HAL
open science

Modélisation des propriétés de rétention en eau des sols caillouteux : application à l'estimation spatialisée de la réserve utile

Marion Tetegan

▶ **To cite this version:**

Marion Tetegan. Modélisation des propriétés de rétention en eau des sols caillouteux : application à l'estimation spatialisée de la réserve utile. Sciences agricoles. Université d'Orléans, 2011. Français. NNT : 2011ORLE2025 . tel-00667737

HAL Id: tel-00667737

https://theses.hal.science/tel-00667737

Submitted on 8 Feb 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Institut National de la Recherche Agronomique
Unité de Science du Sol, centre d'Orléans

THÈSE

présentée par :

Marion TETEGAN

Soutenue le : **4 Octobre 2011**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**
Discipline : Science du sol

Modélisation des propriétés de rétention en eau des sols caillouteux
Application à l'estimation spatialisée de la réserve utile

THÈSE dirigée par :

Isabelle COUSIN	Chargée de recherche, INRA Orléans

RAPPORTEURS :

Yves COQUET	Professeur, Centre AgroParisTech de Paris / Grignon
Bas VAN WESEMAEL	Professeur, Université Catholique de Louvain, Belgique

---

JURY:

Denis BAIZE	Directeur de recherche, INRA Orléans	
Alain BOUTHIER	Ingénieur, ARVALIS, St Pierre d'Amilly	
Ary BRUAND	Professeur, Université d'Orléans	Président de jury
Laurent CANER	Maitre de Conférences, Université de Poitiers	
Yves COQUET	Professeur, Centre AgroParisTech de Paris / Grignon	
Isabelle COUSIN	Chargée de recherche, INRA Orléans	
Claude DOUSSAN	Chargé de recherche, INRA Avignon	
Bas VAN WESEMAEL	Professeur, Université Catholique de Louvain, Belgique	

Modélisation des propriétés de rétention en eau des sols caillouteux

Application à l'estimation spatialisée de la réserve utile

Marion Tétégan

Thèse de doctorat – Science du sol
2011

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS
INRA ALIMENTATION AGRICULTURE ENVIRONNEMENT
ARVALIS Institut du végétal

Avant-propos

Ce travail de recherche a été réalisé dans le cadre d'une thèse CIFRE en collaboration avec Arvalis - Institut du Végétal. Cette thèse a été accueillie par l'Unité de Science du Sol du centre de recherches de l'Institut National de la Recherche Agronomique d'Orléans. Ce travail a été encadré par Isabelle Cousin, chargée de recherche dans le laboratoire d'accueil.

Remerciements

Ce manuscrit signe la fin de ma thèse. La fin… … … … … … par définition, c'est ce qui termine une chose, ce qui en est l'aboutissement. Pour moi, aujourd'hui, la fin de la thèse se conjugue au pluriel et non au singulier. Et cela c'est bien grâce à vous, famille, amis et collègues. Cette fin-là, c'est aussi je l'espère, la promesse de nouveaux départs dans la compréhension des sols caillouteux.

Aux membres du jury,

En premier lieu, Je voudrais remercier les membres du jury d'une part, pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse, et d'autre part pour la discussion scientifique qui a suivi ma présentation orale. Cette discussion m'a permis d'apporter les éléments nécessaires à la réalisation finale de ce manuscrit. Merci à Yves Coquet et à Bas Van Wesemael pour avoir jugé mon travail en tant que rapporteurs. Merci à Denis Baize, Laurent Caner, Claude Doussan en leur qualité d'examinateurs. Et merci à Ary Bruand qui a accepté d'être le président de jury. Je profite ici pour te remercier Ary, pour m'avoir fait découvrir le monde de la pédologie un peu éloigné de ma discipline de formation qu'est la géologie.

À mes collègues et amis,

Je tiens à vous dire merci pour le soutien que vous m'avez apporté durant ces trois années de thèse. Ce travail de recherche présenté dans ce manuscrit est l'aboutissement d'un projet qui a pu être mené à terme grâce à vous.

Tout d'abord merci à Isabelle Cousin qui m'a, non seulement encadré, mais a surtout aiguillé mes premiers pas dans la recherche, et ce depuis 2005 lors de mon passage à l'INRA d'Orléans en licence. Isabelle je te remercie de m'avoir fait confiance en me proposant ce projet de thèse. J'ai beaucoup appris à tes cotés…Merci !

La réalisation de cette thèse a été guidée par plusieurs réunions de comités de pilotage, lieux d'échanges scientifiques et de discussion sur mon travail. Ces réunions m'ont toujours été pertinentes. Et de ce fait, ma reconnaissance va à Bernard Nicoullaud, Denis Baize, Hocine Bourennane, Alain Bouthier, Caroline Desbourdes et Nathalie Schnebelen qui m'ont suivi et ont su m'orienter tout au long de mes démarches scientifiques. Merci pour leur présence, leur disponibilité et leurs conseils.

Je remercie Arvalis – Institut du Végétal pour avoir financé ce travail. Plus particulièrement, merci à Alain Bouthier et Caroline Desbourdes pour leur soutien scientifique, leur disponibilité et leur implication dans ce contrat CIFRE. Aux agents d'Arvalis, merci de m'avoir intégré dans leur grande famille, principalement lors des culturales de Boigneville.

À l'Unité Science du Sol de l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), merci pour la proposition de ce sujet de thèse. Merci à Guy Richard qui m'a accueilli et intégré dans son unité de recherche en 2008 pour réaliser cette thèse alors qu'il était directeur de l'Unité Science du Sol. Grâce à son soutien, j'ai pu à la fois effectuer les expérimentations nécessaires à la bonne réalisation de ma thèse et présenter mes travaux de recherche à la communauté scientifique nationale et internationale lors de colloques. Je remercie aussi Catherine Henault, l'actuelle directrice de l'Unité Science du Sol qui m'a encouragé dans mon travail.

Pour la réalisation des expérimentations, je tiens à remercier le super et compétent staff technique qui m'a été d'une aide précieuse lors des prélèvements sur le terrain et pour les expérimentations en laboratoire. Passer des heures – parfois dans le froid – à ramasser des cailloux un à un, à creuser des trous pour prélever

jusqu'à une tonne d'échantillons de sol, à faire des tamisages à sec ou à l'eau, à brosser des cailloux, … c'est sûr, je n'aurai pas pu le faire toute seule ! Plus précisément, merci à Hervé Gaillard et David Colosse pour leur aide sur la caractérisation des éléments grossiers ; merci à Pierre Courtemanche pour la conception des outils de prélèvements ; merci à Olivier Josière pour son aide en minéralogie et en porosimétrie à mercure ; merci à Christian Le Lay pour la réalisation des lames minces pour les observations en microscopie ; merci à Alexandre Roy pour son aide en tamisage. Je remercie aussi : Catherine Pasquier pour son soutien technique et scientifique pour l'estimation de la pierrosité par mesures électriques ; et Adeline Besnault dans le cadre des estimations de proportion de résidus insolubles des carbonates. Sincèrement, un grand merci pour leur bonne humeur, leur soutien, leur disponibilité, leurs conseils et leurs services.

Pour les multiples échanges techniques et scientifiques – parfois improvisés à la dernière minute – merci à Denis Baize, Nathalie Korboulewsky, Anatja Samouëlian, Frédéric Darboux et Agnès Grossel. À Franck Rogeon et Karine Robineaud, merci pour leur aide en recherche bibliographique. Merci aux PRI Alain Couturier, David Colosse, Bernard Renaux, Gérald Yart et Birama Sall pour m'avoir dépanné maintes fois lors de soucis informatiques ; et à Sacha Desbourdes pour sa disponibilité en reprographie.

Bon nombre de démarches administratives m'a été limpide grâce à Magalie Marolleau, Marie Pierre Poussineau & Monique Soler de l'INRA et Sylvie Bienvenue d'Arvalis. Merci les filles !

Merci également à mes autres collègues de la « carto » : Guillaume Giot, Joël Daroussin, Odile Duval, Lionel Cottenot de l'Unité Science du sol et tous les membres de l'Unité Infosol. Un merci spécial à Anne Richer De Forges pour son soutien scientifique principalement dans le cadre du troisième chapitre de la thèse.

Un clin d'œil spécial à : Eugénie, Guy-Hervé, Nelly, David, Arlène, Nicolas, Marlène, Estelle & Hugues, Bibou & Caro, Apha, Marie Poppins, Laurence, Maud, Baptiste, Antoine, Hao, Joao & Jacqueline, Sung Won, Jiangxin. Merci pour ces amitiés partagées, merci pour les longues discussions, merci pour les fous rires, merci pour les repas conviviaux, merci pour votre soutien dans les moments heureux et difficiles tant personnels que professionnels.

Merci à tous, chers collègues de la « carto », pour cette convivialité que l'on ressent dans ce bâtiment. D'ailleurs le « déjeuner sur l'herbe » en est un excellent exemple. Vraiment, je garde de bons souvenirs de mon passage à la « carto » de l'INRA d'Orléans. Merci … merci … merci …

Je remercie également l'Association Française pour l'Étude des Sols pour m'avoir attribué une bourse Demolon, qui m'a permis de financer mon voyage et mon inscription au colloque European Geosciences Union - General Assembly 2010 où j'ai présenté mes travaux à Vienne en Autriche.

À mes proches,

Gaëtan, Lucie, Cé Guinto, Yves, Ketsia & les familles Bernard, Boutry et Mensah

Il me serait difficile de résumer en quelques lignes ma reconnaissance. Alors, je vous dis tout simplement un grand MERCI !!!

Le risque majeur dans cette partie de remerciements est d'omettre certaines personnes. Pour ceux que j'aurais oublié de citer, sachez que cet oubli n'apparait que sur ces quelques lignes ci-dessus.

Je vous souhaite maintenant une bonne lecture.

“Le sol contient en partie celle que l’on dit être la source de la vie : l’eau.
Grande sera ma satisfaction d’apporter ici quelques solutions pour la préservation de ce bien si précieux.”

Marion Tétégan

“Une connaissance générale est presque fatalement une connaissance vague”, mais “la science ne connaît qu'une loi: la contribution scientifique”.

Gaston Bachelard - 1938- La Formation de l'esprit scientifique.
Bertolt Brecht - 1938 - La Vie de Galilée.

Introduction générale

Chapitre I
Les éléments grossiers :
caractéristiques et influence
sur les propriétés de rétention en eau
des sols caillouteux

Chapitre II
Comment évaluer la pierrosité d'un sol
caillouteux ?

Chapitre III
Estimation spatialisée de la réserve utile et
du déficit hydrique des sols caillouteux

Conclusion générale et perspectives

Références bibliographiques

Annexes

Liste des figures
Liste des tableaux
Table des matières

Introduction générale

Le sol constitue les premiers centimètres de la lithosphère. Il résulte de l'altération des couches supérieures de la croûte terrestre constituée de diverses formations rocheuses, appelées « formations superficielles ». L'altération de ces formations, longue de plusieurs centaines de milliers d'années (Bourgeat et Ratsimbazafy, 1975 ; Guillet, 1987 ; Pias, 1972), s'effectue sous l'action de la biosphère, de l'atmosphère, de l'hydrosphère et des processus qui s'y manifestent. Sous l'influence combinée de ces facteurs, le sol est un milieu qui évolue au cours du temps et qui se structure en diverses couches sub-horizontales aux caractéristiques distinctes, appelées « horizons » (Boulaine, 1982 ; Wagenet, 1998). Dans certains cas, les horizons de sols sont eux-mêmes constitués de plusieurs éléments appelés volumes élémentaires pédologiques (VEP), définis

par la nature et l'organisation des particules qui les constituent. On parle alors d'horizons hétérogènes. Ce type d'horizons peut être formé par exemple :

- d'horizons présentant des « glosses », où alternent des VEP argileux plutôt denses, et des zones limoneuses dégradées plus poreuses (Curmi et al., 2000 ; Lamouroux et al., 1992).
- d'horizons travaillés - en surface du sol - qui contiennent des mottes plus ou moins compactées enrobées de terre fine (Richard et al., 2001 ; Alletto, 2007).
- et enfin d'horizons caillouteux composés en proportions variables d'une « phase fine » composée exclusivement de terre fine et d'une « phase caillouteuse » plus grossière (Chamayou et Legros, 1989; Buchter et al., 1994). La phase fine est constituée de particules de diamètre inférieur à 2mm (argiles, limons et sables). La phase caillouteuse se compose d'éléments grossiers de diamètres variés : les graviers (2 < diamètre de particule < 20 mm), les cailloux (20 < diamètre de particule < 50 mm), les pierres (50 < diamètre de particule < 200 mm) et les blocs (diamètre de particule < 200 mm). Ces éléments grossiers résultent d'une fragmentation de la roche mère sous-jacente. Ils peuvent ainsi être regroupés par types de roche (sédimentaire, métamorphique, plutonique) eux-mêmes subdivisées en plusieurs classes lithologiques définies par les compositions minéralogique et chimique des fragments de roche.

D'après les définitions de la FAO (2006) et du Soil Survey Staff (2010), les sols caillouteux sont des sols contenant plus de 35% ou 40% en volume d'éléments grossiers. Ces sols couvrent environ 30% de la surface du sol de l'Europe occidentale, et jusqu'à 60% dans les régions méditerranéennes (Poesen et Lavee, 1994). Les zones de grandes cultures ne sont pas exemptes de ce type de sols qui sont au cœur de nombreux écosystèmes, naturels et cultivés. La large répartition géographique de ce type de sol suscite l'intérêt sur son fonctionnement, mais la caractérisation des sols caillouteux est délicate. Outre le fait qu'ils sont plus contraignants pour la production agricole car les opérations culturales telles que le labour, l'irrigation, les semailles et les récoltes y sont plus délicates, les sols caillouteux sont souvent des sols peu épais ; ils contribuent ainsi de façon significative à la recharge des nappes mais sont a priori très sensibles au lessivage hivernal du nitrate et des produits phytosanitaires. Ainsi leur fonctionnement hydrodynamique modifie probablement la régulation des flux d'eau, la pollution des nappes souterraines et la dégradation des pesticides, mais influe également sur le stockage du carbone, les émissions de gaz à effet de serre par les sols, et la productivité agricole.

Quelques études dispersées ont démontré que la phase caillouteuse avait une influence non négligeable sur les propriétés du sol (Gras, 1994). Les effets de la phase caillouteuse sur le sol varient en fonction de plusieurs paramètres: la nature des éléments grossiers (type de roche et classe

lithologique), leur forme (anguleuse, aplatie ou émoussée), leur niveau d'altération (intact ou plus ou moins friable) et leur emplacement dans le sol (en surface, au sein de l'horizon de surface ou sein des horizons profonds) (Poesen et al., 1990; Poesen et Lavee, 1994). Ainsi, en fonction de ces paramètres, ils peuvent modifier :

- les caractéristiques structurales telles que la masse volumique apparente et la porosité du sol. On note dans la littérature des résultats contradictoires concernant la masse volumique apparente (Da) du sol. Russo (1983) a observé une Da de 1,2 g.cm-3 pour des sols dont la proportion massique variait entre 56 et 70%. A l'inverse, les sols étudiés par Mehuys et al. (1973) avaient des Da plus élevées (de 1,5 à 1,7 g.cm-3) pour des proportions massiques plus faibles (27 à 33%). Ravina et Magier (1984) ont également montré que la macroporosité (vides de 20 à 150 µm de diamètre) des sols pouvait croître avec la proportion volumique de la phase caillouteuse et que, en conséquence, les éléments grossiers localisés dans les horizons profonds pouvaient protéger le sol de la compaction.
- les propriétés thermiques du sol telles que la conductivité thermique[1] et la chaleur spécifique[2]. La capacité thermique, dont dépend la chaleur spécifique, étant une grandeur extensive, Saini et Mc Lean (1967) ont montré expérimentalement que l'augmentation de la température du sol était d'autant plus élevée que la proportion en éléments grossiers était importante. De même, Flint et Childs (1987), ont démontré que la chaleur spécifique du sol augmentait avec la proportion volumique d'éléments grossiers dans l'horizon, quelle que soit l'humidité de la terre fine. Lors d'expérimentations en laboratoire, Ghuman et Lal (1981) ont remarqué que, pour des sols d'humidité inférieure à 8%, la conductivité thermique d'un sol caillouteux était supérieure à celle d'un sol limoneux. Ils ont aussi noté que la présence de cailloux non poreux pouvait diminuer la conductivité thermique d'un sol caillouteux. Enfin, Hall (1947), Lutz et Chandler (1946), Pearson et Marsh (1935) ont observé sur le terrain que la présence d'éléments grossiers dans un sol augmentait la température de celui-ci en été.
- les processus hydrodynamiques du sol tels que:
    - le ruissellement et l'érosion (Ingelmo et al., 1994; Ritchie et al., 2005; Yair et Klein, 1973). Les études de Valentin (1994) ont montré qu'une bonne couverture d'éléments grossiers à la surface du sol pouvait limiter la dégradation physique des sols par les gouttes de pluie.
    - l'infiltration (Corey et Kemper, 1968; Grant et Struchtemeyer, 1959). Brakensiek et Rawls (1994) ont montré que le taux d'infiltration ne dépendait pas uniquement du couple « durée – intensité » de la pluie, mais qu'il résultait

[1] La conductivité thermique représente la quantité de chaleur transférée par unité de surface et par une unité de temps sous un gradient de température d'un degré kelvin par mètre.

[2] La chaleur spécifique correspond à la capacité thermique rapportée à la masse du corps étudié et la capacité thermique est l'énergie qu'il faut apporter à un corps pour augmenter sa température d'un degré Kelvin.

aussi de la micro topographie des éléments grossiers et du taux de couverture de ceux-ci à la surface du sol.

- le taux d'évaporation de surface : selon Van Wesemael et al., 1996, lorsque le sol est en condition humide, le taux d'évaporation est d'autant plus faible que la proportion volumique des éléments grossiers est élevée. Par contre, sur un sol sec, quand il pleut, la terre fine s'humidifie, et le taux d'évaporation est positivement corrélé à la proportion volumique d'éléments grossiers dans le sol. Cette dernière observation peut probablement s'expliquer par la façon dont la terre fine et les éléments grossiers sont disposés les uns par rapport aux autres dans le sol.

- La capacité de rétention d'eau des sols : Poesen et Bunte (1996) ont observé que, dans les régions sèches, les éléments grossiers permettaient une réduction de l'intensité des processus de désertification. A l'inverse dans les zones humides, ils provoquaient une diminution de la capacité de rétention d'eau des sols. Néanmoins, dans la littérature, il existe peu d'études qui montrent que les éléments grossiers contiennent de l'eau. Les analyses de Vachier et al. (1979) sur la craie ont montré que sa porosité permettait de retenir de l'eau et pouvaient donc une humidité utile très élevée, tandis que Gras et Monnier (1963) ont montré que celle des silex était très faible, proche de zéro. Leurs études sur les sols caillouteux sableux de la vallée du Rhône (contenant 23 à 75% volumique d'éléments grossiers) ont montré que des éléments grossiers participaient de 20 à 51% à l'humidité utile de ces sols. Les éléments grossiers peuvent ainsi modifier la capacité de stockage de l'eau du sol et ainsi participer pour une part non négligeable à l'eau d'approvisionnement des cultures (Coile, 1953; Danalatos et al., 1995; Hanson et Blevins, 1979), jusqu'à une proportion d'un quart (Fies et al., 2002). D'ailleurs, Gras (1994) a montré que, d'une part, l'eau contenue dans la porosité des éléments grossiers pouvait être transférée à la terre fine et a observé que, d'autre part, les racines de certains végétaux poussaient préférentiellement au contact des éléments grossiers. Selon Childs et Flint (1990), la quantité d'eau disponible pour la plante peut varier selon la nature des éléments grossiers mais également en fonction de leur position dans le sol : une étude réalisée par Clothier et al. (1977) sur un sol présentant une couche d'éléments grossiers à 90 cm de profondeur a montré que la présence d'une couche caillouteuse dans le sol pouvait accroître le stockage de l'eau du sol à la capacité au champ. Dans le même ordre d'idées, Poesen et Lavee (1994) ont discuté de la taille des éléments grossiers sur leurs capacités de stockage ; ils expliquent que les éléments grossiers de petits diamètres, a priori plus altérés que ceux de plus grands diamètres, seraient susceptibles d'absorber plus d'eau par unité de poids.

Malgré ces études, la connaissance des propriétés hydrodynamiques des sols caillouteux reste à être précisée. La phase caillouteuse est souvent négligée lorsque les propriétés de ces sols doivent être caractérisées. En effet, la phase caillouteuse a longtemps été considérée inerte (Berger, 1976; Gras, 1994), c'est à dire incapable de contenir de l'eau. Ainsi, la seule phase du sol à être analysée était souvent la phase fine (particules de diamètre inférieur à 2 mm), tandis que la phase caillouteuse était éliminée par tamisage avant toute analyse. Parfois, le volume de la phase caillouteuse était pris en compte, mais ces approches analytiques couramment utilisées, conduisent à un biais dans les résultats sur la caractérisation des sols caillouteux. Ugolini et al. (1998), en contexte viticole, a montré que sans tenir compte de la phase caillouteuse, les propriétés de sols caillouteux pouvaient être mal évaluées. Plus récemment, Coutadeur et al. (2000) et Cousin et al. (2003) ont montré que les estimations de la teneur en eau disponible des sols de la Petite Beauce, en région Centre en France, pourraient être surestimées jusqu'à 39% ou sous-estimées jusqu'à 34% en fonction de la prise en compte ou non des éléments grossiers dans le calcul des propriétés du sol.

Au service des agriculteurs et des décideurs, la recherche agronomique vise, entre autres, à une meilleure gestion des ressources « eau » et « sols », non renouvelables et fragiles, au cœur des préoccupations de la communauté européenne (Directive européenne 2000/60/CE). Devant le déficit de connaissances sur les sols caillouteux, en termes de réserve hydrique, production végétale et protection de l'environnement, l'objectif du présent travail est de mieux comprendre les propriétés hydrodynamiques des sols caillouteux. Ce travail s'est donc articulé en trois parties constituant les chapitres de cet ouvrage :

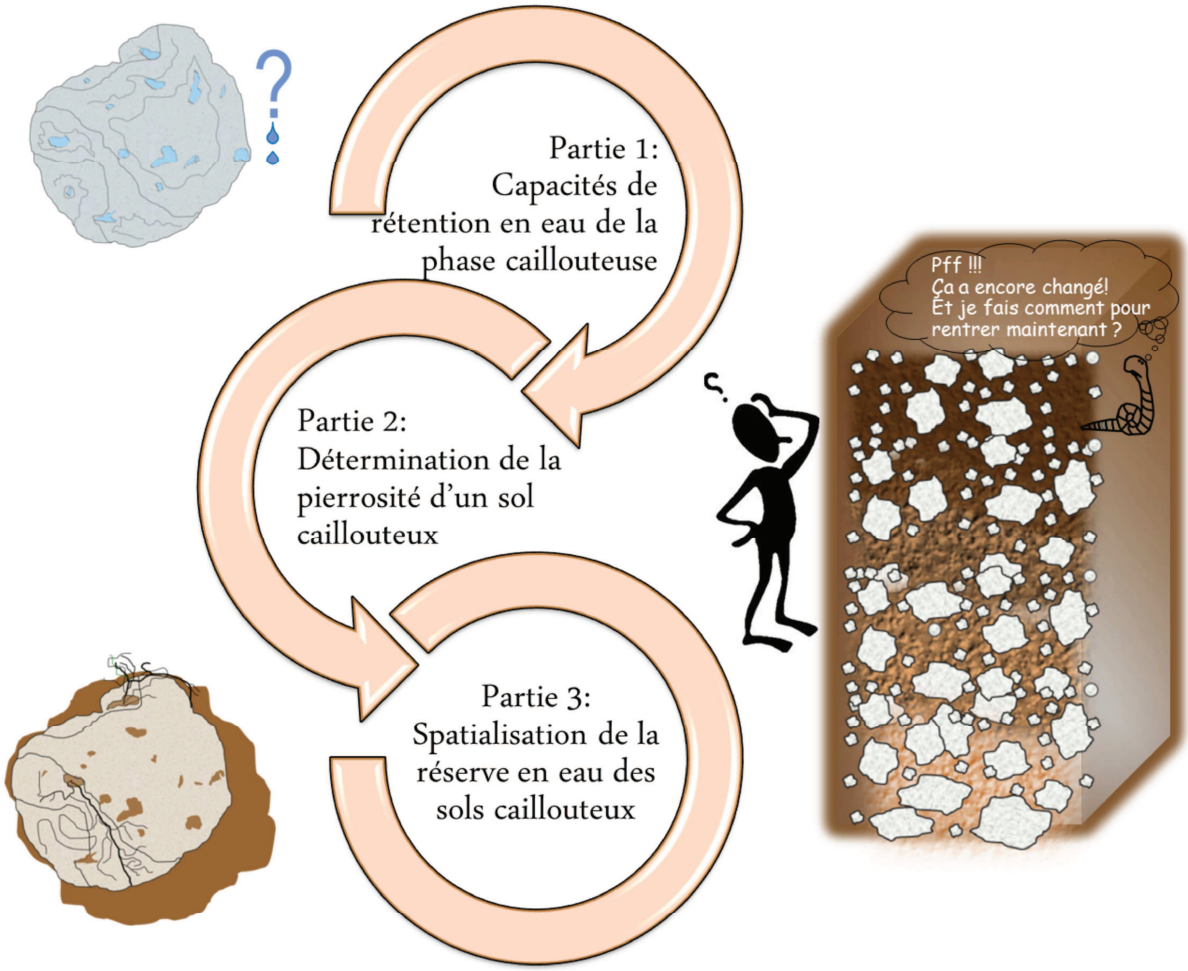
(1) Tout d'abord, nous avons caractérisé les propriétés physiques et hydriques d'éléments grossiers provenant de diverses régions de France. Notre intérêt s'est porté exclusivement sur les milieux sédimentaires car ils couvrent 57% de la surface de la France dont la majorité sert de zone d'agriculture intensive. En utilisant les mesures réalisées en laboratoire, nous avons proposé des méthodes simples et robustes d'estimation de l'humidité utile d'éléments grossiers d'origine sédimentaire ; et nous avons proposé des fonctions de pédotransfert permettant l'estimation de la réserve utile des sols caillouteux.

(2) Pour pouvoir caractériser un sol caillouteux, il est primordial de connaître la proportion volumique de chacune des phases qui le constitue. Estimer la pierrosité d'un sol entraîne souvent des démarches longues et fastidieuses à la fois au champ et en laboratoire. Nous avons donc proposé une nouvelle méthode d'estimation de la pierrosité utilisant un outil de géophysique : la résistivité électrique. Cette méthode a été testée sur une zone agricole à

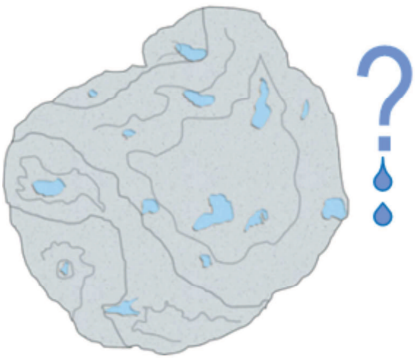
pierrosités variables située en Petite Beauce. Pour les sols de cette zone d'étude, les pierrosités aux échelles de l'horizon, d'un profil de sol et d'une parcelle ont été évaluées.

(3) Connaissant, les proportions des phases fine et caillouteuse du sol, et connaissant les propriétés hydriques de chacune de ces phases, nous avons pu estimer les propriétés hydriques équivalentes d'horizons de sols caillouteux. Nous avons utilisé ces propriétés pour le calcul de la réserve utile de sols d'une petite région agricole en Région Centre. De nouvelles cartes de la réserve utile en eau des sols de cette zone ont été proposées. Un modèle de bilan hydrique nous a également permis d'évaluer les déficits hydriques de ces sols.

A l'issue de ces trois chapitres, une conclusion générale permet de présenter une synthèse de l'ensemble des travaux obtenus lors de cette étude.


Partie 1:
Capacités de rétention en eau de la phase caillouteuse
Partie 2:
Détermination de la pierrosité d'un sol caillouteux
Partie 3:
Spatialisation de la réserve en eau des sols caillouteux
Pff !!!
Ça a encore changé!
Et je fais comment pour rentrer maintenant ?

Les éléments grossiers: caractéristiques et influence sur les propriétés de rétention en eau des sols caillouteux



Ce chapitre concerne la caractérisation de la phase caillouteuse du sol. Un avant-propos informe sur le choix de la typologie des éléments grossiers analysés. Ensuite, le volet A présente les résultats des mesures des propriétés hydriques des éléments grossiers. Des fonctions de pédotransfert sont proposées pour un calcul de l'humidité utile des éléments grossiers. Enfin, le volet B donne des résultats complémentaires sur la caractérisation des éléments grossiers, permettant de proposer des pistes pour expliquer le déterminisme des fonctions de pédotransfert proposées dans le volet A.

Le volet A de ce chapitre est rédigé sous la forme d'un article scientifique*, accepté en juillet 2011 par la revue Geoderma.

*The contribution of rock fragments to the available water content of stony soils: proposition of new pedotransfer functions

M. Tetegan [a, b], B. Nicoullaud [a], D. Baize [a], A. Bouthier [b], I. Cousin [a]

[a] Institut National de la Recherche Agronomique, UR 0272 Science du Sol, 2163 Avenue de la Pomme de Pin, CS 40001 Ardon 45075 Orléans Cedex 2 – France
[b] ARVALIS – Institut du Végétal, Domaine expérimental du Magneraud 17700 Saint Pierre d'Amilly – France

Préambule

Cette étude a concerné plus spécifiquement des cailloux originaires de roches sédimentaires. Ce choix a été motivé à la fois par la large répartition des roches sédimentaires en France – plus de 50% de la surface du territoire – (Dercourt, 2002), et par l'utilisation agricole des sols se développant à partir de ce type de roche. En effet, une proportion non négligeable (53,3%) de la surface agricole utile est cultivée en grandes cultures principalement céréalières et viticoles (Bimagri, 2010). Ces deux types de culture représentent 60 % de la production végétale française, et plus de 50% de ces cultures sont effectuées sur des sols caillouteux (Agreste, 2011). Ainsi, plusieurs parcelles de sols caillouteux ont été sélectionnées, préférentiellement en zones de grandes cultures (Régions Centre et Poitou-Charentes), où les risques de contamination des nappes sont très élevés. Au total 1600 cailloux ont été échantillonnés sur 17 départements. Les éléments grossiers étudiés sont des matériaux mono minéraux appartenant aux classes lithologiques suivantes : calcaires, craies, silex, chailles et gaizes.

Volet A

The contribution of rock fragments to the available water content of stony soils: proposition of new pedotransfer functions

1 Introduction

Stony soils are soils containing over 35% or 40% in volume of soil particles larger than 2 mm: the rock fragments (FAO, 2006; Soil Survey Staff, 2010). These soils are composed of several fractions (Corti et al., 1998): fine earth (particle diameter < 2 mm), gravels (2 < particle diameter < 20 mm), pebbles (20 < particle diameter < 50 mm), stones (50 < particle diameter < 200 mm) and blocks (particle diameter > 200 mm). The stony soils, often shallow, cover about 30% of areas of Western Europe, and up to 60% in Mediterranean areas (Poesen and Lavee, 1994). The wide distribution of this type of soil generates interest in its functioning, but the characterization of stony soils remains difficult. Since the founding works of Berger (1976), Coile (1953) and Gras (1994), the rock fragments, that we define here as the "stony phase", are usually recognised as non-inert and are taken into account when some physical or chemical properties of these soils are characterised.

As far as the hydraulic functioning of soil is concerned, the rock fragments may influence the water storage (Cousin et al., 2003; Ugolini et al., 1998), the infiltration rate (Brakensiek and Rawls, 1994; Corey and Kemper, 1968; Grant and Struchtemeyer, 1959) and the surface evaporation regime (Groenevelt et al., 1989; Jury and Bellantuoni, 1976; Kemper et al., 1994; Koon et al., 1970; Poesen and Lavee, 1994).

According to Beatens et al. (2009), the water content of a soil horizon usually decreases when the rock fragments content increases (Baetens et al., 2009; Cousin et al., 2003; Poesen and Bunte, 1996), but the horizon water content depends on i) the nature of the rock fragments, ii) their position in the soil (Childs and Flint, 1990) and their degree of weathering: Poesen and Lavee (1994) demonstrated that rock fragments water content may vary according to their weathering, the smallest rock fragments - supposed to be the most altered - being able to absorb a higher quantity of water. In some cases, rock fragments can contribute to a proportion of a quarter of the total available water content (Fies et al., 2002).

The presence of rock fragments usually results in a decrease in the infiltration rate (Childs and Flint, 1990; Ma et al., 2010; Ma and Shao, 2008) since they reduce the surface available for the flow transport in the soil. Nevertheless, rock fragments can also increase the infiltration rate (Ravina and Magier, 1984), by the creation of preferential pathways at the fine earth-stone interface (Urbanek and Shakesby, 2009; Zhou et al., 2009), the latter being active only at high water contents (Verbist et al., 2009). The evaporation rate decreases as the amount of rock fragment increases if soils are in wet conditions. On the contrary, on a dry soil, the fine earth becomes wet first when it rains, and the rate of evaporation is positively correlated with the content of rock fragments (Coutadeur et al., 2000; Van Wesemael et al., 1996).

All the studies cited above describe the evolution of the soil hydric functioning when the soil comprises some rock fragments. Other recent works have demonstrated the role of rock fragments on the soil hydric properties, both the water retention curve and the saturated and unsaturated hydraulic conductivity, by numerical simulations (Ma and Shao, 2008) or experiments. The evolution of the hydraulic conductivity in the presence of rock fragments has been discussed from in situ experiments: Verbist et al., (2009) showed that the unsaturated hydraulic conductivity could decrease in soils with rock fragments whereas the saturated hydraulic conductivity increased. The latter was confirmed by laboratory experiments on remoulded samples (Ma et al., 2010; Urbanek and Shakesby, 2009; Zhou et al., 2009). Baetens et al. (2009) have demonstrated the decrease of water content at a given water potential by in situ infiltrometer experiments and laboratory measurements of the water retention curve on large undisturbed samples. Nevertheless, as far as the water retention curve is concerned, the

determination of the water content at a given potential on a heterogeneous soil can be calculated by independent measurements on each phase, i.e., for stony soils, by independent measurements of the water content of the fine earth and of the rock fragments. In this paper, we will develop this approach: we will first characterise some physical properties, and especially the gravimetric water content, of rock fragments sampled in soils from different regions of France. These data will be used to propose some pedotransfer functions to estimate the available water content of rock fragments in stony soils. These functions will then allow us to calculate the available water content of a theoretical stony soil profile.

2 Materials and methods

2.1 Sampling and characterisation of samples

The rock fragments were sampled in soils developed over sedimentary rocks, on different locations, mainly in the central part of France (Fig 1.1). They were of the following lithologies: gaize, chalk, chert, flint, and limestone. Gaize is a non-common siliceous rock of sedimentary origin, fine grained and porous. This rock is mainly observed in France and in Belgium (Foucault and Raoult, 2001; Michel et al., 2004). These major lithological classes were divided into sub-classes described in Table 1.1. These five lithologies were chosen because they are well represented in French agricultural regions. Limestone was divided into four subclasses and flint was divided into two groups, according to their degree of weathering.

For practical reasons due to sampling, only the “pebble” fraction (20 mm < rock fragment diameter <to 50 mm) and the “gravel” fraction (4 mm < rock fragment diameter <to 20 mm) were analysed. Pebbles and gravels were sampled randomly by hand, mainly in the Ap horizon (0 - 30 cm), and 30% of pebbles were taken in the lower horizons. Thus, 1594 pebbles, collected from 114 soil horizons from different geological origins were analysed, as well as 270 gravels, collected in soil horizons containing flint or limestone. Most of the samples were collected when the soil was at field capacity. To reduce water loss by evaporation, the samples were kept in plastic bags sealed with a rubber band, and stored at 4°C until analyses. Just before experiments, the rock fragments were carefully and gently brushed to remove them of their fine earth coatings.

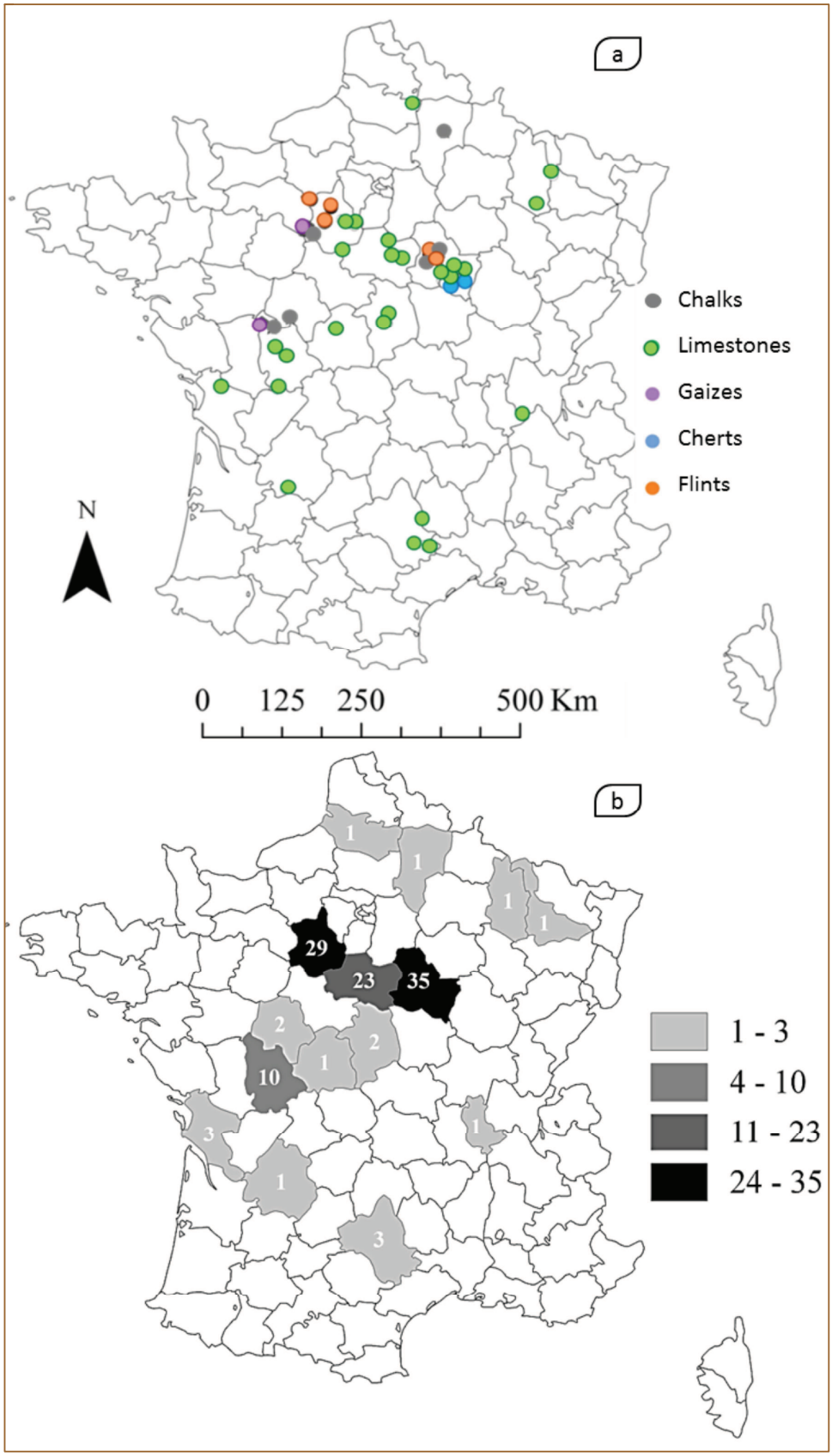


Figure 1. 1: Location of sampling sites: a) lithological classes of the studied rock fragments, b) number of horizons sampled per French administration regions

Localisation des sites d'échantillonnage: a) classes lithologiques des éléments grossiers étudiés, b) nombre d'horizons échantillonnés par département français.

Table 1. 1: Brief presentation of lithological classes and sub-classes of rock fragments, with additional informations about geology, soils, and sampling sites.
Tableau 1.1 : Brève présentation des classes lithologiques et sous-classes d'éléments grossiers, avec des informations sur la géologie, les sols et les sites d'échantillonnage. Les cases grisées correspondent à des classes lithologiques non calcaires.

Major lithological classes	Lithological sub-classes	Number of sites	Number of rock fragments	Non calcareous residues in rock fragments	Stratigraphy	Soils or Parent material	French Natural regions
Chalks	pure	9	180	1 to 6 %	Turonian, Senonian	Chalky soils	Champagne, Jovinien
	clayey	3	36	13 to 30 %	Cenomanian	Shallow clayey soils	Jovinien
Limestones	pure and hard	32	769	< 4 %	Middle and Upper Jurassic, Miocene	Diverse calcareous soils, more or less deep	Lower Burgundy, Beauce, Berry, Poitou, Charentes, Causses
	chalky	6	90	n.d.	Lower Kimmeridgian	Calcareous silty slope deposits	Lower Burgundy
	oolitic	1	15	n.d.	Bathonian	Calcareous sandy slope deposits	
	marly	4	120	5 to 15 %	Lower Oxfordian	Shallow calcareous soils	
Gaizes		8	128		Turonian, Cenomanian	Clayey and silty soils	Perche, Loudunais
Cherts		3	54		Callovian	Acidic deep soils developed in "clay with cherts"	Lower Burgundy
Flints	"flint 1"	3	178		Turonian	Chalky soils	Jovinien
		1			Miocene	Soils developed in "clay with flints"	Thymerais, Jovinien
		4			Pleistocene	Silty deposits with flints	
	"flint 2"	2	24		Eocene	Clayey-stony detrital deposits	

2.2 Characterisation of the structural properties of the rock fragments

The physical properties of each pebble were characterized by measurements of dry bulk density, solid density, and by calculation of the void ratio of the sample. For measurements of bulk density and solid density, the experiments were performed on sets of 12 pebbles by horizon. Tests were conducted on measurements of 30 samples, 15 samples and 12 samples. For these three sets of samples, we obtained the same mean and median values. We then concluded that "12" was the minimum number of samples to be analyzed to estimate the rock fragments physical properties within a soil horizon. The dry bulk density, d (g.cm^{-3}), was determined by the Archimedes' displacement method using kerosene (Monnier et al., 1973) and the solid density, D (g.cm^{-3}), by a gas pycnometer (Micromeritics Accupyc 1340).

2.3 Characterisation of the hydric properties of the rock fragments

When the pebbles were collected at field capacity, we determined the gravimetric water content (W in g/100g) at field capacity (W_{fc}). Whatever their water content at sampling, the pebbles were first saturated by capillarity during seven days and we determined the water content at saturation (W_{sat}). We also determined the gravimetric water content after the pebbles were equilibrated at -100 hPa (W_{-100}) and -15840 hPa (W_{-15840} = *water content at wilting point*). These gravimetric water contents (W_{-100} and W_{-15840}) were measured on a pressure membrane or plate apparatus (Klute, 1986). After saturation by capillarity, the pebbles were placed on a paste of saturated kaolinite (< 2 µm) to obtain a sufficient hydraulic continuity between them and the pressure membrane or pressure plate. After one week of equilibrium in pressure cells, the gravimetric water content was measured (Bruand et al., 1996). The available water content of each pebble was calculated by using the difference between the water content at field capacity and the water content at wilting point.

2.4 Statistical analysis

Relationships between the measured parameters (D, d, W_{fc}, W_{sat}, W_{-100}, W_{-15840}) were established by linear regression models. To discuss the goodness of fit and validity of the relationships, we randomly selected 5%, 10% and 20% of the data of our database. The linear relationships were established on the remaining dataset and these samples were used for validation. The coefficients of determination obtained on the three sets of validation were compared with those obtained on the set of calibration to check the stability of the relationships.

For the relationships linking W_{-100} and d, the relationship linking W_{-15840} and W_{-100}, and the relationships linking W_{-15840} and d, two types of equations were calculated: a general one where all the major lithologies of rock fragments were taken into account, and other specific ones for each major lithologies of rock fragments. The general and the specific relationships were compared by a Student test.

All statistical tests were performed using the Xlstat software.

3 Results

3.1 The structural characteristics of pebbles and gravels

The physical properties of pebbles varied according to their lithology (Fig.1.2). Results showed that the bulk density of pebbles varied within a single lithological class of pebble (Fig. 1.2a). Except for the gaize, the mean and the median are slightly different, indicating which shows a slight asymmetrical distribution of values. The bulk density depended on the lithological class of pebble (Fig. 1.2a); it was the lowest for gaize (range: 1.00 to 1.98 g.cm^{-3}) and the highest for limestone (1.5 to 2.72 g.cm^{-3}) and flint (1.51 to 2.60 g.cm^{-3}), and follow the order: $d_{\text{limestone}} \geq d_{\text{flint}} \geq d_{\text{chert}} > d_{\text{chalk}} > d_{\text{gaize}}$. The same sequence was found for the solid density (Fig. 1.2b). Within a lithologic class, the solid density was quite stable especially for limestone (mean = median = 2.71 g cm^{-3}), chert (mean = median = 2.63 g cm^{-3}) and flint (mean = median = 2.62 g cm^{-3}). For chalk and gaize, the solid density was variable and varied from 2.45 to 2.78 g cm^{-3} for chalk and from 2.29 to 2.44 g cm^{-3} for gaize.

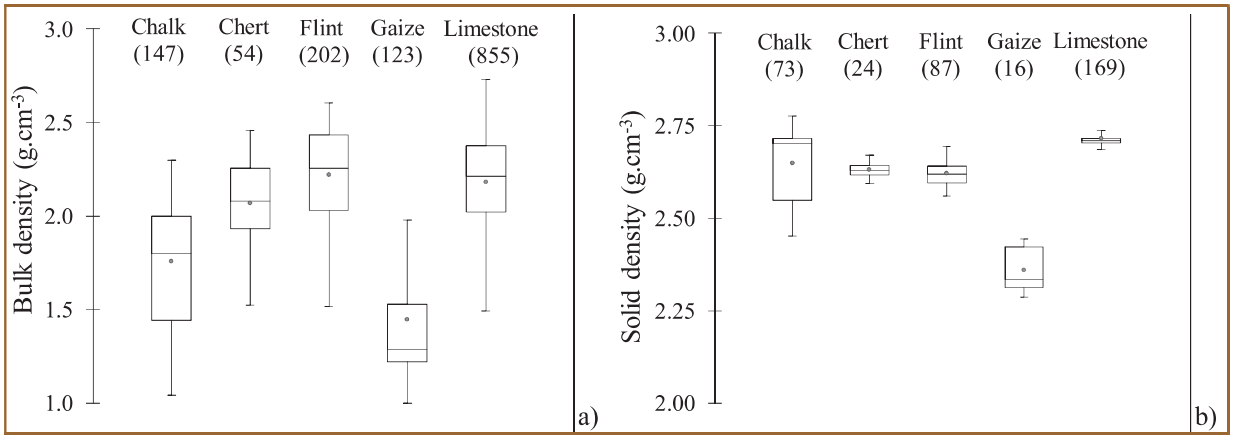


Figure 1. 2: Boxplots representing the range of: a) bulk density, b) solid density for each lithological class of rock fragment. The sample number is in brackets. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and 25th percentiles, respectively.

Boîtes à moustaches représentant la gamme de la masse volumique apparente (a) et de la densité de solide (b) pour chaque classe lithologique d'éléments grossiers analysés. Le nombre d'échantillons figure entre parenthèses. Les limites des zones supérieure et inférieure indiquent respectivement les 75e et 25e centiles.

On flint and limestone, measurements of bulk density were performed both on gravels and pebbles, collected at the same locations for each lithological class of rock fragment. Figure 1.3 shows that the ranges of dry bulk density of gravels were similar to that of pebbles.

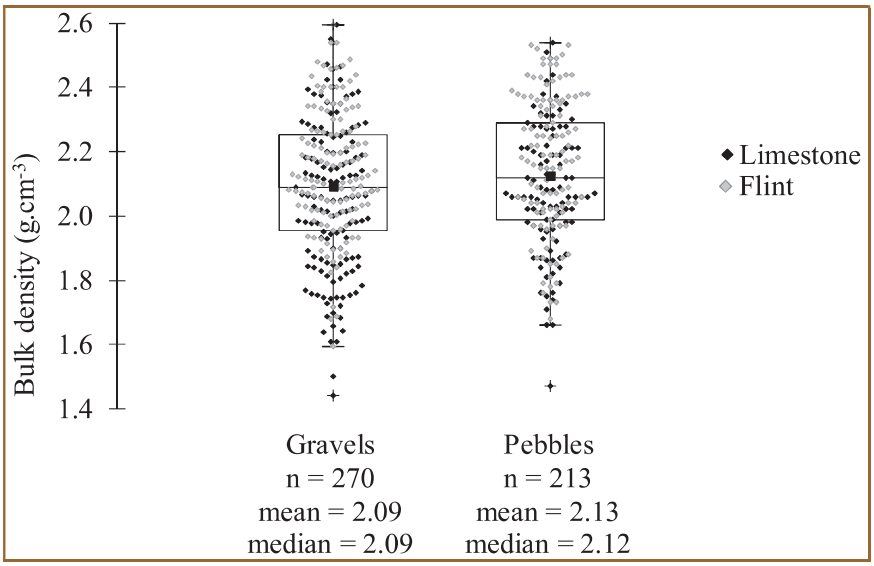


Figure 1. 3: Boxplots representing the range of bulk density by size of rock fragments (gravels at left and pebbles at right). n is the sample number. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and 25th percentiles, respectively.

Boîtes à moustaches représentant la gamme de la masse volumique apprente apparente selon la dimension des éléments grossiers (graviers à gauche et cailloux à droite). n représente le nombre d'échantillons. Les limites des zones supérieure et inférieure indiquent respectivement les 75e et 25e centiles.

3.2 The hydraulic properties of pebbles

According to their water content at field capacity (W_{fc}), samples can be ranked as follows (Figure 4a): gaize (mean = 31 g/100g) > chalk (mean = 21 g/100g) > chert (mean = 13 g/100g) > limestone (mean = 9 g/100g) > flint (mean = 6g/100g). Some of pebbles showed relatively high water content at field capacity (with values up to 60 g/100g for the gaize).

The same sequence among lithology was observed for water content at -100 hPa (W_{-100}) and at saturation (W_{sat}) (Fig. 1.4b and 1.4c). Finally, the water content at -15840 hPa (W_{-15840}) ranged from values near 0 to 30 g/100g: the lowest water contents at wilting point were recorded for limestone, whereas the highest ones (36 g/100g) were recorded for gaize.

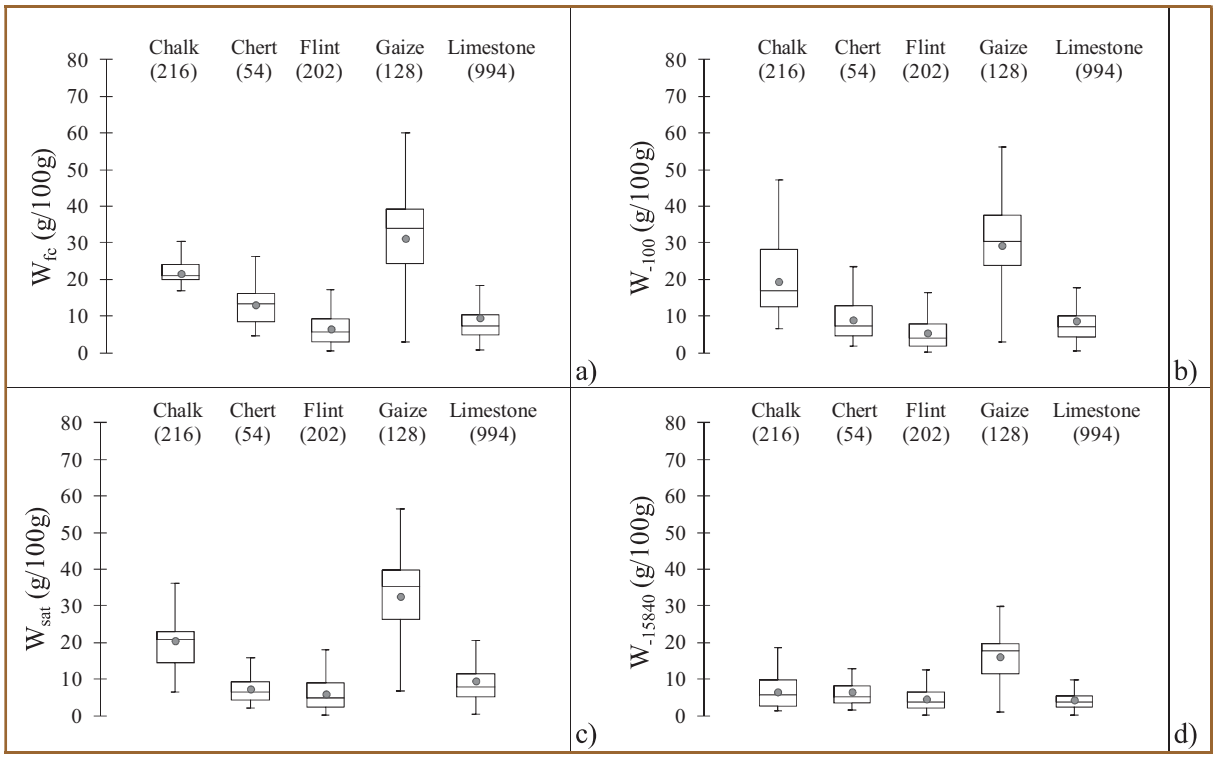


Figure 1. 4: Boxplots representing the range of: a) Water content at field capacity (W_{fc}), b) Water content after an equilibrium at -100hPa (W_{-100}), c) Water content after saturation (W_{sat}), d) Water content after an equilibrium at -15840hPa (W_{-15840}), for each lithological class of the studied pebbles the sample number is in brackets. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and 25th percentiles, respectively.
Boîtes à moustaches représentant les gammes de teneur en eau a) à la capacité au champ (W_{fc}), b) après un équilibre à -100hPa (W_{-100}), c) après la saturation (W_{sat}), d) après un équilibre à -15840hPa (W_{-15840}). Pour chaque catégorie lithologique de cailloux le nombre d'échantillons figure entre parenthèses. Les limites de la zone supérieure et inférieure indiquent respectivement les 75e et 25e centiles.

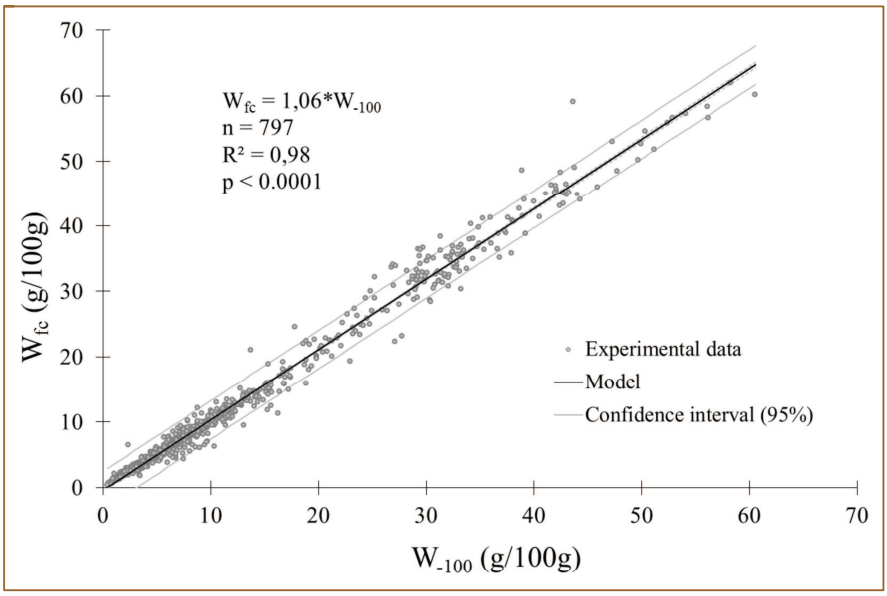


Figure 1. 5: Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) and at field capacity (W_{fc}) for all pebbles lithological classes. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed.
Relation entre la teneur en eau à -100 hPa (W_{-100}) et à la capacité au champ (W_{fc}) pour toutes les classes lithologiques de cailloux. R^2 est le coefficient de détermination et n est le nombre d'échantillons analysés.

Based on the gravimetric water contents, the following three relationships between water contents values can be demonstrated:

1) The water content at field capacity (W_{fc}) was very close to the water content at -100 hPa (W_{-100}) and the following relationship can be demonstrated (Fig. 1.5):

$$W_{fc} \approx a\, W_{-100} \qquad \text{(Eq. 1.1)}$$

The value of *a* was here equal to 1.06, which is really close to 1, and will be considered equal to 1 in the following.

To examine the stability of this relationship, we randomly selected 5%, 10% and 20% of the samples of our database and calculated again the Eq. (1.1) relationship. The determination coefficient was unchanged at 0.98, which proved its stability.

2) The water content at saturation (W_{sat}) was very close to the water content at -100 hPa (W_{-100}) and the following relationship can be demonstrated (Fig. 1.6):

$$W_{sat} \approx b\, W_{-100} \qquad \text{(Eq. 1.2)}$$

The value of *b* was equal to 1.07, which is really close to 1, and will be considered equal to 1 in the following.

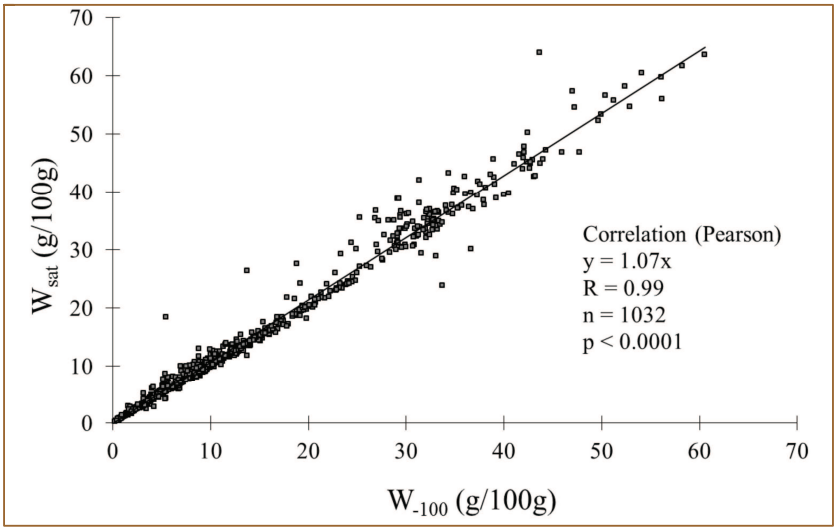


Figure 1. 6: Relationship between water content at saturation (W_{sat}) and at -100 hPa (W_{-100}) for all pebbles lithological classes.
Relation entre la teneur en eau à saturation (W_{sat}) et à -100 hPa (W_{-100}) pour toutes les classes lithologiques de cailloux.

3) We also demonstrated a linear relationship between the gravimetric water content at wilting point (W_{-15840}) and the gravimetric water content at -100hPa (W_{-100}) (Fig. 1.7):

$$W_{-15840} \approx c\, W_{-100} + c' \qquad \text{(Eq. 1.3)}$$

The *c* and *c'* fitting parameters depended on the lithology of the pebbles, resulting in specific relationships per lithology of rock fragments. For these latter relationships, the coefficients of

determination differed considerably among lithologies, with the lowest values in limestone and chalk. A similar linear relationship also exists when all the pebbles from all lithologies were mixed (Fig. 1.7):

$$W_{-15840} \approx j\ W_{-100} + j' \qquad \text{(Eq. 1.4)}$$

where *j* was equal to 0.47 and *j'* was equal to 0.64. To examine the stability of this relationship, we randomly selected 5%, 10% and 20% of the samples of our database and calculated again the equation (1.4). The determination coefficient was unchanged at 0.78, which proved the stability of Eq. (1.4).

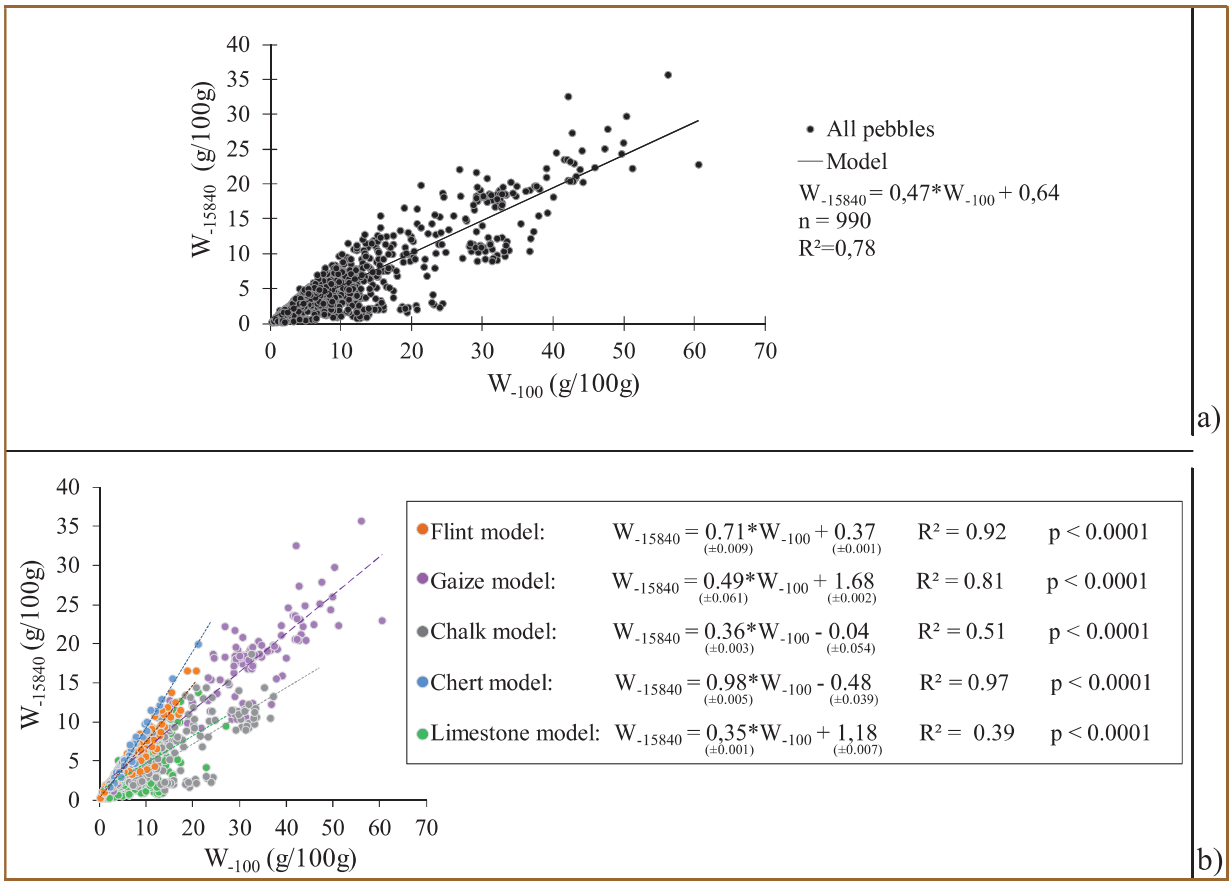


Figure 1. 7: Relationship between water content at -15840 hPa (W_{-15840}) and at -100 hPa (W_{-100}). a) General relationship. b) Specific relationships for each pebbles lithological class. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed.

Relation entre la teneur en eau à -15840 hPa (W_{-15840}) et celle à -100 hPa (W_{-100}). a) Relation générale. b) Relations spécifiques pour chaque classe lithologique de cailloux. R^2 est le coefficient de détermination et n est le nombre d'échantillons analysés.

The two types of relationships (the specific ones per lithology of rock fragments and the general one) were then compared to examine if the *j* coefficient (respectively the *j'* coefficient) could be used instead of the *c* coefficient (respectively *c'* coefficient). By using Student tests, we demonstrated that specific relationships are all different from the general relationship. Both *c* and *c'* coefficients can be replaced by *j* and *j'* coefficients for a rough estimation of the gravimetric water content at wilting

point, for example, when a precise determination of the lithological class of rock fragments is not available.

Hence: i) the gravimetric water content at wilting point (W_{-15840}), could be estimated from the gravimetric water content at -100 hPa (W_{-100}) and ii) the gravimetric water content at field capacity (W_{fc}), at saturation (W_{sat}), and at -100 hPa (W_{-100}) were equal. This result is consistent with experimental data obtained by Baetens et al. (2009), who demonstrated that rock fragments were saturated down to a water potential equal to -100 hPa.

4 Discussion

4.1 Estimation of the available water content (AWC) of rock fragments from stony soils

The best method to assess the available water content (AWC, in g/100g) of the pebbles forming stony soils would be to perform measurements of the water content of pebbles at field capacity and the water content of pebbles at wilting point, and then calculate the difference. Nevertheless, from the preceding results, we can derive a simple pedotransfer function that allows calculating the AWC. By knowing equations (1.1), (1.2) and (1.4), the AWC of rock fragments can be expressed as:

$$AWC \approx \xi W_{sat} + \varsigma \approx \xi W_{fc} + \varsigma \approx \xi W_{-100} + \varsigma \qquad \text{(Eq. 1.5)}$$

where ξ and ς are parameters whose values depend of the lithology of the pebbles (Table 1.2). The parameter ξ varies from 0.70 (for chalk) to 0.08 (for chert). The proposed method is more robust for flint, chert and gaize, than for chalk and limestone, because the determination coefficient of Eq. (1.4) was lower for these two lithologies of rock fragments (Fig. 1.7b). Chalk exhibits a high AWC, which is consistent with previous observations by Baillif (1978) and Vachier et al. (1979). On the contrary, flint have a low AWC, but the latter is not close to zero, as stated by Gras and Monnier (1963).

Table 1. 2: The fitting parameters ξ and ς of the equation (Eq. 1.5).
Tableau 1.2 : Paramètres d'ajustement ξ et ς de l'équation (Eq. 1.5). n est le nombre d'échantillons. R² est le coefficient de détermination.

Pebbles			ξ		ς	
Type	n	R²	value	standard error	value	standard error
Flint	202	0.92	0.35	± 0.0090	-0.37	± 0.0030
Gaize	127	0.81	0.57	± 0.0610	-1.68	± 0.0034
Chalk	147	0.51	0.70	± 0.0030	0.04	± 0.0540
Chert	53	0.97	0.08	± 0.0050	0.48	± 0.0391
Limestone	530	0.39	0.71	± 0.0010	-1.18	± 0.0075
All	1059	0.78	0.59	± 0.0004	-0.64	± 0.0049

4.2 Links between the hydraulic properties of rock fragments and their bulk density

The following relationships between gravimetric water content at different water potentials and bulk density (*d*) can be demonstrated:

$$W_{-100} = a_1 \ln(d) + b_1 \quad \text{(Eq. 1.6)}$$

$$W_{-15840} = a_2 \ln(d) + b_2 \quad \text{(Eq. 1.7)}$$

where a_1, a_2, b_1 and b_2 are fitting parameters whose values depend on the lithology of the pebbles (specific relationships) or do not depend on the lithology of the pebbles (general relationship) (Figs. 1.8 and 1.9). The determination coefficients for equation (Eq. 1.6) were higher than those observed for equation (Eq. 1.7), especially for chalk and limestone.

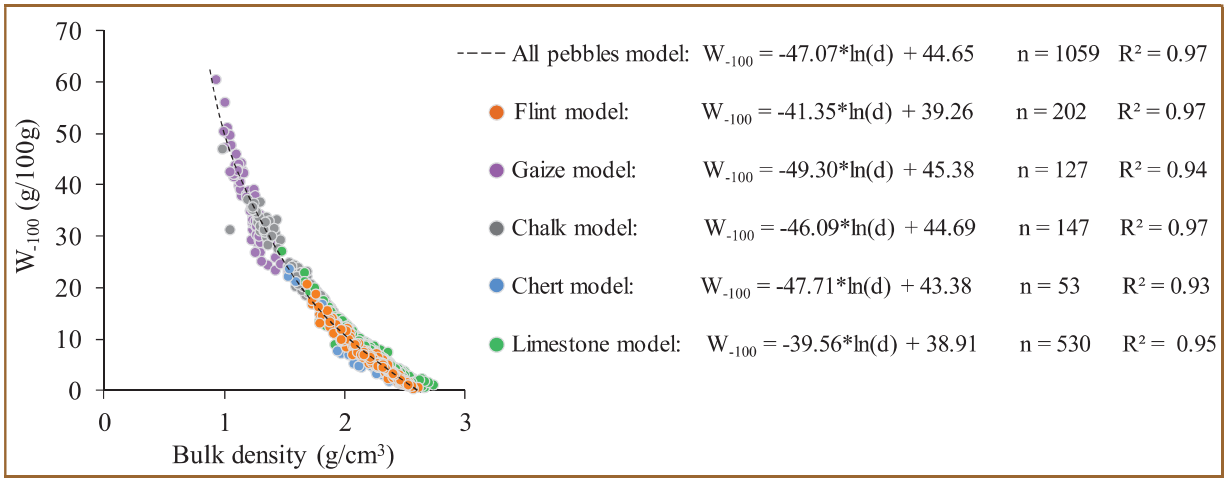


Figure 1. 8: Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) and bulk density. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed.
Relation entre la teneur en eau à -100 hPa (W_{-100}) et la densité apparente (d). R^2 est le coefficient de détermination et n est le nombre d'échantillons analysés.

The comparison of the specific and general relationships for equation (1.6) showed that the gravimetric water content at -100 hPa (W_{-100}) can be correctly estimated from the bulk density by using the general relationship (coefficient a_1 and b_1 of Eq. 1.6). On the contrary, the gravimetric water content at -15840 hPa (W_{-15840}) is better estimated by the specific relationships (Eq. 1.7).

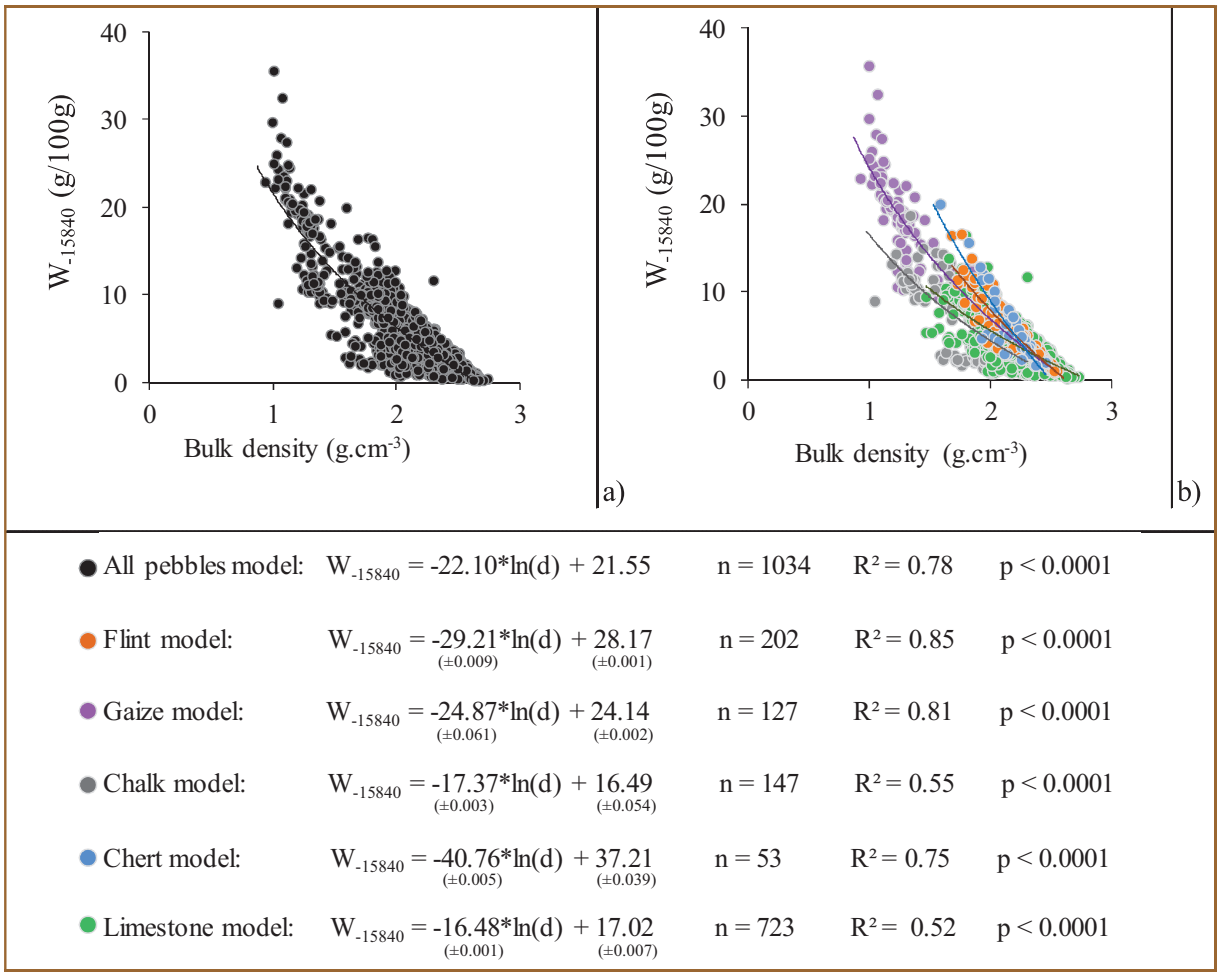


Figure 1. 9: Relationship between water content at -15840 hPa (W_{-15840}) and bulk density. a) General relationship. b) Specific relationships by pebbles lithological class. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed.

Relation entre la teneur en eau à -15840 hPa (W_{-15840}) et la densité apparente (d). a) Relation générale. b) Relations spécifiques par classes lithologiques de cailloux. R^2 est le coefficient de détermination et n est le nombre d'échantillons analysés.

Nevertheless, flint rock fragments represent an exception: for a range of bulk density comprised between 1.68 and 2.05 g cm^{-3}, their gravimetric water content at -100 hPa can then be estimated by two types of equation (1.6), with the same slope, but with a shift of 9.6 g/100g in water content (Fig. 1.10). This difference has to be taken into account for calculation of the available water content of flint rock fragments using bulk density. Due to the variable age of the flint used in this study (Table 1.1), it may be related to the degree of weathering of the rock fragments, as already stated by Poesen and Lavee (1994) and Cuniglio et al. (2009).

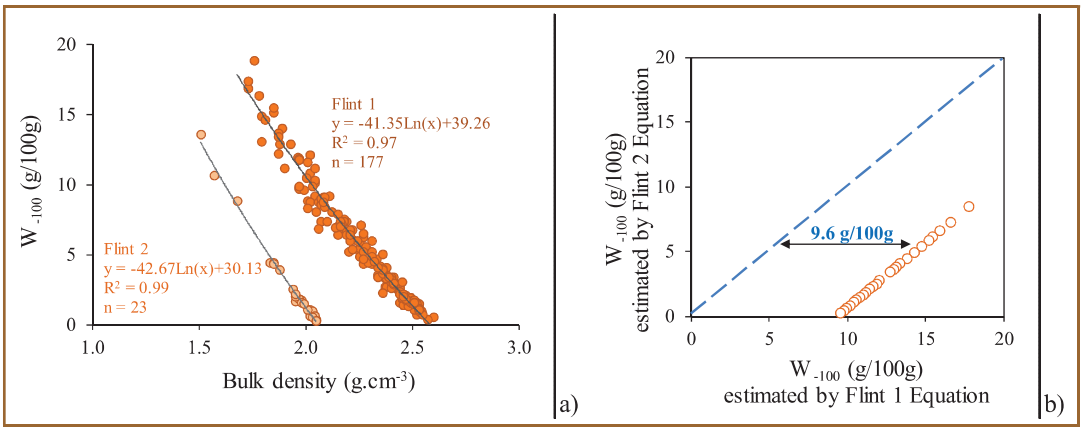


Figure 1. 10: a) Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) and bulk density for flint rock fragments. The two equations defined (Flint 1 and Flint 2) are represented. For each equation, R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed. b) Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) estimated by Flint 1 equation (x-axis) and Flint 2 equation (y-axis). The shift of 9.6 g/100g in gravimetric water content between the two equations is represented.

a) Relation entre la teneur en eau à -100 hPa (W_{-100}) et la densité apparente (d) pour les éléments grossiers de type silex. Les deux équations définies (Flint 1 et Flint 2) sont représentées. Pour chaque équation, R^2 est le coefficient de détermination et n est le nombre d'échantillons analysés. b) Relation entre les teneurs en eau à -100 hPa (W_{-100}) estimées par l'équation Flint 1 (axe des abscisses) et par l'équation Flint 2 (axe des ordonnées). Le déplacement de 9,6 g/100g de teneur en eau gravimétrique entre les deux équations Flint1 et Flint 2 est représenté.

From these equations, it is therefore possible to estimate the available water content of pebbles by using only the dry bulk density. From equations (Eq. 1.6) and (Eq. 1.7), we defined the following pedotransfer function:

$$AWC = a_3 \ln(d) + b_3 \qquad \text{(Eq. 1.8)}$$

where a_3 and b_3 are parameters whose values depend on the lithology of pebbles (Table 1.3). This equation is relevant only for bulk densities less than or equal to 2.5 g cm^{-3}. Beyond this value, the AWC of rock fragments must be considered equal to zero. Bulk densities of pebbles and gravels have been shown to be in the same range. We then hypothesize that they exhibit the same water properties and, for that reason, the estimation of AWC in pebbles by equation (1.8) can be extended to gravels.

Table 1. 3: The fitting parameters a_1, a_2, a_3 (cm^3/100g) and b_1, b_2, b_3 (g/100g) of the equations (Eqs. 1.6, 1.7, 1.8). n is the number of samples. R^2 is the coefficient of determination.

Tableau 1.3 : Paramètres d'ajustement a_1, a_2, a_3 (cm^3/100g) et b_1, b_2, b_3 (g/100g) des équations (Eqs. 1.6, 1.7, 1.8). n est le nombre d'échantillons. R^2 est le coefficient de détermination.

Pebbles		$W_{-100} = a_1 \ln(d) + b_1$			$W_{-15840} = a_2 \ln(d) + b_2$			$AWC = a_3 \ln(d) + b_3$	
Type	n	a_1	b_1	R^2	a_2	b_2	R^2	a_3	b_3
Flint	177	-41.35	39.26	0.97	-29.21	28.17	0.85	-12.14	11.09
Gaize	127	-49.30	45.38	0.94	-24.87	24.14	0.81	-24.43	21.24
Chalk	147	-46.09	44.69	0.97	-17.37	16.49	0.55	-28.72	28.20
Chert	53	-47.71	43.38	0.93	-40.76	37.21	0.75	-6.95	6.17
Limestone	530	-39.56	38.91	0.95	-16.48	17.02	0.52	-23.08	21.89
All	1564	-47.07	44.65	0.97	-22.10	21.55	0.78	-24.97	23.10

4.3 Estimation of the soil available water content (SAWC) at the horizon scale

From equation (1.8), we can estimate the role of rock fragments in the total soil available water content (*SAWC*) for a stony horizon, as defined here by the volume of water (expressed in millimeters) that is available for plants. By considering the same distribution of bulk density for pebbles and gravels (Fig. 1.3), we thus assumed that gravels and pebbles have the same hydric properties. The *SAWC* of a stony horizon was therefore calculated using the equation proposed by Cousin et al. (2003) :

$$SAWC = \sum_i AWC_i \cdot pi \qquad \text{(Eq. 1.9)}$$

where AWC_i represents the available water content of the phase i, pi represents the volumetric proportion of the phase i, when i means either "rock fragments" or "fine earth".

To estimate the role of the rock fragments in the *SAWC*, we performed a theoretical calculation. As an example, let us suppose a 30 cm thick horizon, comprised of fine earth and rock fragments in different volumetric proportions. The fine earth has a loamy clay texture, with a dry bulk density of 1.3 g cm^{-3}. Its *AWC* was here estimated using the pedotransfer class of Bruand et al. (2004) and was equal to 0.14 $cm^3.cm^{-3}$. The contribution of the rock fragment to the *SAWC* is calculated according to equation (1.8) for different lithologies, considering the mean value of bulk density of the different lithologies of rock fragments. Without any rock fragment, the *SAWC* of this loamy clay horizon is estimated to 55 mm. Considering that the rock fragments contain water, the *SAWC* can decrease or increase depending on the lithology of the rock fragments (Fig. 1.11). Whatever the percentage of rock fragments in soil, we notice that, i) the *SAWC* of soils containing flint, chert or limestone is always overestimated when soil is considered to be constituted only by fine earth, ii) the *SAWC* of soils with chalk is always underestimated, and those of soils with gaize has a very low overestimation under the same hypothesis (Fig. 1.11a). For example, with 30% rock fragments (respectively 70%), the *SAWC* may be overestimated by 35.6 % for chert rock fragments (respectively 157.8%) and may be underestimated by 4.3% for chalk rock fragments (respectively 9.4%).

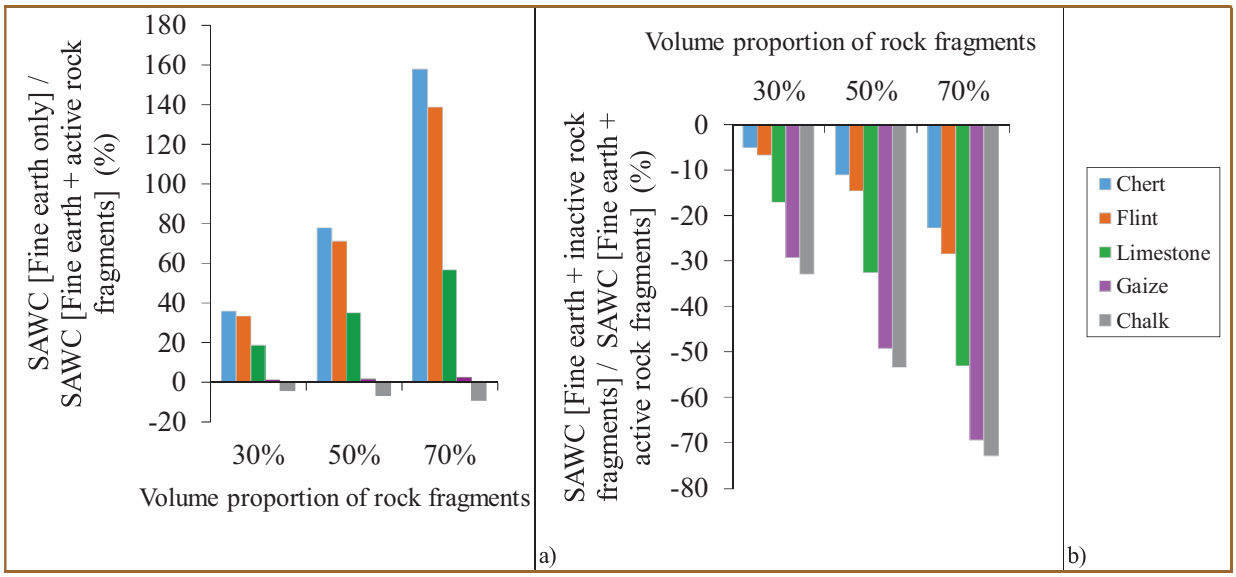


Figure 1. 11: Variations in Soil Available Water Content (SAWC) depending on both the lithological class and the volume proportion of rock fragments. a) Calculation of the SAWC when the horizon is composed of fine earth only, compared to the SAWC calculated when the horizon is composed of both fine earth and rock fragments containing water. b) Calculation of the SAWC when the horizon is composed of fine earth and rock fragments supposed to be non-porous, compared to the SAWC calculated when the horizon is composed of both fine earth and rock fragments containing water.
Variations de la réserve utile (SAWC) en fonction de la classe lithologique et la proportion volumique d'éléments grossiers. a) Calcul de la réserve utile lorsque l'horizon est exclusivement composé de terre fine, comparativement à la réserve utile calculée lorsque l'horizon est composé de terre fine et d'éléments grossiers supposés actifs. b) Calcul de la réserve utile lorsque l'horizon est composé de terre fine et d'éléments grossiers supposés non poreux, par rapport à la réserve utile calculée lorsque l'horizon est composé de terre fine et d'éléments grossiers supposés actifs.

Whatever the lithology of the rock fragments, one can then underestimate the *SAWC* when neglecting the ability of the rock fragments to store water (Fig. 1.11b). For example, with 30% rock fragments (respectively 70%), this underestimation may be 5.1% for chert rock fragments (respectively 22.7%) and 33% for chalk rock fragments (respectively 72.8%). By Neglecting the rock fragments in the calculations of the *SAWC* at the horizon scale, the *SAWC* can be overestimated or underestimated depending of the lithology of the rock fragment.

4.4 Consequences in terms of samplings of stony soils

To estimate the contribution of the rock fragments to the *SAWC* of a stony horizon as stated in equation (9), only two informations about the rock fragments are required:

1- the dry bulk density of the rock fragments, that enables to calculate the AWC of the stony phase. As far as small differences in bulk density of rock fragments may exist in a given horizon, we recommend collecting at least a set of 12 rock fragments; their mean bulk density can then be simply

estimated by measurements using the Archimedes' displacement method with kerosene (Monnier et al., 1973).

2- the volumetric proportion of rock fragments in the horizon. This point remains the most critical one for the estimation of the *SAWC* at the horizon scale, because an error in the volumetric proportion of rock fragments would lead to strong bias of the *SAWC*. For a surface horizon, the proportion could be estimated by image analysis from remote sensing data, but overestimations of the actual rock fragments content could occur when data are obtained after a rain, as well as underestimations could occur when data are obtained after ploughing (Girard and Girard, 2003; Scanvic, 1983). For deeper horizons, this proportion remains hard to determine, and would require digging large soil pits.

5 Conclusions

The main objective of this work was to better understand the contribution of the rock fragments to the *SAWC* of stony soils. The bulk density, the solid density and the gravimetric water content at different water potentials were characterized on pebbles and gravels from stony soils developed on sedimentary rocks of varying lithological classes: flint, gaize, chalk, chert, and limestone. Whatever the lithology, data indicated that the rock fragments did not store water above field capacity (equivalent here to -100 hPa and saturation), because the voids of the pebbles were completely filled by water at field capacity. We also demonstrated that the water content at the wilting point could be expressed in terms of water content at -100 hPa or saturation. To assess the contribution of the rock fragments to the SAWC of a stony horizon, we proposed two pedotransfer functions estimating the AWC of rock fragments, which take into account only their water content at -100 hPa ($AWC \approx \xi W_{-100} + \varsigma$), or their bulk density ($AWC = a_3 \ln(d) + b_3$). The ξ, ς, a_3 and b_3 parameters depend only on the lithology of the rock fragments. Nevertheless, to avoid bias of the SAWC of a stony horizon, we recommend a good characterisation of i) the bulk density of rock fragments by a representative sampling of the soil horizon and ii) the volume proportion of the rock fragments.

In a future work, these pedotransfer functions could be used to map the SAWC of stony soils over large areas.

Volet B

Analyse de la structure des éléments grossiers dans des sols caillouteux. Contribution à la compréhension du déterminisme de leurs propriétés de rétention en eau

Le paragraphe précédent a présenté des fonctions de pédotransfert qui permettent le calcul de l'humidité utile des éléments grossiers de type « cailloux » dans des sols caillouteux d'origine sédimentaire. Nous avons mis en évidence :

- que l'humidité au point de flétrissement peut s'exprimer par une fonction de pédotransfert assez simple qui dépend de la masse volumique apparente des cailloux, mais que cette relation est de qualité moindre pour les éléments grossiers de type calcaire ;

- que l'humidité à la saturation et l'humidité à -100 hPa sont équivalentes, ce qui signifie, en d'autres termes, que les éléments grossiers analysés ne présentent pas de pores de taille supérieure à 30 µm (lesquels sont remplis d'eau à -100 hPa).

Ces deux points méritent d'être approfondis, pour proposer quelques éléments de compréhension des fonctions de pédotransfert qui ont été définies. Nous présentons donc ici, dans un premier paragraphe, une relation entre la teneur en eau au point de flétrissement et la quantité de résidus non carbonatés

d'éléments grossiers calcaires, et, dans un second paragraphe, une caractérisation de la structure d'éléments grossiers.

Par ailleurs, l'étude présentée au paragraphe précédent n'a concerné que les éléments grossiers de la phase « cailloux ». Une troisième paragraphe présente donc quelques données complémentaires sur la phase « gravier ».

1 Influence des résidus non carbonatés sur l'humidité au point de flétrissement des éléments grossiers carbonatés

Au volet A de ce chapitre, des fonctions de pédotransfert ont été proposées pour l'estimation de la teneur en eau au point de flétrissement en fonction de la masse volumique apparente. Quel que soit la classe lithologique des éléments grossiers, on a obtenu des relations du type : «Y = alnx + b » dont la significativité a été vérifiée par analyses statistiques. Cependant les calcaires présentaient une particularité : un nuage de points en forme d'entonnoir (Fig. 1.12) impliquant plusieurs populations calcaires.

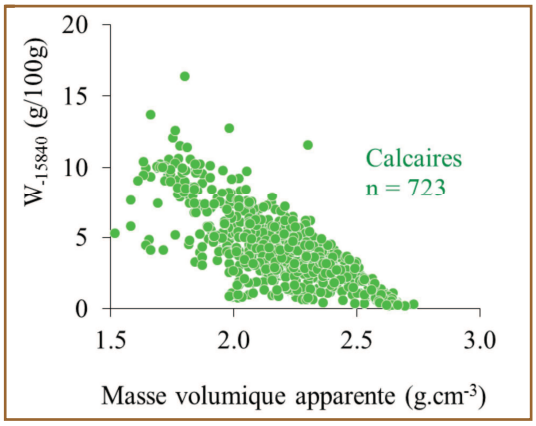


Figure 1. 12: Relation entre la teneur en eau à -15840 hPa (W_{-15840}) et la masse volumique apparente pour les échantillons de calcaire. n est le nombre d'échantillons.

Nous avons posé l'hypothèse que ces diverses populations pourraient être liées à la proportion de résidus insolubles contenus dans les éléments grossiers calcaires. Pour valider cette hypothèse, des expérimentations de décarbonatation ont été réalisées. Le protocole de cette expérimentation figure en annexe 2. Des cailloux calcaires ont été dissous dans de l'acide chlorhydrique, puis la quantité de résidus insolubles après dissolution complète des carbonates a été mesurée. On détermine ainsi la proportion massique des résidus non carbonatés. Les résultats issus de cette expérimentation ont été

corrélés aux résultats de caractérisation structurales (masse volumique apparente et densité de solide) et hydriques (teneurs en eau massique à -100 hPa et à – 15840 hPa) des éléments grossiers calcaires. La matrice de corrélation obtenue suite aux résultats montre une forte influence de la proportion des résidus insolubles dans l'estimation de la teneur en eau au point de flétrissement permanent des éléments grossiers calcaires (Tableau 1.4). Cette proportion de résidus est également très corrélée à la densité de solide du matériau – bien que la gamme de variation des densités de solide des matériaux étudiés soit très étroite, de 2,69 à 2,71 g.cm^{-3} – mais, en revanche, elle n'est pas liée à la teneur en eau à -100 hPa. Nous confirmons ainsi, pour les éléments grossiers calcaires, d'une part, que la teneur en eau à -100 hPa n'est que très peu liée à la lithologie et dépend essentiellement de la masse volumique apparente, donc du niveau d'altération, de la structure et de la porosité des éléments grossiers, et que, d'autre part, la teneur en eau au point de flétrissement est fortement liée à la lithologie.

Table 1. 4:a) Matrice de corrélation entre les paramètres caractéristiques des éléments grossiers calcaire. D = densité de solide, d = masse volumique apparente, W_{-100} = teneur en eau à -100 hPa, W_{-15840} = teneur en eau à -15840 hPa. Les valeurs en gras sont significatives avec un intervalle de confiance de 95 %. b) Coefficients d'ajustement du modèle appliqué basé sur le critère du meilleur R² ajusté.

a

Variables	Résidus (%)	D (g/cm^3)	d (g/cm^3)	W_{-100} (g/100g)	W_{-15840} (g/100g)
Résidus (%)	**1.00**	-	-	-	-
D (g/cm^3)	**0.72**	**1.00**	-	-	-
d (g/cm^3)	0.38	0.19	**1.00**	-	-
W_{-100} (g/100g)	-0.25	-0.04	**-0.99**	**1.00**	-
W_{-15840} (g/100g)	**-0.80**	**-0.95**	-0.47	0.31	**1.00**

b

Nombre d'échantillons	6.00
Degré de liberté	2.00
R²	0.98
R² ajusté	0.96
Moyenne des carrés des erreurs	0.18
Erreur quadratique moyenne	0.42

Une équation robuste a ainsi pu être déterminée – par régression linéaire (Tab. 1.4) – pour estimer la teneur en eau au point de flétrissement (Fig. 1.13) :

$$W_{-15840} = 540.09 - 4.39*Res - 196.41*D - 2.58*d \qquad \text{(Eq. 1.10)}$$

W_{-15840} étant la teneur en eau au point de flétrissement, *Res*, la proportion en résidus insolubles dans l'élément grossier calcaire, *D*, la densité de solide et *d*, la masse volumique apparente.

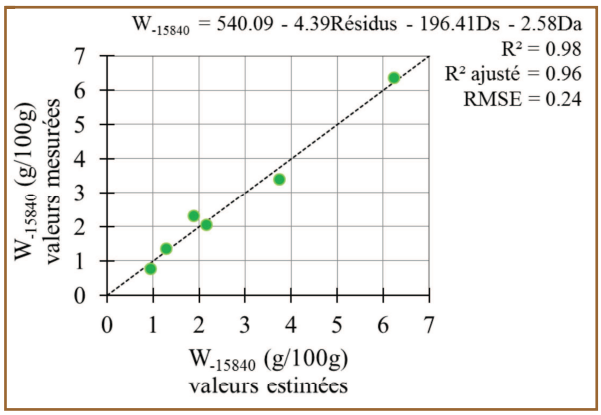


Figure 1. 13: Graphique présentant la robustesse de l'équation (Eq. 1.10). Les valeurs estimées en fonction des valeurs mesurées de teneurs en eau au point de flétrissement (W_{-15840}). R² = coefficient de détermination. RMSE = erreur quadratique moyenne.

2 Caractérisation fine de la structure des éléments grossiers de sols caillouteux d'origine sédimentaire

L'analyse de la structure a été conduite sur les trois classes lithologiques qui ont montré les capacités de stockage d'eau les plus élevées : craies, calcaires et gaizes. Cette analyse a été conduite en porosimétrie à mercure

Par cette méthode, il est en effet possible de mesurer une distribution de diamètre de pores connectés dans un milieu poreux. Les mesures permettent d'établir une courbe cumulée des volumes de mercure entrés dans un échantillon sous l'effet de pressions constantes (Fiès, 1984). Le principe consiste à injecter sous pression, par paliers, un liquide non mouillant (mercure) dans un réseau poreux sous vide. Le mercure pénètre dans des pores de diamètre d'entrée d'autant plus petit que la pression que l'on exerce dessus est élevée. Le diamètre correspondant à la pression appliquée est donné par la loi de Jurin :

$$D = -(4\sigma\cos\theta) / P \qquad \text{(Eq. 1.11)}$$

D étant le diamètre du pore au contact du ménisque, σ la tension superficielle du mercure dont la valeur est égale à 0,484 Nm^{-1}, θ l'angle de contact entre la surface solide et le mercure (130°) et P la différence de pression de part et d'autre du ménisque.

Les mesures de porosimétrie ont été réalisées uniquement sur des cailloux (2 cm – 20 mm de diamètre). Les cailloux ont été choisis en fonction de leur densité apparente de façon à représenter l'ensemble des éléments grossiers issus de l'échantillonnage de terrain. Elles ont été effectuées à l'aide d'un porosimètre à mercure (Micromeritics 9310) pour des pressions de 3.10^{-3} à 200 MPa correspondant à des diamètres de pores de 360 à 0,0065 µm.

La courbe obtenue nous informe sur : le volume poral total, la porosité structurale et la porosité lacunaire de l'échantillon (Fig. 1.14). Bruand et Tessier (1996), définissent la porosité structurale comme étant l'ensemble des pores résultant de la fissuration, de l'activité biologique et des activités anthropiques. La porosité lacunaire correspond à la porosité d'assemblage des particules élémentaires du sol entre elles. Le volume poral lacunaire est obtenu en soustrayant le volume poral structural du volume poral total. Ces termes (porosité structurale et porosité lacunaire) s'appliquent aux mottes de sol. Pour les éléments grossiers, les courbes de porosimétrie ont été analysées selon le même principe :

on observe généralement une première entrée de mercure qui correspond au volume des macropores, puis une seconde entrée de mercure qui correspond au volume des micropores (Fig. 1.14).

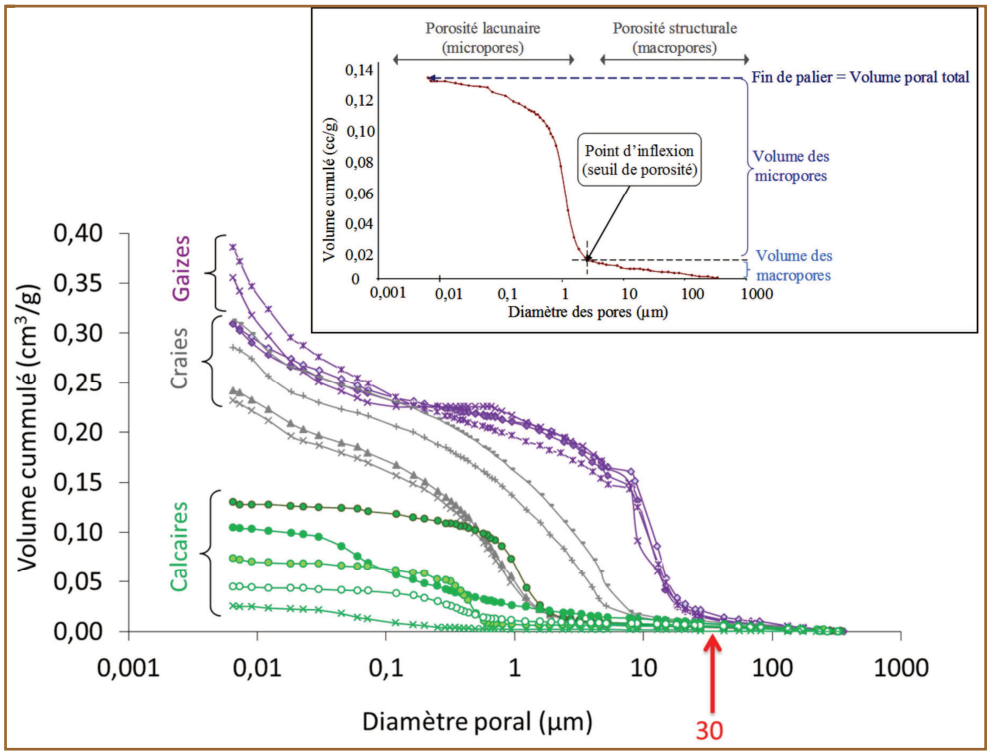


Figure 1. 14: Courbes de porosimétrie à mercure d'échantillons de calcaires, craies et gaizes. En encadré, en haut à droite, figure une description analytique d'une courbe de porosimétrie à mercure applicable à l'analyse d'une courbe obtenue pour un élément grossier.

La figure 1.15a présente la part de macroporosité et de microporosité au sein des éléments grossiers analysés. Quel que soit le type d'échantillon, le volume de macropores est très inférieur à celui des micropores. La microporosité des gaizes est supérieure à celle des craies qui est supérieure à celle des calcaires. En revanche, la macroporosité varie moins entre les différents types d'échantillons. Pour les calcaires, on observe une grande variabilité de porosité à la fois pour les macropores et pour les micropores.

Dans le cadre de notre étude, la limite entre macropores et micropores n'est pas définie selon un seuil fixe : elle est d'autant plus élevée que la masse volumique apparente de l'élément grossier est élevée mais, dans tous les cas, elle n'est jamais supérieure à 30 µm, ce qui correspond à la taille moyenne de pores saturés à -100 hPa selon la loi de Jurin (Fig. 1.15b). Si l'on analyse la proportion de volume de pores remplis de mercure pour un diamètre de 30 µm, on observe que celle-ci ne dépasse jamais 9 % (Fig. 1.15c). Les cailloux étant des milieux poreux non déformables, on peut faire l'hypothèse que le volume de mercure (liquide non mouillant) qui pénètre dans un caillou lors d'une expérimentation de porosimétrie à mercure correspond au volume d'eau (liquide mouillant) qui serait

drainé lors d'une expérimentation de dessiccation sur ce même caillou. On confirme ainsi les résultats obtenus au paragraphe précédent et l'on vérifie donc que les cailloux peuvent effectivement être saturés à un potentiel de -100 hPa.

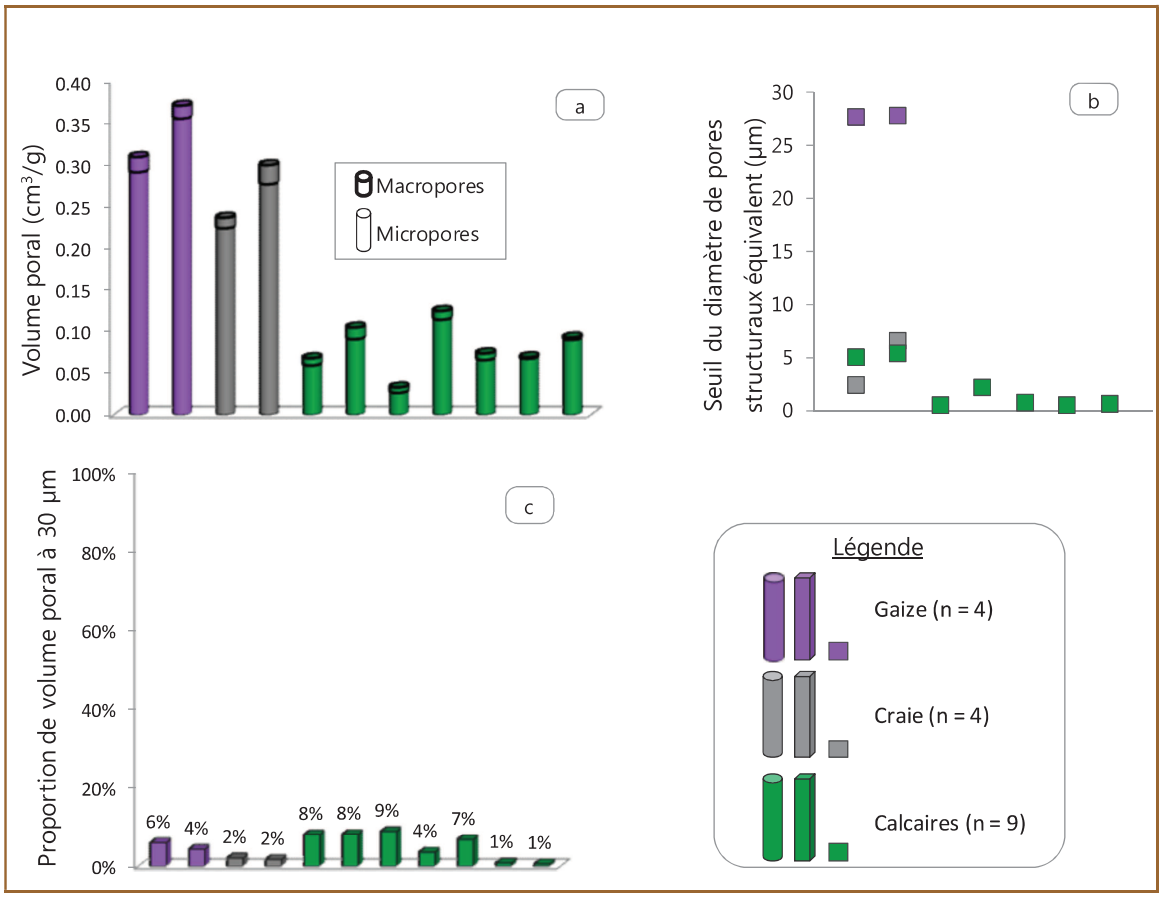


Figure 1. 15: Paramètres descriptifs de la porosité existante au sein des cailloux. a) Volume poral des macropores et des micropores. b) Proportion du volume poral à 30µm par rapport au volume poral total. c) seuil du diamètre de pores structuraux équivalents.

3 Influence de la taille des éléments grossiers sur les capacités de rétention en eau

Les éléments grossiers que nous avons analysés auparavant appartiennent à la classe granulométrique des cailloux (2-5 cm), alors que l'ensemble des éléments grossiers couvre une gamme de 2 mm (graviers) à plus de 200 mm (pour les blocs).

Pour des raisons expérimentales évidentes, les éléments de grande taille – pierres, blocs – sont difficiles à analyser, et posent des problèmes de prélèvement. Nous ne les analyserons donc pas dans ce travail. En revanche, outre les cailloux, il est possible de caractériser la phase gravier, très fréquente dans les sols caillouteux. Lorsque l'on cherche à déterminer la réserve utile de sols caillouteux, il est aisé de séparer la phase cailloux de la phase inférieure à 2 cm, et d'analyser séparément des cailloux et des « mottes » de sol. Dans toute la première partie de chapitre, nous avons fait l'hypothèse qu'un horizon de sol était constitué de terre fine (phase inférieure à 2 mm) et de cailloux (phase comprise entre 2 et 5 cm) (Fig. 1.16a). L'humidité utile est donc calculée par la formule :

$$\mathbf{HU}_{\text{(horizon)}} = \mathbf{HU}_{\text{(terre fine)}} + \mathbf{HU}_{\text{(cailloux)}} \qquad \text{(Eq. 1.12)}$$

En réalité, les horizons sont constitués d'éléments grossiers et de mottes. Ces mottes sur lesquels on mesure la teneur en eau à un potentiel donné sont rarement composées exclusivement de particules de taille inférieure à 2 mm, mais comportent fréquemment des graviers, de taille comprise entre 2 mm et 2 cm (Fig. 1.16b). L'humidité utile doit donc, en toute rigueur, être calculée par la formule : $\mathbf{HU}_{\text{(horizon)}} = \mathbf{HU}_{\text{(terre fine)}} + \mathbf{HU}_{\text{(graviers)}} + \mathbf{HU}_{\text{(cailloux)}} = \mathbf{HU}_{\text{(terre fine)}} + \mathbf{HU}_{\text{(EG)}}$ (Eq. 1.13)

Cependant, il n'est pas possible de séparer la terre fine des graviers sans fortement altérer la structure de l'horizon que l'on cherche à analyser. En conséquence, il n'est pas raisonnable de mesurer la teneur en eau à des potentiels matriciels élevés (à -100 hPa, par exemple) sur les éléments granulométriques séparés, car les résultats seraient erronés. Nous proposons donc une formule alternative pour le calcul de la réserve utile (Fig. 1.16c) :

$$\mathbf{HU}_{\text{(horizon)}} = \mathbf{HU}_{\text{(« motte »)}} + \mathbf{HU}_{\text{(cailloux)}} \qquad \text{(Eq. 1.14)}$$

Où la « motte » est un objet non déstructuré, contenant à la fois de la terre fine et des cailloux.

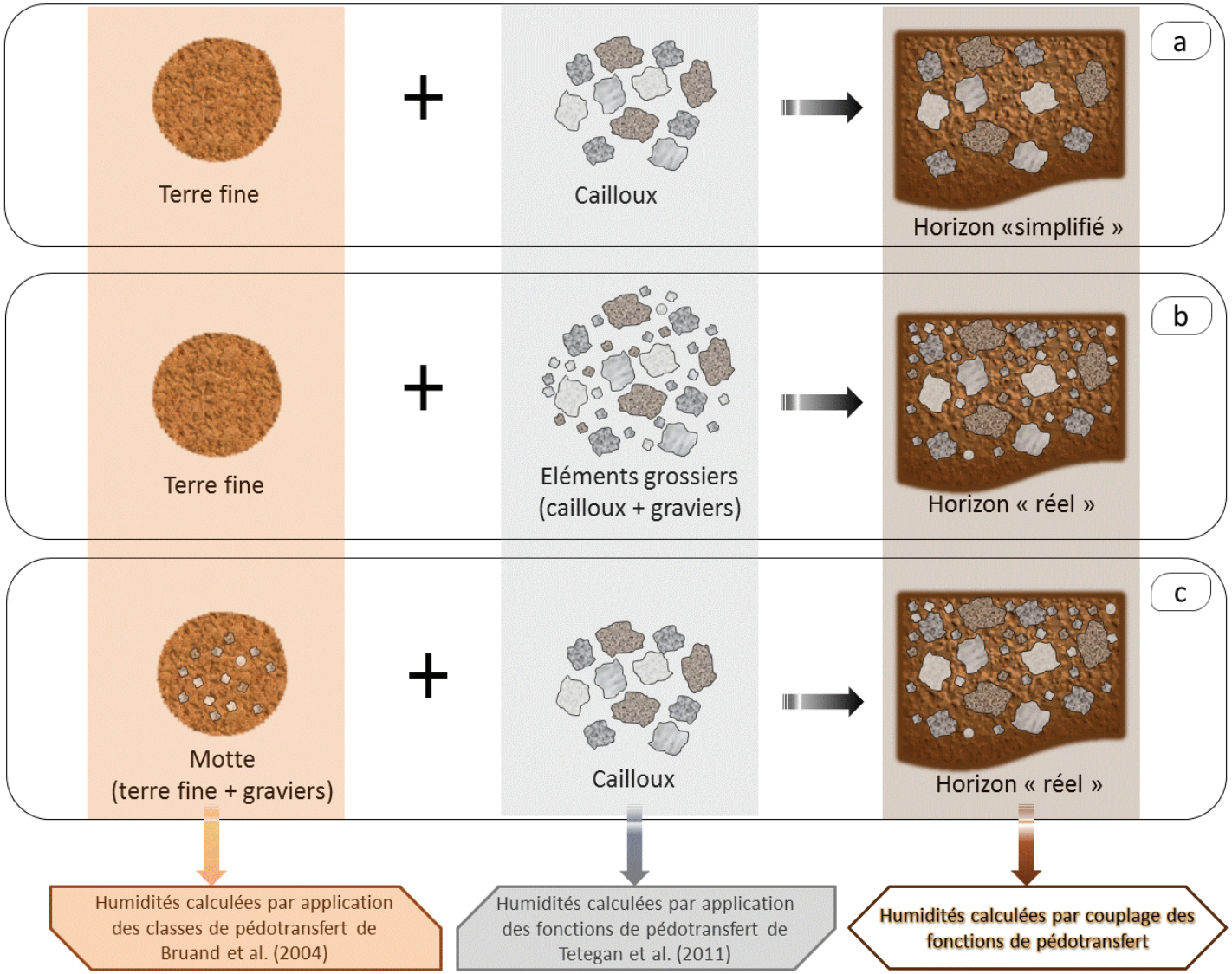


Figure 1. 16: Trois modèles d'horizons caillouteux pour l'estimation de l'humidité utile. a) Horizon « simplifié ». b) & c) Horizon « réel ». La réserve utile de l'horizon peut être estimée par couplage des fonctions de pédotransfert de Bruand et al. (2004) et celles de Tetegan et al. (2001) (cf. Tableaux 3.1 et 3.2).

Pour discuter de la validité de cette loi, nous avons comparé des mesures de la teneur en eau à -100 hPa réalisées sur des mottes graveleuses de type calcaire, avec la fonction de pédotransfert de Bruand et al. (2004), utilisée ici comme référence et qui s'applique théoriquement sur la terre fine. La figure 1.17 montre que les mesures ne dérivent pas fortement de l'estimation par la fonction de pédotransfert. On peut donc considérer que, dans le cas présenté, le calcul de l'humidité utile par l'équation 1.14 est valide. Ce point reste cependant à approfondir sur d'autres milieux sédimentaires.

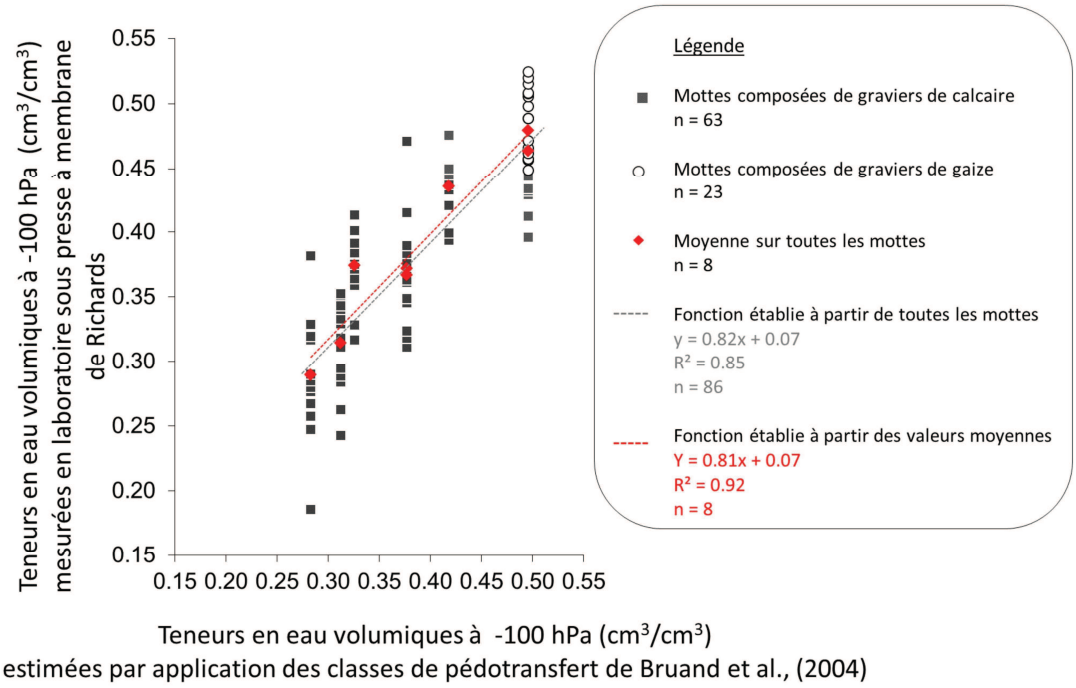


Figure 1. 17: Relation entre les teneurs en eau à -100 hPa calculées et mesurées sur des mottes à graviers de gaize et de calcaire. R^2 est le coefficient de détermination et n est le nombre d'échantillons analysés.

4 Cas particulier des gaizes

Les gaizes sont des matériaux sédimentaires principalement composés de spicules d'éponges et de carbonates. La gaize est aussi constituée d'opale. C'est justement ce minéral qui confère à la gaize sa faible masse volumique apparente (1g/cm^3 à 1.98g/cm^3 cf. Fig. 1.2). Les gaizes analysées au sein de cette étude ont montré une grande variabilité de capacité de rétention en eau (2g/100g à 63g/100g cf. Fig. 1.4). Cette variabilité serait liée au processus de décarbonatation plus ou moins avancé selon les gaizes analysées. Cette hypothèse reste à vérifier.

On retiendra que :

- *L'analyse d'éléments grossiers d'origine sédimentaire, par détermination de leurs propriétés structurales et hydriques, a permis :*
  - *de démontrer que les cailloux et les graviers sont capables de stocker de l'eau, de 2% pour les silex à plus de 60% pour les gaizes.*
  - *de proposer des fonctions de pédotransfert simples et robustes pour le calcul de leur humidité utile (HU)*

    (1) $HU = \xi W_{-100} + \varsigma = \xi W_{sat} + \varsigma$

    (2) $HU = a_3 \ln(d) + b_3$

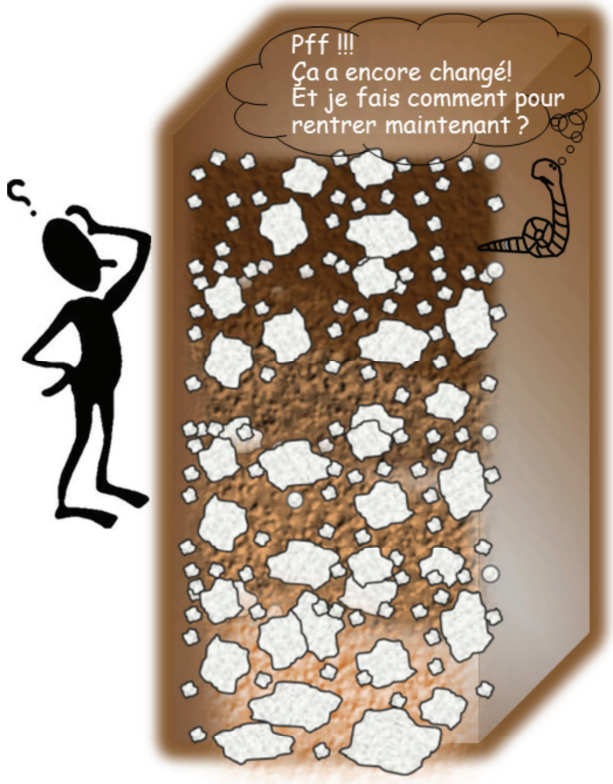
    Où W_{-100} et W_{sat} représentent respectivement les teneurs en eau massique à -100 hPa et à la saturation. d représente la masse volumique apparente et les valeurs des coefficients ξ, ς, a_3 et b_3 dépendent de la classe lithologique des éléments grossiers.

  - *Dans le cas où l'on connait précisément la densité de solide (D) de l'élément grossier, on modifie l'équation (1) par :* $HU = \xi [(1/d) - (1/D)] + \varsigma$

- *Avec des valeurs pouvant atteindre 26 g/100g, l'humidité utile de certains éléments grossiers est non négligeable et peut ainsi participer à l'alimentation hydrique des cultures.*

L'estimation des propriétés hydriques des sols caillouteux nécessite la connaissance de la pierrosité de ces sols. Le chapitre suivant présente une nouvelle méthode d'estimation de la proportion volumique en éléments grossiers à l'échelle parcellaire.

Comment évaluer la pierrosité d'un sol caillouteux ?



Ce chapitre montre l'apport des mesures électriques géophysiques pour l'estimation de la pierrosité des sols caillouteux à l'échelle régionale. Une nouvelle méthode, appliquée sur trois parcelles agricoles de Beauce dans le Département du Loiret en Région Centre, est proposée pour évaluer la proportion volumique en éléments grossiers des sols.

Ce chapitre est rédigé sous la forme d'un article scientifique*, soumis en mai 2011 à la revue Catena.

*Estimating the volume percentage of rock fragments of a stony soil by electrical resistivity at the field scale

M. Tetegan [a, b], C. Pasquier [a], B. Nicoullaud [a], H. Bourennane [a], A. Besson [a, c], C. Desbourdes-Coutadeur [d], A. Bouthier [b], D King [a], I. Cousin [a]

[a] Institut National de la Recherche Agronomique, UR 0272 Science du Sol, 2163 Avenue de la Pomme de Pin, CS 40001 Ardon 45075 Orléans Cedex 2 – France
[b] ARVALIS – Institut du Végétal, Domaine expérimental du Magneraud 17700 Saint Pierre d'Amilly – France
[c] Institut National de la Recherche Agronomique, UMR LISAH, 2 place Pierre Viala, 34060 Montpellier cedex 1 – France
[d] ARVALIS – Institut du Végétal, 45 voie Romaine, 41240 Ouzouer le Marché – France

Estimer la pierrosité d'un sol caillouteux par résistivité électrique à l'échelle parcellaire

1 Introduction

Currently, it remains difficult to provide estimates of the hydraulic properties of stony soils at the regional scale. To avoid bias, the hydraulic properties of stony soils must account for the presence of both rock fragments and fine earth, i.e., the characteristic individual hydraulic properties, and their volume content (Cousin et al., 2003; Tetegan et al., 2011; Ugolini et al., 1998). The estimation of the volume content of rock fragments is challenging although several methods have been used for a long time. For instance, estimates of rock fragment content can be measured from the soil surface reflectance by remote sensing; this method distinguishes among soil types and soil surface conditions, such as soil micro topography and vegetation cover (Girard and Girard, 2003). Other studies have demonstrated that a relationship exists between the percentage of rock fragments and the brightness index (Bhattacharya and Chandrakar, 1999; Mathieu et al., 2007; Post et al., 1999). However, this method strongly depends on the colours of the rock fragments and the soil conditions. Indeed, directly following a rain, the presence of the cleaned rock fragments is easier to detect. In contrast, after ploughing, the fine earth embedding the rock fragments can introduce a bias into the estimation of the volume content of rock fragments.

The rock fragment content of the deepest soil layers can be estimated by invasive methods, such as soil sampling. Soil sampling requires digging a pit, and large volumes of soil, i.e., large enough to be representative of the soil particle size distribution, must be sampled in each soil horizon and sieved. A visual estimation can also be performed with a chart, but this method strongly depends on the operator (Folk, 1951; Jeffrey, 1985; Terry and Chillingar, 1955). Thus, a real challenge still exists in terms of estimating the rock fragment content along a soil pit without disturbing the soil.

Geoelectrical methods, such as electrical resistivity profiling, are non-invasive methods that are useful for characterising the spatial variability in soils (Samouëlian et al., 2005; Sudduth et al., 2001). Variations in electrical resistivity result from differences in soil textures, soil structure and some other

physical soil properties, including the moisture content and bulk density of the soil (Besson et al., 2004; Seger et al., 2009). However, the electrical resistivity method requires good contact between the soil and electrodes to facilitate the injection of a direct electrical current into the soil. Faulty electrodes can introduce noise into a dataset, i.e., unexpected zero values or very high values. In particular, this noise arises from i) measurement errors due to the measuring device, ii) sporadic errors due to external effects (Tabbagh, 1988) and iii) poor electrode contact that can occur frequently in dry and stony soils.

The presence of rock fragments can strongly affect the electrical signal. Rock fragments located at the soil surface are responsible for noise in the measurement dataset due to interference with electrode/soil contact. In addition, the resistivity of rock fragments is generally higher than the resistivity of fine earth by several orders of magnitude (Schon, 1996; Telford et al., 1976). Several laboratory experimental studies have been conducted to study the electrical properties of rocks (Guichet, 2002; Marescot, 2006; Olhoeft, 1981; Parkhomenko, 1967; Schon, 1996; Telford et al., 1976). Experimental measurements by Rey et al. (2006) on two-phase heterogeneous media consisting of resistive inclusions embedded in a conductive matrix demonstrated the validity of the model of Bussian (1983) for estimating the volume proportion of rock fragments in the soil. Following these promising experiments, we propose using electrical resistivity data to estimate the volume percentage of rock fragments at the field scale.

The aim of this study was to test the efficiency of the electrical resistivity method for estimating the rock fragment content of soil at the field scale. This analysis was based on two methods. The first method is an application of the model of Bussian (1983) that was previously used by Rey et al. (2006). The second method focuses on noise data extracted from spatial unfiltered electrical resistivities of soil. These geophysical methods were compared to those usually used in the field, visual descriptions from a cartographic survey and measurements of the volume content of rock fragments after soil sampling.

2 Materials and methods

2.1 Study area

The study area was located in the Beauce region (Villamblain, France) about 110 km southwest of Paris. It extended over an area of 115 hectares and was generally cropped with maize and wheat (Nicoullaud et al., 2004). The climate was temperate continental with an oceanic influence and was characterised by an average temperature of 10.5°C, a modal rainfall of about 623 - 630 mm and an evapotranspiration of about 767 - 783 mm (Besson, 2007; Michot, 2003a; Michot, 2003b). These mean values were calculated over a period of 32 years (1967 to 1996), and the evapotranspiration was calculated using the Penman-Monteith formula. In 1995, i.e., prior to geophysical surveys, 290 auger holes were dug to develop a description of the soils in the study area. The information obtained from the auger holes was used to establish a soil database for the study area. The soils consisted of a loamy-clay layer (about 60% loam and 30% clay) developed over lacustrine limestone deposits, which were locally cryoturbed. The thickness of this loamy-clay layer varied between 0.2 and 0.9 m. According to i) the spatial variability of the soil characteristics, ii) the depth and type of limestone where soil horizons were developed and iii) the thickness of the loamy-clay layer, the study area was classified into eight main soil units (Nicoullaud et al., 2004; Besson et al., 2010). These units were mainly haplic calcisols and calcaric cambisols (IUSS Working Group WRB, 2006) containing various quantities of rock fragments with different sizes, from gravels to blocks. As described by King et al. (1999) and Bourennane et al. (1998), the soil units formed on cryoturbed limestone deposits or on soft limestone deposits had the deepest loamy-clay layer (up to 0.8 m deep), whereas the shallowest soils (about 0.3 m deep) developed directly on hard calcareous bedrock.

In this study area, three plots with surface areas ranging from 1 to 10 ha were worked. The three plots were denoted A, B and C (Fig. 2.1). These three plots encompassed stony soil horizons with i) various proportions of rock fragments, ranging from 0% to more than 30% (volume percentage) and ii) various lithologies, including soft limestone, hard limestone, lithographic limestone and cryoturbed limestone.

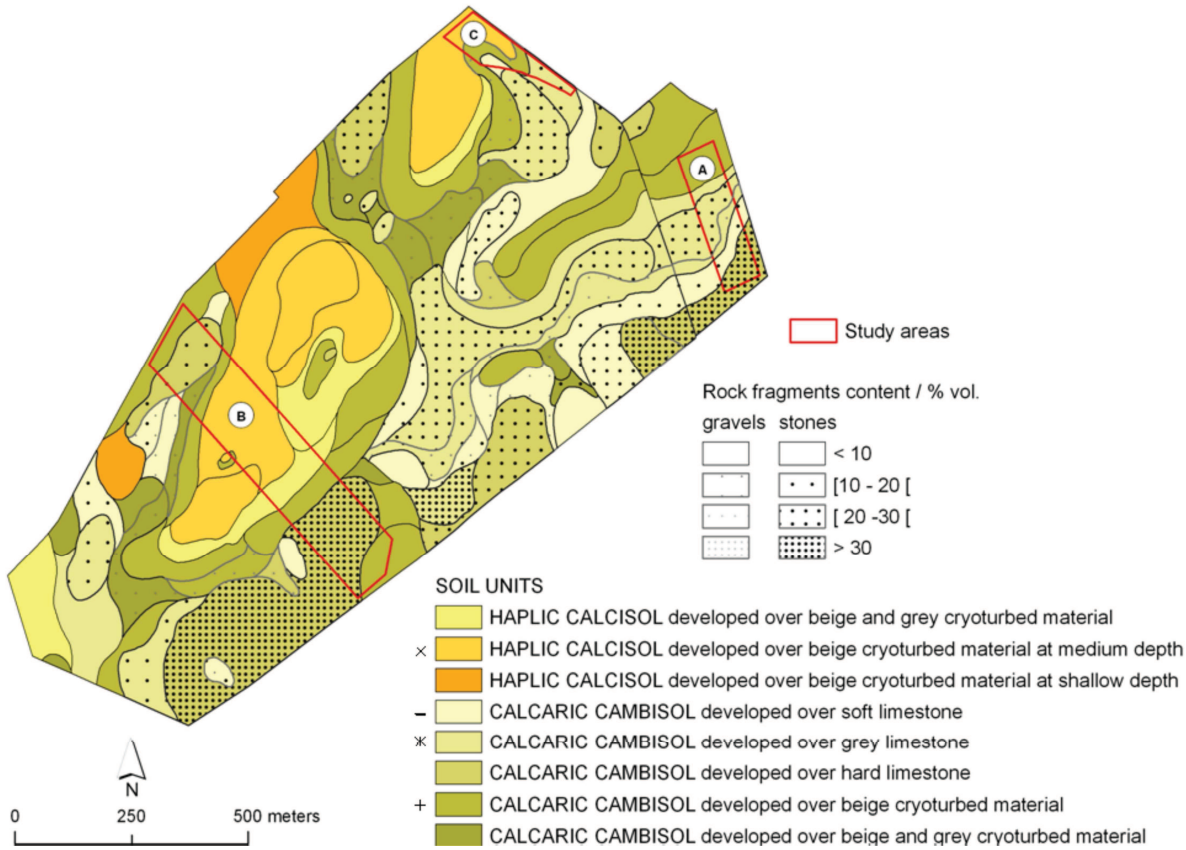


Figure 2. 1: Soil map of the study areas at 1/5000 established in 1995. The soil units were described using the IUSS Working Group WRB (2006) classification. The symbols (×, –, ∗ and +) correspond to those used in figure 2.8.
Carte des sols des zones d'étude au 1 / 5000 établie en 1995. Les unités de sol ont été décrites en utilisant la classification IUSS Working Group WRB (2006). Les symboles (×, –, ∗ et +) correspondent à ceux utilisés dans la figure 2.8.

2.2 Electrical resistivity data

2.2.1 Electrical resistivity measurements

Field-scale geophysical surveys were accomplished using a Multi-Continuous Electrical Profiling device (MuCEP device) that allows measurements of spatial field electrical resistivity with a high spatial resolution. The device was composed of a Doppler radar, which triggered a measurement every 0.1 m along an electrical transect, a global positioning system and four pairs of electrodes that generated three electrical arrays (V1, V2 and V3) coupled with a resistivity meter. Each array was composed of four wheels that acted as metallic probes; two probes ("A" and "B") were used to inject current into the soil, and two other probes ("M" and "N") were used to record the electrical potentials. The spacings between the A–B current probes and the M–N potential probes were 0.6 m, 1.2 m and

2.2 m for the three arrays. A complete description of this device has been provided by Panissod et al. (1997), Dabas et al. (2001) and Besson et al. (2010).

The spacing between two measurements along a geoelectrical profile was approximately 10 cm, and the spacing between two profiles was 2 m or 4.8 m (Table 2.1). Former studies have shown that the depth of the soil volume investigated was on the order of magnitude of the spacing between the electrodes (Dabas and Tabbagh, 2003). Consequently, the V1 array was mainly used to investigate the loamy-clay layer and a portion of the cryoturbed limestone or soft limestone deposits in some thin areas, whereas the V2 and V3 arrays were used to investigate at greater soil depths. All of the measurements were georeferenced and recorded by a PC.

Table 2. 1: Characteristics of the studied plots.
Tableau 2.1 : Caractéristiques des parcelles étudiées.

Plot	Surface area	Geographical coordinates	Dates of electrical resistivity measurements	Intervals of electrical resistivity measurements along the profiles	Distance between two profiles	Determination of rock fragment content
A	2.55 ha	E1.574° N47.997°	May 2000	10 cm	4.8 m	Visual estimation and quantitative measurements after sampling
B	9.60 ha	E1.562° N47.992°	May 2000	14 cm	4.8 m	Visual estimation and quantitative measurements after sampling
C	1.50 ha	E1.568° N48.000°	April 2006 June 2006 August 2006 October 2006 March 2007	13 cm	2.0 m	Visual estimation

Electrical resistivity measurements were conducted on different dates (Table 2.1) in both wet and dry seasons (May 2000, April 2006, June 2006, August 2006, October 2006 and March 2007). The gravimetric water content present on each date was estimated from bulk soil samples of about 100 cm^3 collected in the soil layer at a depth of 0 – 30 cm.

2.2.2 1D modelling of resistivity based on soil depth

Electrical resistivity in the loamy-clay layer was estimated using 1D inverse modelling of the apparent measurements (Qwinv1D*e* software; Tabbagh, 2004). The inverse procedure was described by Cousin et al. (2009). The direct calculation corresponded to the analytical computation of the

Laplace equation solution for the electrical potential; the final expression was the Hankel transformation, and this computation was performed by convolution. A model with two layers and a fixed thickness parameter was implemented. The first model layer considered the loamy-clay layer, the depth of which was measured by the auger holes. The second model layer was considered to have an infinite thickness. The resistivities of the two soil layers were defined as variable parameters. Resistivities that were estimated by 1D inverse modelling will be referred to as "interpreted resistivity" in the following sections.

2.3 Measurements of the volume percentage of rock fragments

Depending on the subplot, the volume content of the rock fragments was determined using two methods.

2.3.1 Visual estimation of the rock fragment percentage

During the 1995 field campaign that aimed to describe the area soil types, the estimation of the rock fragment contents of the three subplots was accomplished using a chart (Folk, 1951; Jeffrey, 1985). At each auger hole location, the rock fragment content was estimated visually in terms of the percentages of surface coverage and of fragment size (gravels, pebbles, stones and blocks). Mean values of the volume content of rock fragments were then calculated for each soil unit.

2.3.2 Quantitative measurements of the rock fragment proportion

In plots A and B, 27 pits were dug down to the bedrock; 18 pits were dug in plot A, and 9 pits were dug in plot B. According to the possibilities of surveys to shovel, within a sampling volume of approximately 500 dm^3 (length = 1 m; width = 0.5 m; height = 1 m) for one pit, samples of soil were then collected in amounts that were large enough to be representative of the sampled soil layers (60 - 80 kg). The soil samples were assumed to correspond to Representative Elementary Volumes of rock fragment content.

Rock fragment samples were collected in the loamy-clay layer from the surface to the calcareous bedrock at two levels; the first level was located between 0 and 45 cm, and the second levels was located between 45 and 90 cm or top of the calcareous bedrock.

The bulk density of each layer was also determined; for non-stony zones, three 500 cm^3 soil cylinders were collected, and the excavation method was used for zones with rock fragments (AFNOR, 2009). In the latter case, soil volumes of about 2 dm^3 were collected.

In the lab, the soil samples were first dried at 30°C for 10 days, weighed and then sieved to separate fractions with sizes of 0-2 mm, 2-20 mm and up to 20 mm. Of these fractions, portions of approximately 100 g were collected and used to determine the dry mass. Following the dry sieving process, the different soil fractions were sieved in water to remove the remaining fine earth coating the rock fragments. The cleaned rock fragments were then dried at 105°C for 48 h, and the gravimetric percentage of rock fragments was calculated.

The samples that were collected to estimate the bulk density were dried at 105°C for 48 h and then weighed. The volume proportion of rock fragments collected was then determined for each layer.

2.4 Modelling of rock fragment content using geoelectrical resistivity values

2.4.1 A new model using electrical resistivity noise

We hypothesised that a relationship exists between the volume content of rock fragments in soil layers and the noise in the electrical resistivity measurements. We then extracted the noise from both the apparent electrical resistivity of the V1 array and the interpreted electrical resistivity.

First, all of the null values were erased. Second, the standard deviation of 160 measurements located within a 5 m radius around a given point was calculated. Third, the relationships between the standard deviation of the resistivity measurements and the volume proportion of rock fragments in the soil were analysed. However, the electrical signal noise was not due exclusively to the presence of rock fragments; the signal noise also depended on random white noise and equipment noise. Thus, noise exists even for soil with low rock fragment content. Consequently, in our analysis, we did not consider either the soil units with a volume percentage of rock fragments lower than or equal to 15% or low standard deviation values between 0 and 5 ohm·m.

The relationships between the electrical resistivity measurements and the rock fragment content were first analysed using the dataset of plot A. The relationships were then validated using the dataset of plot B, which was measured on a similar date. A statistical bilateral test was used at the 5 % confidence level for validation.

2.4.2 The model of Bussian (1983)

Based on the equation of Hanaï-Bruggeman, Bussian (1983) proposed a model of the effective resistivity for a diphasic medium composed of resistive inclusions embedded in a conductive matrix. We used this model to estimate the volume of rock fragment content (*RFC*) from the apparent resistivity measurements of the V1 array of Mucep (ρ_0), the electrical resistivity of the fine earth (ρ_{FE}) and the electrical resistivity of the rock fragments (ρ_{RF}):

$$RFC = 1 - \left(\frac{\left(\frac{\rho_0}{\rho_{FE}}\right)^{\frac{-1}{m}} - \left(\frac{\rho_{FE}}{\rho_{RF}}\right)\left(\frac{\rho_0}{\rho_{FE}}\right)^{\frac{m-1}{m}}}{1 - \left(\frac{\rho_{FE}}{\rho_{RF}}\right)} \right) \qquad \text{(Eq. 2.1)}$$

Here, *m* is the cementation factor characterising the tortuosity of the continuous medium.

Apparent resistivity values were first averaged for 160 measurements located within a 5 m radius around a given point. ρ_{FE} was fixed at 20 ohm.m, corresponding to the mean value of electrical resistivity for non-stony zones in the study area. ρ_{RF}, *m* and *RFC* on plot A were then estimated by an optimisation process based on the non-linear least squares method. Consistent with values proposed by Schon (1996), *m* was set equal to 2.63, and ρ_{RF} was set to 200 ohm.m for cryoturbed limestone substrate (1000 ohm.m for other calcareous substrates). The parameters defined using the optimisation process were then applied to plot B. The mean absolute error (MAE), the mean error (ME) and the root mean square error (RMSE) were computed to determine the validity of the model.

3 Results

3.1 General description of the dataset

The volume proportions of rock fragments in plots A, B and C at the soil pit scale are presented in Figure 2.2. For plots A and B, the rock fragment contents were measured from soil sampling. For plot C, the rock fragment content was visually estimated. The volume content of rock fragments reached a maximum of 54 % for plot A, 35% for plot B and 20% for plot C. Mean values for the rock fragment contents were approximately 20 % for plots A and B and 10 % for plot C. These values exhibited significant dispersion, which suggests that there is a large degree of heterogeneity in the volume content of rock fragments.

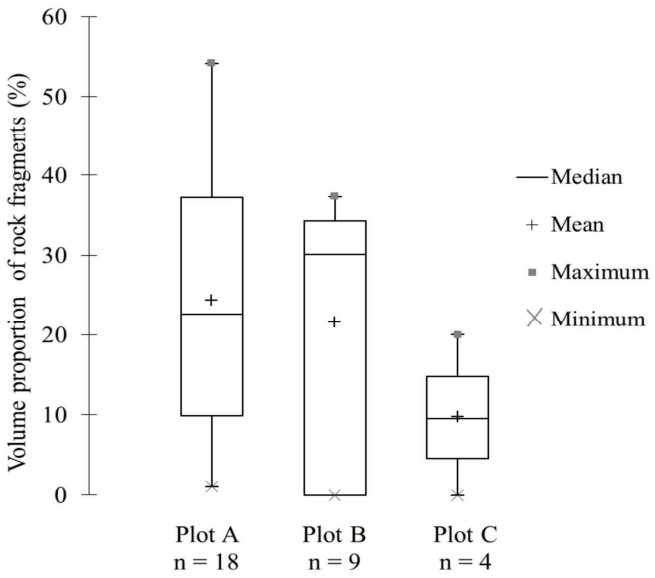


Figure 2. 2: Volume proportion of rock fragments in the three soil plots; n corresponds to the number of visual observations for plot C and the number of soil pits dug for plots A and B. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and the 25th percentiles, respectively.
Proportion volumique d'éléments grossiers au sein des trois parcelles caillouteuses; n correspond au nombre d'observations visuelles pour la parcelle C et le nombre de fosses creusées pour les parcelles A et B. Les limites des zones supérieure et inférieure indiquent respectivement le 75e et le 25e centile.

Figure 2.3 (a, b, c) presents the apparent resistivity maps from the V1, V2 and V3 arrays for plot A. The resistivity values ranged between 5 and 130 ohm.m but showed a spatial organisation based on the soil depth (Fig. 2.3d). The apparent resistivity increased for thinner soils, i.e., when the bedrock was closer to the surface.

The interpreted resistivity map of the loamy-clay layer allowed the identification of two main areas of electrical resistivity (Fig. 2.3); the highest values of about 70 to 100 ohm.m were located in the southeast region of the plot, where the thickness of the loamy-clay layer was relatively small at close to 0.3 m depth.

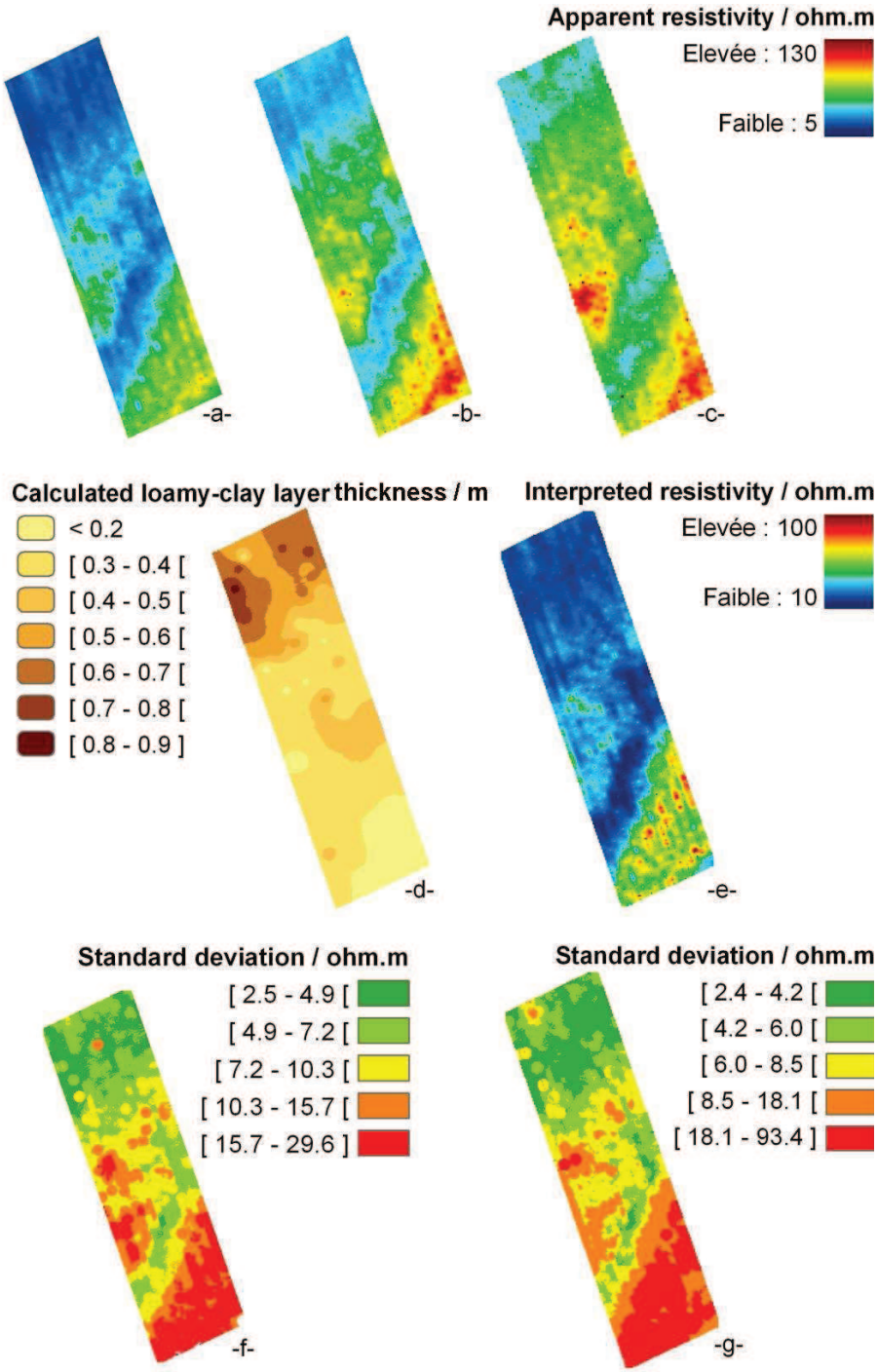


Figure 2. 3: Spatial pattern of data recorded and calculated on plot A. -a-, -b-, -c- : Apparent electrical resistivity measurements for the V1, V2 and V3 arrays, respectively. -d- : Map of the loamy-clay layer thickness. -e- : Interpreted electrical resistivity for the loamy-clay layer. -f- : Map of the standard deviations of the electrical resistivity measurements for the V1 array. -g- : Map of the standard deviations of the interpreted electrical resistivity measurements.

Répartition spatiale des données enregistrées et calculées sur la parcelle A. -a,-b,-c-: mesures de résistivité électrique apparente respectivement pour les voies V1, V2 et V3. -d-: Carte de l'épaisseur de la couche limono-argileuse. -e-: résistivité électrique interprétée de la couche limono-argileuse. -f-: Carte des écarts-type des mesures de résistivité électrique pour la voie V1. -g-: Carte des écarts-type des mesures de résistivité électrique interprétée.

3.2 Estimation of the rock fragment contents at the plot scale

Comparisons among the apparent resistivity map, the interpreted resistivity map (Fig. 2.3a and Fig. 2.3e) and the soil map (Fig. 2.1) enhanced the localisation of stony soils that exhibit the highest resistivity values. Standard deviation values for both the apparent and interpreted resistivity maps are shown in Figures 2.3f and 2.3g. These values ranged from 2 to 90 ohm.m and exhibited a similar spatial organisation, i.e., the highest values were located in the southeast region where the rock fragment content was the highest.

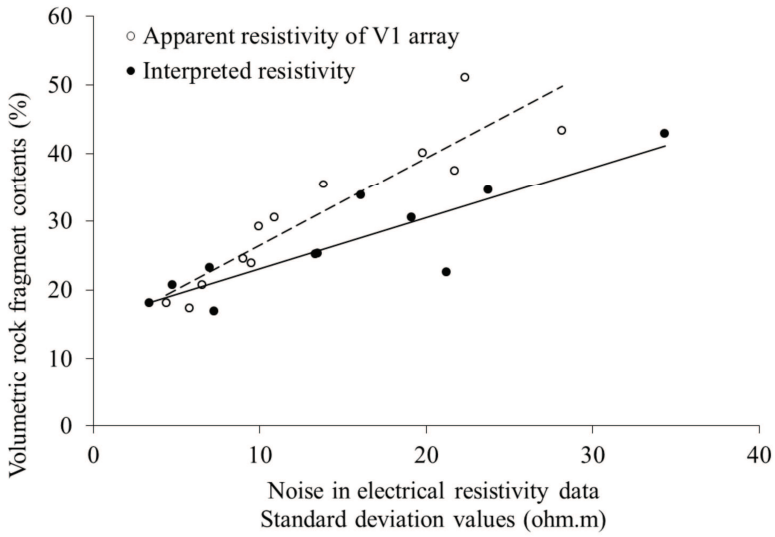


Figure 2. 4: Relationships between the standard deviation of the electrical resistivity data and the measurements of the volume proportion of rock fragments determined on plot A.
Relations entre l'écart type des données de résistivité électrique et les mesures de la proportion volumique en éléments grossiers déterminée sur la parcelle A.

Linear equations were fitted to the rock fragment content and electrical resistivity data (Fig. 2.4). For the apparent resistivity data, geoelectrical values were compared to the rock fragment contents at the 0 – 45 cm depth. This thickness corresponded to the layer investigated by the V1 array, which can be locally different, i.e., thicker or thinner, than the real loamy-clay layer thickness. For the interpreted resistivity data, geoelectrical values were compared to the rock fragment contents of the entire loamy-clay layer with a variable thickness from 0.2 to 0.9 m.

Table 2. 2: Parameters of the linear equations describing the relationship between rock fragment contents and the electrical resistivity data on Plot A.
Tableau 2.2 : Paramètres des équations linéaires décrivant la relation entre la proportion volumique en éléments grossiers et les données de résistivité électrique sur la parcelle A.

Equation	n	Slope	Intercept	R^2
Volumetric rock fragments = f(mean values of Apparent resistivity)	18	0.79	- 8.44	0.77
Volumetric rock fragments = f(mean values of Interpreted resistivity)	18	0.60	- 0.08	0.70
Volumetric rock fragments = f(standard deviation values of Apparent resistivity)	12	1.28	13.68	0.85
Volumetric rock fragments = f(standard deviation values of Interpreted resistivity)	11	0.74	15.67	0.77

The results of the statistical regressions are summarised in Table 2.2. High and significant coefficients of determination (0.70 to 0.85) were observed for the four equations. These relationships are in agreement with visual descriptions presented on maps (Fig. 2.3) in which the stony areas corresponded to highly resistant zones. However, the highest coefficients of determination (0.85 and 0.77) were obtained when the standard deviation values were used instead of the mean values. Thus, these relationships between the rock fragment content and the interpreted or apparent resistivity appeared to be robust equations for calculating the volume percentage of rock fragments at the plot scale; the first equation (i.e. using interpreted resistivity data) provided an estimate of the volume content of rock fragments in the loamy-clay layer, whereas the other equation (i.e. using apparent resistivity data) provided an estimate of the volume content of rock fragments in the first layer measured by the V1 array. The latter equation using only the standard deviation of the apparent resistivity is the most robust and easiest relationship; this equation does not require an inversion or knowledge of the soil thickness. In the next section, the standard deviation of the apparent resistivity will be used.

4 Discussion

4.1 Validation using the electrical resistivity noise

Geophysical surveys were conducted during the same period for plots A and B, and the data from plot B were used for the validation. Six of the nine pits dug on plot B were analysed because the remaining three pits were located in non-stony areas, and the rock fragment content would have been highly overestimated when using geoelectrical data. A significant correlation can be observed between

the measured and estimated values for the volume content of rock fragments (Fig. 2.5) with a root mean square error of 5.4 % (Table 2.3) even though one point was underestimated by 10%.

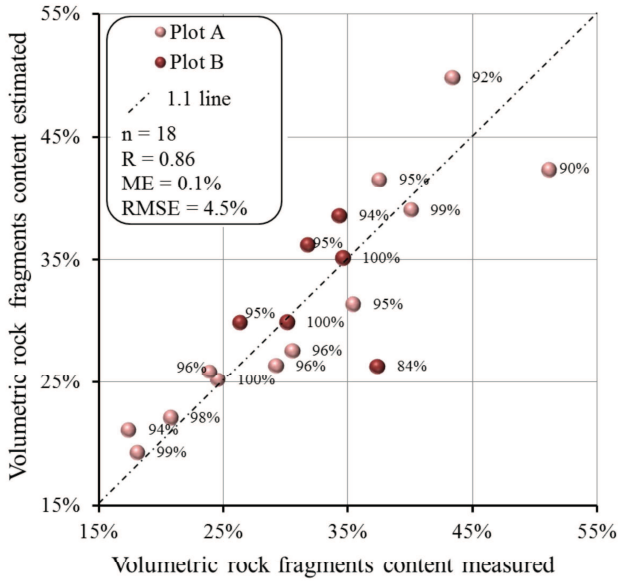


Figure 2. 5: Comparison between the estimated and measured volume proportion of rock fragments. The percentage values represent the risk of rejection of the null hypothesis ("the difference between estimated and measured proportions is equal to 0") when it is true.
Comparaison entre les proportions volumiques estimées et mesurées des éléments grossiers. Les valeurs de pourcentage représentent le risque de rejet de l'hypothèse nulle ("la différence entre les proportions estimées et mesurées est égale à 0") quand elle est vraie.

Table 2. 3: Mean absolute errors (MAE), mean errors (ME) and root mean square errors (RMSE) for the estimations of the volume rock fragment content using i) the model using electrical resistivity noise and ii) the model of Bussian (1983). n is the number of soil pits used.
Moyenne des erreurs absolues (MAE), des erreurs moyennes (ME) et des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) pour les estimations de proportion volumique d'éléments grossiers en utilisant i) le modèle utilisant le bruit de la résistivité électrique et ii) le modèle de Bussian (1983). n est le nombre de fosses utilisées pour le calcul.

	Plot A		Plot B	
	Model using electrical resistivity noise	Model of Bussian (1983)	Model using electrical resistivity noise	Model of Bussian (1983)
n	12	12	6	6
MAE	0.03	0.05	4.01	0.02
ME	-1.99E-06	0.04	-0.30	-0.01
RMSE	0.04	0.06	0.05	0.03

The map of the measured and estimated rock fragment contents is shown in Figure 2.6. The stony areas were correctly located. On plot A, some calculated values were overestimated by about 10% as compared to the measured values. However, this misestimation is considered to be reasonable and is probably not worse than that of a visual estimation in the field made by a pedologist.

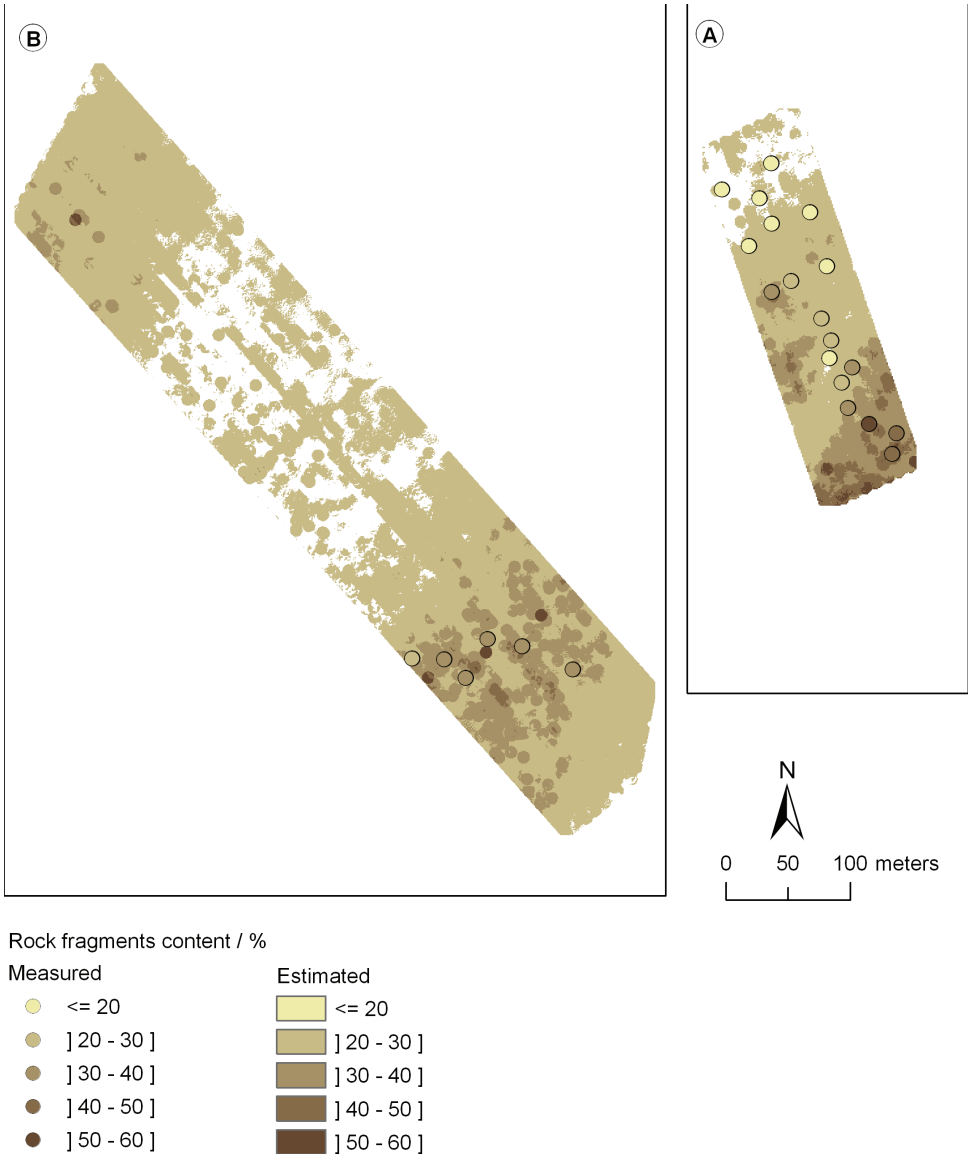


Figure 2. 6: Maps of the volume proportion of rock fragments for plots A and B as estimated by the noise electrical resistivity method. White areas correspond to no available data.
Cartes de la proportion volumique d'éléments grossiers pour les parcelles A et B selon la méthode d'estimation par le bruit de résistivité électrique (absence de données dans les zones blanches).

Thus, our methods appear to be useful for the estimation of rock fragment contents in stony soils.

4.2 Calculation of the rock fragment content using the model of Bussian (1983)

The volume content of rock fragments on plots A and B was calculated by applying Eq. (2.1) and compared with the measured values; the estimation of error was less than 6% (Table 2.3). The low root mean square error of the estimation shows that the model of Bussian (1983) is well suited for the

calculation of the volume content of rock fragments from electrical resistivity data, but a prior calibration of the cementation factor is required.

A comparison of the method using the electrical resistivity noise to the model of Bussian (1983) (Table 2.3) shows that both models are robust.

4.3 Effect of water content on the estimation of rock fragment content

The geophysical surveys of plots A, B and C performed for different water contents in the soil were compared (Fig. 2.7). The relationship between the standard deviation of the apparent electrical resistivity and the volume content of rock fragments varied with the seasons. In wet seasons, the rock fragment content was less sensitive to the standard deviation values due to their small range. The opposite effect on sensitivity was observed during dry periods.

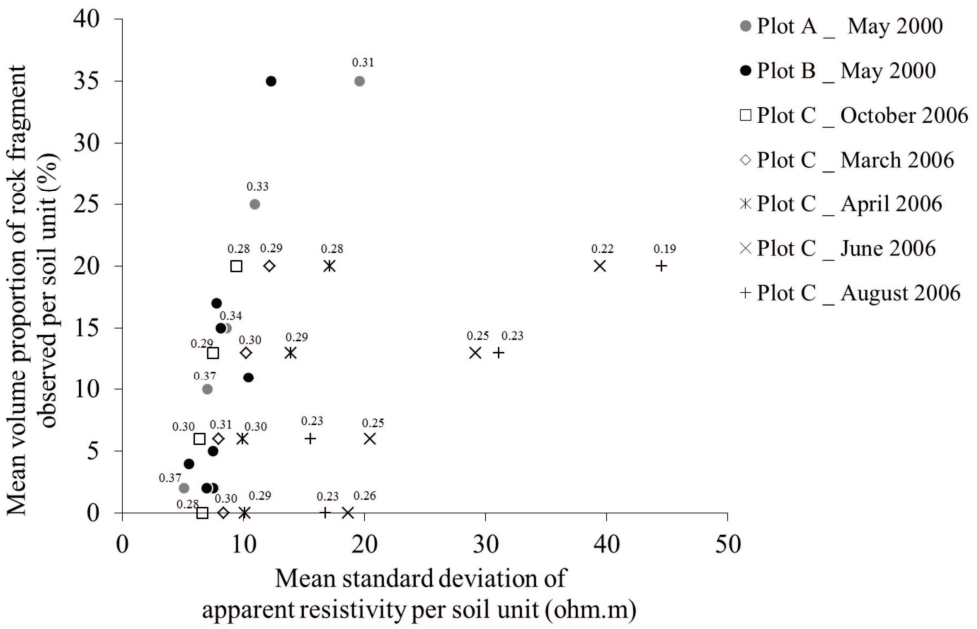


Figure 2. 7: Relationship between the standard deviation of the apparent electrical resistivity data and the volume content of rock fragments. The numerical value above each point represents the mean field water content in cm^3 cm^{-3}. Water content values for plot A and B were similar.
Relation entre l'écart type des données de résistivité apparente électrique et la proportion volumique en éléments grossiers. La valeur numérique au-dessus de chaque point représente la teneur en eau moyenne au prélèvement au champ en cm^3 cm^{-3}. Les valeurs de teneur en eau pour la parcelle A et B étaient similaires.

For plot C, five geophysical surveys performed in April 2006, June 2006, August 2006, October 2006 and March 2007 were compared, and the soil at these times contained different water contents. Thus, the effect of the water content of the soil on the relationship between the rock fragment content

and the standard deviation of the apparent electrical resistivity could be evaluated (Fig. 2.8). As expected, the standard deviation of the apparent electrical resistivity was significantly higher when the soil moisture was low. An analysis of variance demonstrated the predominant effect of soil moisture on the standard deviation of the apparent resistivity (Table 2.4).

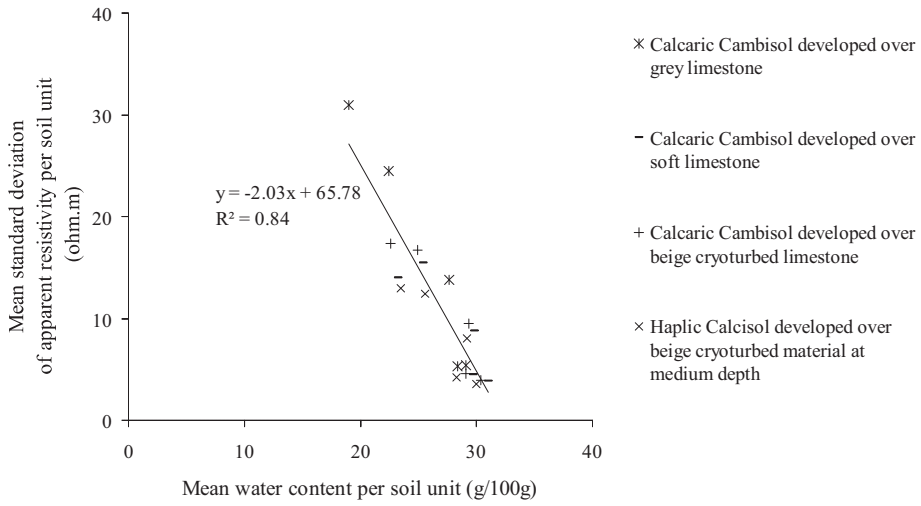


Figure 2. 8: Standard deviation values of the apparent electrical resistivity as a function of water content on plot C. Each symbol refers to soil units previously presented in figure 1.
L'écart type des valeurs de résistivité électrique apparente en fonction de la teneur en eau sur la parcelle C. Chaque symbole fait référence à des unités de sols précédemment présentées dans la figure 2.1.

Table 2. 4: ANOVA for the standard deviations of the apparent resistivity based on both rock fragment and water contents.
ANOVA pour les écarts-types de valeurs de résistivité apparente en fonction à la fois de la proportion volumique en éléments grossiers et de la teneur en eau du sol.

Sources of variation	Degrees of freedom	Sum of square	Mean Square	F value	Pr (>F)
Rock fragment content	1	144.34	144.34	15.27	0.001**
Water content	1	731.90	731.90	77.42	9.75e-08***
Residuals	17	160.71	9.45		

To estimate the proportion of rock fragments in the soil, the relationships between the soil volume content of rock fragments and the standard deviations of the apparent resistivities must be calibrated with regard to soil moisture. Moreover, to more accurately determine the rock fragment content of soil, geophysical surveys should be performed during dry periods when the range of the standard deviation of electrical resistivity data is expected to be at its highest.

5 Concluding remarks

The method we have developed using electrical resistivity noise allows the qualitative detection of stony areas on zones of a few hectares. Quantitative correlations between the volume percentage of rock fragments and the standard deviation values of electrical resistivity were shown to be as good as those of the model of Bussian (1983) for the estimation of the volume content of rock fragments. Nevertheless, the following recommendation must be considered. 1) To evaluate the signal noise, the unfiltered raw electrical data must be used; filtered data usually produced by commercial devices would allow the prediction of only the locations of stony areas and not the real volume percentage of rock fragments. 2) When the proportion of rock fragments is less than 15%, the estimation of the volume content of rock fragments by electrical resistivity becomes more uncertain because noise in the electrical resistivity signal is based on factors besides the presence of rock fragments. As an alternative, the model of Bussian (1983) can be used after a calibration of the cementation factor. 3) To use a relationship between the electrical resistivity data and rock fragment content, calibration data are needed on a plot with equivalent soil types and rock fragment lithologies. 4) The influence of the water content of the soil on the relationship between the electrical resistivity data and the volume content of rock fragments indicates that i) geoelectrical surveys should be performed in dry climate conditions and ii) the relationship with soil moisture should be calibrated.

6 Appendix: Optimisation process

On plots A and B, mean values of electrical resistivity were collected within a 5 m radius around the given points; these points were focused on the sampling locations for measurements of rock fragment content. The optimisation process was conducted on plot A in two steps. First, ρ_{FE} was fixed at 20 ohm.m; ρ_{RF}, m and RFC were estimated by optimisation with the following constraints: i) 0 < estimated RFC < 0.55, ii) 1.3 < m < 4 (Attia, 2005; Pape et al., 1999; Schon, 1996) and iii) 200 ohm. m < ρRF < 1000 ohm.m (Telford et al., 1976). The optimisation process was then performed to calculate the estimated RFC values by applying Eq. (2.1) within 100 iterations, a tolerance of 5 % and an accuracy of 0.000001 during 100 s. m and ρ_{RF} values were set to minimise the root mean square error of the estimation of the volume content of rock fragments. ρ_{RF} exhibited a bimodal distribution with two peaks located at approximately 200 and 1000 ohm.m, and m varied between 1.5 and 4.

In the second step, the ρ_{RF} value was fixed at 200 ohm.m for a cryoturbed limestone substrate and 1000 ohm.m for the other calcareous substrates. m was set equal to 2.63, corresponding to the median value of the m distribution in the first step. ρ_{FE} was unchanged and set equal to 20 ohm.m. The optimisation process was performed again using these fixed values. Estimates of the RFC values were calculated by applying Eq. (2.1) on plot A and then on plot B.

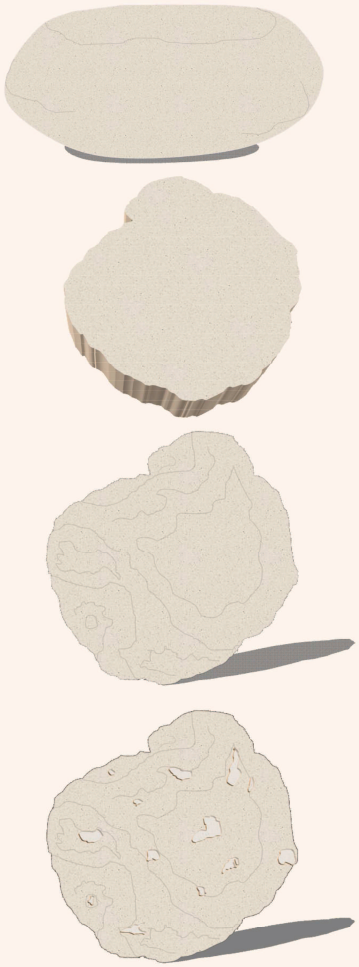
On retiendra que :

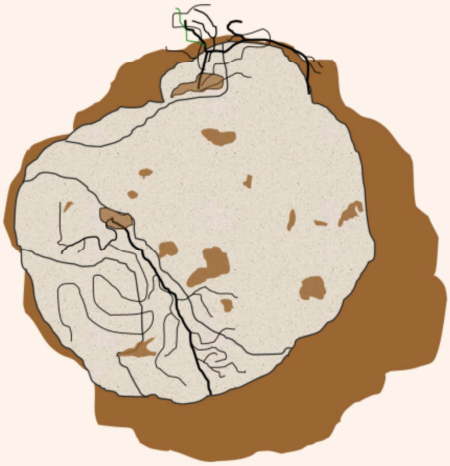
- *La résistivité électrique, qui présente l'avantage d'être plus rapide et moins fastidieuse que les prélèvements et les observations de terrain, est une méthode qui permet d'estimer – de manière continue – qualitativement et quantitativement la pierrosité des sols à l'échelle parcellaire.*

- *La détection de zones caillouteuses est possible par simple observation des cartes de résistivité électrique. Les sols présentant des valeurs de résistivité les plus élevées correspondent aux milieux caillouteux.*

- *A plus de 15 % d'éléments grossiers dans le sol, la quantification de la proportion volumique de la phase caillouteuse du sol est dorénavant possible par analyse du bruit du signal de résistivité*

Sachant calculer l'humidité utile des éléments grossiers et sachant évaluer la pierrosité d'un sol caillouteux, il est dès lors possible d'estimer les propriétés hydriques des sols caillouteux. Le chapitre suivant présente des calculs de réserve utile et de déficit hydrique des sols d'une zone agricole beauceronne.





Estimation spatialisée de la réserve utile et du déficit hydrique des sols caillouteux

Ce chapitre traite du calcul de la réserve en eau des sols d'une zone d'agriculture intensive localisée en Beauce dans le Département du Loiret en Région Centre. Ce calcul est réalisé par couplage de fonctions de pédotransfert relatives aux phases fine et caillouteuse des sols. Un modèle permet par ailleurs le calcul du déficit hydrique pour une gestion plus adaptée de l'irrigation de ces sols sous une culture de maïs.

Ce chapitre est rédigé sous la forme d'un article scientifique*, soumis en Octobre 2011 à la revue Irrigation Science.

* **Unprecedented consideration of rocks for modeling soil water in maize crops**

M. Tetegan [a, b], A. C. Richer de Forges [c], B. Nicoullaud [a], C. Desbourdes [d], B. Verbèque [e], A. Bouthier [b], D. Arrouays [c], I. Cousin [a]

[a] Institut National de la Recherche Agronomique, UR 0272 Science du Sol, 2163 Avenue de la Pomme de Pin, CS 40001 Ardon 45075 Orléans Cedex 2 – France
[b] ARVALIS – Institut du Végétal, Domaine expérimental du Magneraud 17700 Saint Pierre d'Amilly – France
[c] Institut National de la Recherche Agronomique, US 1106 InfoSol, 2163 Avenue de la Pomme de Pin, CS 40001 Ardon 45075 Orléans Cedex 2 - France
[d] ARVALIS – Institut du Végétal, 45 voie Romaine, 41240 Ouzouer le Marché – France
[e] Chambre d'Agriculture du Loiret, 13 avenue des droits de l'homme 45921 ORLEANS – France

Estimations de la réserve utile et du déficit hydrique d'un sol sur une récolte de maïs en prenant en compte la phase caillouteuse: couplage de fonctions de pédotransfert

1 Introduction

To estimate the ability of soils to provide water to plants for their growth, soil scientists and agronomist usually determine the available water content of soil. The latter, expressed in mm of water, is the difference in water content between field capacity and wilting point (Lozet and Mathieu, 1997). This difference in water content is likely to be exploited by the roots. Thus, the soil available water content is then an important agronomic parameter for soil water balance calculations and thus for the adaptation and irrigation management of cultivated soils. Indeed, a better management of irrigation would enable farmers to adapt water supply to optimum for both the crop requirements, and the groundwater dynamics. Therefore, there is a need to correctly know the soil hydric characteristics, in order to take them into account for optimising crop growth and reducing water transfer and losses deeper than the root system. As a consequence, mapping the available water content of soils at regional scale is a key factor in determining the land suitability and in implementing models to forecast irrigation needs and risks for the groundwater quality (Schnebelen et al., 2004; Khan and Abbas, 2007; Paydar et al. 2009). Moreover, in many areas of the world, climatic change is supposed to induce changes in water reservoir inputs and management, reducing water supply for irrigated areas (Garcia-Ruiz et al., 2011; Falloon and Betts, 2010; Dono and Mazzapicchio, 2010). Nevertheless, the calculation of the soil available water content remains difficult in the case of heterogeneous soils (Frison, 2008; Montagne, 2006), and especially for stony soils. Indeed the estimation of their available water content requires a precise knowledge of the hydraulic properties of each of their phases; say the fine earth and the rock fragments. The calculation of the available water content of fine earth phase

can be easily performed through various classes and pedotransfer functions based on bulk density and texture of fine earth (Al Majou, 2008; Bastet, 1999; Bruand et al., 2002; Bruand et al., 2004; Hall et al., 1977; Rawls et al., 1982). Mistakenly, the hydric properties of the stony phase have often been neglected in the calculation of the available water content of stony soils, whereas several studies have shown that the rock fragments could be a significant water reserve for soil (Gras and Monnier, 1963; Poesen and Lavee, 1994; Tetegan et al., 2011). The porous rock fragments such as chalk and limestone can affect the hydrogeological vulnerability of soil for contamination in groundwater. The stony soils are often shallow, and then, these porous rock fragments, which can cause a macroporosity in soils, can lead to a rapid transport of pesticides or other contaminants into groundwater (Schnebelen et al., 1999; Morvan et al., 2006; Roulier et al., 2006). Recently, Tetegan et al. (2011) have proposed new pedotransfer functions to estimate the available water content of rock fragments from stony soils of sedimentary origin.

The objective of this paper was then to couple pedotransfer classes and pedotransfer functions, allowing the calculation of the available water content of each phase of a stony soil, to provide an estimation of the available water content of stony soils at regional scale. From these calculations, the soil water deficit was estimated by a mass balance model and interpreted as irrigation needs for a maize crop.

The study was focused on an intensive agriculture medium with several types of soil of variable stoniness. For each soil profile, the soil available water content was calculated using three assumptions, taking into account or not the volume and hydric properties of the rock fragments.

2 Materials and methods

2.1 Study area

The study was conducted on *Petite Beauce*, in the central region of France, about 110 km southwest of Paris (Fig. 3.1). *Petite Beauce* has an intensive agriculture often irrigated and 76% of the surface area is occupied by grain crops, mainly corn and wheat (Nicoullaud et al., 2004). The climate is temperate continental with an oceanic influence and is characterised by an average temperature of 10.5°C, a modal rainfall of about 623 - 630 mm (mean value over the 1967-1996 period) and an evapotranspiration calculated using the Penman-Monteith formula of about 783 mm (Besson, 2007; Michot, 2003a).

We focused our study on the Patay region, on a surface area of about 36200 ha.

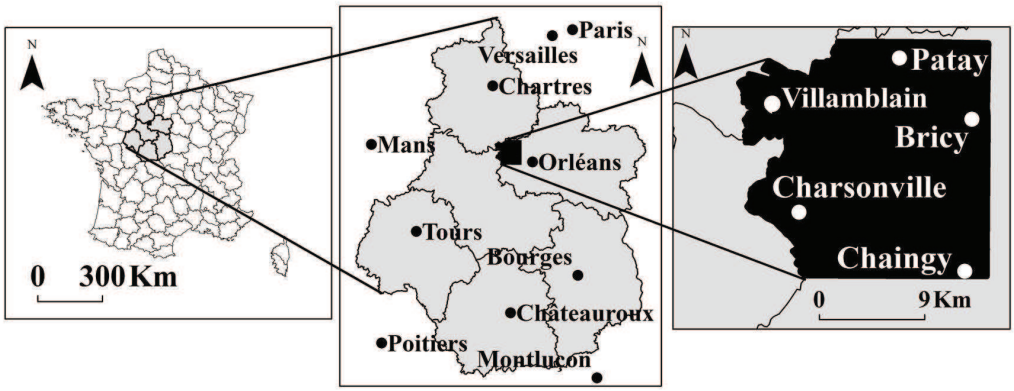


Figure 3. 1: Location of the study area. From left to right are represented the maps of: France, Central Region and Patay.
Localisation de la zone d'étude. De gauche à droite, sont présentées les cartes de la France, de la Région Centre et de Patay.

2.2 The Patay soil map and the soil database

In 2003, a soil map at the 1/50000 scale was created from the interpretation of aerial photographs, analyses of soil auger holes (density: 1 auger hole for 16 hectares) and analyses of the soil profile on 75 pits (Richer de Forges and Verbèque, 2003a; Richer de Forges and Verbèque, 2003b). The major part of soils consisted of a loamy-clay layer (about 60% loam and 30% clay) developed on a lacustrine limestone substrate which was locally cryoturbed. As mentioned by King et al. (1999) and Bourennane et al. (1998), the soil units formed on cryoturbed limestone deposits or on soft limestone deposits had the deepest loamy-clay layer (up to 0.8 m deep), whereas the shallowest soils (about 0.3 m deep) were developed directly on hard calcareous bedrock. According to i) the spatial variability of the soil characteristics, ii) the depth and type of limestone where the soil horizons have been developed, and iii) the thickness of loamy-clay layers, the study area was classified into 23 main soil mapping units (Richer de Forges and Verbèque, 2003a; Richer de Forges and Verbèque, 2003b). Non stony soils were mainly arenosols, hypereutric cambisols, fluvisols, luvic cambisols, haplic planosols and vertisols (WRB, 2006). Stony soils were mainly rendzic leptosols, haplic calcisols and calcaric cambisols, with various quantities of rock fragments of different sizes, from gravels to blocks.

The soil map consisted of soil units composed of one or more soil typological units. Soil typological units were defined in terms of agronomic and soil characteristics observed in the field, and corresponded to synthetic soil profiles. The informations related to the soil typological units were

stored in the *DoneSol* database (Gaultier et al., 1993; Grolleau et al., 2004). We were interested in the following soil characteristics:

- the volumetric proportion of fine earth and rock fragments,
- the lithological class and the bulk density of rock fragments,
- the texture of fine earth,
- the thickness of horizons.

These soil characteristics have been used to calculate the soil available water content taking into account both rock fragments and fine earth.

2.3 Calculation of the available water content at different scales

2.3.1 Calculation of the available water content at the horizon scale (HAWC)

The Available Water Content for both the fine earth and the rock fragments has been calculated by the following equation:

$$PAWC_i = \theta_{fc} - \theta_{wp} \qquad \text{(Eq. 3.1)}$$

where $PAWC_i$ represents the Available Water Content of the phase i, θ_{fc} represents the volumetric water content at field capacity and θ_{wp} the volumetric water content at permanent wilting point. For both the fine earth and the rock fragments, the volumetric water content at field capacity (respectively at permanent wilting point) was taken equal to the water content at a matric potential of -100 hPa (respectively of -15840 hPa).

For the fine earth, the volumetric water contents at –100 hPa and -15840 hPa were calculated from pedotransfer functions classes by Bruand et al. (2004). The latter used the soil texture from the French texture class triangle of Jamagne (1967), and the position in the soil profile. For our study, the dominant texture of fine earth for each horizon of each soil typological unit was collected from the database *DoneSol* (Gaultier et al., 1993; Grolleau et al., 2004) and the position in the profile was here simplified as “topsoil” for the surface ploughed horizon and “subsoil” for the deeper horizons. Table 3.1 presents the *PAWC* for the fine earth.

Table 3. 1: The pedotransfer classes used in equation Eq. (3.1) for the calculation of the available water content of fine earth as a function of the texture and of the horizon position in the soil profile. (From Bruand et al., 2004).

Tableau 3. 1: Les classes de pédotransfert utilisées dans l'équation Eq. (3.1) pour le calcul de l'humidité utile de la terre fine en fonction de la texture et de la position de l'horizon dans le profil du sol. (D'après Bruand et al., 2004).

Horizon position in the profil	Texture of Fine Earth	PAWC of Fine Earth ($mm.mm^{-1}$)
Topsoil	Clay loam	0.136
	Sandy Clay	0.173
	Silt Loam	0.173
	Silt	0.167
	Loam	0.143
	Silty Clay Loam	0.213
	Clay loam	0.183
	Sandy Loam	0.162
	Sandy Clay	0.128
	Loamy Sand	0.131
	Sand	0.060
Subsoil	Silty Clay	0.113
	Sandy Clay	0.095
	Clay	0.093
	Silt Loam	0.149
	Silt	0.148
	Loam	0.127
	Silty Clay Loam	0.207
	Clay loam	0.196
	Sandy Clay	0.103
	Loamy Sand	0.116
	Sand	0.073

For the rock fragments, the volumetric water contents at –100 hPa and -15840 hPa were calculated from pedotransfer functions proposed by Tetegan et al (2011). The latter used the lithological class of the rock fragments and the bulk density of each rock fragment. In our study, the dominant lithological class of rock fragments was collected from the *DoneSol* database for each soil horizon. The bulk density of rock fragments of each lithological class was taken from Tetegan et al. (2011). Table 3.2 presents the *PAWC* for the rock fragments.

Table 3. 2: Available water content for the rock fragments calculated from the calculation of the pedotransfer functions of Tetegan et al. (2011).

Tableau 2.3 : Humidité utile des éléments grossiers calculée à partir des fonctions de pédotransfert de Tetegan et al. (2011).

Lithological classes	Bulk density ($g.cm^{-3}$)	PAWC of rock fragments ($mm.mm^{-1}$)
Quartz	2.65	0.00
Flint	2.22	0.01
Limestone	2.18	0.03

From the *PAWC* of both the fine earth and the rock fragments given by Eq. (3.1), the horizon available water content of the horizon *h* ($HAWC_h$) was calculated using the equation Eq. (3.2) proposed by Cousin et al. (2003):

$$HAWC_h = \left(\sum_{i=1}^{2} AWC_{i,h} \times p_{i,h} \right) \times th_h \qquad \text{(Eq. 3.2)}$$

were $p_{i,h}$ represents the volumetric proportion of the phase *i* (fine earth or rock fragments) in the horizon *h* and th_h represents the thickness of the horizon. The $p_{i,h}$ value was collected from the *DoneSol* database.

2.3.2 Calculation of the available water content at the profile scale (TUAWC)

The available water content of the typological unit *t* ($TUAWC_t$) was calculated for its soil synthetic profile. It corresponded to the sum of the *HAWC* of each horizon:

$$TUAWC_t = \sum_{h=1}^{n} HAWC_{h,t} \qquad \text{(Eq. 3.3)}$$

where *n* represents the number of horizons of the typological unit.

To provide data that can be discussed in terms of hydric properties, and not in terms of soil depth, $TUAWC_t$ was calculated for a constant depth for each synthetic soil profile. Indeed, depending on their locations, soils exhibited different depths, from a few centimetres to more than 2 meters. The computation of the $TUAWC_t$ for the real soil depth stored in the Donesol database would have generated highly variable $TUAWC_t$ values that would be highly dependent of depth. We have then chosen the constant depth of 120 cm, which corresponds to the average rooting depth for maize (B.S.I. Standards, 1988).

Soils with a thickness larger than 120 cm were truncated to 120 cm for the calculation of the $TUAWC_t$. This truncation ranged from 2 to 31 cm. Soils with a thickness lower than 120 cm were extended to 120 cm for the calculation of the $TUAWC_t$: from the real depth to 120 cm, we have taken into account the parent material and we have hypothesized that its hydric properties were not different from the hydric properties of the rock fragments in the soil above. This extension ranged from 1 to 109 cm, with a median value of 38 cm, and concerned mainly soil typological units developed on limestone with calcareous rock fragments.

Calculation of the available water content at the regional scale

From the available water content of each typological unit ($TUAWC_t$), the available water content of each soil mapping unit (AWC) was calculated according to the following equation:

$$AWC = \sum_{t=1}^{m} TUAWC_t \times S_t \qquad \text{(Eq. 3.4)}$$

where S_t represents the surface proportion of typological unit t, and m the number of typological units composing the soil unit.

2.4 Calculation of the water deficit

To analyse the effect of taking into account the rock fragments in the calculation of the Available Water Content, we have calculated the water deficit for a one-year maize crop. Water deficit was defined as the quantity of water that should be supplied to the crop for an optimal development. It was then calculated by the difference between the real evapotranspiration (ETR_{real}) and the reference evapotranspiration (ETR_{ref}) (Itier et al., 1996). The real and maximum evapotranspirations are related by a complex cultural coefficient k depending both on the soil water content and on the crop:

$$ETR_{real} = kETR_{ref} \qquad \text{(Eq. 3.5)}$$

For plant water supply, the soil available water content can be divided into two sections: an "easily" available water content (AWC_{easy}) where the plant evapotranspiration is maximum, and a "critical" available water content ($AWC_{critical}$) where the plant evapotranspiration begins to decrease:

$$AWC = AWC_{easy} + AWC_{critical} \qquad \text{(Eq. 3.6)}$$

The k coefficient varies then with the water content according to the following rules:

$$k = 1 \quad \text{when} \quad AWC_{critical} < \Delta S < AWC$$
$$k \langle 1 \quad \text{when} \quad 0 < \Delta S < AWC_{critical}$$
$$AWC_{critical} = AWC - AWC_{easy} = (1-\alpha)AWC \qquad \text{(Eq. 3.7)}$$

where ΔS represents the water stock. Tables 3.3 and 3.4 present the values of the a and k coefficients for the maize crop.

Table 3. 3: Range of α values for a maize crop according to the reference evapotranspiration. (Itier et al., 1996).

Tableau 3. 3: Gamme des valeurs de α pour une culture de maïs en fonction de l'évapotranspiration de référence. (Itier et al., 1996).

ETR_{ref} (mm.j^{-1})	2	3	4	5	6	7	8	9
α values	0.87	0.80	0.70	0.60	0.55	0.50	0.45	0.42

Table 3. 4: Evolution of the crop coefficient (*k*) values of a maize crop during its growth. (From Doorenbos et al., 1978).

Tableau 3. 4: Evolution des valeurs du coefficient de culture (k) d'une culture de maïs au cours de sa croissance. (De Doorenbos et al., 1978).

Step of Corn growth	Planting		Effective full cover		Maturation	
Wind speed ($m.s^{-1}$)	< 5	> 5	< 5	> 5	< 5	> 5
Soil moisture (g/100g)	> 70	< 70	> 70	< 70	> 70	< 70
*k*values	0.30	0.51	1.00	1.16	0.80	0.96

The ΔS parameter was calculated by using the water balance equation:

$$\Delta S = R - ETR_{real} - D + Cr \pm Run \quad \text{(Eq. 3.8)}$$

where *R* represents the rainfall, *D* represents the drainage, Cr represents the capillary rise and Run represents the runoff. In the study area, water transfer was demonstrated to be mainly vertical and runoff could then be neglected (Ould Mohamed, 1995). Capillary rises were unknown and neglected. ETR_{real} was calculated by using the Penman – Monteith formula from meteorological data obtained at the Bricy meteorological station, the nearest station from the study area.

From all the preceding data, the water deficit (*WD*) was then calculated by the following equation:

$$WD = ETR_{real} - ETR_{ref} = (1-k)\,ETR_{ref} \quad \text{(Eq. 3.9)}$$

To estimate the water deficit, the water balance model was run for each typological unit. The temporal resolution of the model was the day. The model started the 1st of January, when the water stock ΔS was supposed to be equal to the Available Water content (*TUAWCt,)* and stopped the 31st of August, when maize was supposed to be harvested.

The water deficit was calculated for 21 years from 1990 to 2010. The water deficit could be interpreted as the need of irrigation for a crop. We then analysed the 8th decile of the water deficit, which corresponds to the value taken into account by French farmers when they must invest into irrigation material.

2.5 Evaluation of the role of rock fragments in the calculation of the available water content and the water deficit

Both the available water content and the water deficit were calculated according three scenarios:

- Scenario 1- the stony soils were considered as containing active rock fragments; we have taken into account both the volume proportion of rock fragments and their hydric properties

that were estimated by using the Tetegan et al. (2011) pedotransfer functions. This scenario was considered as the reference scenario.

- Scenario 2- all the soils were considered as composed only of fine earth; for the stony soils, the proportion of rock fragments was replaced by fine earth.
- Scenario 3- the stony soils were considered as containing inert rock fragments; we have taken into account the volume proportion of rock fragments, but we have considered that they were not able to store water.

These three options were compared by considering the first scenario (stony soils containing active rock fragments) as the reference scenario. We then calculated the Mean Error (*ME*) and the Root Mean Square Error (*RMSE*), by the following equations:

$$ME(AWC) = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}(AWC_j - AWC_{jref}) \qquad \text{(Eq. 3.10)}$$

$$RMSE(AWC) = \sqrt{\left(\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}(AWC_j - AWC_{jref})^2\right)} \qquad \text{(Eq. 3.11)}$$

where AWC_j represents the available water content calculated by the scenario 2 or the scenario 3 and AWC_{jref} represents the available water content calculated by the scenario 1.

In the same way, we calculated the Mean Error, the Mean Absolute Error and the Root Mean Square Error for the water deficit.

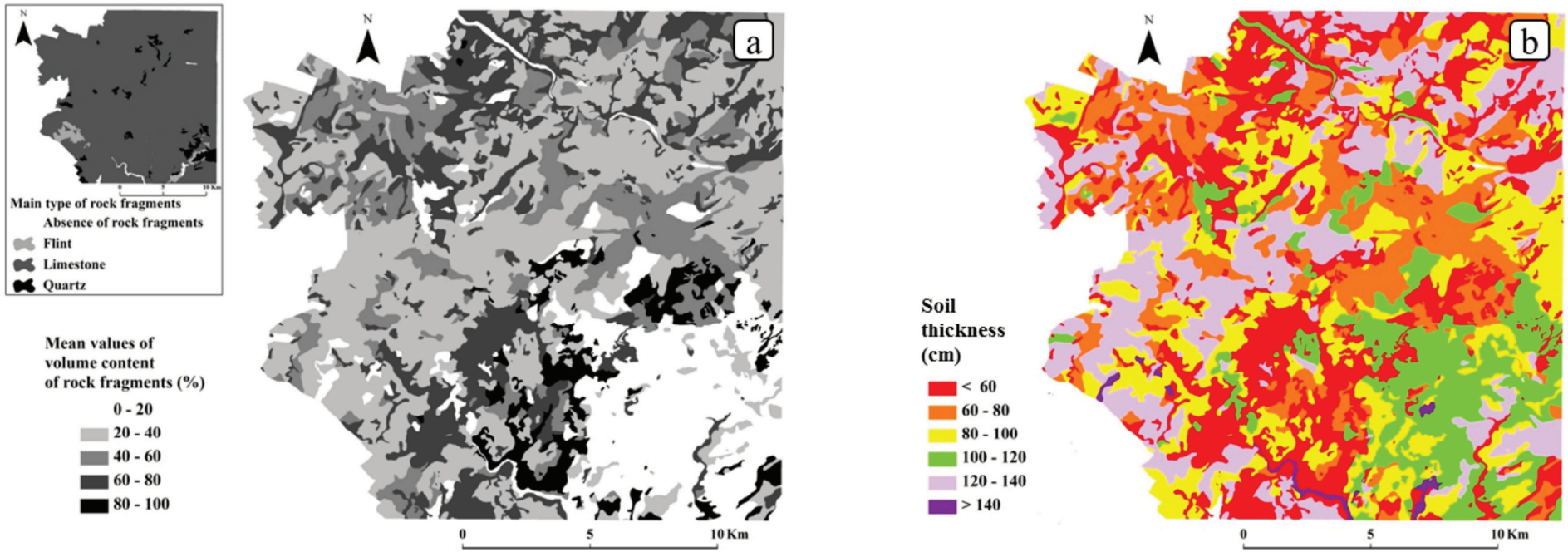


Figure 3. 2: a) soil stoniness of Patay map. b) Soil thickness of Patay map.
a) Pierrosité des sols de la carte de Patay.b) Epaisseur des sols de la carte de Patay.

3 Results and discussion

3.1 Soil depth and stoniness on the soil map of Patay

98 % of the surface area of the Patay map presented soils containing rock fragments (Fig. 3.2a). The latter were mainly limestone (76 %), and secondly quartz (13%) and flint (9%). Over 50% of the surface of Patay map was represented by soils with mean values of stoniness greater than or equal to 35% (Fig. 3.3). The Southeast part of the map presented the stony soils with the lowest amount of rock fragments (less than 20 %), surrounded by a band with a high quantity of rock fragments (more than 80 %).

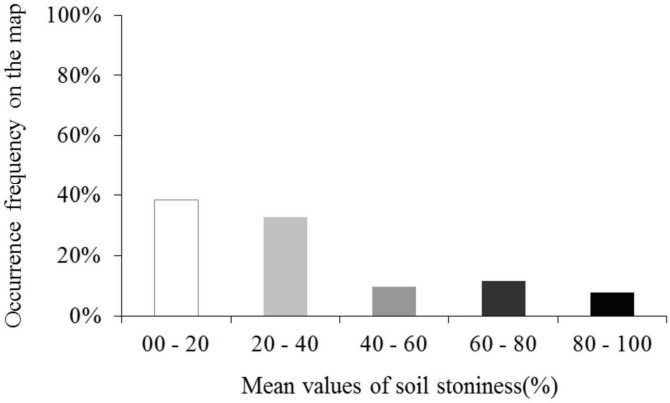


Figure 3. 3: Histogram of stoniness values of soils of Patay.
Histogramme des valeurs de pierrosité des sols de Patay.

Among the synthetic profiles used to estimate the AWC on the soil units, 11 % were of a thickness equal to 120 cm. They were mainly located in the South-East part of the study area and corresponded to non-stony soils (Figs. 3.2a and 3.2b). 17 % of the soil synthetic profiles were of a thickness larger than 120 cm (deep soils). They were mainly located in a Southwest-Northeast band, in a region where the stoniness was about 20-40 %. Finally, 72 % of the soil synthetic profiles were of a thickness lower than 120 cm and their real depth was extended to 120 cm for the calculation of the available water content. As expected, they were located in areas with the highest rock fragments content in the soil profile, usually a stoniness larger than 60 %.

3.2 Determination of the soil available water content for different scenarios taking into account or not the rock fragments and their hydric properties.

The soil available water content of Patay was calculated for each soil unit according to the three scenarios (Table 3.5 and Fig. 3.4). Whatever the soil unit, the lowest values (for the range, the mean

value and the median value) were recorded for the scenario 3, when the volume of the stony phase was neglected. The highest mean AWC value was equal to 124 mm of water for a soil depth of 120 cm. This mean value, close to 1mm/cm of soil was in accordance with the AWC usually calculated for loess (Jamagne et al., 1977; Itier et al., 1996). As far as the mean value was considered, the scenario 2 underestimated the AWC of 15 %, and the scenario 3 underestimated the AWC of 20 %. Thus, depending on the fine earth texture and the lithological class of rock fragments, the rock fragments may contain more water than the fine earth. This situation occurred specifically when the fine earth was sandy, i.e. with a low available water content, and when rock fragments were limestones, i.e. rock fragments with pores.

Table 3. 5: Value range of the soil available water content and the soil water deficit of Patay according to the different calculation scenarios.

Tableau 3. 5: Gamme de valeurs de la réserve utile et du déficit hydrique des sols de Patay selon les différents scénarii de calcul.

	Soil Available Water Content (mm)				Soil Water Deficit (mm)			
	Min	Mean	Median	Max	Min	Mean	Median	Max
Scenario 1	56	124	127	170	136	178	175	241
Scenario 2	15	105	153	182	126	194	198	166
Scenario 3	12	99	102	169	137	200	191	269

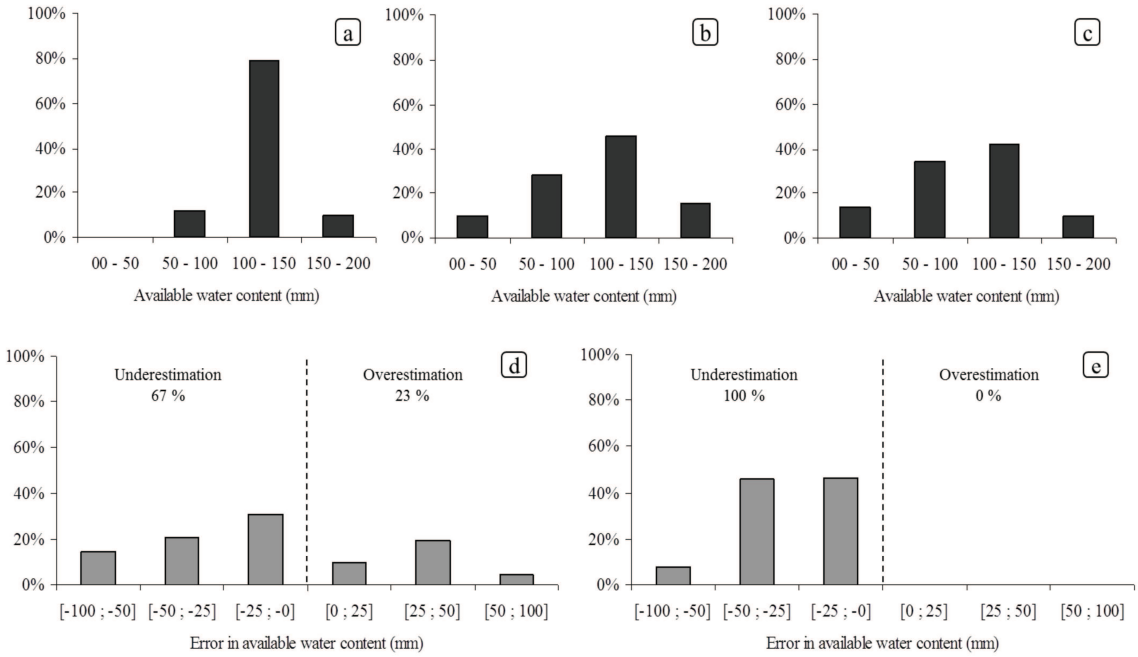


Figure 3. 4: Histograms of soil available water content values according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Histograms of error values in soil available water content when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Histograms of error values in soil available water content when scenario 3 is used instead of scenario 1 (e).

Histogrammes des valeurs de la réserve utile des sols de Patay selon le scénario 1 (a), le scénario 2 (b) et le scénario 3 (c). Histogrammes des valeurs d'erreur sur la réserve utile des sols de Patay lorsque le scénario 2 est utilisé au lieu du scénario 1 (d). Histogrammes des valeurs d'erreur sur la réserve utile des sols de Patay quand le scénario 3 est appliqué au lieu du scénario 1 (e).

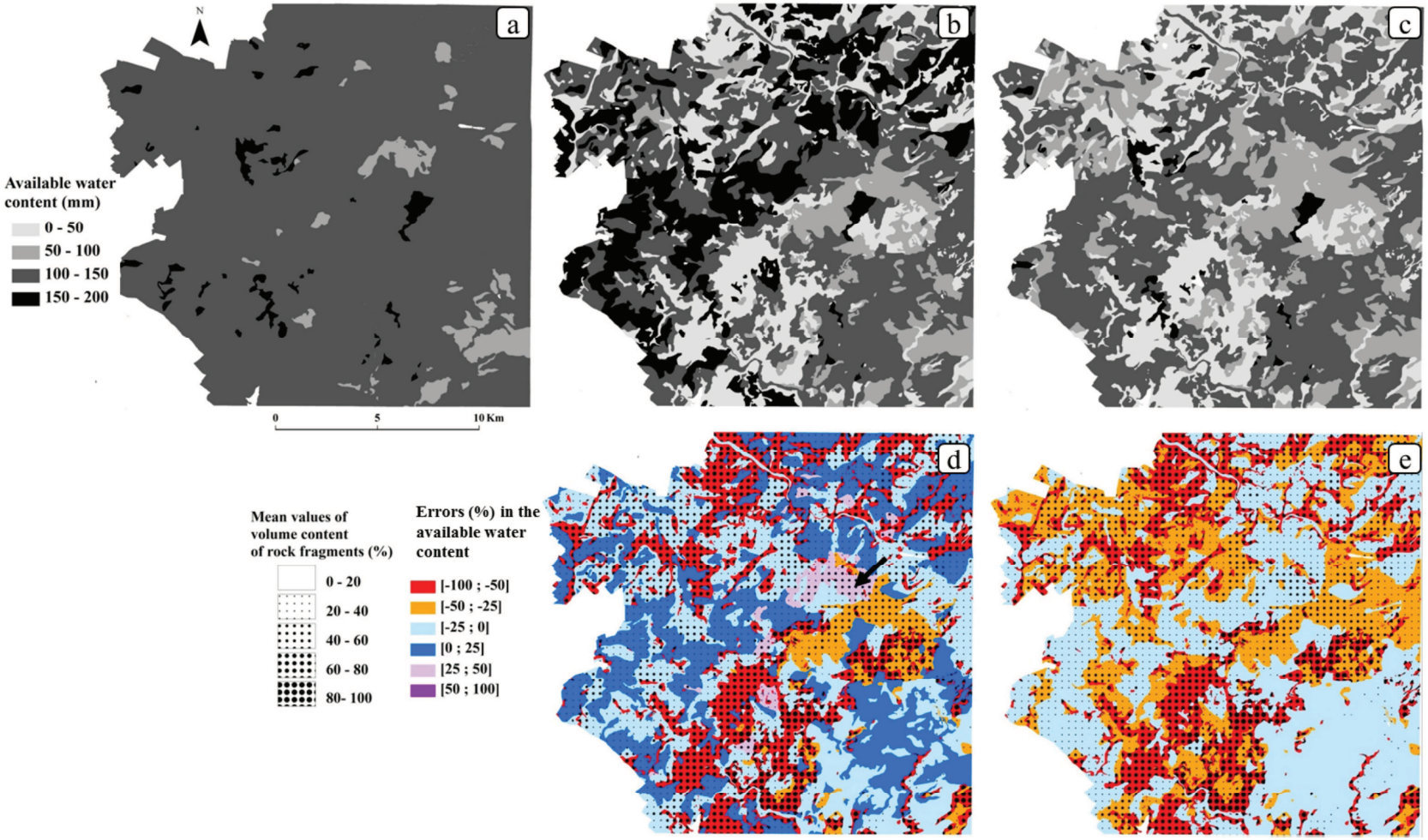


Figure 3. 5: Maps of the soil available water content according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Maps of error in soil available water content when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Maps of error in soil available water content when scenario 3 is applied instead of scenario 1 (e). The stoniness is represented on maps d and e.

Cartes de la réserve utile des sols de Patay selon le scénario 1 (a), le scénario 2 (b) et le scénario 3 (c). Cartes d'erreur sur le calcul de la réserve utile lorsque le scénario 2 est utilisé au lieu du scénario 1 (d). Cartes d'erreur sur le calcul de la réserve utile lorsque le scénario 3 est appliqué au lieu du scénario 1 (e). La pierrosité des sols est représentée sur les cartes d et e.

The spatial variability of AWC on the Patay map is presented in figure 3.5. For the scenario 1, the AWC ranged between 100 and 150 mm for more than 80 % of the soil surface (Figs. 3.4a and 3.5a). For the scenario 2, the range of AWC was larger (Table 3.5), and the frequency distribution was less narrow than for the scenario 1. The minimum values – lower than 50 mm - were located in the South-Central part, whereas maximum values - larger than 150 mm - were located in a band from the Western part to the North-East part (Fig. 3.5b). Along this band, the AWC was larger for the scenario 2 than for the scenario 1. For the scenario 3, the range of AWC was the lowest, but the frequency distribution was close to the frequency distribution for the scenario 2. Whatever the location, the available water content calculated when rock fragments were inert was systematically lower or equal to the available water content calculated when the soil was considered as constituted only of fine earth (Fig. 3.5c).

Figures 3.5d and 3.5e present the difference in AWC between the scenarios 2 and 3, compared to the scenario 1. For the scenario 3, the AWC was systematically underestimated when the rock fragments were considered as inert: the Mean Error was equal to -26 mm (Table 3.6). One would have expected this result because the total volume of soil was lower than the real volume of soil in the calculation of scenario 3. For 54 % of the surface area, this underestimation of AWC was larger than 25 mm, and the largest underestimations were located in the areas with the highest rock fragments contents (Fig. 3.5e).

Table 3. 6: The mean error (ME) and the root mean squared error (RMSE) calculated on the soil available water content and the soil water deficit by comparing scenarios 2 and 3 to scenario 1.
Tableau 3. 6: L'erreur moyenne (ME) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) calculées sur la réserve utile et le déficit hydrique des sols de Patay en comparant les scénarios 2 et 3 au scénario 1.

	Soil Available Water Content (mm)		Soil Water deficit (mm)	
	ME	RMSE	ME	RMSE
Scenario 2 compared to scenario 1	-19	35	16	30
Scenario 3 compared to scenario 1	-26	37	23	33

Despite the Root Mean square Errors were of the same order for the differences of scenario 2 and 3 compared to scenario 1, the results were more complex for the scenario 2. Indeed, depending on the location, the AWC was either overestimated or underestimated:

- Figure 3.5d showed that AWC was overestimated for 23 % of the surface area. This overestimation was usually located in areas with low stone contents: in non-stony soils of the Southeast part of the map, or in deep soils with a low stone content, in the Southwest-Northeast band, for example. Nevertheless, on some areas with a high stone content, the AWC

was overestimated, showing that rock fragments can retain a small quantity of water (see arrow in Figure 3.5d, in the central part of the map).

- Figure 3.4d also showed that the AWC was underestimated for 67 % of the surface area. This result was not a priori expected, and demonstrated, as already discussed above, that rock fragments could retain more water than fine earth. For example, in the South central part in areas with high rock fragments contents, the AWC was underestimated of more than 50 %. These areas corresponded to zones with thin soils, where the Available Water Content was calculated by considering that a large part of the subsoil consisted in parent material with the same hydric properties as rock fragments on the soil surface. This hypothesis must be discussed according to two directions:
    - Firstly, it still should be verified that the hydric properties of the parent material would be equivalent as the hydric properties of the rock fragments. Few measurements on calcareous rock fragments sampled at different depths in a soil profile and on calcareous parent material at the basis of the soil profile, showed that their AWC did not vary significantly with depth. The rock weathering should then not be too intense to strongly modify the porous network between the parent material and the soil rock fragments.
    - Secondly, the estimation of the available water content has been calculated for a constant depth of 120 cm. The justifications were i) to provide data that could be compared without discussing the depth effect, and ii) to take into account that maize or wheat can grow in the study area even on thin soils. Alternative calculations on the real soil profile (data not shown here), i.e. on the thickness that is recorded for each soil profile in the Donesol database, and demonstrated that the effect of soil thickness was dominant, as expected, on the estimation of the available water content. The type of fine earth, type of rock fragments and volume proportion of rock fragments were then not significant in this new scenario and did not permit to discuss the influence of rock fragments. Moreover, usual calculations of AWC in soils usually neglect capillary rises that play a significant role in the hydric feeding of plants. Our calculation, taking into account rock at the basis of thin soil profiles, could be an alternative to the estimation of capillary rises. This point also still needs to be verified with either measurements of hydric properties of parent material, or analysis of soil water dynamics on thin soils.

3.3 Estimation of the soil water deficit for stony and non-stony soils.

To analyse the effect of the calculation of Available Water Content on the hydric functioning of soil, we have calculated the soil water deficit for a maize crop by using a water balance model. This crop was selected because i) it is known for its high water requirement: to reach a maximum production, it needs from 500 to 800 mm of water, depending on climate (Doorenbos et al., 1978), and ii) it is largely cultivated over the Patay area, and usually requires irrigation. Our hypothesis was that a correct estimation of the available water content would improve the estimation of the soil water deficit.

The highest mean soil water deficit - equal to 200 mm - was recorded for the scenario 3, when the rock fragments were considered as inert, and the lowest mean value – equal to 178 mm – was recorded for the scenario 1, when rock fragments were considered as retaining water (Table 3.5). As an average, the soil water deficit was overestimated of 9 % for the scenario 2 (compared to the scenario 3) and of 12 % for the scenario 3.

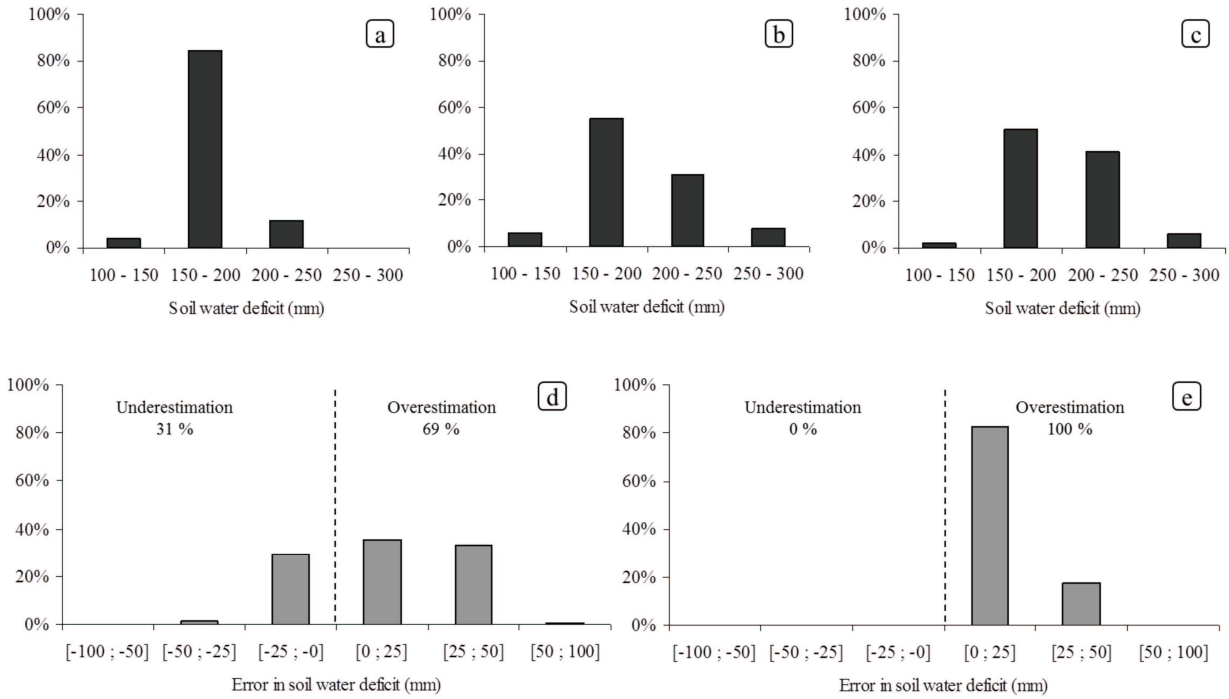


Figure 3. 6: Histograms of the soil water deficit values according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Histograms of error values in the soil water deficit when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Histograms of error values in the soil water deficit when scenario 3 is applied instead of scenario 1 (e).

Histogrammes des valeurs de déficit hydrique des sols de Patay selon le scénario 1 (a), le scénario 2 (b) et le scénario 3 (c). Histogrammes des valeurs d'erreur sur le déficit hydrique des sols de Patay lorsque le scénario 2 est utilisé au lieu du scénario 1 (d). Histogrammes des valeurs d'erreur sur le déficit hydrique des sols de Patay quand le scénario 3 est appliqué au lieu du scénario 1 (e).

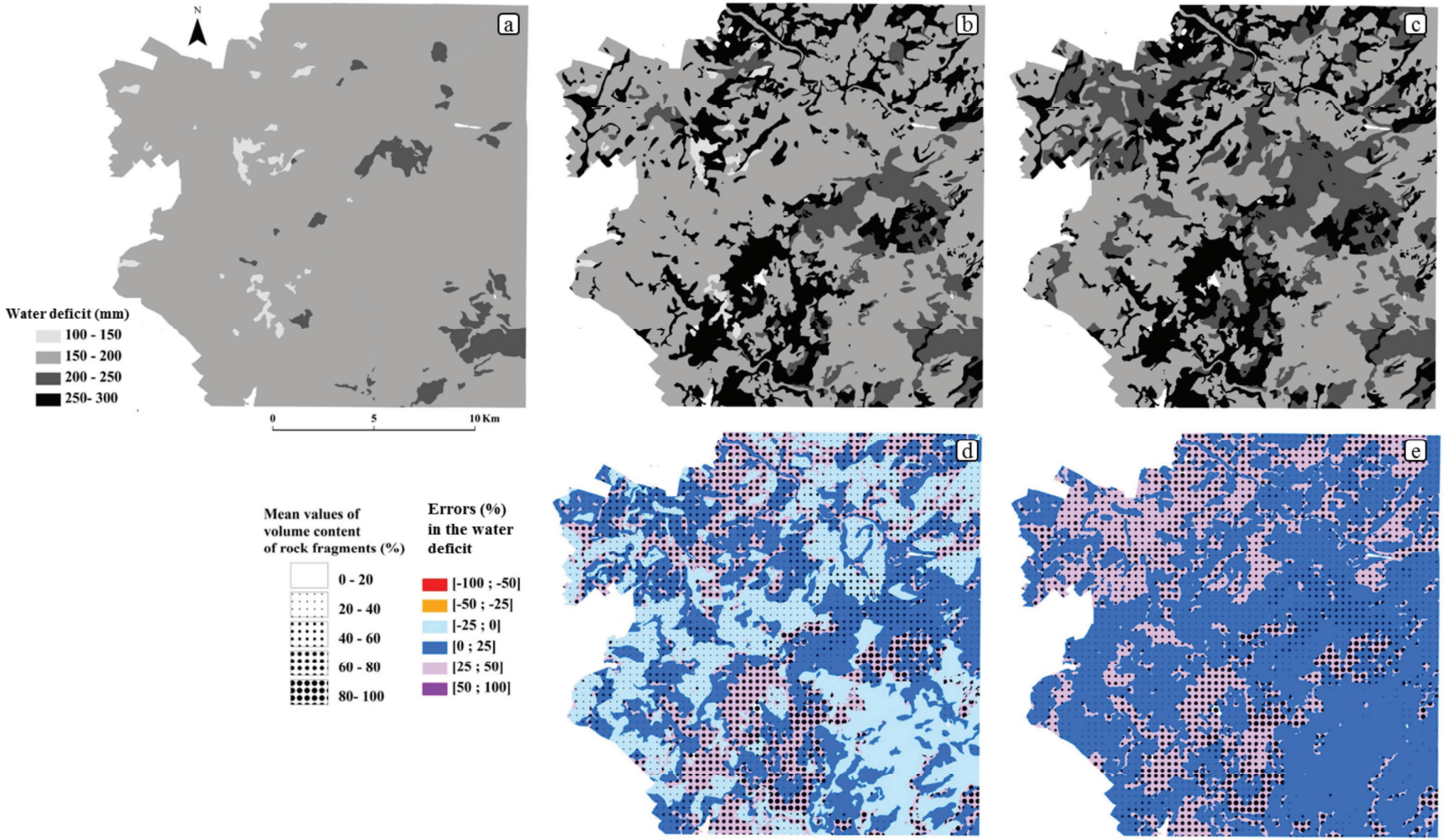


Figure 3. 7: Maps of the soil water deficit according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Maps of error in the soil water deficit when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Maps of error in the soil water deficit when scenario 3 is applied instead of scenario 1 (e). The stoniness is represented on maps d and e.
Cartes du déficit hydrique des sols de Patay selon le scénario 1 (a), le scénario 2 (b) et le scénario 3 (c). Cartes d'erreur sur le calcul du déficit hydrique lorsque le scénario 2 est utilisé au lieu du scénario 1 (d). Cartes d'erreur sur le calcul du déficit hydrique lorsque le scénario 3 est appliqué au lieu du scénario 1 (e). La pierrosité des sols est représentée sur les cartes d et e.

Whatever the scenario, the soil water deficit calculated over one year was high, and always higher than 100 mm, which demonstrated that maize crop in the Patay area really requires irrigation (Fig. 3.6). The soil water deficit also exhibited a spatial variability, whose complexity depends on the scenario (Fig. 3.7): for the scenario 1 (Fig. 3.7a), the hydric deficit was about 150-200 mm for more than 80 % of the study area, and was not directly linked on the stoniness or the soil depth; on the contrary, for the scenarios 2 and 3 (whose spatial variability was quite identical), the distribution of the hydric deficit was linked to the stoniness and the soil depth: the highest deficit was located on thin soils, with high rock fragments contents, in the South central part of the map, for example (Figs. 3.7b and 3.7c). As far as scenario 1 consisted in the reference scenario, that should be taken into account to estimate irrigation needs, one would conclude from figure 7a that irrigation needs would not depend on the location and, as a consequence, that a regional estimation of the irrigation needs would be sufficient. This result should somehow not be generalised to other regions or other scales.

The difference in soil water deficit calculated between the scenarios 2 and 3 and the reference scenario 1 showed that the water deficit was higher for the scenarios 2 and 3: in the South central part of the Patay map with stony soils with the highest rock fragments, the soil water deficit was overestimated of about 50 mm (Figs. 3.7d and 3.7e). Figure 3.6d showed that, for 31 % of the surface area of the Patay map, the water deficit was underestimated: when the ability of rock fragments were not taken into account in the calculation of the Available Water Content (soil constituted only of fine earth), the need of irrigation would be underestimated and the maize crop would not be in a position to reach a maximum productivity. On the contrary, for 69 % of the surface area of the Patay map, the water deficit was overestimated when the storage capacity of rock fragments was not taken into account (Fig. 3.6d and Fig. 3.7d). On these soil units, irrigation would then be overestimated, which would have significant economic and environmental consequences: from an economic point of view, a farmer would like to buy irrigation equipment whereas he would not need it, and would pay for useless water. From an environmental point of view, the maize crop would receive too much water taken from the groundwater. The groundwater level would decrease and, due to the irrigation period that takes place during summer, the exceeding water would probably evaporate and would not contribute to refill the soil available water content.

4 Conclusions

The main objective of this work was i) to propose a better estimation of the Available Water Content of stony soils at a regional scale, and ii) to analyse the impact of the calculation of the Available Water Content on the estimation of the soil water deficit for a maize crop, that would be offset by irrigation. The soil available water content of stony soils of Patay was calculated from pedotransfer classes proposed by Bruand et al. (2004) for the fine earth and Tetegan et al. (2011) for the rock fragments. We demonstrated that the AWC calculated when assuming that the soil was completely composed of fine earth led either to overestimations or underestimations of the real AWC of stony soils. For some soil (sandy fine earth with limestone rock fragments for example), the AWC of a soil profile constituted only by fine earth was lower than the AWC of the real soil profile, calculated by taking into account the volume proportion of rock fragments and their hydric properties. If, as suggested, the hydric properties of the parent material are not different from the hydric properties of the fine earth, our method of calculating the AWC on a constant depth, even for thin soils, would be a method to estimate the capillary rises.

The soil water deficit was also calculated over 21 years for a maize crop. We demonstrated that:

(1) the spatial variability of the hydric deficit was not high when the rock fragments and the parent material were taken into account in the calculation of the AWC. Due to the hydric properties of rocks and their ability to store water, the parent material and the rock fragments would compensate the variability of the hydric properties of the fine earth. Somehow, this point still needs to be explored in order to be generalized.

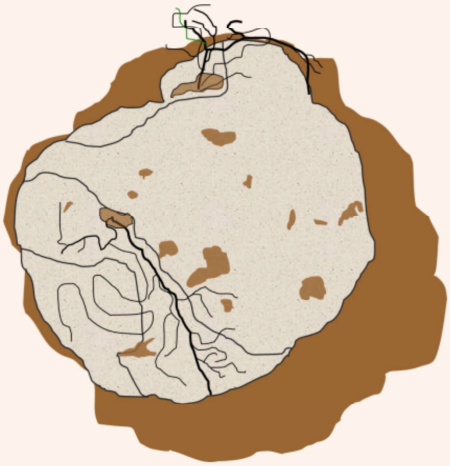
(2) the overestimation of the hydric deficit when the rock fragments were not taken into account (soil constituted only by fine earth) was about 20 mm per year and represented 69 % of the surface area of the study zone. The irrigation needs calculated without the rock fragments contribution would then be overestimated. In the context of climatic change, where drought periods and their associated irrigation needs are expected to increase, an optimized calculation of the hydric deficit will be of prime interest for farmers.

Nevertheless, our calculations of hydric deficits by a water balance model have not taken into account the water exchanges between the fine earth and the rock fragments. Further studies should analyse the speed of exchanges between the two phases during wetting and drying periods, to improve the calculation of the water needs by a crop.

On retiendra que :

- *La phase caillouteuse participe significativement à la réserve utile des sols à l'échelle régionale, certains éléments grossiers pouvant même stocker plus d'eau que la terre fine à laquelle ils sont associés.*

- *Le déficit hydrique d'une culture de maïs, déficit compensé en théorie par l'irrigation, est mal estimé, parfois même sur estimé de 20 mm lorsque l'on ne tient pas compte de la phase caillouteuse.*



Conclusion générale

Bilan -

Discussion & Perspectives -

Bilan

Objectifs et démarche

A la fois dans l'optique de mieux gérer les ressources non renouvelables et fragiles que sont l'eau et les sols, et face au manque d'informations relatives aux réserve en eau des sols caillouteux, le but de la thèse a été de mieux comprendre les propriétés hydrodynamiques des sols caillouteux. Pour atteindre cet objectif, une démarche en trois étapes, constituant les chapitres de cet ouvrage, a été élaborée :

(1) Basée sur des sols caillouteux d'origine sédimentaire supports d'agriculture intensive, la première étape a consisté à caractériser – en laboratoire – les propriétés structurales et hydriques de la phase caillouteuse du sol. Pour caractériser les propriétés structurales des éléments grossiers, des observations en microscopie et des mesures de masse volumique apparente, de densité de solide et de porosimétrie à mercure ont été réalisées. Pour déterminer la réserve utile, la teneur en eau des éléments grossiers a été observée à différents états hydriques : la saturation, la capacité au champ, et suite aux équilibres à – 100 hPa et – 15840 hPa dans des presses à membranes de Richards.

(2) Deuxièmement, la pierrosité aux échelles de l'horizon, d'un profil et d'une parcelle a été évaluée grâce à une nouvelle méthode utilisant un outil de géophysique : la résistivité électrique. Cette méthode, principalement basée sur l'analyse du bruit du signal de résistivité électrique, a été testée sur une parcelle agricole, en Petite Beauce, dont les sols présentent des pierrosités variées.

(3) En troisième lieu, une propriété hydrique équivalente, la réserve utile d'horizons de sols caillouteux, a été calculée pour des sols d'une petite zone agricole en Région Centre. Nous avons également déterminé le déficit hydrique pour une culture de maïs. Ces calculs ont été effectués suivant plusieurs hypothèses prenant en compte ou non le volume et les propriétés hydriques des éléments grossiers.

Principaux résultats

Les résultats ont été obtenus suite à des prélèvements sur le terrain, des analyses en laboratoire et une application de modèle de bilan hydrique. La caractérisation des éléments grossiers, spécifiquement les graviers et les cailloux, a été réalisée sur plus de 1600 éléments grossiers provenant de cinq classes lithologiques d'origine sédimentaire : gaize, craie, calcaire, chaille et silex. Indépendamment de la classe lithologique, les principaux résultats sont les suivants :

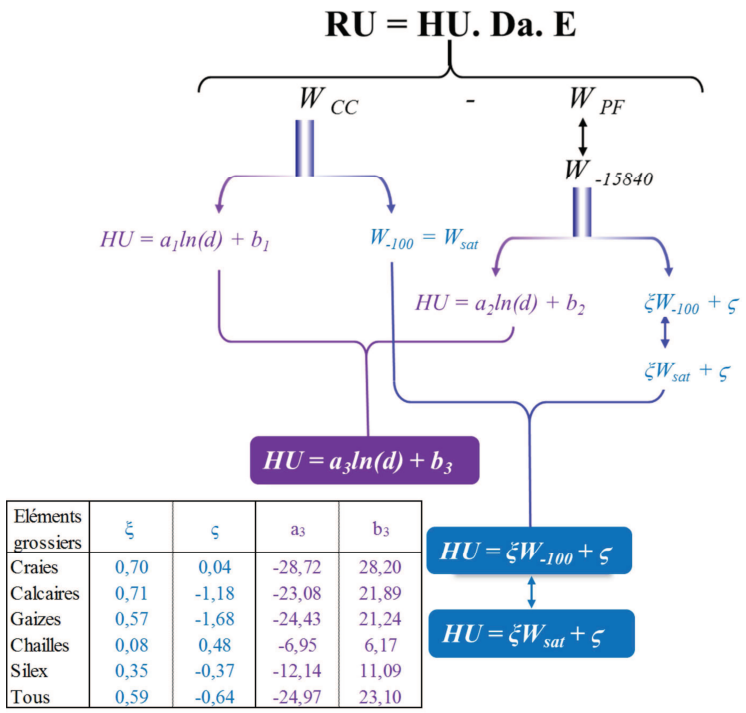
(1) les éléments grossiers sont capables de stocker de l'eau jusqu'à plus de 60% de leur poids.

(2) les humidités à la capacité au champ (W_{fc}), à saturation (W_{sat}) et à -100 hPa (W_{-100}) sont égales, ce qui prouve que les éléments grossiers sont saturés à la capacité au champ et que, comme pour de nombreuses textures de terre fine, on peut fixer leur capacité au champ à -100 hPa (cf. Bruand et al., 2004, pour la terre fine).

(3) l'humidité à -15840 hPa (W_{-15840}) peut s'exprimer en fonction de l'humidité à -100 hPa (W_{-100}).

(4) les humidités à -100 hPa (W_{-100}) et à -15840 hPa (W_{-15840}) peuvent chacune s'exprimer en fonction de la masse volumique apparente.

Ces quatre résultats ont abouti à la définition de fonctions de pédotransfert simples et robustes (Fig. 4.1) pour estimer l'humidité utile (*HU*) d'éléments grossiers d'origine sédimentaire : $HU \approx \xi W_{-100} + \varsigma$ et $HU = a_3 \ln(d) + b_3$; les valeurs des coefficients ξ, ς, a_3 et b_3 sont uniquement fonction de la classe lithologique des éléments grossiers.



Eléments grossiers	ξ	ς	a3	b3
Craies	0,70	0,04	-28,72	28,20
Calcaires	0,71	-1,18	-23,08	21,89
Gaizes	0,57	-1,68	-24,43	21,24
Chailles	0,08	0,48	-6,95	6,17
Silex	0,35	-0,37	-12,14	11,09
Tous	0,59	-0,64	-24,97	23,10

Figure 4. 1: Schéma récapitulatif des principaux résultats présentés au chapitre 1.

Connaître la proportion volumique de chacune des phases constituant le sol est fondamental pour caractériser la réserve utile équivalente d'un sol caillouteux. Evaluer la pierrosité d'un sol a toujours été une tache exténuante surtout pour les peyrosols (Baize, 2009). Pour éviter des travaux longs et laborieux sur le terrain et au laboratoire, nous avons testé une nouvelle méthode d'estimation de la pierrosité, à l'aide d'un outil géophysique : la résistivité électrique. Par simple comparaison visuelle de cartes de résistivité et de cartes des sols, nous avons observé une bonne correspondance entre les zones caillouteuses et celles où le signal de résistivité était élevé. Pour quantifier cette pierrosité, deux méthodes ont été appliquées : le modèle de Bussian (1983) et le modèle développé dans le cadre de la thèse s'appuyant sur une analyse du bruit du signal effectuée sur les mesures de résistivités apparente et interprétée. Plus précisément, l'analyse a porté sur l'étude de l'écart des valeurs de résistivité mesurées par rapport aux valeurs du signal moyen. Une forte corrélation a été observée entre l'écart type du bruit du signal de résistivité électrique et la pierrosité d'un sol. La méthode a été validée pour des sols de pierrosité supérieure à 15% d'éléments grossiers. Testée sur une zone agricole de trois parcelles, cette méthode innovante et robuste a servi au calcul de la proportion volumique en éléments grossiers aux échelles de l'horizon, d'un profil de sol et d'une parcelle. Par ailleurs, la résistivité étant fortement corrélée à l'humidité du sol, cette dernière demeure un paramètre primordial influant sur la relation entre le bruit du signal de résistivité électrique et la pierrosité du sol. L'estimation par analyse géophysique - que ce soit par le modèle de Bussian (1983) ou celui utilisant l'analyse du bruit dans le signal électrique - est possible avec une erreur quadratique moyenne inférieure à 6% (Fig. 4.2). De ce fait il est tout à fait possible d'extrapoler ces méthodes d'estimation sur de plus grands territoires.

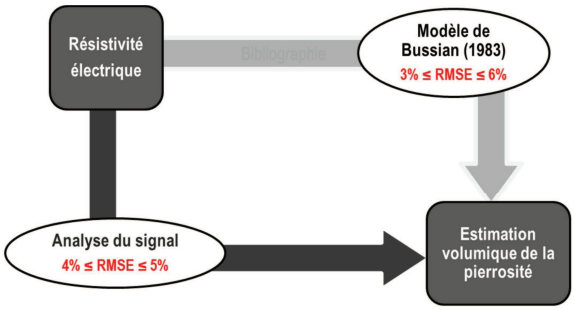


Figure 4. 2: Schéma récapitulatif des méthodes présentées au chapitre 2 pour l'estimation de la pierrosité volumique d'un horizon caillouteux par analyse géophysique. RMSE correspond à l'erreur quadratique moyenne.

Savoir évaluer d'une part les proportions volumiques des phases fine et caillouteuse du sol, et d'autre part la réserve utile de chacune de ces phases, permet l'estimation de la réserve utile équivalente d'horizons de sols caillouteux. Pour caractériser les propriétés hydriques de la phase fine, notre choix s'est porté sur les classes de pédotransfert de Bruand et al., (2004). En couplant ces classes aux fonctions de pédotransfert caractérisant les propriétés hydriques des éléments grossiers, nous avons pu calculer la réserve utile de sols d'une petite zone agricole en Région Centre dans le secteur de Patay (Fig. 4.3).

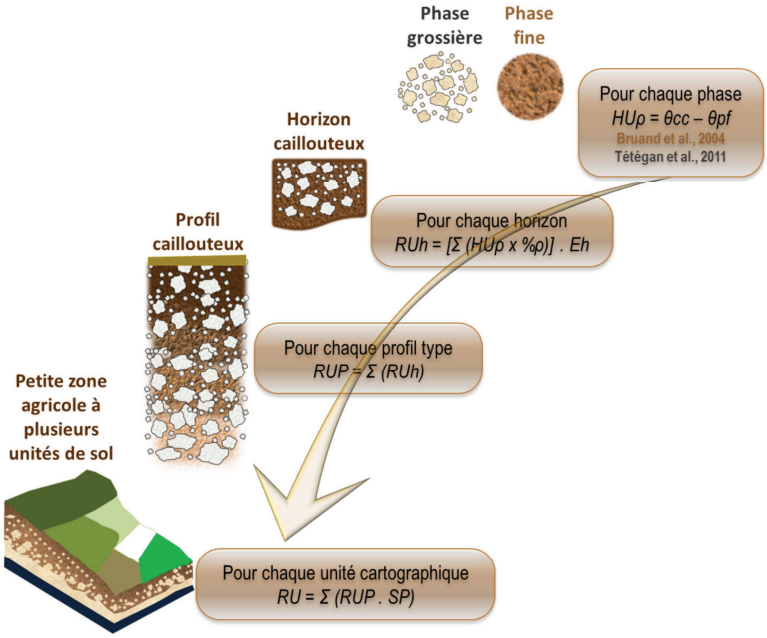


Figure 4. 3: Schéma récapitulatif des étapes conduisant au calcul de la réserve utile à l'échelle d'un territoire de plusieurs hectares, présentées au chapitre 3.

Ainsi, de nouvelles cartes de la réserve utile en eau des sols de la carte de Patay ont été proposées. Nous avons également estimé l'erreur qui résulte de la non prise en compte des propriétés hydriques de la phase caillouteuse. Lorsque le sol est supposé composé exclusivement de terre fine, l'erreur en valeur absolue sur le calcul de la réserve utile peut atteindre 100 mm : sur 67% de la surface étudiée, la réserve utile est sous-estimée et sur 23% de la surface la réserve utile est surévaluée. Dans le cas où le volume de la phase caillouteuse est pris en compte, la réserve utile des sols est toujours sous-estimée.

A l'aide d'un modèle de bilan hydrique, le déficit hydrique de ces sols dans le cas d'une monoculture de maïs a pu être évalué. En considérant que le sol est intégralement composé de terre fine, l'erreur en valeur absolue sur le déficit hydrique peut atteindre plus de 50% avec 69% des sols dont le déficit hydrique est surestimé et 31% des sols dont le déficit hydrique est sous-évalué. Quand le volume de la phase caillouteuse est pris en compte, le déficit hydrique des sols est toujours surévalué avec des erreurs atteignant 50%. Ces résultats obtenus sur les propriétés hydriques des sols de Patay sont dépendants de la texture de la terre fine et de la classe lithologique des éléments grossiers.

Discussion & Perspectives

Choix des matériaux

Nous avons focalisé nos travaux sur cinq classes lithologiques de milieux sédimentaires, car les bassins sédimentaires représentent de grandes zones de production agricole. Certes l'origine des éléments grossiers considérés ici n'englobe pas la totalité des milieux sédimentaires, mais il ne faut pas perdre de vue que l'essentiel des sols caillouteux est principalement composé d'éléments grossiers carbonatés (craies et calcaires). Ainsi, incontestablement, les expérimentations réalisées dans le cadre de cette thèse, ainsi que les fonctions de pédotransfert qui en découlent sont applicables à la majeure partie des sols d'origine sédimentaires en France. En dehors de la France, ces résultats pourraient être adoptés pour des sols présentant des similitudes pédologiques avec les sols français. En revanche, un travail similaire reste à conduire pour les milieux non sédimentaires, plutoniques et métamorphiques, pour lesquels l'état d'altération jouera certainement un rôle majeur.

Déterminisme de la rétention en eau des cailloux à la capacité au champ

Nous avons montré que les éléments grossiers étudiés, quelle que soit leur nature lithologique, seraient saturés à un potentiel de -100 hPa et ne possèderaient donc pas de pores de taille supérieure à 30µm. Ce point remarquable, qui donne une dimension ubiquiste aux fonctions de pédotransfert que nous avons mises au point, reste à approfondir. Une analyse des mécanismes d'altération des matériaux sédimentaires dans un profil de sol permettrait probablement de proposer des pistes explicatives et peut-être de généraliser nos fonctions de pédotransfert à des milieux non sédimentaires.

Le calcul de la rétention en eau des horizons caillouteux à un potentiel donné

La teneur en eau d'un sol peut être considérée comme une propriété additive. C'est pour cette raison que ce postulat est considéré dans le cadre de la thèse pour le calcul d'humidités d'horizons caillouteux par couplage de fonctions de pédotransfert. Plusieurs études antérieures ont démontré l'additivité des propriétés hydriques des phases de sols hétérogènes. Cette notion a été introduite par Durner (1994) pour les courbes de rétention et a été récemment réutilisée par Samouëlian et al. (2011) pour le calcul des propriétés de rétention en eau effectives de sols hétérogènes.

Une expérimentation a été menée pour vérifier le postulat d'additivité pour des échantillons de sols non perturbés prélevés à la capacité au champ. Ces échantillons ont été prélevés dans des cylindres de 5 cm de hauteur et 5,5 cm de diamètre interne au sein de l'horizon de surface (couche 0 - 30 cm) d'un sol caillouteux. Pour ces échantillons, une comparaison est réalisée entre les données d'humidités mesurées au prélèvement et celles calculées après un équilibre à -100hPa dans des presses à membranes de Richards (Fig. 4.4).

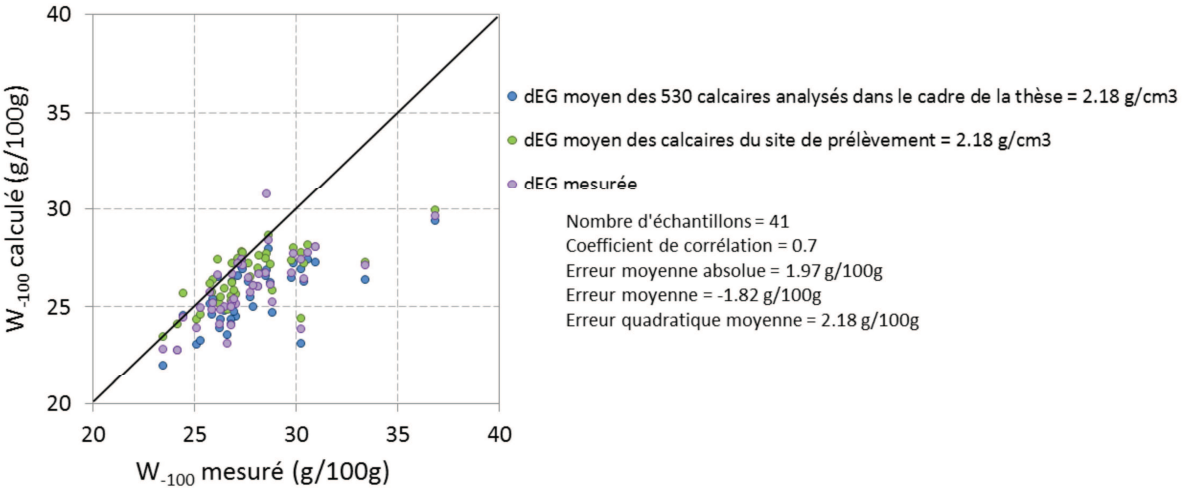


Figure 4. 4: Pour des échantillons non perturbés d'horizons caillouteux : corrélations entre les valeurs d'humidité mesurées au prélèvement et celles calculées à partir des fonctions de pédotransfert de Tétégan et al. (2011) utilisant la masse volumique apparente (dEG).

Une bonne corrélation (R = 0.7) est observée entre les humidités mesurées et celles calculées par couplage de fonctions de pédotransfert. La comparaison des humidités mesurées et calculées montrent que les humidités calculées par couplage de fonctions de pédotransfert sous-estiment l'humidité mesurée du sol. Cette sous-évaluation de l'humidité du sol se caractérise par une RMSE de 2.18 g/100g avec une marge d'erreur variant entre 0% et 19%. Cette observation étaye les travaux de Torri et al (1994) et ceux de Ravina et Magier (1984) vérifiant l'hypothèse selon laquelle l'augmentation de la pierrosité pourrait induire une augmentation de la macroporosité de la terre fine. La différence de teneur en eau entre les humidités mesurées et les humidités calculées serait

l'équivalent de l'humidité liée présente sur les parois des macropores et donc non pris en compte dans les calculs théoriques utilisant le couplage de fonctions de pédotransfert.

Que ce soit à l'échelle d'un horizon de sol, ou à un échelle plus large (profil, parcelle ou région), l'approche proposée dans le cadre de la thèse pour le calcul de l'humidité du sol - par couplage de fonctions de pédotransfert caractérisant les principales phases (fine et caillouteuse) d'un sol caillouteux - ne donne certes pas la valeur exacte de la teneur en eau du sol, mais permet certainement d'avoir une grossière estimation de celle-ci à 2% près.

Estimation de la proportion d'éléments grossiers à l'échelle parcellaire et sur de grands territoires

A l'échelle parcellaire, notre méthode d'estimation de la pierrosité des sols s'est fondée sur la résistivité électrique, et nous avons montré qu'elle permet une bonne estimation de la variabilité latérale et verticale de la teneur en éléments grossiers. De plus, nous avons montré permettait d'évaluer des pierrosités dès 15%, c'est-à-dire des valeurs de pierrosités faibles (on rappelle ici que, selon la FAO (2006), un sol est considéré comme caillouteux lorsque sa charge en cailloux est égale ou supérieure à 35 %). Cette méthode est donc applicable à l'échelle parcellaire sur tout type de milieu.

Pour de plus grand territoires, par contre, des outils restent à mettre au point pour parfaire les estimations de proportions volumiques de cailloux. A l'heure actuelle, ces estimations, telles qu'elles sont renseignées dans les bases de données sol, résultent soit d'estimations par télédétection pour les horizons de surface, soit d'observations de la pierrosité par le pédologue sur quelques profils de sol seulement. Ces informations sont ensuite généralisées sur de grands territoires, et c'est cette démarche que nous avons nous-mêmes mise en œuvre pour l'estimation de la réserve utile sur le secteur de Patay. Ce point critique de l'estimation de la proportion volumique de cailloux sur toute l'épaisseur du profil de sol et sur de grandes surfaces reste donc à traiter.

Démarche d'estimation de la réserve utile à l'échelle d'un grand territoire

Le calcul de la réserve utile requiert la connaissance de l'épaisseur du sol. Ce paramètre est variable dans le temps et dans l'espace en fonction du type de sol. Ainsi, l'extension de l'épaisseur des sols à une profondeur fixe pour tous les profils reste un choix clé à ne pas négliger. Dans le chapitre 3, ce choix a été adopté dans l'optique d'avoir la même épaisseur pour tous les types de sol et ainsi de pouvoir comparer ces types de sol entre eux. Pour la carte de Patay, 11% des unités typologiques

avaient déjà une épaisseur de 120 cm; alors aucune modification n'a été apportée sur ces unités typologiques. 17% des unités typologiques ont été tronquées à leur horizon le plus profond. Cette réduction d'épaisseur variait de 2 à 31 cm avec une valeur médiane à 19 cm d'épaisseur. Les 72% restant des unités typologiques ont été étendus de 1 à 109 cm en épaisseur. La valeur médiane de ces extensions d'épaisseur est de 38 cm. Un tiers de l'augmentation d'épaisseur dépasse 50 cm. D'après les informations contenues dans la base de données Donesol, nous savons qu'au-delà des horizons de sol, nous sommes en présence du substrat géologique. Ainsi pour les calculs, toutes les augmentations d'épaisseur ont été exclusivement composé de phase grossière, à prédominance calcaire – dont la capacité moyenne de rétention en eau est de 40g/100g (Tetegan et al., 2011) –. De ce fait, le changement de l'épaisseur est un paramètre important à prendre en compte dans les calculs de pierrosité et de propriétés hydriques (réserve utile et déficit hydrique) des sols étudiés.

Le calcul de la réserve utile des sols à l'échelle régionale a été réalisé par couplage de classes et fonctions de pédotransfert caractérisant les phases du sol. Pour la terre fine, les classes de pédotransfert de Bruand et al (2004) ont été appliquées car ces dernières avaient été développées sur des sols présentant des caractéristiques pédologiques proches de celle de notre zone d'étude. Dans d'autres contextes pédologiques, la démarche de couplage de fonctions de pédotransfert reste valable, à condition de choisir les fonctions / classes de pédotransfert caractérisant le mieux la terre fine des sols à étudier. Cette démarche basée sur le couplage de fonctions de pédotransfert n'est pas la seule possible : des essais ont lieu actuellement pour estimer la réserve utile par inversion de modèles de culture et de données de télédétection (Varella et al., 2010). Dans un avenir proche, ces deux approches devront être comparées pour proposer la démarche la plus opérationnelle possible pour les gestionnaires de l'environnement.

Analyse des propriétés hydriques des sols caillouteux…

Nous avons focalisé notre étude sur l'estimation de la réserve utile de sols caillouteux. Pour parfaire notre connaissance du fonctionnement hydrique de ces milieux complexes, il est nécessaire désormais de qualifier l'ensemble des propriétés hydriques, à savoir la courbe de rétention en eau, et la courbe de conductivité hydraulique.

Pour l'estimation de la courbe de rétention en eau, la démarche additive que nous avons mise en œuvre à deux points de potentiels matriciels (la teneur en eau à -100 et -15480 hPa) peut être généralisée à l'ensemble de la courbe. Concrètement, il s'agira de déterminer indépendamment les courbes de rétention en eau sur des mottes de terre fine (ou mottes graveleuses) et sur des cailloux.

Nous avons tenté quelques expériences en ce sens : la figure 4.5 présente la courbe de rétention en eau sur de la terre fine et sur des éléments grossiers sur sol calcaire. Les données de terre fine peuvent être modélisées correctement par le modèle classique de Van Genuchten (1980). Les

données sur les éléments grossiers, au contraire, n'obéissent pas à cette loi et doivent être modélisées par un ajustement de type exponentiel. En chaque point de potentiel matriciel, la moyenne pondérée par la proportion volumique de chaque phase de la teneur en eau de la terre fine et de teneur en eau des cailloux permet de recalculer une courbe de rétention équivalente à l'échelle de l'horizon. Cette démarche, pour être généralisée, nécessite cependant des mesures complémentaires sur des éléments grossiers d'autres natures.

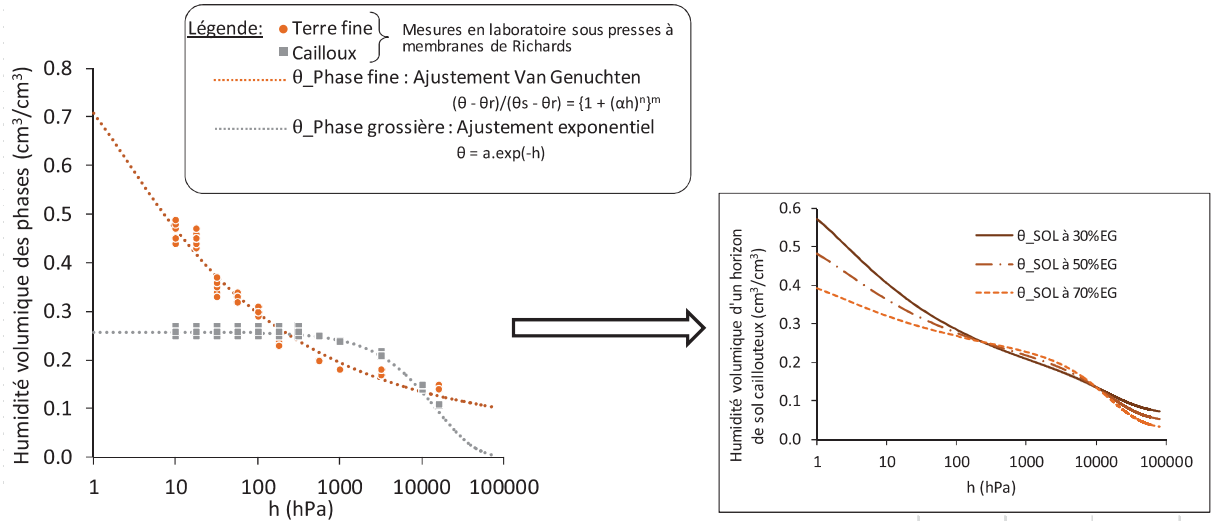


Figure 4. 5: A gauche : courbes de rétention des phases fine et grossière. A droite : courbes de rétention d'horizons caillouteux à pierrosité variable.

L'estimation de la conductivité hydraulique, en revanche, est plus complexe, car la démarche additive ne peut plus être mise en œuvre. Des travaux de modélisation, basés, par exemple, sur la démarche de Samouëlian et al. (2011) sont à tester.

… et conséquence sur le fonctionnement hydrodynamique des sols caillouteux

Les modèles sol-plante-atmosphère qui permettent la description des processus d'infiltration, ruissellement, évaporation, transfert de gaz, etc… requièrent la courbe de rétention en eau. A l'échelle de la parcelle ou de la région agricole, on pourra fournir comme donnée d'entrée de ces modèles la courbe de rétention équivalente de chaque horizon de sol, calculée à partir de la connaissance des courbes de rétention des deux phases, selon la démarche présentée au paragraphe précédent. Il s'agira, en fait, de généraliser sur l'ensemble de la courbe de rétention, la démarche que nous avons adoptée pour estimer le déficit hydrique à l'échelle régionale à partir d'un modèle de bilan hydrique.

A une échelle plus fine, une courbe de rétention équivalente risque de ne pas être suffisante pour décrire le fonctionnement hydrodynamique d'un sol caillouteux. En effet, les courbes de rétention telles que nous proposons de les définir (voir paragraphe précédent) sont issues de données expérimentales obtenues à l'équilibre : la teneur en eau est mesurée lorsque la phase étudiée est en

équilibre à un potentiel donné. Cependant, en milieu naturel, les phases sont rarement à l'équilibre, et des échanges incessants se produisent, qui varient probablement selon que le système fonctionne en humectation ou en dessiccation (Gras, 1994). Suivant les travaux précurseurs de Fiès et al. (2002), des expérimentations sur des milieux modèles, où l'on associe de la terre fine et des éléments grossiers selon des proportions et des arrangements variables, permettraient de mieux décrire la dynamique des échanges entre les deux phases, dont on sait qu'elles sont très intimement liées (Fig. 4.6).

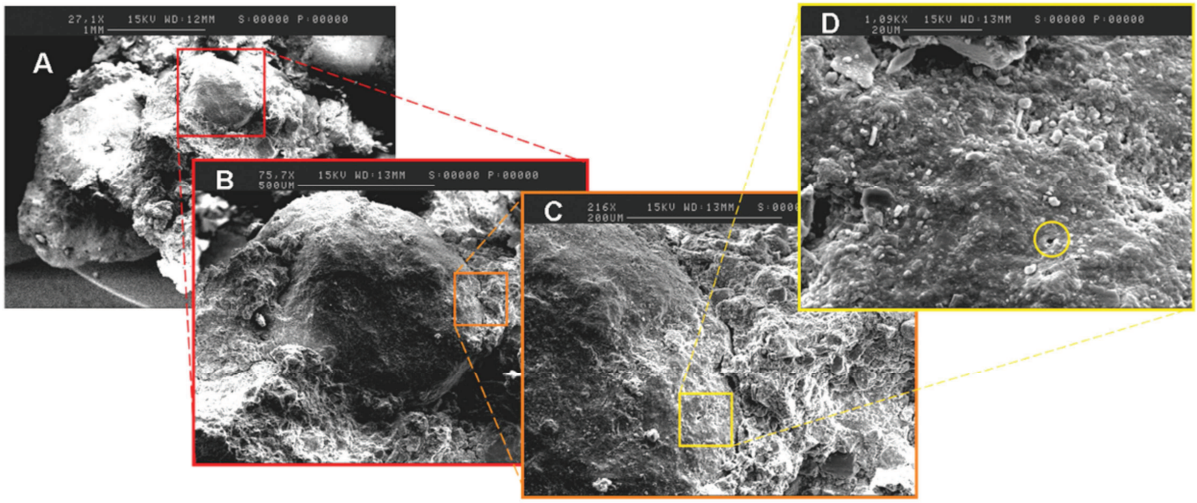


Figure 4. 6: Observation en microscopie électronique (mode électrons secondaires) d'une motte de sol à éléments grossiers calcaires. On observe le fin agencement entre la terre fine et les éléments grossiers, et revêtements de terre fine sur les éléments grossiers. Un agrandissement de l'image C permet une observation de la porosité fine des éléments grossiers (cf. cercle, Fig. 4.6D).

L'influence de la phase caillouteuse sur la croissance racinaire et la croissance de la plante seraient également à analyser par des expérimentations en conditions contrôlées du même type.

Enfin, la courbe de rétention en eau de la terre fine présente souvent une hystérèse marquée, selon que le système fonctionne en humectation ou en dessiccation. L'analyse de l'hystérèse de la courbe de rétention en eau des éléments grossiers reste à explorer, de même que les conséquences des hystérèses des courbes de rétention des deux phases sur la dynamique hydrique d'un horizon caillouteux.

Au final, ces travaux de thèse ont permis l'estimation de la réserve utile de sols caillouteux sur plusieurs échelles emboîtées. Aux échelles très fines (phase fine et phase caillouteuse), nous avons mesuré expérimentalement la réserve utile, aux échelles intermédiaires de l'horizon et du profil de sol, nous avons calculé la réserve utile équivalente. Enfin, aux échelles de la parcelle agricole et de la petite zone agricole, qui sont les échelles décisionnelles de l'agriculteur et du conseiller en environnement, nous avons modélisé la réserve utile et le déficit hydrique. Notre démarche, mise au point sur les milieux caillouteux, peut être appliquée sur l'ensemble des sols.

Références bibliographiques

AFNOR, 2009. Recueil de normes. Qualité des sols - Pédologie. Méthodes physiques. NF ISO 11272: Détermination de la masse volumique apparente sèche.

Agreste, 2011. L'utilisation du territoire en 2010 - Les paysages agricoles dominent toujours le territoire français. N° 260.

Alletto, L., 2007. Dynamique de l'eau et dissipation de l'isoxaflutole et du dicétonitrile en monoculture de maïs irrigué : effets du mode de travail du sol et de gestion de l'interculture. Thèse de doctorat. Institut Nationale Agronomique Paris-Grignon. 317 pp.

Al Majou, H., 2008. Étude et prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : Prise en compte de la composition et de l'état structural du sol. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. France. 265 pp.

Attia, A. M., 2005. Effects of petrophysical rock properties on tortuosity factor. Journal of Petroleum Science and Engineering, 48: 185-198.

Baetens, J.M., Verbist, K., Cornelis, W.M., Gabriels, D. and Soto, G., 2009. On the influence of coarse fragments on soil water retention. Water Resources Research, 45.

Baize, D., Girard, M-C., Jabiol, B., Rossignol, J-P., Eimberck, M., Beaudou, A., 2009. Référentiel pédologique 2008. Association Française pour l'Etude des sols. Collection Savoir Faire. Editions Quae. France. 435 pp.

Ballif, J.L., 1978. Porosité de la craie, Appréciation de la taille et de la répartition des pores. Annales Agronomiques, 29: 123 -131.

Bastet, G., 1999. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert : développement de nouvelles approches. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. France. 214 pp.

Berger, E., 1976. Partitioning the parameters of stony soils, important in moisture determinations in to their constituents. Plant and Soil, 44: 201-207.

Besson, A., Cousin, I., Samouelian, A., Boizard, H., Richard, G., 2004. Structural heterogeneity of the soil tilled layer as characterized by 2D electrical resistivity surveying. Soil & Tillage Research, 79 (2): 239-249.

Besson, A., 2007. Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la teneur en eau des sols à l'échelle parcellaire par la méthode de résistivité électrique. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. France. 216 pp.

Besson, A., Cousin, I., Bourennane, H., Nicoullaud, B., Pasquier, C., Richard, G., Dorigny, A., King, D., 2010. The spatial and temporal organization of soil water at the field scale as described by electrical resistivity measurements. European Journal of Soil Science, 61 (1): 120-132.

Bhattacharya, J., and Chandrakar, C., 1999. Comparison of three edge detection methods for image analysis of fragmented sandstones and bricks. Fragblast: International Journal for Blasting and Fragmentation, 3 (3): 251-265.

Bimagri, 2010. Les chiffres de l'alimentation, de l'agriculture et de la pêche. Hors-Série n°23.

Boulaine, J., 1982. Remarks on some fundamental concepts of soil science. I. Pedon, profile and soil. II. Horizons. III. Spatial soil variability. Cahiers ORSTOM, Pedologie, 19 (1) : 29-41.

Bourennane, H., King, D., Parco, R.L., Isambert, M., Tabbagh, A. 1998. Three dimensional analysis of soils and surface materials by electrical resistivity survey. European Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 3: 5-23.

Bourgeat, F., and Ratsimbazafy, C., 1975. Retouches à la chronologie du Quaternaire continental de Madagascar. Conséquences sur la pédogenèse. Bulletin de la Société Géologique de France, 7, XVII, 4 : 554-561.

Brakensiek, D.L., and Rawls, W.J., 1994. Soil containing rock fragments: effects on infiltration. Catena, 23: 99-110.

Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R. and Jamagne, M., 1996. Variabilités des propriétés de rétention en eau des sols: importance de la densité apparente. Étude et Gestion des Sols, 3(1): 27 - 40.

Bruand, A., Pérez Fernández P., Duval O., Quétin P., Nicoullaud B., Gaillard H., Raison L., Pessaud J.-F. et Prud'Homme L., 2002. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols : Utilisation des classes de pédotransfert après stratifications texturale et texturo-structurale. Étude et Gestion des Sols, 9 : 105-125.

Bruand, A., Duval, O. and Cousin, I., 2004. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO: Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. Étude et Gestion des Sols, 11(3): 323-334.

Bruand, A., et Tessier, D., 1996. Structure et porosité du sol. Encyclopédie des Techniques Agricoles, 26p.

B.S.I. Standards, 1988. Draft code of practice for the planning design and installation of irrigation schemes in the UK. Part 2. Irrigation water requirements. B.S.I. Standards, Technical Commitee AGE/30, Irrigation and drainage equipment, n° 88/73803 DC.

Buchter, B., Hinz, C., Fluhler, H., 1994. Sample size for determination of coarse fragment content in a stony soil. Geoderma, 63 (3-4): 265-275.

Bussian, A.E., 1983. Electrical conductance in a porous medium. Geophysics 48 (9), 1258-1268.

Chamayou, H., and Legros, J.P., 1989. Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol. Agence de Coopération culturelle et technique, Conseil International de la langue française. Presses Universitaires de France. 592 pp.

Childs, S., and Flint, A.L., 1990. Physical properties of forest soils containing rock fragments. In Sustained productivity of forest soils. Weetman, R.F. Powers (Editor), University of British Columbia, Vancouver, 95-121 pp.

Clothier, B.E., Scotter, D.R., Kerr, J.P., 1977. Water retention in soil underlain by a coarse-textured layer: theory and a field application. Soil Science, 123 (6): 392-399.

Coile, T.S., 1953. Moisture content of small stone in soils. Soil Science, 75: 203-207.

Corey, A.T., and Kemper, W.D., 1968. Conservation of soil water by gravel mulches. Hydrological Paper n° 30. Colorado State University, FT Collins.

Corti, G., Ugolini, F.C. and Agnelli, A., 1998. Classing the soil skeleton (greater than two millimeters): Proposed approach and procedure. Soil Science Society of America Journal, 62(6): 1620-1629.

Cousin, I., Nicoullaud, B., Coutadeur, C., 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. Catena, 53 (2): 97-114.

Cousin, I., Besson, A., Bourennane, H., Pasquier, C., Nicoullaud, B., King, D., Richard, G., 2009. From spatial-continuous electrical resistivity measurements to the soil hydraulic functioning at the field scale. Comptes Rendus Geoscience, 341 (10-11): 859-867.

Coutadeur, C., Cousin, B. and Nicoullaud, B., 2000. Influence de la phase caillouteuse sur la réserve en eau des sols. Cas des sols de Petite Beauce du Loiret. Etude et Gestion des Sols, 7(3): 191-205.

Cuniglio, R., Corti, G. and Agnelli, A., 2009. Rock fragments evolution and nutrients release in vineyard soils developed on a thinly layered limestone (Tuscany, Italy). Geoderma, 148(3-4): 375-383.

Curmi, P., Walter, C., Hollier-Larousse, A., Grimaldi, C., Hallaire, V., Grimaldi, M., Chaplot, V., Zida, M., Adamiade, V., Esneault, S., 2000. Organisation pédologique et dynamique interne des sols hydromorphes de fonds de vallée - relations avec la géomorphologie. In : P. Mérot (Ed). Ty-Fon – Typologie fonctionnelle des zones humides de fondes de vallée en vue de la régulation de la pollution nitrique. Rapport de synthèse finale. Programme national de Recherche sur les zones humides (PNRZH), 32-42.

Dabas, M., Tabbagh, A., Boisgontier, D., 2001. Multi-depth continuous electrical profiling for characterization of in-field variability. 3rd European Conference on Precision Agriculture. Montpellier, France.

Dabas, M. & Tabbagh, A., 2003. A comparison of EMI and DC methods used in soil mapping–theoretical considerations for precision agriculture. In: Precision Agriculture (Eds J. Stafford & A. Werner), Wageningen Academic Publishers, Muencheberg. 121–129 pp.

Danalatos, N.G., Kosmas, C.S., Moustakas, N.C. and Yassoglou, N., 1995. Rock fragments II. Their impact on soil physical properties and biomass production under Mediterranean conditions. Soil Use and Management, 11: 121-126.

Dercourt, J., 2002. Géologie et géodynamique de la France. Outre-mer et européenne. Dunod (3ème Edition). 230 pp.

Dono, G., Mazzapicchio, G., 2010. Uncertain water supply in an irrigated Mediterranean area: An analysis of the possible economic impact of climate change on the farm sector. Agricultural systems, 103 (6): 361-370.

Doorenbos, J., Kassam, A.H., Bentvelder, C., Uittenboogaard, G., 1978. Yield response to water, FAO irrigation and drainage paper, 33, FAO, Rome, 144 pp.

Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water Resources Research, 30: 211-223.

Falloon, P., and Betts, R., 2010. Climate impacts on European agriculture and water management in the context of adaptation and mitigation-The importance of an integrated approach. Science of the total environment, 408 (23): 5667-5687.

FAO, 2006. Guidelines for soil description, Rome, 109 pp.

Fiès, J.C., 1984. Analyse de la répartition du volume de pores dans les assemblages argile-squelettes: comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure. Agronomie, 4 (9) : 891-899.

Fies, J.C., Louvigny, N.D.E. and Chanzy, A., 2002. The role of stones in soil water retention. European Journal of Soil Science, 53(1): 95-104.

Flint, A.L., Childs, S.W., 1987. Field procedure for estimating soil thermal environments. Soil Science Society of America Journal, 51 (5): 1326-1331.

Folk, L., 1951. A comparison chart for visual percentage estimation. Journal of Sedimentary Petrology, 21: 32-33.

Foucault, A., Raoult, J-F., 2001. Dictionnaire de géologie. 5e Edition. Dunod. Paris, 379 pp.

Frison, A., 2008. Analyse et modélisation des propriétés hydriques d'un horizon hétérogène de sol. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. France. 228 pp.

Garcia-Ruiz, J.M., Lopez-Moreno J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martinez, T., Begueria, S., 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. Earth - Science Reviews, 105 (3-4): 121-139.

Gaultier J.P., Legros J.P., Bornand M., King D., Favrot J.C. et Hardy R., 1993 - L'organisation et la gestion des données pédologiques spatialisées : le projet DONESOL. Revue de Géomatique, 3 : 235-253.

Ghuman, B.S., and Lal, R., 1981 Predicting diurnal temperature regime of a tropical soil. Soil Science, 132 (3) : 247-252.

Girard, M.C., Girard, and C.M., 2003. Traitement de données de télédétection. Editions Dunod. Paris, 527 pp.

Grant, J.W., and Struchtemeyer, R.A., 1959. Influence of coarse fraction in two Maine potato soils on infiltration, runoff and erosion. Soil Science Society of America Proceedings, 23: 391-394.

Gras, R., 1994. Sols caillouteux et production végétale, Paris, 175 pp.

Gras, R., and Monnier, G., 1963. Contribution de certains éléments grossiers à l'alimentation en eau des végétaux. Science du Sol, 1 : 13-20.

Grolleau, E., Bargeot, L., Chafchafi, A., Hardy, R., Doux, J., Beaudou, A., Le Martret, H., Lacassin, J-Cl., Fort, J.L.,. Falipou, P., et Arrouays, D., 2004 - Le système d'information national sur les sols : DONESOL et les outils associés. Etude et gestion des sols, 11 (3) : 255-270.

Groenevelt, P.H., Straaten, P., Rasiah, V., and Simpson, J., 1989. Modification in evaporation parameters by rock mulches. Soil Technology, 2: 279-285.

Guichet, X., 2002. Etude expérimentale des propriétés électriques des roches. Potentiels d'électrofiltration, suivi des mouvements de fluides en zones hydrothermales. Thèse de doctorat. Université Paris 7, 211 pp.

Guillet, B., 1987. The age of podzols. Editors Righi, D. and Chauvel, A.,. Conference Podzols et podzolisation. Podzols et podzolisation. 131-144.

Hall, A.D., 1947. The soil. Editors Robinson, G.W., murray, J., Londres. 128 pp.

Hall, D.G., Reeve, M.J., Thomasson, A.J., Wright, V.F., 1977. Water retention, porosity and density of field soils. Technical Monograph. N°9. Soil Survey of England & Wales, Harpenden.

Hanson, C.T., Blevins, R.L., 1979. Soil water in coarse fragments. Soil Science Society of America Journal, 43 (4): 819-820.

Ingelmo, F., Cuadrado, S., Ibanez, A. and Hernandez, J., 1994. Hydric properties of some Spanish soils in relation to their rock fragments content: implication for runoff and vegetation. Catena, 23: 73-85.

Itier, B., Brisson, N., Doussan, C., Tournebize, R., 1996. Bilan hydrique en agrométéorologie. In : Actes de l'Ecole – Chercheurs en Bioclimatologie, Tome 2: Du couvert végétal à la région. Le Croisic. Editions INRA. 383 - 397.

IUSS Working Group WRB. 2006. World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.

Jamagne, M., 1967 - Bases et techniques d'une cartographie des sols. Annales Agronomiques, n° hors-série, 18, 142 pp.

Jamagne, M., Bétrémieux, R., Bégon, J.C., Mori, A., 1977. Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. Bulletin Technique d'Information, 324-325: 627-641.

Jeffrey, C.R., 1985. Comparison chart for estimating volume percentages of constituents in rocks and concentrates in the range of 1.0 to 0.1 volume percent. American Mineralogist, 70: 1318-1319.

Jury, W.A., and Bellantuoni, B., 1976. Heat and water movement under surface rocks in a field soil: II. Moisture effects. Soil Science Society of America Journal, 40: 509-513.

Kemper, W.D., Nick, A.D., and Corey, A.T., 1994. Accumulation of water in soils under gravel and sand mulches. Soil Science Society of America Journal, 58: 56-63.

Khan, S., Abbas, A., 2007. Up scaling water savings from farm to irrigation system level using GIS-based agro-hydrologic modelling. Irrigation Drain, 56 : 29–42.

King, D., Bourennane, H., Isambert, M., Macaire, J.J., 1999. Relationship of the presence of a non-calcareous clay-loam horizon to DEM attributes in a gently sloping area. Geoderma, 89: 95-111.

Klute, A., 1986. Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical properties. In: Agronomy (Editor), Madison, Wisc., USA. Amer., Society.

Koon, J.L., Hendrick, J.G., and Hermanson, R.E., 1970. Some effects of surface cover geometry on infiltration rate. Water Resources Research, 6: 246-253.

Lamouroux, M., Bellier, G., Humbel, F.X., Driffort, E., 1992. Karstic-type pedological structures in a calcareous formation with a sandy cover and a sandy substratum. Editor Wackerman, J.M.,. Organisation et fonctionnement des alterites et des sols. Seminaire ORSTOM, Bondy, 5-9 février 1990. 119-134.

Lozet, J., Mathieu, C., 1997. Dictionnaire de science du sol. Eds. Lavoisier. 3ème édition. 488 pp.

Lutz, H.J., and Chandler, R.F., 1946. Forest soils. John Wiley and Sons Inc., New York. 514 pp.

Ma, D., Shao, M., Zhang, J., and Wang, Q., 2010. Validation of an analytical method for determining soil hydraulic properties of stony soils using experimental data. Geoderma, 159(3-4): 262.

Ma, D.H. and Shao, M.G., 2008. Simulating infiltration into stony soils with a dual-porosity model. European Journal of Soil Science, 59(5): 950-959.

Marescot, L., 2006. Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles. 90.1: 23-40.

Mathieu, R., Cervelle, B., Rémy, D., Pouget, M., 2007. Field-based and spectral indicators for soil erosion mapping in semi-arid mediterranean environments (Coastal Cordillera of central Chile). Earth Surface Processes and Landforms, 32 : 13-31.

Mehuys, G.R., Letey, J., 1973. Water movement in dry soil. Bulletin des Recherches Agronomiques de Gembloux. Hors Serie. 360-371.

Michel, J-P., Carpenter, M.S.N., Fairbridge, R.W., 2004. Dictionnaire des sciences de la terre. Anglais/français – Français/Anglais. 4e Edition. Dunod. Paris, 398 pp.

Michot, D., 2003a. Intérêt de la géophysique de subsurface et de la télédétection multispectrale pour la cartographie des sols et le suivi de leur fonctionnement hydrique à l'échelle parcellaire. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. France. 404 pp.

Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., Tabbagh, A., 2003b. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resources Research, 39: 1138-1144.

Monnier, G., Stengel, P. and Fiès, J.C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. Annales Agronomiques, 24(5): 533-545.

Montagne, D., 2006. Impact de la mise en culture et du drainage sur l'évolution récente des sols : cas des Luvisols Dégradés de l'Yonne. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. France. 252 pp.

Morvan, X., Mouvet, C., Baran, N., Gutierrez, A., 2006. Pesticides in the groundwater of a spring draining a sandy aquifer: Temporal variability of concentrations and fluxes. Journal of Contaminant Hydrology, 87 (3-4): 176-190.

Nicoullaud, B., Couturier, A., Beaudoin, N., Mary, B., Coutadeur, C., King, D., 2004. Modélisation spatiale à l'échelle parcellaire des effets de la variabilité des sols et des pratiques culturales sur la pollution nitrique agricole. In: Organisation spatiale des activités agricoles et processus environnementaux. P. Monestiez, S. Lardon, B. Seguin (eds). Coll. Science Update, INRA Editions, 143-161 pp.

Olhoeft, G.R., 1981. Electrical properties of rocks. In: Physical Properties of Rocks and Minerals. Eds Touloukian, Y.S., Judd, W.R. & Roy, R.F., McGraw Hill, New York. 257-330 pp.

Ould Mohamed, S., 1995. Etude du fonctionnement hydrique hivernal d'un sol limono-argileux de Petite Beauce. Application d'un modèle d'infiltration et incidence sur la lixiviation du nitrate. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. 196 pp.

Panissod, C., Dabas, M., Jolivet, A., Tabbagh, A., 1997. A novel mobile multipole system (MUCEP) for shallow (0–3 m) geoelectrical investigation: the 'Vol-de-canards' array. Geophysical Prospecting, 45 (6): 983-1002.

Pape, H., Clauser, C., Iffland, J., 1999. Permeability prediction based on fractal pore-space geometry. Geophysics, 64: 1447-1460.

Parkhomenko, E.I., 1967. Electrical Properties of Rocks. Eds Plenum, New York. 314 pp.

Paydar, Z., Gaydon, D., Chen, Y., 2009. A methodology for up-scaling irrigation losses. Irrigation Science, 27: 347-356.

Pearson, G.A., and Marsh, R.E., 1935. Timber growing and logging pratices in the Southwest and the Black Hill Region. USDA Technical Bulletin n°480.

Pias, J., 1972. Sols d' Afghanistan, pédogenèses anciennes et actuelles. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 2, XIV, 4: 1972.1972.

Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F., and Mucher, H., 1990. The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. Earth Surfaces and Landforms, 15: 653-671.

Poesen, J., and Bunte, K., 1996. The Effects of Rock Fragments on Desertification Processes in Mediterranean Environments. In: Mediterranean Desertification and Land Use. C.J. Brandt and J.B. Thornes (Editors),. Wiley, Chichester. 247- 267 pp.

Poesen, J., and Lavee, H., 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. Catena, 23: 1-28.

Post, D.F., Martin, E.S.; Simanton, J.R., Sano, E.E., 1999. Use of hand-held radiometers to evaluate the cover and hydrologic characteristics of semiarid rangelands. Arid Soil Research and Rehabilitation, 13 (2): 201-217.

Ravina, I., and Magier, J., 1984. Hydraulic conductivity and water retention of clay soils containing coarse fragments. Soil Science Society of America Journal, 48 : 736-740.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E., 1982. Estimation of soil water properties. Transactions of the ASAE, 25 (5):1316-1320.

Rey, E., Jongmans, D., Gotteland, P., Garambois, S., 2006. Characterisation of soils with stony inclusions using geoelectrical measurements. Journal of Applied Geophysics, 58 (3): 188-201.

Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A., Guerif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil : influence on unsaturated hydraulic properties. European Journal of Soil Science, 52 : 49-58.

Richer de Forges, A., and Verbèque, B., 2003a. Notice explicative de la carte des sols de Patay. 143 pp.

Richer de Forges, A., and Verbèque, B., 2003b. Carte des sols du Loiret (1/50 000). Feuille de Patay. Carte et notice explicative. Chambre d'Agriculture du Loiret.

Ritchie, J.C., Nearing, M.A., Nichols, M.H., and Ritchie, C.A., 2005. Patterns of soil erosion and redeposition on Lucky Hills Watershed, Walnut Gulch experimental watershed, Arizona. Catena, 61(2-3): 122-130.

Roulier, S., Baran, N., Mouvet, C., Stenemo, F., Morvan, X., Albrechtsen, H.J., Clausen, L., Jarvis, N., 2006. Controls on atrazine leaching through a soil-unsaturated fractured limestone sequence at Brevilles, France. Journal of Contaminant Hydrology, 84 (1-2): 81-105.

Russo, D., 1983. Leaching characteristics of a stony desert soil. Soil Science Society of America Journal, 47 (3): 431-438.

Saini, G.R., and McLean, A.A., 1967. The effect of stones on potato yield, soil temperature and moisture. American Potato Journal, 44: 209-213.

Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. Soil & Tillage Research, 83: 173-193.

Samouëlian, A., Cousin, I., Dagès C., Frison, A., Richard, G., 2011. Determining the effective hydraulic properties of a highly heterogeneous soil horizon. Vadose Zone, 10: 450-458.

Scanvic, J.Y., 1983. Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre, Orléans, BRGM, Col. : Manuels et méthodes n°7, 158 pp.

Schnebelen, N., Ledoux, E., Bruand, A., Creuzot, G., 1999. Hydrogeochemical stratification and vertical flows in the Beauce calcareous aquifer (France): a human-influenced system with strong spatial and temporal variability. Comptes rendus de l'Académie des sciences, série II, fascicule A – Sciences de la terre et des planètes, 329 (6) : 421-428.

Schnebelen, N., Nicoullaud, B., Bourennane, H., Couturier, A., Verbeque, B., Revalier, C., Bruand,A., Ledoux, E., 2004. The STICS model to predict nitrate leaching following agricultural practices. Agronomie, 24 (6-7): 423-435.

Schon, J.H., 1996. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. 600 pp.

Seger, M., Cousin, I., Frison, A., Boizard, H., Richard, G., 2009. Characterisation of the structural heterogeneity of the soil tilled layer by using in situ 2D and 3D electrical resistivity measurements. Soil & Tillage Research, 103: 387-398.

Soil Survey Staff, 2010. Keys to Soil Taxonomy. In: U.S.D.A.-N.R.C. Service (Editor), Washington, DC., 346 pp.

Sudduth, K.A., Drummond, S.T., and Kitchen, N.R., 2001. Accuracy issues in electromagnetic induction sensing of soil electrical conductivity for precision agriculture. Computers & Electronics in Agriculture, 31: 239-264.

Tabbagh, A., 2004. Qwinv1De software.

Tabbagh, J., 1988. Traitements des données et élimination des valeurs erronées en prospection électrique en continu. Revue d'Archéométrie, 12 : 1-9.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A., 1976. Prospection géophysique. Propriétés électriques des roches, polarisation spontanée, tellurique, magnétotellurique, prospection électromagnétique. Eds ERG La Barbannerie, Maurecourt. 221 pp.

Terry, R.D., and Chilingar, G.V., 1955. Summury of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by M.S. Shvetsov. Journal of Sedimentary Petrology 25: 229-234.

Tetegan, M., Nicoullaud, B., Baize, D., Bouthier, A., Cousin, I., 2011. The contribution of rock fragments to the available water content of stony soils: proposition of new pedotransfer functions. Geoderma 165: 40-49.

Torri, D., Poesen, J., Monaci, F., Busoni, E., 1994. Rock fragment content and fine soil bulk density. Catena, 23 (1-2): 65-71.

Ugolini, F.C., Corti, G., Agnelli, A., Certini, G., 1998. Under- and overestimation of soil properties in stony soils. 16th World Congress of Soil Science. Montpellier, France.

Urbanek, E. and Shakesby, R.A., 2009. Impact of stone content on water movement in water-repellent sand. European Journal of Soil Science, 60(3): 412-419.

Vachier, P., Cambier, P. and Prost, R., 1979. Structure d'un milieu poreux: la craie. Annales Agronomiques, 30(3): 247 - 263.

Valentin, C., 1994. Surface sealing as affected by various rock fragment covers in West Africa. Catena, 23 (1-2): 87-97.

Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44: 892-898.

Van Wesemael, B., Poesen, J., Kosmas, C.S., Danalatos, N.G. and Nachtergaele, J., 1996. Evaporation from cultivated soils containing rock fragments; Journal of Hydrology, 182: 65-82.

Varella, H., Guérif, M., Buis, S., Beaudoin, N., 2010. Soil properties estimation by inversion of a cop model and observations on crops improves the prediction of agro-environmental variables. European Journal of Agronomy, 33: 139-147.

Verbist, K., Baetens, J., Cornelis, W.M., Gabriels, D., Torres, C., and Soto., G., 2009. Hydraulic conductivity as influenced by stoniness in degraded drylands of Chile. Soil Science Society of America Journal, 73(2): 471-484.

Wagenet, R.J., 1998. Scale issues in agroecological research chains. Nutrient Cycling in Agrosystems, 50 : 23-24.

Yair, A., and Klein, M., 1973. The influence of surface properties on flow and erosion processes on debris covered slopes in an arid area. Catena, 1: 1-18.

Zhou, B.B., Shao, M.A. and Shao, H.B., 2009. Effects of rock fragments on water movement and solute transport in a Loess Plateau soil. Comptes Rendus Geoscience, 341(6): 462-472.

Annexes

Annexe 1

Résultats en Microscopie Optique

L'analyse microscopique des éléments grossiers permet l'étude de leur minéralogie et de leur porosité. Les observations ont été effectuées en lumière naturelle et en lumière polarisée et analysée, sur les zones centrales et périphériques des éléments grossiers.

Les figures 1A et 1B montrent la zone centrale d'un échantillon de gaize. On observe, des grains de quartz (grains blancs), de glauconie (grains verts) et des oxydes (taches noires), au sein d'une matrice calcaire brun clair (Fig. 1A). La porosité (en noir en lumière polarisée analysée) est difficilement visible, et la matrice paraît très sombre (Fig. 1B). La zone périphérique de la gaize est représentée aux figures 1C et 1D. On note la présence de biotite et de grains de quartz au sein de la matrice calcaire brun clair (Fig. 1C). Les grains de glauconie et les oxydes (taches noires) sont absents en périphérie de l'élément grossier. En lumière polarisée analysée, au sein de la matrice sombre, on voit bien les grains de quartz blancs, les feuillets de biotite, et la porosité. Ces observations montrent que la périphérie de la gaize est plus poreuse que la zone centrale. En zone périphérique de l'échantillon, les pores sont de dimensions millimétriques.

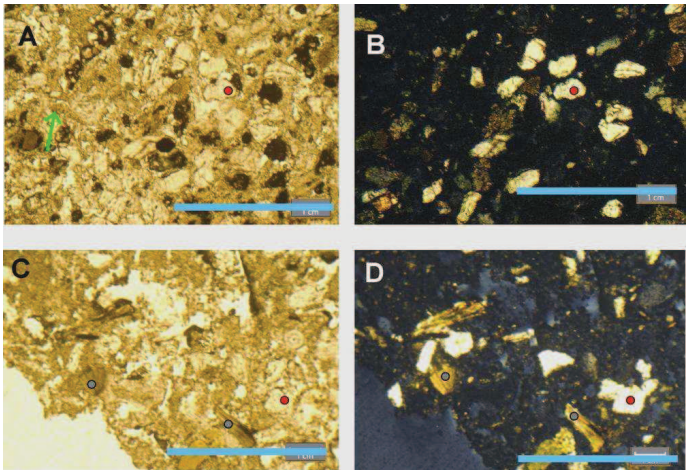


Figure 1: Observation microscopique d'un échantillon de gaize prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département de l'Eure-et-Loir. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Points rouges : grain de quartz, points gris : feuillet de biotite, flèche verte pointée sur un grain de glauconie.

La figure 2 présente une observation microscopique d'un échantillon de craie blanche. Cette craie est constituée d'une matrice carbonatée brun - verdâtre, tachetée de plusieurs formes blanches. Ces taches s'avèrent être des vides (pores) ou des cristaux de calcite. Certains vides sont de forme biologique (Figs. 2C et 2D). Les pores sont : (1) soit quasiment remplis de calcite (Figs. 2C, 2D, 2E et 2F) ; (2) soit complètement vides (Figs. 2A, 2B, 2G et 2H). Les observations en lumière polarisée analysée (images de droite) font apparaître la porosité en points noirs de tailles variées, de formes plus ou moins arrondies à sub anguleuses. La périphérie et la zone centrale de l'élément grossier ne présentent aucune différence porale et minéralogique. Comme on le voit à la figure 2H, les pores peuvent avoir des dimensions millimétriques.

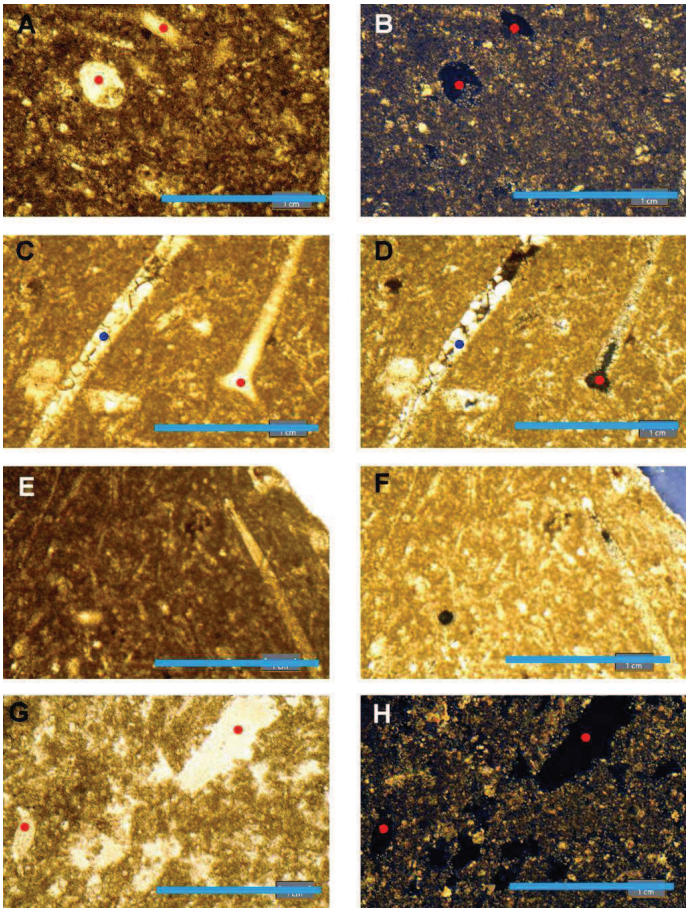


Figure 2: Observation microscopique d'un échantillon de craie blanche prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département du Maine-et-Loire. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Les points rouges signalent les zones poreuses. Les points bleus montrent des formes biologiques remplies de calcite.

La figure 3 présente l'observation d'un échantillon de calcaire sub lithographique. En lumière naturelle, on observe une matrice brune sur tout l'ensemble de la lame (Fig. 3A). Malgré une observation à fort grossissement, les grains constituant la matrice ne sont pas visibles. La lame mince est homogène sur les plans minéralogique et poral. Les observations sont équivalentes en lumière polarisée analysée (Fig. 3B). Cet échantillon de calcaire sub lithographique ne présente pas de porosité visible en microscopie optique.

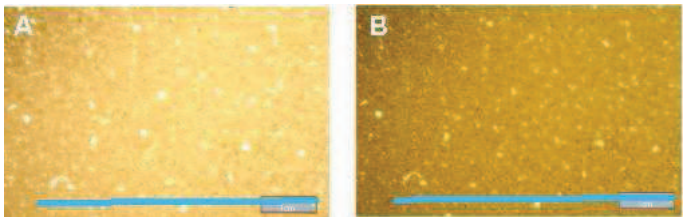


Figure 3: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire sub lithographique prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département du Cher. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée.

Pour l'échantillon de calcaire crayeux présenté à la figure 4, en lumière naturelle, on observe une matrice brune. Au sein de la matrice, on note la présence de taches blanches en lumière naturelle. Ces taches sont de dimensions et de formes très variées (formes biologiques, arrondies, sub anguleuses). En lumière polarisée analysée, les taches se révèlent être des cristaux de calcite ou des pores soit partiellement (Figs. 4C, 4D, 4E, 4F, 4G, 4H), soit totalement (Figs. 4A, 4B) remplis de phénocristaux de calcite. Les dimensions des pores de cet échantillon vont d'un millimètre (petits pores à la figure 4B) à plusieurs millimètres (large porosité aux figures 4D et 4F).

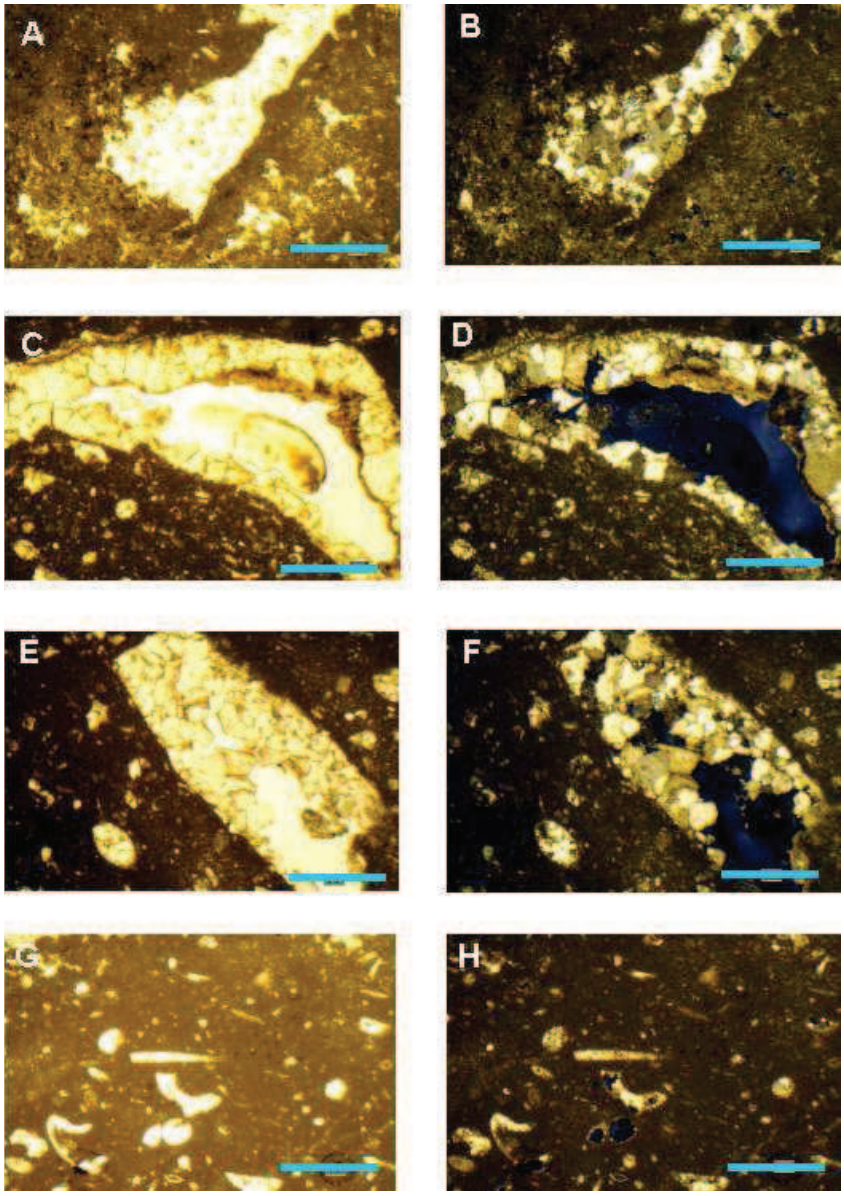


Figure 4: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire crayeux prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département du Cher. Le trait bleu équivaut à 2 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée.

En lumière naturelle, l'échantillon de calcaire lacustre de Beauce observé en figure 5 présente une matrice brune. La matrice est constituée de cristaux de calcite visibles en lumière polarisée analysée à fort grossissement (Fig. 5H). Au sein de la matrice, on note la présence de taches blanches

(Fig. 5A) en lumière naturelle. Ces taches sont de dimensions et de formes variables (en formes de chenaux, en formes arrondies, sub anguleuses). En lumière polarisée analysée, les taches se révèlent être des cristaux de calcite (Figs. 5C et 5D) ou des pores. Certains pores sont partiellement remplis de calcite (Figs. 5E, 5F, 5G, 5H). D'autres sont complètement vides (Figs. 5A, 5B). Le réseau poreux se présente sous forme de chenaux qui pouvent atteindre plusieurs millimètres de long.

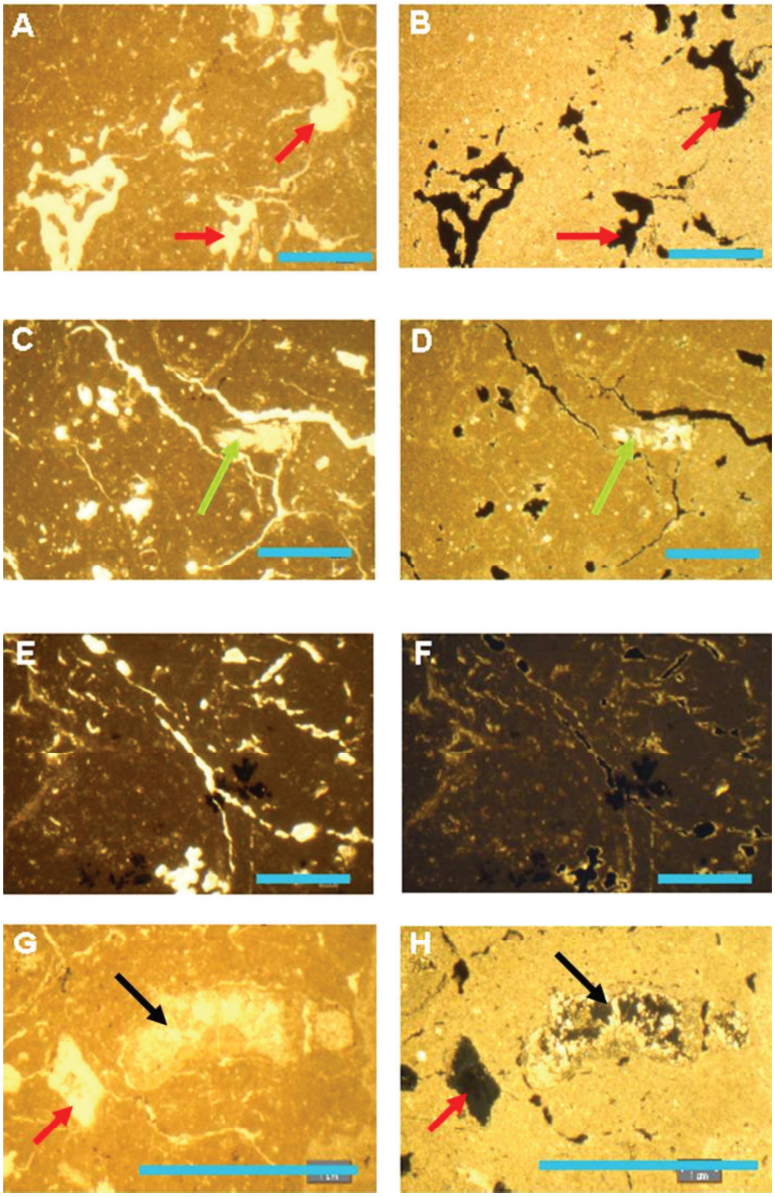


Figure 5: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire lacustre sub lithographique prélevé dans la couche labourée (0 – 30 cm) d'un sol localisé dans le département du Loiret. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Les flèches rouges indiquent les pores complètement vides, les flèches vertes indiquent les pores bouchés de phénocristaux de calcite, les flèches noires indiquent les pores partiellement remplis de calcite.

L'échantillon de calcaire sub lithographique de la figure 6 présente une matrice très fine. En lumière naturelle, on observe une matrice brun verdâtre sur tout l'ensemble de la lame. La matrice est plus claire en périphérie de la lame, et plus sombre au niveau de la zone centrale de la lame. Dans la zone centrale de la lame, on observe des taches blanches (Fig. 6A) en lumière naturelle. En lumière

polarisée analysée, on constate que ces taches sont pour la plupart des cristaux de calcite. On observe très peu de pores (Fig. 6B). Les quelques pores observés font moins d'1 mm de diamètre. Dans la zone périphérique de la lame, on note la présence d'un plus grand nombre de taches (Fig. 6C). Ces taches sont soit des pores, soit des cristaux de calcite. La figure 6D montre une plus grande quantité de pores en périphérie de la lame qu'en zone centrale. Dans la zone périphérique, les pores sont de plus grande taille, et montrent des cristaux de calcite en bordure de pores (Figs. 6E et 6F). Ces pores ont des dimensions millimétriques. Le contraste de couleur entre la zone centrale et la zone périphérique de la lame peut être dû à des imprégnations de résine différenciées. Les figures 6G et 6H montrent cette limite d'imprégnation avec une zone poreuse quelque peu remplie de calcite en zone périphérique. La présence d'un liseré calcitique est observée en lumière polarisée analysée, en bordure d'échantillon (Fig. 6I).

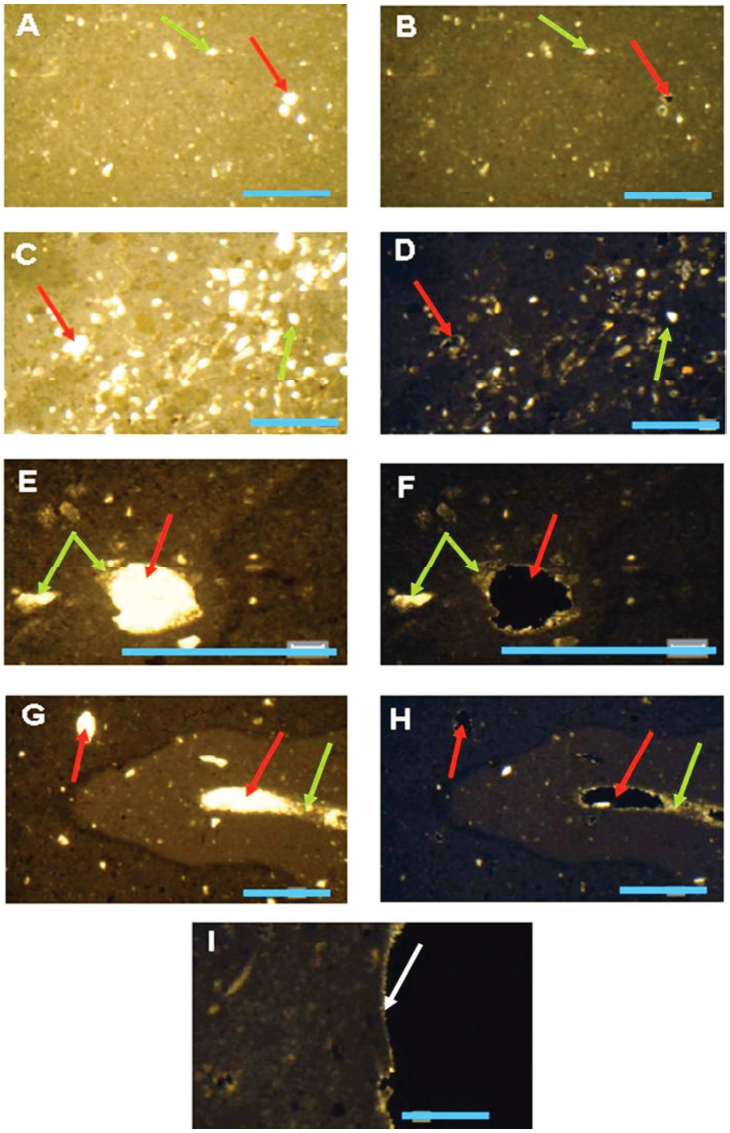


Figure 6: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire sublithographique prélevé dans la couche labourée (0 – 30 cm) d'un sol localisé dans le département de la Charente-Maritime. Le trait bleu équivaut à 2 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Les flèches rouges indiquent les pores, les flèches vertes indiquent les cristaux de calcite, la flèche blanche indique le liseré calcitique.

Annexe 2

Détermination de la proportion de résidus insolubles au sein des éléments grossiers calcaires

Pour évaluer la proportion de résidus insolubles contenus dans les éléments grossiers calcaires, un protocole expérimental a été élaboré. Ce protocole comprend deux parties :

(1) la dissolution des carbonates

(2) la récupération des résidus insolubles

(3) Le calcul de proportion massique en résidus insolubles

1) La dissolution des éléments grossiers calcaires (Fig. 1)

Suite à la sélection d'éléments grossiers secs, ceux-ci sont broyés jusqu'à obtenir au moins 200 g de « poudre de caillou ». Une fois pesée, cette poudre est mise dans un bécher de 5 L. Ensuite, on y ajoute de l'eau osmosée de manière à la recouvrir. Sous une hotte, la solution ainsi obtenue est mise en agitation mécanique (avec barreau magnétique). Par la suite, par dose de 5 mL, on ajoute à la solution du bécher une solution d'acide chlorhydrique (HCl 37% massique)*. La dissolution des carbonates se manifeste par une réaction exothermique provoquant l'apparition de bulles de gaz et de mousse : $CaCO_3 + 2HCl \longleftrightarrow Ca^{2+} + 2Cl^- + CO_2 + H_2O$. On suppose que la dissolution est complète lorsqu'il n'y a plus de dégagement gazeux.

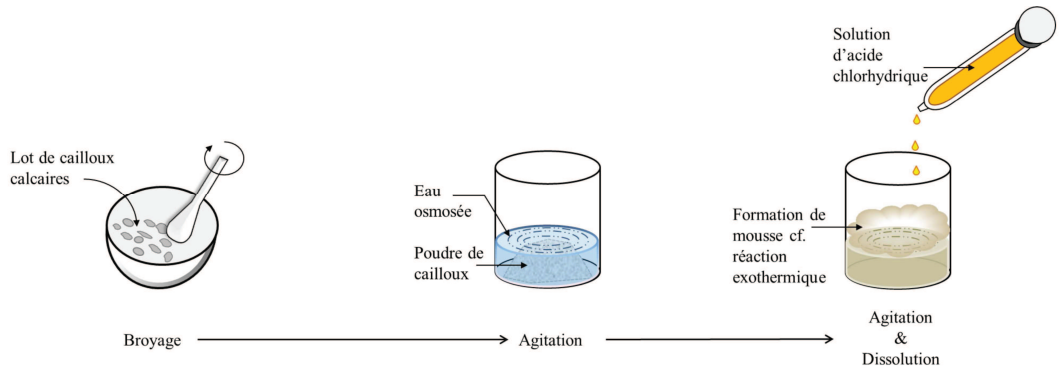


Figure 7: Etapes menant à la dissolution des carbonates des éléments grossiers calcaires
Une solution d'HCl 37% (massique) implique que dans 1g de solution, on a 0,37g d'HCl et 0,63g d'eau.

2) La récupération des résidus

Dans des pots à centrifuger de 250 mL, l'on transvase l'intégralité de la solution contenue dans le bécher. La solution est répartie de manière à avoir des quantités équivalentes dans chaque pot. Suite à la centrifugation (2h à 8000tr/min), le surnageant est pipeté puis jeté dans un bidon de récupération des acides minéraux. Ce procédé est répété trois fois. Par la suite, à l'aide d'une spatule et d'un minimum d'eau osmosée, on récupère, dans une coupelle pesée au préalable, les résidus du fond des pots. Enfin la coupelle est mise à sécher à 60°C pendant 2 jours.

3) Le calcul de proportion massique en résidus insolubles

Ce calcul se fait selon la formule suivante : $Res = 100 \times M_{Res} / M_{CX}$
Res étant la proportion massique en résidus insolubles, M_{Res} la masse sèche de résidus après dissolution, et M_{CX} la masse initiale de poudre de caillou.

Annexe 3

Résultats complémentaires en géophysique

Sur une zone agricole d'Eure-et-Loir comportant à la fois des sols caillouteux et des sols non caillouteux, une simple comparaison visuelle (Figs. 1 et 2) a été réalisée entre les cartes de sols et celles de valeurs d'écart type du bruit du signal de résistivité électrique. On note une bonne correspondance entre les zones caillouteuses (cailloux et graviers estimés à l'œil lors d'une prospection cartographique) et celles où les valeurs des écart-type du bruit du signal électrique sont les plus élevées. Cette observation valide bien l'hypothèse selon laquelle le bruit du signal électrique serait lié à la teneur volumique en éléments grossiers des sols.

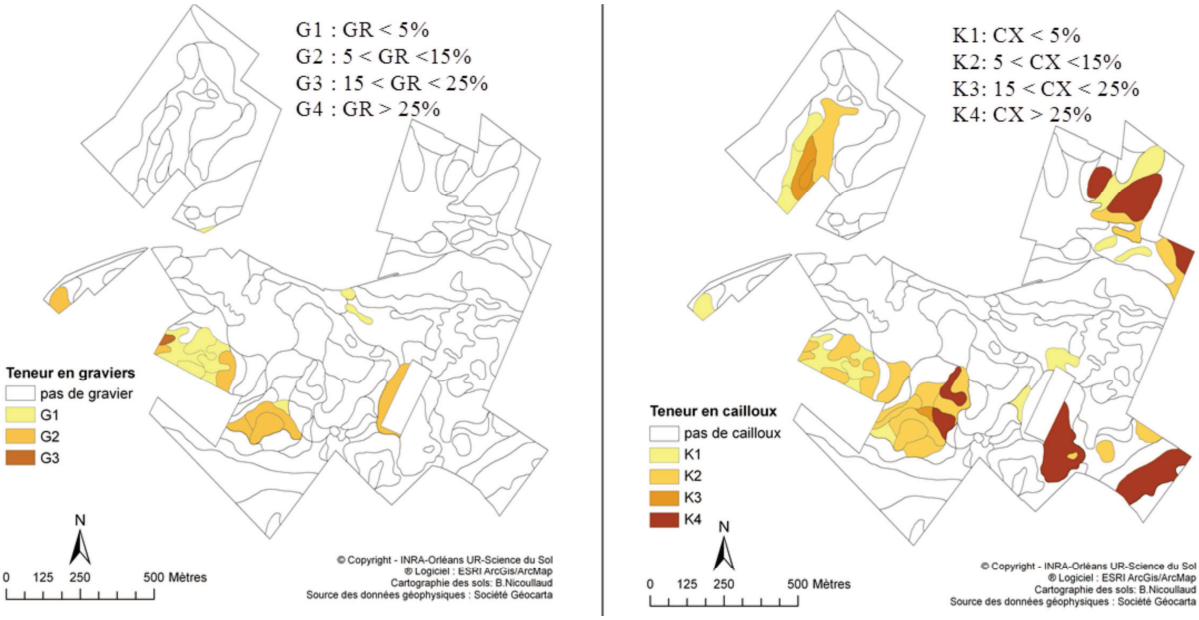


Figure 8: cartes de proportions volumiques estimées au cours des prospections cartographiques. Sont représentés de gauche à droite la proportion en graviers et en cailloux.

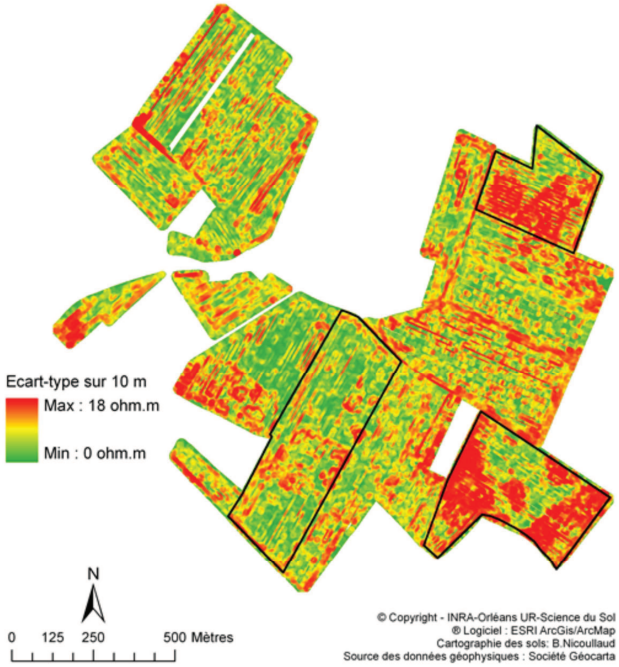
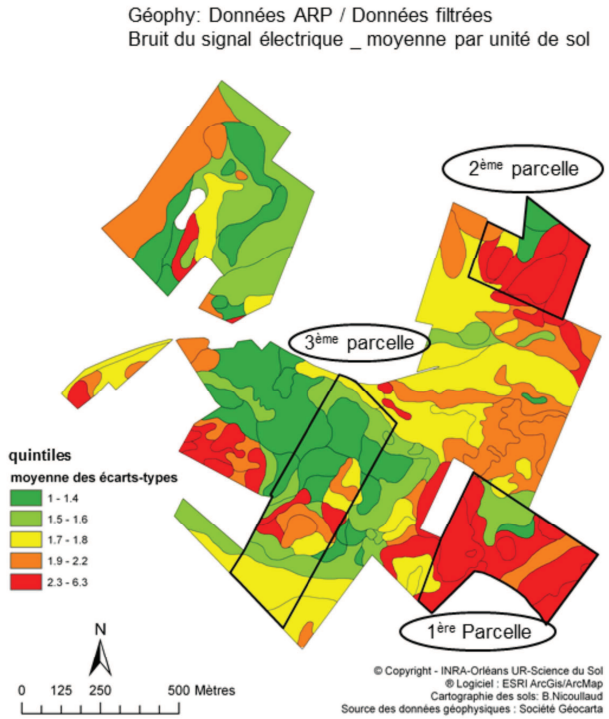


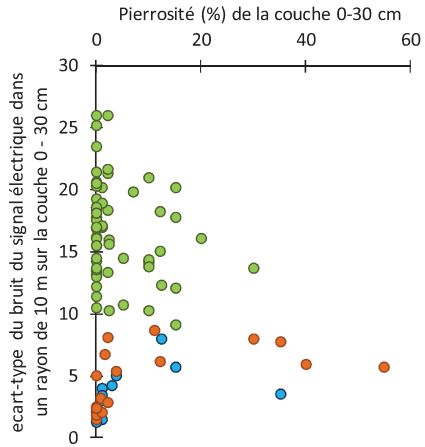
Figure 9: cartes des valeurs mesurées d'écart-type du bruit du signal électrique calculé dans un rayon de 10 mètres.

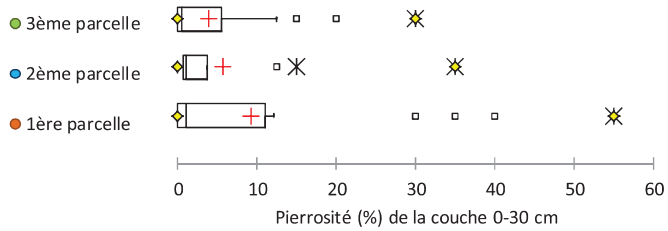
Les données géophysiques disponibles étant filtrées, L'annexe 3 avait pour simple objectif d'illustrer l'utilité de la méthode géophysique pour une simple détection de zone caillouteuse. Le filtrage des données de géophysique ne permet pas d'établir une relation numérique correcte entre la pierrosité et le bruit du signal électrique.

En considérant les 3 parcelles caillouteuses étudiées on obtient 94 points d'observation pour l'estimation visuelle de la pierrosité. Plus de 90% de la pierrosité des sols est inférieure à 15%. Plus précisément, sur les 94 observations, seulement 7% présentent une pierrosité supérieure à 15%. Ainsi, au vue de toutes ces données d'entrée, il était impossible d'appliquer la méthode électrique présentée au chapitre 2. Ne disposant pas de données électriques brutes, le modèle de Bussian non plus n'est pas applicable dans ce cas de figure.



a)





Statistique	1ère parcelle	2ème parcelle	3ème parcelle
Nb. d'observations	21.0	13.0	60.0
Minimum	0.0	0.0	0.0
Eff. du minimum	81.0	84.0	64.0
1er Quartile	0.0	0.6	0.0
Médiane	1.0	1.0	0.5
Moyenne	9.2	5.7	3.9
3ème Quartile	11.0	3.8	5.5
Maximum	55.0	35.0	30.0
Eff. du maximum	1.0	1.0	1.0

b)

Figure 10: a) cartes des valeurs moyennées d'écart-type du bruit du signal électrique calculé dans un rayon de 10 mètres. b) Statistiques sur les estimation visuelles de pierrosités des trois parcelles.

Listes de figures et tableaux

Liste des figures

Chapitre 1

Figure 1. 1: Location of sampling sites: a) lithological classes of the studied rock fragments, b) number of horizons sampled per French administration regions - 26 -

Figure 1. 2: Boxplots representing the range of: a) bulk density, b) solid density for each lithological class of rock fragment. The sample number is in brackets. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and 25th percentiles, respectively. - 29 -

Figure 1. 3: Boxplots representing the range of bulk density by size of rock fragments (gravels at left and pebbles at right). n is the sample number. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and 25th percentiles, respectively. - 30 -

Figure 1. 4: Boxplots representing the range of: a) Water content at field capacity (W_{fc}), b) Water content after an equilibrium at -100hPa (W_{-100}), c) Water content after saturation (W_{sat}), d) Water content after an equilibrium at -15840hPa (W_{-15840}), for each lithological class of the studied pebbles the sample number is in brackets. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and 25th percentiles, respectively. - 31 -

Figure 1. 5: Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) and at field capacity (W_{fc}) for all pebbles lithological classes. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed. - 31 -

Figure 1. 6: Relationship between water content at saturation (W_{sat}) and at -100 hPa (W_{-100}) for all pebbles lithological classes. - 32 -

Figure 1. 7: Relationship between water content at -15840 hPa (W_{-15840}) and at -100 hPa (W_{-100}). a) General relationship. b) Specific relationships for each pebbles lithological class. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed. - 33 -

Figure 1. 8: Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) and bulk density. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed. - 35 -

Figure 1. 9: Relationship between water content at -15840 hPa (W_{-15840}) and bulk density. a) General relationship. b) Specific relationships by pebbles lithological class. R^2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed. - 36 -

Figure 1. 10: a) Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) and bulk density for flint rock fragments. The two equations defined (Flint 1 and Flint 2) are represented. For each equation, R2 is the determination coefficient and n is the number of samples analysed. b) Relationship between water content at -100 hPa (W_{-100}) estimated by Flint 1 equation (x-axis) and Flint 2 equation (y-axis). The shift of 9.6 g/100g in gravimetric water content between the two equations is represented. - 37 -

Figure 1. 11: Variations in Soil Available Water Content (SAWC) depending on both the lithological class and the volume proportion of rock fragments. a) Calculation of the SAWC when the horizon is composed of fine earth only, compared to the SAWC calculated when the horizon is composed of both fine earth and rock fragments containing water. b) Calculation of the SAWC when the horizon is composed of fine earth and rock fragments supposed to be non-porous, compared to the SAWC calculated when the horizon is composed of both fine earth and rock fragments containing water. - 39 -

Figure 1. 12: Relation entre la teneur en eau à -15840 hPa (W_{-15840}) et la masse volumique apparente pour les échantillons de calcaire. n est le nombre d'échantillons. - 42 -

Figure 1. 13: Graphique présentant la robustesse de l'équation (Eq. 1.10). Les valeurs estimées en fonction des valeurs mesurées de teneurs en eau au point de flétrissement (W_{-15840}). R^2 = coefficient de détermination. RMSE = racine carrée de la moyenne des écarts. - 43 -

Figure 1. 14: Courbes de porosimétrie à mercure d'échantillons de calcaires, craies et gaizes. En encadré, en haut à droite, figure une description analytique d'une courbe de porosimétrie à mercure applicable à l'analyse d'une courbe obtenue pour un élément grossier. - 45 -

Figure 1. 15: Paramètres descriptifs de la porosité existante au sein des cailloux. a) Volume poral des macropores et des micropores. b) Proportion du volume poral à 30µm par rapport au volume poral total. c) seuil du diamètre de pores structuraux équivalents. - 46 -

Figure 1. 16: Trois modèles d'horizons caillouteux pour l'estimation de l'humidité utile. a) Horizon « simplifié ». b) & c) Horizon « réel ». La réserve utile de l'horizon peut être estimée par couplage des fonctions de pédotransfert de Bruand et al. (2004) et celles de Tetegan et al. (2001) (cf. Tableaux 3.1 et 3.2) - 48 -

Figure 1. 17: Relation entre les teneurs en eau à -100 hPa calculées et mesurées sur des mottes à graviers de gaize et de calcaire. R^2 est le coefficient de détermination et n est le nombre d'échantillons analysés. - 49 -

Chapitre 2

Figure 2. 1: Soil map of the study areas at 1/5000 established in 1995. The soil units were described using the IUSS Working Group WRB (2006) classification. The symbols (×, −, □ and +) correspond to those used in figure 2.8. - 60 -

Figure 2. 2: Volume proportion of rock fragments in the three soil plots; n corresponds to the number of visual observations for plot C and the number of soil pits dug for plots A and B. The upper and lower box boundaries indicate the 75th and the 25th percentiles, respectively. - 65 -

Figure 2. 3: Spatial pattern of data recorded and calculated on plot A. -a-, -b-, -c- : Apparent electrical resistivity measurements for the V1, V2 and V3 arrays, respectively. -d- : Map of the loamy-clay layer thickness. -e- : Interpreted electrical resistivity for the loamy-clay layer. -f- : Map of the standard deviations of the electrical resistivity measurements for the V1 array. -g- : Map of the standard deviations of the interpreted electrical resistivity measurements. - 66 -

Figure 2. 4: Relationships between the standard deviation of the electrical resistivity data and the measurements of the volume proportion of rock fragments determined on plot A. - 67 -

Figure 2. 5: Comparison between the estimated and measured volume proportion of rock fragments. The percentage values represent the risk of rejection of the null hypothesis ("the difference between estimated and measured proportions is equal to 0") when it is true. - 69 -

Figure 2. 6: Maps of the volume proportion of rock fragments for plots A and B as estimated by the noise electrical resistivity method. White areas correspond to no available data. - 70 -

Figure 2. 7: Relationship between the standard deviation of the apparent electrical resistivity data and the volume content of rock fragments. The numerical value above each point represents the mean field water content in cm^3 cm^{-3}. Water content values for plot A and B were similar. - 71 -

Figure 2. 8: Standard deviation values of the apparent electrical resistivity as a function of water content on plot C. Each symbol refers to soil units previously presented in figure 1. - 72 -

Chapitre 3

Figure 3. 1: Location of the study area. From left to right are represented the maps of: France, Central Region and Patay. - 83 -

Figure 3. 2: a) Soil stoniness of Patay map. b) Soil thickness of Patay map. - 90 -

Figure 3. 3: Histogram of stoniness values of soils of Patay. - 91 -

Figure 3. 4: Histograms of soil available water content values according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Histograms of error values in soil available water content when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Histograms of error values in soil available water content when scenario 3 is used instead of scenario 1 (e). - 92 -

Figure 3. 5: Maps of the soil available water content according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Maps of error in soil available water content when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Maps of error in soil available water content when scenario 3 is applied instead of scenario 1 (e). The stoniness is represented on maps d and e. - 93 -

Figure 3. 6: Histograms of the soil water deficit values according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Histograms of error values in the soil water deficit when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Histograms of error values in the soil water deficit when scenario 3 is applied instead of scenario 1 (e). - 96 -

Figure 3. 7: Maps of the soil water deficit according to scenario 1 (a), scenario 2 (b) and scenario 3 (c). Maps of error in the soil water deficit when scenario 2 is used instead of scenario 1 (d). Maps of error in the soil water deficit when scenario 3 is applied instead of scenario 1 (e). The stoniness is represented on maps d and e. - 97 -

Conclusion générale

Figure 4. 1: Schéma récapitulatif des principaux résultats présentés au chapitre 1. - 106 -

Figure 4. 2: Schéma récapitulatif des méthodes présentées au chapitre 2 pour l'estimation de la pierrosité volumique d'un horizon caillouteux par analyse géophysique. RMSE correspond à l'erreur quadratique moyenne. - 107 -

Figure 4. 3: Schéma récapitulatif des étapes conduisant au calcul de la réserve utile à l'échelle d'un territoire de plusieurs hectares, présentées au chapitre 3. - 108 -

Figure 4. 4: Pour des échantillons non perturbés d'horizons caillouteux : corrélations entre les valeurs d'humidité mesurées au prélèvement et celles calculées à partir des fonctions de pédotransfert de Tétégan et al. (2011) utilisant la masse volumique apparente (dEG). - 110 -

Figure 4. 5: A gauche : courbes de rétention des phases fine et grossière. A droite : courbes de rétention d'horizons caillouteux à pierrosité variable. - 113 -

Figure 4. 6: Observation en microscopie électronique (mode électrons secondaires) d'une motte de sol à éléments grossiers calcaires. On observe le fin agencement entre la terre fine et les éléments grossiers, et revêtements de terre fine sur les éléments grossiers. Un agrandissement de l'image C permet une observation de la porosité fine des éléments grossiers (cf. cercle, Fig. 4.2D). - 114 -

Annexe 1

Figure 1: Observation microscopique d'un échantillon de gaize prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département de l'Eure-et-Loir. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Points rouges : grain de quartz, points gris : feuillet de biotite, flèche verte pointée sur un grain de glauconie. - 134 -

Figure 2: Observation microscopique d'un échantillon de craie blanche prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département du Maine-et-Loire. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Les points rouges signalent les zones poreuses. Les points bleus montrent des formes biologiques remplies de calcite. - 135 -

Figure 3: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire sublithographique prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département du Cher. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. - 135 -

Figure 4: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire crayeux prélevé dans la couche labourée (0-30cm) d'un sol localisé dans le département du Cher. Le trait bleu équivaut à 2 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. - 136 -

Figure 5: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire lacustre sub lithographique prélevé dans la couche labourée (0 – 30 cm) d'un sol localisé dans le département du Loiret. Le trait bleu équivaut à 3 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Les flèches rouges indiquent les pores complètement vides, les flèches vertes indiquent les pores bouchés de phénocristaux de calcite, les flèches noires indiquent les pores partiellement remplis de calcite. - 137 -

Figure 6: Observation microscopique d'un échantillon de calcaire sublithographique prélevé dans la couche labourée (0 – 30 cm) d'un sol localisé dans le département de la Charente-Maritime. Le trait bleu équivaut à 2 cm. Les images de gauche sont en lumière naturelle. Les images de droite sont en lumière polarisée analysée. Les flèches rouges indiquent les pores, les flèches vertes indiquent les cristaux de calcite, la flèche blanche indique le liseré calcitique. - 138 -

Annexe 2

Figure 1: Etapes menant à la dissolution des carbonates des éléments grossiers calcaires. - 140 -

Annexe 3

Figure 1: Cartes de proportions volumiques estimées au cours des prospections cartographiques. Sont représentés de gauche à droite la proportion en graviers et en cailloux. - 142 -

Figure 2: cartes des valeurs mesurées d'écart-type du bruit du signal électrique calculé dans un rayon de 10 mètres. - 142 -

Figure 3 a) cartes des valeurs moyennées d'écart-type du bruit du signal électrique calculé dans un rayon de 10 mètres. b) Statistiques sur les estimation visuelles de pierrosités des trois parcelles. - 143 -

Liste des tableaux

Chapitre 1

Table 1. 1: Brief presentation of lithological classes and sub-classes of rock fragments, with additional informations about geology, soils, and sampling sites. - 27 -

Table 1. 2: The fitting parameters ξ and ς of the equation (Eq. 1.5). - 34 -

Table 1. 3: The fitting parameters a_3 (cm^3/100g) and b_3 (g/100g) of the equation (Eq. 1.8). n is the number of samples. - 37 -

Table 1. 4 : a) Matrice de corrélation entre les paramètres caractéristiques des éléments grossiers calcaire. D = densité de solide, d = masse volumique apparente, W_{-100} = teneur en eau à -100 hPa, W_{-15840} = teneur en eau à -15840 hPa. Les valeurs en gras sont significatives avec un intervalle de confiance de 95 %. b) Coefficients d'ajustement du modèle appliqué basé sur le critère du meilleur R^2 ajusté. - 43 -

Chapitre 2

Table 2. 1: Characteristics of the studied plots. - 61 -

Table 2. 2: Parameters of the linear equations describing the relationship between rock fragment contents and the electrical resistivity data on Plot A. - 68 -

Table 2. 3: Mean absolute errors (MAE), mean errors (ME) and root mean square errors (RMSE) for the estimations of the volume rock fragment content using i) the model using electrical resistivity noise and ii) the Bussian model (1983) model. n is the number of soil pits used. - 69 -

Table 2. 4: ANOVA for the standard deviations of the apparent resistivity based on both rock fragment and water contents. - 72 -

Chapitre 3

Table 3. 1: The pedotransfer classes used in equation Eq. (3.1) for the calculation of the available water content of fine earth as a function of the texture and of the horizon position in the soil profile. (From Bruand et al., 2004). - 85 -

Table 3. 2: Available water content for the rock fragments calculated from the calculation of the pedotransfer functions of Tetegan et al. (2011). - 85 -

Table 3. 3: Range of α values for a maize crop according to the reference evapotranspiration. (Itier et al., 1996). - 87 -

Table 3. 4: Evolution of the crop coefficient (k) values of a maize crop during its growth. (From Doorenbos et al., 1978). - 88 -

Table 3. 5: Value range of the soil available water content and the soil water deficit of Patay according to the different calculation scenarios. - 92 -

Table 3. 6: The mean error (ME) and the root mean squared error (RMSE) calculated on the soil available water content and the soil water deficit by comparing scenarios 2 and 3 to scenario 1. - 94 -

Table des matières

Sommaire - 5 -

Introduction générale - 7 -

Chapitre 1 :
Les éléments grossiers : caractéristiques et influence sur les propriétés de rétention en eau des sols caillouteux - 17 -

Préambule - 21 -

Volet A : The contribution of rock fragments to the available water content of stony soils : proposition of new pedotransfer functions - 23 -
1 Introduction - 23 -
2 Materials and methods - 25 -
2.1 Sampling and characterisation of samples - 25 -
2.2 Characterisation of the structural properties of the rock fragments - 28 -
2.3 Characterisation of the hydric properties of the rock fragments - 28 -
2.4 Statistical analysis - 28 -
3 Results - 29 -
3.1 The structural characteristics of pebbles and gravels - 29 -
3.2 The hydraulic properties of pebbles - 30 -
4 Discussion - 34 -
4.1 Estimation of the available water content (AWC) of rock fragments from stony soils - 34 -
4.2 Links between the hydraulic properties of rock fragments and their bulk density - 35 -
4.3 Estimation of the soil available water content (SAWC) at the horizon scale - 38 -
4.4 Consequences in terms of samplings of stony soils - 39 -
5 Conclusions - 40 -

Volet B: Analyse de la structure des éléments grossiers dans des sols caillouteux. Contribution à la compréhension du déterminisme de leurs propriétés de transfert - 41 -
1 Influence des résidus non carbonatés sur l'humidité au point de flétrissement des éléments grossiers carbonatés - 42 -
2 Caractérisation fine de la structure des éléments grossiers de sols caillouteux d'origine sédimentaire - 44 -
3 Influence de la taille des éléments grossiers sur les capacités de rétention en eau - 47 -
4 Cas particulier des gaizes - 49 -

Chapitre 2:
Comment évaluer la pierrosité d'un sol caillouteux ? - 53 -

1 Introduction - 57 -
2 Materials and methods - 59 -
2.1 Study area - 59 -
2.2 Electrical resistivity data - 60 -
2.2.1 Electrical resistivity measurements - 60 -
2.2.2 1D modelling of resistivity based on soil depth - 61 -
2.3 Measurements of the volume percentage of rock fragments - 62 -
2.3.1 Visual estimation of the rock fragment percentage - 62 -
2.3.2 Quantitative measurements of the rock fragment proportion - 62 -

2.4 Modelling of rock fragment content using geoelectrical resistivity values - 63 -
2.4.1 A new model using electrical resistivity noise - 63 -
2.4.2 The Bussian model (1983) - 64 -
3 Results - 64 -
3.1 General description of the dataset - 64 -
3.2 Estimation of the rock fragment contents at the plot scale - 67 -
4 Discussion - 68 -
4.1 Validation using the electrical resistivity noise - 68 -
4.2 Calculation of the rock fragment content using the Bussian model (1983) - 70 -
4.3 Effect of water content on the estimation of rock fragment content - 71 -
5 Concluding remarks - 73 -
6 Appendix: Optimisation process - 73 -

Chapitre 3:
Estimation spatialisée de la réserve utile et du déficit hydrique des sols caillouteux -77 -

1 Introduction - 81 -
2 Materials and methods - 82 -
2.1 Study area - 82 -
2.2 The Patay soil map and the soil database -83 -
2.3 Calculation of the available water content at different scales - 84 -
2.3.1 Calculation of the available water content at the horizon scale (HAWC) - 84 -
2.3.2 Calculation of the available water content at the profile scale (TUAWC) - 86 -
2.3.3 Calculation of the available water content at the regional scale - 87 -
2.4 Calculation of the water deficit - 87 -
2.5 Evaluation of the role of rock fragments in the calculation of the available water content and the water deficit - 88 -
3 Results and discussion - 91 -
3.1 Soil depth and stoniness on the soil map of Patay - 91 -
3.2 Determination of the soil available water content for different scenarios taking into account or not the rock fragments and their hydric properties. - 91 -
3.3 Estimation of the soil water deficit for stony and non-stony soils. - 96 -
4 Conclusions - 99 -

Conclusion générale - 103 -

Bilan - 105 -
Discussion & perspectives - 109 -

Références bibliographiques - 117 -

Annexes - 131 -

Annexe 1: Résultats en microscopie optique - 133 -
Annexe 2: Détermination des résidus insolubles - 139 -
Annexe 3: Résultats complémentaires en géophysique - 141 -

Liste des illustrations - 145 -

Table des matières - 155 -

MODELISATION DES PROPRIETES DE RETENTION EN EAU DES SOLS CAILLOUTEUX
APPLICATION A L'ESTIMATION SPATIALISEE DE LA RESERVE UTILE

Résumé :

Les sols sont définis comme étant caillouteux à partir d'une proportion supérieure à 35 % d'éléments grossiers. Les sols caillouteux - dont certains supportent des zones de grandes cultures - couvrent environ 30% de la superficie de l'Europe occidentale. Outre le fait qu'ils sont plus contraignants pour la production agricole car les opérations culturales y sont plus délicates, les sols caillouteux sont souvent des sols peu épais ; ils contribuent ainsi de façon significative à la recharge des nappes mais sont a priori très sensibles au lessivage hivernal du nitrate et des produits phytosanitaires. Malgré leur grande étendue géographique et leurs propriétés spécifiques, les sols caillouteux ont été peu étudiés. Devant ce déficit de connaissances et devant les problèmes spécifiques posés par les sols caillouteux (variabilité de la phase caillouteuse, échanges entre la phase caillouteuse et la fraction fine des sols), tant en termes de production végétale qu'en termes de protection de l'environnement, ce projet de thèse a eu pour objectifs de : i) déterminer la réserve utile des éléments grossiers de sols caillouteux d'origine sédimentaire ; ii) d'évaluer qualitativement et quantitativement la pierrosité de sols caillouteux à l'échelle parcellaire ; et iii) d'estimer la réserve utile effective de sols caillouteux et leur fonctionnement hydrique sur de grands territoires agricoles.

Grâce à des analyses au laboratoire, nous avons montré que les cailloux étaient saturés en eau à -100 hPa et que les teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement pouvaient s'exprimer simplement en fonction de la masse volumique, ce qui a permis de définir des fonctions de pédotransfert robustes et opérationnelles pour le calcul de l'humidité utile des éléments grossiers. Grâce à l'analyse du bruit du signal de la résistivité électrique, mesurée in situ par prospections géophysiques, il a été possible d'évaluer leur pierrosité volumique à l'échelle d'une parcelle. Enfin, à l'échelle régionale, nous avons montré que la non-prise en compte du volume de la phase caillouteuse et/ou de ses propriétés conduisait à des sous-estimations de 20 % de la réserve utile, ce qui avait pour conséquence une surestimation du déficit hydrique de 20 mm par an en moyenne, avec une grande variabilité spatiale.

Ces travaux permettront, à terme, une meilleure gestion spatialisée des agrosystèmes, aux échelles locales et régionales. En effet, les nouvelles propriétés hydriques calculées permettront d'améliorer la compréhension du fonctionnement environnemental spatialisé des sols afin de mieux estimer certains risques (lessivage de nitrate, émissions de gaz à effet de serre par les sols, etc.).

Mots clés : sols caillouteux, éléments grossiers, graviers, cailloux, fonctions de pédotransfert, pierrosité, géophysique, réserve utile, déficit hydrique, estimation spatialisée du fonctionnement des sols.

MODELING OF WATER RETENTION PROPERTIES OF STONY SOILS
APPLICATION TO THE SPATIAL ESTIMATION OF THE SOIL AVAILABLE WATER CONTENT

Summary:

Stony soils are soils containing a proportion of rock fragments larger than 35%. These soils - including intensive agricultural areas - cover about 30% of the surface of Western Europe. Stony soils are not only more stringent for agricultural production because the farming operations are usually more difficult, but also they are often thin; they then significantly contribute to the groundwater recharge, but are they are very sensitive to winter leaching of nitrate and pesticides. Despite their geographical spread and their specific properties, the stony soils have not been largely studied whereas they present specific scientific problems (variability of phase stony, exchanges between the stony phase and the fine fraction of soil). In that context, this thesis aimed at: i) determining the available water content of rock fragments from rock fragments of sedimentary origin; ii) assessing qualitatively and quantitatively the stoniness of stony soils at field scale; and iii) estimating the effective available water content of stony soils and their hydric functioning for large agricultural areas.

From laboratory experiments, we demonstrated that rock fragments were saturated for a water potential of -100 hPa and that their water content at field capacity and at permanent wilting point could be easily estimated from their bulk density, which enable to define robust and operational pedotransfer functions for the estimation of the available water content of rock fragments. Thanks to the analysis of the signal noise of the electrical resistivity, measured in situ by geophysical prospectings, it was possible to assess the stoniness of stony soils at the plot scale. Finally, at the regional scale, we demonstrated that the available water content could be underestimated of about 20 % when the volume and/or properties of rock fragments were not taken into account, which induced overestimations of the hydric deficit of about 20 mm as a mean, with high spatial variability

This work will ultimately be used for a better spatial management of agricultural soils, at local and regional scales. Indeed, the new hydric properties will help in improving our knowledge of the environmental spatial soil functioning in order to better estimate some risks (nitrate leaching, greenhouse gas emissions from soils).

Keywords: stony soils, rock fragments, gravels, stones, pedotransfer functions, stoniness, geophysics, available water content, water deficit, spatial soil functioning.

INRA ALIMENTATION AGRICULTURE ENVIRONNEMENT

Institut National de la Recherche Agronomique
Unité de recherche Science du Sol
2163 Avenue de la Pomme de Pin
CS 40001 Ardon 45075 Orléans Cedex 2 France

ARVALIS Institut du Végétal
Domaine du Magneraud 17700 St Pierre d'Amilly France

ARVALIS Institut du végétal