

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Institut national d'études supérieures
agronomiques de Montpellier
Et l'Institut National Agronomique de Tunisie

Préparée au sein des écoles doctorales GAIA et STAE
Et des unités de recherche UMR LISAH-IRD et Département
GREF

Spécialités : **STE - Sciences de la Terre et de l'Eau**
SA – Sciences Agronomiques

Présentée par **Nesrine INOUBLI**

**RUISSELLEMENT ET ÉROSION HYDRIQUE
EN MILIEU MÉDITERRANÉEN VERTIQUE :
APPROCHE EXPÉRIMENTALE ET
MODÉLISATION**

Soutenue le 08 - 07 - 2016 devant le jury composé de

M. Yves LE BISSONNAIS, Directeur de recherches, INRA - Montpellier
M. Hamadi HABAIEB, Professeur, INRGREF/INAT - Tunisie
Mme Sihem BENABDALLAH, Maitre de conférences, CERTÉ - Tunisie
M. Vincent CHAPLOT, Directeur de recherches, IRD - Paris
Mme Zohra LILI CHABAANE, Professeur, UCAR - Tunisie
M. Sami BOUARFA, Directeur de recherches, IRSTEA - Montpellier
M. Damien RACLOT, Chargé de recherches, IRD - Montpellier

Directeur de thèse
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Encadrant - Invité



Avant-propos

Ce travail de doctorat s'est inscrit dans le cadre d'une cotutelle entre Montpellier SupAgro via l'école doctorale GAIA et l'Institut National Agronomique de Tunisie (INAT).

La direction de thèse a été assurée par Hamadi HABAIEB (Professeur, INAT) en Tunisie et Yves LE BISSONNAIS (Directeur de recherche INRA, UMR LISAH) en France. Ce travail a été encadré par Damien RACLOT (chargé de recherche IRD, UMR LISAH).

Ce projet de thèse a été financé par une bourse IRD-DPF et une bourse d'alternance de l'université de Carthage en Tunisie, pour les séjours en France et en Tunisie. Il s'inscrit dans les priorités du partenariat entre l'INAT et l'UMR LISAH, partenariat structuré et formalisé à travers une convention bilatérale de recherche entre l'IRD et l'INAT. Il s'est appuyé sur le bassin versant du Kamech situé au Nord du Cap Bon en Tunisie, terrain d'études privilégié de ces deux organismes, et a bénéficié du cadre favorable offert par l'Observatoire de Recherches en Environnement OMERE 'Observatoire Méditerranéen de l'Environnement Rural et de l'Eau'.

Remerciements

J'ai eu la chance au cours de ces trois années et demie de thèse d'être très bien entourée, tant au niveau professionnel que personnel, et je souhaiterais adresser mes remerciements à toutes ces personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde reconnaissance à mes deux directeurs de thèse Yves LE BISSONNAIS et Hamadi HABAIEB qui ont bien voulu diriger cette thèse, qui m'ont fait confiance et qui ont toujours été attentifs au bon déroulement de ce travail. A leur implication, tant au travers de leurs compétences scientifiques que de leurs qualités humaines.

Je tiens aussi à exprimer ma très grande gratitude à mon encadrant Damien RACLOT, à l'origine de ce travail ; il a suivi son évolution pendant ces années avec beaucoup de patience et surtout de disponibilité. C'est grâce à ses compétences scientifiques, avec lesquelles il a toujours su répondre à toutes mes questions et mes demandes, son efficacité, son sens critique et son esprit de motivation que ce travail a pu être entrepris et achevé. Qu'il trouve ici l'expression de mon entière reconnaissance.

Je remercie également les membres du jury. Merci à mes deux rapporteurs, Sihem BENABDALLAH et Vincent CHAPLOT qui ont accepté d'évaluer, mon rapport écrit. Merci à Zohra LILI CHABAANE et Sami BOUARFA d'avoir bien voulu juger ce travail.

Je tiens à remercier tout particulièrement Roger MOUSSA pour sa collaboration, sa contribution à ce travail, sa motivation et surtout ses conseils et remarques qu'il m'a accordés.

Merci à Jean-Christophe FABRE, David CREVOISIER et Michael RABOTIN, qui ont pris le temps de m'apprendre les bases du modèle MHYDAS.

Mes remerciements s'adressent aussi à Jérôme MOLENAT, directeur de l'UMR LISAH pour m'avoir accueillie dans son laboratoire, au directeur de l'INAT Mahmoud Ilyes HAMZA et au directeur de l'IRD Tunis Olivier PRINGAULT, pour leur accueil au sein des locaux de l'IRD Tunis à l'INAT.

Je remercie également le personnel administratif de l'INAT, SupAgro, l'UMR LISAH et l'IRD Tunis, en particulier Sabiha, Aziza, Sandra, Anne-Marie, Rim, Martine et Elisabeth pour l'aide incontournable pour me faciliter les démarches administratives.

Je remercie également tous les membres de l'UMR LISAH et de l'IRD Tunis, pour leur accueil et leur sympathie : Denis, Dominique, Fabrice, Frédéric, Guillaume, Laurent, Hassan, Mylène, Stéphane et Yves.

Pour la réalisation des expérimentations et les prélèvements terrain, j'ai eu la chance de bénéficier des compétences agrémentées de bonne humeur de : Zakia JENHAOUI et Radhouane HAMDI qui ont pris le temps de m'expliquer en détail les différents aspects du suivi du site de Kamech. Je les remercie profondément. Un remerciement particulier à tous les paysans de Kamech.

J'adresse aussi ma profonde sympathie à tous mes amis, doctorants et stagiaires de l'INAT, l'UMR LISAH et l'IRD Tunis. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma reconnaissance. Chacun sait combien je lui dois, et il n'est pas besoin de les nommer pour qu'ils reçoivent mes plus sincères remerciements.

Tout ceci n'aurait jamais pu se faire sans mes proches. Je remercie ma famille qui m'a toujours soutenue dans la poursuite de mes études. Je dédie ce travail à mes parents qui m'ont toujours encouragée à suivre ma voie, et pour leur énorme soutien sur la dernière ligne droite.

Merci à mon mari pour son soutien indispensable pour la finalisation de ce travail.

Enfin, merci infiniment à la Direction des Programmes de recherche et de la Formation au Sud (DPF) et à l'université de Carthage pour les appuis financiers.

Résumé

L'érosion hydrique constitue un phénomène complexe très répandu en contexte méditerranéen du fait d'une combinaison de facteurs souvent défavorables. Elle constitue une menace pour les potentialités en eau et en sol de ces régions. Si les facteurs déterminants de l'érosion hydrique sont aujourd'hui bien identifiés, la hiérarchie des processus en jeu en fonction des échelles d'espace et de temps est encore très mal connue. Les sols vertiques, qui occupent des surfaces importantes dans la région Méditerranéenne, apportent un degré supplémentaire de complexité du fait de la forte dynamique structurale de ces sols. Dans ce contexte, cette étude cherche à mieux appréhender la variabilité spatio-temporelle des processus et facteurs affectant les transferts latéraux d'eau et de sédiments dans un bassin versant agricole dominés par les vertisols. Pour cela, 7 années de mesures (2005-2012) des ruissellements et transferts de matières en suspension au sein du bassin versant de Kamech (ORE OMERE, 263 ha, Cap Bon, Tunis) ont été analysées au niveau de 4 stations hydrologiques: 1/ l'exutoire d'une parcelle (1,32 ha) ; 2/ l'exutoire d'une ravine (0,17 ha) alimentée par une parcelle de 1,20 ha ; 3/ l'exutoire du versant (15,2 ha) intégrant les deux stations précédentes, et 4/ la station de l'oued (175 ha) située dans le drain principal alimentant la retenue de Kamech. L'analyse des données a permis de mettre en évidence le rôle majeur des fentes de retrait sur la dynamique saisonnière des flux hydro-sédimentaires avec comme résultat un décalage entre le pic de flux de sédiments observé entre octobre et décembre et le pic de flux de ruissellement observé entre décembre et mars, et ce quel que soit l'échelle spatiale considérée. Les données expérimentales ont également permis de mettre en évidence une légère augmentation du ruissellement moyen annuel avec l'accroissement de l'échelle spatiale avec 95 mm/an pour la parcelle, 105 mm/an pour la ravine et 120 mm/an pour le versant. Cette augmentation peut s'expliquer par l'apparition de petites surfaces moins infiltrantes lorsque l'on passe de la parcelle aux autres stations. Les différences de taux d'érosion moyens annuels observées entre les échelles spatiales ont pu être expliquées par un simple modèle linéaire combinant un taux unique d'érosion des surfaces cultivées ($17 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$) et un taux unique d'érosion ravinatoire ($80 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$), pondérés par les surfaces respectives de ces deux éléments. La technique de traçage des sources de sédiments mise en place sur des sédiments prélevés au cours de quelques crues au niveau des différentes stations a permis de montrer que la contribution des processus responsables du transfert de sédiments était relativement stable au cours de l'année. L'application de la fonction de production de Morel-Seytoux a permis de reproduire les hydrogrammes mesurés à la parcelle pour la plupart des crues, indépendamment de la présence ou non des fentes de retrait. Par contre l'évolution des deux paramètres de ce modèle (conductivité hydraulique à saturation et facteur de stockage et de succion) en fonction de la présence des fentes de retrait, de l'état de surface du sol et du degré d'humidité reste à modéliser.

Ce travail permet de conclure que le bassin versant de Kamech est caractérisé par une très forte connectivité hydro-sédimentaire, que les processus d'érosion diffuse y prédominent et que les actions de lutte anti-érosive doivent être ciblées avant tout au niveau des parcelles agricoles avec une attention particulière pour la période d'octobre à décembre. Ce travail a également permis de mettre en évidence le rôle déterminant des fentes de retrait sur la dynamique hydro-

sédimentaire des bassins sur sol vertique et la nécessité de poursuivre l'étude de leur impact pour des fins de modélisation et d'aide à la gestion de ces milieux.

Mots clés : Erosion hydrique, Ruissellement, Fentes de retrait, Effet d'échelles, Processus érosifs, Traçage des sources de sédiments, MHYDAS, Bassin méditerranéen marneux, ORE OMERE

الجريان السطحي والانجراف المائي للتربة في منطقة طينيه من البحر الأبيض المتوسط: منهج تجريبي ونمذجة

الخلاصة

الانجراف المائي للتربة هو ظاهرة معقدة واسعة الانتشار في سياق البحر الأبيض المتوسط نتيجة لمزيج من العوامل السلبية في كثير من الأحيان. ويشكل تهديداً على المياه والتربة في هذه المناطق. إذا تم تحديد عوامل الانجراف المائي، فإنّ تسلسل العمليات حسب مقاييس المكان والزمان لا تزال غير معروفة جيداً. الأراضي الطينية التي تحتل المساحة الكبيرة في منطقة البحر الأبيض المتوسط، تقدم درجة إضافية من التعقيد بسبب ارتفاع ديناميكية الهيكليّة هذه التربة. في هذا السياق، الهدف الرئيسي لهذه الأطروحة هو فهم أفضل لأوجه التغير المكاني والزمني من العمليات والعوامل التي تؤثر على نقل الجانبي للمياه والرواسب في مستجمعات المياه الزراعية التي يسيطر عليها الأراضي الطينية. لذلك فقد تم رصد سبع سنوات من العمل (2005 – 2012) لقياس الجريان السطحي والمواد الصلبة العالقة في الحوض التصريفي التجريبي كامش (شمال شرق تونس) وتحليلها في 4 محطات هيدرولوجية: 1 / مخرج قطعة أرض (1.32 هكتار)، 2 / مخرج اخدود (0.17 هكتار) التي تقوده قطعة أرض من 1.20 هكتار؛ 3 / مخرج مستجمع المياه (15.2 هكتار) يدمج المحطتين السابقتين، و4 / محطة وادي (175 هكتار). تحليل البيانات أتاحت تسليط الضوء على الدور الرئيسي لشروخ الانكماش على الديناميات الموسمية لتدفق جريان المياه والرواسب مع وجود فجوة بين ذروة تدفق الرواسب في الفترة بين أكتوبر وديسمبر، وذروة تدفقات جريان المياه بين ديسمبر ومارس، وبغض النظر عن النطاق المكاني. وقد سمحت البيانات التجريبية أيضاً بتسليط الضوء على زيادة طفيفة في معدل الجريان السطحي السنوي حسب زيادة النطاق المكاني مع 95 ملم / سنة لقطعة الأرض، 105 مم / سنة للأخدود و120 ملم / سنة لمستجمع المياه. هذه الزيادة يمكن تفسيرها بمساحات ظهور أقل ارتشاحيه الصغيرة عندما نمزج قطعة الأرض للمحطات الأخرى. شرحت الاختلافات في متوسط معدلات الانجراف السنوية بين المقاييس المكانية عن طريق نموذج خطي بسيط يجمع بين معدل واحد من تآكل المساحات المزروعة (17 طن للهكتار في السنة) ومعدل واحد الانجراف المركز (80 طن للهكتار في السنة)، اعتماداً على مساحة كل من هذين العنصرين. وقد التي وضعت في الرواسب المأخوذة خلال بضع الفيزانات على مستوى مختلف أظهرت تقنية تعقب مصادر الرواسب، المحطات، ان مساهمة المسؤولين عن نقل الرواسب مستقرة نسبياً خلال السنة. تطبيق وظيفة الإنتاج موريل سيتو أتاحت إعادة إنتاج منحني الجريان في قطعة الأرض، بغض النظر عن وجود أو عدم وجود شروخ الانكماش. من جهة أخرى، فإنّ تطور المقدارين لهذا النموذج (إنفاذية المشبعة وعامل التخزين) وفقاً لوجود شروخ الانكماش، الرطوبة وحالة سطح الأرض لا يزال يتطلب المزيد من النمذجة

مكّن هذا العمل إلى استنتاج مفاده أن الحوض التصريفي التجريبي كامش يتميز بقوة اتصال مائي رسوبي عالية جداً، عمليات الانجراف السطحية تهيمن فيه وأنه ينبغي للتدابير مضادة للانجراف أن تستهدف في المقام الأول الأراضي الزراعية مع إيلاء اهتمام خاص لشهري أكتوبر وديسمبر. وقد ساعد هذا العمل أيضاً لتسليط الضوء على الدور الحاسم لشروخ الانكماش على ديناميات المائية الرسوبية في أحواض تتسم بطبيّة أراضيها والحاجة لمزيد من دراسة أثرها لأغراض النمذجة ومساعدة الإدارة في كيفية التصرف في هذه البيئات

الكلمات الدلالية: الانجراف المائي للتربة، شروخ الانكماش، أثر المقاييس، عمليات الانجراف، تتبع مصادر الرواسب، ميداس، حوض تصريفي طيني متوسطي

Runoff and water erosion in Mediterranean cultivated vertisols: Experimental and modeling approach

Abstract

As one of the major types of land degradation, soil erosion by water induced large-scale environmental deterioration and declines in land productivity, especially in the Mediterranean area. If water erosion factors are now well known, the complex hierarchy of erosion processes over a wide range of spatial and temporal scales still needs to be studied. Shrink–swell soils that are widespread under Mediterranean climate, imply additional changes in terms of hydrological and erosive responses in relation to the changing soil water conditions. In this context, this study aims to better understand the processes and factors affecting the lateral transfers of water and sediments in an agricultural catchment dominated by vertisols under a range of spatial and temporal scales. A detailed monitoring investigation was conducted in the Kamech catchment (ORE OMERE, Tunisia) that includes continuous runoff and suspended sediment load measurement between 2005 and 2012 at the outlet of a four hydrological gauging stations: 1/ a plot (1.32 ha), 2/ a gully (0.17 ha) in which drains a 1.20 ha plot; 3/ a micro-catchment (15.2 ha) integrating the two previous stations and 4/ the oued station (175 ha) located in the main drain just upstream the Kamech reservoir. Data analysis showed that topsoil cracks appeared to seriously affect the seasonal dynamics of water and sediment delivery whatever the considered spatial scale. A similar time lag in the seasonality between water and sediments delivery was observed: although the runoff rates were globally low during the presence of topsoil cracks in autumn, most sediment transport occurred during this period because of very high sediment concentrations. Mean annual runoff proved to slightly increase with the scale area with 95 mm/year for the plot, 105 mm/ year for the gully and 120mm/year for the micro-catchment station. Increase of area with low infiltration capacity when moving from plot to micro-catchment has been identified as a major explanation of this increase. A simple linear model combining a single rate of topsoil erosion ($17 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) and a single rate of gully erosion ($80 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) -weighted by their respective surface area- has successfully reproduced the differences observed in the mean annual erosion rates between the spatial scales. The sediment fingerprinting method applied on sediments collected during four flood events at the different stations showed that the apportionment of the processes responsible for the transfer of sediments was relatively stable during the year. The application of the Morel-Seytoux infiltration model has allowed reproducing runoff measured at the parcel outlet for most of the events, whatever the presence of cracks or not. However, the evolution of the two parameters in this model (the saturated hydraulic conductivity and the storage-suction factor) as a function of the presence of the cracks, of the soil surface conditions and of the degree of humidity still need to be modelled.

This work allows concluding that the Kamech catchment is characterized by a very high hydro-sedimentary connectivity and a predominance of topsoil erosion processes and that the implementation of erosion control measures should incentivize farming conservation practices focusing especially on the autumn period. This work also highlights the crucial role of the cracks on the catchment runoff and sediment dynamics in Mediterranean vertisol context and the need to better understand and model both the runoff and soil erosion processes associated with cracking soils environment.

Key words: Water erosion, Runoff, Cracks, Scales effect, Erosive processes, Sediment fingerprinting, MHYDAS, Mediterranean marly basin, ORE OMERE

Table des matières

Avant-propos	i
Remerciements	ii
Résumé.....	iv
الخلاصة	vi
Abstract.....	vii
Liste des figures.....	xv
Liste des tableaux.....	xix
Introduction Générale	1
A) Contexte et problématique	1
B) Objectifs	2
C) Plan de la thèse.....	3
Chapitre 1 : Répartition des processus de l'érosion dans le temps et dans l'espace : Etat de l'art.....	4
1.1. Introduction Chapitre 1	4
1.2. Notions sur le ruissellement et l'érosion hydrique.....	4
1.2.1. Notions sur le ruissellement	4
1.2.2. Notions sur l'érosion hydrique.....	5
1.2.2.1. Principaux facteurs de l'érosion hydrique.....	6
1.2.2.2. Différentes formes de l'érosion hydrique	6
1.3. Comportement hydro-érosive des vertisols.....	7
1.4. Analyse spatiale et temporelle des processus de l'érosion hydrique	8
1.5. Différentes approches de quantification de l'érosion hydrique	10
1.5.1. Mesures directes.....	10
1.5.1.1. Mesures topographiques	10
1.5.1.2. Parcelles d'érosion	10
1.5.1.3. Mesures par l'étude des dépôts sédimentaires	10
1.5.2. Mesures indirectes.....	10
1.5.2.1. Utilisation de l'imagerie satellitale	10
1.5.2.2. Modélisation.....	10
1.5.2.3. Traçage des sources de sédiments.....	11
1.6. Conclusion chapitre 1.....	11
Chapitre 2 : Matériels et méthodes	13
2.1. Introduction chapitre 2	13
2.2. Cadre général de l'étude	13

2.2.1. Localisation géographique	13
2.2.2. Climat.....	15
2.2.3. Géologie et géomorphologie.....	15
2.2.4. Pédologie.....	16
2.2.5. Hydrographie et topographie	16
2.2.6. Occupation des sols.....	17
2.3. Dispositif expérimental	17
2.3.1. Parcelle (P1).....	18
2.3.2. Ravine (P2+G)	19
2.3.3. Micro bassin ou Versant (MC).....	19
2.3.4. Station Oued (O)	19
2.3.5. Equipements.....	19
2.3.5.1. Equipements stations.....	19
2.3.5.2. Equipements lac	20
2.4. Protocole de mesure	20
2.4.1. Les mesures hydrologiques et leurs précisions	20
2.4.1.1. Observation des pluies	20
2.4.1.2. Mesure des débits liquides	20
2.4.1.3. Mesure du transport solide	20
2.4.2. Caractérisation des états de surface.....	21
2.4.2.1. Critères d'attribution d'un état de surface pour chaque crue	21
2.4.2.2. Élaboration des indicateurs des états de surface	21
2.4.2.3. Elaboration de l'indice de sensibilité à l'érosion	23
2.4.2.4. Les fentes de retrait	24
2.5. Données disponibles de mesure	24
2.5.1. Données de pluie.....	24
2.5.1.1. Hauteurs d'eau précipitées	24
2.5.1.2. Intensités maximales	25
2.5.1.3. Durées	25
2.5.1.4. Intensités moyennes	25
2.5.1.5. Cumul des pluies.....	25
2.5.1.6. Indice des pluies antérieures	26
2.5.2. Données du ruissellement	26
2.5.2.1. Débits max spécifiques	26
2.5.2.2. Volumes ruisselés	27
2.5.2.3. Lames ruisselées	27

2.5.2.4. Coefficients de ruissellement	27
2.5.3. Données de l'érosion.....	27
2.5.3.1. Masses érodées spécifiques (en t/ha)	27
2.5.3.2. Concentrations moyennes (en g/l).....	28
2.6. Approche méthodologique générale	29
2.6.1. Analyse de l'impact des fentes de retrait sur les processus hydro érosifs.....	29
2.6.2. Analyse temporelles et spatiales des flux hydro érosifs.....	29
2.6.3. Traçage des sources de sédiments (poids relatif diffus/concentré à l'échelle événementielle)	30
2.6.4. Justification de l'utilisation de la modélisation.....	30
2.7. Prétraitement des données expérimentales.....	31
2.7.1. Les principes de reconstitution des données manquantes	31
2.7.2. Analyse de la fiabilité des mesures	32
2.7.3. Reconstitution des données manquantes des flux hydrologiques	33
2.7.4. Reconstitution des données manquantes des flux érosives	35
Chapitre 3 : Effet des fentes de retrait sur les processus hydro-érosifs : Cas d'étude dans un milieu méditerranéen vertique	37
Soil cracking effects on hydrological and erosive processes: a study case in Mediterranean cultivated vertisols	Erreur ! Signet non défini.
Résumé.....	37
Abstract.....	39
3.1. Introduction.....	40
3.2. Materials and method.....	41
3.2.1. Study area.....	41
3.2.2. Data acquisition.....	45
3.2.2.1. Hydrological and sediment measurement at the catchment scale	45
3.2.2.2. Hydrologic and sediment measurements at the field scale	45
3.2.2.2.3. Crack monitoring at the field scale	46
3.2.2.2.4. Crack monitoring at the catchment scale	46
3.2.3. Methodology approach	46
3.2.3.1. Topsoil crack dynamics at the field scale	46
3.2.3.2. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the field scale	47
3.2.3.3. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the catchment scale	48
3.3. Results and discussion	48
3.3.1. Topsoil crack dynamics at the field scale	48
3.3.1.1. Seasonal dynamics of topsoil cracks.....	48
3.3.1.2. Drivers of the presence of topsoil cracks	49

3.3.2. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the field scale	52
3.3.2.1. At the event scale	52
3.3.2.2. At the annual and monthly scales.....	54
3.3.3. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the catchment scale	57
3.4. Conclusions.....	59
Acknowledgments.....	59
Chapitre 4 : Variabilité des processus de ruissellement et d'érosion à différentes échelles de temps et d'espace dans un petit bassin versant méditerranéen marneux.....	60
Temporal and spatial dynamics of runoff and erosion processes across scales in a small Mediterranean marly catchment.....	60
Résumé.....	60
Abstract.....	62
4.1. Introduction.....	63
4.2. Materials and methods	64
4.2.1. The study area	64
4.2.2. Instrumental set-up and available data.....	66
4.2.3. Database.....	67
4.2.4. Methodology approach	67
4.3. Results.....	68
4.3.1. Temporal variability of hydrological and erosive processes.....	68
4.3.1.1. At an event-based timescale.....	68
4.3.1.2. At a monthly timescale	70
4.3.2. Spatial variability of hydrological and erosive processes	73
4.3.2.1. Runoff	73
4.3.2.2. Soil erosion	73
4.3.3. Erosion processes contributions.....	74
4.3.3.1. The sediment mixing model.....	74
4.3.3.2. Relative gullies contributions to sediment load	74
4.4. Discussions	75
4.4.1. Analysis of temporal variability of runoff and soil erosion	75
4.4.2. Analysis of spatial variability of runoff and soil erosion	76
4.4.3. Analysis of erosion processes sources	77
4.5. Conclusions.....	77
Chapitre 5 : Évaluation de la variabilité temporelle des processus érosifs actifs par recours au traçage des sources de sédiments.....	79
5.1. Introduction chapitre 5	79
5.2. Matériel et méthode	81

5.2.1. Sites d'étude et mesures hydro-érosives.....	81
5.2.2. Stratégie d'échantillonnage des sources et des sédiments en suspension.....	82
5.2.3. Choix des traceurs.....	83
5.2.4. Correction granulométrique des échantillons.....	83
5.2.5. Modèle de mélange "mixing model" et estimation des incertitudes	84
5.3. Résultats.....	84
5.3.1. Description des événements hydrologiques échantillonnés	84
5.3.2. Principales caractéristiques des échantillons prélevés	90
5.3.3. Contributions des processus érosifs pour chacune des stations de mesure	92
5.3.3.1. Analyse inter-événementielle.....	92
5.3.3.2. Analyse inter-échelle.....	95
5.4. Conclusion chapitre 5.....	96
Chapitre 6 : Paramétrisation du modèle MHYDAS au contexte des fentes de retrait : Application à l'échelle de la parcelle	98
6.1. Introduction chapitre 6.....	98
6.2. Matériels et méthode.....	98
6.2.1. Zone d'étude	98
6.2.2. Présentation du modèle Mhydas	98
6.2.3. Choix des événements ruisselants pour la procédure de calage.....	101
6.2.4. Critère d'évaluation statistique	101
6.2.5. Stratégie de paramétrisation.....	101
6.2.5. Facteurs explicatifs de l'évolution des paramètres optimaux	102
6.3. Résultats.....	102
6.3.1. Calage du modèle et comparaison entre les hydrogrammes simulés et observés pour les crues fiables	102
6.3.2. Test de significativité de Ks et de Sf en fonction de présence ou absence des fentes de retrait (Kruskal Wallis test).....	104
6.3.3. Analyse des évolutions de Ks et de Sf au cours de l'année hydrologique	106
6.3.4. Effet des états de surface du sol.....	107
6.3.5. Effet de la rugosité du sol	109
6.3.6. Effet des pluies antécédentes	110
6.4. Conclusion chapitre 6.....	112
Conclusions générales et perspectives	114
A) Conclusion générale.....	114
B) Perspectives.....	115
Liste des références bibliographiques	117
ANNEXE 1	126

Organigrammes de Reconstitution des Taux d'érosion pour les différentes stations de mesure	126
ANNEXE 2	130
Quelques exemples des hydrogrammes calés	130

Liste des figures

Figure 1 Ampleur temporelle et spatiale des phénomènes atmosphériques, topographiques, pédologiques et végétaux sur les processus érosifs dominants. Les unités de gestion indiquent la mesure d'intérêt et d'impact des activités humaines (Renschler and Harbor, 2002).	9
Figure 2 Localisation du bassin du Lebna (a et b) et du site expérimental de Kamech (c) (OMERE, 2013)	14
Figure 3 Moyenne mensuelle des précipitations, de la température et de l'évapotranspiration dans le bassin versant Kamech pour la période de 2005 à 2012.	15
Figure 4 Coupe géologique schématisée dans l'anticlinal du Cap Bon et localisation du bassin de Kamech (OMERE, 2013)	16
Figure 5 Dispositifs de mesure des flux d'eau et de matières associées mis en place sur le bassin versant de Kamech (Hamdi et al., 2010)	18
Figure 6 Exemple de calcul de la masse érodée sur une crue	28
Figure 7 Illustration des mesures pluie-débit-sédiments disponibles à chaque station pour l'événement du 10 Mars 2007, pour le micro bassin versant	31
Figure 8 Présentation des corrélations multi-échelle des lames ruisselées.....	34
Figure 9 Présentation des corrélations multi-échelles des débits maximaux	34
Figure 10 Présentation des corrélations multi-échelles des masses érodées (les cercles représentent les valeurs mesurées aux 2 stations comparées et les croix correspondent aux valeurs reconstituées sur au moins l'une des stations comparées)	36
Figure 11 Location of the Kamech catchment on Cape Bon, Tunisia (a), the experimental field (b) and the reservoir at the catchment outlet (c).	43
Figure 12 Illustration of the presence of cracking soils in the Kamech experimental field with a photograph of a typical soil profile in the experimental field with the presence of cracks and slickensides (a, Photo by Rossano Ciampalini, 2010-10-22) and low-altitude aerial photographs taken from a kite showing the moderate density of cracks in the topsoil in the experimental field (b, photo by Olivier Planchon, 2011-09-21) and the high density of cracks in another field in Kamech catchment (c, photo by Olivier Planchon, 2011-09-21). The width of the yellow rectangle in both Figure 12b and 3c is approximately 8 m. Note that Figure 12b also shows the downstream part of the experimental field with the collector that drains the water and sediments to a Venturi flume.	44
Figure 13 Example of the swelling process as a function of cumulative rainfall in Kamech in 2013-2014 (Rainfall amounts mentioned between two successive photos correspond to the cumulative rainfall between dates of the related photos).	48

Figure 14 Distribution of daily rainfall (a), cumulative rainfall (b), water content index (c) and water table level fluctuations (d) as a function of topsoil crack dynamics (closing and opening) in the experimental field over the 7 years of measurements. Red represents when the topsoil cracks are open; blue represents when they are closed. Monitoring of the water table was initiated in 2007 and missing data are related to a sensor failure.	50
Figure 15 Cumulative rainfall regimes at the beginning of the year until topsoil crack closure at the experimental field over the 7 years of measurements.	51
Figure 16 Runoff (a), soil erosion (b) and sediment concentration (c) responses as a function of rainfall in the presence (red color) and absence (blue color) of cracks at the experimental field outlet.	53
Figure 17 Differences between the main hydrological and erosional parameters in the presence (n= 131) and absence (n= 209) of topsoil cracks (box plots are presented on a logarithmic scale).	53
Figure 18 Cumulative amounts of rainfall, runoff and soil erosion (a) and cumulative percentages of rainfall, runoff and soil erosion (b) at the experimental field station for the period of 2005-2012 (grey intervals indicate periods with cracks during the year).	55
Figure 19 Monthly distributions of mean precipitation and mean runoff (a) and mean soil erosion and mean sediment concentration (b) at the experimental field outlet for the period of 2005-2012.	56
Figure 20 Mean monthly rainfall, runoff and sediment concentrations at the experimental field and catchment stations for the period 2005 to 2012.	57
Figure 21 Location of the Kamech catchment (C) and the hydrological stations: the experimental field (P1), the gully (P2+G) and the micro catchment (MC) (Cape Bon, ORE OMERE).....	65
Figure 22 Cumulative (a) rainfall (mm), (b) runoff (mm) and (c) soil loss ($t\ ha^{-1}$) for the different hydrological years (2005-2012) at the micro-catchment outlet.....	69
Figure 23 Synthetic representation of mean monthly rainfall, cumulative runoff, mean monthly sediment concentration and cumulative soil erosion.....	72
Figure 24 Mean annual runoff (a) and soil erosion (b) across different studied scales (2005-2012)	73
Figure 25 Calculated erosion as a function of measured erosion	74
Figure 26 Percentages of processes contributions to total sediment load.....	75
Figure 27 Localisation des différentes stations hydrologiques sur le bassin versant de Kamech	81
Figure 28 Collecte manuelle de sédiments (Crue 18-12-2014)	82

Figure 29 Détermination de la granulométrie moyennant un Beckman Coulter LS 13 320 granulomètre.....	83
Figure 30 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station de la parcelle.....	86
Figure 31 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station de la ravine	87
Figure 32 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station du micro bassin	88
Figure 33 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station de l'oued.....	89
Figure 34 Localisation des sites d'échantillonnage des sources d'érosion sur une vue aérienne du bassin versant du Kamech (Ben Slimane, 2013).....	90
Figure 35 Contributions des processus érosifs pour les différentes crues prélevées et les différentes stations de mesure	93
Figure 36 Contribution relative en pourcentage des processus érosifs dans les différentes échelles étudiées.....	95
Figure 37 Segmentation de la surface du bassin versant avec le modèle MHYDAS	99
Figure 38 Illustration de l'étape 1 et l'étape 2 pour le choix de la solution optimale (exemple pour la crue du 10-03-2007). Plus la couleur rouge est prononcée, plus la valeur de RMSE est faible.	103
Figure 39 Exemples des hydrogrammes simulés et mesurés (a.) Crue du 13-12-2006, RMSE = 0,00025 (b.) Crue du 05-11-2007, RMSE= 0,0019 (c.) Crue du 15-10-2009, RMSE= 0,0043	103
Figure 40 Différences entre les RMSE en fonction de présence (n=8) ou absence (n=55) des fentes de retrait	104
Figure 41 Différences entre (a.) les conductivités à saturation du sol et (b.) les facteurs de succion et de stockage Sf en fonction de présence (n=4) ou absence (n=43) des fentes de retrait (Indices de fiabilité considérés 2)	105
Figure 42 Différences entre les conductivités à saturation du sol Ks et les facteurs de succion et de stockage Sf en fonction de présence (n=8) ou absence (n=55) des fentes de retrait (Indices de fiabilité considérés 1 et 2)	105
Figure 43 Evolution de la conductivité à saturation du sol Ks (courbe noire) et du facteur de succion et de stockage (courbe rouge) pour les différentes années de mesure, les événements se produisant sur un sol avec fentes de retrait sont en bleu (Indices de fiabilité considérés 2)	106

Figure 44 Evolution de la conductivité à saturation du sol K_s (courbe noire) et du facteur de succion et de stockage (courbe rouge) pour les différentes années de mesure, les événements se produisant sur un sol avec fentes de retrait sont en bleu (Indices de fiabilité considérés 1 et 2)	107
Figure 45 Représentation de l'évolution des K_s (courbe noire) et les dynamiques des EDS (courbe rouge) pour les différentes années de mesure (EDS=1-->Faible Infiltrabilité, EDS=2-->Moyenne Infiltrabilité, EDS=3-->Forte Infiltrabilité)	108
Figure 46 Différences entre les conductivités à saturation du sol en fonction des différentes classes des états de surface du sol (Les valeurs a et b indiquent si les différences sont significatifs ou non entre deux classes d'infiltrabilité données)	109
Figure 47 Représentation de l'évolution des S_f (courbe noire) et les dynamiques de la rugosité (courbe rouge) pour les différentes années de mesure	110
Figure 48 Effet de l'évolution des pluies antécédentes (courbe rouge) sur l'évolution de la conductivité à saturation du sol K_s (courbe noire) pour les différentes années de mesure ..	111
Figure 49 Effet de l'évolution des pluies antécédentes (courbe rouge) sur l'évolution du facteur de succion et de stockage S_f (courbe noire) pour les différentes années de mesure	112

Liste des tableaux

Tableau 1 Critères de notation des indices primaires d'état de surface	22
Tableau 2 Grille d'attribution de la note d'infiltrabilité en fonction de la rugosité, de la couverture et de la fermeture de surface adapté à notre cas d'étude (Cerdan et al., 2002) ...	23
Tableau 3 Grille d'attribution de la note de sensibilité à l'érosion	23
Tableau 4 Nombre de crues mesurées pour les différentes stations	32
Tableau 5 Nombre de crues mesurées pour les différentes stations	32
Tableau 6 Relations entre échelles des lames ruisselées	33
Tableau 7 Relations entre échelles des débits maximums	34
Tableau 8 Relations entre échelles taux érosifs	35
Tableau 9 Critères d'évaluation des modèles pour les différentes stations de mesure	35
Table 10 Soil properties of the different soil horizons in the experimental field. Horizon classification from FAO (2006). (Clay < 0.002 mm); (0.002 mm < Fine Silt < 0.02 mm); (0.02 mm < Coarse Silt < 0.05 mm); (0.05 mm < Fine Sand < 0.2 mm); (0.2 mm < Coarse Sand < 2 mm); OC, organic carbon; N, nitrogen; CEC, cation exchange capacity.	45
Table 11 Summary of annual cumulative rainfall, cumulative rainfall from September 1 st to topsoil crack closure, water table level, water content index and duration of topsoil cracks for the experimental field for the 7 hydrological years of measurements.	49
Table 12 Summary of the statistics of the rainfall, runoff and soil erosion at the experimental field and catchment scales (Std. dev., Standard deviation).	58
Table 13 Monthly and annual runoff events distribution for 2005 – 2012 on the Kamech catchment	70
Table 14 Summary of rainfall, runoff and sediment variables for 2005 – 2012 at the micro - catchment	71
Table 15 Percentages of cultivated topsoil, gullies and grazing surface at different studied scales	74
Tableau 16 Caractéristiques hydrologiques des crues prélevées aux différentes stations de mesure	85
Tableau 17 Nombre d'échantillons du signal source disponibles à l'amont de chaque station de mesure	90

Tableau 18 <i>Quelques caractéristiques moyennes des échantillons sources recueillis en amont de chaque station (avant correction granulométrique)</i>	91
Tableau 19 <i>Composition des échantillons recueillies lors des quatre crues pour les différentes stations (avant correction granulométrique)</i>	92
Tableau 20 <i>Résultats du test statistique de Student (les astérisques correspondent aux différences significatives au seuil de 5%)</i>	94
Tableau 21 <i>Comparaison des pourcentages de contributions de l'érosion diffuse issues de la méthode de traçage sur des sédiments prélevés au cours de crues et ceux issus de l'application du modèle linéaire basé sur le pourcentage de surface en parcelle et en ravine/oued développée dans le chapitre 4.</i>	96

Introduction Générale

A) Contexte et problématique

Le sol est une ressource non renouvelable qui remplit de multiples fonctions : support pour l'agriculture, zone de stockage de l'eau, habitats, dégradation de substances polluantes. Du fait particulièrement de pressions anthropiques en constante augmentation, les menaces sur cette ressource se multiplient. L'érosion des sols constitue la manifestation la plus préoccupante de ces menaces puisque les taux de dégradation dépassent les taux de formation et de régénération en de nombreuses zones du milieu méditerranéen (Bleu and Antipolis, 2003). L'irrégularité climatique, la torrencialité des écoulements, la faible densité du couvert végétal et la surexploitation des terres sont particulièrement favorables à l'accélération du phénomène de l'érosion hydrique qui menace gravement les potentialités en eau et en sols (Bleu and Antipolis, 2003; Hentati et al., 2010).

En emportant la couche arable du sol, l'érosion hydrique est très préjudiciable dans les milieux agricoles. En effet, la disparition de la totalité ou d'une partie de cette couche superficielle diminue le potentiel de production du sol en réduisant sa fertilité, sa capacité d'accepter et d'emmagasiner l'eau et l'air. Les matériaux enlevés peuvent se redéposer un peu plus loin sans grandes conséquences apparentes pour l'environnement. Cependant, cette mobilisation des particules de terre dans les flux d'eau peut également générer de forts impacts sociaux, humains et économiques : comblement des retenues de barrages, augmentation des inondations suite à l'alluvionnement des cours d'eau de plaines, dégradation de la qualité des eaux, coulées boueuses (Albergel et al., 2003). Les principaux facteurs responsables de l'érosion hydrique sont bien connus : le sol, l'occupation du sol, la topographie et le climat (King and Le Bissonnais, 1992). En région méditerranéenne, la réalité de ces 4 facteurs fait que l'érosion hydrique des sols est un phénomène largement répandu (Kheir et al., 2001) du fait de sols peu profonds et pauvres en matière organique, et d'une couverture végétale faible et souvent dégradée, avec un relief collinaire marqué et une forte torrencialité des pluies. Les études sur la vulnérabilité aux changements climatiques (Bilan, 2007) indiquent une tendance à une amplification de l'aridité dont les effets néfastes sur l'érosion hydrique ont été démontrées (De Ploey et al., 1991). Dans certaines situations, les sols en Méditerranée présentent une forte dynamique structurale (cas particulier les Vertisols). Cette dynamique saisonnière amène un degré de complexité dans la compréhension du comportement hydrodynamique et érosif de ces sols vertiques. En fait, de nombreux auteurs ont noté la grande sensibilité des vertisols à la dégradation et à l'érosion hydrique (Ahmad and Mermut, 1996; Pathak et al., 2013; Virmani et al., 1989).

L'érosion résulte de nombreux processus qui jouent au niveau de trois phases : le détachement des particules, le transport solide et la sédimentation (Cerdan et al., 2006). Quelle que soit l'échelle d'étude, du mètre carré au bassin versant de centaines de milliers de km², on retrouve partout ces trois phases de l'érosion mais avec des intensités distinctes. D'où la diversité des facteurs de l'érosion en fonction des phases dominantes. Malgré des efforts importants de recherche dans les dernières décennies, nos connaissances des processus d'érosion restent très partielles. Parmi les principales difficultés évoquées, il est généralement évoqué des difficultés

d'ordre méthodologique liées à l'observation des facteurs et des processus : facteurs très variables dans l'espace et dans le temps, fortes interactions entre processus, processus non linéaires qui se déclenchent par dépassement des valeurs seuils et donc une dépendance forte aux échelles de temps et d'espace (Cammeraat, 2004; de Vente and Poesen, 2005).

Vu la nature des dégâts observés au cours de ces vingt dernières années, de nombreuses recherches sur les processus et les facteurs de l'érosion hydrique ont été engagées (Le Bissonnais et al., 1998). Elles ont contribué à mieux faire connaître les mécanismes de l'érosion des sols en se basant sur des observations de terrain, sur la modélisation des phénomènes, ainsi que sur la connaissance des mécanismes physiques.

Devant la prise de conscience de la forte variabilité des processus dans le temps et dans l'espace, différentes approches de quantification et d'évaluation des processus de l'érosion hydrique ont été employées. Ces approches se sont souvent basées sur les mesures directes à savoir les mesures topographiques, les simulations des pluies et les mesures bathymétriques (Cheggour et al., 2008). Les évaluations des taux d'érosion se sont également parfois basées sur des mesures indirectes, principalement par recours à la modélisation à travers des modèles conceptuels (Novara et al., 2011) ou physiques (Amore et al., 2004; de Vente and Poesen, 2005; Govers et al., 2007), à l'utilisation de l'imagerie satellitaire ou aux systèmes d'information géographique (Kheir et al., 2008). D'autres études se sont intéressées à la recherche des sources et processus d'érosion en jeu grâce au recours à des techniques de traçage des sources de sédiments utilisant divers traceurs dont les radionucléides qui ont montré une efficacité vis-à-vis de la discrimination entre l'origine des sources de l'érosion (Ben Slimane et al., 2013; Foster et al., 2007). L'explicitation de la répartition spatiale des sources de sédiments et des zones de dépôt est indispensable pour les gestionnaires et décideurs politiques traitant la question de la conservation des sols.

De tels outils sont indispensables pour aider les gestionnaires à retenir des stratégies efficaces de lutte anti-érosive basée adaptée à la diversité des comportements présents au sein d'un bassin versant.

B) Objectifs

Les objectifs de cette thèse sont doubles. Il s'agit tout d'abord sur le plan cognitif de progresser et d'accroître, grâce à un dispositif expérimental original d'observations emboîtées de l'érosion hydrique (Observatoire à Long-Terme OMERE), nos connaissances et nos capacités de modélisation sur la répartition dans le temps et dans l'espace des différents processus de l'érosion. Il s'agit ensuite sur le plan finalisé d'aider à la gestion spatialisée des territoires et des ressources en eau et de sol.

Les objectifs spécifiques de ce travail sont :

- Analyser l'effet des fentes de retrait sur le ruissellement et l'érosion en vue d'une bonne prédiction des flux hydro-érosifs responsables de l'envasement du lac situés à l'exutoire du bassin versant étudié ;

- Identifier les variabilités spatio-temporelles des processus hydrologiques et érosifs majeurs à différentes échelles d'observation en zone méditerranéenne ;
- Identifier la variabilité de l'origine des sédiments et quantifier la contribution relative des processus d'érosion actifs à l'échelle de l'événement pour différentes échelles de mesure ;
- Tester si une fonction de partition classique de la pluie entre infiltration et ruissellement, l'équation d'infiltration de « Morel-Seytoux (1978) » en l'occurrence, permet de reproduire le comportement hydrodynamique des vertisols.

C) Plan de la thèse

Le plan du manuscrit de la thèse est structuré en six chapitres :

Le chapitre 1, bibliographique, vise à replacer la thèse dans son contexte thématique et scientifique.

Le chapitre 2 a pour objectif de fournir les caractéristiques du site d'étude étudié et les protocoles de mesures pour les différentes observations effectuées, ainsi que la description des méthodes utilisées. Un accent particulier a été mis sur le prétraitement des données d'étude.

Le chapitre 3 présente l'effet des fentes de retrait sur les processus hydrologiques et érosifs dans un contexte de petit bassin versant marneux.

Dans le chapitre 4, nous présentons les résultats de l'analyse spatio-temporelle des flux hydro-érosifs sur un dispositif emboîté formé de quatre stations hydrologiques.

Le chapitre 5 s'intéresse plus particulièrement à l'évaluation de la variabilité temporelle des processus érosifs actifs par recours au traçage des sources de sédiments à partir de sédiments prélevés au cours de quelques crues aux différentes stations hydrologiques.

Le chapitre 6 explore la possibilité d'implémenter, dans le modèle MHYDAS, le comportement hydrodynamique des sols vertiques tel qu'il a été observé sur la parcelle expérimentale de Kamech à travers une paramétrisation de l'équation d'infiltration de « Morel-Seytoux (1978) ».

La dernière partie du manuscrit est consacrée aux conclusions générales sur les résultats obtenus dans les différentes parties précédentes et à la présentation des perspectives.

Chapitre 1 : Répartition des processus de l'érosion dans le temps et dans l'espace : Etat de l'art

1.1. Introduction Chapitre 1

La première partie est une étude bibliographique faisant l'état des connaissances sur les principaux mécanismes (le détachement des particules du sol, leur transport et enfin leur sédimentation) et formes de l'érosion hydrique ainsi que sur les agents moteurs de ces différents processus à savoir : le climat, la lithologie, la topographie et l'occupation des sols. Les actions anthropiques peuvent aussi être considérées comme des agents érosifs.

Vu que les processus hydro-érosifs sont très complexes et présentent une importante variabilité dans l'espace et dans le temps, leur étude s'avère importante en vue d'une meilleure compréhension de ces processus diverses surtout dans le contexte des sols vertiques.

Un inventaire des différentes principales approches utilisées pour l'évaluation des pertes en sol est également présenté.

1.2. Notions sur le ruissellement et l'érosion hydrique

1.2.1. Notions sur le ruissellement

Le ruissellement, d'un point de vue hydrologique, désigne le phénomène d'écoulement des eaux à la surface des sols suite à une pluie. Il s'oppose au phénomène d'infiltration. Le ruissellement de surface est le mouvement de l'eau se produisant sur les versants en dehors du réseau hydrographique (Mounirou, 2012). Dès que la circulation de l'eau parvient au réseau hydrographique, on parle d'écoulement. Les acquis de la recherche peuvent se répartir entre les études sur la naissance du ruissellement et celles concernant les écoulements le long des versants. Les premières insistent sur les modifications des caractéristiques d'infiltration, les secondes sur le rôle des facteurs externes dans l'entretien du ruissellement et sur les changements d'échelle.

Deux processus majeurs pour expliquer l'apparition du ruissellement sont à distinguer : le refus d'infiltration d'un sol non saturé dit ruissellement hortonien d'une part, et le refus d'infiltration d'un sol saturé d'autre part. Toutefois, les deux mécanismes ne sont pas exclusifs, ils peuvent se succéder sur un même site voire lors d'un même événement pluvieux (Lafforgue, 1977).

- Le ruissellement hortonien

Le ruissellement hortonien est un ruissellement par refus d'infiltration sur sol non saturé. Il apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol (Horton, 1933). Les études sur le ruissellement hortonien montrent que, schématiquement, la capacité d'infiltration d'un sol décroît au cours d'un événement pluvieux jusqu'à atteindre un seuil qui est la capacité d'infiltration à saturation. Tant que l'intensité de la pluie est inférieure à la

capacité d'infiltration, toute la pluie s'infiltre, mais dès que la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration, l'eau de pluie qui s'infiltre est limitée à la capacité d'infiltration du sol. L'excédent d'eau qui ne s'est pas infiltré constitue le ruissellement.

Le ruissellement sur sol non saturé peut aussi apparaître lors de la formation de croûte de battante à la surface du sol. Il s'agit d'un phénomène lié à la dégradation de la structure superficielle du sol sous l'effet de la pluie : le sol passe progressivement d'un état fragmentaire relativement poreux et meuble à un état plus continu et plus compact dû à l'impact de la pluie sur le sol. La formation de croûte de battance conduit à une diminution de la rugosité de surface et crée une barrière imperméable qui empêche l'eau de s'infiltrer. Ce phénomène provoque d'importants épisodes de ruissellement et d'érosion (Le Bissonnais et al., 1998). Les sols dont la structure n'est pas stable (faible taux d'argile ou de matière organique) et pour lesquels le couvert végétal est peu développé sont particulièrement enclins à ce phénomène.

Le ruissellement hortonien dépend donc des caractéristiques de la pluie (intensité) et des propriétés hydrauliques de la couche superficielle de sol. Il se produit sur des sols peu perméables ou initialement secs

- Le ruissellement sur sol saturé

Le ruissellement sur sol saturé se produit quand l'eau de pluie ne peut pas s'infiltrer dans le sol car celui-ci est saturé depuis la profondeur jusqu'en surface : la capacité du sol à stocker l'eau est épuisée, tous les pores sont pleins d'eau et la capacité à transmettre le flux d'eau est très faible ; l'eau s'écoule alors en surface. Ce ruissellement apparaît lorsqu'une nappe est présente à proximité de la surface du sol. L'eau infiltrée en début d'événement pluvieux va entraîner un affleurement de la nappe assez rapidement, présentant ainsi une surface saturée pour la pluie tombant par la suite. Le ruissellement sur sol saturé est fréquemment observé dans les zones proches du réseau hydrographique ou pour des zones affectées par des nappes perchées temporaires ou permanentes liées à la présence d'un horizon de sol peu perméable à faible profondeur.

Ce ruissellement peut se produire pour des faibles intensités pluvieuses puisqu'il dépend de l'état initial du sol (position de la nappe) et des caractéristiques des écoulements souterrains (capacité de drainage de la nappe superficielle, profondeur de l'horizon imperméable...).

Une fois le ruissellement déclenché, l'érosion hydrique peut se manifester (Le Bissonnais et al., 2004).

1.2.2. Notions sur l'érosion hydrique

L'érosion hydrique est la dégradation produite sur le relief du sol due aux précipitations et au ruissellement. Elle constitue un phénomène naturel affectant tous les types de sol, sous tous les climats et quelle que soit la nature de la couverture du sol. Seuls son intensité et ses effets varient en fonction des conditions locales. Généralement, les processus à l'origine de l'érosion hydrique des sols se définissent en général par trois phases : une phase de détachement ou d'ablation, suivie d'une phase de transport et d'une phase de déposition ou de sédimentation (Soutter et al., 2007).

1.2.2.1. Principaux facteurs de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique est le résultat de l'interaction combinée des facteurs naturels et des facteurs anthropiques. Les facteurs naturels sont représentés par : le climat, la topographie, la lithologie et le couvert végétal ; et les facteurs anthropiques relatifs aux activités humaines (King and Le Bissonnais, 1992). La modification spatiale et temporelle de cette interaction peut induire une amplification de l'érosion hydrique.

- Le climat

Le climat constitue la cause et la source d'énergie érosive. Ce sont les gouttes de pluie et les eaux de ruissellement sur les sols et les vents violents qui détachent et entraînent les particules du sol. L'efficacité de la pluie vis à vis des processus d'érosion dépend des rôles qu'elle a dans le détachement des particules des sols, mais surtout dans la formation du ruissellement. Cette érosivité est liée essentiellement à l'intensité et au volume des précipitations.

- La topographie

La topographie influence l'érosion, à la fois par la pente elle-même, dont dépendent la vitesse d'écoulement superficiel, et par sa longueur, dont découlent l'accroissement de débit et la prise de vitesse. Des mesures réalisées sous pluies naturelles et simulées à l'échelle du mètre carré montrent que l'érosion par la pluie augmente considérablement lorsque la pente passe de 2 à 8% (Chaplot and Le Bissonnais, 2000).

- La lithologie

La lithologie et la pédologie ont également une influence sur l'érosion, car le détachement des particules ou érodibilité du sol dépend des caractéristiques du sol comme sa texture, sa minéralogie, sa stabilité structurale et la matière organique qu'il contient.

- Le couvert végétal

Le couvert végétal est le facteur primordial de la protection du sol contre l'érosion. Son influence est multiple. La protection qu'exerce le couvert végétal, tant du point de vue de l'impact des précipitations que de la résistance à l'écoulement superficiel.

- Les activités anthropiques

L'activité humaine accentue le processus d'érosion par la destruction de la couverture végétale, à diverses fins. En effet, l'homme peut être à l'origine du déclenchement et de l'accélération de l'érosion hydrique par ses actions de défrichement des forêts, incendies, surpâturages et pratiques culturelles qui peuvent être inappropriées.

1.2.2.2. Différentes formes de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique peut prendre différentes formes qui correspondent à des processus caractérisés par leur succession dans l'espace ou dans le temps. Elles n'apparaissent que lorsque la capacité de rétention d'eau du sol est atteinte ou lorsque l'eau rencontre sur son passage un obstacle qui l'empêche de s'infiltrer dans le sol (de Pina Tavares, 2010). Parmi ces formes, on trouve :

- Erosion en nappe, érosion laminaire

Cette forme d'érosion appelée encore érosion aréolaire (ou "sheet erosion" par les anglosaxons) résulte principalement de l'énergie des gouttes de pluies qui s'applique à toute la surface du sol. Les gouttes de pluie tombant de très haut décomposent les agrégats du sol en fines particules qui sont dispersées à de courtes distances par effet splash, d'où le terme "splash erosion" utilisé par certains auteurs (Salles and Poesen, 2000). Les fines particules mobilisées sont ensuite transportées par le ruissellement en nappe. C'est le stade initial de la dégradation du sol et de l'érosion hydrique. Elle n'est pas visible d'une année à l'autre, et les signes les plus connus sont les plages de sols squelettiques avec un fort pourcentage de particules grossières à la surface.

- Erosion linéaire

Cette forme de dégradation des terres fait suite à la formation des rigoles et ravines. Les ravines suivent la ligne de plus grande pente des versants et les fonds de talweg. Lorsque les sols se saturent rapidement du fait de leur faible épaisseur et couvert végétal, le ruissellement est abondant. Ce dernier creuse des ravines et augmente les pointes de crue des rivières ou oueds, ce qui favorise l'envasement des retenues, des digues, la destruction des infrastructures (de Pina Tavares, 2010).

- Erosion en masse ou glissement de terrain

L'érosion par mouvement de masse ou érosion en masse se manifeste par des coulées boueuses, glissement de terrain. Elle dépend de la gravité et des forces de frottement internes, de l'humectation du terrain et de la surface de glissement.

- Erosion aratoire

Il faut signaler aussi les transports de terre dus au travail du sol orienté vers le bas de la pente à la houe, soit au tracteur portant charrue et engins divers qui peut entraîner 2 à 10 tonnes de terre dans le sens du travail à chaque passage (Roose and De Noni, 2004).

- Erosion par sapement des berges

Ce type d'érosion est généralement présent dans la partie moyenne et aval des bassins. Elle est due à la dissipation de l'énergie de l'eau dans les lits des cours d'eau et les rivières. L'énergie de ces dernières est capable, de manière régulière ou violente (lors des inondations) d'emporter une partie des berges. Il se produit également dans les ravins en formation lorsque l'eau du ruissellement attaque les assises du ravin. est étroitement lié au volume et à la vitesse de l'eau, qui dépend entre autres de la pente, de la rugosité et du débit (de Pina Tavares, 2010).

1.3. Comportement hydro-érosive des vertisols

Les sols argileux ou les vertisols occupent des surfaces importantes dans le monde, en particulier en Méditerranée (Moussadek et al., 2011). Ils constituent des ressources naturelles importantes pour la production agricole. Ces sols à forte dynamique structurale, tels que ceux dans un régime de climat méditerranéen, peuvent provoquer des changements en termes de

réponses hydrologiques et érosifs en raison des conditions variables de stockage d'eau dans le sol.

Les études antérieures ont mis l'accent sur la dynamique des sols, le rétrécissement et le gonflement et associée à la formation de fentes de retrait en étudiant la relation entre le potentiel d'un sol à rétrécir et la teneur en eau et d'autres des facteurs in situ qui affectent la formation de ces fentes (Arnold et al., 2005; Kirby et al., 2003; Kishné et al., 2009; Kishné et al., 2010). En agronomie, seulement quelques études ont porté sur les processus hydrologiques et érosifs sous vertisols, malgré le fait que les fentes de retrait affectent plusieurs composants du bilan hydrique à savoir l'infiltration, le drainage, le ruissellement et l'érosion. Il a été montré que la réponse hydro-érosive des sols vertiques est très complexes à l'échelle de la parcelle ou celui du bassin versant (Gómez et al., 2014). Lorsqu'elles sont ouvertes, les fentes de retrait peuvent agir comme des voies d'infiltration préférentielle (King et al., 1996; Messing and Jarvis, 1990) et participent à augmenter les taux globaux d'infiltration (Sanders et al., 2012) ainsi que ceux de l'évaporation (Ritchie and Adams, 1974). En conséquence, les taux d'infiltration élevés sont observés pendant la période sèche jusqu'à ce que certaines conditions d'humidité du sol soient établies (Albergel and Nasri, 2001), et le transport rapide des engrais et des produits chimiques pour le sous-sol peuvent contaminer le système des eaux souterraines locales (Allen et al., 2005; Jarvis, 2007; Williams et al., 2003). Lorsque les fentes se referment, ces sols deviennent favorables au ruissellement en raison de leur très faible conductivité hydraulique saturée dans des conditions humides (Kishné et al., 2009). Ces sols ont également tendance à être très érodibles (Freebairn et al., 1996) et les produits d'érosion peuvent facilement colmater l'ouverture des fentes, bloquant ainsi des voies d'écoulement le long de fissures (Morris et al., 1992).

Les études analysant simultanément les réponses hydrologiques et érosifs de vertisols sous un régime de climat méditerranéen ont montré un comportement très complexe des fentes de retrait avec des différences extrêmes dans en termes de réponse hydro- érosives pour des événements pluvieux similaires à la suite des aspects saisonniers (Allen et al., 2011; Gómez et al., 2014; Harmel et al., 2006).

1.4. Analyse spatiale et temporelle des processus de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique présente un vrai enjeu pour les pays semi-arides, non seulement par les taux très élevés de la perte en sol, mais aussi par la variabilité spatio-temporelle de ses processus. Ces variabilités qui se retrouvent à l'échelle la plus fine entraînent une forte variabilité de la réponse érosive, même pour des mesures sur de petites surfaces à l'échelle de l'événement pluvieux (Cerdan et al., 2006).

Durant les dernières décennies, les processus érosifs ont été étudiés et analysés de manière intensive à travers différentes échelles (De Vente et al., 2007; Le Bissonnais et al., 1998). En fait, ces processus constituent un système complexe s'opérant à des échelles variées aussi bien spatiales que temporelles. Les effets d'échelle sur le ruissellement et l'érosion associés à la variabilité spatiale des propriétés des sols constitue un problème répertorié dans de nombreuses

études (Maetens et al., 2012; Mounirou, 2012; Raclot et al., 2009). De nombreuses causes peuvent être à l'origine de la variation de l'érosion et du ruissellement avec l'augmentation de la surface. Toutes ces causes interviennent à n'importe quelle échelle d'observation, mais les effets de certaines sont dominants à des échelles spécifiques et leurs manifestations dominent la présence des autres. Toutefois, il est important de savoir qu'à l'échelle du bassin versant, l'érosion et le ruissellement dépendent de plusieurs variables à savoir : la topographie, les propriétés hydrodynamiques des sols, la rugosité de surface et la répartition spatiale des unités de sol (Mounirou, 2012).

Dans l'espace, l'érosion débute à l'échelle de la particule, du versant, du bassin versant et se prolonge jusqu'au continent. Les effets dans le temps varient de l'échelle événementielle, à journalière, à celle saisonnière et même à l'échelle cyclique. Certains processus dominants ou pertinents à une échelle donnée pourraient ne pas l'être à une autre échelle. Renschler and Harbor (2002) ont établi un schéma conceptuel faisant la liaison entre l'échelle spatiale et temporelle et les caractéristiques atmosphériques, topographiques, pédologiques et végétales vis-à-vis les processus d'érosion pertinents. La figure 1 illustre bien ce schéma conceptuel.

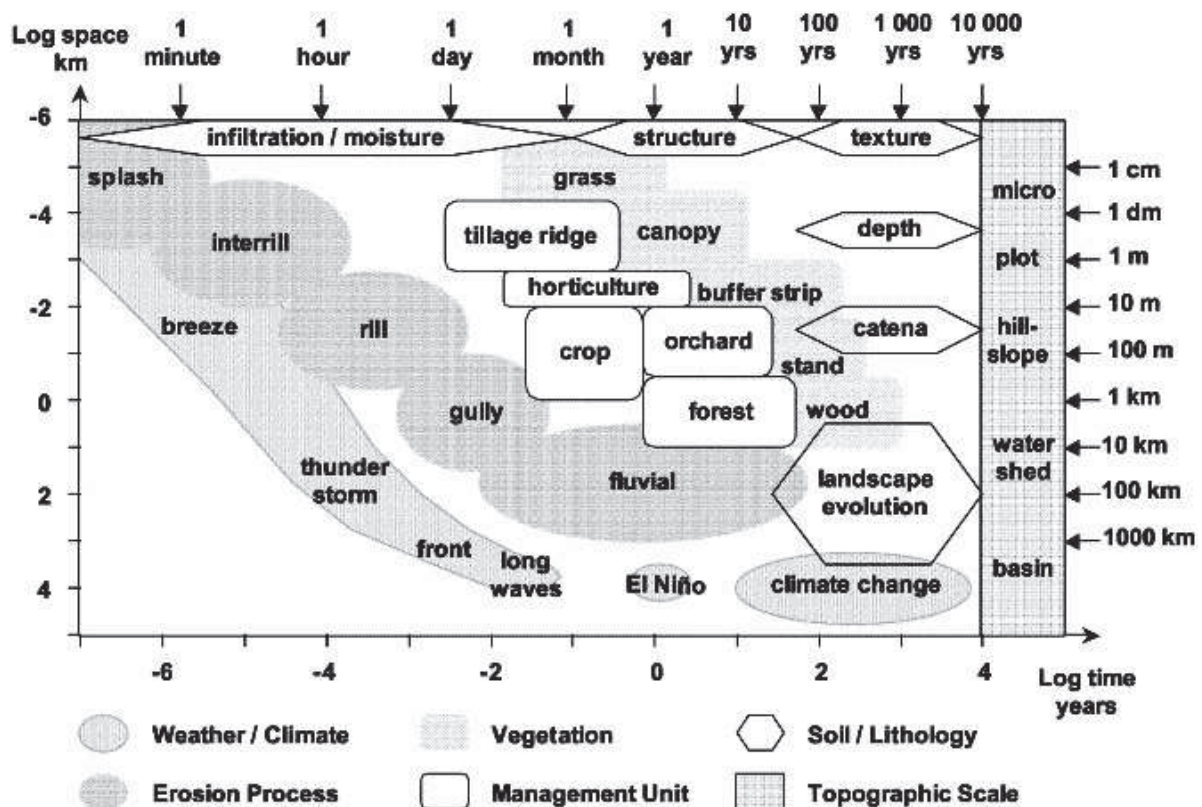


Figure 1 Ampleur temporelle et spatiale des phénomènes atmosphériques, topographiques, pédologiques et végétaux sur les processus érosifs dominants. Les unités de gestion indiquent la mesure d'intérêt et d'impact des activités humaines (Renschler and Harbor, 2002).

Vu que l'érosion est un phénomène discontinu dans le temps et dans l'espace, il faut donc l'étudier à différentes échelles.

1.5. Différentes approches de quantification de l'érosion hydrique

Les méthodes utilisées dans la quantification et la cartographie de l'érosion (actuelle et/ou risque) varient en fonction des objectifs, des moyens et des échelles de travail. L'évaluation peut se faire soit à travers des mesures directes soit à travers des mesures indirectes.

1.5.1. Mesures directes

Le principe de ces méthodes directes se basent sur :

1.5.1.1. Mesures topographiques

Ces mesures s'effectuent par suivi de l'évolution topographique de la surface du sol. Elles consistent à estimer la variation de la hauteur du sol par rapport à un plan de référence avec un rugosimètre.

1.5.1.2. Parcelles d'érosion

Elles permettent de déterminer certaines caractéristiques hydrodynamiques des sols et ce, à petite échelle et sous diverses conditions de pluie et de sols. Cette méthode consiste à délimiter un champ expérimental de quelques centaines de m² fonctionnant comme un véritable bassin hydrologique parce qu'il est limité latéralement et en amont. Ce champ ou parcelle représente un milieu bien défini par sa pente, son sol, sa végétation et son état (Fournier, 1962). Ces parcelles expérimentales permettent, d'évaluer le ruissellement et l'érosion en champs à l'échelle événementielle c'est à dire après chaque pluie et pour des périodes plus longues : mois, année etc...

1.5.1.3. Mesures par l'étude des dépôts sédimentaires

La quantification du transport solide dépend de la densité et du volume des sédiments dans la retenue. L'épaisseur des sédiments est déterminée par bathymétrie, alors que leur densité dépend de la texture, de l'épaisseur des dépôts, de la minéralogie, du niveau de l'eau dans la retenue et de l'âge des dépôts (Albergel et al., 2003; Fournier, 1962).

1.5.2. Mesures indirectes

1.5.2.1. Utilisation de l'imagerie satellitale

L'acquisition de données satellitales est une technique couramment utilisés aujourd'hui, Elle peut servir à la cartographie des risques érosifs. Cette approche ne peut en aucun cas remplacer les mesures de terrain pour établir une compréhension du phénomène. Vu son caractère spatial et temporel, elle reste une méthode de régionalisation rapide avec un coût faible. Elle autorise aussi une mise à jour régulière.

Sur la base de la connaissance des états de surface et de leur comportement vis-à-vis des ruissellements et de l'érosion par expérimentation, la cartographie des risques érosifs est possible à grande échelle (parcelle, petit bassin versant élémentaire) mais aussi sur des surfaces qui peuvent atteindre plusieurs milliers de km² grâce à des modèles spatiaux (Kheir et al., 2001).

1.5.2.2. Modélisation

Différents modèles d'érosion ont été développés dans le monde entier, généralement pour les terrains agricoles en vue de la conservation des sols et des eaux. Ces modèles peuvent être classés en trois catégories (Nearing et al., 1994):

* Les modèles empiriques ont été établis soit sur la base d'essais avec simulateur de pluie in situ ou en laboratoire, soit sur la base de mesures de l'apport sédimentaire des cours d'eau ou des levés bathymétriques dans les lacs naturels ou artificiels. Ils ne peuvent toutefois être appliqués que dans les conditions pour lesquelles les paramètres ont été calés. Les premiers modèles empiriques se basent sur l'équation universelle de WISCHMEIER (USLE). Cette équation prédit les pertes moyennes de sol qui sont occasionnées par l'érosion de surface (Wischmeier and Smith, 1978).

* Les modèles conceptuels sont en quelque sorte un mélange entre les modèles empiriques et les modèles physiques. Ils représentent les processus d'érosion de manière simplifiée. Ils sont souvent basés sur des équations de continuité des écoulements et du transport sédimentaire en fonction de la topographie.

* Les modèles à base physique essaient de représenter les processus essentiels de l'érosion sous forme numérique. Ils cherchent à représenter une synthèse de tous les processus physiques en relation avec l'érosion, y compris les interactions complexes entre différents facteurs et leur variation spatiale et temporelle.

1.5.2.3. Traçage des sources de sédiments

Dans le but d'identifier les processus érosifs et de quantifier la dynamique des particules érodées au sein des bassins versants, des techniques de traçage des sédiments ont été développées. Ces techniques reposent généralement sur le suivi de radio-éléments, en particulier le césium-137 qui est présent dans l'environnement et apporté à la surface terrestre par déposition atmosphérique de radionucléides artificiels, liés aux essais d'armes nucléaires entre 1945 et 1980 et à l'accident de Tchernobyl en 1986 (Playford et al., 1993). Une fois incorporé dans le sol, le césium-137 est fixé aux particules fines et permet donc de suivre leur devenir (Benmansour et al., 2013; Nouria et al., 2003; Walling, 1983). En mesurant la quantité de ^{137}Cs dans le sol, la redistribution des sédiments peut être déterminée et les taux d'érosion du sol et/ou de dépôt pour des domaines spécifiques, pentes ou de petits réservoirs peuvent être calculés (Collins et al., 2001a). Depuis sa première utilisation il y a une trentaine d'années, cette technique est devenue de plus en plus commune au vu du nombre d'utilisations qui en sont faites à travers le monde pour des problématiques variées tel que la détermination des taux de sédimentation, la distinction des sources de sédiment et bien sûr l'estimation de l'érosion des sols (Elliott et al., 1990; Loughran and Campbell, 1995). En effet, ce marqueur permet de prendre en compte l'ensemble des processus physiques d'érosion (affinité aux particules). Il permet également d'effectuer une étude récapitulative de l'érosion à moyen terme (30-35 ans). Il peut être utilisé dans une gamme d'échelle spatiale d'étude variée (du m^2 à l'hectare).

1.6. Conclusion chapitre 1

Les précipitations et leur ruissellement sur le sol constituent les causes fondamentales de l'érosion hydrique. Les autres facteurs (pente, nature du sol, couverture végétale, actions anthropiques) interviennent pour limiter ou accélérer le processus. Néanmoins d'autres phénomènes peuvent parfois avoir un impact non négligeable.

Tout cela nous conduit à penser que la détermination exacte des pondérations des différents facteurs de l'érosion hydrique des sols dans la région méditerranéenne est encore un objet de discussion qui varie suivant la taille du site étudié (parcelles expérimentales, bassins versants ou vastes champs spatiaux), selon le nombre de facteurs retenus et selon le type du processus d'érosion hydrique considéré. Il serait nécessaire de tester l'importance de chacun des facteurs par des expérimentations sur le terrain.

C'est pourquoi plusieurs chercheurs et aménageurs s'intéressant au phénomène d'érosion et de transport en suspension, que ce soit à l'échelle de la parcelle, du versant, du bassin hydrographique, ou mesurant le comblement des lacs et retenues, s'accordent pour affirmer que les flux mesurés dans les rivières ne donnent que des informations globales sur les quantités effectivement érodées sur les versants. Les résultats dépendent de l'efficacité de l'équipement pour la prise d'échantillons, des techniques de laboratoire, de la méthode de calcul de la concentration en sédiment et du flux total exporté.

Toutefois, les mesures, malgré leurs imprécisions, permettent de se faire une idée des processus d'érosion et de transport, et les résultats constituent des indicateurs utiles et indispensables pour en analyser la variabilité spatiale et temporelle.

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

2.1. Introduction chapitre 2

Dans la partie précédente, le contexte bibliographique a été présenté et les principaux verrous scientifiques ont été identifiés. Cette deuxième partie abordera tout d'abord la présentation du site d'étude ainsi que le dispositif des mesures hydrométriques installé sur le bassin versant de Kamech. Il s'agit aussi d'introduire le protocole de mesures : nous allons successivement développer ici les méthodes utilisées pour la mesure des débits liquides et solides aux stations hydrologiques, puis les méthodes de calcul des volumes ruisselés et des transports solides. Nous exposons par la suite l'approche méthodologique générale adoptée pour cette thèse. Nous présentons, par ailleurs, l'approche suivie pour le prétraitement des données de mesure.

2.2. Cadre général de l'étude

2.2.1. Localisation géographique

Le Bassin-versant de Kamech se situe au pied du djebel Sidi Abderrahmane au centre de la péninsule du Cap Bon (Tunisie). Cette zone s'étend entre 10°45'-10°58'E et 36°43'-36°53'N (Figure 2).

C'est un sous-bassin versant du bassin du Lebna, où se produit actuellement une forte intensification des activités agricoles qui s'exprime par la multiplication des systèmes de culture irrigués, des aménagements hydro-agricoles et par l'augmentation de l'utilisation de fertilisants et de produits phytosanitaires. Ce petit bassin-versant de forme rectangulaire occupe une superficie de 263 hectares environ, pour une longueur de 2,5 km et une largeur de 0,9 km. Il est traversé par l'oued el Gameh, dont l'exutoire est aménagé par un lac collinaire dont la capacité initiale de la retenue était de 140 000 m³ (OMERE, 2013).

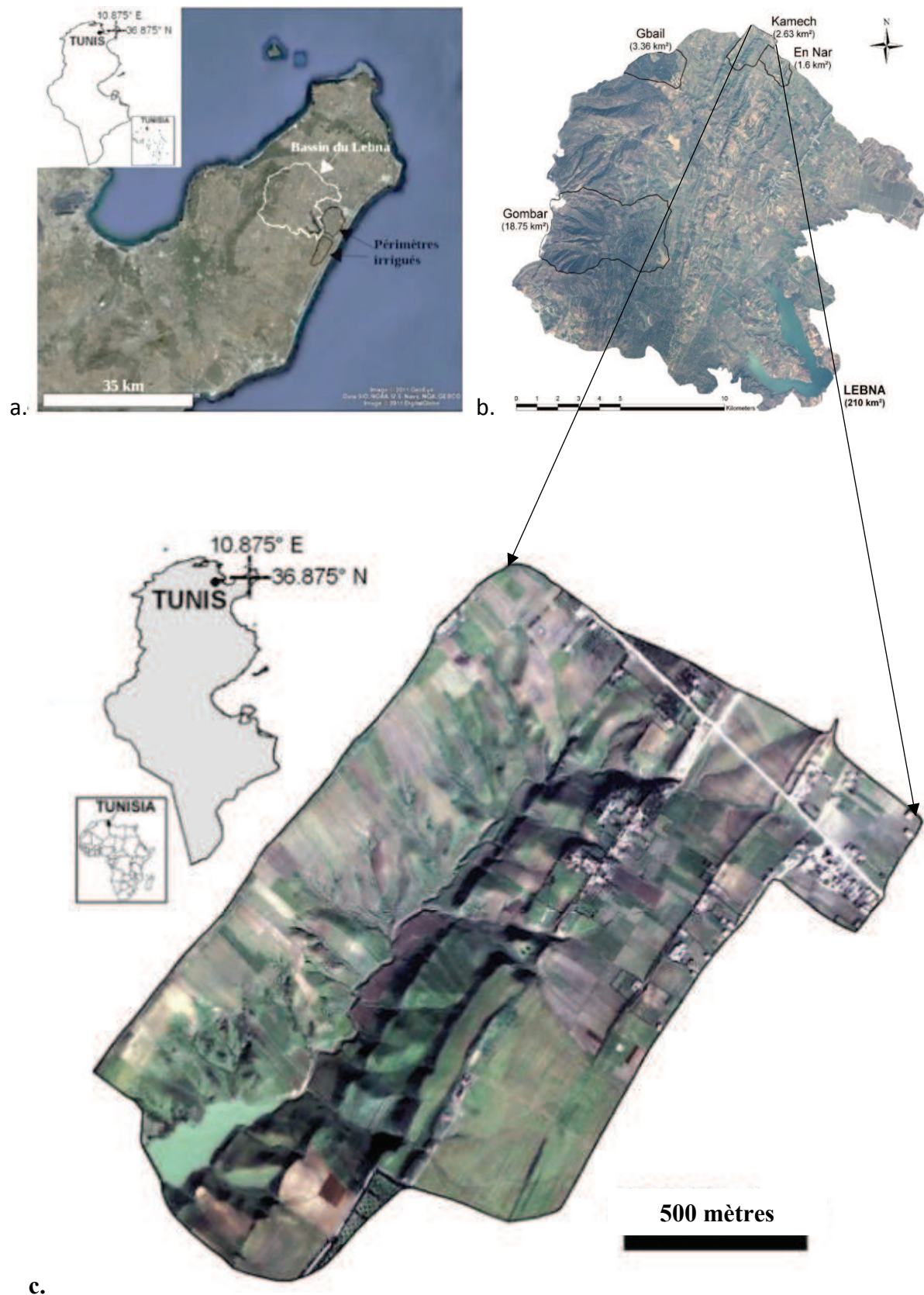


Figure 2 Localisation du bassin du Lebna (a et b) et du site expérimental de Kamech (c) (OMERE, 2013)

2.2.2. Climat

Le climat est semi-aride avec une température inter-annuelle moyenne de 14°C, une évapotranspiration annuelle moyenne de 1200 mm, et une pluviométrie inter-annuelle moyenne de 650 mm (Figure 3). La saison des pluies se situe entre Octobre et Février et la saison sèche entre Juin et Août. Cependant, de fortes pluies sont parfois observées pendant les autres mois (Raclot and Albergel, 2006).

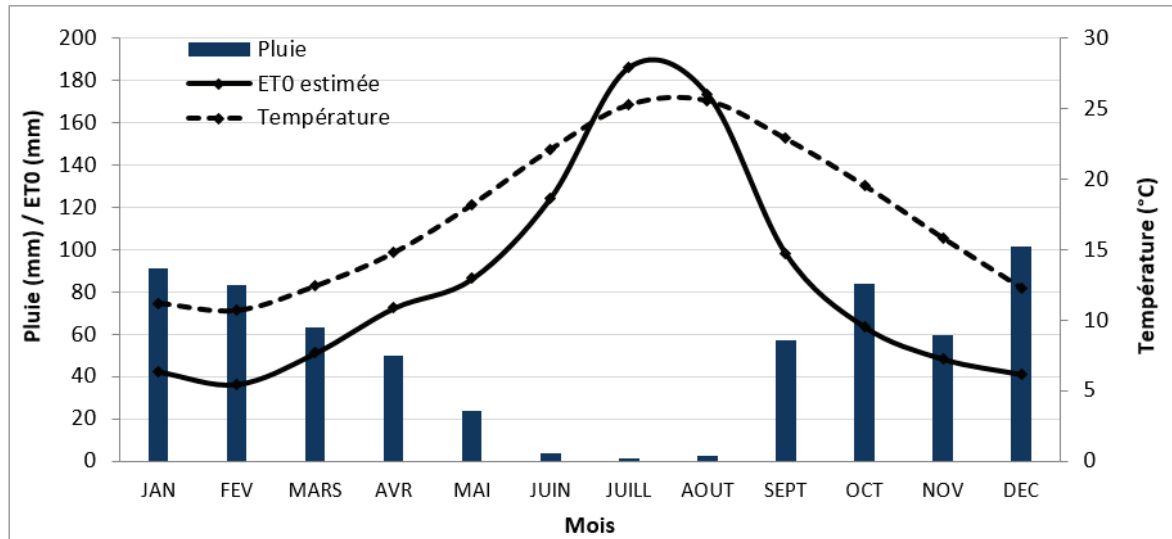


Figure 3 Moyenne mensuelle des précipitations, de la température et de l'évapotranspiration dans le bassin versant Kamech pour la période de 2005 à 2012.

2.2.3. Géologie et géomorphologie

Le bassin de Kamech est situé sur le flanc sud-est de l'anticlinal (Figure 4), en rive gauche de l'oued el Ouidiane. Dans la région de Kamech, on ne retrouve que les restes de l'ultime surface en quelques alignements de sommets plans vers 160 m d'altitude. Cette surface est actuellement creusée par :

- des vallées antécédentes coulant au nord-ouest et au sud-est de part et d'autre d'une crête nord-est – sud-ouest (sud Tazoghane),
- des vallons conséquents, comme celui de l'oued Kamech, parallèles aux axes tectoniques,
- des ravines ou ensellements de versants perpendiculaires aux vallons précédents et qui sont les ultimes entailles caractéristiques du bassin versant de Kamech.

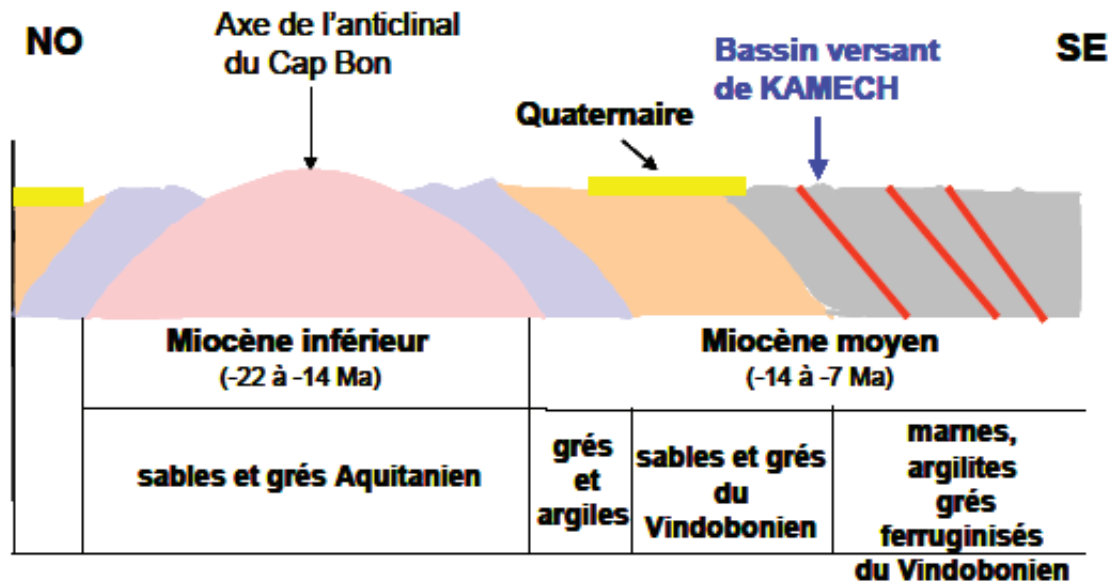


Figure 4 Coupe géologique schématisée dans l'anticlinal du Cap Bon et localisation du bassin de Kamech (OMERE, 2013)

On note une nette dissymétrie du bassin de Kamech avec un versant gauche sillonné par les alignements de crêts formés par les minces bancs de grès ferruginisés armant les marnes en dépression et un versant droit en revers de côte, abondamment raviné vers la mi-versant aux dépens des marnes et argilites. Le relief de Kamech est représentatif d'un relief collinaire avec une dénivelée maximale de 110 m et des pentes dépassant localement les 100%.

2.2.4. Pédologie

La pédogénèse est influencée par la pétrographie et le gisement des bancs sédimentaires. À Kamech, se trouvent des fronts de cuesta en rive gauche et des revers de côtes en rive droite, ceci influe sur la profondeur des sols, sur leurs régimes hydriques, orientant soit une percolation soit une stagnation. Trois grands ensembles peuvent être distingués :

- Des sols argilo-limoneux à argiles actives, assez profonds (50 à 120 cm en bas de versant) sur marnes et argilites,
- Des sols limoneux à limono-sableux fins, contenant peu d'argiles actives, peu profonds près des barres gréseuses dont les superficies affleurantes varient d'une rive à l'autre,
- Différentes zones de sols à caractères vertiques (topomorphes en bas fond et entre les barres gréseuses de la rive gauche, uniquement lithomorphes en rive droite).

2.2.5. Hydrographie et topographie

L'Oued el Gamh qui traverse le BV coule de part et d'autre d'une crête orientée NE-SO. Une dissymétrie du bassin versant avec un versant rive droite court et un versant rive gauche large a été noté (Mekki, 2003).

Les pentes sur le bassin de Kamech sont variables en amplitude et en direction. Les pentes les plus douces, qui ne dépassent pas 5%, sont localisées sur les limites du bassin versant, particulièrement sur la rive gauche et dans une moindre mesure le long du lit de l'oued. Les

les pentes les plus accentuées suivent le trajet de l'oued. Les altitudes varient entre 80 et 200m, et les pentes varient de 0 à 30% (15°) (zitouna-Chebbi, 2009).

2.2.6. Occupation des sols

Le bassin versant de Kamech est caractérisé par la rareté de la végétation naturelle due à l'utilisation des terres soit en culture (>60%) soit en parcours ligneux ou herbacés (30%). Ce bassin est très morcelé du fait de la superficie médiane d'une parcelle dont la superficie est de 0,5 ha. Les zones de pente (<15%) sont réservées aux céréales (blé, orge, avoine) et aux légumineuses (pois chiches, fèves). Les bas du vallon ayant des pentes (>15%) correspondent aux parcours herbacés et ligneux. Les sols céréales-céréales ou céréales-légumineuses dominent sur les sols céréales-jachères (OMERE, 2013).

2.3. Dispositif expérimental

Dans le cadre de l'ORE OMERE 'Observatoire Méditerranéen de l'Environnement Rural et de l'Eau', le bassin versant de Kamech (Cap Bon, Tunisie) a été équipé entre 2003 et 2005 d'un réseau de 4 stations hydrologiques emboîtées (Figure 5) dont l'objectif est de mesurer le ruissellement et l'érosion à différentes échelles, sur une durée de 5 à 10 ans.

Légende

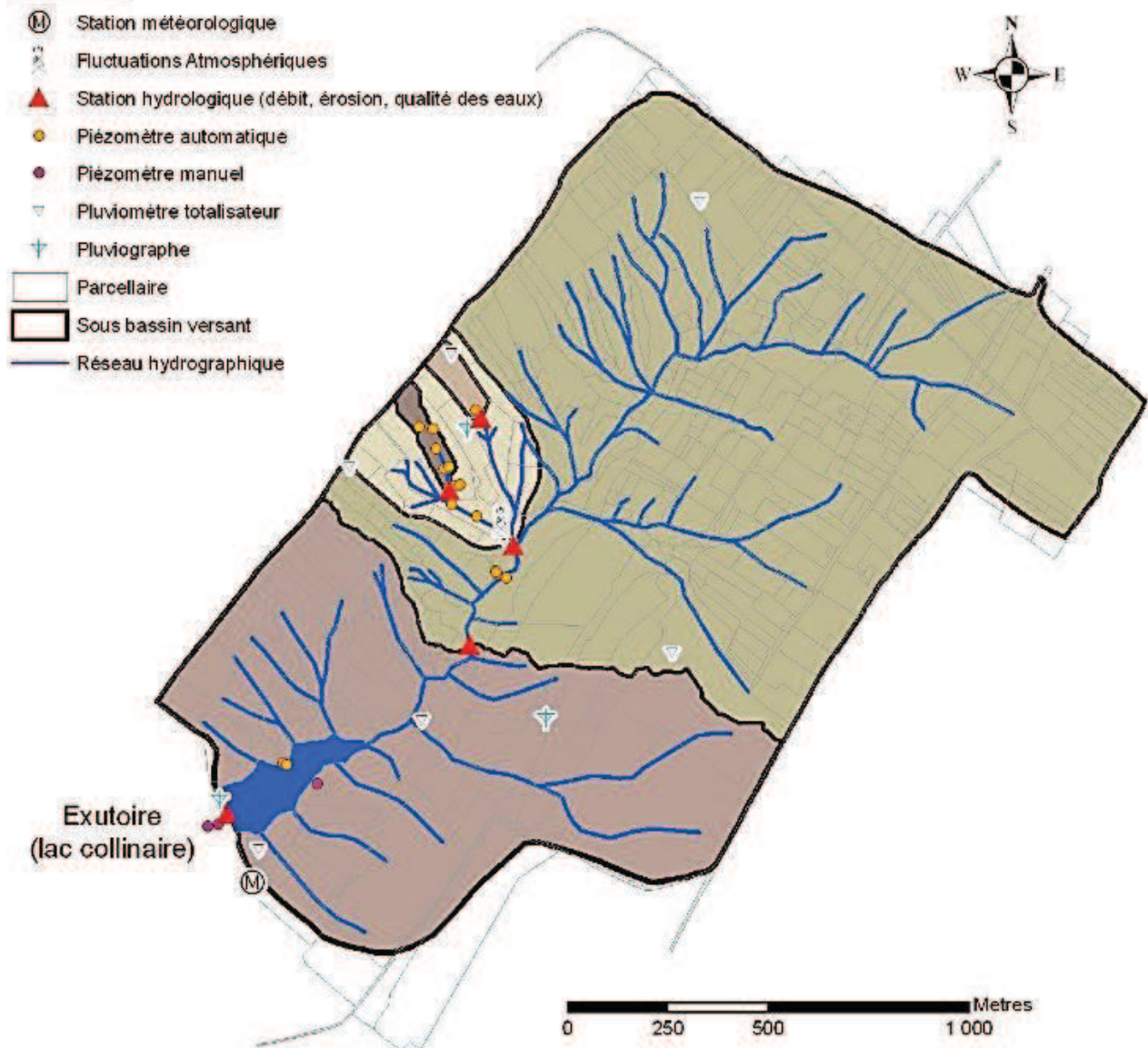


Figure 5 Dispositifs de mesure des flux d'eau et de matières associées mis en place sur le bassin versant de Kamech (Hamdi et al., 2010)

Les diverses stations ou sites de mesure sont :

2.3.1. Parcelle (P1)

La parcelle expérimentale (1,32 ha) est située à l'intérieur du micro bassin expérimental, en amont de celui-ci. Elle offre l'avantage d'avoir un exutoire unique, sur une seule ravine située à l'aval de la parcelle. Le ruissellement peut être ainsi facilement capté vers la station hydrologique (Hamdi et al., 2010). C'est une parcelle cultivée, de pente relativement constante autour de 10 %.

2.3.2. Ravine (P2+G)

La ravine est située en rive droite du bassin versant de Kamech où se produit l'essentiel du ravinement. La ravine proprement dite présente une superficie de l'ordre de 1700 m² (nivellement d'octobre 2007), et est alimentée par un impluvium amont d'une superficie de 1,20 ha (soit un impluvium total de 1,37 ha). Les pentes des parcelles constituant l'impluvium amont varient entre 7 % et 10 % en haut de versant et avoisinent les 15% aux abords la ravine (El Khalili, 2012; Hamdi et al., 2010).

2.3.3. Micro bassin ou Versant (MC)

Le versant expérimental est situé en rive droite du bassin versant de Kamech où se produit l'essentiel du ravinement. Sa surface couvre 15,2 ha. Il est constitué :

- Majoritairement de parcelles cultivées, dont la parcelle expérimentale ;
- D'un réseau de ravines, dont la ravine 2F ;
- De quelques zones de parcours (Hamdi et al., 2010).

2.3.4. Station Oued (O)

Cette station oued occupe une superficie de 175 ha et constitue un point de contrôle des flux de sédiments entrants dans la retenue du lac collinaire de Kamech.

2.3.5. Equipements

2.3.5.1. Equipements stations

Le dispositif emboîté mis en place à l'échelle du micro bassin versant, en rive droite de l'oued Kamech, a pour objectif de quantifier les différentes formes d'érosion et de sédimentation (ravinaire et aréolaire) de l'amont jusqu'à l'aval d'un même versant, également de mieux cerner les processus dominants à chaque niveau d'échelle (formes dominantes d'érosion et/ou de sédimentation) et ainsi essayer d'apporter des réponses au problème de changement d'échelle.

Les stations hydrologiques sont fonctionnelles depuis : décembre 2003 pour la parcelle ; novembre 2004 pour la ravine ; décembre 2004 pour le versant et novembre 2005 pour l'oued Kamech. Elles sont chacune équipées de :

- deux capteurs de hauteurs d'eau permettant une estimation du débit avec une précision optimisée selon l'intensité du ruissellement ;
- un préleveur échantillonneur de 24 flacons pour la mesure des flux de Matières En Suspension (MES) ;
- une centrale Campbell permettant de recueillir les mesures et de piloter les prélèvements

Ce dispositif expérimental a été conçu également pour compléter celui du lac collinaire situé à l'exutoire du bassin versant, opérationnel depuis 1994. Il comprend trois pluviographes à augets basculeurs (0.5 mm) répartis sur le bassin versant, onze pluviomètres, un réseau de plus de 20 piézomètres équipés de sonde automatique, une station météorologique, une tour à flux et deux stations agro-climatologiques complètes.

2.3.5.2. Equipements lac

Le lac collinaire de Kamech est équipé d'une échelle limnimétrique, d'un pluviomètre journalier, d'un bac à évaporation (Classe A type Orstom, de 1 m² et enterré sur une profondeur de 60cm) et de deux centrales d'acquisition automatique de données. La première est reliée à un capteur pluviométrique à augets basculeurs (0,5 mm de pluie) et la seconde à une sonde immergée mesurant le niveau de l'eau au cm près et sa température. L'évacuateur de crues est aménagé pour disposer d'un seuil déversant permettant l'estimation des débits. Cette plate-forme d'acquisition automatique de données hydro pluviométriques a été équipée d'une balise ARGOS pour la télétransmission de données. La réception des données en temps quasi réel permet de connaître les événements pluvieux et d'intervenir à bon escient pour des mesures de débits ou pour des prélèvements. Elle permet aussi une télésurveillance et des interventions de maintenance à la moindre défaillance. Deux autres pluviographes automatiques permettent une bonne connaissance des intensités et durées des pluies dans le bassin versant. Onze pluviomètres complètent l'équipement pluviométrique du bassin. Les stations de bilan hydriques des cultures comprenant une parcelle de ruissellement, un tube d'accès pour sonde à neutrons et trois tensiomètres sont installés près de chaque pluviomètre (Hamdi et al., 2010).

2.4. Protocole de mesure

2.4.1. Les mesures hydrologiques et leurs précisions

2.4.1.1. Observation des pluies

Un réseau de pluviomètres et de pluviographes dont le nombre dépend de la taille du bassin et de la répartition spatiale des averses, est conçu pour recueillir l'information pluviométrique (Figure 5). Un observateur permanent assure les relevés journaliers des pluviomètres. Les pluviographes sont connectés à des centrales d'acquisition déchargées régulièrement en période pluvieuse. Ces enregistrements vont permettre le calcul de l'intensité de la pluie en mm/h au pas de temps voulu.

2.4.1.2. Mesure des débits liquides

Le principe de la mesure des débits liquides consiste à observer ou enregistrer les hauteurs d'eau soit par des lectures directes d'une échelle limnimétrique, soit par un enregistreur automatique, puis à transformer les hauteurs d'eau mesurées en débits liquides par l'intermédiaire de courbes d'étalonnage. L'enregistrement des hauteurs d'eau étant réalisé en continu, il est possible d'obtenir des chroniques de débits liquides sur toute la durée des périodes d'observation.

2.4.1.3. Mesure du transport solide

Le principe de mesure des débits solides est complètement différent car il n'existe pas de système fiable de mesure en continu des turbidités. Il est donc basé sur la prise d'échantillons d'eaux turbides au cours des crues soit manuellement, soit par l'intermédiaire d'un capteur relié à une pompe. Les échantillons d'eau sont ensuite filtrés au laboratoire, les matières solides retenues par les filtres sont pesées après séchage et les volumes échantillonnés sont mesurés de manière à déterminer, pour chaque échantillon, la concentration en matières solides contenues

dans les volumes échantillonnés. Chaque échantillon étant identifié lors de son prélèvement par le lieu de prélèvement, la date et l'heure du prélèvement, ainsi que la côte lue à l'échelle limnimétrique, il est possible d'associer à chaque prélèvement un débit liquide et une position au cours de la crue ou de la décrue. La difficulté de cette méthode consiste à réaliser suffisamment de prélèvements pour caractériser l'évolution des concentrations au cours d'une crue. Les prélèvements étant généralement en nombre insuffisant, il est souvent nécessaire d'interpoler entre des valeurs observées et d'établir des relations entre concentrations en matières solides et débits liquides. Malheureusement ces relations sont très instables d'une crue à l'autre, de telle sorte que les mesures de transport solide sont beaucoup moins précises que les mesures du débit liquide.

2.4.2. Caractérisation des états de surface

Les observations hydrologiques sont couplées à des descriptions d'états de surface du sol, du couvert végétal et de l'humidité du sol, afin de préciser les paramètres pédologiques superficiels qui conditionnent les processus de ruissellement et d'érosion.

2.4.2.1. Critères d'attribution d'un état de surface pour chaque crue

Les états de surface relèvent de nombreuses caractéristiques des parcelles cultivées.

Le travail a dans un premier temps consisté à attribuer à chaque crue enregistrée aux stations hydrologiques les caractéristiques d'un état de surface donné. Les états de surface sont réalisés en moyenne une à deux fois par mois ; or les événements pluvieux sont dans la plupart des cas très concentrés et rapprochés dans le temps.

Les critères d'attribution d'un état de surface sont, pour une crue située dans le temps entre l'état de surface 1 et l'état de surface 2 :

- Le labour

Lorsqu'un labour survient entre les deux états de surfaces, nous attribuons à la crue les caractéristiques de l'état de surface 1 si elle a eu lieu avant le labour et de l'état de surface 2 si elle a eu lieu après.

- Les pluies journalières de plus de 30 mm

Nous choisissons l'état de surface qui a connu le moins de pluies de ce genre entre l'état de surface et la date de la crue :

- *Le cumul de pluie entre la crue et chaque état de surface.
- *L'intensité des pluies entre la crue et chaque état de surface.
- *Le nombre de jours écoulés entre la crue et chaque état de surface.

2.4.2.2. Élaboration des indicateurs des états de surface

Les indicateurs ont été synthétisés en 3 classes principales (Tableau 1), avec un système de notation propre :

- *L'état de couverture du sol*, principalement dicté par le couvert végétal, de 0 (aucune protection) à 2 (bon couvert).

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

- *La rugosité du sol*, principalement dictée par les seuils d'écoulement (*dénivelé moyen entre les points bas et les cols dans le sens d'un écoulement*), de 0 (sol lisse) à 4 (très bonne capacité de flaquage).
- *La fermeture de la surface*, définie par le faciès, la présence de croûte et de fentes de retrait, de 0 (surface fermée) à 3 (sol fraîchement labouré, sans croûte de battance).

Tableau 1 Critères de notation des indices primaires d'état de surface

Note attribuée	Critères des états de surface déterminant la note pour chaque indice		
	Couvert	Rugosité	Fermeture de la surface
0	Couvert < 30%	Seuil d'écoulement moyen < 1 cm	F2 (faciès très fermé, croûte très faiblement perméable)
1	30% < Couvert < 60%	1 cm < Seuil d'écoulement moyen < 2 cm	F1/F2 (faciès fermé, croûte peu perméable à très faiblement perméable)
2	Couvert > 60%	2 cm < Seuil d'écoulement moyen < 5 cm	F1 (faciès intermédiaire, croûte relativement perméable)
3		5 cm < Seuil d'écoulement moyen < 15 cm	F0 (faciès très ouvert, absence de croûte) ou Autre faciès + présence de fentes de retraits en surface
4		Seuil d'écoulement moyen > 15 cm	

Ces trois indicateurs nous ont permis d'utiliser la grille d'attribution d'une note d'infiltrabilité de 0 (très bonne) à 4 (très faible). Cette grille est donnée par le tableau 2.

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

Tableau 2 Grille d'attribution de la note d'infiltrabilité en fonction de la rugosité, de la couverture et de la fermeture de surface adapté à notre cas d'étude (Cerdan et al., 2002)

Rugosité	Couverture	Fermeture de surface			
		3	2	1	0
4	2	0	0	0	2
	1	0	0	1	2
	0	0	1	1	2
3	2	0	0	0	2
	1	0	0	1	2
	0	0	1	2	3
2	2	0	0	1	2
	1	0	1	2	3
	0	0	1	2	3
1	2	0	1	2	3
	1	0	1	2	3
	0	1	2	3	4
0	2	0	1	2	3
	1	1	2	3	4
	0	2	2	3	4

Nous proposons ensuite de synthétiser les états de surface sous la forme d'un indice d'infiltrabilité en étendant l'approche proposés par Cerdan et al. (2002) pour prendre en compte la présence des fentes de retrait. Cet indice d'infiltrabilité, exprimé en trois classes d'infiltrabilité (Forte – Moyenne – Faible), permet ainsi de prendre en compte à la fois les états de surface traditionnels (végétation, rugosité, faciès) et la présence des fentes de retrait.

2.4.2.3. Elaboration de l'indice de sensibilité à l'érosion

L'étude des corrélations entre les paramètres d'érosion et les 3 grandes classes des caractéristiques des états de surfaces montrent que le rôle du couvert végétal est très fort par rapport à la rugosité et au faciès, qui tendent à être négligeables en comparaison, en particulier pour l'état de fermeture de surface (Tableau 3).

Tableau 3 Grille d'attribution de la note de sensibilité à l'érosion

Rugosité	Couverture	Note de sensibilité à l'érosion
3-4	2	1
	1	2
	0	3
0-2	2	0
	1	1
	0	3

2.4.2.4. Les fentes de retrait

Une grande partie du Bassin versant de Kamech est composée de sols à argiles gonflantes, qui influencent fortement le régime des écoulements des eaux de ruissellement sur le site.

En fin de saison sèche, des fentes de retraits très profondes sont présentes en abondance sur le site. Elles jouent un rôle majeur dans la rétention des eaux de pluies au début de la saison des pluies (Albergel and Nasri, 2001).

Note : Les fentes de retrait ne sont pas toujours visibles sur le terrain : elles peuvent avoir été effacées superficiellement par un labour ou par le gonflement de surface des argiles, mais elles peuvent encore exister en profondeur.

2.5. Données disponibles de mesure

Pour analyser les fonctionnements hydrologique et érosif d'une parcelle, d'un versant ou d'un bassin versant, il est utile d'établir des relations d'une part entre les volumes ruisselés et les masses de sédiments transportés au cours d'un même intervalle de temps, d'autre part entre les volumes ruisselés et les hauteurs de pluies tombées sur la parcelle, le versant ou le bassin versant.

Les chutes de pluies sont généralement caractérisées par des averses, épisodes pluvieux plus ou moins longs au cours desquels l'intensité de la pluie est supérieure à un seuil de 0,5 mm/h, la séparation des averses étant effective lorsque l'intensité de la pluie reste inférieure à ce seuil pendant un laps de temps égal à une heure. Ces averses successives, plus ou moins fortes, engendrent des crues dont l'amplitude et la durée dépendent non seulement de la hauteur de pluie de l'averse ayant généré la crue mais également des conditions d'état de surface de la parcelle, du versant ou du bassin versant. La crue est donc définie comme la réponse d'un impluvium ou d'un bassin versant à un épisode pluvieux ou à une averse. Le début d'une crue a été considéré lorsque le niveau d'eau monte de 1 cm en moins d'une minute. Une fin de crue est détectée lorsque le niveau d'eau ne varie plus durant une heure. Le calcul des volumes ruisselés et des masses de sédiments transportés a donc été effectué crue par crue afin de permettre une analyse hydrologique des résultats.

2.5.1. Données de pluie

Le pluviographe, matériel de mesure de la pluie, fournit en continu les instants de basculement tous les 0,5 mm de pluie. Les informations fournies par les pluviomètres relevés journalièrement permettent de vérifier la fiabilité des mesures des pluviographes.

2.5.1.1. Hauteurs d'eau précipitées

Elles sont calculées directement à partir des instants de basculements du pluviographe survenus pendant les crues.

$$\text{Hauteur (mm)} = \Sigma (\text{nombre de basculements durant la crue}) * \text{Volume de l'auget} \quad (1)$$

2.5.1.2. Intensités maximales

Les intensités de pluies sur 5, 15 et 30 minutes ont été calculées de la manière suivante : les hauteurs précipitées toutes les 5, 15 et 30 minutes sont calculées avec la même méthode que pour la hauteur totale précipitée lors de la crue. Elles sont ensuite divisées respectivement par 12, 4 et 2 pour être converties en mm/h.

On obtient ensuite les I5max, I15max et I30max en prenant le maximum de ces valeurs pour chaque crue.

2.5.1.3. Durées

Les durées de chaque événement pluvieux générateur des crues enregistrées ont été répertoriées à partir de la base de données des I5 : les durées ont donc une marge d'erreur de plus ou moins 5 minutes. Elles sont exprimées en min.

Deux difficultés principales ont été rencontrées pour la mise en place de ces indicateurs :

Le morcellement des pluies : les événements pluvieux peuvent être discontinus dans le temps et connaître des interruptions de plusieurs minutes, voire plusieurs heures.

La présence de pluies parasites : Certaines pluies en fin d'événement ne semblent pas avoir d'effet sur la crue et doivent donc être négligées.

Le morcellement des pluies a été délicat à traiter : d'un côté, les phases d'interruptions des pluies ne génèrent pas de ruissellement, et donc devraient être exclues de la durée de pluie ; d'un autre côté, la répartition dans le temps de la hauteur d'eau précipitée lors d'un événement ne peut être négligée.

Il a été décidé dans un premier temps de créer deux indicateurs :

La durée brute allant du début de l'événement générateur de crues à la fin de cet événement, et incluant sans distinction les interruptions de pluies.

La durée nette qui correspond à la durée brute moins les durées des interruptions de pluies.

Les pluies parasites sont négligées dans les durées. Elles sont déterminées à l'aide des graphes de pluviométrie-débit au niveau de la plus petite échelle (cas de la parcelle).

Une pluie parasite est définie comme une pluie qui n'engendre aucune perturbation dans le débit observé au niveau des stations de mesures (les pluies négligées sont toujours séparées de la dernière pluie influençant la crue par une interruption pluviométrique plus ou moins longue).

2.5.1.4. Intensités moyennes

Elles ont été calculées à partir de la hauteur d'eau précipitée pour chaque événement et des durées brutes et nettes des événements pluvieux :

$$Imoy\ brute = \text{Hauteur précipitée} / \text{durée brute} \quad (2)$$

$$Imoy\ nette = \text{Hauteur précipitée} / \text{durée nette} \quad (3)$$

2.5.1.5. Cumul des pluies

La pluie cumulée permet de situer dans le temps l'événement pluvieux. En effet, les caractéristiques des pluies, du ruissellement et de l'érosion des événements étudiés semblent

différentes à partir d'un certain temps, localisé approximativement au cours de décembre selon les années.

Méthodes de calcul :

- Le cumul des pluies se fait à partir du début de l'année hydrologique : toutefois, en raison d'une pluie de 27,5 mm survenue le 31/08/2005, la date de début du calcul des pluies cumulées a été prise au 31 août de chaque année au lieu du 1^{er} septembre.
- Pcum est calculée à partir des pluies synthétiques journalières : chaque année, Pcum du jour j correspond à la somme des pluies précipitées entre le 31 août et le jour j-1. En cas de plusieurs crues survenant le même jour, la hauteur de pluie des crues précédentes est ajoutée au cumul de pluie.

2.5.1.6. Indice des pluies antérieures

En l'absence de mesures directes des conditions initiales d'humidité du sol, cet indice peut être calculé à partir des précipitations antérieures et il est appelé indice des pluies antérieures (IPA). Cet indice est calculé comme suivi :

$$IPA = \sum_{i=1}^5 P_i \quad (4)$$

Avec P_i est la pluie en mm correspondante au ième jour précédent le jour de calcul de l'indice.

2.5.2. Données du ruissellement

L'enregistrement des hauteurs d'eau dans les fosses à sédiments, dans les canaux Venturi et en amont des déversoirs triangulaires des stations hydrométriques permet d'obtenir des chroniques de hauteurs d'eau différentes enregistrées par chacun des capteurs limnimétriques installés. Cependant chaque capteur ne permet pas d'obtenir la même précision sur le débit mesuré.

Les capteurs installés dans les fosses à sédiments permettent la mesure directe des volumes ruisselés tant que la côte du plan d'eau à la fin de la crue ne dépasse pas la côte de déversement de la fosse. Le volume ruisselé est alors égal à la différence entre le volume stocké dans la fosse au début de la crue et le volume stocké à la fin de la crue.

Quand la côte du plan d'eau dans la fosse dépasse la côte de déversement, le capteur limnimétrique installé en amont du déversoir triangulaire permet une estimation correcte du débit jusqu'à ce que la hauteur de déversement corresponde à la hauteur du triangle formé par le déversoir. Au-delà des hauteurs correspondant aux sommets des déversoirs triangulaires, l'utilisation des enregistrements effectués dans les canaux Venturi permet le calcul des débits transitant aux stations.

2.5.2.1. Débits max spécifiques

Les débits étant déterminés à chaque instant à partir des enregistrements de hauteurs d'eau ou à partir des lectures effectuées par les observateurs. En effet, les débits max spécifiques découlent directement de ces mesures : le maximum du débit est pris pour chaque crue, puis divisé par la surface de l'échelle étudiée (1,32 pour la parcelle, 1,37 pour la ravine et 15,2 pour le microbassin) afin d'obtenir des l/s/ha.

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

Les stations hydrologiques fournissent en continu les relevés des hauteurs d'eau écoulées dans les dispositifs de mesures. Les canaux venturi ont été étalonnés, de telle sorte que pour chaque hauteur mesurée correspond un débit de ruissellement.

2.5.2.2. Volumes ruisselés

On peut évaluer le volume d'eau ruisselé durant une crue par intégration des débits en fonction du temps, soit l'intégrale :

$$V_r = \int_{t_1}^{t_2} Q_r(t) dt \quad (5)$$

Avec :

V_r est le volume ruisselé sur l'intervalle de temps t_2-t_1 ,

$Q_r(t)$ le débit ruisselé à l'instant t ,

t_1 et t_2 les dates et heures de début et de fin de la crue.

En divisant ce volume par la superficie de la parcelle, du versant ou du bassin versant on obtient une lame d'eau ruisselée.

2.5.2.3. Lames ruisselées

Elles sont calculées à partir des mesures de hauteur d'eau converties en débits aux stations hydrologiques :

- Pour calculer la lame entre la mesure de débit d_1 au moment t_1 et la mesure d_2 à t_2 , on applique la formule suivante :

$$\text{Lame}_{t_2-t_1} = \Delta t * (d_1+d_2)/2 \quad (\text{où } \Delta t = t_2-t_1) \quad (6)$$

- La somme des lames unitaires est alors réalisée pour obtenir la lame ruisselée en litres.
- La lame est enfin convertie en mm :

$$\text{Lame (en mm)} = \text{lame (en l)} / (10\,000 * \text{superficie du site (en ha)}) \quad (7)$$

2.5.2.4. Coefficients de ruissellement

Ils sont calculés selon la formule suivante :

$$\text{Coefficient de ruissellement (\%)} = 100 * \text{Lame ruisselée} / \text{Hauteur précipitée} \quad (8)$$

2.5.3. Données de l'érosion

Les données brutes sont des concentrations ponctuelles en sédiments des eaux de ruissellement au cours de la crue. Le nombre de prélèvement est très variable selon la crue : il peut y avoir de 0 à 24 prélèvements (voire un peu plus dans le cas de prélèvements manuels).

2.5.3.1. Masses érodées spécifiques (en t/ha)

En filtrant les flacons prélevés lors de la crue nous obtenons à un instant donné une concentration en sédiments des eaux de ruissellement. La plupart des crues ont 3 prélèvements ou moins. La valeur de la masse érodée est calculée de la manière suivante :

- Si le nombre de mesures est inférieur à 3, la moyenne des concentrations en sédiments mesurées est multipliée par le volume écoulé lors de la crue.

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

- Pour un nombre de mesures supérieur ou égal à 3, la mesure est représentative pour la demi-période ; pour la première et dernière mesure, la valeur est prolongée jusqu'à la fin de la crue.

Nous prenons ici l'exemple d'une crue fictive avec 3 points de mesures de concentration C_1 , C_2 et C_3 prélevés aux instants t_1 , t_2 et t_3 .

Etant donné les faibles volumes ruisselés en fin et en début de crue, l'attribution des concentrations des eaux de ruissellement se fait de la manière suivante :

- Pour $t < t_1$, la concentration C_1 est attribuée aux eaux de ruissellement
- Pour $t > t_3$, la concentration C_3 est attribuée

Les erreurs commises sont négligeables étant donné les faibles volumes ruisselés durant ces périodes.

Pour le milieu de la crue, la concentration C_1 est attribuée jusqu'à $t_1 + (t_1 + t_2)/2$, la concentration C_2 de $t_2 - (t_1 + t_2)/2$ à $t_2 + (t_2 + t_3)/2$...

Une fois que les valeurs de concentration sont attribuées pour chaque période de la crue, la masse érodée est obtenue en multipliant la concentration par le volume écoulé durant chaque période.

Les masses érodées sont ensuite converties en t/ha.

En l'absence de prélèvements, les transports solides sont estimés, crue par crue, pour différentes périodes de l'année, à partir de relations établies entre concentrations moyennes en matières solides et débits maximaux ruisselés.

2.5.3.2. Concentrations moyennes (en g/l)

Pour le calcul des concentrations moyennes, on a utilisé deux valeurs des fichiers de synthèse des stations hydrologiques :

- La lame d'eau ruisselée de chaque station (en mm)
- La masse en MES érodée de chaque station (en kg)

L'unité de la lame d'eau ruisselée est en mm pluviométrique, soit $10 \text{ m}^3/\text{ha}$ ou $10\,000 \text{ l/ha}$; 1 mm correspond donc à :

- 13 200 litres pour la parcelle
- 13 660 litres pour la ravine
- 151 980 litres pour le MBV

Pour chacune des stations d'étude, les concentrations moyennes en sédiment ont donc été calculées avec les formules suivantes :

$$\text{Parcelle : } C_{\text{moy}} = \text{MasseMES} \cdot 1000 / (\text{Lame ruisselée} \cdot 13200) \quad (9)$$

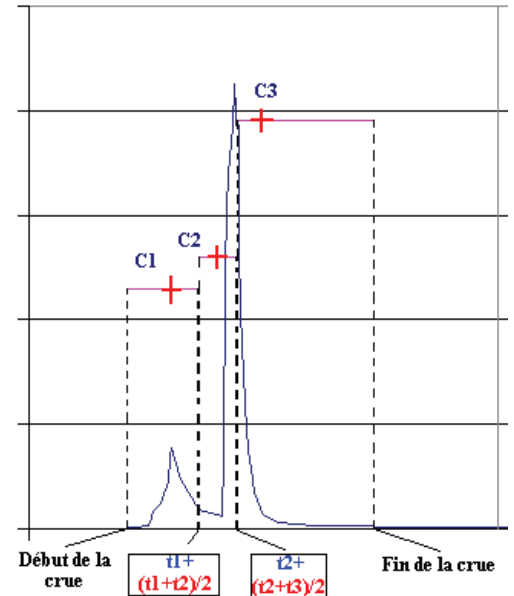


Figure 6 Exemple de calcul de la masse érodée sur une crue

$$\textbf{Ravine} : C_{\text{moy}} = \text{MasseMES} * 1000 / (\text{Lame ruisselée} * 13660) \quad (10)$$

$$\textbf{MBV} : C_{\text{moy}} = \text{MasseMES} * 1000 / (\text{Lame ruisselée} * 151980) \quad (11)$$

2.6. Approche méthodologique générale

La démarche générale de la thèse est de développer une approche qui permet de I) mieux comprendre le comportement hydro érosif sur un site fortement instrumenté en milieu méditerranéen marneux et II) mettre en place une modélisation qui valorisera les principaux résultats dérivés de l'analyse expérimentale afin de fournir un modèle plus adapté aux zones méditerranéennes marneuses.

2.6.1. Analyse de l'impact des fentes de retrait sur les processus hydro érosifs

L'analyse de l'impact des fentes de retrait sur les processus hydro érosifs a été menée dans les conditions de sols vertiques sous climat Méditerranéen au niveau de la parcelle expérimentale et du bassin versant du Kamech.

Pour étudier les dynamiques d'apparition et de disparition des fentes de retrait en surface du sol, trois indicateurs liés aux conditions d'humidité du sol ont été analysés à savoir : le cumul de pluie atteint durant l'année précédente, le niveau maximal de la nappe atteint durant la saison humide précédente et l'indice d'humidité du sol, ont été étudiés.

L'analyse de l'effet des fentes de retrait sur le ruissellement et l'érosion du sol au niveau de la parcelle expérimentale vis-à-vis la présence ou l'absence de fentes de retrait à la surface du sol a été mis en place par l'analyse des eaux de ruissellement ; des concentrations de sédiments et des taux d'érosion.

Une comparaison de la réponse hydro-érosive entre la parcelle et le bassin versant du Kamech a été entreprise sur les flux hydro-érosifs mensuels et à long terme pour évaluer les effets d'échelle et discuter dans quelle mesure les effets des fentes de retrait analysés à l'échelle de la parcelle peuvent être extrapolés à l'échelle du bassin versant et utilisés pour élaborer des stratégies efficaces de gestion des sols et de l'eau limitant l'envasement de la retenue collinaire.

2.6.2. Analyse temporelles et spatiales des flux hydro érosifs

Afin de mieux définir les stratégies de lutte anti-érosive et ainsi essayer d'apporter des réponses au problème de changement d'échelle, il est fondamental de mieux préciser la hiérarchie des processus dominants (formes dominantes d'érosion et/ou de sédimentation) en fonction des échelles temporelles et spatiales. L'analyse multi-échelle basée sur des valeurs moyennes interannuelles a été conduite sur le dispositif emboîté de la parcelle au microbassin.

L'approche développée (chapitre 4) s'appuie sur l'analyse de données expérimentales des flux d'eau et de sédiments. Ces données concernent 7 années hydrologiques (2005-2012) au niveau de trois stations de contrôle des flux installées au sein d'un versant de Kamech : une parcelle, une ravine et son impluvium et un micro-bassin englobant les deux premières stations. Nous avons d'abord évalué les flux globaux à chaque station après avoir reconstitué les données manquantes grâce à la comparaison des flux entre stations.

Le suivi précis réalisé antérieurement (thèse de El Khalili, 2013) de la morphologie de la ravine étudiée par des mesures denses et répétées de terrain a été exploité pour quantifier la production de terre par la ravine elle-même et ainsi de différencier la part relative de l'érosion de surface et de l'érosion ravinatoire à l'exutoire de la ravine et du micro-bassin versant. Une confrontation de ces résultats a été faite avec des résultats obtenus à l'exutoire du bassin versant par une méthode de traçage (thèse de Ben Slimane, 2013).

2.6.3. Traçage des sources de sédiments (poids relatif diffus/concentré à l'échelle événementielle)

Pour explorer le poids relatif des différents processus érosifs à l'échelle de l'événement, nous avons mis en œuvre une technique de traçage des sources de sédiments à partir de sédiments prélevés sur quelques crues caractéristiques au niveau des différentes stations hydrologiques (parcelle, ravine, microbassin versant, oued). Cette technique, adaptée au contexte local par Ben Slimane et al. (2013), s'appuie sur l'utilisation des radionucléides (Césium 137 notamment) et d'éléments géochimiques (Carbone organique). Ces éléments se sont en effet avérés les plus pertinents pour discriminer sur le bassin de Kamech l'origine des sédiments provenant des trente premiers centimètres du sol (sédiments mobilisés par érosion diffuse ou érosion en rigoles dans les parcelles cultivées) d'une part et les sédiments provenant du sol plus en profondeur (sédiments mobilisés par érosion linéaire dans les ravines ou les berges de l'oued) d'autre part. Pour cette étude et afin de préciser la variabilité de cette contribution relative en fonction des échelles spatiales et de la saison, nous avons mis en œuvre, de façon originale à notre connaissance, cette méthode sur des sédiments captés sur les différentes stations hydrologiques de Kamech (parcelle, ravine, microbassin versant, oued) lors de quelques crues caractéristiques. La collecte de sédiments est faite de façon simultanée sur les quatre stations au plus près possibles du pic de crue. Les incertitudes liées à l'échantillonnage des sources de sédiments ont été prises en compte en modélisant le signal de chaque source sous forme d'une population gaussienne (sauf pour la parcelle pour laquelle on ne possédait qu'un échantillon) et en utilisant une série de 10000 tirages aléatoires dans cette population (approche de Monté-Carlo).

2.6.4. Justification de l'utilisation de la modélisation

À partir du modèle événementiel distribué MHYDAS, nous avons cherché à calibrer les crues mesurées. La partition entre ruissellement et infiltration est modélisée dans MHYDAS via une équation développée par Morel-Seytoux à deux paramètres à savoir K_s (conductivité à saturation) et S_f (facteur de stockage et de succion). L'optimisation est faite crue par crue sur la base de la minimisation d'un critère d'évaluation (RMSE) entre l'hydrogramme simulé et l'hydrogramme observé.

L'idée est de procéder à une optimisation des paramètres de manière indépendante d'une crue à l'autre pour finalement faire le constat, ou non, d'une logique saisonnière au sein de l'année qui se répéterait sur plusieurs cycles annuels. L'existence d'une telle séquence pourrait alors se traduire en préconisations pour la paramétrisation des modèles de flux hydrologiques dans les contextes méditerranéens ayant une prédominance de sols vertiques.

2.7. Prétraitement des données expérimentales

2.7.1. Les principes de reconstitution des données manquantes

La base des données comporte des lacunes. Pour utiliser les données collectées de la base dans l'analyse il fallait d'abord reconstituer les données manquantes.

La figure 7 illustre les données disponibles au niveau de chaque station de mesure pour un événement donné, démontrant que les instants de mesure des sédiments sont adaptés à la réponse de ruissellement au niveau de chaque échelle.

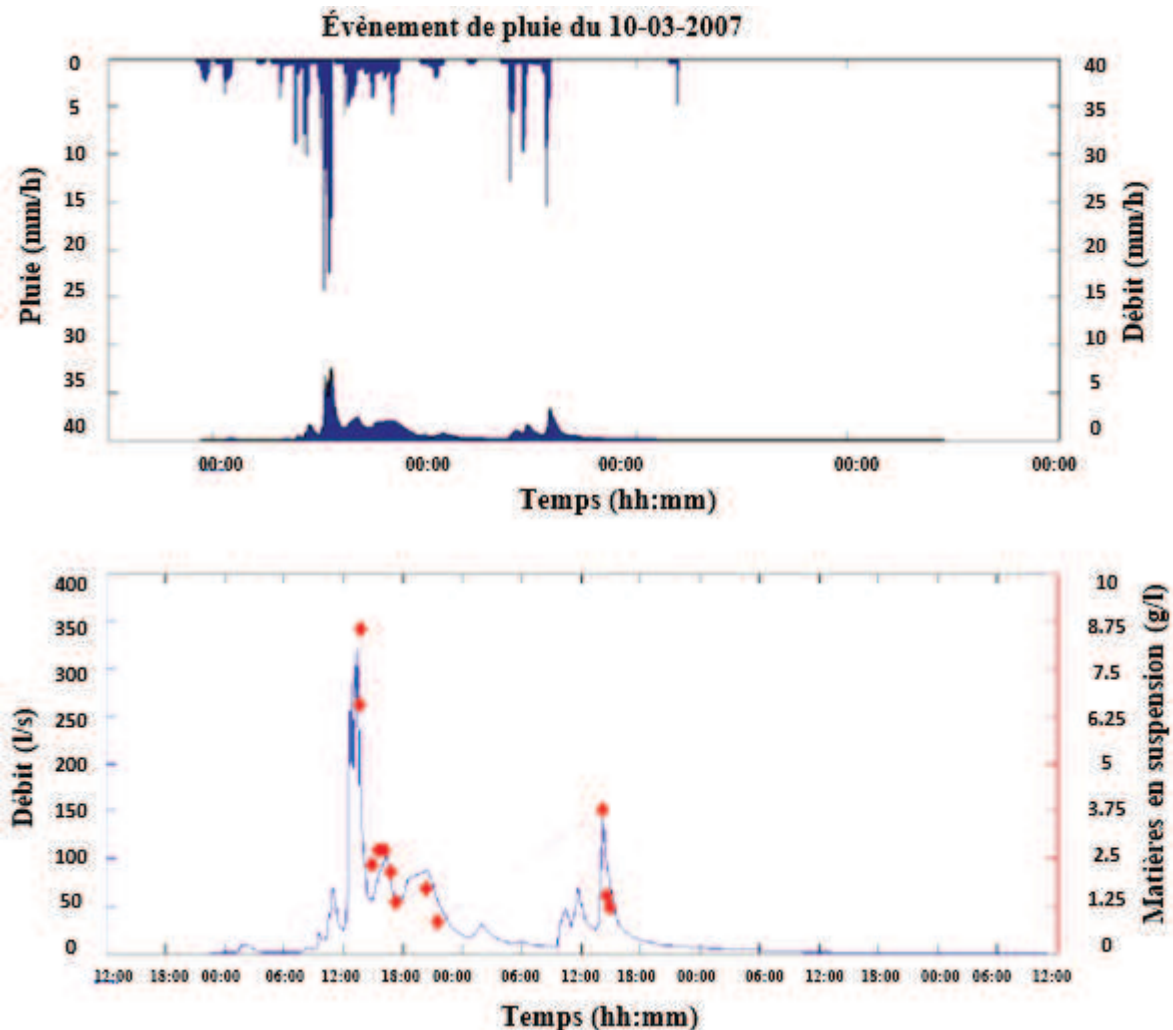


Figure 7 Illustration des mesures pluie-débit-sédiments disponibles à chaque station pour l'événement du 10 Mars 2007, pour le micro bassin versant

L'approche de reconstitution est basée sur le suivi des flux érosifs par des mesures in-situ s'appuie sur l'analyse des données expérimentales des flux d'eau et de sédiments. Ces données concernent 7 années hydrologiques (2005-2012) au niveau de trois stations de contrôle des flux installées au sein du versant de Kamech : la parcelle, la ravine et son impluvium et le micro-bassin intégrant. Nous avons tout d'abord évalué les flux globaux à chaque station en reconstituant les données manquantes grâce à la comparaison des flux entre stations pour les données hydrologiques et en mettant en place un organigramme de reconstitution pour les flux érosifs. Le comblement des lacunes (données manquantes) nous a permis d'avoir une base de

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

données hydro-érosive complète, prête à être utilisée dans les différentes analyses. Le comblement de celles-ci vise à disposer de séries continues pour les différentes analyses. Par ailleurs, le poids des données reconstituées ne doit pas être excessif par rapport à celui des données véritablement observées.

Les différentes lois de corrélation entre échelles sont faites sans les deux crues extrêmes vu que les événements à reconstituer correspondent à des crues ordinaires.

2.7.2. Analyse de la fiabilité des mesures

La fiabilité du comblement des données manquantes des flux hydrologiques et érosives dépend essentiellement de la qualité des données existantes. Etant donné la forte hétérogénéité de qualité de la couverture des crues en termes d'érosion, des indices de fiabilité des mesures ont été mis en place :

- L'indice de fiabilité 1 correspond à des données trop imprécises : les crues de cet indice sont exclues :
- L'indice de fiabilité 1-2 correspond à une fiabilité moyenne de la crue : ces crues sont intégrées à l'analyse. Toutefois, des valeurs des indicateurs de fiabilité 1 excentrés par rapport à la tendance générale auront moins de poids dans l'interprétation des résultats :
- L'indice de fiabilité 2 correspondant à une fiabilité relativement bonne.

Données relatives au ruissellement

Tableau 4 Nombre de crues mesurées pour les différentes stations

	P1	P2+G	MC
Nombre de crues mesurées	165	156	159
Nombre des crues avec données fiables	165	155	159

Données relatives à l'érosion

Tableau 5 Nombre de crues mesurées pour les différentes stations

	P1	P2+G	MC
Nombre des crues mesurées	45	33	39
Nombre des crues avec données fiables	31	28	18

2.7.3. Reconstitution des données manquantes des flux hydrologiques

- Reconstitution des lames ruisselées

Une observation générale des données montre dans un premier temps que les différences entre échelles ne sont pas significatives : la ravine et le microbassin ont globalement un comportement très proche avec un R^2 très satisfaisant. La parcelle ruisselle légèrement moins que pour les deux autres échelles, sans toutefois que l'écart soit considérable. Du ce fait, on a considéré que :

*La reconstitution des lames ruisselées de la parcelle est faite à partir de la corrélation avec le microbassin ;

*La reconstitution des lames ruisselées de la ravine est faite à partir de la corrélation avec le microbassin ;

*La reconstitution des lames ruisselées du microbassin est faite à partir de la corrélation avec la ravine.

Le tableau 6 présente les caractéristiques de ces relations.

Tableau 6 Relations entre échelles des lames ruisselées

Relations Echelle	Equations de corrélation	R^2	Nombre d'observations
P1_MC	$Lr_P1 = Lr_MC / 1,12$	$R^2 = 0,92$	157
P2+G_MC	$Lr_MC = 1,01 * Lr_P2 + G$	$R^2 = 0,95$	147

Note : les coefficients de ruissellements de ces crues sont eux aussi reconstitués en divisant les lames reconstituées par la hauteur de pluie correspondante.

- Reconstitution des débits maximums

Etant donné les bons coefficients de corrélations observés, il est possible de reconstituer les événements manquants à partir des données des autres échelles. Pour la cohérence des données, nous avons adopté les mêmes échelles que celles des lames ruisselées pour la reconstitution des débits, c'est-à-dire :

*La reconstitution des débits maximums de la parcelle est faite à partir de la corrélation avec le microbassin ;

*La reconstitution des débits maximums de la ravine est faite à partir de la corrélation avec le microbassin ;

*La reconstitution des débits maximums du microbassin est faite à partir de la corrélation avec la ravine.

Le tableau n°7 présente les caractéristiques des formules adoptées lors de la reconstitution.

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

Tableau 7 Relations entre échelles des débits maximums

Relations Echelle	Equations de corrélation utilisées pour la reconstitution	R ²	Nombre d'observations
P1_MC	$Q_{\max_P1} = Q_{\max_MC} / 0,87$	R ² =0,63	157
P2+G_MC	$Q_{\max_MC} = 1,16 * Q_{\max_P2+G}$	R ² =0,84	147

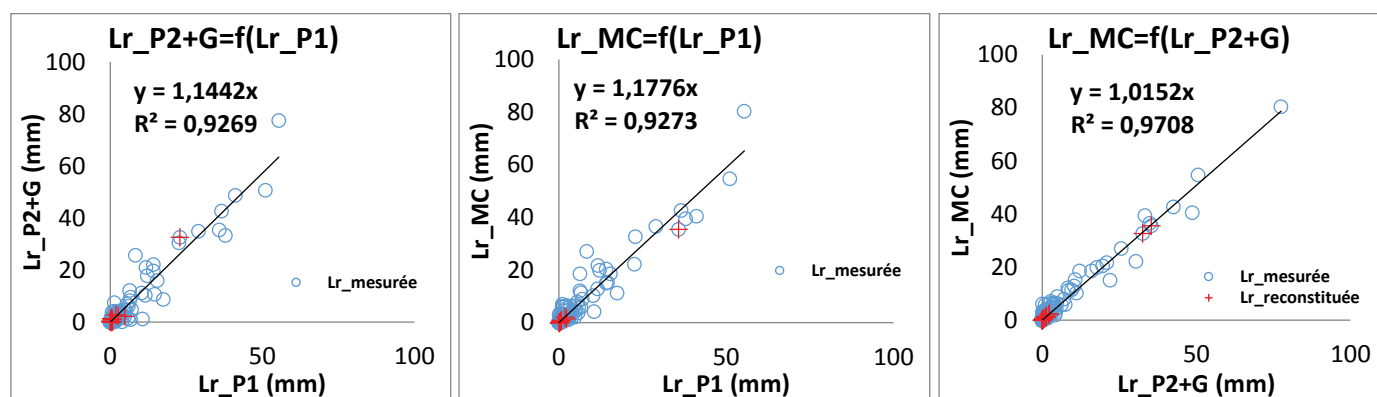


Figure 8 Présentation des corrélations multi-échelle des lames ruisselées

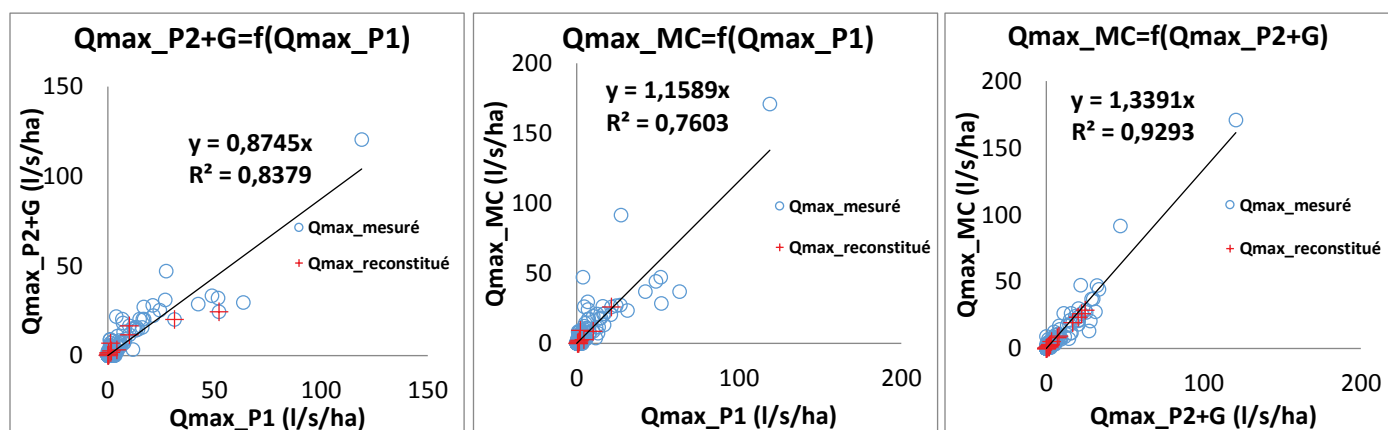


Figure 9 Présentation des corrélations multi-échelles des débits maximaux

Les lames ruisselées ainsi que les débits maximums sont fortement corrélées d'une station à l'autre (Figure 8). Les reconstitutions effectuées à partir des données hydrologiques se sont révélées les plus satisfaisantes. Elles bénéficient de deux avantages :

- d'une part, elles s'appuient sur des valeurs à l'échelle de l'événement, ce qui permet de prendre en compte chaque épisode de manière séparée :
- d'autre part, les données hydrologiques traduisent la réponse des écoulements aux précipitations, réponse qui, pour des volumes d'eau précipités identiques, peut différer en fonction de nombreux paramètres (état hydrique des sols ; répartition des pluies dans le temps ; intensité des pluies ; répartition spatiale des pluies ; état de surface des sols et taux de couverture par le couvert végétal, en particulier dans les zones cultivées).

2.7.4. Reconstitution des données manquantes des flux érosifs

Le choix de reconstitution des données manquantes des flux érosifs s'est porté sur une approche qui consiste à proposer un organigramme de reconstitution propre pour chaque station (Annexe1). Cet organigramme permet d'évaluer de façon la plus précise possible des flux érosifs.

- Reconstitution à partir des relations entre échelles

Etant donné les bons coefficients de corrélations observés, il est possible de reconstituer les événements manquants à partir des données des autres échelles (Tableau 8).

Tableau 8 Relations entre échelles taux érosifs

Relations Echelle	Equations de corrélation utilisées pour la reconstitution	R ²	Nombre d'observations
P1_MC	$Es_P1 = Es_MC / 0,54$	R ² =0,62	21
P1_P2+G	$Es_P1 = Es_P2+G / 1,24$	R ² =0,58	19
P2+G_MC	$Es_MC = 0,50 * Es_P2+G$	R ² =0,65	22

- Reconstitution à partir de la combinaison des débits et volume

De nombreuses combinaisons des variables explicatives (Débits maximums, Volume ruisselé, Concentration, Intensité de pluie, Hauteur de pluie) ont été testées, sous forme de régressions simples. Les meilleures équations obtenues mettent en jeu les débits maximums et le volume ruisselé.

Afin de prendre en compte l'effet combiné de ces deux facteurs, nous avons considéré le modèle suivant lors de la reconstitution :

$$Es = a * Q^{\alpha} * V^{\beta} \quad (12)$$

Le critère des moindres carrées a servi à optimiser les régressions. La présentation de ces modèles constitue l'objet du tableau 9.

Tableau 9 Critères d'évaluation des modèles pour les différentes stations de mesure

	RMSE	MAE	R ²	Relation
P1	1,27	-0,03	0,74	$Es_P1_calculée = 21,29 * Q^{1,16} * Vr^{0,45}$
MC	0,60	0,02	0,92	$Es_MC_calculée = 5,96 * Q^{1,27} * Vr^{0,45}$
P2+G	1,98	0,14	0,90	$Es_P2+G_calculée = 269,78 * Q^{1,76} * Vr^{0,45}$

Les graphiques de la figure 10 présentent la comparaison des masses érodées d'une station à l'autre pour la totalité des crues en différenciant les crues mesurées des crues reconstituées. Au final, les masses érodées reconstituées représentent 20 à 27% du bilan érosif des 7 années et n'impliquent donc que peu d'erreurs d'analyse.

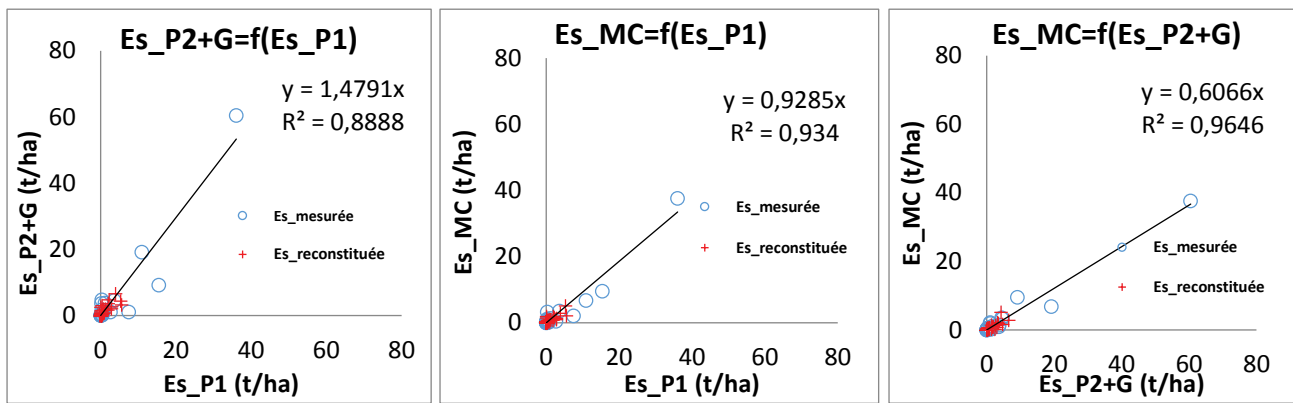


Figure 10 Présentation des corrélations multi-échelles des masses érodées (les cercles représentent les valeurs mesurées aux 2 stations comparées et les croix correspondent aux valeurs reconstituées sur au moins l'une des stations comparées)

Chapitre 3 : Effet des fentes de retrait sur les processus hydro-érosifs : Cas d'étude dans un milieu méditerranéen vertique

Résumé

De par leur forte activité de gonflement-retrait en lien avec les conditions hydriques du sol, les sols vertiques sont le siège d'un fonctionnement hydrologique et érosif très spécifique amenant à des réponses de ruissellement et d'érosion très fluctuantes au cours de l'année. Peu d'études ont toutefois été consacrées à l'effet simultané des fentes de retrait sur la genèse des flux de ruissellement et des flux d'érosion, tout particulièrement en contexte rural méditerranéen. La compréhension de ce fonctionnement constitue cependant une priorité pour les gestionnaires des régions méditerranéennes s'ils veulent être en capacité de proposer des stratégies efficaces de gestion des eaux et des sols qui soient adaptées aux spécificités de leur milieu et permettent de maintenir une ressource en sol au sein des parcelles cultivées mais aussi limiter la sédimentation des retenues situées en aval.

Dans ce contexte, le premier objectif de cette étude vise à documenter, au sein d'un petit bassin versant Méditerranéen cultivé et sur une période de 7 années consécutives, la dynamique des fentes de retrait en surface du sol et les réponses associées en matière de ruissellement et d'érosion. Le deuxième objectif consiste à analyser finement la dynamique des fentes de retrait et leur impact sur les flux hydro-érosifs grâce aux observations réalisées sur une parcelle expérimentale. Le dernier objectif est d'explorer dans quelle mesure l'effet des fentes de retrait analysés à l'échelle de la parcelle expérimentale peut être extrapolé à l'échelle du bassin versant de Kamech de 263 ha (ORE OMERE, Tunisie), et ceci afin de mieux comprendre l'impact des fentes de retrait sur l'approvisionnement en eaux et en sédiments des milieux situés à l'aval de petits bassins versants.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons d'abord exploré les facteurs régissant la dynamique temporelle de la présence des fentes de retrait à la surface du sol. Dans une deuxième étape, nous avons quantifié l'effet des fentes de retrait sur la réponse hydro-érosive en utilisant les données du suivi détaillé de la présence des fentes de retrait en surface du sol, le ruissellement ainsi que les matières en suspension ont été mesurés en continu sur une longue période (2005-2012) à l'exutoire de la parcelle expérimentale (1,32 ha) et du bassin versant de Kamech (263 ha) sur i) la dynamique des fentes de retrait à la surface du sol de la parcelle expérimentale 1,32 ha, ii) le ruissellement et l'érosion à l'exutoire de la parcelle expérimentale, et iii) le ruissellement et l'érosion à l'exutoire du bassin versant de 263 ha contenant une retenue collinaire et dominé par les vertisols.

L'analyse des données a montré que les fentes de retrait en surface étaient présentes plus que la moitié de l'année d'environ 200 jours par an et que le régime des précipitations, l'indice de teneur en eau et les conditions du niveau de la nappe phréatique contrôlent la dynamique

saisonnaire de ces fentes de retrait. Les résultats ont également montré que le ruissellement et les taux d'érosion, en réponse à un événement pluvieux donné, étaient très variables à l'exutoire de la parcelle expérimentale. La présence de fentes de retrait en surface constitue un facteur déterminant et majeur limitant la genèse du ruissellement mais pas l'érosion. Les bilans de flux moyens interannuels du ruissellement et d'érosion établis aux exutoires de la parcelle expérimentale et du bassin versant montrent des valeurs similaires. Les dynamiques saisonnières des flux hydro-érosifs suivent également des schémas identiques avec des flux érosifs se produisant très majoritairement à l'automne et en début d'hiver, et ceci de la parcelle jusqu'au lac situé à l'exutoire du bassin versant.

Cette étude a mis en évidence un décalage saisonnier très important dans les flux de ruissellement et d'érosion, de la parcelle jusqu'à l'exutoire du bassin versant, du fait de la présence des fentes de retrait : les flux d'érosion se font majoritairement à l'automne et en tout début d'hiver alors que les flux de ruissellement sont majoritaires durant tout l'hiver et le début du printemps. Une conclusion importante est que la saison automnale est une période clé pour le maintien des ressources en sol au sein des parcelles agricoles, mais aussi pour la vie des retenues.

Par conséquent, une bonne prédiction des flux de ruissellement et d'érosion des sols vertiques pendant la période automnale est essentielle pour guider la mise en œuvre des mesures de lutte contre l'érosion dans les bassins versants méditerranéens dominés par les vertisols. Pour cela les travaux de caractérisation et de modélisation des processus en contexte de sol vertique méditerranéen doivent être poursuivis.

Mots-clés : Dynamique des fentes de retrait - Ruissellement - Érosion - Concentration de sédiments – Bassin versant marneux - ORE OMERE

Soil cracking effects on hydrological and erosive processes: a study case in Mediterranean cultivated vertisols

(Article accepté dans la revue « Hydrological Processes »)

Nesrine Inoubli^{1,2}, Damien Raclot², Roger Moussa³, Hamadi Habaieb^{1,4}, Yves Le Bissonnais³

1 Institut National Agronomique de Tunis, 43 Avenue Charles Nicolle, 1082, Tunis-Mahrajène, Tunisia. E-mail : nesrine_inoubli@hotmail.fr

2 IRD—UMR LISAH-Laboratoire d'étude des Interactions Sol—Agrosystème—Hydrosystème, 2 place Viala, Montpellier, 34060, France

3 INRA—UMR LISAH-Laboratoire d'étude des Interactions Sol—Agrosystème—Hydrosystème, 2 place Viala, Montpellier, 34060, France

4 Institut National de Recherche en Génie Rural, Eaux et Forêts, Rue Hédi EL Karray El Menzah IV-BP N°10, 2080 Ariana, Tunisia

Abstract

Shrink–swell soils, such as those in a Mediterranean climate regime, can cause changes in terms of hydrological and erosive responses due to the changing soil water storage conditions. Only a limited number of long-term studies have focused on the impacts on both hydrological and erosive responses and their interactions in an agricultural environment. In this context, this study aims to document the dynamics of cracks, runoff and soil erosion within a small Mediterranean cultivated catchment and to quantify the influence of crack processes on the water and sediment supplied to a reservoir located at the catchment outlet using water and sediment measurements at a cultivated field outlet as baseline. Detailed monitoring of the presence of topsoil cracks was conducted within the Kamech catchment (ORE OMERE, Tunisia), and runoff and suspended sediment loads were continuously measured over a long period of time (2005–2012) at the outlets of a field (1.32 ha) and a catchment (263 ha). Analysis of the data showed that topsoil cracks were open approximately half of the year and that the rainfall regime and water table level conditions locally control the seasonal cracking dynamics. Topsoil cracks appeared to affect the generation of runoff and sediment concentrations and, consequently, sediment yields, with similar dynamics observed at the field and catchment outlets. A similar time lag in the seasonality between water and sediment delivery was observed at these two scales: although the runoff rates were globally low during the presence of topsoil cracks, most sediment transport occurred during this period associated with very high sediment concentrations. This study underlines the importance of a good prediction of runoff during the

presence of cracks for reservoir siltation considerations. In this context, the prediction of cracking effects on runoff and soil erosion is a key factor for the development of effective soil and water management strategies and downstream reservoir preservation.

Keywords: Topsoil cracks dynamics – Runoff – Erosion – Sediment concentration – Mediterranean marly catchment – ORE OMERE

3.1. Introduction

Vertisols are often present in the Mediterranean landscape where fine material has accumulated (Yaalon, 1997). Also known as shrink-swell soils, expansive soils or swelling soils, these soils are characterized by a high content of swelling clay minerals whose layers expand and contract with changes in the water content (Gómez et al., 2014). These shrink–swell clay soils are found all over the globe, with up to 350 million ha being classified as either vertisols or vertic intergrades (Ahmad, 1996); however, they are not uniformly distributed. Vertisols occur in diverse climatic zones, from the humid tropics to arid areas (Ahmad, 1996), but they are most abundant in the tropics and subarid regions. In the tropics, they occupy 60% of the total area; in the subtropics, they cover 30%; and in cooler regions they cover only 10% (Dudal and Eswaran, 1988; Wilding and Coulombe, 1996). In humid and sub-humid regions, vertisols occupy 13% of the total land area; in sub-arid regions, 65%; in arid regions, 18%; and in the Mediterranean climate region, 4% (Coulombe et al., 1996). However, it is noteworthy that a reliable estimate of the global distribution of soils exhibiting swelling-shrinking characteristics is still not possible because many countries have yet to make detailed inventories. This is especially true for Mediterranean regions in which clay soils with vertic intergrades (i.e., Vertic calcisols, Luvisols, and Cambisols) are quite common (Coulombe et al., 1996). Compared to others soils in the Mediterranean region, cracking soils have great agricultural potential (Moussadek et al., 2011) and are amongst the most productive soils in semiarid agriculture (Coulombe et al., 1996). Therefore, many vertisols require site-specific management for crop production or water erosion issues (Ahmad, 1996; Freebairn et al., 1996; Pathak et al., 2013; Virmani et al., 1989).

Their expansive behavior often causes unfavorable damage for engineering and agriculture uses. In non-agricultural uses, the shrink–swell behavior results in significant damage to surface structures, such as roads and building foundations (Stavridakis, 2006; Stewart et al., 2015). In fact, most previous studies have focused on the dynamics of soil shrinking and swelling and associated crack formation by studying the relationship between the potential of a soil to shrink and the water content and other in situ factors that affect crack formation (Arnold et al., 2005; Bandyopadhyay et al., 2003; Bronswijk et al., 1995; Daniells, 1989; Kirby et al., 2003; Kishné et al., 2009; Kishné et al., 2010). In agricultural uses, only a few studies have focused on the hydrological and erosive processes under vertisols, despite the fact that soil cracks affect several components of the water balance, including infiltration, drainage, runoff and erosion. The hydro-erosive response of vertic soils has been shown to be very complex at micro, plot and catchment scales (Gómez et al., 2014). At all these scales, a key factor is the extreme variation in the infiltration and runoff conditions of the soil under different soil moisture contents. Therefore, it presents special challenges for studying their processes

because the highly dynamic shrink–swell processes can cause changes in terms of hydrological and erosive responses due to the changing soil storage conditions (Bagarello et al., 1999; Favre et al., 1997; Messing and Jarvis, 1993). High hydraulic conductivity characterizes vertisols in dry conditions because cracks allow rapid water flow (Mitchell and Van Genuchten, 1993). When open, cracks can act as preferential flow paths (Bouma and Dekker, 1978; Bronswijk et al., 1995; Dekker and Ritsema, 1996; King et al., 1996; Messing and Jarvis, 1990) and increase the overall rates of infiltration (Sanders et al., 2012) and evaporation (Ritchie and Adams, 1974). As a result, high infiltration rates are observed during the dry period until certain soil moisture conditions are established (Albergel and Nasri, 2001), and the rapid transport of fertilizers and chemicals to the subsoil can contaminate the local groundwater system (Allen et al., 2005; Bronswijk et al., 1995; Greco, 2002; Jarvis, 2007; Williams et al., 2003). When the cracks have disappeared because of massive swelling, these soils are favorable to runoff because of their very low saturated hydraulic conductivity in wet conditions (Coulombe et al., 1996; Kishné et al., 2009). These soils also tend to be highly erodible (Freebairn et al., 1996) and erosion products can easily seal crack openings, thereby cutting off flow paths along cracks (Morris et al., 1992).

Few long-term studies have simultaneously analyzed the hydrological and erosive responses of vertisols under a Mediterranean climate regime. The few available studies were conducted on the north side of the Mediterranean and documented a very complex behavior of cracking soils with extreme differences in runoff and erosive responses for similar rainfall events as a result of seasonal aspects (Allen et al., 2011; Gómez et al., 2004; Gómez et al., 2014; Harmel et al., 2006). Understanding the influence of cracking soils on specific hydrological and erosive responses under cropland remains a key issue for Mediterranean managers that need to plan reservoir water storage and guide the implementation of erosion control measures to preserve reservoir storage in cracking soil environments. In this context, the first objective of this study is to document crack dynamics and the related runoff and erosion responses over a mid-term period. The second objective is to quantify the influence of crack processes on the water and eroded sediment delivered to the outlet of a cultivated field. The last objective is to explore the extent to which the effects of cracks analysed at the field scale can be extrapolated to the catchment scale in order to better understand the impact of cracking on the water and sediment supply in the Kamech reservoir located at the catchment outlet. To reach these objectives, we first explored the drivers of the temporal dynamics of the presence of topsoil cracks. In a second stage, we quantified the effects of cracks on the hydro-erosive response using a 7-year monitoring dataset on i) crack dynamics in the topsoil of a 1.32-ha experimental cultivated field, ii) runoff and erosion at the outlet of the experimental field, and iii) runoff and erosion at the outlet of a 263-ha catchment containing a small reservoir and dominated by vertisols.

3.2. Materials and method

3.2.1. Study area

The Kamech catchment (2.63 km²) is located in a hilly agricultural region on northern Cape Bon, Tunisia (36.88° N, 10.88° E, Figure 11). A small reservoir with an initial storage capacity of 140,000 m³ was built at the catchment outlet in 1993 and has been in operation since 1994.

The climate is semi-arid with a mean inter-annual temperature of 14°C, a mean annual reference evapotranspiration ET_0 of 1,100 mm estimated from daily evaporation pan measurement using a pan coefficient of 0.8, and a mean inter-annual rainfall of 650 mm. The rainy season is between October and February, and the dry season is between June and August (Figure 3).

Annually ploughed croplands occupy 70% of the catchment area and are mainly located on slopes with gradients less than 15%. The crops are largely cereal crops, which are occasionally rotated with leguminous crops. The remaining 30% of the catchment area consists of dwellings, gully and channel features, and Mediterranean scrublands devoted to grazing. According to the FAO classification (FAO-ISRIC-IUSS, 2006), the soil types observed within the catchment are vertisols (65%), regosols (25.5%) and eutric regosols (9.5%). The cropland is predominantly located on vertisols, whereas gully and channel features are predominantly associated with regosols.

Consequently, 2/3 of the catchment area feature soils with clay content ranging from 30 to 70% and significant active shrink-swell processes. The related swelling-cracking cycles were suspected to greatly impact both the water and sediment supplied to the reservoir. In summer 2005, an experimental field was equipped to monitor the presence of topsoil cracks as well as the runoff and sediment yield at its outlet. This experimental field is located on vertisols on the right bank of the Kamech catchment (Figure 11b). It has an area of 1.32 ha with an average slope gradient of 9%.

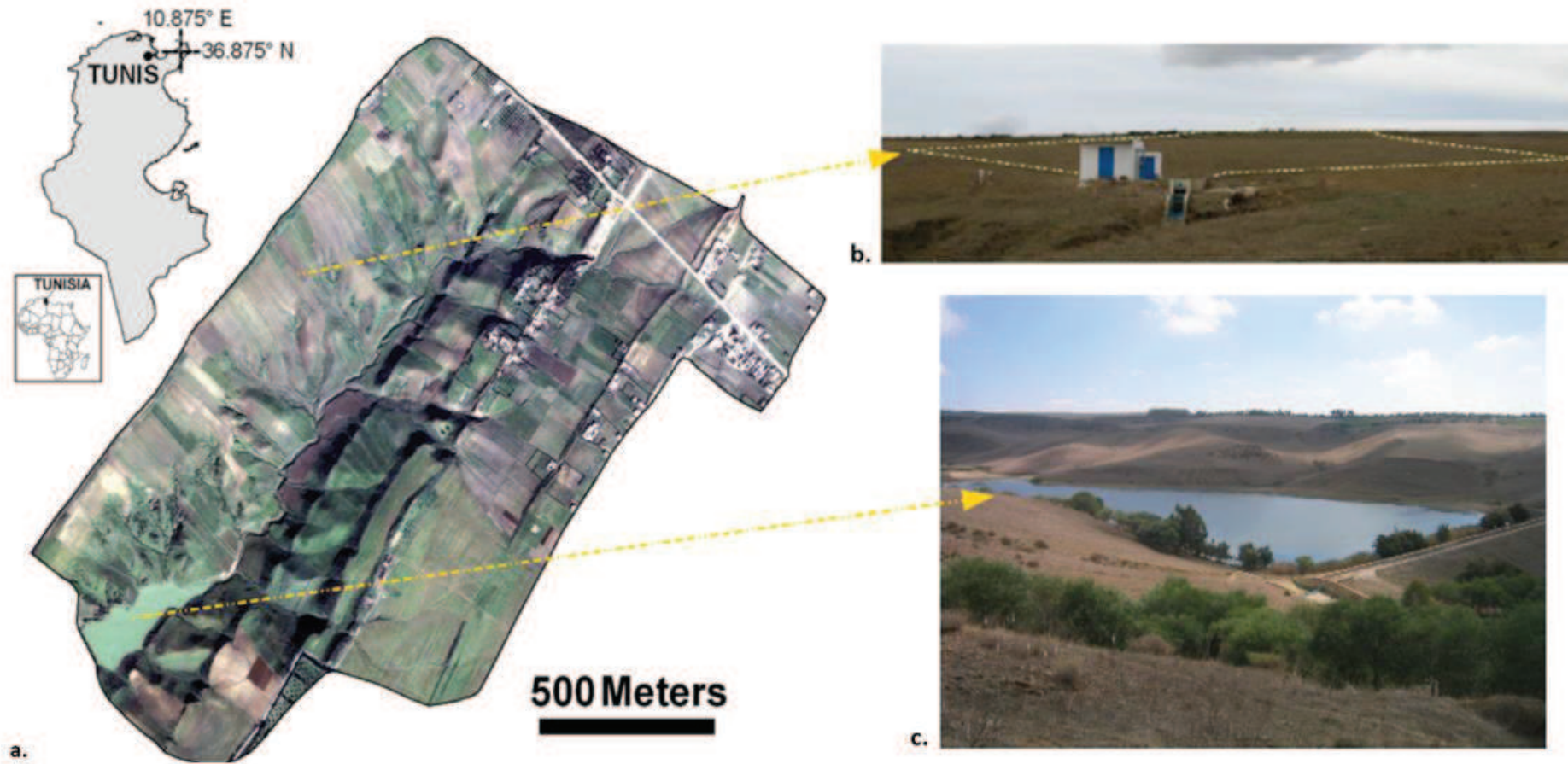


Figure 11 Location of the Kamech catchment on Cape Bon, Tunisia (a), the experimental field (b) and the reservoir at the catchment outlet (c).

The main soil properties are described in Table 10, and Figure 12a shows the presence of cracks in horizon B and slickensides in horizon Bi. Figure 12b illustrates that topsoil crack size and density in the experimental field are intermediate compared to topsoil crack sizes and densities in other fields in the catchment (Figure 12c). In the experimental field, topsoil crack widths do not exceed 5 cm, whereas they are greater than 10 cm in some areas of the Kamech catchment.

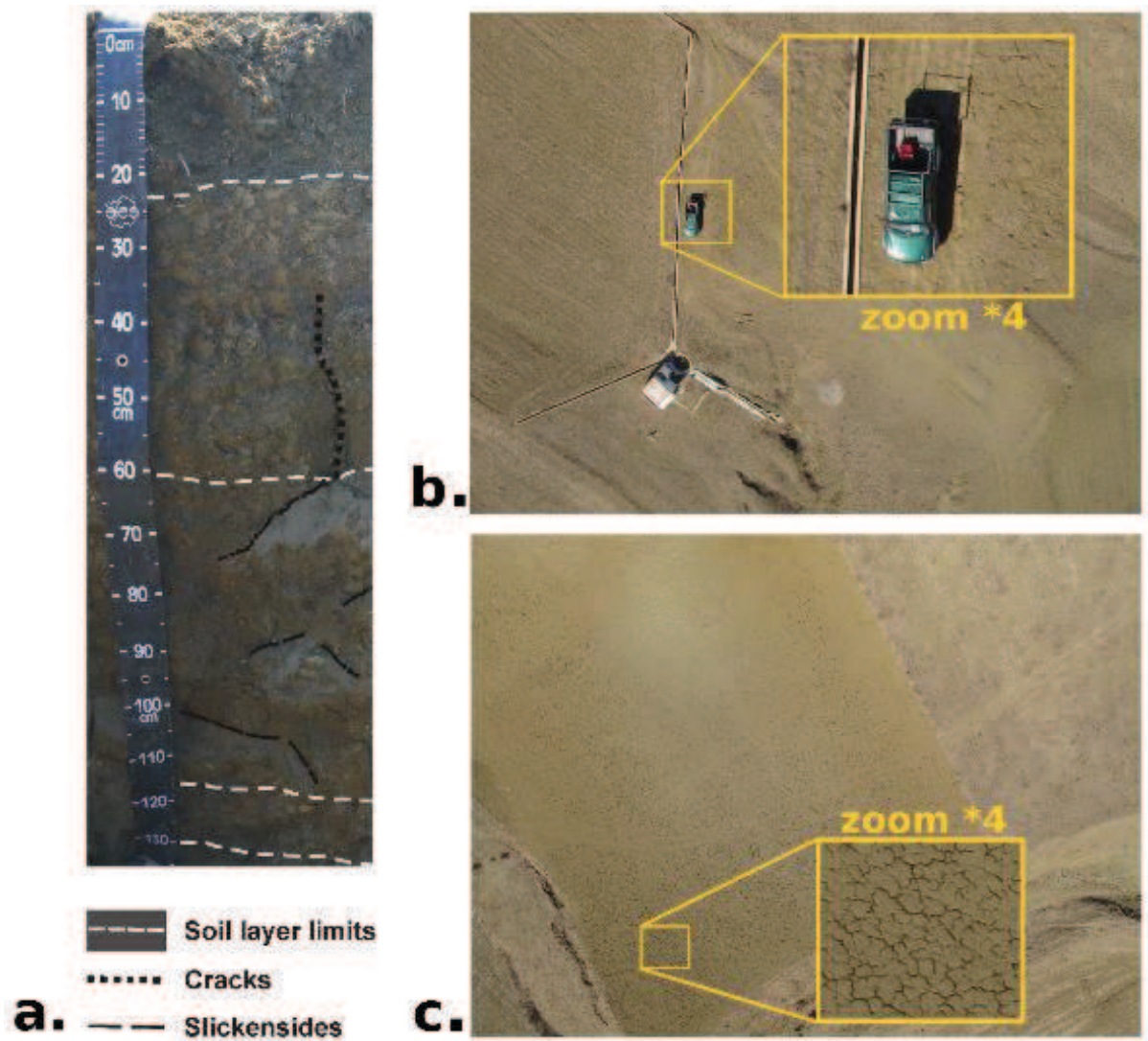


Figure 12 Illustration of the presence of cracking soils in the Kamech experimental field with a photograph of a typical soil profile in the experimental field with the presence of cracks and slickensides (a, Photo by Rossano Ciampalini, 2010-10-22) and low-altitude aerial photographs taken from a kite showing the moderate density of cracks in the topsoil in the experimental field (b, photo by Olivier Planchon, 2011-09-21) and the high density of cracks in another field in Kamech catchment (c, photo by Olivier Planchon, 2011-09-21). The width of the yellow rectangle in both Figure 12b and 3c is approximatively 8 m. Note that Figure 12b also shows the downstream part of the experimental field with the collector that drains the water and sediments to a Venturi flume.

Table 10 Soil properties of the different soil horizons in the experimental field. Horizon classification from FAO (2006). (Clay < 0.002 mm); (0.002 mm < Fine Silt < 0.02 mm); (0.02 mm < Coarse Silt < 0.05 mm); (0.05 mm < Fine Sand < 0.2 mm); (0.2 mm < Coarse Sand < 2 mm); OC, organic carbon; N, nitrogen; CEC, cation exchange capacity.

Horizons	Depth (cm)	Clay (%)	Fine Silt(%)	Coarse Silt(%)	Fine Sand(%)	Coarse Sand(%)	OC (g/kg)	N (g/kg)	C/N	pH	CaCO3 (%)	CEC (cmol+/kg)	density
Ap	0-20	62	15.7	6	7.2	9.1	9.96	1.29	7.71	8.51	3.62	26.2	1
B	20-60	65	15.8	5.1	6.1	8	7.87	1.1	7.16	8.66	3.71	26.4	1.47
Bi	60-115	66.1	16	4.6	5.6	7.7	7.19	0.978	7.35	8.76	3.93	26.6	1.54
Ck	115-130	63.1	31.5	1.8	1	2.6	*	*	*	8.66	4.51	*	*
Lm	130-190	56.8	37.2	2	0.6	3.4	*	*	*	8.76	1.91	*	*

3.2.2. Data acquisition

3.2.2.1. Hydrological and sediment measurement at the catchment scale

The Kamech experimental catchment belongs to a long-term environmental research observatory called OMERE (Mediterranean Observatory of Water and Rural Environment, <http://www.obs-omere.org/>), which aims to study the anthropogenic impacts on water and sediment budgets at the catchment scale. The catchment was instrumented in 1994 for the automatic acquisition of climatic and hydrologic data. The climatic instrument set includes tipping bucket rain gauges (0.5 mm), an evaporation pan and an air thermometer. A water level gauge was installed in the reservoir at the catchment outlet to provide continuous data on variations in the water level within the reservoir with 1 cm accuracy. The spillway and bottom drain valves were shaped in such a way that output discharge could be continuously estimated through precise level-discharge curves. Bathymetric surveys of the reservoir are measured every three years on average, making it possible to update level-volume and level-surface curves for the reservoir storage. Sediment concentrations during overflow through the spillway or emptying through the bottom drain valve were also measured through manual sampling. These set of measurements enable the evaluation of the continuous runoff input into the reservoir by drawing a hydrologic budget of the reservoir as explained in (Albergel et al., 1999; Albergel et al., 2007) and (Raclot and Albergel, 2006). In addition, sediment input into the reservoir can be computed between successive bathymetric surveys by adding the sediment trapped in the reservoir and the sediment outputs through the spillway and bottom drain valve (Raclot and Albergel, 2006). The mean runoff rate entering the lake was calculated to be 112 mm yr⁻¹, and the mean sediment yield at the catchment output was calculated to be 15 t ha⁻¹ yr⁻¹ for the 1994-2014 period. Sediment concentrations in the runoff entering the lake have also been monitored since 2005 through automatic and manual sampling to evaluate the seasonal sediment concentration patterns in the water entering the lake.

3.2.2.2. Hydrologic and sediment measurements at the field scale

In summer 2005, the outlet of the experimental field was equipped with two water level sensors located in a Venturi flume and in a V-shape section, thereby enabling precise continuous measurement of the runoff rates. An automatic water sampler with 24 glass bottles (SIGMA Model 900P) was used to collect samples during floods. This equipment was programmed to

sample water in relation to a combination of time and runoff level variations. Automatic sampling was often completed by manual sampling. Suspended sediment concentration for each water sample was determined using a high precision weighing scale (GIBERTINI CRYSTAL 500 CAL). The total mass of the transported suspended sediment for an event is then calculated by integrating the sediment concentrations with the flow discharge. In September 2007, an automatic groundwater-level datalogger (Mini-diver) was also installed in a piezometer downstream of the field to continuously monitor the water table level. Three periods with missing data due to vandalism and sensor failures unfortunately appeared during the monitoring period.

In the end, a total of 346 distinct rainfall events that were greater than 2 mm and separated by at least 1 hour were recorded over the 7 hydrological years between the beginning of September 2005 and the end of August 2012. The following variables for each event were derived:

- Rainfall amount (mm) and maximal rainfall intensity in 15 minutes;
- Runoff amount (mm) at the experimental field outlet;
- Soil erosion (t ha^{-1}) and mean sediment concentration (g l^{-1}) at the experimental field outlet.

3.2.2.2.3. Crack monitoring at the field scale

Monthly visits to the experimental field were performed, starting in September 2005, to monitor the presence of soil surface cracks and the dynamics of the shrink-swell processes. Cracks monitoring mainly consisted in observing the presence or absence of cracks at topsoil. An estimation of the degree of topsoil cracking in four categories (high, medium, low, none) was qualitatively based on a visual interpretation of cracks size and linear density but no systematic and impartial measurement of cracks dimensions were available in this study. The revisit period was shorter in the key period of topsoil crack opening or closing, especially after intense rainfall events in autumn. The presence of open cracks in the topsoil of the tilled experimental field was based on observation of the topsoil in the adjacent downstream fields, i.e., near the hydrological station (Figure 12b), which are never tilled.

3.2.2.2.4. Crack monitoring at the catchment scale

An indicator of the degree of cracking was mapped across the whole catchment during the dry period of summer 2014, when the cracks were widest. Similarly to the field scale, the cracking intensity was qualitatively estimated using four categories (high, medium, low, none) from visual interpretation. This map confirms that two-thirds of the catchment area featured soils with large significant cracks, which is in agreement with the distribution of vertisols in the soil map.

3.2.3. Methodology approach

3.2.3.1. Topsoil crack dynamics at the field scale

The drivers of the presence of open cracks in the topsoil were analyzed by comparing the temporal changes in topsoil cracking with the two following indicators:

- the cumulative rainfall amount since September, the first of the hydrological year;

- the subsurface water table fluctuations;
- a simple index of water content as a storage level (S) of a soil-reservoir having a maximum storage capacity (Sm).

Each day i , the level of water stored in the soil-reservoir ($S[i]$ in mm ranging from 0 to S_m) is updated using the following equation:

$$S[i] = S[i-1] + RL[i] - RF[i] - E[i] \quad (13)$$

with $S[i-1]$ the level (mm) of water stored in the soil-reservoir for the previous day; $RL[i]$ the rainfall amount (mm) of the day; $RF[i]$ the runoff amount (mm) of the day and $E[i]$ the evapotranspiration of the day.

As in Moussa et al. (2007), the evaporation E is calculated as a function of ET_0 using the Linacre (1973) relation function of a constant E^* suggested equal to 16 mm d⁻¹ by Linacre:

$$\text{If } E^*(S/S_m)^2 < ET_0 \text{ then } E = E^*(S/S_m)^2 \quad (14)$$

$$\text{If } E^*(S/S_m)^2 \geq ET_0 \text{ Then } E = ET_0 \quad (15)$$

In this study, ET_0 was estimated from the pan evaporation measurement using a pan coefficient of 0.8; S_m was estimated to 300 mm and the initial value of S was stated to 20 mm for 2005-08-31.

These three indicators were analyzed because i) they are related to soil water conditions, which are known to drive the shrink-swell process, and ii) they can be quite easily evaluated and used as a predictor of the presence of topsoil cracks in unobserved conditions.

3.2.3.2. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the field scale

The analysis of the cracks' effects on runoff and soil erosion was conducted by analyzing the runoff, sediment concentration and soil erosion responses at the outlet of the experimental field in relation to the presence or absence of open cracks in the field topsoil. The analyses were conducted for the seven consecutive hydrological years from 2005 to 2012 considering each event independently in a first step and the succession of events during each hydrological year in a second step. A non-parametric *Mann-Whitney* (or *Mann-Whitney-Wilcoxon*) test was first conducted at the event scale to evaluate whether the values of runoff amount (mm), sediment yield (t ha⁻¹) and mean sediment concentration (g l⁻¹) for events occurring during the presence of topsoil cracks came from the same population than those for events occurring during the absence of topsoil cracks. In this analysis, the 346 events were first separated into two groups (with or without topsoil cracks). The distributions of rainfall amount and 15 minutes maximal intensities in the two groups were also compared to be sure that the two distributions of rainfall were comparable. If they were not, some events could be discarded for the statistical analysis. Then, the continuous runoff and sediment yield data were analyzed to identify differences or similarities in the hydrological and erosive dynamics between the different years. We finally created a synthetic view of the mean monthly runoff, soil erosion and soil sediment concentrations over the course of a hydrological year.

3.2.3.3. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the catchment scale

The hydro-erosive responses at the field and catchment outlets were compared at both monthly and mean inter-annual scales to evaluate scale effects and discuss the extent to which the effects of cracks analyzed at the field scale can be extrapolated to the catchment scale and used to develop effective soil and water management strategies to prevent reservoir siltation.

3.3. Results and discussion

3.3.1. Topsoil crack dynamics at the field scale

3.3.1.1. Seasonal dynamics of topsoil cracks

Topsoil crack monitoring in the Kamech field between 2005 and 2012 showed that topsoil cracks were initiated between April and May and disappeared between October and December. Topsoil cracks remained open between 155 and 230 days per year during the dry summer, which means that they are present slightly more than 50% of the hydrological year (Table 11).

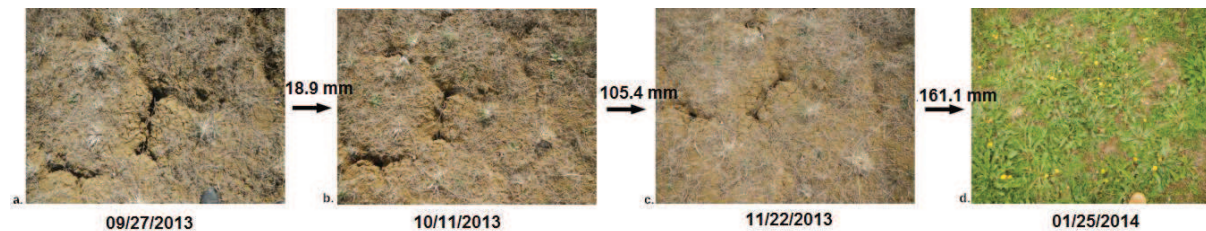


Figure 13 Example of the swelling process as a function of cumulative rainfall in Kamech in 2013-2014 (Rainfall amounts mentioned between two successive photos correspond to the cumulative rainfall between dates of the related photos).

During the autumn season, the visual interpretation of the degree of cracking shows that crack dimensions (width and density) decreased slowly in response to rainfall events (Figure 13). The swelling occurred in three different phases as described by (Tripathy et al., 2002): primary swelling (Figure 13a), secondary swelling (Figure 13b and 13c) and no swelling (Figure 13d). During primary swelling, cracks that had developed during the drying period start to close with the first autumnal rainfall. Primary swelling occurs at a very rapid rate. Secondary swelling includes the closure of micro-cracks and the reduction of spacing, width, and depth, thus reducing the amount of the entrapped air. During the third phase (i.e., no swelling), the cracks have disappeared, and no further void ratio changes occur.

Table 11 *Summary of annual cumulative rainfall, cumulative rainfall from September 1st to topsoil crack closure, water table level, water content index and duration of topsoil cracks for the experimental field for the 7 hydrological years of measurements.*

Hydrological year	Cumulative rainfall at August 31 (mm)	Cumulative rainfall at topsoil crack closure (mm)	Cumulative rainfall at topsoil crack opening (mm)	Water table level at topsoil crack closure (m)	Water table level at topsoil crack opening (m)	Maximum water table level during the wet season (m)	Water content index at topsoil crack closure (mm)	Water content index at topsoil crack opening (mm)	Number of days from September 1 st to topsoil crack closure occurrence (days)	Number of days from September 1 st to topsoil crack opening occurrence (days)
2005-2006	597	156	538	-	-	-	117	190	84	231
2006-2007	723	272	694	-	-	-	170	202	106	241
2007-2008	729	185	687	-1.99	-1.72	-0.84	168	210	61	237
2008-2009	904	155	895	-1.94	-1.66	-0.65	140	230	56	266
2009-2010	728	141	654	-1.82	-	-0.84	160	255	40	241
2010-2011	636	228	560	-1.83	-1.72	-0.90	189	267	70	223
2011-2012	726	213	714	-2.17	-1.78	-0.61	160	245	113	262

During the spring season, when rainfall amount and frequency tend to decrease and temperatures begin to increase, topsoil cracks re-open progressively. The shrinkage cracks were greatest both in terms of density and size at the end of summer.

3.3.1.2. Drivers of the presence of topsoil cracks

At the experimental field, topsoil cracks disappeared following a cumulative rainfall amount since September 1st of 141 to 272 mm. Therefore, a minimum cumulative rainfall of 140 mm appears to be necessary for the total closure of the shrinkage cracks in the topsoil. For re-opening of the topsoil cracks, the cumulative rainfall amount since September 1st was very variable depending on the annual rainfall regime and ranged between 538 and 895 mm (Figure 14b and Table 11).

The index of water content was tested as a proxy of the shrink-swell dynamics and consequently as driver of topsoil cracks dynamics. This index (Figure 14c) was used to simulate the wetting and drying cycle of the soil by jointly considering rainfall and evaporation patterns. It provided a better estimator of topsoil dynamics, especially of opening of topsoil cracks as compared to the cumulative rainfall amount. Indeed, topsoil cracks re-opening occurred for an average water content index of 235 mm +/- 25 mm (standard deviation), i.e. a soil saturation estimation around 78%. Figure 14 also underlined the difference in water content threshold between the drying and wetting cycles. Indeed, topsoil cracks closure occurred for an average water content index of 157 mm +/- 23 mm (standard deviation), i.e. a soil saturation estimation around 52% significantly lower than 78% for cracks opening. Soil water content is so likely to be a first-order driver of topsoil cracks dynamics. Unfortunately, the ranges of water content values related to topsoil cracks re-opening or closure (from 190 to 270 mm and from 117 to 190 mm respectively) are still wide. An explanation is that the prediction of soil content in cracking soil context probably required more attention to take into account the complex

interactions existing between cracks and the components of the water budget proposed in Equation 13.

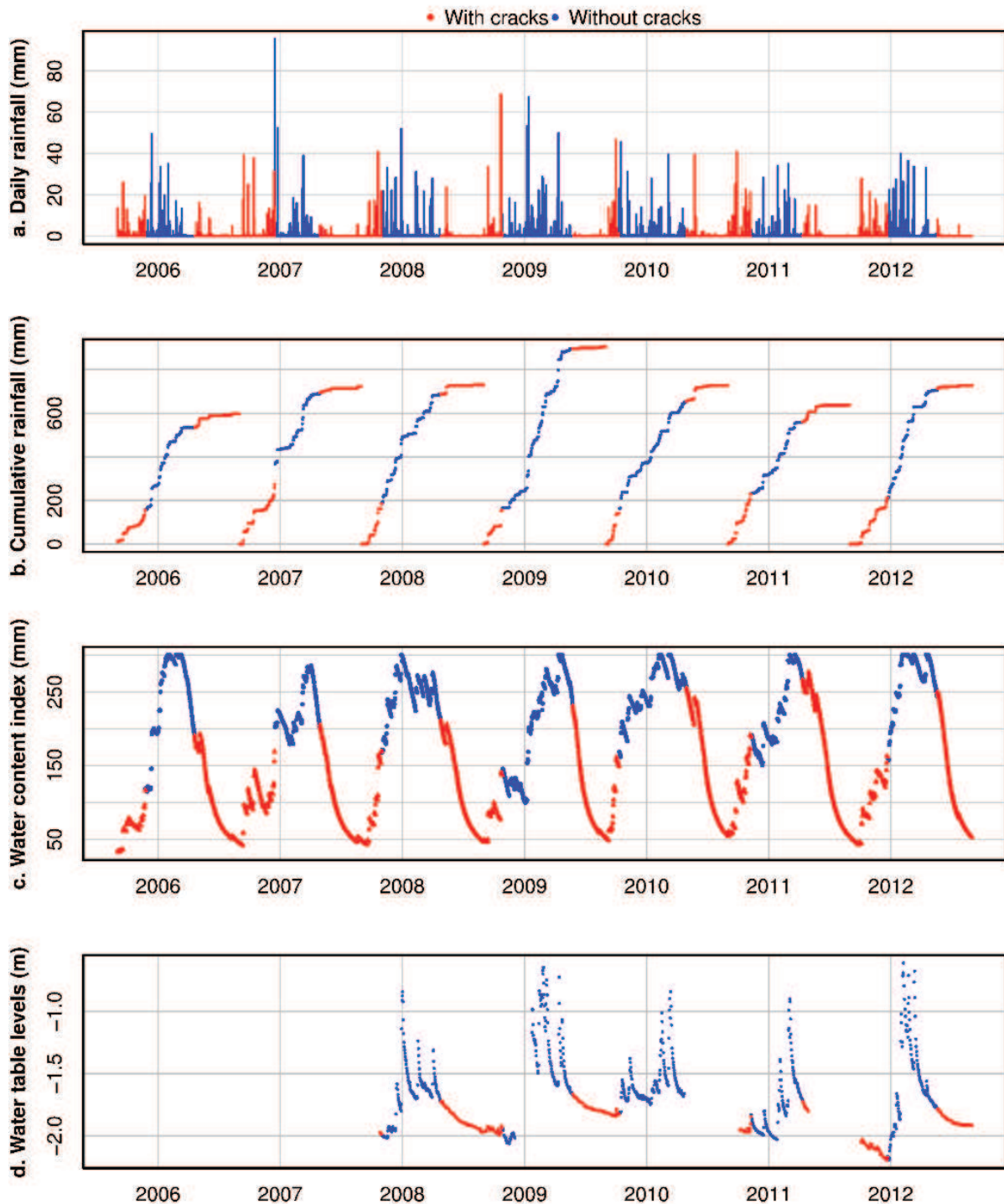


Figure 14 Distribution of daily rainfall (a), cumulative rainfall (b), water content index (c) and water table level fluctuations (d) as a function of topsoil crack dynamics (closing and opening) in the experimental field over the 7 years of measurements. Red represents when the topsoil cracks are open; blue represents when they are closed. Monitoring of the water table was initiated in 2007 and missing data are related to a sensor failure.

At the beginning of the rainy season in autumn, when cracks are present in the topsoil, no water table level increase was observed, despite the occurrence of several heavy rainfall events. This

means that the first rainfall events after the summer actively participated in the re-wetting of the non-saturated zone of the soil and thus to its swelling. After the beginning of the rainy season, topsoil crack closure occurred when the water table ranged from -1.82 and -2.17 m (Table 11), and discrete water table peaks are observed in response to the rainfall events. Thereafter, seasonally high water table levels occurred as multiple peaks that coincided with extended periods of rainfall. Thus, the water table recharge predominantly occurred after crack closure, i.e., when the soil was saturated. In early spring, the water table level began to drop because of the decrease in rainfall. Subsequently, topsoil crack re-opening was observed when the water table level reached a stable range between -1.66 and -1.78 m (Figure 14d).

Both the cumulative rainfall amount and the date of the topsoil crack closure were variable from year to year. We observed that the closure of topsoil cracks occurred later when the cumulative rainfall related to topsoil crack closure increased (Figure 15). This generally occurred in years with a discontinuous rainfall pattern that included periods of drought (e.g., the years 2006-2007; 2010-2001; and 2011-2012).

The results also showed an influence of the total rainfall of the previous hydrological year on the cumulative rainfall after September 1st required for topsoil crack closure (Table 11). For example, the large amount of cumulative rainfall after September 1st required for topsoil crack closure in 2006-2007 was found to be associated with the low cumulative rainfall in 2005-2006. In contrast, the relatively small cumulative rainfall required for topsoil crack closure in 2009-2010 was associated with the high cumulative rainfall in 2008-2009. The cumulative rainfall required for topsoil crack closure decreased with the increase in the antecedent hydrological year's total rainfall. Thus, topsoil crack closure was not only influenced by the rainfall regime at the beginning of the hydrological year but also by the total rainfall of the previous year. This can be understood by the fact that when wetting of soil starts following a greater antecedent cumulative rainfall, the soil has more retained water; thus, less cumulative rainfall amount is required to achieve topsoil crack closure.

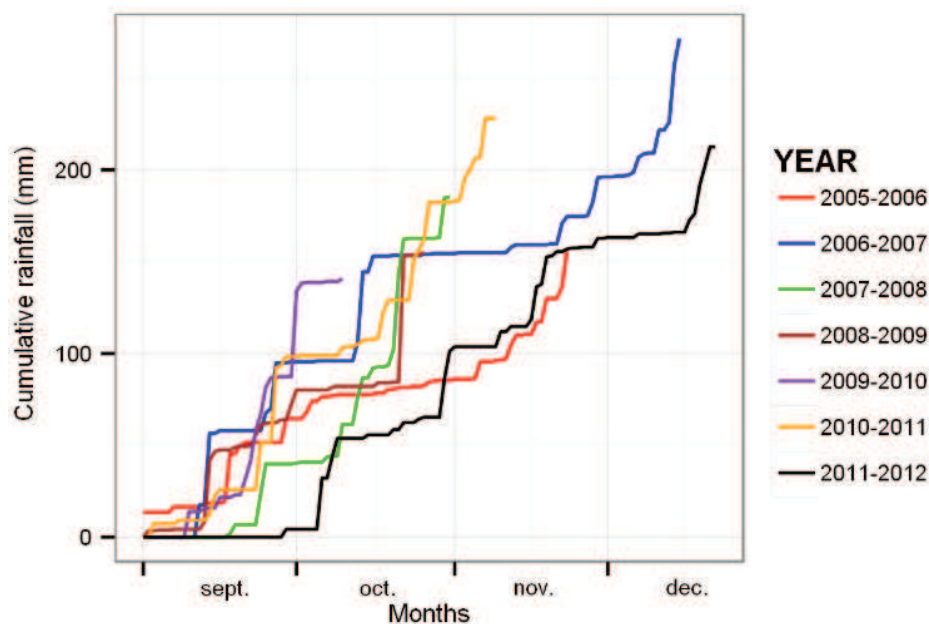


Figure 15 Cumulative rainfall regimes at the beginning of the year until topsoil crack closure at the experimental field over the 7 years of measurements.

The re-opening of topsoil cracks occurred in the spring when the decrease in the water table level dropped below -1.66 m and before it reached -1.78 m. Again, an antecedent memory effect related to the maximum water table level reached in the previous wet season appears to affect the re-opening of topsoil cracks ($R^2=0,92$; $n=5$). The topsoil crack re-opening was delayed when the water table level in the previous wet season was high (e.g., years 2008-2009 and 2011-2012). As a result, the main drivers of topsoil crack dynamics are the rainfall regime, cumulative rainfall of the previous year and highest water table level of the previous wet season.

3.3.2. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the field scale

3.3.2.1. At the event scale

Figure 16 displays the measured runoff, soil erosion and sediment concentration at field outlet in response to the rainfall amounts of the 346 recorded events between 2005 and 2012. It is apparent that runoff and soil erosion, in response to a given rainfall event, were highly variable. Moreover, major runoff events occurred when a large rainfall event coincided with the absence of topsoil cracks. In contrast, large rainfall events tended to produce small or moderate effects when they coincided with the presence of open cracks, such as the events that happened in early autumn. Many major rainfall events occurring during the presence of topsoil cracks produced no surface runoff and no erosion. Similar results were also observed by (Stolte et al., 1997), who found that soils with no surface cracks produced higher values of discharge and soil loss than soils with cracked surface crusts. (Gómez et al., 2014) and (Dinka and Lascano, 2012) also indicated how the presence of cracks limits surface runoff and the related soil erosion. When topsoil cracks disappeared, an increase in runoff occurred and small rainfall events might provoke substantial runoff and soil erosion responses.

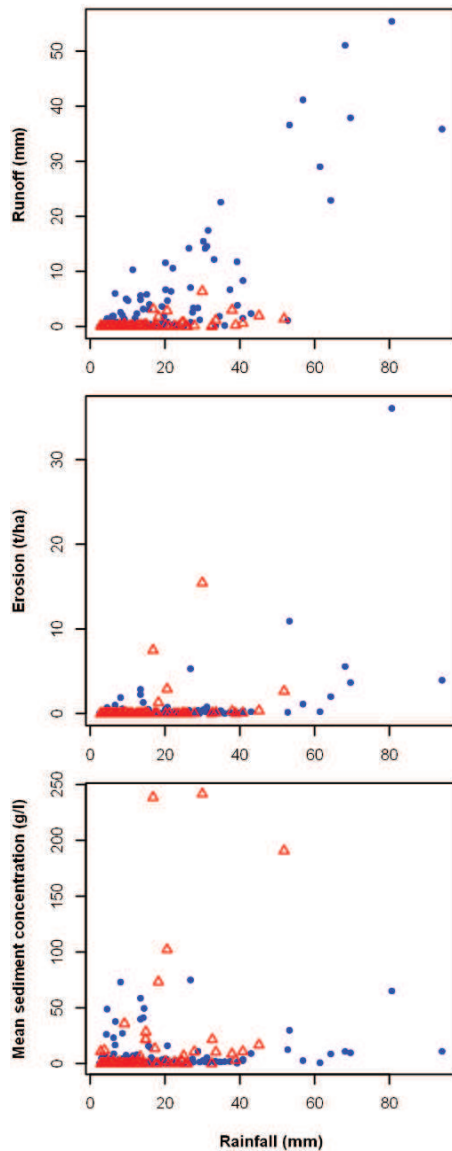


Figure 16 Runoff (a), soil erosion (b) and sediment concentration (c) responses as a function of rainfall in the presence (red color) and absence (blue color) of cracks at the experimental field outlet.

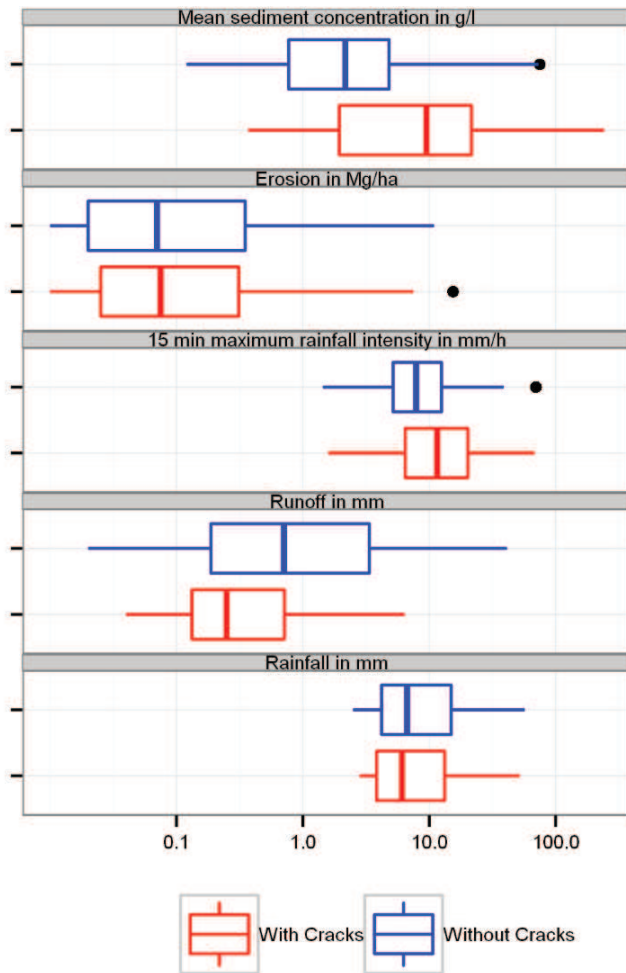


Figure 17 Differences between the main hydrological and erosional parameters in the presence ($n=131$) and absence ($n=209$) of topsoil cracks (box plots are presented on a logarithmic scale).

Based on the presence and absence of cracks, rainfall events recorded between 2005 and 2012 were divided into two groups. To have similar populations in terms of rainfall amount within the two groups, we considered all events that were less than 60 mm. Six events that occurred during the absence of cracks were thus excluded. The results of the comparison are given in Figure 17, which illustrates the main statistical characteristics of the hydrological and erosional parameters in association with the presence or absence of cracks. As expected, the rainfall amounts were not significantly different (Wilcoxon p value >0.05) between the periods with and without cracks. In contrast, the rainfall intensity is significantly higher (Wilcoxon p value <0.05) during the period with cracks (mean = 17 mm h^{-1}) than during the period without cracks (mean = 10.7 mm h^{-1}). Thus, rainfall events were more aggressive in the summer and autumn than during the winter and spring. Unlike rainfall intensity, the runoff amount by event

was significantly higher during the period without cracks (mean = 1.81 mm; maximum = 41.16 mm) than during the period with cracks (mean = 0.22 mm; maximum = 6.39 mm), which illustrates the significant effects of topsoil cracks on runoff. The low runoff observed in autumn, when topsoil cracks were present, may be related to bypass flow, which enters the soil through topsoil cracks. Significant differences between the two groups were also detected in terms of sediment concentration, with far higher values observed when cracks were present. These high sediment concentration values, which were observed mainly in autumn, may be the result of many factors and processes. First, soil shrinkage processes induced by summer drought may favor the breakdown of the crust and aggregates and increase the quantity of small sediment aggregates that are prone to erosion at the surface. This corresponds to an increase of interrill erodibility that is also amplified by the occurrence of tillage operation after the first rainfall events in autumn. The other main factors that may explain the high sediment concentration in autumn are related to the absence of vegetation cover and the fact that the highest rainfall intensities of the year occur during this period. In contrast, the low mean sediment concentrations recorded in late winter and spring are due to higher vegetation cover and lower rainfall intensities. The low sediment concentrations might also be attributable to soil surface stabilization via compaction and closing (Römken et al., 2002).

Despite much lower runoff values, the high sediment concentrations for the events during the presence of topsoil cracks explain the significantly higher sediment yields that were observed for these events.

3.3.2.2. At the annual and monthly scales

Figure 18a displays the cumulative amounts of rainfall, runoff and soil erosion at the field scale. The highest values of runoff and sediment load were obtained in the hydrological years 2006-2007 and 2008-2009, while the lowest values were obtained in 2010-2011.

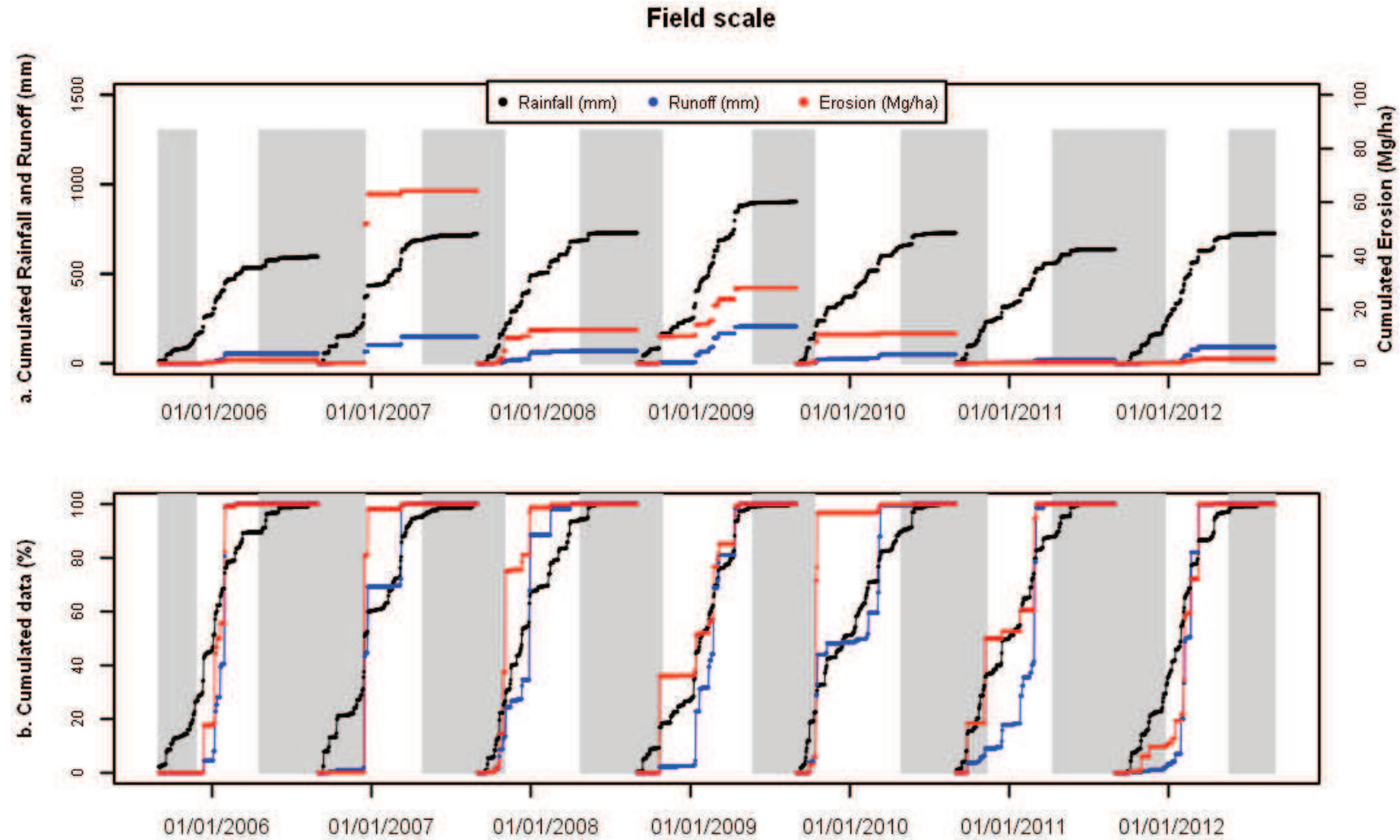


Figure 18 Cumulative amounts of rainfall, runoff and soil erosion (a) and cumulative percentages of rainfall, runoff and soil erosion (b) at the experimental field station for the period of 2005-2012 (grey intervals indicate periods with cracks during the year).

Less than 10% of the annual runoff was observed during the first 150 mm of cumulative rainfall. Thereafter, more pronounced runoff occurred when the cumulative rainfall reached 200 mm (approximately 20% to 45% of annual rainfall depending on the hydrological year, as shown in Figure 18b). These results are consistent with those of (Allen et al., 2005), who found that more pronounced runoff occurred when cumulative rainfall reached 249 mm (20.50% of annual rainfall). Additionally, (Stewart et al., 2015) observed that, in cracked soil, no runoff was observed during the first 120 mm of rainfall when cracks were present; then, during the short period between 120 and 170 mm of cumulative precipitation, all plots began to produce runoff. For some intense rainfall events and before topsoil crack closure, low runoff events featured very high sediment concentration values, which is indicative of high erosion rates. These events are apparent in Figure 18b, in which cumulative percentages of soil erosion generally increase more rapidly than cumulative percentages of runoff at the beginning of the hydrological year, especially when topsoil cracks are still open. As a result, the cumulative percentages of soil erosion at crack closure time are always equal to or higher than the cumulative percentages of runoff. This lag time between runoff and soil erosion responses is apparent when analyzing the schematic pattern of surface runoff, erosion and sediment concentration at the monthly time scale (Figure 19). As a result, the month of December clearly appeared to be the critical month for soil erosion because of the convergence of increased runoff rates and high sediment concentration values. October appeared to be the second most significant month in terms of soil erosion, despite its low runoff amount.

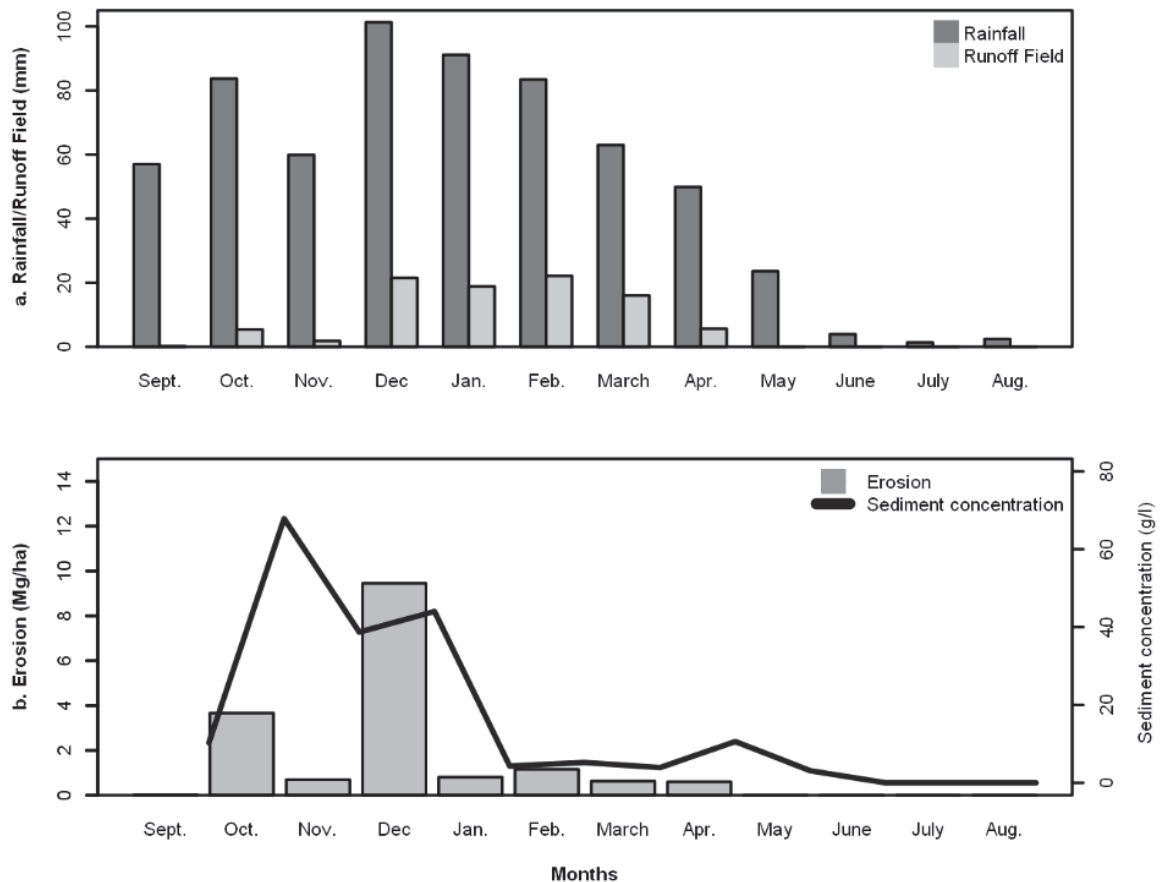


Figure 19 Monthly distributions of mean precipitation and mean runoff (a) and mean soil erosion and mean sediment concentration (b) at the experimental field outlet for the period of 2005-2012.

Moreover, Figure 18 also shows that the contributions of a few events represented a high proportion of the total field erosion rate. The contribution of a single event represented approximately 30% of the total eroded material, while the contributions of just the three largest events represented 50%. These results are consistent with previous studies on the contribution of major erosive events in the Mediterranean area (González-Hidalgo et al., 2007).

3.3.3. Cracks' effects on runoff and soil erosion at the catchment scale

The mean monthly rainfall, runoff and sediment concentration distributions at the experimental field and catchment stations were analyzed and compared for the period 2005 to 2012 (Figure 20). Runoff rates and sediment concentrations at the two stations exhibited approximately similar trends and dynamics throughout the year: high sediment concentrations and low runoff for the autumnal period and high runoff and low sediment concentrations for the winter and spring periods. In terms of runoff, we note a slightly higher response at the catchment scale than at the field scale during the winter and spring months. As shown in Table 12, the mean annual runoff entering the Kamech reservoir (112 mm) was slightly greater than the mean annual runoff observed at the experimental field outlet (95 mm) for the period 2005-2012. This difference might be explained by the presence of areas with low infiltration rates, such as compacted paths, or by the contribution of underground water to ephemeral baseflow at the catchment scale.

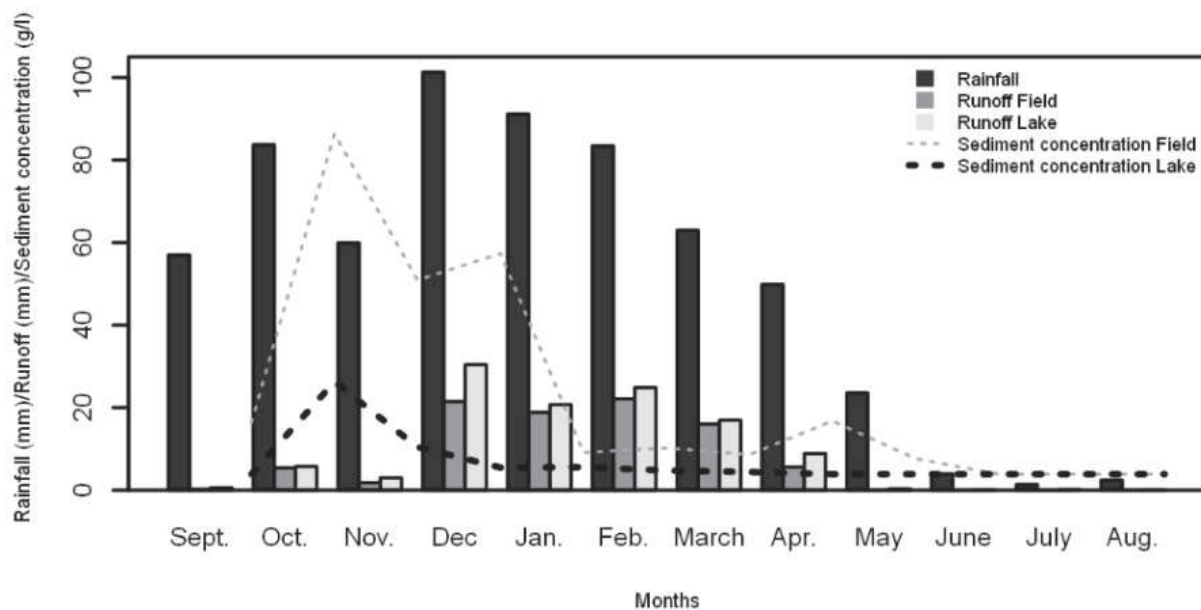


Figure 20 Mean monthly rainfall, runoff and sediment concentrations at the experimental field and catchment stations for the period 2005 to 2012.

The sediment concentration values measured at the field and catchment scale follow a similar trend but differed slightly more. These differences can be explained by dilution associated with sediment-free water coming from scrub-lands, residential areas, compacted tracks and/or groundwater. Despite these differences in sediment concentrations, erosion rates at the field scale and catchment scale are not very different. Indeed, the mean annual sediment yield at the experimental field outlet was observed to be 17 t ha⁻¹ over the period 2005-2012, whereas the sediment yield entering the lake between 1994 and 2012 was observed to be approximately 15 t ha⁻¹. This very low attenuation, when moving from field to catchment scales, is not significant

and may be explained by the high hydrological and erosive connectivity and low deposition when moving from the experimental field to the catchment. This is consistent with the results of Ben Slimane et al. (2013), who have shown that surface soil erosion was responsible for 80% of the sediment entering the lake of Kamech and that only 20% came from gullies and wadis. This means that the dense network of permanent gullies and wadis in Kamech catchment acts more as connectivity features that facilitate sediment transport from field to catchment outlet than as sediment sources. In other words, sediment contribution from gully sources didn't significantly affect sediment concentration dynamics observed at Kamech catchment outlet. However, gully contribution to catchment outlet in other catchments with vertic soils may be more important than in Kamech as vertic soils are prone to produce large runoff volumes that may accelerate gully erosion during wetted conditions. In these cases, it is likely that the difference in sediment concentration dynamics between field and catchment outlets will be higher than in Kamech.

Table 12 *Summary of the statistics of the rainfall, runoff and soil erosion at the experimental field and catchment scales (Std. dev., Standard deviation).*

Variable	Rainfall (mm)	Runoff-Lake (mm)	Runoff-Field (mm)	Sediment yield- Field (t ha ⁻¹)	Sediment yield- Lake (t ha ⁻¹)
Mean	720	112	95	17	15
Std. dev.	96	72	65	-	-
Median	724	84	70	-	-

The high degree of seasonality in runoff and erosion in Mediterranean vertisols has practical impacts for landscape managers. We first identify a time lag between runoff and soil erosion responses both at the field and catchment outlets due to the presence of topsoil cracks in autumn. Runoff forecast during this period may not appear important because of the small amount of water supplied to the reservoir. However, we demonstrated in this paper that this period is the critical period for sediment transport to the reservoir and that it must be studied further if we wish to preserve the reservoir storage capacity. Therefore, a good knowledge of the runoff and soil erosion processes associated with cracking soils during the autumnal period is essential for guiding the implementation of erosion control measures in Mediterranean catchments dominated by vertisols. This also highlights the need for water and erosion model(s) able to account for the swelling-cracking cycles. (Raclot and Albergel, 2006) could not reproduce the large differences observed in hydrological functioning between the dry season and the wet season in the Kamech catchment using the WEPP model (Laflen et al., 1991). As a result, the runoff volumes predicted by WEPP were greatly over-estimated (three times) during the dry season (May-August) but were under-estimated during the wet season (September-April). Similar difficulties to correctly reproduce runoff and sediment dynamics with the WEPP model were reported by (Licciardello et al., 2013) in an olive-growing area in Andalusia. These authors also pointed out the limitations of WEPP for account for the effects of cracking/swelling processes of Vertic soils on soil moisture dynamics at different depths and on erodibility as a possible explanation of the discrepancy between observed and simulated dynamics. Because most sediment deposited in the lake reservoir originates from cultivated

fields (Ben Slimane et al., 2013), we conclude that the most efficient soil mitigation strategy in Kamech must involve the implementation of farming conservation practices, such as maintaining minimal vegetation cover on the soil during the autumnal period (Maetens et al., 2012).

3.4. Conclusions

In this study, we have documented and analyzed the runoff and soil erosion responses at both the field and catchment scales through dynamic variations in cracks in a Mediterranean agricultural catchment dominated by vertisols. The main results are as follows:

- Topsoil cracks were open for slightly more than 50% of the hydrological year, and their dynamics were related to current and past rainfall patterns, water content index and water table level fluctuations.
- The presence (or absence) of topsoil cracks produces different effects in terms of runoff and total erosion. Although the presence of topsoil cracks tended to reduce runoff by promoting infiltration, it tended to increase sediment yield in association with very high sediment concentrations. Generally, months with high runoff values occurred between December and March, while those with the highest erosion rates occurred between October and December. Even if understanding and modeling runoff during the autumn are not a priority with respect to the water supply of the lake, autumnal runoff represents a major issue in terms of sediment supply and reservoir siltation.
- The scale effect between the field and the catchment was low within the study site, as runoff and soil erosion rates and dynamics were quite similar for the two spatial scales.
- In this context, management practice recommendations to prevent reservoir siltation and preserve water storage capacity should incentivize farming conservation practices during the autumn period.
- Finally, there remains a need to better understand and model both the runoff and soil erosion processes associated with Mediterranean cracking soils.

Acknowledgments

This study was financially supported by the IRD-ARTS. The OMERE observatory (<http://www.obs-omere.org>), funded by the French institutes INRA and IRD and coordinated by INAT Tunis, INRGREF Tunis, UMR Hydrosiences Montpellier and UMR LISAH Montpellier, is acknowledged for providing a portion of the data used in this study. The authors would like to acknowledge the field staff for the help in data collection. We are also indebted to the DIGISOL-HYMED program that produced the soil description.

Chapitre 4 : Variabilité des processus de ruissellement et d'érosion à différentes échelles de temps et d'espace dans un petit bassin versant méditerranéen marneux

Résumé

L'érosion hydrique constitue un processus de dégradation des sols très répandu en contexte méditerranéen du fait d'une combinaison de facteurs souvent défavorables : sol pauvre en matière organique, relief souvent marqué, pluies orageuses agressives. Si les facteurs déterminants de l'érosion hydrique sont aujourd'hui bien identifiés, la hiérarchie des facteurs et processus d'érosion en fonction des échelles d'espace et de temps est encore très mal connue. L'étude des effets d'échelles sur la genèse des flux hydro-érosifs est une question complexe qui nécessite de faire appel à différentes méthodes permettant de comprendre la redistribution des sédiments dans le paysage. La nature et l'intensité des processus érosifs actifs sont fortement dépendantes des conditions de milieu et de climat, mais aussi des échelles spatiales et temporelles.

Dans ce contexte, les objectifs de cette étude sont i) de documenter quantitativement l'évolution des flux de ruissellement et d'érosion sur une gamme d'échelles spatiales allant de la parcelle à l'exutoire d'un versant et sous conditions naturelles, et ii) de hiérarchiser, en fonction du temps et de l'espace, les processus et facteurs déterminants du ruissellement et de l'érosion en contexte rural méditerranéen.

Cette étude repose sur l'exploitation de 7 années de mesures (2005-2012) des flux d'eau et de Matières En Suspension (MES) au niveau de trois stations hydrologiques installées au sein du bassin versant de Kamech (ORE OMERE, 263 ha, Cap Bon, Tunis) : l'exutoire d'une parcelle P1 ($P1 = 1,32 \text{ ha}$) ; l'exutoire d'une ravine G de $0,17 \text{ ha}$ alimentée par une parcelle P2 de $1,20 \text{ ha}$ similaire à P1 ($P2 + G = 1,37 \text{ ha}$) ; et l'exutoire du versant MC ($MC = 15,2 \text{ ha}$) incluant P1 et P2+G. Cette évaluation mobilise également des suivis fins de l'évolution interne de la ravine G réalisés entre 2002 et 2009 (El Khalili et al., 2013), qui permet d'estimer le taux d'érosion ravinaire à $6,1 \text{ mm/an}$ (soit $80 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$) dans ce type de milieu.

Entre le 01/09/2005 et le 31/08/2012, 418 événements de pluies ont été recensés, dont 167 ont générés du ruissellement sur au moins une des stations suivies. Du fait de chroniques de pluie très variables d'une année à l'autre, les dynamiques de ruissellement et d'érosion fluctuent également fortement d'une année à l'autre. Malgré cette variabilité inter-annuelle, un schéma général de fonctionnement se dégage clairement caractérisée par une forte dynamique intra-annuelle. Un net décalage entre le pic de flux de sédiments observé entre octobre et décembre et le pic de flux de ruissellement observé entre décembre et mars avec une période de flux de sédiment maximum au mois de décembre (75 % des flux totaux annuels) confirme les résultats obtenus dans le chapitre précédent.

Chapitre 4 : Variabilités temporelles et spatiales des processus de ruissellement et l'érosion

Les suivis ont également montré une très légère augmentation du ruissellement moyen annuel, avec 95 mm/an pour P1, 105 mm/an pour P2+G et 120 mm/an pour MC qui pourraient s'expliquer par l'apparition de petites surfaces moins infiltrantes lorsque l'on passe de P1 aux autres stations. Ces surfaces moins infiltrantes pourraient être les flancs de ravines, les pistes compactées ou de petites zones aval pouvant se saturer ponctuellement en fin de saison hivernale. Les taux d'érosion moyens montrent également de légères différences avec 17 t/ha/an pour P1, 23,5 t/ha/an pour P2+G et 14,5 t/ha/an pour MC. Sur ces 3 échelles spatiales, il s'avère que les taux d'érosion totaux s'expliquent bien par la combinaison linéaire d'un taux unique d'érosion des surfaces cultivées ($17 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$) et d'un taux unique d'érosion ravinaire ($80 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$) incluant une pondération par les surfaces respectives de ces deux éléments. Ce résultat laisse penser que les processus de dépôt sont négligeables sur le versant, amenant à conclure à une très forte connectivité hydro-sédimentaire du bassin versant de Kamech dans sa totalité puisque l'oued principal n'est pas le siège d'atterrissements. Il permet également d'estimer une contribution de l'érosion ravinaire au flux total de sédiment à 40 % environ pour P2+G, et 25 % environ pour MC.

La distinction entre la contribution relative de l'érosion de surface (érosion diffuse et érosion en rigole) et l'érosion de profondeur (érosion ravinaire et érosion de berge) fournit aux gestionnaires des informations utiles pour la prise de décision quant à l'installation des moyens de lutte antiérosive adaptés aux caractéristiques du site d'étude.

Mots clés : Ruissellement, Erosion ravinaire, Erosion surfacique, Effet d'échelles, Zone méditerranéenne.

Temporal and spatial dynamics of runoff and erosion processes across scales in a small Mediterranean marly catchment

(Article en préparation)

Nesrine INOUBLI (1,2), Damien RACLOT (2), Hamadi HABAIEB (1,3), Insaf MEKKI (3), and Yves LE BISSONNAIS (4)

(1) INAT, Tunis, Tunisia (nesrine_inoubli@hotmail.fr),

(2) IRD—UMR LISAH, Montpellier, France (damien.raclot@ird.fr),

(3) INGRES, Tunis, Tunisia,

(4) INRA—UMR LISAH, Montpellier, France

Abstract

As one of the major types of land degradation, soil erosion by water induced large-scale environmental deterioration and declines in land productivity, especially in the Mediterranean area. If water erosion factors are now well known, the complex hierarchy of erosion processes over a wide range of spatial and temporal scales still needs to be studied. The study of the scale effect on soil erosion processes needs the contribution of different methods to understand the redistribution of sediments. Erosion processes are numerous and the processes and their intensity vary with climate and the topography - soil - vegetation. Interactions between soil surface properties, water runoff and erosion occur at many time and space scales. The aim of this study is to document the spatial and temporal dynamics of runoff and erosion using a monitoring system at nested scales and to evaluate the contribution of topsoil and gullies to total sediment loads at different spatial scales in a Mediterranean context. A detailed monitoring investigation was conducted in the Kamech catchment (ORE OMERE, Tunisia) that includes continuous runoff and suspended sediment load measurement between 2005 and 2012 at the outlet of three gauging stations: a plot (P1=1.32 ha), a gully (G=0.17 ha) in which drains a 1.20 ha plot P2; a micro-catchment (MC=15.2 ha) integrating the two previous stations. Data analysis showed strong intra-annual dynamics of water and sediment delivery. As a result, a time lag was observed between water and sediments delivery: although the peak of runoff was globally high during December and March, the peak of sediment delivery was observed between October and December with a period of maximum sediment rates in December (75 % of the annual total rates). The analysis showed also that annual runoff slightly increases with the scale area: 95 mm/year for P1, 105 mm/ year for the P2+G and 120mm/year for the catchment. Erosion rates observed at MC (14.5 t/ha/ year) were lower than those observed at P1 (17 t/ha/year) and P2+G (23.5 t/ha/ year). A simple linear model combining a single rate of topsoil erosion ($17 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) and a single rate of gully erosion ($80 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) -weighted by their respective surface area- has successfully reproduced the differences observed in the mean annual erosion rates between the spatial scales. This work allows concluding that the Kamech

catchment is characterized by a very high hydro-sedimentary connectivity and a predominance of topsoil erosion processes.

Key words: Runoff, Gully erosion, Topsoil erosion, Scale effect, Mediterranean region.

4.1. Introduction

Soil erosion is a recognized environmental problem of modern times (Kefi and Yoshino, 2010). Scientists devoted considerable efforts to understand and predict erosion occurrence. Indeed, they studied intensively soil erosion processes throughout the last decades and rates have been measured at the plot scale as well as at larger scales (Gobin et al., 2003).

Mediterranean basin is very disposed to erosion in all its forms. Actually, several Mediterranean countries are threatened by this phenomenon because of the climate, soil sensitivity and also of the recent intensification of human activities and agricultural practices. Different measures have been tested by these countries to preserve and protect their natural resources (Cammeraat, 2002). Research in soil erosion has established that factors controlling movement of water and sediment vary according to a range of spatial scales, and the connections are complex (Cammeraat, 2002; de Vente and Poesen, 2005). Furthermore, the evolution of the system and subsequent hydrological and erosion response is highly dependent on the interactions and dominated processes at the studied scales (Boix-Fayos et al., 2007; Cammeraat, 2002). Indeed, different factors and processes controlling runoff and erosion may act at distinct scales in different way. So, we need to understand the fact that processes at one spatial or temporal scale interact with processes at another scale, and the results of such cross-scale interactions often have nonlinear dynamics.

Several previous studies have shown a scale effect on runoff. Actually, hydrological studies that focus on the scale issue have documented that runoff per unit area generally decreases with increasing area (Cerdan et al., 2004; González-Hidalgo et al., 2011; Le Bissonnais et al., 1998; Raclot et al., 2009). Some research has identified a dramatic effect of spatial scale on measured runoff and sediment yields under semiarid conditions, which has been attributed to the scale dependent variation in the importance and number of control factors and dominant processes (Blöschl and M., 1995; Kirkby et al., 1996). In term of erosion, this trend may, however, be more complex (Cammeraat, 2002), absent (Mathier and Roy, 1996) or even inverse (de Vente and Poesen, 2005; De Vente et al., 2007; Vanmaercke et al., 2011). In fact, the lack of a simple relationship demonstrates the complex and scale-dependent process domination throughout a catchment, and emphasizes our uncertainty and poor conceptual basis for predicting at plot to catchment scale, erosion rates and sediment yields (Cammeraat, 2002; Parsons et al., 2006). At fine scales, where sediment mobilization is dominated by rain splash, rill, and interrill erosion, sediment yield is relatively low. However, the variability in soil loss from plot measurements is reasonably high because local conditions can vary strongly (de Vente and Poesen, 2005). For larger areas, sediment yield is expected to increase due to an increase in active erosion processes and an increase in connectivity (Vandekerckhove et al., 2000). On the other hand,

more sediment storage is expected with increasing basin area at parcel boundaries, in depressions, and at footslopes (Walling, 1983).

Scale effects are often explained by the emergence of new processes with increasing area (Rodet and Lautridou, 2003; Schilling and Helmers, 2008). (Lane et al., 1997) by describing the dominant processes controlling sediment yield at various scales, shows that sedimentation is a dominant process. Reducing sediment exports from catchments requires an understanding of the erosion processes delivering sediment to catchment outlet. So, the identification of the origin of sediments sources within catchments has become essential in order to develop management strategies to combat soil erosion (Valentin et al., 2005). Sediment budget approach may contribute to answer fundamental questions in sedimentary systems. In fact, sediment budgets are often used as a framework to compare different sediment sources and sinks and can be used to plan remediation works (Rustomji, 2006). The construction of accurate sediment budgets requires that the sediment source terms reflect the major erosion processes operating in a landscape and that these be defined as accurately as possible. Gully erosion is often a major sediment source and needs to be accounted in a manner consistent with the scale of analysis and available data.

There is a need to better identify hydrological and erosive processes and their evolution under nested scales within the Mediterranean region. In this context, the major purposes of this study are: a) to quantitatively document temporal and spatial dynamics of surface runoff and soil erosion rate from an experimental plot to a micro-catchment under natural rainfall events in a Mediterranean context and b) to evaluate the contribution of topsoil and gullies to total sediment loads across the different spatial scales.

4.2. Materials and methods

4.2.1. The study area

The Kamech experimental catchment (C) belongs to a long term environmental research observatory called OMERE (Mediterranean observatory of water and rural environment) which aims to study the anthropogenic impacts on water and sediment budgets at catchment scale.

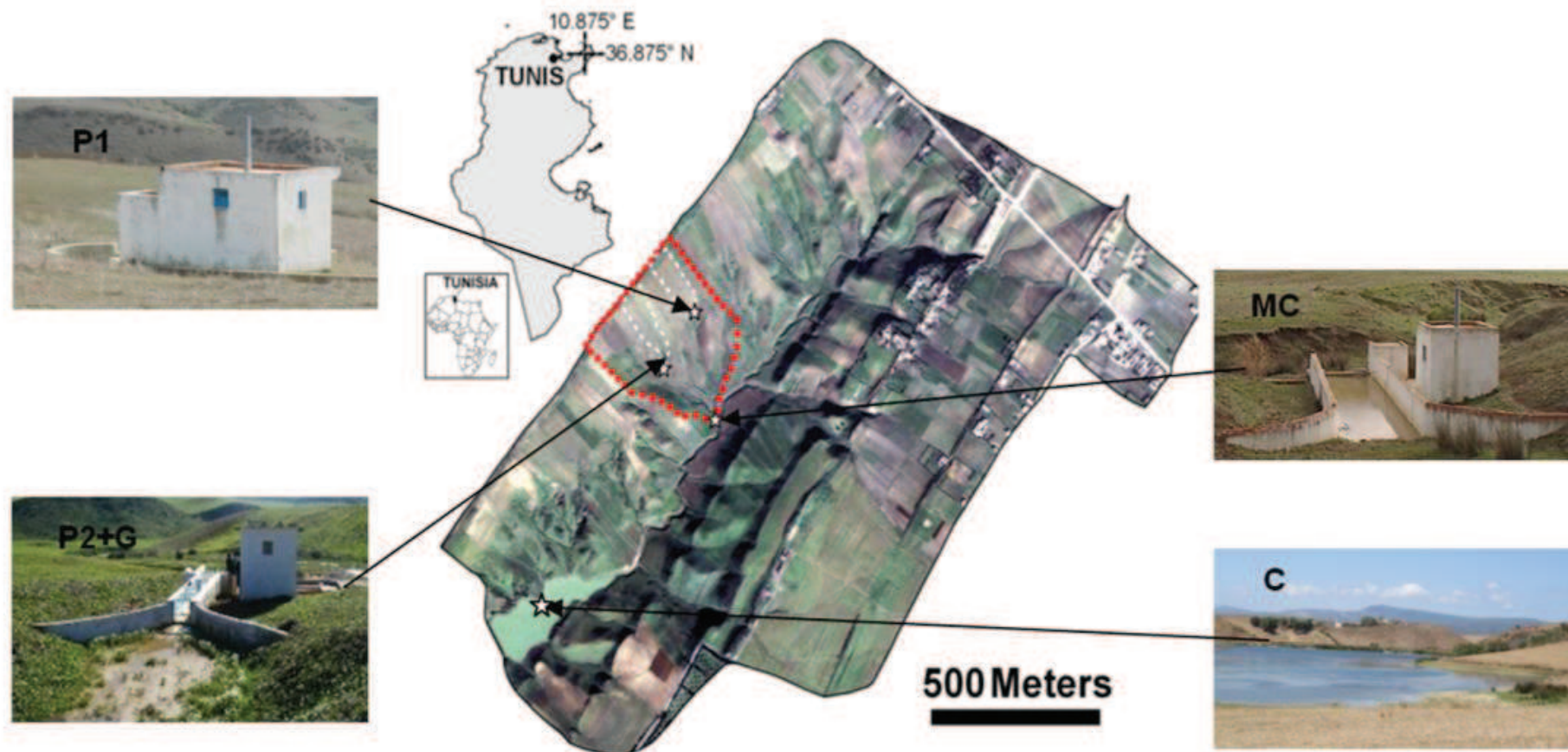


Figure 21 Location of the Kamech catchment (C) and the hydrological stations: the experimental field (P1), the gully (P2+G) and the micro catchment (MC) (Cape Bon, ORE OMERE)

It is a 263 ha catchment upstream from a hill reservoir built in 1994 with an initial storage capacity of 140 000 m³ (Figure 21). The climate is semi-arid with a mean inter-annual temperature of 14°C, a mean annual evapotranspiration of 1200 mm, and a mean inter-annual rainfall of 650 mm (Figure 3). The rainy season is between October and February and the dry season between June and August. However, heavy rainfalls are sometimes observed during the other months (Raclot and Albergel, 2006).

Annually ploughed croplands occupy 70 % of the catchment area and mainly occur on slopes of <15%, with a large majority of cereal crops, sometimes in rotation with leguminous crops. The remaining 30% of the catchment area consists of dwellings, gully and channel features, and Mediterranean scrublands devoted to grazing. According to the FAO classification (2006), the soil types observed within the catchment are Calcic Cambisols (63.5%), Regosols (25.5%), Eutric Regosols (9.6%) and Chromic Vertisols (1.4%). In Kamech, Calcic Cambisols are in fact soils with clay content ranging from 30% to 60%. Consequently, significant active shrink-well processes are active in 2/3 of the catchment area. Soils in Kamech are very sensitive to cracking. They are very plastic and sticky when wet. They exhibit open cracks at a depth of up to 50 cm and at least 1 cm wide during all the dry summer period. Cracks result from clayey soil under a climate alternating months with excess rainfall over evapotranspiration (winter period) and months of moisture deficit (summer period).

Within this catchment and following a hierarchical and nested design, three measuring stations are installed at the outlet of: an experimental field (**P1**), a gully (**P2+G**) and a micro-catchment (**MC**).

4.2.2. Instrumental set-up and available data

The Kamech experimental catchment was instrumented in 1994 for climatic and hydrologic data acquisition in an automatic mode. The climatic instruments set is composed of tipping-bucket rain gauges (0.5 mm), an evaporation pan and an air thermometer. As hydrologic data acquisition, a water level gauge was installed in the reservoir at the catchment outlet to provide water levels with 1 cm accuracy. The spillway was shaped in such a way that discharge could be well estimated continuously. The bathymetry of the hill reservoir is measured every two years, making it possible to determine the rate of silting of the reservoir basin and to establish level-volume, level-surface and level-spillway discharges curves. So, continuous runoff and mean annual soil deposition could be evaluated at the catchment scale using a hydrologic and erosion budget (Raclot and Albergel, 2006).

For the period 2005-2012, mean annual runoff at the Kamech lake was even more variable with a mean of 112 mm, median of 84 mm, and standard deviation of 72 mm. In term of soil erosion and during the period 1994-2008, the estimated mean annual sediment yield based on several lake sedimentation surveys was approximately equal to 15 t ha⁻¹ year⁻¹.

To describe the spatial and temporal variability of erosion, three gauging stations (Fig. 1) monitored discharge and suspended sediment using a combination of a Venturi channel (for high runoff rates) and a V-shape weir (for low runoff rates) coupled with an automatic water sampler. The main station was located at the outlet of the micro catchment (15.2 ha), whereas

the two others were located at the outlets of two fields: an experimental field (1.32 ha) and a gully (1.37 ha), both located within the micro catchment.

The micro catchment consists of 10.9 ha of cultivated land, 3.6 ha of grazing areas and 0.7 ha of gullies. The gully station's area is about 1.37 ha. It controls a ravine of 1700 m² and a cultivated field of 1.2 ha. The specific gully erosion was estimated to 80 t ha⁻¹ year⁻¹ derived from regular high precision topographic measurement surveys between 2002 and 2009 (El Khalili et al., 2013).

The monitoring stations were provided with a capacitive water level sensor connected to a datalogger. This allowed us to continuously record water levels, which were converted to discharge using rating tables calibrated in the field and laboratory. An automatic water sampler with 24 glass bottles (SIGMA Model 900P) was used to collect samples during floods in each gauging station, from which suspended sediment concentrations were determined. This equipment was programmed to sample water in relation to the runoff intensity measured at a particular station. For some events, the automatic sampling was completed manually. The total mass of transported suspended sediment for an event is then calculated by integrating the sediment concentrations with flow discharge.

4.2.3. Database

A total of 346 rainfall events were recorded in Kamech over 7 years between 2005 and 2012. Only 167 events had generated runoff on at least one of the three gauging stations during the 2005-2012 monitoring period. These runoff events covered a wide range of climatic and soil conditions.

All the 167 runoff events were described with the following variables using direct measurements for most of the events or rules described in chapter 2 section 2.7 for missing data:

- Total rainfall (mm);
- Average rainfall intensity (mm h⁻¹);
- Total runoff (mm);
- Mean sediment concentrations (g l⁻¹);
- Total soil erosion (t ha⁻¹).

4.2.4. Methodology approach

The data analysis, set out to identify the relation between contributing surface area and dominant hydrological and erosion processes, was based on a combination of runoff and erosion measurement rates at four spatial nested scales during 7 consecutive years. Both temporal and spatial dynamics of runoff and soil erosion were considered.

The temporal dynamics of rainfall, runoff and erosion yields was first described for each hydrological year through plots of cumulative event-based values. A synthetic view of the average temporal dynamics of these variables was then provided at a monthly timescale in order to derive useful practical information for catchment management.

The spatial variability of hydrological and erosive processes was then analyzed and discussed by comparing the mean inter-annual values at the different gauging stations.

Finally, a simple linear mixing model that combines sediment sources due to gully erosion processes and sediment sources due to topsoil erosion processes was tested to explain the relative contribution of erosive processes throughout the different scales. This tested model has the following form:

$$E_{\text{Total}} = \alpha E_{\text{Topsoil}} + \beta E_{\text{Gullies}} \quad (16)$$

With:

E_{total} : Total erosion load;

E_{topsoil} : Erosion from topsoil in cultivated field;

E_{Gullies} : Erosion from gullies;

α : Percentage of cultivated topsoil surface;

β : Percentage of Gullies surface.

In this model, E_{topsoil} was estimated using result of erosion on the experimental plot P1 (E_{P1}) measurement and E_{Gullies} using previous estimation of El Khalili et al., (2013) based on regular high-precision topographic surveys of the gully (G) between 2002 and 2009. This model assumed that these values are representative of erosion rates for topsoil and gully in any parts of the Kamech catchment and that erosion from grazing area are negligible because of permanent vegetation cover.

4.3. Results

4.3.1. Temporal variability of hydrological and erosive processes

In this section, the rainfall, runoff and erosion temporal dynamics will be illustrated only for the micro-catchment gauging station, as dynamics at the three studied gauging station (plot, gully and micro-catchment) were very similar.

4.3.1.1. At an event-based timescale

- Rainfall event characteristics

The cumulative rainfall curves show a high inter-annual variability. Annual rainfall varies between 518 mm and 793 mm (Figure 22a). This temporal variability of rainfall can significantly influence runoff generation and soil erosion.

- Runoff event characteristics

In order to characterize runoff event variability, the cumulative runoff (sum of runoff depth for all events for each year) was plotted against time (Figure 22b). For the 7 studied years, a steady trend with lower slope in the first and last seasons (autumn and summer) is observed. The low runoff observed at the beginning of the rainy season (October) can be explained by the presence of opened cracks on topsoil. In winter and spring, the curve is steeper presenting different increments. Annual cumulative runoff is very variable from year to other varying from 25 to 216 mm. These variations over years might be due to variations in rainfall amounts, soil characteristics surface and soil moisture. The lower slope at the end of the rainy season is due

Chapitre 4 : Variabilités temporelles et spatiales des processus de ruissellement et l'érosion

to the dense ground cover. Runoff increasing is done by increments more or less high with an exceptional contribution in December, 2006 (+ 77 mm)

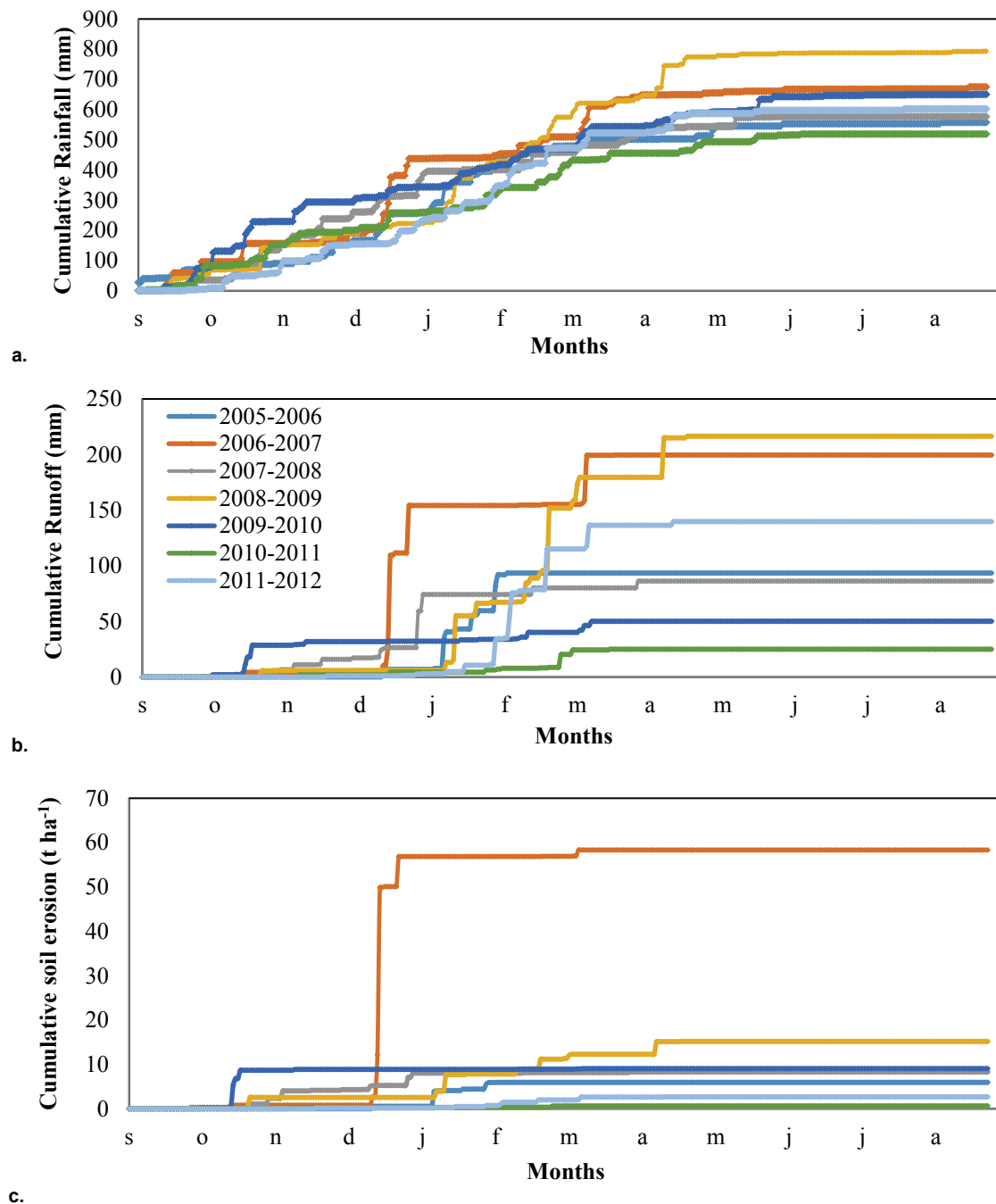


Figure 22 Cumulative (a) rainfall (mm), (b) runoff (mm) and (c) soil loss ($t\ ha^{-1}$) for the different hydrological years (2005-2012) at the micro-catchment outlet

- Erosion event characteristics

Generally, the distribution of soil erosion over time followed similar trend to the distribution of runoff and the hierarchies between years are generally respected (Figure 22c). The cumulative soil erosion remains relatively low during the autumn period. For the winter season, soil erosion is very high. During the dry season, the total loads are very low or null. The annual cumulative soil erosion is very variable from year to other varying from 0.65 to $58\ t\ ha^{-1}\ an^{-1}$.

Chapitre 4 : Variabilités temporelles et spatiales des processus de ruissellement et l'érosion

In spite of this high degree of variation in rainfall-runoff-sediment responses in the catchment, the contribution of the maximum events to the annual balance was remarkably high for the whole study period. The data show that the contribution of few events represents a high proportion of the total basin suspended sediment load (especially for the year 2006-2007). For instance, the mean contribution of a single event varied between 0 and 30% of the total load, while the mean contribution of just the three largest events varied between 0 and 50%.

4.3.1.2. At a monthly timescale

- Rainfall trends

Total rainfalls over the rainy seasons (September – May, Table 14) were similar in 2006, 2008 and 2011. Years of 2007, 2010 and 2012 present also similar annual amount, whereas 2009 was the highest over these seven years period. This 2009 rainy season was considered as a wet year.

Rainfall usually occurs in winter (December to February), with some in autumn and spring (September to November and March to May) but summer (June to August) is always very dry. Major rainfall accumulation occurred from October to February, which amounted to around 90% of the total rainfall. January 2006 and 2009, December 2007, October 2008 and 2010 and February 2011 and 2012 had the highest monthly rainfall accumulation in the year.

- Runoff trends

Runoff, occurrence varied strongly from year to other and within the same year (Table 13).

The rainy seasons of 2008-2009, 2009-2010 and 2011-2012 registered 27, 30 and 28 runoff events respectively. Most runoff events were registered in the winter period.

Table 13 Monthly and annual runoff events distribution for 2005 – 2012 on the Kamech catchment

		Events distribution									
		Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Febr	March	Apr	May	Annual
Events number	2005-2006	-	-	-	4	12	3	-	-	-	19
	2006-2007	1	2	-	6	-	5	4	-	-	18
	2007-2008	1	7	6	7	-	1	1	-	-	23
	2008-2009	-	3	-	1	6	8	5	4	-	27
	2009-2010	-	11	5	1	4	4	3	1	1	30
	2010-2011	2	3	3	4	3	5	2	-	-	22
	2011-2012	-	3	3	5	5	8	3	1	-	28
	Monthly	4	29	17	28	30	34	28	6	1	-

Most of the runoff over the year was registered during the winter season in December, January and February: about of 70% of the total annual runoff. However, this season had 40% of the total annual rainfall.

Highest amounts of runoff were 199.75 and 216.11 mm obtained in the hydrological years 2006-2007 and 2008-2009 respectively, while the lowest were 25.10 mm (no more than 20% of total mean annual runoff amount) occurred in 2010-2011.

Chapitre 4 : Variabilités temporelles et spatiales des processus de ruissellement et l'érosion

On the other hand, the beginning of the rainy season (September - November) was a period of low runoff (<8% of annual runoff) and accounted for no more than 35% of annual rainfall.

In general, runoff was related to precipitation, such that months with the greatest runoff volumes corresponded to those months with the highest levels of precipitation. Nevertheless, some contradictory results were found in the analysis of individual months, where there was disagreement between the data for precipitation and runoff especially during the autumn season.

Table 14 Summary of rainfall, runoff and sediment variables for 2005 – 2012 at the micro -catchment

Variable	Year	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Febr	March	Apr	May	Annual
Total rainfall (mm)	2005-2006	46,5	15,5	68	102	173	45	24,5	11	32,5	529,5
	2006-2007	95,5	61	34,5	246	10,5	62	131	13,5	6,5	674,5
	2007-2008	35	117	92,5	142	13,5	58	53	32,5	33	576,5
	2008-2009	53	99,5	38,5	31,5	202,5	149,5	55	144,5	10	793
	2009-2010	78,5	151	64	50	68	57,5	74,5	44,5	54,5	650,5
	2010-2011	82	70	48	57,5	60	85	52,5	38,5	18,5	518,5
	2011-2012	8,5	72	74	80	110,5	127	50,5	64,5	10	602
Total runoff depth (mm)	2005-2006	0,00	0,00	0,00	6,92	85,12	1,48	0,00	0,00	0,00	93,52
	2006-2007	0,58	3,67	0,00	150,06	0,00	0,93	44,51	0,00	0,00	199,75
	2007-2008	0,00	6,66	10,63	57,05	0,00	5,76	6,17	0,00	0,00	101,45
	2008-2009	0,00	5,86	0,00	0,18	61,23	84,67	27,65	37,43	0,00	216,11
	2009-2010	0,00	28,68	3,23	0,40	1,56	6,38	9,89	0,11	0,04	50,29
	2010-2011	0,03	0,05	1,90	2,37	2,85	13,07	4,83	0,00	0,00	25,10
	2011-2012	0,00	0,07	0,94	2,04	31,57	80,61	21,25	3,28	0,00	139,76
Total soil erosion (t ha⁻¹)	2005-2006	0,00	0,00	0,00	0,57	5,36	0,01	0,00	0,00	0,00	5,94
	2006-2007	0,31	0,50	0,00	56,04	0,00	0,02	1,48	0,00	0,00	58,34
	2007-2008	0,00	2,35	1,97	3,70	0,00	0,14	0,12	0,00	0,00	12,37
	2008-2009	0,00	2,56	0,00	0,00	5,27	3,34	1,11	2,90	0,00	15,18
	2009-2010	0,00	8,67	0,19	0,01	0,01	0,05	0,11	0,00	0,00	9,03
	2010-2011	0,00	0,00	0,25	0,05	0,04	0,27	0,04	0,00	0,00	0,65
	2011-2012	0,00	0,00	0,14	0,03	0,55	1,27	0,65	0,04	0,00	2,69
Sediment concentration (g l⁻¹)	2005-2006	0,00	0,00	0,00	8,19	6,30	0,40	0,00	0,00	0,00	6,35
	2006-2007	52,51	13,62	0,00	37,35	0,00	1,96	3,32	0,00	0,00	29,21
	2007-2008	0,00	35,34	18,52	6,48	0,00	2,35	1,93	0,00	0,00	12,20
	2008-2009	0,00	43,65	0,00	1,42	8,61	3,95	4,03	7,75	0,00	7,02
	2009-2010	0,00	30,23	5,88	1,48	0,87	0,72	1,07	0,27	0,67	17,96
	2010-2011	1,05	1,63	13,02	2,00	1,43	2,10	0,79	0,00	0,00	2,59
	2011-2012	0,00	2,04	15,09	1,61	1,73	1,58	3,08	1,33	0,00	1,93

- Erosion trends

Sediment concentration was significantly high over the three years at the beginning of the year (Table 14). Concentrations then decreased until it became constant, this diminution in sediment concentration was related to an increase in runoff rate. Average annual values changed extremely, ranging between 1.93 and 29.21 g l⁻¹ for 2011-2012 and 2006-2007 respectively.

Chapitre 4 : Variabilités temporelles et spatiales des processus de ruissellement et l'érosion

In term of annual soil erosion, the results show a similar pattern to that of runoff. It was very lower in 2010-2011 and 2011-2012 than in other years. Total soil erosion was 58.34 t ha^{-1} in 2006-2007, dropping to 15.18 t ha^{-1} in 2008-2009 and continuing to fall in 2010-2011 with 0.65 t ha^{-1} .

The contribution of December 2006 to the annual balance was remarkably high for the whole study period. It represents a high proportion of the total soil erosion. For instance, the mean contribution is about 96% of the total soil erosion for the same year and 376% of the total mean annual soil erosion.

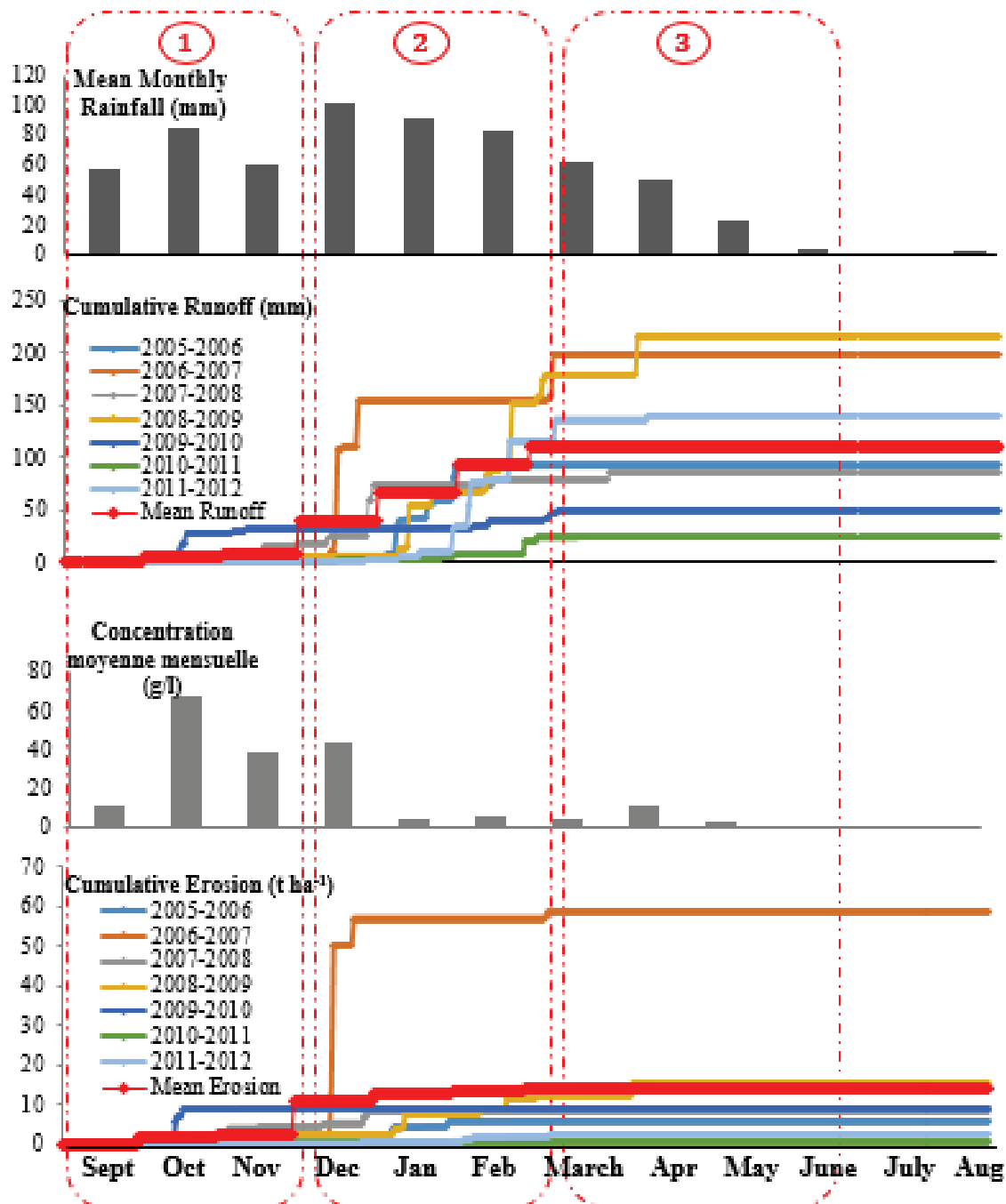


Figure 23 Synthetic representation of mean monthly rainfall, cumulative runoff, mean monthly sediment concentration and cumulative soil erosion

A synthetic monthly representation of rainfall, runoff, sediment concentration and soil erosion is given in Figure 23. We identify three characteristic periods:

1/ Heavy rainfall on bare soil with open cracks induces very high sediment concentrations with low runoff. Finally, total soil loss amount is globally low as significant sediment yields occurred only during a very few number of runoff events. But this period is of high sediment yield risk because of very high sediment concentrations as soon as runoff occurred.

2/ High rainfall amounts with low vegetation cover and recently close cracks produce high runoff, intermediate sediment concentrations and high soil erosion. This is the major period of sediment yield risk as it includes December that contributes to 75% of total erosion.

3/ Dense vegetation cover with low rainfall produce low runoff, low sediment concentrations and low soil erosion whatever the open or close status of cracks during this period.

4.3.2. Spatial variability of hydrological and erosive processes

To evaluate the effect of scale on runoff and soil erosion for nested scales, we compared the mean inter-annual runoff and erosion values from field to catchment (Figure 24).

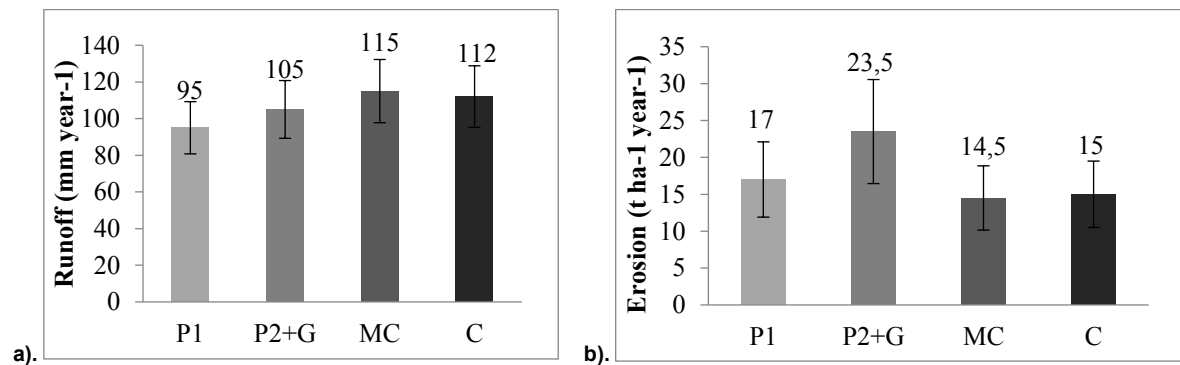


Figure 24 Mean annual runoff (a) and soil erosion (b) across different studied scales (2005-2012)

4.3.2.1. Runoff

The variation in total annual runoff, across the different study scales, is showed in Figure 24a. During the study period, there was a 1.1-fold increase in cumulative runoff from the plot scale (P1) (95 mm/year) to the gully scale (P2+G) (105 mm/year), a 1.09-fold increase from P2+G to the MC (115 mm/year), and a 0.97-fold decrease from the MC to the C scale (112 mm/year). Consequently, annual runoff appeared to slightly increase with the scale area from the plot to the micro catchment and to be quite constant (slightly decrease) from the micro catchment to the catchment scale.

4.3.2.2. Soil erosion

In general, selective erosion or low energy processes (i.e. surface wash) take place at fine scales (i.e. hillslope) and non-selective erosion processes (i.e. gully) progressively appear with larger observation scales up to a certain threshold after which selective processes for deposition become dominant.

Based on extensive information compiled at the plot, gully, micro-catchment and catchment scales (Figure 24b), total soil erosion was 17 t ha⁻¹ year⁻¹ for P1, 23.5 t ha⁻¹ year⁻¹ for P2+G, 14.5 t ha⁻¹ year⁻¹ for MC and 15 t ha⁻¹ year⁻¹ for C. The highest soil budget recorded for the

Chapitre 4 : Variabilités temporelles et spatiales des processus de ruissellement et l'érosion

P2+G indicates the significance of gully erosion in sediment production. This erosion budget measured at P2+G represent the soil erosion from the entire cultivated topsoil P2 and represent also the contribution from the gully.

4.3.3. Erosion processes contributions

4.3.3.1. The sediment mixing model

Table 15 presents percentages of repartition between cultivated topsoil, gullies and grazing surface at different scales to test the simple sediment mixing model.

Table 15 Percentages of cultivated topsoil, gullies and grazing surface at different studied scales

	α (%)	β (%)	Grazing surface (%)
P1	100	0	0
P2+G	87.6	12.4	0
MC	71.7	4.6	23.7
C	70	4.7	25.3

Results of the mixing model (Figure 25) show that the calculated values for erosion by the model fit fairly well with measured erosion data and this is also valid for the Kamech catchment using the long term value.

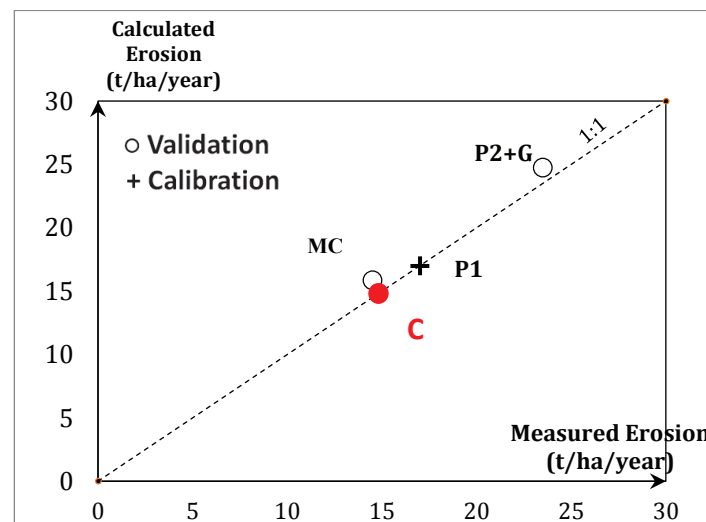


Figure 25 Calculated erosion as a function of measured erosion

For each spatial scale, erosion loads seem to linearly depend on the relative percentage of the upstream cultivated and gullies areas. This leads to conclude also about the few depositions and the high sediment connectivity in this catchment.

4.3.3.2. Relative gullies contributions to sediment load

There is considerable literature on qualitative gully development and growth, but little quantitative information on the extent of gully contribution to sediment load and subsequent downstream sedimentation. In Mediterranean context, gullies are supposed to be the largest sediment sources that contributes to the total sediment load of a given watershed (Marden et

al., 2005; Page et al., 2001). In order to assess their contribution to annual soil erosion, we used the approach cited above.

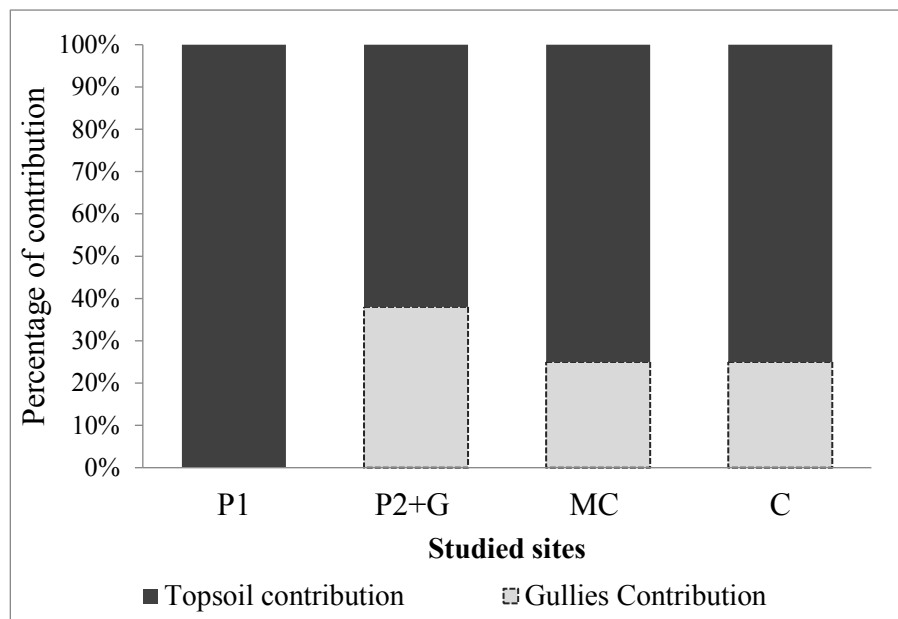


Figure 26 Percentages of processes contributions to total sediment load

From the Figure 26, it becomes clear that the relative contribution of gully erosion to total sediment yields is significantly less than the contribution of cultivated topsoil.

4.4. Discussions

4.4.1. Analysis of temporal variability of runoff and soil erosion

One of the main reasons for investigating the temporal dynamics of rainfall-runoff-soil erosion within the Kamech catchment was to improve understanding of its hydrological behavior. Temporal variability of weather, especially rainfall, is extremely important for soil erosion risk assessment (Renschler et al., 1999). Our study, based on seven years of monitoring, allowed showing important temporal dynamics for both surface runoff and soil erosion. Actually, surface runoff and soil erosion showed a strong seasonality with a critical period lasting from October to January. Numerous studies also found the same seasonal trend, particularly in the Mediterranean area (Cerdà, 1997). Erosion rates showed a similar trend as determined by the runoff. Jorgensen and Gardner (1987) found on disturbed soils the importance of the surface morphology for seasonal infiltration and runoff rates, as had already Schümm and Lusby (1963) mentioned when they measured a seasonal pattern of the runoff rates on badland slopes as a function of season (Schümm, 1964). Cerdà (2002) also showed that on eroded surfaces of eastern Spain the greater soil erosion rates were found during the wet season. All of the above-mentioned authors found greater runoff rates also during the wet season.

At the beginning of the year (autumnal period), runoff and soil erosion were very low due to the opening cracks whereas soil sediment concentrations were very high. This result was confirmed by Cerdà (2002) and Le François et al. (2007). So, there is a need to better understand

the temporal variability on specific hydrological and erosive response, in order to better estimate runoff and soil erosion production especially during the cracks opening period.

Soil erosion can, in some cases, be dominated by a few extreme events, thus monitoring, as well as simulation studies need to be long enough to capture these erosive events. For our study, in spite of this high degree of variation in rainfall-runoff-sediment responses in different scales, the contribution of the maximum events to the annual balance was remarkably high for the whole study period. The data show that the contribution of few events represents a high proportion of the total field suspended sediment load. For instance, the mean contribution of a single event is about 30% of the total load, while the mean contribution of just the three largest events can reach 50%. A similar result was found by González-Hidalgo et al. (2007) in western Mediterranean areas, where three daily erosive events per annum represented more than 50% of soil erosion, regardless of the total amount of soil eroded. Analyses of the extreme events suggest that single event (or just few events) may produce a high amount of sediment transport, and they can exceed the annual or inter-annual geomorphic activity (Lane and Kidwell, 2003; Lenzi et al., 2003; McBroom et al., 2003). A few daily events are therefore responsible for most of the soil erosion at different spatial scales. This explains why these events and their effects are continuously under examination (Hudson, 2003; Lewis et al., 2005). This behavior was confirmed through several studies. Analyses of the extreme events suggest that single event (or just few events) may produce a high amount of sediment transport, and they can exceed the annual or inter-annual geomorphic activity in the catchment (Lane and Kidwell, 2003; Lenzi et al., 2003; McBroom et al., 2003).

4.4.2. Analysis of spatial variability of runoff and soil erosion

Runoff increased from the field to the micro catchment which is not completely consistent with the results in previous studies suggesting a decrease of runoff with area (Cerdan et al., 2004; Delmas et al., 2012; Van de Giesen et al., 2010). The small differences in runoff found between the field and the micro catchment were related, basically, in part by the presence of preferential flow pathways for the micro catchment (gullies, compacted tracks) and in second part to the existence of saturated zone limiting infiltration.

Surface runoff tends to decrease when moving from the micro catchment to the catchment. Relatively several previous studies on scale-dependent variations in semiarid hydrology found the same pattern for a number of Mediterranean areas (Boix-Fayos et al., 2007; Cammeraat, 2004; Canton et al., 2001), and for other semiarid areas throughout the world (Esteves and Lapetite, 2003; Parsons et al., 2006; Yair and Raz-Yassif, 2004). These aspects are often explained by the emergence of new processes with increasing area, such as transmission losses in stream channels (Gu and Deutschman, 2001; Lange, 2005), and/or the effect of the connectivity and patchiness in the drained area. In the Kamech catchment, considering the previous results, emergence of new processes has not been emphasized. The effect of the high connectivity may explain the changes when moving from field to catchment scale.

Sediment loads depend on a wide range of variables and reflect the combined effect of all active and interacting runoff, erosion and sediment deposition processes as well as the time over which measurements take place (de Vente and Poesen, 2005). Soil erosion, in our study area,

presented a few differences between the field and micro catchment. This confirms about the few depositions and the high connectivity within the micro catchment.

However, an increase in soil erosion amounts when moving from the field (P1) to the gully (P2 + G) was observed, this was mainly related to the contribution of the gully side to the total sediment load at this scale. The increase in soil erosion with the size of the contributing area (from the micro catchment to the catchment) has been attributed in other studies to an increase in the transport capacity of the flow and the appearance of accelerated erosion processes (Boix-Fayos et al., 2007).

4.4.3. Analysis of erosion processes sources

The determination of the sediment sources in the Kamech catchment using a simple mixing model showed that the surface topsoil delivered approximately 75% of the sediment at the Kamech catchment lake over a period of 7 years. This result implies that surface erosion processes, including rill and interrill erosion, are the dominant processes at the catchment scale. This result is consistent with results of Ben slimane et al. (2013) who found that the dominant source of sediment was cultivated soils or topsoil and which was responsible for 80% of the total erosion within the Kamech catchment. This result is also in agreement with the results obtained by Jebari et al. (2010), who calculated that interrill processes produced 83% of the erosion within the Kamech catchment based on a rainfall erosivity analysis. However, the results presented here differ from the conclusions of several other erosion studies conducted in the Mediterranean region that indicate a predominance of gully erosion. Poesen et al. (2002) showed that this contribution may vary considerably. One explanation for this difference may be that the low rates of sheet and rill erosion and the relatively large importance of gully erosion especially in the Mediterranean region have often been attributed to the high extent of stoniness and shallow depth of many Mediterranean soils (Poesen and Hooke, 1997), which is not the case in the study catchment. The potential surface sediment sources in Kamech catchment include both cropland and scrubland except in the sandstone bar outcrops. However, there are several indications that topsoil in the cropland area is by far the most important sediment source. First, the scrubland area covers only 10% of the catchment surface, whereas the cropland area represents 70% of the catchment area. Second, all of the cropland areas are likely to provide sediment, whereas only very limited scrubland areas suffering from overgrazing can be considered as sediment sources.

4.5. Conclusions

The results of monitoring runoff and sediment yields in a cultivated catchment, within a Mediterranean climate on Vertisols, show that the low runoff observed at the beginning of the rainy season (October) can be explained by the presence of opened cracks on topsoil. the contribution of some major events to the annual balance was remarkably high for the whole study period. They presented a significant impact on runoff and especially soil erosion. A critical period between October and December was identified with major production of soil erosion on December (75% of total erosion).

In term of spatial variations, runoff tends to increase with an increase in drainage area or scale (from field to micro catchment and catchment); this behavior has been explained by the high connectivity within the large scales. So gully has to be considered both as a sediment contributing source and a connectivity component. For soil erosion, a slight decrease in the erosion budgets was observed between the field and catchment scale. A simple linear model combining a single rate of topsoil erosion ($17 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) and a single rate of gully erosion ($80 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) weighted by their respective surface area has successfully reproduced the differences observed in the mean annual erosion rates between the spatial scales.

Major erosion processes within the Kamech catchment were related to sheet and rill erosion which contributed to 75% of total soil erosion budget. These results indicate the need of improving soil and conservation measures in this kind of conditions. Measures oriented to specific control of cultivated topsoil erosion, should be promoted, assuming that during rainy periods the runoff discharge within the catchment will remain relatively high due to the low permeability of Vertisols in wet conditions.

Results of this study contribute to our understanding of erosive processes in a cultivated catchment, showing the importance of identifying sediment sources for better designing effective sediment control strategies.

Chapitre 5 : Évaluation de la variabilité temporelle des processus érosifs actifs par recours au traçage des sources de sédiments

5.1. Introduction chapitre 5

L'érosion hydrique est une des causes majeures de la dégradation des sols dans le monde. L'irréversibilité du phénomène justifie qu'on lui accorde une attention particulière. L'enjeu est particulièrement important dans les régions agricoles méditerranéennes où l'érosion engendre une perte de potentiel du capital sol en amont et l'envasement des retenues en aval destinées à la mobilisation des eaux de surface (Le Bissonnais, 2000). Devant l'aggravation des dégâts observés au cours de ces dernières années, de nombreuses recherches sur les processus et les facteurs de l'érosion hydrique ont été engagées. Elles ont contribué à mieux faire connaître les mécanismes de l'érosion des sols en se basant sur des observations de terrain de la parcelle au bassin-versant, sur la modélisation des phénomènes, ainsi que sur la connaissance des mécanismes physiques (Bryan, 2000; Cerdan et al., 2002). Beaucoup d'études se sont intéressées à l'évaluation des taux d'érosion à différentes échelles spatiales sans chercher à quantifier le poids des processus actifs. Pour cela, une très large gamme de méthodes ont été utilisées en fonction des objectifs, des moyens et des échelles de travail. La quantification s'est parfois faite par des mesures directes à savoir les mesures topographiques, les simulations des pluies et les mesures bathymétriques (Cheggour et al., 2008). Les évaluations des taux d'érosion par des mesures indirectes se sont basées principalement sur le recours à la modélisation (de Vente and Poesen, 2005; Govers et al., 2007), l'utilisation de l'imagerie satellitaire ou le système d'information géographique (Eltner et al., 2015; Kheir et al., 2008). D'autres études se sont intéressées à la quantification de l'érosion linéaire et différentes approches ont été employées. Ces différentes approches se sont basées sur différents types de modèles qui vont des approches empiriques paramétrique (Ferro, 1997), grâce à des modèles conceptuels, qui sont en corrélation à des paramètres physiques en fonction de l'érodibilité du sol et de l'utilisation des terres (Novara et al., 2011), la topographie (Bagarello et al., 2011) ou l'érosivité des pluies, aux modèles physiques récents qui visent à simuler à la fois le détachement et le transport des particules de sol (Amore et al., 2004). Concernant la quantification de l'érosion ravinatoire, leur étude s'est spécifiquement concentrée sur les méthodes de mesure, les méthodes fructueuses de cartographie et le suivi topographique du développement des ravines à l'échelle du versant ou du micro bassin (Collinet et al., 2002).

Au cours des dernières décennies, les techniques isotopiques ont été introduites dans les études de l'érosion. Ces techniques reposent généralement sur le suivi de radio-élément, en particulier le césium-137 (^{137}Cs) présent dans l'environnement et apporté à la surface terrestre par déposition atmosphérique de radionucléides artificiels, liés aux essais d'armes nucléaires entre 1945 et 1980 et à l'accident de Tchernobyl en 1986 (Cambray, 1990; Playford et al., 1993). Une fois incorporé dans le sol, le césium-137 est fixé aux particules fines et permet donc de suivre leur devenir (Benmansour et al., 2013; Nouria et al., 2003). En mesurant la quantité de

^{137}Cs dans le sol, la redistribution des sédiments peut être déterminée et les taux d'érosion du sol et/ou de dépôt pour des domaines spécifiques, pentes ou de petits réservoirs peuvent être calculés (Collins et al., 2001b). Depuis sa première utilisation il y a une trentaine d'années, cette technique est devenue de plus en plus commune au vu du nombre d'utilisations qui en sont faites à travers le monde pour des problématiques variées tel que la détermination des taux de sédimentation, la distinction des sources de sédiment et bien sûr l'estimation de l'érosion des sols (Elliott et al., 1990; Loughran and Campbell, 1995). En effet, ce marqueur permet de prendre en compte l'ensemble des processus physiques d'érosion (affinité aux particules). Il permet également d'effectuer une étude récapitulative de l'érosion à moyen terme (30-35 ans), lissant les aléas climatiques. Il peut être utilisé dans une gamme d'échelle spatiale d'étude variée (du m^2 à l'hectare).

Diverses utilisations de ces traceurs dans de nombreuses études portant sur l'érosion des sols ont été effectuées : la redistribution des particules érodées au sein des parcelles (Gaspar et al., 2013; Junge et al., 2010; Lacoste et al., 2014; Li et al., 2006), leur exportation des bassins versants (Ben Slimane et al., 2013; Evrard et al., 2010; Evrard et al., 2013; Porto et al., 2014), leur propagation des têtes de bassin versant vers les fleuves à travers le réseau hydrographique (Matisoff et al., 2002; Whiting et al., 2005), ou leur accumulation dans des réservoirs ou des zones de dépôt (Huon et al., 2013; Simms et al., 2008; Zhu and Olsen, 2009) ; l'évaluation de l'origine des sédiments déplacés dans un bassin versant à long terme (Ben Slimane et al., 2013; Zouagui et al., 2012) ; et l'étude de l'érosion hydrique et quantification des sources et de la dynamique des sédiments multi-traceurs et multi-échelles (Gourdin, 2014).

L'évaluation quantitative du phénomène de l'érosion se heurte à la complexité des processus érosifs mis en jeu. En raison de différents processus érosifs qui coexistent, les matières en suspension peuvent provenir de différentes sources soit de la surface des sols à savoir des parcelles, soit des couches de profondeur du sol dans les zones affectées par l'érosion concentrée et caractérisées par la formation de ravines, d'où une contribution relative de chaque source variable dans le temps et dans l'espace. La technique de traçage des sources de sédiments basée sur l'utilisation des radionucléides (le césium 137 en particulier) a montré son efficacité vis-à-vis de la discrimination entre l'origine des sources de l'érosion (Ben Slimane et al., 2013; Foster et al., 2007).

La compréhension et l'évolution des processus érosifs et de la dynamique des matières érodées moyennant la méthode de traçage des sources de sédiments à l'échelle spatiale au cours du temps est donc particulièrement importante pour la mise en place de mesures destinées à limiter leurs impacts. C'est sur ce dernier point que ce chapitre se propose d'apporter des connaissances supplémentaires. D'où l'objectif de cette étude dans laquelle il s'agit donc à identifier la variabilité de l'origine des sédiments ainsi qu'à quantifier la contribution relative des processus d'érosion actifs à l'échelle de l'événement pour différentes échelles de mesure.

5.2. Matériel et méthode

5.2.1. Sites d'étude et mesures hydro-érosives

Cette méthode a été mise en œuvre sur des sédiments captés sur les différentes stations hydrologiques situées sur le bassin versant de Kamech lors de quelques crues afin de préciser la variabilité de cette contribution relative en fonction des échelles spatiales et de la saison.

Les sites de mesure sont :

- une parcelle expérimentale (P1=1,32 ha) ;
- une ravine dite 2F (G=0,17 ha) et son impluvium amont (P2=1,20 ha) ;
- un micro-bassin versant (MC=15,2 ha) comprenant les 2 unités ci-dessus, situé en rive droite du bassin versant. Il s'étend de la crête du bassin versant jusqu'à l'oued Kamech ;
- un grand bassin versant sur l'oued Kamech, la station hydrologique étant située environ 300 m en amont du lac collinaire où elle délimite un sous bassin versant de 175 ha, soit environ les deux tiers de la superficie totale du bassin versant de Kamech au site du barrage (263 ha) (Figure 27).

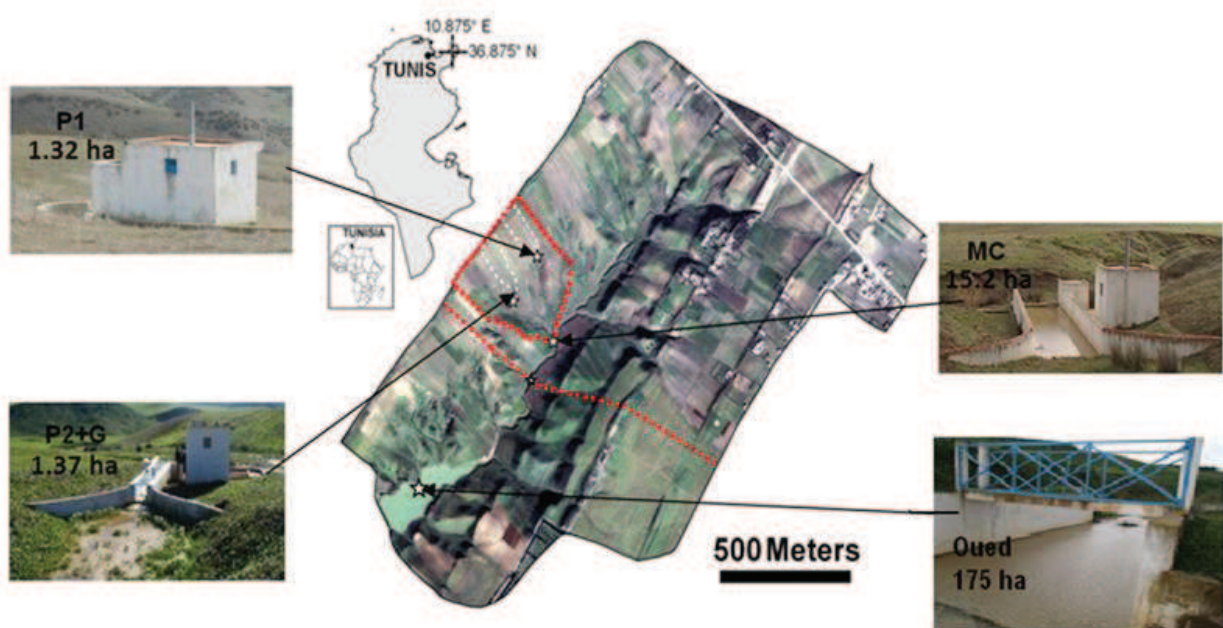


Figure 27 Localisation des différentes stations hydrologiques sur le bassin versant de Kamech

Les pluies sont suivies par un réseau de pluviomètres et trois pluviographes à augets basculeurs (0,5 mm) répartis sur le bassin versant. Chaque station hydrologique est équipée de deux capteurs de hauteurs d'eau qui permettent de mesurer le débit en continu au droit de déversoirs (pour les faibles débits) et/ou de canaux rectangulaires en béton (pour les forts débits). Le transport solide est estimé à partir de mesures de concentration des eaux en matières en suspension issues de prélèvements d'eau effectués par des préleveurs automatiques 24 flacons (type SIGMA 900) asservis aux débits, parfois complétés par des prélèvements manuels. La masse érodée est calculée en intégrant les concentrations en matières en suspension par rapport aux volumes écoulés.

5.2.2. Stratégie d'échantillonnage des sources et des sédiments en suspension

Pour pouvoir estimer les mouvements de sol à partir des mesures des radionucléides, il faut mesurer le stock présent dans les sols, tant pour les sites d'étude (zones d'érosion ou de dépôts) que pour les sites de référence non érodés (sources de sédiments). La caractérisation des signatures en radionucléides de ces sources potentielles de sédiments s'est appuyée sur les résultats obtenus sur des échantillons de sols de surface (prélevés au sein des parcelles à une profondeur inférieure à 30 cm) et sur des échantillons de profondeur (prélevés au sein des parcelles à une profondeur supérieure à 30 cm, ou au sein des flancs ravines et de berges de l'oued) collectés durant la thèse de (Ben Slimane, 2013).

Le protocole d'échantillonnage des sédiments en suspension mis en place a consisté à suivre des crues pour différentes périodes de l'année, en incluant des crues lorsque les fentes de retrait étaient présentes et d'autres lorsqu'elles étaient absentes. Lors de ces crues, une collecte manuelle de grosse quantité de sédiments a été faite de façon simultanée sur les quatre stations de mesure d'une manière qu'on soit au plus proche possible du pic de la crue (Figure 28).



Figure 28 Collecte manuelle de sédiments (Crue 18-12-2014)

Tous les échantillons de sédiments ont été tout d'abord décrits, puis séchés à l'étuve à une température de 40°C. Les échantillons secs ont été broyés ensuite à l'aide d'un mortier en porcelaine jusqu'à obtention d'une poudre fine et homogène. Les grosses particules sont écartées au moyen d'un tamis de 2 mm d'ouverture de maille.

Après la destruction préliminaire de la matière organique et la dispersion des particules de sol, la granulométrie a été déterminée sur la base du principe de la diffraction laser en utilisant un Beckman Coulter LS 13 320 granulomètre au Laboratoire Géosciences de l'Université de Montpellier (France) (Figure 29). Cet équipement, équipé d'un agitateur et d'un appareil à ultrasons permettant de disperser les agrégats, permet l'analyse de la distribution des particules au sein de la gamme comprise entre 0,375 et 2,000 μm . A partir du spectre couvrant toute la gamme, il est possible de déduire les fractions granulométriques typiques (argile <2 μm , 2 μm < limon <50 μm et 50 μm < sable <2 mm) et des indicateurs comme le diamètre pondéral moyen (d50, micromètre) et la surface spécifique (SSA, m^2/m^3).



Figure 29 Détermination de la granulométrie moyennant un Beckman Coulter LS 13 320 granulomètre

Les teneurs en phosphore (P_2O_5) ont été mesurées au Laboratoire d'Analyses des Sols d'Arras (Arras, France). Pour les analyses de P_2O_5 , une mise en solution totale d'environ 0,250 g de sol tamisé à 250 μm a été effectuée en utilisant les acides fluorhydrique et perchlorique ($HF - HClO_4$) selon la méthode décrite par (Ciesielski et al., 1997). Le dosage du phosphore total est ensuite obtenu par émission plasma en mode photonique (ICP-spectroscopie d'émission atomique).

Pour les mesures de radionucléides environnementaux de chaque échantillon, une petite quantité de terre (~ 80 g) a été placée dans une boîte de comptage. L'activité des radionucléides (^{210}Pb -xs, ^{210}Pb , ^{234}Th , ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{228}Th , ^{40}K and ^{137}Cs) a été déterminée par spectrométrie gamma bas bruit de fond équipé d'un système anti-cosmiques avec deux détecteurs coaxiaux au germanium (GeHP) de type N et P (Canberra / Ortec) au niveau du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) à Gif-sur-Yvette (France). L'incertitude associée à ce type de capteur est inférieure à 5%.

5.2.3. Choix des traceurs

Dans ses travaux de thèse, Ben Slimane (2013) a montré la pertinence d'utiliser conjointement le ^{137}Cs et le COT pour discriminer les sources de sédiments à Kamech à l'aide d'un modèle de mélange. Cette combinaison de traceurs s'est en effet révélée la plus efficace pour identifier, à partir de carottes de sédiments prélevées dans le lac de Kamech, les sédiments provenant de la surface des parcelles agricoles (sol mobilisé par l'érosion de surface de type diffus ou rigole) de celui prélevé en profondeur ou sur les flancs des ravines ou de l'oued (sol mobilisé par l'érosion concentrée, érosion ravinatoire principalement). Étant donné que cette étude poursuit les mêmes objectifs avec la même approche sur le même site, nous avons naturellement retenus la combinaison de ces deux mêmes traceurs ($^{137}Cs + COT$) pour identifier la source des sédiments à partir de sédiments collectés en période de crues.

5.2.4. Correction granulométrique des échantillons

L'un des processus affectant la conservativité de traceurs comme les radio-éléments provient de leur affinité préférentielle pour la fraction fine. La sélectivité granulométrique des différents processus érosifs (mobilisation préférentielle des particules fines et de la matière organique, transport plus lointain des particules plus fines vs dépôt rapide des particules plus grossières dès que la vitesse de l'écoulement diminue, etc.) peut conduire à faire varier la granulométrie des échantillons entre le sol en place et les échantillons prélevés en suspension au cours des crues. Afin de s'affranchir de ces effets induits par la sélectivité granulométrique (Motha et al., 2002), des facteurs de correction granulométrique, basés sur la surface spécifique ("*specific*

surface area" – SSA) par exemple, sont largement utilisés dans la littérature (Collins et al., 2001a; Collins et al., 2010; Collins et al., 2012). Ces corrections s'appuient notamment sur les travaux de (He and Walling, 1996) qui ont testé l'impact de la taille des particules sur l'adsorption de ^{137}Cs dans les sols et les sédiments et qui ont montré que la teneur en ^{137}Cs peut être étroitement représentée par une fonction de puissance de la surface spécifique des échantillons avec des valeurs d'exposant variant entre 0,6 et 0,8. Dans notre étude, une correction de ce type a été systématiquement appliquée sur l'ensemble de éléments analysés (phosphore, azote, activité en radio-éléments) en utilisant une valeur d'exposant de 0,7 pour la fonction puissance.

5.2.5. Modèle de mélange "mixing model" et estimation des incertitudes

La technique de "*fingerprinting*" généralement utilisée repose sur l'emploi d'un modèle linéaire de mélange ("*mixing model*") alimenté par les valeurs d'une combinaison de traceurs mesurés à la fois dans les différents échantillons « source » et dans les échantillons "mélange" prélevés au cours des crues. La résolution de ce système linéaire permet, après détermination de la configuration avec le meilleur ajustement ("*goodness of fit*"), de déterminer la contribution de chaque source dans chacun des échantillons « mélange » de sédiments. Pour cela, chaque source de sédiments (sol en surface des parcelles ou sol provenant des ravines/oued dans notre étude) est d'abord caractérisée par une valeur moyenne et un écart-type de chaque traceur testé. Le choix de la combinaison de traceurs la plus discriminante est réalisé à partir de critères statistiques reposant sur l'application successive d'un test de Kruskal-Wallis et d'un algorithme de sélection pas à pas basé sur la minimisation du paramètre lambda du test de Wilks. L'estimation de l'incertitude du modèle de mélange est déterminée par approche Monté-Carlo en modélisant le signal de chaque source sous forme d'une population gaussienne et en résolvant un grand nombre de fois le système mathématique du modèle de mélange. Dans cette étude nous avons procédé à une série de 10000 tirages aléatoires dans les populations gaussiennes caractérisant les échantillons « source ». Cette procédure permet de dériver des contributions relatives de chaque source en considérant des intervalles de confiance à 95%.

5.3. Résultats

5.3.1. Description des événements hydrologiques échantillonnés

Les suivis de crues nous ont permis de collecter des eaux de ruissellement au cours de quatre crues, en 2012 (Janvier et Février) alors que les fentes de retrait avaient disparu et en 2014 (Novembre et Décembre) alors que les fentes de retrait étaient encore ouvertes à la surface sur Kamech. Ces prélèvements ont été effectués au niveau des quatre stations de mesures de Kamech, à l'exception de la station « ravine » pour la crue du 30-01-2012. Les caractéristiques principales de ces quatre événements de crue sont présentées dans le tableau 16. Une représentation graphique de ces quatre crues classées en fonction de la saison, au niveau des différentes stations, est présentée dans les Figures 30, 31, 32 et 33.

Cette prise d'échantillon permet de bien prendre en considération différente configuration saisonnière de crue : une crue en début de saison (novembre) lorsque les fentes de retrait sont encore largement ouvertes avec des concentrations en MES élevées et des coefficients de

Chapitre 5 : Traçage des sources de sédiments

ruissellement faibles, une crue en période de transition (décembre, avec une fermeture partielle des fentes) caractérisée par des coefficients de ruissellement importants et des concentrations en MES encore élevées, puis deux crues après fermeture complètes des fentes en surface caractérisées par des coefficients de ruissellement élevés et des concentrations en MES nettement plus faibles.

Tableau 16 *Caractéristiques hydrologiques des crues prélevées aux différentes stations de mesure*

Crues		Avec fentes de retrait		Sans fentes de retrait	
		11-11-2014	18-12-2014	30-01-2012	22-02-2012
Pluie (mm)		16	27	39	61
I5max (mm/h)		37	16	25	17
Pluie cumulée (mm)		147	208	307,5	422
Débit au moment du prélèvement (l/s)	Parcelle	1,9	19,5	7,5	20
	Ravine	3	20	-	29
	Micro bassin	125	176	166	166
	Oued	1625	1791	1840	2500
Lame ruisselée lors de la crue (mm)	Parcelle	1,07	10,41	11,75	29,02
	Ravine	0,2	13,48	-	34,94
	Micro bassin	2,28	15,2	21,69	36,51
	Oued	3,33	11,07	18,4	29,07
Coefficient du ruissellement (%)	Parcelle	6,69	38,56	30,13	47,57
	Ravine	1,25	49,93	-	57,28
	Micro bassin	14,25	56,30	55,62	59,85
	Oued	20,81	41,00	47,08	47,66
Concentration Maximale en MES au cours de la crue (g/l)	Parcelle	27,62	11,48	0,89	2,17
	Ravine	2,96	7,35	-	1,1
	Micro bassin	12,36	18,54	8,05	2,87
	Oued	11,86	9,54	3,36	3,36

Les crues échantillonnées présentent des écoulements similaires pour les crues de 18-12-2014, 30-01-2012 et 22-02-2012 (en termes des coefficients de ruissellement) avec des gammes des débits de prélèvement légèrement variables d'une crue à l'autre (Tableau 16 et Figure 30, 31, 32 et 33).

Un temps de latence entre le débit et la concentration [C] d'une part et les pics d'intensité des pluies d'autre part est observé aux différentes stations. On constate sur la figure 4 que le prélèvement des échantillons est bien réalisé pour la plupart des crues aux alentours du pic du débit et de [C].

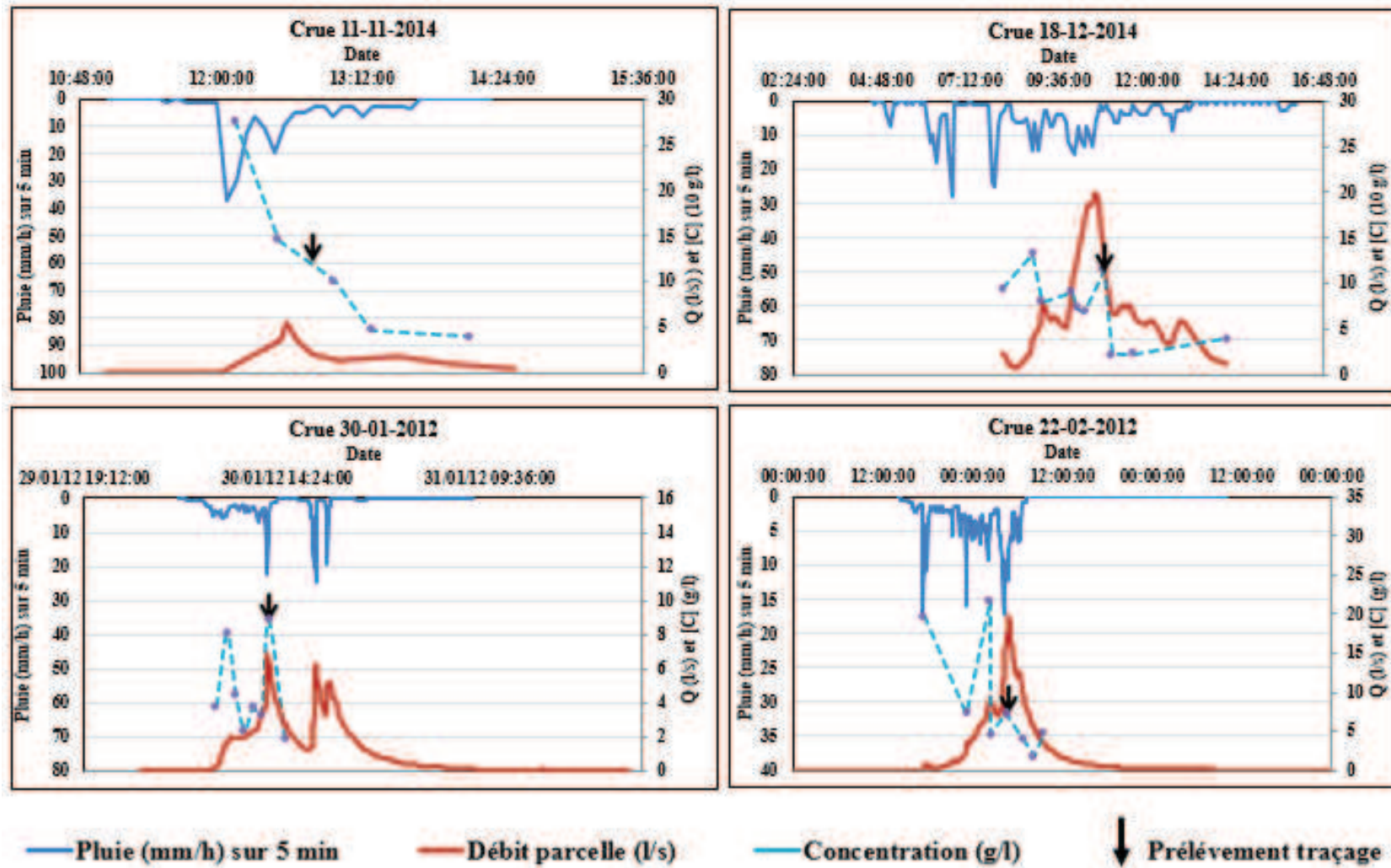


Figure 30 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station de la parcelle

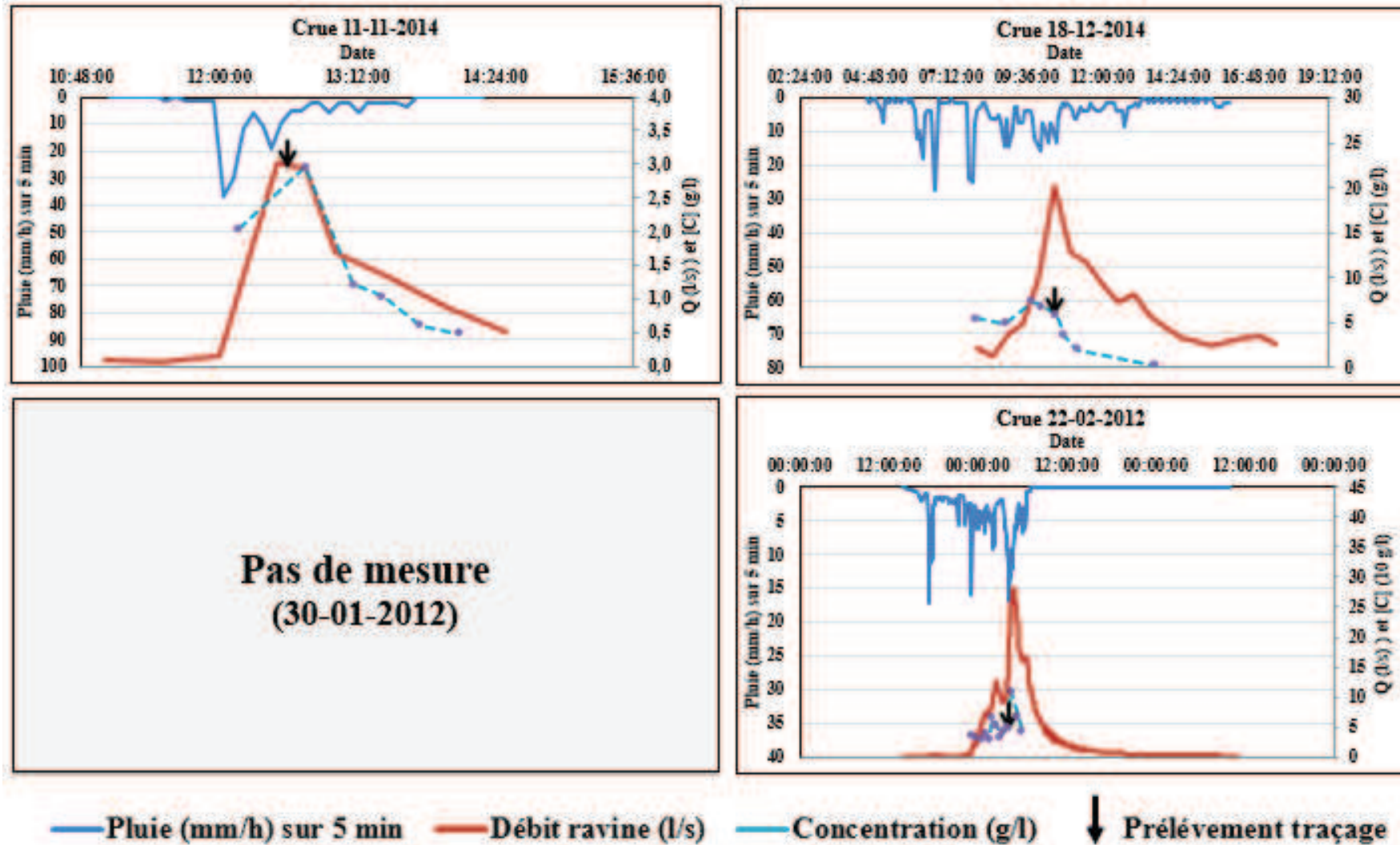


Figure 31 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station de la ravine

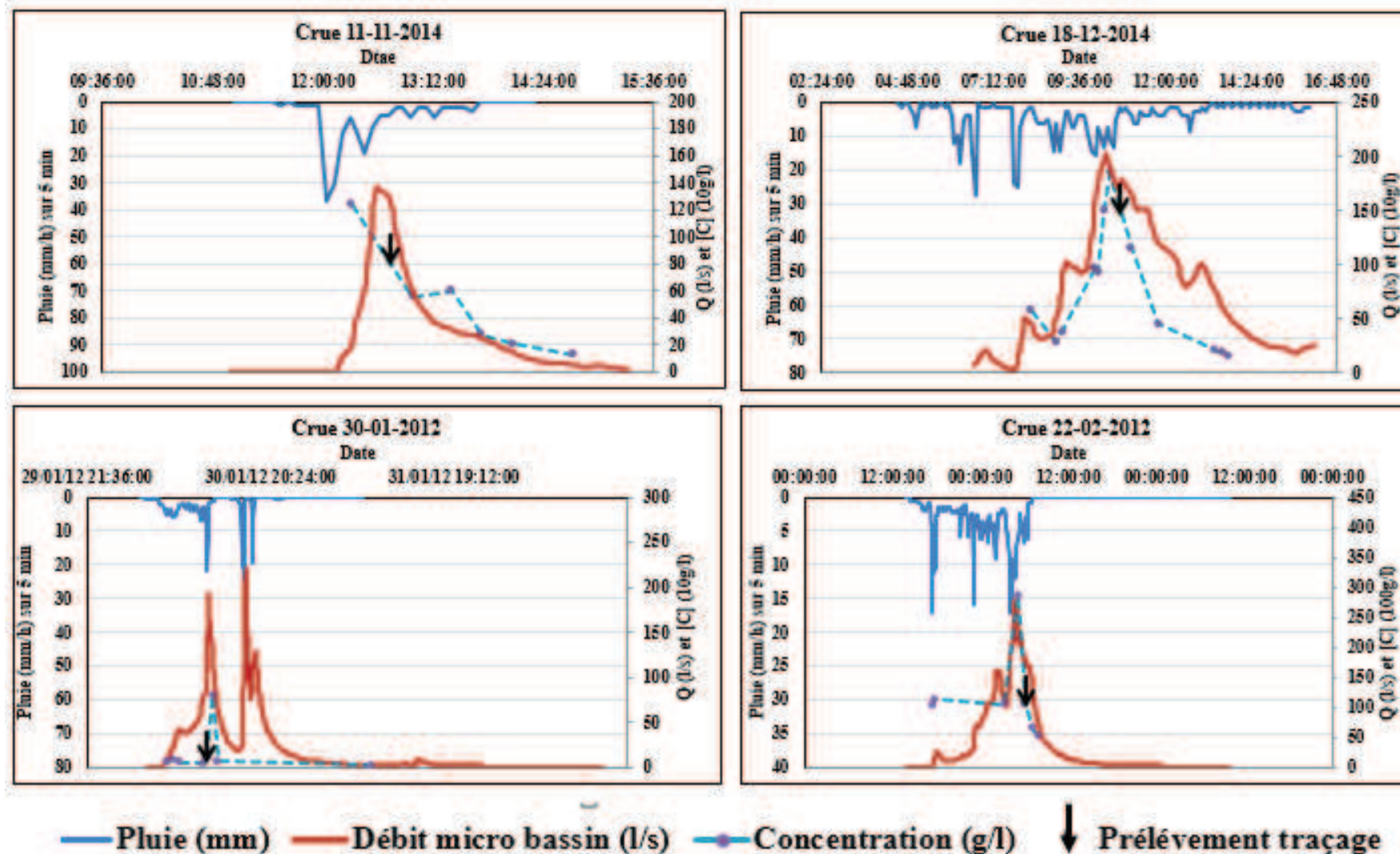


Figure 32 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station du micro bassin

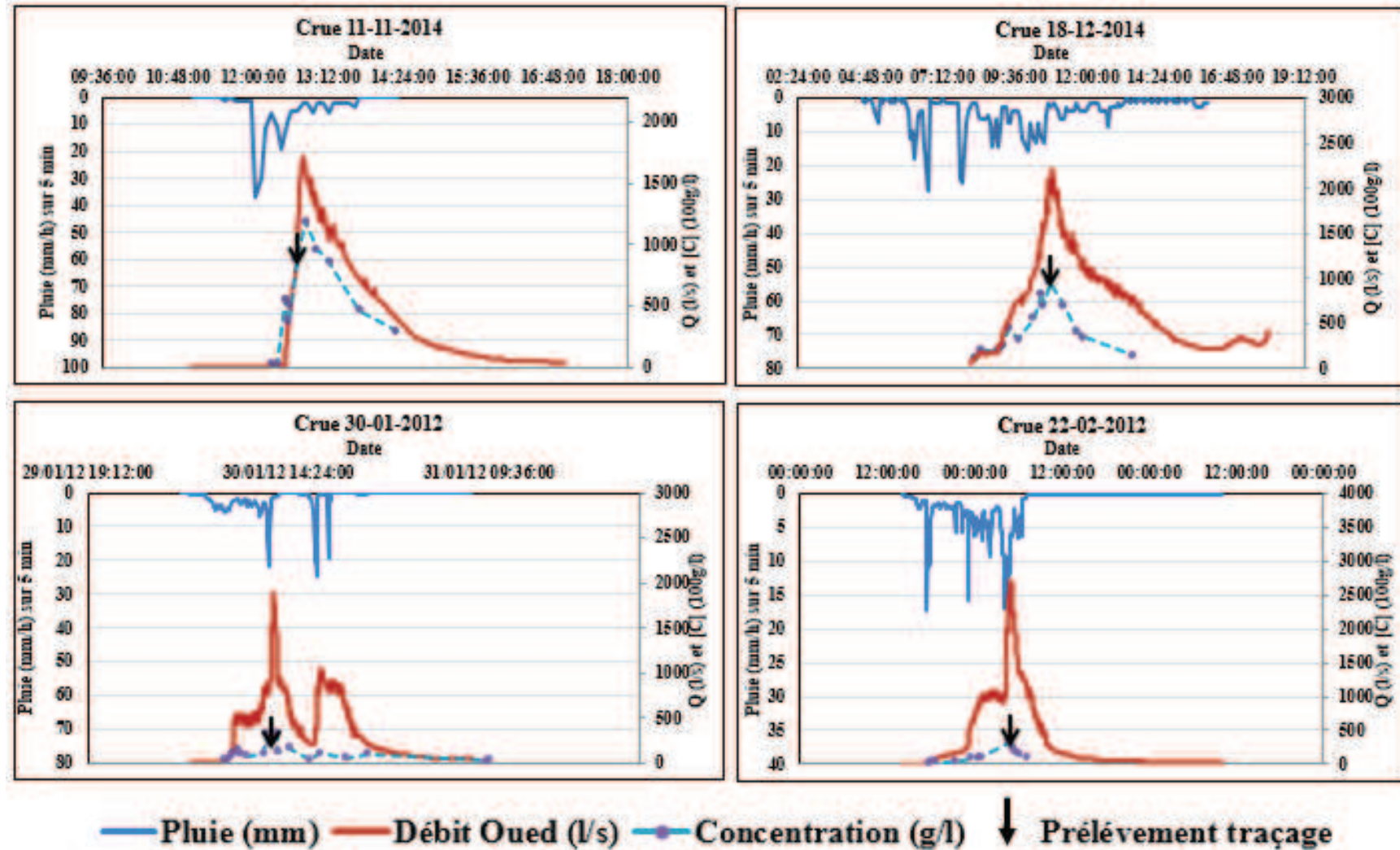


Figure 33 Evolution de l'intensité de pluie, du débit et de la concentration en matière en suspension au cours des crues échantillonnées au niveau de la station de l'oued

5.3.2. Principales caractéristiques des échantillons prélevés

Caractérisation des sources d'érosion

De manière générale, les principales sources d'incertitude liées à la méthode de traçage, lors de la caractérisation des sources d'érosion, ont comme origine :

- l'identification de toutes les sources potentielles ;
- l'incertitude liée à l'échantillonnage, concernant la représentativité spatiale des sources, dont la collecte est toujours partielle et potentiellement biaisée par l'hétérogénéité intrinsèque de certains types de sources ;
- la mesure du signal (incertitude métrologique) à savoir la technique de prélèvement des échantillons de sources comme celle des sédiments déposés ou des matières en suspension.

Dans notre cas, la principale source d'incertitude se situe très probablement au niveau de la caractérisation du signal des sources d'érosion de surface et d'érosion concentrée du fait d'un très faible nombre d'échantillons disponibles en amont de chaque station (Tableau 17).

Tableau 17 Nombre d'échantillons du signal source disponibles à l'amont de chaque station de mesure

	Parcelle	Ravine	Micro bassin	Oued
Surface	1	2	2	3
Profondeur/ravine/oued	0 (Considération des 2 échantillons issus de la station « ravine »)	2	2	5

La figure 34 présente l'emplacement des différents échantillons pris lors de la caractérisation de signal des sources.

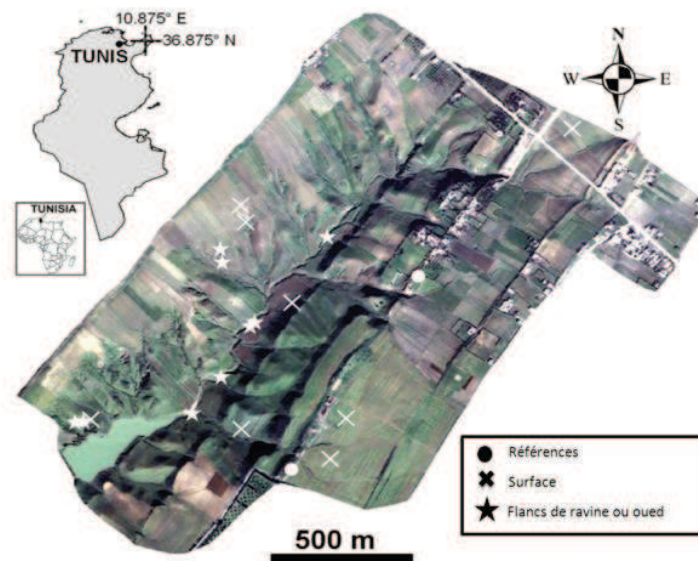


Figure 34 Localisation des sites d'échantillonnage des sources d'érosion sur une vue aérienne du bassin versant du Kamech (Ben Slimane, 2013)

Chapitre 5 : Traçage des sources de sédiments

Pour le cas de la parcelle, où on ne dispose pas d'échantillons pour caractériser le signal de la source d'érosion concentrée, on a considéré la valeur moyenne des échantillons provenant de la station de la ravine, du fait de sa proximité avec la station parcelle. Les résultats des analyses de ces échantillons sont donnés par le tableau 18.

Tableau 18 *Quelques caractéristiques moyennes des échantillons sources recueillis en amont de chaque station (avant correction granulométrique)*

		d₅₀ (μm)	SSA (m²/m³)	¹³⁷Cs (Bq/Kg)	COT (%)
Parcelle	Surface	2,31	35128,25	3,10	1,18
	Profondeur/ravine/oued	4,04	24441,07	0,40	0,49
Ravine	Surface	2,89	32094,80	3,81	1,18
	Profondeur/ravine/oued	4,04	24441,07	0,40	0,49
Micro bassin	Surface	2,89	32094,80	3,81	1,18
	Profondeur/ravine/oued	4,04	24441,07	0,40	0,49
Oued	Surface	2,80	32486,34	3,79	1,17
	Profondeur/ravine/oued	4,15	31166,65	0,30	0,51

L'analyse de l'activité en ¹³⁷Cs montre une différence nette entre la surface et la profondeur du sol. Les activités en ¹³⁷Cs sont fortes dans la surface du sol avec des valeurs comprises entre 3,1 et 3,81 Bq/kg avec une moyenne de $3,62 \pm 0,35$ Bq/Kg. Elle est faible au niveau de la profondeur du sol où elle ne dépasse pas les 0,40 Bq/kg. Pour les pourcentages en carbone organique totale (COT), une différence entre le pourcentage en COT de la surface et celui de la profondeur du sol est également observée.

Caractérisation des échantillons des crues

Les échantillons collectés, lors des différentes crues, ont été analysés afin de déterminer la granulométrie des MES, leurs activités en radionucléides et la composition de la matière organique. Les résultats de ces analyses sont résumés au niveau du tableau 19.

Concernant les analyses granulométriques laser, on constate, pour chaque station, une stabilité générale du diamètre pondéral d'une crue à l'autre, stabilité d'autant plus marquée que la surface drainée amont augmente. On constate aussi une légère augmentation du diamètre pondéral moyen (d₅₀) dans les échantillons en suspension prélevés à la station de l'oued par rapport à ceux prélevés aux stations parcelle, ravine ou micro bassin. Une explication possible est que l'augmentation de la surface drainée conduit à une augmentation des débits de pointe et donc à une augmentation de l'efficacité du transport. Des matériaux plus grossiers peuvent ainsi être transportés à l'oued (sélectivité granulométrique). La technique de correction granulométrique évoquée en III-5.2.4 permettra de normaliser ces légères différences de d₅₀ constatées entre les crues et entre les stations.

Chapitre 5 : Traçage des sources de sédiments

Tableau 19 Composition des échantillons recueillies lors des quatre crues pour les différentes stations (avant correction granulométrique)

		SSA	d ₅₀	¹³⁷ Cs	COT
		(m ² /m ³)	(μm)	(Bq/Kg)	(‰)
Station de la parcelle	30-01-2012	40028,1	1,66	2,4	0,87
	22-02-2012	37282,7	1,98	4,4	0,81
	11-11-2014	30414,8	3,01	3,2	0,87
	18-12-2014	27408,1	3,73	2,4	0,84
Station de la ravine	30-01-2012	-	-	-	-
	22-02-2012	30312,7	2,97	2,7	0,99
	11-11-2014	38687,9	1,87	2,5	0,68
	18-12-2014	30806,4	2,84	2,3	0,82
Station du micro bassin	30-01-2012	35106,9	2,18	3,0	0,89
	22-02-2012	31922,3	2,58	2,1	0,79
	11-11-2014	31402,9	2,67	2,5	0,88
	18-12-2014	27855,3	3,37	2,4	0,83
Station de l'oued	30-01-2012	23216,5	4,99	2,4	1,27
	22-02-2012	25077,1	4,43	2,5	1,15
	11-11-2014	24445,5	4,45	3,8	1,26
	18-12-2014	26080,7	4,02	3,2	1,07

5.3.3. Contributions des processus érosifs pour chacune des stations de mesure

5.3.3.1. Analyse inter-événementielle

Les graphes ci-après (Figure 35) présentent les contributions relatives moyennes de chaque processus érosif pour les différentes crues prélevées et les différentes stations de mesure. Les barres verticales représentent l'incertitude estimée par l'approche de Monte-Carlo (écart-type) sur la caractérisation de la contribution du sol en surface des parcelles par érosion diffuse.

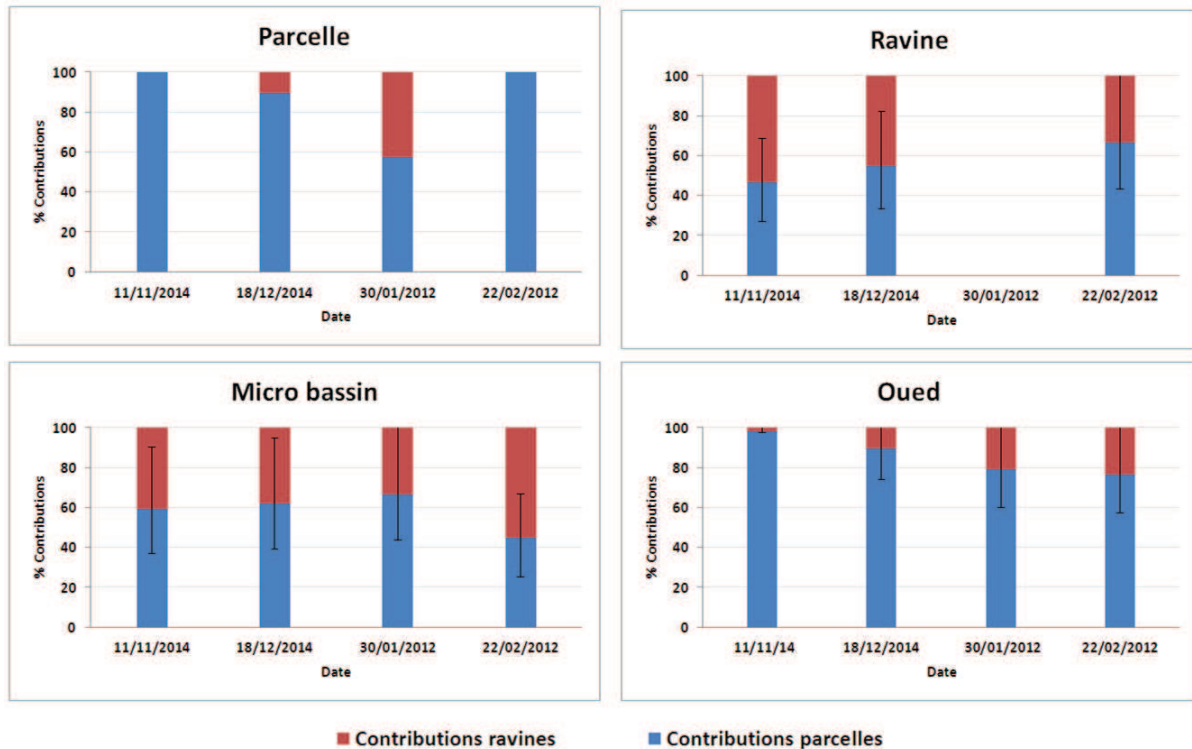


Figure 35 Contributions des processus érosifs pour les différentes crues prélevées et les différentes stations de mesure

Les résultats obtenus montrent une prédominance de la contribution du sol de surface dans les flux de sédiments aux différentes stations. Cela signifie que l'érosion diffuse prédomine sur Kamech. La contribution de l'érosion diffuse est proche de 100%, au niveau de la parcelle sauf pour la crue de Janvier 2012 où elle ne dépasse pas 60 %. Cette anomalie, principalement liée à une mesure de l'activité en césium étonnamment basse pour cette crue eu égard de la forte valeur de SSA mesurée pour cet échantillon, n'a pu être expliquée de façon satisfaisante. Le faible nombre d'échantillon source (un seul) en amont de la station parcelle pourrait ne pas avoir permis de caractériser une assez forte variabilité du signal au sein de la parcelle.

Pour les stations de la ravine et celle du micro bassin, les contributions provenant du sol de surface varient entre 45 à 65%. Pour la station de l'oued, ces contributions varient entre 75 à 90%.

Pour analyser la variabilité saisonnière de la contribution de chacun des processus érosifs, nous avons testé, pour chaque station, si les résultats obtenus d'une crue à l'autre étaient significativement différents ou non. Cette analyse a été menée en comparant les résultats des crues deux à deux, à l'aide d'un test t non apparié de Student au seuil de 5%.

Le tableau 20 résume les résultats issus de l'application du ce test de Student pour les stations de la ravine, du micro bassin et de l'oued.

Chapitre 5 : Traçage des sources de sédiments

Tableau 20 Résultats du test statistique de Student (les astérisques correspondent aux différences significatives au seuil de 5%)

		T		
		Crue 18-12-2014	Crue 30-01-2012	Crue 22-02-2012
Station ravine	Crue 11-11-2014	1,36	-	2,99*
	Crue 18-12-2014		-	1,64
	Crue 30-01-2012			-
Station micro bassin	Crue 11-11-2014	0,34	0,99	2,26*
	Crue 18-12-2014		0,65	2,59*
	Crue 30-01-2012			3,30*
Station oued	Crue 11-11-2014	3,47*	5,09*	5,71*
	Crue 18-12-2014		2,38*	2,92*
	Crue 30-01-2012			0,46

Pour la station de l'oued, une baisse progressive de la contribution du sol en surface a été révélée. En fait, l'analyse statistique a mis en évidence des différences significatives, en termes de contributions des processus érosifs, entre les différentes crues ($p.value < 0,05$). Cela est expliqué par le fait que l'érosion diffuse au sein des parcelles diminue en même temps que la végétation s'installe donc les contributions relatives des ravines et de l'oued augmentent mécaniquement.

Concernant la station du micro bassin, les contributions de l'érosion diffuse ne se sont pas avérées statistiquement différentes entre les différentes crues sauf pour la crue du 20-02-2012 qui se démarque ($p.value < 0,05$) avec une contribution de l'érosion diffuse significativement plus faible que les autres crues.

Pour la station de la ravine, les contributions de l'érosion diffuse sont statistiquement différentes uniquement entre les crues du 11-11-2014 et du 22-02-2012 ($p.value < 0,05$). Autrement dit, la contribution du sol en surface dans les flux de sédiment à la station ravine a été plus forte en février 2012 qu'à l'automne 2014. Ce résultat est contre-intuitif car on s'attend à ce que l'effet de la protection par la végétation conduise à une réduction de l'érosion diffuse dans la parcelle et donc une réduction de la contribution du sol provenant de la surface. Cependant, le suivi de l'occupation du sol et des pratiques agricoles menées dans le cas de l'observatoire OMERE, permet d'expliquer en partie ce résultat. En effet, lors de l'année 2011-2012, une partie de l'impluvium de la ravine a été cultivé avec des légumineuses (fèves) donc une faible couverture végétale.

L'analyse de la contribution des sources de sédiments a permis de montrer que la contribution de chaque processus érosif évoluait peu au cours de l'année, en tous cas sur les crues étudiées couvrant la période de novembre à février. Un effet saisonnier est clairement visible uniquement au niveau de l'oued et semble être expliqué principalement par l'action protectrice de la couverture végétale qui vient s'installer sur terres cultivées à compter du début de la saison hivernale. En fait, l'action d'arrachage des particules est favorisée dans ce cas sur les ravines qui restent faiblement couvertes par la végétation. Dès lors les événements pluvieux de printemps, quand ils arrivent sur des sols saturés, peuvent produire du ruissellement peu chargé

en sédiment au niveau des parcelles. Ce ruissellement aurait alors une plus grande capacité à mobiliser les sédiments dans les ravines et l'oued.

5.3.3.2. Analyse inter-échelle

Pour analyser les différences de contribution entre les échelles, seules les valeurs moyennes par station sont considérées (figure 36).

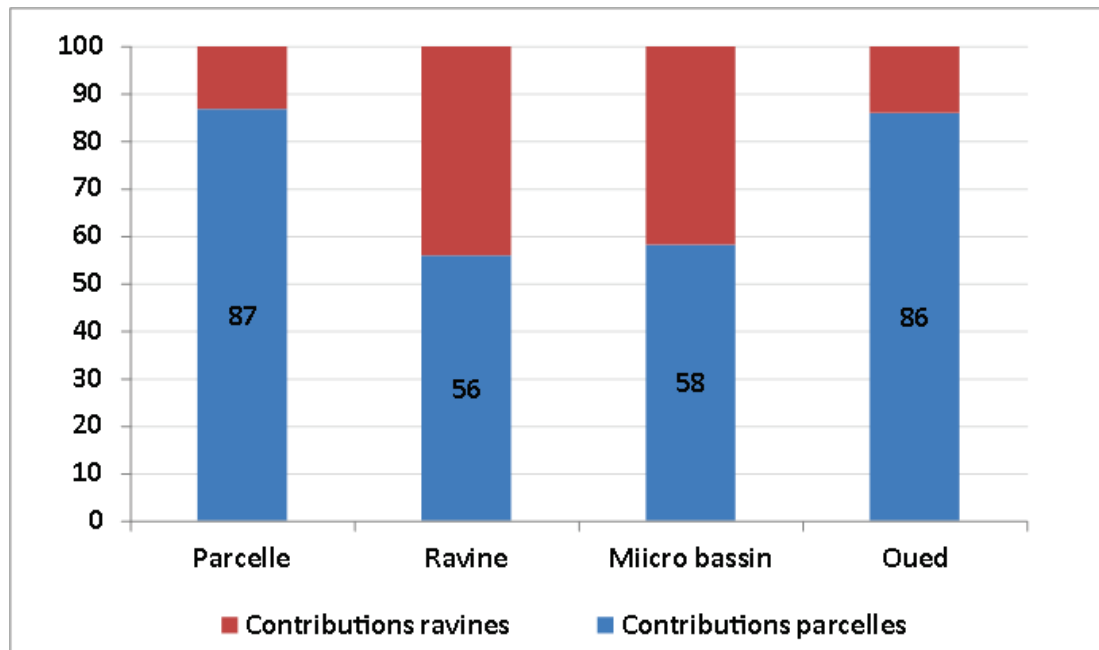


Figure 36 Contribution relative en pourcentage des processus érosifs dans les différentes échelles étudiées

Les résultats de la méthode de traçage montrent que les contributions des deux processus érosifs varient en fonction de la station étudiée. Pour la station de la parcelle, la contribution de l'érosion de surface est de 87 % (96 % si on exclut le résultat aberrant). Elle est respectivement de 56 % et 58 % pour la station de la ravine et celle du micro bassin. Pour la station de l'oued, les résultats obtenus montrent que 86 % des sédiments arrachés proviennent des terrains cultivés. Ces résultats sont tout à fait cohérents avec les résultats des travaux conduits par Ben Slimane et al. (2013) qui ont montré la très nette prédominance des processus d'érosion diffuse (responsable d'environ 80 %) sur les flux d'érosion à l'exutoire du bassin versant agricole de Kamech grâce à l'analyse de carottes de sédiments prélevés dans le réservoir situé à l'exutoire du bassin et représentatifs des flux érosifs intégrés sur une vingtaine d'année. Les résultats obtenus dans cette étude confirment donc l'intérêt sur un tel bassin de concentrer les efforts de protection du sol sur la recherche de pratiques agricoles plus adaptées à la conservation du sol.

Tableau 21 Comparaison des pourcentages de contributions de l'érosion diffuse issues de la méthode de traçage sur des sédiments prélevés au cours de crues et ceux issus de l'application du modèle linéaire basé sur le pourcentage de surface en parcelle et en ravine/oued développée dans le chapitre 4.

	Méthode de traçage	Modèle linéaire
Station de la parcelle	87 (96%*)	100
Station de la ravine	56	62
Station du micro bassin	58	75
Station de l'oued	86	75

* valeur en excluant le résultat aberrant issu de la crue du 30/01/2012

Encore une fois, les résultats obtenus par la méthode de traçage des sédiments sur la base de sédiments en suspension prélevés au cours de crues sont très cohérents avec ceux dérivés du modèle linéaire représentant une information sur le long terme (Tableau 21). Si les ordres de grandeurs sont bien respectés, des différences notables peuvent être notée au niveau du micro bassin (contribution de surface de 58 % avec une méthode contre 75 % contre l'autre méthode).

5.4. Conclusion chapitre 5

L'approche multi-événementielle développée dans ce chapitre s'appuie principalement sur l'analyse des sédiments en suspension prélevés au cours de crue. Elle a permis de montrer la faisabilité et la pertinence de la technique de traçage des sources de sédiment appliquée sur les sédiments en suspension collectés aux exutoires des différentes stations pour quantifier la contribution relative des différents processus d'érosion à différentes échelles d'étude. Cette technique s'est appuyée sur une utilisation conjointe du ^{137}Cs et du carbone organique total comme traceur permettant de discriminer les sédiments provenant des horizons de surface, qui sont mobilisés par des processus d'érosion diffuse et en rigoles, de ceux provenant des horizons plus profonds, directement mobilisés par des processus d'érosion ravinatoire.

Les résultats de l'application de cette technique ont confirmé une prédominance des processus d'érosion diffuse sur le bassin de Kamech. Ce résultat est bien différent des conclusions de la plupart des études sur l'érosion, menées sur le pourtour méditerranéen et en particulier en Tunisie, qui montrent une prédominance de ravinement (Poesen and Hooke, 1997). Cela a des implications importantes de gestion parce que la mise en œuvre de pratiques agricoles de conservation serait plus efficace que le traitement des ravines pour l'atténuation de l'érosion et la préservation de la capacité de stockage des retenues situées dans les bassins versants agricoles similaires au site d'étude Kamech.

Dans ce chapitre, nous avons aussi constaté que la contribution des processus responsables du transfert de sédiments est relativement stable au cours de l'année pour Kamech. Ce mode de comportement n'était pas du tout évident au début de ce travail de thèse. Ce résultat est très important pour la mise en œuvre d'un modèle numérique d'érosion hydrique sur Kamech, puisqu'il ne sera pas nécessaire, en première approche, de faire évoluer la paramétrisation des contributions respectives des processus érosifs d'une crue à une autre.

Les avantages de la technique de traçage sont nombreux et font de cet outil un excellent complément aux études basées sur des mesures à l'exutoire de parcelles ainsi qu'à l'exutoire des bassins versants. De telles études permettent l'évaluation indépendante des taux d'érosion à l'échelle événementielle et d'établir des relations entre divers facteurs du milieu environnant et l'érosion résultante.

L'application de la méthode de traçage sur quelques crues seulement semble permettre d'accéder à une information relativement cohérente avec des valeurs observées sur le plus long-terme. Cependant, une valeur aberrante a été mesurée pour une crue au niveau de la parcelle et des différences non négligeables entre les méthodes ont été constatées. Il est donc important de multiplier les crues analysées pour vérifier la relative stabilité de processus au cours de l'année. En l'occurrence il sera important de vérifier l'évolution des contributions en fonction de l'amplitude des événements et notamment de répondre à la question suivante : la nature des processus contribuant aux transferts des sédiments est-elle similaire lors des rares événements majeurs, qui sont responsables de la majorité des transferts de sédiments ?

Pour de futures applications, nous conseillons également de densifier l'échantillonnage des sources de sédiments à l'amont des différentes stations afin de mieux préciser la gamme de variation des traceurs retenus et renforcer la fiabilité des résultats obtenus par la méthode de traçage.

Chapitre 6 : Paramétrisation du modèle MHYDAS au contexte des fentes de retrait : Application à l'échelle de la parcelle

6.1. Introduction chapitre 6

Dans l'objectif de proposer un modèle de prédiction du ruissellement et de l'érosion sur le bassin de Kamech, nous avons besoin de disposer d'un modèle adapté au contexte de sol vertique. Si les mécanismes d'infiltration d'eau dans le sol ont été largement étudiés, quantifiés et modélisés (Douaoui et al., 2004), le comportement hydrodynamique des vertisols est très singulier puisque la présence de fentes de retrait modifie fortement la partition entre infiltration et ruissellement (Cerdeira, 2002; Pathak et al., 2013).

L'objectif de ce chapitre est de tester si une fonction de production classique (modèle de Morel-Seytoux en l'occurrence) permet de reproduire la partition de la pluie entre infiltration et ruissellement dans le contexte de Kamech uniquement grâce à une stratégie adéquate de définition de ces paramètres.

La démarche générale retenue a été de i) sélectionner les événements les plus fiables parmi l'ensemble des événements observés en conditions naturelles pendant les 7 années de mesures sur la parcelle expérimentale de Kamech, ii) de caler les paramètres de la fonction de production pour ces événements, puis iii) si les calages sont satisfaisants, d'essayer de prédire l'évolution de ces paramètres en fonction de la présence des fentes de retrait, de l'état de surface du sol et du degré d'humidité antécédent appréhendé à partir des pluies antécédentes.

6.2. Matériels et méthode

6.2.1. Zone d'étude

La zone d'étude a été décrite précédemment (Chapitre 3, paragraphe 3.2.1.).

6.2.2. Présentation du modèle Mhydas

Le choix du modèle s'est porté sur le modèle MHYDAS pour les raisons suivantes : 1) modèle distribué permettant la prise en compte simultanée des processus d'érosion diffuse et d'érosion concentrée grâce à une dissociation explicite des zones/objets sur lesquels chaque processus est actif ; 2) modèle événementiel; 3) modèle "maison" c'est-à-dire développé au LISAH sous la plateforme OpenFLuid conçue pour faciliter la modification et la modularité des modèles implémentés ; 4) rare modèle d'érosion à avoir intégré dans sa structure la possibilité de prendre en compte le fonctionnement d'éléments de connectivités.

Le modèle hydrologique spatialisé MHYDAS (Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes) a été développé, sous la plateforme « OpenFLUID », afin de comprendre et simuler les processus de transferts d'eau en milieu agricole. C'est un modèle événementiel de crue, basé sur une segmentation de la surface du bassin versant en « unités hydrologiques », une segmentation des nappes ou aquifères en « unités de nappes » et une segmentation du

réseau hydrographique en « tronçons » (Figure 37). Sur chaque unité hydrologique la pluie est divisée en une part qui s'infiltre et une part qui ruisselle. L'eau s'infiltre verticalement dans la zone non-saturée pour atteindre la nappe. A la surface du sol, la part de la pluie non infiltrée va combler les dépressions du sol. Le flux excédentaire est propagé sur les unités hydrologiques et, via le réseau hydrographique, jusqu'à l'exutoire. Les processus d'échange nappe-rivière ainsi que la propagation d'onde à travers le réseau hydrographique sont pris en compte (Moussa et al., 2002).

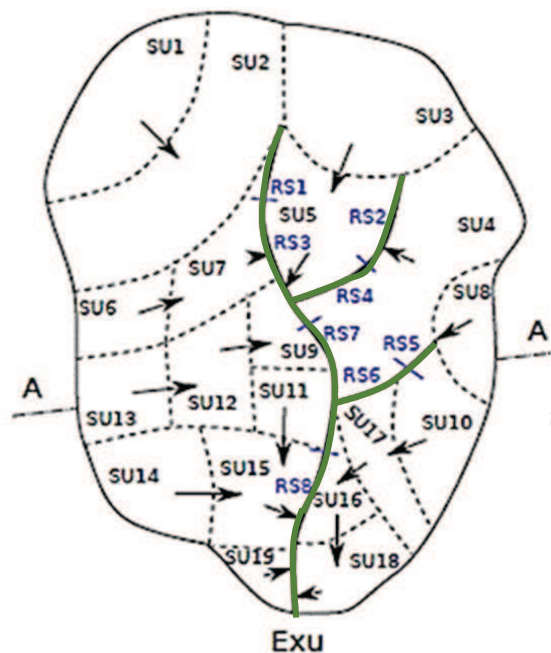


Figure 37 Segmentation de la surface du bassin versant avec le modèle MHYDAS

Le module propose plusieurs fonctions de production. Parmi celles-ci nous avons choisi de retenir le modèle de (Morel-Seytoux, 1978), adapté du modèle de (Green and Ampt, 1911), car celui-ci a démontré sa performance pour simuler le ruissellement Hortonien (Albergel et al., 2003). Ce modèle nécessite la connaissance des conditions initiales (teneur en eau initiale), des variables d'entrée (hyétoگرامme de pluie affectée à l'unité hydrologique) et des propriétés hydrodynamiques de la couche de surface du sol : conductivité hydraulique à saturation, teneurs en eau résiduelle et à saturation, succion capillaire.

- La fonction de production : séparation de la pluie entre infiltration et ruissellement à la surface du sol

Les fonctions de production (infiltration 1D) séparent la pluie qui tombe sur une unité de surface entre infiltration et pluie efficace (qui ruisselle). Ces fonctions de production diffèrent par le nombre de paramètres et la prise en compte de la condition initiale d'humidité. Sur chaque unité de surface, la pluie $P(t)$ est séparée en deux composantes, l'infiltration $I(t)$ et le ruissellement :

$$P(t) = I(t) + R(t) \quad (17)$$

Le temps de flaquage (t_p) (Morel-Seytoux and Khanji, 1974) est atteint lorsque la surface du sol atteint la saturation. Ce temps agit comme un seuil : avant le temps de flaquage, toute la pluie s'infiltré et le ruissellement étant nul.

$$t < t_p \Rightarrow I(t) = P(t) \text{ et } R(t) = 0 \quad (18)$$

Après flaquage, et tant que la condition de saturation est vérifiée, le flux d'infiltration est égal à la capacité d'infiltration $f(t)$ (m.s^{-1})

$$t > t_p \Rightarrow I(t) = f(t) \text{ et } R(t) = P(t) - f(t) \quad (19)$$

La capacité d'infiltration $f(t)$, l'infiltration cumulée $F(t)$ (m) et le temps de flaquage t_p peuvent être calculés pour chacune des fonctions de production.

Nous utiliserons la fonction de production de Morel-Seytoux pour modéliser les événements ruisselants.

- Le modèle de Morel-Seytoux

Ce modèle est une adaptation de celui de (Green and Ampt, 1911). En effet, (Morel-Seytoux and Khanji, 1974) utilisent comme point de départ l'équation de (Darcy, 1856) et l'équation de continuité pour affirmer la nature physique de l'approximation de (Green and Ampt, 1911) supposant un front d'infiltration rectangulaire. Ils imposent pour cela des conditions aux limites qu'ils considèrent comme moins restrictives que celles de (Richards, 1931). Cependant, ils soulignent le fait que l'approximation de (Green and Ampt, 1911) néglige d'une part l'influence de la capillarité sur la forme du profil de la teneur en eau du sol, et d'autre part, suppose qu'il n'y a pas de flux simultané d'eau et d'air dans le profil. A cet effet ils introduisent un coefficient de correction visqueuse β dont la valeur varie entre 1 et 1,7 (1,3 en général) (Morel-Seytoux, 1984).

Le modèle proposé initialement a aussi été modifié (Morel-Seytoux, 1978) pour tenir compte d'une pluviométrie variable dans le temps : les phénomènes de ruissellement ne pourront être observés avant que le stockage superficiel du sol ne soit satisfait et que l'on observe l'apparition de flaques (Morel-Seytoux, 1984). Par conséquent, ce modèle situe le début de l'infiltration en fonction du temps de flaquage t_p (ponding time) : si $t < t_p$ il y aura infiltration, $t > t_p$ il y aura ruissellement. Pour $t > t_p$, $F(t)$ est calculé par :

$$F(t) - F_p - \left[S_f + \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) \right] \ln \left[\frac{S_f + F(t)}{S_f + F_p} \right] = \frac{K_s(t - t_p)}{\beta} \quad (20)$$

Où S_f est donné par :

$$S_f = (\theta_s - \theta_i) H_c \left[1 - \frac{1}{3} \left(\frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) \right] \quad (21)$$

Où F_p (m) est l'infiltration cumulée à $t = t_p$, S_f (m) est un facteur de stockage et de succion calculé à partir des propriétés hydrodynamiques du sol (Morel-Seytoux, 1978), K_s (m.s^{-1}) est la conductivité hydraulique à saturation, H_c (m) la poussée capillaire, θ_s ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) la teneur en eau à saturation, θ_r ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) la teneur en eau résiduelle et θ_i ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) l'humidité initiale de la couche de surface. Le modèle de (Morel-Seytoux, 1978) a l'avantage de proposer une solution simple et physiquement valide au phénomène d'infiltration (Gumiere, 2009).

6.2.3. Choix des événements ruisselants pour la procédure de calage

Les mesures de ruissellement à l'exutoire de la parcelle expérimentale de Kamech durant la période du 2005-2012 ne présentent pas toutes le même degré de fiabilité. Pour les faibles débits, le système de mesure du déversoir en V est en effet très sensible aux objets flottants pouvant créer des mini-embâcles (typiquement de la végétation sèche qui se bloque dans le V du déversoir) et perturber fortement la relation hauteur-débit. Un examen visuel de la relation pluie-débit pour chaque crue permet également d'identifier d'éventuels dysfonctionnements. La procédure de calage pouvant être très sensible à la qualité des mesures, il est logique de considérer en priorité les crues ayant un degré de fiabilité maximum. Pour cela nous avons classé l'ensemble des événements ruisselants selon trois indices de fiabilité :

- **L'indice de fiabilité 0** correspond à des événements dont la lame ruisselée totale n'excède pas 1 mm ou dont l'examen visuel de l'hydrogramme montre une forte probabilité d'anomalies ; ces crues ont été exclues du processus de calage.
- **L'indice de fiabilité 1** correspond aux événements dont la lame ruisselée est comprise entre 1 et 2 mm ; ces crues ont été intégrées dans le processus de calage mais l'interprétation des paramètres obtenus a été réalisée avec précaution.
- **L'indice de fiabilité 2** correspond à des événements de crue dont la lame ruisselée dépasse les 2 mm, et dont les mesures ont souvent été validées par des mesures complémentaires in-situ lors de campagnes de suivi de crues, ces crues constituent le cœur de l'analyse qui suit.

Sur les 167 événements observés durant la période 2005-2012, 47 événements ont été considérés comme très fiables (indice de fiabilité =2) et 16 événements avec un indice de fiabilité de 1. La procédure de calage (paramétrisation) n'a été appliquée que sur ces 63 événements.

6.2.4. Critère d'évaluation statistique

Le critère d'évaluation statistique considéré pour évaluer la qualité de la modélisation et optimiser le calage des paramètres de la fonction de production est celui de la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE). Ce critère a été calculé en fonction du temps pour chaque événement de pluie. La racine de la somme des carrés des erreurs est un indice de l'écart type entre les valeurs simulées et observées. Elle est donnée par l'expression suivante :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2} \quad (22)$$

Avec : Y_i est la valeur observée, $\hat{Y}_i$ est la valeur simulée (prédite) et n la taille de l'échantillon. La RMSE a les mêmes unités que les valeurs observées et simulées. Généralement, une RMSE élevée indique une mauvaise performance du modèle.

6.2.5. Stratégie de paramétrisation

Dans la littérature, de nombreux travaux d'analyse de sensibilité sur les fonctions de production ont montré que les paramètres les plus sensibles sont :

- Le paramètre représentant l'infiltrabilité de la couche de surface à saturation, connu pour très fortement variable dans l'espace et le temps en fonction des états de surface (et par conséquent, les opérations de labour mais aussi de la présence de fentes ouvertes à la surface du sol dans le cas de sols vertiques) ; et des classes de sol.
- La condition initiale d'humidité de la couche de surface (Chahinian, 2004).

Dans notre étude, nous avons donc calé les deux paramètres de la fonction de production de Morel-Seytoux, à savoir la conductivité à saturation K_s et l'humidité initiale représentée par le facteur de stockage et de succion S_f .

La stratégie de calage s'est appuyée sur une exploration des paramètres selon la méthode de l'hypercube Latin et la minimisation de la RMSE calculé entre débit mesuré et débit simulé. L'échantillonnage par hypercube découpe un espace Ω de dimension d en L^d strates, chaque dimension étant découpée en L classes telles que chaque facteur de strate est présent une seule fois. Ensuite, l'échantillonnage est réalisé en tirant un point dans chaque strate.

Dans cette étude nous avons exploré un espace à deux dimensions (les deux paramètres K_s et S_f à caler) en procédant en deux étapes :

1. Exploration de la gamme de variabilité la plus large possible pour chacun des paramètres (entre la valeur minimale et la valeur maximale plausible) en découpant l'espace en 20 valeurs par paramètres, soit 400 simulations pour chaque événement, compromis entre la précision recherchée et le temps de calcul. Le pas de scrutation ainsi obtenu est lâche mais le domaine d'exploration initial est identique pour toutes les crues.
2. Exploration d'un espace restreint autour de la valeur optimale identifiée lors de la première étape en conservant un découpage de chaque paramètre en 20 valeurs, le pas de scrutation est alors très fin ce qui permet d'affiner l'identification des valeurs optimales de K_s et S_f .

6.2.5. Facteurs explicatifs de l'évolution des paramètres optimaux

Nous avons ensuite analysé l'évolution de ces deux paramètres en fonction de la présence ou l'absence des fentes de retrait, des états de surface du sol et des pluies antécédentes.

6.3. Résultats

6.3.1. Calage du modèle et comparaison entre les hydrogrammes simulés et observés pour les crues fiables

La figure 38 illustre les deux étapes suivies pour la recherche des paramètres optimums (K_s et S_f). On voit bien que l'étape 2 permet d'améliorer nettement la précision de l'identification des paramètres optimaux.

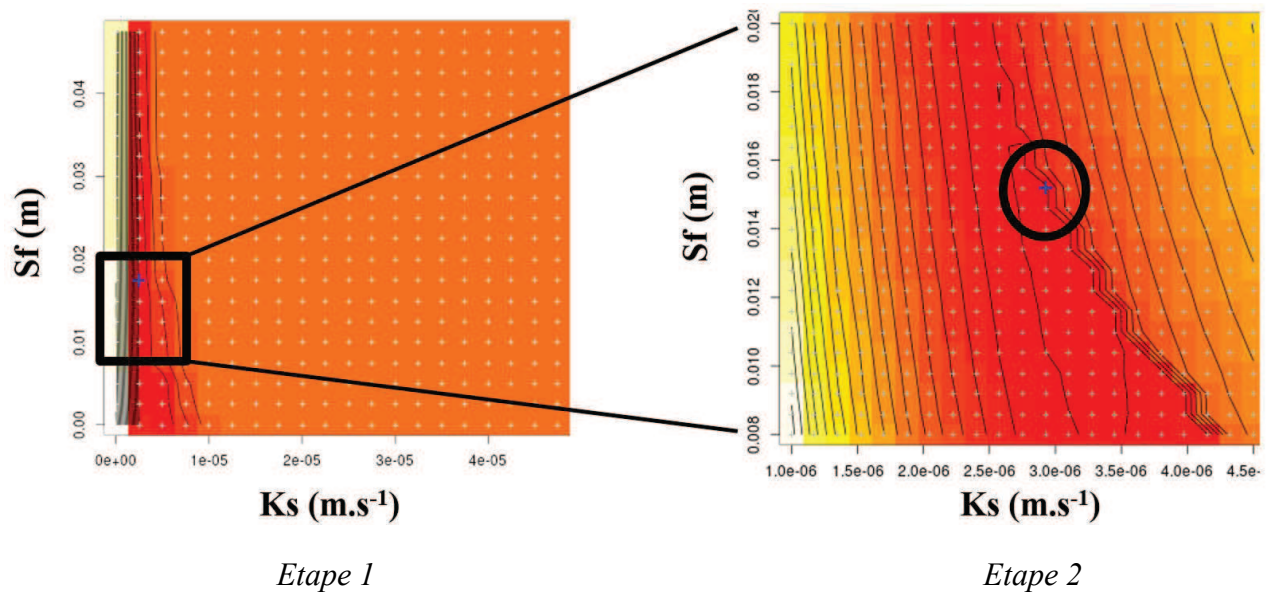


Figure 38 Illustration de l'étape 1 et l'étape 2 pour le choix de la solution optimale (exemple pour la crue du 10-03-2007). Plus la couleur rouge est prononcée, plus la valeur de RMSE est faible.

La comparaison des hydrogrammes mesurés et observés, pour trois crues considérées comme très fiables, est visualisée sur le graphique ci-après. On observe une bonne concordance entre débit simulé et débit mesuré.

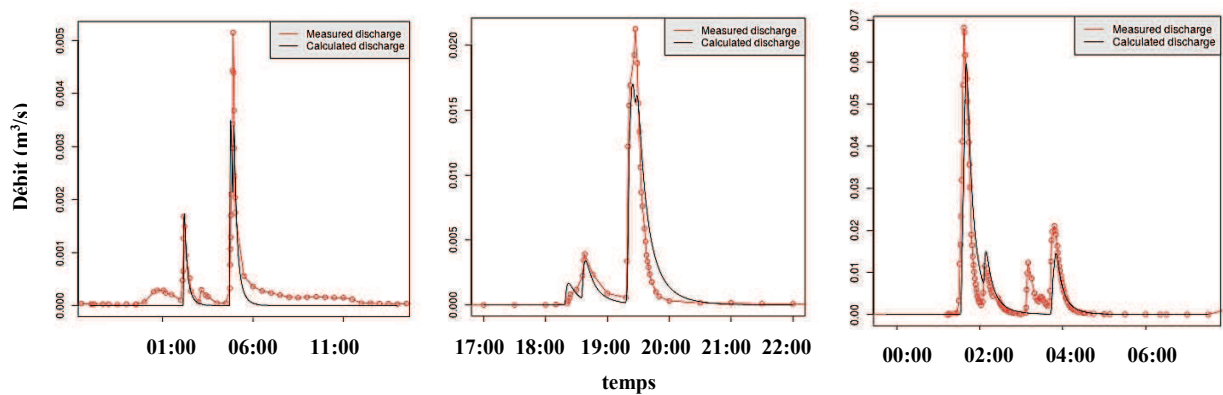


Figure 39 Exemples des hydrogrammes simulés et mesurés (a.) Crue du 13-12-2006, $RMSE = 0,00025$ (b.) Crue du 05-11-2007, $RMSE = 0,0019$ (c.) Crue du 15-10-2009, $RMSE = 0,0043$

Le modèle permet de reproduire l'ensemble des oscillations de débit et notamment le pic principal de la crue pour la plupart des crues fiables. Un écart plus ou moins faible entre la mesure et la modélisation pour le débit de pointe est tout de même observé. Les valeurs de RMSE obtenues pour les événements d'indice de fiabilité 2 varient entre 0,0005 et 0,0074 m^3/s et celles obtenues pour les événements d'indice de fiabilité 1 entre 0,0001 et 0,0023 m^3/s .

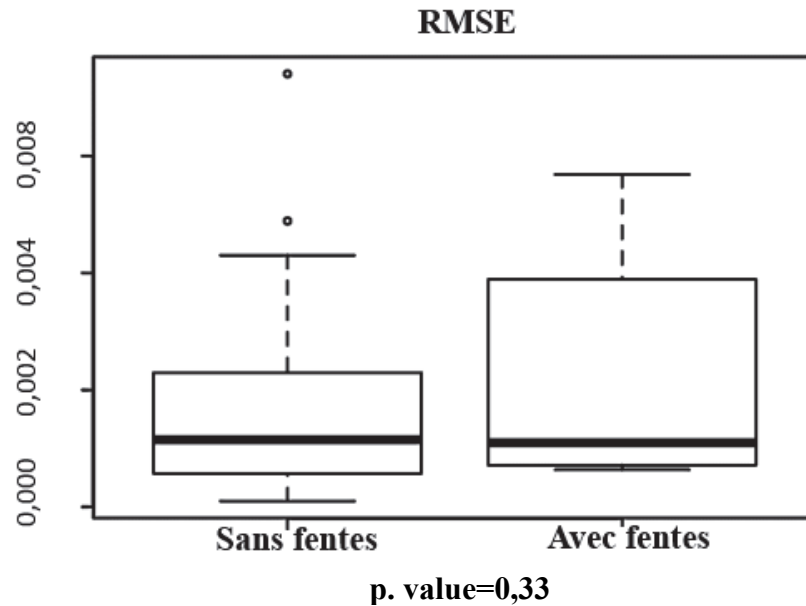


Figure 40 Différences entre les RMSE en fonction de présence ($n=8$) ou absence ($n=55$) des fentes de retrait

En analysant visuellement les hydrogrammes mesurés et simulés (Annexe 2), pour les événements avec un indice de fiabilité 1 et 2, on voit que le modèle reproduit, pour la plupart des événements et indépendamment de la présence ou non des fentes de retrait, les hydrogrammes mesurés à l'exutoire de la parcelle. En fait, la différence entre les valeurs de RMSE en cas de présence ou absence des fentes de retrait n'était pas significative (Figure 40). Les valeurs sont de mêmes ordres de grandeur (en cas de présence des fentes de retrait, les RMSE varient entre 0,006 et 0,005 avec un écart type =0,002 alors qu'en cas d'absence des fentes de retrait les RMSE varient entre 0,0001 et 0,007 avec un écart type =0.0015). Du ce fait, il n'y a pas besoin de modifier au sein du modèle l'équation de Morel-Seytoux au contexte des fentes de retrait, un simple paramétrage est suffisant.

6.3.2. Test de significativité de Ks et de Sf en fonction de présence ou absence des fentes de retrait (Kruskal Wallis test)

- Événements avec un indice de fiabilité 2

Les boîtes à moustaches (Figure 41) nous permettent de comparer les distributions des deux paramètres Ks et Sf en situation de présence et d'absence des fentes de retrait à la surface du sol de la parcelle expérimentale.

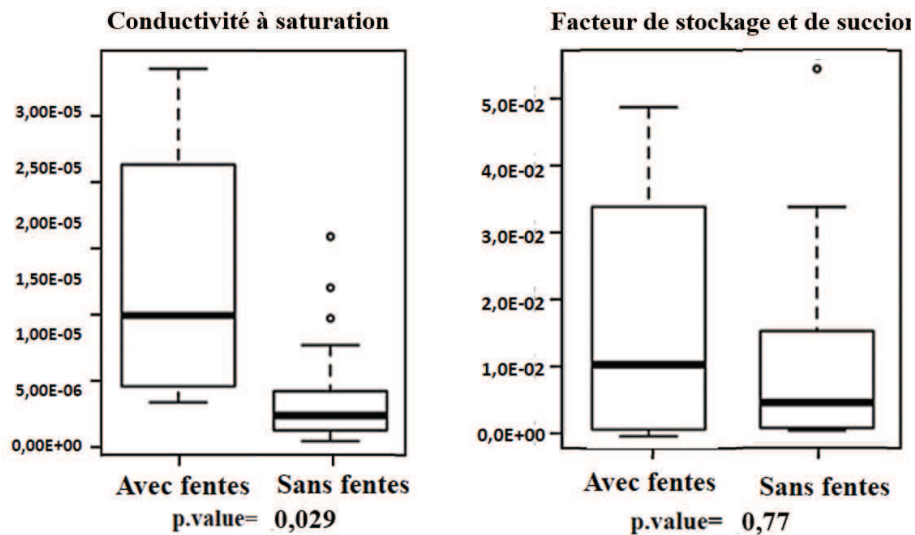


Figure 41 Différences entre (a.) les conductivités à saturation du sol et (b.) les facteurs de succion et de stockage S_f en fonction de présence ($n=4$) ou absence ($n=43$) des fentes de retrait (Indices de fiabilité considérés 2)

La figure 41 illustre l'impact significatif ($p.value < 0,05$) de la présence des fentes de retrait sur la capacité d'infiltration des sols : la présence de fentes induit une infiltration accrue de la pluie qui peut être reproduite grâce à une augmentation significative de la valeur du K_s . La valeur moyenne de K_s est de $3,46e-06$ m/s dans le cas d'absence des fentes de retrait et $1,26e-05$ m/s dans le cas de présence des fentes de retrait. La comparaison des valeurs de S_f en fonction de présence ou d'absence des fentes montre une tendance à des valeurs de S_f plus fortes durant la période de présence des fentes de retrait avec une moyenne égale à 0,017 m qu'en absence de fentes de retrait (moyenne égale à 0,008 m) mais sans une différence significative entre les deux populations.

- Événements avec un indice de fiabilité 1 et 2

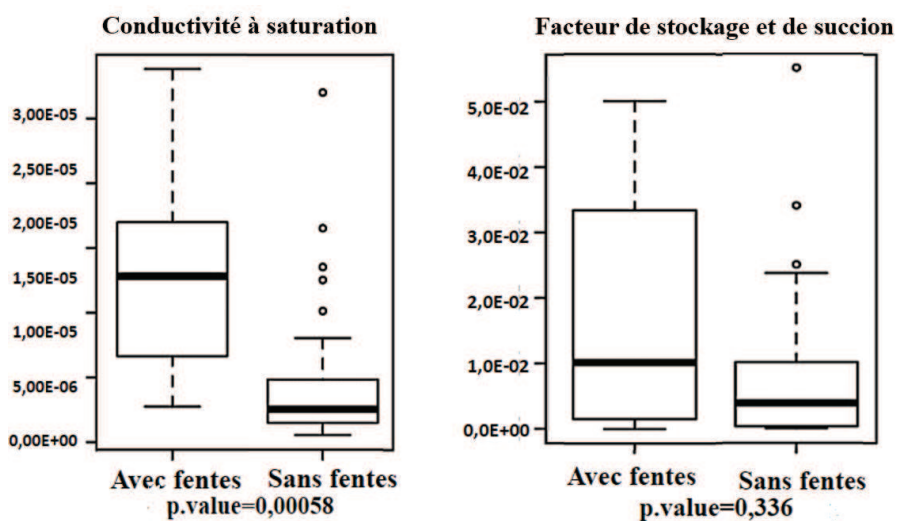


Figure 42 Différences entre les conductivités à saturation du sol K_s et les facteurs de succion et de stockage S_f en fonction de présence ($n=8$) ou absence ($n=55$) des fentes de retrait (Indices de fiabilité considérés 1 et 2)

La prise en compte des 16 événements supplémentaires de la catégorie de fiabilité 1 confirme les conclusions tirées avec les seuls 47 événements de fiabilité 2.

6.3.3. Analyse des évolutions de K_s et de S_f au cours de l'année hydrologique

- Événements avec un indice de fiabilité 2

Pour visualiser cette évolution, la figure 43 montre l'évolution de la conductivité à saturation et du facteur de stockage et de succion, issus de la procédure de calage, en fonction de la pluie cumulée pour les différentes années hydrologiques de mesure. Les événements représentés sur cette figure présentent un indice de fiabilité égal à 2.

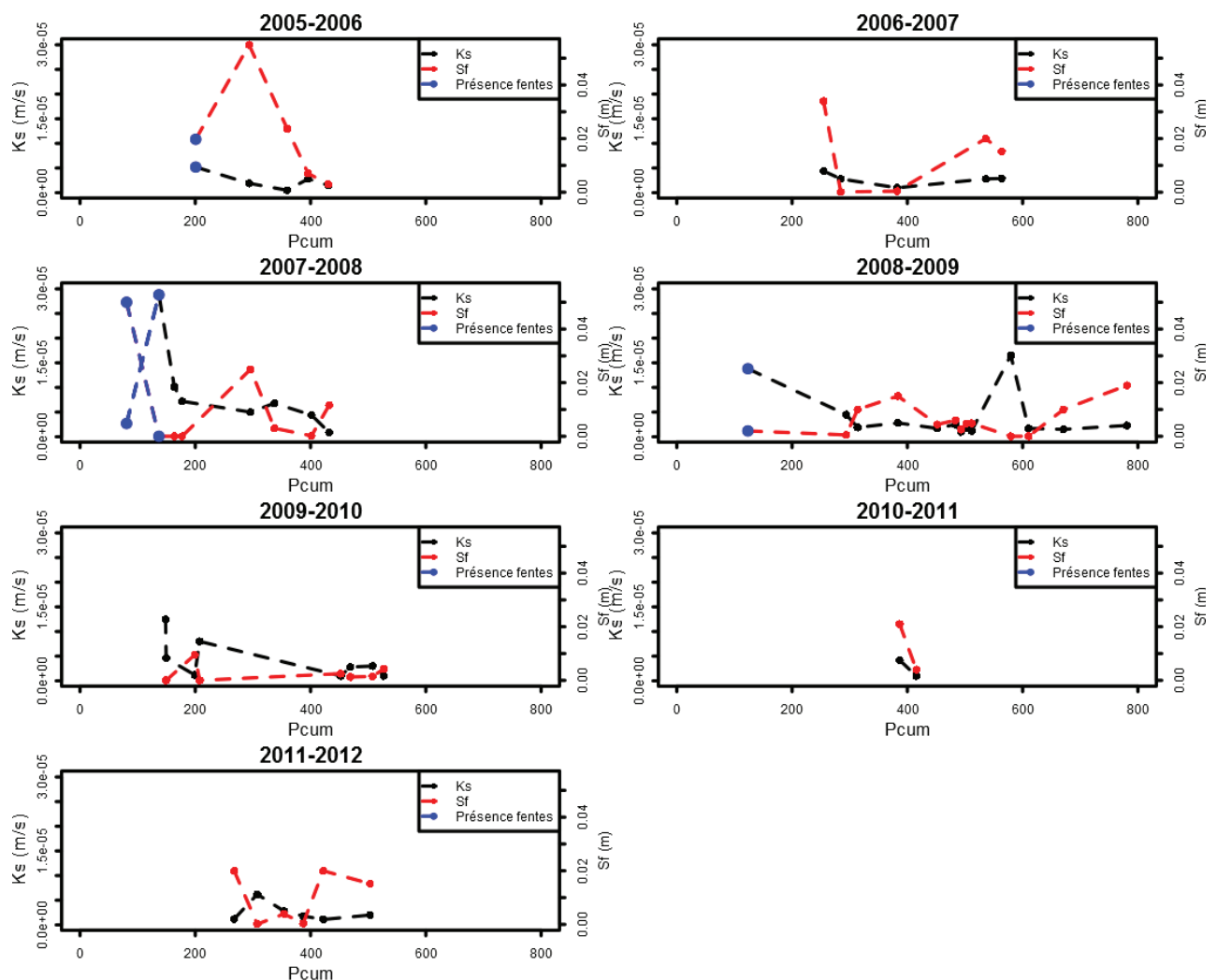


Figure 43 Evolution de la conductivité à saturation du sol K_s (courbe noire) et du facteur de succion et de stockage (courbe rouge) pour les différentes années de mesure, les événements se produisant sur un sol avec fentes de retrait sont en bleu (Indices de fiabilité considérés 2)

Les évolutions de K_s et S_f en fonction de la pluie cumulée ne présentent pas d'allure monotone, confirmant l'implication d'autres facteurs (états de surface, humidité initiale) sur ces paramètres. On remarque toutefois une tendance générale à la décroissance des valeurs de K_s en fonction de la pluie cumulée, et ce pour toutes les années hydrologiques. Des valeurs élevées de K_s sont observées en début d'année en présence de fente de retrait puis décroissent

progressivement pour atteindre un minimum d'environ $1e-07$ et $1e-06$ m/s vers un cumul de pluie autour de 300 ou 400 mm. Ensuite, les valeurs de K_s restent constantes, ou augmentent très légèrement avec la croissance de la végétation. L'évolution de S_f en fonction de la pluie cumulée est par contre beaucoup plus chaotique, sans réel schéma d'une année à l'autre. Les valeurs de K_s varient entre $1e-07$ et $3e-05$ m/s et entre $1e-07$ et 0,055 m pour les valeurs de S_f .

- Événements avec un indice de fiabilité 1 et 2

Les évolutions de K_s et S_f pour les événements dont les indices de fiabilité pris égaux à 1 et 2 sont données par la figure 44.

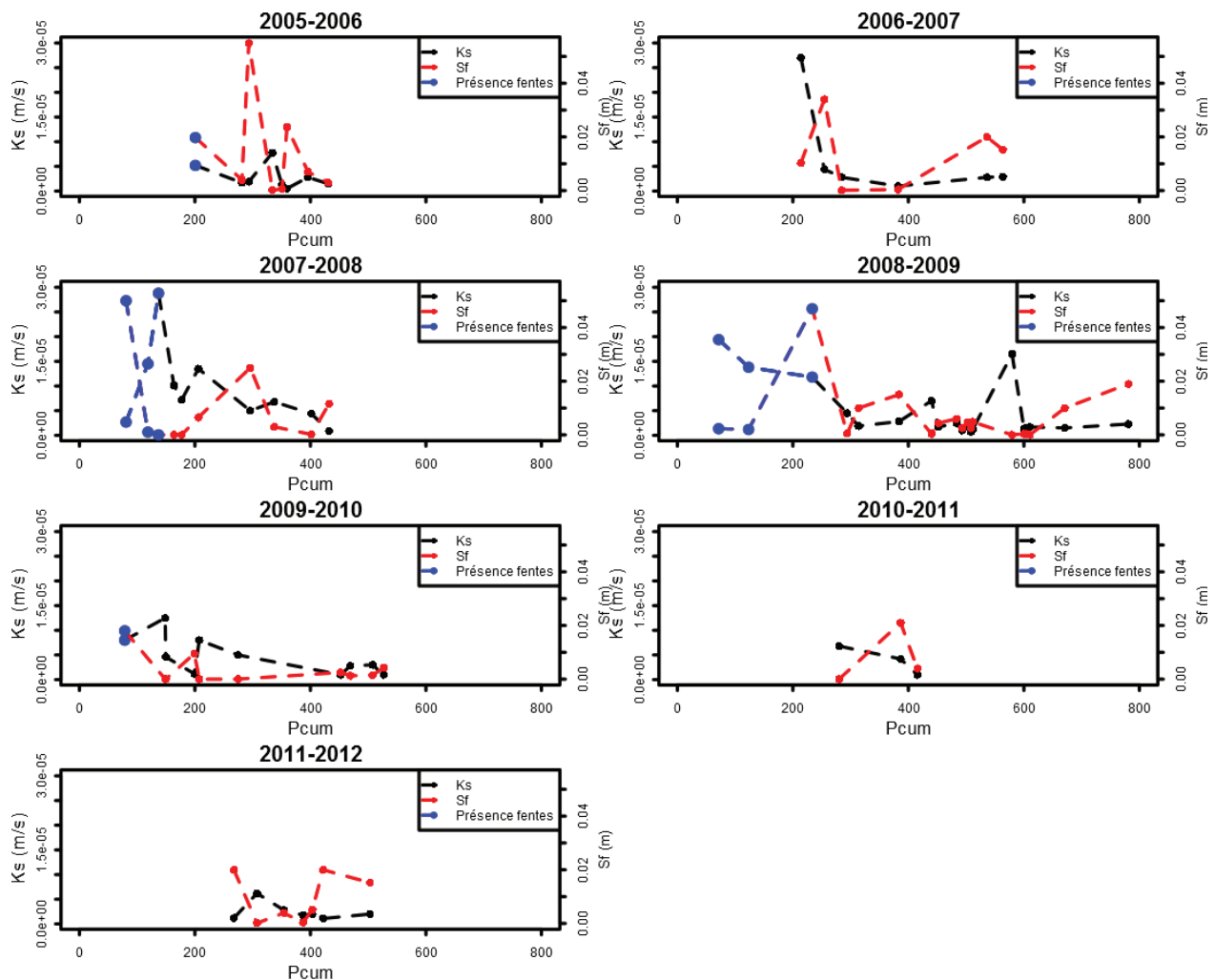


Figure 44 Evolution de la conductivité à saturation du sol K_s (courbe noire) et du facteur de succion et de stockage (courbe rouge) pour les différentes années de mesure, les événements se produisant sur un sol avec fentes de retrait sont en bleu (Indices de fiabilité considérés 1 et 2)

L'intégration des événements présentant un indice de fiabilité égal 1 confirme les tendances observées avec les seuls événements très fiables.

6.3.4. Effet des états de surface du sol

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, les états de surface pilotent fortement la capacité d'infiltration du sol, notamment en milieu Méditerranéen, et des indices d'infiltrabilité ont été

proposés (§ 2.4.2.2) pour traduire ce lien. Nous avons commencé par tester le lien entre l'évolution du K_s obtenu par calage, et les valeurs de cet indice d'infiltrabilité au cours de l'année hydrologique. La Figure 45 présente l'évolution des K_s obtenus par calage avec l'évolution de l'indice d'infiltrabilité déduit des dynamiques d'EDS pour les différentes années de mesure.

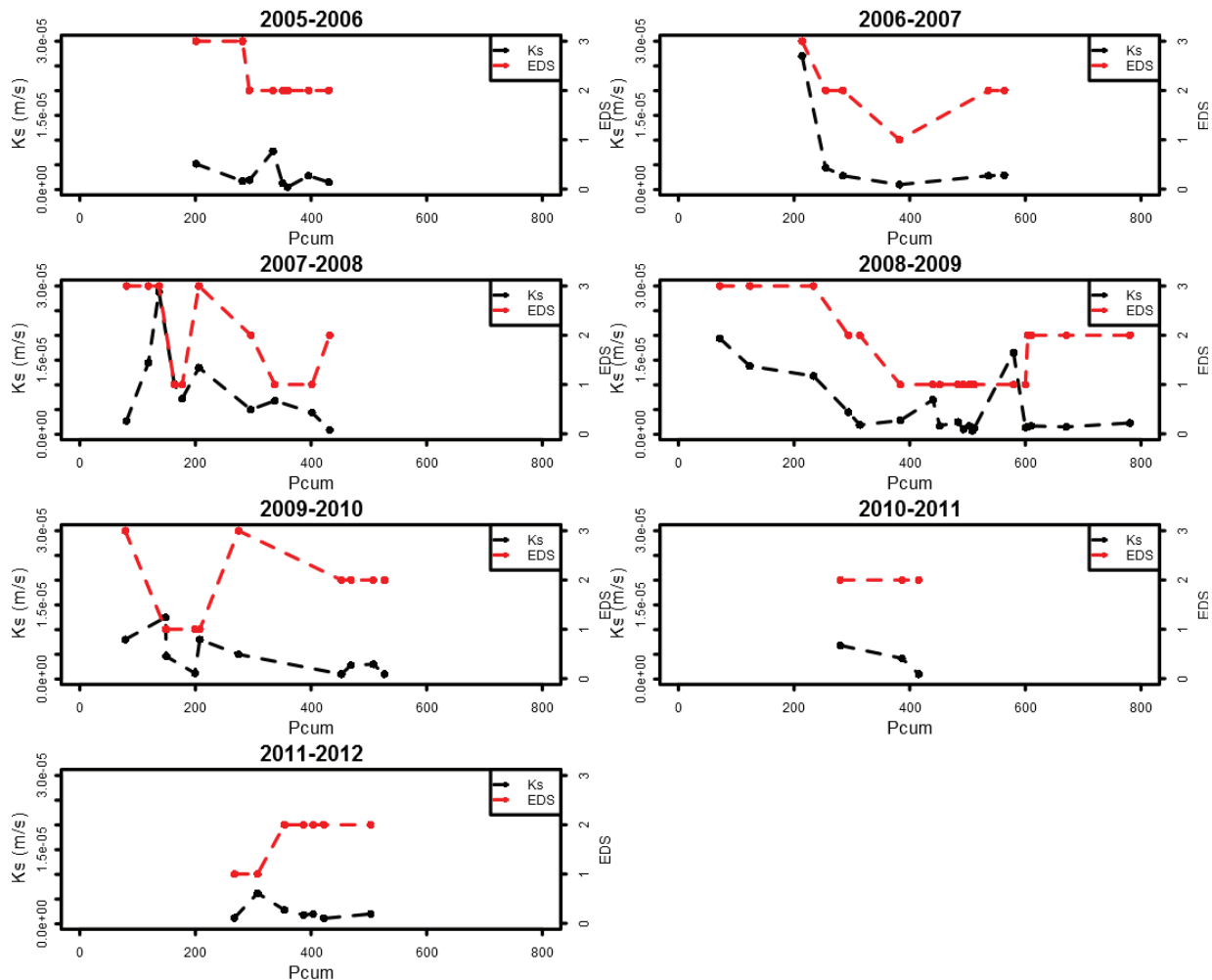


Figure 45 Représentation de l'évolution des K_s (courbe noire) et les dynamiques des EDS (courbe rouge) pour les différentes années de mesure (EDS=1-->Faible Infiltrabilité, EDS=2-->Moyenne Infiltrabilité, EDS=3-->Forte Infiltrabilité)

Remarque : La classe forte infiltrabilité correspond à un sol labouré ou à un sol présentant à la surface des fentes de retrait.

L'analyse des courbes de la figure 45 montre que les K_s évoluent généralement suivant les évolutions des indices d'infiltrabilité : pour la plupart des événements, les fortes valeurs de K_s correspondent aux indices d'infiltrabilité les plus élevés. On note cependant que ce lien n'est pas respecté pour certains événements.

Ces évolutions simulées et plus ou moins cohérentes des K_s avec les EDS ont été déjà notées au niveau des études antérieures sur le ruissellement et l'infiltration. En fait, de nombreux

auteurs ont montré que les états de surface jouaient un rôle prédominant sur le partage ruissellement-infiltration (Casenave and Valentin, 1992; Dunne et al., 1991).

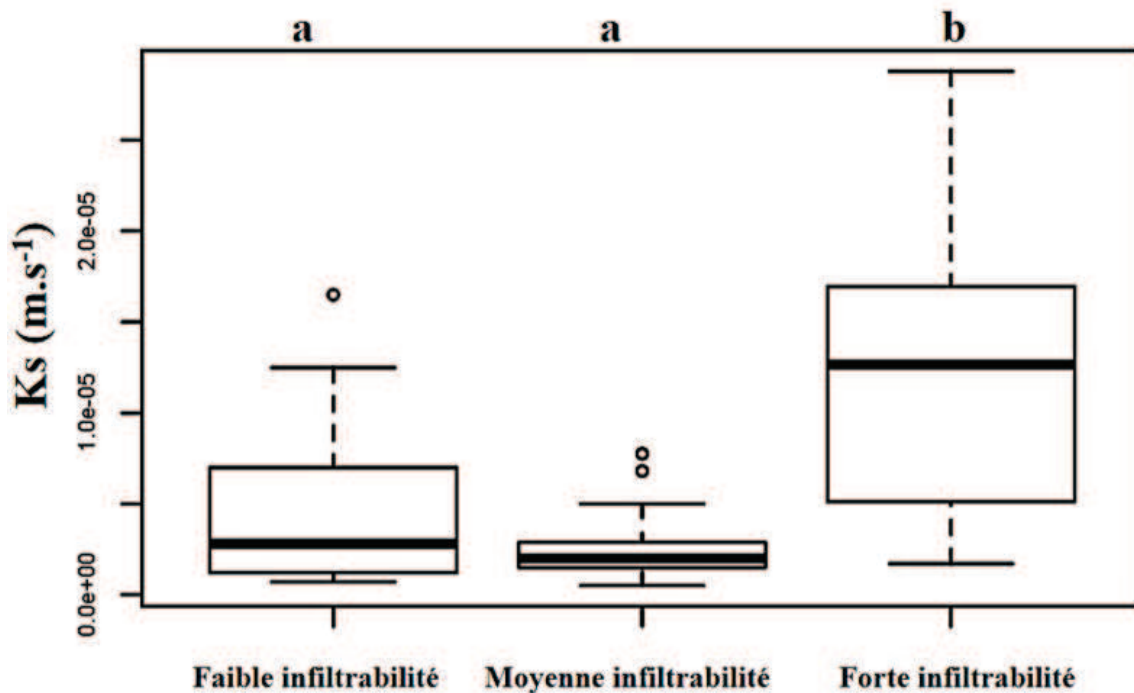


Figure 46 Différences entre les conductivités à saturation du sol en fonction des différentes classes des états de surface du sol (Les valeurs a et b indiquent si les différences sont significatifs ou non entre deux classes d'infiltrabilité données)

L'analyse de la figure 46 montre que les états de surface du sol présentent un effet remarquable sur les Ks. Une différence significative ($p.value < 0,05$) est observée en termes de Ks entre la classe forte infiltrabilité et les deux autres mais pas entre les classes faible infiltrabilité et moyenne infiltrabilité.

6.3.5. Effet de la rugosité du sol

Pour évaluer l'effet de la rugosité sur le paramètre Sf obtenu par calage, nous avons utilisé les observations de rugosité réalisée lors des relevés de surface. Ces observations sont décrites dans le chapitre 2 (§ 2.4.2.2). La figure 47 montre l'évolution conjointe de Sf et de la rugosité. L'analyse de cette figure ne permet pas de montrer un lien direct entre la rugosité et les valeurs de Sf, la rugosité ne permettant pas à elle seule d'expliquer l'évolution de Sf obtenu lors de l'étape de calage.

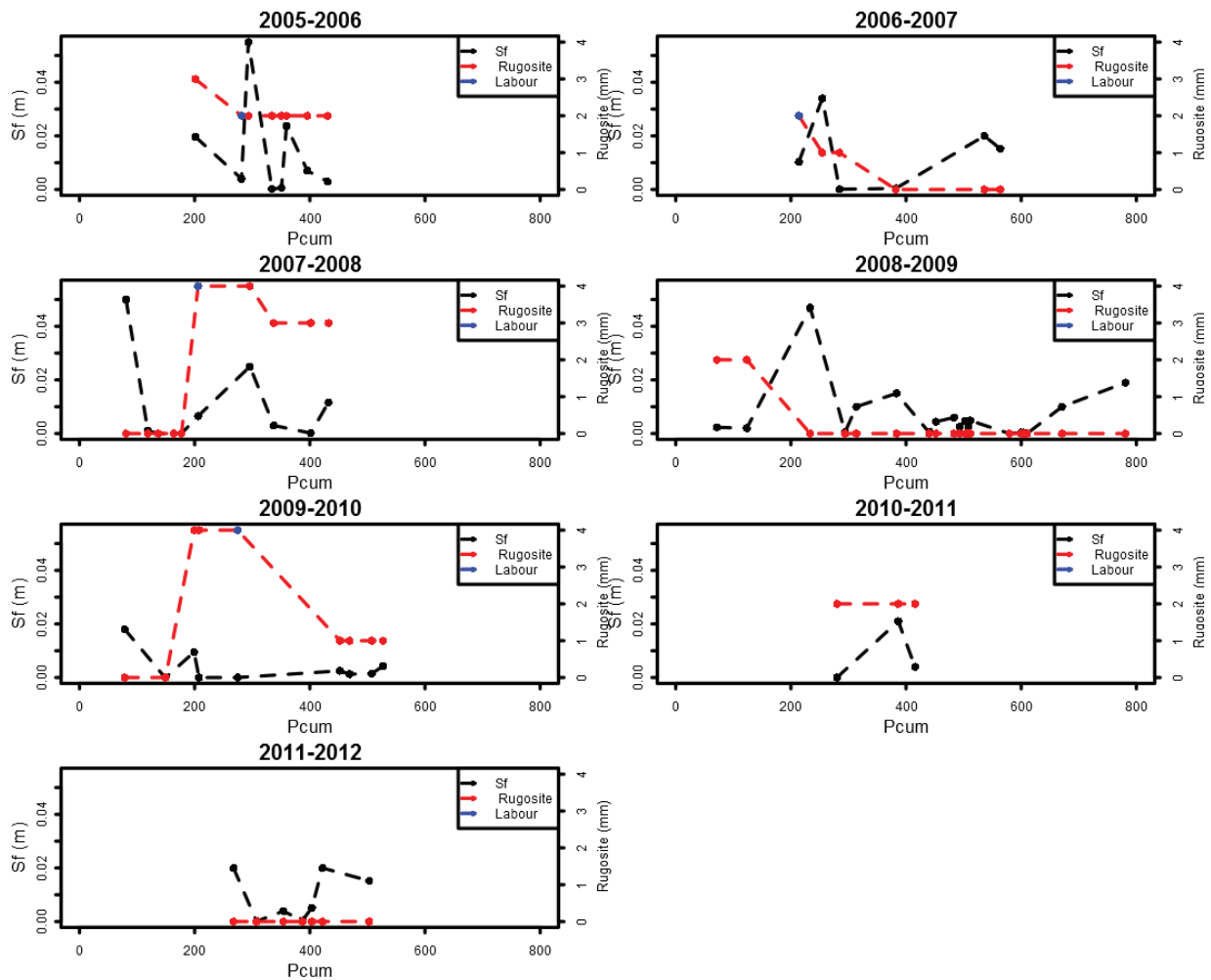


Figure 47 Représentation de l'évolution des S_f (courbe noire) et les dynamiques de la rugosité (courbe rouge) pour les différentes années de mesure

6.3.6. Effet des pluies antécédentes

Les conditions d'humidité antérieure sont importantes à considérer, en particulier lorsqu'on veut analyser les évolutions de K_s . En fait, les valeurs de K_s sont, dans une certaine mesure, dépendantes des conditions d'humidité du sol qui prévalaient avant l'arrivée de la pluie. Ces conditions d'humidité du sol peuvent être approchées par les précipitations observées dans les jours précédents.

D'après la figure 48, nous avons représenté les évolutions conjointe de K_s et des pluies antérieures telles que définies dans le chapitre 2 (§ 2.5.1.6). On constate que la conductivité à saturation évolue généralement inversement aux évolutions des pluies antécédentes : lorsque le sol est humide, du fait de fortes valeurs de pluies antécédentes, les valeurs des K_s semblent être plus faibles. Cependant ce lien est peu marqué, ce qui laisse penser que l'humidité du sol n'est pas le seul facteur impactant l'évolution du K_s .

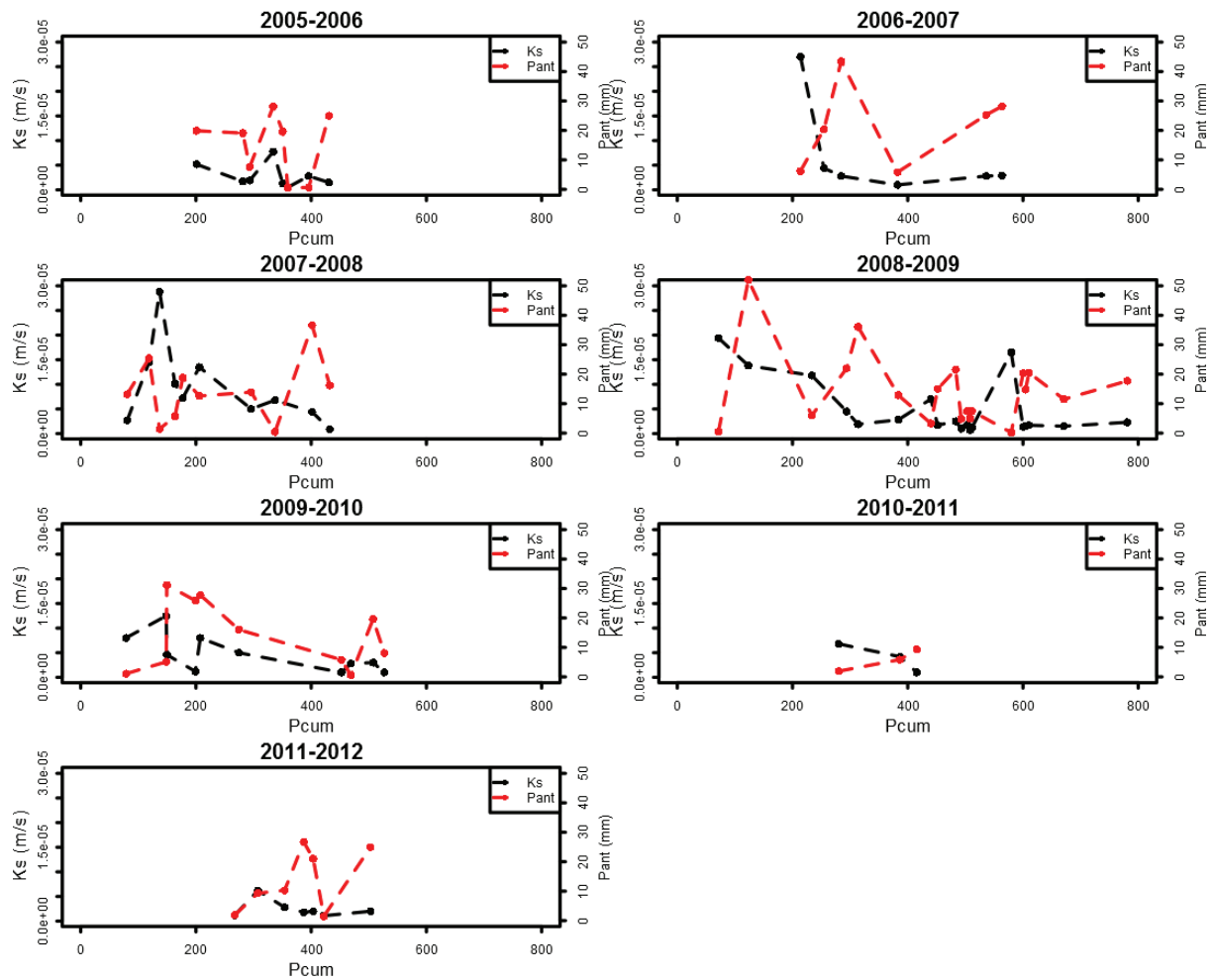


Figure 48 Effet de l'évolution des pluies antécédentes (courbe rouge) sur l'évolution de la conductivité à saturation du sol K_s (courbe noire) pour les différentes années de mesure

En comparant les évolutions des pluies antécédentes à celles du Sf (Figure 49), on remarque que ces deux dernières présentent des évolutions plutôt erratiques et il est bien difficile de déduire l'existence d'un lien entre ces deux variables.

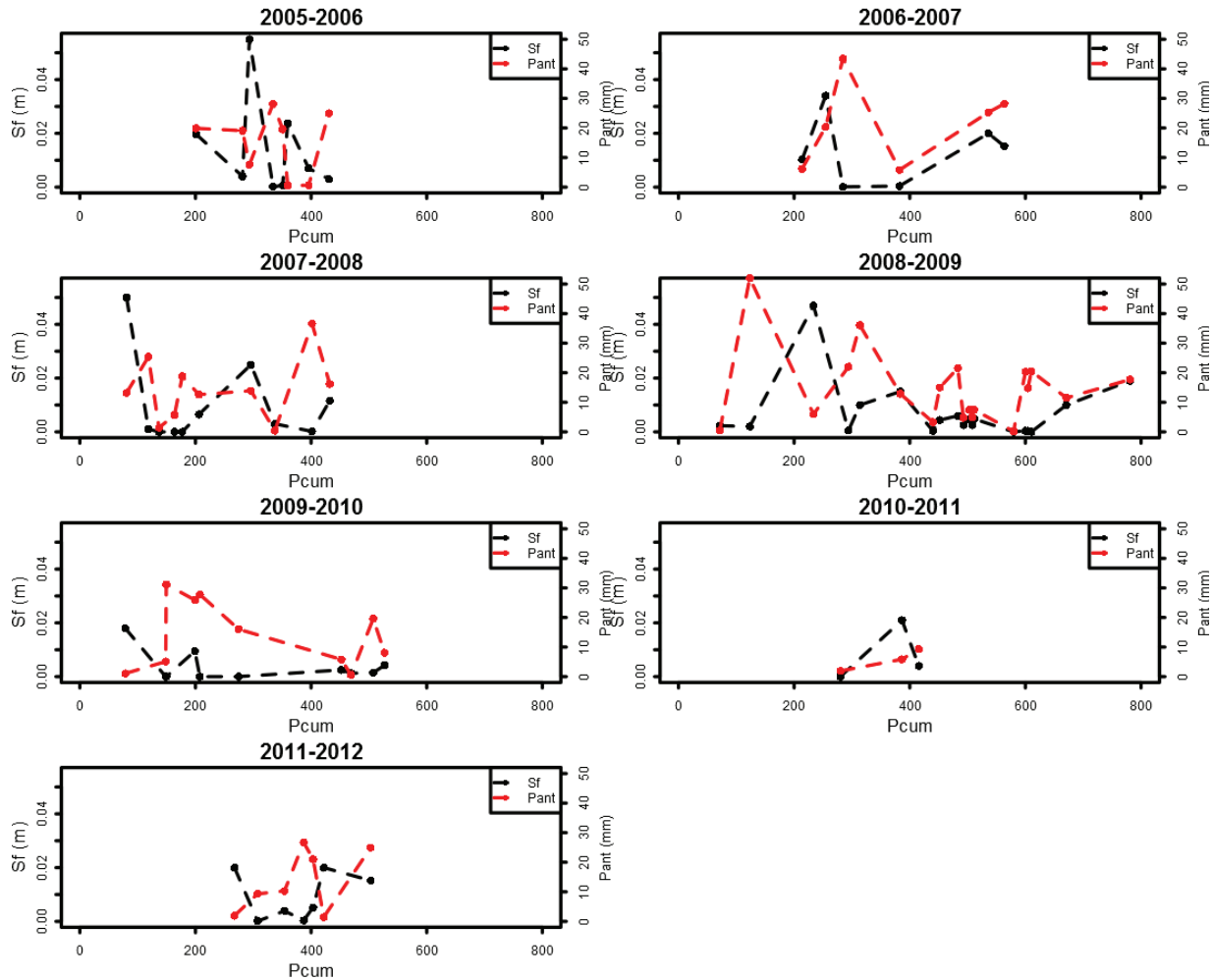


Figure 49 Effet de l'évolution des pluies antécédentes (courbe rouge) sur l'évolution du facteur de succion et de stockage S_f (courbe noire) pour les différentes années de mesure

6.4. Conclusion chapitre 6

Ce travail a permis de caler les hydrogrammes mesurés à l'exutoire de la parcelle, caractériser et suivre les évolutions de la conductivité hydraulique à saturation de la surface du sol ainsi que celles du facteur de stockage et de succion modélisés à l'échelle de la parcelle. L'application de la fonction de production de Morel-Seytoux a permis de reproduire les hydrogrammes mesurés à la parcelle pour la plupart des crues, indépendamment de la présence ou non des fentes de retrait. Nous avons ensuite mis en évidence un comportement hydrodynamique différent selon l'état de fissuration du sol, avec des valeurs optimisées de conductivité hydraulique à saturation significativement plus élevées lors de la présence des fentes de retrait que lorsque celles-ci sont refermées. Les résultats ont montré aussi que les évolutions des K_s optimisés sont globalement pilotées par la dynamique des états de surface des sols et la valeur des pluies antécédentes. L'évolution du paramètre S_f calculé par calage s'est montré beaucoup plus variable et chaque facteur testé pris un à un n'a pas permis d'en expliquer la dynamique. La prédiction de l'évolution de ces deux paramètres nécessite donc de poursuivre l'exploration de leurs liens avec les différents facteurs testés, notamment en

Chapitre 6 : Modélisation de l'effet des fentes de retrait

explorant le déterminisme de combinaisons des facteurs testés (présence des fentes de retrait, état de surface du sol et degré d'humidité).

Conclusions générales et perspectives

A) Conclusion générale

La compréhension des phénomènes de l'érosion hydrique et de transport de sédiments mobilise de nombreuses études. En raison du climat méditerranéen et des sols vertiques, les bassins versants méditerranéens sont particulièrement sensibles à l'érosion et les ruissellements s'accompagnent de transports solides intenses. Si les facteurs déterminants de l'érosion hydrique sont aujourd'hui bien identifiés, la hiérarchie des processus d'érosion en fonction des échelles d'espace et de temps est encore très mal connue. Dans ces zones méditerranéennes, la présence de nombreuses ravines permanentes pose notamment la question du poids relatif de l'érosion ravinaire, par rapport au poids de l'érosion diffuse affectant la surface des parcelles cultivées, dans les flux totaux de sédiments. Dans ce contexte, ce travail a été mené au sein du petit bassin versant marneux agricole tunisien à savoir le bassin versant de Kamech.

Nous avons, en premier lieu, documenté et analysé les réponses hydrologiques et érosives en fonction des dynamiques des fentes de retrait à l'échelle de la parcelle expérimentale et le bassin versant de Kamech. L'analyse des données a montré que les fentes de retrait en surface étaient présentes environ la moitié de l'année. Les facteurs contrôlant la dynamique saisonnière de ces fentes de retrait étaient le régime des précipitations, l'indice de la teneur en eau et les conditions du niveau de la nappe phréatique. Les fentes de retrait en surface affectent sérieusement la génération du ruissellement ainsi que les concentrations en sédiments et, par conséquent, les taux d'érosion, avec des dynamiques similaires observées aux exutoires de la parcelle expérimentale et du bassin versant. Le ruissellement observé au cours de la présence des fentes de retrait a été globalement faible alors que la plupart des transports de sédiments a eu lieu au cours de cette période du fait de concentrations en sédiments très élevées. Cette étude met en évidence l'importance de bien prédire le ruissellement pendant la période de présence des fentes de retrait pour des considérations d'envasement du réservoir. De ce fait, la prédiction de l'effet des fentes de retrait sur le ruissellement et l'érosion des sols, surtout lors de la période automnale, est primordiale pour le développement de stratégies efficaces de gestion des sols et des eaux et la préservation du lac en aval.

Nous avons réalisé aussi une analyse multi-échelle du ruissellement et de l'érosion hydrique sur un dispositif emboîté constitué de trois stations hydrologiques. Les résultats ont montré que les variabilités temporelles de la pluie ont un effet sur le ruissellement et l'érosion avec une période critique entre Octobre et Décembre. En termes de variabilité spatiale, le ruissellement moyen interannuel tend à augmenter en passant de la parcelle au micro bassin versant. Une légère diminution du taux d'érosion moyen interannuel a été observée entre la parcelle expérimentale et le bassin versant. Il s'est avéré que les taux d'érosion totaux s'expliquent bien par la combinaison linéaire d'un taux unique d'érosion des surfaces cultivées et d'un taux unique d'érosion ravinaire incluant une pondération par les surfaces respectives de ces deux éléments. Ce résultat laisse penser que les processus de dépôt sont négligeables sur le versant, amenant à conclure à une très forte connectivité hydro-sédimentaire. Nous avons montré lors de cette étude multi-échelles que l'érosion diffuse contribue à elle seule à 75% des flux érosifs totaux

au niveau de l'exutoire du bassin de Kamech. Ces résultats permettent une meilleure compréhension des processus majeurs de dégradation des sols dans ce type de milieu.

Nous avons vu, par ailleurs, que l'approche multi-événementielle développée a permis de montrer la faisabilité et la pertinence de la technique de traçage des sources de sédiment appliquée sur les sédiments en suspension collectés aux exutoires des différentes stations pour quantifier la contribution relative des différents processus d'érosion à différentes échelles d'étude. Cette méthode repose sur l'utilisation conjointe du césium 137 et du carbone organique total comme traceurs permettant de différencier les sédiments provenant de la surface du sol (érosion diffuse et en rigoles) de ceux provenant des horizons plus profonds du sol mobilisés par des processus d'érosion linéaire (ravines/berges de l'oued). Les résultats de l'application de cette technique ont confirmé une prédominance des processus d'érosion diffuse sur le bassin de Kamech (86% des taux totaux d'érosion à la station de l'oued). Ce résultat a des implications importantes en matière de gestion puisqu'il tend à montrer que la mise en œuvre de pratiques agricoles de conservation serait plus efficace que le traitement des ravines pour l'atténuation de l'érosion et la préservation de la capacité de stockage des retenues situées dans les bassins versants agricoles similaires au site d'étude Kamech. Nous avons aussi démontré que la contribution des processus responsables du transfert de sédiments était, relativement stable au cours de l'année pour Kamech pour les crues échantillonnées.

Concernant la partie modélisation, l'application de la fonction de production de Morel-Seytoux a permis de reproduire les hydrogrammes mesurés à la parcelle pour la plupart des crues, indépendamment de la présence ou non des fentes de retrait. Nous avons ensuite mis en évidence un comportement hydrodynamique différent selon l'état de fissuration du sol, avec des valeurs optimisées de conductivité hydraulique à saturation significativement plus élevées lors de la présence des fentes de retrait que lorsque celles-ci sont refermées. Les résultats ont montré aussi que les évolutions des Ks optimisés sont globalement pilotées par la dynamique des états de surface des sols et la valeur des pluies antécédentes. L'évolution du paramètre Sf calculé par calage s'est montré beaucoup plus variable et chaque facteur testé pris un à un n'a pas permis d'en expliquer la dynamique.

B) Perspectives

Différentes perspectives sont à envisager sur le bassin versant de Kamech, outre la continuité des observations classiques, à savoir :

- Il s'avère utile de faire des mesures quantitatives des fentes de retrait (dimension et profondeur) qui présentent un grand intérêt pour mieux comprendre les dynamiques d'ouverture et de fermeture de ces fentes.
- Concernant la technique de traçage des sources de sédiments et pour de futures applications, il est primordial de densifier l'échantillonnage des sources de sédiments à l'amont des différentes stations afin de mieux caractériser la variabilité des traceurs dans les sources et renforcer la fiabilité des résultats obtenus. Il est important aussi de multiplier les crues analysées pour vérifier la relative stabilité de processus au cours de

l'année. En l'occurrence il sera important de vérifier l'évolution des contributions en fonction de l'amplitude des événements et notamment de répondre à la question suivante : la nature des processus contribuant aux transferts des sédiments est-elle similaire lors des rares événements majeurs, qui sont responsables de la majorité des transferts de sédiments ?

- La prédiction de l'évolution de deux paramètres (conductivité à saturation et facteur de stockage et de succion) nécessite la poursuite de l'exploration de leurs liens avec les différents facteurs testés, notamment en explorant le déterminisme de combinaisons des facteurs testés (présence des fentes de retrait, état de surface du sol et degré d'humidité).
- Il conviendra de poursuivre l'effort de mise en œuvre d'un modèle numérique d'érosion hydrique sur Kamech, orienté processus et plus adapté aux zones méditerranéennes sur lesquelles érosion diffuse et érosion concentrée agissent souvent de concert. Pour cela, il faut poursuivre l'effort engagé dans ce travail pour essayer de comprendre l'évolution des paramètres gérant les processus dominants, aussi bien au niveau de la genèse du ruissellement que de la répartition des contributions respectives des processus érosifs d'une crue à une autre, après vérification de la relative stabilité ou non des processus au cours de l'année.

Liste des références bibliographiques

- Ahmad, N. (1996). Occurrence and distribution of Vertisols. *Developments in Soil Science* **24**, 1-42.
- Ahmad, N., and Mermut, A. (1996). "Vertisols and technologies for their management," Elsevier.
- Albergel, J., Moussa, R., and Chahinian, N. (2003). Les processus hortonien et leur importance dans la genèse et le développement des crues en zones semi-arides. *La Houille Blanche*, 65-73.
- Albergel, J., and Nasri, S. (2001). Les lacs collinaires dans les zones semi-arides du pourtour méditerranéen.
- Albergel, J., Nasri, S., and Boufaroua, M. (1999). Small dams' water balance: experimental conditions, data processing and modelling.
- Albergel, J., Nasri, S., and Lamachère, J.-M. (2007). Les lacs et barrages collinaires: infrastructures hydrauliques d'aménagement et de conservation des terres agricoles en zone semi-aride méditerranéenne. *Sols de Tunisie*, 7-20.
- Allen, P., Harmel, R., Arnold, J., Plant, B., Yelderman, J., and King, K. (2005). Field data and flow system response in clay (vertisol) shale terrain, north central Texas, USA. *Hydrological Processes* **19**, 2719-2736.
- Allen, P., Harmel, R., Dunbar, J., and Arnold, J. (2011). Upland contribution of sediment and runoff during extreme drought: A study of the 1947–1956 drought in the Blackland Prairie, Texas. *Journal of Hydrology* **407**, 1-11.
- Amore, E., Modica, C., Nearing, M. A., and Santoro, V. C. (2004). Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. *Journal of Hydrology* **293**, 100-114.
- Arnold, J., Potter, K., King, K., and Allen, P. (2005). Estimation of soil cracking and the effect on surface runoff in a Texas Blackland Prairie watershed. *Hydrological Processes* **19**, 589-603.
- Bagarello, V., Di Stefano, C., Ferro, V., and Pampalona, V. (2011). Using plot soil loss distribution for soil conservation design. *Catena* **86**, 172-177.
- Bagarello, V., Iovino, M., and Reynolds, W. (1999). Measuring hydraulic conductivity in a cracking clay soil using the Guelph permeameter. *Transactions of the ASAE* **42**, 957.
- Bandyopadhyay, K., Mohanty, M., Painuli, D., Misra, A., Hati, K., Mandal, K., Ghosh, P., Chaudhary, R., and Acharya, C. (2003). Influence of tillage practices and nutrient management on crack parameters in a Vertisol of central India. *Soil and Tillage Research* **71**, 133-142.
- Ben Slimane, A. (2013). Rôle de l'érosion ravinatoire dans l'envasement des retenues collinaires dans la Dorsale tunisienne et le Cap Bon, Montpellier, SupAgro.
- Ben Slimane, A., Raclot, D., Evrard, O., Sanaa, M., Lefèvre, I., Mehdi, A., M., T., Rumpel, C., Ben Mammou, A., and Le Bissonnais, Y. (2013). Fingerprinting sediment sources in the outlet reservoir of a hilly cultivated catchment in Tunisia. *Journal of Soils and Sediments* **13**, 801-815.
- Benmansour, M., Mabit, L., Nouira, A., Moussadek, R., Bouksirate, H., Duchemin, M., and Benkdad, A. (2013). Assessment of soil erosion and deposition rates in a Moroccan agricultural field using fallout ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb ex. *Journal of environmental radioactivity* **115**, 97-106.
- Bilan, G. (2007). des changements climatiques: Rapport de synthèse. *Contribution des groupes de travail I, II et III au quatrième rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [équipe de rédaction principale, Pachaur, RK et Reisinger, A. (publie sous la direction de)] GIEC, Genève, Suisse.*
- Bleu, P., and Antipolis, S. (2003). Les menaces sur les sols dans les pays méditerranéens méditerranéens.
- Blöschl, G., and M., S. (1995). Scale issues in hydrological modeling. *Hydrological Processes*, **9**, 251–290.
- Boix-Fayos, C., Martinez-Mena, M., Calvo Cases, A., Arnau Rosalén, E., Albaladejo, J., and Castillo, V. (2007). Causes and underlying processes of measurement variability in field erosion plots in Mediterranean conditions. *Earth Surf. Process. Landforms* **32**, 85-101.

- Bouma, J., and Dekker, L. W. (1978). A case study on infiltration into dry clay soil I. Morphological observations. *Geoderma* **20**, 27-40.
- Bronswijk, J., Hamminga, W., and Oostindie, K. (1995). Field-Scale Solute Transport in a Heavy Clay Soil. *Water Resources Research* **31**, 517-526.
- Bryan, R. B. (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* **32**, 385-415.
- Cambray, R. S. (1990). "Radioactive Fallout in Air and Rain: Results to the End of 1988," Atomic Energy Research Establishment, Environmental & Medical Sciences Division.
- Cammeraat, L. H. (2002). A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surf. Process. Landforms* **27**, 1201-1222.
- Cammeraat, L. H. (2004). Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agric. Ecosyst. Environ* **104**, 317-332.
- Canton, Y., Domingo, F., Sole-Benet, A., and Puigdefabregas, J. (2001). Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *J. Hydrol* **252**, 65-84.
- Casenave, A., and Valentin, C. (1992). A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology* **130**, 231-249.
- Cerda, A. (1997). Seasonal changes of the infiltration rates in a Mediterranean scrubland on limestone. *Journal of Hydrology* **198**, 209-225.
- Cerda, A. (2002). The effect of season and parent material on water erosion on highly eroded soils in eastern Spain. *Journal of Arid Environments* **52**, 319-337.
- Cerdà, A. (2002). The effect of season and parent material on water erosion on highly eroded soils in eastern Spain. *Journal of Arid Environments* **52**, 319-337.
- Cerdan, O., Bissonnais, Y. L., Govers, G., Lecomte, V., and von Oost, K. (2004). Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *J. Hydrol* **299**, 4-14.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Bourcennane, H., and Souchere, V. (2002). Rill erosion on cultivated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France. *Soil and Tillage Research* **67**, 99-108.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Souchere, V., King, C., Antoni, V., Surdyk, N., Dubus, I., Arrouays, D., and Desprats, J.-F. (2006). Guide méthodologique pour un zonage départemental de l'érosion des sols. Rapport n 3: Synthèse et recommandations générales.
- Chaplot, V., and Le Bissonnais, Y. (2000). Field measurements of interrill erosion under- different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms* **25**, 145-153.
- Cheggour, A., Simonneaux, V., Samia, A., Yaro, Y., Errouane, S., Sabir, M., and Roose, E. (2008). Recherche d'indicateurs de ruissellement et d'érosion par simulations de pluies sur les principaux sols du bassin versant du Rheraya (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water* **21**, 311-322.
- Ciesielski, H., Proix, N., and Sterckeman, T. (1997). Détermination des incertitudes liées à une méthode de mise en solution des sols et sédiments par étude interlaboratoire. *Analisis* **25**, 188-192.
- Collinet, J., Zante, P., Korn, M., and Lamachère, J.-M. (2002). Mesure de l'érosion ravinaire sur marnes gypseuses en Tunisie centrale: méthode de mesure et fonctionnement du système. *Actes des 7 èmes Journées*, 133.
- Collins, A., Walling, D., Sickingabula, H., and Leeks, G. (2001a). Suspended sediment source fingerprinting in a small tropical catchment and some management implications. *Applied Geography* **21**, 387-412.
- Collins, A., Walling, D., Sickingabula, H., and Leeks, G. (2001b). Using ¹³⁷Cs measurements to quantify soil erosion and redistribution rates for areas under different land use in the Upper Kaleya River basin, southern Zambia. *Geoderma* **104**, 299-323.
- Collins, A., Walling, D., Webb, L., and King, P. (2010). Apportioning catchment scale sediment sources using a modified composite fingerprinting technique incorporating property weightings and prior information. *Geoderma* **155**, 249-261.
- Collins, A., Zhang, Y., McChesney, D., Walling, D., Haley, S., and Smith, P. (2012). Sediment source tracing in a lowland agricultural catchment in southern England using a modified procedure combining statistical analysis and numerical modelling. *Science of the Total Environment* **414**, 301-317.

- Coulombe, C. E., Wilding, L. P., and Dixon, J. B. (1996). Overview of Vertisols: characteristics and impacts on society. *Advances in Agronomy* **57**, 290-377.
- Daniells, I. (1989). Degradation and restoration of soil structure in a cracking grey clay used for cotton production. *Soil Research* **27**, 455-469.
- Darcy, H. P. G. (1856). "Les Fontaines publiques de la ville de Dijon. Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau, etc."
- de Pina Tavares, J. (2010). Erosion des sols du Cap Vert: processus et quantification à l'échelle de trois Bassins Versants de l'île de Santiago, Université de Bourgogne.
- De Ploey, J., Imeson, A., and Oldeman, L. (1991). Soil erosion, soil degradation and climatic change. In "Land Use Changes in Europe", pp. 275-292. Springer.
- de Vente, J., and Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews* **71**, 95– 125.
- De Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., and Verstraeten, G. (2007). The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography* **31**, 155-178.
- Dekker, L. W., and Ritsema, C. J. (1996). Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover. *Water Resources Research* **32**, 1239-1249.
- Delmas, M., Pak, L. T., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., and Sorel, L. (2012). Erosion and sediment budget across scale: A case study in a catchment of the European loess belt. *Journal of Hydrology*, 420–421.
- Dinka, T. M., and Lascano, R. J. (2012). Review paper: challenges and limitations in studying the shrink-swell and crack dynamics of vertisol soils. *Open Journal of Soil Science* **2**, 82.
- Douaoui, A., Gascuel-Oudoux, C., and Walter, C. (2004). Infiltrabilité et érodibilité de sols salinisés de la plaine du Bas Chélib (Algérie). *Mesures au laboratoire sous simulation de pluie. EGS* **11**, 379-392.
- Dudal, R., and Eswaran, H. (1988). Distribution, properties and classification of Vertisols. *Vertisols: Their distribution, properties, classification and management*, 1-22.
- Dunne, T., Zhang, W., and Aubry, B. F. (1991). Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research* **27**, 2271-2285.
- El Khalili, A. (2013). Modélisation du ruissellement et de l'érosion d'une ravine et de son impluvium cultivé (Cap Bon, bassin versant de Kamech). Thèse de doctorat, Institut National Agronomique de Tunisie, Tunisie.
- El Khalili, A., Raclot, D., Habaieb, H., and Lamachère, J. M. (2013). Factors and processes of permanent gully evolution in a Mediterranean marly environment (Cape Bon, Tunisia). *Hydrological Sciences Journal* **58**, 1519–1531.
- Elliott, G., Campbell, B., and Loughran, R. (1990). Correlation of erosion measurements and soil caesium-137 content. *International journal of radiation applications and instrumentation. Part A. Applied radiation and isotopes* **41**, 713-717.
- Eltner, A., Baumgart, P., Maas, H. G., and Faust, D. (2015). Multi-temporal UAV data for automatic measurement of rill and interrill erosion on loess soil. *Earth Surface Processes and Landforms* **40**, 741-755.
- Esteves, M., and Lapetite, J. M. (2003). A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment, a case study in Niger. *Catena* **50**, 255-271.
- Evrard, O., Némery, J., Gratiot, N., Duvert, C., Ayrault, S., Lefèvre, I., Poulenard, J., Prat, C., Bonté, P., and Esteves, M. (2010). Sediment dynamics during the rainy season in tropical highland catchments of central Mexico using fallout radionuclides. *Geomorphology* **124**, 42-54.
- Evrard, O., Poulenard, J., Némery, J., Ayrault, S., Gratiot, N., Duvert, C., Prat, C., Lefèvre, I., Bonté, P., and Esteves, M. (2013). Tracing sediment sources in a tropical highland catchment of central Mexico by using conventional and alternative fingerprinting methods. *Hydrological Processes* **27**, 911-922.
- FAO-ISRIC-IUSS, W. (2006). World reference base for soil resources 2006. *World Soil Resources Reports*.
- Favre, F., Boivin, P., and Wopereis, M. (1997). Water movement and soil swelling in a dry, cracked Vertisol. *Geoderma* **78**, 113-123.

- Ferro, V. (1997). Further remarks on a distributed approach to sediment delivery. *Hydrological Sciences Journal* **42**, 633-647.
- Foster, I. D., Boardman, J., and Keay-Bright, J. (2007). Sediment tracing and environmental history for two small catchments, Karoo Uplands, South Africa. *Geomorphology* **90**, 126-143.
- Fournier, F. (1962). Fondé sur l'agressivité climatique et la topographie: notice explicative= Map of erosion danger in Africa south of the Sahara based on aggressiveness of climate and topography: explanatory note.
- Freebairn, D., Loch, R., and Silburn, D. (1996). Soil erosion and soil conservation for vertisols. *Developments in Soil Science* **24**, 303-362.
- Gaspar, L., Navas, A., Machín, J., and Walling, D. (2013). Using 210 Pb ex measurements to quantify soil redistribution along two complex toposequences in Mediterranean agroecosystems, northern Spain. *Soil and Tillage Research* **130**, 81-90.
- Gobin, A., Daroussin, J., and Jones, R. J. A. (2003). "Technical Report Deliverable 17 Input Databases." PESERA, European Commission funded fifth framework project - contract QLK5-CT- 1999-01323.
- Gómez, J., Romero, P., Giráldez, J., and Fereres, E. (2004). Experimental assessment of runoff and soil erosion in an olive grove on a Vertic soil in southern Spain as affected by soil management. *Soil Use and Management* **20**, 426-431.
- Gómez, J. A., Vanwalleghem, T., De Hoces, A., and Taguas, E. V. (2014). Hydrological and erosive response of a small catchment under olive cultivation in a vertic soil during a five-year period: Implications for sustainability. *Agriculture, ecosystems & environment* **188**, 229-244.
- González-Hidalgo, J. C., Brunetti, M., and de Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945–November 2005). *Int. J. Climatol* **31**, 715–731.
- González-Hidalgo, J. C., de Luis, M., and Peña, J. L. (2007). A review of daily soil erosion in western Mediterranean areas. *Catena* **71**, 193–199.
- Gourdin, E. (2014). Traçage des sources et quantification de la dynamique des sédiments en crue: application au bassin tropical montagneux de la Houay Xon au Laos, Université Paris Sud-Paris XI.
- Govers, G., Giménez, R., and Van Oost, K. (2007). Rill erosion: exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. *Earth-Science Reviews* **84**, 87-102.
- Greco, R. (2002). Preferential flow in macroporous swelling soil with internal catchment: model development and applications. *Journal of Hydrology* **269**, 150-168.
- Green, W. H., and Ampt, G. (1911). Studies on Soil Physics. *The Journal of Agricultural Science* **4**, 1-24.
- Gu, R., and Deutschman, M. (2001). Hydrologic assessment of water losses in river. *J. Water Resour. Plan. Manage* **127**, 6-12.
- Gumiere, J. S. (2009). Contribution à la modélisation déterministe spatialisée de l'érosion hydrique des sols à l'échelle des petits bassins versants cultivés.
- Hamdi, R., Lamachère, J., and Raclot, D. (2010). "L'équipement hydrométrique du bassin versant de Kamech (hors lac collinaire)."
- Harmel, R., Cooper, R., Slade, R., Haney, R., and Arnold, J. (2006). Cumulative uncertainty in measured streamflow and water quality data for small watersheds. *Transactions of the ASABE* **49**, 689-701.
- He, Q., and Walling, D. (1996). Interpreting particle size effects in the adsorption of 137 Cs and unsupported 210 Pb by mineral soils and sediments. *Journal of Environmental Radioactivity* **30**, 117-137.
- Hentati, A., Kawamura, A., Amaguchi, H., and Nakagawa, N. (2010). Erosion assessment at small hillside river basins in semiarid region of Tunisia. *Annual Journal of Hydraulics Engineering, JSCE (accepted under publication)*.
- Hudson, P. F. (2003). Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco basin, Mexico. *Catena* **52**, 57-76.
- Huon, S., De Rouw, A., Bonté, P., Robain, H., Valentin, C., Lefèvre, I., Girardin, C., Le Troquer, Y., Podwojewski, P., and Sengtaheuanghoung, O. (2013). Long-term soil carbon loss and

- accumulation in a catchment following the conversion of forest to arable land in northern Laos. *Agriculture, ecosystems & environment* **169**, 43-57.
- Jarvis, N. (2007). A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: Principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science* **58**, 523-546.
- Jebari, S., Berndtsson, R., Bahri, A., and Boufaroua, M. (2010). Spatial soil loss risk and reservoir siltation in semi-arid Tunisia. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques* **55**, 121-137.
- Jorgensen, D. W., and Gardner, T. W. (1987). Infiltration capacity of disturbed soils: Temporal change and lithologic control. *Water Resources Research* **23**, 1161–1172.
- Junge, B., Mabit, L., Dercon, G., Walling, D., Abaidoo, R., Chikoye, D., and Stahr, K. (2010). First use of the 137 Cs technique in Nigeria for estimating medium-term soil redistribution rates on cultivated farmland. *Soil and Tillage Research* **110**, 211-220.
- Kefi, M., and Yoshino, K. (2010). "Evaluation of the Economic Effects of Soil Erosion Risk on Agricultural Productivity using Remote Sensing: Case of Watershed in Tunisia," Kyoto Japan.
- Kheir, R. B., Abdallah, C., and Khawlie, M. (2008). Assessing soil erosion in Mediterranean karst landscapes of Lebanon using remote sensing and GIS. *Engineering geology* **99**, 239-254.
- Kheir, R. B., Girard, M.-C., Khawlie, M., and Abadallah, C. (2001). Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens: une revue bibliographique. *Étude et gestion des sols* **8**, 231-245.
- King, D., and Le Bissonnais, Y. (1992). Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux. Exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *CR Acad. Agric. Fr* **78**, 91-105.
- King, K., Richardson, C., and Williams, J. (1996). Simulation of sediment and nitrate loss on a vertisol with conservation tillage practices. *Transactions of the ASAE* **39**, 2139-2145.
- Kirby, J., Bernardi, A., Ringrose-Voase, A., Young, R., and Rose, H. (2003). Field swelling, shrinking, and water content change in a heavy clay soil. *Soil Research* **41**, 963-978.
- Kirkby, M. J., Imeson, A. C., Bergkamp, G., and Cameraat, L. H. (1996). Scaling up processes and models from the field to the plot to the watershed and regional area. *Journal of Soil and Water Conservation* **51**, 391–396.
- Kishné, A. S., Morgan, C., and Miller, W. (2009). Vertisol crack extent associated with gilgai and soil moisture in the Texas Gulf Coast Prairie. *Soil Science Society of America Journal* **73**, 1221-1230.
- Kishné, A. S., Morgan, C. L., Ge, Y., and Miller, W. L. (2010). Antecedent soil moisture affecting surface cracking of a Vertisol in field conditions. *Geoderma* **157**, 109-117.
- Lacoste, M., Michot, D., Viaud, V., Evrard, O., and Walter, C. (2014). Combining 137 Cs measurements and a spatially distributed erosion model to assess soil redistribution in a hedgerow landscape in northwestern France (1960–2010). *Catena* **119**, 78-89.
- Lafforgue, A. (1977). Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol* **14**, 299-344.
- Laflen, J., Elliot, W., Simanton, J., Holzhey, C., and Kohl, K. (1991). WEPP: Soil erodibility experiments for rangeland and cropland soils. *Journal of Soil and Water Conservation* **46**, 39-44.
- Lane, L. J., Hernandez, M., and Nichols, M. (1997). Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environ. Modell. Software* **12**, 355–369.
- Lane, L. J., and Kidwell, M. R. (2003). Hydrology and soil erosion. *USDA Forest Services Proceeding RMRS-P-30*, 92-100.
- Lange, D. (2005). "Economics and Evolution of Smallholdings' Conservation Agriculture in Paraguay, Mid-term Experiences." FAO-GTZ, Asunción, Paraguay.
- Le Bissonnais, Y. (2000). Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion: la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. *Ingénieries-EAT*, p. 27-p. 36.
- Le Bissonnais, Y., Dubreuil, N., Daroussin, J., and Gorce, M. (2004). Modélisation et cartographie de l'aléa d'érosion des sols à l'échelle régionale. *Etude et Gestion des Sols* **11**, 3.
- Le Bissonnais, Y., Montier, C., Daroussin, J., and King, D. (1998). "Cartographie de l'aléa érosion des sols en France."

- Le François, J., Grimaldi, C., Gascuel-ODoux, C., and Gilliet, N. (2007). Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main source on small agricultural catchments. *Hydrol. Process* **21**, 2923-2933.
- Lenzi, M. A., Mao, L., and Comiti, F. (2003). Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment. *Hydrological Science Journal* **48**, 899-915.
- Lewis, A. L., Verstraeten, G., and Zhu, H. (2005). RUSLE applied in a GIS framework: Calculating the LS factor and deriving homogeneous patches for estimating soil loss. *International Journal of Geographical Information Science* **19**, 809-829.
- Li, Y., Zhang, Q., Reicosky, D., Bai, L., Lindstrom, M., and Li, L. (2006). Using ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb ex for quantifying soil organic carbon redistribution affected by intensive tillage on steep slopes. *Soil and Tillage Research* **86**, 176-184.
- Licciardello, F., Taguas, E. V., Barbagallo, S., and Gómez, J. A. (2013). Application of the water erosion prediction project (WEPP) in olive orchards on vertic soil with different management conditions. *Transactions of the ASABE* **56**, 951-961.
- Loughran, R. J., and Campbell, B. L. (1995). The identification of catchment sediment sources. *Sediment and water quality in river catchments*, 189-205.
- Maetens, W., Vanmaercke, M., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskien, G., and Ionita, I. (2012). Effects of land use on annual runoff and soil loss in Europe and the Mediterranean: A meta-analysis of plot data. *Progress in Physical Geography*, 0309133312451303.
- Marden, M., Arnold, G., Gomez, B., and Rowan, D. (2005). Pre and post-reforestation gully development in Mangatu Forest, East Coast, North Island, New Zealand. *River Research and Applications* **21**, 757-771.
- Mathier, L., and Roy, A. G. (1996). A study of the effects of spatial scale on parameters of sediment transport equation for sheet wash. *Catena* **26**, 1-169.
- Matisoff, G., Bonniwell, E. C., and Whiting, P. J. (2002). Radionuclides as indicators of sediment transport in agricultural watersheds that drain to Lake Erie. *Journal of environmental quality* **31**, 62-72.
- McBroom, M., Beasley, R. S., Chang, M., Gowin, B., and Ice, G. (2003). Runoff and sediment losses from annual and unusual storm events from the Alto Experimental watersheds, Texas: 23 years after silvicultural treatments. In "Proceedings of First Interagency Conference on Research in the Watersheds, Benson, AZ".
- Mekki, I. (2003). Analyse et modélisation de la variabilité des flux hydriques à l'échelle d'un bassin versant cultivé alimentant un lac collinaire du domaine semi-aride méditerranéen (Oued Kamech, Cap Bon, Tunisie). Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, Montpellier.
- Messing, I., and Jarvis, N. (1990). Seasonal variation in field-saturated hydraulic conductivity in two swelling clay soils in Sweden. *Journal of Soil Science* **41**, 229-237.
- Messing, I., and Jarvis, N. (1993). Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *Journal of Soil Science* **44**, 11-24.
- Mitchell, A. R., and Van Genuchten, M. T. (1993). Flood irrigation of a cracked soil. *Soil Science Society of America Journal* **57**, 490-497.
- Morel-Seytoux, H., and Khanji, J. (1974). Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research* **10**, 795-800.
- Morel-Seytoux, H. J. (1978). Derivation of equations for variable rainfall infiltration. *Water Resources Research* **14**, 561-568.
- Morel-Seytoux, H. J. (1984). From excess infiltration to aquifer recharge: a derivation based on the theory of flow of water in unsaturated soils. *Water Resources Research* **20**, 1230-1240.
- Morris, P. H., Graham, J., and Williams, D. J. (1992). Cracking in drying soils. *Canadian Geotechnical Journal* **29**, 263-277.
- Mounirou, L. A. (2012). Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso: quantification et transposition des données, Montpellier 2.
- Moussa, R., Voltz, M., and Andrieux, P. (2002). Multiscale Calibration, Validation and Application of A Distributed Hydrological Model On A Farmed Catchment. In "EGS General Assembly Conference Abstracts", Vol. 27.

- Moussadek, R., Mrabet, R., Zante, P., Lamachere, J., Pepin, Y., Le Bissonnais, Y., Ye, L., Verdoodt, A., and Van Ranst, E. (2011). Influence du semis direct et des résidus de culture sur l'érosion hydrique d'un Vertisol Méditerranéen. *Canadian Journal of Soil Science* **91**, 627-635.
- Nearing, M., Lane, L., and Lopes, V. L. (1994). Modeling soil erosion. *Soil erosion research methods* **2**, 127-156.
- Nouira, A., Sayouty, E., and Benmansour, M. (2003). Use of ¹³⁷Cs technique for soil erosion study in the agricultural region of Casablanca in Morocco. *Journal of Environmental Radioactivity* **68**, 11-26.
- Novara, A., Gristina, L., Saladino, S., Santoro, A., and Cerdà, A. (2011). Soil erosion assessment on tillage and alternative soil managements in a Sicilian vineyard. *Soil and Tillage Research* **117**, 140-147.
- OMERE, O. (2013). "Le dispositif d'observation sur le bassin versant de Kamech (Cap Bon, Tunisie)." Page, M., Trustrum, N., Brackley, H., Gomez, B., Kasai, M., and Marutani, T. (2001). Waipaoa River (North Island, New Zealand), Source to Sink Sedimentary Cascades in Pacific Rim Geo-Systems. (T. Marutani, G. J. Brierley, N. A. Trustrum and M. Page, eds.), pp. 86-100. Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Japan.
- Parsons, A. J., Brazier, R. E., Wainwright, J., and Powell, D. M. (2006). Scale relationships in hillslope runoff and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* **31**, 1384-1393.
- Pathak, P., Sudi, R., Wani, S. P., and Sahrawat, K. (2013). Hydrological behavior of Alfisols and Vertisols in the semi-arid zone: Implications for soil and water management. *Agricultural water management* **118**, 12-21.
- Playford, K., Toole, J., and Adsley, I. (1993). "Radioactive fallout in air and rain: results to the end of 1991." AEA Consultancy Services.
- Poesen, J., and Hooke, J. (1997). Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography* **21**, 157-199.
- Poesen, J., Vandekerckhove, L., Nachtergaele, J., Wijdenes, D. O., Verstraeten, G., and Van Wesemael, B. (2002). 8 Gully Erosion in Dryland Environments. *Dryland rivers: Hydrology and geomorphology of semi-arid channels*, 229.
- Porto, P., Walling, D. E., and Capra, A. (2014). Using ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb ex measurements and conventional surveys to investigate the relative contributions of interrill/rill and gully erosion to soil loss from a small cultivated catchment in Sicily. *Soil and Tillage Research* **135**, 18-27.
- Raclot, D., and Albergel, J. (2006). Runoff and water erosion modelling using WEPP on a Mediterranean cultivated catchment. *Physics and Chemistry of the Earth* **31**, 1038-1047.
- Raclot, D., Le Bissonnais, Y., Louchart, X., Andrieux, P., Moussa, R., and Voltz, M. (2009). Soil tillage and scale effects on erosion from fields to catchment in a Mediterranean vineyard area. *Agriculture, Ecosystems and Environment* **134**, 201-210.
- Renschler, C. S., and Harbor, J. (2002). Soil erosion assessment tools from point to regional scales—the role of geomorphologists in land management research and implementation. *Geomorphology* **47**, 189-209.
- Renschler, C. S., Mannaerts, C., and Dieckkruger, B. (1999). Evaluating spatial and temporal variability of soil erosion risk—rainfall erosivity and soil loss ratios in Andalusia, Spain. *Catena* **34**, 209 – 225.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics* **1**, 318-333.
- Ritchie, J., and Adams, J. (1974). Field measurement of evaporation from soil shrinkage cracks. *Soil Science Society of America Journal* **38**, 131-134.
- Rodet, J., and Lautridou, J. P. (2003). Contrôle du karst quaternaire sur la genèse et l'évolution du trait de côte d'une région crayeuse de la Manche (pays de Caux, Normandie, France). In "Le Quaternaire de Normandie: nouvelles données biochronologiques et géochronologiques" (Quaternaire, ed.), Vol. 14, pp. 31-42.
- Römkens, M. J., Helming, K., and Prasad, S. (2002). Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena* **46**, 103-123.
- Roose, É., and De Noni, G. (2004). Recherches sur l'érosion hydrique en Afrique: revue et perspectives. *Science et changements planétaires/Sécheresse* **15**, 121-129.

- Rustomji, P. (2006). Analysis of gully dimensions and sediment texture from southeast Australia for catchment sediment budgeting. *Catena* **67**, 119–127.
- Salles, C., and Poesen, J. (2000). Rain properties controlling soil splash detachment. *Hydrological processes* **14**, 271–282.
- Sanders, E. C., Abou Najm, M. R., Mohtar, R. H., Kladvko, E., and Schulze, D. (2012). Field method for separating the contribution of surface-connected preferential flow pathways from flow through the soil matrix. *Water Resources Research* **48**.
- Schilling, K. E., and Helmers, M. (2008). Tile drainage as karst: conduit flow and diffuse flow in a tile-drained watershed. *J. Hydrol.* **349**, 291–301.
- Schümm, S. A. (1964). Seasonal variations of erosion rates and processes on hillslopes in western Colorado. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supp. Band 5*, 215–238.
- Schümm, S. A., and Lusby, G. C. (1963). Seasonal variations of infiltration capacity and runoff on hillslopes of Western Colorado. *Journal of Geophysical Research* **68**, 3655–3666.
- Simms, A. D., Woodroffe, C., Jones, B. G., Heijnis, H., Mann, R. A., and Harrison, J. (2008). Use of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs to simultaneously constrain ages and sources of post-dam sediments in the Cordeaux reservoir, Sydney, Australia. *Journal of Environmental Radioactivity* **99**, 1111–1120.
- Soutter, M., Mermoud, A., and Musy, A. (2007). "Ingénierie des eaux et du sol: Processus et aménagements," PPUR presses polytechniques.
- Stavridakis, E. I. (2006). Assessment of anisotropic behavior of swelling soils on ground and construction work. *Expansive Soils: Recent Advances in Characterization and Treatment*, 371.
- Stewart, R. D., Abou Najm, M. R., Rupp, D. E., Lane, J. W., Uribe, H. C., Arumí, J. L., and Selker, J. S. (2015). Hillslope run-off thresholds with shrink–swell clay soils. *Hydrological Processes* **29**, 557–571.
- Stolte, J., Ritsema, C., and De Roo, A. (1997). Effects of crust and cracks on simulated catchment discharge and soil loss. *Journal of Hydrology* **195**, 279–290.
- Tripathy, S., Rao, K. S., and Fredlund, D. (2002). Water content-void ratio swell-shrink paths of compacted expansive soils. *Canadian Geotechnical Journal* **39**, 938–959.
- Valentin, C., Poesen, J., and Li, Y. (2005). Gully erosion: Impacts, factors and controls. *Catena* **63**, 132–153.
- Van de Giesen, N., Stomph, T. J., Ajayi, A. E., and Bagayoko, F. (2010). Scale effects in Hortonian surface runoff on agricultural slopes in West Africa: Field data and models. *Agr. Ecosyst. Environ* **142**, 95–101.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D., Nachtergaele, J., Kosmas, C., Roxo, M. J., and De Figueiredo, T. (2000). Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe. *Earth Surface Processes and Landforms* **25**, 1201–1220.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., G., V., and de Vente, J. (2011). Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology* **130**, 142–161.
- Virmani, S., Rao, M., and Srivastava, K. (1989). Approaches to the management of vertisols in the semi-arid tropics: the ICRISAT experience.
- Walling, D. E. (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* **65**, 209–237.
- Whiting, P. J., Matisoff, G., Fornes, W., and Soster, F. M. (2005). Suspended sediment sources and transport distances in the Yellowstone River basin. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 515–529.
- Wilding, L., and Coulombe, C. (1996). Expansive soils: distribution, morphology and genesis. *Proc. NATO-ARW on Clay Swelling and Expansive Soils, Kluwer Academic, Dordrecht, Netherlands*.
- Williams, A. G., Dowd, J. F., Scholefield, D., Holden, N. M., and Deeks, L. K. (2003). Preferential flow variability in a well-structured soil. *Soil Science Society of America Journal* **67**, 1272–1281.
- Wischmeier, W. H., and Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning*.
- Yaalon, D. H. (1997). Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena* **28**, 157–169.
- Yair, A., and Raz-Yassif, N. (2004). Hydrological processes in a small arid catchment: scale effects of rainfall and slope length. *Geomorphology* **61**, 55–169.

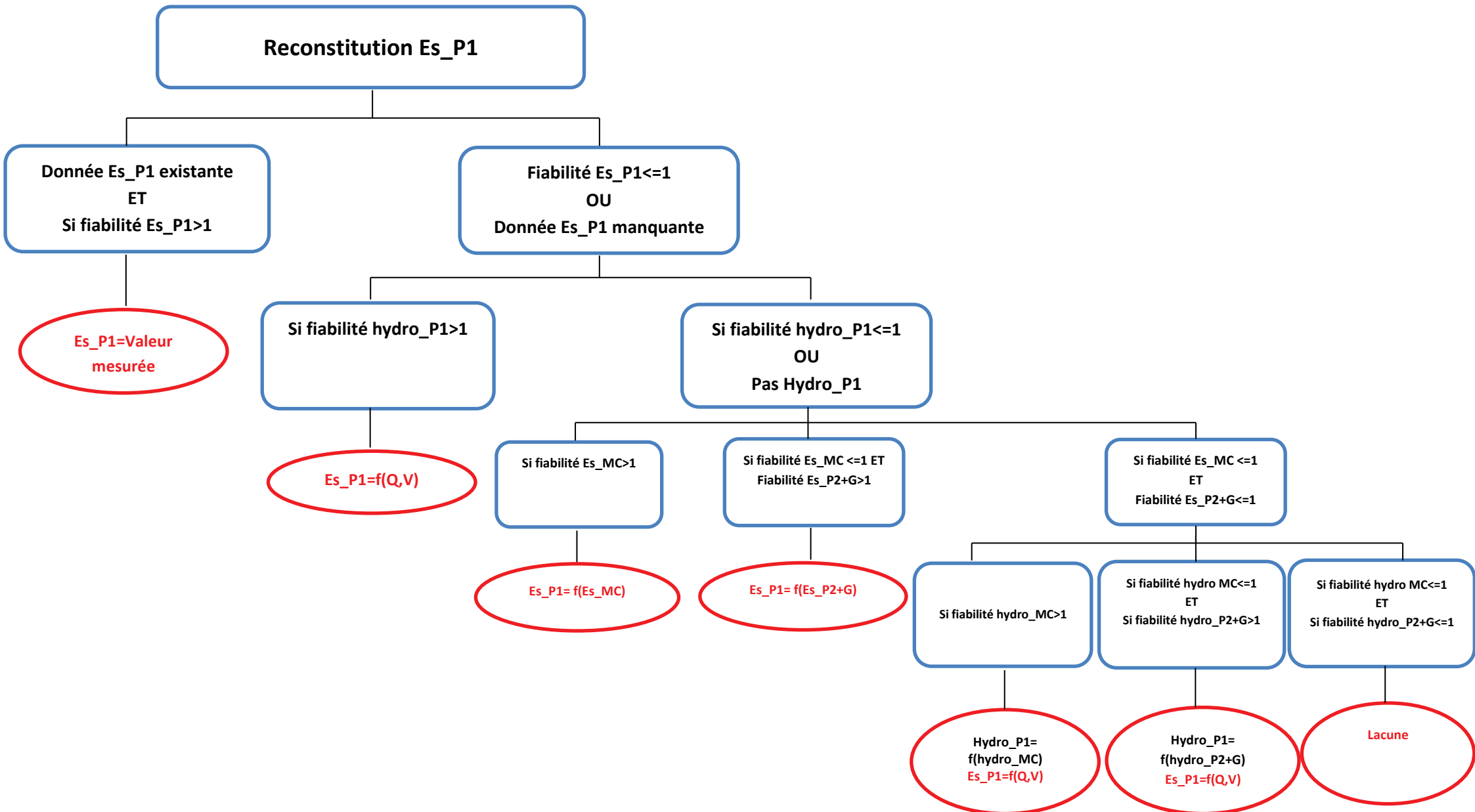
Références

- Zhu, J., and Olsen, C. R. (2009). Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in the Neponset River estuary, Massachusetts, USA. *Journal of Environmental Radioactivity* **100**, 192-197.
- zitouna-Chebbi, R. (2009). Observations et caractérisation des échanges d'eau et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère en condition de relief collinaire : cas du bassin versant Kamech, Cap Bon, Tunisie. PhD, Université de Montpellier II, Montpellier.
- Zouagui, A., Benmansour, M., Amenzou, N., Nouira, A., Sabir, M., Benjelloun, H., MARAH, H., and BENKADAD, A. (2012). Application de la technique de ^{137}Cs à l'estimation de l'érosion hydrique dans le bassin versant de Moulay Bouchta, Rif occidental, Maroc. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires* **1**, 53-58.

ANNEXE 1

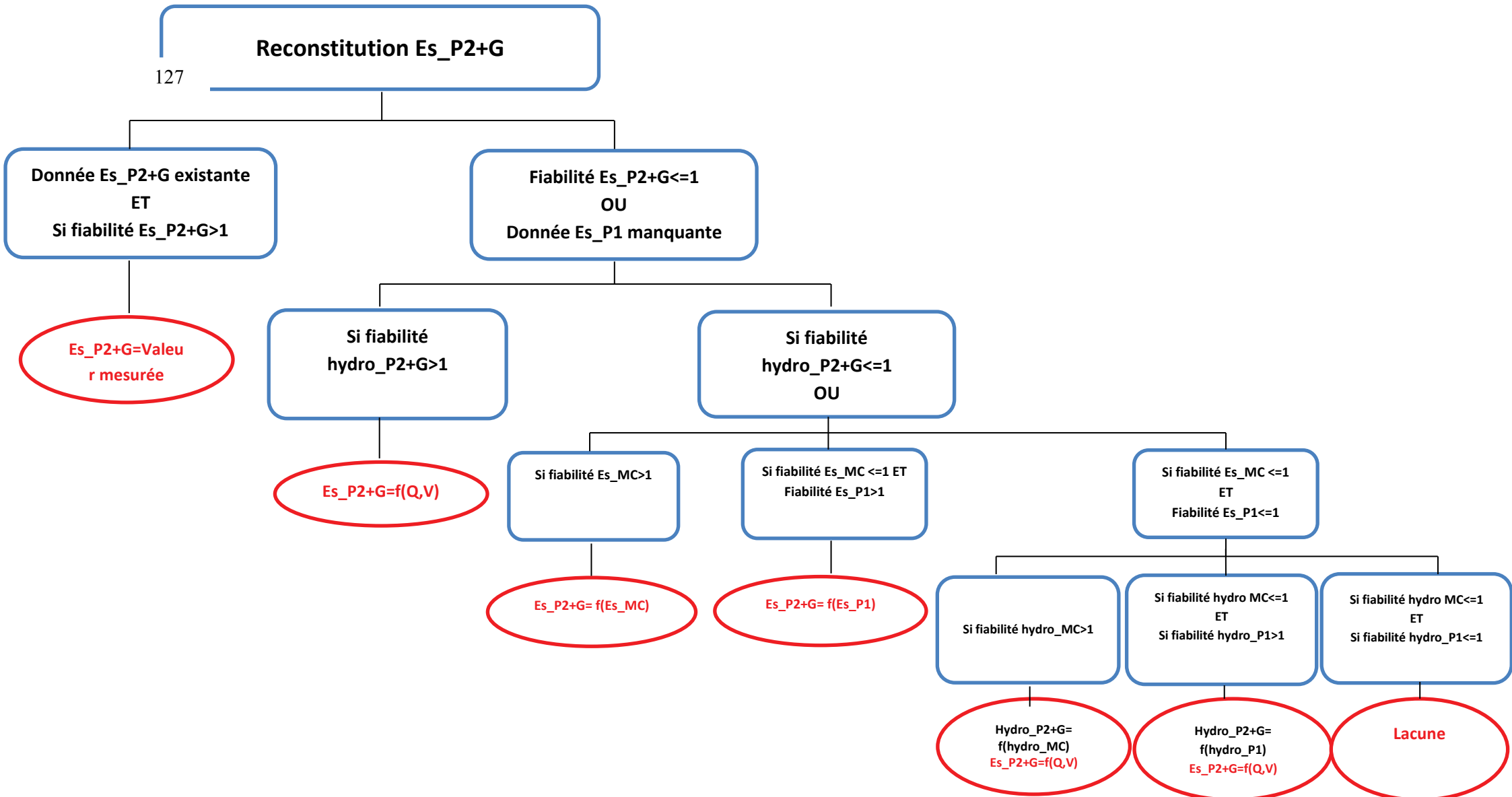
Organigrammes de Reconstitution des Taux d'érosion pour les différentes stations de mesure

Organigramme de Reconstitution des Es_P1

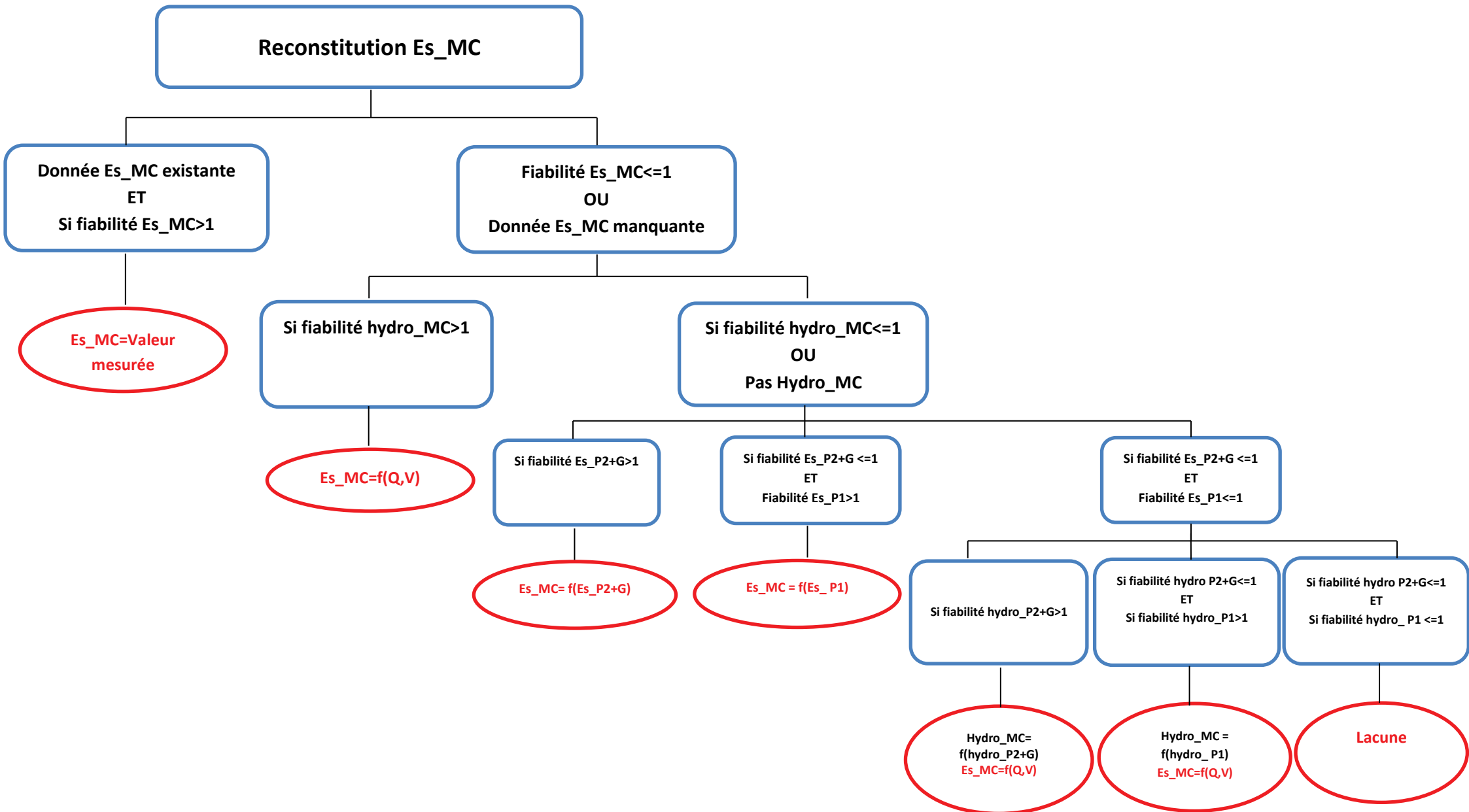


Organigramme de Reconstitution des Es_P2+G

(Applicable pour la reconstitution des données après 2009)



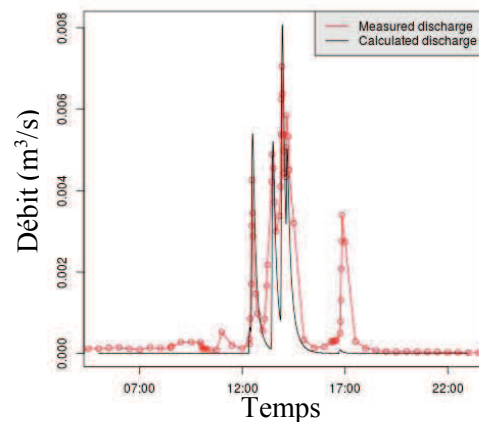
Organigramme de Reconstitution des Es_MC



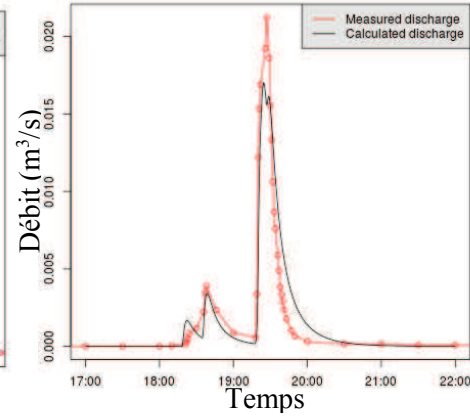
ANNEXE 2

Quelques exemples des hydrogrammes calés

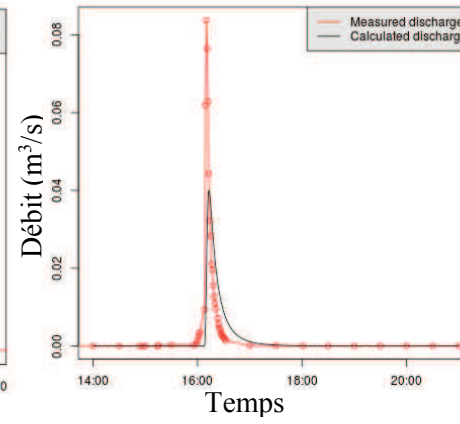
- Hydrogrammes calés en cas de présence des fentes de retrait



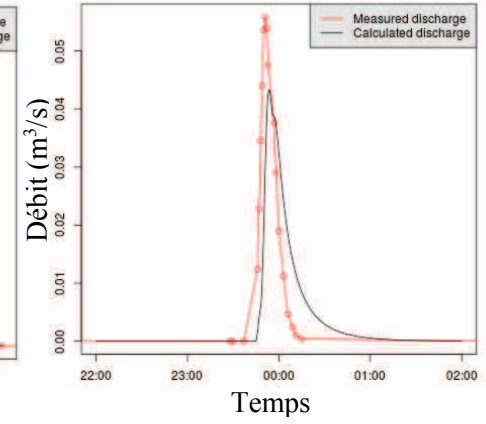
21/10/2007, RMSE = 0,0007



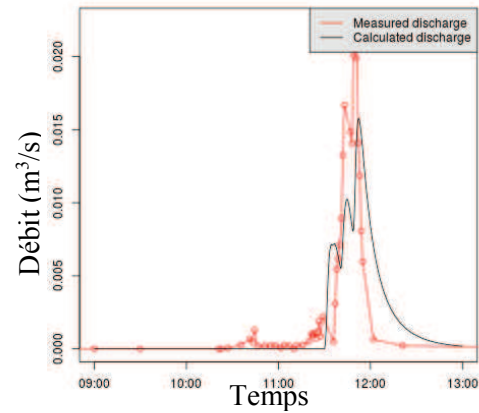
22/10/2007, RMSE = 0,0011



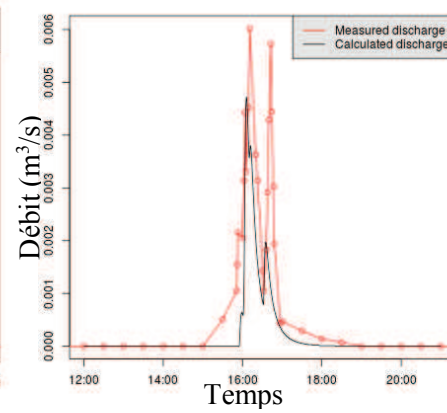
30/10/2007, RMSE = 0,005



22/10/2008 , RMSE = 0,002

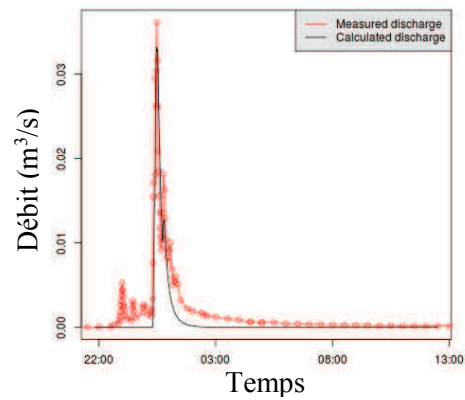


22/10/2008 RMSE = 0,005

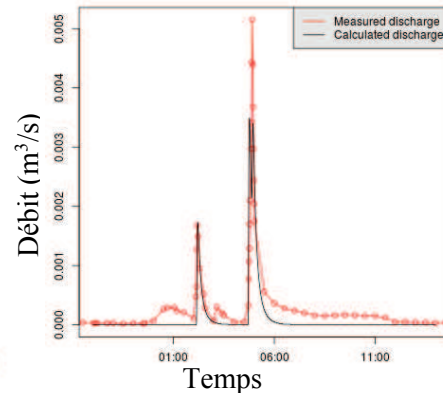


09/01/2009, RMSE = 0,0006

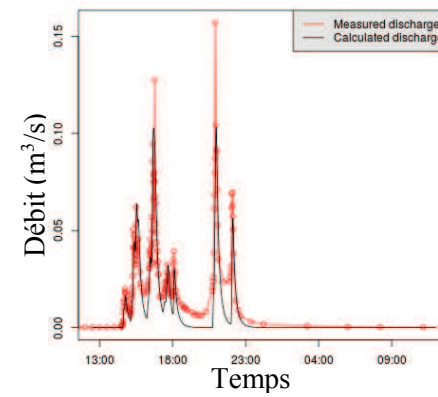
- Hydrogrammes calés en cas d'absence fentes de retrait



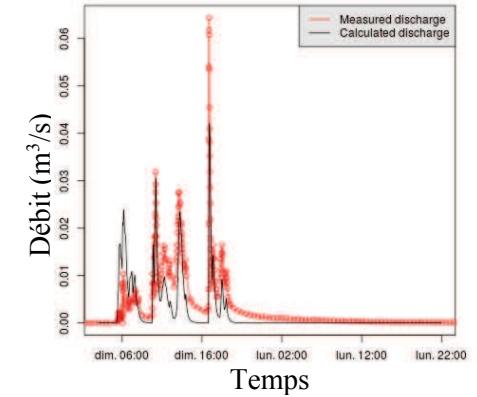
13/12/2006, RMSE = 0,0002



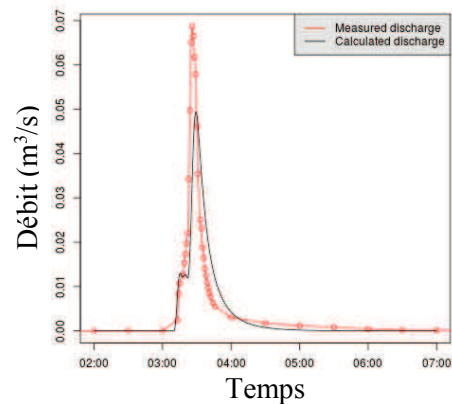
15/12/2006, RMSE = 0,0016



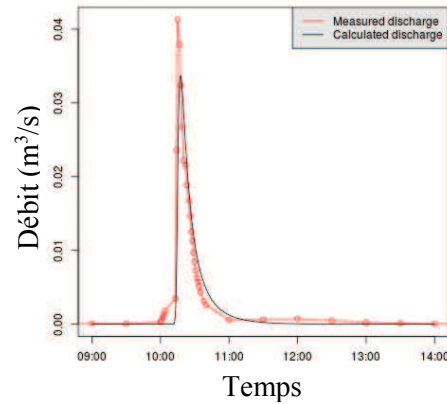
16/12/2006, RMSE = 0,007



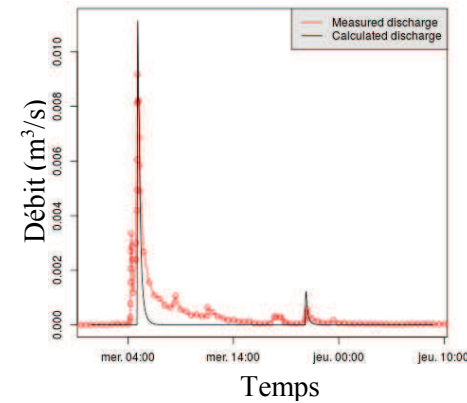
24/12/2006, RMSE = 0,003



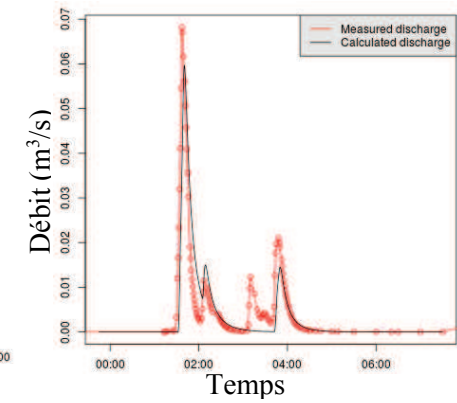
05/11/2007, RMSE = 0,004



05/11/2007, RMSE = 0,001



12/12/2007, RMSE = 0,0005



15/10/2009, RMSE = 0,004

Thèse de doctorat :

**Ruissellement et érosion hydrique en milieu méditerranéen vertique :
Approche expérimentale et modélisation**

Nom de l'auteur :

Nesrine INOUBLI

Etablissements :

**Institut national d'études supérieures agronomiques de Montpellier -
France
Institut National Agronomique de Tunisie - Tunisie**

Laboratoires :

**UMR LISAH-IRD
Département GREF**

Résumé

Cette étude a permis de mieux appréhender la variabilité spatio-temporelle des processus et facteurs affectant les flux d'eau et de sédiments dans un bassin méditerranéen cultivé sur sol vertique grâce à un dispositif original combinant 4 stations hydrologiques au sein du bassin versant de Kamech en Tunisie. L'analyse des données et la mise en œuvre d'une technique de traçage des sources de sédiments ont permis de quantifier le rôle significatif des fentes de retrait sur la dynamique saisonnière des flux hydro-sédimentaires, d'expliquer les évolutions du ruissellement, des taux d'érosion et des contributions des principaux processus érosifs constatées entre les différentes échelles considérées. Des premières propositions pour modéliser le ruissellement sur ces sols vertiques ont été formulées.

Mots clés : Erosion hydrique, Ruissellement, Fentes de retrait, Effet d'échelles, Processus érosifs, Traçage des sources de sédiments, MHYDAS, Bassin méditerranéen marneux, ORE OMERE

الخلاصة

مكنت هذه الدراسة من فهم أفضل لأوجه التغير المكاني والزمني من العمليات والعوامل التي تؤثر على نقل الجانبي للمياه والرواسب في الحوض التصريفي التجريبي كامش (شمال شرق تونس) التي تسيطر عليه الأراضي الطينية بفضل 4 محطات هيدرولوجية. وقد أظهرت تقنية تعقب مصادر الرواسب، التي وضعت في الرواسب المأخوذة خلال بضع الفيضانات على مستوى مختلف المحطات، أن مساهمة المسؤولين عن نقل الرواسب مستقرة نسبياً خلال السنة. مقترحات أولية تم تقديمها لنمذجة جريان المياه على هاته عليه الأراضي الطينية

الكلمات الدلالية: الانجراف المائي للتربة، شروخ الانكماش، أثر المقاييس، عمليات الانجراف، تتبع مصادر الرواسب، ميداس، حوض تصريفي طيني متوسطي

Abstract

This study allowed a better understanding of the spatial and temporal variability of processes and factors affecting water and sediments delivery in a Mediterranean vertic catchment using an original device combining 4 hydrological stations within the Kamech catchment (Tunisia). The experimental data analysis and a sediment fingerprinting technique allowed i) quantifying the significant role of topsoil cracks on the seasonal dynamics of runoff and sediment yields, ii) explaining the changes in runoff, sediment yields as well as the apportionment of the main erosive processes observed between the different considered scales. First proposals for modeling runoff on vertic soils have been formulated.

Key words: Water erosion, Runoff, Cracks, Scales effect, Erosive processes, Sediment fingerprinting, MHYDAS, Mediterranean marly basin, ORE OMERE