme matorral, zones céréales et cultures. Dans ces bassins micros contrastés, l'évolution des principales caractéristiques du paysage a montré la prédominance des cultures céréalières, qui reposent sur les précipitations et sont faciles à exploiter pour répondre aux besoins alimentaires de la population locale. Par conséquent, le changement d'utilisation des sols et de la couverture végétale ont été clairement significatifs au cours des 19 dernières années environ, conduisant à une conversion d'un paysage cultivé à un paysage arbustif principalement abandonné dans certaines parcelles des micros bassins versants. Ce changement global a eu lieu en raison de la mise en culture de ces zones de collines et de la dégradation progressive et conséquente de la végétation. La figure ci-dessous montre une claire variabilité entre les micros bassins, et confirme le rôle de la couverture végétale dans le contrôle du bilan sédimentaire entre le bassin agricole de Talhiant et le bassin agroforestier de Mougeryberdan.

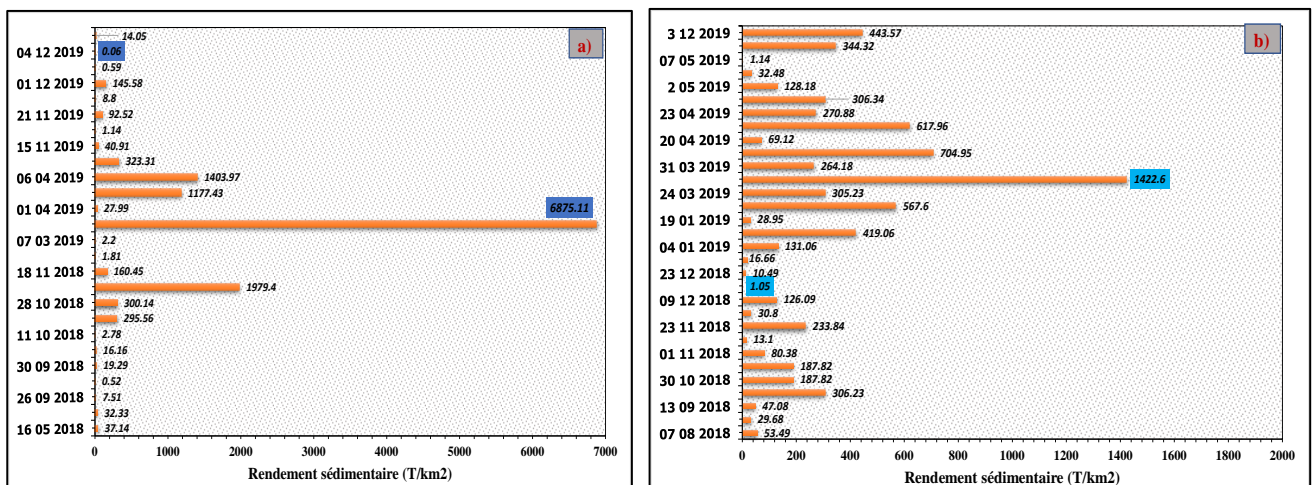


Figure 51: Variabilité de la réponse sédimentaire à l'échèle des événements dans a) les bassins expérimentaux de Talhiant et b) Mougeryberdan 2017/2020. Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés.

2. Impact du changement de la couverture des sols sur la réponse hydrosédimentaire à des échelles temporelles

Le ruissellement et les sédiments étaient plus sensibles aux changements dans l'utilisation des sols et la végétation qu'aux précipitations et à la température ; par conséquent, les changements dans l'occupation des sols, tels que la dégradation des forêts et les sols nus, peuvent entraîner une réponse hydrosédimentaire plus rapide (Zhang *et al.*, 2020). Dans les bassins versants étudiés, le développement des principales caractéristiques du paysage a montré le contraste et l'apparence des utilisations des sols. Ils révèlent des différences significatives entre l'occupation des sols et la réponse au transport des sédiments. Dans le bassin versant de Talhiant, les valeurs élevées du rendement sédimentaire peuvent être expliquées par la distribution spatiale de la couverture des sols et de ses changements. La coexistence de l'agriculture et du surpâturage notamment sur le site agricole de Talhiant. En revanche, au cours des 20 dernières années, plus de 83 % du bassin versant agroforestier de Mougeryberdan était couvert par la forêt, récemment environ de 10 % de cette zone a été déboisée par le surpâturage et l'expansion agricole. A Talhiant, la zone agricole était inférieure aux utilisations actuelles des sols, où les zones nus occupaient une proportion importante du bassin versant et ceci était principalement dû au pâturage qui était l'activité principale de la population dans le moyen Atlas du Maroc. Par conséquent, les différents types d'occupation des sols ont une influence directe sur la réponse hydrosédimentaire des micros bassins versants, donc on peut expliquer cet impact comme suit :

(i) Dans le cas de l'abandon des zones agricoles, ce type se traduit par une diminution marquée de la génération de ruissellement et de sédiments en raison de la recolonisation rapide des plantes (Estela Nadal-Romero *et al.*, 2013). En effet, les parcelles abandonnées étaient celles qui représentaient le schéma sédimentaire négatif le plus constant. Dans le cas de la parcelle d'agriculture itinérante abandonnée, la tendance négative était plus lente que dans la parcelle de champ abandonnée. Les conditions de chaque parcelle au moment de la mise en culture auraient déterminé les caractéristiques de la fertilité du sol et la colonisation végétale ultérieure (Ruiz-Flaño, 1993). La tendance négative généralisée du rendement de l'eau et des sédiments à la suite de l'abandon des terres agricoles a été confirmée dans diverses régions européennes, et en particulier dans les environnements méditerranéens. (Ruiz-Flaño *et al.*, 1992; Beguería *et al.*, 2003; García-Ruiz & Lana-Renault, 2011; Estela Nadal-Romero *et al.*, 2013) et dans les régions du Maghreb (Megnounif *et al.*, 2007; Oeurng *et al.*, 2010; Ghiglieri *et al.*, 2020; Hadour *et al.*, 2020; Khedimallah *et al.*, 2020).

(ii) La couverture arbustive a eu des influences géomorphologiques et hydrologiques très modérées, avec une faible production d'eau et de sédiments (Dutal & Reis, 2020). Ceci indique qu'une couverture arbustive dense sur les pentes des collines favorise l'infiltration et couvre le sol. Néanmoins, la dégradation de la couverture arbustive dense, détectée ces dernières années dans les deux bassins versants contrastés, pourrait conduire à une augmentation du ruissellement et de la production de sédiments à long terme.

(iii) Les zones de culture des parcelles sur les pentes raides représentent un problème majeur pour la conservation des sols ; cela inclut à la fois la culture alternée de céréales et la jachère sur les champs en pente, et l'utilisation de l'agriculture itinérante sur les pentes les plus raides (Estela Nadal-Romero *et al.*, 2013). Ce type d'occupation du sol explique les nombreuses collines dégradées dans les régions méditerranéennes, qui sont caractérisées par des sols minces et pierreux et par l'apparition de l'érosion en nappe, du ravinement, du ravinement et des glissements de terrain peu profonds (Ruiz-Flaño *et al.*, 1992; Regüés *et al.*, 2009; Lorente *et al.*, 2002; García-Ruiz, 2010).

(iv) Pour les bassins versants de la région du Maghreb, Abdi et Meddi, Hadour et *al*, Khedimallah et *al*, (2020) et Megnounif et *al*, (2007) ont attribué la forte dégradation spatiale des rivières torrentielles avec une forte érosion et des sédiments au niveau élevé de la dégradation des terres qui s'est produite dans les bassins versants du Maghreb au cours des dernières années

(v) A l'échelle microscopique, la dégradation de la couverture forestière dans les bassins versants contrastés par le surpâturage a accéléré l'écoulement de surface, l'érosion du sol et la production de sédiments (Sharma, 1997). De plus, dans les bassins versants étudiés, la production de ruissellement et de sédiments dus au surpâturage est inégalement répartie. Par conséquent, les variations spatiales dans les modèles et les taux de transport de sédiments compliquent l'établissement de relations simples à travers la gamme d'échelles spatiales et temporelles

En conséquence, les données analysées révèlent une forte relation à l'échelle de l'événement entre les précipitations et le ruissellement, et entre le ruissellement et la production de sédiments, et ces relations ont été contrôlées par les facteurs du changement et de l'utilisation des sols.

3. Influence de la saisonnalité et de la lithologie sur le ruissellement et la réponse sédimentaire

Selon la distribution saisonnière des 58 événements ; 27 événements dans le bassins versant agricole de Talhiant et 31 dans le bassin versant agroforestier de Mougeryberdan ; une forte corrélation entre les précipitations et le ruissellement au printemps pourrait être liée aux réserves d'eau accumulées pendant les périodes d'automne et d'hiver, ce qui favorise une bonne condition pour générer le ruissellement et le transport des sédiments (Poesen et *al.*, 1990). En outre, en hiver et au printemps, les valeurs de ruissellement et de sédiments étaient toujours plus importantes. En conséquence, la saisonnalité des précipitations et la température sont considérées comme les principaux facteurs importants expliquant la réponse hydro-sédimentaire dans les bassins versants étudiés. Cette réponse a été observée dans les systèmes fluviaux méditerranéens, où Peña-Angulo et *al* (2021) ont montré comment la réponse hydro-sédimentaire était clairement causée par la saisonnalité des précipitations, de la température et de l'évapotranspiration.

Dans la région du Maghreb, l'érodabilité des roches est un facteur clé qui contrôle le ruissellement et la génération de sédiments comme mentionné par Fox & Moore (1993), en particulier en Afrique du Nord. En outre, les types de lithologie jouent un rôle dans le processus d'infiltration, ce qui se traduit par un faible transport de sédiments et une faible génération de ruissellement (Boix-Fayos et *al.*, 2001). De plus, les principaux résultats indiquent que les capacités d'infiltration du sol sur les calcaires sont élevées alors que les taux d'érosion sont faibles, cependant, les utilisations passées et présentes des sols et les conditions climatiques ont une grande influence sur la dégradation du sol et par conséquent sur la réponse hydro-sédimentaire(Calvo-Cases et *al.*, 2003).

Conclusion du chapitre 4

Ainsi conçu, l'érosion hydrique des sols est considérable sur le bassin versant de l'oued Srou. Dans ce sens, les sols dans ce bassin subissent l'effet de plusieurs facteurs influencent le phénomène d'érosion hydrique à savoir ; les précipitations irrégulières et parfois violentes, la nature lithologique des terrains (argiles rouges et basalte doléritique) et le couvert végétal. De plus, les sols se caractérisent par une érodibilité élevée notamment sur les collines et les versants. Aussi, la dégradation du couvert végétal, causée par des activités anthropiques et des changements climatiques, réduit la protection des sols dans ces zones fragiles. Les pertes en sol liées à l'érosion hydrique dans le bassin de Srou accélèrent l'envasement du barrage d'Ahmed El Hanssali en aval du bassin.

L'analyse et l'estimation des transferts sédimentaires dans les deux bassins expérimentaux de Talhiant et Mougeryberdan qui localisées au sein de Srou confirme cette claire dégradation des sols dans ce grand bassin. Chaque année, des quantités importantes de sédiments transitent dans les affluents vers l'oued Srou jusqu'à l'exutoire vers le barrage. L'analyse statistique approfondie des caractéristiques des hydrogrammes de crue développée durant les années étudiées 2017/2020 a permis d'évaluer les quantités de sédiments exportées et les paramètres de contrôle liés à ces transferts. Dans ce cas, le taux d'érosion spécifique est compris entre 700 et 800 t km⁻² an⁻¹ dans le bassin représentatif de Talhiant selon les années étudiées, et une moyenne plus réduite allant de 300 à 400 au bassin représentatif de Mougeryberdan. Les processus d'érosion diffuse sur les parcelles agricoles, d'érosion concentrée dans les ravines, et de dégradations de berges sont identifiés comme les processus majoritairement origine du transfert sédimentaire.

Conclusion générale et perspective

L'objectif de cette thèse était d'évaluer et de comprendre le phénomène de l'érosion hydrique à travers l'étude de la variabilité spatio-temporelle des flux sédimentaires dans deux bassins expérimentaux (Talhiant et Mougeryberdan) localisés au milieu du grand bassin de Srou. Ce phénomène régional et national, de l'érosion hydrique est un problème qui a des retombés socio-économiques à l'échelle locale. La résolution de ce phénomène nécessite une méthodologie très fine, un programme de recherches et des expérimentations locales pour une bonne évaluation des facteurs responsables sur l'érosion hydrique. Dans ce cas, le projet de financement de cette thèse s'inscrit dans ce contexte. Il vise la compréhension de l'érosion hydrique dans sa globalité, à partir de la phase d'incision sur les versants, passant par le transport dans les affluents et l'oued Srou, arrivant au processus de sédimentation dans les exutoires et le barrage en aval du grand bassin de Srou. L'expérience des chercheurs en Espagne notamment dans les îles Baléares dans l'étude de l'érosion hydrique et la conservation des sols à travers l'approche expérimental du terrain depuis les années de 80 était exportée dans ce projet « *OPTIMISM* ».

Cependant, des mesures précises des précipitations et des débits sont importantes pour le suivi et l'analyse de la dynamique spatio-temporelle et la quantification de l'érosion hydrique et de sédiments afin de mieux comprendre la réponse hydro-sédimentologique. Les deux stations de jaugeage sont installées aux exutoires des deux bassins représentatifs et expérimentaux au milieu du grand bassin de Srou. Elles sont équipées par deux pluviomètres, d'un niveau d'eau, d'un turbidimètre et d'une température dont les capteurs ont permis l'enregistrement continu des données connectées à un enregistreur de données (*Datalogger*). Par ailleurs, le transport de sédiments en suspension est mesuré fréquemment depuis octobre 2017 sur les deux stations de suivi. Il est déterminé à l'aide d'un échantillonneur de stade ascendant avec sept bouteilles (*ESA/RSS*) et une longueur de 1 m installé à l'exutoire des deux bassins versants étudiés. Ces équipements permettent de fournir une base de données sur les précipitations, le débit et la concentration de sédiments en suspension (*CSS*) dans les exutoires des deux bassins expérimentaux. Les corrélations de Pearson entre les précipitations, le débit et les différentes variables extraites ont été obtenues, pour tester la crédibilité des résultats.

Généralement l'étude de la réponse hydrosédimentologique à l'exutoire des bassins expérimentaux, fournit de nombreuses indications sur le phénomène de l'érosion hydrique en général dans le bassin de Srou. Dans les deux bassins expérimentaux, le comportement différent d'un bassin à l'autre avec une réponse faible ou plus forte en fonction des conditions climatiques antécédentes, de l'importance des précipitations et les caractéristiques physiques et morphométriques qui sont des facteurs importants pour expliquer l'ampleur de la réponse à l'exutoire. Par conséquent, dans cette thèse, nous avons obtenu les conclusions suivantes :

*Le bassin versant de Srou est très largement occupé par l'activité agricole (>50% du territoire) et caractérisé par une problématique érosive très forte. Les processus d'érosion et de transfert des particules depuis les zones sources jusqu'à l'exutoire sont donc observés à différentes échelles d'analyse. La nature lithologique (argiles rouges) et la déforestation dans ce bassin favorisent l'érosion en ravine et accélèrent les autres processus de l'érosion hydrique. En effet, la lithologie, la pluviométrie, la densité du réseau hydrographique et la topographie sont probablement les facteurs principaux de l'érosion à l'échelle du bassin versant de Srou dans la mesure où ils contribuent à expliquer le comportement hydrosédimentaire des différents systèmes. La relation de ces facteurs avec le transport sédimentaire s'avère évidente et très observée dans les deux bassins représentatifs et expérimentaux.

**Les deux bassins expérimentaux présentent diverses caractéristiques naturelles et anthropiques. Les caractéristiques morphométriques et les systèmes de pente montrent une différence et

un contraste importants. Par ailleurs, le bassin représentatif de Talhiant est caractérisé par un relief moyen, mais le bassin représentatif de Mougeryberdan présente une topographie accentuée dans la partie amont, et des pentes relativement modérées en aval. Les caractéristiques géologiques et lithologiques observées indiquent une similitude entre les deux bassins versants et la différence ne subsiste que dans les proportions représentées par les types de lithologie dans chaque bassin versant représentatif. Les précipitations montrent une saisonnalité prononcée, avec une période de précipitations allant d'octobre à mars. Pendant cette période, la plupart des précipitations se produisent au cours de quelques événements de crues intenses. En outre, l'utilisation des sols des deux bassins est très contrastée, Mougeryberdan représente 73 % de la couverture végétale, tandis que Talhiant est considéré comme un bassin versant agricole. Par conséquent, ces contrastes caractéristiques sont très importants pour comprendre et évaluer la génération du ruissellement et les flux sédimentaires et leurs relations avec le climat, les précipitations, l'évapotranspiration, la couverture du sol et les utilisations des sols dans les zones étudiées.

***La production de ruissellement est très variable dans le temps et l'espace, en raison de la forte variabilité des précipitations et de la dynamique de la demande évapotranspiratoire. La dynamique saisonnière de ces deux facteurs, les précipitations et l'évapotranspiration, donne lieu à une saisonnalité très spatiale de la réponse au ruissellement. Par conséquent, les relations pluie-ruissellement montrent des variations plus fortes au cours de l'année, avec des variations dans les processus de génération du ruissellement contrastant d'une saison à l'autre. À l'échelle de l'événement, des relations linéaires et non linéaires ont été montrées dans les relations pluie-débit, suggérant que les différents facteurs physiques contrôlent la génération au ruissellement au deux bassins représentatifs. L'interaction entre la saisonnalité et la diversité spatiale de la lithologie et de l'utilisation des sols à l'échelle du bassin versant ont été les facteurs moteurs les plus significatifs qui ont joué un rôle crucial dans la réponse au ruissellement. Par conséquent, les événements survenant dans le cadre de l'utilisation des sols agricoles ou pendant la période hivernale, indépendamment de l'occupation des sols et de la lithologie des deux bassins versants, ont été les situations capables de générer une linéarité plus élevée dans les relations pluie-débit. Par conséquent, cette variation dans la génération du ruissellement dans les deux bassins étudiés nécessite d'autres années de données pour confirmer et évaluer le rôle joué par la lithologie, la saisonnalité et la couverture du sol et leurs impacts combinés sur la réponse au ruissellement pour une meilleure compréhension au niveau du bassin de Srou qui est très sensible au changement global.

**** Une forte variabilité annuelle du rendement de sédiments en suspension a été montrée. Durant les années étudiées (2017-2020), le rendement moyen des sédiments est très élevé dans le bassin agricole de Talhiant (788,43 t/km²) et relativement faible dans le bassin agroforestier de Mougeryberdan (383,67 t/ km²) (2018/2019). La plupart des sédiments de Talhiant ont été transportés au printemps (>65%) et en automne (>22%), alors qu'ils étaient moins importants en hiver (11%). A l'inverse, dans le bassin agroforestier de Mougeryberdan, la distribution saisonnière du transport de sédiments a été enregistrée : 71% au printemps, 15% en automne et 12% en hiver. À l'échelle événementiel, les résultats ont montré une forte variation dans leur réponse hydrosédimentologique. Un petit nombre d'événements (42 dans Talhiant et 45 à Mougeryberdan) ont été responsables d'une grande quantité du bilan sédimentaire. Les analyses statistiques ont montré des corrélations très robustes entre la réponse hydro-sédimentaire, la quantité de pluie, le ruissellement et la durée de l'épisode pluvieux. La corrélation entre les volumes de pluie et le rendement sédimentaire montre une forte corrélation. Par conséquent, la quantité de pluie, la durée d'un événement, la couverture du sol et les types de lithologie sont les facteurs les plus pertinents qui contrôlent la réponse hydro-sédimentaire. Ces résultats confirment la grande variabilité de la réponse hydro-sédimentaire aux événements pluvieux et la complexité des processus

d'érosion dans le bassin de Srou en général. L'augmentation rapide du transport de sédiments dans les bassins versants étudiés, notamment dans le bassin agricole de Talhiant, est favorisée par les caractéristiques lithologiques, la couverture du sol et l'hydrologie irrégulière de cette zone. La fréquence plus élevée du volume de la charge sédimentaire de la Figure-Huit de la boucle d'hystérésis (Q-CSS) confirme que la charge et les rendements sédimentaires spécifiques augmentent avec une variation croissante de l'érodabilité des roches, des granites, calcaires et grès aux marnes. Tandis que dans le bassin versant agroforestier, l'effet combiné du couvert forestier et de calcaire et basalte altéré en amont a conduit à une diminution de la disponibilité des sédiments, comme cela a également été observé dans les bassins versants méditerranéens, et non méditerranéens et du Maghreb. La boucle complexe (c'est-à-dire une ligne unique plus au moins deux boucles) a montré une concentration modérée (comprise entre 76 et 400 g/l⁻¹ et entre 25 et 200 g/l⁻¹ ; respectivement dans les deux bassins versants). Tandis que, le modèle dans le sens des aiguilles d'une montre (> 6 % aux deux sources) s'est produit particulièrement pendant la période humide ; il est lié à la disponibilité des sédiments de pente rapidement transportés vers le canal ou par la remobilisation des dépôts libre dans le canal, en conséquence cette boucle est observée aux bassins Maghrébins.

Par ailleurs, le sens inverse des aiguilles d'une montre dans les deux bassins versants étudiés s'est produit entre la fin de l'automne et le début du printemps ; lorsque les réserves en eau étaient élevées. Ces boucles ont été générées en période humide, l'origine de cette classe peut être expliquée par l'instabilité des berges des cours d'eau, qui génère une forte concentration des sédiments même au débit maximal de la crue surtout au niveau des bassins versants agricoles.

*****La tendance dominante de l'utilisation des sols dans les montagnes marocaines depuis le milieu du 20ème siècle a été une réduction de la couverture des sols, avec l'abandon des terres agricoles dans toutes les zones de collines, et une diminution du nombre de têtes de bétail dans la partie majeure de la région. Cela a conduit à une généralisation des champs abandonnés, à la substitution des champs de céréales par des prairies de culture, à l'expansion des prairies de pâturage et à la colonisation du bassin versant sub-marocain par des arbustes et des forêts. En conséquence, et d'un point de vue hydrologique et géomorphologique, les principales conséquences ont été une augmentation du débit de surface sur les pentes des collines et du débit dans les cours d'eau, ce qui produisent respectivement une quantité élevée de sédiments.

En termes des perspectives, cette étude et les résultats qui en découlent ont permis de faire émerger des perspectives liées à des verrous scientifiques et d'autres plus appliquées à une gestion concrète du bassin versant de l'oued Srou. D'un point de vue recherche fondamentale, il semble particulièrement intéressant de travailler de manière plus approfondie sur la temporalité du phénomène de l'érosion hydrique et des flux sédimentaires selon des axes et objectifs principaux. La temporalité des transferts sédimentaires a été étudiée selon un dispositif expérimental précis qui permet de capturer une quantité importante de sédiments pour les différentes analyses mais qui oblige de travailler sur des périodes de temps relativement longues. Par conséquent, l'instrumentation mise en place dans les exutoires des bassins versants expérimentaux offre de très belles perspectives de travail. Cette synergie des instrumentations pourrait être complétée par l'instrumentation haute-fréquence de l'exutoire du grand bassin de Srou afin de bien évaluer et de bien comprendre le phénomène de l'érosion hydrique dans sa totalité. Enfin, la combinaison de ces instrumentations permettrait la création d'un site atelier, avec un très fort potentiel pour travailler sur les notions de l'érosion hydrique et la temporalité des transferts hydro-sédimentaires. L'intérêt, de ces sites expérimentaux et de suivi, ne se limite pas à l'étude des transferts hydro-sédimentaires. Il peut être envisagée afin de travailler sur des thématiques socioéconomiques qui touchent l'homme dans ces zones montagneuses à des échelles très fines.

Références Bibliographiques

- Abdi. I, Meddi, M (2020): Comparison of conceptual rainfall–runoff models in semi-arid watersheds of eastern Algeria. *Journal of Flood Risk Management*, July, 1–17. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12672>.
- ABHOER (2012): Hydraulic Basin Agency of Oum Er Rbia Béni-Mellal 23000, Morocco
- Akdim. B, Ramon. J, Laouane. M (2009): Land Use Change and Resource Management in the Jnane Mas Valley (Khenifra, Middle Atlas, Morocco)1 University Sidi Mohamed Ben Abdellah, FLS, LAGEA, BP. 59, Fez, Morocco b CSIC Jaume Almera, Barcelona, Spain -mail: akdimbrahim@yahoo.fr Received December 21, 2009.
- Alibuyog. N. R., Ella, V. B, Reyes. M. R., Srinivasan. R., Heatwole. C , Dillaha. T (2009) : Predicting the effects of land use change on runoff and sediment yield in manupali river subwatersheds using the swat model. *International Agricultural Engineering Journal*, 18(1–2), 15–25.
- Ahmadi, M., Minaei, M., Ebrahimi, O., & Nikseresht, M. (2020): Evaluation of WEPP and EPM for improved predictions of soil erosion in mountainous watersheds: A case study of Kangir River basin, Iran. *Modeling Earth Systems and Environment*, 6(4), 2303–2315. <https://doi.org/10.1007/s40808-020-00814-w>
- Ambroise B. (1986): Rôle hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin du Ringelbach à Sultzeren (Hautes-Vosges), France. In: O. Rentz, J. Streith and L. Zilliox (Eds), “Recherches sur l’Environnement dans la Région”, Actes du 1er Colloque Scientifique des Universités du Rhin Supérieur, Université Louis Pasteur - Conseil de l’Europe, Strasbourg, France 27-28/06/1986, 620-630.
- Ambroise B. (1988): Interactions eaux souterraines - eaux de surface dans le bassin du Ringelbach à Sultzeren (Hautes Vosges, France): Role hydrologique des surfaces saturées. In: P. Dahlblom and G. Lindh (Eds), “Interaction between Groundwater and Surface Water”, Proceedings of the International Symposium IAHR, Ystad, Sweden, 30/05-03/06/1988, 231-238.
- Amboise. B (1999) : La dynamique du cycle de l’eau dans un bassin versant. *Processus, Facteurs, Modèles-. H*G*A*, 200p.
- Ambroise B. (1991): Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré - Processus et modèles. “Les Flux dans les Volumes Pédologiques et à leurs Limites : Approches à l’Echelle Spatiale du Bassin Versant”, Actes du Séminaire du Conseil Scientifique du Département “Science du Sol” de l’INRA, Dijon, France, 26-27/03/1991. CEREG, Strasbourg, 53 p.
- Amboise. B (1994) : Du BVE, bassin versant représentatif et expérimental, au BVR , bassin versant de recherche.In: D.Houi and J.L. Verrel (eds), "du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en Eaux Continentales", Actes du séminaire National Hydrosystèmes, Paris, France, 10-11/05/1994,11-24. <https://doi.org/10.1201/9781420008722.ch2>.
- Amraoui. F , Razack. M , Bouchaou. L (2003): Turbidity dynamics in karstic systems. Example of Ribaa and Bittit springs in the Middle Atlas (Morocco), *Hydrological*.
- Anderson. M.G, Burt. T.P (1978): Toward a more detailed field monitoring of variable source areas. *Water resources research* 14 (6): 1123-1131.

- Andreu. V, Imeson, A. C, Rubio. J. L (2001) : Temporal changes in soil aggregates and water erosion after a wildfire in a Mediterranean pine forest. *Catena*, 44(1), 69–84. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00177-6](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00177-6).
- Badraoui, M., (2001) : Etude pédologique du périmètre pastoral de Oulad Bergil Allag. Rapport technique de la 2^{ème} période semestrielle du prjjet CEE ART 946/88 sur la lutte contre la désertification au Maroc : Identification des domaines et zones d'action prioritaires, MADR/Mécanisme Mondial, Rabat, Maroc.
- Barakat. A, Mohamed. E.B, Rias. J, Aghezzaf. B, Slassi. M (2016): Assessment of spatial and seasonal water quality variation of Oum Er Rbia River (Morocco) using multivariate statistical techniques, Georesources and Environment Laboratory, Sultan My Slimane University, Béni-Mellal 23000, Morocco; Hydraulic Basin Agency of Oum Er Rbia (ABHOER, Morocco).
- Barten. P, Crétaz. A (2010) : Fundamentals of Hydrology in Land Use Effects on Streamflow and Water Quality in the Northeastern United States.
- Beguiría.S, López-Moreno. JI, Lorente, A, Seeger. M, García-Ruiz. JM (2003): Assessing the effects of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32(4): 283–286.
- Beguiría. S, López-Moreno. J.I, Gómez-Villar. A, Rubio. V, Lana-Renault. N, GarcíaRuiz. J.M (2006): Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler A* 88 (3), 177–186.
- Bendjoudi.H , Hubert.P (2001): Le coefficient de compacité de Gravelius: analyse critique d'un indice de forme des bassins versants. Pages 921-930.
- Benmansour. M, Mabit. L, Nouira. A, Moussadek. R, Bouksirate. H, Duchemin. M, Benkdad. A (2013): Assessment of soil erosion and deposition rates in a Moroccan agricultural field using fallout ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pbex. *Journal of Environmental Radioactivity*, 115, 97–106. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.07.013>.
- Beven. K, Kirkby. M. J (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant, *Hydrolog. Sci. J.*, 24, 43–69.
- Boix-Fayos. C, Calvo-Cases. A, Imeson. A. C, Soriano-Soto. M. D (2001): Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *Catena*, 44(1), 47–67. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00176-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00176-4).
- Bonell. M (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *Journal of Hydrology*, 150: 217-275.
- Bonell. M, Gilmour. D. A (1978): The development of overland flow in a tropical rain-forest catchment. *Journal of Hydrology*, 39: 365-382.
- Bryan. R.B, Campbell. LA (1986): Runoff and sediment discharge in a semi-arid drainage basin. *Z. Geomorphol*, 58: 121-143.
- Calvo-Cases. A, Boix-Fayos. C, Imeson. A.C (2003) : Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. *Geomorphology*, 50(1–3), 269–291. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00218-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00218-0).
- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., & Imeson, A. . C. (2003). Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. *Geomorphology*, 50(1–3), 269–291. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00218-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00218-0).

- Cantón. Y, Domingo. F, Solé-Benet. A, Puigdefábregas. J (2001): Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology*, 252(1–4), 65–84. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00450-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00450-4).
- Capus. P (1960) : Bassin expérimental d’Alrance. Etude des lois de l’écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La houille Blanche*, A: 493-520.
- Ceballos. A, Schnabel. S (1998): Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa land use system (Extremadura , SW Spain). *Journal of Hydrology*, 210(1–4), 146–160. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00180-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00180-2).
- Collins. A.L, Walling. D.E (2004): Documenting catchment suspended sediment sources: problems, approaches and prospects. *Progress in Physical Geography* 28, 159–96.
- Conrad. C, Saunderson. H (2000): Temporal and spatial patterns of suspended sediment yields for selected rivers in the eastern United States: implications for nutrient and contaminant transfer. In IAHS Publication 263, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 37–46.
- Corbett E. S. (1967): Measurement and estimation of precipitation on experimental watershed sopper and H.W. Lull(Eds), ‘Forest Hydrology’, Pergamon, 107-129.
- Cosandy. C (1990): L’origine des crues dans les bassins versants élémentaires : Du ruissellement sur les versants à l’écoulement de crue. *Annales de géographie*, 556 : 641-659.
- Cowan. W.L (1956): Estimating hydraulic roughness coefficients: *Agricultural Engineering*, v. 37, no. 7, p. 473-475.
- Vente. J, Poesen. J (2005): Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(1–2), 95–125. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002>
- DeCoursey. D. G (1991): Mathematical models: Research tools for experimental watersheds. In: D. S. Bowles and P.E.O’Connell (Eds) ‘‘ Recent advances in the Modelling of hydrologic systems’’. NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic publ. 591-612.
- Didon-Lescot. J. F, Guillet. B, Lelong. F (1993): Effect of the clearfelling on the water quality: example of a spruce forest on a small catchment in France. *Acta Geologica Hispanica*, 28(2–3), 45–53.
- Douglas. I (1969): Sediment yields from forested and agricultural lands. In: Proc. Symp. on The Role of Water in Agriculture, University of Wales, Aberystwyth, Memorandum No. 12, pp. E1-E22.
- Dubreuil, P.L. (1989) : Pour un suivi à long terme de ‘évolution des ressources en eau grâce à un réseau européen de bassins de référence. *Hydrogéologie*, 2: 111-114.
- Dunne T., Black R. D. (1970a): An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6 (2): 478-490.
- Dunne T., Black R. D. (1970b): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6 (5): 1296-1311.
- Dung. B. X, Gomi. T, Miyata. S, Sidle. R. C, Kosugi. K, Onda. Y (2012) : Runoff responses to forest thinning at plot and catchment scales in a headwater catchment draining Japanese cypress forest. *Journal of Hydrology*, 444–445, 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.040>.
- Dutal. H, Reis. M (2020): Determining the effects of land use on soil erodibility in the Mediterranean highland regions of Turkey: a case study of the Korsulu stream watershed. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192(3). <https://doi.org/10.1007/s10661-020-8155-z>.
- El Bouqdaoui. K, Ezzine. H, Zahraoui. M, Rouchdi. M, Badraoui. M (2006) : Evaluation du risque potentiel d’érosion dans le bassin-versant de l’oued Srou (Moyen Atlas, Maroc). *Sécheresse*

- (Montrouge), 17(3), 425–431. <https://doi.org/10.1684/sec.2006.0049>.
- El Jazouli. A, Barakat. A, Ghafri. S, El Moutaki. A, Ettaqyand. R, Khellouk (2017): Soil erosion modeled with USLE, GIS, and remote sensing: a case study of Ikkour.
- El Ghachi. M (2007) : « La seille: un système fluvial anthropisé (lorraine, France) » Tome 1. Thèse du 3eme cycle, Université Paul Verlaine de METZ, France .344p.
- El Ghachi. M, Corbonnois. J, (2004) : Evolution du lit de la Seille sous l'influence des actions anthropiques (Lorraine, Bassin de La Moselle) » Actes du colloque de l'université de Metz. Revue Mosella tome XXIX-N°3-4-2004.
- Elbouqdaoui. K, Ezzine. H, Badrahoui. M, Rouchdi. M, Zahraoui. M, Ozer. a (2005) : Approche méthodologique par la télédétection et SIG de l'évaluation du risque potentiel d'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Srou (Moyen Atlas, Maroc). *Geo-Eco-Trop*, 29(1–2), 25–36.
- El Mouatassime, S., Boukdir, A., Karaoui, I., Skataric, G., Nacka, M., Khaledi Darvishan, A., Sestras, P., & Spalevic, V. (2019). Modelling of soil erosion processes and runoff for sustainable watershed management: Case study oued el abid watershed, Morocco. *Agriculture and Forestry*, 65(4), 241–250. <https://doi.org/10.17707/AgricultForest.65.4.22>
- Elwell. H. A, Stocking. M.A (1976): Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma*, 15:61—70.
- Estrany. J, Garcia. C, Walling. D. E, Ferrer. L (2011): Fluxes and storage of fine-grained sediment and associated contaminants in the Na Borges River (Mallorca, Spain). *Catena*, 87(3), 291–305. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.06.009>.
- Estrany. J, Garcia. C, Batalla. R. J (2010) : Hydrological response of a small mediterranean agricultural catchment. *Journal of Hydrology*, 380(1–2), 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.035>.
- Estrany.J, Grimalt.M (2014): Catchment controls and human disturbances on the geomorphology of small Mediterranean estuarine systems. Research Group on Climatology, Hydrology, Hazards and Territory, Department of Earth Sciences, University of the Balearic Islands, UIB, PO Box 07122, Palma de Mallorca, Spain.5-6.
- Estrany.J, Garcia.C, Ramon J. (2010): Hydrological response of a small Mediterranean agricultural catchment180-190.
- FAO, (1998) : Directives pour la description des sols. 3e édition. Division de la mise en valeur des terres et des eaux /ISRIC. Centre international de référence et d'information pédologique. Rome, Italie.
- FAO, (2000) : The challenges of sustainable forestry development in Africa : Actes de la 21e conférence de la FAO pour l'Afrique tenue à Yaoundé au Cameroun. Rome, Italie, 21-25 février.
- Fortesa. J, García-Comendador. J, Calsamiglia. A, López-Tarazón .J.A, Latron .J, Alorda. B.f, Estrany. J (2019): Comparison of stage/discharge rating curves derived from different recording systems: Consequences for streamflow data and water management in a Mediterranean island.4-5.
- Fortesa. J, Latron. J, García-Comendador.J, Tomàs-Burguera. M, Company. J, Calsamiglia, A, Estrany.J (2020): Multiple temporal scales assessment in the hydrological response of small mediterranean-climate catchments. *Water (Switzerland)*, 12(1), 1–27. <https://doi.org/10.3390/w12010299>.
- Fox. H. R., Moore. H. M (1993): Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the maghreb (North africa). *Hydrological Sciences Journal*, 38(6), 559–560. <https://doi.org/10.1080/02626669309492705>.

- Francis. C.F, Thomes. J.B (1990): Runoff hydrographs from three Mediterranean vegetation cover types. In: J.13. Thomes (Editor), *Vegetation and Erosion, Processes and Environments*. Wiley, Chichester, pp. 363-,84
- Gallart. F, Llorens. P, Latron. J, Regüés. D (2002): Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(3), 527–537. <https://doi.org/10.5194/hess-6-527-2002>.
- Gallart, Francesc, Llorens. P, Latron. J, Regüés. D (2002) : Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(3), 527–537. <https://doi.org/10.5194/hess-6-527-2002>.
- Gao. P (2008): Understanding watershed suspended sediment transport. *Progress in Physical Geography*, 32(3), 243–263. <https://doi.org/10.1177/0309133308094849>.
- García-Ruiz. JM, Valero-Garcés. B (1998): Historical geomorphic processes and human activities in the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development* 18(4): 309–320.
- García-Ruiz. J. M (2010): The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. In *Catena* (Vol. 81, Issue 1, pp. 1–11). <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.01.001>.
- García-Ruiz. J. M, Lana-Renault. N (2011): Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region - A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 140(3–4), 317–338. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.01.003>.
- García-Ruiz. J.M, Valero-Garcés. B, (1998): Historical geomorphic processes and human activities in the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development* 18 (4).
- George. j, Arcement. j, verne. r, Schneider. R (1989): Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. Manual Prepared in cooperation with the U.S. department of Transportation, Federal Highway Administration 1-44.
- Ghadiri. H, Hogarth. B, Rose. C (2000): The effectiveness of grass strips for the control of sediment and associated pollutant transport in runoff. In IAHS Publication 263, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 83–91.
- Ghiglieri. G, Buttau. C, Arras. C, Funedda. A, Soler. A, Barbieri. M, Carrey. R, Domènech.C, Torrentó. C, Otero. N, Carletti. A (2020): Using a multi-disciplinary approach to characterize groundwater systems in arid and semi-arid environments: The case of Biskra and Batna regions (NE Algeria). *Science of The Total Environment*, xxxx, 143797. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143797>.
- Gippel.C.J(1989): The use of turbidimeters in suspended sediment research *Hydrobiologia*,48- 465.
- Gippel.C.J(1995): Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological processes*9,83-97.
- Gregory. E, Tucker, Rafael. L, Bras (1998): Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology Department of Civil and Environmental Engineering, Massachusetts Institute of Technology,Cambridge.WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 34, NO. 10, PAGES 2751-2764.
- Hadour, A., Mahé, G., & Meddi, M. (2020). Climatic and anthropogenic impacts on the decrease of sediment discharge to the Mediterranean coast from the largest river of Maghreb. *International Journal of Sediment Research*, 36, 268–278. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2020.07.001>.
- Heusch B., (1970) : L'érosion dans le Pré-Rif. Une étude quantitative de l'érosion hydrique dans les collines du pré Rif occidental. *Annales de la recherche forestière au Maroc*, 12: 9-176.
- Heidel. S. G (1956): The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Eos, Transactions*

- American Geophysical Union*, 37(1), 56–66. <https://doi.org/10.1029/TR037i001p00056>.
- Hewlett. J.D, Lull. H.W.m, Reinhart K.G (1969): In defense of experimental watersheds. *Water resources research*, 5(1) :306-316.
- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R.: Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, *Forest Hydrology*, 1, 275–290, 1967.
- Hudson. H.R (1989): A case study of approaches for determining diffuse suspended sediment sources and processes. In IAHS Publication 184, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 85–94.
- Huggitt. D.L, Lu. X (2000): Determining variations in sediment yield in large rivers: an example of the Upper Yangtze. In IAHS Publication 263, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 19–28.
- Jihad. M. D (2010) : Les difficultés de gestion des ressources « naturelles » et de développement rural dans un milieu anthropisé : l'expérience du Projet Oued Srou (Maroc central). *Norois*, 216, 25–45. <https://doi.org/10.4000/norois.3320>.
- Jo De. W, Melis. M. T (2008): Geomorphology and geomorphological heritage of the Ifrane–Azrou region (Middle Atlas, Morocco). Springer-Verlag.
- Judson. W, Harvey, Kenneth. E, Bencala (1993) : The Effect of Stream bed Topography on Surface-Subsurface Water Exchange in Mountain Catchments. *Water Resources Research*, Vol. 29, No. 1, Pages 89-98.
- Khedimallah, A., Meddi, M., & Mahé, G. (2020). Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria). *Journal of Earth System Science*, 129(1). <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01385-1>.
- Kosmas. C, Danalatos. N, Cammeraat. L. H, Chabart. M, Diamantopoulos. J, Farand. R, Gutierrez. L, Jacob. A, Marques. H, Martinez-Fernandez. J, Mizara. A, Moustakas. N, Nicolau. J. M, Oliveros. C, Pinna. G, Puddu. R, Puigdefabregas. J, Roxo. M, Simao. A, Vacca. A (1997): The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29(1), 45–59. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00062-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00062-8).
- Krishnaswamy. J, Richter. D.D, Halpin. P.N Hofmockel. M.S (2001): Spatial patterns of suspended sediment yields in a humid tropical watershed in Costa Rica. *Hydrological processes* 15, 2237–57.
- Kung. S. Y, Chiang. T. C (1977) : Soil erosion and its control in small gully watersheds in the rolling loess area on the middle reaches of the Yellow River. *Peking*, 21 pp.
- Lahlou. N, EL Ghachi. M, EL Khalki. Y (2019) : Hydrological extremes in ungauged basins :Creation of rating curve and extraction of torrential floods (2016-2018) Case of the watershed of Oued Kheniss (Oum Er-Rbia Basin, Morocco). *International Journal of Environnement & Water* ISSN 2052-3408, Vol 8, Issue 1, 2019.
- Lamb. H.F, Eicher. U, Switsur. V.R. (1989): An 18000 Year Record of Vegetation, Lake Level and Climatic Change From Tigmamine, Middle Atlas, Morocco, *J. Biogeo*, , vol. 16, pp. 65–74.
- Lana-Renault. N, Latron. J, Regüés. D (2007): Streamflow response and water-table dynamics in a sub-Mediterranean research catchment (Central Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 347(3–4), 497–507. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.037>.
- Langlois. J.L, Johnson. D.W, Mehuys. G.R (2005): Suspended sediment dynamics associated with snowmelt runoff in a small mountain stream of Lake Tahoe (Nevada). *Hydrological Processes* 19, 3569–80.

- Latron. J, Gallart. F (2008): Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 358 Latron, (3–4), 206–220. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.014>.
- Latron.J (2003): Étude du fonctionnement hydrologique d ' un bassin versant méditerranéen de montagne (Vallcebre , Pyrénées Catalanes) THÈSE. Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Laborde. J.P (2000): « Eléments d'hydrologie de surface. Tome 2 : critique et analyse statistique des données hydrologiques ». Ecole. Nat. Sup .de Géol .Appli/Nat .polytech de lorraine, 95p.
- Laubel. A.R., Kronvang. B, Larsen. S.L, Pedersen. M.L, Svendsen. L.M (2000): Bank erosion as a source of sediment and phosphorus delivery to small Danish streams. In IAHS Publication 263, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 75–82.
- Leclerc. L.A (1992): Recherche et développement sur la gestion des eaux : la politique des bassins versants représentatifs expérimentaux (BVRE). *Hydrogéologie*, 4 : 133-137.
- Lee, C.R. and Skogerboe, J.G., (1985): Quantification of erosion control by vegetation on problem soils. In: Al Swaify, W.C. Moldenhauer and A. Lo (Editors), *Soil Erosion and Conservation*. Soil Conservation Sot. Of America, pp. 437-444.
- Léonard. J, Ancelin. O, Ludwig. B, Richard. G (2006): Analysis of the dynamics of soil infiltrability of agricultural soils from continuous rainfall-runoff measurements on small plots. *Journal of Hydrology*, 326(1–4), 122–134. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.026>.
- Lewis. D, Singer. M. J, Dahlgren. R. A, Tate. K. W (2000): Hydrology in a California oak woodland watershed: A 17-year study. *Journal of Hydrology*, 240(1–2), 106–117. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00337-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00337-1).
- Li. Q, Wei. X, Yang. X (2018): Topography significantly influencing low flows in snow-dominated watersheds. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Li. M, Zhang. Y, Wallace. J, Campbell. E (2020) : Estimating annual runoff in response to forest change: A statistical method based on random forest. *Journal of Hydrology*, 589, 125168. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125168>.
- López-Tarazón, J. A., Batalla, R. J., Vericat, D., & Francke, T. (2012). The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. *Geomorphology*, 138(1), 15–28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.020>.
- Lorente. A, García-Ruiz. J. M., Beguería. S, Arnáez. J (2002): Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows: A case study in the Flysch Sector of the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 22(1), 32–39. [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2002\)022\[0032:FETSDO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2002)022[0032:FETSDO]2.0.CO;2).
- Major. J.J (2001): Evaluation and timing of suspended sediment transport following the 1980 Mount St Helens eruption. In *Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference*, Reno, Nevada I, 13–44.
- Manus. C, Anquetin. S, Braud. I, Vandervaere. J. P, Creutin. J. D, Viallet. P, Gaume. E (2009): A modeling approach to assess the hydrological response of small mediterranean catchments to the variability of soil characteristics in a context of extreme events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2), 79–97. <https://doi.org/10.5194/hess-13-79-2009>.
- Marouf. N, Remini. B (2011): Temporal Variability in Sediment Concentration and Hysteresis in the

- Wadi Kebir Rhumel Basin of Algeria. *HKIE Transactions Hong Kong Institution of Engineers*, 18(1), 13–21. <https://doi.org/10.1080/1023697X.2011.10668219>
- Martin. J (1981) : « Le Moyen Atlas Central : étude géomorphologique ». Thèse d'état, Paris VII. Edition du Service Géologique du Maroc, n° 258 Rabat, 447 p.
- Martinez-Mena. M, Castillo. V, Albaladejo. J (2001). Hydrological and erosional response to natural rainfall in a semi-arid area of south-east Spain. *Hydrological Processes*, 15(4), 557–571. <https://doi.org/10.1002/hyp.146>
- Martínez-Murillo. J. F, Nadal-Romero. E, Regüés. D, Cerdà. A, Poesen. J (2013): Soil erosion and hydrology of the western Mediterranean badlands throughout rainfall simulation experiments: A review. *Catena*, 106, 101–112. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.06.001>.
- Mathys. N, Brochot. S, Meunier. M, Richard. D (2003) : *Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence , France). Calibration of the ETC rainfall – runoff – erosion model*. 50, 527–548.
- Megnounif. A, Terfous. A, Ghenaim. A, Poulet. J. B (2007): Key processes influencing erosion and sediment transport in a semi-arid Mediterranean area: The Upper Tafna catchment, Algeria. *Hydrological Sciences Journal*, 52(6), 1271–1284. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.6.1271>.
- Merheb. M, Moussa. R, Abdallah. C, Colin. F, Perrin. C, Baghdadi. N.(2016): Hydrological Sciences Journal, vol. 61, issue 14 (2016): Hydrological response characteristics of Mediterranean catchments at different time scales: a meta-analysis.
- Milhous. R.T (1982): Effect of sediment transport and flow regulation on the ecology of gravel-bed rivers. Chichester: Wiley, 819–27.
- Mitchell. D.J (1999): The use of vegetation and land use parameters in modelling catchment sediment yields. In: J.13. Thomes (Editor), *Vegetation and Erosion, Processes and Environments*. Wiley, Chichester, pp. 289-314.
- Moore. I. D, Grayson. R. B, Ladson. A. R (1991): Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications', *Hydrol. Proc.*, 5, 1–42.
- Morgan P.C., 1986. Soil erosion and control. A Hutchinson Ross Publication. Van Nostrand Reinhold company N.York.
- Morgan K.M. et Nalepa R., 1982. Application of aerial Photographic and computer Analysis to the USEL for Areawide Erosion studies. *J. of Soil and Water Conservation*, 37(6): 347- 350
- Nadal-Romero. E, Regüés. D, Latron. J (2008) : Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena*, 74(2), 127–136. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.03.014>.
- Nadal-Romero. E, Lasanta. T, García-Ruiz. J. M (2013) : Runoff and sediment yield from land under various uses in a Mediterranean mountain area: Long-term results from an experimental station. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(4), 346–355. <https://doi.org/10.1002/esp.3281>.
- Nathan. R.J, McMahon. T.A (1990): Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis. *Water Resources Research* 26, 1465–1473.
- Neal. C, Neal. M, Leeks. G.J.L, Old. G, Hill. L, Wickham.H (2006): Suspended sediment and particulate phosphorus in surface waters of the upper Thames Basin, UK. *Journal of Hydrology* 330, 142–54.

- Newson. M.D (1985): Forestry and water on the uplands of Britain - the background of hydrological research and options for harmonious land use. *J. For.*, 79: 113-120.
- Nicholas. A.P (2003): Modelling and monitoring flow and suspended sediment transport in lowland river flood plain environments. In IAHS Publication 283, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 45–54.
- Oeurng. C, Sauvage. S, Sánchez-Pérez. J. M (2010) : Dynamics of suspended sediment transport and yield in a large agricultural catchment, southwest France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(11), 1289–1301. <https://doi.org/10.1002/esp>.
- Old. G.H, Lawler. D.M, Snorrason. Á (2005): Discharge and suspended sediment dynamics during two Jökulhlaups in the Skaftá river, Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1441–60.
- Ouallali. A, Briak. H, Aassoumi. H, Beroho. M, Bouhsane. N, Moukhchane. M (2020): Hydrological foretelling uncertainty evaluation of water balance components and sediments yield using a multi-variable optimization approach in an external Rif's catchment. Morocco. *Alexandria Engineering Journal*, 59(2), 775–789. <https://doi.org/10.1016/j.aej.2020.02.017>.
- Pacheco Betancur. E, Farguell Pérez. J. Úbeda. X, Outeiro. L, Miguel.A (2011): Runoff and sediment production in a Mediterranean basin under two different land uses. 25, 103–114.
- Patton. P.C, Schumm. S.A (1975): Gully erosion, Northwestern Colorado: a threshold phenomenon. *Geology*, 3: 83-90.
- Peart. M.R, King. J.P, Ruse. M.E (2005): Sediment production by landslides in Hong Kong: two case studies. In IAHS Publication 291, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 29–36.
- Peña-Angulo. D, Estrany. J, García-Comendador. J, Fortesa, J, Tomàs-Burguera. M, Company. J, Alorda. B, Nadal-Romero. E (2021): Influence of weather types on the hydrosedimentary response in three small catchments on the Island of Mallorca, Spain. *Environmental Research*. 192. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.110324>
- Penna. D, Tromp-Van Meerveld. H. J, Gobbi. ., Borga. M, Dalla Fontana. G (2011): The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 689–702. <https://doi.org/10.5194/hess-15-689-2011>.
- Pique. A(1994) : Géologie du Maroc : Les domaines régionaux et leur évolution structurale, pp 239.
- Poesen. J, Ingelmo-Sanchez. F, Mucher.H (1990): The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15(7), 653–671. <https://doi.org/10.1002/esp.3290150707>.
- Prestegard. K.L (1988): Morphological controls on sediment delivery pathways. In IAHS Publication 174, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 533–40.
- Price. M, Barry. R, (1997): Climate Change. In: Messerli, B., Ives, J.D. (Eds.), *Mountains of the World: A Global Priority*. Parthenon, London, pp. 409—446.
- Probst. J. L, Suchet. P. A (1992) : Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the maghreb (north africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37(6), 621–637. <https://doi.org/10.1080/02626669209492628>.
- Parish. R, Funnell. D.C (1999): Climate change in mountain regions: some possible consequences in the Moroccan High Atlas. School of Geography and Geosciences, University of St. Andrews, KY16 9ST, UK " AFRAS, University of Sussex, BQH1 9N, UK.

- Philip J. R. (1969): Theory of infiltration. *Advances in Hydrosience*, 5: 215-296.
- Reed. L. A (1971): Hydrological and sedimentation of Corey Creek and Elk Run Basins, North-Central Pennsylvania. US Geol. Surv. Water Supply Paper.
- Regüés. D, Gallart.F (2004): Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, Southeastern Pyrenees). *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(6), 755–767. <https://doi.org/10.1002/esp.1067>.
- Regüés. D, Nadal-Romero. E, Latron. J, Martí-Bono. C (2009): Producción y transporte de sedimento en cárcavas desarrolladas en la Depresión Interior Altoaragonesa (Cuenca de Aragón, Pirineo Central). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 35(2), 263. <https://doi.org/10.18172/cig.1222>.
- Reinhart. K.G (1967): Watershed calibration methods. In: W.E Sopper and H.W Lull (Eds). ‘Forest hydrology’, Pergamon, 715-723.
- Rieger. W.A, Olive. L.J, Gippel. C.J (1988): Channel sediment behavior as a basis for modelling delivery processes. In IAHS Publication 174, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 541–48.
- Rodrigo-Comino. J, García-Díaz. A, Brevik. E. C, Keestra. S. D, Pereira. P, Novara. A, Jordán. A, Cerdà. A (2017): Role of rock fragment cover on runoff generation and sediment yield in tilled vineyards. *European Journal of Soil Science*, 68(6), 864–872. <https://doi.org/10.1111/ejss.12483>.
- Rodriguez-Lloveras. X, Bussi. G, Francés. F, Rodriguez-Caballero. E, Solé-Benet. A, Calle.M, Benito. G (2015) : Patterns of runoff and sediment production in response to land-use changes in an ungauged Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 531, 1054–1066. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.11.014>.
- Rowe. T.G (2001): Loads and yields of suspended sediment for selected watersheds in the lake Tahoe basin, California and Nevada. In Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, Reno, Nevada III, 18–23.
- Ruiz-Flaño. P (1993): Procesos de Erosión en Campos Abandonados del Pirineo. Geofoma Ediciones: Logroño; 191.
- Ruiz-Flaño. P, García-Ruiz. J. M, Ortigosa. L (1992) : Geomorphological evolution of abandoned fields. A case study in the Central Pyrenees. *Catena*, 19(3–4), 301–308. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(92\)90004-U](https://doi.org/10.1016/0341-8162(92)90004-U).
- Sala. M (2003): Floods triggered by natural conditions and by human activities in a Mediterranean coastal environment. *Geografiska Annaler A* 85 (3–4), 301–312. *Sciences Journal*, 48:6, 971-984, DOI: 10.1623/hysj.48.6.971.51418.
- Sharma. K. D (1997) : Assessing the impact of overgrazing on soil erosion in arid regions at a range of spatial scales. IAHS-AISH Publication, 245(245), 119–123.
- Skau. C.M, Brown.J.C, Nadolski. J.A (1980): Snowmelt sediment from Sierra Nevada headwater. In Symposium on Watershed Management 1980, Boise, Idaho, volume 1, Reston, VA: American Society of Civil Engineers, 418–29.
- Snoussi, M. (1988) : Nature, estimation et comparaison des flux de matières issues des bassins versants de l'Adour (France), du Sebou, de l'Oum-Er-Rbia et du Souss (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan. Mémoire de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine no. 22, Bordeaux, France.
- Snoussi, M., Jouanneau J. M. & Latouche C. (1990) : Flux de matières issues de bassins versants de zones semi-arides (Bassins du Sebou et du Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'océan mondial. *J.Afric Earth*. 11, 43-54.

- Steiger. J, Gurnell. A.M, Ergenzinger. P. , Snelder. D (2001): Sedimentation in the riparian zone of an incising river. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 91–108.
- Sui. J, Jackson. P, Fang. D (2005): Investigation of the sediment budget of a reach of the Yellow River in the Loess Plateau. In IAHS Publication 291, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 172–81.
- Swarowsky. A, Dahlgren. R. A, Tate. K. W, Hopmans. J. W, O’Geen. A. T (2011): Catchment-Scale Soil Water Dynamics in a Mediterranean-Type Oak Woodland. *Vadose Zone Journal*, 10(3), 800–815. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0126>.
- Taous. A (2005): Géomorphodynamique fluviale, processus morpho-sédimentaires, ajustements spatio-temporels, paléoenvironnements et mutations récentes des espaces fluviaux. Publication de la FLSH. Sais-Fés, Série N° 11, 415p.
- Takeuchi. K (2002): IAHS decade of the Prediction of Unhgauged bassins. *IAHS Newsletter*.n° 74: 2-3.
- Tamrabet. Z, Marouf. N, Remini. B. (2019) : Quantification of Suspended Solid Transport in the Endja Watercourse [Dehamecha Basin-Algeria]. *GeoScience Engineering*, 65(4), 71–91. <https://doi.org/10.35180/gse-2019-0025>.
- Thomas (1988): Monitoring baseline suspended sediment in forested basin: the effect of sampling on suspended sediment rating curves. *Journal of Hydrological Science* 33, 499–514.
- Toebes. C, Ouryvaev. V (1970): Representative and experimental basins- An international Guide for Research and Practice. *Studies and Report in Hydrology* n° 4, UNESCO, 348p.
- Vanmaercke. M, Poesen. J, Broeckx. J, Nyssen. J (2014). Sediment yield in Africa. *Earth-Science Reviews*, 136, 350–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.06.004>.
- Wainwright. J, Thornes. J.B (2004): Environmental Issues in the Mediterranean. Processes and Perspectives from the Past and Present. Routledge, London. 479 pp.
- Walling. D.E (1974): Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization. In Walling, G.K.J and Walling, D.E., editors, *Fluvial processes in instrumented watersheds*, Institute of British Geographers Special Publication 6, 169–92.
- Walling D.E (1977): Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads, with particular.
- Walling. D.E (1988): Erosion and sediment yield research-some recent perspectives. *Journal of Hydrology* 100, 113–41.
- Wass. P.D, Leeks.G.J.L (1999): Suspended sediment fluxes in the Humber catchment U.K hydrological processes 13, 935-953.
- Weyman D. R. (1973): Measurements of the downslope flow of water in a soil. *Journal of Hydrology*, 20: 267-288.
- Probst, J. L., & Suchet, P. A. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (north africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37(6), 621–637. <https://doi.org/10.1080/02626669209492628>.

Listes des figures

Figure 1: Situation géographique du domaine d'étude	18
Figure 2: Présentations des bassins expérimentaux de (a) Talhiant et (b) Mougeryberdan avec des stations de jaugeages (c)(d) en exutoires des deux bassins.	18
Figure 3: Organigramme de la problématique étudiée	21
Figure 4: Installation et équipement des exutoires des bassins expérimentaux de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b) 2017/2020.	23
Figure 5: Shéma de la structure de la thèse	29
Figure 6: Présentation des bassins représentatifs et expérimentaux au milieu du bassin de Srou	33
Figure 7: La distribution hypsométrique aux deux bassins versants représentatifs.	35
Figure 8: Présentation des altitudes dans le domaine d'étude	36
Figure 9: Caractéristiques géologiques et lithologiques du bassin de Srou	40
Figure 10: Présentation du pourcentage de type de la lithologie dans le bassin de Srou.	41
Figure 11: Superficie de lithologie des deux bassins versants (A Talhiant; B : Mougeryberdan)	42
Figure 12 : Caractéristiques lithologiques des deux bassins étudiés de a) Talhiant et b) Mougeryberdan.	42
Figure 13: Perméabilité des roches dans le domaine d'étude	44
Figure 14: Type des sols dans le bassin de Srou	46
Figure 15: Distribution du type de sol aux deux bassins représentatifs de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b)	47
Figure 16: Type du sol et la texture dans les deux bassins c) Talhiant et b) Mougeryberdan	48
Figure 17: Distribution des réseaux hydrographiques permanents et secondaires dans le domaine d'étude	49
Figure 18: Précipitations annuelles comparées à la moyenne du pluviomètre El Heri 1970/2018. Source: ABHEOR 2018	51
Figure 19: Précipitations annuelles comparées aux	51
Figure 20: Précipitations moyennes mensuelles et les températures 1990/2018. Source. ABHOER 2020	51
Figure 21: Pluviométrie annuelle à l'échelle de trois stations pluviométriques dans le bassin de Srou (1976-2016). Source : Ghadbane 2021	51
Figure 22: Répartition des précipitations moyennes à l'échelle saisonnière dans la station El Heri pendant 1970-2017. Source : ABHOER 2018	52
Figure 23: Variabilité mensuelle des débits de l'oued Srou. Source : Ghadbane (2019) et ABHOER (2020)	53
Figure 24: Variabilité des débits mensuelles dans la station Chacha Mellah. Source: Ghadbane 2021	53
Figure 25: Carte d'occupation du sol de bassin de Srou	54
Figure 26: Distribution l'occupation du sol actuelle dans la zone d'étude	56
Figure 27: L'évolution des utilisations des sols au cours des dernières années (>15 ans) dans la zone d'étude (2000/2019)	57
Figure 28: Photos sur la présentation des processus de l'érosion hydrique dans le bassin de Srou, 1) Incision et 2) transport et 3) dépôt. Source : Photos prises en 2019	61
Figure 29: les processus principaux d'écoulement superficiels et souterrains et ancienneté relative de l'eau concernée (d'après Amboise, 1999) voir (Latron, 2003)	62
Figure 30: Influence des conditions initiales, sèches (a) où humides (b) sur l'activation des processus d'écoulement (selon Amboise, 1999) voir aussi (Latron, 2003).	63
Figure 31: Méthodes d'évaluation de l'érosion hydrique	66
Figure 32: Différentes phases de travail de terrain (2017/2021).	69
Figure 33: Présentation des Modèles numériques du Terrains (MNT) réalisées à l'exutoire par le Drone qui aident à mesurer le débit de deux sous bassins versant a) Talhiant et b) Mougeryberdan.	70

Figure 34: Création de la courbe de tarage empirique de deux bassins expérimentaux par le logiciel Winxpro. _____	71
Figure 35: La séparation de l'hydrogramme de l'événement de crue s'est produite au premier mai 2018 sur le bassin versant de Talhiant _____	72
Figure 36: Corrélation des données de la turbidité (NTU) et les échantillons collectés dans le bassin de Mougeryberdan _____	75
Figure 37: Corrélation des données de la turbidité (NTU) et les échantillons collectés dans le bassin de Talhiant _____	75
Figure 38: Schéma des phases de traitement de données : _____	77
Figure 39: Pertes en sol spécifique dues aux formes d'érosion. Source : Roose (1991) _____	151
Figure 40: Réponse hydrologique dans les deux bassins expérimentaux a) Talhiant et b) Mougeryberdan _____	154
Figure 41: Duration des débits de chaque évènement dans le bassin de Talhiant 2017/2020. Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins expérimentaux 2017.2020. _____	155
Figure 42: Duration des débits de chaque évènement dans le bassin de Mougeryberdan 2017/2020. Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins expérimentaux 2017.2020. _____	155
Figure 43: Le coefficient de ruissellement à l'échelle de l'événement dans le bassin de Mougeryberdan. Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires _____	156
Figure 44: le coefficient de ruissellement à l'échèle de l'événement dans le micro bassin de Talhiant. _____	156
Figure 45: Comparaison des bilans sédimentaires moyens de deux bassins étudiés avec certaines estimations du rendement sédimentaire fournies par différents auteurs pour les bassins versants de la Méditerranée, du Maghreb et du Maroc. _____	158
Figure 46: Variabilité de la charge en sédiments (t) à l'échèle de l'événement dans le bassin de Talhiant (2017/2019). Source : Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés 2017.2020 _____	159
Figure 47: Variabilité de la charge en sédiments (t) à l'échèle de l'événement dans le bassin de Mougeryberdan (2017/2019). Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés 2017.2020 _____	159
Figure 48: Distribution événementielle des maximales concentrations des sédiments en suspension (CSSmax g/l-1) dans a) le bassin de Talhiant et b) Mougeryberdan. Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés _____	161
Figure 49: Forme de relation entre précipitation (p)-Débit (Q) et la concentration sédimentaire (CSS) durant l'événement 30 mars à Talhiant. _____	161
Figure 50: Forme de relation entre précipitation (P) Débit (Q) et la concentration sédimentaire (CSS) durant l'événement 26 mars à Mougeryberdan. _____	161
Figure 51: Variabilité de la réponse sédimentaire à l'échèle des évènements dans a) les bassins expérimentaux de Talhiant et b) Mougeryberdan 2017/2020. Stations de jaugeages installées aux exutoires des deux bassins étudiés. _____	162

Listes des tableaux

Tableau 1: les paramètres mesurés dans le travail de laboratoire 2017/2020 . Erreur ! Signet non défini.	
Tableau 2: Distribution hypsométrique au niveau du bassin versant de Srou, et les deux bassins représentatifs de Talhiant et Mougeryberdan	34
Tableau 3: Paramètres géométriques et morphométriques	37
Tableau 4: Les indices géométriques de Srou et les deux bassins versants représentatifs	38
Tableau 5: Méthodes d'interpolation proposées par wepp et <i>al</i> (1997)	75

Listes des photos

Planches des photos 1: Collecte des échantillons après chaque événement (a et b), et analyse et extraction de la concentration des sédiments au laboratoire (c et d)	24
Photos 2: Stations pluviométriques et enregistreurs des données installées au exutoires des bassins expérimentaux de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b).....	25
Photos 3: Présentations des capteurs des hauteurs d'eau dans les deux bassins expérimentaux de Talhiant (a)et Mougeryberdan (b)	26
Photos 4: les turbidimètres et les échantillonneurs installés aux exutoires des deux bassins expérimentaux de Talhiant (a) et Mougeryberdan (b).....	26
Photos 5: a) Préparation du Drone pour le vol en aval du bassin expérimental de Talhiant et b) fixation de la station topographique pour calibrer le modèle numérique réalisé (2018- 2019).....	27
Photos 6: Préparation des sections en aval des deux sous-bassins expérimentaux 2017.....	67
Photos 7: Les deux stations de jaugeages installées dans les deux bassins versants expérimentaux en 2017- 2020.....	68
Photos 8: Capteur de turbidité (turbidimètre) installé en 2018.	72
Photos 9: Préparations des sections à l'exutoire du deux bassins expérimentaux (1,2,3) et préparations du matérielles pour la fixation sur terrain.....	73
Photos 10: Composants de l'échantillonneur (RSS) automatique.....	73
Photos 11: Filtrage des échantillons en laboratoire (2017-2020)	74
Photos 12 : Téléchargement des données et collecte des échantillons 2017/2020	76
Photos 13: Quelques formes de ravinement (badlands) dans le domaine d'étude. Source : photos prises en 2020	152
Photos 14: Formes d'érosion en rigole en aval du bassin expérimental de Mougeryberdan	152
Photos 15: Transport des sédiments dans l'oued Srou et fragilité des affluents face à l'érosion et sapement des berges. Source : Photos prises en 2020.....	153