



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 intraparcellaire

Didier Michot

► To cite this version:

Didier Michot. 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 intraparcellaire. Sciences de l'environnement. Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, 2003. Français. <NNT : >. <tel-05599980>

HAL Id: tel-05599980

<https://hal.inrae.fr/tel-05599980v1>

Submitted on 22 Apr 2026

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.



Copyright - All rights reserved

La thèse de Didier Michot est disponible en 5 fichiers.
Vous consultez ici la **section n°1** de la thèse.
L'ensemble peut être retrouvé sur le site de l'inra
<http://www.inra.fr/Internet/Departements/EA/index.html>
en rejoignant la page des thèses de l'année 2003



Département de
Géophysique Appliquée

Unité de Science du Sol
Centre de Recherches d'Orléans

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Pédologie - Géophysique

Présentée par **M. Didier Michot**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

**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 intraparcellaire**

Soutenue le 10 février 2003 devant le jury composé de :

M. G. De Marsily	Professeur	Université Paris VI	Président
M. A. Tabbagh	Professeur	Université Paris VI	Directeur de Thèse
M. D. King	Directeur de Recherche	INRA Orléans	Co-directeur de Thèse
Mme D. Chapellier	Professeur	Université de Lausanne	Rapporteur
M. P. Lagacherie	Ingénieur de Recherche	INRA Montpellier	Rapporteur
M. H. Jeanjean	Direction des Programmes	CNES Toulouse	Examineur
M. Y. Benderitter	Directeur de Recherche	CNRS (UMR 7619)	Invité

Résumé

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 intraparcellaire

Les objectifs de ce travail sont : (1) expérimenter les méthodes de télédétection et de géophysique comme moyen d'aide à la cartographie et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et de leurs propriétés pérennes à l'échelle intraparcellaire ; (2) acquérir des données fiables sur une variable conjoncturelle qui est l'état hydrique instantané de la couverture pédologique et suivre son fonctionnement hydrique dans le temps ; (3) comparer les méthodes géophysiques au sol et de télédétection en termes de convergence ou de complémentarité.

Ce travail a été effectué sur deux sites expérimentaux localisés dans des régions de grandes cultures caractérisées par une forte variabilité spatiale intraparcellaire des sols : la Petite Beauce et le Laonnois. L'étude de la variabilité spatiale des sols est réalisée soit à l'aide de prospections électriques ou électromagnétiques au sol, soit au moyen de données de télédétection multispectrale aéroportée. L'influence de l'humidité sur la résistivité électrique des sols a été étudiée à différentes échelles d'investigation : sous conditions contrôlées au laboratoire, sous conditions naturelles "in situ", d'abord sur des sites "ponctuels" puis sur une section 2D de sol et enfin sur des surfaces représentatives de parcelles agricoles.

Les résultats montrent que la résistivité électrique des sols diminue lorsque leur teneur en eau augmente. Le suivi diachronique par panneau électrique 2D de la résistivité électrique d'une section de sol a permis : (1) de suivre le fonctionnement hydrique du sol (infiltration/déssèchement) ; (2) de délimiter les zones d'écoulements préférentiels (3) de délimiter les horizons pédologiques en 2D ; (4) de révéler les caractéristiques structurales des horizons résultant des pratiques culturales (tassement). Des sections de teneur en eau instantanée ont ensuite été modélisées.

Les prospections électriques multi-dates, effectuées avec le multipôle MUCEP, assurent une reconnaissance de la variabilité spatiale des sols avec une résolution décamétrique, tout en assurant une vision dynamique du fonctionnement hydrique de la couverture de sol à l'échelle de la parcelle.

Les résultats de télédétection montrent que la réflectance des sols est principalement contrôlée par la plus ou moins grande profondeur d'apparition des substrats calcaires. Elle apporte ainsi une information indirecte sur le développement du sol. Les liens existant entre la réflectance spectrale et les propriétés de surface des sols, pérennes et conjoncturelles, ont été précisés et hiérarchisés pour la parcelle étudiée. Toutefois des différences apparaissent dans la délimitation spatiale de ces unités. En effet, les données radiométriques ou géophysiques permettent de discriminer la majorité des unités de sols. Les mesures de télédétection caractérisent l'état de surface des sols alors que les prospections géophysiques assurent une reconnaissance 3D de la couverture pédologique et permettent une étude dynamique de son fonctionnement hydrique interne. A l'inverse de la télédétection, la géophysique ne peut fournir des informations instantanées sur de grands territoires. Elle apparaît comme une méthode complémentaire répondant aux besoins de l'Agriculture de Précision et capable d'établir un lien entre les approches "ponctuelles" (sites ou multisites) et les approches spatiales aéroportées ou satellitales.

Mots clés : sol, eau, variabilité spatiale, résistivité électrique, réflectance, prospection électrique, électromagnétisme

Laboratoires de rattachement

INRA, Unité de Science du sol, Centre de Recherches d'Orléans – Avenue de la Pomme de Pin – BP 20619 45166 Olivet cedex

Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Département de Géophysique case courrier 105 - couloir 25-15 - 1er étage - 4 place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05

Remerciements

Cette thèse est l'aboutissement de quatre années de travail, tant au laboratoire que sur le terrain, au sein de l'unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans. Elle a été réalisée grâce au soutien financier du CNES et de l'INRA.

Au cours de mes travaux, j'ai eu la chance de rencontrer au sein du réseau GEOFCAN de nombreuses personnes issues de disciplines variées, que ce soit à l'INRA, à l'Université Pierre et Marie Curie, à l'IRD et au BRGM. Que toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à ce travail trouvent ici l'expression de toute ma reconnaissance.

Je tiens tout particulièrement à remercier les membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail :

- **Y. Benderitter**, Directeur de Recherche au CNRS au sein de l'UMR Sisyphe a suivi mon travail durant quatre ans avec une grande attention. Qu'il trouve ici le témoignage de ma gratitude et de mon respect. Je le remercie aussi très sincèrement pour sa disponibilité et son accueil chaleureux à Cosne sur Loire.
- **D. Chapellier**, Professeur à l'Institut de Géophysique Appliquée de Lausanne a accepté d'être le rapporteur de mes travaux. Je la remercie d'avoir examiné mon manuscrit dans les moindres détails, et de m'avoir fait part de ses remarques pertinentes.
- **H. Jeanjean**, responsable des Programmes Surfaces Continentales au sein de la Délégation à l'Etude et à l'Observation de la Terre de la Direction des Programmes et des Affaires Industrielles du CNES a accepté également de juger ce travail. Je le remercie pour sa lecture critique du manuscrit et l'intérêt qu'il a porté à ce travail.
- **D. King**, Directeur de l'Unité de Science du Sol INRA Orléans, m'a encadré et m'a guidé depuis mon arrivée dans son équipe de recherches. Son expérience et ses conseils ont été d'un apport précieux dans l'aboutissement de ce travail. Je le remercie aussi pour sa sympathie et la patience remarquable avec laquelle il a toujours su m'aider et reformuler mes idées parfois confuses. Je lui suis très reconnaissant pour ses encouragements et la disponibilité dont il a fait preuve, notamment au cours de la phase de rédaction.
- **P. Lagacherie**, Ingénieur de Recherches à l'INRA de Montpellier m'a fait le plaisir d'accepter de juger mes travaux. Je le remercie pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail à travers son expérience dans la cartographie des sols et de leurs propriétés.
- **G. de Marsily**, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie m'a fait l'honneur d'accepter de présider le jury. Je le remercie pour sa relecture minutieuse et constructive de mes articles.
- **A. Tabbagh**, Professeur au Département de Géophysique Appliquée de l'Université Pierre et Marie Curie a accepté de diriger cette thèse, et a porté un grand intérêt à mes travaux. Je le remercie très sincèrement pour la confiance et le soutien qu'il m'a accordé depuis mon DEA et pour ses encouragements à publier mes travaux.

Sans un encadrement efficace et un soutien permanent, ce travail n'aurait pu aboutir. Je ne saurais donc oublier l'aide que vous m'avez apportée au quotidien tout au long de ces 4 ans.

Je tiens donc tout particulièrement à remercier Abel Dorigny pour ses nombreux conseils et son assistance technique ou scientifique. J'ai appris beaucoup à ton contact sur l'instrumentation et la métrologie ! Je ne compte pas les heures passées en ta compagnie sur le terrain ou au laboratoire à discuter l'interprétation de mes différents résultats. Parfois la discussion s'évadait pour voguer aux confins de la Thiérache, de la Creuse ou des monts boisés du Morvan, chacun argumentant pour défendre la qualité de vie, la quiétude et le charme de sa région natale ou d'adoption. Mais à la comparaison des races Charolaise et Limousine la discussion pouvait s'enflammer, pour bien sûr conclure à la supériorité de nos belles et rondes blanchettes sur les petites rougeaudes du limousin !!!

Mon premier professeur de terrain, Michel Isambert, a su m'initier à la cartographie des sols et à la fine description des fosses pédologiques. Je lui dois mes premières réflexions sur l'analyse de la variabilité spatiale de la couverture pédologique. Depuis mon DEA, Michel m'a toujours encouragé, conseillé et soutenu dans les moments difficiles. Pour avoir compris depuis longtemps l'intérêt des méthodes géophysiques de sub-surface pour l'étude des sols et de leur fonctionnement hydrique, il est aussi à l'origine de cette thèse. Toutes les personnes qui ont côtoyé Michel, connaissent sa passion pour la pédologie et son formidable enthousiasme sur le terrain. Je me souviens encore à Fréteval de nos prospections en compagnie des sangliers et des faisans, mais aussi d'un soir d'été où nous avons terminé mes mesures hydriques et géophysiques à la lueur de ton briquet...à quelques mois de la retraite ta motivation était encore intacte !!! Qu'il trouve ici le témoignage de ma reconnaissance et de mon amitié.

C'est également avec grand plaisir que j'exprime toute ma reconnaissance à Bernard Nicoullaud qui a suivi mon travail avec attention en me faisant bénéficier de ses connaissances en pédologie, en agronomie, mais aussi en ornithologie.

J'adresse également mes remerciements à Hocine Bourennane pour son aide et ses nombreux conseils en statistique. Au-delà de tes nombreuses qualités scientifiques, je me dois de souligner tes qualités humaines et ta gentillesse. Maintenant que la rédaction du manuscrit est achevée, nous allons pouvoir reprendre nos entraînements de footing juste pour le plaisir !

Je souhaite remercier très sincèrement Messieurs Coutadeur et Fontaine, exploitants agricoles à Limoron et à Chambry pour m'avoir accueilli sur leur terre afin de réaliser mes travaux.

Enfin mes travaux à Chambry n'auraient pu avoir lieu sans l'aimable collaboration de Martine Guérif responsable de l'action structurante «Agriculture de Précision» menée par le département Environnement et Agronomie de l'INRA. Je tiens à lui témoigner ma reconnaissance pour m'avoir permis d'exploiter les données de télédétection multispectrale. Lors de ma venue en terre picarde, j'ai été accueilli et aidé chaleureusement par Jean-Marie Machet et Nicolas Beaudoin. Qu'ils soient ici remerciés.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans la participation et la collaboration de nombreuses autres personnes appartenant à divers organismes.

Les mesures en conditions contrôlées des relations résistivité électrique – teneur en eau ont été réalisées au laboratoire d'hydrophysique de l'Unité de Recherche GEOVAST de l'IRD de Bondy. Je remercie en particulier Jean-Pierre Montoroi et Gérard Bellier pour m'avoir accueilli avec chaleur dans leur équipe, au sein de laquelle ils ont toujours su créer d'excellentes conditions matérielles, intellectuelles et relationnelles. Ils ont également suivi avec attention la progression de ce travail, tout en me prodiguant régulièrement leurs encouragements. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma reconnaissance et de mon amitié. Je tiens également à remercier Henri Robain, directeur de l'Unité de recherches GEOVAST, qui a toujours manifesté de l'intérêt dans mes recherches et a permis cette fructueuse collaboration.

J'exprime aussi ma vive reconnaissance à Yves Albouy, passionné s'il en est, pour m'avoir invité chaleureusement aux stages de perfectionnement en géophysique appliquée organisé à l'IRD. Je le remercie également pour sa disponibilité, son enthousiasme sur le terrain et pour m'avoir prêté à de nombreuses reprises ses équipements de géophysique.

Les premières prospections électriques MUCEP ont été réalisées avec l'assistance technique de Michel Dabas et de Cédric Panissod. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma sincère reconnaissance et de mon amitié.

Les prospections électromagnétiques ont été effectuées au moyen du conductivimètre EM38 prêté par Nicolas Florsch, alors à l'Université de la Rochelle. Qu'il soit ici remercié.

Je tiens aussi à exprimer ma profonde gratitude à Messieurs Jean Bernard, Orlando Leite et Fabrice Vermeersch de la Société IRIS Instruments pour leur assistance technique, mais aussi pour m'avoir permis de présenter mes travaux dans leurs locaux lors des journées IRIS.

Je remercie également Yves Coquet de l'INA-PG et Caroline Desbourdes pour leur assistance technique dans la réalisation de suivis hydriques au champ.

J'adresse également mes remerciements à messieurs Christian Walter et Frédérique Baret pour avoir participé aux comités de pilotage de ma thèse et pour les nombreux conseils qu'ils m'ont délivrés.

J'ai trouvé au sein du personnel de l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans un environnement professionnel agréable, compétent et une ambiance de travail chaleureuse.

Je tiens à exprimer également ma sincère reconnaissance à Marcel Jamagne. Que de chemin parcouru depuis tes premiers enseignements sur les sols et leur cartographie à la MST de Poitiers ! Le temps est passé et me voici comme le dernier des Mohicans, le dernier de tes élèves de DEA à avoir soutenu sa thèse ! Pendant toutes ces années, tu as su nous faire partager au quotidien et dans une ambiance chaleureuse l'extrême diversité de tes connaissances sur les sols du monde ! Pour tous ces instants Marcel : Merci !

Je remercie également Jean-Claude Bégon, Président du Centre INRA d'Orléans de m'avoir accueilli chaleureusement et d'avoir porté une attention critique mais toujours encourageante à mes travaux.

Je pense à tous les collègues qui sont venus travailler avec moi sur le terrain, ont participé à des déterminations de laboratoire, ont fait progresser ma pensée par leur discussion et ont aidé à la mise en forme de ce mémoire : Catherine Pasquier, Pierre Courtemanche, Sacha Desbourdes, Hocine Bourennane, Bernard Renaux, Laurent Raison, Loïc Prud'Homme, Nicolas Saby, Christian Lelay, Philippe Berché, Hervé Gaillard, Odile Duval, Jacky Roque, Micheline Eimberck, Isabelle Cousin, Denis Baize, Yves Le Bissonnais, Gérald Yart, Jocelyn Gaillard, Eric Velluet, et les autres si j'en oublie... je vous remercie sincèrement.

J'ai une pensée particulière pour Catherine Pasquier, Pierre Courtemanche et Laurent Raison pour être venus si souvent me seconder sur le terrain sous des conditions climatiques parfois épouvantables, sans ménager ni leur peine, ni leur temps. L'installation de dispositifs expérimentaux de suivi au champ, fiables et durables dans le temps, nécessite une instrumentation rigoureuse. J'ai ainsi pu apprécier la compétence, le savoir-faire et l'ingéniosité de Pierre et de Laurent. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma sincère reconnaissance et de mon amitié. Je tiens aussi à remercier chaleureusement Catherine Pasquier pour les longues journées de travail en sa compagnie. Catherine a toujours répondu présent de jour comme de nuit pour mes expérimentations. Je garderai longtemps en

souvenir mes veillées nocturnes avec Laurent, puis Catherine, à réaliser des panneaux électriques pendant l'irrigation de la parcelle de maïs à Limoron.

La qualité et la clarté des illustrations de ce manuscrit sont principalement l'œuvre de Sacha Desbourdes. Je te remercie Sacha pour avoir répondu à la majorité de mes caprices. Le possible a toujours été réalisé, parfois l'impossible a été atteint ! Chapeau l'artiste et encore un grand merci !

Enfin, sans le soutien d'un secrétariat serviable et efficace, mon travail n'aurait pu se dérouler dans de si bonnes conditions. Je tiens donc à remercier sincèrement Monique Soler, Magalie Marolleau et Marie-Pierre Poussineau pour leur dévouement quotidien. Les dépannages informatiques et la lutte contre les infections ont été assurés par Jocelyn Gaillard, Eric Velluet et Gérard Yart.

Il est temps pour moi de remercier tous mes amis, collègues thésards ou étudiants de passage dont la présence a égayé le laboratoire pendant toutes ces années... Merci donc à Olivier Cerdan, Gilles Bastet, Nathalie Schnebelen, Véronique Lecomte, Claudy Jolivet, Anne Laure Thomas, Luis Balbino, Agnès Cherrey, Anne Sophie Taïb, Nicolas Saby, Line Boulonne, Oumarou Malam Issa, Anne Zanolin, Guillaume Bodineau, Anatja Samouëlian, Sophie Leguédois, Xavier Morvan, William Deslais...

Je remercie sincèrement Anne Sophie Taïb pour sa bonne humeur sur le terrain et ce, quelles que soient les conditions climatiques, mais aussi pour son dynamisme lors des prospections pédologiques ou géophysiques à Limoron. J'ai également une pensée envers Anne Zanolin qui a réalisé son travail de doctorat sur une parcelle expérimentale de "Petite Beauce" voisine. Anne, je te remercie pour ton amitié et ta gentillesse. Je te souhaite de belles escapades en montagne !

Je ne saurai bien sûr oublier mes deux acolytes de bureau successifs : Jean-Jacques Lambert puis Sébastien Salvador. Jean-Jacques, je te remercie pour ton amitié et ta gentillesse. Tu m'as toujours soutenu dans les moments difficiles et je te dois une fière chandelle dans la maîtrise de la langue de Shakespeare...Sébastien ! Que dire sur nos deux années de complicité, de confiance et de soutien mutuel ! Je crois que ces trois adjectifs résument bien la situation ! La période de rédaction, que nous avons vécu conjointement, est un moment intense, difficile mais aussi passionnant. L'angoisse de la page blanche aura toujours été surmontée dans la bonne humeur au son de «couroucoucou...roucoucou stach stach...» de tes idoles les Bratisla Boys !

J'en arrive maintenant aux remerciements plus personnels.

Je tiens d'abord à remercier mes parents pour leur soutien, pour m'avoir toujours encouragé à aller plus loin, mais aussi pour m'avoir appris à regarder le ciel et la terre avec émerveillement et humilité. Je remercie sincèrement Nathalie pour m'avoir soutenu, voire supporté, pendant ces 4 années. Que d'heures tu m'auras attendu ! Je te remercie aussi pour la relecture minutieuse de mon manuscrit. Tu dois connaître maintenant mieux que quiconque les sols de Petite Beauce et du Laonnois ! Mais, je te remercie surtout pour m'avoir fait le plus beau cadeau au monde avec notre charmante petite Ludivine qui m'apporte tant de bonheur depuis ce dimanche 29 septembre. Enfin, j'ai également une pensée pour Gilbert Delpieu, Jean-Paul Brochet et Panda qui m'ont aidé et encouragé pendant de nombreuses années. Cette thèse est certes un aboutissement personnel mais elle est aussi le fruit de votre soutien permanent.

A mes parents, à Nathalie et Ludivine.

Introduction générale

Première partie : Bibliographie sur l'intérêt et l'utilisation de la géophysique et de la télédétection

Chapitre I : Intérêt de la géophysique et de la résistivité électrique en Science du Sol

Chapitre II : Télédétection et réflectance spectrale en Science du Sol

Deuxième partie : Présentation des milieux d'étude

Chapitre III : La région naturelle de "Petite Beauce"

Chapitre IV : Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques des sites expérimentaux de "Petite Beauce"

Chapitre V : La région naturelle du "Laonnois" en Picardie

Chapitre VI : Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques du site expérimental du "Laonnois" en Picardie

Troisième partie : Etude de la résistivité électrique des sols à différentes échelles d'espace et de temps

Chapitre VII : Influence de l'humidité et de la température sur la résistivité électrique des sols

Chapitre VIII : Suivi spatial et temporel 2D de la teneur en eau par tomographie de résistivité électrique d'un CALCISOL sous culture de maïs irriguée

Chapitre IX : Analyse de la variabilité spatiale des sols par mesure de la résistivité électrique

Quatrième partie : Comparaison de la résistivité électrique et de la réflectance des sols à l'échelle intraparcellaire

Chapitre X : Influence des variables pérennes et conjoncturelles des sols sur leur réflectance spectrale

Chapitre XI : Apports respectifs des mesures de résistivité électrique et de réflectance spectrale (visible et PIR) pour l'analyse de la variabilité spatiale des sols

Conclusion générale

Bibliographie

Liste des figures et des tableaux

Annexes

Table des matières

Introduction générale

Depuis le milieu du XX^{ème} siècle, la mécanisation, le remembrement des terres, l'agrandissement des exploitations (fermes de 150 à parfois 1000 ha) et l'amélioration des connaissances agronomiques ont contribué à une forte transformation de l'agriculture et de sa productivité. Le blé, l'orge, le maïs, le pois, le colza, le tournesol, la betterave sucrière y sont cultivés de façon intensive. Cette intensification est en partie à l'origine d'une dégradation continue de la qualité des ressources en eaux du Bassin parisien par une pollution diffuse des aquifères par les nitrates ou les pesticides.

Le Bassin parisien présente l'ensemble des facteurs nécessaires et favorables à l'adoption et au développement de l'Agriculture de Précision en France. La pression continue pour diminuer les coûts de production, l'accroissement des risques environnementaux et les nouveaux besoins en traçabilité ont induit une complexité croissante de l'agriculture nécessitant l'utilisation des nouvelles technologies de l'information. Dans un tel contexte, des informations quantitatives précises concernant notamment la variabilité spatiale des sols au sein d'une exploitation, mais aussi des outils d'aide à la décision pour le conseil en gestion agronomique se développent et deviennent indispensables.

L'agriculture de précision repose sur l'adéquation des pratiques agricoles aux conditions locales du milieu et peut se résumer par **“la bonne intervention, au bon endroit et au bon moment”** (Robert, 1999).

Ce concept est véritablement né aux Etats-Unis, il y a une vingtaine d'années avec les premiers épandages modulés d'éléments fertilisants (P et K) et d'amendements calciques, sur la base d'une démarche structurée de prélèvements et d'analyses de sols. L'agriculture de précision s'est fortement développée depuis 1995, grâce aux innovations technologiques portant notamment sur l'utilisation de capteurs de rendement associés à un positionnement GPS sur moissonneuses-batteuses. La variabilité spatiale des rendements à l'échelle

intraparcellaire, depuis longtemps observée par les agriculteurs et les agronomes, est alors apparue de manière quantifiée. Elle peut s'expliquer par la variabilité spatiale de divers facteurs des rendements : 1) facteurs intrinsèques conditionnant la réserve hydrique des sols comme leur profondeur, leur texture et leur pierrosité; 2) caractéristiques chimiques des sols et leur bilan N, P, K ; 3) itinéraires techniques plus ou moins appropriés au sol ; 4) artefacts anthropiques comme les limites d'anciens parcellaires, etc. Une telle carte de rendements apparaît donc comme la résultante de nombreux facteurs dépendant plus ou moins les uns des autres. Il est alors difficile par simple analyse visuelle d'une telle carte de séparer l'action de chacun de ces facteurs. Il sera encore plus difficile d'émettre un diagnostic agronomique et de proposer une aide à la décision dans le cadre des méthodes impliquées dans l'agriculture de précision. Autrefois, l'agriculteur raisonnait ces interventions à l'échelle de la parcelle. La variabilité des sols apparaissait alors comme une contrainte. Deux attitudes pouvaient être observées : soit l'exploitant tentait de gommer les différences par des travaux d'aménagement (drainage, broyage des cailloux...), soit il raisonnait par rapport aux sols présentant les plus fortes contraintes au risque de surdoser les apports au sein des zones de plus faibles contraintes. Cette seconde attitude est en partie à l'origine de la dégradation de la qualité des eaux des nappes et des cours d'eau. Aujourd'hui, l'objectif ne vise ni l'augmentation des rendements, ni un accroissement de la marge, mais une gestion optimale des intrants en relation avec la protection de l'environnement tout en conservant des niveaux de production rentables pour l'agriculteur.

Un obstacle à l'adoption par les agriculteurs des techniques d'Agriculture de Précision est constitué par un manque de données détaillées sur les sols et sur les cultures (Robert, 1999). L'analyse des cartes de rendement et l'initialisation de modèles de culture d'aide à la décision pour une optimisation locale des interventions impliquent en effet la connaissance précise et exhaustive du milieu. Une cartographie à grande échelle s'impose donc afin de mieux apprécier la variabilité spatiale des sols et de leurs propriétés intrinsèques à l'échelle intraparcellaire. Le suivi des variations temporelles et spatiales de l'état hydrique des sols est également requis. Mais les mesures de ces propriétés ne sont pas une finalité : elles ne sont que le socle sur lequel doivent s'appuyer les modèles agronomiques pour les décisions de conduite des cultures. Il apparaît donc nécessaire de disposer de modèles de culture simulant la croissance et le développement des plantes ainsi que les stocks de nitrates en fin de culture en fonction des données climatiques et des pratiques culturales. Leur utilisation permettra d'ajuster les itinéraires culturaux en fonction des besoins des cultures et des objectifs de rendement.

L'acquisition de la variabilité spatiale intraparcellaire des sols peut être réalisée par une cartographie détaillée avec une prospection conventionnelle à la tarière. Cette méthode implique des moyens proportionnels au nombre d'observations jugées nécessaires en fonction de la variabilité même du milieu, de l'efficacité du pédologue cartographe et de la précision souhaitée. Cette méthode se heurte aux difficultés d'interpolation entre les points d'observation, surtout dans le cas où l'on ne dispose pas d'indicateurs aisément accessibles à la surface du sol (couleurs, pierrosité, morphologie du relief...). Les méthodes par expertise empiriques de cartographie montrent ici leur limite face à une cartographie qui se veut elle aussi de "précision". De plus, cette méthode privilégie la cartographie de caractéristiques pérennes et ne peut pas aborder l'analyse de la variabilité de caractéristiques conjoncturelles des sols. En effet, ces mesures et observations nécessitent un temps d'acquisition trop long, incompatible avec une étude de l'évolution temporelle de variables d'état sur de grandes surfaces. Sa principale limite réside aussi dans son coût élevé.

Face à ces nouveaux besoins, on cherche donc à accélérer la réalisation des mesures à l'aide d'appareils automatiques. L'un des moyens utilisés est celui de la réception d'un signal physique quelconque émis de façon naturelle ou par un émetteur. Dans ce domaine, les nouvelles méthodes spatiales (i.e. télédétection) ou de géophysique au sol permettent une acquisition rapide et exhaustive d'informations sur le sol, de façon non intrusive. Il est en effet souhaitable de pouvoir réaliser une investigation non destructive car toute excavation modifie le milieu, sa structure à l'emplacement du sondage et son fonctionnement sur un volume qui peut être beaucoup plus important.

Les méthodes de géophysique et de télédétection aboutissent à évaluer de façon conjuguée la variabilité globale des propriétés pérennes et conjoncturelles des sols au travers respectivement de leur réflectance spectrale et de leur résistivité électrique. Ces deux principales voies d'investigation ont été diversement explorées. L'intérêt de la télédétection pour l'étude des sols nus a déjà été fortement considéré dans le passé et a fait l'objet de nombreux travaux ou publications scientifiques (Mathews, 1973 ; Stoner et Baumgardner, 1981 ; Escadafal et al., 1988 ; Courault, 1989 ; Irons et al., 1989 ; Courault et al., 1993 ; Gaffey et al., 1993 ; King et al., 1996 ; Fourty et Baret, 1998 ; Palacios et Ustin, 1998). Mais les résultats de ces précédentes études en terme d'applications au niveau de la parcelle par les agriculteurs sont généralement limités du fait de la trop faible résolution au sol des capteurs employés. Aujourd'hui, les résolutions spatiale et spectrale de certains satellites ou radiomètres aéroportés offrent de nouvelles perspectives à explorer. En ce qui concerne les méthodes géophysiques, celles-ci ont été peu employées en Science du Sol ou à des fins

agricoles. La création de nouveaux outils d'investigation pour l'étude du proche sous-sol mais aussi d'algorithmes d'interprétation des résultats ouvre de nouveaux champs d'analyse pour répondre aux préoccupations de cartographie liées à l'agriculture de précision (Hesse et al., 1986 ; Dabas et al., 1995 ; Chéry et al., 1996 ; Panissod, 1997 ; Bourennane et al., 1998 ; Lund et al., 1999 ; Hartsock et al., 2001). L'utilisation de ces méthodes est cependant limitée par un manque de connaissances sur la grandeur mesurée en lien avec les paramètres nécessaires au diagnostic et aux modèles agronomiques.

Le premier objectif de ce travail de thèse est d'expérimenter les méthodes de télédétection et de géophysique comme moyen d'aide à la cartographie et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et leurs propriétés pérennes au sein d'une parcelle. Le second objectif concerne l'acquisition de données fiables sur une variable conjoncturelle qui est l'état hydrique instantané de la couverture pédologique et l'étude du suivi temporel en terme de fonctionnement hydrique de cette même couverture.

La télédétection (dans le visible et le PIR) a fait l'objet de nombreux travaux ces derniers années. On connaît les principales caractéristiques des sols qui influencent leur réflectance (King et Lefèvre d'Hellencourt, 1982 ; Fourty et Baret, 1998). Par contre, les techniques géophysiques ont été principalement utilisées dans le cas de sols spécifiques (essentiellement les sols salés (Rhoades et Corwin, 1981, 1984 ; Rhoades et al., 1989)) et le nombre de travaux sur la cartographie des horizons ou le suivi de l'humidité reste faible . Dans ce mémoire, on s'intéresse prioritairement aux déterminants qui influencent le signal géophysique au sol. Les déterminants de la réflectance des sols sont également analysés mais essentiellement dans un but de vérification de résultats déjà acquis. Par contre, on établit une comparaison entre ces deux grands types de méthode en analysant leur apport réciproque et leur éventuelle complémentarité.

Un troisième objectif est donc de comparer les méthodes géophysiques au sol et de télédétection en termes de convergence ou de complémentarité.

Ce travail a été effectué sur deux sites expérimentaux localisés dans des régions de grandes cultures caractérisées par une forte variabilité spatiale de leur couverture pédologique. Le premier site se localise en Petite Beauce dans le Loiret. Il a permis de bénéficier des connaissances sur les lois de distribution des sols de cette région et sur leurs propriétés hydriques acquises au cours des travaux antérieurs menés au sein de l'Unité de

Science du Sol INRA d'Orléans. Le choix d'un second site expérimental en Picardie dans le Laonnois s'inscrit dans le cadre de l'action structurante «Agriculture de précision» menée par des équipes pluridisciplinaires du département Environnement et Agronomie de l'INRA.

Le site de Villamblain a principalement servi de support aux expérimentations de géophysique au sol afin d'étudier, hiérarchiser et modéliser les paramètres du sol agissant sur une propriété du sol : la résistivité électrique. Une approche multi-échelle a été envisagée afin de comparer les résultats obtenus au laboratoire, sur le terrain à partir de sites "ponctuels" et sur des surfaces représentatives des parcelles agricoles. Le site de Villamblain a parfaitement convenu aux expérimentations lourdes et aux suivis temporels nécessaires aux objectifs fixés.

Le site de Laon a fait l'objet d'un très grand nombre de mesures et d'expérimentations communes à plusieurs équipes. Il a entre autres servi à des mesures multi-spectrales aéroportées. C'est donc ce site qui a été choisi pour les travaux de télédétection. Il a également fait l'objet de cartographies géophysiques au sol afin d'établir des comparaisons entre les différentes méthodes.

Les deux sites expérimentaux présentent de nombreuses ressemblances. Il s'agit de deux régions de grandes cultures avec un paysage ouvert constitué de grandes parcelles caractérisées par une importante variabilité spatiale des sols à l'échelle décamétrique. Les parcelles d'études sont représentatives des sols des deux régions respectives. En Petite Beauce, les sols correspondent à un placage argilo-limoneux reposant sur des calcaires lacustres. En Laonnois, la couverture pédologique est limoneuse, avec localement des affleurements de craie ou de grès. Dans ces deux régions, la distribution spatiale des placages limoneux est fortement influencée par l'orientation des versants.

Le mémoire est présenté en quatre grandes parties (Figure 1). La première partie est consacrée à une recherche bibliographique sur l'intérêt et l'utilisation des méthodes géophysiques et de télédétection pour l'étude des sols. La deuxième partie s'attache à décrire la physiographie et les sols des deux milieux d'étude. La troisième partie concerne l'étude de la résistivité électrique des sols à différentes échelles d'espace et de temps. La dernière partie du manuscrit s'applique à tester et à vérifier la capacité des méthodes géophysique et de télédétection à caractériser la variabilité intra-parcellaire des sols. Leur efficacité respective est aussi comparée et des complémentarités sont recherchées.

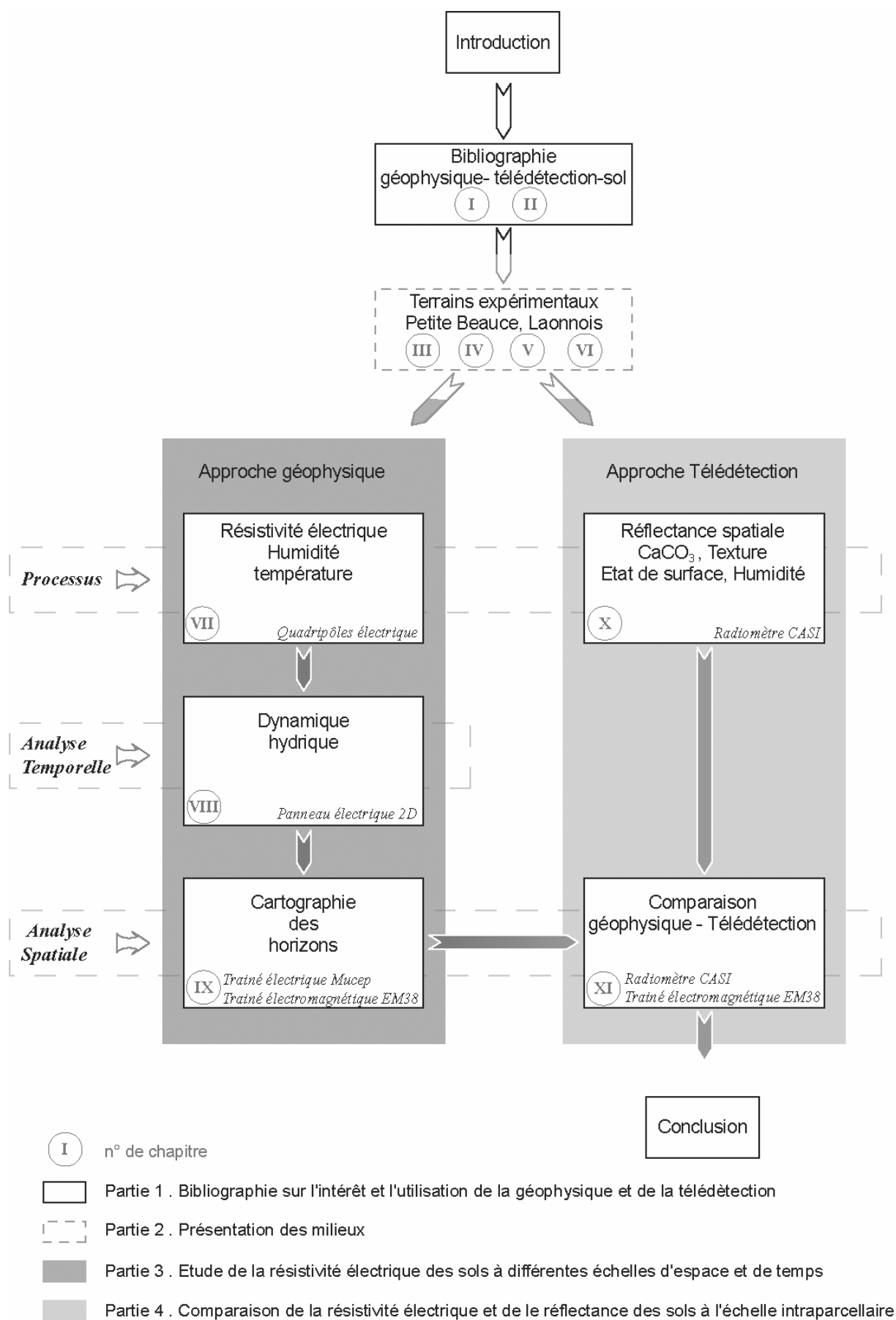


Figure 1 : Organigramme simplifié de la thèse

La première partie est composée de deux chapitres de synthèse bibliographique. Le premier présente succinctement la résistivité électrique et ses différents modèles de représentation en fonction des caractéristiques de la formation poreuse en terme de structure et de saturation. Enfin l'intérêt des méthodes géophysiques pour l'étude des sols et le suivi de leur état hydrique est discuté à partir des travaux antérieurs. Le second chapitre est consacré à l'apport de la télédétection pour l'étude de la variabilité spatiale des sols dans deux gammes du spectre électromagnétique, du visible au proche infrarouge et dans l'infrarouge thermique.

La deuxième partie, consacrée à la présentation des deux milieux d'études, comporte quatre chapitres. Le premier chapitre décrit la physiographie générale de la Petite Beauce. Le deuxième permet d'identifier et de caractériser les principaux sols et horizons pédologiques représentatifs de ce secteur d'étude. A l'instar de la Petite Beauce, le troisième chapitre présente brièvement la région naturelle du Laonnois en Picardie et le dernier chapitre expose la diversité des sols rencontrés sur la parcelle expérimentale de l'action structurante «Agriculture de Précision» menée par l'INRA dans le Laonnois.

La troisième partie du mémoire, composée de trois chapitres, a pour objet l'étude de la résistivité électrique des sols selon différentes échelles d'espace et de temps. Dans le premier chapitre, il s'agit d'analyser l'influence de l'humidité et de la température sur la résistivité électrique des sols caractéristiques de "Petite Beauce". Un suivi spatio-temporel 2D de l'humidité d'un profil de sol sous une culture de maïs irriguée, au moyen de tomographies de résistivité électrique est ensuite exposé au deuxième chapitre. Celui-ci est présenté sous la forme d'un article accepté dans la revue "Water Resources Research". L'objet du troisième chapitre est d'étudier et de caractériser par résistivité électrique la variabilité spatiale intraparcellaire des sols de Petite Beauce en lien avec leur humidité. L'apport des prospections électriques multi-profondeurs et multi-dates est analysé et discuté pour un objectif de prédiction spatiale de l'épaisseur cumulée des horizons argilo-limoneux supérieurs et pour l'étude du fonctionnement hydrique de la couverture pédologique.

La dernière partie du mémoire, constituée de deux chapitres, est consacrée à l'analyse et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols de la parcelle expérimentale du Laonnois. Le premier chapitre est consacré à l'analyse de l'influence des variables intrinsèques pérennes ou conjoncturelles sur la réflectance des sols du visible au proche

infrarouge. Enfin, dans le dernier chapitre de ce mémoire, l'analyse de la variabilité spatiale des sols est entreprise par télédétection multispectrale et résistivité électrique. L'apport de ces deux méthodes pour la reconnaissance et la discrimination des principales unités de sol est alors présentée et discutée.

1^{er} Partie

Bibliographie sur l'intérêt et l'utilisation de la géophysique et de la télédétection

Chapitre I - Intérêt de la géophysique et de la résistivité électrique en Science du Sol

L'objet de ce premier chapitre est de définir la résistivité électrique des sols et d'appréhender les principaux paramètres expliquant sa variabilité. Nous présenterons et évaluerons l'intérêt et les limites des principaux modèles de représentation de la résistivité électrique, ou de son inverse la conductivité électrique, en fonction des caractéristiques physiques et chimiques du milieu (porosité, teneur en eau, salinité, température...). Nous dégagerons également de la bibliographie l'intérêt des diverses méthodes géophysiques existantes, principalement de celles mesurant la résistivité électrique, pour la cartographie de la variabilité spatiale des sols et l'étude de leur fonctionnement hydrique.

1. Facteurs explicatifs de la résistivité électrique des sols

1.1. Définition de la résistivité électrique

La résistivité électrique ρ est un paramètre familier des géophysiciens, moins pour les pédologues qui emploient préférentiellement son inverse la conductivité électrique σ pour caractériser la salinité des sols, la minéralisation de la solution du sol ou de l'eau des aquifères. La résistivité d'un horizon de sol est sa capacité à limiter le passage du courant électrique. Cette faculté est étroitement liée à ses caractéristiques intrinsèques. D'une manière simple et si l'on fait une analogie avec le fil de cuivre d'un circuit électrique, la résistivité ρ d'un échantillon cylindrique de sol ou de roche peut être mesurée entre les deux plaques conductrices de surface S , formant les sections opposées d'un cylindre de longueur L et dont les parois isolantes contiennent l'échantillon. Lorsqu'on relie les deux plaques conductrices à un générateur de courant, la résistivité de l'échantillon est :

$$\rho = \frac{S}{L} \frac{V}{I} = \frac{1}{\sigma} \quad (I.1)$$

La résistivité électrique ρ s'exprime en ohm.mètre ($\Omega.m$), pour S en m^2 , L en m , V en volt (V) et I en ampère (A). Son inverse, la conductivité σ s'exprime en siemens par mètre ($S.m^{-1}$).

1.2. Paramètres constitutifs des sols influençant la résistivité électrique

Les facteurs influant sur la valeur de résistivité électrique sont largement décrits dans la littérature (Keller and Frischknecht, 1966 ; Mc Neil, 1980 ; Ward, 1990 ; Arulanandan and Muraleetharan, 1988 ; Keller, 1988 ; Thevanayagam, 1993 ; Abu-Hassanein et al, 1996). Nous les rappelons ici, en précisant que la conduction du courant électrique dans les sols est essentiellement **électrolytique** et fait intervenir le déplacement des ions en solution dans l'eau interstitielle. La conduction électrolytique est réalisée grâce aux connections interstitielles du sol dont la matrice est généralement considérée comme isolante. Les autres modes de conduction, **électronique** où les charges sont mues par le déplacement des électrons libres dans les métaux et **diélectrique** faisant intervenir les courants de déplacement sous l'influence de champs de très haute fréquence ne seront donc pas considérés ici.

La résistivité électrique des sols dépend de plusieurs facteurs tels que la **porosité** (la forme et la taille des pores, la forme et la taille des connexions existant entre les pores), le pourcentage des vides remplis par l'eau soit l'**humidité du sol**, la **concentration ionique de la solution du sol**, la **texture** et la **teneur en argile** du sol, la quantité et la composition des colloïdes présents, la **température** et l'état de l'eau (eau libre, glace, vapeur).

Archie (1942) relie la résistivité électrique ρ_r d'un sol saturé et sans argile à la résistivité électrique du fluide poral ρ_w par la relation :

$$\rho_r = a \rho_w \Phi^{-m} \quad (I.2)$$

où Φ = porosité et a et m sont des constantes qui dépendent du type de sol ou de roche. L'équation (I.2), à laquelle on donne en générale le nom de loi d'Archie (Huntley, 1986) montre que la résistivité électrique d'un sol saturé est sensible à la porosité, à la résistivité électrique du fluide contenus dans les pores et à la structure des pores. Lorsque la résistivité du fluide contenu dans un pore augmente ou que la porosité diminue, la résistivité électrique du sol augmente. La constante m est habituellement nommée facteur de cimentation ou de tortuosité et varie entre 1,4 et 2,2 pour des sables "propres" et des graviers rencontrés dans un aquifère.

La conduction électrique dans un sable "propre" et dans des graviers apparaît premièrement dans le liquide contenu dans les pores (Jackson, 1975). Dans des sols argileux,

la conduction électrique se rencontre dans les pores et à la surface des particules argileuses chargées électriquement (Rhoades et al, 1976 ; Urish, 1981). Pour les argiles, la surface de conductance peut être un facteur significatif affectant la résistivité électrique d'un sol (Mitchell, 1993). Ainsi pour les argiles, les sols argileux et les roches argileuses, des modèles de résistance en parallèle ont été développés pour prendre en compte la conduction à travers les fluides contenu dans les pores et le long des surfaces des particules (Simandoux, 1963 ; Waxman et Smits, 1968 ; Rhoades et al, 1976 ; Worthington, 1979 ; Kelly and Peter, 1984 ; Huntley, 1986 ; Park and Dickey, 1989).

La résistivité électrique dépend également de la **teneur en eau** du sol et de son **degré de saturation**. La résistivité électrique d'un sol non saturé ρ peut être reliée à celle d'un sol saturé ρ_{sat} (Keller and Frischknecht, 1966) par la relation :

$$\frac{\rho}{\rho_{sat}} = S^{-B} \quad (I.3)$$

où S = degré de saturation,

B = paramètre empirique en général égal à 2.

La relation (I.3) et de nombreuses expérimentations (Gupta et Hanks, 1972 ; Rhoades et al, 1976 ; Nadler, 1982 ; Bottraud et Rhoades, 1985 ; Montoroi et al, 1997) montrent que l'augmentation du degré de saturation et donc de la teneur en eau a pour incidence une diminution de la résistivité électrique. L'équation (I.3) est applicable lorsque le degré de saturation est supérieur à une valeur critique S_{cr} , qui correspond à la quantité minimale d'eau requise pour maintenir un film continu "d'eau liée" dans la porosité du solide. Une augmentation brutale de la résistivité électrique apparaît quand le degré de saturation chute en dessous de la valeur seuil S_{cr} . Il serait intéressant de relier ou de comparer ce degré de saturation à la teneur en eau au point de flétrissement permanent des plantes à pF 4,2.

La relation entre la résistivité électrique et la conductivité hydraulique des sols a été largement étudiée (Worthington, 1977 ; Huntley, 1986 ; Heigold et al, 1979 ; Kelley, 1977 ; Mazac et al, 1985 ; Abu-Hassanein et al, 1996), mais des résultats contradictoires ont été présentés. Une augmentation de la conductivité hydraulique avec l'augmentation de la résistivité électrique a été montrée pour certains sols, tandis que d'autres ont présenté une relation inverse. Mazac et al (1990) concluent ainsi que la relation entre conductivité

hydraulique et résistivité électrique est inverse pour des sols particuliers. Par exemple, des sables propres, denses, saturés, sont caractérisés par une plus faible porosité, une plus faible conductivité hydraulique et une plus grande résistivité électrique que des sables propres, désagrégés et moins denses. La comparaison entre résistivité électrique et conductivité hydraulique de différents types de sols (argile, sable, limon) montre une relation directe entre la résistivité électrique et la conductivité hydraulique des sols à fractions grossières ayant généralement une haute résistivité électrique et une haute conductivité hydraulique. La relation entre résistivité électrique et la conductivité hydraulique de sols différents est principalement due aux variations de la surface de conduction. La surface de conduction diminue lorsque la texture de sols devient plus grossière.

Abu-Hassanein et al (1996) ont étudié les relations entre la résistivité électrique, les conditions de compactage, la conductivité hydraulique et les limites d'Atterberg de dix sols argileux compactés de conductivité hydraulique inférieure à $1 \cdot 10^{-9}$ m/s. La résistivité électrique des argiles compactées est sensible aux conditions de compactage. Les plus faibles valeurs de résistivité électrique sont obtenues pour des compactages à hautes teneurs en eau ou pour des efforts de compactage supérieurs. La résistivité électrique apparaît aussi liée avec les limites d'Atterberg. Les sols caractérisés par une limite de liquidité ou un indice de plasticité élevés, un plus grand pourcentage de fines ou d'argile ou une plus petite fraction grossière, présentent une résistivité électrique plus faible.

1.3. Paramètres climatiques influençant la résistivité électrique : rôle de la température

De nature électrolytique, la conduction électrique dans le sol dépend de la quantité d'ions présents dans la phase liquide. Par conséquent les facteurs climatiques, que ce soient les précipitations ou la température, jouent un rôle fondamental sur les propriétés électriques du sol (Aaltonen, 1997 ; Benderitter et Schott, 1999 ; Hesse, 1964), sujettes à des variations fortes et rapides. Les travaux de Hesse dans les années soixante ont montré que l'on pouvait distinguer, sous les latitudes moyennes, deux périodes dans l'année :

- une période humide, du début de l'automne à la fin du printemps, pendant laquelle les sols sont à la capacité au champ et l'effet de la température sur la résistivité électrique du sol est prédominant.
- une période sèche, de la fin du printemps jusqu'au commencement de l'automne, caractérisée par une alternance de phases de sécheresse et de pluie provoquant ainsi un

assèchement lent du sol puis de soudaines phases de réhumectation du sol dont l'effet sur la résistivité électrique se surimpose aux effets thermiques avec une amplitude plus importante.

La température ambiante est donc un facteur important de variation de la résistivité électrique. L'utilisation des méthodes électriques, lors de prospection géothermique, pour la reconnaissance de zones hydrothermales s'avère ainsi d'une aide précieuse. Les aquifères contenant une eau chaude se caractérisent par une très faible résistivité par rapport aux roches encaissantes (Singh et al., 1983). La résistivité électrique des roches diminue de manière quasi-exponentielle avec l'accroissement de la température. A la température de 250°C, la résistivité d'un tuf calcaire, d'un grès ou d'une andésite, atteint un sixième à un dixième de sa valeur initiale à la température de 30°C. La décroissance de la résistivité d'un granite ou d'un calcaire sublithographique peut être encore plus importante. Elle peut atteindre à la température de 250°C, un dixième à un vingtième de sa valeur à 30°C (Llera et al., 1990). Aussi, les abaques Schlumberger ont facilité l'interprétation des diagraphies de résistivité. Ces diagrammes permettaient d'effectuer les corrections de température sur la résistivité des différents milieux rencontrés dans un forage en les assimilant à des solutions de chlorure de sodium.

L'effet de la température ne se fait pas ressentir uniquement sur la résistivité électrique des terrains situés dans les zones hydrothermales mais aussi sur les sols superficiels soumis aux aléas climatiques. La résistivité électrique de l'horizon organo-minéral de surface d'un RENDOSOL peut varier d'un facteur 100 pour une variation de température comprise entre -10°C et 20 °C (Hesse, 1964). La résistivité d'un sol à la capacité au champ est directement reliée à la conductivité de l'eau interstitielle dont la variation avec la température est approximativement linéaire aux températures ambiantes (Mc Neil, 1980 ; Scollar et al, 1990). L'influence de la température sur la conductivité électrique de l'électrolyte est principalement due à l'effet de la température sur la viscosité des liquides, qui affecte directement la mobilité ionique. L'augmentation de la température a pour conséquence une augmentation du degré de dissociation des sels minéraux présents dans la solution, une diminution de la viscosité de l'eau et donc une augmentation de la mobilité des ions présents. La conductivité électrolytique de la solution est donc augmentée par une élévation de la température.

Le profil thermique du sol évolue principalement sous l'influence de deux cycles. Le premier cycle est annuel. Il représente l'effet, sur la température du sol, de l'évolution du climat au cours des saisons. Le deuxième est journalier. Il correspond à l'effet du cycle solaire sur l'ensoleillement du sol et de la météorologie. L'effet des variations journalières diminue rapidement avec la profondeur.

Plusieurs mécanismes de transfert de la chaleur interviennent dans les sols. Le principal est la conduction thermique où la chaleur est transmise sans mouvement de matière, soit par la matrice solide du sol, soit par les fluides présents dans la porosité. Deux autres mécanismes secondaires, impliquant des déplacements de fluides, peuvent intervenir. Durant les phases de percolation de l'eau ou de remontée capillaire, les transferts de chaleur peuvent également s'effectuer par convection thermique et diffusion gazeuse.

L'effet de la température sur les mesures de résistivité apparente a très tôt été étudié. Hesse (1964) a mesuré l'effet de l'évolution de la température sur la résistivité apparente d'un RENDOSOL de 15 cm d'épaisseur développé dans un calcaire rauracien sublithographique délité en dalles. Les mesures de résistivité électrique apparente du sol sont réalisées au moyen de sondage électrique de configuration Wenner, à l'aide d'électrodes installées à demeure à la surface du sol. Lors de chaque sondage électrique, quatre mesures de résistivité apparente sont effectuées avec respectivement un espacement des électrodes de 6, 13, 33 et 100 cm. Simultanément la température de l'horizon de surface est mesurée. L'effet des variations de la température du sol apparaît plus marqué sur les mesures de résistivité apparente effectuées avec les petits quadripôles, mais demeure également visible sur les grands quadripôles, intégrant un volume de prospection plus important. L'inversion 1D de ces sondages électriques a permis de déterminer la résistivité électrique interprétée de la couche organo-minérale superficielle du RENDOSOL. Une relation expérimentale entre la résistivité interprétée et la température de l'horizon de surface du sol a pu être établie pour une gamme de températures s'échelonnant de -10°C à $+35^{\circ}\text{C}$. La résistivité du sol croît bien avec la diminution de sa température. L'augmentation de la résistivité du sol est particulièrement brutale à 0°C , température de congélation de l'eau libre. En fonction de la température du sol, positive ou négative, deux expressions mathématiques ont été proposées pour modéliser cette relation :

a) Température T supérieure à 0°C : $\rho = \exp(-AT + C)$ (I.4)

b) Température T inférieure à 0°C : $\rho = C' - BT$ (I.5)

c) A 0°C la résistivité croît brutalement de $e^{(c)}$ à la valeur de C' lorsque l'eau libre des pores gèle et se solidifie.

Les paramètres A , B , C et C' sont des constantes.

La résistivité électrique ρ du sol après avoir subi un ou plusieurs cycles thermiques complets, comprenant une période de réchauffement et une période de refroidissement, présente un phénomène d'hystérésis. A la même température, la valeur de ρ est systématiquement inférieure à celle mesurée lors du cycle précédent (Hesse, 1964). Ce phénomène d'hystérésis a également été observé sur des échantillons de roches saturées en eau (Llera et al., 1990).

En complément de ces expérimentations "in situ", des études au laboratoire en conditions contrôlées ont été effectuées de manière à analyser les variations de la résistivité en fonction de la température (Iliceto, 1969). Quatre échantillons de sol remaniés ont été étudiés à des teneurs en eau pondérales différentes, respectivement de 2%, 5%, 9,6% et 15%. Pour chaque échantillon, les mesures de résistivité ont été effectuées sur une gamme de température s'échelonnant de -25°C à $+55^{\circ}\text{C}$. Les mesures sont réalisées tous les $2,5^{\circ}\text{C}$. Les courbes expérimentales obtenues au laboratoire présentent des similitudes avec celles obtenues précédemment au champ. L'auteur a modélisé sa courbe expérimentale au moyen de trois relations mathématiques, deux lois exponentielles et une fonction puissance, valides respectivement sur une gamme de température donnée.

$$\text{a) } -25^{\circ}\text{C} < T < -10^{\circ}\text{C} \quad \rho = A \exp(\alpha T) \quad (\text{I.6})$$

$$\text{b) } -10^{\circ}\text{C} < T < 0^{\circ}\text{C} \quad \rho = \sqrt[3]{K \cdot T} \quad (\text{I.7})$$

$$\text{c) } 0^{\circ}\text{C} < T < 55^{\circ}\text{C} \quad \rho = A \exp\left(\frac{B}{T}\right) \quad (\text{I.8})$$

Les valeurs A , α et K sont des constantes variant pour chaque échantillon.

De nombreux auteurs, nous le verrons ultérieurement, se sont intéressés à la définition théorique de la résistivité des roches ou des milieux poreux en milieu saturé et non saturé. Celle-ci est une fonction de la porosité, d'un coefficient dépendant du matériau ou de la configuration des grains ou des particules argileuses et surtout de la résistivité de l'électrolyte contenu dans les pores à laquelle la résistivité de la roche ou du sol est toujours proportionnelle. Cette proportionnalité est importante car elle permet, toutes les autres données étant considérées comme constantes lorsque la température varie, d'admettre que la résistivité de la roche ou du sol suit la même loi de variation avec la température que l'électrolyte. La résistivité de la phase solide, c'est à dire des particules de sols, peut aussi varier avec la température, mais elle est généralement négligée.

Les lois de correction de l'effet température sur la conductivité électrique de la solution du sol ou du sol lui-même ont très tôt été recherchées. En effet les mesures de la conductivité électrique d'extraits de pâte saturée de sol ont été largement utilisées pour estimer la salinité des sols. Pour simplifier l'interprétation des mesures de conductivité électrique, il est nécessaire de convertir les résultats à une température standard généralement de 25°C. Richards et Campbell (1948) ont ainsi mesuré le coefficient de température de la conductivité électrique d'extraits de pâte saturée de 10 sols et ont ainsi présenté un tableau de facteur de correction. Cette première approche a été complétée par l'étude de la conductivité électrique d'extraits de pâte saturée obtenue sur 30 échantillons de sols différents, salins ou alcalins, à 5 températures différentes (Campbell et al, 1948). Pour cet ensemble de sols, la moyenne en pourcentage de la variation de la conductivité électrique de l'extrait par degré centigrade était de 1,79 ; 1,96 ; 2,07 et 2,15 respectivement pour les intervalles de température de 0-15°C, 15-25°C, 25-35°C et 35-50°C. Le coefficient de température moyen de la conductivité électrique pour ces échantillons sur la gamme de températures de 15°C à 25°C est de 2,02% par degré Celsius. La conductivité électrique d'un sol à une température donnée σ_T peut s'exprimer par rapport à sa conductivité $\sigma_{25^\circ\text{C}}$ à la température de référence de 25°C par la relation :

$$\sigma_T = \sigma_{25^\circ\text{C}} [1 + \alpha(T - 25^\circ\text{C})] \quad (\text{I.9})$$

α représente dans cette équation le coefficient de correction de la conductivité électrique du sol en fonction de sa température T. Cependant les travaux de Campbell et al. (1948) montrent une diminution de la valeur du coefficient de température α avec l'augmentation de la température. La situation est inverse pour un RENDOSOL étudié par Iliceto (1969) avec une humidité pondérale de 15% et dont le coefficient de température α , diminue de 3,75% à 2%, pour une augmentation de la température de 0°C à 55°C (Figure I.1).

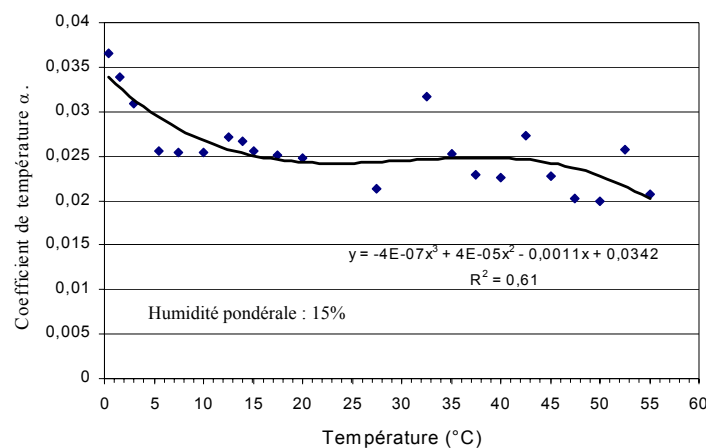


Figure I.1. Evolution du coefficient de correction de température α de la conductivité électrique en fonction de la température du sol d'après Iliceto (1969).

Il ressort de ces études que le coefficient α de variation de la conductivité électrique d'un sol n'est pas constant mais est fonction de la température. Toutefois, pour une gamme de températures comprise entre 10°C et 35°C, le coefficient de température α de la conductivité électrique du sol de Garchy est relativement stable, proche de 2,4%. Ce résultat est globalement en accord avec les travaux antérieurs de Campbell et al. (1948).

La résistivité électrique d'un sol dépend de nombreux facteurs pouvant se scinder en deux groupes : *i*) les variables intrinsèques pérennes ;

ii) les variables d'état diachroniques.

Les variables intrinsèques, constantes dans le temps, regroupent la texture du sol avec principalement la teneur en argile, la teneur en CaCO_3 , la pierrosité, la profondeur d'apparition et le type de substrat géologique. La résistivité électrique d'un sol diminue globalement avec la taille de ses constituants, et avant tout avec l'accroissement de sa teneur en argile.

Les variables d'état diachroniques rassemblent la teneur en eau et la concentration ionique de la solution du sol et la température. L'accroissement de l'humidité ainsi que l'augmentation de la concentration de la solution du sol ont pour résultat une diminution de la résistivité. La température joue également un rôle fondamental et un accroissement de celle-ci dans le sol implique aussi une diminution de la résistivité. Pour modéliser l'effet de la température, l'analyse de la bibliographie existante conduit à adopter une loi de croissance de 2% par degré Celsius pour la dépendance de la conductivité électrique du sol avec l'augmentation de la température.

La cartographie de la résistivité apparente des sols met donc en évidence la variabilité spatiale des caractéristiques intrinsèques pérennes des sols. Mais l'influence des variables d'état sur la résistivité électrique souligne l'importance du choix de la date de prospection avec des conditions climatologiques, ou d'humidité et de température du sol, optimales pour exacerber les variations de résistivité électrique et permettre une meilleure différenciation des sols. L'étude des variations temporelles de la résistivité électrique d'un sol en fonction des variables d'état diachroniques permet également d'étudier sa dynamique hydrique.

2. Modèles de représentation de la résistivité électrique

2.1. Modèles des géophysiciens pétroliers

2.1.1. Modèles pour sables sans argile

Les géophysiciens travaillant dans la recherche pétrolière se sont intéressés très tôt à la modélisation de la résistivité électrique en fonction des caractéristiques des formations géologiques étudiées. La première formulation (I.2) de la résistivité électrique limitée aux sables propres sans argile et saturés en eau, a été établie par Archie en 1942 qui a introduit le facteur de formation F de la roche tel que:

$$F = a \Phi^{-m} \quad (\text{I.10})$$

Cette première loi d'Archie a été modifiée pour tenir compte du fait que les pores ne sont pas toujours saturés en eau, mais peuvent être partiellement occupés par de l'air ou du pétrole fortement résistant. La loi d'Archie dite de saturation peut alors s'exprimer sous la forme :

$$\rho_r = a \frac{\rho_w \cdot \Phi^{-m}}{S_w^n} \quad (\text{I.11})$$

$$\text{où } F = \frac{\rho_r}{\rho_w} = \frac{a}{\Phi^m} \quad (\text{I.12})$$

avec :

F : facteur de formation sans dimension,

ρ_r : résistivité de la formation ($\Omega.m$),

ρ_w : résistivité de la solution aqueuse ($\Omega.m$),

Φ : porosité (rapport du volume des vides au volume total, sans dimension),

S_w : saturation (rapport du volume des vides remplis par l'eau au volume total des vides, sans dimension),

a : coefficient de saturation, (sans dimension),

m : facteur de cimentation, (sans dimension),

n : exposant de saturation et en général égal à 2 (sans dimension).

Les paramètres m et n caractérisent la tortuosité du cheminement de l'eau.

2.1.2. Modèles pour sables argileux

Ces premiers modèles de représentation de la résistivité d'un milieu poreux non argileux, saturé ou non en eau, demeuraient néanmoins inadaptés aux formations géologiques et aux sols riches en argiles. Dans les années 50, de nombreux modèles de résistances en parallèles sont apparus pour représenter le rôle respectif des différents composants constituant un milieu poreux argileux saturé ou non.

En 1950, Patnode et Wyllie modélisent la résistivité d'un grès saturé en eau en considérant cette roche saturée comme un circuit électrique équivalent constitué de deux résistances en parallèle. Une résistance représente la phase liquide, la seconde, la phase solide conductrice. Pour De White (1950), ce modèle serait physiquement juste si la phase aqueuse était isolée de la phase solide conductrice, ce qui n'est pas le cas dans un grès saturé. Il montre alors que le modèle n'est pas soutenable et propose de considérer la conduction du courant électrique par la combinaison de particules solides conductrices et de l'eau interstitielle comme l'équivalent de la conduction du courant par une boue argileuse. Le modèle résultant comprend alors une matrice solide non conductrice et un électrolyte composé d'une boue argileuse.

En 1953, Winsauer et Mc Cardell attribuent la conductivité anormalement élevée des roches réservoirs argileuses à la double couche ionique électrique dans la solution adjacente à la surface des argiles chargées. L'excès de conductivité de la double couche diffuse est attribué au phénomène d'adsorption à la surface des argiles.

Wyllie et Southwick (1954) étendent le modèle de Patnode et Wyllie à un système à trois éléments pour comprendre la conductivité d'une formation argileuse saturée en eau. Le modèle est alors basé sur la supposition que la conductivité d'un agrégat de particules conductrices saturées avec un électrolyte conducteur peut être représentée par trois résistances en parallèle :

- une résistance correspondant aux particules en contact électrique les unes avec les autres,
- une résistance correspondant à l'électrolyte,
- une résistance correspondant aux particules et à l'électrolyte en série, les unes avec les autres.

La formule mathématique de la conductance de la formation est :

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_r \sigma_w}{W \sigma_r + Z \sigma_w} + X \sigma_r + Y \sigma_w \quad (I.13)$$

avec σ_0 : conductivité de la formation ($S.m^{-1}$),

σ_r : conductivité de la matrice de la roche ($S.m^{-1}$),

σ_w : conductivité de l'électrolyte ($S.m^{-1}$),

W, X, Y, Z : facteurs géométriques (sans dimension).

Sauer et al (1955) ont réalisé une expérience avec des sphères de résine, contenant des sites d'échange cationique, immergées dans 4 différentes solutions électrolytiques. Un tel système pouvant être assimilé à une formation sablo-argileuse, ils ont analysé et comparé leurs résultats au modèle de l'équation (I.13). Bien que le modèle proposé ait donné des résultats en accord avec les expérimentations (Sauer et al, 1955), il ne fut pas développé par la suite. La difficulté à définir précisément les facteurs géométriques du modèle explique son utilisation limitée. L'importante utilisation des modèles proposés plus tard réside dans leur succès à surmonter cette déficience.

Hill et Millburn (1956) montrent que l'effet des argiles minérales sur les propriétés électriques des roches réservoirs est lié à la capacité d'échange cationique par unité de volume poral.

De Witte (1957) propose alors une relation empirique qui est un cas particulier du modèle de Wyllie et Southwick, mais plus général que la loi d'Archie. Si la caractérisation de la conductivité des formations sablo-argileuses a fait l'objet de nombreux travaux au cours des années cinquante, les modèles proposés précédemment souffrent collectivement de nombreux hiatus physiques.

Les modèles de représentation de la conductivité électrique des sables argileux développés au cours des années soixante peuvent se répartir en deux grands ensembles :

- i) les modèles basés sur la fraction volumique d'argiles (Hossin, 1960 ; Simandoux, 1963) qui ont l'inconvénient d'être scientifiquement inexacts ;
- ii) les modèles fondés sur le phénomène de la double couche ionique à proximité des argiles, scientifiquement plus attrayants car tentant de représenter la complexité du phénomène (Waxman et Smits, 1968 ; Clavier et al, 1977 ; Bussian, 1983).

Simandoux (1963), en présentant les travaux effectués sur un mélange de sable et de montmorillonite, introduit la notion de double couche ionique avec une couche bimoléculaire adsorbée et une couche diffuse permettant de comprendre l'ensemble des phénomènes électriques accompagnant le processus de saturation des massifs argileux. Il développe un modèle traduisant uniquement la conductivité des massifs argileux en fonction de la saturation et de la teneur en argile :

$$\sigma_r = \sigma_M + p \sigma_{S_{sh}} = A S_W + B S_W^2 + p \sigma_{sh} \quad (I.14)$$

où σ_r : conductivité du milieu poreux ($S.m^{-1}$),
 σ_{sh} : conductivité des particules argileuses ($S.m^{-1}$),
 σ_M : conductivité de l'électrolyte ($S.m^{-1}$),
 A, B, p : constantes.

2.1.3. Modèles à double couche ionique

La dénomination de modèle à double couche est utilisée pour les modèles qui tentent de décrire et de conceptualiser l'effet de la double couche ionique présente à proximité des argiles et dont l'influence sur la conductivité électrique d'un massif argileux saturé a été décrit par Simandoux (1963). En présence d'une solution électrolyte, il y a création d'une couche ionique à la surface des feuillets d'argiles, qui comprend une couche mono ou bi-ionique adsorbée, et une couche diffuse qui s'étend théoriquement jusqu'à l'infini, mais dont on peut définir une épaisseur moyenne en considérant une densité de charges constante. L'épaisseur de cette double couche peut varier beaucoup avec la concentration en électrolyte de la solution. Le surcroît d'ions, existant dans la double couche ionique et provenant de l'argile, crée une conductivité superficielle supplémentaire. Les modèles dit à "double couche" s'attachent à décrire l'effet de cette conductivité supplémentaire.

Waxman et Smits (1968) proposent un modèle qui a été le plus développé et le plus largement accepté dans son approche à comprendre la conductivité électrique des formations sablo-argileuses. Ils proposent que les particules d'argiles contribuent à l'échange des cations de l'électrolyte augmentant ainsi la conductivité de la formation. Le principe de base du modèle est que la conductivité électrique d'une formation sablo-argileuse peut être représentée par deux éléments résistants en parallèles :

- un élément représente la conductance associée à l'électrolyte libre dans le volume poral de la roche σ_{el} ,
- le second élément représente la contribution à la conductance des cations échangeables associés à l'argile σ_c .

$$\sigma_o = \sigma_c + \sigma_{el} = x\sigma_e + y\sigma_w = \frac{1}{F^*}(\sigma_e + \sigma_w) \quad (I.15)$$

où σ_e : conductivité liée aux cations échangeables des argiles ($S.m^{-1}$),

σ_w : conductivité de l'électrolyte aqueux ($S.m^{-1}$),

x, y : constante géométrique appropriée. ($S.m^{-1}$),

F^* : facteur de formation du sable argileux ($S.m^{-1}$).

La seconde hypothèse de Waxman et Smits est que le courant électrique attribué aux échanges d'ions des argiles et le courant attribué aux ions électrolytiques suivent le même chemin à travers la formation. Il en résulte que $x = y = \frac{1}{F^*}$ dans l'équation (I.15). Ceci veut

dire que les deux mécanismes de conduction doivent utiliser la même eau, c'est à dire qu'aucune distinction n'est faite entre l'eau liée aux argiles et l'eau des pores. Ici, nous avons donc un modèle à une seule eau (single water model), où les cations échangeables des argiles et les ions de l'électrolyte sont uniformément distribués et partagent le même espace poral. Cette dernière simplification était bien sûr scientifiquement discutable.

Clavier et al (1977) ont alors proposé une alternative au modèle de Waxman et Smits. Ils considèrent que deux types d'eau sont présents dans les formations sablo-argileuses : l'eau liée aux particules d'argile, l'eau présente dans l'espace poral. On parlera alors de modèle à deux eaux ou "dual water model".

Dans tous ces travaux, la loi empirique d'Archie est supposée correcte. Récemment, cependant, Sen (1980) montre comment la loi d'Archie se retrouve à partir des travaux de Bruggeman (1935) et Hanai (1960, 1961) supposant que les particules de roche non conductrices sont dispersées dans une phase continue d'eau saline.

Sur la base des travaux de Bruggeman (1935) et Hanai (1960, 1961) dont dérive l'équation (I.17) qui relie les propriétés électriques d'un mélange hétérogène aux propriétés des composants individuels, Bussian (1983) propose un modèle de matrice rocheuse conductrice immergée dans de l'eau. Le modèle relie les propriétés électriques d'une formation, correspondant à un mélange hétérogène à deux composantes, aux propriétés électriques de la matrice rocheuse et de l'eau à toutes les fréquences. Bussian applique son modèle (I.18) au cas des formations sablo-argileuses en limitant sa discussion aux cas des basses fréquences (I.19). Si l'on définit la conductivité complexe par la relation (I.16) :

$$\sigma^* = \sigma + i\omega\epsilon_0 k \quad (\text{I.16})$$

L'équation de Hanai-Bruggeman est donnée par la relation suivante :

$$\frac{\sigma_0^* - \sigma_r^*}{\sigma_w^* - \sigma_r^*} \left(\frac{\sigma_w^*}{\sigma_0^*} \right)^d = 1 - \phi_r \quad (\text{I.17})$$

L'équation générale sur laquelle repose le modèle proposé par Bussian est alors :

$$\sigma_0^* = \sigma_w^* \phi^m \left(\frac{1 - \sigma_r^* / \sigma_w^*}{1 - \sigma_r^* / \sigma_0^*} \right) \quad (\text{I.18})$$

Dans le cas des basses fréquences l'équation (I.18) peut se réduire à :

$$\sigma_0 = \sigma_w \phi^m \left(\frac{1 - \sigma_r / \sigma_w}{1 - \sigma_r / \sigma_0} \right)^m \quad (\text{I.19})$$

où

- σ_0^* : conductivité complexe de la formation (S.m^{-1}),
- σ_0 : conductivité réelle de la formation (S.m^{-1}),
- σ_r^* : conductivité complexe des particules d'argiles dispersées (S.m^{-1}),
- σ_r : conductivité réelle des particules d'argiles dispersées (S.m^{-1}),
- σ_w^* : conductivité complexe de l'électrolyte (S.m^{-1}),
- σ_w : conductivité réelle de l'électrolyte (S.m^{-1}),
- ϕ : volume fractionnel des particules dispersées,
- d : facteur de dépolariation des particules dispersées,
- ω : pulsation (rad.s^{-1}),
- ϵ_0 : permittivité diélectrique du vide (F.m^{-1}),
- k : constante diélectrique relative,
- i : unité imaginaire.

Par comparaison avec les modèles à trois résistances de Wyllie et Soutwick, de Waxmann et Smits (singer water model) et de Clavier (dual water model), Bussian montre que le modèle proposé et dérivé de l'équation de Hanai-Bruggemann est le plus fiable conceptuellement et s'accorde le mieux avec les données expérimentales.

2.2. Modèles en Science du Sol

Les physiciens du sol, entraînés par Rhoades (Dutt et Anderson, 1964 ; Rhoades et al, 1971 ; Rhoades et al, 1976 ; Shainberg et al, 1980 ; Rhoades, 1981 , Bohn et al, 1982 ; Mualem et Friedman, 1991), ont cherché à modéliser la conductivité électrique apparente du sol en fonction de ses caractéristiques intrinsèques.

Le sol a alors été considéré comme un milieu poreux, composé de particules solides non conductrices, saturé par une solution électrolytique, où la conduction du courant électrique est réalisée par déplacement des ions libres dans la solution et des ions adsorbés sur la surface de la matrice du sol. La conductivité apparente du sol pouvait se représenter par deux résistances en parallèle telles que :

$$\sigma_a = c\sigma_w + \sigma_s \quad (I.20)$$

où c est un facteur géométrique, σ_w et σ_s sont respectivement la conductivité électrique de la solution du sol et de la matrice (Dutt et Anderson, 1964 ; Rhoades et al, 1976 ; Shainberg et al, 1980).

Rhoades et al (1976) ont réécrit la formule précédente (I.20) dans une forme convenable pour les sols non saturés.

$$\frac{1}{\rho_a} = \sigma_a = \sigma_w \cdot T \cdot \theta + \sigma_s \quad (I.21)$$

où θ : teneur en eau volumique ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$),

T : coefficient de transmission.

Sur la base de résultats expérimentaux, ils suggèrent que T est une fonction linéaire de θ . Par conséquent c devient une fonction quadratique de θ :

$$T = a\theta + b \quad (I.22)$$

$$c = a\theta^2 + b\theta \quad (I.23)$$

Les paramètres a et b varient pour différents sols : a = 2,1 ; b = -0,245 pour les argiles tandis que a = 1,3 à 1,4 et b = -0,11 à -0,06 pour trois sols limoneux.

La relation avec le degré de saturation pour des roches en milieu superficiel avait déjà été abordée par Keller et Frischnecht (1966). Après avoir mesuré la conductivité électrique d'une roche à l'état saturé ($\sigma_{\theta sat}$) et non saturé (σ_{θ}), ils ont proposé que la conductivité électrique relative de la roche non saturée (σr_{θ}), définie par la relation (I.24) :

$$\sigma r_{\theta} = \frac{\sigma_{\theta}}{\sigma_{\theta sat}} \quad (I.24)$$

soit représentée par une fonction puissance du degré de saturation S de la roche. Cependant, en fonction du domaine de saturation de la roche, deux relations empiriques sont distinguées :

$$\sigma r_{\theta}(S) = S^n \quad S > S_{cr} \quad (I.25a)$$

$$\sigma r_{\theta}(S) = a S^m \quad S < S_{cr} \quad (I.25b)$$

S_{cr} correspond au degré de saturation en dessous duquel les films d'eau à la surface de la roche ne sont plus continus. Les paramètres a, n et m sont des constantes déterminées expérimentalement.

Gupta et Hanks (1972), après avoir mesuré la conductivité électrique de deux sols limoneux, ont proposé de décrire la conductivité électrique relative d'un sol non saturé σr_{θ} par une fonction linéaire telle que :

$$\sigma r_{\theta} = \frac{\sigma_{\theta}}{\sigma_{\theta sat}} = \alpha \theta + \beta \quad (I.26).$$

où α , β sont des paramètres empiriques.

Si les résultats présentées par Gupta et Hanks sur les deux sols étudiés montrent bien une relation à tendance linéaire entre la conductivité électrique relative du sol à l'état non saturé et sa teneur en eau, les données sont néanmoins dispersées.

Bohn et al (1982) ont considéré le sol comme un assemblage de conduits circulaires de longueurs et sections différentes. Considérant l'importance de la longueur des conduits comme secondaire par rapport à l'aire de leur section, ils suggèrent de considérer un milieu équivalent de rayon uniforme R. Le rayon des conduits est alors relié à la pression capillaire ψ par :

$$R = 2\gamma/\psi \quad (I.27)$$

où γ est une constante. Les auteurs n'ont pris en compte ni la longueur des conduits, ni le spectre complet des pores saturés du fait que R représente le rayon du pore le plus gros, rempli par de l'eau à une pression capillaire ψ donnée. Supposant que la conductivité électrique est proportionnelle à la surface équivalente de la section des pores, ils obtiennent la relation :

$$\sigma_a(\psi) = \frac{m}{\psi^2} + b \quad (I.28)$$

Malgré des approximations non justifiées, ils valident expérimentalement la relation (I.28) par des observations sur trois sols. Néanmoins ils trouvent une meilleure corrélation entre la relation (I.21) de Rhoades et al (1976) et leurs résultats expérimentaux avec T indépendant de θ , mais variant légèrement avec la concentration de la solution du sol.

Rhoades et al (1989) ont proposé un nouveau modèle (I.29) reliant σ_a à σ_w et θ . Dans la continuité de Sauer et al (1955) et de Shainberg et al (1980), le modèle est constitué de trois éléments conducteurs agissant en parallèle :

- un élément solide continu représentant la conduction du courant à travers ou le long des particules de sol en contact direct les unes avec les autres, par l'intermédiaire des cations échangeables adsorbés ;
- un élément liquide continu représentant la conduction électrolytique dans la solution du sol ;
- un élément couplant en série des conducteurs solides et liquides, représentant la conduction du courant électrique à travers des couches composées en alternance de particules de sol et de la solution interstitielle du sol.

$$\sigma_a = \frac{(\theta_s + \theta_{ws})^2 \sigma_{ws} \sigma_s}{(\theta_s) \sigma_{ws} + (\theta_{ws}) \sigma_s} + (\theta_w - \theta_{ws}) \sigma_{wc} \quad (I.29)$$

où θ_s : Teneur en eau volumique globale de la phase solide ($m^3.m^{-3}$),

θ_w : Teneur en eau volumique globale $\theta_w = \theta_{ws} + \theta_{wc}$ ($m^3.m^{-3}$),

θ_{ws} : teneur volumique de l'eau "immobile" présente dans les pores fins, située entre les particules de sol constituant les éléments couplés en série ($m^3.m^{-3}$)

θ_{wc} : teneur volumique de l'eau "mobile" présente dans les gros pores constituant une voie de conduction du courant électrique indépendante ($m^3.m^{-3}$),

σ_s : conductivité électrique spécifique des particules solides ($S.m^{-1}$),

σ_{ws} : conductivité électrique spécifique de la solution du sol couplée en série avec les particules solides ($S.m^{-1}$),

σ_{wc} : conductivité électrique spécifique de la solution du sol (eau libre présente dans les gros pores) ($S.m^{-1}$).

Ils relient donc l'eau "mobile" à la phase liquide continue et l'eau "immobile" aux éléments couplés en série. La conductivité électrique des deux domaines liquides peut être différente sous des conditions transitoires au champ. Pour de hautes teneurs en eau volumique du sol θ et de conductivité électrique de la solution du sol σ_w et une faible conductivité électrique de la phase solide σ_s , la conductivité apparente σ_a prédite peut se réduire au modèle (I.21) précédent de Rhoades et al (1976). Cependant, dans sa forme générale le modèle souffre de posséder un trop grand nombre de paramètres à déterminer. De plus, la distinction entre la teneur de l'eau "mobile" et "immobile" et leur contribution à la conductivité électrique est quelquefois discutable.

Plus récemment, après avoir présenté exhaustivement et critiqué les travaux antérieurs, Mualem et Friedman (1991) ont proposé un modèle conceptuel pour la prédiction de la conductivité électrique apparente du sol à l'état saturé et à l'état non saturé. Le modèle est basé sur l'hypothèse que les lignes de flux des molécules d'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique dans un type de sol à une teneur en eau donnée, sont similaires sinon identiques aux lignes de flux du courant électrique sous l'effet d'un gradient de potentiel dans les mêmes conditions. Le facteur de tortuosité affectant la conductivité électrique apparente du sol est alors supposé identique à celui défini pour la prédiction de la conductivité hydraulique. Des fonctions mathématiques simples (I.30 et I.31) sont établies de manière à prévoir la conductivité électrique du sol en fonction de la teneur en eau.

A l'état saturé :

$$\sigma_b(\theta_{sat}) = \sigma_w \theta_{sat}^{1.5} \quad (I.30)$$

A l'état non saturé :

$$\sigma_r(\theta) = \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{2.5} \quad (I.31)$$

Les auteurs ont testé le modèle au moyen des données expérimentales obtenues sur 26 types de sol par sept études précédentes. La précision de la qualité varie selon les cas. En condition saturée, la précision de la prédiction est relativement bonne. En condition non saturée, le

résultat de la prédiction est plus nuancé. Le modèle proposé semble plus adapté au sol à texture grossière et à structure stable. La qualité de la prédiction se dégrade pour les sols à texture plus fine.

Il existe une grande diversité des modèles de représentation de la résistivité électrique d'une formation en fonction de ses caractéristiques structurales (porosité) et de son degré de saturation en eau. Les premiers modèles ont été établis pour des formations sableuses "pures", c'est à dire sans argile, en condition saturée ou non saturée. Leurs emplois étaient donc très limités car inadaptés aux sols et à la majorité des formations contenant de l'argile. De manière à prendre en compte l'effet des argiles et des différents composants du milieu, des modèles de plus en plus complexes ont été développés sur la base de résistances ajoutées en parallèle ou en série. Mais la majorité de ces modèles ont été construits sur la base d'études ou de postulats purement théoriques et non sur des jeux de données réels de qualités et couvrant la gamme très diverse des types de sols existant. La plupart de ces modèles souffrent de limites ou de hiatus physiques qui restreignent leur validité et donc leur emploi. Un important effort expérimental reste à réaliser sur une large variété de sols et de milieux pour tester concrètement la fiabilité et la validité de ces différents modèles de représentation de la résistivité électrique.

3. Utilisation des méthodes géophysiques en Science du Sol

L'outil géophysique constitue un moyen innovant pour l'étude des sols. Dans un premier temps, nous aborderons son intérêt pour la caractérisation de leur salinité. Dans un second temps, nous présenterons son apport pour la cartographie et l'étude de leur variabilité spatiale. Enfin, nous évoquerons son utilité pour l'étude et le suivi de leur état hydrique.

3.1. Caractérisation de la salinité des sols

L'excès de sels dans les sols se traduit par une réduction des rendements des cultures, un risque de contamination par lessivage des aquifères sous-jacents et une perte financière pour l'agriculteur exploitant les terres. La gestion et le traitement des sols souffrant d'un excès de salinité requièrent non seulement une connaissance précise de l'extension spatiale de ces sols, mais aussi une détermination rigoureuse de la concentration des sels solubles. Pendant de nombreuses années la conductivité électrique d'extraits de pâte de sol saturée a été utilisée comme diagnostic de la salinité des sols. Bien que parfaitement au point, cette technique est très lourde par suite des nombreux prélèvements destructifs à réaliser pour analyser au laboratoire la variabilité spatiale de la salinité des sols.

Des capteurs de salinité constitués d'une cellule en céramique et de deux électrodes en platine ont été développés pour mesurer la conductivité électrique de la solution du sol "in situ" (Richards, 1966 ; Oster et Ingvalson, 1967 ; Oster et Willardson, 1971). Le rayon d'action de ces capteurs étant limité à une petite zone, les informations ponctuelles sur la salinité du sol n'étaient pas représentatives de la variabilité verticale de la salure du profil de sol et de la répartition spatiale des sols salés. On doit à l'équipe de chercheurs de Riversides (Californie, USA), sous l'impulsion de J.D. Rhoades, le développement des méthodes de mesure de la conductivité électrique apparente du sol pour l'étude de la salinité des sols. En 1984, Rhoades et Corwin réalisent un inventaire des méthodes et des innovations pour l'étude, le suivi et la cartographie de la salinité des sols. Shea et Luthin (1961) ont précédemment invoqué l'intérêt d'utiliser des quadripôles d'électrodes de configuration Wenner implantés en permanence à différentes profondeurs dans un profil de sol afin de suivre les mouvements de sels verticaux. Cette méthode, ponctuelle et intrusive, souffrait des mêmes limites que les capteurs en céramique.

L'équipe de Riversides a alors proposé avec succès l'installation en surface de quadripôles d'électrodes de configuration Wenner pour mesurer la conductivité électrique apparente σ_a du sol à la capacité au champ, et pour déterminer "in situ" la salinité d'une épaisseur de sol correspondant approximativement à la distance inter-électrodes (Rhoades et Ingvalson, 1971 ; Halvorson et Rhoades, 1974 ; Read et Cameron, 1979). La calibration des valeurs de conductivité électrique apparente du sol σ_a était assurée par des mesures de la conductivité électrique d'extraits de pâte saturée σ_e d'échantillons de sol prélevés sous le dispositif d'électrodes. Le volume de sol prospecté lors des mesures au moyen du quadripôle

Wenner a été estimé à πa^3 (Rhoades, 1975). En variant la distance inter-électrodes, la salinité moyenne du sol peut être mesurée pour différentes profondeurs d'investigation et pour différents volumes de mesure.

Les mesures de résistivité ou de conductivité apparente des sols au moyen du quadripôle Wenner permettent non seulement de cartographier rapidement les limites de salinité des sols, mais aussi de localiser les zones de recharge en sels ou les zones de lessivage potentiels des sels vers l'aquifère sous-jacent. Ces informations sont utiles dans la gestion des décisions pour prévenir et limiter l'infiltration des sels ou les autres problèmes de salinité des sols (Halvorson et Rhoades, 1976). Lorsqu'une connaissance exhaustive de la distribution verticale de la salinité est nécessaire, on utilise une sonde verticale en plastique munie de quatre électrodes annulaires, que l'on enfonce progressivement dans le sol (Rhoades et Schilfgaarde, 1976).

La capacité des différentes méthodes pour mesurer la salinité de sols présentant simultanément une faible teneur en sels et en eau a été testée par Nadler et Dasberg (1980). Si les capteurs de salinité en céramique présentent la plus grande variabilité dans leurs résultats, on observe une bonne concordance entre la salinité des sols, la conductivité électrique des extraits de pâte saturée et la conductivité électrique des sols mesurées avec la sonde verticale de Rhoades et Schilfgaarde (1976). Néanmoins la sonde verticale requiert un bon contact électrode-sol et son emploi est donc limité aux teneurs en eau élevées. Le quadripôle Wenner de surface apparaît adapté aussi aux faibles teneurs en eau, mais les mesures sont influencées par la stratification en horizons des sols. Dans le cas des mesures de surface au moyen d'un quadripôle Wenner, le volume de sol prospecté est ajustable en fonction de l'écartement des électrodes mais le système devient vite encombrant. La sonde verticale développée par Rhoades et Schilfgaarde (1976) mesure la conductivité de quelques décimètres cubes de matériau seulement et le contact entre des électrodes de la sonde avec le sol est imparfait aux faibles humidités.

Pour éviter ces inconvénients la prospection électromagnétique en domaine fréquentiel a été adoptée pour le diagnostic et la cartographie des sols salés (De Jong et al., 1979 ; Rhoades et Corwin, 1981 ; Corwin et Rhoades, 1982 ; Job et al., 1987 ; Montoroi, 1999). La méthode par induction électromagnétique permet des mesures rapides, à faible coût et ne nécessite pas de contact direct avec le sol. Les conductivimètres électromagnétiques EM38 et EM31 (Geonics, Ltd., Canada) ont une profondeur d'investigation respectivement de 1m et de 5m. Ces caractéristiques expliquent l'intérêt de la méthode pour l'étude des sols

salés, généralement secs et sujets à des mauvais contacts avec les électrodes employées dans les méthodes électriques précédentes.

Si la répartition spatiale des sols salés peut être cartographiée à l'aide de ces méthodes, l'interprétation des mesures pour quantifier la salinité des sols pose quelques difficultés. De nombreux travaux ont été réalisés dans le but de calibrer les mesures de conductivité électrique du sol. De nombreuses études complémentaires au laboratoire ont été entreprises sur des échantillons cylindriques de sol non remanié (Rhoades et al., 1976 ; Rhoades et al, 1977 ; Nadler, 1981 ; Bottraud et Rhoades, 1985 ; Rhoades et al., 1989) pour faciliter l'interprétation des mesures en terme de salinité des sols. Malheureusement, comme nous l'avons déjà souligné au paragraphe 3.2, ces méthodes d'étalonnage souffrent d'un grand nombre d'hypothèses simplificatrices qui restreignent leur emploi. Des biais peuvent être induits par des variations de teneur en eau et de texture. Face à ces limites, des méthodes de calibration statistique se sont développées. Lesch et al. (1995) ont développé un modèle de régression linéaire multiple pour prédire à partir de mesures de la conductivité apparente par induction électromagnétique la distribution spatiale de la salinité des sols à l'échelle de la parcelle. Les hypothèses et les capacités de prédictions associées au modèle par régression linéaire multiple ont ensuite été comparées à celles d'une modélisation par cokrieage. La comparaison avec une méthode de prédiction spatiale par dérivée externe (Bourrenanne, 1997) utilisant comme information exhaustive les mesures de conductivité apparente du sol serait intéressante.

En Science du Sol, le développement initial des méthodes géophysiques a concerné principalement l'étude des sols salés. Cette innovation a été motivée par l'influence de la salinité de la solution du sol sur la résistivité électrique. Les méthodes électriques ont constitué, dans un premier temps, un puissant outil d'investigation pour caractériser à partir de la surface et sans aucune perturbation ni intrusion de capteurs, la distribution verticale et spatiale de la salinité des sols. Diverses méthodes de calibrage ont été testées avec succès de manière à quantifier la salinité des sols au moyen de la résistivité électrique. Dans un second temps, les méthodes électromagnétiques en domaine fréquentiel ont été employées de manière à s'affranchir de la difficulté d'obtenir et d'assurer un bon contact électrique entre le sol et les électrodes.

3.2. Cartographie des sols

3.2.1. Les nouveaux besoins d'analyse spatiale

La cartographie des sols est généralement réalisée au moyen d'observations ponctuelles sous la forme de sondages ou de fosses pédologiques. Il s'agit d'un processus discontinu qui requiert une méthode d'interpolation entre les informations ponctuelles pour dresser la carte. Une analyse fine des flux d'eau et de solutés dans les sols, demande cependant la compréhension de la variabilité spatiale à courte distance des horizons pédologiques ou des matériaux sous-jacents. La connaissance de l'épaisseur de ces couches de terrain est d'une importance fondamentale pour les études à l'échelle du bassin versant.

Les sondages pédologiques sont généralement réalisés manuellement au moyen d'une tarière. Faute de temps ou en raison de son coût élevé, on ne peut alors réaliser qu'un nombre réduit d'observations. Par ailleurs, les propriétés mécaniques de certains sols caillouteux ou présentant un horizon, soit induré, soit à forte cohésion restreignent considérablement les possibilités d'investigation par sondages à la tarière ou par creusement de fosses. De plus, cette méthode est intrusive. Les caractéristiques de l'objet d'étude peuvent ainsi être modifiées, ce qui constitue un inconvénient majeur pour le suivi des écoulements hydriques et des molécules actives (produits phytosanitaires) au sein des sols.

3.2.2. Apports de la géophysique pour l'analyse spatiale

Les méthodes géophysiques de surface offrent de nombreux avantages permettant de contourner les difficultés signalées précédemment. Elles sont répétables et reproductibles, spatialement intégrantes, non intrusives et permettent d'obtenir des informations sur des sols impénétrables par les moyens d'investigation classiques du pédologue. Différentes méthodes géophysiques ont été utilisées pour l'étude des sols. Nous pouvons citer entre autres les méthodes de résistivités électriques (Bottraud et al., 1984 ; Hesse et al., 1986 ; Tabbagh, 1988 ; Dabas et al, 1989 et 1995 ; Lamotte, 1993 ; Lamotte et al., 1994 ; Chéry et al., 1996 ; Robain et al, 1996 ; Michot, 1997 ; Michot et al., 1998 ; Bourennane et al., 1998.), d'induction électromagnétique (Brus et al., 1992 ; Lesch et al., 1995 ; Michot, 1997) ; de Magnéto-Tellurique-Artificielle (Aurousseau, 1976 ; Lagabrielle et al., 1983 ; Lagabrielle et

Hollier-Larousse, 1985 ; Bottraud et al., 1984 ; Mérot et al., 1986 ; Chaplot, 1998) ; de radar géologique (Shih et Doolittle, 1984 ; Collins et Doolittle ; 1987 ; Collins et al., 1989 ; Huggenberger et al., 1994 ; Chaplot, 1998).

Nous allons maintenant présenter des exemples d'apports de la géophysique dans trois domaines d'études nécessitant une analyse spatiale.

3.2.2.1. Des données en continu pour la prédiction spatiale

Les modèles de **prédiction de la répartition spatiale** des sols peuvent présenter des erreurs qui peuvent être réduites par l'utilisation de données géophysiques auxiliaires (Chaplot et al., 2000). Des modèles de prédiction basés sur des techniques de régression multiple ou de co-krigeage ont été établis en utilisant des données topographiques, pédologiques et géophysiques. L'objectif de l'étude de Chaplot (2000) était de tester l'utilisation de données géophysiques externes pour améliorer le modèle de répartition des sols dans le paysage pour deux modèles numériques d'altitude (MNA) présentant respectivement une résolution de 10 et 50 m. Pour le MNA présentant la résolution la plus élevée, le modèle de prédiction de la répartition spatiale des sols, basé uniquement sur les caractéristiques de surface, semble être efficace. L'utilisation des données géophysiques ou pédologiques supplémentaires améliore légèrement la qualité de la prédiction. Dans le cas du MNA le plus grossier (résolution 50 m), la prédiction des modèles utilisant seulement les attributs du terrain est erronée. La prédiction de l'hydromorphie des sols peut être améliorée considérablement par l'utilisation des données géophysiques auxiliaires. L'amélioration de la prédiction, dans ce cas, était similaire à celle obtenue par une densité très élevée d'informations sur les sols (50 observations par hectare). Des travaux ont également été conduits pour montrer le potentiel d'une combinaison de la cartographie de la conductivité apparente des sols par induction électromagnétique (EM38) avec un critère morphométrique (l'indice topographique $\text{Ln}(A/\tan\beta)$ représentant l'engorgement des sols, où A est l'aire drainée monodirectionnelle et $\tan\beta$ la pente locale). Les limites spatiales de l'humidité des sols peuvent être décrites au moyen de l'indice topographique dans les secteurs présentant un relief marqué mais dépendent également du degré d'hétérogénéité spatiale de la texture que l'on peut mettre en évidence par les mesures de la conductivité électrique des sols. Une combinaison des deux méthodes est possible pour améliorer la qualité de la modélisation

spatiale prédictive lorsqu'il existe une corrélation entre la conductivité électrique des sols et l'indice topographique (Bobert et al., 2001).

3.2.2.2. Une méthode non intrusive pour le suivi de l'eau et des solutés

Dans de nombreux cas, la prospection conventionnelle entraîne une destruction ou au moins une forte perturbation du milieu. Sur une parcelle du Service Régional de la Protection des Végétaux (SRPV) de la région Centre, un dispositif expérimental permettant de suivre la migration de produits phytosanitaires dans les sols a été mis en place. Une connaissance de la variabilité spatiale des sols à très grande échelle a été requise pour une implantation optimale de l'instrumentation. Les sols développés sur des formations deltaïques du Burdigalien présentent une importante variabilité spatiale. Cependant, l'objectif d'étudier le fonctionnement hydrique des sols à des fins environnementales interdisait la réalisation d'une reconnaissance pédologique exhaustive au moyen de sondages pédologiques. Les sondages intrusifs auraient perturbé les sols et les écoulements hydriques en leur sein, particulièrement ceux présents dans des PLANOSOLS développés dans des matériaux sableux. Ils auraient permis la communication des horizons éluviés de surface avec les niveaux sableux situés sous l'horizon argileux très peu perméable des PLANOSOLS. Les pesticides auraient pu alors contaminer le sous-sol initialement protégé par cette barrière imperméable. La difficulté a été contournée à l'aide d'une prospection géophysique au moyen du dispositif RATEAU (Dabas et al., 1995). L'étude a effectivement montré que les variations de résistivité apparente étaient liées à la profondeur d'apparition de l'horizon argileux.

3.2.2.3. La géophysique au service de l'Agriculture de Précision

Le développement, ces dernières années, des techniques d'agriculture de précision a induit une nette croissance des besoins concernant la reconnaissance de la variabilité spatiale intra-parcellaire des sols et de leurs propriétés intrinsèques (Robert, 1999). En effet, ce concept repose sur l'adéquation des pratiques ou itinéraires culturaux aux conditions locales du milieu. Les prospections géophysiques adaptées à la proche surface, en particulier la cartographie de la résistivité électrique des sols ou de son inverse la conductivité électrique offrent non seulement des perspectives intéressantes mais sont déjà employées, à des fins d'agriculture de précision, pour la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et la

cartographie des zones homogènes d'une parcelle (Bobert et al., 2001 ; Bramley et al., 2000 ; Dabas et al., 1989 ; Dabas et al., 2000 ; Dabas et al., 2001 ; Dalgaard et al., 2001 ; Domsch et Giebel, 2001 ; Hartsock et al., 2001 ; King et al., 2001 ; Lück et Eisenreich, 2001 ; Lund et al., 1999 ; Nehmdahl et Greve, 2001 ; Rouiller et al., 2001). Elles permettent une étude de la variabilité spatiale des sols à courte distance. Le sur-échantillonnage des mesures permet d'interpoler entre des observations ponctuelles, éloignées et souvent en nombre insuffisant. De plus, les mesures géophysiques permettent d'atteindre des variables d'état tel que l'humidité du sol et de suivre leur évolution temporelle.

3.2.3. Principales méthodes géophysiques utilisées

3.2.3.1. Approche multi-locale (sondages et/ou traînés électriques)

Sous les climats tempérés, la méthode la plus communément utilisée pour la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols, qu'elle soit horizontale ou verticale, est la **méthode électrique** car elle fournit les mesures les plus fiables et les plus faciles d'interprétation (Hesse, 1978). Les fondements théoriques de la méthode électrique ainsi que les équations fondamentales régissant les champs de potentiels et électriques sont présentés en annexe 1. Cette méthode est basée sur l'injection d'un courant électrique continu et la mesure de la résistivité électrique apparente du sol en fonction de la géométrie du dispositif d'électrodes utilisée. Elle permet une connaissance 1D ou 2D de la structure géométrique des roches et des sols.

Plusieurs exemples illustrent son intérêt :

① La méthode a été notamment employée pour étudier les niveaux d'altération en zone tropicale sèche (Albouy et al., 1970 ; Blot, 1980). Elle a non seulement permis d'estimer l'épaisseur des altérites, mais aussi de classer ces dernières en fonction de leur résistivité et de différencier les argiles gonflantes des kaolinites (Albouy et al., 1970). L'étude tectonique de massifs cristallins altérés et notamment de dykes a été favorisée par ces techniques (Dorbath et al., 1975).

② La connaissance de la variabilité spatiale d'un sol, formé dans une terrasse alluviale fersialitique et développant un encroûtement calcaire, a été considérablement améliorée au moyen de mesures de la résistivité électrique (Bottraud et al., 1984). Des sondages électriques

ont permis de déterminer l'extension verticale des formations meubles de surface et la profondeur d'apparition de l'encroûtement calcaire.

③ La distribution d'un horizon pédologique à forte cohésion au sein d'une couverture de sol aride du Nord Cameroun a été affinée en couplant une prospection électrique à des observations morphologiques ponctuelles (Lamotte et al., 1994). La principale différenciation concerne un horizon sableux à forte cohésion qui est électriquement conducteur. Le caractère conducteur de cet horizon sableux est paradoxal. Il est dû à une faible quantité d'argile hydratée, présente sous la forme de revêtements sur les grains de sable et pouvant constituer des ponts entre ces derniers (Lamotte, 1993).

④ La connaissance de la variabilité spatiale de l'épaisseur de la couverture pédologique en Petite Beauce est un paramètre nécessaire pour la connaissance de son fonctionnement hydrique et en particulier son drainage hivernal pour comprendre la recharge de l'aquifère des Calcaires de Beauce sous-jacent. Cette connaissance peut être améliorée par l'utilisation des méthodes électriques (Chéry, 1995 ; Chéry et al., 1996). Une étroite corrélation existe entre les mesures d'épaisseurs obtenues par sondage mécanique et celles calculées par inversion de sondage électrique Wenner, tandis que la délimitation de l'extension latérale des formations superficielles argilo-sableuses présentes est précisée à l'aide de profilage électrique.

⑤ L'intérêt de l'utilisation des méthodes électriques pour la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols a été confirmé dans le cas de sols lorrains (Gras et al., 1997). Deux configurations d'électrodes ont été retenues pour réaliser successivement des profils puis des cartes de résistivité apparente. Les profils électriques contribuent à localiser rapidement les unités cartographiques telles qu'elles se succèdent le long d'une toposéquence. Les cartes de résistivité apparente confortent les informations précédentes et permettent de localiser à très grande échelle les limites des unités cartographiques de faible dimension et des discontinuités pédologiques locales. La comparaison entre les dispositifs a montré que la configuration Wenner est adaptée aux unités de sols d'échelle décamétrique tandis que la configuration dipôle-dipôle est plus adaptée à une étude de la variabilité spatiale des sols à l'échelle métrique.

⑥ Dans un domaine particulier, mais non moins intéressant, Callot (1999) a montré l'intérêt de la prospection électrique pour apprécier le potentiel trufficole des terrains. Les axes de fracturation du substratum calcaire mis en évidence par leur signature électrique sont des axes de drainage préférentiel, favorisant l'infiltration et le stockage des eaux dans la roche mais aussi l'aération du sol indispensable au développement du champignon.

3.2.3.2. Approche par mesures continues à l'aide d'instruments tractés

a) Mesures électriques

L'utilisation des méthodes géophysiques pâissait en science du sol de leur relative lenteur, mais le développement de nouveaux appareillages (Hesse et al., 1986) a permis d'effectuer des mesures à une vitesse comparable aux travaux agricoles et donc de couvrir dans un temps relativement court une surface significative de 1 à 10 hectares, selon la finesse du relevé recherché. Comparées aux informations issues de la télédétection, les mesures géophysiques au sol sont évidemment moins rapides et concernent des surfaces limitées. Toutefois l'accès à une information continue, intégrante spatialement et en profondeur permet de compléter les observations ponctuelles sur fosses pédologiques.

Le premier dispositif de mesure tracté utilisé en France pour la reconnaissance de l'organisation spatiale des sols est le système RATEAU pour Résistivimètre AutoTracté à Enregistrement Automatique (Dabas et al, 1989 ; Dabas et al, 1995 ; Le Parco, 1995 ; Bourennane et al., 1998). Ce dispositif est constitué d'un quadripôle de configuration carré de 1m de côté. Des roues dentées font office d'électrodes et permettent de réaliser un suréchantillonnage des données le long des profils. Un pas de mesure de l'ordre de 10 cm permet, malgré un éventuel taux élevé de mesures erronées correspondant le plus souvent à une perte de contact entre une roue et le sol, de restituer des mesures de bonne qualité au pas égal à l'écartement entre les profils (Tabbagh, 1988). Le dispositif permet alors des mesures quasiment isotropes pour une profondeur d'investigation de l'ordre de 1 m. L'utilisation de ce système, dans trois milieux différents, a permis de distinguer et de cartographier les domaines graveleux et les zones argileuses de dépôts alluvionnaires, une couche de sable en milieu carbonaté mais aussi de mettre en évidence des anomalies complexes dans un sol développé sur un schiste altéré à intrusion de micro-granite (Dabas et al, 1989). Dans le cadre d'un programme de recherche sur l'impact des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau de l'aquifère des Calcaires de Beauce, une meilleure connaissance de la variabilité spatiale des propriétés des sols, et notamment de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse d'une parcelle agricole, a été recherchée au moyen d'une prospection électrique couplant des sondages et des traînés électriques (Le Parco, 1995 ; Bourennane et al, 1998). Cette étude a permis de cartographier, au moyen d'un traitement géostatistique et une analyse variographique, la profondeur du toit de calcaire dur, et de différencier la plupart des

matériaux de résistivité contrastée, mais s'est révélée incapable de différencier les horizons limono-argileux des substrats de marno-calcaire pulvérulent de résistivité similaire. En utilisant un seul quadripôle de géométrie fixe, la localisation des horizons argileux reste imprécise et l'estimation de son épaisseur par inversion géophysique 1D est impossible.

L'utilisation de plusieurs quadripôles autotractés, de géométrie et donc de profondeurs d'investigation différentes fut alors projetée pour améliorer la reconnaissance de la distribution spatiale au sein de la couverture de sol et déterminer par inversion son épaisseur. Une étude théorique a été réalisée de manière à déterminer la géométrie optimale du dispositif multipôle (Panissod, 1997 ; Panissod et al., 1997). L'extension du système RATEAU à un système comprenant plusieurs dipôles aurait conduit à la réalisation d'un système rectangulaire, où tous les dipôles auraient été de même dimension et séparés entre eux par une même distance. Avec un tel dispositif, le rapport signal/bruit se serait dégradé pour les dipôles les plus lointains.

Pour éviter cet inconvénient, une nouvelle géométrie a été proposée. Elle correspond à un système multipôle pour lequel l'écartement entre les pôles du premier dipôle est resserré et agrandi progressivement jusqu'au dernier dipôle. Cette forme en "V", qui a donné son nom au multipôle baptisé MU.C.E.P (MULTi Continuous Electrical Profiling) dit en "Vol-de-canards", permet d'augmenter le signal acquis avec les dipôles les plus éloignés de l'injection, de diminuer le poids des petites hétérogénéités superficielles dans les mesures obtenues avec les plus grands quadripôles et enfin d'accroître la profondeur d'investigation. Des simulations théoriques ont prouvé sa supériorité par rapport à des dispositifs en ligne de configuration Wenner ou dipôle-dipôle ou par rapport à des multipôles rectangulaires. Le multipôle rectangulaire présente les plus mauvais résultats et montre clairement l'intérêt du système MU.C.E.P en "vol de canards" qui apparaît bien adapté à la description de structures 3-D.

Le multipôle MU.C.E.P a été testé avec succès à des fins pédologiques, sur le site du SRPV d'Orléans précédemment cité, ou à des fins archéologiques sur le site de Montbaron (Indre) (Panissod, 1997). Il a également été utilisé sur des sols du Faux-Perche pour l'étude et la cartographie d'un horizon pétroferrique induré nommé dans la région sous le terme de "grison". (Michot, 1997 ; Michot et al, 1998).

D'autres systèmes multipôles tractés derrière un véhicule sont utilisés et permettent de mesurer la résistivité électrique des sols en quasi-continu et selon plusieurs profondeurs d'investigation. Le système Veris 3100 (Veris technologies) est constitué de trois dipôles en ligne : un dipôle d'injection du courant électrique et deux dipôles de mesures de la différence de potentiel (Lund et al., 1999 ; Hartsock et al., 2001). Il permet une mesure simultanée de la

résistivité apparente du sol uniquement selon deux profondeurs d'investigations (30 cm et de 90 cm) ce qui limite les possibilités d'inversion des données. Le système Veris 3100 souffre ainsi du faible nombre et de la disposition en ligne de ses quadripôles. Des simulations théoriques ont en effet prouvé la supériorité de la géométrie en V du système MU.C.E.P. par rapport à des multipôles de configuration rectangulaire ou en ligne (wenner et dipôle-dipôle) (Panissod et al., 1997).

b) Mesures par induction électromagnétique

Des mesures de la résistivité électrique ou plutôt de son inverse, la conductivité électrique des sols, peuvent être réalisées au moyen de conductivimètres électromagnétiques. L'ensemble des phénomènes électromagnétiques sont décrits par les équations de Maxwells présentées en Annexe 1. De nombreux auteurs ont fait appel à cette méthode pour décrire la variabilité spatiale des sols (Bobert et al., 2001 ; Bramley et al., 2000 ; Dalgaard et al., 2001 ; Domsch et Giebel, 2001 ; King et al., 2001 ; Lück et Eisenreich., 2001). Par exemple, dans le cadre du développement de la viticulture de précision en Australie, une étude a montré d'importantes variations des rendements en grappes de raisins d'une parcelle de vigne. Une stabilité dans le temps des limites de variations des rendements en grappe a été observée. Les valeurs de la conductivité électrique des sols, mesurées au moyen du conductivimètre électromagnétique EM38, sont apparues directement liées à la profondeur du substrat calcaire. Une modélisation de l'épaisseur des sols avec une précision de ± 20 mm sur plus de 90% de la parcelle de vigne a été réalisée à partir des données de conductivité électrique. Les zones de faibles rendements associées aux sols peu profonds ont permis de mettre en évidence que le facteur clé à l'origine des variations de rendement de la vigne est la réserve en eau des sols disponible pour les racines en fonction de l'épaisseur de la couverture pédologique (Bramley et al., 2000).

La méthode par induction électromagnétique est particulièrement sensible et adaptée aux sols conducteurs tels que les sols argileux. La capacité de cette méthode à cartographier la variabilité spatiale de la teneur en argile à partir d'une prospection EM38 a été testée au Danemark (Dalgaard et al., 2001). L'étude qui a porté sur des sols limoneux caractérisés par une teneur en argile comprise entre 10% et 20%, et une teneur en matière organique de 2%, a montré que la conductivité électrique des sols est corrélée linéairement à la teneur en argile avec un coefficient de détermination $R^2=0,79$. Dans l'état de Brandenburg en Allemagne, la

relation entre la teneur en argile de sols typiques et leur conductivité électrique mesurée au moyen du conductivimètre EM38 a été étudiée (Domsch et Giebel, 2001). La teneur en argile de ces sols peut être atteinte à partir des mesures de conductivité électrique si l'influence de l'humidité ne se surimpose pas à celle de l'argile. Si la teneur en limon est prise en compte, la relation entre la conductivité électrique des sols et la texture devient encore plus manifeste. Les sols hydromorphes dont les horizons sont influencés par l'engorgement en eau doivent être considérés séparément. L'effet de l'humidité dans les horizons saturés en eau se superpose à l'effet de la teneur en argile sur la conductivité électrique. Le potentiel des mesures de conductivimétrie par induction à prédire la profondeur des principales discontinuités texturales à l'échelle de la parcelle a également été examiné dans le cas d'une couverture sableuse reposant sur un niveau argileux (Brus et al., 1992). Dans le cadre de cette étude, il est apparu que les mesures électromagnétiques ne permettent pas de prédire convenablement la profondeur du plancher argileux sous le niveau sableux, mais peuvent être utiles pour localiser les grandes variations latérales de texture. Néanmoins en différenciant le domaine d'étude en fonction du mode d'occupation des terres entre les prairies enherbées et les champs de terre arable, la prédiction concernant la profondeur de couche d'argile est significativement améliorée. Ce résultat traduit l'effet sur la conductivité électrique de la différenciation de l'humidité des sols en fonction du mode d'occupation des terres et non pas de l'effet des variations de profondeur du plancher argileux.

c) Magnéto-Tellurique-Artificielle (MTA)

En science du sol, diverses applications de la Radio Magnétotellurique encore appelée Magnéto-Tellurique-Artificielle (MTA) ont été testées. Cette méthode électromagnétique permet de mesurer la résistivité apparente d'un terrain à partir de la connaissance simultanée des champs électrique et magnétique à la surface du sol émis dans les gammes VLF (Very Low Frequency) ou LF (Low Frequency). Ainsi Arousseau (1976) a réussi avec la MTA à repérer la profondeur du toit du granite sain, sous un manteau d'altération sur une séquence de sol du Morvan. Cependant la basse fréquence d'onde utilisée (15 kHz) ne permettait pas l'étude du seul sol superficiel, mais conduisait à une investigation sur une forte épaisseur de terrain par rapport à l'épaisseur du sol. L'utilisation d'une fréquence élevée de 162 ou 711 kHz, plus adaptée aux terrains superficiels, a montré l'intérêt de la méthode M.T.A pour cartographier à grande échelle la profondeur des sols (Mérot et al., 1986 ; Chaplot, 1998). La méthode est apparue particulièrement opérationnelle pour étudier la discontinuité entre les

horizons pédologiques superficiels ou les altérites et une roche saine telle que du schiste où s'observe un fort contraste vertical de la résistivité. Bottraud (1983) a également appliqué et discuté l'intérêt et les limites de la M.T.A. à des fréquences de 1242 kHz et de 218 kHz pour la prospection cartographique de différents sols : sols fersiallitiques avec encroûtements calcaires ; sols fersiallitiques lessivés sur cailloutis ; sols sur alluvions et altérites. L'intégration de cette méthode dans les études préalables au drainage agricole des sols a été envisagée avec efficacité pour répondre aux contraintes majeures concernant la conception et la réalisation des réseaux de drainage. En effet la cartographie de résistivité apparente de la parcelle par M.T.A préalablement à son drainage, permet non seulement de préciser la carte des sols mais aussi de localiser les zones à risque pour la draineuse où la roche saine est proche de la surface sans affleurer pour autant. Les domaines présentant un excès ou une circulation préférentielle de l'eau en profondeur sont également détectés. Un aménagement adapté aux conditions locales du milieu a ainsi été proposé pour un assainissement optimal (Dupis et al., 1991).

d) Radar géologique

Avec l'utilisation d'une antenne à 120 MHz, l'intérêt du radar géologique a été montré dans les Everglades en Florides par Shih et Doolittle (1984) pour déterminer l'épaisseur de la couche organique des HISTOSOLS développés sur un substrat calcaire. L'écart entre les épaisseurs des horizons organiques relevées sur le terrain et celles déterminées sur le radargramme est inférieur à 8 cm pour 91% des observations et inférieur à 12 cm pour les autres. La même méthode a été employée avec succès pour étudier en quasi-continu la microvariabilité de la profondeur des horizons spodique et argilluvial d'un solum présent le long de la côte Atlantique de Florides (Collins et Doolittle, 1987). Huggenberger et al. (1994) ont travaillé sur le traitement des données radars pour caractériser les hétérogénéités présentes au sein de dépôts sédimentaires. Les réflexions observées sur les profils sont expliqués par des changements de texture, de composition ou de faciès des dépôts. Le long d'un transect présentant le passage d'une tourbe à un LUVISOL REDOXISOL dégradé, Chaplot (1998) a confirmé la capacité du radar géologique à déterminer la géométrie des volumes organiques des sols hydromorphes situés en fond de vallon. Par contre, la structure des horizons limoneux du LUVISOL n'a pu être mise en évidence. Aucun réflecteur majeur n'a été identifié car les contrastes verticaux de texture entre les horizons ne sont pas assez marqués en raison du caractère faiblement lessivé de la couverture limoneuse.

e) Comparaison des méthodes

L'emploi du radar géologique est limité aux sols électriquement résistants ou à texture grossière. Cette méthode est inadaptée pour l'étude des couvertures argileuses caractérisées par une conductivité électrique élevée.

Les mesures de conductivité électrique par induction électromagnétique peuvent être réalisées rapidement et aisément au moyen de nombreux conductivimètres disponibles sur le marché, mais elles souffrent de nombreux défauts. Leur profondeur d'investigation, qui ne peut varier qu'en fonction de la distance séparant les bobines réceptrice et émettrice ou en fonction de leur orientation par rapport au terrain, ne peut être changée aisément. Dans un environnement difficile, comme c'est généralement le cas en milieu naturel, les variations de température peuvent provoquer une dérive de l'appareillage non négligeable et une grande instabilité du signal mesuré. De plus, les mesures sont fortement influencées par la présence éventuelle de pièces métalliques à proximité. La méthode électromagnétique est peu adaptée aux sols résistants où le signal mesuré est faible. Lorsqu'il y a variation de la conductivité des terrains, il faut également noter l'importance des délais de mesure liés au temps de réponse de l'appareil, ce qui peut avoir un effet dans le cas des systèmes remorqués derrière un véhicule. Ces temps de retard dans la mesure peuvent provoquer un amortissement des réponses et un décalage de l'information pouvant induire des erreurs de localisation dans la représentation cartographique de la conductivité apparente des terrains.

A l'opposé, les mesures de la résistivité électrique des terrains au moyen de quadripôles d'électrodes fixes ou déplacés manuellement ou encore à l'aide des multipôles tractés sont réalisées facilement avec des équipements simples et robustes. Fort de ces constatations, l'utilisation des mesures de la résistivité électrique par injection d'un courant continu sera préférée aux mesures par induction électromagnétique pour l'étude de la variabilité spatiale des sols, lorsque les conditions matérielles et le terrain le permettront.

Diverses méthodes géophysiques ont été testées dans le passé comme moyen d'aide à la cartographie des sols. Nous pouvons principalement citer les méthodes électriques, les méthodes électromagnétiques par induction de type Slingram, la magnéto-tellurique artificielle (MTA) et le radar géologique. Ce dernier n'est pas adapté aux sols argileux conducteurs. La MTA présente de nombreux inconvénients issus, entre autres, de la

disponibilité des émetteurs radio, des problèmes d'interprétation liés à la directivité du champ de ces mêmes émetteurs et de la difficulté d'estimer la profondeur réelle de sol prise en compte dans la mesure.

Les méthodes électriques et électromagnétiques Slingram sont les plus adaptées pour l'étude de la variabilité spatiale des sols. Il s'agit de méthodes de surface rapides et spatialement intégrantes. La méthode électromagnétique Slingram possède l'avantage de ne pas nécessiter de contact direct avec le sol. Elle est particulièrement sensible aux terrains conducteurs, mais à l'inverse elle est peu adaptée aux sols résistants. Son emploi peut être complexe avec une dérive au cours du temps des capteurs et il est difficile de faire varier les profondeurs d'investigation. La méthode électrique "classique" est particulièrement bien adaptée aux sols, notamment les plus résistants. Le développement du système muti-pôles MuCEP fait de la prospection électrique un outil de choix pour l'étude de la variabilité spatiale des sols en agriculture de précision. Il s'agit d'un système conçu pour permettre une acquisition rapide en quasi-continu de la résistivité électrique du sol selon trois profondeurs d'investigation (0,5m, 1m et 2m). Ce système est donc particulièrement bien adapté pour l'étude de l'épaisseur de la couverture pédologique en milieu tempéré.

3.3. Etude et suivi de l'état hydrique des sols

La gestion de la ressource en eau - déclenchement de l'irrigation et répartition spatiale des apports - implique une connaissance de l'état hydrique des sols en termes de teneur et de potentiel de l'eau. Il est nécessaire de suivre les variations de teneur en eau au champ de manière à comprendre et à quantifier les pertes en eau par infiltration et évapotranspiration. Une meilleure connaissance des écoulements hydriques dans le sol constituera une aide efficace pour comprendre le transport et le devenir des polluants agricoles, mais aussi pour définir une stratégie raisonnée d'échantillonnage de prélèvements en fonction des écoulements afin d'étudier la rémanence de ces molécules actives.

Outre la méthode gravimétrique directe, de nombreuses méthodes indirectes existent pour déterminer le profil hydrique du sol à l'aide de capteurs installés à différentes profondeurs. La sonde à neutrons, apparue il y a une cinquantaine d'années (Gardner et Kirkam, 1952 ; Bavel et al, 1956), est une méthode fiable de mesure au champ (Chanasyk et Naeth, 1996), mais son emploi devient de plus en plus difficile du fait des contraintes qui pèsent sur l'emploi des sources radioactives. L'utilisation des propriétés diélectriques du sol

par les méthodes TDR de réflectométrie en domaine temporel (Topp et al, 1980) et capacitive (Bell et al, 1987 ; Dean et al, 1987) évite l'emploi des sources radioactives. Le potentiel de l'eau, nécessaire à la compréhension des écoulements en milieu non saturé, est mesuré à l'aide de tensiomètres.

Dans le sol, l'infiltration de l'eau n'est pas homogène, il existe de nombreuses variations verticales et horizontales des teneurs en eau liées à des directions préférentielles de flux (Herkelrath et al., 1991 ; Ritsema et al, 1993 ; Ritsema et Dekker, 1994 ; Flury et al., 1994). Les capteurs d'humidité, cités précédemment, apportent uniquement une information ponctuelle, en aucun cas représentative de la distribution spatiale de l'eau dans le sol. L'amélioration des techniques de mesure et des moyens d'automatisation permet de suivre les variations temporelles de l'humidité du sol à différents endroits et de mettre en évidence des zones d'écoulements préférentiels (Heimovaara et Boulten, 1990 ; Herkelrath et al, 1991). Il demeure néanmoins difficile d'intégrer ces données afin d'obtenir une représentation spatiale 2D ou 3D des écoulements. De plus, l'introduction de ces capteurs dans le sol perturbe le milieu et donc les flux hydriques étudiés (Rothe et al, 1997).

De nombreuses méthodes de substitution ont donc été testées afin de suivre spatialement et en continu l'écoulement de l'eau dans les sols. L'ajout d'un traceur dans l'eau sous la forme de colorant a été utilisé (Flury et al, 1994 ; Scanlon et Goldsmith, 1997). Cette méthode permet effectivement d'observer la répartition spatiale du traceur dans le sol et donc de déterminer les zones d'infiltration. Cette méthode souffre, là encore, de son caractère perturbateur et intrusif, puisqu'une fosse pédologique doit être creusée à l'emplacement de l'expérimentation pour suivre l'infiltration du traceur. L'information obtenue n'est valable que ponctuellement et n'est pas représentative du phénomène réel, puisque les écoulements peuvent être perturbés a posteriori par le rôle de drain joué par la fosse d'observation.

L'utilisation de méthodes géophysiques de surface, non intrusives, non destructives et spatialement intégrantes, est donc une aide au suivi des écoulements en milieu non saturé. Différentes méthodes ont été utilisées par les hydrogéologues et les pédologues qui s'intéressent à l'infiltration de l'eau et au suivi des écoulements hydriques.

3.3.1. Résonance Magnétique Nucléaire (RMN)

La Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) permet, en présence d'un champ magnétique constant, de mettre en évidence la quantité d'atomes d'hydrogène par l'intensité

du signal obtenu à la fréquence de Larmor correspondant au champ constant. La très grande majorité des atomes d'hydrogène présents dans le sol et le sous-sol provient des molécules d'eau. La RMN permet donc une détection directe de l'eau à l'inverse des méthodes géophysiques conventionnelles qui n'apportent que des renseignements indirects sur la présence d'eau. La RMN est utilisée, sous la forme de sondages ponctuels, principalement pour des études hydrogéologiques portant sur la première centaine de mètres. A partir de la surface du sol, la distribution de la teneur en eau en fonction de la profondeur, ainsi qu'une estimation de la taille des pores peuvent être déterminées (Goldman et al, 1994 ; Beauce et al, 1996). Le sondage RMN dans sa forme actuelle est inadapté aux études pédologiques. Les premiers mètres à la surface du sol constituent une zone d'ombre non détectée. Selon le même principe, l'Imagerie par Résonance Magnétique (IRM), utilisée principalement dans le domaine médical, a été adaptée et testée en Science du Sol pour effectuer une cartographie temporelle et spatiale de l'eau présente dans un échantillon de sol (Amin et al, 1993).

3.3.2. Radar géologique

Depuis une dizaine d'années un nombre important de recherches a été produit sur l'utilisation du radar géologique pour détecter des objets enterrés, des structures géologiques et pour mesurer la teneur en eau du sol (Davis et Annan, 1989 ; Hubbard et al, 1997 ; Eppstein et Dougherty, 1998 ; Weiler et al., 1998 ; Parkin et al ; 2000). La plupart des études ont relaté des résultats positifs. Daily et Ramirez (1989) ont testé l'intérêt des tomographies électromagnétiques de la permittivité diélectrique, réalisées à partir de forages, pour cartographier "in situ" les variations de teneur en eau dans des ignimbrites volcaniques soumises à une contrainte thermique. Weiler et al. (1998) concluent que le radar géologique montre des résultats prometteurs pour des mesures non destructives de la teneur en eau en comparaison aux mesures TDR. Le radar géologique présente de plus deux avantages par rapport aux sondes TDR : il intègre un plus grand volume de sol et c'est une méthode de surface non intrusive. Hubbard et al. (1997) ont démontré que l'utilisation conjointe des données radar avec les données conventionnelles obtenues sur forage améliore significativement l'estimation de la saturation de la formation. Par comparaison de la vitesse des ondes radar avant et après injection forcée d'eau salée, Eppstein et Dougherty (1998) visualisent les limites d'humidités du sol en trois dimensions. Récemment Parkin et al. (2000) ont montré l'utilité des sections radar pour suivre la distribution des teneurs en eau dans un

plan horizontal à la base d'une tranchée d'écoulement d'eau usée. Les performances du radar géologique sont optimales dans les terrains ou les sols à texture grossière. Par contre, elles sont faibles dans les environnements électriquement conducteurs tels que ceux dominés par la présence d'argile. Les sols de Beauce sont caractérisés par une texture argilo-limoneuse. La méthode du radar géologique, inadaptée à ce type de sol, n'a donc pas été retenue pour les expérimentations relatives au suivi des écoulements hydriques.

3.3.3. Prospection électrique

Comme il a été dit précédemment, la résistivité électrique d'un horizon de sol dépend de ses caractéristiques texturales, structurales et est très sensible à son état d'humidité. Il a été montré en effet que les variations saisonnières des teneurs en eau et de la température du sol provoquent d'importantes modifications de sa résistivité électrique (Aaltonen, 1997 ; Benderitter et Schott, 1999). L'étude des variations des courbes de sondage électrique en hydrogéologie permet de mettre en évidence l'infiltration et la recharge d'un aquifère (Barraud et al, 1979 ; Cosentino et al, 1979). La direction et la vitesse d'écoulement d'une nappe alluviale ont pu être déterminées par l'observation de la diminution de la résistivité électrique des alluvions consécutivement à l'injection d'eau salée jouant ainsi le rôle de traceur (White, 1994).

Le développement récent de méthodes multiélectrodes de surface et non invasives, dites de panneau électrique, ouvre des perspectives intéressantes. La méthode est particulièrement bien adaptée à la description 2D des structures géologiques perpendiculaires à la ligne de mesure (Griffiths et Turnbull, 1985 ; Griffiths et al., 1990 ; Shima, 1990 ; Griffiths et Barker, 1993). La méthode montre également son intérêt pour les suivis temporels en place. Elle se développe en hydrologie et en environnement pour suivre les écoulements de fluides et de solutés en milieu poreux. Le suivi des flux hydriques dans la zone non saturée (infiltration de l'eau, prélèvements racinaires, effets d'un essai de pompage hydrogéologique) a été reporté par plusieurs auteurs (Barker et Moore, 1998 ; Benderitter et Schott, 1999). La capacité des panneaux électriques à obtenir une résolution suffisamment fine, en fonction de la configuration d'électrodes choisie, pour suivre en 2D l'infiltration de l'eau dans le sol sous la forme d'écoulements préférentiels, mais aussi l'évapotranspiration induite par les prélèvements racinaires en eau des plants de maïs a été établie (Hagrey et Michaelsen ,1999 ; Michot et al., 2001). Récemment, les progrès dans la modélisation et les inversions 3D ont

réduit les erreurs de calcul et les temps de traitements de manière significative (Zhang et al., 1995), rendant possible le suivi de l'écoulement 3D d'un petit volume d'eau douce à travers la zone non saturée (Park, 1998). Sur la base de ces avancées, Zhou et al (2001) proposent une méthode non invasive pour suivre les variations temporelles et spatiales de la teneur en eau au champ au moyen de panneaux électriques 3D.

L'utilisation des tomographies ou des méthodes électriques multi-électrodes ne se réduit pas à des expérimentations de surface. Les tomographies électriques ou électromagnétiques peuvent également se réaliser entre les parois de deux forages géologiques voisins (Daily et Ramirez, 1989 ; Daily et al., 1992 ; Henry-Poulter et al., 1994 ; Daily et Ramirez, 1995). Au laboratoire, les méthodes multiélectrodes peuvent aussi être employées pour suivre la migration d'un traceur électrolytique dans une colonne de sol cylindrique afin de déterminer les caractéristiques spatiales du transport de soluté dans un sol naturel hétérogène (Henry-Poulter et al., 1993 ; Binley et al., 1996). Le suivi de l'évolution des sections de résistivité électrique, obtenues avec des méthodes multi-électrodes, est également utilisé à des fins environnementales pour suivre et circonscrire l'ampleur d'une contamination, qu'il s'agisse d'une nappe ou des sols d'un site industriel (De Lima et al., 1995 ; Barker et Moore, 1998), mais aussi pour suivre et estimer l'effet des efforts de dépollution pour la réhabilitation d'un site (Daily et Ramirez, 1995).

Lors d'une prospection électrique sur des sols de Lorraine, Gras et al (1997) montrent l'étroite relation entre la résistivité électrique mesurée et l'état hydrique des sols. Les variations de résistivité électrique sur la toposéquence étudiée suivent les variations de la profondeur du niveau piézométrique de la nappe sous-jacente et de la pression de l'eau à l'intérieur du profil pédologique. La méthode électrique utilisée avec la configuration Wenner, intégrant particulièrement la zone non saturée, semble adaptée à l'étude du profil hydrique.

3.3.4. Prospection par induction électromagnétique

Une étude canadienne relate l'estimation de la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol au moyen d'une méthode d'induction électromagnétique (Kachanoski et al., 1988). Les valeurs de conductivité électrique apparente, mesurées avec un conductivimètre électromagnétique EM38 dans un champ de 1,8 ha en Ontario (Canada), sont hautement corrélées ($r = 0,9$) avec la variabilité spatiale de la teneur en eau moyenne, mesurée avec des

sondes TDR, de la couche de sol superficielle comprise entre la surface et 0,5 m de profondeur. Comme de nombreux paramètres contrôlent la conductivité électrique apparente du sol, les méthodes électriques ou électromagnétiques peuvent être utiles pour suivre les variations temporelles de l'un des paramètres tel que la teneur en eau, si les autres paramètres, texture, salinité du sol et température restent fixes ou sont contrôlés. Sheets et Hendrickx (1995) ont démontré l'intérêt d'utiliser l'induction électromagnétique pour suivre les variations temporelles de teneur en eau du sol dans une région aride une fois que les variations de la réponse électromagnétique sont calibrées avec les données de teneur en eau de sondes à neutrons. La conductivité apparente par induction électromagnétique a été testée par Scanlon et al. (1999) comme moyen de reconnaissance pour caractériser les flux en milieu non saturé dans une région semi-aride du désert du Chihuahuan au Texas. Les influences sur la variabilité spatiale de la conductivité électrique apparente, mesurée en surface par des conductivimètres EM31 et EM38, sont estimées par des mesures détaillées de la conductivité électrique dans des forages par un conductivimètre EM39, mais aussi par les données de teneurs en eau, en argile et chlorure obtenues sur des échantillons de sols. L'étude montre l'intérêt des méthodes électromagnétiques pour cartographier l'extension des importants flux d'eau associés à des fissures non visibles à la surface du sol. Toutefois, localement, la corrélation entre la conductivité apparente et la teneur en eau est difficile à interpréter, car dans certaines zones les variations de teneur en eau reflètent simplement les variations de teneur en argile. L'influence de chaque facteur est alors difficile à distinguer.

L'influence de variables d'état diachroniques telle que l'humidité du sol sur la résistivité électrique peut paraître un inconvénient pour l'étude de la variabilité spatiale des sols. Mais au contraire, cette dépendance des deux paramètres fournit un moyen d'étude du fonctionnement et de la dynamique hydrique des sols à partir de la mesure des variations temporelles de la résistivité électrique mesurée en surface, c'est à dire sans intrusion de capteurs et donc sans modification des flux hydriques.

4. Conclusion

La majorité des méthodes géophysiques existantes et adaptées à la reconnaissance des formations superficielles ou du proche sous-sol ont été testées dans le passé pour l'étude et la

cartographie des sols. Ces expérimentations ont présenté des résultats et des intérêts variés. Les méthodes offrant le plus d'intérêt pour l'étude de la variabilité spatiale des sols sont celles qui s'intéressent à la mesure de leur résistivité électrique soit au moyen de la méthode électrique, soit par induction électromagnétique.

La résistivité électrique des sols dépend de leurs propriétés intrinsèques pérennes telles que la texture, la teneur en argile, la charge en éléments grossiers et varie en fonction des variables d'état diachroniques que sont l'humidité, la température, la porosité et la teneur en sels minéraux de la solution du sol.

De nombreux modèles ont cherché à représenter les relations entre la résistivité d'une formation et ses caractéristiques structurales et de saturation. Mais la plupart sont discutables et apparaissent très spéculatifs, reposant généralement sur des données expérimentales peu exhaustives. La majorité est basée sur des modèles isotropes simples alors que le sol est un objet complexe du fait de ses constituants multiples, de sa géométrie variable aux échelles détaillées (ex : porosité), de sa variabilité spatiale et de l'évolution de certains de ces composants au cours du temps, notamment la quantité et la qualité de l'eau, paramètre essentiel dans la réponse géophysique.

La cartographie de la résistivité électrique des sols constitue un puissant outil concernant les techniques d'agriculture de précision afin de mettre en évidence la variabilité spatiale des propriétés intrinsèques des sols à grande échelle. L'influence sur la résistivité électrique de variables d'état telle que l'humidité, offre de nouvelles perspectives pour étudier la dynamique et les flux hydriques à partir de la surface, sans perturbation du sol et des écoulements par l'intrusion de capteur.

Les résultats acquis dans le passé révèlent que les méthodes électriques et électromagnétiques sont bien adaptées à l'étude de la variabilité spatiales des sols tempérés plus ou moins argileux. Ils montrent également que leur résistivité électrique est également corrélée à l'humidité. Toutefois de nombreux domaines demeurent non ou peu explorés. Des efforts importants restent donc à entreprendre dans plusieurs voies : (1) la modélisation des relations résistivité électrique-teneur en eau de sols issus de milieux variés ; (2) l'étude de la sensibilité de ces relations aux changements d'échelles en comparant leur validité sur des volumes de sols croissants, soit en conditions contrôlées au laboratoire, soit sous les conditions naturelles au champ, sur des profils pédologiques ponctuels mais également lors de la réalisation de carte de résistivité apparente ; (3) la description 3D de la couverture pédologique à l'aide de multipôles électriques ; (4) l'étude de la dynamique hydrique des sols par le suivi temporel des variations de leur résistivité électrique.

Chapitre II - Télédétection et réflectance spectrale en Science du Sol

L'objectif de ce chapitre est de présenter l'apport de la télédétection pour son application en Science du Sol. De nombreux ouvrages existant sur le sujet, cette synthèse se veut volontairement plus concise que la précédente sur l'intérêt des méthodes géophysiques et de la résistivité électrique pour l'étude de la couverture pédologique.

Dans un premier temps, nous présenterons la télédétection dans le visible et le proche infrarouge. L'information fournie dans cette gamme de longueurs d'onde est limitée à la partie la plus superficielle du sol. L'accent sera mis sur la réflectance spectrale des sols et sur son évolution en fonction des caractéristiques des sols pérennes ou conjoncturelles. Dans un second temps, l'apport de la télédétection en infra-rouge thermique, détectant la température de surface des sols, sera argumenté. Les variations de température de surface révèlent, le comportement de volumes situés en profondeur dont les propriétés thermiques influencent les couches supérieures.

Cette brève synthèse bibliographique s'est appuyée sur l'ouvrage de Girard et Girard (1999) pour la présentation de la télédétection du visible au proche infrarouge et sur le travail de Tabbagh (1990) concernant la prospection thermique.

1. Rappel des principes de télédétection

1.1. Spectre électromagnétique

La télédétection utilise les propriétés d'émission et/ou de réflexion des rayonnements. Ces rayonnements, ondes électromagnétiques transportant de l'énergie, se propagent sans atténuation dans le vide, mais sont différemment absorbées selon les milieux traversés. Le spectre électromagnétique est divisé en plusieurs domaines, de longueurs d'ondes différentes, enregistré par les divers outils de télédétection (Figure II.1).

Dans le domaine du visible et du proche infra-rouge (PIR), représentant la première fenêtre atmosphérique du rayonnement solaire, on s'intéresse essentiellement au flux solaire réfléchi directement ou indirectement. L'infra-rouge thermique correspond au rayonnement

propre du sol sous l'effet de sa température et prend un intérêt considérable en cartographie des sols.

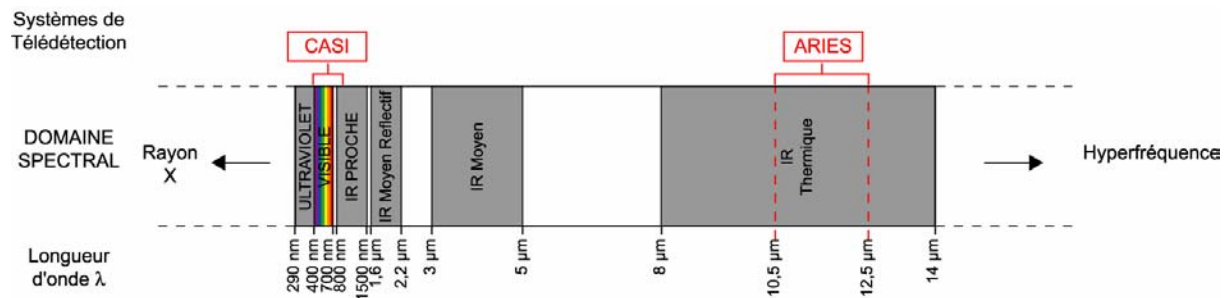


Figure II.1. Spectre électromagnétique et systèmes de télédétection aéroporté.

1.2. Méthodes de télédétection

Tout corps est à la fois source et récepteur d'énergie. On peut alors distinguer :

- les méthodes ou systèmes passifs (uniquement récepteurs), qui mesurent l'émission du rayonnement naturel (solaire) et la réflexion du sol (albédo),
- les méthodes ou systèmes actifs, simultanément émetteurs et récepteurs, qui concernent essentiellement le domaine des radars et des micro-ondes.

2. La réflectance spectrale

La mesure la plus couramment employée pour quantifier ces transferts d'énergie est la réflectance spectrale r . La réflectance spectrale est le rapport par unité de surface du flux d'énergie réfléchi sur le flux d'énergie incident :

$$r = \frac{\text{flux d'énergie réfléchi par unité de surface}}{\text{flux d'énergie incident par unité de surface}}$$

Suivant l'angle considéré pour mesurer le flux réfléchi, on distingue :

- la **réflectance hémisphérique** qui prend en compte le rayonnement venant de toutes les directions de l'espace situé au-dessus de la cible mesurée, ainsi que le flux réfléchi dans toutes les directions.

- la **réflectance bidirectionnelle**, où l'on considère seulement une partie du rayonnement réfléchi suivant une direction bien précise, variant selon l'angle d'ouverture du détecteur.

3. Les facteurs de variations de la réflectance spectrale dans le visible et le PIR

La réponse spectrale est influencée par des facteurs extrinsèques et intrinsèques.

3.1. Les facteurs extrinsèques

Les facteurs extrinsèques peuvent se diviser en trois principales classes (Guyot, 1988).

- La première correspond aux conditions géométriques d'observation avec entre autres l'orientation, l'inclinaison de l'axe de visée du capteur et de la source illuminante et de leurs positions relatives.
- La deuxième est liée au rôle de l'atmosphère, à la nébulosité et à l'effet des aérosols sur la diffusion (théorie de Mie). L'influence de l'atmosphère apparaît comme un facteur de dégradation de la réponse spectrale de l'objet d'étude (King C., 1985). Elle est due à l'influence de phénomènes d'absorption, de diffusion et d'émission propres à la composition de l'atmosphère. L'absorption est fortement liée à la longueur d'onde utilisée et dépend du type de molécules en présence et de leurs propriétés quantiques. Pour les gaz dont la répartition est stable, la modélisation est possible. Par contre, pour la vapeur d'eau dont la concentration varie beaucoup, la modélisation s'avère délicate. Les trois principales bandes d'absorption dans le visible sont dues à l'ozone à la longueur d'onde de 600 nm, à la vapeur d'eau à 718 nm et à l'oxygène à 760 nm. La diffusion est due à l'interaction existant entre les photons et les aérosols, c'est-à-dire les particules solides ou liquides en suspension. En fonction du diamètre (d) des particules par rapport à la longueur d'onde (λ) utilisée, on distingue :
 - i) la diffusion de Rayleigh, lorsque la longueur d'onde est supérieure au diamètre ($\lambda > d$),
 - ii) la diffusion de Mie, pour une longueur d'onde comprise entre $d/2$ et d ($d/2 < \lambda < d$),
 - iii) pour des longueurs d'onde, inférieures ou égales à $d/2$, il n'y a plus de diffusion, mais de l'absorption sélective.

- La dernière classe de facteurs extrinsèques dépend des caractéristiques des appareils de mesures (angle d'ouverture, résolution spectrale et résolution spatiale).

3.2. Les facteurs intrinsèques

Les facteurs intrinsèques, agissant sur la réflectance des sols, sont liés aux caractéristiques de la surface du sol. La notion d'état de surface du sol a été proposée en 1978 par Aubert et Girard, et développé par Escadafal en 1981 et 1989. L'état de surface du sol correspond à la composition et à l'organisation de la surface du sol à un instant donné. Il s'agit d'un ensemble complexe d'éléments du sol exposés au soleil ou à l'ombre et plus ou moins couverts par la végétation. Ces principaux facteurs élémentaires du comportement spectral des sols sont : le calcaire, la matière organique, le fer, l'humidité, la pierrosité, la couleur, la rugosité, la texture et la composition chimique. Ils se répartissent selon deux classes en fonction de leur pérennité ou de leur évolution.

3.2.1. Les caractéristiques physico-chimiques pérennes du sol

Les caractéristiques physico-chimiques pérennes des sols interviennent sur la réflectance essentiellement par des phénomènes d'absorption (Girard M-C et C-M, 1977 ; Mathews, 1973 ; Stoner et Baumgardner, 1981 ; King, 1985 ; Courault, 1989). Après avoir remarqué que les travaux portant sur l'identification et l'affectation des bandes d'absorption des constituants des sols étaient relativement peu nombreux, Fourty et Baret (1998) ont inventorié les bandes d'absorption de la matière organique référencées dans la littérature et celles des deux autres absorbants majeurs, le fer et l'eau, dans les domaines du visible, du proche et moyen infra-rouge. Les effets des principaux facteurs agissant sur la réflectance spectrale des sols ont été synthétisés sous la forme d'un tableau par King et Lefèvre d'Hellencourt (1982). Enfin, ils ont été récapitulés par Girard et Girard (1999). Nous les décrirons donc brièvement.

3.2.1.1. La teneur en calcaire

La réflectance des sols augmente avec la teneur en CaCO_3 . Des taux de calcaire inférieurs à 10-20%, n'ont pas d'influence sur la réflectance du sol. Un taux supérieur à cette valeur seuil de calcaire intervient sur la réflectance des sols en donnant des valeurs très fortes dès la bande bleue et dans tout le visible. Pour des valeurs dépassant 60-70% de carbonate, les différences de réflectance sont faibles. Les valeurs élevées de réflectance dues au calcaire sont plus faibles que celles liées aux efflorescences salines.

3.2.1.2. La matière organique

La matière organique a pour effet de diminuer la réflectance des sols dans toutes les bandes spectrales. Pour des taux de matière organique inférieurs à 1,5%, il semble qu'il n'y ait pas d'effet sur la courbe de réflectance des sols. Par contre, pour des taux supérieurs à 8% et allant jusqu'au-delà de 20%, les réflectances diminuent. Comme les valeurs de réflectance apparaissent faibles dans le visible, il semble préférable d'utiliser les bandes spectrales du rouge et du proche infra-rouge (Girard et Girard, 1999).

L'estimation de la teneur en matière organique des sols par spectrophotométrie repose sur la quantification des phénomènes d'absorption, dépendants de la longueur d'onde. Les bandes d'absorption des substances humiques et organiques sont globalement mal définies, car généralement ces composés affectent un sous domaine spectral (Fourty et Baret, 1998). Mathews (1973) et Stoner et Baumgardner (1981) ont décrit leur influence entre 400-500 nm et 620-700 nm. Les sols dominés par la matière organique présentent une faible réflectance et une évolution concave du spectre de réflectance entre 500 et 1300 nm (Stoner et Baumgardner, 1981). Par contre, les sols peu affectés par la matière organique présentent des formes concaves entre 500 et 750 nm et une forme convexe dans le domaine des longueurs d'ondes sensibles au fer entre 750 et 1300 nm. Dans le domaine spectral compris entre 500 et 1300 nm, Irons et al. (1989) indiquent que le changement de courbure des spectres de réflectance de sols s'effectue à une teneur en matière organique de 5%. Au delà de cette valeur seuil, la forme du spectre de réflectance est concave, en dessous elle devient convexe.

L'étude de sols provenant de l'Illinois (USA), a montré qu'aucun pic d'absorption de la MO n'était observé dans le visible et le proche infrarouge entre 800 et 2400 nm (Krisnan et al., 1980). Pour prédire la teneur en MO de ces sols, les longueurs d'ondes optimales à utiliser

apparaissent situées dans le visible entre 624 et 564 nm. La grande diversité des textures, c'est-à-dire des tailles de particules, des sols étudiés par Krisnan et al. (1980) peut expliquer en partie l'échec des prédictions de la teneur en MO au moyen des réflectances mesurées dans le proche infrarouge. A l'inverse, Dalal et Henry (1986) ont sélectionné, dans le proche infrarouge, la meilleure combinaison de trois longueurs d'ondes, situés respectivement à 1744, 1870 et 2150 nm, dans le but de prédire la teneur en carbone organique de trois sols australiens. Henderson et al. (1992) ont aussi étudié les longueurs d'onde ou bandes spectrales, du visible ou du moyen infrarouge, apportant le plus d'information sur la matière organique de 4 sols de l'Indiana (USA) présentant une teneur en MO comprise entre 0,99 et 1,72%. L'étude montre que les réflectances mesurées dans le visible entre 425 et 695 nm présentent la corrélation la plus élevée avec la teneur en carbone organique, mais sont également liées significativement aux teneurs en oxydes de fer et de manganèse. Cinq bandes spectrales, situées dans le moyen infrarouge pour des longueurs d'ondes de : 1955-1965, 2215, 2265, 2285-2295 et 2315-2495 nm, offrent alors les meilleures corrélations avec la teneur en carbone organique, sans toutefois pouvoir donner d'information sur la composition de cette dernière.

3.2.1.3. Le fer total

La réflectance des sols diminue avec l'augmentation de la teneur en fer total, excepté dans le cas où la teneur en oxyde de fer est élevée. Il y a alors modification du comportement spectral des sols pour les bandes comprises respectivement entre 550-650 nm et entre 870-910 nm.

Le fer totalise, pour ces diverses formes de cristallisation (oxyde) ou d'oxydation (fer ferrique ou ferreux), 7 pics d'absorptions situés à des longueurs d'ondes de 400, 440, 450, 550, 700, 870, 900 et 1000 nm (Karmanov, 1970 ; Hunt et al., 1971 ; Escadafal et al., 1988 ; Gaffey et al., 1993 ; Palacios et Ustin, 1998).

On constate par des mesures au laboratoire à 900 nm, une relation exponentielle entre la réflectance et la teneur en fer total (Courault, 1989). Il semble qu'en dessous de 2 à 3%, la teneur en fer n'intervient pas sur le signal. Lorsque la teneur est supérieure à 15%, la réflectance et les clartés sont faibles. Entre ces deux extrémités, il existe une relation proportionnelle.

3.2.1.4. La pierrosité

Généralement, la réflectance des sols augmente avec la pierrosité et la fermeture de la surface du sol (Aubron, 1993). En effet, l'énergie réfléchie par les éléments grossiers qui jouent souvent comme des surfaces spéculaires, est plus importante que les ombres qu'ils occasionnent. La pierrosité modifie la réflectance quand la couleur du sol est différente de celle des cailloux. La cartographie des zones à forte pierrosité est néanmoins difficile. Mais l'identification des pixels correspondant aux fortes charges en éléments grossiers d'une séquence Spot 5, sur un secteur de Petite Beauce, a confirmé l'intérêt de cet indicateur pour reconnaître les sols calcaires (King et al., 1996). Par contre, il n'est pas possible d'estimer l'intensité de cette charge. L'étude diachronique de données de télédétection montre que les éléments grossiers se comportent en effet comme des facteurs conjoncturels. Ils sont masqués par le travail du sol (labour), puis se révèlent au fur et à mesure qu'ils sont lavés par les précipitations (Aubron, 1993). De plus la réflectance des sols calcaires caillouteux évolue de manière similaire à un autre facteur conjoncturel : la battance.

3.2.1.5. La couleur du sol

La couleur de surface du sol est le résultat de l'intégration de plusieurs variables intrinsèques telles que la matière organique, le fer, le calcaire, l'humidité et la pierrosité...

La couleur des sols est déterminée sur le terrain en référence à la charte de couleur Munsell. La couleur est définie en fonction de trois paramètres : *i*) la teinte (hue) s'échelonnant du rouge (R) au jaune (J) ; *ii*) la clarté (value) et *iii*) la pureté (Chroma) (Baize et Jabiol, 1995). Les sols sombres ont une réflectance plus faible que les sols clairs. Lorsqu'on les situe dans un repère cartésien défini par leur réflectance à 450 et 750 nm, les couleurs des sols passent des plus sombres au plus claires selon un faisceau de droites (Courault et al., 1998). Les sols ayant la même pureté s'alignent sur des droites constituant un faisceau et passant entre 5 et 10% pour 750 nm. Sur ces droites, on trouve des sols dont la réflectance augmente lorsque la clarté augmente (Girard et Girard, 1999).

3.2.1.6. La texture

La texture du sol est l'appréciation tactile de la composition granulométrique de la terre fine dont les particules ont une taille inférieure à 2 mm. Au dessus de cette taille, on parle d'éléments grossiers. La terre fine se compose d'argiles ($<2\mu\text{m}$), de limons (de 2 à $50\mu\text{m}$) et de sables (de 0,05 à 2 mm). La taille des argiles étant trop grande, il ne peut y avoir interaction des particules avec le rayonnement visible, mais celles-ci interviennent dans le proche infra-rouge. Les limons et les sables ont une taille trop importante pour intervenir sur la réflectance que ce soit dans le visible ou le proche infra-rouge. Des variations de réflectance ont été décrites selon des teneurs plus ou moins importantes en argile et en sable, mais elles sont plutôt dépendantes des teneurs en eau de ces éléments, et de la différenciation de leur comportement hydrique (Girard et Girard, 1999). Les relations observées sont donc indirectes.

Les argiles souvent solidement liées à la matière organique ont une faible clarté. Leur réflectance est donc généralement faible. Pour Al-Abbas et al. (1972), le lien observé entre la réflectance spectrale et la teneur en argile n'est pas clairement défini et semble être le résultat secondaire de la forte corrélation des teneurs en matière organique et en argile.

A l'inverse les sables se caractérisent généralement par une forte clarté et une faible teneur en eau, liées à une porosité très grossière ne retenant pas l'eau. La réflectance des sables est donc relativement élevée.

Le comportement spectral des limons est plutôt lié à leur faible stabilité structurale, lorsqu'ils sont pauvres en carbonate et en matière organique. Ils sont alors soumis aux phénomènes de battance. Sous l'action de la pluie, la structure de surface des sols limoneux se modifie. De rugueuse, elle devient lisse et se caractérise par une forte réflectance spectrale. La forte réflectance des sols limoneux doit être rattachée à la faible rugosité du sol issue de la battance et secondairement à la nature des particules. Un sol limoneux fraîchement labouré, donc caractérisé par une forte rugosité, présente une faible réflectance.

3.2.2. Les caractéristiques conjoncturelles des sols

Les variables intrinsèques conjoncturelles qui interviennent sur la réflectance sont l'humidité et la rugosité de surface (Bowers et Hanks, 1965 ; Skidmore et al, 1975). Leur

action sur la réflectance des sols s'explique par les phénomènes d'absorption, mais aussi par le critère de Rayleigh (Courault, 1989).

3.2.2.1. L'humidité

Les bandes d'absorption de l'eau, centrées à 970, 1200, 1400, 1450, 1770, 1900 et 1950 nm, visibles sur les courbes de réflectance des sols, constituent les principales modifications qui affectent ces courbes (Irons et al., 1989 ; Stoner et Baumgardner, 1981 ; Escadafal et al., 1988). Mais les pics d'absorption à 950 et 1150 nm sont assez faibles, tandis que ceux situés à 1450 et 1950 nm sont toujours visibles du fait de la présence d'eau, liée soit à la composition des sels, soit des oxydes ou encore des hydroxydes que contient le sol.

Généralement, si les autres variables intrinsèques sont constantes, la réflectance du sol diminue, pour toutes les longueurs d'onde, avec l'augmentation de l'humidité de surface. En effet, un sol humide apparaît toujours plus foncé qu'un sol sec. Ceci s'explique par l'effet de diffusion aux interfaces eau-particules formant le sol, l'eau agissant alors comme un piège pour le rayonnement au sein du sol.

Dans le visible et le PIR, seule l'humidité de surface est détectée. Pour obtenir une information sur 10 cm d'épaisseur de sol, il faut utiliser des micro-ondes.

3.2.2.2. La rugosité

La rugosité de surface dépend soit de facteurs extrinsèques comme la date des derniers travaux culturaux (labour, lit de semence), soit de facteurs intrinsèques tels que les croûtes de battance, la structure du sol, les efflorescences salines, les croûtes ferrugineuses, les fentes, les gilgai... Les surfaces agricoles possèdent des sillons de labour qui forment une rugosité complexe à structure linéaire et périodique. Cette rugosité peut être représentée par une surface sinusoïdale qui s'ajoute à la rugosité aléatoire induite par les mottes de terre. Quelle qu'en soit l'origine, la rugosité modifie la réflectance en fonction de la plus ou moins grande quantité d'ombre saisie par le capteur. Plus une surface est rugueuse, plus sa réflectance est faible. Les manifestations de la rugosité ont lieu à des moments spécifiques et pendant des périodes dépendant soit des conditions climatiques, soit des pratiques culturales. La rugosité est généralement une variable non permanente des sols. Elle peut néanmoins être liée au

micro-relief provoqué par les agrégats ou les éléments grossiers situés en permanence à la surface du sol.

Les capteurs sont généralement situés à la verticale alors que l'éclairement par le soleil est oblique. Les radiomètres saisissent un signal composite provenant d'une certaine proportion de la surface éclairée et de son complément à l'ombre. Il faut alors considérer l'influence de la hauteur du soleil sur l'horizon, en fonction de la date et de l'heure de prise de vue et enfin de la latitude de la zone étudiée. La rugosité s'exprime alors par les ombres portées à la surface du sol. Quand la proportion d'ombre augmente, la réflectance diminue. Mais la rugosité intervient plus pour un sol clair que pour un sol foncé. (Yongchalermai, 1993). Différents indices ont été proposés pour mesurer la rugosité. On peut citer entre autres : l'écart-type des hauteurs par rapport à un plan moyen, l'indice de tortuosité et le coefficient d'ombrage (Courault et al., 1993).

La description de la rugosité utilise une distribution aléatoire de la hauteur du sol qui définit deux paramètres statistiques : l'écart-type des hauteurs et la longueur de corrélation. La première méthode pour caractériser la rugosité est de réaliser une coupe topographique transversale de la surface du sol, donnant une estimation visuelle et immédiate de cette notion. Mathématiquement cette coupe peut être décrite par une fonction $f(x) = z$, où x est l'axe horizontal de la coupe et z la hauteur de la surface par rapport à une référence. Ce profil des hauteurs est à la fois la description la plus précise de la rugosité et la fonction de base des études statistiques.

Il existe différentes techniques d'acquisition du profil des hauteurs. On peut utiliser soit un rugosimètre à aiguilles, également appelé profilographe mécanique (King, 1979 ; Prévot et al., 1984) ; soit un rugosimètre laser (Bellini et al., 1993), ou encore des clichés photographiques (Engman et Wang, 1987).

La hauteur moyenne $\bar{Z}$ (II.1) est calculée à partir du profil des hauteurs $z(x)$, en supposant que la surface rugueuse est issue d'un processus aléatoire et que $p(z).dz$ est la probabilité pour qu'un point de la surface soit compris entre les hauteurs z et $z+dz$.

$$\bar{Z} = \int_{-\infty}^{+\infty} z(x) \cdot p(z) \cdot dz \quad (\text{II.1})$$

La rugosité, correspondant à l'écart-type des hauteurs, notée s , est définie à partir de la moyenne $\bar{Z}$ et des valeurs $z(x)$ par la relation II.2.

$$s^2 = \text{VAR} (Z) \quad (\text{II.2})$$

La rugosité ainsi définie ne suffit pas à caractériser la nature aléatoire de la surface rugueuse, car elle ne rend pas compte des relations pouvant exister entre les différents points de la surface. On définit alors la fonction d'autocorrélation $\mathbf{R}(\mathbf{u})$ (II.3) et la fonction de corrélation $\varphi(\mathbf{u})$ (II.4) qui caractérisent la corrélation statistique entre deux points quelconques de la surface, écartés d'une distance $\mathbf{u}$.

$$\mathbf{R}(\mathbf{u}) = \overline{(\mathbf{z}(\mathbf{x} + \mathbf{u}) - \bar{\mathbf{z}}) \cdot (\mathbf{z}(\mathbf{x}) - \bar{\mathbf{z}})} \quad (\text{II.3})$$

$$\varphi(\mathbf{u}) = \frac{\mathbf{R}(\mathbf{u})}{\mathbf{s}^2} \quad (\text{II.4})$$

Lorsque $u = 0$, la distance entre les deux points est nulle, la corrélation entre ces deux points confondus est maximale et la fonction de corrélation est unitaire $\varphi(u)=1$. Lorsque u augmente, les points s'éloignent, ils sont de moins en moins corrélés et la fonction $\varphi(u)$ diminue. Il existe une distance pour laquelle les points ne sont plus corrélés, cette distance est la longueur de corrélation : $\mathbf{L}$. Elle est définie par un seuil sur $\varphi(u)$, généralement égal à $\frac{\varphi(0)}{e}$.

Les deux fonctions $\varphi(u)$ et $\mathbf{R}(u)$ sont généralement approchées soit par une fonction exponentielle (II.5), soit par une fonction gaussienne (II.6).

$$\varphi(u) = \exp \frac{-|u|}{L} \quad (\text{II.5})$$

$$\varphi(u) = \exp \frac{-u^2}{L^2} \quad (\text{II.6})$$

Le choix de l'approximation joue un rôle important dans le calcul de la longueur de corrélation. La fonction exponentielle est mieux adaptée aux surfaces de faibles rugosités, la forme gaussienne s'adaptant aux fortes rugosités (Oh et al., 1992). Le pas d'échantillonnage et la longueur du profil utilisés pour mesurer les hauteurs influencent fortement le calcul de la longueur de corrélation $\mathbf{L}$ (Ogilvy, 1991).

En résumé, le profil des hauteurs de la surface du sol permet de déterminer mathématiquement la hauteur moyenne et l'écart-type des hauteurs nécessaires à la caractérisation de la rugosité du sol.

3.3. Conclusion pour le visible et le PIR

La réflectance spectrale des sols varie en fonction de facteurs extrinsèques (nature du capteur et angle de visée, caractéristiques atmosphérique) et de facteurs intrinsèques du sol. Pour des longueurs d'onde s'échelonnant du visible au proche infrarouge, la mesure de la réflectance permet d'acquérir une information uniquement sur les caractéristiques de surface du sol.

Il s'agit :

- i)* Des caractéristiques physico-chimiques pérennes du sol (teneurs en calcaire, en matière organique, en fer, charge en éléments grossiers, granulométrie des particules, couleur de surface) ;
- ii)* Des variables d'états conjoncturelles comme l'humidité et la rugosité de surface du sol.

La plupart de ces facteurs sont corrélés entre eux. On peut noter par exemple le lien existant entre les teneurs en matière organique et en argile, ou entre la couleur du sol et son humidité. Il est donc difficile d'imputer à un seul élément la variation de la réflectance spectrale des sols. Il s'agit plutôt d'une combinaison d'effets présent à l'instant de la mesure par le capteur.

4. Prospection en infrarouge thermique

L'infrarouge thermique correspond à un domaine de longueurs d'onde variant de quelques μm à quelques centaines de μm , se situant entre l'infrarouge moyen et les hyperfréquences. La gamme la plus largement utilisée se situe autour de 8 et 14 μm . L'infrarouge thermique donne accès à la température de surface, celle-ci dépend d'un ensemble de paramètres en interactions (Salisbury et D'Arai, 1992 ; Hook et al., 1992). En effet, la température et l'émissivité de surface à un instant donné t dépendent à la fois des caractéristiques permanentes du milieu (Kahle et Goetz, 1983) et de caractéristiques conjoncturelles liées aux conditions météorologiques de l'instant t , mais aussi des instants (jours, heures) précédents, c'est-à-dire de l'historique thermique du sol. Les variations de température de surface révèlent des structures, des horizons pédologiques en encore des couches géologiques se singularisant par un comportement thermique différent des matériaux

encaissants. La prospection thermique a été principalement utilisée pour l'archéologie (Tabbagh, 1978, 1990 ; Périsset, 1980), mais elle peut être utile en pédologie pour cartographier un horizon discontinu et d'extension limitée (Dorigny et al, 1996). Une telle démarche nécessite la connaissance des propriétés thermiques des sols pour être à même d'apprécier l'existence, entre les différents types de structure et de matériaux environnants, d'un contraste suffisant pour créer des anomalies de température mesurables en surface (Tabbagh, 1976).

4.1. Définition des propriétés thermiques des sols

4.1.1. Conductivité thermique, capacité thermique, diffusivité thermique

Pour décrire la diffusion de la chaleur dans un corps solide tel que le sol et l'évolution de sa température, on utilise habituellement trois paramètres : la conductivité thermique, la capacité thermique volumique, la diffusivité thermique.

a) La **conductivité thermique** λ , définie par la loi de Fourier en 1822, est le rapport qui existe entre le flux thermique par unité de surface $\vec{\phi}$ et le gradient de température $\overrightarrow{\text{gradT}}$ de manière à ce que $\vec{\phi} = -\lambda \cdot \overrightarrow{\text{gradT}}$ (II.7). Elle s'exprime en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

b) La **capacité thermique volumique** γ est le rapport qui existe entre la chaleur gagnée par unité de volume et l'élévation de température qui en résulte. Elle est égale au produit de la masse volumique ρ et de la capacité thermique massique c tel que $\gamma = \rho \cdot c$ (II.8). Elle s'exprime en $\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$.

c) La **diffusivité thermique** du sol $a = \frac{\lambda}{\gamma} = \frac{\lambda}{\rho \cdot c}$ (VII.9) est définie comme étant le rapport entre la conductivité thermique λ et sa capacité thermique volumique γ . Elle s'exprime en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$.

4.1.2. Inertie thermique

En plus des trois propriétés précédentes, on emploie parfois, dans les travaux traitant de télédétection en infrarouge thermique, **l'inertie thermique P**. Elle est définie par la relation

$$\text{suivante : } P = \sqrt{\lambda \cdot \gamma} = \frac{\lambda}{\sqrt{a}} \quad (\text{II.10})$$

4.2. Bilan de l'énergie à la surface du sol

A la surface du sol, l'énergie peut exister sous différentes formes : radiation, chaleur latente, chaleur convective. La conservation de l'énergie requiert que leur somme soit nulle. On peut décomposer l'ensemble en 4 termes selon la relation II.11 ci-dessous :

$$R_n + LE + H + Q = 0 \quad (\text{II.11})$$

Dans cette relation, R_n est le gain radiatif net, LE est la chaleur latente absorbée ou restituée par changement de phase de l'eau, H est le flux convectif dans l'atmosphère et Q est le flux d'énergie thermique dans le sol. Le gain radiatif net R_n comprend lui-même trois termes : les radiations solaires, les radiations thermiques de l'atmosphère et l'émission propre du sol. Le flux de chaleur convectif H dépend de la diffusivité qui est affectée par le vent et la rugosité de surface du sol. Ce flux est proportionnel à la différence de température entre l'air et le sol. Le flux de chaleur latente LE correspondant au déplacement de vapeur d'eau, dépend aussi de la diffusivité turbulente qui est proportionnelle à la différence de teneur en vapeur d'eau entre l'air et la surface du sol. Le flux d'énergie thermique Q dans le sol est le terme le plus important en cartographie des sols, dans la mesure où il détermine directement la température de surface.

Une anomalie de température à la surface du sol peut avoir pour cause l'un des termes de l'équilibre en énergie du sol ou une anomalie liée à la présence d'une hétérogénéité dans la couverture pédologique dont les propriétés thermiques varient par rapport aux horizons environnants.

4.3. Variations périodiques et transitoires du flux de chaleur dans le sol

Le flux de chaleur dans le sol présente des variations périodiques, quotidiennes et annuelles, auxquelles s'ajoutent des variations transitoires non prédictibles, essentiellement liées aux mouvements des masses d'air.

La variation annuelle du flux de chaleur dans les sols des régions tempérées, de l'ordre de 10 W.m^{-2} , pénètre le sol de manière satisfaisante. Mais les perturbations imposées en surface par le labour et les changements d'humidité en surface, de même que l'existence des variations transitoires rendent son utilisation difficile.

La variation quotidienne du flux est beaucoup plus élevée, de l'ordre de 100 W.m^{-2} , mais aussi beaucoup plus capricieuse. La pénétration en profondeur du flux induit par les variations quotidiennes peut être réduite d'un facteur 10 par un labour, ce qui rend leur utilisation difficile pour détecter des structures plus en profondeur.

Les variations transitoires rapides sont sans intérêt. Par contre les variations transitoires lentes, qui existent sur plusieurs jours, donnent une profondeur d'investigation acceptable. Si leur intensité est suffisante, elles peuvent produire des anomalies de température en surface révélant ainsi des structures pédologiques ou géologiques sous-jacentes (Périsset et Tabbagh, 1981 ; Tabbagh, 1990).

4.4. Choix d'une date de prospection favorable et analyse des variations du flux thermique transitoire lent

Le choix d'un moment opportun pour effectuer une prospection en infrarouge thermique est une étape délicate, mais essentielle pour l'interprétation des résultats et le succès de l'étude. Il est nécessaire d'étudier au préalable comment la chaleur diffuse dans le sol et à quel moment une anomalie peut être observable en surface du fait des contrastes des propriétés thermiques existant dans le sol. On doit tenir compte de l'évolution dans le temps des échanges thermiques, principalement les variations du flux thermique transitoire lent.

Les variations du flux thermique à la surface d'un sol peuvent être mesurées soit à l'aide d'un fluxmètre, soit par la mesure directe du gradient thermique ou encore par

l'enregistrement dans le temps du profil thermique vertical du sol. Les différentes méthodes pour mesurer ou calculer les flux transitoires lents ont été présentées par Tabbagh (1990).

La période optimale de mesure est atteinte après une contrainte thermique, c'est-à-dire une variation du flux transitoire lent, suffisamment longue et bien marquée. Le calcul des variations de ce flux permet de définir la période adéquate. Il est aussi préférable de réaliser les mesures sans nuage de manière à enregistrer les anomalies dues aux microreliefs et si possible le matin pour éviter que les effets des variations diurnes du flux sur une surface hétérogène ne masquent les anomalies profondes.

Les pratiques agricoles (labour, hersage) en aérant le sol, réduisent sa conductivité thermique, sans avoir d'effet majeur sur sa diffusivité. Elles correspondent alors à une situation favorable pour la prospection qui coïncide avec une absence de végétation.

4.5. Principales anomalies thermiques

Les anomalies observées lors d'une prospection en infrarouge thermique peuvent être liées soit aux hétérogénéités du sous-sol, soit au microrelief. Par exemple, un lac d'air froid peut être bloqué par le microrelief et masquer la température de surface du sol (Dorigny et al., 1996).

La couche superficielle du sol et ses propriétés thermiques jouent un rôle important vis-à-vis des anomalies thermiques en surface. Il a été établi que l'horizon de surface atténue l'anomalie thermique si son épaisseur ou sa conductivité thermique augmente et si sa diffusivité thermique diminue, mais l'horizon n'a pas d'effet sur le signe de l'anomalie qui dépend seulement des propriétés thermiques des matériaux environnants (Tabbagh, 1977).

4.6. Conclusion pour l'infrarouge thermique

La mesure dans l'infrarouge thermique (8-14 μm) fournit une estimation de la température de surface du sol. Elle permet aussi de détecter en profondeur une structure ou un horizon ayant des propriétés thermiques différentes et contrastées par rapport à l'encaissant.

L'interprétation des images en infrarouge thermique sur sol nu est une application directe des lois physiques relatives aux échanges thermiques. En effet, la température du sol dépend des radiations solaires et des échanges thermiques avec l'atmosphère. Les variations

quotidiennes du flux d'énergie thermique dans les sols ont une trop faible profondeur de pénétration pour donner en surface des anomalies mesurables de température, liées aux structures pédologiques sous-jacentes. Par contre une contrainte thermique, correspondant à une variation transitoire lente du flux de chaleur, suffisamment longue et bien marquée peut induire des anomalies thermiques révélatrices des structures et des matériaux situés en profondeur.

La prospection en infrarouge thermique est toutefois très délicate. Le succès d'une telle expérimentation repose principalement sur trois contraintes :

- i) Le choix opportun d'une date de prospection, qui nécessite de suivre les données météorologiques et les variations transitoires lentes du flux d'énergie thermique dans les sols.
- ii) Un sol nu et si possible labouré, sans végétation.
- iii) La disponibilité du radiomètre et de l'avion (si la prospection est aéroportée).

5. Conclusion

La télédétection est l'un des moyens privilégiés pour acquérir sur les sols d'une région un grand nombre d'informations, à la fois sur de grands espaces et de façon répétée au cours du temps. L'acquisition de la réflectance spectrale dans le visible et le proche infrarouge ne permet d'obtenir qu'une information sur l'état de surface des sols et non pas sur toute l'épaisseur de la couverture pédologique. La réflectance des sols varie en fonction de leurs caractéristiques physico-chimiques pérennes, mais aussi en fonction de variables d'état conjoncturelles telles que l'humidité et la rugosité de surface. Ces variables permanentes et conjoncturelles sont liées entre elles. Il est donc difficile de distinguer et de hiérarchiser leur effet propre sur la réflectance. Par contre, on recherche à identifier les propriétés qui peuvent agir sur la réflectance soit directement (ex la couleur), soit indirectement (ex la teneur en argile) et permettre ainsi de distinguer et cartographier différents types de sol.

Seule la prospection en infrarouge thermique permet de recueillir une information sur la structure des sols en profondeur, en fonction de leurs propriétés et de leur fonctionnement thermiques. Mais les conditions d'acquisition sont difficiles. En effet, l'obtention de données interprétables est tributaire du choix d'une date de prospection favorable, nécessitant préalablement une étude des propriétés thermiques des sols et des flux de chaleur entre l'atmosphère et la couverture pédologique. La disponibilité du matériel de mesure au moment opportun ne peut pas toujours être assurée.

Suite à cette synthèse bibliographique, nous avons initialement choisi d'étudier la variabilité spatiale des sols à l'aide de l'infrarouge thermique. Nous avons ensuite abandonné ce projet face à l'impossibilité d'acquérir de données à cause des difficultés techniques rencontrées par l'avion chargé d'assurer les prospections. Nous avons alors choisi d'analyser des données multispectrales (visible au proche infrarouge) et multi-dates pour la reconnaissance des caractéristiques de surface des sols.

2^{ème} Partie

Présentation des milieux

Chapitre III - La région naturelle de “Petite Beauce”

Le secteur d'étude appartient à la région naturelle “Petite Beauce”. Cette région, à vocation agricole intensive, a rencontré ces dernières années de nombreux problèmes de gestion des ressources en eau, tant du point de vue quantitatif que qualitatif.

La région naturelle “Petite Beauce”, également appelée “Beauce de Patay”, est située dans la partie occidentale de la Beauce (Figure III.1). Elle est délimitée au Nord par la Beauce Chartraine, à l'Est par l'Orléanais occupé par la forêt d'Orléans, au Sud par le Val de Loire et à l'Ouest par le Faux-Perche et la Vallée du Loir.

La “Petite Beauce” se caractérise par un relief faiblement ondulé et un paysage de champs ouverts, constitué de grandes parcelles agricoles (de 20 à 100 ha). La monotonie et l'homogénéité apparente de la région fait place dans le détail à une importante hétérogénéité et à une variabilité spatiale intraparcellaire de la couverture pédologique.

1. Cadre géologique

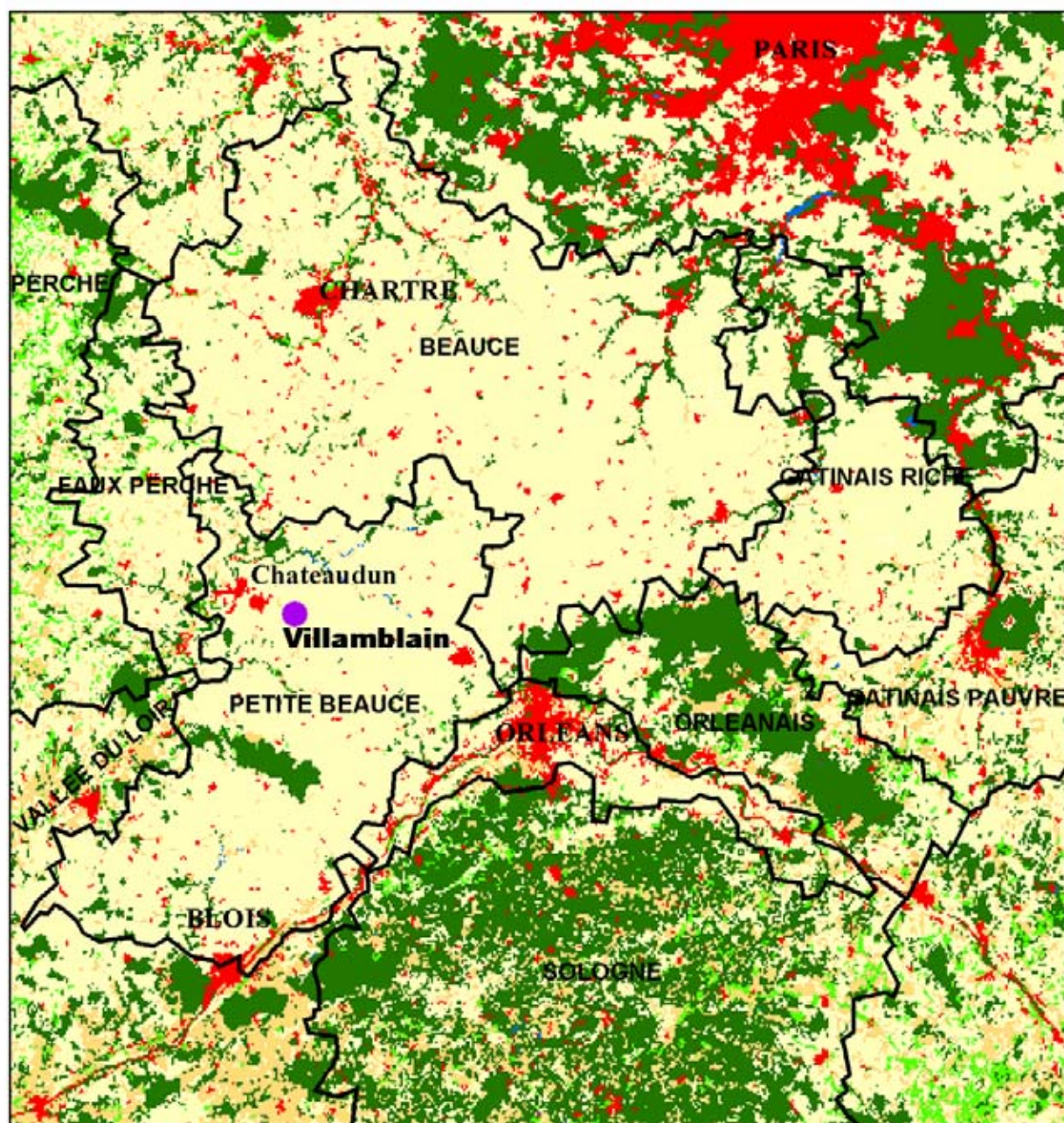
La “Petite Beauce” est caractérisée par la formation géologique des calcaires de Beauce au sens large (Figure III.2), composée de formations lacustres, parfois laguno-lacustres voire palustres et s'étend sur près de 10000 km² dont 5400 km² sont à l'affleurement (Lorain, 1973). Ces formations correspondent à l'ensemble des faciès lacustres à dominance calcaire qui se sont déposés du Lutétien à l'Aquitaniens. Cette formation très hétérogène aussi bien latéralement que verticalement, a été étudiée par de nombreux auteurs (Desprez et Mégnien, 1965 ; Macaire, 1971 ; Gigot et Fédoroff, 1973 ; Gigout, 1973 ; Mégnien et Desprez, 1973 ; Lorain, 1973 ; Mégnien, 1976 ; Ménillet, 1980).

Les formations constitutives du système de Beauce reposent en discordance sur le toit de la craie Crétacé. Les dépôts tantôt carbonatés, tantôt sablo-argileux, correspondent à des paléo-environnements en grande partie lacustres, avec quelques incursions marines venues de l'ouest et surtout du nord-est. Les principales unités lithologiques peuvent être observées sur la colonne lithostratigraphique de la figure III.3. Mais cette succession est rarement complète. Elle est fonction de l'extension des différentes unités, dont la stratigraphie est complexe. En

effet, après le dépôt des formations éocènes, dont la lithologie est variable et qui correspondent à des environnements aussi bien marins que continentaux, les calcaires lacustres oligocènes viennent en transgression du nord-ouest au sud-est sur le substratum éocène. Leur succession est interrompue par des intercalations de marnes d’origine lagunaire ou continentale, plus ou moins continues ainsi que par le prisme transgressif des Sables littoraux de Fontainebleau. Les Marnes et Sables de l’Orléanais et les Sables et Argiles de Sologne, limités approximativement à la forêt d’Orléans, recouvrent localement les calcaires.

La craie campanienne issue de la grande transgression marine du Crétacé supérieur, n’est jamais affleurante en “Petite Beauce”. Au Crétacé supérieur et à l’Eocène, cette craie a été altérée sous influence continentale pour donner des formations détritiques imperméables : argiles à silex, grès lustrés, perrons (Yprésien). Les formations d’argiles à silex ont une épaisseur comprise entre 15 et 27m (Gigot et Fédoroff, 1973). Elles se caractérisent par une couleur brun ocre à rouille et contiennent des passées ferrugineuses rouge sombre à noir, et de nombreux silex anguleux ou peu émoussés. Elles constituent le plancher imperméable de l’aquifère des calcaires de Beauce. L’argile à silex est surmontée des calcaires de Beauce au sens large, où quatre principales formations se rencontrent.

- La formation perméable des **Calcaires de Morancez** ou des **Marnes de Villeau**, d’âge lutétien, lacustre, azoïque et aphytique, est constituée de calcaires d’aspect marneux, de couleur blanche à ocre, pulvérulents, farineux. Elle est généralement considérée comme le résultat d’une précipitation chimique dans une eau saturée en carbonate et en calcium après dissolution de la craie voisine. Son sommet est recouvert d’un liseré d’argile verte, plus ou moins continu. Son épaisseur maximale est de 25 m. Cette formation disparaît vers l’Est.
- Le **Calcaire d’Etampes**, d’âge Stampien supérieur, est constitué de calcaire lacustre, perméable, très dur à grumeleux. L’épaisseur de cette formation varie de 7 à 36 m.
- Les **molasses du Gâtinais** ou les **Argiles de La Neuville** (Aquitaniens inférieurs), interstratifiées, constituent une couche semi-perméable dont l’épaisseur varie de 1 à 9 m. Elles sont composées de marnes sableuses, grumeleuses, blanches ou marrons, ou d’argiles vertes.



Occupation Corine reclassée

- Villes
- Cultures
- Prairies
- Parcellaire complexe (prairies+cultures+forêts)
- Forêts
- Zones humides

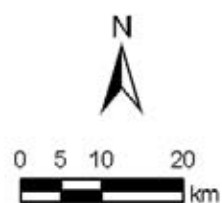


Figure III.1. Occupation des sols et situation géographique de la région naturelle “Petite Beauce” (EEA, 1997).

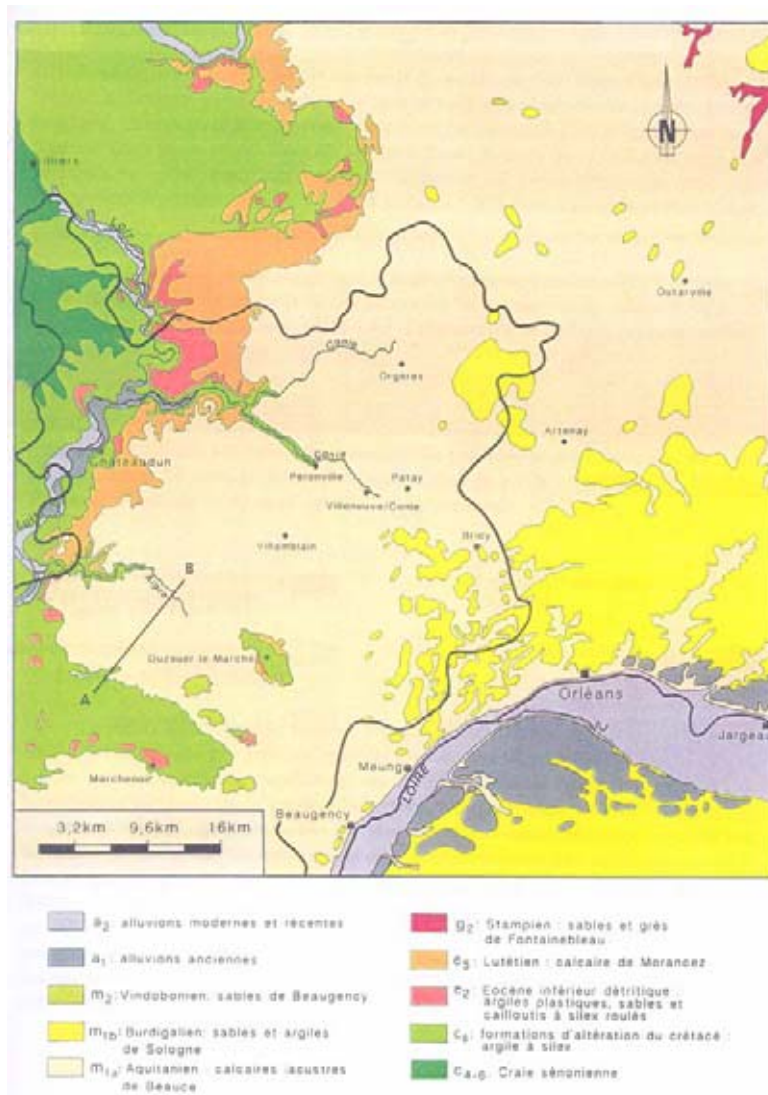


Figure III.2. Carte géologique de la Petite Beauce (d’après les cartes géologiques au 1/320 000ème de Bourges et Paris).

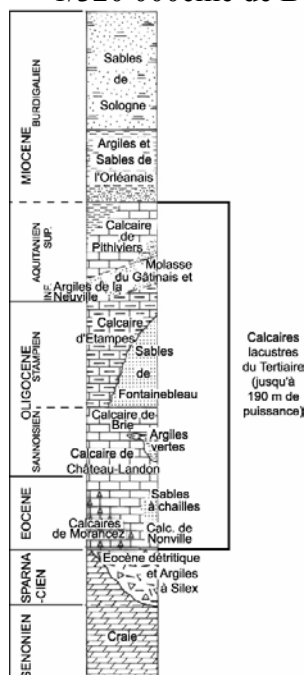


Figure III.3. Colonne lithostratigraphique du système aquifère de Beauce (Desprez et Mégnien, 1975).

- Le **calcaire de Pithiviers** ou **Calcaire de Beauce** au **sens strict** correspond à la base de l'Aquitaniens supérieur. Il s'agit d'une formation perméable, de 20 à 25 m d'épaisseur, composée de calcaires siliceux fissurés, à passées bréchiformes ou pseudo-oolithiques, et de calcaires sub-lithographiques. Insérées entre les bancs, on peut observer des couches de calcaires tendres ou de marnes. En “Petite Beauce”, cette formation est à l'affleurement.

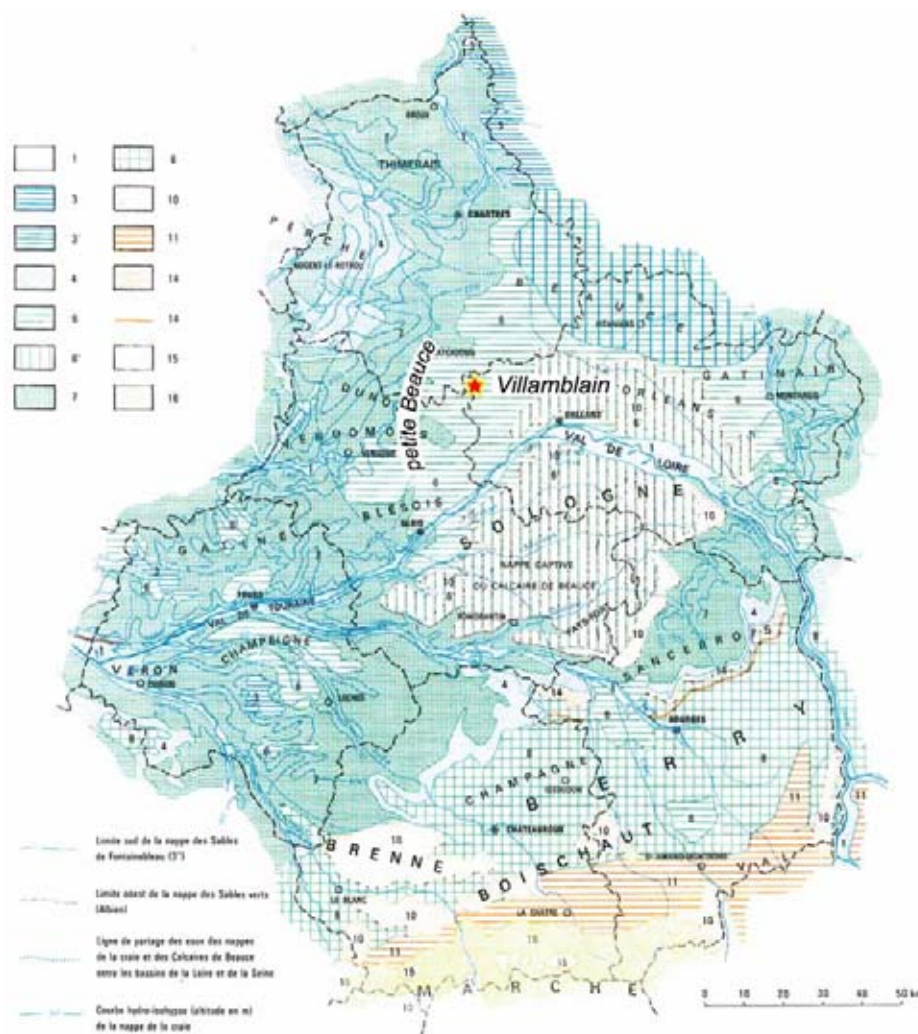
Des îlots de formations burdigaliennes sableuses recouvrent localement et partiellement les calcaires de Pithiviers. Il s'agit de témoins isolés des sables de l'Orléanais. Ces formations d'origine fluviatile, ravinent le calcaire de Pithiviers et suivent des chenaux orientés Est-Ouest (Gigot et Fédoroff, 1973). L'épaisseur de ces formations constituées d'argiles sableuses ou de sables fins n'excède généralement pas 2,5 m. Elles semblent être en poches de remplissage karstique avec parfois inversion de relief. Elles occupent les points hauts actuels en Petite Beauce.

Des formations quaternaires limono-argileuses à argilo-limoneuses, de couleur brun-jaune à brun-rouge, recouvrent de manière continue le calcaire aquitaniens et les formations burdigaliennes lorsque ces dernières sont présentes (Macaire, 1971). Leur épaisseur varie de quelques décimètres à deux mètres mais elle est généralement comprise entre 0,5 m et 1m (Arrouays et al., 1989 ; Chéry et al., 1996). Ces formations ont été redistribuées au quaternaire avec le décapage des pentes orientées au Sud-Ouest et leur maintien sur les pentes orientées au Nord-Est (Bourennane, 1997).

Sous ces formations superficielles, les Calcaires de Beauce sont altérés soit par dissolution superficielle avec création de dolines, soit par cryoclastie et cryoturbation (Gigout, 1973).

2. Cadre hydrogéologique

Le système aquifère de Beauce, pour sa partie située au nord de la Loire, s'étend sur près de 9000 km² répartis sur les deux bassins Seine-Normandie et Loire-Bretagne, et sur les deux régions d'Ile-de-France et du Centre. Il constitue un des principaux réservoirs d'eau souterraine en France. Il alimente les cours d'eau périphériques de la Loire, du Loir, de l'Essonne, de la Seine et du Loing ainsi que leurs affluents. Il participe ou assure parfois la totalité de leur débit d'étiage. Les limites hydrauliques et géologiques du système aquifère de Beauce (Figure III.4) sont :



Nappes d'eau souterraine

1. Principales nappes d'alluvions, généralement drainées par les rivières, mais parfois alimentées par elles, notamment dans la vallée de la Loire (Val d'Orléans), et drainant la nappe de la craie (7).
3. Nappe des Sables de Fontainebleau (partie libre) et nappes des faluns de Touraine.
- 3'. Nappe des Sables de Fontainebleau (partie captive).
4. Nappes des Sables du Perche et de Vierzon, nappe des Sables verts (parties libre).
6. Réseaux aquifères des Calcaires de Beauce (partie libre) et des calcaires lacustres de Touraine et du Berry, souvent en continuité avec la nappe de la craie (Beauce et Vendômois).
- 6'. Réseaux aquifères des Calcaires de Beauce (nappe captive sous les Sables de Sologne et de l'Orléannais).
7. Nappe de la craie et du tuffeau de Touraine (partie libre). Réserve importante, principal régulateur des cours d'eau de surface en ouraine et dans les bassins du Loir et de l'Eure.
8. Réseaux aquifères étendus des plateaux calcaires jurassiques du Berry. Réserve importante. Eaux souterraines profondes, sources peu nombreuses mais à débit généralement élevé, résurgences de rivières souterraines.
10. Nappes localisées et discontinues des formations complexes sablo-argileuses à couches lenticulaires de Sologne, de l'Orléannais, de la Brenne et du Boischaux. Elles peuvent recouvrir des nappes plus profondes captives (6', 7 ou 8). Réserves faibles.
11. Nappes ou réseaux aquifères localisés et discontinus des séries sédimentaires à alternance complexe de couches perméables et imperméables (calcaires et marnes, sables et argiles) de la bordure du Massif Central (Lias et Trias). Réserves limitées. Sources assez nombreuses mais à débit faible à moyen.
14. Zone dépourvue de nappe libre étendue : terrains sédimentaires imperméables du Crétacé inférieur.
15. Domaines dépourvus de nappe d'eau souterraine étendue du Massif Central (Marche) : Terrains granitiques. Eau dans les alluvions, les arènes et les fissures. Réserves faibles mais variables selon l'épaisseur des arènes. Points d'eau et sources nombreux, mais de faible débit.
16. Terrains schisteux et métamorphiques imperméables. Eau dans les alluvions, les schistes altérés et les fractures. Ressources en eau souterraine très faibles, réserves insignifiantes, sources assez nombreuses mais à débit minime.

Figure III.4. Limites du système aquifère de Beauce dans la région centre (BRGM,1970).

- au nord un affluent de l'Eure : la Drouette et deux affluents de la Seine : la Remarde et l'Orge correspondant aux affleurements des argiles vertes et de la craie.
- au nord-est et à l'est, le Seine et le Loing ;
- au sud-est, la limite d'affleurement des formations détritiques de l'Eocène,
- au sud, la Loire, qui limite les aquifères de Beauce et de Sologne ;
- à l'Ouest, le Loir, l'Eure et la limite d'affleurement de l'Argile à silex qui sépare les deux cours d'eau (BRGM, 1997).

Cet aquifère constitue un enjeu économique majeur. Il représente en effet la principale ressource en eau, tant pour l'alimentation en eau potable que pour l'irrigation agricole (Afzali et al., 1996). Le développement d'une agriculture intensive en Beauce, depuis les années 1950, avec une irrigation quasi-généralisée et l'utilisation de fertilisants azotés mais aussi de produits herbicides et pesticides (Mariotti et Landreau, 1986), est à l'origine de la dégradation de la ressource notamment de la qualité de l'eau de l'aquifère. La teneur de 50 mg.l⁻¹ de nitrate, comme seuil de potabilité de l'eau préconisée par l'Organisation Mondiale pour la Santé (OMS), est fréquemment dépassée dans la plupart des forages de la région agricole de “Petite Beauce” (Seguin, 1987 ; Schnebelen, 2000). Ces dernières années, des programmes de recherche interdisciplinaires ont été menés sur l'aquifère des Calcaires de Beauce, de manière à obtenir une gestion plus efficace de la ressource en eau, aussi bien quantitative que qualitative. Ces travaux ont permis de préciser les connaissances sur la géométrie des formations tertiaires et en particulier du réservoir (BRGM, 1997 ; Martin et al., 1999). Des mesures géophysiques spatialement intégrantes et non destructives ont été testées pour déterminer le niveau piézométrique de la nappe en complément des relevés ponctuels effectués au niveau de forage AEP (Michot et al., 1999). De nombreux auteurs se sont intéressés à l'étude de la recharge hivernale de la nappe de Beauce qui se réalise essentiellement par infiltration et de l'incidence de la couverture pédologique sur la pollution azotée de l'eau (Chéry, 1995 ; Ould Mohamed, 1995 ; Bruand et al., 1996 ; Bruand et al., 1997). Récemment N. Schenebelen (2000) a cherché à évaluer l'impact de l'application du code de bonne pratique agricole préconisé par le CORPEN (Comité d'Orientation pour la Réduction de la Pollution des Eaux par les Nitrates et les Phosphates) sur la réduction de la pollution diffuse par les nitrates dans l'aquifère des Calcaires de Beauce.

2.1. Géologie de l’aquifère

L’aquifère se développe dans les formations calcaires lacustres et perméables qui se sont déposées durant le Tertiaire, de l’Eocène à l’Aquitainien. Il s’agit d’un aquifère multicouche constitué par une alternance de trois formations hydrogéologiques perméables de calcaires (Calcaires de Morancez, Calcaires d’Etampes et Calcaires de Pithiviers) séparés par la formation semi-perméable et inter-stratifiée des Molasses du Gâtinais. Le substratum imperméable de l’aquifère est composé des formations détritiques du Sparnacien et les Argiles à silex qui recouvrent la craie du Séno-Turonien (Desprez et Mégnién, 1975). L’aquifère est ridé par des structures anticlinales et synclinales qui introduisent une forte variabilité de son épaisseur et de la zone non saturée sus-jacente (Schnebelen, 2000). Sur le secteur d’étude de Villamblain, l’épaisseur de l’aquifère varie de 18 à 56 m et celle de la zone non saturée de 9 à 25 m.

2.2. Piézométrie

La piézométrie de la nappe de Beauce sur le secteur d’étude de Villamblain fait l’objet de relevés piézométriques annuels à bisannuels, depuis dix ans par la DIREN Centre (SEMA), sur une soixantaine de points de mesures. L’écoulement général de la nappe est orienté du nord-ouest vers le sud-est (Figure III.5). Les cartes piézométriques réalisées sur le secteur révèlent que le secteur de Villamblain ne se comporte pas comme un bassin versant souterrain indépendant car sa partie amont est soumise à des apports latéraux importants (Schnebelen, 2000).

L’étude des fluctuations du niveau piézométrique de la nappe montre un fonctionnement hydrodynamique fortement influencé par les prélèvements pour l’irrigation (Schnebelen, 2000).

2.3. Fonctionnement hydrodynamique

Sur le secteur d’étude de Villamblain, la nappe de Beauce se caractérise par un gradient hydraulique très faible de 0,06%, pour une transmissivité comprise entre 5.10^{-2} et $1.10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

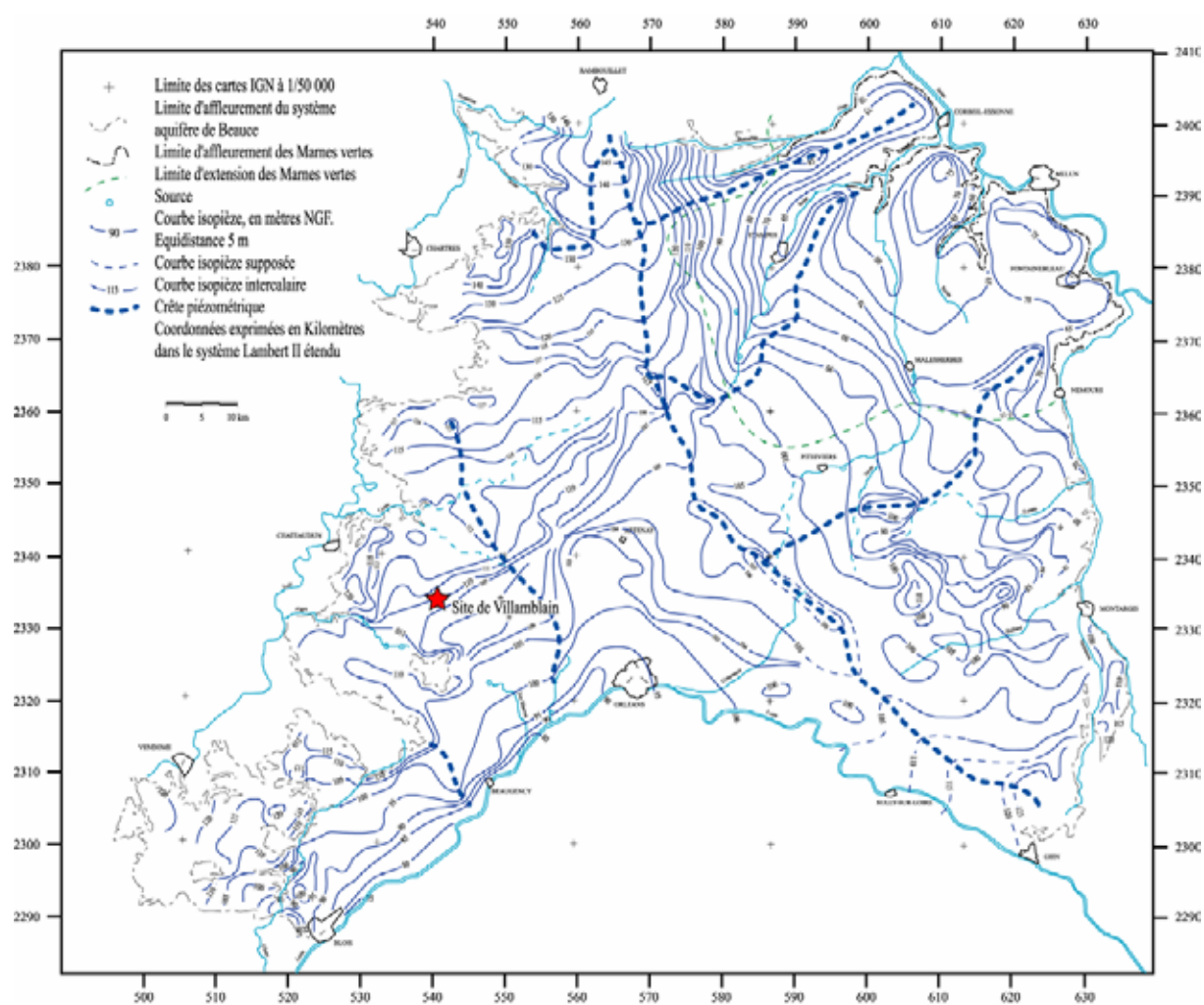


Figure III.5. Piézométrie du système aquifère de Beauce en 1994 (basses eaux). Carte de la nappe principale (BRGM, 1995).

et une porosité cinématique moyenne de 10% (Schnebelen, 1995). Les vitesses d'écoulement de la nappe varient de 160 à 320 m.an⁻¹. Cependant les calcaires durs sont diaclasés, fissurés et des cavités karstiques sont visibles en carrières, indiquant des flux sans doute beaucoup plus rapides dans cette porosité de très grande taille.

L'observation de variations verticales et temporelles de la teneur en nitrates de l'eau de la nappe a mis en évidence des mouvements verticaux naturels ou artificiels de l'eau dans l'aquifère induisant des mélanges d'eaux d'origines géologiques différentes. En fonction de la composition chimique de l'eau de la nappe et de son origine géologique une typologie des eaux de l'aquifère a été réalisée. Cinq types d'eau sont distingués et correspondent respectivement aux eaux issues des Calcaires de Pithiviers, du sommet des Calcaires d'Etampes, de la base des Calcaires d'Etampes et des Calcaires de Morancez, et de la formation des argiles à silex (Schnebelen, 2000).

3. Cadre pédologique

Dans cette région, le calcaire aquitainien est recouvert par une formation superficielle quaternaire limono-argileuse dans laquelle la teneur en argile est voisine de 30% et la fraction limon 60% (Macaire, 1971). La fraction argile est essentiellement constituée de minéraux de type smectite et secondairement de type kaolinite et illite. Quant à la fraction limon, elle est essentiellement constituée de quartz et secondairement de feldspaths (Ould-Mohammed, 1995).

Les sols ont été cartographiés à l'échelle du 1/250 000 lors de l'établissement de l'esquisse des paysages pédologiques du Loiret (Arrouays et al., 1989). De cette étude, il a été identifié deux principaux paysages en “Petite Beauce” : (1) les plateaux des limons de Beauce ; (2) le système des vallons calcaires peu encaissés, ce second type étant présenté comme résultant de l'érosion et du remaniement du premier.

Une zone de 3500 hectares a été l'objet d'une cartographie à l'échelle du 1/10 000 (Duval et Isambert, 1992), dont l'objectif était de décrire sur le secteur de Villamblain (Figure III.6) les principaux types de sols et leur organisation dans le paysage. Il ressort de ces différentes études que les sols de “Petite Beauce” sont développés dans une couverture limono-argileuse de 0,50 m à 1m d'épaisseur et d'âge quaternaire récent. Les teneurs en argile des horizons superficiels limono-argileux quasi-décarbonatés varient de 27 à 33%. Une carrière située au lieu dit des “Sapins Dousset” permet non seulement d'observer la couverture

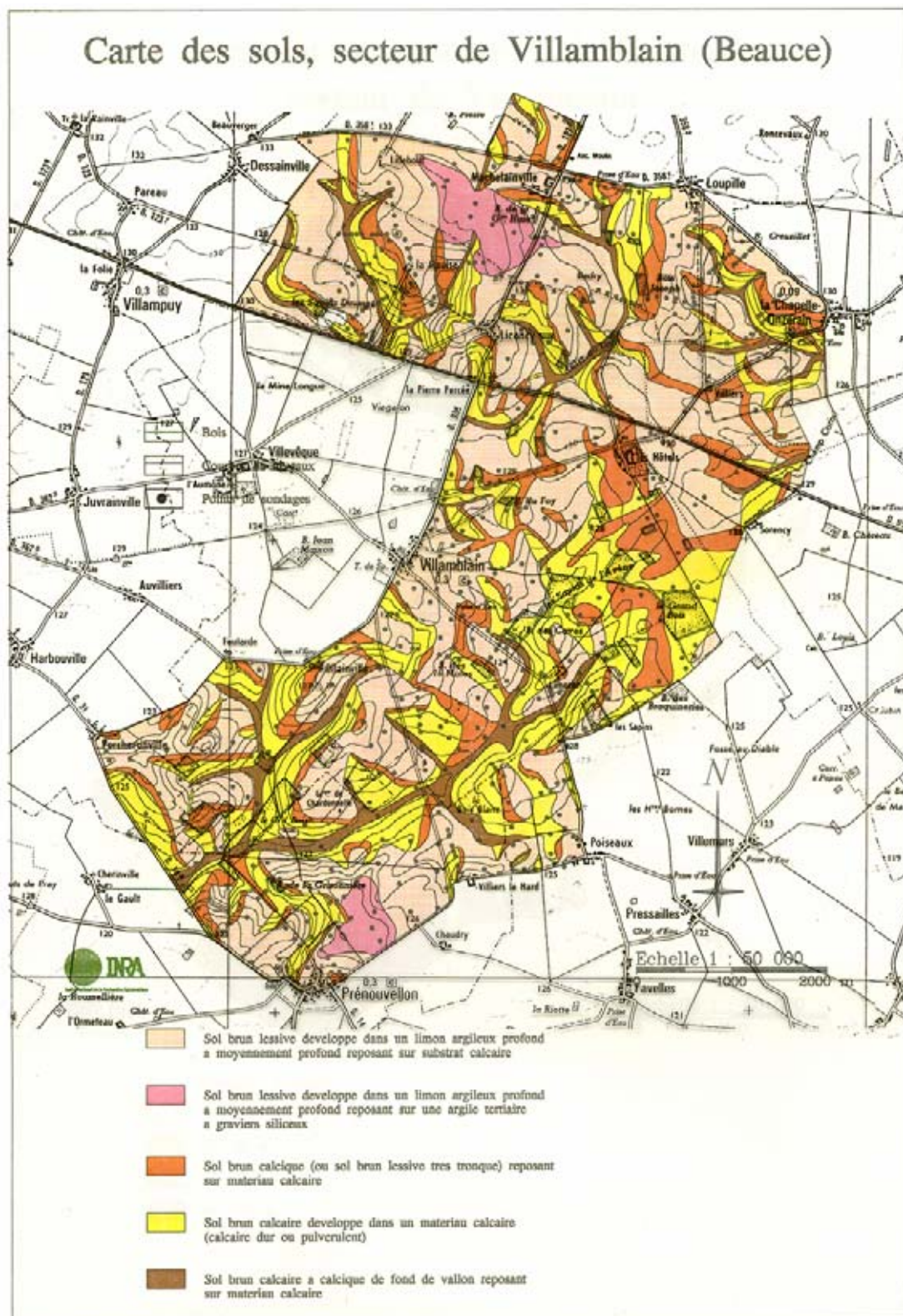


Figure III.6. Carte des sols du secteur de Villamblain d'après Duval et Isambert (1992).

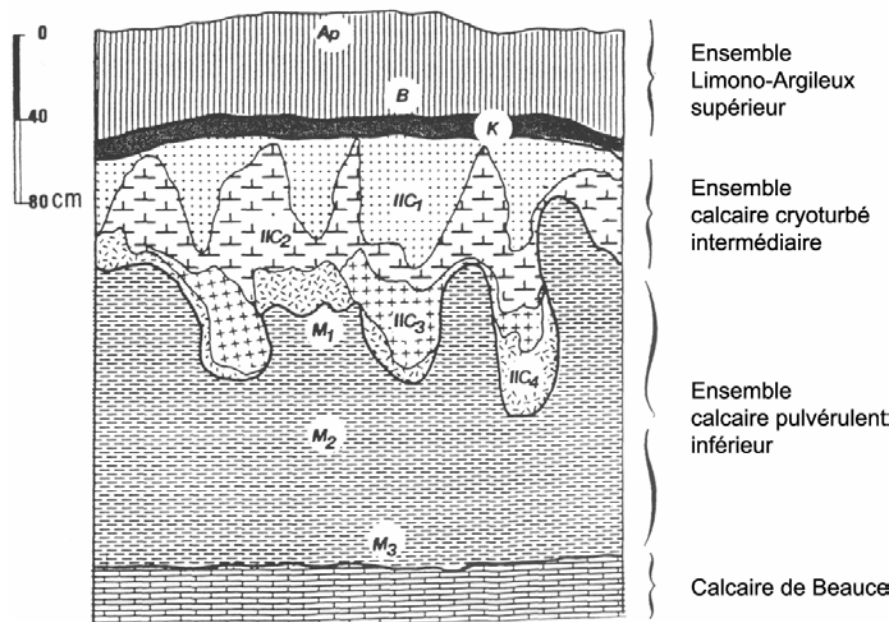


Figure III.7. Coupe pédologique schématique des trois ensembles d'horizons (d'après Ould Mohamed, 1991).

SOLS DOMINANTS SUR LES PLATEAUX ET LES PENTES NORD ET EST



Sols de limon très argileux, bruns, sains, épais de 80 cm environ, reposant sur un matériau calcaire complexe (limon plus ou moins graveleux en poches dans un calcaire dur ou pulvérulent, remanié et cryoturbé par le gel).

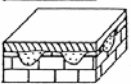


Sols de limon très argileux, bruns, épais de 80 cm environ, légèrement tachés de rouille en profondeur, reposant sur une argile ocre, plus ou moins sableuse et/ou graveleuse, et d'épaisseur variable (50 à 100 cm en moyenne).

SOLS DOMINANTS SUR LES PENTES SUD ET OUEST



Sols argilo-limoneux, brun foncé, non ou peu calcaires, à cailloux calcaires peu abondants, situés en haut de pentes très faibles.



Sols limono-argileux, brun-jaune à blancs, très calcaires, à cailloux et blocs calcaires très abondants, situés sur pentes faibles à moyennes.

SOLS DE FONDS DE VALLONS



Sols très variables, limoneux à argileux, brun sombre à noirs, calcaires ou non, caillouteux ou non.

ECHELLE 1/10 000

(1 mm sur la carte correspond à 10 m sur le terrain)

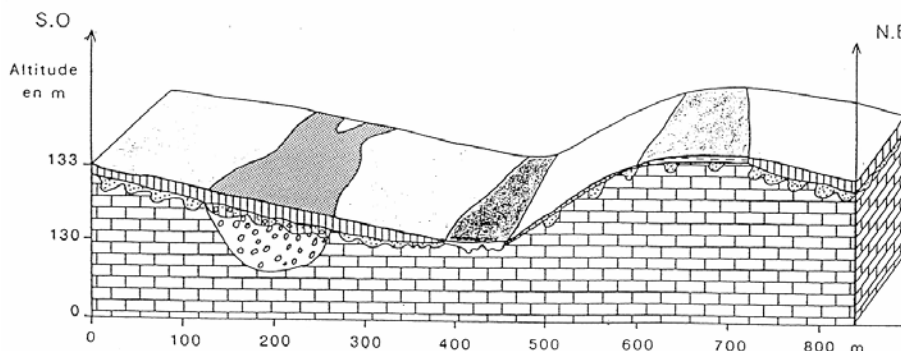


Figure III.8. Schéma de répartition des sols sur deux versants orientés Nord-Est et Sud-Ouest, appliqué au secteur de Villamblain (Duval et Isambert, 1992)

pédologique mais également la succession verticale des formations calcaires constituant le substrat géologique (Figure III.7, Ould-Mohamed, 1991). Le sol limono-argileux repose sur des matériaux calcaires altérés et organisés en poches de cryoturbation. On distingue un horizon cryoturbé supérieur beige et un horizon cryoturbé inférieur gris. Ces matériaux sont très hétérogènes. La base de ces formations est constituée d'un ensemble de calcaire gris tendre et contenant environ 90% de CaCO_3 . En profondeur les bancs de calcaire dur de Beauce apparaissent. Cette succession verticale des matériaux fait référence sur la stratigraphie des formations calcaires altérées du secteur d'étude de Villamblain mais n'est pas une généralité. En fonction de la topographie et de la localisation de l'observation sur les versants, les sols peuvent être développés indifféremment sur les différentes formations calcaires.

Une relation statistique entre des paramètres descriptifs de la morphologie du terrain et la distribution des sols a été établie sur le secteur d'étude de Villamblain. Cette relation montre qu'il existe, malgré un gradient très faible de la pente ($<2\%$), un lien entre la répartition dans l'espace des différentes unités de sols et l'orientation des versants (King et al, 1999). La distribution des sols serait liée à l'orientation des vents dominants. Un modèle de répartition spatiale des sols dans le paysage, principalement selon l'orientation de la pente, est représentée à la figure III.8.

A partir de ces différentes études, cinq ensembles d'unités cartographiques de sol ont été identifiées (Duval et Isambert, 1992). Nous pouvons ainsi distinguer selon la terminologie du référentiel pédologique français (Baize et Girard, 1995) :

- des NEOLUVISOLS qui diffèrent par l'épaisseur et la nature du matériau sous-jacent. Ces sols se sont développés, sur les pentes nord à est, dans des limons d'épaisseur variant entre 60 et 120 cm ;
- des NEOLUVISOLS à LUVISOLS, présents également sur les pentes nord à est, mais qui, à la différence des premiers, sont développés dans un limon argileux profond (>120 cm) reposant sur des argiles tertiaires (argiles rouges à graviers de quartz du Burdigalien). Cette unité n'est pas présente sur le domaine d'étude de cette thèse ;
- des CALCISOLS développés soit sur des calcaires durs, soit sur des matériaux cryoturbés et d'épaisseur variés. L'épaisseur de ces sols varie entre 45 et 65 cm ;
- des CALCOSOLS disposés principalement sur les pentes sud à ouest. Ces sols peuvent reposer soit sur des calcaires sublithographiques durs, soit sur des calcaires tendres gris,

sur des matériaux cryoturbés sur calcaires durs ou encore sur des matériaux cryoturbés sur calcaires tendres. L'épaisseur de ces sols varient de 40 à 75 cm. Ils diffèrent donc soit par la nature du matériau sous-jacent, soit par l'épaisseur du matériau cryoturbé lorsqu'il existe.

- des CALCOSOLS généralement situés dans les fonds de vallon. Ces sols, peu épais, se développent dans des matériaux calcaires.

Ce secteur d'étude de “Petite Beauce” se caractérise par une importante variabilité spatiale de la couverture pédologique (Bourennane, 1995). Cette variabilité s'exprime soit au niveau de l'épaisseur des horizons limono-argileux, soit au niveau de la charge en éléments grossiers mais aussi par l'intensité de l'effervescence à HCl.

Les sols de “Petite Beauce” présentent de fortes potentialités agronomiques. Il s'agit de sols soit carbonatés, soit saturés en calcium, donc à forte stabilité structurale. Ces sols peu épais présentent une réserve en eau limitée. Pour obtenir des rendements élevés, une irrigation quasi-généralisée et uniforme, sans prise en compte de la variabilité spatiale des sols et de leur réserve hydrique, est réalisée sur les parcelles cultivées aussi bien au printemps pour les blés, que durant l'été pour le maïs.

4. Le climat

Le climat de la région est du type continental tempéré avec une influence océanique nette (Hubert, 1983). Les résultats présentés ci-dessous sont issus de la station météorologique de Bricy, située à 15 km environ à l'est du site expérimental de Villamblain. Les valeurs moyennes ont été calculées sur une période de 33 ans (1962 à 1994). Le module pluviométrique, est estimé à 630 mm. Le maximum de pluie (850 mm) a été enregistré en 1984, alors que le minimum (413 mm) l'a été pour l'année 1990. L'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne annuelle calculée par la formule de Penman-Monteith est de 767 mm (Ould-Mohammed, 1995). Il existe donc en moyenne un déficit hydrique d'environ 140 mm, ce qui explique les besoins en irrigation pour des plantes fortement consommatrices d'eau.

La température moyenne est de 10,5°C. Le mois le plus froid est celui de janvier. Le mois le plus chaud est juillet. L'ensoleillement est en moyenne de 1800 heures. Les maxima d'ensoleillement sont enregistrés du mois d'avril au mois de Septembre.

5. Occupation des sols et critères agronomiques

Au cours des quarante dernières années, la Petite Beauce a connu une véritable mutation à la suite de nombreux remembrements et grâce au développement de la mécanisation et de l'irrigation. Les sols de Petite Beauce sont occupés essentiellement par les cultures. Les prairies, les haies et la plupart des bois ont presque totalement disparus, seuls demeurent quelques îlots épars de bosquets (Figure III.1). Actuellement, 86% de la superficie totale de Petite Beauce sont cultivés. Dans le département du Loiret au cours de l'année 2000, 91% de la surface agricole utilisée (SAU) étaient cultivées, 62% en céréales, 6% en cultures industrielles et 2% en légumes secs y compris protéagineux (Figure III.9). Les productions actuelles, par ordre de surface décroissante, sont le blé tendre, le maïs, l'orge de printemps et en augmentation constante, le colza et les pois (protéagineux et conserve). Les assolements les plus pratiqués consistent en des rotations de cultures suivantes :

- blé tendre d'hiver - blé dur d'hiver – maïs grain ;
- maïs grain - blé d'hiver - maïs grain.

La superficie des exploitations agricoles de Petite Beauce est généralement importante. Dans le Loiret (Agreste, 2000), 65% des exploitations ont une taille supérieure à 100 ha, et 20% une superficie supérieure à 200 ha (Figure III.10). Actuellement, la superficie moyenne d'une exploitation en Petite Beauce est de 108 ha répartis en 4 à 5 parcelles et 85 % des surfaces sont irriguées. Les successions des cultures laissent 51% des surfaces nues en hiver (Verbèque et Revalier, 1999).

6. Conclusion

La Petite Beauce est un paysage “d'openfield” où s'observent de grandes parcelles agricoles dans un relief très peu marqué. Cette région agricole est le domaine des grandes cultures (blé, maïs, betteraves, pois...). Elle s'individualise par une couverture pédologique de faible épaisseur, caractérisée par une importante variabilité spatiale des sols pouvant atteindre l'échelle du décamètre. Les sols sont développés sur des substrats calcaires lacustres très filtrants et localement cryoturbés ce qui accentue leur diversité. Ce territoire se caractérise par des parcelles de grandes tailles qui intègrent nécessairement la forte variabilité spatiale des sols.

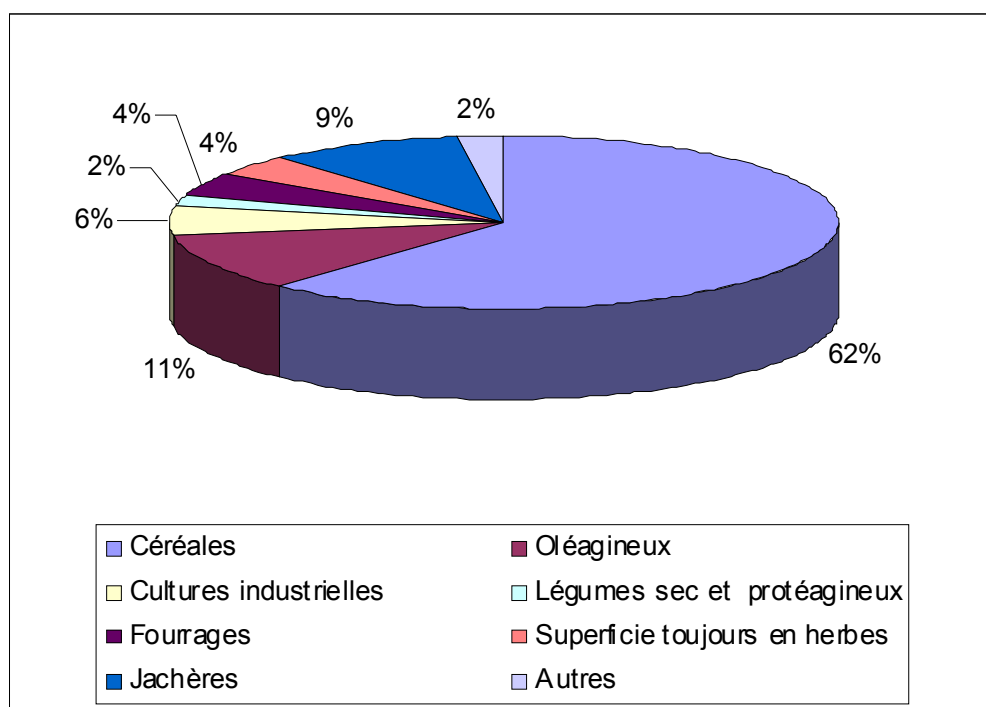


Figure III.9. Répartition des cultures dans le département du Loiret en 2000 (Agreste, 2000).

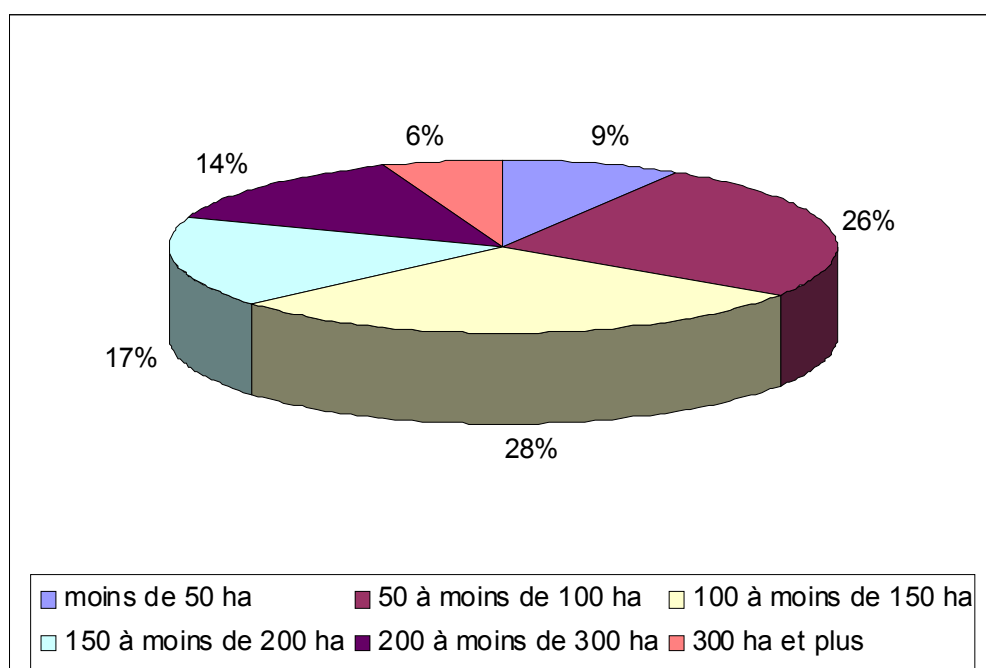


Figure III.10. Répartition des exploitations agricoles du département du Loiret en 2000 en fonction de leur superficie (Agreste, 2000).

Cette région naturelle présente une activité agricole intense, où les modes de production reposent sur une fertilisation importante des terres et un recours à l’irrigation généralisée des parcelles afin de compenser le déficit hydrique chronique et la faible réserve en eau des sols.

Ces différents traits de la physiographie de la Petite Beauce expliquent que cette région soit particulièrement sensible aux pollutions diffuses d’origine agricole et que des problèmes liés à la gestion de l’eau et des intrants y soient posés depuis de nombreuses années.

Chapitre IV - Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques des sites expérimentaux de “Petite Beauce”

L’objectif de ce chapitre est de présenter plus en détail les sols rencontrés sur les deux parcelles d’étude de Petite Beauce situées dans la commune de Villamblain au lieu dit “Limoron”. Les sols étudiés ont été retenus pour leur représentativité des sols de “Petite Beauce”. Le choix et la localisation des observations se sont appuyés sur la carte des sols à grande échelle des deux parcelles expérimentales (Figure IV.1). Cette carte des sols est le résultat d’une synthèse de travaux antérieurs effectués sur la parcelle Ouest (Nicoullaud et al., 1997), et d’une prospection pédologique complémentaire de la parcelle Est réalisée pour cette étude.

Cinq fosses pédologiques ont été ouvertes sur le secteur d’étude, trois au sein de la parcelle Ouest (RESI1, RESI2, RESI6) et deux dans la parcelle Est (RESI3, RESI4). Les fosses RESI1 et RESI3, creusées dans une même unité de sol, permettent d’observer le profil d’un CALCISOL argilo-limoneux épais, développé sur un matériau calcaire cryoturbé beige et disposé en haut des versants exposés au Sud-Sud/Est. Les fosses RESI2 et RESI4, implantées sur une unité de CALCOSOL caillouteux et peu épais, reposant sur un matériau de calcaire gris tendre, sont localisées à mi-pente des versants exposés vers le Nord-Nord/Ouest. Dans le vallon, la fosse RESI6 permet de décrire et d’identifier un CALCOSOL caillouteux, peu épais, développé sur un niveau de calcaire gris sublithographique. Dans les cinq fosses pédologiques décrites, un dispositif de suivi dans le temps de la résistivité électrique, de la teneur en eau et de la température, a été implanté au sein de chaque horizon caractéristique.

La caractérisation morphologique et physico-chimique des sols a été complétée dans un second temps par l’étude de leurs propriétés hydrodynamiques. Nous nous sommes intéressés aux propriétés de rétention en eau des sols et, en particulier, aux relations entre l’humidité des sols et le potentiel matriciel de l’eau. Les teneurs en eau caractéristiques des différents horizons pédologiques à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent des plantes ont été estimées ainsi la capacité de stockage pour l’eau et le réservoir utilisable maximal des sols.

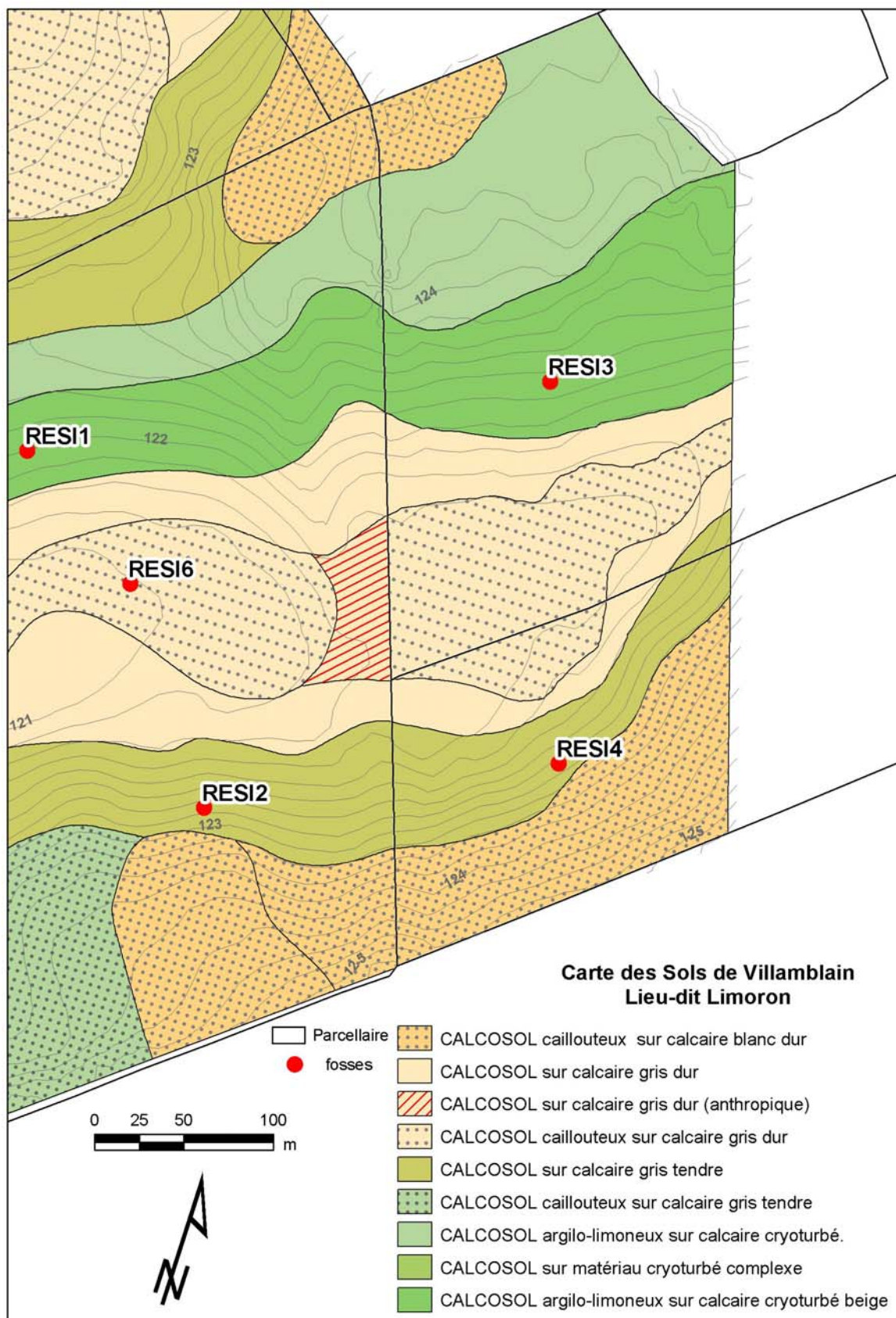


Figure IV.1. Carte des sols des parcelles expérimentales de Villamblain en “Petite Beauce” et localisation des fosses pédologiques.

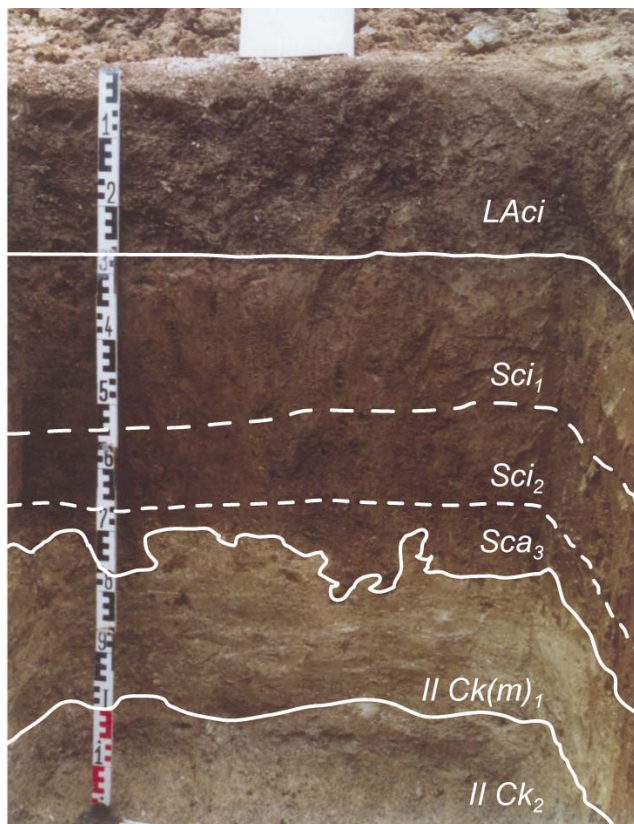
1. Description morphologique et caractéristiques pédologiques de trois sols de référence sur les parcelles d'étude de Villamblain

Dans le but d'appréhender concrètement les sols, nous présentons trois fosses représentatives de trois unités cartographique du secteur d'étude.

1.1. CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige

Ce sol est localisé dans la topographie en haut des versants exposés vers le Sud-Sud/Est (Figure IV.1). Il est développé dans un matériau argilo-limoneux, non ou peu calcaire en surface, non caillouteux et de 75 cm d'épaisseur. Il repose sur un matériau calcaire, cryoturbé, de couleur beige.

Description de la fosse RESI1 (Figure IV.2) :



Horizon LAci

0 - 30 cm : Horizon organo-minéral labouré, brun (7,5YR4/4), argilo-limoneux, poreux et bien drainé. Structure polyédrique très fine (2 mm) nette, bien développée. Présence de quelques graviers calcaires irréguliers anguleux et de quartz émoussés. Effervescence faible et localisée au squelette et aux éléments grossiers. Présence de fines racines verticales entre les agrégats. Limite inférieure de l'horizon, très nette, soulignée par une semelle de labour.

Horizon Sci1

30 à 55 cm : Horizon structural brun clair (7,5YR5/6), argilo-limoneux, poreux. Structure polyédrique fine (5 mm) très nette, sans élément grossier. Effervescence nulle. Nombreuses racines verticales entre les agrégats.

Horizon Sci2

55 à 70 cm : horizon structural brun (7,5YR4/6) ; argilo-limoneux ; structure polyédrique fine (5mm) nette, poreux ; sans élément grossier. Effervescence faible et localisée au squelette. Nombreuses racines verticales entre les agrégats.

Figure IV.2. Photographie de la fosse RESI1.

Horizon Sca₃

70 à 75 cm : horizon structural brun jaune (10YR5/6) ; limoneux. Structure polyédrique subanguleuse (5 mm) peu nette, poreux, présence de quelques graviers calcaires irréguliers anguleux peu altérés, effervescence forte et généralisée. Nombreuses racines fines et verticales. Limite inférieure irrégulière et nette (1cm).

Horizon II Ck(m)₁

75 à 100 cm : horizon minéral pétrocalcaire composé de calcaire cryoturbé, désagrégé et peu cohérent, beige (10YR7/4), limoneux. Structure continue. Effervescence très forte et généralisée. Présence de graviers calcaires irréguliers, émoussés, mais non altérés. Reprécipitations de calcaire secondaire en petits encroûtements et pseudomycéliums de calcaire tendre. Racines horizontales peu nombreuses.

Horizon II Ck₂

100 à 170 cm : horizon minéral calcaire de calcaire désagrégé et peu cohérent, poreux, beige (10YR8/3), limono-argileux. Structure continue à tendance lamellaire. Effervescence très forte et généralisée. Présence de graviers et cailloux calcaires, aplatis et émoussés. Très abondants petits pseudomycéliums diffus de calcaire secondaire. Absence de racines.

Horizon III Ck₃

170 à 250 cm : horizon minéral de calcaire désagrégé, jaune pâle (2,5Y7/4), argilo-limoneux, avec des passages de calcaire tendre gris pâle (10YR7/1). Effervescence forte et généralisée.

Horizon IV R

250 cm : Arrêt sur dalle de Calcaire gris dur.

Tableau IV.1. Analyses physiques et chimiques du CALCISOL observé sur la fosse RESI1. Granulométrie obtenue après décarbonatation.

Horizon	Prof cm	A %	LF %	LG %	SF %	SG %	CaCO ₃ %	C %	MO %	pH eau	CEC cmol.kg ⁻¹	Ca ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	Na ⁺ cmol.kg ⁻¹	Mg ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	K ⁺ cmol.kg ⁻¹	Fer Total %	Fer Libre %	da
LAc₁	0-30	31,9	29,2	32,3	2,1	0,4	4	1,4	2,4	8,2	20,3	43,6	0,08	1,12	0,76	3,02	1,25	1,27
Sci₁	30-55	32,3	30,4	34,1	1,7	0,2	1,3	0,7	1,2	8,3	18	32,7	0,08	0,83	0,42	3,22	1,34	1,45
Sci₂	55-70	29,4	30,1	34,2	1,5	0,1	4,6	–	–	8,4	14,4	45,9	0,10	0,64	0,29	3,08	1,31	–
Sca₃	70-75	17,1	20,8	24,0	1,1	0,2	36,7	–	–	8,6	9,2	44,3	0,07	0,43	0,17	1,94	0,76	–
II Ck(m)₁	75-100	13,4	14,4	16,4	1	0,5	54,2	–	–	–	–	–	–	–	–	1,48	0,56	1,51
II Ck₂	100-120	8,0	4,5	7,5	1,8	0,8	77,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

(A : Argile ; LF : Limon Fin ; LG : Limon Grossier ; SF : Sable Fin ; SG : Sable Grossier / [AFNOR X31-107])

Le tableau IV.1 des résultats des analyses granulométriques et chimiques réalisées sur des échantillons prélevés dans les horizons décrits, confirme le fait qu’il s’agit d’un solum évoluant dans une ambiance alcaline (pH>8,2) et dont les horizons supérieurs ne sont pas totalement décarbonatés. On note une faible recarbonatation de l’horizon de surface LAc₁ par rapport à l’horizon Sci₁ sans doute liée au travail du sol et à l’utilisation d’une eau d’irrigation chargée en carbonate et en calcium. Le complexe adsorbant est saturé en calcium sur l’ensemble du solum.

Après décarbonatation, la granulométrie des horizons superficiels LAci à Sci₁ est argilo-limoneuse et devient limono-argileuse pour l’horizon Sci₂. L’horizon de transition Sca₃ s’individualise par sa faible teneur en argile granulométrique et sa forte teneur en carbonate de calcium. Les résidus minéraux de la décarbonatation des horizons de calcaire cryoturbé beige présentent une granulométrie allant du limon argileux à l’argile limoneuse respectivement pour les horizons Ck(m)₁ et Ck₂. L’augmentation de la teneur en calcaire avec la profondeur s’accompagne à la fois d’une diminution de la teneur en particules fines et d’une augmentation de la fraction sableuse au sein du reliquat minéral. Il est donc intéressant de remarquer que les résidus insolubles issus de la décarbonatation des horizons argilo-limoneux LAci à Sca₃ et du matériau calcaire cryoturbé sont situés dans le même domaine granulométrique. Ceci laisse donc supposer que la décarbonatation des matériaux cryoturbés serait à l’origine de l’ensemble argilo-limoneux supérieur.

Tableau IV.2. Analyses granulométriques 5 fractions et sans décarbonatation du CALCISOL du profil RESI1.

Horizon	Prof cm	A %	LF %	LG %	SF %	SG %
LAci	0-30	35,1	28,3	32,3	2,4	1,9
Sci ₁	30-55	35,5	29,1	33	1,9	0,5
Sci ₂	55-70	30,1	30,4	35,9	2,5	1,1
Sca ₃	70-75	26,5	33,3	27,1	5,4	7,7
Ck(m) ₁	75-100	–	–	–	–	–
Ck ₂	100-120	–	–	–	–	–

(A : Argile ; LF : Limon Fin ; LG : Limon Grossier ; SF : Sable Fin ; SG : Sable Grossier / [AFNOR X31-107])

La comparaison des analyses granulométriques 5 fractions sans et après décarbonatation (Tableaux IV.1 et IV.2) montre que le peu de calcaire présent dans les horizons argilo-limoneux à limono-argileux supérieurs est principalement situé dans la fraction sableuse. L’étude de l’horizon carbonaté Sca₃ montre que le calcaire est principalement localisé au sein des fractions limoneuse et sableuse. Les argiles apparaissent donc être moins calcaires. Il peut paraître paradoxal que les teneurs en limon sans décarbonatation des horizons LAci et Sci₁ soient légèrement inférieures à celles mesurées après décarbonatation : l’incertitude sur les analyses granulométriques permet d’expliquer ces incohérences. En effet, l’erreur relative sur les teneurs en argile et en limon est de l’ordre de 5% pour un sol à texture argileuse et de 3 à 4% pour un sol à texture limoneuse (Baize, 2000).

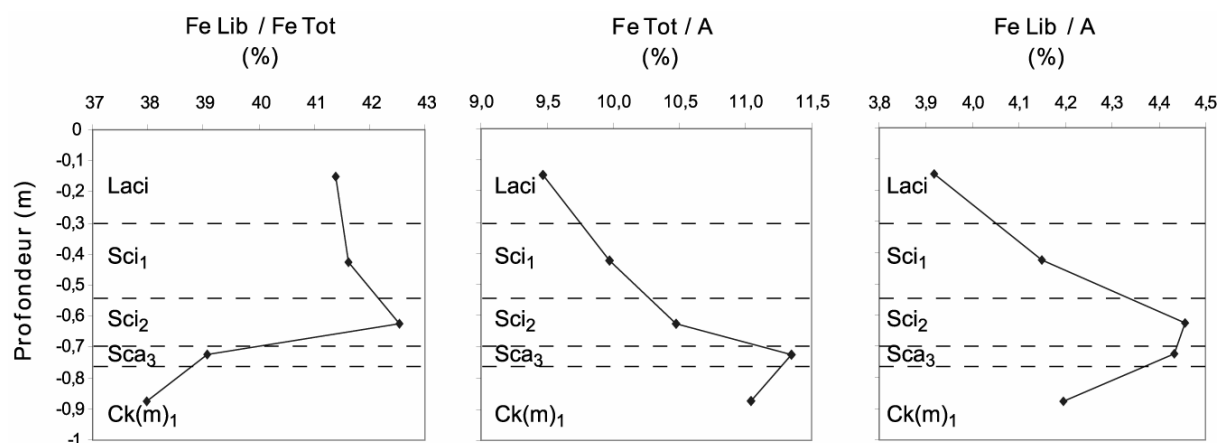


Figure IV.3 : Répartitions verticales du Fer libre et du Fer total au sein du CALCISOL du profil RESI1.

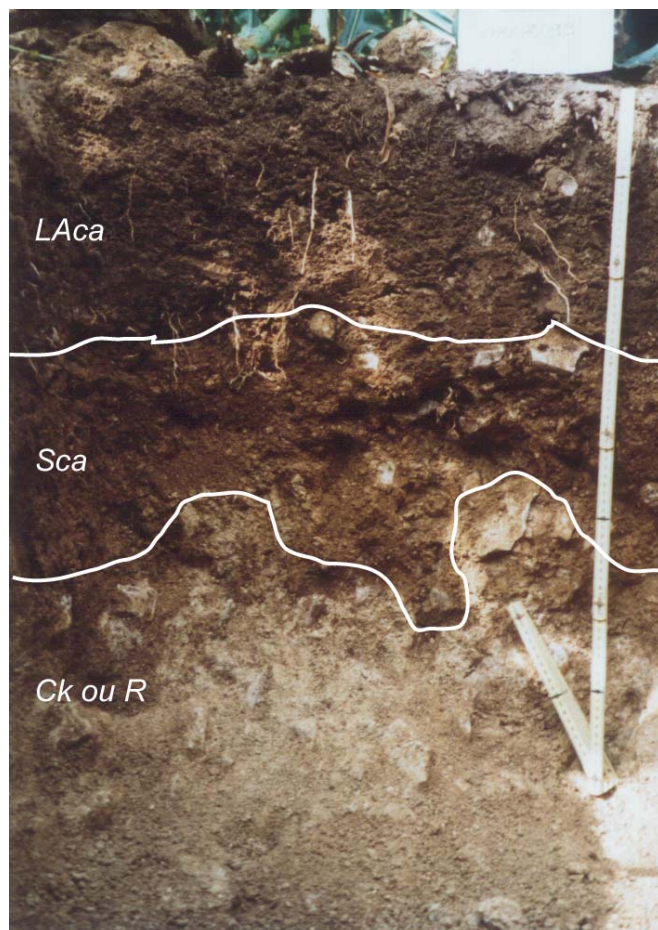
L'étude de la répartition verticale du fer libre et du fer total au sein du profil (Figure IV.3) montre que les trois premiers horizons pédologiques correspondent aux niveaux d'altération. Le fer total correspond à l'ensemble des atomes de fer présents sous une forme ou sous une autre. Le fer libre définit l'ensemble du fer qui n'est pas intégré dans le réseau cristallin d'un silicate et qui peut être facilement mobilisé au cours de la pédogénèse. Une légère migration du fer avec accumulation au sein de l'horizon Sci₂ est ainsi mise en évidence par l'augmentation progressive des rapports Fe libre/Fer Total et Fe Libre/Argile en profondeur, les maxima étant atteints vers 65 cm. L'accumulation du fer en profondeur est bien liée à des phénomènes pédogénétiques et non à la stratification des matériaux puisque le rapport Fe Total/Argile est maximum au sein de l'horizon Sca₃ en non dans l'horizon Sci₂.

Au vu de la description de la fosse RESI1 et des analyses physico-chimiques des horizons caractéristiques, ce sol est identifié, selon le Référentiel Pédologique, comme un CALCISOL argilo-limoneux, épais, saturé, pétrocalcarique et développé sur un calcaire tendre cryoturbé beige. Ce sol épais présente une importante profondeur d'enracinement des cultures et se caractérise par de très fortes potentialités agronomiques.

1.2.CALCOSOL caillouteux, peu épais, développé sur calcaire gris dur sublithographique

Le sol présenté est typiquement localisé dans les fonds de vallon sec (Figure IV.1). Ses caractéristiques principales sont d'être argilo-limoneux, carbonaté, peu épais et très caillouteux dès la surface. Il repose directement sur un niveau de Calcaire gris dur sublithographique que l'on observe soit sous la forme de bancs continus en place, soit sous la forme de gros blocs démantelés ou remaniés à l'époque quaternaire.

Description de la fosse RESI 6 (Figure IV.4) :



Horizon LAc

0 à 27 cm : Labour brun jaune foncé (10YR3/4) ; argilo-limoneux ; poreux, à structure polyédrique subanguleuse fine (5 mm) et grumeleuse très fine (2 mm) juxtaposées nettes. Abondants graviers et cailloux calcaires irréguliers, émoussés, peu altérés et d'orientation quelconque. Effervescence faible mais généralisée. Nombreuses racines fines .

Horizon Sca

27 à 55 cm : Horizon structural brun jaune (10YR5/6) ; argilo-limoneux ; peu compact, peu plastique ; poreux ; à structure polyédrique subanguleuse fine (5 mm) peu nette. Nombreux graviers et cailloux calcaires irréguliers, émoussés, altérés et d'orientation quelconque. Pierres calcaires aplaties, émoussées et obliques. Effervescence forte et généralisée. Nombreuses racines fines et horizontales, déviées par les éléments grossiers.

Horizon Ck ou R

55 à 80 cm : Horizon minéral composé de blocs horizontaux, de pierres et de graviers de Calcaire gris sublithographique, peu altérés, et d'orientation quelconque. La matrice limono-argileuse est peu compacte, non plastique ; beige foncé (10YR6/4) ; structure continue nette. Poreux. Très forte effervescence. Racines très peu nombreuses. Arrêt de la fosse à 80 cm.

Figure IV.4. Photographie de la fosse RESI6

Tableau IV.3. Analyses physiques et chimiques du CALCOSOL observé sur la fosse RESI6. Granulométrie obtenue après décarbonatation.

Horizon	Prof cm	A %	LF %	LG %	SF %	SG %	CaCO ₃ %	C %	MO %	N %	C/N
LAca	0-33	34,5	20,4	20,4	1,7	1	21,9	2,1	3,7	0,2	8,9

(A : Argile ; LF : Limon Fin ; LG : Limon Grossier ; SF : Sable Fin ; SG : Sable Grossier / [AFNOR X31-107])

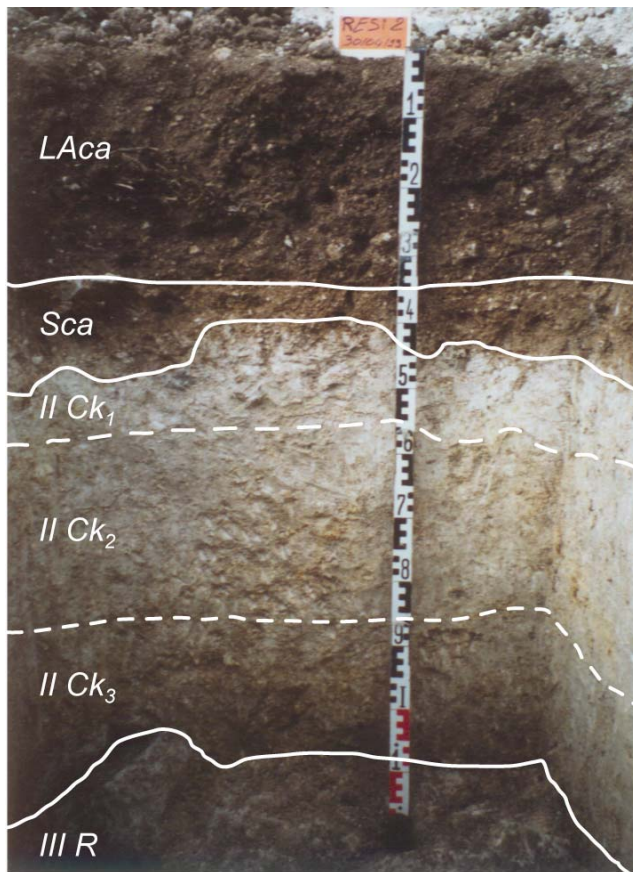
L'analyse granulométrique de l'horizon cultural LAca (Tableau IV.3) confirme sa texture argilo-limoneuse et sa forte teneur en carbonate. La teneur en matière organique du labour est élevée.

Le sol décrit sur la fosse RESI6 peut se définir comme un CALCOSOL argilo-limoneux, peu épais et caillouteux de fond de vallon, reposant sur des blocs disloqués de calcaire gris dur sublithographique. Les potentialités agronomiques de ce type de sol, avec une profondeur d'enracinement réduite et donc une réserve utile en eau modérée, sont médiocres et à l'origine de plus faibles rendements quelles que soient les pratiques culturales. Mais l'usage de pratiques agricoles intensives sur ce type de sol peu épais et très perméable, fondée sur une fertilisation abondante et une irrigation généralisée, est à l'origine d'une pollution diffuse de l'aquifère sous-jacent.

1.3. CALCOSOL, peu épais, développé dans un calcaire gris tendre

Ce solum se rencontre dans la topographie à mi-pente du versant exposé au Nord-Nord/Ouest dans le secteur (Figure IV.1). Les caractéristiques principales de ce sol sont d'être limono-argileux en surface, caillouteux, carbonaté sur l'ensemble du profil et de se développer dans un matériau calcaire de couleur grise.

Description de la fosse RESI2 (Figure IV.5) :



Horizon LAca

0 à 33 cm : Labour brun jaune foncé (10YR4/4), limono-argileux, poreux, peu compact et peu plastique. Forte effervescence. Structures polyédrique (3 mm) et grumeleuse (2 mm) juxtaposées. Présence de graviers et cailloux calcaires irréguliers, émoussés, peu altérés et d'orientation quelconque. Nombreuses racines.

Horizon Sca

34 à 42 cm : Horizon structural, beige foncé (10YR6/4), limoneux ; friable, non plastique, à structure polyédrique sub-anguleuse fine à moyenne (10 mm); très poreux et fortement effervescent. Nombreux cailloux et graviers calcaires irréguliers, émoussés peu altéré et d'orientation quelconque.

Horizon II Ck₁

42 à 55 cm : Horizon minéral calcaire composé de calcaire tendre, peu poreux, friable, compact, non plastique ; blanc (10YR8/2) ; limono-argileux. Effervescence très forte et généralisée. Structure continue nette. Graviers et cailloux calcaires arrondis, irréguliers, émoussés, altérés et d'orientation quelconque. Imprégnation complète et diffuse de l'horizon par du calcaire secondaire. Absence de racines.

Figure IV.5. Photographie de la fosse RESI2.

Horizon II Ck₂

55 à 85 cm : Calcaire tendre, très désagrégé et altéré, friable, très compact, non plastique, blanc (10YR8/1); limono-argileux ; structure polyédrique fine (5 mm) nette ; effervescence forte et généralisée ; peu poreux, quelques graviers calcaires; assez nombreuses tâches d'oxydation de couleur brun jaune clair (10YR6/6). Absence de racine.

Horizon II Ck₃

85 à 110 cm : Calcaire tendre, peu résistant, très désagrégé et très altéré, très compact, non plastique, blanc clair (10YR8/1), limono-argileux, structure polyédrique fine (5 mm) nette, peu poreux, effervescence forte et généralisée, très nombreuses tâches d'oxydation ocre jaune (10YR7/8), quelques graviers calcaires irréguliers émoussés et d'orientation quelconques. Absence de racines.

Horizon III R

110 cm : Arrêt sur une dalle horizontale de Calcaire gris dur sublithographique, très résistante, peu altérée et peu désagrégée, rare présence de gros pseudo-mycélium calcaires tendres le long de fracture de blocs.

Tableau IV.4. Analyses physiques et chimiques du CALCOSOL observé sur la fosse RESI2. Granulométrie obtenue après décarbonatation.

Horizon	Prof cm	A %	LF %	LG %	SF %	SG %	CaCO ₃ %	C %	MO %	pH eau	CEC cmol.Kg ⁻¹	Ca ⁺⁺ cmol.Kg ⁻¹	Na ⁺ cmol.Kg ⁻¹	Mg ⁺⁺ cmol.Kg ⁻¹	K ⁺ cmol.Kg ⁻¹	Fer Total %	Fer Libre %	da
LAca	0-33	25,1	11,3	12,6	1,0	0,3	49,8	1,99	3,42	8,2	19,4	49,6	0,051	1,08	1,190	1,99	0,91	
Sca	33-42	16,5	4,7	4,1	0,6	0,2	74,0	1,18	2,03	8,6	12	46,4	0,042	0,58	0,39	1,26	0,59	
II Ck₁	42-55	6,3	0,1	0,5	0,1	0,1	92,8	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,22	
II Ck₂	55-85	7,3	0,1	0,5	0,1	0,1	91,9	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
II Ck₃	85-110	22,6	0,1	0,6	0,1	0,1	76,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	

(A : Argile ; LF : Limon Fin ; LG : Limon Grossier ; SF : Sable Fin ; SG : Sable Grossier / [AFNOR X31-107])

Tableau IV.5. Analyses granulométriques 5 fractions et sans décarbonatation des deux horizons supérieurs du CALCOSOL de la fosse RESI2.

Horizon	Prof cm	A %	LF %	LG %	SF %	SG %
LAca	0-33	36,7	25	17,3	7,5	13,5
Sca	33-42	37,2	32,4	11,4	6,2	12,8

(A : Argile ; LF : Limon Fin ; LG : Limon Grossier ; SF : Sable Fin ; SG : Sable Grossier / [AFNOR X31-107])

Les analyses physico-chimiques (Tableau IV.4) vérifient que le solum étudié évolue dans une ambiance alcaline. Le pH des horizons de surface est élevé et atteint 8,6 vers 35 cm de profondeur. Le solum est carbonaté sur l'ensemble du profil.

Les horizons cultural et structural de surface présentent respectivement une teneur en carbonate voisine de 50% et 75%. La granulométrie de leur résidu minéral après décarbonatation correspond à une argile lourde. Les horizons minéraux Ck₁ et Ck₂ sont constitués à plus de 90 % de calcaire. Les 10% de terre fine résiduelle correspondent principalement à des argiles granulométriques. En profondeur, l'horizon minéral Ck₃, directement au contact avec les bancs de Calcaire dur sublithographique, s'individualise par une teneur en carbonate plus faible de l'ordre de 75% et une teneur en argile granulométrique supérieure à 22%.

La comparaison directe des granulométries avant et après décarbonatation au sein des horizons LAca et Sca (Tableaux IV.4 et IV.5) montre que la majorité des carbonates sont situés dans la fraction sableuse et limoneuse. La fraction argileuse paraît contenir moins de calcaire.

Tableau IV.6. Répartitions verticales du Fer Total et du Fer libre au sein du CALCOSOL de la fosse RESI2.

Horizon	Fer Total %	Fer Libre %	Fer Libre/Fer Total X 100	Fer Total/Argile X 100	Fer Libre/Argile X 100
LAc _a	1,99	0,91	45,73	7,94	3,63
Sca	1,26	0,59	46,75	7,66	3,58
Ck ₁	–	0,22	–	–	3,52

L'étude du fer (Tableau IV.6) montre des profils verticaux relativement uniformes. Aucune migration du fer vers la profondeur n'est observée. En surface, l'horizon cultural LAc_a avec une teneur en Fer libre légèrement supérieure est soumis à une altération un peu plus forte que l'horizon Sca.

La fosse RESI2 permet d'observer un CALCOSOL argilo-limoneux, caillouteux, calcaire et développé sur un calcaire tendre gris. Ce sol s'observe typiquement à mi-pente du versant exposé au Nord-Nord/Ouest de la parcelle. Les potentialités agronomiques de ce type de sol sont limitées par la faible épaisseur du sol et la faible profondeur d'enracinement des racines.

2. Caractérisation hydrodynamique des sols

Après la description morphologique des sols de la parcelle d'étude et l'interprétation des analyses, ce second paragraphe est consacré à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques de deux CALCISOLS argilo-limoneux développés dans le matériau calcaire cryoturbé (fosses RESI1 et RESI3) et de deux CALCOSOLS caillouteux reposant sur le calcaire tendre (fosses RESI2 et RESI4). Dans un premier temps, nous déterminerons les propriétés de rétention en eau des horizons et leur teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent. La capacité de stockage et le réservoir utilisable maximal pour les plantes seront estimés. Dans un second temps, pour mieux appréhender la dynamique de l'infiltration de l'eau dans ces sols, nous déterminerons la conductivité hydraulique à saturation des différents horizons pédologiques étudiés.

2.1. Propriétés de rétention et capacité de stockage en eau

Pour caractériser les propriétés hydriques des horizons et notamment leurs propriétés de rétention en eau, nous avons établi à partir de mottes les courbes reliant l’humidité volumique des échantillons de sol en fonction du potentiel matriciel de l’eau exprimé sous la forme de pF. Le pF est égal au logarithme décimal du potentiel matriciel de l’eau. Le protocole expérimental suivi pour ces mesures en laboratoire est décrit dans le détail par Quétin et Gaillard (1998a et b). Nous rappellerons brièvement ici le principe de la méthode et les grandes phases de l’expérimentation. Des mottes de taille centimétrique, correspondant à un assemblage naturel de plusieurs agrégats en continuité hydraulique avec de l’eau à la pression atmosphérique, sont soumises à une pression pneumatique constante à l’intérieur d’une enceinte. La pression chasse l’eau des pores jusqu’à ce que les forces de succion exercées par les pores équilibrent la pression qui s’exerce sur les ménisques. Ainsi, lorsque la pression augmente, l’eau est chassée de pores de plus en plus petits. Une fois l’équilibre atteint, la teneur en eau pondérale des mottes est déterminée. La méthode décrite est utilisée pour des potentiels matriciels variant de -10 à -15000 hPa. Pour chaque horizon, nous avons mesuré la teneur en eau des agrégats sous la contrainte de huit pressions différentes. La correspondance entre les pressions appliquées sur les agrégats et les valeurs de pF sont indiquée au tableau IV.7.

Tableau IV.7. Correspondance entre les pressions appliquées et les valeurs de pF.

pF	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,2
Pression (hPa)	10	33	100	330	1000	3300	10000	15000

De manière à rapporter les teneurs en eau pondérale à une unité de volume, nous avons déterminé la densité apparente (ρ_a) des mottes par la méthode au pétrole (norme AFNOR X31-505). Les mottes sont alors imbibées par du kérozène (type kerdane, distillat de pétrole), durant un temps suffisant pour que la porosité libre à l’air se sature de kérozène. Le kérozène présente l’avantage, par rapport à l’eau, d’être non polaire c’est-à-dire inactif vis-à-vis du sol. Il est de plus faiblement miscible dans l’eau et peu volatile à température ambiante, mais il peut être aisément éliminé lors du séchage des échantillons à l’étuve. Le volume apparent de chaque motte est déterminé en mesurant respectivement la poussée d’Archimède exercée par la motte dans le kérozène.

La caractérisation de l'humidité volumique des différents horizons à la capacité au champ (θ_{CC}) et au point de flétrissement permanent des plantes (θ_{PFP}), généralement admis par tous les auteurs à la valeur 4,2 du pF, permet de déduire la capacité de stockage pour l'eau (CSE) et le réservoir utilisable maximal (RUM) pour les plantes de chaque solum.

La capacité de stockage pour l'eau d'un horizon est le volume maximal d'eau qu'il retient contre les seules forces de gravité in situ. Il y a donc correspondance avec la notion de capacité au champ. Exprimée en mm d'eau, la CSE d'un horizon est calculée selon la formule ci-dessous :

$$CSE \text{ (en mm)} = \theta_{CC} \times E$$

où E est l'épaisseur de l'horizon en décimètres.

La somme des CSE des horizons successifs, jusqu'à la profondeur utilisable maximale, donne la CSE du sol dans son ensemble. La CSE représente le volume du réservoir total que l'horizon ou le sol constitue pour l'eau.

Mais deux précisions doivent être apportées à la CSE. Une partie non négligeable de l'eau contenue dans ce réservoir total n'est pas accessible aux plantes car trop fortement retenue dans une porosité très fine ; on distingue alors un réservoir utilisable de contenance inférieure à celle du réservoir total. En outre, au cours de l'année, ce réservoir utilisable est plus ou moins rempli d'eau. Il est alors nécessaire de bien différencier le réservoir - volume de pores - qui peut contenir durablement de l'eau et qui est une caractéristique relativement permanente d'un horizon ou d'un sol et la réserve qui est la quantité d'eau se trouvant à un instant précis dans le réservoir.

La quantité d'eau maximale accessible aux plantes pour un sol donné est évaluée au moyen de la réserve utilisable maximale (RUM). Cette notion prend en compte la profondeur maximale d'enracinement des plantes. La RUM de chaque horizon est définie par la relation ci-dessous :

$$RUM(mm) = E \times (\theta_{CC} - \theta_{PFP})$$

avec

E : épaisseur de l'horizon (dm),

θ_{CC} : humidité volumique à la capacité au champ ($10^{-2}m^3.m^{-3}$),

θ_{PFP} : humidité volumique au point de flétrissement permanent des plantes ($10^{-2}m^3.m^{-3}$).

Les courbes de l'humidité volumique en fonction du potentiel matriciel de l'eau des horizons décrits sont présentées à la figure IV.6. Leurs teneurs en eau mesurées à la capacité au champ et aux différentes valeurs de pF, notamment au point de flétrissement permanent des plantes à pF 4,2, sont précisées sur le tableau IV.8.

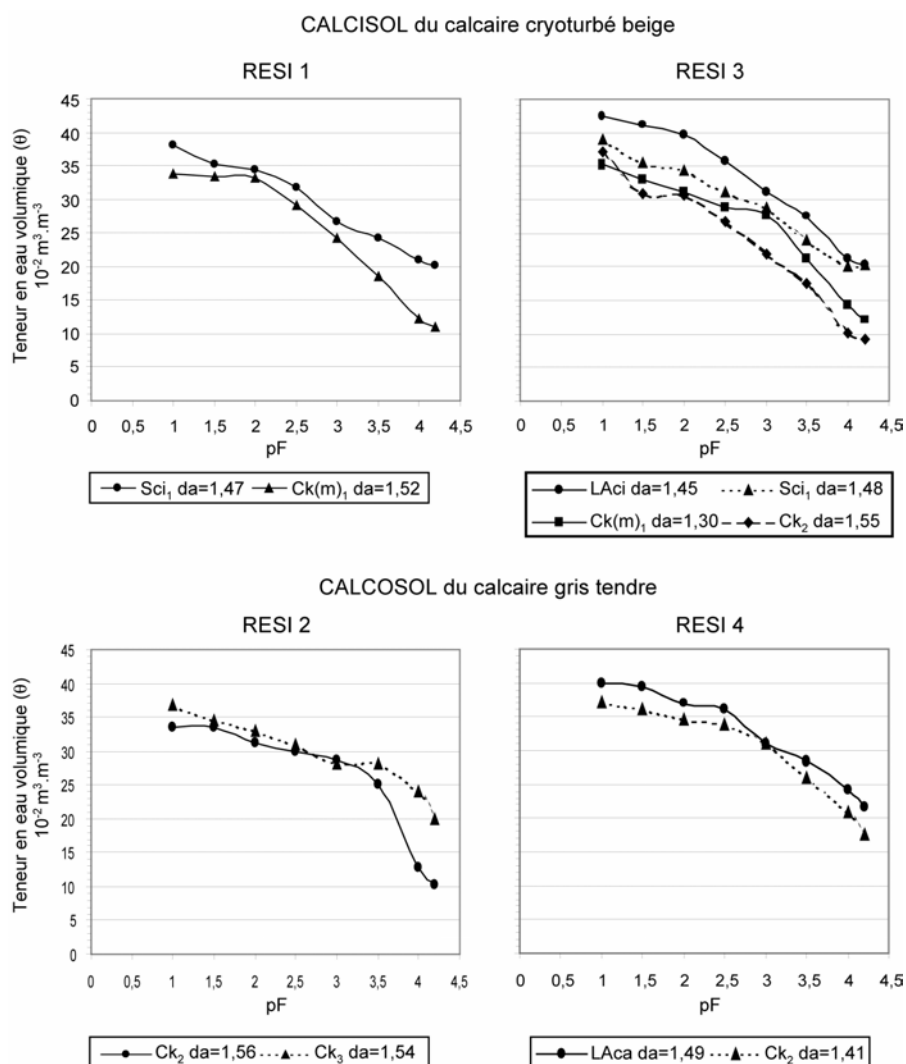


Figure IV.6. Courbes humidité volumique-pF des horizons caractéristiques des CALCISOLS et CALCOSOLS étudiés.

Tableau IV.8. Teneurs en eau volumique à différents pF et à la capacité au champ des horizons pédologiques caractéristiques.

Fosse	Horizon	Prof (cm)	da	Humidité volumique θ ($10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)								
				pF 1	pF 1,5	pF2	pF 2,5	pF 3	pF3,5	pF 4	pF 4,2	CC
RESI1	Sci ₁	35-45	1,47	38,1	35,3	34,4	31,7	26,7	24,2	20,9	20,6	36
RESI1	Ck(m) ₁	88-98	1,52	33,8	33,4	33,2	29,0	24,2	18,5	12,3	10,9	35,2
RESI3	LAci	10-20	1,45	42,4	41,1	39,6	35,7	31,2	27,4	21,3	20,2	36,0
RESI3	Sci ₁	40-50	1,48	39,1	35,5	34,5	31,1	28,9	23,9	20,1	20,2	35,2
RESI3	Ck(m) ₁	80-90	1,30	35,3	33,1	31,1	28,9	27,8	21,3	14,3	11,9	31,2
RESI3	Ck ₂	96-106	1,55	37,1	30,9	30,7	26,7	21,9	17,6	10,2	9,3	31
RESI2	Ck ₂	55-65	1,56	33,5	33,6	31,1	29,8	28,7	25,0	12,8	10,1	31
RESI2	Ck ₃	90-100	1,54	36,8	34,5	33,0	30,9	28,2	28,2	24,1	20,0	31,5
RESI4	LAca	10-20	1,49	40,0	39,5	36,9	36,1	30,9	28,5	24,1	21,7	35,1
RESI4	Ck ₂	50-60	1,41	37,0	36,2	34,6	33,8	31,1	26,0	20,9	17,5	34

La capacité de stockage en eau réelle des horizons, rapportée à une épaisseur de sol de 1cm, évolue parallèlement à leur teneur en eau à la capacité au champ. Elle est plus élevée au sein des horizons argilo-limoneux à limono-argileux superficiels (Tableau IV.9). Néanmoins l'épaisseur respective des différents horizons et des sols intervient sur leur CSE. La valeur double de la CSE des horizons argilo-limoneux à limono-argileux des CALCISOLS, par rapport à celles des CALCOSOLS sur le versant opposé s'explique ainsi par leur différence d'épaisseur. Pour chaque sol, la CSE attribuée respectivement aux horizons argilo-limoneux cumulés, au calcaire cryoturbé ou au calcaire gris tendre sont indiqués sur le tableau IV.10.

Tableau IV.9. Capacité de stockage pour l'eau (CSE) des horizons pédologiques caractéristiques.

	Fosse	Horizon	Epaisseur cm	da	θ_{cc} $10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	θ à pF 4,2 $10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	CSE* mm	CSE réelle** mm/cm
CALCISOLS	RESI1	LAc1	30	1,45	36,0	20,2	108,0	3,6
	RESI1	Sci ₁ -Sci ₂ -Sca ₃	45	1,47	36,0	20,6	162,0	3,6
	RESI1	Ck(m) ₁	25	1,52	35,2	10,9	88,0	3,5
	RESI3	LAc1	33	1,45	36,0	20,2	118,8	3,6
	RESI3	Sci ₁ -Sci ₂ -Sca ₃	47	1,48	35,2	20,2	165,5	3,5
	RESI3	Ck(m) ₁	15	1,30	31,2	11,9	46,8	3,1
	RESI3	Ck ₂	25	1,55	31,0	9,3	77,5	3,1
CALCOSOLS	RESI2	LAca-Sca	42	1,49	35,1	21,7	147,4	3,5
	RESI2	Ck ₁ -Ck ₂	43	1,56	31,0	10,1	133,3	3,1
	RESI2	Ck ₃	25	1,54	31,5	20,0	78,7	3,1
	RESI4	LAca-Sca	40	1,49	35,1	21,7	140,4	3,5
	RESI4	Ck ₁ -Ck ₂	35	1,41	34,0	17,5	119,0	3,4
	RESI4	Ck ₃	15	1,54	31,5	20,0	47,2	3,1

CSE* : Capacité de stockage pour l'eau de chaque horizon de sol.

CSE réelle** : Capacité de stockage pour l'eau rapportée à une épaisseur de 1 cm de l'horizon.

La capacité de stockage en eau maximale (CSEM), intégrant la totalité du profil pédologique et les matériaux calcaires meubles jusqu'au toit du substrat géologique dur, est plus importante pour le CALCISOL argilo-limoneux de la fosse RESI1 (Tableau IV.10). La RUM du CALCISOL, observé sur la fosse RESI1, est environ 7 fois moins élevé que sa CSEM. Les encroûtements de carbonates secondaires au sein de l'horizon de calcaire cryoturbé beige constituent un obstacle à la pénétration des racines (Nicoulaud et al., 1995). La plus faible RUM est observée au sein des CALCOSOLS caillouteux développés sur le calcaire gris tendre. Elle ne représente que le sixième de sa CSEM et la moitié de la RUM du CALCISOL. Les potentialités agronomiques de ce sol sont donc limitées par la présence du calcaire gris tendre. La profondeur d'enracinement des plantes est restreinte, soit par un effet de toxicité des carbonates soit par la structure continue et la faible porosité de l'horizon II Ck₁

présent à la partie supérieure du calcaire tendre. Les phénomènes de remontées capillaires permettent néanmoins de limiter ou de retarder le stress hydrique des plantes et sont à considérer dans les bilans hydriques. Le calcaire cryoturbé et le calcaire tendre, caractérisés par des CSE élevées, ne sont certainement pas négligeables pour l’alimentation en eau des plantes via les remontées capillaires.

Tableau IV.10. Capacité de stockage pour l’eau (CSE) et réservoir utilisable maximal (RUM) des sols.

Fosse	Solum	Prof max du sol cm	CSEM mm	CSE Horizons AL mm	CSE Calcaire cryoturbé mm	CSE Calcaire tendre mm	CSE standard mm	Prof max des racines cm	RUM mm
RESI1	CALCISOL	250	823,0	270,0	305,0	248,0	513,0	75	116,7
RESI3	CALCISOL	–	–	284,3	–	–	–	80	122,6
RESI2	CALCOSOL	110	359,4	147,4	–	212,0	359,4	42	56,3
RESI4	CALCOSOL	90	306,6	140,4	–	166,2	306,6	40	53,6

CSEM : CSE maximale, calculée sur l’ensemble du solum jusqu’à l’apparition du substrat géologique dur.

CSE Horizon AL : CSE calculée sur l’ensemble des horizons argilo-limoneux à limono-argileux présents au sein du solum (horizons LAci, LAca, Sci₁, Sci₂, Sca, Sca₃).

CSE Calcaire cryoturbé : CSE des horizons de calcaire cryoturbé beige et gris Ck(m)₁ et Ck₂.

CSE Calcaire tendre: CSE des horizons de calcaire gris tendre Ck₁, Ck₂ et Ck₃.

CSE standard : CSE du sol calculée par convention jusqu’à la profondeur maximale de 1,50 m ou jusqu’à la profondeur d’apparition du substrat géologique dur si cette dernière est inférieure.

Les potentialités agronomiques du CALCISOL argilo-limoneux des versants exposés vers le S-SE sont dues, entre autres, à sa capacité de stockage en eau élevée et à son importante réserve utile maximale (120 mm sur 80 cm de sol exploitable par les racines). Sur le versant opposé, le CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris tendre présente un faible réservoir en eau utile (55 mm sur 40 cm de sol exploitable par les racines), malgré une capacité de stockage en eau élevée. La présence de calcaire tendre et de calcaire cryoturbé joue un rôle de facteur limitant en empêchant l’enracinement des plantes. Néanmoins, leur capacité de stockage en eau est importante et permet peut-être d’alimenter les remontées capillaires améliorant le potentiel de rendement des sols peu épais.

2.2. Détermination de la conductivité hydraulique à saturation : K_{sat}

Ayant défini la quantité d'eau potentiellement mise à disposition de la plante par le CALCISOL de 80 cm et par le CALCOSOL caillouteux de 40 cm utiles, il faut caractériser la dynamique hydrique à la saturation. Afin de déterminer la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} des principaux horizons de sols, nous avons prélevé deux échantillons non remaniés dans chaque horizon. Ces prélèvements ont été réalisés dans des cylindres de 13,5 cm de diamètre et de 7 cm de hauteur.

Le protocole expérimental concernant la mesure de la conductivité hydraulique à saturation par la méthode de la charge constante est décrit de manière exhaustive par Quétin et Raison (1997). Nous ne rappellerons ici que les principales étapes de la méthode. Les échantillons sont saturés progressivement par capillarité, à la pression atmosphérique, pendant une durée variant entre 5 jours et une semaine selon les états hydriques initiaux et la nature des échantillons. Une fois l'équilibre atteint, une charge d'eau est maintenue constante pendant tout le déroulement de l'expérience grâce à une pompe à eau. La circulation de l'eau dans l'échantillon se fait *per ascensum* afin de limiter le déplacement des particules fines constituant le sol, à l'origine d'éventuelles modifications de la conductivité hydraulique de l'échantillon. Le volume d'eau qui percole à travers l'échantillon est mesuré en fonction du temps. L'écoulement de l'eau doit rester laminaire. L'expérimentation est réalisée dans une pièce où la température est maintenue constante à 20°C. Le dispositif expérimental utilisé permet d'écrire, selon la loi de Darcy (1856) :

$$K_{sat} = \frac{Q}{S.t} \times \frac{L}{H}$$

- avec K_{sat} : conductivité hydraulique à saturation ($m.s^{-1}$),
 Q : volume d'eau percolée à travers l'échantillon pendant le temps t (m^3),
 S : surface du cylindre (m^2),
 L : hauteur de l'échantillon de sol (m),
 H : charge hydraulique imposée (m),
 t : temps durant lequel la mesure est effectuée (s).

Lors de cette expérimentation, nous mesurons le volume d'eau Q écoulé à travers l'échantillon pendant une durée t de 2 heures. L'expérimentation est répétée 5 fois de manière à mesurer les débits d'écoulement sous 5 charges hydrauliques différentes. Les densités apparentes et les teneurs en eau volumiques des échantillons ont également été déterminées.

Le tableau IV.11 présente un récapitulatif des principaux résultats obtenus. Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation K_{sat} apparaissent très variables selon les matériaux. Les horizons argilo-limoneux superficiels (Sci_1 et LAc_a) présentent des valeurs de conductivité hydraulique relativement supérieures à celles observées pour les horizons minéraux composés de calcaire cryoturbé ou de calcaire tendre gris.

Tableau IV.11. Conductivité hydraulique à saturation des principaux horizons pédologiques étudiés.

Fosse	Horizon	prof	da		K _{sat}						θ _{sat}
				n	Moyenne	Moyenne	Médiane	Max	Min	Ecart type	
		cm			cm.Jr ⁻¹	10 ⁻⁴ m.s ⁻¹	10 ⁻⁴ m.s ⁻¹	10 ⁻⁴ m.s ⁻¹	10 ⁻⁴ m.s ⁻¹	10 ⁻⁴ m.s ⁻¹	10 ⁻² m ³ .m ⁻³
RESI1	Sci ₁	30-55	1,38	5	967,7	1,120	1,160	1,280	0,993	0,119	44,4
RESI1	Ck(m) ₁	88-98	1,45	5	33,1	0,038	0,039	0,040	0,036	0,001	40,4
RESI3	Sci ₁	40-50	1,36	5	924,5	1,070	1,070	1,220	0,913	0,103	43,3
RESI3	Ck(m) ₁	80-90	1,31	5	71,9	0,083	0,083	0,087	0,081	0,002	46,1
RESI2	II Ck ₂	55-65	1,51	5	61,0	0,706	0,675	0,814	0,581	0,094	39,7
RESI2	II Ck ₃	90-100	1,58	5	21,6	0,025	0,024	0,030	0,021	0,004	39,4
RESI4	LAc _a	10-20	1,21	5	658,4	0,762	0,785	0,978	0,502	0,174	47,0
RESI4	C ₁	50-60	1,43	5	709,3	0,821	0,803	0,968	0,708	0,095	45,3

Les CALCISOLS, observés sur les fosses RESI1 et RESI3, présentent des valeurs de K_{sat} élevées au sein des horizons structuraux argilo-limoneux Sci_1 mais à l'inverse, faibles au sein du calcaire cryoturbé beige et recarbonaté $Ck(m)_1$. Le rapport des conductivités hydrauliques à saturation entre les horizons Sci_1 et $Ck(m)_1$ est d'environ 30 et 13 respectivement au sein des fosses RESI1 et RESI3. Les reprécipitations de carbonate secondaire, sous la forme de pseudomycéliums ou d'encroûtements plus développés, obstruant progressivement la porosité de l'horizon, expliquent les faibles valeurs de K_{sat} au niveau des horizon $Ck(m)_1$. Si le ressuyage des sols est rapide en surface et s'explique par les valeurs élevées de K_{sat} des horizons argilo-limoneux, l'infiltration de l'eau plus en profondeur est contrôlée par les horizons de calcaire cryoturbé beige. Mais aucun signe d'hydromorphie ou d'excès d'eau même temporaire n'est observé à la base des horizons argilo-limoneux. Il faut également remarquer l'extrême variabilité spatiale et verticale de la conductivité hydraulique à saturation du calcaire tendre, qui apparaît faible dans le profil de RESI2 et très élevée sur les échantillons prélevés sur RESI4. A une profondeur similaire, la conductivité

hydraulique à saturation du calcaire tendre passe de 61 cm.Jr⁻¹ en RESI2 à 709 cm.Jr⁻¹ en RESI4. Le rapport de ces valeurs de K_{sat} pour le même matériau est proche de douze. La valeur minimale de K_{sat} observée au sein de l’horizon Ck₃ de RESI2 s’explique à la fois par sa teneur élevée en argile après décarbonatation (Tableau IV.4) et par la faible porosité, induite par les précipitations de carbonates. Il faut néanmoins être prudent quant à la représentativité réelle de certaines valeurs.

Les sols de “petite Beauce” sont filtrants et se ressuient rapidement, mais des valeurs de K_{sat} supérieures à 900 cm.Jr⁻¹ des horizons argilo-limoneux semblent néanmoins peu réalistes ou du moins surestimées. La mesure de la conductivité hydraulique à saturation d’un échantillon de sol est en effet très délicate et induit une importante variabilité des résultats. Elle dépend de nombreux facteurs, en particulier des conditions de prélèvement à l’origine de la modification de la structure et donc de la conductivité hydraulique de l’échantillon.

Des mesures de la conductivité hydraulique à saturation des horizons caractéristiques des CALCISOLS et CALCOSOLS, localisés sur les versants des deux parcelles d’études, ont été réalisées sur des échantillons cylindriques. Les mesures montrent que les horizons superficiels sont filtrants. Les conductivités hydrauliques des horizons argilo-limoneux superficiels apparaissent les plus élevées. L’infiltration de l’eau en profondeur semble contrôlée par les matériaux recarbonatés de calcaire cryoturbé beige ou de calcaire gris tendre de conductivité hydraulique inférieure. Mais une très grande dispersion des résultats pourrait être due à l’importance des recarbonatations dans ces horizons profonds.

En outre, la mesure de la conductivité hydraulique à saturation d’un échantillon de sol, dont la structure a pu être perturbée lors du prélèvement, est difficile. Certaines valeurs très élevées de K_{sat} pourraient être surévaluées et donc peu représentatives.

3. Conclusion

Deux parcelles d’études ont été choisies pour leur représentativité à la fois des sols de “Petite Beauce”, mais aussi de la variabilité spatiale des sols de l’échelle décimétrique à hectométrique. Quatre grands ensembles de matériaux distincts ont été reconnus sur le domaine d’étude. Ils peuvent être nommés successivement selon la typologie suivante : (1)

couche argilo-limoneuse ; (2) matériau calcaire cryoturbé ; (3) calcaire gris tendre; (4) calcaire gris dur sublithographique.

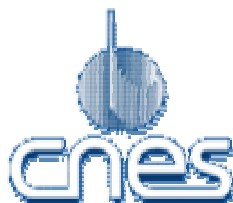
Les sols rencontrés sont typiques des milieux carbonatés. Trois unités de sol caractéristiques ont été sélectionnées et observées au moyen de 5 fosses pédologiques. L'étude morphologique et analytique des horizons pédologiques a permis d'identifier les sols selon la typologie du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1995). En fonction de leur répartition spatiale dans la topographie, nous pouvons donc mentionner la présence:

- d'un CALCISOL argilo-limoneux, épais, saturé, pétrocalcarique, développé sur un matériau calcaire cryoturbé beige et localisé en haut des versants exposés au S-SE ;
- d'un CALCOSOL argilo-limoneux, caillouteux, peu épais, localisé sur un substrat de calcaire gris dur sublithographique dans les vallons secs ;
- d'un CALCOSOL calcarique, caillouteux peu épais, développé sur un calcaire gris tendre à mi-pente des versants orientés vers le N-NO.

L'étude des propriétés de rétention en eau a permis de préciser la capacité de stockage en eau et la réserve utile maximale pour les plantes des différents sols. Les CALCISOLS, épais, se caractérisent par une capacité de stockage en eau et une réserve utile élevées. A l'inverse, celles des CALCOSOLS, minces et caillouteux , développés dans le calcaire gris sublithographique sont médiocres. Les CALCOSOLS, peu épais, sur calcaire gris tendre s'individualisent par une capacité de stockage en eau élevée et par une faible réserve utile liée à une faible profondeur d'enracinement possible. L'ensemble de ces sols sont très perméables et se ressuient rapidement. La couverture argilo-limoneuse présente en effet une conductivité hydraulique à saturation élevée. Le calcaire cryoturbé beige et le calcaire gris tendre ont une conductivité hydraulique inférieure à celle-ci. Ils contrôlent ainsi l'infiltration de l'eau en profondeur.

La couverture pédologique des parcelles expérimentales de Petite Beauce révèlent une importante variabilité spatiale des sols. Cette variabilité se caractérise par des contrastes entre les matériaux verticalement et latéralement.

La thèse de Didier Michot est disponible en 5 fichiers.
Vous consultez ici la **section n°2** de la thèse.
L'ensemble peut être retrouvé sur le site de l'inra
<http://www.inra.fr/Internet/Departements/EA/index.html>
en rejoignant la page des thèses de l'année 2003



Département de
Géophysique Appliquée

Unité de Science du Sol
Centre de Recherches d'Orléans

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Pédologie - Géophysique

Présentée par **M. Didier Michot**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

**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 intraparcellaire**

Soutenue le 10 février 2003 devant le jury composé de :

M. G. De Marsily	Professeur	Université Paris VI	Président
M. A. Tabbagh	Professeur	Université Paris VI	Directeur de Thèse
M. D. King	Directeur de Recherche	INRA Orléans	Co-directeur de Thèse
Mme D. Chapellier	Professeur	Université de Lausanne	Rapporteur
M. P. Lagacherie	Ingénieur de Recherche	INRA Montpellier	Rapporteur
M. H. Jeanjean	Direction des Programmes	CNES Toulouse	Examineur
M. Y. Benderitter	Directeur de Recherche	CNRS (UMR 7619)	Invité

Résumé

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 intraparcellaire

Les objectifs de ce travail sont : (1) expérimenter les méthodes de télédétection et de géophysique comme moyen d'aide à la cartographie et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et de leurs propriétés pérennes à l'échelle intraparcellaire ; (2) acquérir des données fiables sur une variable conjoncturelle qui est l'état hydrique instantané de la couverture pédologique et suivre son fonctionnement hydrique dans le temps ; (3) comparer les méthodes géophysiques au sol et de télédétection en termes de convergence ou de complémentarité.

Ce travail a été effectué sur deux sites expérimentaux localisés dans des régions de grandes cultures caractérisées par une forte variabilité spatiale intraparcellaire des sols : la Petite Beauce et le Laonnois. L'étude de la variabilité spatiale des sols est réalisée soit à l'aide de prospections électriques ou électromagnétiques au sol, soit au moyen de données de télédétection multispectrale aéroportée. L'influence de l'humidité sur la résistivité électrique des sols a été étudiée à différentes échelles d'investigation : sous conditions contrôlées au laboratoire, sous conditions naturelles "in situ", d'abord sur des sites "ponctuels" puis sur une section 2D de sol et enfin sur des surfaces représentatives de parcelles agricoles.

Les résultats montrent que la résistivité électrique des sols diminue lorsque leur teneur en eau augmente. Le suivi diachronique par panneau électrique 2D de la résistivité électrique d'une section de sol a permis : (1) de suivre le fonctionnement hydrique du sol (infiltration/déssèchement) ; (2) de délimiter les zones d'écoulements préférentiels (3) de délimiter les horizons pédologiques en 2D ; (4) de révéler les caractéristiques structurales des horizons résultant des pratiques culturales (tassement). Des sections de teneur en eau instantanée ont ensuite été modélisées.

Les prospections électriques multi-dates, effectuées avec le multipôle MUCEP, assurent une reconnaissance de la variabilité spatiale des sols avec une résolution décamétrique, tout en assurant une vision dynamique du fonctionnement hydrique de la couverture de sol à l'échelle de la parcelle.

Les résultats de télédétection montrent que la réflectance des sols est principalement contrôlée par la plus ou moins grande profondeur d'apparition des substrats calcaires. Elle apporte ainsi une information indirecte sur le développement du sol. Les liens existant entre la réflectance spectrale et les propriétés de surface des sols, pérennes et conjoncturelles, ont été précisés et hiérarchisés pour la parcelle étudiée. Toutefois des différences apparaissent dans la délimitation spatiale de ces unités. En effet, les données radiométriques ou géophysiques permettent de discriminer la majorité des unités de sols. Les mesures de télédétection caractérisent l'état de surface des sols alors que les prospections géophysiques assurent une reconnaissance 3D de la couverture pédologique et permettent une étude dynamique de son fonctionnement hydrique interne. A l'inverse de la télédétection, la géophysique ne peut fournir des informations instantanées sur de grands territoires. Elle apparaît comme une méthode complémentaire répondant aux besoins de l'Agriculture de Précision et capable d'établir un lien entre les approches "ponctuelles" (sites ou multisites) et les approches spatiales aéroportées ou satellitales.

Mots clés : sol, eau, variabilité spatiale, résistivité électrique, réflectance, prospection électrique, électromagnétisme

Laboratoires de rattachement

INRA, Unité de Science du sol, Centre de Recherches d'Orléans – Avenue de la Pomme de Pin – BP 20619 45166 Olivet cedex
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Département de Géophysique case courrier 105 - couloir 25-15 - 1er étage - 4 place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05

Chapitre V - La région naturelle du Laonnois en Picardie

La région naturelle du Laonnois, d'un point de vue administratif, fait partie du département de l'Aisne situé au nord du Bassin parisien. Ce département est situé au contact du massif hercynien des Ardennes, à la jonction des trois régions, l'Ile-de-France, la Picardie et la Champagne.

La région naturelle du Laonnois est située à l'extrémité orientale de la Picardie (Figure IV.1). Elle est délimitée au Nord par la Thiérache, à l'Est par la Champagne crayeuse, au Sud par le Soissonnais et à l'Ouest par le Santerre et le Noyonnais.

Le Laonnois, au centre du département présente deux types de paysage. Au nord, une vaste plaine, où est pratiquée la grande culture à l'instar des régions voisines du Vermandois et de la Champagne crayeuse. Au sud/sud-est, le Laonnois-Craonnois et le massif de St-Gobain présentent des plateaux boisés entrecoupés de vallées confinées.

Les plaines du Laonnois sont une zone de transition entre différentes régions naturelles. Elles présentent un cadre géologique très varié marqué par les phénomènes périglaciaires et se caractérisent par une importante variabilité spatiale des sols. Il s'agit d'une région de grande culture se caractérisant par des parcelles agricoles de superficie importante. Le Laonnois regroupe les caractéristiques nécessaires au développement des techniques d'agriculture de précision. Le site expérimental de l'action structurante «agriculture de précision» mené par l'INRA a donc été choisi dans cette région.

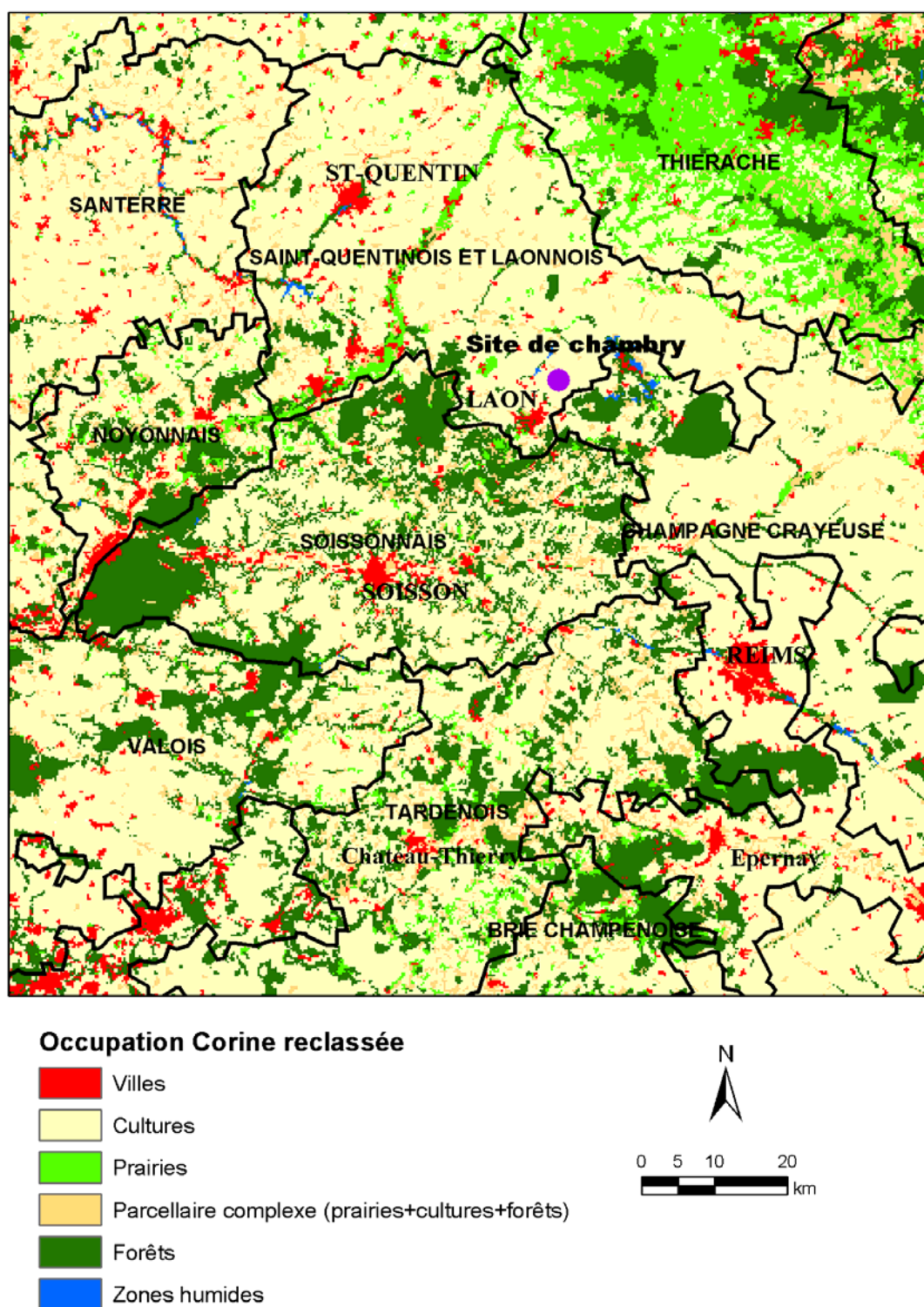


Figure V.1. Occupation des sols et situation géographique des plaines du Saint-Quentinoise et du Laonnois (EEA, 1997).

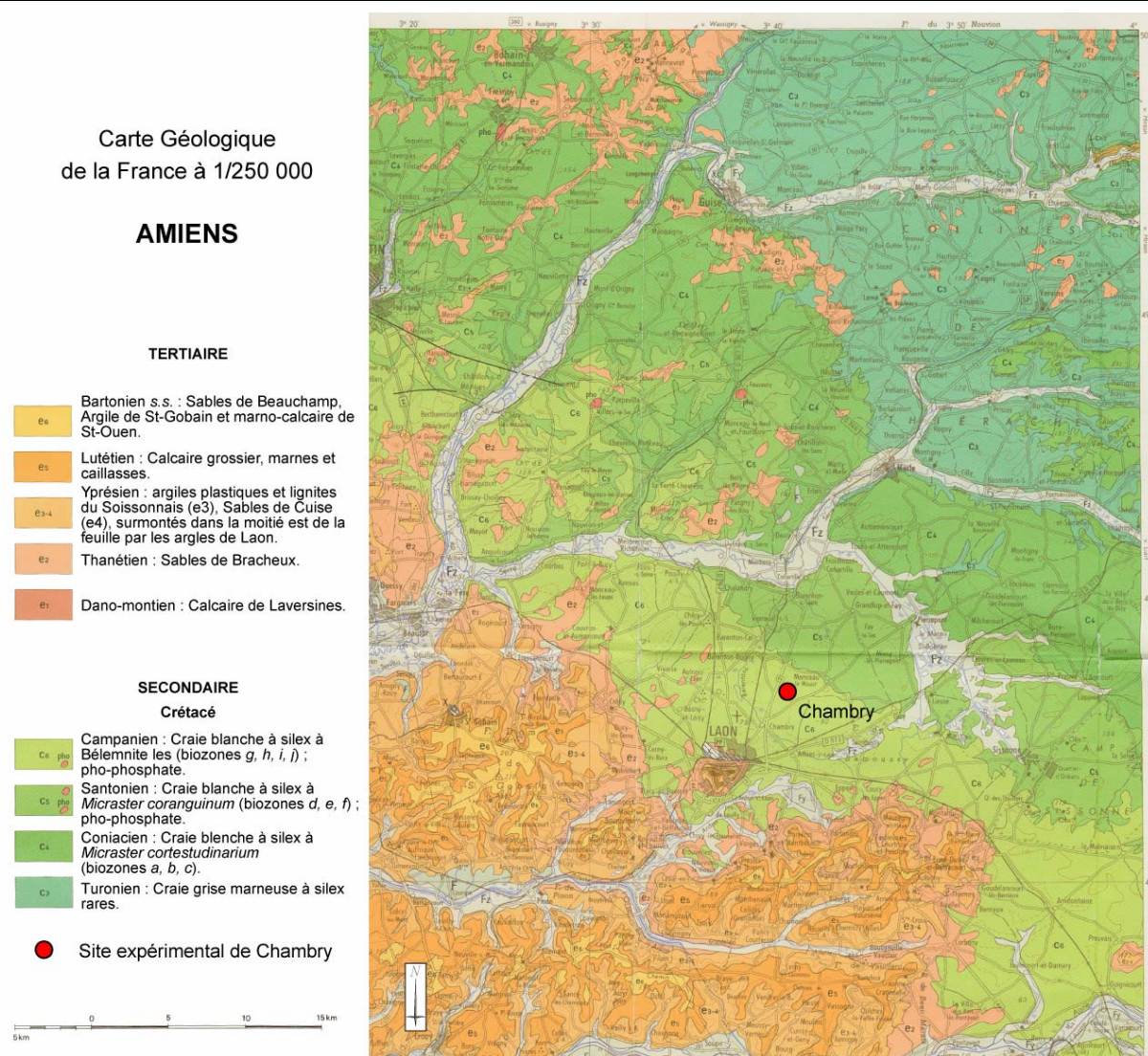


Figure V.2. Extrait de la carte géologique de la feuille de Amiens au 1/250 000ème (Cavelier et Médioni, 1987).

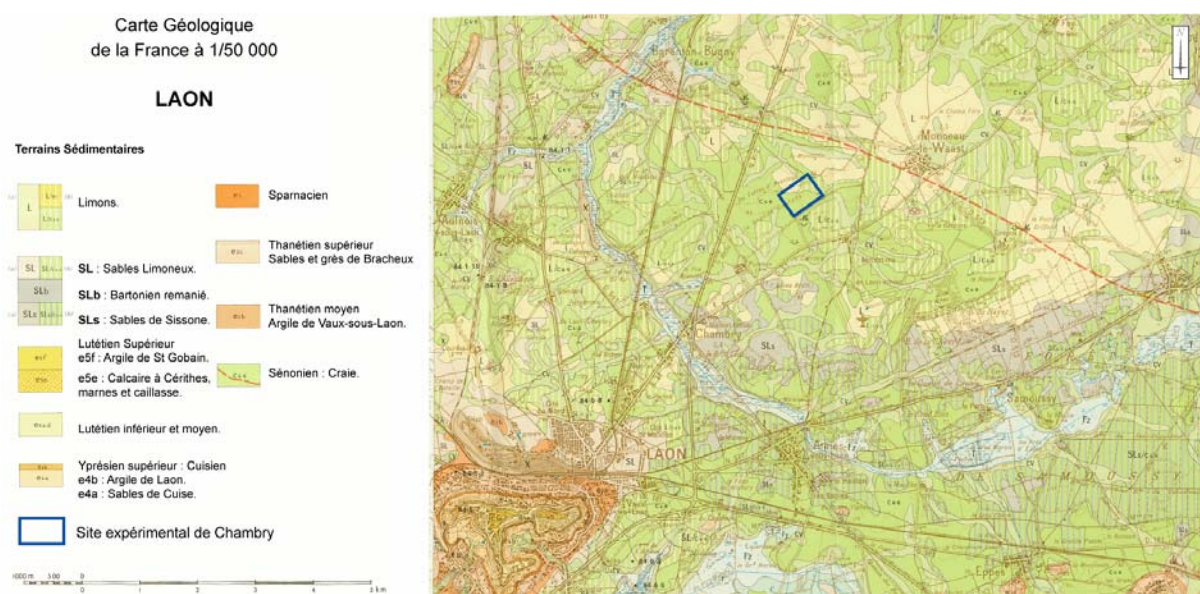


Figure V.3 Extrait de la carte géologique de la feuille de Laon au 1/50 000ème (Pomerol et al., 1968).

1. Cadre géologique

Le département de l'Aisne est caractérisé par la présence d'un très grand nombre d'assises géologiques présentant des faciès très variés. Le trait le plus important de la structure du département est le suivant : la moitié nord du département est le domaine du Primaire et du Secondaire, alors que la moitié Sud, dont le Laonnois, est celui du Tertiaire. Du fait de la morphologie du bassin sédimentaire, on peut observer une séquence chronologique typique en parcourant un axe Nord-Sud (Figure V.2).

A proximité des Ardennes, le socle Primaire est représenté par divers schistes et quartzites datant du Cambrien au Néodévonien. La limite entre le Primaire et le Secondaire constitue ici une frontière entre deux unités structurales formées par la zone de subsidence du Bassin de Paris et par le socle ardennais.

Le Secondaire est constitué de dépôts datés du Lias, du Jurassique moyen et du Crétacé. Les faciès caractéristiques du Lias sont des marnes, pouvant être quelquefois sableuses comme pour l'étage du Pliensbachien. Le Jurassique moyen se caractérise par des calcaires et grès calcareux plus ou moins oolithiques (Bajocien) et du calcaire oolithique (Bathonien). Le Crétacé Inférieur est principalement représenté par de l'Albien constitué de sables et d'argiles très glauconieux. Le Crétacé supérieur est caractérisé par de nombreux faciès. Des marnes et des argiles calcarifères localement glauconieuses (Cénomaniens), de la craie marneuse à silex (Turonien) et de la craie à Micraster et Belemnites (Sénonien).

La Craie Sénonienne (Campanien) est largement représentée comme substrat au nord et à l'Est de Laon (Figures V.2 et V.3). Cette assise secondaire s'enfonce sous les formations tertiaires du Bassin Parisien au niveau de la côte du plateau du Soissonnais. Dans le détail, la craie est pratiquement partout recouverte d'un manteau peu important de produits quaternaires sablo-limoneux, ou par les formations argilo-sableuses ou sableuses de l'Eocène inférieur tels que les sables de Bracheux et les argiles de Vaux-sous-Laon (Figure V.3). La craie est remaniée à son niveau supérieur par des phénomènes très nets de cryoturbation et ne présente que très localement des produits de dissolution fortement argileux. Ces argiles d'altération ont alors une texture influencée par les dépôts sus-jacents sablo-argileux ou sablo-limoneux. Dans les creux topographiques, une "grève crayeuse", produit d'altération périglaciaire de la craie Sénonienne, se présente sous forme de fragments de craie émoussés de taille variable englobés dans un sable calcarifère beige-ocre parfois légèrement limoneux.

La transition entre les formations secondaires et tertiaires est matérialisée soit sous forme d'une argile empâtant des silex peu remaniés, résidus d'une altération ancienne, soit sous forme de matériaux très graveleux constitués de silex brisés et riches en éléments en provenance des assises tertiaires sablo-argileuses.

Le Tertiaire comprend l'ensemble des étages de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur. La base de l'Eocène est soulignée par les argiles de Vaux et les sables de Bracheux de couleur blanc jaunâtre à vert et souvent fortement glauconieux (Thanétien). Le Sparnacien, que l'on a rattaché à la base de l'Yprésien, est issu d'une sédimentation fluvio-lacustre, caractéristique des lignites du Soissonnais. Il ne semble plus représenté aux abords du Laonnois que par des sables et grès blanchâtres. Ces sables et grès sont par endroits légèrement calcarifères.

Le faciès le plus important de l'Yprésien est celui des sables de Cuise, jaune rougeâtre, nummulitiques, parfois micacés. L'étage présente dans sa partie supérieure des bancs irréguliers d'une argile lourde de teinte grise, l'Argile de Laon. Les sables de Cuise forment la base de la falaise tertiaire supportant le plateau supérieur, ainsi que celle de la butte résiduelle de la ville de Laon (Figure V.3).

Un calcaire grossier à nummulites constituant la charpente des formations tertiaires du Soissonnais est caractéristique du Lutétien marin. Ce calcaire ne semble pas s'altérer aisément et les produits issus de son altération sont des sables calcarifères très riches en fossiles et propices à la formation de sols carbonatés humifères.

Le Lutétien supérieur ou Lutétien continental est principalement représenté par du calcaire en plaquettes très typique, des marnes et argiles vertes calcarifères, riches en Cérithes, Planorbes et Limnées fossiles, ainsi que par les niveaux supérieurs des argiles de Saint-Gobain. L'altération progressive du calcaire tendre marneux de ce niveau est à l'origine d'un matériau limoneux qui par décarbonatation engendre une argile brun foncé. Le calcaire supérieur est fréquemment recouvert par un produit hétérogène de solifluxion résultant d'un mélange de produits d'altération en place et de limon sableux de recouvrement éolien.

Le Bartonien est uniquement représenté par les sables et grès de Beauchamp et comporte à la base un lit de silex roulés. Les témoins sableux de cette formation ont contribué à l'enrichissement en éléments grossiers des limons de couverture et sont à l'origine des zones sablo-limoneuses présentes sur les hauts plateaux.

Le quaternaire est représenté par trois principaux dépôts du Pléistocène supérieur. Nous pouvons ainsi distinguer :

- Les Limons des plateaux, loessiques et d'origine nivéo-éolienne. Ces loess datent du Würm, c'est-à-dire de la dernière glaciation observée pendant le quaternaire entre 80000 et 12000 ans avant l'ère actuelle. Ces limons sont localisés sur les hauts plateaux et la ligne de crête séparant les bassins de l'Ailette et de l'Ardon. La couverture est le plus souvent assez réduite. Une épaisseur de trois à quatre mètres semble devoir être un maximum. Ces dépôts limoneux ont une teneur en sable relativement importante. A l'état non altéré, ils sont brun-jaunâtre et présentent de petites taches brunes dispersées.

- Le recouvrement des sables de Sissonne est daté du Pléistocène supérieur. Ces sables sont un produit de remaniement éolien des sables thanétiens avec une contribution des sables Cuisien, redéposés dans un quaternaire plus récent sur un niveau crayeux, fortement cryoturbé.

- Des produits de remaniements anciens, de solifluxion et de grève crayeuse. Il s'agit de formations issues de phénomènes d'érosion du type périglaciaire ou liées à des phénomènes anciens de l'érosion. Leur composition est très variable. Ces formations regroupent des dépôts riches en fractions grossières, possédant une charge en fragments de grès et de calcaire, constitués par l'accumulation aux pieds des pentes relativement fortes ou de replats, des produits de démantèlement des assises tertiaires sus-jacentes. Au contact entre la craie sénonienne et les recouvrements plus récents, on observe des produits de remaniement quaternaire, autrefois appelé "diluvium crayeux" : la craie gélivée est mélangée à des éléments en provenance des assises tertiaires (lentilles sableuses ou argilo-sableuses, fragments de grès et de calcaires, ...), et a été soumise à des phénomènes périglaciaires de cryoturbation et de solifluxion.

L'ensemble des dépôts du Pléistocène a subi l'action des phénomènes périglaciaires et tardiglaciaires, que ce soit de la cryoturbation, de la solifluxion ou des déplacements en masse. Leur composition est donc fortement influencée par les formations avoisinantes.

Les dépôts holocènes sont constitués essentiellement par des colluvions et alluvions récentes. Leur texture, le plus souvent sableuse ou sablo-argileuse, est héritée des dépôts dont ils dérivent.

2. Cadre hydrogéologique

Partagée entre les bassins de la Seine (Oise et Aisne) et de la Somme, la région de Picardie et le département de l'Aisne comprennent du point de vue des eaux souterraines deux

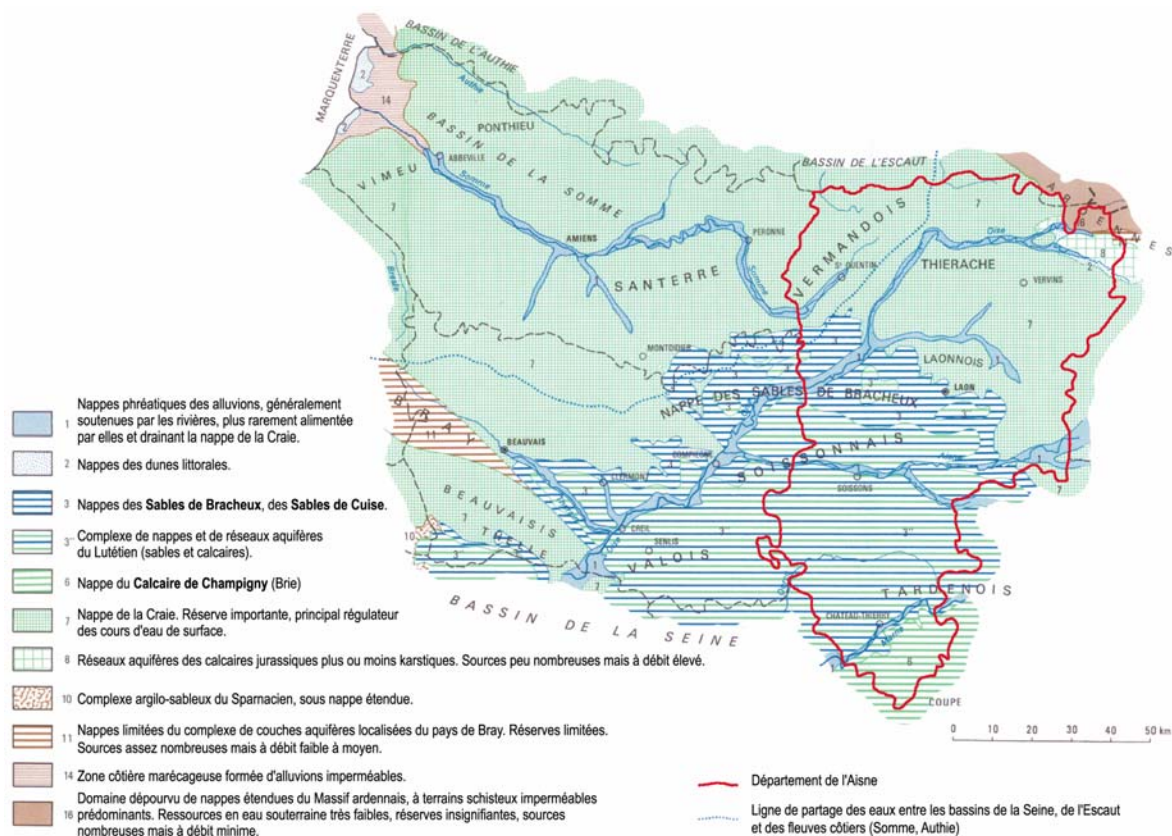


Figure V.4. Systèmes aquifères de Picardie (BRGM, 1970).

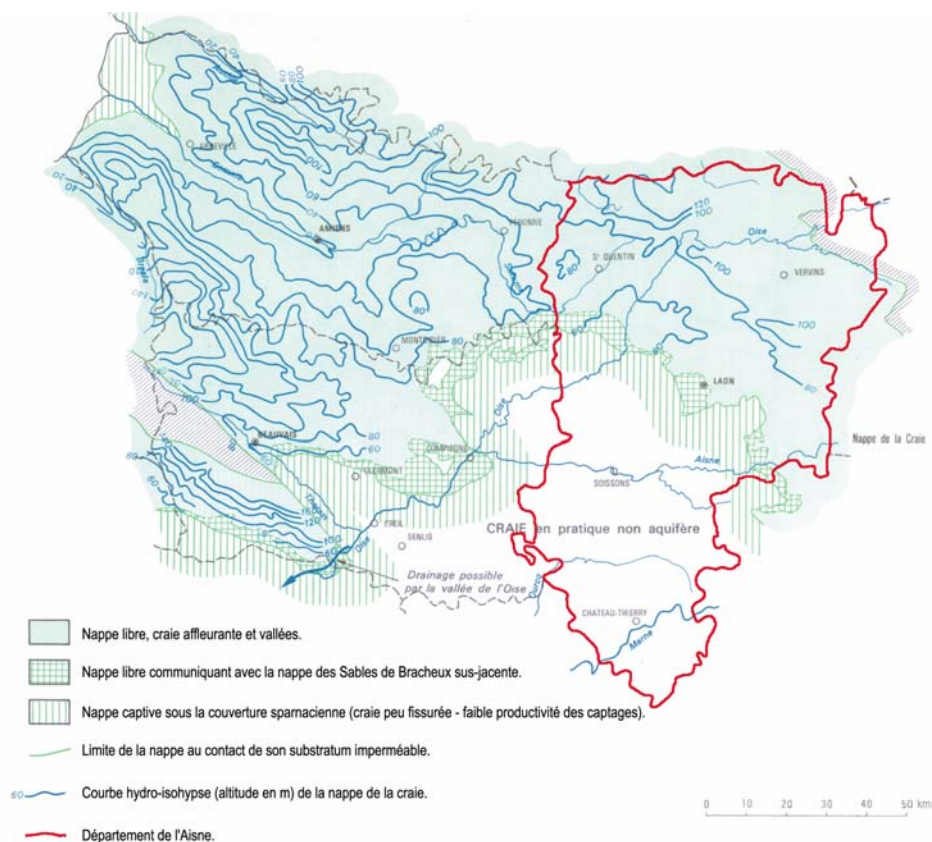


Figure V.5. Carte piézométrique de la nappe de la craie en Picardie (BRGM, 1970).

principaux domaines, bien différenciés par leurs conditions géologiques : les pays de craie et les pays des formations tertiaires analogues à celles de l'Ile-de-France (Figure V.4).

Le domaine de la craie couvre la plus grande partie du bassin de la Somme et le nord du département de l'Aisne (Basse Thiérache) (Figure V.5). La craie y forme partout un réservoir aquifère continu, comprenant un ensemble de nappes libres, drainées par les nappes alluviales et par les rivières permanentes dont elles régularisent les écoulements mais sont relativement sensibles aux variations interannuelles des pluies. La plus superficielle de ces nappes est celle de la base du Campanien qui, située à faible profondeur (5 à 8 m), donne une eau assez dure mais peu magnésienne. Les débits de production des captages par puits sont en règle générale plus élevés dans les vallées à cours d'eau permanent ou dans les vallées sèches (50 à 500 m³/h) que sous les plateaux (5 à 20 m³/h). Dans ce domaine, la nappe de la craie offre la seule ressource en eau souterraine, communément exploitée pour l'alimentation des villes et des industries, mais son exploitation intensive entraîne des répercussions sur les débits des rivières.

Les formations tertiaires qui couvrent le tiers sud-est de la région, du Soissonnais au Valois, comprennent une succession de couches inégalement aquifères comportant des nappes souterraines plus ou moins indépendantes (Figure V.4).

La nappe des sables de Bracheux, également nommée nappe du Thanétien, est en continuité avec la nappe de la craie à sa limite nord et devient captive vers le Sud sous les couches moins perméables du Sparnacien. Elle repose sur l'Argile de Vaux-sous-Laon, ou sur la craie et détermine un niveau de sources au pied de la côte tertiaire. Cette nappe peut localement être artésienne comme dans la région de Creil. Les formations argilo-sableuses du Sparnacien sont localement productives lorsque les faciès sont assez sableux.

Au-dessus, les sables de Cuise et le Calcaire grossier constituent le principal réservoir aquifère, fractionné en plateaux et buttes isolées au Nord de l'Aisne (nappes perchées limitées par des lignes de sources) et continu au Sud (nappe du Soissonnais) où les eaux deviennent progressivement captives. La nappe du Cuisien, qui affleure à la partie inférieure des versants, repose sur les argiles pyriteuses à lignite du Sparnacien.

La nappe du Lutétien est une nappe perchée, dont le plancher imperméable est assuré par les argiles de Laon (Cuisien supérieur). La nappe souligne, par une ligne de sources, le contact Cuisien-Lutétien et se situe à la cote 160 m sur la butte témoin de Laon.

Sur les plateaux, une nappe libre, retenue par les argiles de Saint-Gobain et des formations marneuses, provoque localement l'hydromorphie des sols limoneux.

Sous le recouvrement tertiaire, la craie, généralement compacte et peu perméable, ne permet de capter que des débits faibles, sauf au voisinage des limites du domaine. Les captages sont assez productifs tant que l'épaisseur de la couverture tertiaire ne dépasse pas une trentaine de mètres, surtout s'il s'agit des Sables de Bracheux.

La nappe profonde des Sables verts albiens, captive et artésienne dans les vallées, s'étend dans le sous-sol de la plus grande partie de la région. Mais elle est peu exploitable en raison de la salinité de l'eau dans le Nord de la Picardie (Bassin de la Somme) et de la grande profondeur de la couche aquifère dans le sud.

3. Cadre pédologique

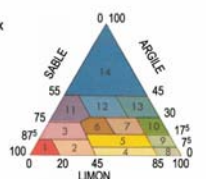
La couverture pédologique du département de l'Aisne est la mieux connue de France. Les pédologues cartographes de la Station Agronomique de Laon ont réalisé un relevé exhaustif des sols et des formations superficielles du département. La densité moyenne des observations varie de 1 à 3 sondages à l'hectare suivant la complexité des secteurs. Le relevé des sols a été dessiné sur une minute de terrain au 1/5000^{ème}. La carte des sols dressée au 1/10000^{ème} a finalement été publiée au 1/25000^{ème}. Le Laonnois constitue une région de transition entre deux unités naturelles, l'Ile-de-France et la Picardie. Le modelé présente des buttes résiduelles et avant-buttes tertiaires de la côte d'Ile-de-France réparties sur la surface crétacée. Des limons d'épaisseur variable s'étendent assez largement sur les différentes formations géologiques de cette zone de contact (Hebert et Jamagne, 1962 ; Jamagne, 1973). Nous nous intéresserons en particulier aux vastes plaines ondulées du **Laonnois**, situées au centre du département près de la ville de Laon, où le site national d'expérimentation du chantier "Agriculture de précision" de l'INRA a été implanté sur la commune de Chambry. Il s'agit d'une région de grande culture. La répartition spatiale des sols de cette petite région naturelle peut en partie être observée sur la carte des sols de la feuille de Laon 1-2 (Hebert, 1966), située au nord de la feuille de Laon 5-6 (Hebert, 1961) (Figure V.6). La région cartographiée présente le paysage très ouvert d'une plaine au pied de la côte tertiaire de l'Ile-de-France au Sud. Cette plaine est limitée au nord par la vallée de la Serre et à l'Est par les

Carte des Sols du Département de L'Aisne

LAON N 1-2 / 5-6

Nomenclature :

- 1 - Sable
- 2 - Sable limoneux
- 3 - Sable argileux
- 4 - Limon léger sableux
- 5 - Limon moyen sableux
- 6 - Limon sablo-argileux
- 7 - Limon argilo-sableux
- 8 - Limon léger
- 9 - Limon moyen
- 10 - Limon argileux
- 11 - Argile sableuse
- 12 - Argile
- 13 - Argile limoneuse
- 14 - Argile lourde
- 15 - Tourbe
- 16 - Sols moyennement organiques

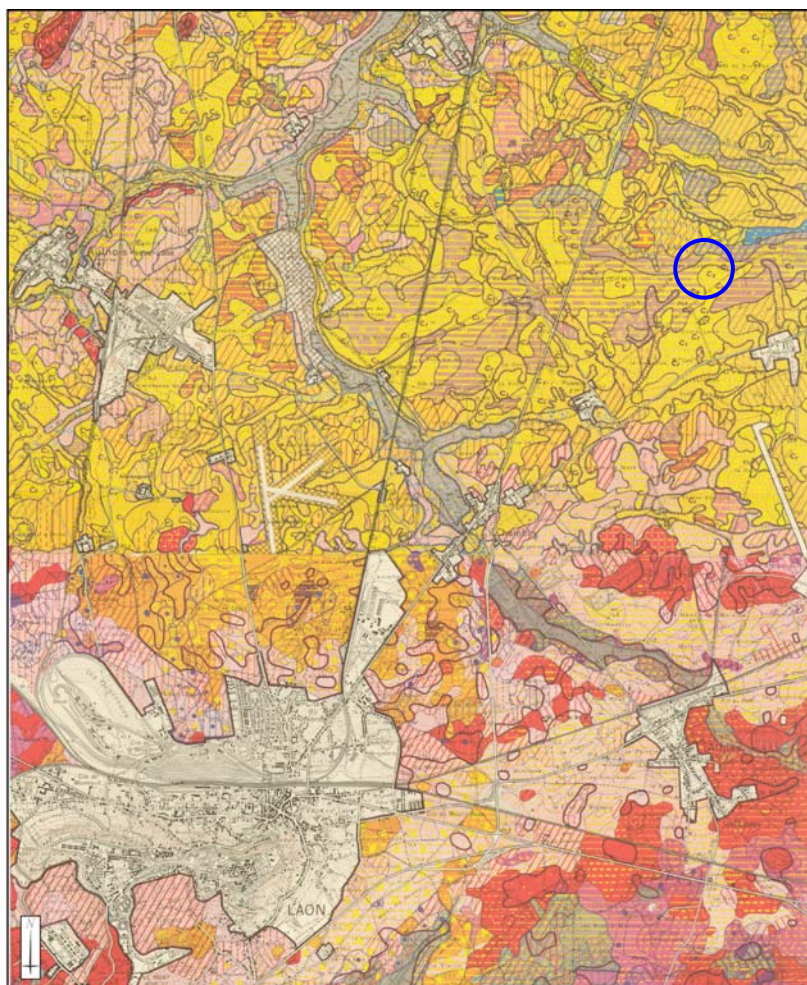
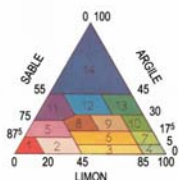


= teinte gris foncé
= teinte gris clair



Nomenclature :

- 1 - Sable
- 2 - Sable limoneux
- 3 - Limon léger sableux
- 4 - Limon léger
- 5 - Sable argileux
- 6 - Limon moyen sableux
- 7 - Limon moyen
- 8 - Argile légère sableuse
- 9 - Limon lourd sableux
- 10 - Limon lourd
- 11 - Argile sableuse
- 12 - Argile
- 13 - Argile limoneuse
- 14 - Argile lourde
- Tourbe = teinte grise



 Site expérimental de Chambry

Figure V.6. Carte des sols du département de l'Aisne. Extraits des feuilles de Laon N 1-2 et Laon N 5-6 (Hebert, 1961 et 1966).

marais de la Souche. Elle est caractérisée par un relief peu accidenté si l'on excepte la butte-témoin de Laon et les avant-buttes boisées, témoins éocènes sur la surface crétacée. Trois unités morphologiques s'individualisent : la plaine crayeuse, les buttes sableuses et les vallées.

a) Les **sols de la plaine crayeuse** se développent soit dans des matériaux provenant de l'érosion et de l'épandage des sables tertiaires, soit dans des limons loessiques purs, ou plus ou moins mélangés avec de la craie ou des sables, ou encore dans la craie affleurante.

Les sols sableux et sablo-limoneux sont développés dans des matériaux issus de l'érosion des assises de l'Eocène inférieur tels que les sables de Bracheux du Thanétien, les formations sableuses du Sparnacien et les sables de Cuise de l'Yprésien supérieur. Ces sables, vraisemblablement épandus par ruissellement, quelquefois en mélange avec un peu de craie, ont été maintes fois repris par le vent. Ils peuvent recouvrir d'anciens sols : sols lessivés érodés développés dans un loess sans doute antérieur au Würm III, podzols sur sables en place... On les trouve autour des avant-buttes sableuses, le long de la vallée de la Souche et au Sud de la carte. Ces sols ont une profondeur très variable, le sous-sol étant constitué par un substrat crayeux lui-même remanié. Sur le haut des versants de la vallée de la Souche, ils peuvent reposer directement sur la craie fendillée.

Lorsqu'ils sont profonds, leur évolution actuelle va du BRUNISOL au PODZOSOL suivant leur teneur éventuelle en craie fine et leur âge. Lorsqu'ils sont superficiels, ils appartiennent aux CALCOSOLS ou aux RENDOSOLS.

Les sols limoneux et limono-sableux sont les plus répandus et sont développés dans un matériau issu soit d'un loess enrichi en sable lors de son dépôt, soit d'un mélange de limon et de sable, comportant souvent une charge de craie (Jamagne, 1973). Ils reposent généralement sur un substrat crayeux remanié par cryoturbation et solifluxion, sauf sur les pentes assez fortes où la craie en place est plus proche de la surface .

Les sols profonds présentent les successions texturales suivantes : le plus souvent limon moyen sableux sur limon argileux à teneur en sable importante ; parfois limon moyen sableux sur limon argileux, dans le cas d'un remaniement plus récent des horizons de surface du loess qui est toujours décarbonaté et évolué ; assez rarement limon moyen sur limon argileux s'il s'agit de loess pratiquement pur. Les profils de sols rencontrés sont des BRUNISOLS faiblement luviques ou des LUVISOLS.

Les sols moyennement profonds ont une texture variable. Ils sont développés dans une couverture de limon sableux et peu épais, où ils correspondent à une phase érodée des sols précédents. Ce sont des CALCISOLS, des BRUNISOLS saturés, ou des BRUNISOLS légèrement luviques. On note souvent, au contact de la craie, une frange beaucoup plus argileuse que les horizons sus-jacents, épaisse de 5 à 20 cm. Cet horizon argilluvial d'altération de la craie peut créer un engorgement temporaire mais serait plutôt favorable à l'économie en eau du profil.

Les sols superficiels s'observent sur les pentes faibles érodées des vallées, le plus souvent exposés au sud ou à l'ouest. Ils se caractérisent par une texture de limon moyen sableux avec une forte charge en fragments de craie. Ils reposent sur la craie entre 20 et 50 cm de profondeur. Il s'agit en particulier de CALCISOLS, CALCOSOLS ou RENDOSOLS.

b) Les sols observés sur les buttes-témoins sableuses sont soit sableux, soit argileux.

Les sols sableux sont localement développés dans les sables thanétiens en place, mais le plus souvent dans des sables remaniés par ruissellement ou par le vent. Ces sols ont subi une évolution de PODZOSOL à plusieurs époques.

Les sols argileux associés aux buttes de sable résultent de la présence de l'Argile de Vaux à la base du Thanétien. Ces sols superficiels, à texture lourde, sont compacts et présentent une charge de craie. Leur extension est très limitée. La culture y est difficile.

c) Les vallées sont occupées par trois principaux types de sols, pouvant être respectivement classés parmi les sols minéraux peu évolués, les sols moyennement organiques et les sols organiques.

Les sols minéraux sont les sols des vallées sèches, constitués de colluvions, mais aussi les sols de la Vallée de la Serre et de certains tronçons des autres vallées. Les sols minéraux peu évolués peuvent également se répartir en fonction de leur texture selon trois grandes classes. Ils peuvent appartenir soit à des limons sableux, soit à des limons sablo-argileux et argilo-sableux ou encore à des limons. Les sols limono-sableux sont essentiellement des **COLLUVIOSOLS**. Suivant les régions, ces sols présentent un pourcentage très variable en sable allant jusqu'à la texture sablo-limoneuse. Ils sont très peu évolués, car périodiquement surmontés de nouveaux apports. Lorsque ces sols sont profonds, ils présentent des faciès typiques des colluvions, avec une structure squameuse. Plus superficiels, ils reposent généralement sur une grève crayeuse ou sur un matériau meuble très chargé en fragments de craie plus ou moins émoussés. Les **COLLUVIOSOLS** limono-sablo-argileux à argilo-sableux

sont d'extension beaucoup plus limitée. Les sols à texture de limon correspondent aux alluvions de la Souche et de la Serre. Ces **FLUVIOSOLS** profonds ont une teneur en sable qui peut être très faible. Leur texture s'échelonne des limons moyens aux limons argileux. En bordure des vallées du rû de Buzelle, du rû des Barentons ou du marais de Chantrud, il existe des sols moyennement organiques, pouvant correspondre à des **REDUCTISOLS humiques ou histiques**. Ils ont une teneur en matière organique de 8% à 20 % en moyenne, sur 20 cm de profondeur ou plus. Parfois, ils présentent un horizon histique superficiel relativement récent et inférieur à 40 cm d'épaisseur, ou au contraire un horizon histique recouvert, c'est-à-dire enfoui sous des alluvions moins organiques. Il existe également des **HISTOSOLS**. Il s'agit de sols organiques, qualifiés communément de tourbe, dont les horizons histiques sont eutrophes. De couleur noire, la matière organique s'y décompose assez bien. Les eaux de source ont un pH de 7 à 7,5. On observe également des horizons histiques recouverts sous des alluvions modernes. Leur pH peut s'abaisser jusqu'à 5, elles présentent une structure fibreuse et leur couleur est roussâtre. C'est le cas notamment en bordure des vallées où s'accumulent les apports latéraux de matériaux sableux à limoneux à nombreux fragments de craie. L'épaisseur des HISTOSOLS peut dépasser 1 mètre dans les marais du rû des Barentons, du rû des Buzelles et surtout dans la large dépression de la Souche où elle atteint 5 m par endroits.

4. Le climat

Le climat du département de l'Aisne est du type atlantique humide et frais. Les résultats présentés ci-dessous sont issus de la station météorologique de Saint-Quentin, située à 40 km environ au nord-ouest des parcelles expérimentales de Chambry. Les valeurs moyennes ont été calculées sur une période de 33 ans (1961 à 1996). La moyenne des précipitations annuelles pour cette période est de 695 mm. Les précipitations maximales annuelles étaient de 939 mm, alors que les minimales étaient de 436 mm. L'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne annuelle calculée par la formule de Penman est de 656 mm, tandis que le drainage moyen pendant la même période est de 226 mm. Il apparaît donc un déficit moyen annuel de 187 mm d'eau.

La température moyenne est de 9,7°C. Le mois le plus froid est celui de janvier. Les mois les plus chauds sont juillet et août. L'amplitude thermique est de 14,4°C.

5. Occupation des sols et critères agronomiques

L'Aisne se définit comme un département de grandes et de très grandes exploitations. Le dernier recensement agricole effectué lors de l'année 2000 montre que sur l'ensemble du département de l'Aisne, 75% des exploitations ont une superficie supérieure à 100 ha et 37,6% une surface supérieure à 200 ha (Figure V.7 ; Agreste, 2000).

Le Saint-Quentinois et les Plaines du Laonnois correspondent essentiellement à un domaine de grandes cultures. Les prairies, les haies et la plupart des bois de ces deux petites régions agricoles ont presque totalement disparu et se différencient nettement des paysages de Thiérache au Nord ou du Soissonnais au Sud (Figure V.1). En 2000 (Agreste, 2000), le dernier recensement agricole a montré que sur l'ensemble du département, 48% de la surface agricole utilisée (SAU) étaient cultivées en céréales, 14% en cultures industrielles et 16% correspondaient à des pâtures enherbées (Figure V.8). Les cultures céréalières correspondent principalement à du blé tendre, alors que les cultures industrielles sont principalement représentées par de la betterave sucrière. Les rotations les plus pratiquées consistent en une alternance blés –betteraves.

6. Conclusion

Les plaines du Laonnois dans le département de l'Aisne sont localisées dans la partie nord de la ceinture agricole du bassin parisien. Il s'agit également d'un domaine de grande culture, marqué par des exploitations agricoles de grande taille avec généralement une superficie de plusieurs centaines d'hectares. Les cultures de blé et de betterave sucrière sont prédominantes.

Les plaines du Laonnois s'étendent dans un cadre géologique très varié, affecté au quaternaire par d'importants phénomènes périglaciaires à l'origine du démantèlement et du rabotement de certaines couches géologiques, mais aussi de nombreux remaniements ou redistributions de matériaux suite à des processus de gélifraction, cryoturbation et solifluxion. Cette diversité géologique, accentuée par l'action des phénomènes quaternaires, est la raison d'une extrême variabilité spatiale de la couverture pédologique, pouvant s'observer au sein même des parcelles agricoles.

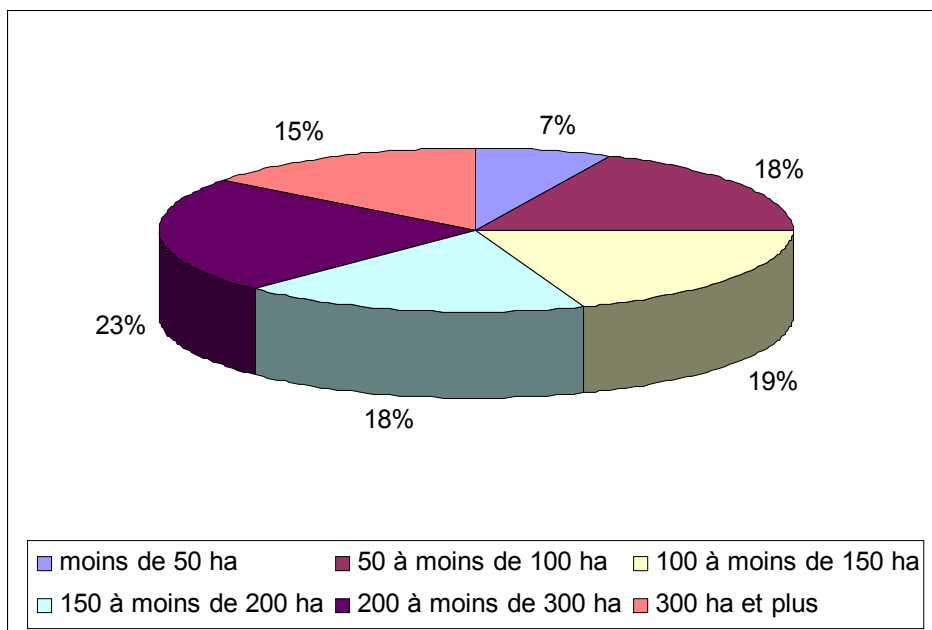


Figure V.7. Répartition des exploitations agricoles sur l'ensemble du département de l'Aisne en fonction de leur superficie (Agreste, 2000).

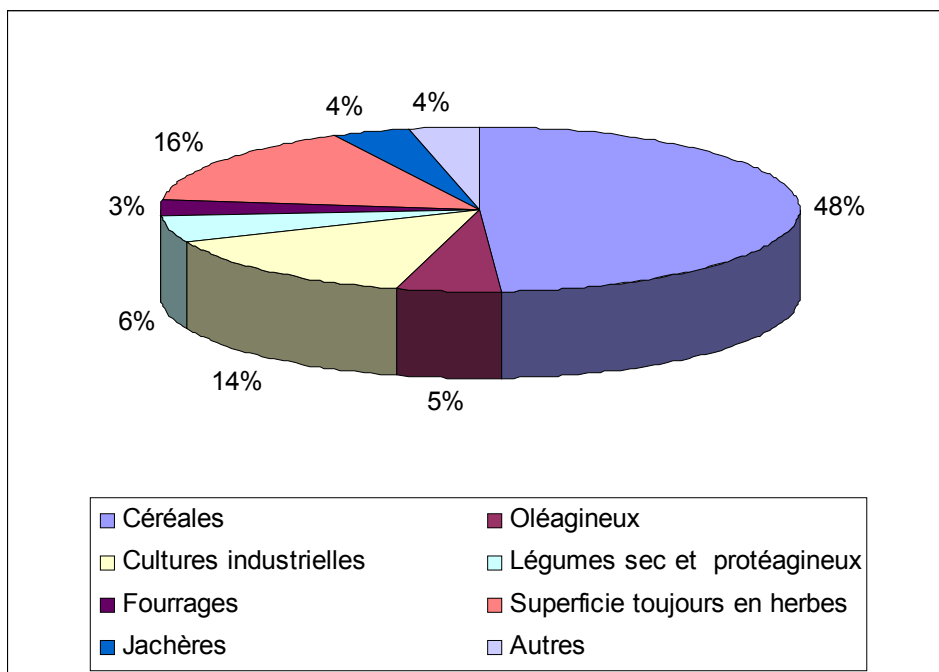


Figure V.8. Répartition des cultures sur l'ensemble du département de l'Aisne en 2000 (Agreste, 2000).

Chapitre VI - Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques du site expérimental du Laonnois en Picardie

Ce chapitre présente en détail les sols rencontrés sur la parcelle d'expérimentation de Laon Chambry n°2 choisie pour le programme national INRA sur l'agriculture de précision. Une carte des sols à très grande échelle 1/2000^{ème} (Figure VI.1) a été dressée par Nicoullaud et al. (2001). L'acquisition des données pédologiques a été réalisée selon deux approches complémentaires. Une première prospection a été réalisée, selon un maillage carré régulier de 36 m de côté, au moyen d'un carottier. Quatre-vingt six carottes ont ainsi été prélevées sur une profondeur d'investigation de 1,5m. Des analyses physico-chimiques ont été pratiquées sur l'horizon cultural de chaque carotte de sol. Cette méthode est pertinente uniquement si la variabilité spatiale des sols n'est pas structurée selon la même périodicité que l'échantillonnage des observations. Une seconde prospection pédologique a ensuite été entreprise de manière raisonnée et non plus systématique. Soixante quinze sondages pédologiques complémentaires ont été effectués à la tarière. Les emplacements des sondages ont été choisis en fonction du paysage, des formes du relief et des différents aspects de la surface du sol, notamment sa pierrosité, sa rugosité, la présence ou l'absence de croûte de battance, de manière à s'assurer de la représentativité optimale des observations.

Pour caractériser les différents sols et matériaux rencontrés, 4 fosses pédologiques ont été ouvertes sur le secteur d'étude. Nous disposons pour ces fosses d'analyses granulométriques et physico-chimiques. L'emplacement de chaque fosse a été guidé par les prospections cartographiques pour être situé au nœud d'une maille et pour la représentativité du profil au sein de l'unité cartographique de sol choisie. Une première fosse (B4) révèle un CALCO-MAGNESISOL limono-sableux développé dans un sable crayo-dolomitique. La deuxième (C8) permet d'identifier un NEOLUVISOL limono-argilo-sableux développé dans un paléosol argileux tronqué et reposant sur un sable crayeux cryoturbé. La troisième (F2) montre un CALCOSOL limono-argilo-sableux sur craie cryoturbée. La quatrième (B9) présente un NEOLUVISOL limono-argilo-sableux développé sur un paléosol argileux tronqué reposant sur un sable crayeux remanié. De façon moins systématique que pour la parcelle de Petite Beauce, les analyses granulométriques et physico-chimiques des horizons de ces fosses ont été complétées parfois par des mesures de leur propriétés de rétention en eau.

Parcelle CHAMBRY 2

Carte des unités cartographiques de sols

LEGENDE :

- UCS 1: LUVISOLS limoneux sur matériau cryoturbé profond
- UCS 2: NEOLUVISOLS limoneux sur matériau cryoturbé profond
- UCS 3: complexe de CACISOLS et de NEOLUVISOLS érodés sur matériau cryoturbé
- UCS 4: complexe de CALCISOLS et de CALCOSOLS sur craie remaniée sableuse
- UCS 5: complexe de CALCOSOLS sur craie, craie altérée et matériau cryoturbé
- UCS 6: CALCOSOLS sur craie remaniée (type pate calcaire)
- UCS 7: CALCOSOLS sur craie sableuse et craie remaniée (type farine calcaire)
- UCS 8: CALCOSOLS assez caillouteux sur craie
- UCS 9: CALCOSOLS peu caillouteux sur craie
- UCS 10: CALCOSOLS très peu caillouteux sur craie
- UCS 11: COLLUVIOSOLS
- UCS 12: CALCOMAGNESISOLS sur sable grésifié
- + sondage pédologique (réseau régulier)
- sondage pédologique
- fosse pédologique
- ~ contours des unités cartographiques de sol
- ~ courbes de niveau

Levés réalisés par B. Nicoullaud (1), J. Roque, N. Beaudoin (2)
 Carte dressée par B. Nicoullaud
 INRA, Orléans - 27/09/2002
 (1): INRA Unité de Science du Sol, 45166 Olivet
 (2): INRA Unité d'Agronomie de Laon Peronne, 02007 Laon

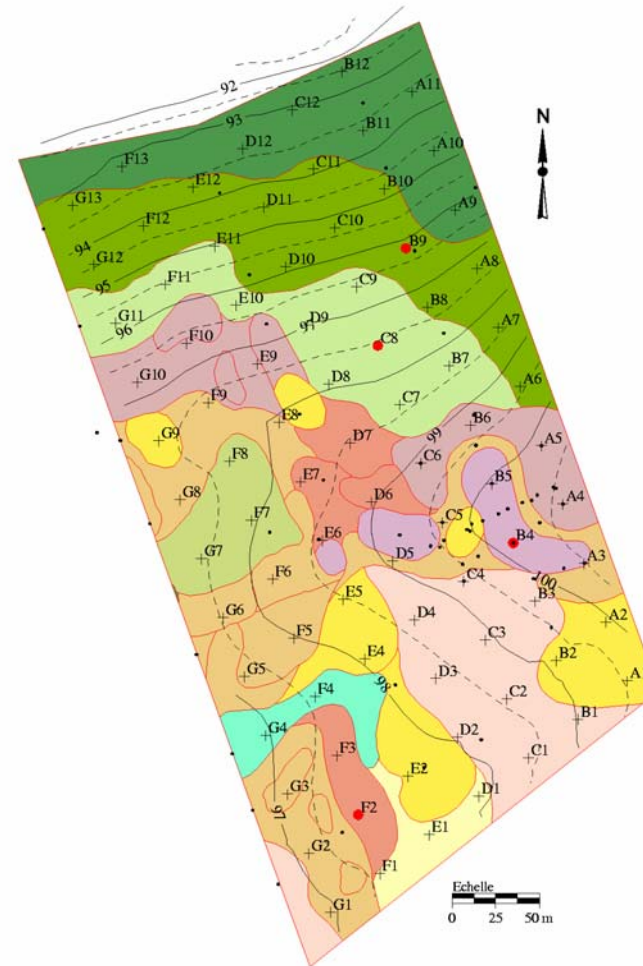


Figure VI.1. Carte des sols de la parcelle expérimentale de Chambry (Nicoullaud et al., 2001).

1. Cadre géographique et géologique de la parcelle

La parcelle expérimentale dédiée à l'agriculture de précision se situe dans la plaine à quelques kilomètres au Nord/Nord-Est de Laon, sur la commune de Chambry. Elle est localisée sur le haut d'un versant à pente faible, à une altitude comprise entre 85 et 95 m.

Le substrat géologique est la craie du Campanien. Cependant les sols ne sont pas développés dans un matériau unique. Des sables et des limons des plateaux viennent localement s'y superposer ou s'y mélanger, ce qui accroît la diversité des sols. Les sables du Thanétien, encore en place à la base de la butte de Laon, ont été présents sur la parcelle, mais ont été érodés. Il en demeure quelques vestiges sous la forme d'horizons sableux ou de blocs de grès. Ces reliques sableuses ou gréseuses, comme nous le verrons ultérieurement, sont visibles au sein de la fosse B9 (Figure VI.1). Par ailleurs, les limons éoliens des plateaux se sont déposés au Quaternaire sur une épaisseur de plusieurs mètres puis ont été érodés. Ils restent présents dans la partie nord de la parcelle.

La craie peut se présenter selon plusieurs faciès. La craie blanche, en place et sans silex, telle qu'elle apparaît dans les carrières ou en Champagne crayeuse, n'est pas visible ici, à faible profondeur, sauf à travers l'existence des éléments grossiers. Sur la partie sommitale du plateau, la craie est parfois remplacée par des sables magnésiens compactés (fosse B4), du Campanien (Baudoin, 2001). Enfin, sur les pentes, la craie se présente comme une pâte plus ou moins compacte enrobant des morceaux de craie. Ce faciès de la craie a été mis en place sous climat périglaciaire, comme les horizons sablo-calcaires produits par des coulées de solifluxion le long des versants et les poches de cryoturbation qui ont redistribué localement les différents matériaux.

La richesse et la diversité du cadre géologique associées à l'action des phénomènes périglaciaires ont concouru à générer une importante variabilité des sols qui est visible principalement à l'échelle hectométrique, mais aussi décamétrique en fonction de la position topographique des observations, voire à l'échelle métrique comme nous le verrons lors de la description morphologique des fosses.

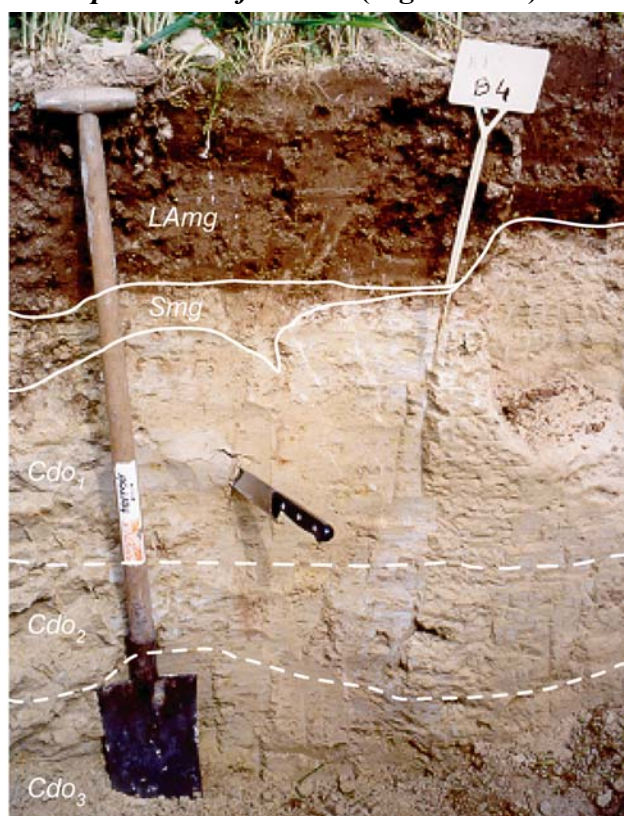
2. Description morphologique et caractéristiques pédologiques de quatre sols caractéristiques de la parcelle d'étude de Chambry

Quatre profils représentatifs des sols de la parcelle d'étude de Chambry 2, suffisent à connaître la morphologie et les caractéristiques physico-chimiques de ces sols et à appréhender concrètement la variabilité spatiale des sols de la parcelle. Ils vont permettre également de concevoir les premières hypothèses sur la résistivité électrique et/ou la réflectance spectrale de ces sols en fonction de leurs propriétés intrinsèques pérennes.

2.1. CALCO-MAGNESISOL limono-sableux sur sable crayo-dolomitique en profondeur : sol de la fosse B4

Ce sol est localisé sur la partie sommitale d'un versant exposé vers le Sud-Ouest (Figure VI.1). Il se caractérise par une texture de l'horizon labouré de surface limono-sablo-argileuse. Ce sol peu épais est localisé sur un sable crayo-dolomitique compact. Le litage horizontal de ce substrat dense et la présence d'un encroûtement calcaire discontinu vers 40 cm de profondeur dans le sable dolomitique sont très défavorables au développement du sol et à la pénétration racinaire.

Description de la fosse B4 (Figure VI.2) :



Horizon LAmg

0 - 30 cm : Horizon labouré, limono-sablo-argileux, humide, brun jaune foncé 10YR4/4, dolomitique, structure polyédrique subanguleuse (15 mm) assez bien développée, juxtaposée à une structure grumeleuse (3 mm) modérément nette, quelques graviers calcaires, activité biologique forte, limite nette (<1cm) et régulière.

Horizon Smg

30 - 40 cm : Horizon structural sablo-limoneux, dolomitique, humide, brun jaune 10 YR 5,5/6, structure polyédrique fine mal développée (5 mm) juxtaposée à une structure particulaire (<1 mm) modérément nette, poreux, activité biologique forte, limite nette (<1cm) et irrégulière.

Horizon Cdo₁

40 - 60 cm : horizon minéral dolomitique composé de grès sableux, altéré, humide, olive pâle 5Y6/3, bandes brun jaune clair (5%) 10 YR 6/8, bandes blanchâtres (1%), structure lamellaire moyenne (1 cm), bandes ocre sub-verticales et bandes blanchâtres effervescentes à HCl, sub horizontale et dans les fissures sub verticales, nodules ferrugineux durs très peu nombreux (<2%), très compact, activité biologique faible.

Figure VI.2. Photographie de la fosse B4.

Horizon Cdo₂

60 - 70/80 cm : horizon minéral, dolomitique, sableux, humide, jaune pale 5 Y 7/4 , taches brun jaune clair 10% 10 YR 6/8 verticales et sub-horizontales, dépôts blanchâtres calcaires dans les trous de vers de terre et cavités, effervescents à HCl, structure massive, nodules ferrugineux durs très peu nombreux (<2%), poreux, activité biologique faible.

Horizon Cdo₃

>70/80 cm : horizon minéral, dolomitique, composé de grès , olive pale 5Y 6/3, débit lamellaire grossier, taches brun jaune clair d'altération 2%, effervescence à HCl.

Tableau VI.1. Analyses physiques et chimiques du CALCO-MAGNESISOL observé sur la fosse B4.

Horizon	Prof cm	A %	L %	S %	CaCO ₃ %	C %	MO %	N %	C/N	pH eau	CEC cmol.kg ⁻¹	Ca ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	Na ⁺ cmol.kg ⁻¹	Mg ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	K ⁺ cmol.kg ⁻¹
LAmg	0-30	21,7	34,0	44,3	41,0	1,1	1,9	0,1	8,9	8,4	14,3	14,07	0,04	0,98	0,31
Smg	30-40	9,6	12,2	78,2	18,3	—	1,1	—	—	8,7	3,4	—	—	—	—
Cdo ₁	40-60	—	—	—	24,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cdo ₂	60-70/80	4	2	94	20,5	0,2	0,4	—	—	9,1	2,1	2,7	0,01	0,22	0,07
Cdo ₃	>70/80-	—	—	—	19,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

(A : Argile ; L : Limon ; S : Sable Fin ; SG : Sable Grossier / [AFNOR X31-107])

Tableau VI.2. Teneurs en eau volumique à différents pF de deux horizons pédologiques caractéristiques du CALCO-MAGNESISOL.

Horizon	da	Humidité volumique θ (10 ⁻² m ³ .m ⁻³)							
		pF 1	pF 1,5	pF 2	pF 2,5	pF 3	pF 3,5	pF 4	pF 4,2
LAmg	1,64	36,1	33,3	30,7	30,4	26,3	20,6	17,5	16,8
Cdo ₁	1,86	—	—	—	4,8	—	—	—	3,6

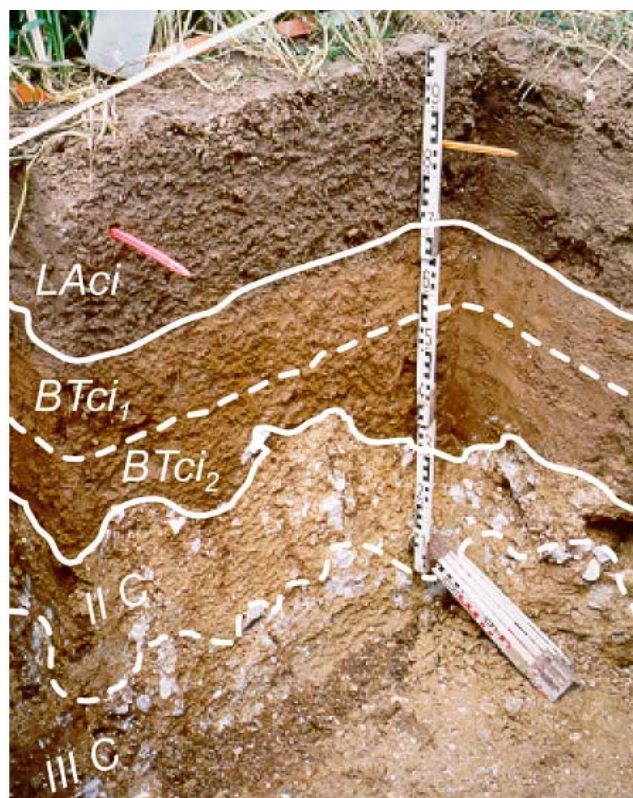
Les résultats des analyses granulométriques et chimiques (Tableau VI.1) réalisées sur trois principaux horizons confirment non seulement le caractère alcalin du profil mais également la présence de dolomite sur l'ensemble du profil. Le drainage du sol est rapide, et sa rétention en eau est faible entre la capacité au champ (pF 2 à 2,5) et le point de flétrissement permanent des plantes à pF 4,2 (Tableau VI.2). La faible profondeur d'enracinement possible des cultures associée aux médiocres propriétés de rétention en eau du sol induit une faible RUM si bien que les cultures peuvent souffrir de stress hydrique en été peu pluvieux. La texture légère de l'horizon de surface fait que le travail mécanique du sol est facile et consomme peu d'énergie. La structure de surface du sol peut se dégrader sous l'action des pluies et être légèrement sensible aux phénomènes de battance. Les zones compactées par les pratiques culturales et le passage des engins agricoles n'évoluent pas naturellement mais demandent une reprise du sol pour améliorer sa porosité.

L'étude morphologique et l'analyse des propriétés physico-chimiques des horizons pédologiques observés sur le profil B4, permettent d'identifier un CALCO-MAGNESISOL limono-sablo-argileux, peu épais, saturé et pétrocalcarique sur un sable crayo-dolomitique en profondeur. Ce sol, peu épais, présente des propriétés de rétention en eau et une réserve en eau limitées constituant un facteur limitant pour le développement des cultures.

2.2. NEOLUVISOL limono-argilo-sableux tronqué sur paléosol argileux et sur sable crayeux cryoturbé en profondeur : sol de la fosse C8

Le solum observé sur le profil C8 est situé dans la partie supérieure du versant exposé vers le Nord/Nord-Ouest (Figure VI.1). Il s'agit d'un sol limono-argilo-sableux, relativement épais et reposant sur un matériau calcaire argilo-sableux issu du remaniement de la craie par cryoturbation au Quaternaire. La base du sol limoneux présente un enrichissement en argile. Elle correspond à un horizon argilluvial (BT) d'un sol ancien où les horizons supérieurs éluviés ont été tronqués par l'érosion, et dont l'existence est révélée par la présence de revêtements argileux résiduels associés aux agrégats.

Description de la fosse C8 (Figure VI.3) :



Horizon LAc1.

0-30 cm : Horizon labouré, limono-argilo-sableux, humide, brun foncé 10YR4/3, stucture polyédrique moyenne (20 mm) à sur-structure prismatique et zones massives, non effervescence à HCl, charge en cailloux calcaire faible, porosité forte, limite nette (<1 cm) et régulière.

Horizon BTci1

30-40/45 cm : Horizon argilluvial, calcique, à texture argileuse, humide, ocre rouge 5YR 4/8, structure polyédrique (20 mm) de netteté modérée, revêtements fins organo-argileux associés aux agrégats, non effervescence à HCl, nodules ferrugineux durs très peu nombreux (<2%), porosité forte, limite nette (1 cm) et régulière.

Horizon BTci2

40/45-60/70 cm : Horizon argilluvial, calcique, à texture argileuse, humide, ocre rouge 5YR4/6, structure polyédrique (15 mm) modérément nette à sur-structure prismatique de netteté très faible, revêtements argileux moyennement épais et associés aux agrégats, nodules ferrugineux durs très peu nombreux (<2%), porosité forte, activité biologique forte, nombreux trous de vers de terre, racines nombreuses, limite nette(1 cm) et irrégulière.

Figure VI.3. Photographie de la fosse C8.

Horizon IIC

60/70-80/85 cm : Horizon minéral cryoturbé argilo-sableux, humide, brun jaune clair 10 YR 6/8, très calcaire, forte effervescence à HCl, structure massive, revêtement argileux fins sur le squelette, nodules ferrugineux durs très peu nombreux (<2%), trous de vers de terre assez nombreux, racines dans les trous de vers, cailloux calcaires (3%), graviers (10%), limite nette et ondulée.

Horizon IIIC

80/85 -120 cm : Horizon minéral cryoturbé argilo-sableux, humide, brun jaune clair 10 YR 6.5/8, très calcaire, structure massive à sous-structure lamellaire fine mal développée, nodules ferrugineux durs très peu nombreux (<2%), sous horizon peu épais (10 cm) très caillouteux remontant en cheminée, porosité forte, graviers et cailloux calcaires (10/15%), activité biologique faible.

Tableau VI.3. Analyses physiques et chimiques du NEOLUVISOL observé sur la fosse C8.

Horizon	Prof cm	A %	L %	S %	CaCO ₃ %	C %	MO %	N %	C/N	pH eau	CEC cmol.kg ⁻¹	Ca ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	Na ⁺ cmol.kg ⁻¹	Mg ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	K ⁺ cmol.kg ⁻¹
LAci	0-30	26,8	47,0	26,2	2,0	1,2	2,1	0,1	9,0	8,3	19,5	18,57	0,13	0,66	0,35
BTci ₁	30-40/45	35,8	26,9	37,3	0,2	—	0,6	—	—	8,3	17,6	—	—	—	—
BTci ₂	40/45-60/70	36,4	26,3	37,3		3,8	0,4	0,6		8,2	22,7	22,16	0,07	0,56	0,24
II C	60/70-80/85	28,3	22,2	49,5	32,6	0,2	0,3	—	—	8,7	13,8	13,49	0,07	0,27	0,14
III C	80/85-120	26,8	23,7	49,5	45,9	0,3	0,4			8,8	9,9	9,73	0,05	0,27	0,10

(A : Argile ; L : Limon ; S : Sable / [AFNOR X31-107])

Tableau VI.4. Teneurs en eau volumique à différents pF des horizons pédologiques caractéristiques du NEOLUVISOL.

Horizon	da	Humidité volumique θ (10 ⁻² m ³ .m ⁻³)							
		pF 1	pF 1,5	pF 2	pF 2,5	pF 3	pF 3,5	pF 4	pF 4,2
LAci	1,56	39,3	36,5	34,6	32,2	30,4	26,4	21,1	20,6
BTci ₂	1,47	40,9	36,9	33,2	30,3	29,8	27,3	26,1	25,5
II C	1,73	31,9	30,5	26,8	24,3	22,8	21,8	17,8	14,1
III C	1,78	—	—	—	22,1	—	—	—	13,8

Les analyses physico-chimiques (Tableau VI.3) confirment la texture granulométrique limono-argilo-sableux de l'horizon cultural calcique et saturé en base échangeable. Le rapport C/N de l'horizon labouré, légèrement supérieur à 9, indique que l'humification au sein de l'horizon est élevée. Cela correspond à des matières organiques à 5% d'azote (Baize, 2000). La texture équilibrée de l'horizon labouré entre les fractions granulométriques de sable, limon et argile est à l'origine d'un comportement hydrique et structural bénéfique pour les

potentialités agronomiques de ce sol. Celui-ci est en effet peu sensible aux phénomènes de battance, tandis que son aptitude à la fissuration lors des alternances humectation – dessiccation permet d'accroître la porosité et de réduire les zones tassées naturellement.

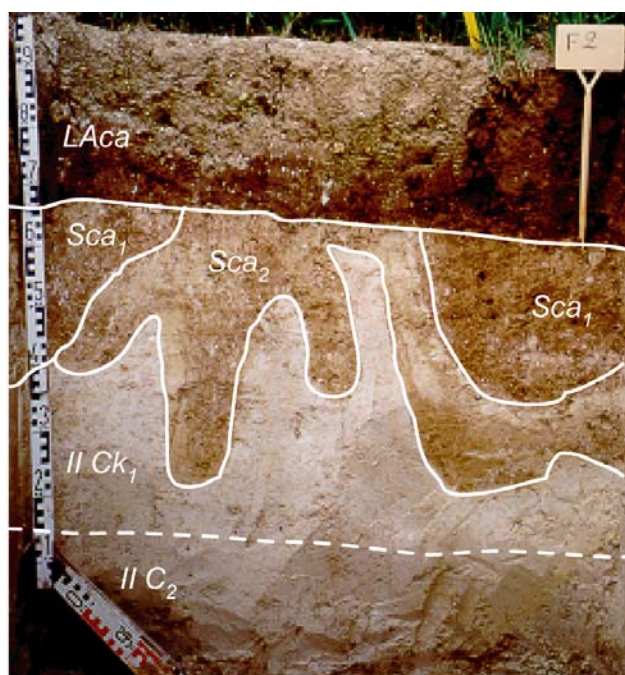
Les horizons argilluviaux calciques et saturés sous-jacents s'individualisent par une texture argileuse et des revêtements ferri-argileux. Il s'agit de reliques d'un paléosol dont les horizons superficiels lessivés ont été érodés. Seuls demeurent les horizons illuviaux enrichis en argile sous la forme de revêtements ou cutanes associés aux parois des agrégats.

Le drainage et la vitesse de ressuyage de ce sol sont corrects et permettent d'éviter des engorgements temporaires. Les capacités de rétention en eau de l'horizon labouré et des horizons argilluviaux anciens sont élevées (Tableau VI.4). Ce sol présente des potentialités élevées à l'enracinement et au stockage de l'eau pour l'alimentation hydrique et minérale des cultures (Baudoin, 2001).

Le sol décrit sur le profil C8 est un NEOLUVISOL limono-argilo-sableux, calcique, saturé, développé dans un paléosol argileux tronqué et reposant sur un sable crayeux cryoturbé. Les bonnes aptitudes agricoles de ce sol sont liées entre autres à des propriétés de rétention en eau élevées, une possibilité importante d'enracinement des cultures à l'origine d'une réserve en eau utile élevée. Il présente une faible sensibilité à la battance et une bonne capacité à la fissuration pour améliorer sa porosité structurale et limiter l'effet des tassements liés au passage des engins agricoles.

2.3. CALCOSOL limono-argilo-sableux sur craie cryoturbée : sol de la fosse F2

Le sol observé sur le profil F2 est situé en piémont d'une pente faible exposée vers le Sud/Sud-Ouest (Figure VI.1). Il s'agit d'un solum limono-argilo-sableux reposant sur un matériau crayeux remanié par cryoturbation. Les phénomènes de cryoturbation périglaciaires, très actifs pendant les périodes froides du Quaternaire, sont à l'origine de l'extrême variabilité spatiale de ce sol pouvant atteindre une échelle décimétrique comme l'atteste la photographie de la figure VI.4. Plusieurs poches de cryoturbation sont emboîtées matérialisant différents épisodes glaciaires.

Description de la fosse F2 (Figure VI.4) :**Horizon LAca**

0-30 cm : Horizon labouré calcaire, limono-argilo-sableux, humide, brun jaune 10 YR 5/4, très effervescent à HCl, structure polyédrique émoussée moyenne (30 mm) assez bien développée à sur structure prismatique grossière modérément nette (100 mm), activité biologique forte, limite nette (< 1 cm) et régulière.

Horizon Sca₁

30-68 cm : Horizon structural calcaire, limono-argilo-sableux, humide, brun jaune clair 10 YR 6/6, très effervescent à HCl, structure polyédrique fine (15 mm) bien développée devenant lamellaire à la base de l'horizon, porosité forte, nombreux trous de vers, nombreuses racines, non compact, graviers peu nombreux, limite nette (< 1 cm) et irrégulière.

Figure VI.4. Photographie de la fosse F2.**Horizon Sca₂**

30 - 70 cm : Horizon structural calcaire, limono-argilo-sableux, humide, beige 10 YR 7/4, très effervescent à HCl, structure squameuse moyenne bien développée, graviers calcaires (10 %), dépôts calcaires fins sub horizontaux et nombreux mycéliums, compact, quelques graviers rubéfiés; limite nette (< 1 cm) et ondulée.

Horizon II Ck₁

50/70 - 85 cm : Horizon minéral calcarique de craie pâteuse, limon moyen sableux, humide, beige 10 YR 8/3, très effervescent à HCl, structure massive à sous-structure squameuse mal développée, dépôts calcaires en mycélium, très compact, taches de rubéfaction, limite graduelle.

Horizon II C₂

> 85 cm : Horizon minéral de craie pâteuse, limon moyen sableux, humide, beige 10 YR 8/3, très effervescent à HCl, quelques éléments grossiers, massif, très compact.

Tableau VI.5. Analyses physiques et chimiques du CALCOSOL limono-sablo-craeyeux observé sur la fosse F2.

Horizon	Prof cm	A %	L %	S %	CaCO ₃ %	C %	MO %	N %	C/N	pH eau	CEC cmol.kg ⁻¹	Ca ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	Na ⁺ cmol.kg ⁻¹	Mg ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	K ⁺ cmol.kg ⁻¹
LAca	0-30	27,3	44,7	28,0	34,6	1,1	1,8	0,1	7,5	8,4	16,0	16,17	0,05	0,73	0,23
Sca ₁	30-68	23,8	46,6	29,6	52,6	0,5	0,8	—	—	8,7	9,2	10,42	0,01	0,35	0,07
Sca ₂	30-70	20,8	54,2	25,0	83,2	0,1	0,2	—	—	9,0	3,6	4,99	0,02	0,14	0,04
II Ck ₁	50/70-85	17,4	53,2	29,4	95,0	—	—	—	—	9,0	1,4	—	—	—	—
II C ₂	>85	16,8	63,2	20,0	97,6	0,1	0,1	—	—	9,3	2,5	4,01	0,03	0,17	0,04

(A : Argile ; L : Limon ; S : Sable / [AFNOR X31-107])

Tableau VI.6. Teneurs en eau volumique à différents pF des horizons pédologiques caractéristiques du CALCOSOL limono-sablo-crayeux du profil F2.

Horizon	da	Humidité volumique θ ($10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)							
		pF 1	pF 1,5	pF 2	pF 2,5	pF 3	pF 3,5	pF 4	pF 4,2
LAc _a	1,51	39,1	37,6	34,8	32,5	29,4	25,4	20,3	19,5
Sca ₁	1,39	–	–	–	28,7	–	–	–	15,97
Sca ₂	1,60	–	–	–	26,9	–	–	–	7,4
II C ₂	1,42	41,5	40,2	38,45	32,5	32,1	17,7	6,8	6,6

Les analyses physico-chimiques réalisées sur le profil F2 (Tableau VI.5) montrent un comportement physique de l'horizon labouré de surface proche du sol précédent. Il se caractérise par une faible sensibilité à la battance due à sa texture limono-argilo-sableuse et par une minéralisation rapide de la matière organique comme nous l'indique le rapport C/N. Le solum est très carbonaté et sa capacité d'échange cationique est saturée en calcium. L'ambiance carbonatée et alcaline régnant sur l'ensemble de son profil révèle un milieu chimiquement stable.

Les teneurs en eau volumique des horizons caractéristiques, mesurées aux différentes valeurs de pF standard (Tableau VI.6), montrent que le sol présente une rétention en eau correcte, mais aussi que la craie pâteuse cryoturbée (horizon II C₂) offre une capacité de stockage en eau importante. Au vu de la faible valeur de la teneur en eau de cette craie pâteuse à pF 4,2, elle pourrait constituer une réserve en eau non négligeable et potentiellement utilisable par les plantes. Mais les racines n'explorent pas ces horizons de craie pâteuse, très compacts et de structure massive, où la teneur très élevée en carbonates peut également avoir un effet de toxicité. Elles n'explorent que le labour et les horizons limono-argilo-sableux situés à l'intérieur des poches de cryoturbation. Les potentialités agronomiques de ce sol sont donc principalement dépendantes de sa réserve hydrique et de la disponibilité de l'eau. La question est alors de savoir si l'eau stockée dans la pâte crayeuse cryoturbée peut remonter par capillarité pour soutenir l'alimentation hydrique des plantes en période sèche.

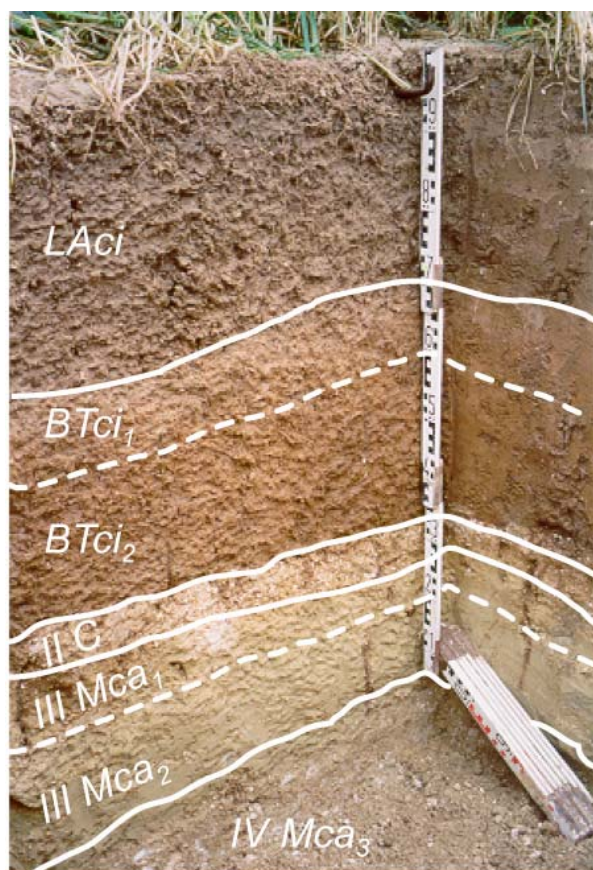
La description morphologique du profil F2 renforcée par l'analyse des caractéristiques physico-chimiques des horizons discernés, permet d'identifier un CALCOSOL limono-argilo-sablo-crayeux sur sable crayeux et pâte crayeuse cryoturbée. Ce sol est peu sensible à la battance. Les propriétés de rétention et de stockage en eau de ce sol sont élevées, mais ses potentialités agronomiques sont limitées par un enracinement circonscrit au labour et aux horizons limono-argilo-sableux à l'intérieur des poches de cryoturbation. La pâte crayeuse constitue une importante réserve hydrique, non prospectée par les racines, mais pouvant éventuellement participer à l'alimentation en eau des cultures par remontées capillaires.

2.4. NEOLUVISOL limono-argilo-sableux sur sable crayeux remanié en profondeur : sol de la fosse B9

Le profil B9 est localisé à mi-pente du versant orienté vers le Nord/Nord-Ouest (Figure VI.1). Il s'agit d'un sol limono-argilo-sableux reposant sur une grave calcaire puis sur un sable glauconieux remanié contenant ponctuellement des blocs de grès, reliques des formations gréseuses du Thanétien.

La base des formations limono-argilo-sableuses superficielles est enrichie en argile par lessivage. Il s'agit là encore d'un ancien horizon argilluvial résiduel dont la "paléo-illuviation" est révélée par la présence de revêtements argileux le long des agrégats. L'horizon éluvié sus-jacent a été érodé et/ou est incorporé dans l'épais labour et ne peut donc être observé.

Description du profil B9 (Figure VI.5) :



Horizon LAc1

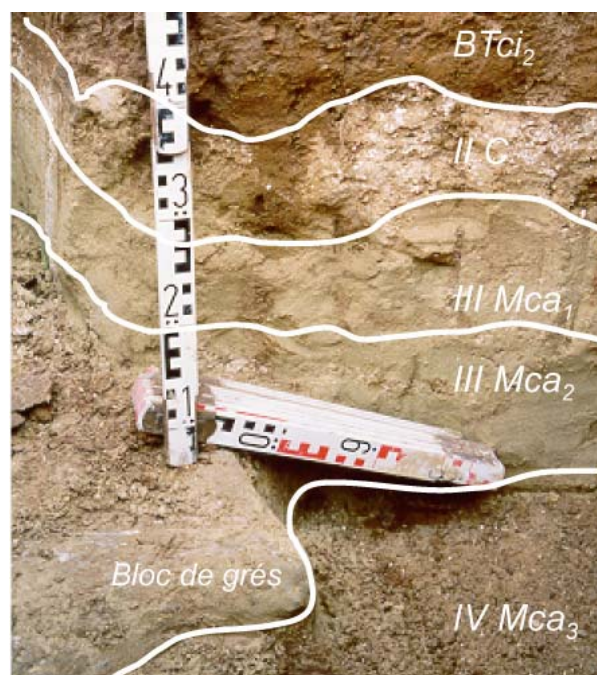
0-30 cm : Horizon cultural calcique, limono-argilo-sableux, humide, brun jaune foncé 10YR 4/4, structure polyédrique subanguleuse moyenne (20 mm) moyennement nette à sur-structure prismatique très grossière (120 mm) peu nette et zones massives, effervescence à HCl très faible, porosité élevée, activité biologique forte, limite nette (< 1cm) et régulière.

Horizon BTci1

30-40 cm: Horizon argilluvial calcique, limono-argilo-sableux, humide, brun foncé 7,5 YR 4/4, structure polyédrique fine (10 mm) et sous-structure lamellaire (10 mm) moyenne, effervescence nulle à HCl, revêtements organiques fins et peu nombreux (5 à 25% de recouvrement) associés aux agrégats, très poreux, nombreux trous de vers de terre, limite graduelle et régulière.

Horizon BTci2

40-65/68 cm: Horizon argilluvial calcique, argileux, humide, brun franc 7,5YR5/6, structure polyédrique subanguleuse moyenne (15 mm) bien développée et sur-structure prismatique (50 mm) moyennement développée, effervescence nulle à HCl, nombreux revêtements argileux fins (25 à 50%) associés aux agrégats, porosité très élevée, nombreux trous de vers de terre, nombreuses racines, limite nette (<1cm) et régulière

**Figure VI.5.** Photographies de la fosse B9.**Horizon II C**

65/68 - 72 cm : Horizon minéral composé de grave calcaire, sableux, humide, brun jaune 10 YR 5/8, très effervescente à HCl, structure particulaire, très peu nombreux revêtements fins et argileux, localisés sur le squelette, porosité forte, limite nette (1 cm) et ondulée.

Horizon III Mca₁

72-80 cm : sable, humide, brun jaune clair 10YR6.5/6, effervescence moyenne à HCl, structure particulaire, graveleux, nombreux trous de vers, porosité forte, limite nette (1 cm) et irrégulière.

Horizon III Mca₂

80- 100 cm : sable glauconieux, humide, olive 5 Y 6/6, effervescence faible à HCl, structure particulaire, bloc de grès, porosité forte, activité biologique faible, limite nette (1 cm) et ondulée.

Horizon IV Mca₃

>120 cm : sable argileux, très calcaire, humide, beige 10YR 7/4.

Tableau VI.7. Analyses physiques et chimiques du NEOLUVISOL limono-argilo-sableux sur sable crayeux observé sur la fosse B9.

Horizon	Prof cm	A %	L %	S %	CaCO ₃ %	C %	MO %	N %	C/N	pH eau	CEC cmol.kg ⁻¹	Ca ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	Na ⁺ cmol.kg ⁻¹	Mg ⁺⁺ cmol.kg ⁻¹	K ⁺ cmol.kg ⁻¹
LAc _i	0-30	23,6	50,1	26,3	—	1,22	2,10	0,1	9,1	8,2	17,7	17,13	0,11	0,69	0,33
BTci ₁	30-40	28,3	50,7	21,0	0,3	—	0,92	—	—	8,3	14,3	—	—	—	—
BTci ₂	40-65/68	35,7	38,5	25,8	—	0,43	0,74	—	—	8,2	22,1	21,8	0,08	0,47	0,25
II C	65/68-72	19,3	31,2	49,5	53,5	—	0,42	—	—	8,8	5,1	—	—	—	—
III Mca ₁	72-80	7,5	5,2	87,3	11,5	—	0,35	—	—	8,9	2,2	—	—	—	—
III Mca ₂	80-100	5,5	3,9	90,6	6,0	0,04	0,07	—	—	9,0	3,0	4,35	0,04	0,07	0,05
IV Mca ₃	>120	22,2	22,1	55,7	43,0	—	0,03	—	—	8,9	—	—	—	—	—

(A : Argile ; L : Limon ; S : Sable Fin ; SG : Sable Grossier / [AFNOR X31-107])

Tableau VI.8. Teneurs en eau volumique à pF 2,5 et pF 4,2 de deux horizons pédologiques caractéristiques du NEOLUVISOL limono-argilo-sableux du profil B9.

Horizon	da	Humidité volumique θ ($10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	
		pF 2,5	pF 4,2
LAc _i	1,60	32,3	19,8
BTci ₁	1,56	29,8	21,2
BTci ₂	1,50	30,1	21,6
III Mca ₂	1,60	5,2	3,9

L'analyse des caractéristiques physico-chimiques (Tableau VI.7) indique que ce sol aura globalement un comportement et un potentiel agronomique proche du NEOLUVISOL observé au sein du profil B8. Seule différence notable, une réserve en eau plus faible (Tableau VI.8). La couverture limono-argilo-sableuse à argileuse superficielle est non carbonatée, calcique, saturée en bases échangeables, et principalement par le calcium. La minéralisation au sein du labour est excellente comme l'atteste le rapport C/N. La texture équilibrée de l'horizon le rend à la fois peu sensible à la battance et particulièrement prédisposé à la fissuration pour limiter l'effet de la compaction du sol en améliorant la porosité structurale.

Les propriétés de rétention en eau du labour et des horizons argilluviaux sont élevées, mais elles sont a contrario relativement faibles pour les sables glauconieux sous-jacents (Tableau VI.8), induisant un drainage rapide du sol et une réserve en eau correcte mais plus modérée par rapport au NEOLUVISOL du profil C8.

Le profil B9 permet d'observer un NEOLUVISOL limono-argilo-sableux, calcique, saturé, développé sur un paléosol argileux tronqué, reposant sur un sable glauconieux et crayeux remanié. Le substrat sableux comporte des blocs erratiques de grès Thanétien.

Les potentialités agronomiques de ce sol sont dues entre autres à une texture de surface équilibrée entre les limons, les sables et les argiles. Ce sol, peu sensible aux phénomènes de battance, est particulièrement apte à la fissuration pour rétablir une porosité structurale après tassement. Les très faibles propriétés de rétention en eau du substrat sableux limitent sa capacité de stockage et sa réserve en eau.

3. Conclusion

Le site expérimental du Laonnois montre une grande variabilité spatiale de sa couverture pédologique s'exprimant de l'échelle hectométrique à l'échelle décamétrique. La diversité des sols s'explique en partie par un contexte géologique très varié, mais également par l'action de processus de remaniement des matériaux par solifluxions et cryoturbations périglaciaires. Cette variabilité spatiale des sols induit une importante variabilité de leurs comportements et de leurs potentialités agronomiques.

L'ouverture et la description de fosses pédologiques ont permis de caractériser quatre unités de sols particulièrement représentatives. Il s'agit :

- d'un CALCO-MAGNESISOL limono-argilo-sableux, peu épais, saturé et pétrocalcarique, développé dans un sable crayo-dolomitique ;
- d'un NEOLUVISOL limono-argilo-sableux, calcique, saturé, développé dans un paléosol argileux tronqué et reposant sur un sable crayeux cryoturbé ;
- d'un CALCOSOL limono-argilo-sableux développé dans un sable crayeux et une pâte crayeuse cryoturbée ;
- d'un NEOLUVISOL limono-argilo-sableux, calcique, saturé, développé dans un paléosol argileux tronqué, reposant sur un sable glauconieux et crayeux remanié, avec la présence de blocs isolés de grès du Thanétien.

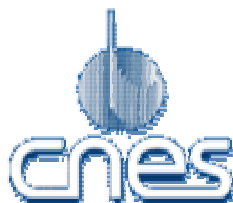
Les propriétés de rétention en eau et la réserve utile du CALCO-MAGNESISOL sont faibles. A l'inverse, les NEOLUVISOLS reposant sur le sable crayeux cryoturbé présentent des propriétés de rétention en eau et des réserves utiles élevées. La capacité de stockage en eau et la réserve utile des NEOLUVISOLS sur les sables glauconieux et crayeux sont plus limitées à cause des très faibles propriétés de rétention en eau du substrat sableux. Enfin, les propriétés de rétention en eau des CALCOSOLS sont élevées mais sa réserve utile est restreinte par une profondeur d'enracinement limitée aux horizons limono-argilo-sableux.

A l'instar de la Petite Beauce, le Laonnois est une région de grande culture à paysage ouvert avec des parcelles agricoles de grande superficie et se caractérisant par une importante variabilité spatiale intraparcellaire des sols. En Petite Beauce, la couverture pédologique argilo-limoneuse est développée sur différents substrats calcaires lacustres. Dans le Laonnois, les sols sont développés dans un plaquage limono-argilo-sableux, reposant sur des substrats crayeux avec localement des résidus de formations sableuses à passées gréseuses (Campanien, Thanétien). Bien que les sols de ces deux régions soient développés sur des matériaux de nature différentes, ils présentent néanmoins de nombreuses similitudes. Ces sols ont été soumis à l'influence des phénomènes périglaciaires et notamment la cryoturbation. De plus, leur distribution spatiale est fortement influencée par la topographie et se caractérise par une dissymétrie en fonction de l'orientation des versants. Sur l'un des versants, on observe des sols carbonatés, peu épais, développés sur différents calcaires lacustres ou substrats crayeux. Sur le versant opposé, on constate la présence de sols profonds, argilo-limoneux ou limono-argilo-sableux, reposant sur divers substrats carbonatés ou formations cryoturbées. Ces sols ont été soumis à l'influence des phénomènes périglaciaires et notamment la cryoturbation.

La thèse de Didier Michot est disponible en 5 fichiers.
Vous consultez ici la **section n°3** de la thèse.
L'ensemble peut être retrouvé sur le site de l'inra
<http://www.inra.fr/Internet/Departements/EA/index.html>
en rejoignant la page des thèses de l'année 2003



Département de
Géophysique Appliquée



Unité de Science du Sol
Centre de Recherches d'Orléans

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Pédologie - Géophysique

Présentée par **M. Didier Michot**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

**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 intraparcellaire**

Soutenue le 10 février 2003 devant le jury composé de :

M. G. De Marsily	Professeur	Université Paris VI	Président
M. A. Tabbagh	Professeur	Université Paris VI	Directeur de Thèse
M. D. King	Directeur de Recherche	INRA Orléans	Co-directeur de Thèse
Mme D. Chapellier	Professeur	Université de Lausanne	Rapporteur
M. P. Lagacherie	Ingénieur de Recherche	INRA Montpellier	Rapporteur
M. H. Jeanjean	Direction des Programmes	CNES Toulouse	Examineur
M. Y. Benderitter	Directeur de Recherche	CNRS (UMR 7619)	Invité

Résumé

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 intraparcellaire

Les objectifs de ce travail sont : (1) expérimenter les méthodes de télédétection et de géophysique comme moyen d'aide à la cartographie et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et de leurs propriétés pérennes à l'échelle intraparcellaire ; (2) acquérir des données fiables sur une variable conjoncturelle qui est l'état hydrique instantané de la couverture pédologique et suivre son fonctionnement hydrique dans le temps ; (3) comparer les méthodes géophysiques au sol et de télédétection en termes de convergence ou de complémentarité.

Ce travail a été effectué sur deux sites expérimentaux localisés dans des régions de grandes cultures caractérisées par une forte variabilité spatiale intraparcellaire des sols : la Petite Beauce et le Laonnois. L'étude de la variabilité spatiale des sols est réalisée soit à l'aide de prospections électriques ou électromagnétiques au sol, soit au moyen de données de télédétection multispectrale aéroportée. L'influence de l'humidité sur la résistivité électrique des sols a été étudiée à différentes échelles d'investigation : sous conditions contrôlées au laboratoire, sous conditions naturelles "in situ", d'abord sur des sites "ponctuels" puis sur une section 2D de sol et enfin sur des surfaces représentatives de parcelles agricoles.

Les résultats montrent que la résistivité électrique des sols diminue lorsque leur teneur en eau augmente. Le suivi diachronique par panneau électrique 2D de la résistivité électrique d'une section de sol a permis : (1) de suivre le fonctionnement hydrique du sol (infiltration/déssèchement) ; (2) de délimiter les zones d'écoulements préférentiels (3) de délimiter les horizons pédologiques en 2D ; (4) de révéler les caractéristiques structurales des horizons résultant des pratiques culturales (tassement). Des sections de teneur en eau instantanée ont ensuite été modélisées.

Les prospections électriques multi-dates, effectuées avec le multipôle MUCEP, assurent une reconnaissance de la variabilité spatiale des sols avec une résolution décamétrique, tout en assurant une vision dynamique du fonctionnement hydrique de la couverture de sol à l'échelle de la parcelle.

Les résultats de télédétection montrent que la réflectance des sols est principalement contrôlée par la plus ou moins grande profondeur d'apparition des substrats calcaires. Elle apporte ainsi une information indirecte sur le développement du sol. Les liens existant entre la réflectance spectrale et les propriétés de surface des sols, pérennes et conjoncturelles, ont été précisés et hiérarchisés pour la parcelle étudiée. Toutefois des différences apparaissent dans la délimitation spatiale de ces unités. En effet, les données radiométriques ou géophysiques permettent de discriminer la majorité des unités de sols. Les mesures de télédétection caractérisent l'état de surface des sols alors que les prospections géophysiques assurent une reconnaissance 3D de la couverture pédologique et permettent une étude dynamique de son fonctionnement hydrique interne. A l'inverse de la télédétection, la géophysique ne peut fournir des informations instantanées sur de grands territoires. Elle apparaît comme une méthode complémentaire répondant aux besoins de l'Agriculture de Précision et capable d'établir un lien entre les approches "ponctuelles" (sites ou multisites) et les approches spatiales aéroportées ou satellitales.

Mots clés : sol, eau, variabilité spatiale, résistivité électrique, réflectance, prospection électrique, électromagnétisme

Laboratoires de rattachement

INRA, Unité de Science du sol, Centre de Recherches d'Orléans – Avenue de la Pomme de Pin – BP 20619 45166 Olivet cedex
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Département de Géophysique case courrier 105 - couloir 25-15 - 1er étage - 4 place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05

3^{ème} Partie

Etude de la résistivité électrique des sols à différentes échelles d'espace et de temps

Chapitre VII - Influence de l'humidité et de la température sur la résistivité électrique des sols

Le chapitre I a exposé la grande variété des modèles cognitifs de représentation de la résistivité électrique (ou de son inverse la conductivité électrique) d'un matériau poreux polyphasique selon diverses conditions de porosité, de saturation en eau, de présence ou absence d'argile et de l'effet du cortège ionique associé. La plupart de ces modèles sont purement théoriques et inadaptés aux milieux argileux non saturés tels que les sols. Ils présentent de nombreux biais liés à des aspect physiques ou à leur représentativité. Leur validation expérimentale est souvent insuffisante. La détermination des paramètres de certains modèles est quelquefois inaccessible, si bien qu'il est parfois plus facile de mesurer directement la grandeur physique d'intérêt.

L'usage des modèles est donc délicat voire impossible pour comprendre l'effet des variables d'état sur la résistivité électrique des sols étudiés. Un investissement plus important est nécessaire dans la connaissance de la grandeur physique "résistivité électrique" sous la sollicitation d'un champ électrique ou électromagnétique. Une approche plus déterministe est alors indispensable pour comprendre le rôle des différents facteurs agissant sur la réponse électrique. Compte tenu de l'analyse bibliographique du chapitre I, nous privilégions les variables d'état à l'origine des variations de résistivité observées. Il s'agit principalement de la teneur en eau et de la température.

L'objectif du présent chapitre est d'analyser l'effet des variables d'état conjoncturelles sur la résistivité électrique des sols. Nous nous intéressons principalement à l'influence de la teneur en eau et de la température en nous plaçant dans différentes situations expérimentales au laboratoire et sur le terrain. A partir de cette analyse, nous recherchons les conditions optimums sur le terrain pour reconnaître différents types d'horizons et de sols lors d'une prospection cartographique.

Dans un premier temps, nous étudions au laboratoire, en condition de température contrôlée, l'influence de l'humidité sur la résistivité électrique des horizons caractéristiques de sols représentatifs de "Petite Beauce".

Dans un second temps, nous cherchons à considérer, en conditions naturelles au champ, l'effet simultané de l'humidité et de la température. Cette étude "in situ" nécessite l'aménagement et l'instrumentation raisonnés d'un dispositif expérimental adapté. Le suivi pendant une année de ces variables d'intérêt caractérise le fonctionnement hydrique et thermique de la couverture pédologique. Il permet de déterminer les meilleures périodes de prospection électrique pour cartographier les sols mais aussi pour distinguer et identifier les

horizons par leur résistivité. Les relations obtenues “*in situ*” entre la résistivité et la teneur en eau des différents horizons sont présentées. Leur comparaison permet d'identifier les horizons qui s'individualisent par leur résistivité dans une gamme de teneur en eau précise. La réflexion porte également sur l'influence de la température et la pertinence de la loi physique adoptée (Cf. Chapitre I, § 1.3.) pour prendre en compte son effet.

Pour une température donnée, la comparaison des relations résistivité – teneur en eau déterminées au laboratoire et au champ, constitue la dernière étape de l'analyse. L'effet du volume de mesure de la résistivité électrique est alors discuté en relation avec l'isotropie ou l'anisotropie des horizons.

1. Relations résistivité électrique–teneur en eau en conditions contrôlées au laboratoire

1.1 Protocole expérimental

1.1.1. Description du dispositif

Les trois horizons pédologiques des fosses RESI1 et RESI2, dont la résistivité électrique, la teneur en eau et la température sont également étudiées “*in situ*”, sont échantillonnés à l'aide d'une cellule en PVC présentant un diamètre de 14 cm pour une hauteur de 7 cm, soit un volume de 1077,56 cm³.

Au laboratoire, un dispositif expérimental est mis en place selon le modèle de Rhoades et al (1977), pour effectuer la mesure de la résistivité électrique des échantillons de sol au cours de leur dessiccation (Figure VII.1).

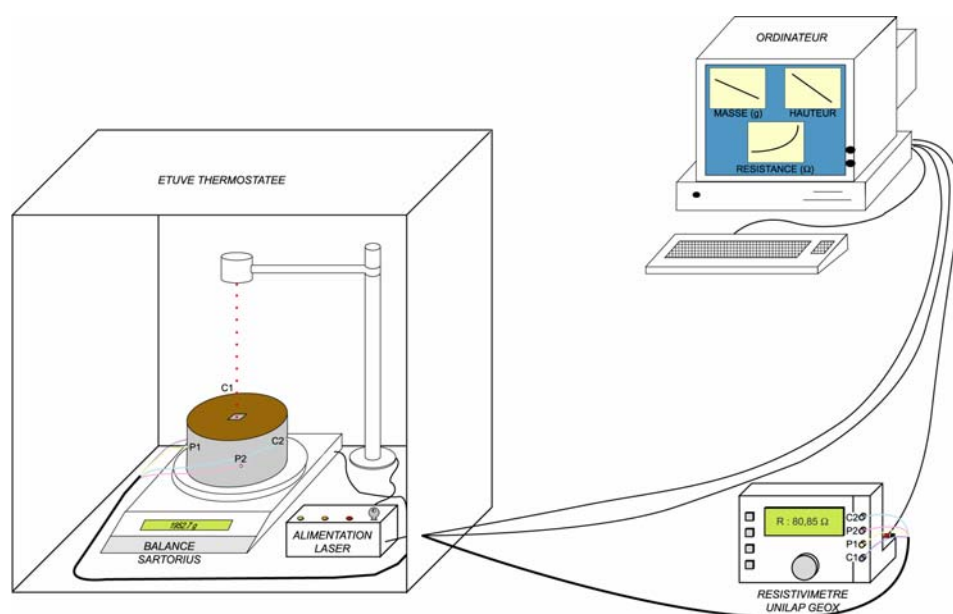


Figure VII.1. Schéma du dispositif expérimental de mesure de la résistivité électrique et de l'humidité d'un sol à température régulée.

L'échantillon de sol est préalablement saturé à l'aide d'une eau déminéralisée. Les sections supérieures et inférieures étant arasées sans être lissées, il est placé sur un support perforé dans un saturateur. Le niveau d'eau dans le saturateur est initialement maintenu pendant 24 heures à 1 cm de la base du cylindre, de façon à le saturer par capillarité, puis est progressivement augmenté jusqu'à la partie supérieure du cylindre. Ce niveau d'eau maximum est conservé pendant au moins 8 jours, de manière à réaliser une saturation aussi complète que possible. Pendant la période de saturation, l'échantillon est placé au réfrigérateur, dont la température est comprise entre 4 et 6°C.

Deux à trois heures avant le lancement des mesures, on vide le saturateur jusqu'à 1 cm de hauteur pour permettre un drainage du sol. Le dernier centimètre est vidé juste avant de percer dans le cylindre en PVC quatre trous pour installer des électrodes. Quatre électrodes en argent (2 électrodes de potentiel P_1 et P_2 + 2 électrodes d'injection C_1 et C_2) sont enfoncées horizontalement, à mi-hauteur, dans le plan médian de l'échantillon selon une configuration carrée. Elles pénètrent l'échantillon sur une longueur de 11 à 14 mm. Pour assurer un contact optimal, les vides sont comblés avec une argile gonflante, la benthonite.

L'échantillon est ensuite placé sur une balance dans une étuve thermostatée à 25°C. Au cours de sa dessiccation, la masse de l'échantillon est déterminée par pesée et la résistance électrique mesurée à l'aide d'un résistivimètre. Simultanément, le retrait vertical de l'échantillon, supposé isotrope, est mesuré à l'aide d'un faisceau laser.

Les trois mesures sont synchrones et réalisées toutes les vingt minutes. L'expérience dure généralement trois semaines à un mois, en fonction de la durée de dessiccation de l'échantillon. Deux mille à deux mille cinq cents mesures sont enregistrées. L'expérience achevée, l'échantillon est placé pendant 48 h dans une étuve à 105°C. La masse sèche de l'échantillon est mesurée et sa densité apparente déterminée.

La durée de saturation des échantillons de sols varie de 1 à 3 mois. La teneur en eau pondérale de l'échantillon est calculée par différence entre les pesées de l'échantillon humide puis séché à 105°C. L'humidité volumique est ensuite déterminée en prenant en compte la densité apparente de l'échantillon.

Trois échantillons de l'horizon argilo-limoneux Sci_1 (fosse RESI1) sont saturés de manière à tester les effets du conditionnement et de la durée de saturation des échantillons.

1.1.2. Traitement des données

La résistivité électrique "vraie" d'un volume de sol est fonction de la géométrie du dispositif d'électrodes et est donnée par la relation :

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{VII.1})$$

où :

- ΔV est la différence de potentiel mesurée entre les électrodes P_1 et P_2 ,
- I l'intensité du courant injecté entre les électrodes C_1 et C_2 ,
- K le coefficient géométrique du dispositif d'électrodes.

Les travaux de Camerlynck et al. (2002) montrent que le coefficient géométrique d'un quadripôle d'électrodes de configuration carrée, placé dans le plan médian d'un échantillon cylindrique, dépend de la hauteur de l'échantillon. Lorsque le rapport entre la hauteur H et le diamètre de l'échantillon est inférieur à 0,8, l'expression du coefficient géométrique K est :

$$K = \frac{\pi \cdot H}{\ln(2)} \quad (\text{VII.2})$$

Le retrait vertical de l'échantillon est pris en compte dans la détermination du coefficient géométrique et ainsi dans le calcul de la résistivité électrique.

1.2. Influence de la durée de mise en saturation sur la mesure de résistivité électrique

Pour trois échantillons indépendants de l'horizon argilo-limoneux Sci_1 mis à saturation pour des durées variables, les courbes représentant l'évolution de la résistivité électrique en fonction de l'humidité ont été obtenues au laboratoire à température constante de 25°C. Elles ne se superposent pas mais, peuvent se classer en fonction de la durée de mise à saturation du sol (Figure VII.2). Pour une même teneur en eau, la résistivité électrique de l'horizon Sci_1 diminue quand la durée de saturation de l'échantillon augmente. La différence de résistivité est faible pour les teneurs en eau élevées lorsque l'échantillon est quasi-saturé. Elle augmente considérablement avec le dessèchement de l'échantillon : pour une teneur en eau de $25 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, la résistivité électrique de l'échantillon saturé pendant une période de un mois est le double de celle de l'échantillon saturé pendant trois mois. L'accroissement de la résistivité électrique avec le dessèchement semble plus important et plus brutal pour les échantillons saturés pendant une période plus courte. La durée de saturation de l'échantillon joue également un rôle sur la sensibilité de la résistivité électrique aux variations d'humidité. Plus l'échantillon a été saturé longtemps et moins sa résistivité électrique est sensible au changement d'humidité. On observe un rapport supérieur à 8 entre les sensibilités d'un échantillon saturé pendant un mois et trois mois (Tableau VII.1).

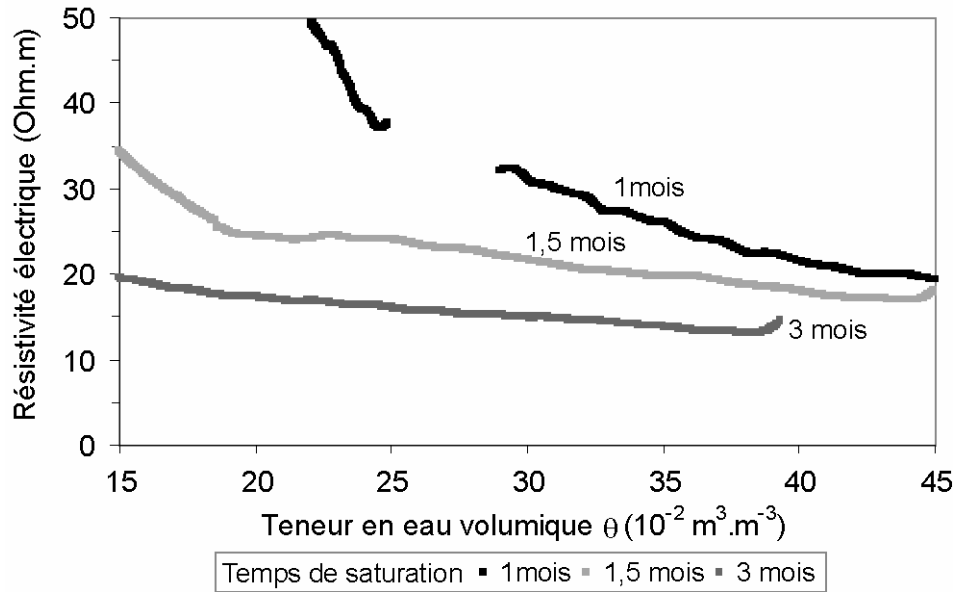


Figure VII.2. Relations résistivité électrique - teneur en eau de l'horizon Sci₁ (fosse RESI1) en considérant trois périodes de saturation.

La variabilité de la résistivité électrique de l'horizon Sci₁, pour de mêmes conditions d'humidité et de température, peut s'expliquer par une différence de minéralisation de la solution du sol. La conductivité électrique, et donc la concentration ionique de la solution du sol, semble augmenter avec la durée de la période de saturation. L'échantillon ayant progressivement été saturé par une eau déminéralisée, l'enrichissement en ions de l'électrolyte peut provenir entre autres de plusieurs processus. Lors de la saturation progressive de l'échantillon et avant d'être en condition anaérobie, la minéralisation de la matière organique peut intervenir. De plus, lorsque l'échantillon est saturé, des phénomènes d'échange et de mise en équilibre des ions entre le sol, l'eau liée et l'eau de saturation interviennent avec libération de cations échangeables : Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , mais également mise en solution d'éléments en fonction de leur constante de solubilité. En milieu carbonaté, les phénomènes dominants sont la décarbonatation et l'entraînement du calcium, sous la dépendance essentielle, mais non exclusive, de l'équilibre carbonate-bicarbonate. D'autres éléments interviennent tels que les anions minéraux non volatils et organiques. Le temps nécessaire à la mise en équilibre ionique de la solution est relativement long et explique l'augmentation progressive de la minéralisation de la solution du sol à l'origine de la diminution de la résistivité électrique en fonction de la durée de saturation. Lors d'une longue période de saturation, les phénomènes d'échange peuvent également s'accompagner d'une évolution importante de la structure du sol.

Les échantillons des six horizons ont été étudiés après des durées de saturation variées, si bien que la concentration ionique et donc la conductivité électrique de leur eau de saturation devaient être différentes. La concentration en électrolyte de la solution dépend aussi des surfaces de contact entre le sol et l'eau et donc de la gamme de pores des échantillons. La représentativité des relations résistivité électrique-teneur en eau obtenues est donc discutable. Un protocole expérimental plus adapté, assurant le contrôle de la conductivité électrique de la solution du sol, serait à mettre en œuvre pour améliorer la qualité des résultats.

1.3. Relations résistivité électrique - teneur en eau des horizons du CALCISOL et du CALCOSOL

Le dessèchement progressif des échantillons d'horizons caractéristiques du CALCISOL sur calcaire cryoturbé (RESI1 Figure VII.3) et du CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris tendre (RESI2 Figure VII.4) s'accompagne d'une augmentation de leur résistivité électrique. Cette évolution de la résistivité électrique en fonction de la teneur en eau est en accord avec les travaux antérieurs (Gupta et Hanks, 1972 ; Rhoades et al, 1976 ; Nadler, 1982, Bottraud et Rhoades, 1985 ; Montoroi et al, 1997 ; Robain et al.,2001). Les figures VII.3 et VII.4 représentent les points de mesure expérimentaux et non pas des courbes d'ajustements.

Les courbes résistivité – teneur en eau observées se scindent en deux principaux domaines :

- Le premier domaine s'individualise par une augmentation modérée mais régulière de la résistivité électrique sur une gamme d'humidité variant de la quasi-saturation à des teneurs en eau comprises entre 5 et $15 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, inférieures à celles du pF 4,2.
- Le deuxième domaine est celui des faibles à très faibles humidités. Il se caractérise par une augmentation brutale et exponentielle de la résistivité électrique.

Au début de chaque suivi, lorsque l'échantillon de sol est quasi-saturé, une brève diminution de la résistivité électrique est observée alors que l'échantillon vient d'être placé dans l'étuve à 25°C pour être desséché. Cette brève décroissance de la résistivité est due à un effet thermique dominant l'effet hydrique. Au cours de sa saturation, l'échantillon est placé pendant plusieurs jours, voire plusieurs semaines, dans un réfrigérateur à une température de l'ordre de 4 à 6°C. Disposé dans l'étuve, la température de l'échantillon augmente brutalement pour atteindre la température ambiante, ce qui explique la diminution simultanée de la résistivité électrique. La température du sol étant stabilisée, le dessèchement de

l'échantillon se poursuit seul et s'accompagne d'une augmentation de la résistivité électrique. Une oscillation périodique de la résistivité électrique est remarquée au sein des horizons de calcaire gris tendre Ck₂ et Ck₃. Ce phénomène est vraisemblablement lié à du bruit électronique au sein de la chaîne d'acquisition et ne peut être imputé à une éventuelle évolution de la température de l'échantillon au sein de l'étuve thermostatée.

Tableau VII.1. Sensibilité de la résistivité électrique aux variations d'humidité, entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent des plantes.

Sol	CALCISOL (RESI1)				CALCOSOL (RESI2)			
Horizon	L <i>A</i> c <i>i</i>	Sci ₁			Ck(m) ₁	L <i>A</i> c <i>a</i>	Ck ₂	Ck ₃
Durée de saturation (mois)	2	1	1,5	3	1	2	3	2
ρ à θ _{cc} (Ω.m)	19	26	19,8	13,9	66,8	27,4	34,8	50
ρ à θ _{pF 4,2} (Ω.m)	25,2	52	24,5	17,4	166	32,9	64,7	68,8
Sensibilité (Ω.m / 10 ⁻² m ³ .m ⁻³)	0,4	1,7	0,3	0,2	4,0	0,4	1,4	1,6

La sensibilité ou gradient de résistivité électrique par point d'humidité volumique entre les teneurs en eau à la capacité au champ et à pF 4,2, est fonction non seulement du type d'horizon mais également de la durée de saturation de l'échantillon (Tableau VII.1). Les horizons sont classés par ordre décroissant de sensibilité de la résistivité électrique au changement de teneur en eau :

- i) horizon de calcaire cryoturbé beige Ck(m)₁,
- ii) horizons de calcaire tendre Ck₂ et Ck₃,
- iii) horizons argilo-limoneux LAc_i, LAc_a, Sci₁.

Pour un même horizon, ici l'horizon Sci₁, l'augmentation de la durée de saturation des échantillons a pour effet une diminution significative de la sensibilité.

Les résistivimètres actuels permettent de réaliser aisément des mesures avec un pouvoir de résolution de 0,1 $\Omega.m$. Avec des sensibilités comprises entre 0,2 et 4 $\Omega.m$ par point d'humidité volumique, dans la gamme des teneurs en eau observées aux champs, les mesures au laboratoire montrent l'intérêt des méthodes électriques pour l'analyse des flux hydriques "in situ".

Pour la gamme complète des humidités des 6 horizons étudiés (Figures VII.3 et VII.4), une fonction puissance a été ajustée sur les courbes expérimentales :

$$\frac{1}{\rho} = a + b\theta^{0,5} \quad (\text{VII.3})$$

Pour la gamme des humidités observables au champ, une loi exponentielle a été ajustée sur cinq horizons de sol :

$$\rho = a_1 + b_1 \cdot e^{\left(\frac{\theta}{c_1}\right)} \quad (\text{VII.4})$$

Cette seconde loi n'a pu être appliquée à l'horizon marno-calcaire Ck₃ du profil RESI2 qui suit une fonction puissance :

$$\rho = a_2 + b_2 \theta^2 \quad (\text{VII.5})$$

La matrice de corrélation (Tableau VII.2) montre que certains coefficients d'ajustements des équations VII.3 et VII.4 ne sont pas indépendants des paramètres physico-chimiques des sols. Néanmoins, les corrélations observées ne sont significatives qu'au seuil de 5%. Les données étant trop peu nombreuses pour émettre de réelle conclusion, nous ne parlerons que de tendance.

Les coefficients **a** et **b** de l'équation VII.3 possèdent la dimension d'une conductivité électrique. Le coefficient **a** semble principalement lié à la teneur en CaCO₃ avec un coefficient de corrélation significatif au seuil de 5%. Il apparaît également lié négativement à la texture du sol, principalement aux teneurs en limons et en argile, mais ne semble pas corrélé aux sables grossiers et à la CEC. Le coefficient **b** présente des liens similaires, mais se différencie par des corrélations positives avec les teneurs en argile, limons, sables fins et sables totaux et négatives avec la teneur en CaCO₃.

Tableau VII.2. Corrélations entre les coefficients des équations mathématiques ajustées aux courbes expérimentales et les caractéristiques physico-chimiques du sol.

	a	b	a₁	b₁	c₁
A (%)	-0,82	0,83	-0,40	0,30	-0,77
LT (%)	-0,84	0,78	-0,89	-0,50	-0,30
LG (%)	-0,85	0,78	-0,89	-0,50	-0,28
LF (%)	-0,84	0,78	-0,88	-0,49	-0,30
ST (%)	-0,77	0,72	-0,70	0,14	-0,55
SG (%)	0,01	-0,11	0,17	0,70	0,12
SF (%)	-0,77	0,72	-0,70	0,14	-0,56
CaCO ₃ (%)	0,88	-0,83	0,61	0,47	0,46
CEC	0,37	-0,35	-0,35	0,95	-0,99

FOSSE RESI 1 : CALCISOL Argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige

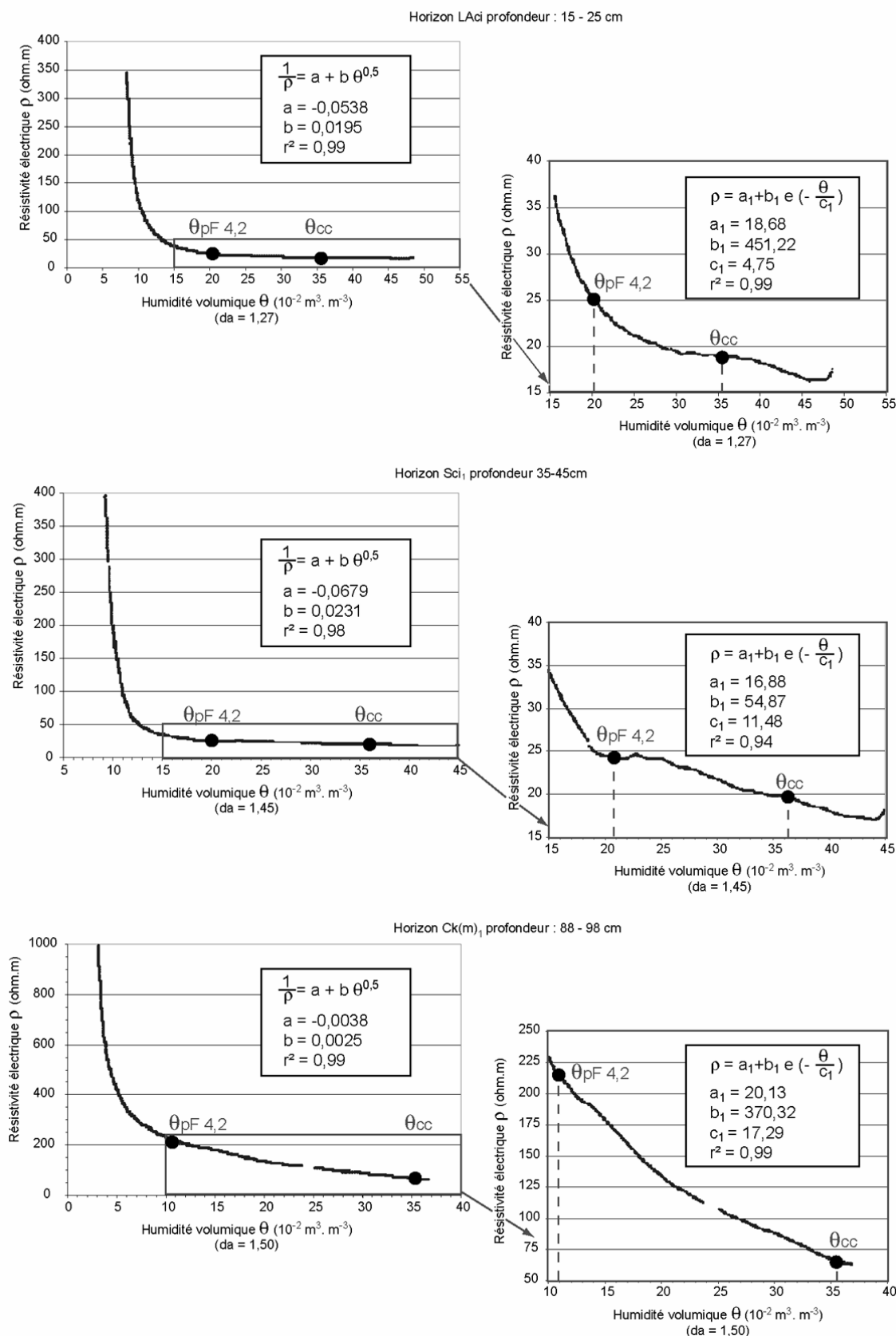


Figure VII.3. Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau volumique des horizons caractéristiques du CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige de la fosse RESI1.

FOSSE RESI 2 : CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris tendre

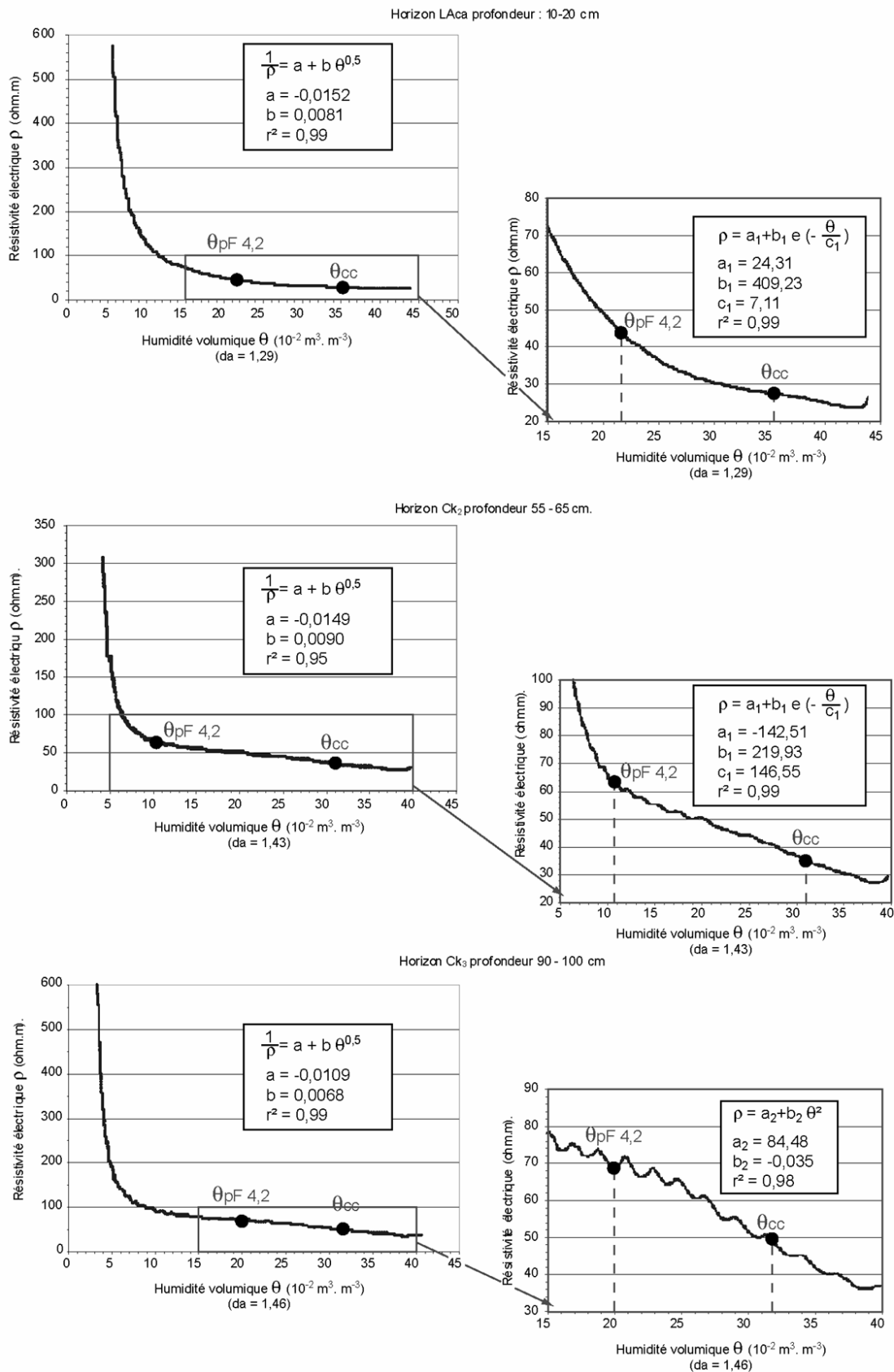


Figure VII.4. Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau volumique des horizons caractéristiques du CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris tendre de la fosse RESI2.

Pour la relation VII.4 ajustée dans la gamme des teneurs en eau du premier domaine (entre le point de flétrissement des plantes et la quasi-saturation), les corrélations avec les paramètres physico-chimiques du sol sont plus faibles, sauf la corrélation entre le coefficient a_1 et la teneur en limons.

Le comportement électrique de l'horizon de calcaire gris tendre Ck₂ semble différent. Il se singularise en effet par des coefficients d'ajustement a_1 et c_1 bien différenciés et se sépare nettement du nuage de points formé par les données des cinq autres horizons de sol. Les valeurs des coefficients d'ajustement de la relation VII.4 pour l'horizon Ck₂ n'ont donc pas été prises en compte dans l'étude des corrélations avec les paramètres physico-chimiques. Cette singularité des horizons de calcaire tendre s'observe également au sein de l'horizon Ck₃ dont la courbe expérimentale n'a pu être ajustée avec cette équation.

Les coefficients a_1 et b_1 correspondent à des valeurs de résistivité électrique. Le paramètre d'ajustement a_1 semble lié principalement à la teneur en limons, mais pas à la teneur en argile ni à la CEC. A l'inverse, le paramètre b_1 ne semble pas liés à la texture, ni à la teneur en CaCO₃, mais pourrait être lié à la CEC. Le coefficient c_1 ne présente qu'un éventuel lien avec la teneur en argile et à la CEC.

1.4. Comparaison des relations résistivité électrique-teneur en eau du CALCISOL (RESI1) et du CALCOSOL (RESI2)

L'analyse comparative des relations résistivité électrique-teneur en eau des trois horizons caractéristiques du CALCISOL permet d'établir plusieurs remarques (Figure VII.5) :

- a) Sur l'ensemble de la gamme des humidités observables au champ, la résistivité électrique du calcaire cryoturbé beige Ck(m)₁ est significativement plus élevée que celle des deux horizons argilo-limoneux sus-jacents.
- b) De l'état quasi-saturé à l'humidité au pF 4,2, les deux horizons argilo-limoneux LAci et Sci₁ présentent des résistivités électriques très proches. Cela a pour conséquences que, lors d'une prospection électrique sur un sol caractérisé par un profil hydrique uniforme, il sera certainement difficile de distinguer ces deux horizons par leur résistivité électrique.
- c) Pour une gamme d'humidité inférieure à $20 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ mais supérieure à $11 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, la résistivité de l'horizon LAci devient supérieure à celle de l'horizon Sci₁ sous-jacent. Cela signifie que la distinction des deux horizons argilo-limoneux est donc conditionnée par leur état hydrique différent et ne peut être envisagée favorablement que sur un sol sec, principalement au sein de l'horizon labouré LAci.
- d) Pour une humidité proche ou inférieure à $11 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, la résistivité électrique des deux horizons supérieurs croît fortement. Dans l'horizon structural Sci₁, elle est supérieure à celle de l'horizon cultural LAci et tend à se rapprocher de celle du calcaire cryoturbé beige. Toutefois, cet état de dessiccation intense des horizons est rarement observé en conditions naturelles.

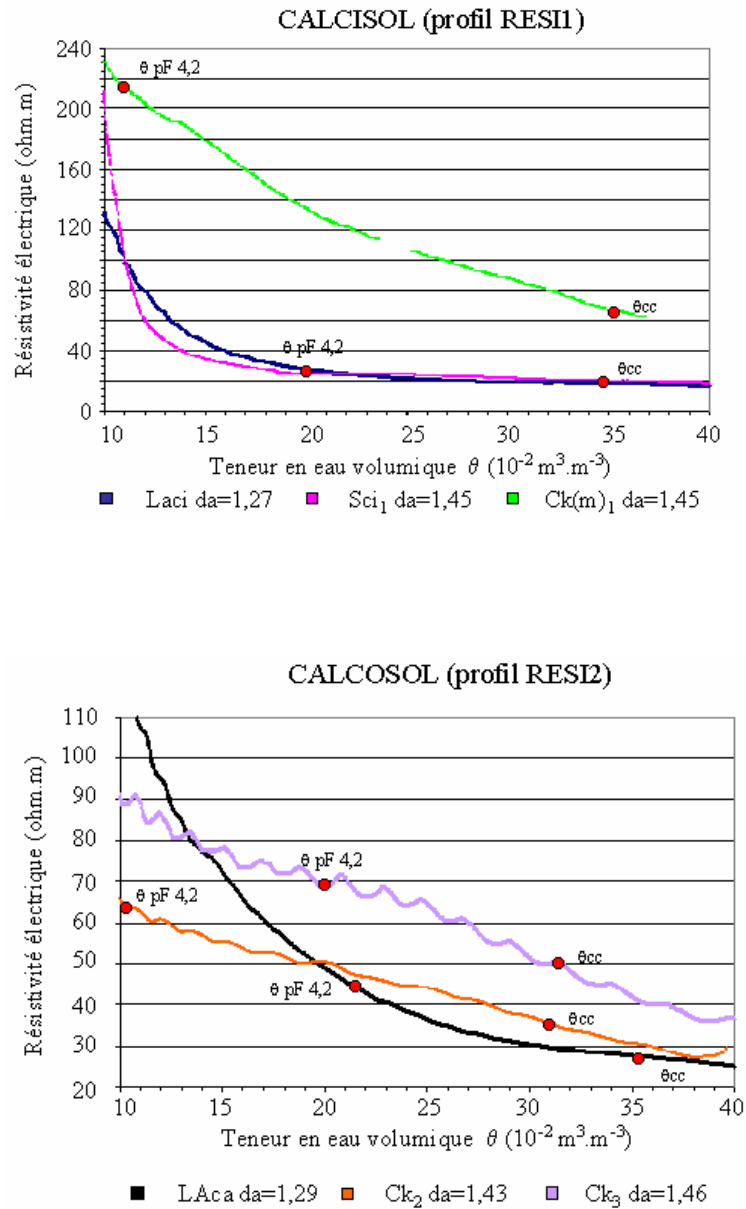


Figure VII.5. Comparaison des courbes représentant l'évolution de la résistivité électrique en fonction de l'humidité des horizons caractéristiques du CALCISOL (RESI1) et du CALCOSOL (RESI2) étudiés.

Les remarques relatives à la signature électrique des horizons du CALCOSOL caillouteux développé sur calcaire tendre (Figure VII.5) sont :

- a) En dehors du contexte d'une dessiccation intense du sol ($\theta > 15 \cdot 10^{-2} \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), l'horizon profond de calcaire Ck₃ est le plus résistant et peut nettement se différencier des horizons sus-jacents.
- b) Le comportement électrique relatif des horizons LAca et Ck₂ dépend également de leur humidité. Deux situations particulières sont observées. Lorsque l'humidité volumique des horizons est inférieure à 20%, l'horizon LAca est le plus résistant et se distingue de l'horizon sous-jacent Ck₂. En revanche, lorsque l'humidité des horizons est supérieure à 20%, leur comportement électrique est inverse. L'horizon Ck₂ est alors le plus résistant. La différence de résistivité entre les deux horizons LAca et Ck₂ est faible, et pour certaines teneurs en eau, il sera difficile de dissocier ces deux horizons pédologiques par leur résistivité électrique si le profil hydrique du sol est homogène, ce qui est rarement le cas. Suite à des événements pluvieux, le sol présente un ou plusieurs fronts d'infiltration, ce qui induit une forte hétérogénéité verticale de son profil hydrique. Mais les limites verticales d'humidité ne correspondent pas forcément aux limites des horizons. Ainsi la progression d'un front d'infiltration peut différencier un même horizon en deux couches de résistivité contrastée. L'interprétation et l'inversion de mesures de résistivité est alors encore plus délicate. Des effets similaires sur l'interprétation peuvent également être induits par la progression d'un front de dessiccation.

L'étude au laboratoire de l'évolution de la résistivité électrique en fonction de la teneur en eau des principaux horizons de deux sols étudiés permet d'identifier le comportement des trois matériaux, dans la gamme des humidités observables au champ : (1) quelle que soit l'humidité, l'horizon de calcaire cryoturbé beige est le plus résistant ; (2) les horizons superficiels de texture argilo-limoneuse présentent une évolution similaire, l'horizon LAca étant néanmoins le plus résistant car il est carbonaté et caillouteux ; (3) la signature électrique

du calcaire tendre du CALCOSOL est très différente de celle du calcaire cryoturbé du CALCISOL, mais demeure relativement proche des horizons argilo-limoneux.

Lors de cette analyse, nous supposons que l'incertitude sur la valeur de résistivité électrique des horizons, liée à une évolution de la conductivité électrique de la solution du sol, est nulle. Or, comme nous l'avons remarqué au paragraphe précédent, il existe une minéralisation et donc une évolution de la conductivité électrique de l'eau du sol en fonction de la durée de saturation des échantillons. Ce biais, lié au conditionnement de l'échantillon pour l'expérimentation, peut être à l'origine de variations supplémentaires de la résistivité des échantillons de sols pour une même teneur en eau. Cette étude permet donc de retenir trois principaux enseignements :

- a) Les mesures au laboratoire permettent de caractériser et de quantifier l'augmentation de la résistivité électrique des horizons de sol avec la diminution de leur humidité. Néanmoins, une certaine réserve est à émettre sur la réelle représentativité ou validité des courbes obtenues. L'effet de la conductivité électrique différente de la solution du sol des échantillons n'a pas été contrôlée. L'utilisation d'eau minéralisée provoque une dissolution qui n'est pas représentative des conditions naturelles.
- b) Les signatures électriques des horizons argilo-limoneux et de calcaire tendre sont relativement proches. Si l'on prend en compte l'amplitude de variation de la résistivité électrique de ces horizons en fonction des fluctuations de la conductivité électrique de la solution du sol, leur distinction lors d'une prospection électrique sera difficile avec un profil hydrique uniforme. L'individualisation de ces horizons par résistivité électrique ne semble réaliste qu'à la faveur d'un profil hydrique bien différencié entre la surface et la profondeur, notamment avec un léger dessèchement des horizons argilo-limoneux superficiels. Mais la progression d'un front d'infiltration ou de dessiccation peut être à l'origine d'une subdivision des horizons en couches de résistivité différentes et ainsi complexifier ou limiter leur distinction.
- c) Cette première approche nécessite d'être complétée par une étude "in situ" intégrante, c'est-à-dire soumise aux conditions naturelles sur une longue période, de manière à prendre en compte l'effet des variations climatiques et des changements de conductivité électrique de la solution du sol.

2. Relations résistivité électrique - teneur en eau - température “in situ”

La caractérisation des relations résistivité électrique - teneur en eau – température des horizons pédologiques en conditions naturelles nécessite la mise au point d'un protocole expérimental adapté au champ, lequel permettra l'acquisition de données représentatives et de bonne qualité. La possibilité s'offre au lecteur de s'affranchir de la discussion liée à cette étape en allant directement au paragraphe 2.1.4. relatant l'instrumentation du site expérimental.

2.1. Mise en œuvre du suivi expérimental

La recherche de relations fonctionnelles entre la teneur en eau, la température et la résistivité électrique des principaux horizons caractéristiques des sols typiques de “Petite Beauce”, décrits au chapitre IV, nécessite la mise en place au champ d'un dispositif expérimental de suivi adapté à l'étude du fonctionnement hydrique et thermique du sol. Nous disposerons ainsi de références naturelles pour l'interprétation des mesures. Une rigoureuse attention doit être portée sur le choix, la conception et l'installation des capteurs, qui répondront aux contraintes suivantes :

- La configuration et la géométrie d'un quadripôle d'électrodes seront fonction de deux objectifs :
 - représentativité de la mesure de résistivité électrique pour un horizon de sol ayant une épaisseur minimale de 30 cm,
 - intégration d'un volume de sol optimal.
- La mesure de l'humidité pondérale des horizons ne pouvant être retenue pour le suivi diachronique à cause de son caractère destructif, une méthode indirecte de mesure de la teneur en eau est recherchée. Les capteurs mis à demeure dans le sol pendant une longue période (1 an) doivent permettre des mesures répétables et reproductibles de la teneur en eau volumique. Les mesures doivent intégrer un volume de sol représentatif.
- De manière à réaliser des mesures de température fiables, c'est-à-dire non perturbées par les effets de la paroi des fosses pédologiques, une étude théorique à partir des équations de la chaleur par conduction sera réalisée afin de déterminer la distance d'installation des thermosondes choisies par rapport aux parois.

- Les capteurs devant résider dans le sol durant une période relativement longue devront résister non seulement à l'agressivité de la solution du sol (corrosion) mais également aux contraintes mécaniques imposées par les travaux agricoles en surface.

2.1.1. Choix de la configuration et de la géométrie du quadripôle d'électrodes

Quelle géométrie donner au quadripôle d'électrodes pour qu'il soit adapté à l'étude d'un horizon de sol macroscopiquement homogène et ayant une épaisseur utile de 30 cm ? L'idée est de réaliser une mesure de résistivité électrique "vraie", caractéristique de l'horizon étudié, à partir d'un volume de mesure assimilé au volume d'un paraboloides de révolution formé par les lignes de courant reliant les deux électrodes d'injection. Un quadripôle d'électrodes adapté à notre problème serait donc un quadripôle dont le volume de mesure est représentatif de l'horizon étudié et pour lequel la majorité du courant électrique injecté demeure au sein de cet horizon. La contribution à la mesure de la fraction résiduelle du courant électrique parcourant les horizons voisins doit être négligeable. Le choix de la géométrie du quadripôle d'électrodes destiné à réaliser les mesures de résistivité électrique vraie, caractérisant un horizon pédologique, doit donc prendre en considération les paramètres suivants : la profondeur d'investigation recherchée, le volume d'influence du quadripôle choisi ainsi que la contribution des terrains rencontrés à la résistivité mesurée.

2.1.1.1. Sélection d'un quadripôle de configuration Wenner

Pour l'expérimentation "in situ", nous avons adopté un quadripôle de configuration Wenner caractérisé par l'équidistance des électrodes. Le principal avantage motivant le choix de cette configuration est d'obtenir **un meilleur rapport signal sur bruit** (Ward, 1990). En effet, le dispositif présente des paires d'électrodes d'injection et de mesure imbriquées. Pour un courant d'injection et un écartement des électrodes d'injection donnés, le voltage mesuré par un dispositif de dipôles imbriqués est plus grand que pour un dispositif de dipôles non imbriqués. La configuration Wenner est intégrante, présente la meilleure sensibilité à la profondeur et est relativement peu sensible aux hétérogénéités de surface (Ward, 1990). La position et l'écartement des électrodes, est par ailleurs une étape essentielle qu'il faut réaliser avec soin et rigueur pour obtenir des mesures de qualité.

2.1.1.2. Choix de la géométrie du quadripôle Wenner

a) Etude de la distribution du courant électrique dans le sol

Dans un sol homogène, les lignes de courant reliant deux électrodes d'injection ont une distribution radiale et perpendiculaire aux surfaces équipotentielles. Si l'on suppose un sol homogène à la surface duquel deux électrodes d'injection sont séparées par une distance L , la fraction de courant injectée I_x passant à travers une bande verticale de sol d'épaisseur z_2-z_1 et de longueur L s'exprime selon la relation (Telford W.M, 1990) :

$$\frac{I_x}{I} = \frac{L}{2\pi} \int_{z_1}^{z_2} \partial z \int_{-\infty}^{\infty} \left(\left(\frac{L}{2} \right)^2 + y^2 + z^2 \right)^{-3/2} dy = \frac{2}{\pi} \left(\tan^{-1} \frac{2z_2}{L} - \tan^{-1} \frac{2z_1}{L} \right) \quad (\text{VII.6})$$

où I est le courant électrique total injecté dans le sol.

La figure VII.6 présente l'évolution de la densité de courant en fonction de la profondeur du sol pour cinq valeurs de L . Les courbes, obtenues en calculant successivement la fraction de courant électrique injectée $\frac{I_x}{I}$ passant à travers une bande de sol d'épaisseur $z_2-z_1=L/10$, montrent que le courant électrique injecté n'est pas distribué uniformément dans le sol, mais se concentre principalement au voisinage des électrodes d'injection dans les terrains les plus superficiels. La densité du courant injecté diminue d'autant plus en profondeur que la distance L séparant les électrodes d'injection est faible et inversement. La profondeur d'investigation ou de pénétration des lignes de courant augmente avec l'écartement des électrodes d'injection.

Pour les mêmes valeurs de L qu'à la figure VII.6, la figure VII.7 présente la fraction cumulée $\frac{I_x}{I}$ du courant injecté qui passe entre la surface du sol et une profondeur z . Comme précédemment, on remarque que, pour les faibles valeurs de L , la majorité du courant passe dans les 15 premiers centimètres. La proportion de courant circulant en profondeur croît avec l'écartement des électrodes. Ces résultats sont à prendre en considération lorsque l'on veut caractériser un horizon donné et éviter de prendre en compte les horizons voisins adjacents.

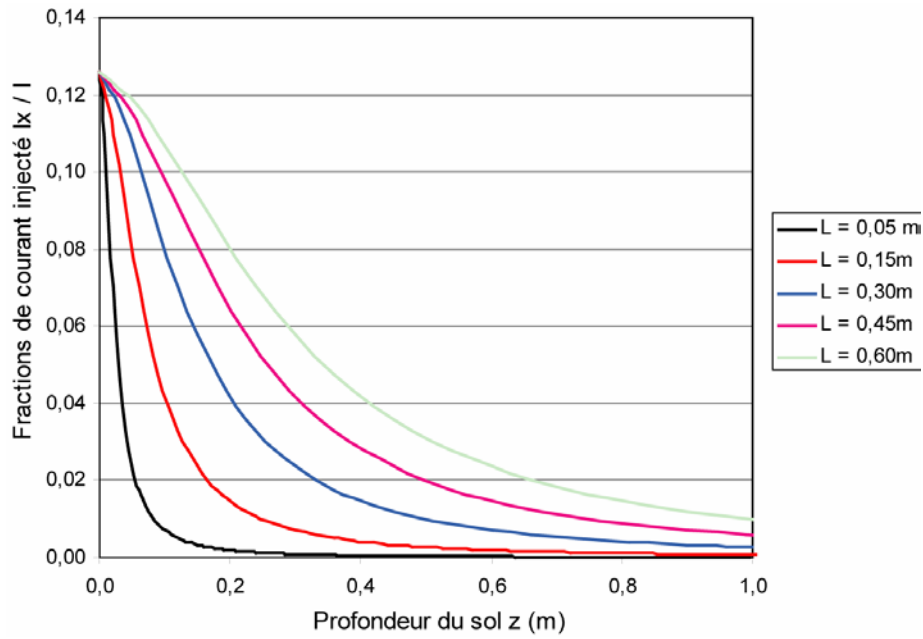


Figure VII.6. Densité de courant électrique en fonction de la profondeur pour cinq écartements L des électrodes d'injection.

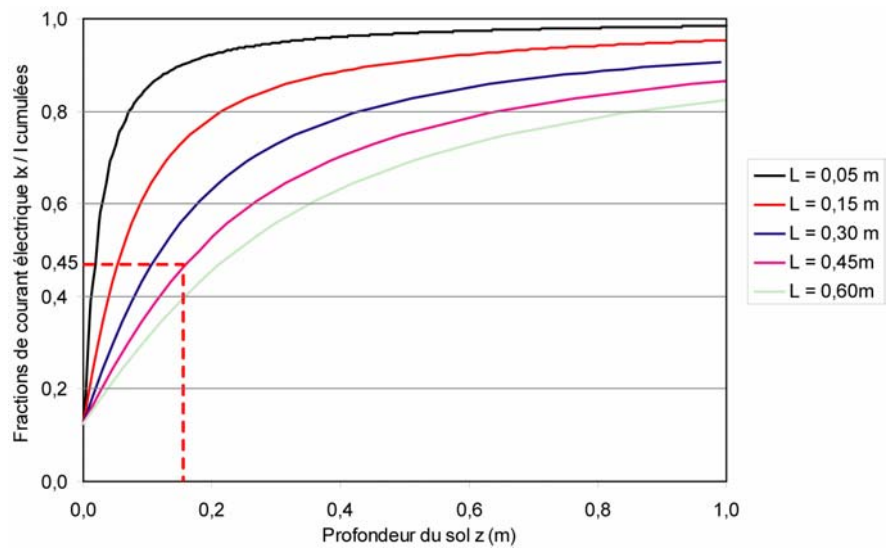


Figure VII.7. Fractions de courants électriques cumulées s'écoulant entre la surface et la profondeur z pour cinq écartements L des électrodes d'injection.

b) Variabilité de la mesure de résistivité électrique en fonction de la géométrie du quadripôle Wenner

Cette étude aurait pu être menée de façon strictement théorique, mais la voie expérimentale a été choisie car malgré ses difficultés propres, elle donne un résultat global prenant en compte tous les effets possibles.

Protocole expérimental

L'expérimentation est réalisée sur l'horizon structural Sci argilo-limoneux d'un CALCISOL représentatif du domaine d'étude. Le profil pédologique utilisé est similaire à celui de la fosse RESII. Il est constitué de trois principaux horizons pédologiques : un horizon de labour LAci de 30 cm d'épaisseur et de texture argilo-limoneuse ; un horizon Sci argilo-limoneux, brun-rouge, de 40 cm d'épaisseur et en profondeur, un horizon C composé de calcaire cryoturbé beige.

L'expérimentation se déroule en deux étapes :

1) Sur la face verticale de la fosse pédologique, des mesures de résistivité électrique sont réalisées à l'aide de mini-sondages électriques Wenner effectués sur l'axe médian de l'horizon Sci.

2) Une épaisseur utile de 30 cm de cet horizon est délimitée et isolée entre deux plaques horizontales de PVC ayant une longueur de 88 cm et une largeur de 33 cm. L'horizon Sci, argilo-limoneux et électriquement conducteur, est ainsi intercalé entre deux horizons artificiels électriquement isolants. On devrait ainsi déterminer les propriétés électriques de l'horizon Sci seul. Les mesures de la première étape sont renouvelées selon le même protocole, pour tester leur validité et leur variabilité.

La fidélité des mesures est un critère important. Dans le but de nous assurer de la répétabilité et de la reproduction des mesures nous avons effectués à trois reprises les sondages Wenner pour les deux dispositifs. L'intervalle de temps séparant chaque sondage correspond au temps nécessaire à la réalisation du précédent. Les mesures de résistivité électriques sont obtenues à l'aide d'un résistivimètre RMCA-4 (ANVAR-CNRS) pour des écartements inter-électrode a croissants qui s'échelonnent de 2 à 40 cm.

Résultats

La figure VII.8 présente les 3 courbes relatives à l'évolution de la résistivité électrique de l'horizon Sci mesurée dans le cas (1) avec un accroissement de la distance inter-électrodes a du quadripôle Wenner. Les hypothèses d'homogénéité de l'horizon Sci et de ponctualité des électrodes ne sont pas respectées pour les faibles écartements a des électrodes (< 8 cm).

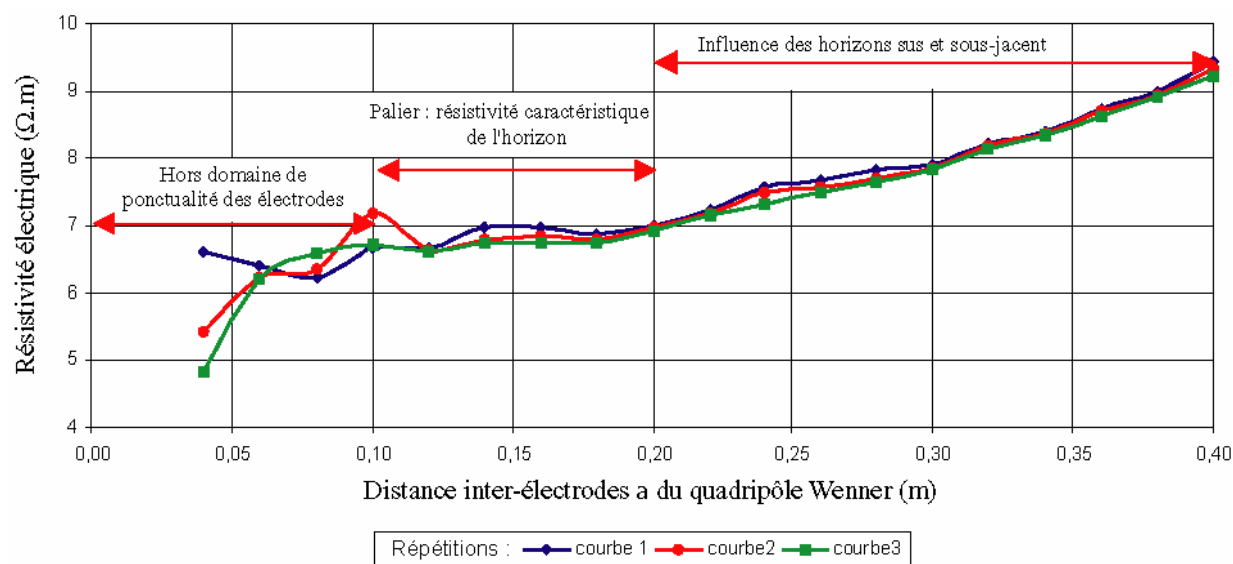


Figure VII.8. Evolution de la résistivité électrique de l'horizon argilo-limoneux Sci du CALCISOL, mesurée au champ sur la paroi verticale d'une fosse pédologique, en fonction de la distance a inter-électrodes du quadripôle Wenner.

On obtient une importante variabilité relative des valeurs de résistivité électrique. Les mesures acquises pour de tels écartements n'étant ni répétables, ni reproductibles avec fidélité, elles ne sont ni significatives ni caractéristiques de l'horizon étudié.

Pour les écartements supérieurs à 8 cm, l'hypothèse de ponctualité des électrodes est respectée. La bonne reproductibilité et la répétabilité des mesures assurent leur pertinence.

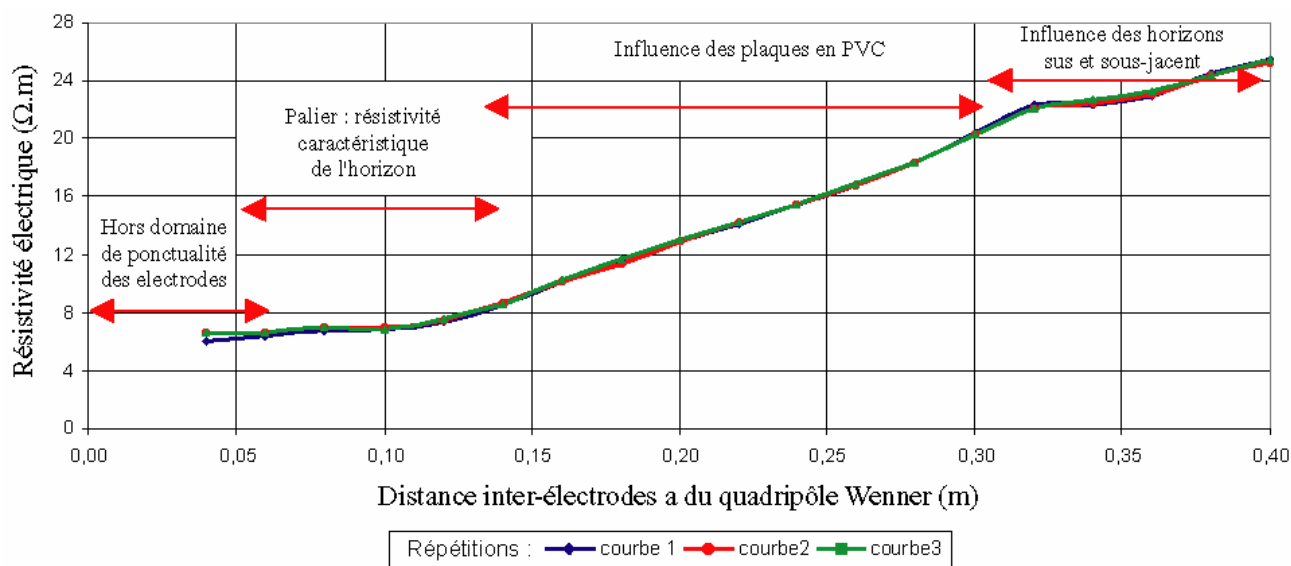


Figure VII.9. Evolution de la résistivité électrique de l'horizon Sci du CALCISOL, de 30 cm d'épaisseur, intercalé entre deux plaques de PVC et mesurée au champ sur la paroi verticale d'une fosse en fonction de la distance a inter-électrodes du quadripôle de configuration Wenner.

La valeur de $7 \Omega.m$ obtenue en palier correspond à la résistivité électrique “vraie” de l’horizon Sci. “In situ”, l’horizon Sci épais de 40 cm est en contact avec l’horizon LAci sus-jacent de même texture. Le palier de résistivité s’observe jusqu’à un écartement a de 18 cm. Pour les écartements supérieurs, les lignes de courant atteignent le calcaire cryoturbé sous-jacent, ce qui se traduit par une augmentation des résistivités électriques mesurées.

Dans le cas où l’horizon Sci a été encadré par deux plaques de PVC (cas (2) présenté sur la Figure VII.9), le palier à $7 \Omega.m$ est plus court.

L’effet des plaques de PVC, électriquement résistantes, se fait ressentir sur la mesure dès que l’écartement a inter-électrodes atteint 13 cm, car l’épaisseur de l’horizon Sci, fixée à 30 cm, est inférieure à son épaisseur sans les plaques.

Comme la résistivité électrique du PVC est significativement supérieure à celle du calcaire cryoturbé en place, elle justifie, pour les écartements a supérieurs à 15 cm, les valeurs de résistivité électrique apparente deux à trois fois supérieures à celles mesurées dans l’horizon Sci “in situ”.

La fraction de courant injecté, circulant dans le calcaire cryoturbé et au contact des plaques de PVC, augmente avec l’écartement des électrodes. La résistivité électrique apparente mesurée croît proportionnellement selon une pente régulière. Un changement de pente de la courbe s’observe sur la figure VII.9 pour les écartements a supérieurs à 32 cm. Les lignes de courants ne pouvant traverser des plaques de PVC de dimension limitée, elles les ont contournées pour prospecter les horizons proches.

Le choix d’un quadripôle Wenner caractérisé par une équidistance des électrodes de 15 cm semble adapté à la mesure de la résistivité vraie des principaux horizons rencontrés sur notre domaine d’étude. Ce choix est motivé par plusieurs constats.

“In situ”, la résistivité “vraie” de l’horizon argilo-Sci est mesurée pour des écartements a compris entre 8 et 18 cm. La fidélité des mesures, avec une faible variabilité relative, est assurée par leur répétabilité et leur reproductibilité.

Lors de notre choix, nous avons privilégié un volume optimal de mesure. L’expérience nous montre que, pour une épaisseur minimale de 30 cm de l’horizon étudié, les horizons avoisinants sont pris en compte par la mesure dès une équidistance de 13 cm des électrodes. Sur notre domaine d’étude, l’épaisseur utile minimale de 30 cm ne s’observe que dans l’horizon labouré LAci de surface. Les horizons sous-jacents présentent une épaisseur plus

importante, supérieure à 40 cm. L'horizon LAci et l'horizon Sci sous-jacent sont argilo-limoneux et ne se différencient que par leur couleur, leur teneur en matière organique et leur structure. Les résistivités doivent être proches et peu contrastés. L'influence de l'horizon Sci sur la mesure de la résistivité électrique de l'horizon LAci peut être négligée.

Une expérimentation "in-situ" a été réalisée afin de déterminer la géométrie d'un quadripôle Wenner la mieux adaptée à l'horizon Sci argilo-limoneux de 30 à 35 cm d'épaisseur. L'équidistance de 15 cm des électrodes est retenue. Ce choix permet des mesures de la résistivité électrique répétées, reproductibles et caractéristiques de l'horizon étudié pour un volume optimal de mesure.

2.1.1.3. Estimation du volume de sol pris en compte par la mesure de résistivité électrique

Le volume de sol pris en compte par la mesure de la résistivité électrique "vraie" dépend de la texture et de la résistivité électrique du sol mais aussi de la géométrie du quadripôle utilisé avec, en particulier, la distance L séparant les électrodes d'injection. Pour l'appréhender, les géophysiciens ont étudié la distribution théorique du courant électrique dans le sol. L'évolution avec la profondeur de la densité de courant électrique injecté et de sa fraction cumulée a été suivie pour différents écartements d'électrodes (Figures VII.6 et VII.7). Pour un matériau donné, la détermination du volume réel de mesure de la résistivité électrique par un quadripôle d'électrodes demeure impossible. Son évaluation est néanmoins nécessaire pour s'assurer de la représentativité et de la validité des mesures.

Avec un quadripôle d'électrodes de configuration Wenner, disposé à la surface du sol (milieu semi-infini) et caractérisé par une équidistance des électrodes a , Rhoades (1975) a évalué le volume prospecté, à une valeur de πa^3 . Le volume de sol exploré par un quadripôle Wenner placé à la surface du sol (milieu semi-infini) et de distance inter-électrodes $a = 0,15$ m est estimé, selon la relation précédente, à $0,01 \text{ m}^3$. Si le quadripôle est disposé dans un milieu infini, le volume de sol prospecté est le double du précédent, soit approximativement de $0,02 \text{ m}^3$.

Une seconde méthode d'évaluation du volume de mesure consiste à assimiler le parabolôïde de révolution formé par les lignes de courant à un cylindre droit de $0,15$ m de rayon et de $0,45$ m de longueur. En effet, la géométrie du quadripôle d'électrodes Wenner a été raisonnée et déterminée pour réaliser des mesures caractéristiques et représentatives de la

résistivité électrique d'un horizon de sol ayant au minimum une épaisseur de 0,30 m. Lorsque le quadripôle choisi d'électrodes ($L = 0,45$ m), est placé sur l'axe médian de l'horizon à étudier, la section médiane du paraboloïde de révolution participant effectivement à la mesure peut être considérée comme un cercle de 15 cm de rayon. L'étude de la figure VII.7 montre alors que seul 45% du courant injecté passe dans la section médiane du paraboloïde et contribue à la mesure. Les volumes de mesure pris en compte par des quadripôles implantés soit dans un milieu d'extension semi-infini, soit dans un milieu infini peuvent alors être respectivement estimés à $0,016 \text{ m}^3$ et $0,032 \text{ m}^3$. Ces valeurs de volume prospecté sont d'un tiers supérieures à celles déterminées par la méthode de Rhoades (1975).

La géométrie du quadripôle d'électrodes Wenner déterminée précédemment permet des mesure de la résistivité électrique des horizons à la fois intégrante et représentative. Le volume de sol exploré est 10 à 30 fois supérieur à celui étudié en conditions contrôlées au laboratoire. Des estimations réalistes montrent que le volume de mesure des quadripôles prospectant un milieu semi-infini est compris entre $0,10 \text{ m}^3$ et $0,16 \text{ m}^3$. Si les quadripôles scrutent un milieu d'extension infinie, le volume de mesure est le double et varie entre $0,20 \text{ m}^3$ et $0,32 \text{ m}^3$.

2.1.1.4. Conclusion

Dans le but de réaliser des mesures intégrantes et représentatives de la résistivité électrique d'un horizon de sol de 30 cm d'épaisseur, un choix raisonné de la configuration et de la géométrie du quadripôle d'électrodes utilisé a été effectué. La configuration **Wenner** du quadripôle est retenue principalement pour son meilleur rapport signal/bruit, mais aussi pour sa capacité à réaliser des mesures intégrantes, peu sensibles aux hétérogénéités de la surface. Une étude théorique de la distribution des courants et des potentiels électriques dans le sol est complétée par une expérimentation "in-situ". Le choix d'une équidistance $a = 15$ cm des électrodes est retenu de manière à privilégier un volume optimal de sol. Il s'appuie d'une part sur les résultats de l'expérimentation de terrain, assurant la fidélité, la répétabilité et la reproductibilité des mesures et d'autre part sur la connaissance de la nature des sols en place. L'estimation des volumes de sol prospecté montre que la mesure de la résistivité électrique est intégrante et représentative de l'horizon étudié. Les volumes de sol explorés "in situ" sont 10 à 30 fois supérieurs à ceux des échantillons suivis au laboratoire, selon que les quadripôles prospectent un milieu d'extension semi-infini ou infini. Fort de ces constatations sur les

volumes de mesure, nous avons choisi d'étudier la résistivité électrique des horizons au moyen de deux quadripôle de configuration Wenner.

- Le premier baptisé de **quadripôle "plaque"** reproduit un sondage électrique, réalisé ici sur la paroi verticale de la fosse au niveau du plan médian des horizons. Pour reproduire un demi-espace, une bâche en PVC est appliquée contre le quadripôle et la paroi de la fosse. Les lignes de courant électrique ne peuvent alors prospecter qu'un demi-paraboloïde de révolution. Le volume de mesure est compris entre $0,10 \text{ m}^3$ et $0,16 \text{ m}^3$.

- Le deuxième nommé de **quadripôle "aiguille"** est constitué de quatre électrodes enfoncées horizontalement sur 35 cm dans l'horizon de sol, perpendiculairement à la paroi de la fosse. La tige de chaque électrode est isolée électriquement et seule la pointe à son extrémité est conductrice. Les lignes de courant peuvent alors prospecter un espace complet. Le volume de mesure est le double d'un quadripôle plaque. Il correspond à la totalité du paraboloïde de révolution formé par les lignes de courant.

L'expression mathématique de la résistivité électrique d'un horizon de sol d'extension semi-infinie, mesurée avec un quadripôle de configuration Wenner de type **"plaque"** est:

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{VII.7})$$

Dans le cadre d'une mesure avec le quadripôle **"aiguille"** d'un milieu supposé d'extension infini, la résistivité électrique mesurée est exprimée selon la relation :

$$\rho = 4\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{VII.8})$$

où :

- ***a*** est la distance inter-électrodes,
- ***I*** est l'intensité du courant injecté entre les électrodes A et B,
- **ΔV** est la différence de potentiel mesurée entre les électrodes M et N.

2.1.2. Mesure de la teneur en eau

Les mesures de la teneur en eau du sol sont assurées par des sondes TDR (Time Domain Reflectometry). La réflectométrie en domaine temporel est une technique de mesure d'impédance de câbles électriques par analyse d'un signal hyperfréquence envoyé puis réfléchi le long de ces câbles. Elle a été adaptée, il y a une vingtaine d'années en agronomie, pour la mesure de l'humidité volumique du sol, domaine où elle est une des plus performantes actuellement.

2.1.2.1. Principes de la sonde TDR

L'utilisation d'une sonde TDR pour mesurer la teneur en eau du sol a été proposée à l'origine par Davis et Chudobiack (1975), Davis et Annan (1977) et Topp et al. (1980). Cette méthode, apparemment insensible aux variations de la densité apparente, de la température, de la salinité et de la composition minérale de l'eau, implique qu'une simple courbe de calibrage empirique (teneur en eau volumique en fonction de la constante diélectrique apparente) peut être appliquée à presque tous les sols.

La théorie et les principes de la méthode ayant été largement décrits dans le passé (Topp et al., 1980 ; Topp and Davis, 1985), nous ne présenterons ici qu'un bref résumé de la méthode. Un générateur de signal émet des impulsions de tension électrique (correspondant à un spectre de fréquence allant jusqu'au delà du GHz) qui se propagent, via un câble coaxial, le long de guides d'ondes constitués de 2 ou 3 tiges métalliques parallèles de longueur L et enfoncées dans l'horizon étudié. Arrivées à l'extrémité des guides, les ondes sont réfléchies et se dirigent vers un oscilloscope qui enregistre au début du câble les variations d'amplitude du signal en fonction du temps. On obtient ainsi des courbes similaires à celle de la figure VII.10.

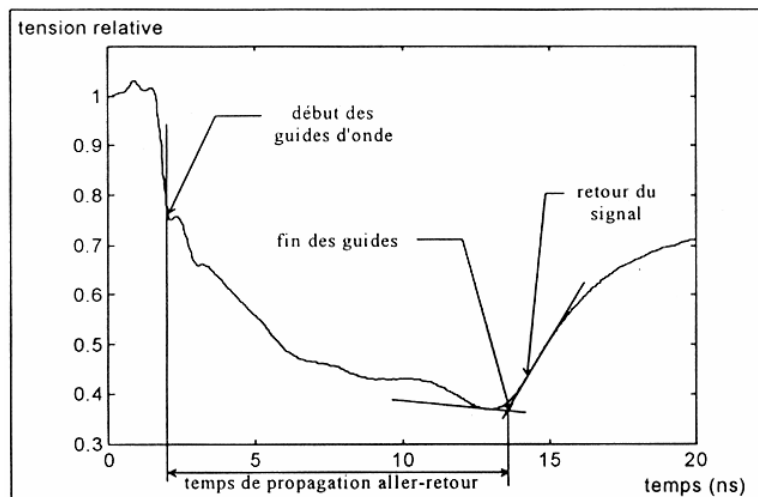


Figure VII.10. Exemple de courbe de signal réfléchi enregistré par un réflectomètre.

On détermine le temps de propagation des ondes en repérant le moment de leur arrivée au début des guides et le moment du retour réfléchies en bout de guides. Ce temps, comme l'indique la relation VII.9, est liée à la de la constante diélectrique du sol K (ou permittivité apparente) selon la relation :

$$K = \left(\frac{cT}{2L} \right)^2 \quad (\text{VII.9})$$

avec c : vitesse de la lumière dans le vide ($c=3.10^8 \text{ m.s}^{-1}$),

T : temps de propagation aller-retour, mesuré à partir de la courbe de signal réfléchi,

L : longueur des guides d'onde.

La constante diélectrique du sol K est fonction des constantes diélectriques de ses constituants, à savoir pour l'air $\epsilon_r=1$, pour les particules minérales $\epsilon_r=3-5$ et pour l'eau $\epsilon_r=80$. Comme la valeur de ϵ_r pour l'eau est très élevée, la teneur relative en eau impose la constante diélectrique globale du sol.

La teneur en eau volumique du sol (θ) peut être calculée au moyen de l'équation empirique (VII.10) proposée par Topp et al. (1980) :

$$\theta = -5,3 \times 10^{-2} + 2,9 \times 10^{-2} K - 5,5 \times 10^{-4} K^2 + 4,3 \times 10^{-6} K^3 \quad (\text{VII.10})$$

La précision de la mesure de θ est $\pm 0,02 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$.

2.1.2.2. Considérations sur le choix d'une sonde TDR

La teneur en eau mesurée par la sonde TDR doit être représentative de l'humidité de l'horizon de sol. Pour juger de la représentativité de la mesure, il est nécessaire de connaître le volume de sol pris en compte par la mesure et la sensibilité du capteur aux variations de l'humidité au sein même du volume prospecté. Mais, ces deux paramètres sont difficiles à estimer. Topp et Davis (1985) ont établi que la section transversale aux tiges du guide d'ondes est une ellipse avec une surface approximative de 3800 mm^2 . Baker et Lascano (1989) ont utilisé un guide d'onde formé de 2 tiges métalliques installées horizontalement pour mesurer au laboratoire la sensibilité relative d'une sonde TDR, à la présence de tubes remplis d'eau situés à des distances variées de l'axe de la sonde. Ils ont montré que, lorsque la mesure de l'humidité du sol est confinée à une surface quasi-rectangulaire d'approximativement 1000 mm^2 autour du guide d'onde, aucune variation significative de la sensibilité de la sonde n'est observée. L'influence de la sonde peut néanmoins s'étendre à une surface beaucoup plus importante, allant à 4000 mm^2 , à l'intérieur de laquelle la sensibilité de la TDR n'est pas uniforme, si bien que des erreurs de mesure peuvent s'observer quand l'eau est distribuée de manière hétérogène. Dans le plan perpendiculaire au guide d'ondes, la bande d'influence est

étroite (≈ 30 mm), indiquant que la méthode doit avoir une bonne résolution en profondeur. Knight (1992) a montré que si le diamètre des tiges de la sonde TDR est petit par rapport à l'espacement des électrodes, on observe alors un "effet de peau" et une densité de haute énergie autour des électrodes. Cela veut dire qu'une hétérogénéité locale, mais aux environs des tiges du guide d'onde du TDR, aura un effet important sur la mesure de la teneur en eau. De manière à minimiser cet "effet de peau", le diamètre des tiges métalliques doit être aussi grand que possible par rapport à la distance inter-électrode. Ceci pose un dilemme pour l'insertion des sondes, car des tiges fines minimisent le compactage du sol et les perturbations des flux hydriques. Le choix d'une sonde optimale doit être un compromis entre ces exigences conflictuelles, mais le rapport entre l'espacement des électrodes et leur diamètre ne doit pas excéder 10 (Knight, 1992). L'utilisation d'un guide d'onde à trois tiges métalliques présente l'avantage de produire un signal réfléchi beaucoup plus clair qui facilite l'interprétation (Whalley, 1993).

Au vu de ces considérations, nous avons choisi des sondes TDR dont le guide d'ondes est constitué de trois tiges en acier inoxydable d'une longueur $L = 200$ mm, parallèles, de diamètre $d = 3$ mm, localisée dans un même plan et distantes d'axe en axe de $l = 23$ mm. Les mesures proprement dites sont enregistrées avec le système TRASE, modèle 6050X1 de Sols Mesure.

2.1.2.3. Implantation des sondes TDR dans les horizons

L'implantation au champ des sondes TDR dans les horizons pédologiques est une étape délicate qui conditionne la validité des mesures. Les capteurs doivent être installés avec le maximum de précaution. Dans le sol, les tiges métalliques des guides d'ondes doivent impérativement rester parallèles et coplanaires. L'introduction des sondes TDR modifie la structure de l'horizon et, notamment, le compacte au voisinage des tiges. Les flux hydriques étant perturbés, la teneur en eau mesurée n'est alors plus représentative de l'humidité réelle de l'horizon (Rothe et al., 1997).

Pour assurer la qualité des mesures, lors de l'instrumentation des fosses, nous avons cherché à conserver les trois tiges métalliques coplanaires et parallèles, mais aussi à limiter le compactage du sol lié à l'intrusion du capteur. Un dispositif d'implantation adapté a été conçu. Trois avant-trous horizontaux de 19,5 cm de longueur, parallèles et espacés de 2,3 cm,

sont percés dans l'horizon à l'aide d'un foret à dégagement rapide de 2,5 mm de diamètre et avec une très faible vitesse de rotation. Un guide plan impose au foret une pénétration rectiligne et horizontale. Les trois tiges de la sonde TDR sont ensuite enfoncées en force. La longueur et le diamètre des avant-trous étant légèrement inférieurs à la taille réelle de la sonde, un contact optimal est ainsi obtenu entre le sol et la sonde, sans piégeage d'air. Au cours de la pénétration du foret, une modification locale de la structure du sol est à craindre surtout dans les horizons de sol à texture argilo-limoneuse. Dorigny (1993) a montré sur des lames minces que la pénétration du foret se traduit par un léger tassement des particules sur la paroi du trou. La présence de quelques fissures orientées radialement traduit l'effort de pénétration de l'outil. Ces effets sont néanmoins peu importants. Comme les premières mesures sont réalisées plusieurs mois après l'instrumentation des fosses, nous les négligerons.

2.1.3. Mesure de la température du sol et profondeur d'implantation des thermosondes

La température du sol varie avec la profondeur et avec le temps. Ces variations sont déterminées par les conditions climatiques et météorologiques. La température du sol présente donc un cycle annuel auquel se surimpose un cycle journalier. Pour décrire la température du sol et analyser son évolution, nous suivons sur un profil vertical de sol et à plusieurs profondeurs, les variations de la température de différents horizons en fonction du temps. Le sol est un milieu naturel complexe, structuré, organisé, vivant et caractérisé par ses propriétés intrinsèques. A l'échelle macroscopique, les lignes de flux thermiques ou les écoulements hydriques sont généralement verticaux. Les isothermes et les isohydes sont alors des plans parallèles à l'interface sol-atmosphère, elle-même considérée comme horizontale et plane.

L'ouverture d'une fosse pédologique nécessaire à la mise en place des capteurs va irrémédiablement perturber le milieu. Même rebouchée avec soin les bordures de la fosse vont constituer des surfaces d'infiltration ou de dessiccation préférentielles ayant pour résultat une courbure des isothermes et des isohydes. Ce phénomène, communément appelé "effet de paroi", est source d'erreurs ou d'imprécisions sur les mesures de température si l'élément sensible de la thermosonde est directement placé sur la paroi de la fosse. Pour éviter ce biais et réaliser des mesures significatives, représentatives de la température réelle du sol non perturbé, l'élément sensible de la thermosonde doit être placé à une distance suffisante de la paroi de manière à ce que l'erreur induite par la position du capteur soit inférieure à sa

résolution. Dans ce paragraphe, nous chercherons donc à déterminer cette distance-seuil, en rappelant tout d'abord quelques aspects théoriques sur les transferts de chaleur dans les sols.

2.1.3.1. Transferts thermiques dans les sols et équation de la chaleur par conduction

Plusieurs mécanismes de transfert thermique peuvent être considérés dans le sol. Le principal est la **conduction** : la chaleur est transmise sans mouvement de matière, principalement par la matrice solide du sol ou par les fluides présents dans sa porosité. D'autres mécanismes sont susceptibles d'intervenir, en particulier la **convection** lors du déplacement de l'eau sous l'effet de la pression hydrostatique ou de la pesanteur lors d'une infiltration. Enfin, le dernier mode est la diffusion de la chaleur dans les sols non saturés soumis à un gradient thermique élevé : la vaporisation de l'eau dans les zones chaudes est suivie d'une diffusion gazeuse due à la différence de pression partielle en vapeur d'eau, puis d'une condensation dans les zones froides, la thermomigration.

Au cours de l'étude, seul le mode de **transfert thermique par conduction** est considéré. L'influence des deux mécanismes étant relativement plus faible, ils sont négligés.

Pour décrire les transferts thermiques dans les sols et l'évolution de leurs températures, trois propriétés sont généralement utilisées (Sacadura, 1982) :

- la **conductivité thermique** λ , définie par la Loi de Fourier en 1822, est le rapport entre le flux de chaleur par unité de surface $\vec{\phi}$ et le gradient de température $\overrightarrow{\text{grad}T}$, tel que $\vec{\phi} = -\lambda \cdot \overrightarrow{\text{grad}T}$ (VII.11)
- la **diffusivité thermique** du sol $a = \frac{\lambda}{\gamma} = \frac{\lambda}{\rho \cdot c}$ (VII.12) est définie comme étant le rapport entre la conductivité thermique λ et sa chaleur volumique $\gamma = \rho \cdot c$ (VII.13) (ρ : masse volumique et c : chaleur massique).
- En télédétection, l'**inertie thermique des sols** P est également étudiée et se définit par la relation suivante : $P = \sqrt{\lambda \cdot \gamma} = \frac{\lambda}{\sqrt{a}}$ (VII.14)

Dans un milieu homogène, isotrope, en régime variable et sans source interne de chaleur, l'équation de la chaleur par conduction ou équation de Fourier est :

$$\Delta T - \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = 0 \quad (\text{VII.15})$$

2.1.3.2. Choix de la thermosonde

La réalisation du suivi thermique des sols étudiés nécessite l'installation de capteurs thermiques adaptés. Lors de cette étude, nous recherchons plutôt des gradients de température avec une précision absolue de 0,1°C. L'ensemble des systèmes de mesure doit être durable, isolé et protégé des contraintes et agression du milieu.

a) Thermométrie par résistance

La résistance que présentent les conducteurs électriques vis à vis d'un courant électrique est fonction de la température. Si ce rapport est prévisible, régulier, stable, il peut être utilisé comme moyen de mesure de la température. Certains métaux remplissent ces conditions c'est le cas de l'or, du nickel, du platine et de l'argent.

b) Choix du métal

Les thermosondes à résistance de platine sont choisies pour nos mesures car ce métal réunit les caractéristiques qui le rendent propice à la thermométrie par résistance. Le platine peut être obtenu avec une très grande pureté (99,999%), ce qui permet de fixer avec une précision ses propriétés électriques. Son inertie chimique et l'absence de modification cristalline assurent la stabilité de ses caractéristiques électriques. Il peut être utilisé sur une échelle de température variant de -200°C à 1000°C. Enfin, la résistance d'un fil de platine très pur permet de définir sa température à moins de 0,1°C.

La relation entre la résistance de la thermosonde à résistance de platine et la température peut être représentée par un polynôme d'interpolation de degré 2 :

$$T = a + b.R + c.R^2 \quad (\text{VII.16})$$

où **R** : résistance de la thermosonde à la température T (en Ω),
T : la température du sol (en °C),
a, b et c : coefficients déterminés par étalonnage.

2.1.3.3. Simulation de l'évolution de la température du sol soumis à une contrainte thermique et détermination de la distance d'implantation des capteurs par rapport à la paroi de la fosse

Dans le but de déterminer la distance optimale d'installation des thermosondes par rapport à la paroi d'une fosse pédologique, nous considérons chaque horizon comme un milieu semi-infini, homogène et isotrope. Sur la paroi d'une fosse creusée dans un sol à une température initiale uniforme T_0 , on impose une contrainte sous la forme d'un créneau de température T_1 de durée τ . La température de la paroi est brutalement portée à T_1 et provoque une modification des surfaces isothermes.

Dans le sol, le flux de chaleur par convection est considéré comme négligeable. Seul le phénomène de conduction intervient et sous les hypothèses i) de linéarité de la relation sur la température, ii) de constance de la diffusivité thermique a et de la conductivité thermique λ dans un sol homogène et isotrope. L'expression analytique de la température du sol en fonction du temps (t) et de la distance horizontale (x) à la paroi soumise à une contrainte thermique est :

$$T_{(x,t)} = T_0 + (dT) \cdot \left[\operatorname{erfc} \frac{x}{\sqrt{4at}} - \operatorname{erfc} \frac{x}{\sqrt{4a(t-\tau)}} \right] \quad (\text{VII.17})$$

La relation VII.17 montre que la température du sol environnant une fosse pédologique et dont les parois sont soumises à une contrainte de température évolue en fonction de plusieurs variables, notamment le temps(t). Interviennent également la durée (τ) et l'amplitude de la contrainte (dT), c'est-à-dire le gradient de température appliqué à la paroi. Les autres facteurs sont intrinsèques au sol. Il s'agit de la distance (x) à la paroi et de la diffusivité thermique du sol (a). Connaissant les propriétés thermiques caractéristiques d'un sol, nous pouvons simuler, pour une contrainte donnée, l'évolution de la température du sol en fonction du temps (t) et de la distance (x) à la paroi. La distance critique, à partir de laquelle l'effet de la contrainte thermique est négligeable ou inférieure à la limite de sensibilité des thermosondes, fournit la distance-seuil d'instrumentation nécessaire à des mesures rigoureuses.

La détermination de la distance (x) d'implantation des thermosondes est obtenue après simulation, à l'aide de la relation VII.17, de l'évolution de la température de sols en fonction du temps et pour différentes distances horizontales x à la paroi de la fosse pédologique où s'exerce la contrainte thermique.

Les sols de Beauce présents sur les parcelles d'étude se caractérisent par une texture argilo-limoneuse. Du fait de la grande variété des textures argilo-limoneuse des sols de "Petite Beauce", la simulation est effectuée sur deux sols ayant les textures les plus contrastées : un sol argileux de Mézières et un sol limoneux de Yèvres, dont les propriétés thermiques caractéristiques ont été étudiées et déterminées par Dorigny (1993). La diffusivité thermique du sol argileux de Mézières est faible de l'ordre de $4,41.10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, par rapport à celle du sol de Yèvres qui atteint $7,6.10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Pour chacun des sols, nous appliquons sur la paroi verticale d'une fosse d'observation une contrainte thermique sous la forme d'un créneau de température de 1°C . Il s'agit d'un ordre de grandeur réaliste de la perturbation latérale maximale provoquée dans un sol par un effet de paroi lié à la présence d'une fosse. La durée de la contrainte est de neuf heures.

L'analyse des simulations réalisées sur les sols de Yèvres et de Mézières (Figures VII.11 et VII.12) permet d'observer que l'amplitude de la réponse à la contrainte surfacique en température diminue avec la distance à la paroi où s'exerce l'anomalie thermique. Toutefois, l'amplitude et le temps de réponse des deux sols diffèrent et caractérisent leur comportement thermique. Le sol limoneux de Yèvres, possédant une conductivité et une diffusivité thermiques plus élevées, se distingue par un temps de réponse plus court et une plus grande amplitude de réponse.

Les thermosondes utilisées ne permettent pas une précision de mesure supérieure au dixième de degrés Celsius. La distance à la paroi, pour laquelle l'amplitude de la réponse à la contrainte thermique imposée est inférieure à $0,1^\circ\text{C}$, correspond à la distance minimale d'installation des capteurs.

Les simulations effectuées sur les sols de Mézières et de Yèvres, montrent que pour les distances supérieures à 40 cm l'anomalie provoquée a une amplitude inférieure au dixième de degré. Le sol limoneux de Yèvres de forte diffusivité thermique montre des anomalies de même amplitude à 40 cm puis à 50 cm. Toutefois, le temps de réponse croît avec la distance.

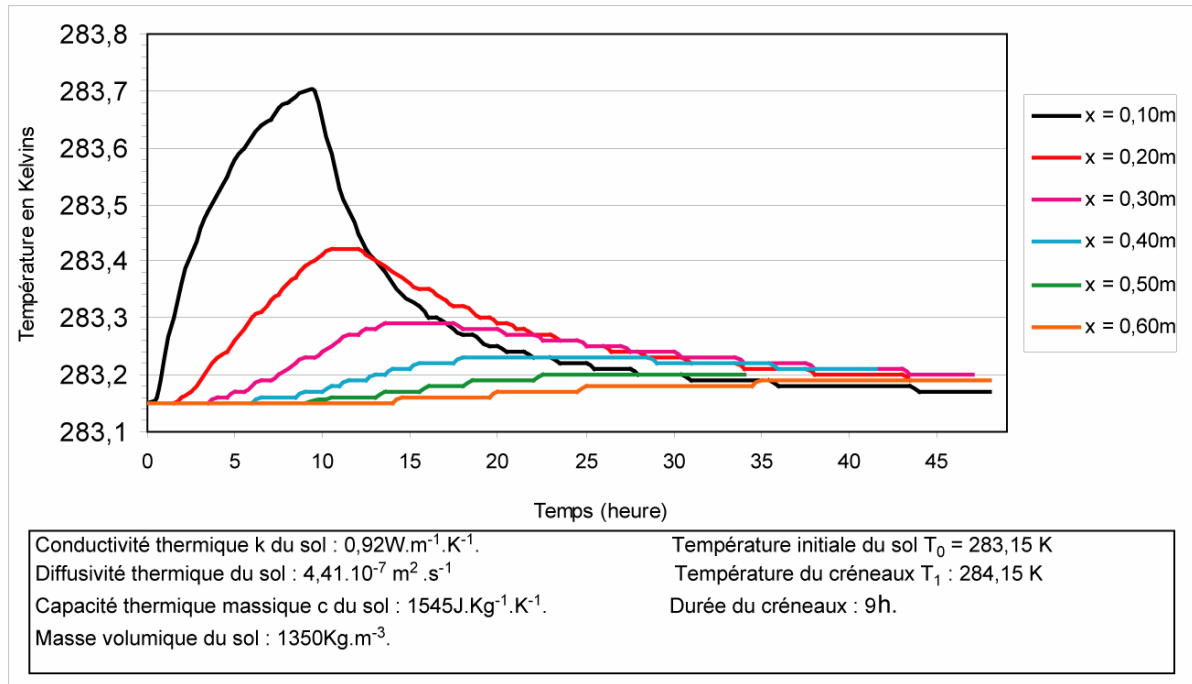


Figure VII.11 : Simulation de l'évolution de la température du sol argileux de Mézière en fonction du temps et de la distance horizontale x à la paroi d'une fosse pédologique soumise à un créneau de température.

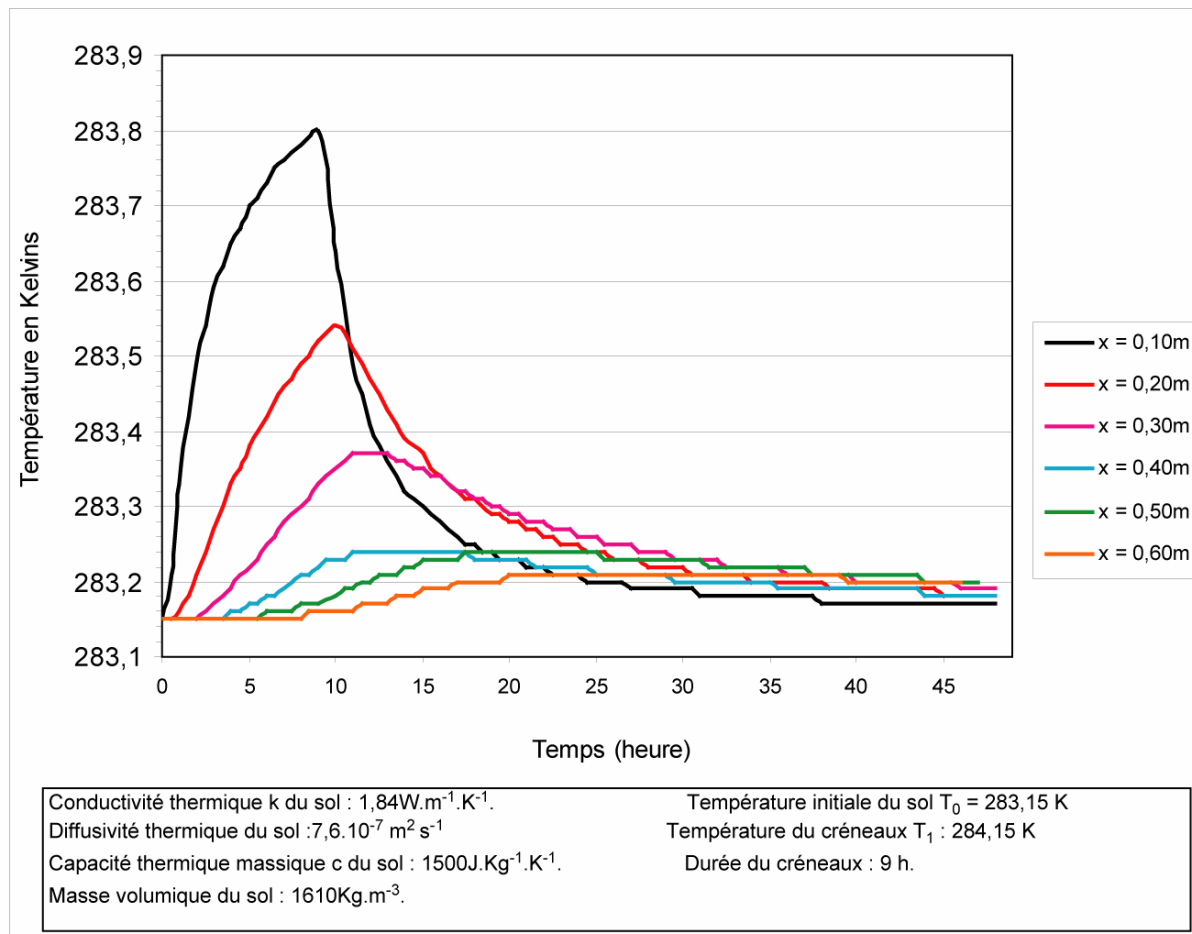


Figure VII.12 : Simulation de l'évolution de la température du sol limoneux de Yèvres en fonction du temps et de la distance horizontale x à la paroi d'une fosse pédologique soumise à un créneau de température.

L'analyse de cette simulation indique donc que pour un sol ayant une texture intermédiaire entre les pôles argile et limon, le seuil critique d'installation des thermosondes est de 40 cm. La distance d'instrumentation choisie est donc de 45 cm par rapport à la paroi de la fosse. Ce choix prend également en compte la nécessité de demeurer à une distance correcte de la paroi afin de permettre une instrumentation à la fois rigoureuse et techniquement aisée.

Les sols limoneux caractérisés par une conductivité et une diffusivité thermiques supérieures à celles des sols argileux sont plus sensibles aux effets d'une contrainte thermique. L'amplitude de la réponse du sol limoneux à la contrainte est supérieure et son temps de réponse est plus court.

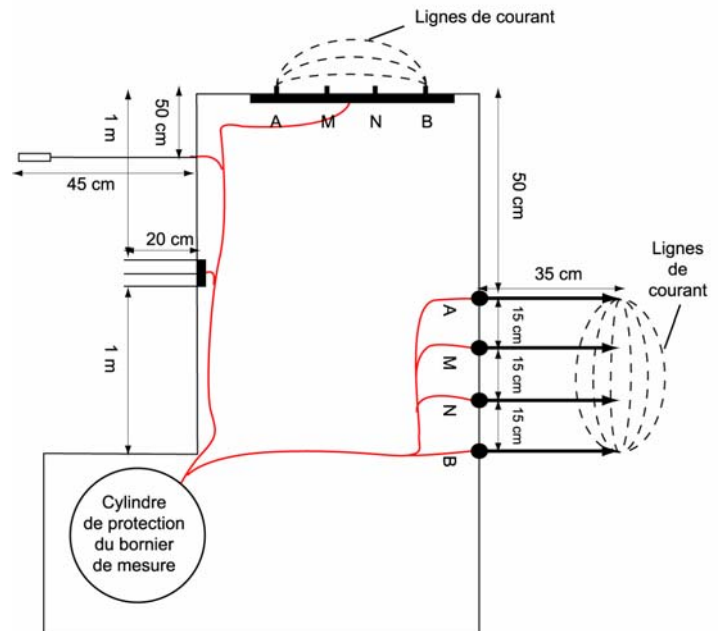
La distance (45 cm) d'instrumentation des thermosondes à résistance de platine est choisie légèrement supérieure à la distance-seuil de 40 cm déterminée par la simulation sur le sol argileux et le sol limoneux de référence.

2.1.3.4. Mise en place des thermosondes

Le même type de précaution a été prise que pour l'implantation des TDR, pour obtenir un positionnement correct en terme de profondeur de pose, de distance à la paroi et d'horizontalité du capteur. Un avant-trou horizontal de 44 cm est percé dans l'horizon à l'aide d'un foret à dégagement rapide et avec une très faible vitesse de rotation. Un guide plan, accompagné d'un niveau, impose au foret une pénétration rectiligne et horizontale. Le capteur est ensuite enfoncé en force sur 45 cm depuis la paroi, pour obtenir le meilleur contact possible entre le matériau de l'horizon et la thermosonde. Ce dispositif assure une incertitude de l'ordre de ± 5 mm sur la position horizontale et verticale des capteurs.

2.1.4. Instrumentation du site expérimental

Les cinq fosses pédologiques, localisées sur les deux parcelles expérimentales (Figure IV.1) et décrites au chapitre IV, ont été instrumentées. La figure VII.13 montre, en exemple, l'instrumentation du CALCOSOL sur calcaire gris tendre de la fosse RESI2. Le schéma d'implantation des différents capteurs est le même pour les cinq fosses. Seule la profondeur d'installation de ces capteurs varie. La figure VII.14 synthétise l'instrumentation et précise la profondeur de mise en place des capteurs dans les horizons caractéristiques des trois fosses RESI1, RESI2 et RESI6 de la parcelle Ouest. Les résultats du suivi diachronique



Fosse RESI2 : CALCOSOL sur calcaire gris tendre

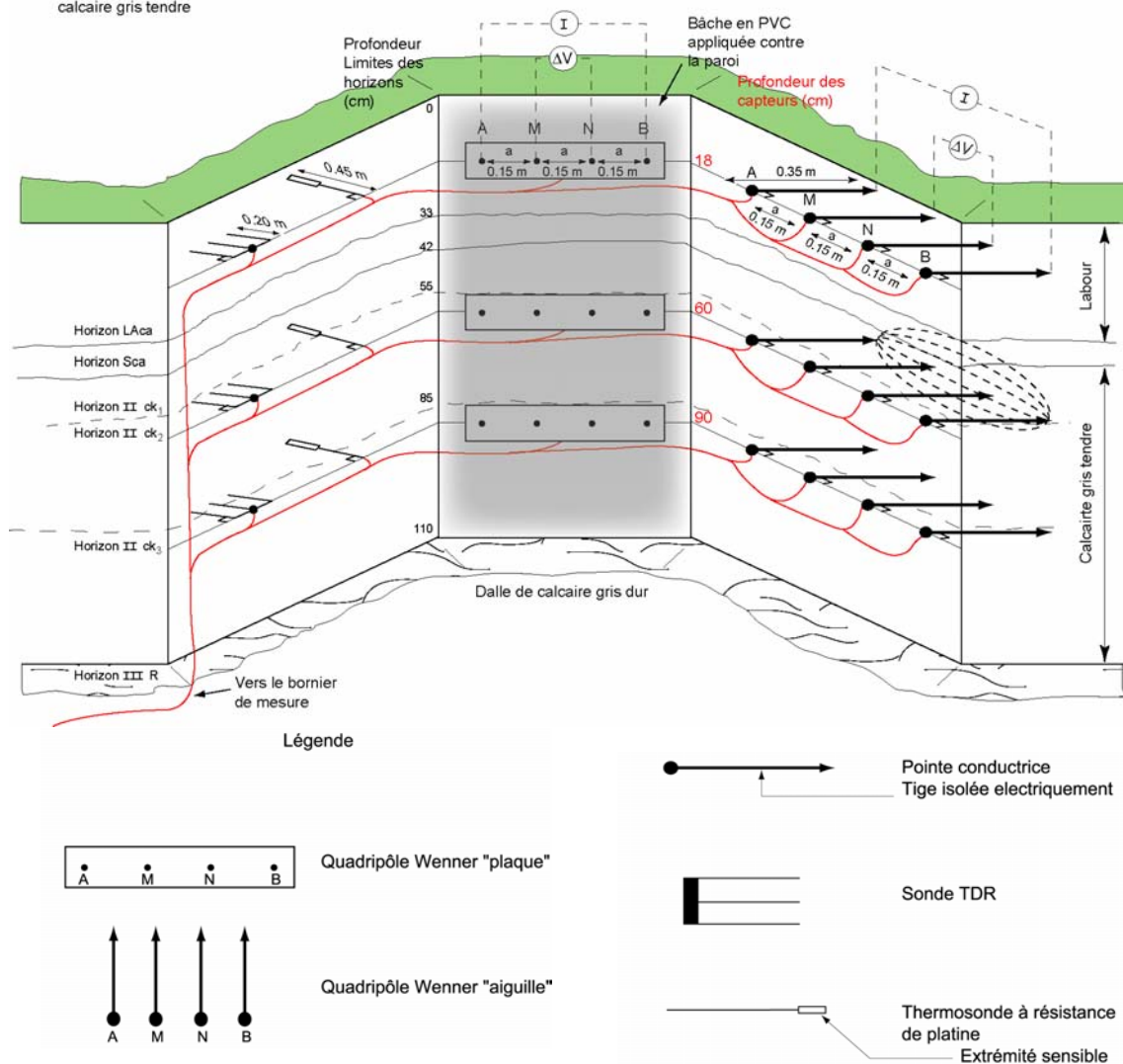


Figure VII.13. Photographie, vue de dessus et représentation schématisée 3D de l'instrumentation du CALCOSOL développé sur calcaire gris tendre (fosse RESI 2).

de l'humidité, de la température et de la résistivité électrique dans les fosses RESI3 et RESI4 de la parcelle Est corroborent les données obtenues sur les sols de la parcelle Ouest. Dans un but de concision, l'instrumentation et les résultats obtenus sur les deux fosses Est ne seront donc pas présentés. Seules les données issues du suivi diachronique des trois fosses Ouest seront analysées et discutées dans la suite de ce chapitre.

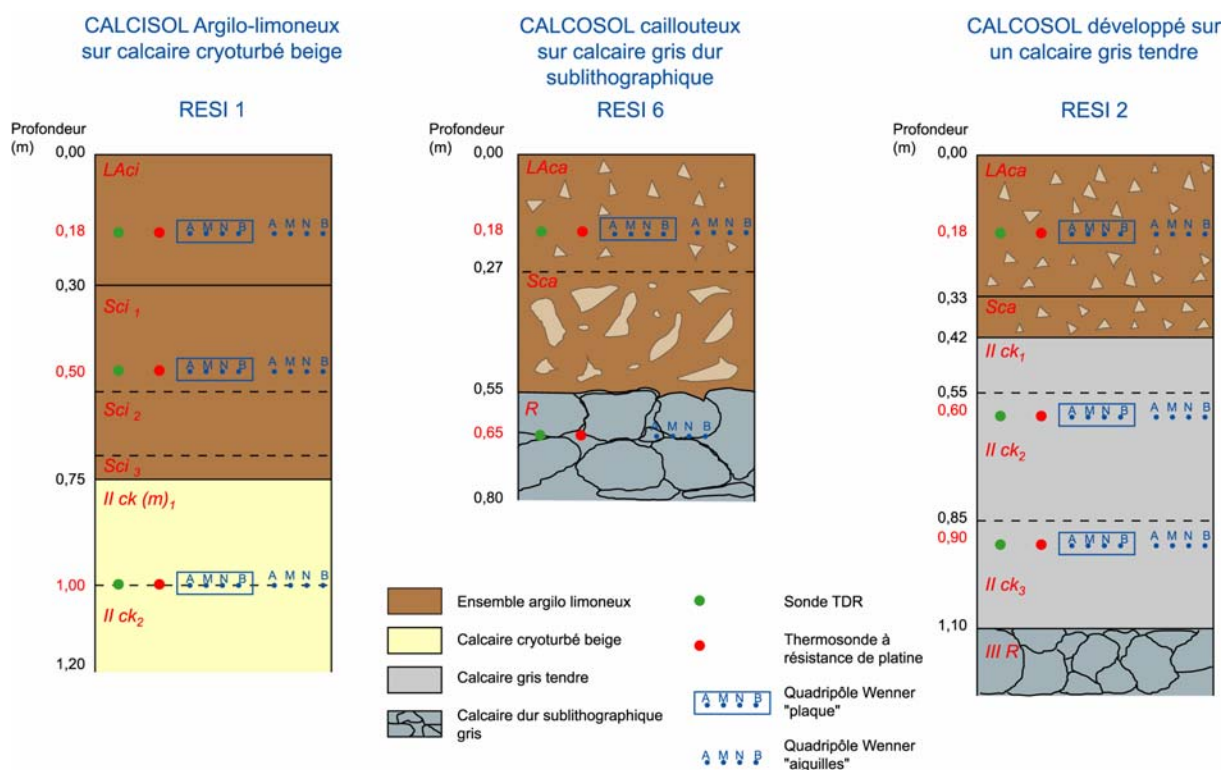


Figure VII.14. Représentation schématique de la localisation et de la profondeur d'implantation des capteurs au sein des horizons caractéristiques des fosses RESI1, RESI2 et RESI6.

L'évolution dans le temps des trois variables d'état (teneur en eau, température, résistivité électrique) est mesurée au moyen des quatre capteurs installés à la même profondeur au sein des 8 horizons pédologiques. La surface de l'horizon R de calcaire gris sublithographique de la fosse RESI6 est très accidentée. Le quadripôle "plaque" n'a pu être installé dans cet horizon ne présentant aucune face plane car les contacts électriques entre les électrodes et la roche ne pouvaient être assurés. (Figure VII.14).

La résistivité électrique des horizons est mesurée à l'aide de deux quadripôles d'électrodes en ligne et de configuration Wenner, caractérisés par un espacement a des électrodes de 15 cm. Le quadripôle dit "**plaque**" assure des mesures sur un milieu supposé d'extension semi-infini comme un sondage électrique classique à la surface du sol. Pour

reproduire un milieu semi-infini, une bâche en PVC électriquement très résistante est appliquée contre le quadripôle et la paroi de la fosse avant de la reboucher. Les lignes de courant électrique ne prospectent alors qu'un demi-paraboloïde de révolution. Le deuxième appelé quadripôle **“aiguille”** est constitué de quatre électrodes enfoncées horizontalement de 35 cm dans l'horizon de sol, perpendiculairement à la paroi de la fosse (Figure VII.13). La tige de chaque électrode est isolée et seule la pointe à son extrémité est conductrice. Les lignes de courant peuvent alors prospecter un milieu supposé infini. Le volume prospecté par le quadripôle **“aiguille”** est le double de celui du quadripôle plaque.

La teneur en eau volumique des horizons est mesurée avec des sondes TDR (Time Domain Reflectometry) (Topp, 1980). Le guide d'onde des sondes TDR, long de 20 cm, est composé de trois branches parallèles espacées de 23 mm. La précision des mesures est de $\pm 0,02 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$.

La température des horizons est mesurée avec une précision absolue de $0,1^\circ\text{C}$ à l'aide de thermosondes à résistance de platine. Les thermosondes sont implantées horizontalement à une distance de 45 cm de la fosse (Figure VII.13) pour éviter les **“effets de paroi”** sur la mesure de la température.

La position respective des capteurs dans la fosse est raisonnée de manière à éviter des interférences. Néanmoins, la bâche en PVC, appliquée sur la paroi de la fosse, constitue une discontinuité pouvant être à l'origine d'une circulation préférentielle d'eau. En fonction des contraintes liées au type de sol, à la géométrie de la fosse et au paramètre physique mesuré, les autres capteurs ont été éloignés au maximum de la paroi bâchée, occupée par les quadripôles **“plaques”**. Les thermosondes et les quadripôles **“aiguille”** sont ainsi au minimum distants de 50 cm de cette paroi. Les sondes TDR sont implantées à au moins 1 m de la bâche en PVC (Figure VII.13). L'ensemble des capteurs sont reliés à un bornier de mesure, mis à demeure dans un cylindre de protection. L'instrumentation terminée, la fosse est rebouchée avec précaution, horizon par horizon. Les couches de sol sont rapportées par épaisseur de 10 cm, puis sont tassées de manière à se rapprocher de la densité apparente initiale des horizons. L'instrumentation des fosses a été réalisée au cours du printemps 1999. Dans le but de réduire l'effet anthropique produit par l'excavation des fosses et l'instrumentation des horizons, les mesures ont débuté seulement au mois de février 2000.

Un suivi régulier des trois paramètres est effectué sur les cinq fosses RESI avec une périodicité de une à deux semaines de février à la fin octobre 2000. Une trentaine de mesures de la résistivité électrique, de la teneur en eau et de la température ont été réalisées dans chaque horizon.

2.2. Suivi diachronique “in situ” de la résistivité électrique en fonction de l'humidité et de la température

Le principal objectif de ce suivi diachronique est de déterminer les meilleures périodes de prospection électrique pour cartographier les sols, donc pour distinguer et identifier les horizons par leur résistivité électrique.

Un second objectif est de déterminer, au champ en conditions naturelles, les relations liant la résistivité électrique à la teneur en eau et à la température des principaux horizons. L'intérêt est de comparer l'évolution de la résistivité des horizons en fonction de leur humidité pour identifier ceux qui pourront être individualisés par leur résistivité électrique dans une gamme de teneurs en eau précise.

L'effet éventuel du volume de sol intégré dans la mesure de la résistivité électrique par rapport à l'isotropie ou l'anisotropie apparente des horizons est étudié. L'analyse est poursuivie en comparant les relations obtenues au laboratoire et “in situ” entre la résistivité électrique et la teneur en eau des horizons.

Les figures VII.15 à VII.17 présentent les résultats du suivi diachronique des variables d'état conjoncturelles mesurées respectivement sur les trois fosses (RESI1, RESI6 et RESI2) de la parcelle Ouest. Un relevé quotidien des précipitations sur la parcelle d'étude a été assuré au moyen d'un pluviographe (Figure VII.18).

L'évolution des profils hydrique et thermique des sols en fonction de la période de l'année, est similaire. En fonction du comportement hydrique et thermique des sols, quatre périodes, correspondant approximativement aux saisons, sont identifiées.

- En hiver et au début du printemps, c'est-à-dire du mois de février au mois de mai, les sols sont à la capacité au champ et les profils hydriques sont assez stables. La teneur en eau est élevée dans les horizons labourés argilo-limoneux (LAci et LAca) et est plus faible en profondeur. Les profils thermiques montrent que la température du sol, de l'ordre de 6°C, est faible en surface et croît légèrement avec la profondeur.
- Au cours du printemps, de mai à juillet, le développement des cultures entraîne une augmentation simultanée de l'évapotranspiration et se traduit par un fort dessèchement des horizons superficiels. La teneur en eau des horizons argilo-limoneux prospectés par les racines des plantes, diminue considérablement et tend vers celle des horizons minéraux sous-

RESI1: CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige

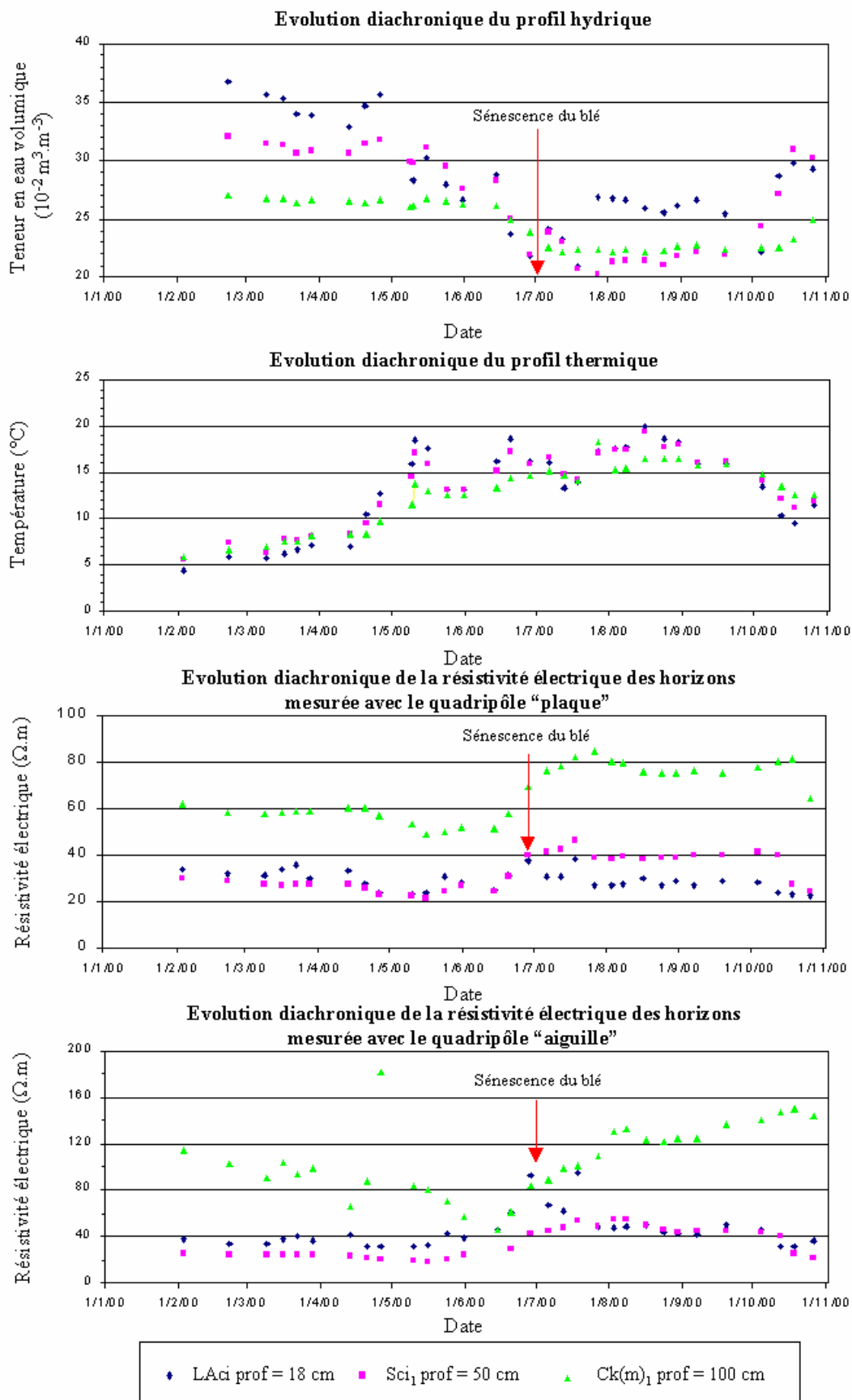


Figure VII.15. Suivi diachronique de la résistivité électrique, de l'humidité et de la température des horizons caractéristiques du CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige (fosse RESI1).

RESI6: CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris dur sublithographique

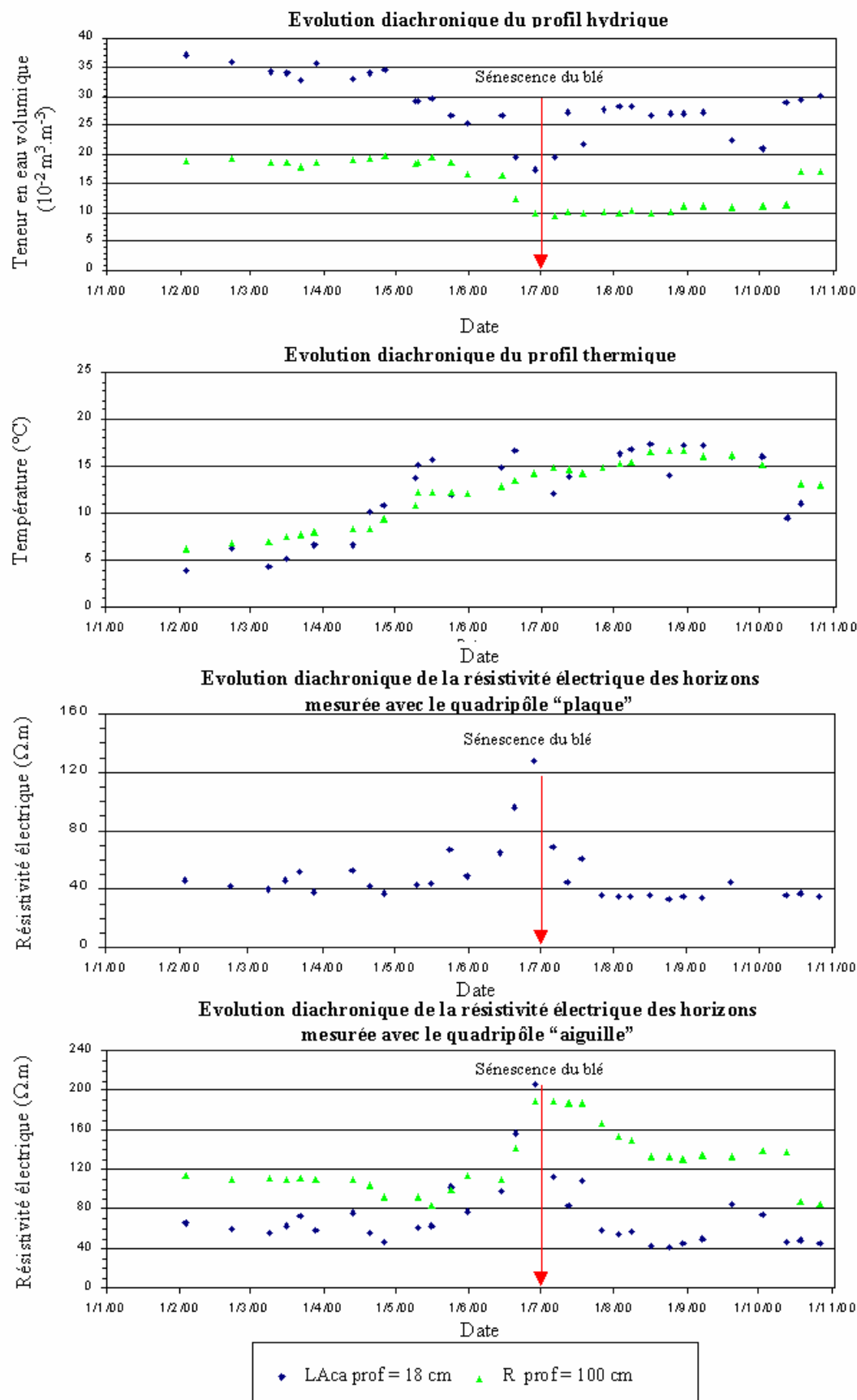


Figure VII.16. Suivi diachronique de la résistivité électrique, de l'humidité et de la température des horizons caractéristiques du CALCOSOL caillouteux et peu épais développé sur un calcaire gris dur sublithographique (fosse RESI6).

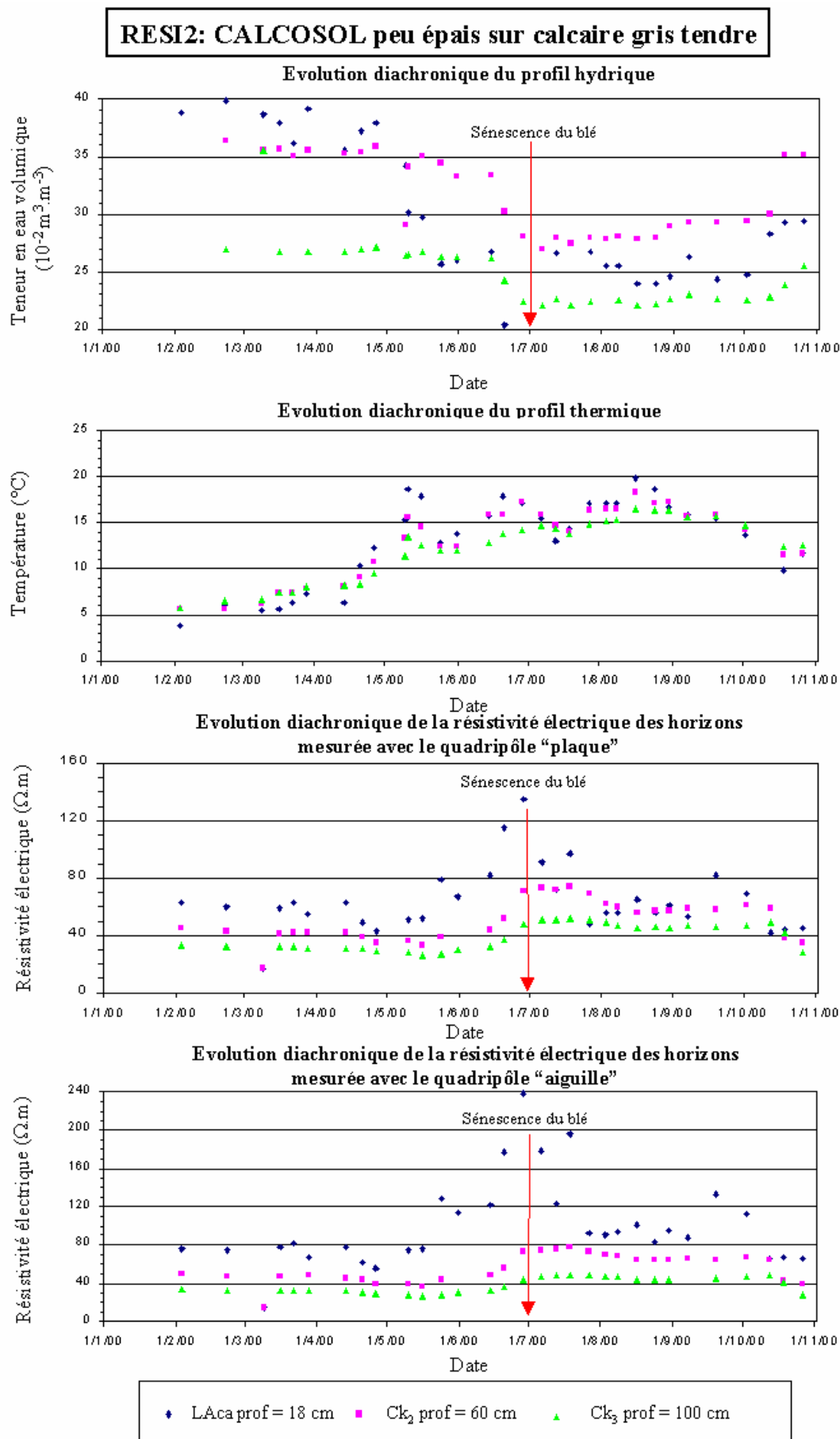


Figure VII.17. Suivi diachronique de la résistivité électrique, de l'humidité et de la température des horizons caractéristiques du CALCOSOL peu épais développé sur un calcaire gris tendre (fosse RESI2).

jacents. Les profils thermiques s'inversent. La température des sols croît sous l'effet de l'augmentation de la durée d'ensoleillement. Elle est élevée en surface (15 à 18°C) et diminue en profondeur.

- En été, du mois d'août à la fin septembre, l'évapotranspiration sur la parcelle est réduite après la sénescence puis la moisson du blé. En absence de prélèvement par les plantes et sous l'effet des précipitations naturelles, la teneur en eau des horizons labourés superficiels augmente légèrement et se stabilise à des valeurs proches de $25 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Pendant cette période, la température du sol continue à croître.

- L'arrivée de l'automne au mois d'octobre est marquée par une augmentation significative de l'humidité de l'ensemble des horizons étudiés. L'humidité des sols tend à retrouver son état hivernal initial à la capacité au champ. Simultanément, le profil thermique des sols s'inverse à nouveau. La température du sol redevient la plus faible au sein des horizons labourés et augmente à nouveau avec la profondeur.

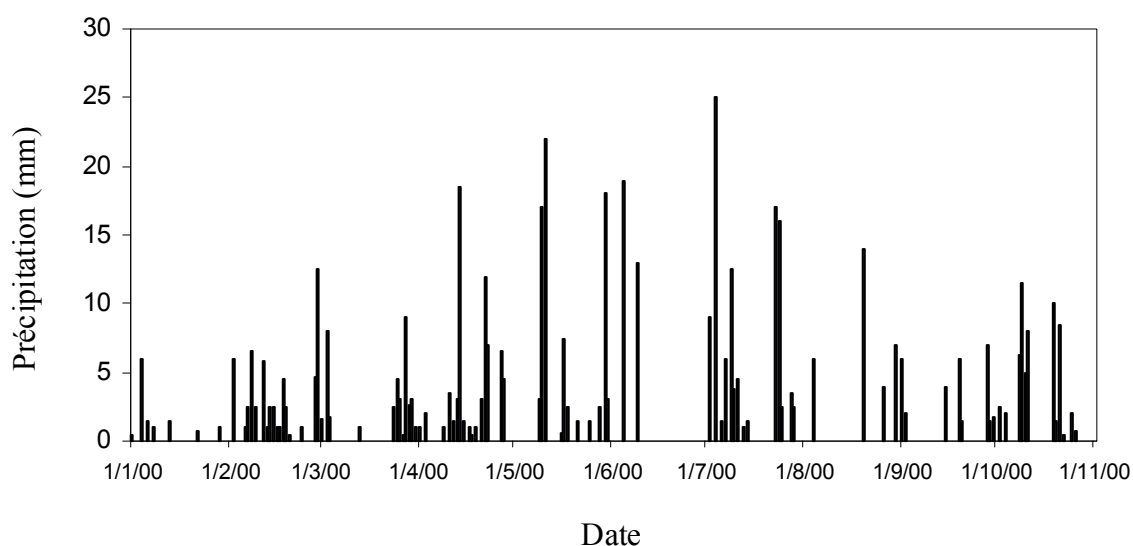


Figure VII.18. Relevé des précipitations quotidiennes sur la parcelle d'étude pendant la période de suivi.

Le suivi diachronique de la résistivité électrique des trois horizons caractéristiques du CALCISOL argilo-limoneux de RESI1 (Figure VII.15) montre que le calcaire cryoturbé beige (horizon Ck(m)₁) présente, toute l'année et quels que soient les profils hydrique et thermique, une résistivité électrique supérieure et significativement différente de celle des horizons argilo-limoneux sus-jacents. L'écart des mesures de la résistivité électrique des horizons LAci et Ck(m)₁ effectuées avec les quadripôle "plaque" et "aiguille" révèle l'anisotropie de ces horizons. Dans notre analyse, nous privilégierons les données plus intégrantes des quadripôles "aiguille".

Les résistivités électriques des horizons argilo-limoneux LAci et Sci₁ de RESI1 sont très proches et il semble difficile de les distinguer lors d'une prospection électrique. A la capacité au champ en période hivernale, l'horizon labouré LAci apparaît légèrement plus résistant que l'horizon structural Sci₁.

La dessiccation de l'horizon labouré au printemps et au début de l'été, liée à l'augmentation de l'évapotranspiration a pour résultat une hausse significative de sa résistivité, permettant éventuellement de le distinguer de l'horizon Sci₁.

Le labour (LAci) présente à la période estivale un pic de résistivité (Figures VII.15). Le maximum de sa résistivité s'observe début juillet à la sénescence du blé. Au printemps et au début de l'été, pendant la croissance et le développement de la culture de blé, l'évapotranspiration et les prélèvements racinaires en eau ont pour résultat une diminution de son humidité et une augmentation de sa résistivité.

Début juillet, le blé a atteint son stade de maturation. Il met fin à ses prélèvements hydriques et entre en sénescence.

Les précipitations du mois de juillet (Figure VII.18) expliquent l'augmentation brutale de l'humidité de l'horizon cultural et la forte diminution de sa résistivité. L'arrêt des prélèvements en eau par la culture et l'apport des précipitations ont permis à l'humidité du labour d'augmenter et d'atteindre un palier pendant les mois d'août et de septembre. Pendant cette période, la résistivité électrique des deux horizons LAci et Sci₁ est identique.

A l'automne, l'augmentation de l'humidité sur l'ensemble du profil se traduit par la diminution de la résistivité électrique de tous les horizons.

Ce pic de résistivité du labour à la sénescence du blé en été s'observe quel que soit le type de sol. Mais il est particulièrement prononcé au sein des deux CALCOSOLS de plus faible réserve en eau et où la profondeur d'enracinement du blé est plus faible (Figures VII.16 et VII.17).

La signature électrique de l'horizon cultural LAca du CALCOSOL caillouteux typique du vallon (fosse RESI6) est significativement différente, presque toute l'année, de celle du calcaire gris dur sublithographique R (Figure VII.16). En été, l'évapotranspiration est très élevée avant la sénescence du blé. L'importante diminution de l'humidité de l'horizon labouré LAca s'accompagne d'une augmentation considérable de sa résistivité électrique pouvant atteindre une valeur proche, voire légèrement supérieure à celle du banc de calcaire dur. La distinction de ces deux horizons semble donc plus difficile sur sol sec.

Toute l'année, les trois horizons de la fosse RESI2 peuvent se classer par ordre de résistivité électrique décroissante, de la surface vers la profondeur. L'horizon labouré LAca

est le plus résistant, tandis que l'horizon Ck₃, à la base du calcaire gris tendre, est le plus conducteur (Figure VII.17). La période la plus adaptée pour différencier l'horizon argilo-limoneux LAca des horizons minéraux Ck₂ et Ck₃ lors d'une prospection électrique couvre la fin du printemps au début de l'été, lorsque le profil hydrique du sol est nettement différencié et montre un dessèchement de l'horizon de surface. La similitude des mesures de la résistivité des horizons de calcaire gris tendre obtenues par les deux quadripôles Wenner montre leur isotropie et leur homogénéité. A contrario, l'horizon labouré LAca semble anisotrope.

Pour compléter la première approche au laboratoire et appréhender le rôle des conditions de mesure en termes d'humidité et de température, sur la résistivité électrique des sols, un suivi diachronique au champ de ces variables d'intérêts a été entrepris sur une durée d'une année. Un dispositif expérimental de suivi adapté a préalablement été installé au sein des cinq fosses pédologiques dans deux parcelles expérimentales voisines, présentant la même distribution de sols.

L'étude diachronique "in situ" permet de déterminer la meilleure période de prospection électrique en fonction de l'état hydrique des sols, dans le but de discriminer le maximum des unités de sol présentes mais aussi de différencier verticalement les principaux horizons après inversion du signal.

La période optimale de prospection s'étend de la mi-mai à début juillet. En effet, si l'horizon de calcaire cryoturbé beige Ck(m)₁ du CALCISOL (fosse RESI1) s'individualise tout au long de l'année par la résistivité la plus élevée, les deux horizons argilo-limoneux LAci et Sci₁ sus-jacents présentent des résistivité proches et sont donc difficiles à différencier. La seule période favorable pour les distinguer correspond à la fin du printemps et au début de l'été, lorsque la partie supérieure du sol est desséchée par évapotranspiration. De plus dans le vallon, la couverture argilo-limoneuse du CALCOSOL caillouteux (fosse RESI6) est pratiquement toujours significativement plus conductrice que son substrat de calcaire gris dur sublithographique. Par contre, en période estivale lorsque le sol est desséché, l'écart de résistivité entre les deux matériaux tend à se réduire. La prospection est alors moins propice. Enfin, l'horizon le plus résistant du CALCOSOL sur calcaire gris tendre (fosse RESI2) correspond au labour argilo-limoneux. La résistivité des horizons minéraux de calcaire gris tendre est non seulement plus faible, mais elle décroît avec l'augmentation de la profondeur. L'écart de résistivité le plus important entre l'horizon cultural et le calcaire gris tendre s'observe également de mai à juillet lorsque le profil hydrique du sol est desséché en surface.

La sénescence de la culture de blé se matérialise par un pic de résistivité au sein des labours desséchés par évapotranspiration. L'arrêt de la consommation en eau des plantes permet selon les apports par les précipitations à l'humidité du sol de croître à nouveau et donc à la résistivité de diminuer.

2.3. Etude des relations résistivité électrique – teneur en eau mesurées “in situ”

Les mesures réalisées au champ confirment la diminution de la résistivité électrique des horizons des trois sols étudiés avec l'augmentation de leur humidité. La figure VII.19 montre l'effet des variations d'humidité sur la résistivité électrique des horizons mesurée avec le quadripôle “aiguille”. La figure VII.20 présente les mêmes relations mais obtenues avec les mesures de résistivité effectuées par les quadripôles “plaque”.

Les résistivités électriques des horizons, représentées en fonction de la teneur en eau sur les figures VII.19 et VII.20, ont été mesurées à différentes températures du sol. Ces relations ne sont donc pas caractéristiques d'une température précise mais intègrent les variations du profil thermique du sol sur l'ensemble de la période de suivi. Au cours de ce suivi, l'humidité des horizons n'a pas toujours varié de la capacité au champ au point de flétrissement permanent des plantes. Seuls les horizons argilo-limoneux (LAc_i, Sci₁, LAc_a) et l'horizon Ck₃ de calcaire gris tendre ont été prospectés sur l'ensemble de cette gamme de teneur en eau. L'horizon de calcaire cryoturbé Ck(m)₁ a été étudié sur une gamme de variation restreinte ($5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), située entre la capacité au champ et pF 4,2. L'horizon intermédiaire Ck₂ de calcaire gris tendre a, quant à lui, été examiné pour une amplitude de variation de son humidité de $10 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ centrée sur la capacité au champ.

Suivant les horizons, les données expérimentales ont été ajustées soit sous la forme d'une droite, soit sous la forme d'un polynôme du troisième degré.

L'analyse des résultats du suivi temporel souligne l'intérêt d'avoir doublé les dispositifs de mesure de la résistivité électrique dans chaque horizon avec deux quadripôles de géométrie et de conception différente. Les mesures de la résistivité électrique, obtenues avec le quadripôle “aiguille” au sein du calcaire cryoturbé beige (Ck(m)₁), présentent un lien linéaire très médiocre avec l'humidité et semblent peu fiables (Figure VII.19). Les valeurs de résistivité semblent se répartir en effet selon deux nuages de points alignés verticalement sur les valeurs respectives d'humidité de $22 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ et de $26 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. A l'inverse, les mesures effectuées avec le quadripôle “plaque” semblent plus cohérentes et présentent un lien linéaire élevé avec l'humidité (Figure VII.20). L'hétérogénéité de l'horizon et la plus faible amplitude des variations de l'humidité de l'horizon Ck(m)₁, situé à un mètre de profondeur, peuvent expliquer la moins bonne qualité de la relation avec le quadripôle “aiguille”. La situation inverse s'observe au sein de l'horizon labouré LAc_i du même CALCISOL (RESI1) où les mesures réalisées avec le quadripôle “plaque” sont plus dispersées et ne semblent pas liées à l'humidité (Figure VII.20).

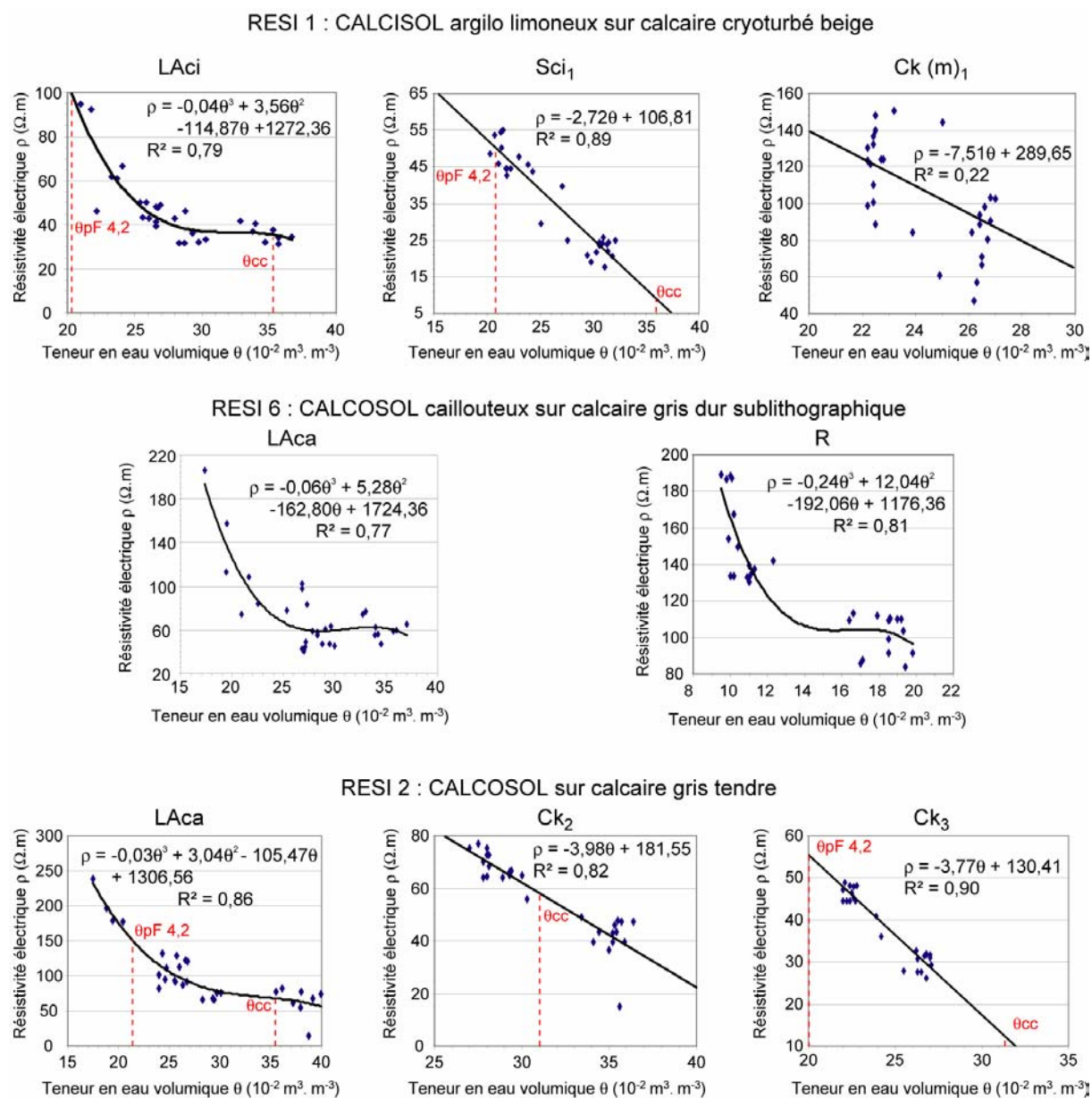
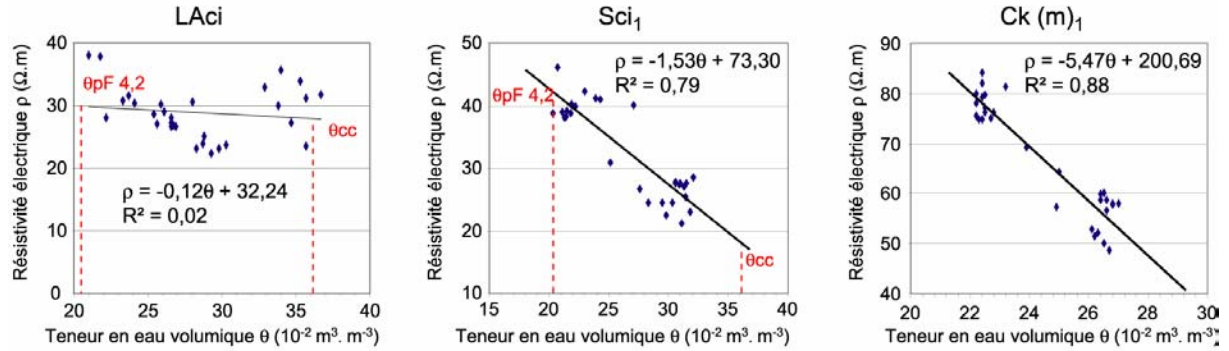
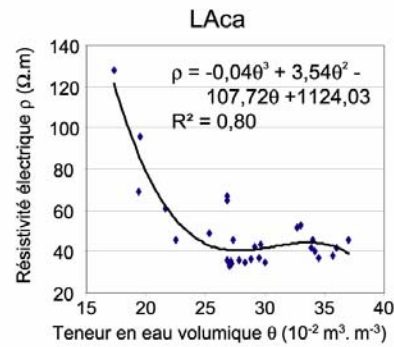


Figure VII.19. Relations entre la teneur en eau volumique et la résistivité électrique mesurée “in situ” avec le quadripôle “aiguille”.

RESI 1 : CALCISOL argilo limoneux sur calcaire cryoturbé beige



RESI 6 : CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris dur sublithographique



RESI 2 : CALCOSOL sur calcaire gris tendre

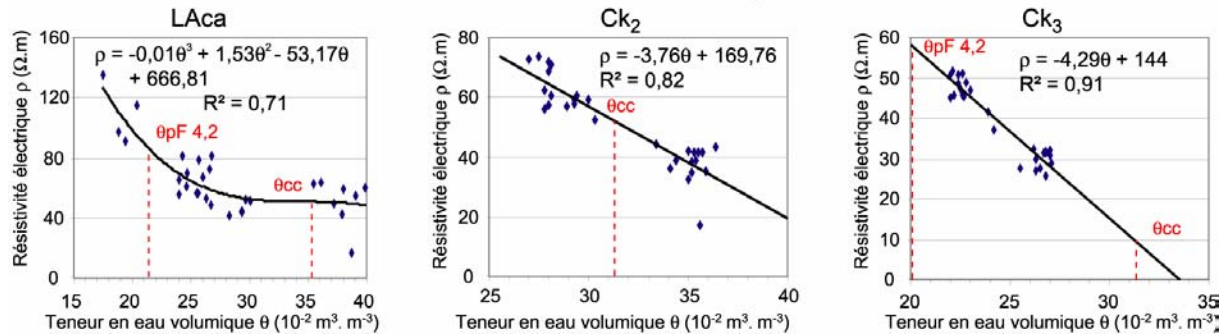


Figure VII.20. Relations entre la teneur en eau volumique et la résistivité électrique mesurée “in situ” avec le quadripôle “plaque”.

Tableau VII.3. Sensibilité ($\Omega.m / 10^{-2} m^3.m^{-3}$) de la mesure de la résistivité électrique aux variations d'humidité au champ en fonction du quadripôle d'électrodes utilisé.

Sol Fosse	CALCISOL			CALCOSOL		CALCOSOL		
	RESI1			RESI6		RESI2		
Horizon	LAc1	Sci ₁	Ck(m) ₁	LAc _a	R	LAc _a	Ck ₂	Ck ₃
quadripôle "aiguille"	2,5	2,5	7,6	6,7	7,2	7,8	4,1	3,7
quadripôle "plaque"	0,2	1,5	5,4	4,3	–	2,5	3,6	4,3

Le sensibilité des mesures de la résistivité "in situ" aux variations de teneur en eau varie en fonction du type de sol, de l'horizon et du modèle de quadripôle utilisé (Tableau VII.3). Les CALCOSOLS et les horizons calcaires ont une résistivité plus sensible au changement d'humidité que le CALCISOL et les horizons calciques. La sensibilité des mesures peut également se classer en fonction du quadripôle utilisé et du volume prospecté. Pour l'ensemble des horizons, la sensibilité des mesures effectuées avec le quadripôle "aiguille" est supérieure à celles réalisées avec le quadripôle "plaque". On peut aussi remarquer que les mesures "in situ" sont plus sensibles que les mesures effectuées en conditions contrôlées au laboratoire avec le quadripôle carré (Tableaux VII.1 et VII.3). La sensibilité de la mesure de la résistivité électrique à une variation d'humidité de $10^{-2} m^3.m^{-3}$ diminue donc avec le volume de sol exploré.

En accord avec la bibliographie et l'expérimentation réalisée en condition contrôlée, les mesures au champ confirment non seulement la diminution de la résistivité électrique des horizons avec l'augmentation de leur humidité, mais aussi les différences de sensibilité de leur résistivité aux variations de teneur en eau. Pour un même changement d'humidité, les variations de résistivité des CALCOSOLS et des horizons carbonatés sont supérieures à celles relevées au sein des horizons argilo-limoneux calciques du CALCISOL.

2.4. Effet des méthodes de mesure sur la résistivité électrique : comparaison des mesures effectuées avec les quadripôles Wenner “aiguille” et “plaque”

La figure VII.21 présente, pour chaque horizon, les mesures de résistivité électrique effectuées avec les quadripôles Wenner de type “plaque” et “aiguille”. Les valeurs de résistivité électrique mesurées avec les deux types de quadripôle Wenner apparaissent liées linéairement. Mais pour la majorité des horizons, les mesures obtenues avec le quadripôle “aiguille” sont 1,5 à 2,3 fois supérieures à celles mesurées avec le modèle “plaque”. Il semble donc que la valeur de résistivité électrique des horizons argilo-limoneux (LAci, Sci₁, LAca) et du calcaire cryoturbé (Ck(m)₁) est supérieure et double presque avec le volume de sol exploré par le quadripôle. Les horizons LAci et Ck(m)₁ du CALCISOL présentent les statistiques les plus médiocres, caractérisées par un coefficient de détermination R^2 faible et un biais particulièrement élevé dans le cas de l'horizon argilo-limoneux de surface. Les différences de résistivité électrique observées selon les quadripôles s'expliquent en partie par la différence des volumes prospectés, mais aussi par l'hétérogénéité des horizons argilo-limoneux labourés (LAci, LAca) et, en profondeur, du calcaire cryoturbé (Ck(m)₁), caractérisé par de nombreux pseudo-mycéliums et encroûtements calcaires. Un effet lié à l'implantation des électrodes ou à un mauvais contact avec le sol peut également être mis en cause. A l'inverse, les horizons Ck₂ et Ck₃ s'individualisent par les excellentes relations linéaires, observées entre les mesures effectuées par les quadripôles “aiguille” et “plaque” et caractérisées par un coefficient de détermination très élevé, un biais faible et une pente de la droite ajustée proche de 1. La signature électrique du calcaire gris tendre constituant ces horizons est donc identique quel que soit le volume prospecté. On vérifie ainsi que ce matériau est homogène.

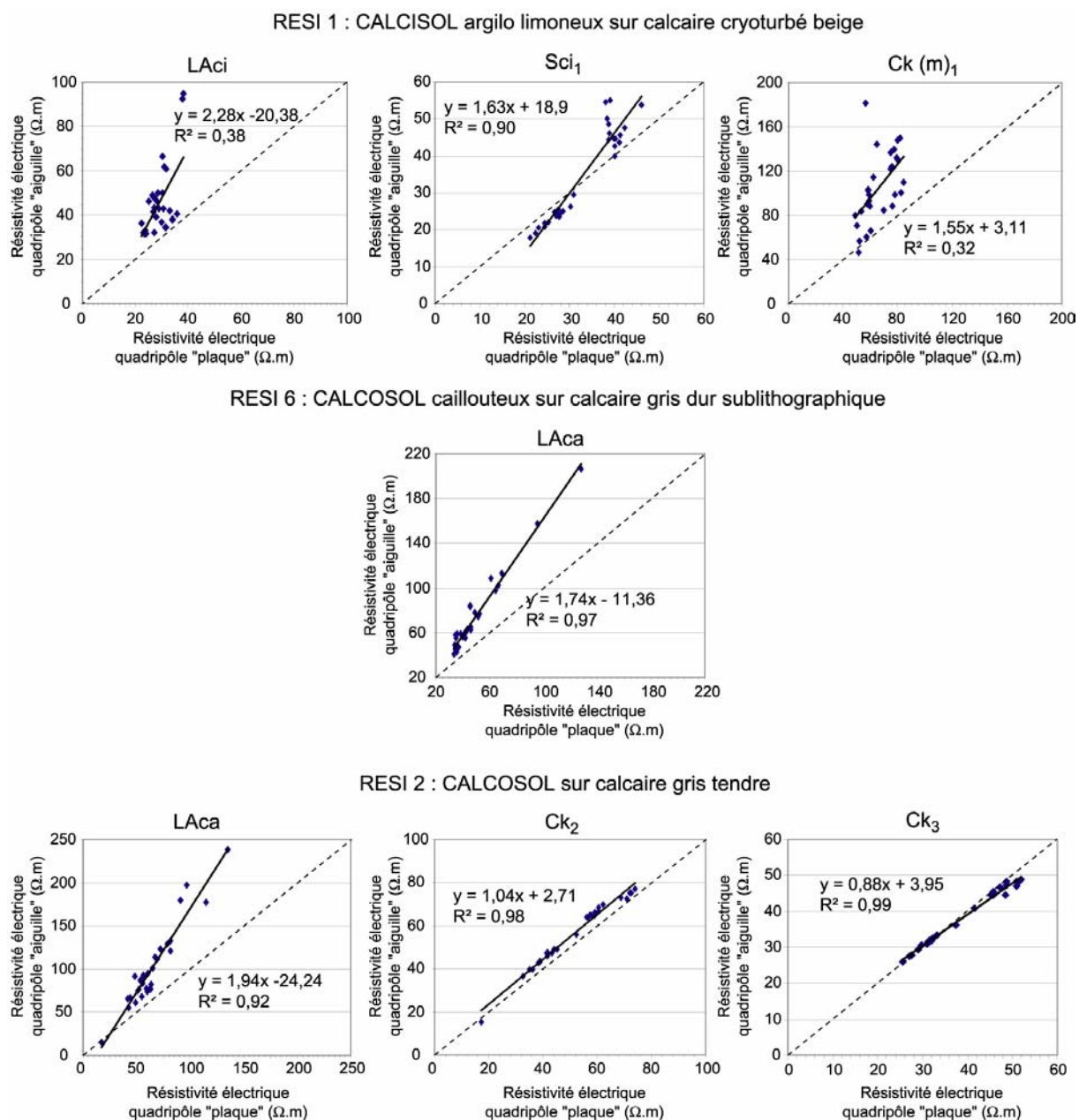


Figure VII.21. Comparaison par horizons pédologiques des mesures de résistivité électrique effectuées avec les quadripôles Wenner “plaque” et “aiguille”.

2.5. Effet de la température sur la relation résistivité électrique – teneur en eau

Pour analyser et discuter l'effet de la température sur la résistivité électrique, nous étudions uniquement des horizons homogènes. L'intérêt est de s'affranchir des effets liés à l'hétérogénéité et les modifications de la structure des horizons, issus soit des pratiques culturales (semelle de labour), soit des processus pédogénétiques (encroûtement calcaire). L'avantage est de pouvoir interpréter uniquement les variations de résistivité des horizons par des variations de l'humidité ou de la température. Dans ce cas, nous avons sélectionné trois horizons :

- l'horizon structural Sci₁, argilo-limoneux et calcique (RESI1),
- les deux horizons minéraux Ck₂ et Ck₃, constitués de calcaire gris tendre (RESI2).

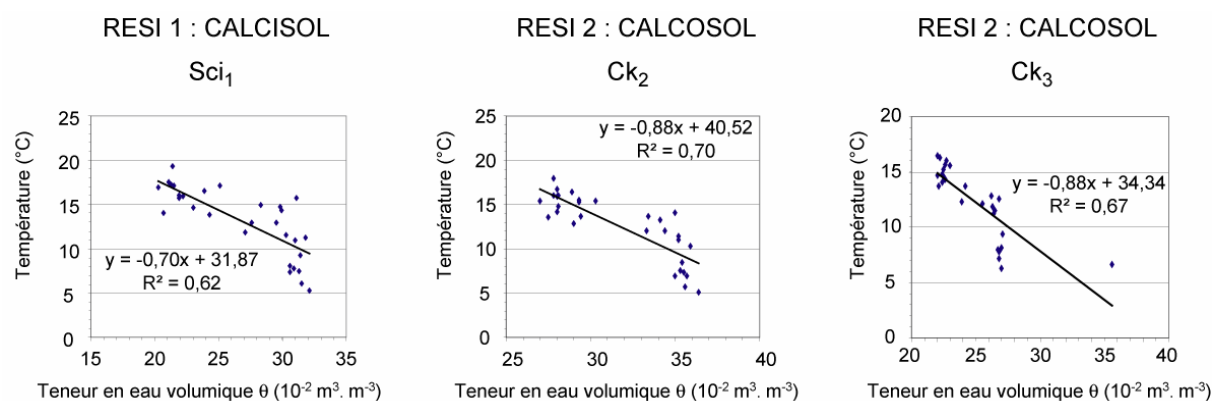


Figure VII.22. Relation entre la température et l'humidité de trois horizons homogènes et isotropes au cours de la période de suivi.

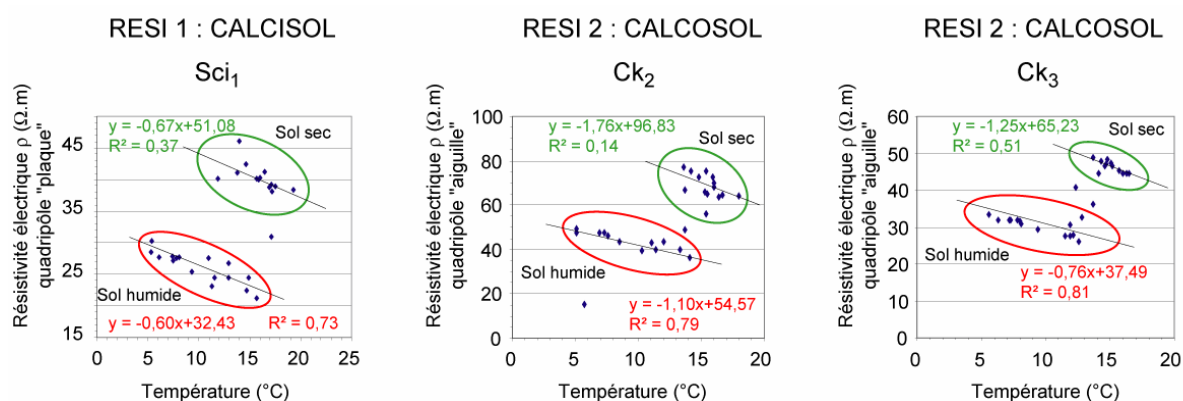


Figure VII.23. Relation entre la résistivité électrique et la température de trois horizons homogènes et isotropes au cours de la période de suivi.

La figure VII.22 confirme l'analyse des résultats du suivi diachronique des variables d'état conjoncturelles (Figures VII.15 à VII.17). Elle montre la diminution simultanée de la température des trois horizons avec l'augmentation de l'humidité volumique. La résistivité électrique des différents horizons varie donc sous l'effet synchrone des modifications de leur teneur en eau et de leur température.

La figure VII.23 présente l'évolution, lors du suivi diachronique au champ, de la résistivité électrique des trois horizons en fonction de leur température. La résistivité électrique de l'horizon structural argilo-limoneux Sci_1 a été mesurée avec un quadripôle "plaque", tandis que celle des deux horizons de calcaire gris tendre (Ck_2 et Ck_3) a été déterminée par un quadripôle "aiguille". Les valeurs de résistivité électrique des trois horizons se répartissent en fonction de la température selon deux nuages de points quasi-alignés, caractéristiques d'une période de l'année et donc d'un état hydrique particulier :

- i) Le premier correspond aux mesures effectuées pendant la période hivernale et au début du printemps, lorsque le profil hydrique du sol est stable et proche de la capacité au champ. Il se distingue par les valeurs de résistivité électrique les plus faibles.
- ii) Le second se distingue par les valeurs de résistivité électrique les plus élevées. Il coïncide aux mesures réalisées durant l'été et le début de l'automne. Les horizons sont desséchés par évapotranspiration et leur humidité est relativement constante pendant cette période.

Pour les deux domaines d'humidité, la résistivité des trois horizons est en accord avec les travaux antérieurs (Hesse, 1964 ; Iliceto, 1969) : elle diminue avec l'augmentation de la température. Ainsi pour pouvoir être comparées entre elles, les relations résistivité électrique – teneur en eau, devront être rapportées à une température de référence. La température standard de 25°C est retenue comme référence. Le choix de cette température de référence est quelque peu discutable, car la valeur de 25°C est rarement atteinte au champ pour les sols de milieu tempéré. Cependant, c'est la température à laquelle ont été réalisées les expériences de laboratoire, ce qui permettra ultérieurement une comparaison entre données de terrain et donnée de laboratoire. A l'issue de l'analyse bibliographique et dans le but de s'affranchir de l'effet de la température, nous avons adopté une loi de croissance de 2% par degrés Celsius comme loi de dépendance de la conductivité électrique du sol à l'augmentation de la température. La conductivité électrique du sol à une température donnée σ_T peut être déterminée par rapport à sa conductivité $\sigma_{25^\circ C}$ à la température de référence de 25°C selon la relation $\sigma_T = \sigma_{25^\circ C}[1+\alpha(T-25^\circ C)]$ de Campbell et al. (1948) présentée au chapitre I à la page

18, où α est le coefficient de correction de température de la conductivité du sol. Pour discuter et vérifier l'adéquation de cette loi à nos données, nous avons déterminé à partir des droites d'ajustement de la figure VII.23 les coefficients de correction de température expérimentaux α de la conductivité électrique des trois précédents horizons (Tableau VII.4). Les coefficients ont été calculés pour deux états hydriques différents : à la capacité au champ en période hivernale, ou lorsque les sols sont relativement secs en période estivale. Pour ce faire, nous avons d'abord déterminé les conductivités électriques de chaque horizon aux températures de 25°C et de 5°C en utilisant les relations linéaires ajustées sur les données expérimentales à la figure VII.23. Nous avons ensuite calculé les coefficients de correction de température α à l'aide de la relation proposée par Campbell et al. (1948).

Tableau VII.4. Coefficients de correction de température α expérimentaux de la conductivité électrique de trois horizons pendant les périodes hivernale et estivale.

Sol	CALCISOL (RESI1)	CALCOSOL	(RESI2)
Horizon	Sci ₁	Ck ₂	Ck ₃
Période hivernale	0,020	0,022	0,022
Période estivale	0,014	0,020	0,023

L'étude du tableau VII.4 montre que la méthode retenue de correction de l'effet de la température sur la résistivité électrique est globalement adaptée aux sols de nos parcelles expérimentales. Les coefficients de correction expérimentaux α pour des sols à la capacité au champ sont compris entre 0,020 et 0,022. On peut néanmoins remarquer que la valeur du coefficient α a tendance à diminuer avec l'humidité de l'horizon en été. Ce comportement est plus marqué pour l'horizon argilo-limoneux Sci₁. Il s'observe aussi au sein de l'horizon Ck₂ de calcaire gris tendre, mais non au niveau de l'horizon profond Ck₃ où les variations de température sont de plus faible amplitude. Le faible nombre des observations empêche de tirer des conclusions réellement fiables sur l'évolution du coefficient α en fonction de l'humidité du sol. La valeur du coefficient de correction n'est certainement pas constante quelle que soit l'humidité. L'étude de son comportement vis-à-vis de la teneur en eau et de la température de l'horizon serait à approfondir.

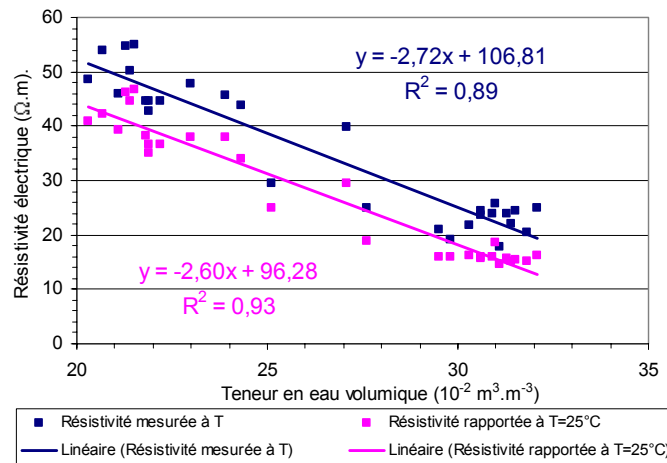


Figure VII.24. Effet de la correction de température sur la relation mesurée “in situ” entre la résistivité électrique et l’humidité de l’horizon argilo-limoneux Sci₁. Les mesures de résistivités, réalisées avec un quadripôle “aiguille”, sont rapportées à la température standard de 25°C.

La température réelle des horizons pendant le suivi a toujours été inférieure à 25°C. Il est donc logique que les valeurs de résistivité électrique corrigées à la température de 25°C soient inférieures à celles mesurées au champ (Figure VII.24). La prise en compte de l’influence de la température, en rapportant les mesures de résistivité électrique à une même température de référence, ne modifie pas le coefficient de détermination R^2 des relations liant la résistivité électrique d’un horizon à son humidité.

La résistivité électrique des sols diminue avec l’augmentation de la température. Pour pouvoir être comparées entre elles et avec les données obtenues en condition contrôlée au laboratoire, les relations mesurées “in situ” entre la résistivité électrique et l’humidité des différents horizons doivent être corrigées et rapportées à la température de référence de 25°C . Nous avons retenu une loi de croissance de 2% par degrés Celsius de la conductivité électrique du sol selon la relation I.9 proposée par campbell et al. (1948) et avons vérifié sa validité sur nos données expérimentales

2.6. Comparaison, à la température standard de 25°C, des relations résistivité électrique - teneur en eau mesurées "in situ"

L'analyse comparative des relations représentant l'évolution de la résistivité électrique des horizons du CALCISOL (RESI1), mesurée avec les quadripôles "plaque" et "aiguille", en fonction de l'humidité (Figure VII.25) permet de faire plusieurs constatations :

- a) L'horizon de calcaire cryoturbé beige Ck(m)₁, se distingue significativement par une résistivité électrique plus élevée, quel que soit le quadripôle utilisé (Figure VII.25).
- b) Les résistivités électriques des deux horizons argilo-limoneux sont voisines pour une teneur en eau donnée. Leur comportement électrique diffère selon le quadripôle d'électrodes. Deux situations peuvent être décrites. Les mesures effectuées avec le quadripôle "plaque" révèlent une évolution plus complexe de la résistivité. La résistivité électrique de l'horizon structural Sci₁ est supérieure à celle de l'horizon labouré LAci pour les faibles teneurs en eau, mais décroît plus fortement avec l'augmentation de l'humidité. Pour une humidité supérieure à $28 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, leur comportement électrique s'inverse. Les mesures réalisées avec le quadripôle "aiguille" plus intégrantes, montrent une situation plus simple où l'horizon cultural LAci est le plus résistant sur l'ensemble de la gamme des humidités observables au champ. Ces dernières observations sont contraires à celles observées dans les mêmes circonstances au laboratoire (Figure VII.5). En accord avec leurs caractéristiques structurales et texturales (Tableau IV.1). Il semble difficile voire impossible, de distinguer significativement les deux horizons argilo-limoneux par leur résistivité électrique, lorsque le profil hydrique est homogène.

Au cours du suivi, l'humidité des deux horizons du CALCOSOL, décrits sur le profil RESI6, a évolué selon des gammes de teneur en eau différentes. L'humidité de l'horizon labouré calcaire LAca a varié de $17 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ à $36 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Celle de l'horizon minéral R a toujours été inférieure à $20 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (Figures VII.16). Lorsque l'humidité de l'horizon LAca devient inférieure à $20 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, il apparaît plus résistant que l'horizon R de calcaire (Figure VII.25).

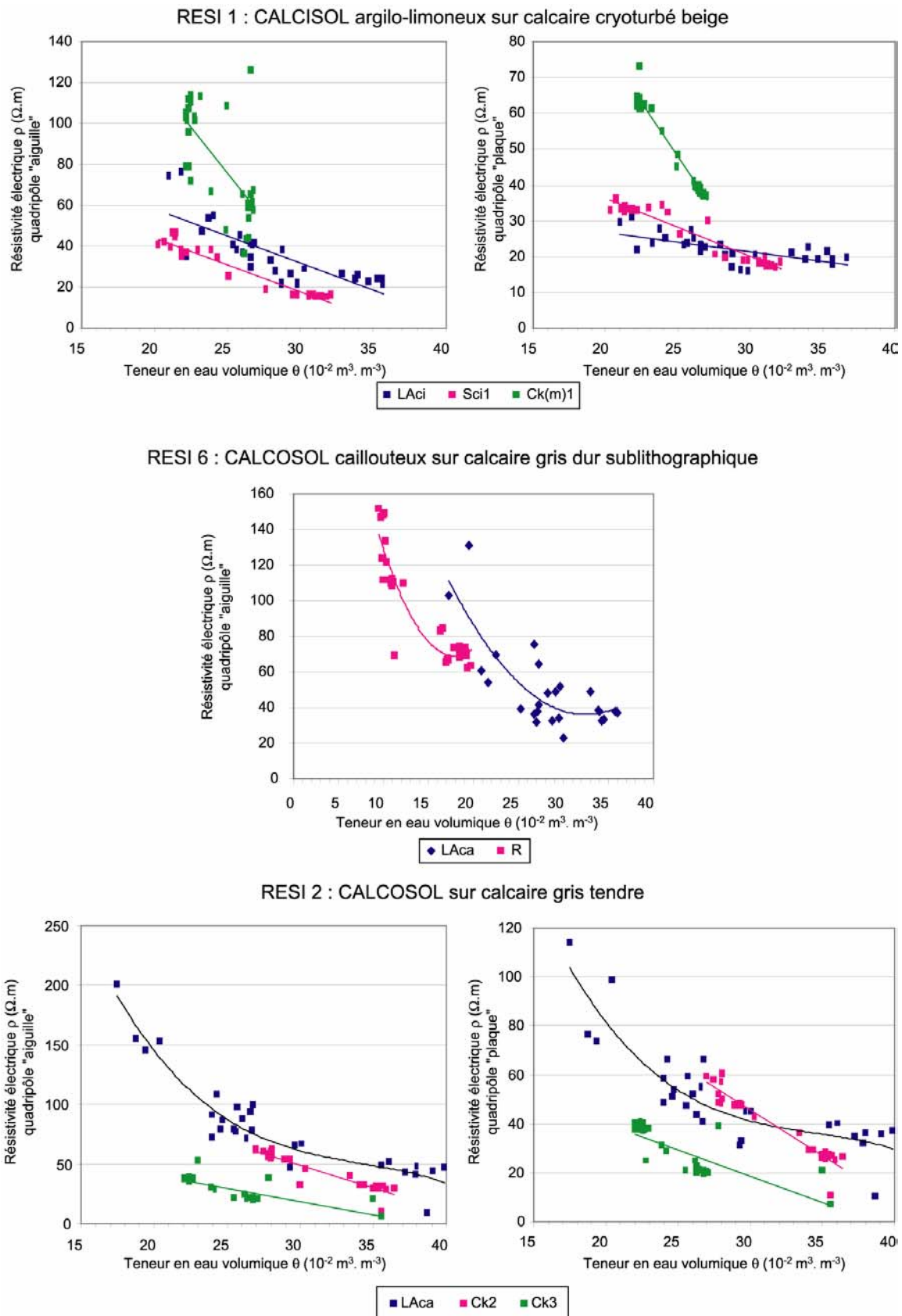


Figure VII.25. Comparaison à la température standard de 25°C des relations mesurées “in situ” entre la résistivité électrique et la teneur en eau des horizons du CALCISOL (RESI1) et des CALCOSOLS (RESI2 et RESI6). La comparaison est réalisée avec les mesures de résistivité obtenue avec les deux quadripôles “plaque et “aiguille”.

Les données expérimentales, mesurées sur le CALCOSOL de la fosse RESI2 (Figure VII.25), révèlent de nombreuses contradictions avec les courbes acquises au laboratoire. En conditions contrôlées et pour des humidités supérieures à $15 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, l'horizon profond de Calcaire gris tendre Ck₃ présente la résistivité électrique la plus élevée. A contrario, en conditions naturelles, il apparaît le plus conducteur. Les mesures "in situ" se montrent relativement en accord avec la richesse en argile de l'horizon (Tableau IV.3). L'horizon argilo-limoneux calcaire LAca et celui de calcaire gris tendre médian Ck₂ présentent des résistivités électriques très proches. Si, au laboratoire et pour une humidité comprise entre $20 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ et $40 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, l'horizon Ck₂ apparaît plus résistant que l'horizon LAca, les mesures effectuées avec les quadripôles "aiguille" indiquent l'inverse. Elles signalent une diminution de la résistivité électrique des horizons avec l'augmentation de la profondeur. L'horizon labouré superficiel LAca n'étant ni homogène ni isotrope, on observe une situation légèrement différente avec les mesures effectuées avec le quadripôle "plaque". La résistivité électrique de l'horizon LAca est inférieure sur l'ensemble de la gamme des humidités au champ. Lorsque la teneur en eau de l'horizon Ck₂ est inférieure à la capacité au champ ($32 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), sa résistivité se révèle supérieure à celle du labour et vice-versa.

Les mesures effectuées au champ au sein du CALCISOL confirment la résistivité plus élevée du calcaire cryoturbé beige, alors que les deux horizons argilo-limoneux Laci et Sci1 présentent des résistivités proches sur toute la gamme d'humidité prospectée. Néanmoins, les mesures "aiguilles" plus intégrantes montrent que le labour et l'horizon structural peuvent se différencier par leur résistivité, le premier plus poreux étant légèrement plus résistant.

Dans le vallon, l'horizon labouré du CALCOSOL caillouteux est en général significativement plus conducteur que son substrat de calcaire gris dur sublithographique pour des teneurs en eau supérieures à $20 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. En deçà de cette valeur seuil, la situation inverse peut être observée. Mais le suivi diachronique montre que cet état se rencontre rarement, car en période estivale le substrat calcaire se dessèche également et demeure ainsi le plus résistant.

L'étude du CALCOSOL sur calcaire gris tendre montre une nette contradiction concernant la signature électrique des différents horizons mesurée au laboratoire et sur le terrain. Pour une teneur en eau donnée, la résistivité électrique des horizons augmente avec la profondeur dans le cas des mesures réalisées "in situ", alors que la situation inverse est observée au laboratoire. Les mesures au champ confirment néanmoins la similitude de la résistivité des horizons LAca et Ck₂ à la même humidité. Les dissemblances relevées entre les données acquises sur le terrain et en conditions contrôlées seront discutées au paragraphe suivant.

3. Comparaison des relations résistivité électrique - teneur en eau mesurées au laboratoire et “in situ”

La comparaison, à la température de référence de 25°C, des relations résistivité –teneur en eau mesurées au sein des horizons représentatifs du CALCISOL (RESI1) et du CALCOSOL (RESI2), sous des conditions contrôlées au laboratoire et sous des conditions naturelles “in situ” (Figure VII.26), permet de tirer plusieurs enseignements.

Les données expérimentales acquises avec les trois types de quadripôles (“aiguille” et “plaque” au terrain, carré au laboratoire) confirment la diminution de la résistivité électrique avec l'augmentation de l'humidité du sol. Mais les relations obtenues pour chaque horizon ne sont pas identiques. Les mesures de la résistivité dépendent fortement du volume de sol prospecté par les quadripôles, par conséquent de l'hétérogénéité et de l'anisotropie des horizons. Ce fait est particulièrement observable pour les horizons labourés superficiels plus hétérogènes : à une humidité du sol donnée, la valeur de résistivité diminue avec le volume de sol prospecté du quadripôle “aiguille”, intégrant le volume le plus élevé, au quadripôle carré de laboratoire, intégrant le volume le plus faible. La sensibilité de la résistivité à une variation hydrique de $10^{-2}\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ diminue avec le volume de sol prospecté, donc avec le quadripôle employé, mais aussi avec l'augmentation de l'humidité de l'horizon.

Pour un horizon et une teneur en eau donnés, l'écart entre les mesures de résistivité est le plus élevé au point de flétrissement permanent des plantes (pF 4,2) et diminue avec l'augmentation de l'humidité, pour être presque nul à la capacité au champ ou à l'état quasi-saturé.

L'effet du volume prospecté est moindre pour les horizons homogènes et isotropes comme l'horizon structural Sci₁ et l'horizon de calcaire gris tendre Ck₂. Pour les horizons profonds, une situation différente est observée : à une teneur en eau donnée, les résistivités électriques mesurées au laboratoire des horizons Ck(m)₁ de calcaire cryoturbé beige et Ck₃ de calcaire gris tendre, sont systématiquement supérieures à celles mesurées in situ.

Ces différences systématiques ont sûrement une signification, soit liée à la géométrie des quadripôles, soit liée à l'échelle d'investigation et au volume prospecté ou encore à une différence de conductivité électrique de la solution du sol. L'ensemble de ces observations, relatives à l'hétérogénéité et à l'anisotropie des sols, mais aussi à la différence de volume investigué en fonction de la géométrie des quadripôles, montrent l'intérêt de préciser à l'avenir le volume élémentaire de mesure de la résistivité électrique de l'horizon pédologique.

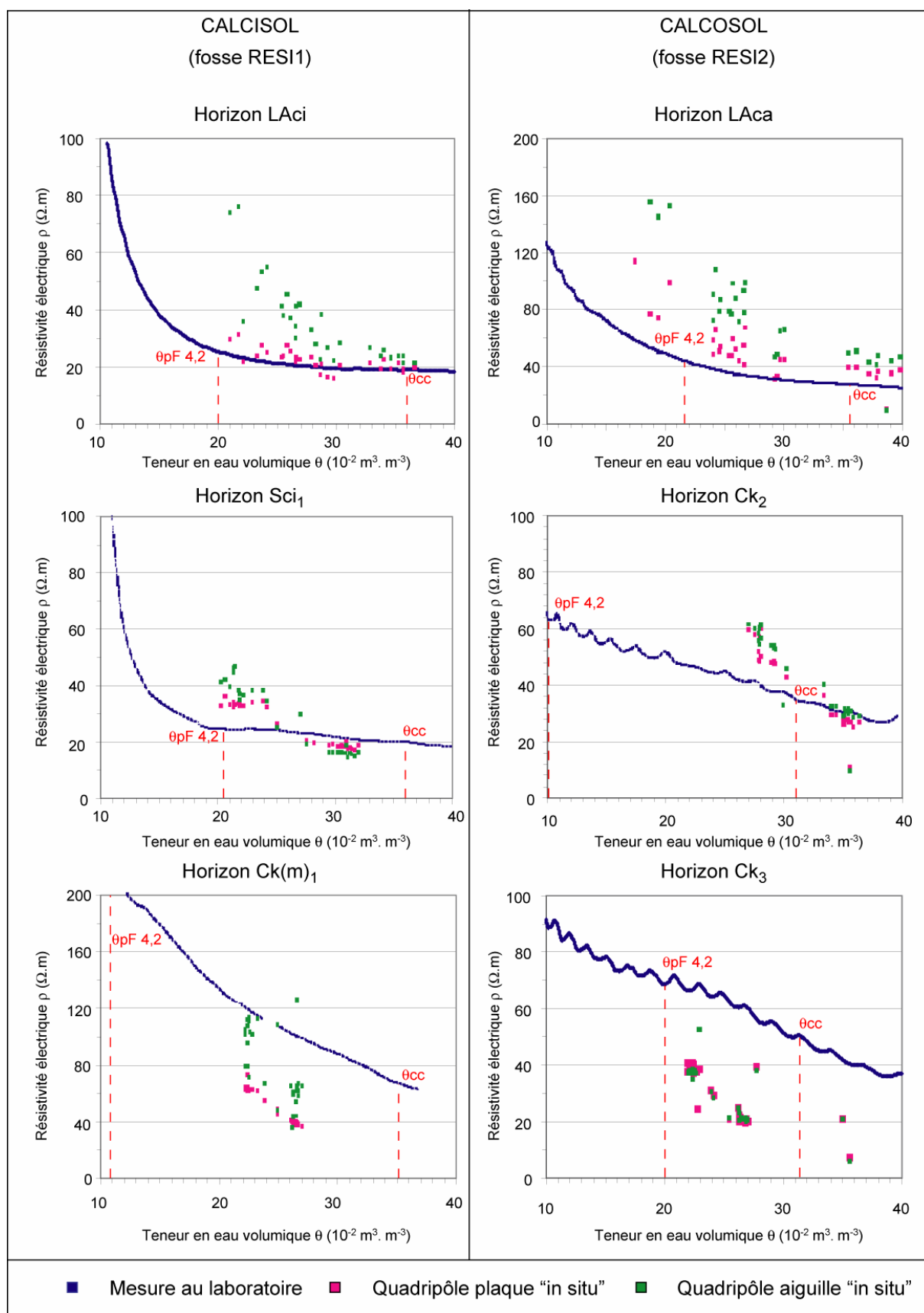


Figure VII.26. Comparaison, à la température standard de 25°C, des relations résistivité électrique – teneur en eau établies au laboratoire et “in situ” pour les horizons pédologiques caractéristiques du CALCISOL (RESI1) et du CALCOSOL (RESI2). Les valeurs de résistivité “in situ” sont corrigées et rapportées à la température de 25°C.

Au laboratoire, les échantillons étudiés sont considérés comme non perturbés, mais la réalité est tout autre. La structure des échantillons peut être modifiée lors du prélèvement. Les échantillons argilo-limoneux peuvent être compactés alors que ceux de calcaire cryoturbé beige ou de calcaire gris tendre peuvent être fissurés. Les minéraux gonflants de types smectites présents dans les trois matériaux étudiés (Ould Mohammed, 1991) peuvent être à l'origine d'une nouvelle modification de la structure des échantillons durant la longue période de saturation imposée au laboratoire, mais rarement observées dans les conditions naturelles.

Les courbes "quasi-continues" obtenues au laboratoire sont relativement plates pour les humidités supérieures à pF 4,2. La sur-saturation de l'échantillon pendant une longue période a pu modifier la structure héritée de l'histoire du matériau. Elle s'explique par une reprise en masse des matériaux argileux et smectitique lors de la saturation. Au contraire sur le terrain, l'histoire du sol est là très présente. D'autre part, les mesures au champ ne correspondent pas réellement à un suivi en continu des deux variables : résistivité – teneur en eau. Elles peuvent être réalisées sur différents cycles humectation-dessiccation. Des phénomènes d'hystérésis peuvent ainsi être observé "in situ", alors que ces derniers n'interviennent pas dans l'expérimentation "monocycle" du laboratoire.

Les mesures au champ permettent de définir deux principaux état d'humidité du sol :

- un état humide où de nombreuses mesures répétitives de la résistivité de chaque horizon ont permis de caractériser leur signature électrique s'il n'y a pas eu d'apports chimiques, capables de modifier la composition de la solution du sol.
- Un état "sub-sec" est établi au cours de la saison estivale, après sénescence de la culture. La résistivité des horizons est alors très sensible aux variations d'humidité, ce que montrent aussi les mesures au laboratoire mais en ayant recréé une nouvelle histoire aux matériaux. En fonction de l'histoire du sol, les courbes résistivité-teneur en eau apparaissent "parallèles" ou homothétiques.

Les horizons minéraux C dont la résistivité varie linéairement avec l'humidité sont probablement ceux qui ont le moins de structure et donc le moins d'histoire. Cette notion d'histoire est non dénuée d'intérêt. Elle concerne toute la porosité inter-agrégat, la fissuration du sol et doit donc jouer un grand rôle dans l'alimentation rapide en profondeur des horizons et d'autre part dans les paliers de résistivité observés "in situ" lors de la dessiccation.

La comparaison des courbes résistivité électrique-teneur en eau obtenues avec les trois quadripôles montre un effet indéniable du volume prospecté sur la mesure de la résistivité électrique, et ce principalement dans les horizons hétérogènes. Les mesures de résistivité au champ plus intégrantes, sont plus sensibles aux variations de teneur en eau que celles effectuées au laboratoire. La sensibilité des mesures semble diminuer avec le volume de sol prospecté par le quadripôle d'électrodes. Les quadripôles "aiguilles" utilisés au champ présentent des avantages majeurs. Ils intègrent le plus grand volume de sol et fournissent donc les mesures les plus représentatives. Ces mesures sont, en sus, les plus sensibles aux variations d'humidité de l'horizon.

Les dissemblances observées entre les données obtenues au laboratoire et sur le terrain s'expliquent par des conditions de mesure différentes concernant d'une part le volume de sol prospecté et d'autre part la conductivité électrique de la solution du sol, mais aussi par une modification de la structure du sol lors du prélèvement ou au cours de la sur-saturation de l'échantillon. En conditions naturelles, l'histoire du sol et les phénomènes d'hystérésis consécutifs à la succession des cycles humectation-dessiccation sont pris en compte dans les mesures. A l'inverse, l'expérimentation au laboratoire est "monocycle", tandis que l'histoire du sol a été modifiée, voir effacée par la saturation excessive de l'échantillon.

4. Conclusion

L'étude de l'influence des variables d'état confirme la diminution de la résistivité électrique des sols avec l'augmentation de leur humidité et de leur température. Les mesures au laboratoire, en condition de température contrôlée, montrent que l'évolution de la résistivité électrique des horizons en fonction de la teneur en eau diffère selon deux domaines d'humidité. La gamme des humidités observables au champ est le domaine des faibles variations de résistivité électrique. A l'inverse, le domaine des très faibles teneurs en eau est le siège de variations exponentielles de la résistivité électrique. Les mesures au laboratoire ont permis d'analyser et de quantifier la sensibilité de la résistivité électrique des horizons aux variations d'humidité, mais aussi de fonder de premières hypothèses sur leur distinction et identification lors d'une prospection électrique.

Les différences de durée de saturation des échantillons ont induit des changements de minéralité et donc de conductivité électrique de l'électrolyte, à l'origine d'une variabilité supplémentaire, non contrôlée, de la résistivité des échantillons étudiés.

L'analyse du suivi diachronique des variables d'état conjoncturelles permet de déterminer les meilleures dates de prospection électrique en fonction de l'état hydrique des sols et, en particulier, de la différenciation verticale de leur profil hydrique, mais aussi de reconnaître les horizons discernables et identifiables par résistivité électrique. La période optimale s'étend de la mi-mai à début juillet.

La résistivité des CALCOSOLS et des horizons carbonatés est plus sensible aux variations d'humidités que celles du CALCISOL et des horizons calcaïques. La sensibilité des mesures de la résistivité des horizons aux changements de teneur en eau diminue avec le volume de matériau prospecté par le quadripôle.

Les relations expérimentales établies "in situ" entre la résistivité électrique et la température des horizons, vérifient le bien fondé de la loi de croissance adoptée de 2% par degré Celsius gagné, concernant la dépendance de la conductivité électrique des sols de "Petite Beauce" avec l'augmentation de température.

L'analyse comparative à la même température de référence des relations résistivité – teneur en eau déterminées au laboratoire et sur le terrain met en évidence un effet notable du volume de sol prospecté par le courant sur la mesure de résistivité électrique. Les écarts de résistivité déterminés à la même humidité mais avec des quadripôles de géométrie et de volume d'investigation différents révèlent l'hétérogénéité et l'anisotropie des horizons. Cela souligne également l'importance de définir le volume élémentaire de mesure de la résistivité électrique d'un horizon. Les quadripôles "aiguilles", utilisés au champ, fournissent les mesures de résistivité électrique les plus représentatives car les plus intégrantes, mais aussi les plus sensibles aux variations d'humidité. Ces dernières montrent que les horizons argilo-limoneux superficiels se distinguent significativement par leur signature électrique du calcaire cryoturbé beige ou du calcaire gris dur sublithographique, mais non du calcaire gris tendre lorsque le profil du sol est à la capacité au champ.

Les contradictions ou nuances observées entre les résultats obtenus au champ et au laboratoire s'expliquent principalement par des conditions d'expérimentation différentes en termes de volume étudié, de minéralité et donc de conductivité électrique de la solution du sol, mais aussi par des modifications importantes et/ou une perte de l'histoire de la structure du sol consécutives au prélèvement et à la saturation excessive de l'échantillon. De plus, l'étude en condition contrôlée est "monocycle", alors que les mesures au champ sous les

conditions naturelles intègrent plusieurs cycles d'humectation et de dessiccation successifs et peut être des phénomènes d'hystérésis.

Les résistivimètres actuels permettent de mesurer facilement des variations de résistivité électrique avec une résolution de $0,1\Omega.m$. Avec une sensibilité moyenne des mesures de résistivité électrique variant de $0,2\Omega.m$ à $7,8\Omega.m$ par point d'humidité, dans la gamme des teneurs en eau observées au champ, les mesures au laboratoire ou "in situ" montrent l'intérêt de la méthode électrique pour l'analyse 2D ou 3D des teneurs en eau au champ.

Chapitre VIII – Suivi spatial et temporel 2 D de la teneur en eau par tomographie de résistivité électrique d'un CALCISOL sous culture de maïs irriguée

Le chapitre précédent nous a permis de caractériser l'influence de l'humidité sur la résistivité électrique des horizons représentatifs du secteur d'étude de "Petite Beauce". L'objectif du présent chapitre est de vérifier la capacité de la méthode électrique multi-électrodes à suivre la dynamique de l'eau dans un sol sous une culture de maïs irriguée (CALCISOL de Petite Beauce). Le dispositif expérimental de terrain est conçu pour mesurer la phase d'infiltration de l'eau puis celle de l'assèchement du sol induit par les prélèvements des plantes. Nous cherchons ensuite à obtenir des sections 2D de teneurs en eau, après étalonnage "in situ" de la résistivité électrique des horizons caractéristiques du CALCISOL en fonction de leur humidité.

Cette étude est présentée sous la forme d'un article en anglais accepté dans la revue «Water Resources Research». La conclusion de cet article est reprise en français en fin de ce chapitre.

Category : Subsurface Hydrology

**SPATIAL AND TEMPORAL MONITORING OF SOIL WATER CONTENT
WITH AN IRRIGATED CORN CROP COVER USING SURFACE ELECTRICAL
RESISTIVITY TOMOGRAPHY**

Didier Michot¹, Yves Benderitter², Abel Dorigny¹, Bernard Nicoullaud¹,
Dominique King¹, Alain Tabbagh².

¹ INRA Orléans, Unité de Science du Sol BP 20619, 45166 Olivet cedex, France.

² UMR 7619 “Sisyphe”, UMPC et CNRS, case 105, 4 Place Jussieu 75252 PARIS cedex 05, France.

Abstract.

A non-destructive and spatially integrated multi-electrode method for measuring soil electrical resistivity was tested in the Beauce region of France, during a period of corn crop irrigation, to monitor soil water flow over time and in 2D with simultaneous measurements of soil moisture and thermal profiles. The results suggested the potential of surface electrical resistivity tomography (ERT) for improving soil science and agronomy studies. The method was able to produce a 2D delimitation of soil horizons as well as to monitor soil water movement. Soil drainage through water uptake by the roots, the progression of the infiltration front with preferential flow zones and the drainage of the plowed horizon were well identified. At the studied stage of corn development (3 months), the soil zones where infiltration and drainage occurred were mainly located under the corn rows. The structural soil characteristics resulting from agricultural practices or the passage of agricultural equipment were also shown.

2D sections of soil moisture content were calculated using ERT. The estimates were made by using independently established “in situ” calibration relationships between the moisture and electrical resistivity of typical soil horizons. The thermal soil profile was also considered in the modeling. The results showed a reliable linear relationship between the calculated and measured water contents in the crop horizon. The precision of the calculation of the specific soil water content, quantified by the root mean square error (RMSE) was 3.63 % with a bias corresponding to an over-estimation of 1.45 %. The analysis and monitoring of the spatial variability of the soil moisture content with ERT represent two

components of a significant tool for better management of soil water reserves and rational irrigation practices. *INDEX TERMS* : 0925 Exploration Geophysics : Magnetic and electrical methods; 1866 Hydrology : Soil Moisture; 1875 Hydrology : Unsaturated zone; 5109 Physical Properties of Rocks: Magnetic and electrical properties; *KEYWORDS* : soil moisture, unsaturated soil, electrical resistivity tomography, monitoring, infiltration, drying.

1. Introduction

To provide an adequate water supply for growing corn, one must obtain precise knowledge of the soil moisture state. It is necessary to monitor water content changes in the field to measure water losses through infiltration and evapotranspiration. Better knowledge of soil water flow also gives a better understanding of the behavior and transport of agricultural pollutants. In consequence, a rational sampling strategy can be established to study the active time of the molecules residence.

As soil electrical resistivity is related to its water content, the general aim of this study is to determine soil moisture with electrical resistivity, or more specifically to relate soil electrical resistivity changes with water content changes in an unsaturated soil.

The first step of this study is to verify the capacity of the multi-electrode method to monitor over time the soil water dynamics under an irrigated corn crop (*Zea mays* L.), particularly water infiltration and soil drainage by root uptake. The second step is to obtain 2D soil water content sections after calibration of the electrical resistivity of typical soil horizons according to their moisture. The third step is to test the calculated water content with regard to soil water content measured simultaneously with electrical resistivity.

2. Review of soil water content measurements

2.1. Standard measurements

In addition to direct weighing method, soil water and moisture profiles can be obtained with numerous indirect methods where sensors are placed in the soil at different

depths. The neutron probe (Gardner and Kirkam, 1952; Bavel et al., 1956) is a reliable water content measurement method (Chanasyk and Naeth, 1996), but its use is limited because radioactive source produces numerous constraints. Measurements of dielectric soil properties by TDR (Time Domain Reflectometry) probes (Topp et al., 1980) or capacitance sensors (Bell et al., 1987; Dean et al., 1987) avoid the use of radioactive sources. Time domain reflectometry is a technique to estimate the volumetric soil water content. It is based on the determination of the apparent dielectric constant K of soil. This quantity is calculated from the velocity of propagation of an electromagnetic signal in the frequency range of 1 MHz to 1 GHz along a transmission line in the soil, neglecting losses along the line as reviewed by Topp and Davis (1985). Soil volumetric water content θ is calculated using an empirical relationship, which is independent of soil type, soil density, soil temperature and soluble salt content (Topp et al., 1980) :

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} K - 5.5 \times 10^{-4} K^2 + 4.3 \times 10^{-6} K^3 \quad (\text{VIII.1})$$

The precision of volumetric water content measurement is about $\pm 2\%$. The water potential, which must be known to understand water flow in an unsaturated soil, is measured with a tensiometer. Water infiltration into the soil is not uniform. The vertical and horizontal soil water content is highly variable and depends on preferential flow directions (Kung., 1990; Herkelrath et al., 1991; Ritsema et al., 1993; Ritsema and Dekker, 1994; Flury et al., 1994). Soil moisture sensors yield only restricted information and are often not representative of the spatial soil water distribution. Now, improved measurement techniques and automated methods, such as multi-TDR systems have made possible soil moisture changes monitoring over time at different locations and detection of preferential water flow directions (Heimovaara and Boultin, 1990; Herkelrath et al., 1991). Still, these systems offer information at only a series of point locations rather than continuously at the field scale. Moreover, inserting moisture sensors disturbs the soil structure and the water flow (Rothe et al., 1997).

Many alternative methods have been tested in order to monitor water flow within the soil over time. Soluble dye tracers added to soil water have been used (Kung, 1990; Flury et al., 1994; Scanlon and Goldsmith, 1997). With this method, the spatial distribution of the dye tracer in the soil can be observed and therefore the infiltration zone can be determined. As a soil pit must be dug at the experimental site to monitor tracer infiltration, the soil structure is disturbed and the obtained information may not be representative of the actual processes under investigation. For example, the water flow may be perturbed by the changed soil drainage induced when a soil pit is dug.

Nevertheless, it is difficult to obtain a 2D or 3D representation of the water flow in the soil by exploiting sparse local data. Geophysical surface methods are not intrusive and consequently do not disturb the soil structure. Also, each measurement integrates a greater volume of soil. These methods represent alternative ways of monitoring unsaturated soil water fluxes. The following discussion focuses on the use of ERT to monitor moisture changes in soil over time.

2.2 Use of surface geophysical methods for estimating water content and infiltration

Various surface geophysical methods have been used by hydrogeologists and soil scientists to identify soil water infiltration and water flow. In the past, much research has been performed using ground penetrating radar (GPR) to detect buried objects, to delineate geological structures and to measure the soil water content (Davis and Annan, 1989; Hubbard et al., 1997; Eppstein and Dougherty, 1998; Weiler et al., 1998; Parkin et al., 2000). The majority of the studies have produced positive results. Daily and Ramirez (1989) tested dielectric permittivity using borehole electromagnetic tomography to map water content changes in a heated volcanic ignimbrite. Weiler et al. (1998) concluded that in comparison with TDR measurements, GPR gave promising results for non-destructive water content measurements. Hubbard et al. (1997) showed that the joint use of GPR and conventional borehole data improves water saturation estimates for geological formations. By comparing radar wave velocity before and after a controlled release of salt water in the vadose zone, Eppstein and Dougherty (1998) detected and visualized soil moisture patterns in three dimensions. Recently, Parkin et al. (2000) showed the advantage of GPR in monitoring soil water content distribution in a horizontal plane located below a waste water trench. Hubbard et al. (2002) and Huisman et al. (2001) showed how GPR ground wave data could be used effectively to map near surface changes in water content. GPR performance is optimal in a soil with a coarse texture, but the performance decreases in electrically conductive media such as clayey soils.

The nuclear magnetic resonance (NMR) method uses the nuclear properties of hydrogen to assess water content. In the ground, most hydrogen atoms are found in the water molecules. The NMR method can detect water directly, whereas conventional geophysical methods provide only indirect knowledge of soil moisture. Using NMR, the water content distribution and ground porosity versus depth have been estimated (Amin et al., 1993; Goldman et al., 1994; Beauce et al., 1996). However, NMR measurements are not suitable for superficial soil studies, as the first few meters below the land surface constitute a blind zone for that method.

Soil electrical resistivity is a function of the textural and structural characteristics and is particularly sensitive to its water content (Sheets and Hendrickx, 1995). Soils are a porous medium, made of nonconductive solid particles and containing electrolytes solution that can conduct electric current by the movement of the free ions in the bulk solution and ions adsorbed at the matrix surface. Precipitation and seasonal variations in soil temperature and soil water content cause significant changes in the electrical resistivity of the soil (Aaltonen, 1997; Benderitter and Schott, 1999). Water infiltration and aquifer recharge can be detected by studies of variations in electrical sounding curves (Barraud et al., 1979; Cosentino et al., 1979). Groundwater flow direction and velocity can be determined through observation of the electrical resistivity decrease in alluvial deposits following salt water tracer injections (White, 1994). Recent development of a surface multi-electrode method, known as electrical resistivity tomography (ERT), offers some interesting perspectives. This method is particularly well suited to the 2D description of geological structures perpendicular to the measurement electrode line (Griffiths and Turnbull, 1985; Griffiths et al., 1990; Shima, 1992; Griffiths and Barker, 1993). ERT presents great advantages for monitoring and is used in hydrological and environmental studies to monitor solutes and fluid flow in porous media. Monitoring of vadose zone water flow such as water infiltration, root water uptake, borehole pumping test effects has been reported by many authors (Barker and Moore, 1998; Benderitter and Schott, 1999; Binley et al., 2001). Hagrey and Michaelson (1999), and Michot et al. (2001) adapted the electrode set up to reach a finer resolution in order to monitor soil water infiltration in 2D. Recent progress in modeling and geophysical 3D inversion methods greatly reduced calculation errors and processing time (Zhang et al., 1995). 3D monitoring of small fresh water plume movements through the vadose zone has become possible (Park, 1998). Zhou et al. (2001) also proposed a non-invasive method to monitor, in the field, soil water content changes over time by means of 3D electrical tomography. The cited works revealed the capability of ERT data in monitoring water infiltration in unsaturated soil or through the vadose zone, as is our focus. However, these works did not consider the possibility of obtaining a water content cross section from ERT data using a field-scale calibration method and taking into account the soil thermal profile. This current study, unlike the previous ones, investigates water flow dynamics in relation to the soil management (agricultural practices, tillage operations) with a corn crop cover irrigated by sprinkling.

3. Presentation of the study site

The study area is located southwest of Paris, in the Beauce region, at Villamblain (Figure VIII.1). The topography is weakly undulating with slopes rarely exceeding 2%. The altitude ranges between 121 m and 125 m. The loamy clay soil has a thickness of 0.3 to 1.2 m over the Beauce limestone bedrock, containing a large aquifer about between 15 and 70 m depth. The water is pumped for crop irrigation and regional drinking water supply.

The studied site has a corn crop cover (*Zea mays* L) and is irrigated by sprinklers. The experimental plot soil can be classified as a loamy clay CALCISOL developed in a beige cryoturbated limestone deposit according to the French soil reference system (Baize & Girard, 1995). Because of numerous studies about the regional spatial soil distribution and the experimental plot (Isambert & Duval, 1992; Nicoullaud et al., 1997), this CALCISOL was chosen as representative of the soil in the region. A soil pit was dug near the experimental device to identify the characteristic soil horizons (Figure VIII.2). 3 reference horizons include :

1) the top horizon, LAci, an organo-mineral 30 cm thick plow layer. It has a loamy clay texture, a fine polyhedral structure and a very high porosity. A plowed pan lies beneath its lower boundary.

2) a light brown structural S horizon with slight weathering, observed at a depth from 30 cm to 75 cm. It is a loamy clay layer without coarse fragments and with a medium polyhedral structure and high porosity. This horizon is subdivided into 3 parts : Sci₁, Sci₂ and Sca₃. This division is justified by a decrease in clay content, a gradual weakening of soil structure and an increase of carbonate inflorescences inside earthworm burrows with depth.

3) the Ck horizon at a 75 cm depth. It is formed of beige cryoturbated and highly weathered soft limestone rocks. It has a massive structure and a high porosity. This horizon is subdivided into two layers, Ck(m)₁ (75 - 100 cm) and Ck₂ (100 - 170 cm). Based on simultaneous decrease of clay and silt content and increase of carbonate content (CaCO₃ >75%) with depth.

An auger drilling into the bottom of the soil pit provides additional information at depth. The Ck₂ horizon goes down to a depth of 170 cm. A soft powdery gray limestone mineral horizon Ck₃ exists between 170 and 250 cm depth. Beyond this, the auger was blocked by a slab of sublithographic hard gray Beauce Limestone. Table VIII.1 shows particle size distribution of the fine earth fraction after carbonate removal and chemical analysis. The soil is alkaline (pH>8.2). There is slight recarbonatation of the LAci surface horizon with regard to horizon Sci₁, no doubt related to the working of the soil and the use of irrigation water rich in calcium carbonate. The exchange complex is saturated with calcium throughout the soil profile.



Figure VIII.1. Location of the study area.

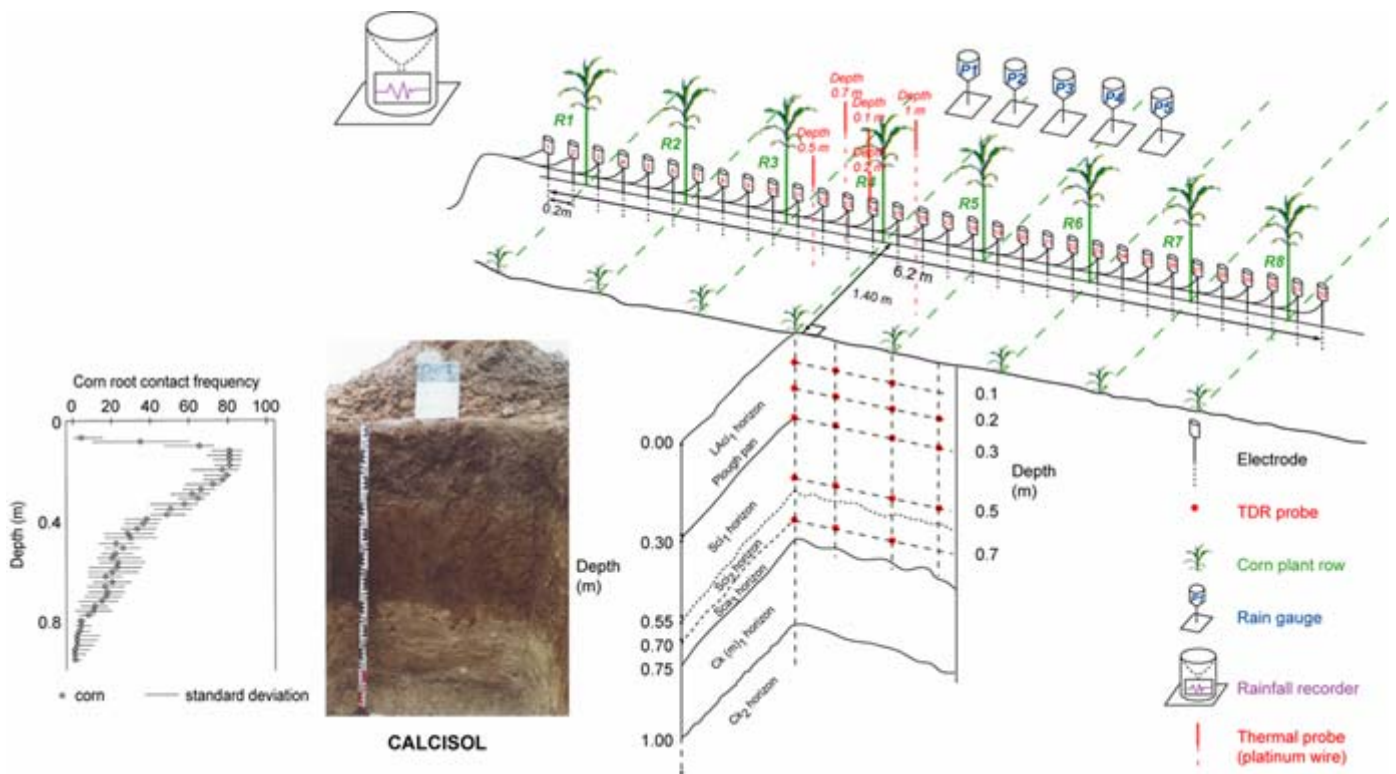


Figure VIII.2. Water flow monitoring ; experimental setup by 2D electrical resistivity tomography in its pedological and agricultural context.

Table VIII.1. Physical and chemical analyses of a CALCISOL. Particle size analyses following carbonate removal.

Horizon	Depth (cm)	C %	FS %	CS %	FSa %	CSa %	CaCO ₃ %	pH	CEC (cmol.Kg ⁻¹)	Ca ⁺⁺ (cmol.Kg ⁻¹)	Na ⁺ (cmol.Kg ⁻¹)	Mg ⁺⁺ (cmol.Kg ⁻¹)	K ⁺ (cmol.Kg ⁻¹)	da
LAc _i	0-30	32.0	29.2	32.3	2.1	0.4	4.0	8.2	20.3	43.6	0.082	1.12	0.766	1.27
Sci ₁	30-55	32.3	30.4	34.1	1.7	0.2	1.3	8.3	18.0	32.7	0.084	0.83	0.422	1.45
Sci ₂	55-70	29.4	30.1	34.3	1.5	0.1	4.6	8.4	14.4	45.9	0.103	0.64	0.287	-
Sca ₃	70-75	17.1	20.8	24.0	1.1	0.2	36.8	8.6	9.2	44.3	0.078	0.43	0.168	-
Ck(m) ₁	75-100	13.4	14.4	16.4	1	0.5	54.3	-	-	-	-	-	-	1.51
Ck ₂	100-120	8.0	4.5	7.5	1.8	0.8	77.4	-	-	-	-	-	-	-

(C : Clay ; FS : Fine Silt ; CS : Coarse Silt ; FSa : Fine Sand ; CSa : Coarse Sand [X31-107] ; da : bulk density.

The corn crop was sown on 21 April 2000 with a density of 90,000 pl/ha and a distance of 0.80 m between rows. The soil was plowed to a depth of 30 cm and reworked on the surface by a harrow to reduce the size of the superficial clumps. The corn root profile (on the left of Figure VIII.2) shows that the corn root density is higher in the plowed horizon between a depth of 0.1 and 0.3 m. The corn root density decreases rapidly with depth (Nicoullaud et al., 1995).

This is a representative and typical soil of the Beauce region, which covers 85000 ha. Major soil differences are associated with only the thickness of the loamy-clay horizon and the CaCO₃ content.

4. Field calibration

A considerable effort has gone toward investigating the relationship between the apparent electrical resistivity (or its reciprocal, the apparent electrical conductivity), water conductivity and water content in saturated and unsaturated porous media. Numerous reviews of these petrophysical models have been published (Bussian, 1983 ; Worthington, 1985 ; Mualem and Friedman, 1991; Benderitter and Schott, 1999) and their respective advantages and drawbacks have been discussed. The first model was established for clean sand, i.e. without any clay, in saturated or unsaturated conditions (Archie, 1942). This model can not be used for the soil at our study site, which is a much more heterogeneous soil that contains clays. Willie and Southwick (1954) suggested that an aggregate of conductive particles saturated with a conductive electrolyte could be modeled with a three resistor network. Waxmand and Smits (1968) proposed the first extensive model of shaly sand formations. They proposed that clay particles contribute exchange cations to the electrolyte thereby

increasing the conductivity of the formation. The dual water model suggested by Clavier et al.(1977) is based on the assumption that the exchange cations contribute to the conductivity of a clay water which is spatially separated from the bulk water located in the pore space. More complex theoretical relationship were proposed relying upon properties of a solid phase dispersed in a continuous electrolyte (Bussian, 1983) or accounting for the different behavior of ions in the spore space (Revil et al., 1998). Mualem and Friedman (1991) proposed a model more adapted for soil at any water saturation but it does not take into account the surface conductivity. So, in unsaturated condition this model seems more adapted for soil with a coarse texture. The quality of the prediction decreases for fine texture as clayed soil. Most published models are either theoretical and present some physical limits, or are obtained in laboratory on small soil cores with controlled conditions.

We considered the use of both laboratory-derived and field-derived petrophysical relationships for application to our field-scale ERT data. We attempted to use a laboratory calibration because it was easier and faster to measure the soil core electrical resistivity on a vast range of soil moisture. During a drying period, electrical resistivity and water content were measured on a cylindrical soil core from LAci and Sci₁ loamy-clay horizons. As expected, a high soil electrical resistivity decrease was observed as soil volumetric water content increased up to 15%, and when the soil volumetric moisture increased from 15 % to 45 %, a regular and weaker soil resistivity decrease was remarked. But these relationships obtained in laboratory were not representative because the saturation water conductivity of the soil cores were different from the natural soil solution electrical conductivity in the field. Moreover, we observed a high variability of the soil core electrical resistivity measurement with the soil sample volume. For the same moisture, an increase in the soil core volume was always associated with a higher electrical resistivity value, which suggests that the measurement elementary volume of the soil core must be defined before using a laboratory relationship. Because of this major limitation, we decided instead in this study to develop a field-scale site specific petrophysical model, which we judged to be more representative of natural conditions.

The aims of this field study were :

- 1) to verify that soil moisture changes generate measurable electrical resistivity changes,
- 2) to set up a simple field-scale calibration relationship for each soil horizon enabling the calculation of soil water content as a function of its temperature and electrical resistivity,
- 3) to use these relationships with time-lapse ERT data to estimate moisture content variations over time at the field scale.

This calibration was performed with a monitoring device implanted in a calibration pit (Figure VIII.3) dug into the CALCISOL very near of the experimental plot. The electrical resistivity of the soil horizons was measured by a Wenner electrode array with an electrode spacing of 0.15 m. The electrodes were driven horizontally into the wall of the pit over a length of 0.35 m at 0.18m, 0.50m and 1m depths as illustrated in Figure VIII.3. Only the extremities of the electrodes were in electrical contact with the soil enabling a point measurement of electrical potential and point injection of electrical current in an infinite medium. The geometry of the quadripoles allowed most of the current lines to remain in each studied soil layer. The water content and temperature of the three soil horizons were measured with TDR probes and platinum-wire thermal probes respectively. After installation of the different sensors, the soil pit was carefully refilled, horizon by horizon. To limit the disruptive effects of the soil structure deterioration caused by the excavation, the monitoring began more than 6 months after the installation of the sensors and lasted one year. The various synchronized measurements were made on average every two weeks (Table VIII.2). Thirty measurements were made on dates likely to show the various soil moisture states.

The value of the electrical resistivity ρ of a medium that is assumed to be infinite and is measured with a Wenner electrode array with an inter-electrode distance a , is

$$\rho = 4 \pi a (\Delta V / I) \quad (\text{VIII.2})$$

where I is the intensity of the current injected between electrodes A and B and ΔV is the potential difference measured between electrodes M and N (Figure VIII.3). The electrical resistivity was measured not only at different water contents but also at different soil temperatures. To eliminate the effect of the temperature and determine only the electrical resistivity and horizon moisture relationship, all the electrical resistivity measurements were corrected and related to a reference temperature of 25°C. The correction rule, adopted for a range of temperatures from 5°C to 25°C, corresponding to the maximal amplitude of the variation of the soil thermal profile, is a 2% per °C linear increase of the electrical conductivity of the soil with temperature (Campbell et al., 1948; Illiceto, 1969) as the following relationship :

$$\frac{1}{\rho_T} = \sigma_T = \sigma_{25^\circ\text{C}} [1 + 0.02 (T - 25^\circ\text{C})] \quad (\text{VIII.3})$$

with ρ_T electrical resistivity at the temperature T (in Celsius degree), σ_T electrical conductivity at the temperature T , $\sigma_{25^\circ\text{C}}$ electrical conductivity at 25°C.

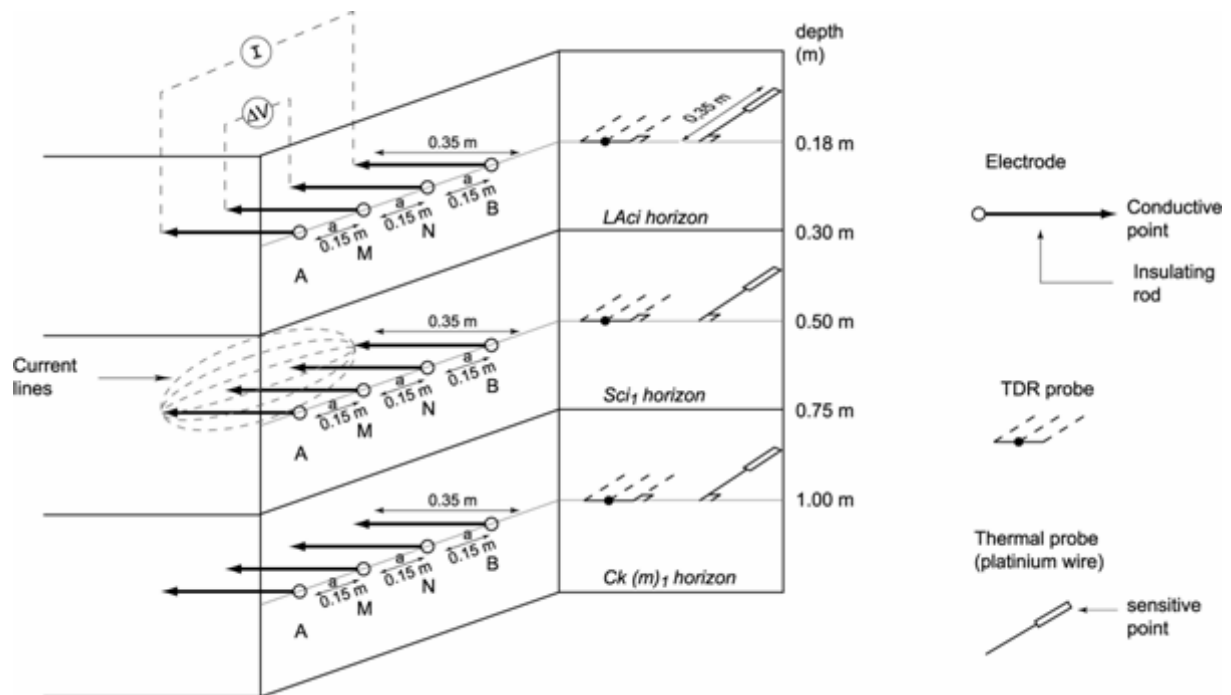


Figure VIII.3. Experimental setup for geophysical characterization of soil horizons in the calibration pit.

Table VIII.2. Physical parameters measured during both monitoring experiments.

Experimentation	Spatial and temporal monitoring of water flow				Geophysical characterization of CALCISOL horizons		
Experiment site	Study area				Calibration pit		
Experiment time	10 days				1 year		
Physical parameters measured.	Electrical resistivity ρ	Water content θ	Temperature T	Irrigation water amount	Electrical resistivity ρ	Water content θ	Temperature T
Sensors or experimental setup	dipole-dipole electrical resistivity tomography	TDR Probe	Platinum wire thermal probe	Rainfall recorder and rain gauges	Wenner quadripole	TDR Probe	Platinum wire thermal probe
Interval of measurement	1 hour during a 36 hours period, then irregular	20 minutes	1 hour	Continuous measurements	15 days	15 days	15 days

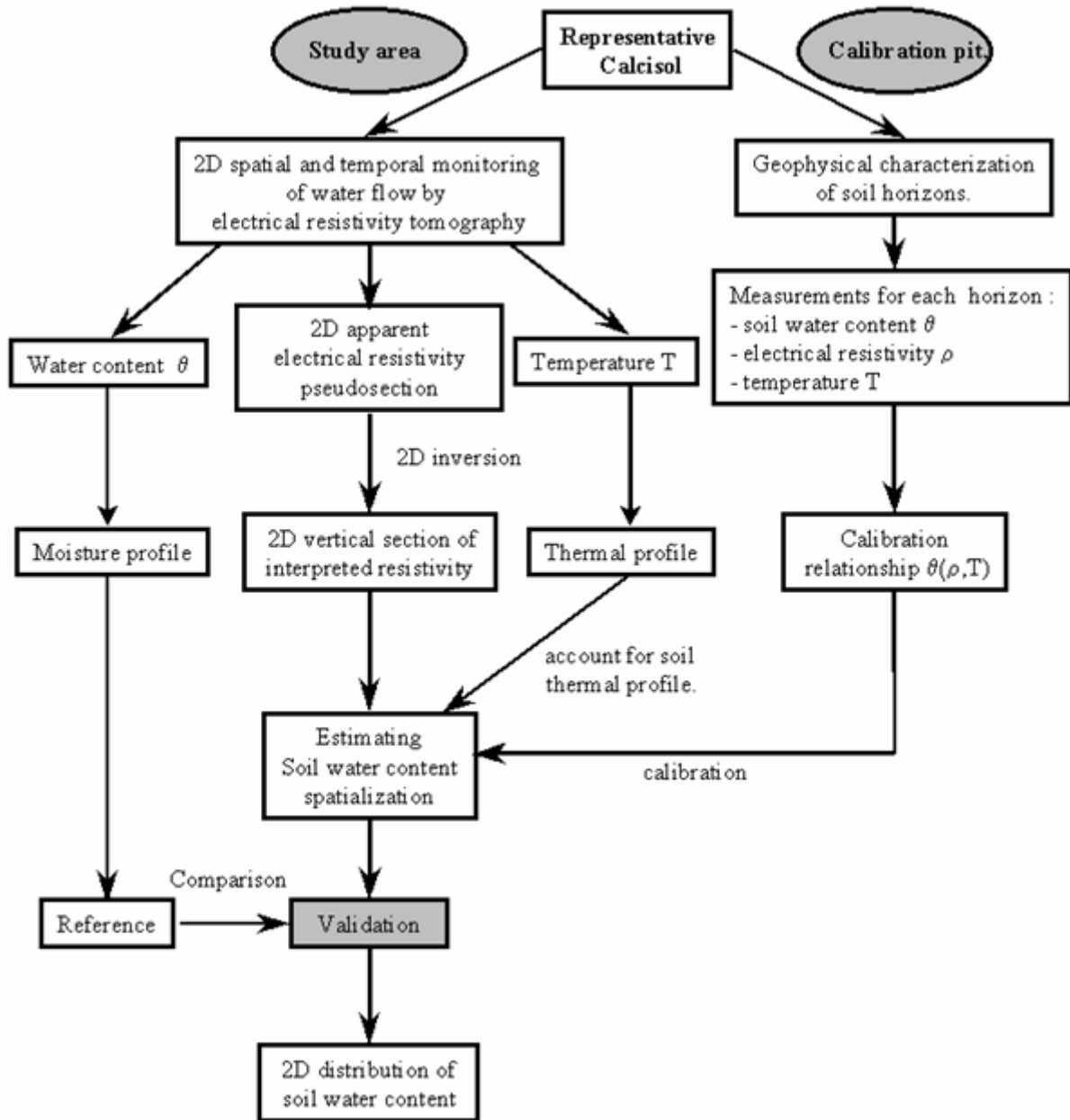


Figure VIII.4. Diagram explaining procedures to monitor spatially and temporally the water flow by electrical resistivity tomography and to produce a 2D soil water content tomography.

Linear regression was used to determine the specific relationships between water content and electrical resistivity of the three typical CALCISOL horizons measured in the calibration pit (Figures VIII.3 and VIII.4). The literature and laboratory measurements showed that polynomial function (power 2) or power function were most commonly used for a large range of moisture changes ranging between full saturation and dry soil states. However, for low volumetric water content changes ranging from 20 % to 35 % between the permanent wilting point and the field capacity, which corresponds to natural soil moisture changes in the region, our laboratory measurements confirmed that the most simple linear relationship was overall sufficient for the all three soil horizons.

The relationships between electrical resistivity and moisture of the three typical horizons of the CALCISOL showed and verified that in the explored domain, electrical resistivity increased linearly with decreasing water content. Nevertheless, the slope and the sensitivity of the relationship varied depending on the soil horizon under consideration (Figure VIII.5). The linear relation between moisture and electrical resistivity of the horizons was quantified by their correlation coefficient R (Table VIII.3). A quality index $|\Delta R / R|$ representing the ratio between the confidence interval of the correlation coefficient ΔR for a 5% error margin and the correlation coefficient R enabled the relationships to be classified. When the ΔR was high and $|R|$ was low, a high index value showed an inferior quality of the relationship. Inversely, if ΔR was restricted to a high value of R close to 1, a low value of the index indicated a high quality relationship.

The loamy clay horizon Sci₁ displayed the best linear relationship. The coefficient R , for a confidence level of 95%, ranged between the values of -0.98 and -0.92 . The quality index, with a value close to zero, was the lowest of the studied soil profiles, which indicated the highest quality calibration relationship. The sensitivity, corresponding to the inverse of the slope absolute value, was $2.8 \Omega m$ by percent of soil volumetric water content. Nevertheless, the electrical resistivity measured was lower than those measured in the laboratory on cylindrical soil cores with the same moisture range (Michot et al., 2001) and furthermore, the sensitivity of $2.8 \Omega m$ was clearly higher than that observed in the laboratory which was $1.7 \Omega m$ by percent of soil volumetric water content. This could be explained either by a difference between the volume measured in the field and that of the samples, by the disturbance due to the transport of the sample in laboratory, or by variability in the samples.

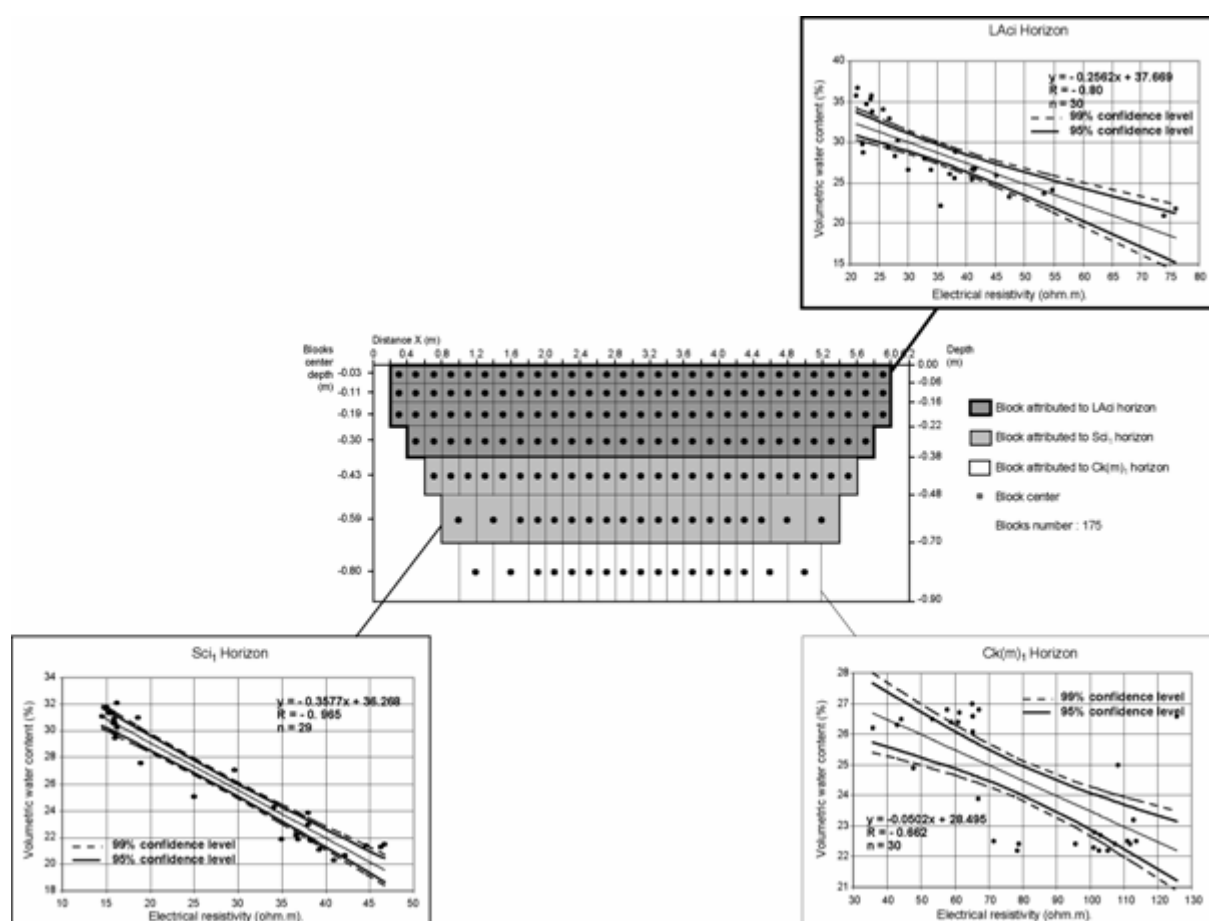


Figure VIII.5. Calibration relationships ($T=25^{\circ}\text{C}$) between the moisture and the electrical resistivity of three characteristic soil horizons and schematic procedure of 2D soil water content section modeling using interpreted electrical resistivity model blocks.

Table VIII.3. Summary statistics to quantify the linear relationship between moisture and electrical resistivity of three CALCISOL horizons.

Soil horizon	n	R	$R_{\min}$	$R_{\max}$	$\left \frac{\Delta R}{R} \right $
LAci	30	-0.80	-0.90	-0.64	0.32
Sci1	29	-0.96	-0.98	-0.92	0.06
Ck(m)1	30	-0.66	-0.80	-0.39	0.65

The plowed surface horizon, LAci, displayed a linear relationship characterized by a coefficient $R = -0.80$, taken between -0.64 and -0.90 for an accepted confidence level of 95%. The sensitivity of the relationship was $3.9 \Omega m$ by percent of soil water content. Considering the data, a power 2 polynomial function seemed appropriate too. But a residual analysis showed that was not significant improvement of this curve fitting in comparison with a linear relationship. Both small range of resistivity and moisture changes explained that a good fit of such a curve could not be obtained. On the field, we have not access to soil water content extreme values as in laboratory. So, we have not any reason to chose a power 2 polynomial function. A linear relationship was sufficient.

The linear relationship observed in the cryoturbated calcareous horizon of Ck(m)₁ presented the lowest correlation coefficient and the highest quality index of the three Calcisol horizons. For a small water content change, the apparent resistivity data were relatively dispersed. Because of this major limitation we used only a linear relationship. The heterogeneity of the cryoturbated limestone horizon and the lower moisture variation in this horizon situated at a 1 m depth could explain the lower quality of the relationship. For a decrease in soil moisture of 5 %, the resistivity of the horizon increased by $90 \Omega m$, *i.e.* a sensitivity close to $19.9 \Omega m$ by percent of soil volumetric water content.

5. Monitoring

The aim of this field study was to first acquire the resistivity data for later transformation in water content and secondly, to acquire point water content measurements for validation of the estimated water content (Figure VIII.4). For this second purpose, a second pit was dug near the monitoring study area (Figure VIII.2).

This data acquisition was carried out during an irrigation cycle, on a corn crop characterized by a regular implantation of corn plants in rows justifying a 2D study. 2D soil electrical resistivity tomography data were acquired over time using a multielectrode method at the surface of the study area. 2D soil moisture profiles were then estimated from the 2D ERT profiles using the calibration relationships previously established from stationary measures in the pit, as described in section 4.

Temporal monitoring of the electrical resistivity, water content and temperature of a vertical soil section was carried out over a period of 10 days (Figure VIII.6 and Table VIII.2), before, during and after irrigation of the experimental plot by means of a rotating ramp fitted

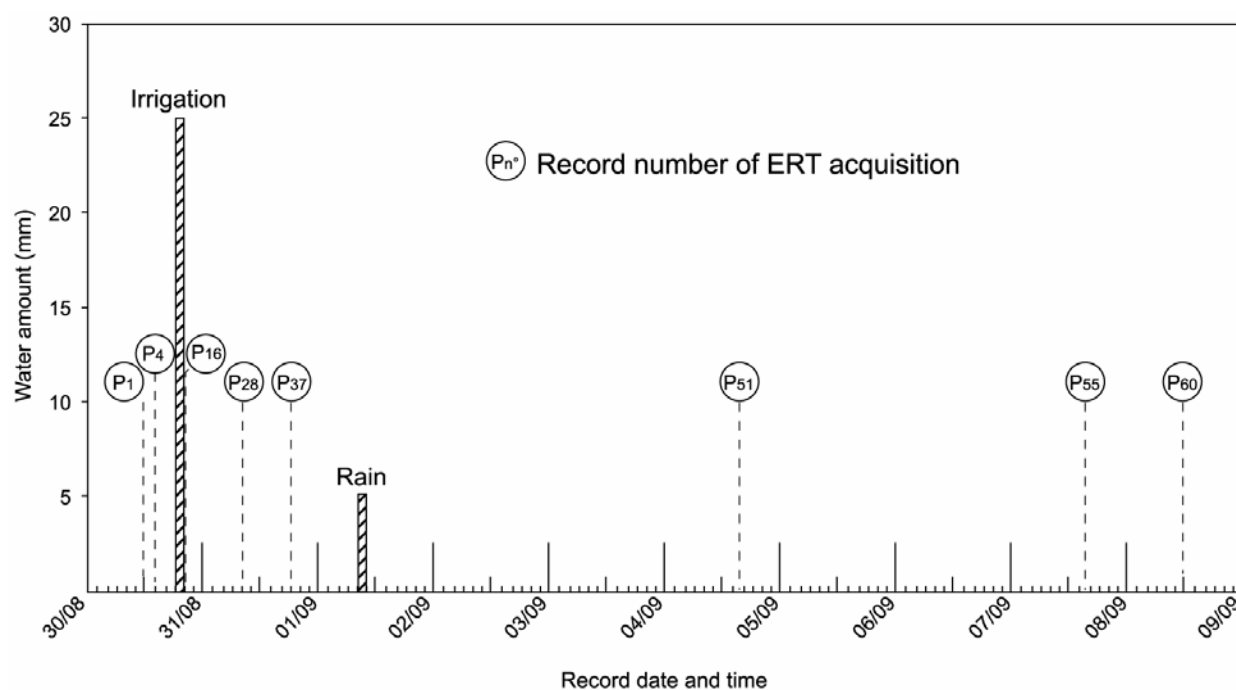


Figure VIII.6. Electrical tomography, natural rainfall and irrigation water depth records over time.

Table VIII.4. Electrical conductivity of irrigation water samples.

	Rainfall recorder	Rain gauge n° 1	Rain gauge n° 3	Rain gauge n° 4	Rain gauge n° 5
Sample volume (cm ³)	975	550	245	220	495
Electrical conductivity (S.m ⁻¹)	18 10 ⁻³	19 10 ⁻³	19 10 ⁻³	17,5 10 ⁻³	17,5 10 ⁻³

with sprinklers. Irrigation supplied 25 mm of water by sprinkling on the experimental device between 18h and 20h. On 01/09/00, 5 mm of additional water is supplied by one hour of rainfall. The electrical conductivity of the irrigation water measured in 5 samples taken from 4 rain gauges and in the rainfall recorder ranged between $17.5 \cdot 10^{-3} \text{ S.m}^{-1}$ and $19 \cdot 10^{-3} \text{ S.m}^{-1}$ (Table VIII.4).

5.1 Electrical resistivity measurement and interpretation

5.1.1 Electrical device and data acquisition

Resistivity measurements were carried out with the resistivity meter Syscal R1 (Iris Instruments, Orléans, France) equipped with 32 electrodes. The intensity and voltage accuracy is 0.3 %, which is consistent with the measurements carried out under constant surface conditions. Repeated measurements in stable hydrogeologic conditions for about ten hours were persistent within a tenth of an ohm-metre, i.e., one thousandth of the measured resistivity. During sprinkling, variations of the measured resistivity could reach several ohm-metres between two sets of measurements 1 hour apart. The electrodes remained on the soil surface during all the experiment time to avoid any electrode polarization changes and to ensure a best quality of measurements.

The experimental setup included a row of 32 electrodes, lined up on the soil surface (Figure VIII.2), in a direction perpendicularly to 8 corn rows, which were separated by 0.8 m. This device had a total length of 6.2 m with an electrode spacing (**a**) of 0.2 m. The dipole-dipole arrangement was chosen because it allowed the greatest number of measurements for a given number of electrodes, which was advantageous for data inversion. Moreover, the dipole-dipole array was very sensitive to horizontal changes in resistivity, but relatively insensitive to vertical changes in resistivity. That means that it was convenient in mapping vertical structures, such as water preferential flow direction induced by soil cracks. For each resistivity measurement, electrical current was injected between two adjacent electrodes (dipole A B) and the difference potential was measured between two others neighboring electrodes (dipole MN). A pre-programmed measurement sequence (Figure VIII.7) was implemented in the resistivity meter and the multiplexer provided electrode commutation. To obtain the best resolution, especially down to 0.50 m depth, 345 measurements, located at 15 levels of investigation, were made during each sequence. The first 6 levels (**n**) were characterized by a spacing (**s** = **a**) between electrodes of each dipole. For each of these 6

levels (n), the spacing between dipoles was ($n \times s = n \times a$). One possible disadvantage of this array was the very small signal strength for large values of the (n) factor, the voltage being inversely proportional to the cube of the (n) factor. This means that for the same current,

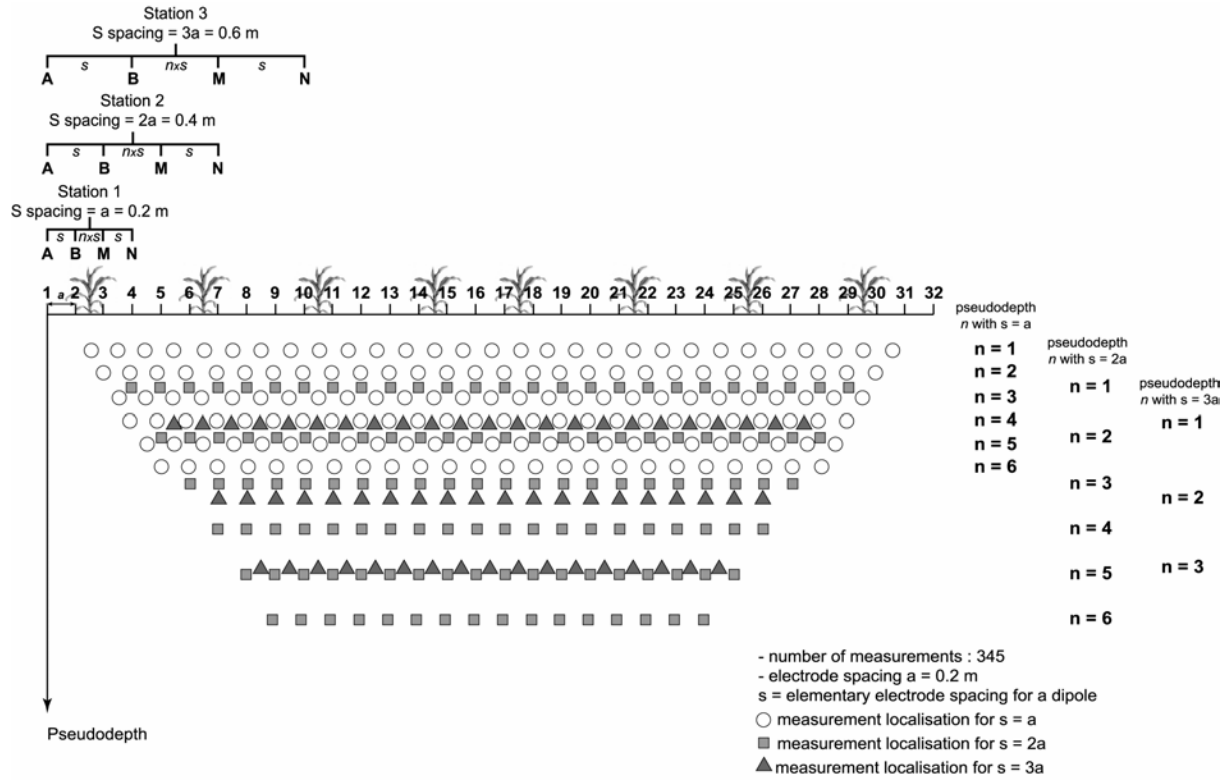


Figure VIII.7. Measurement sequence to construct a pseudosection using a dipole-dipole multielectrode set-up. Measurements are shown on a vertical plane.

the voltage measured by the resistivity meter dropped by about 200 times, when (n) was increased from 1 to 6. One method to overcome this problem, was to increase the (a) spacing between both electrodes of each dipole to reduce the drop in the potential when the overall length of the array was increased to increase the depth of investigation. So, to insure the measurement quality at depth with a high signal/noise ratio, 6 new levels (n) were investigated with a spacing ($s = 2a$) between electrodes of each dipole. For the same reason, the measurements at the last 3 levels were made with a spacing ($s = 3a$). By convention, each apparent electrical resistivity measurements were located at the quadripole center and at a depth proportional to both dipole spacing.

Each ERT sequence took just under one hour to acquire. During the first 36 hours of space-time monitoring of the water flow, the resistivity was monitored at regular intervals of 1 hour, then at increasing intervals (Table VIII.2).

5.1.2 ERT processing

Inversion of the measured resistivities is an essential step before interpretation because the raw resistivity measurements rarely give the true structure of the soil. Panissod et al. (2001) showed that the 2D inversion was appropriate in this case according to a 3D inversion. Indeed, a 3D modelling using both finite-difference and moment-method confirmed the reality of 2D artefacts, showed that 3D effects were not significant and allowed us to exclude numerical artefacts. So, inverted resistivity sections were achieved with the RES2DINV software (Loke and Barker, 1996). This technique was based on the smoothness-constrained least-square method and it produced 2D subsurface model from the resistivity section. In the first iteration, a homogeneous earth model was used as starting model for which the resistivity partial derivative values could be calculated analytically. For subsequent iterations, a quasi-Newton method was used to estimate the partial derivatives which reduced the computer time. In this method, the Jacobian matrices for a homogeneous earth model was used for the first iteration, and the Jacobian matrices for subsequent iterations were estimated by an updating technique. The model consisted of a rectangular grid. The software determined the resistivity of each mesh which gave a calculated electrical resistivity section according to field measurements. The iterative optimization method attempted to reduce the differences between measured resistivity values and those calculated with the inversion model. The difference was estimated by the root mean square error (RMS error). Topographic correction was not taken

into account for this inversion process, and each ERT was inverted independently. The model obtained from the inversion of the initial data set was not used as a reference model to constrain the inversion of the later time-lapse data sets, as it was possible with the recent version of RES2DINV software. A minimum of 5 successive iterations were made. However, for ERT inversions, the same number of data and mesh of the model were conserved, so the inversion of each ERT data was not totally independent.

Each measured resistivity section was inverted. Water infiltration was indicated by variations in electrical resistivity of the soils, as expected (Ward, 1990), i.e. electrical resistivity in the soils decreases when the soil water content increases, and vice versa. To enhance the representation of that occurrence, sections of resistivity changes were calculated in relation to some sections measured at typical moments representative of particular hydric soil states. In this manner of calculating “difference images”, water infiltration was studied in relation to the first ERT (P1, Figure VIII.6) measured at the initial soil moisture state at the beginning of the experimental monitoring. Soil desiccation by evapotranspiration was observed by comparison to an ERT (P37, Figure VIII.6) made after irrigation of a wet soil, near field capacity, whose moisture profile was therefore considered stabilized.

5.1.3 Procedure for soil moisture estimation using ERT data

The water content section was shaped from the rectangular grid network of the 2D ERT data established during geophysical inversion. The vertical rectangular grid (Figure VIII.5) was composed of 175 rectangular meshes localized by their central coordinates (X , Z). X represents the horizontal distance along the electrode line and Z is the vertical depth of rectangular mesh center. The grid was divided into 7 layers, which depths were 0.03 m, 0.11 m, 0.19 m, 0.30 m, 0.43 m, 0.59 m and 0.80 m respectively.

The calibration relationships obtained for the three typical CALCISOL horizons were respectively attributed to the corresponding rectangular meshes. The relationship obtained between resistivity and water content of the plowed LAci horizon was used for the first four layers of meshes. The observed relationship on the median structural horizon Sci₁ was used for the next two layers of meshes. Finally, the typical relationship of the mineral horizon Ck(m)₁ was used for the last layer of meshes. As the soil thermal profile was known at the moment of each electrical tomography measurement, the soil temperature at the center of each

mesh was calculated by linear interpolation. For each one, the calibration relationship for the calculation of water content values was selected at the temperature nearest to the real soil temperature at this depth. The 2D water content sections were then mapped by means of a triangulation method.

To evaluate the quality of the soil moisture prediction, 349 water content values measured in the plowed LAci horizon by TDR probes were compared with those modeled from the electrical tomographies measured at the same time and with the same coordinates (X,Z) (Figure VIII.4). The soil water contents modeled and compared with the TDR measurements were located either under the corn rows ($X = 2.7$ m and $X = 3.5$ m), or between them ($X = 3.1$ m and $X = 3.9$ m). As only the rectangular meshes situated at depths of $Z = 0.1$ m, 0.19 m and 0.3 m corresponded to the TDR implanted at respectively 0.10 m, 0.20 m and 0.30 m depths (Figure VIII.2), the modeled and observed moistures were only compared in the plowed LAci horizon. Thus 96, 126, 127 moistures content measurements and estimates were compared at the respective depths of 0.10 m, 0.20 m and 0.30 m.

5.2 Measurements of soil water content and soil temperature using conventional approaches

Soil volumetric water content and soil temperature were estimated and measured, simultaneously during ERT acquisition using point measuring devices.

Four moisture profiles were monitored over time using 18 TDR probes.

Two moisture profiles were studied directly beneath a corn row (rows R4 and R5), and two others were located between two rows (row spacings R4-R5 and R5-R6). The TDR probes were set at 0.1 m, 0.2 m, 0.3 m, 0.5 m and 0.7 m depths in loamy clay horizons. Moisture profiles were measured at 20-min intervals. Thermal soil profile changes were monitored by 5 platinum-wire thermal probes (PT100). Soil temperature was measured at 0.1 m, 0.2 m, 0.5 m, 0.7 m and 1 m depths (Figure VIII.2). Thermal profiles were measured every hour (Table VIII.2). At the soil surface, a rainfall recorder registered the times and rates of sprinkler irrigation. Five rain gauges measured the amounts of irrigation water. Two rain gauges were situated underneath corn rows and three others between corn rows.

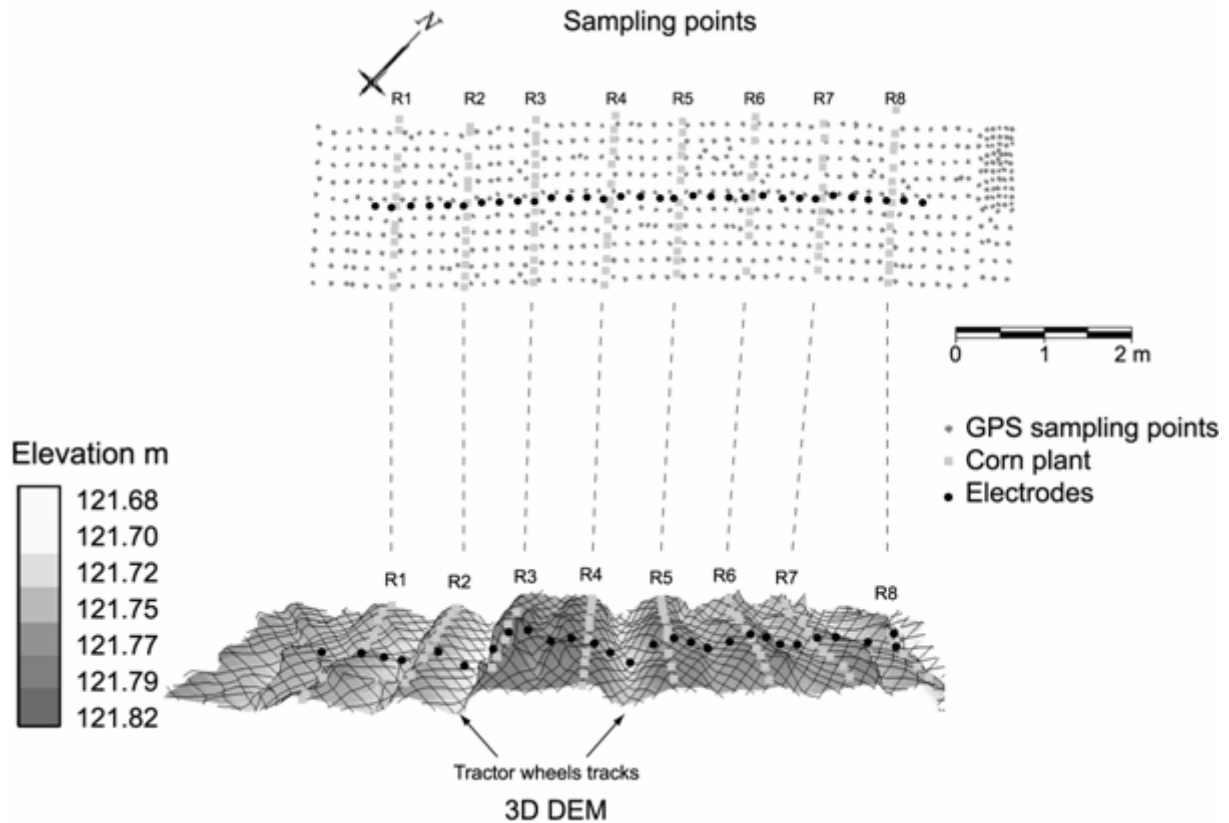


Figure VIII.8. Elevation sampling points and Digital Elevation Model (DEM) of the experimental plot.

The distribution on the soil surface of water droplets from rainfall or sprinkler irrigation depended both on the aerial parts of the corn plants and on the local topography. This topography was the result of farming practices, mainly tractor wheel ruts. Water accumulated on the soil surface during irrigation, formed puddles and water flows along the ruts on the slope as streamlets. The rate of water infiltration into the soil was therefore lower than the sprinkling rate. In order to study the role of topography in the location of preferential infiltration sites, a detailed topographical survey was carried out. The experimental plot selected in the corn field was an 8 m by 2 m rectangle. The slope was less than 2% and the corn row orientation followed the slope (NW/SE). A detailed Digital Elevation Model (DEM) (Figure VIII.8) of the experimental plot was built with the help of a high-performance global positioning system (GPS): Aquarius, from Thalès Navigation. The altitude survey was made in real time by a GPS working in a differential mode. The quality of the system allowed very fast measurements : in a few seconds a point was located with a precision of less than 1 cm. Measurements were taken atop a 2.50 m pole in contact with the ground surface to avoid any interference from the corn foliage. A grid marked on the ground insured a regular 20 cm spacing of the sampling points. During the topographical survey, 603 altitude measurements

were recorded over a 16 m² surface. The positions of every corn plant and each electrode of the geophysical measuring device were precisely recorded. The DEM (Figure VIII.8) was computed with Arc-Info software and its Grid module (ESRI). A network of points, with a 5 cm spacing, was built by a triangulation interpolation method.

6. Results

6.1. Evolution of the thermal and hydric profiles

The moisture profiles measured using TDR probes during the monitoring under the corn rows or between them showed varying infiltration as a function of depth and location (Figure VIII.9). Under the corn rows, the volumetric moisture profiles showed the effect of irrigation with a moisture increase of more than 10 % in the plowed horizon. After irrigation, superficial drainage occurred in the horizon with a progressive decrease in surface moisture and an increase by infiltration of the water content in the Sci₁ horizon at 0.5 m depth. The infiltration was clearly noticeable and instantaneous under corn row R4 with a moisture increase of nearly 5 %. It was less significant under row R5 where the water content remained constant at a 0.5 m depth. Later, the moisture profiles under the corn rows progressively returned to their initial state. Finally, at the depth of 0.7 m, there was no change in soil moisture. When irrigation began, the usable water reserves were by no means exhausted in the LAci horizon but also in the median Sci₁ horizon where plant roots decreased (Table VIII.5).

The situation was different between the rows. Before irrigation, the moisture content was high, mainly between corn rows R4 and R5, nearly at field capacity. In the cultivated upper horizon, the moisture increased by about 5% as did the irrigation but this increase was lower than that observed under the corn rows. During the drainage and after irrigation, the moisture profiles measured between rows remained relatively constant over time. The water did not appear to infiltrate further down than the plowed horizon between rows R5-R6 and infiltrated only slightly between rows R4-R5 (Figure VIII.9).

The temperature variation did not seem to be directly related to variations in water content, apart from a decrease in temperature of 1°C at a 0.1 m depth just after the beginning of irrigation (curve 3). The thermal profiles were difficult to interpret. The daily cycle

probably influenced the soil temperature at the time of the electrical data acquisition. Moreover, the platinum-wired thermal probes were not located in the same vertical plane (Figure VIII.2).

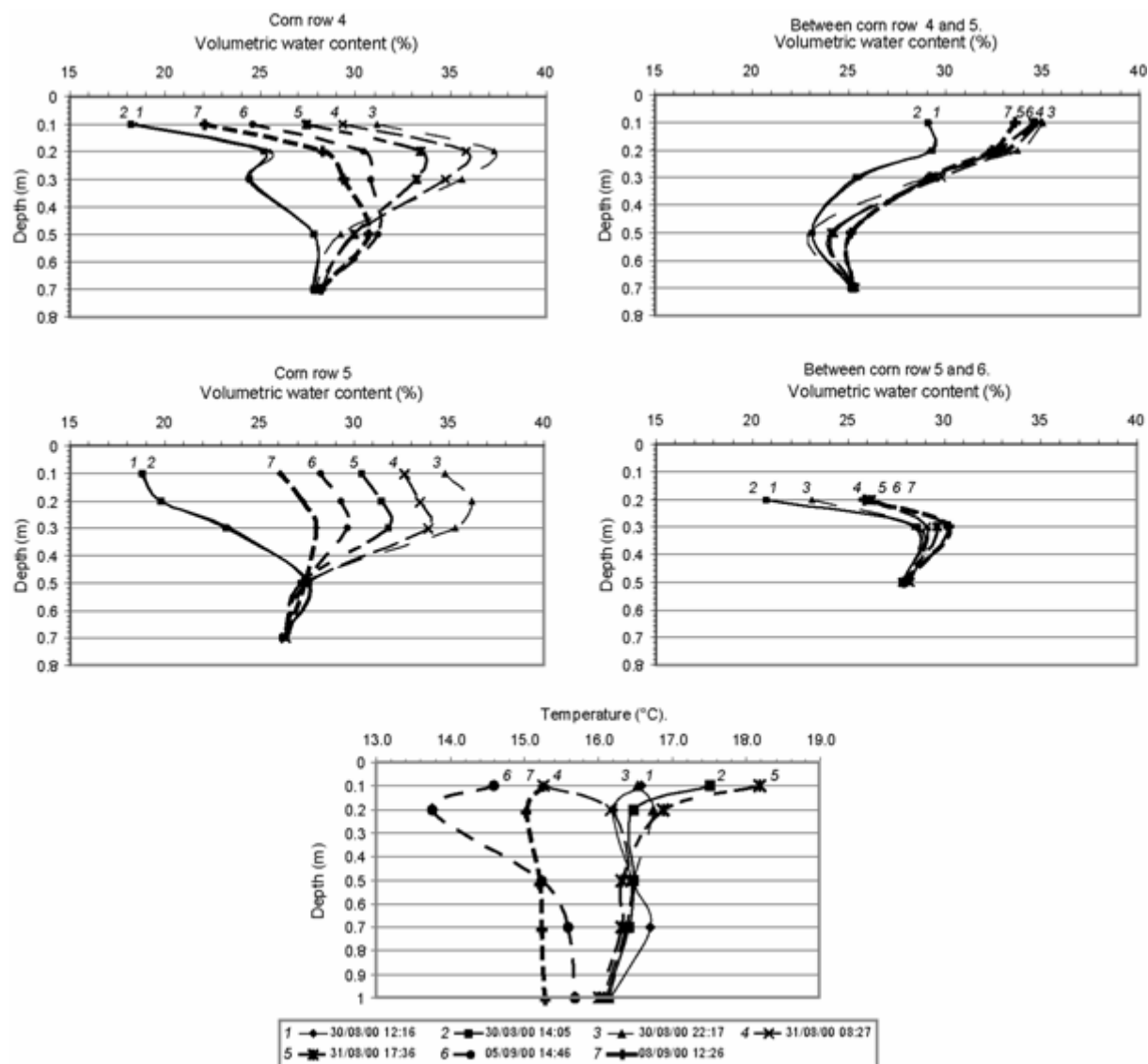


Figure VIII.9. Volumetric moisture and thermal profile changes over time.

Table VIII.5. CALCISOL horizons volumetric water content (%) measured at different pF.

Horizon	Depth (m)	pF =1	pF =2	pF =2.5	pF =3	pF =3.5	pF = 4	pF =4.2	Field capacity
LAc _i	0.10-0.20	42.4	39.6	35.7	31.2	27.4	21.3	20.2	36
Sci ₁	0.35-0.45	38.1	34.4	31.7	26.7	24.2	20.9	20.1	35.2
Ck(m) ₁	0.88-0.98	33.8	33.2	29.04	24.2	18.5	12.3	10.9	31.2

6.2 Soil hydric fluxes characterization from ERT

2D soil water content sections were then estimated using the ERT data, the calibration relationships between the electrical resistivity, the water content of the three horizons typical of the CALCISOL (Figures VIII.4 and VIII.5), and the soil thermal profile. The last stage of processing consisted of testing the quality of the model soil moisture prediction by comparing measured and calculated water contents along the 2D profiles.

Sixty ERT profiles were acquired. In the context of this work, only eight ERT profiles (P1, P4, P16, P28, P37, P51, P55, P60, Figure VIII.6), which were particularly representative of moisture stages, were presented (Figure VIII.10). For each ERT section, two moisture profiles were indicated. The first moisture profile was obtained just under the corn row 4, while the second one was measured between rows 4 and 5. The section P1, measured at the beginning of the experiment, just before irrigation at 12:16 P.M. on August 30th, characterized the initial soil moisture state defined as reference.

6.2.1 Initial soil moisture state

In the section P1 (first line of the figure VIII.10), the main typical soil horizons were identified by their electrical resistivity. The first layer between the soil surface and the 0.3 m depth corresponded to the plowed LAci loamy-clay layer. It appeared to have a moderate resistivity ($20 \Omega.m < \rho < 70 \Omega.m$), with resistive structures ($\rho > 100 \Omega.m$) under each corn plant. According to the profiles of corn roots density (Figure VIII.2) (Nicoullaud et al., 1995), the major resistivity anomalies in the plowed layer indicated that the soil volume had dried as a result of corn root water uptake (Michot et al., 2001). The drying process in the plowed layer was not uniform. This effect was less intense between rows due to compaction by tractor wheels (X-coordinates 1.5 and 3.1 m). Soil compaction between the corn rows by agricultural machines was also visible on the DEM (Figure VIII.8). Wheel tracks had modeled the soil microtopography. The fact that the zones between the corn rows were lower was evidence of their compaction, which was also shown by a higher apparent density of the plowed horizon between the surface and a depth of 0.1 m (Table VIII.6). These compacted zones had a smaller root density (Tardieu and Manichon, 1987). The systematically oblique variations in the electrical resistivity of the soil and the oblique orientation of the pockets of resistant soil within the plowed horizon seemed linked to the orientation of the plowing clods. However, the obliqueness of these structures could also be an artefact linked to

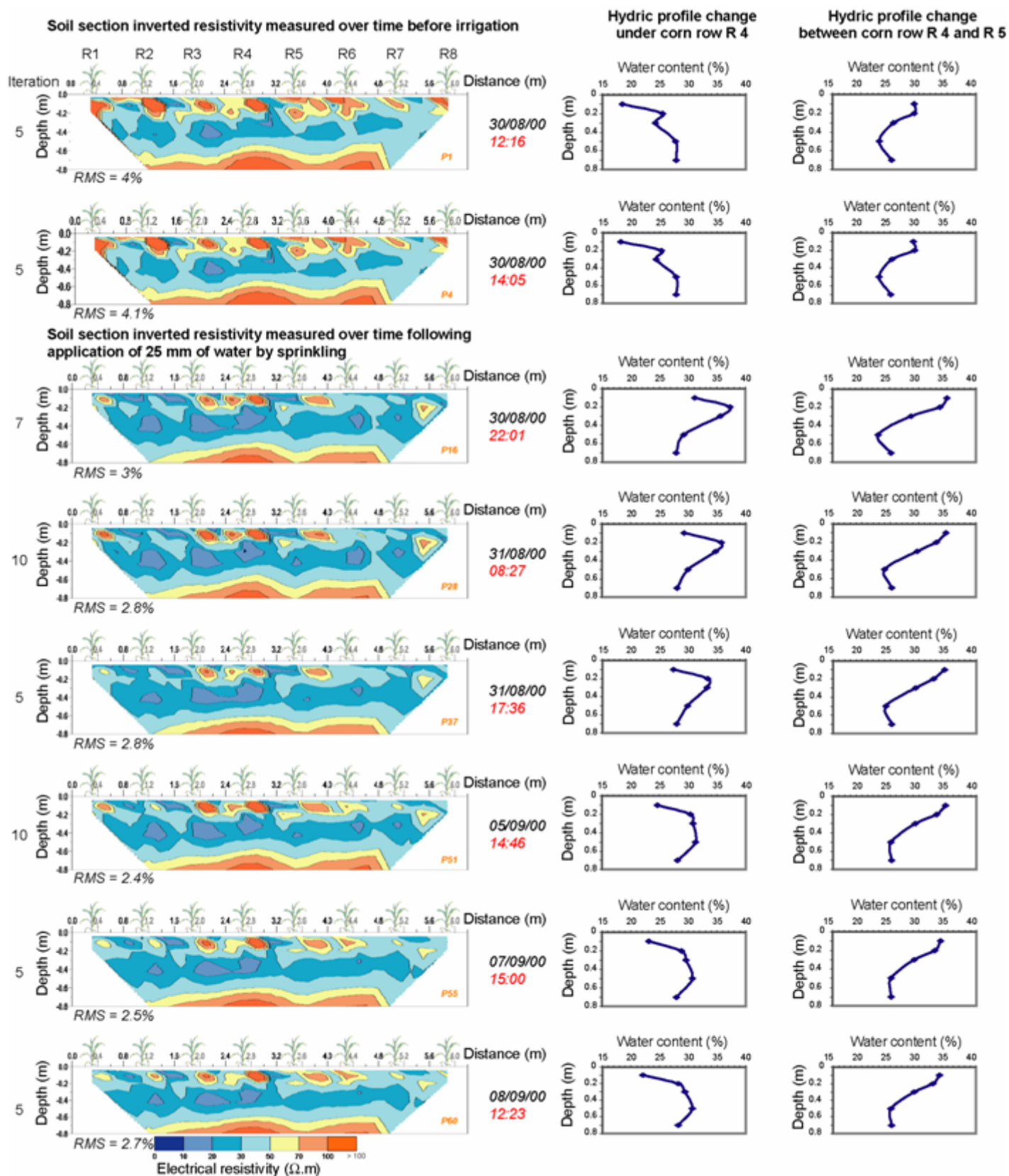


Figure VIII.10. Characteristic true soil sections resistivity and volumetric moisture profiles measured over time during water infiltration after sprinkling and subsequent soil drying phase.

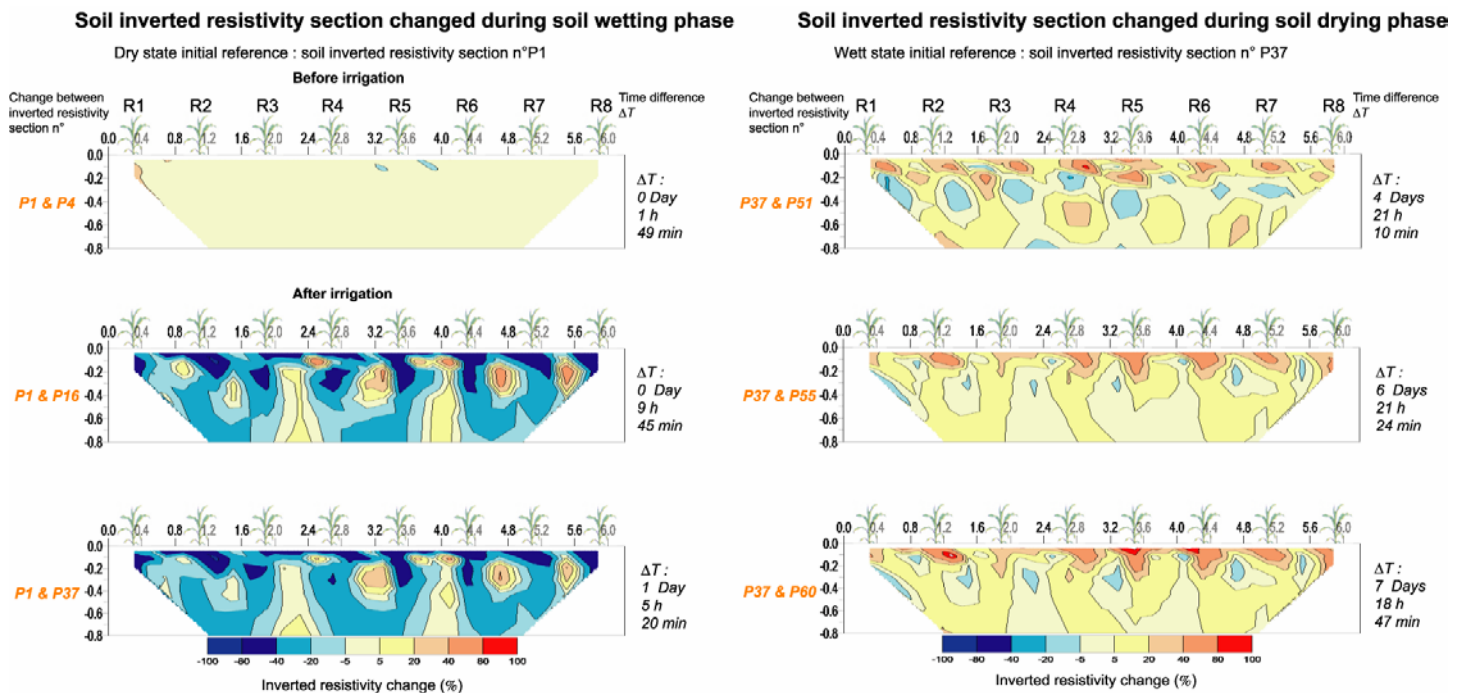


Figure VIII.11. Soil sections of relative resistivity changes measured over time respectively during the soil wetting phase and subsequent drying phase.

the non-symmetrical positioning of the electrodes in relation to the corn plants or to the meshing of the electrical resistivity section during inversion.

The median soil layer corresponding to the Sci_1 horizon had the lowest resistivity. The high clay content (32%) of the horizon explained its high conductivity (Table VIII.1). The gradual increase of electrical resistivity with depth was related to clay content decrease and to smaller water uptake by corn roots.

At a depth of 0.7 to 0.75 m, a resistive layer appeared, corresponding to the $Ck(m)_1$ horizon composed of beige cryoturbated limestone.

6.2.2 Water infiltration phase.

After irrigation, monitoring of the water flows was performed using the relative variations of ERT sections (Figure VIII.11). Before irrigation, the electrical tomographies P1 and P4 measured at a two-hour interval in the same moisture conditions produced closely

comparable resistivities. In the absence of change in the moisture state of the soil, in particular at the greatest depths, the electrical resistivity measurements were reproduced.

During the moistening phase after the application of 25 mm of sprinkled water, the progressive saturation of the plowed LAci horizon by infiltration explained the general decrease in soil resistivity.

Selective infiltration occurred under the corn plants and not in the low zones, between the corn rows, where surface water had a tendency to accumulate due to the effect of the soil microtopography (Figures VIII.8 and VIII.11). The vertical anomalies of negative electrical resistivity changes observed under the corn rows corresponded to the preferential directions of water flow. The aerial parts of the corn plants played an important role in the catching of water droplets. The water ran down the length of the stem, causing first an increase in soil moisture, and then infiltration under the corn plants. The role of topography would therefore appear to be less important in water infiltration as the water hardly infiltrated in the low zones between the rows.

Three resistive pockets in the LAci horizon between corn rows R3 and R4 persisted over time. This was explained by the local soil microtopography. The irrigation water did not infiltrate here but ran rapidly in the direction of the slope towards the low zones in the soil surface created by tractor-wheel tracks (Figure VIII.8).

Table VIII.6. Bulk density (da) of ploughed LAci horizon measured on cylindrical soil cores sampled between the soil surface and 0.1 m depth. (soil core volume = 500 cm³).

Location	da 1	da 2	da 3	mean	Standard deviation
Corn row R4	1.28	1.23	1.26	1.26	0.03
Between corn rows R4-R5	1.52	1.58	1.37	1.49	0.11
Corn row R5	1.27	1.19	1.26	1.24	0.04
Between corn rows R5-R6	1.56	1.30	1.34	1.40	0.14

Locally, the upper parts of the median Sci₁ horizon showed resistivities of less than 20 $\Omega\cdot\text{m}$, with a 20 to 70% resistivity decrease compared to the initial soil conditions. The percolating water could reach the upper part of the horizon and accumulated in the pores of the horizon.

Two vertical structures located between two corn rows were characterized by an electrical resistivity that was constant or slightly increased over time. These domains were separated by a distance of 1.6 m to 1.8 m, corresponding to wheel span of an agricultural machine. The base of the LAci horizon was probably compacted by the passage of an agricultural machine before the corn was sown as the wheel tracks corresponding to the compacted zones did not appear in the soil topography. Soil compaction was shown between corn rows R5 and R6 by a higher bulk density of the LAci horizon, which could reach a value of 1.56 (Table VIII.6). Compaction of the plowed horizon by the wheels of agricultural machines significantly reduced the infiltration capacity of the soil. Ankeny et al. (1990) showed that the hydraulic conductivity of the soil was greatly reduced by the passage of the wheels and they attributed this to the destruction of the macropores by compaction. The compacting of the horizon could create a shadow zone preventing the vertical infiltration of the water. Similarly, water was collected between the rows and was evacuated down the slope as runoff. There were two possible explanations of soil electrical resistivity increase either a soil temperature decrease or a soil moisture decrease. But a numerical simulation showed that a realistic soil temperature decrease of 1°C provoked by cold water infiltration nearby could not explain an electrical resistivity increase higher than 5%. At the same depth, the soil moisture changes under a corn plant could be very different and even inverse from those observed under the both compacted area because the water infiltrated to this depth with different velocities. Moreover, the soil moisture history could involve different hydric behaviors. The experiment performed a sudden soil moistening after a slow drying phase between two water sprinklings. Under the compacted horizon characterized by a low hydraulic conductivity the local wetting kinetic was asynchronous in comparison with the rest of the soil profile. Both these domains were always in a slow drying phase. So, the electrical resistivity increase could be explained by a local water content decrease.

6.2.3 Soil desiccation phase

During the drying phase, after the drainage period, the soil pockets characterized by a high electrical resistivity reappeared under the corn plants in the LAci horizon (Figure VIII.11). The size of the structures associated with the positive variations in electrical resistivity in relation to the electrical tomography P37 increased with time. The increase in electrical resistivity was first seen in the LAci horizon, then spread progressively downward. Soil pockets, drained by the corn root water uptake, were detected by an increase in the electrical resistivity of the soil. At the end of the monitoring period, the shape of the positive resistivity anomalies under the corn plants and the amplitude of the increase in electrical resistivity, evolved in the same way as the corn root frequency profiles : higher in the plowed horizon and lower at depth (Nicoullaud et al., 1995). To strengthen these observations and to retrieve information about root water uptake and soil water reserve from the time variations of resistivity, Tabbagh et al (2002) have developed a model, which solves simultaneously Richard's and heat conduction equations, and delivers for each time intervals the soil water distribution after sprinkling and the corresponding resistivity variations.

6.3. Soil moisture sections and validation

Five 2D sections of moisture content of the selected soil, estimated using the ERT data obtained at various dates of the monitoring, are presented in Figure VIII.12. The use of a linear relationship between moisture and electrical resistivity for the three soil horizons suggests that the spatial structure of the moisture sections and of the electrical resistivity sections are similar. The moisture sections reproduce the water flow previously revealed by variations in electrical resistivity during the phases of water infiltration and soil drainage.

For the whole of the plowed LAci horizon, the water contents estimated using ERT data are effectively correlated with the measured values ($R=0.68$) using TDR data (Figure VIII.13 and Table VIII.7). The slope of the linear regression between the modeled and measured water contents is close to the ideal value of 1. The estimate precision was quantified by the root mean square error (RMSE), while the estimation bias was quantified by the mean error (ME). The estimation bias is small and corresponds to an over-estimation of 1.45 % of the volumetric moisture. The precision of the water content estimation is 3.63 %. The residual histogram, corresponding to the difference between the measured and calculated moistures,

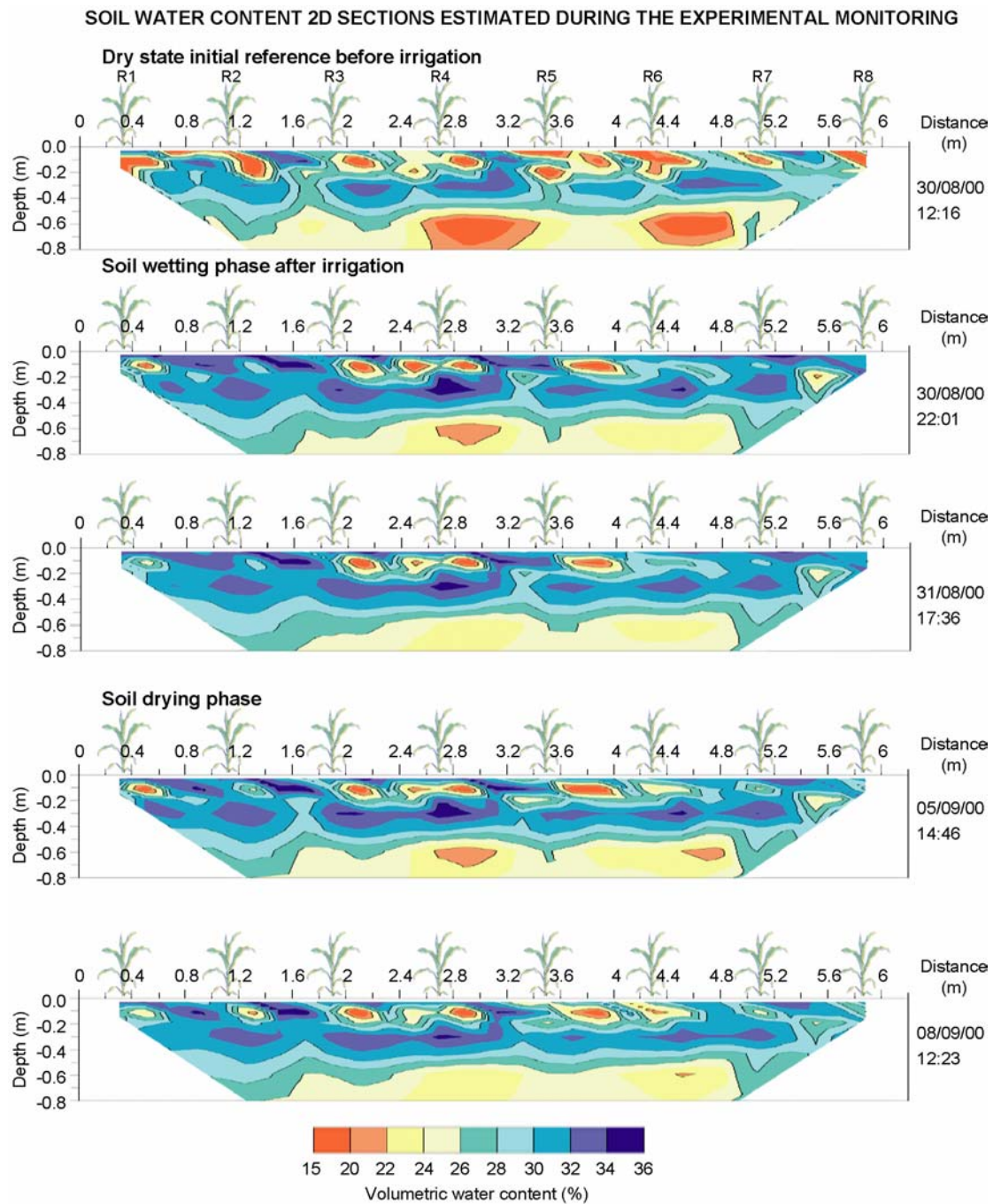


Figure VIII.12. Characteristic soil moisture content sections computed over time during the experimental monitoring period.

Table VIII.7. Summary statistics to compare soil volumetric water content estimated from electrical resistivity tomography and that measured with TDR probes.

Depth (m)	n	R	ME (%)	RMSE (%)
0.1 to 0.3	349	0.68	-1.45	3.63
0.1	96	0.75	-1.59	3.85
0.2	126	0.76	-0.38	3.26
0.3	127	0.45	-2.40	3.80

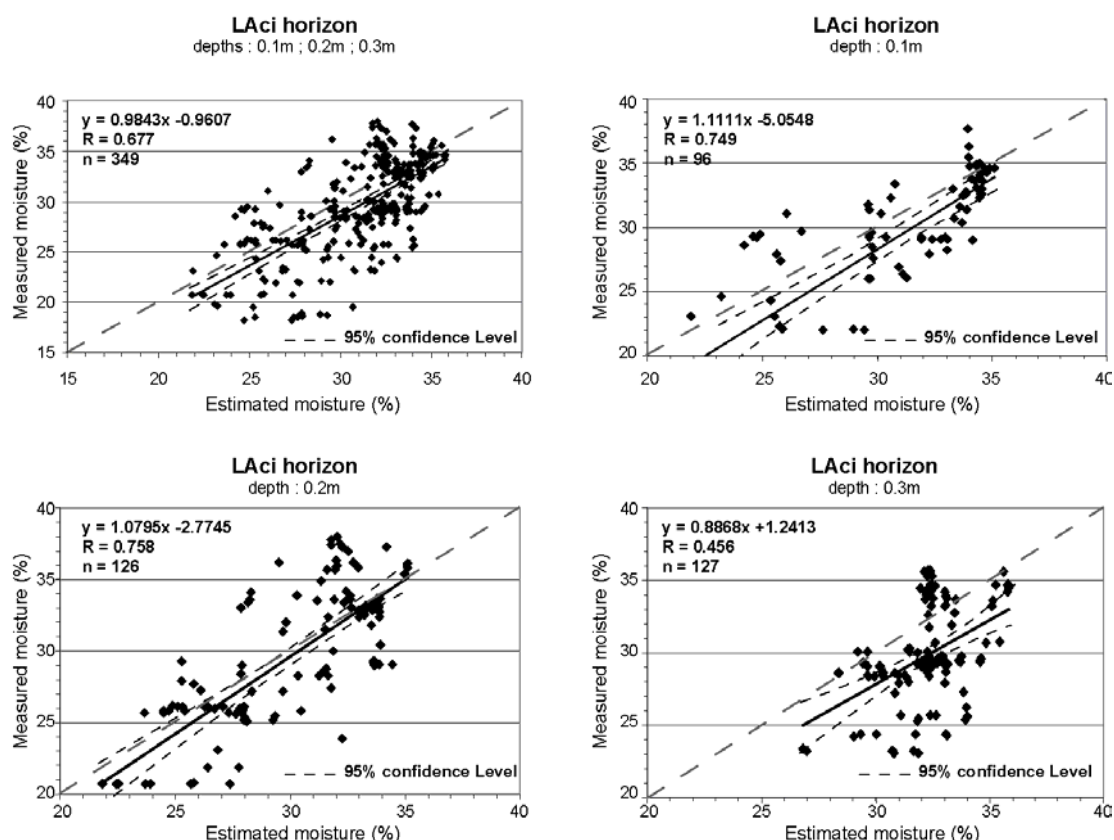


Figure VIII.13. Validation : relationship between the moisture content of the ploughed horizon established by 2D tomography and soil water content measured with TDR probes at the same time and the same location.

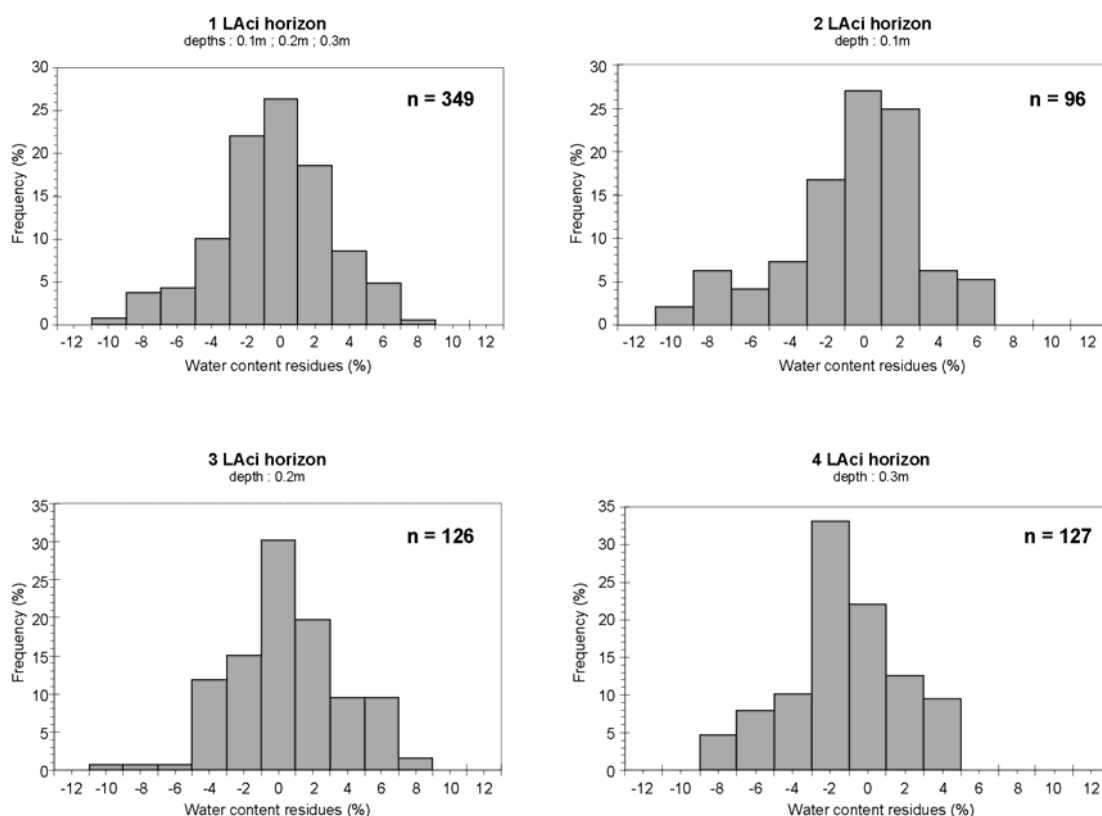


Figure VIII.14. Residue frequency histograms between the ploughed horizon water content measured by TDR probes and soil water content estimated from electrical resistivity tomography measured at the same time and the same location.

shows a Gaussian distribution of the residues (Figure VIII.14). The histogram also shows that 26.5% of the residues range between -1 % and + 1% of volumetric moisture and that 67% of the residues are between -3 % and +3 % of volumetric moisture. The quality of the estimate of soil moisture is therefore satisfying.

In Table VIII.7, the highest correlation coefficient, the smallest bias and the greatest precision, reveal the best moisture estimation at a depth of 0.2 m.

Conversely, at a depth of 0.3 m the correlation coefficient between the calculated and measured moistures is the lowest, the estimation bias the highest and the estimation precision the worst. At this depth, the moisture seems slightly over-estimated as the majority of the estimation residues (33%) is between -3 % and -1 % of volumetric water content. The presence of the plowed pan at a depth of 0.3 m may explain this low correlation. The plowed pan constitutes the limit between the plowed surface horizon and the structural horizon Sci_1 . At this level, the structure of the LAci horizon compacted by tillage is modified. The plowed pan is characterized by a major decrease in porosity and a modification of the hydrodynamic behavior of the horizon with a reduced infiltration. These changes explain why the calibration relationship of the LAci horizon is less adapted at this level and therefore why the correlation is lower.

Several factors may explain the deviation between the soil water content estimation using ERT and measured by the TDR probes :

- the distance of about 1 m separating the multi-electrode device from the TDR profiles while soil moisture varies on a decimeter scale.
- the effect of the sides of the trench on the water flow.
- the difference between the soil resistivity during the monitoring and the resistivity calculated by the 2D ERT inversion procedure. The precision of the inversion and therefore of the estimation of the soil resistivity depends, among other sources of uncertainties, on the configuration of the electrodes, the interval between the electrodes and the number of measurements of the apparent resistivity of the soil.
- although small electrodes were used to reduce the contact resistance between the soil and the electrode, it is difficult to consider them as points which would be necessary for surveys requiring high resolution and shallow investigation depths.
- the resistivity of soils may be subject to hysteretic phenomena.
- as the conduction of current in soils is mainly electrolytic, soil resistivity depends not only on moisture and temperature but also on the ionic concentration of the studied soil solutions.

During the experiment, the soil solution may be diluted by irrigation water pumped into a stratified aquifer with a significant TDS loading (Schnebelen et al., 1999) leading to non-negligible variations in the electrical resistivities.

- the time (1 hour) needed to acquire a resistivity section is relatively long compared with the infiltration rate of water during irrigation. A device permitting more rapid data collection must be considered in the future.

7. Conclusions

Acquiring ERT data along a vertical soil section with a multi-electrode surface method, which is non-destructive and spatially integrating, the boundaries of some soil horizons were delineated. Soil moisture changes over time were revealed by electrical resistivity changes in the soil. 2D soil water content sections were calculated from the ERT using field-scale calibration relationships between the electrical resistivity of each soil horizon and its water content. As the temperature variations in the soil affect the electrical resistivity of the water and therefore that of the soil, the thermal profile of the soil during the electrical resistivity measurements were taken into account in the calculation. A comparison of the modeled water contents with those measured by TDR probes confirmed that the reliability of a site-specific linear relationship between the calculated and measured moistures in the plowed LAci surface horizon. Overall, in the plowed surface horizon, the moisture estimates showed a precision of 3.6 % for an estimation bias corresponding to a water content over-estimation of 1.4 %. The best estimation was obtained at 20 cm depth where the effects of both large surface moisture fluctuations and compaction of the plowed pan were attenuated.

The hydraulic functioning of the soil was then monitored during a moistening/drying cycle. The drying out of the soil by corn root water uptake, the progression of the infiltration front after irrigation, the delimitation of preferential-flow zones and the surface drainage of the soil were identified and localized. At this stage of corn development (3 months), the parts of the soil involved in soil infiltration and drainage were mainly located directly under the corn rows. The corn plants played a major role in the redistribution of surface water before it infiltrated, while the role of the topography in water infiltration appeared to be limited. The particular structural characteristics of the soil horizons resulting from agricultural practices, and the notable effect of soil compaction due to the passage of agricultural machines were observed. In zones where the soil was compacted, moisture variations were negligible, which

demonstrated the negative effects of compaction on water flow as well as on the possibilities of water storage.

Measurements of soil water content using conventional tools typically sampling over small volumes, at wide intervals, and in an intrusive manner, are generally less representative than the actual and very complex situation of the soil moisture state. They do not allow a good monitoring of the evolution of soil moisture. Estimation of water content using ERT as a first approximation of the spatial distribution of soil water content in a cultivated soil is shown to be significant. Nevertheless, the validity of the proposed model could be limited to specific regional conditions such as loamy clay soils of the Beauce region.

In the future, this method may allow verification of sprinkling irrigation efficiency and better estimation of the useful available water in the soil. Water spatial distribution is influenced by crop root distribution with depth, which is dependent on soil type and soil management as tillage operations. This method is a high-resolution investigation tool to study soil moisture and to perform soil water flow temporal monitoring.

The development and adoption of precision farming and rational irrigation require a detailed knowledge of soils and crops (Robert, 2000). This method is useful in research to describe the soil spatial variability and its hydric behavior with a high resolution. However, the precision is higher than the investigation level required in precision farming, and the requirement of an additional field calibration may render the method impractical for routine field use. The use of a general petrophysical relationship between the soil electrical resistivity and its moisture, if appropriate, could reduce the effort needed to make this a practical field tool for the purpose of improving irrigation management.

Traduction

La mesure d'une tomographie 2D de la résistivité électrique d'une section verticale de sol au moyen d'une méthode multiélectrodes de surface, non destructive et spatialement intégrante, permet la délimitation de certains horizons pédologiques. Les variations d'humidité du sol dans le temps sont mises en évidence par des variations de résistivité électrique. Des sections 2D de la teneur en eau des sols sont calculées à partir des tomographies de résistivité électrique en utilisant les relations d'étalonnages, établies dans une fosse, qui relie la résistivité électrique de chaque horizon de sol à son humidité. Comme les variations de température dans le sol ont une influence sur la résistivité électrique de l'eau

et donc sur celle du sol, le profil thermique du sol au moment des mesures de résistivité électrique est pris en compte dans la modélisation. La comparaison des teneurs en eau ainsi modélisées avec celles mesurées avec les sondes TDR montre qu'il existe dans l'horizon Labouré LAci de surface une relation linéaire fiable entre les humidités estimées et mesurées. Globalement sur l'horizon labouré de surface, l'estimation de l'humidité présente une précision de 3,6 % pour un biais correspondant à une sur-estimation de l'humidité de 1,4 %. La meilleure estimation est obtenue à 20 cm de profondeur, zone où les effets des grandes fluctuations d'humidité de surface et le tassement de la semelle de labour sont amorties.

Le fonctionnement hydrique du sol est alors suivi dans le temps au cours d'un cycle d'humectation-dessiccation. Le dessèchement du sol par les prélèvements racinaires du maïs, la progression du front d'infiltration après irrigation, la délimitation des zones d'écoulements préférentiels et le drainage superficiel du sol sont identifiés et localisés. A ce stade de développement du maïs (3mois), les parties actives du sol concernant l'infiltration et l'assèchement du sol sont principalement localisées sous les rangs de maïs. Les plants de maïs jouent un rôle majeur dans la redistribution de l'eau en surface avant son infiltration, alors que le rôle de la microtopographie apparaît faible dans l'infiltration de l'eau. Les caractéristiques structurales particulières des horizons pédologiques résultant des pratiques culturales, et notamment l'effet du tassement du sol par le passage des engins agricoles sont révélées. Dans les zones où le sol est affecté par du compactage, les variations d'humidités sont faibles, démontrant les effets néfastes du tassement tant sur les flux hydriques que sur la possibilité du stockage.

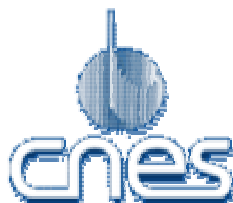
Les mesures conventionnelles de la teneur en eau sont ponctuelles, espacées, intrusives et généralement peu représentatives de la situation réelle et complexe de l'état hydrique des sols. Elles ne permettent pas un suivi pratique de l'évolution de l'humidité du sol. La modélisation de sections 2D de teneurs en eau du sol à partir des tomographies de résistivité électrique comme première approximation de la distribution spatiale de l'eau dans un sol cultivé montre tout son intérêt. Néanmoins, la validité du modèle proposé est limitée à des conditions régionales spécifiques tels que les sols argilo-limoneux de Beauce.

Dans le futur, cette méthode devrait permettre la vérification de l'efficacité de l'irrigation par aspersion et une meilleure estimation de l'eau utile disponible dans le sol. La distribution spatiale de l'eau dans le sol est influencée par le profil racinaire des cultures qui dépend du type de sol et des pratiques culturales tel que le labour. Cette méthode est un outil

d'investigation à haute résolution pour étudier l'humidité du sol et réaliser un suivi temporel des flux hydriques.

Le développement et l'adoption de l'agriculture de précision et de l'irrigation raisonnée requièrent une connaissance détaillée des sols et des cultures (Robert, 2000). Cette méthode est utile à des fins de recherches pour décrire la variabilité spatial de la couverture pédologique et son comportement hydrique avec une résolution élevée. Cependant la précision atteinte est supérieure au niveau d'investigation requis en agriculture de précision et la nécessité d'un étalonnage au champ supplémentaire peut rendre la méthode peu réaliste pour une utilisation routinière au champ. L'utilisation d'une relation pétrophysique générale entre la résistivité électrique du sol et son humidité, si elle est appropriée, peut réduire l'effort nécessaire pour rendre dans le but d'améliorer la gestion de l'irrigation.

La thèse de Didier Michot est disponible en 5 fichiers.
Vous consultez ici la **section n°4** de la thèse.
L'ensemble peut être retrouvé sur le site de l'inra
<http://www.inra.fr/Internet/Departements/EA/index.html>
en rejoignant la page des thèses de l'année 2003



Département de
Géophysique Appliquée

Unité de Science du Sol
Centre de Recherches d'Orléans

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Pédologie - Géophysique

Présentée par **M. Didier Michot**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

**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 intraparcellaire**

Soutenue le 10 février 2003 devant le jury composé de :

M. G. De Marsily	Professeur	Université Paris VI	Président
M. A. Tabbagh	Professeur	Université Paris VI	Directeur de Thèse
M. D. King	Directeur de Recherche	INRA Orléans	Co-directeur de Thèse
Mme D. Chapellier	Professeur	Université de Lausanne	Rapporteur
M. P. Lagacherie	Ingénieur de Recherche	INRA Montpellier	Rapporteur
M. H. Jeanjean	Direction des Programmes	CNES Toulouse	Examineur
M. Y. Benderitter	Directeur de Recherche	CNRS (UMR 7619)	Invité

Résumé

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 intraparcellaire

Les objectifs de ce travail sont : (1) expérimenter les méthodes de télédétection et de géophysique comme moyen d'aide à la cartographie et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et de leurs propriétés pérennes à l'échelle intraparcellaire ; (2) acquérir des données fiables sur une variable conjoncturelle qui est l'état hydrique instantané de la couverture pédologique et suivre son fonctionnement hydrique dans le temps ; (3) comparer les méthodes géophysiques au sol et de télédétection en termes de convergence ou de complémentarité.

Ce travail a été effectué sur deux sites expérimentaux localisés dans des régions de grandes cultures caractérisées par une forte variabilité spatiale intraparcellaire des sols : la Petite Beauce et le Laonnois. L'étude de la variabilité spatiale des sols est réalisée soit à l'aide de prospections électriques ou électromagnétiques au sol, soit au moyen de données de télédétection multispectrale aéroportée. L'influence de l'humidité sur la résistivité électrique des sols a été étudiée à différentes échelles d'investigation : sous conditions contrôlées au laboratoire, sous conditions naturelles "in situ", d'abord sur des sites "ponctuels" puis sur une section 2D de sol et enfin sur des surfaces représentatives de parcelles agricoles.

Les résultats montrent que la résistivité électrique des sols diminue lorsque leur teneur en eau augmente. Le suivi diachronique par panneau électrique 2D de la résistivité électrique d'une section de sol a permis : (1) de suivre le fonctionnement hydrique du sol (infiltration/déssèchement) ; (2) de délimiter les zones d'écoulements préférentiels (3) de délimiter les horizons pédologiques en 2D ; (4) de révéler les caractéristiques structurales des horizons résultant des pratiques culturales (tassement). Des sections de teneur en eau instantanée ont ensuite été modélisées.

Les prospections électriques multi-dates, effectuées avec le multipôle MUCEP, assurent une reconnaissance de la variabilité spatiale des sols avec une résolution décamétrique, tout en assurant une vision dynamique du fonctionnement hydrique de la couverture de sol à l'échelle de la parcelle.

Les résultats de télédétection montrent que la réflectance des sols est principalement contrôlée par la plus ou moins grande profondeur d'apparition des substrats calcaires. Elle apporte ainsi une information indirecte sur le développement du sol. Les liens existant entre la réflectance spectrale et les propriétés de surface des sols, pérennes et conjoncturelles, ont été précisés et hiérarchisés pour la parcelle étudiée. Toutefois des différences apparaissent dans la délimitation spatiale de ces unités. En effet, les données radiométriques ou géophysiques permettent de discriminer la majorité des unités de sols. Les mesures de télédétection caractérisent l'état de surface des sols alors que les prospections géophysiques assurent une reconnaissance 3D de la couverture pédologique et permettent une étude dynamique de son fonctionnement hydrique interne. A l'inverse de la télédétection, la géophysique ne peut fournir des informations instantanées sur de grands territoires. Elle apparaît comme une méthode complémentaire répondant aux besoins de l'Agriculture de Précision et capable d'établir un lien entre les approches "ponctuelles" (sites ou multisites) et les approches spatiales aéroportées ou satellitales.

Mots clés : sol, eau, variabilité spatiale, résistivité électrique, réflectance, prospection électrique, électromagnétisme

Laboratoires de rattachement

INRA, Unité de Science du sol, Centre de Recherches d'Orléans – Avenue de la Pomme de Pin – BP 20619 45166 Olivet cedex
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Département de Géophysique case courrier 105 - couloir 25-15 - 1er étage - 4 place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05

Chapitre IX : Analyse de la variabilité spatiale des sols par mesure de la résistivité électrique

Le chapitre VII nous a permis de caractériser et d'analyser l'évolution de la résistivité électrique des principaux horizons pédologiques présents sur la parcelle expérimentale de "Petite Beauce", en fonction de leur humidité et de leur température. La résistivité électrique d'un horizon décroît avec l'augmentation de sa teneur en eau. Il en est de même lorsque l'on considère l'influence de la température. Nous avons montré au chapitre VIII, l'intérêt des panneaux électriques multiélectrodes pour délimiter les horizons pédologiques et suivre en 2D le fonctionnement hydrique du sol.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier et de caractériser par résistivité électrique la variabilité spatiale des sols de "Petite Beauce" en lien avec leur humidité. Dans un premier temps, nous examinerons l'effet de l'humidité des sols sur la cartographie de la résistivité apparente réalisée avec un conductivimètre électromagnétique sur une parcelle test soumise à une irrigation localisée. Cette méthode a été choisie compte tenu du stade de développement avancé des cultures. Dans un second temps, nous analyserons et comparerons les résultats de deux prospections électriques multipôles réalisées à deux états hydriques significativement différents d'une même parcelle. L'apport des prospections électriques multi-profondeurs et multi-dates pour l'étude du fonctionnement hydrique de la couverture pédologique sera alors discuté. Nous nous attacherons aussi à décrire la variabilité horizontale et verticale de la couverture argilo-limoneuse par inversion monodimensionnelle des données de résistivité apparente.

1. Matériels et Méthodes

1.1. Prospection électromagnétique

1.1.1.Principe de la méthode Slingram

Le terme électromagnétique, utilisé en prospection géophysique comme en physique, décrit un phénomène variant dans le temps et combinant les champs électrique et magnétique. Les phénomènes électromagnétiques sont décrits par les équations de Maxwell.

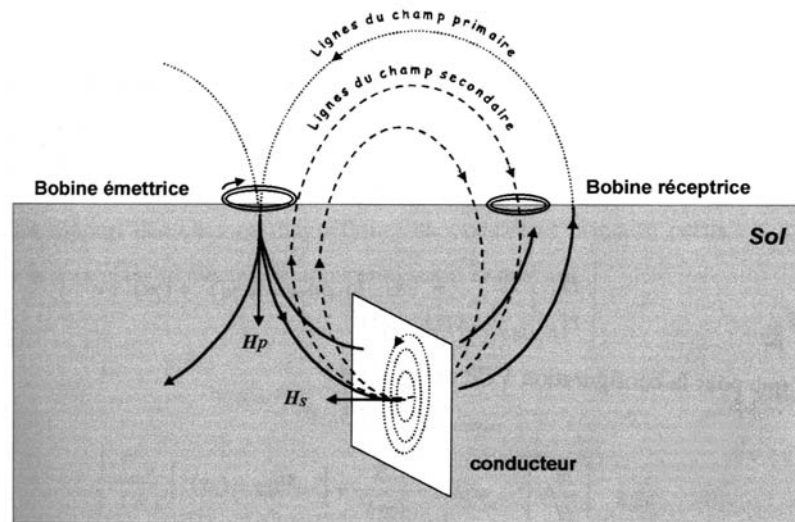


Figure IX.1. Principe de la prospection électromagnétique Slingram.

La prospection électromagnétique réalisée selon une méthode de type “Slingram” est du type basse fréquence et à faible nombre d’induction. On parle aussi de prospection électromagnétique à champ proche. Cette méthode est basée sur l’utilisation de dipôles électromagnétiques, correspondant à deux bobines d’induction espacées d’une distance S , l’une étant émettrice et l’autre réceptrice (Figure IX.1). Elles sont placées au-dessus de la surface d’un sol supposé homogène. Lorsque la bobine émettrice est parcourue par un courant alternatif de basse fréquence f , elle produit un champ magnétique primaire H_p de même fréquence qui crée dans le sol des courants induits appelés “courants de Foucault”. Ces courants produisent à leur tour un champ magnétique secondaire H_s de même fréquence qui se superpose au champ magnétique primaire et l’ensemble est mesuré par la bobine réceptrice. Le rapport entre le champ magnétique secondaire mesuré et le champ primaire émis est

proportionnel à la conductivité apparente du sol et donne directement accès à son inverse, la résistivité électrique apparente (Mc Neil J.D. 1980).

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 S^2} \frac{H_s}{H_p} \quad (\text{IX.1})$$

où H_s : champ magnétique secondaire à la bobine réceptrice (A.m^{-1})
 H_p : champ magnétique primaire à la bobine réceptrice (A.m^{-1})
 ω : pulsation (rd.s^{-1})
 μ_0 : perméabilité magnétique du vide (H.m^{-1})
 S : distance interbobine (m)
 σ_a : conductivité apparente du sol (S.m^{-1}).

La profondeur de pénétration du champ électromagnétique ou profondeur de peau p , est donnée par la relation IX.2 :

$$p = \sqrt{\frac{2}{\mu \sigma \omega}} \quad (\text{IX.2})$$

μ est la perméabilité magnétique du milieu considéré tel que :

$$\mu = \mu_0 (1 + \chi) \quad (\text{IX.3})$$

avec χ susceptibilité magnétique du milieu (sans dimension). Pour des milieux non magnétiques, χ est nulle et $\mu = \mu_0$.

La profondeur de pénétration du champ dépend donc essentiellement de la résistivité électrique du sol traversé et de la fréquence f du champ émis.

1.1.2. Le conductivimètre électromagnétique EM38

Les mesures de conductivimétrie électromagnétique ont été réalisées avec l'appareil EM38 de Géonics (Figure IX.2). Il s'agit d'un conductivimètre portable à faible nombre d'induction. Il est constitué de deux bobines d'induction espacées de 1 m. La fréquence d'excitation est de 14,6 kHz. La précision des mesures de conductivité électrique est de 0,1 mS.m. Les mesures sont réalisées avec l'instrument placé directement à la surface du sol. Le conductivimètre peut être utilisé selon deux configurations :

- i) En mode HCP, les bobines d'induction sont horizontales et les dipôles magnétiques verticaux. La profondeur d'investigation est approximativement de 1,5 m.



Figure IX.2. Mise en œuvre du conductivimètre EM38 sur la parcelle expérimentale de Chambry.

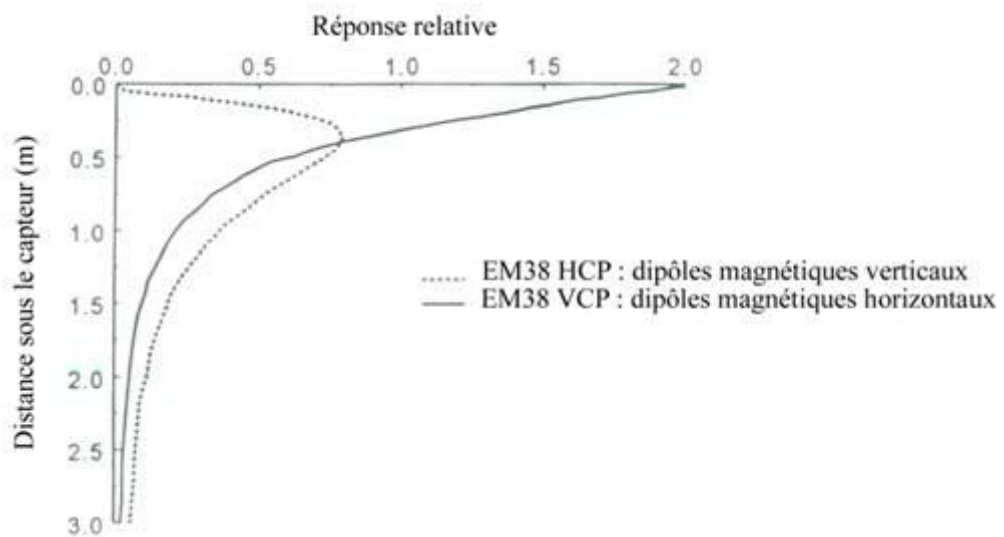


Figure IX.3. Réponse relative du conductivimètre EM38 en fonction de la profondeur d'après Mc Neil (1990).

ii) En mode VCP, les bobines sont verticales et les dipôles magnétiques sont horizontaux. La profondeur d'investigation est alors réduite à environ 0,75 m (Mc Neil, 1990).

La mesure de la composante en quadrature du signal permet d'atteindre la conductivité électrique du sol. Mais l'instrument peut être aussi utilisé pour déterminer la susceptibilité magnétique du sol en mesurant la composante en phase. Pour prendre en compte les erreurs dues au zéro instrumental, la différence de lecture en phase de l'instrument entre la surface du sol et une hauteur d'environ 1,5 m est déterminée en mode HCP. La conversion entre la conductivité apparente et la susceptibilité magnétique K est fournie par la relation IX.4 dans le système MKS :

$$K = 58 \times 10^{-6} \Delta\sigma a \quad (\text{IX.4})$$

où $\Delta\sigma a$ est la différence de conductivité apparente relevée lorsque l'instrument est au sol puis élevé à une hauteur de 1,5 m avec une configuration HCP des bobines.

La réponse de l'instrument à la conductivité du sol varie non linéairement avec la profondeur (Figure IX.3). En mode HCP, la sensibilité de l'appareil est la plus élevée à environ 0,4 m de profondeur. En mode VCP, la sensibilité est la plus élevée à la hauteur de l'instrument et décroît avec la profondeur.

1.2. Prospection électrique multi-électrodes

Les dispositifs multi-électrodes permettent de décrire les variations latérales et verticales de la résistivité électrique par l'intermédiaire de sondages et de traînés électriques réalisés en quasi-continu.

Deux types de dispositifs multi-électrodes peuvent se distinguer :

- les dispositifs fixes désignés généralement sous le terme de panneaux électriques ;
- les dispositifs mobiles comme le système MUCEP (Multipole Continuous Electrical Profiling) développé au CRG de Garchy (Panissod et al., 1997).

1.2.1. Les panneaux électriques

La dénomination de panneau électrique désigne des systèmes de n électrodes actives ou passives, commandées par une électronique spécifique incluse ou non dans le résistivimètre. Ces systèmes nécessitent la mise en œuvre de techniques permettant la commutation

automatique des électrodes de mesures et d'injections (Griffiths and Turnbull, 1985). Le principe, l'intérêt et la mise en œuvre des panneaux électriques sont maintenant largement décrits dans la bibliographie. Nous pouvons citer en particulier les écrits de Loke (1999) et de Ward (1990). Les panneaux électriques sont bien appropriés pour la reconnaissance des structures 2D perpendiculaires à la ligne de mesures. De plus, comme nous l'avons montré au chapitre VIII et en accord avec les publications antérieures (Barker et Moore, 1998 ; Benderitter et Schott, 1999 ; Hagrey et Michaelsen, 1999 ; Michot et al., 2001 ; Zhou et al., 2001 ; Michot et al., 2002), ils sont parfaitement adaptés pour détecter et observer les flux hydriques dans le sol par le suivi dans le temps des variations de résistivité électrique du sol. Les pseudo-sections de résistivité apparente présentent néanmoins souvent des artefacts de mesures qui nuisent à leur interprétation en introduisant une erreur et rendant complexe les représentations graphiques. L'inversion des pseudo-sections de résistivité mesurée est alors une étape indispensable avant toute interprétation (Panissod et al., 2001). Les algorithmes d'inversion 2D ou 3D parviennent en général à éliminer les artefacts de mesure.

L'utilisation de panneaux électriques est difficilement envisageable pour une caractérisation 3D de la couverture pédologique sur une grande surface et à petite échelle. Cela nécessiterait soit l'utilisation d'un grand réseau d'électrodes, soit un déplacement régulier de la ligne d'électrodes de manière à réaliser plusieurs profils parallèles. Dans les deux cas, les temps de mise en œuvre seraient considérables. L'exploration et la reconnaissance 3D des structures pédologiques, présentant des extensions et des orientations diverses, nécessitent l'usage de dispositifs multi-électrodes permettant d'obtenir à la fois plusieurs profondeurs d'investigations et une résolution suffisamment fine des mesures sur une surface significative. L'utilisation d'un dispositif multi-électrodes mobile apparaît alors plus adaptée.

1.2.2. Le système MUCEP

Le système MUCEP (Multi Continuous Electrical Profiling), dit en "Vol de Canards", est un multipôle tracté (Figures IX.4 et IX.5), développé par le Centre de Recherches Géophysiques de Garchy (CNRS et Paris VI).

Ce dispositif dont l'étude théorique a été réalisée par Panissod et al. (1997) est constitué de quatre dipôles (roues dentées) tirés par un véhicule. Le système dont la géométrie est présentée à la figure IX.4 est composé en tête d'un dipôle émetteur de courant électrique suivi d'une série de trois dipôles récepteurs de mesure du potentiel électrique. L'écartement **a** de chaque dipôle augmente avec sa distance d'éloignement au dipôle émetteur. Il est

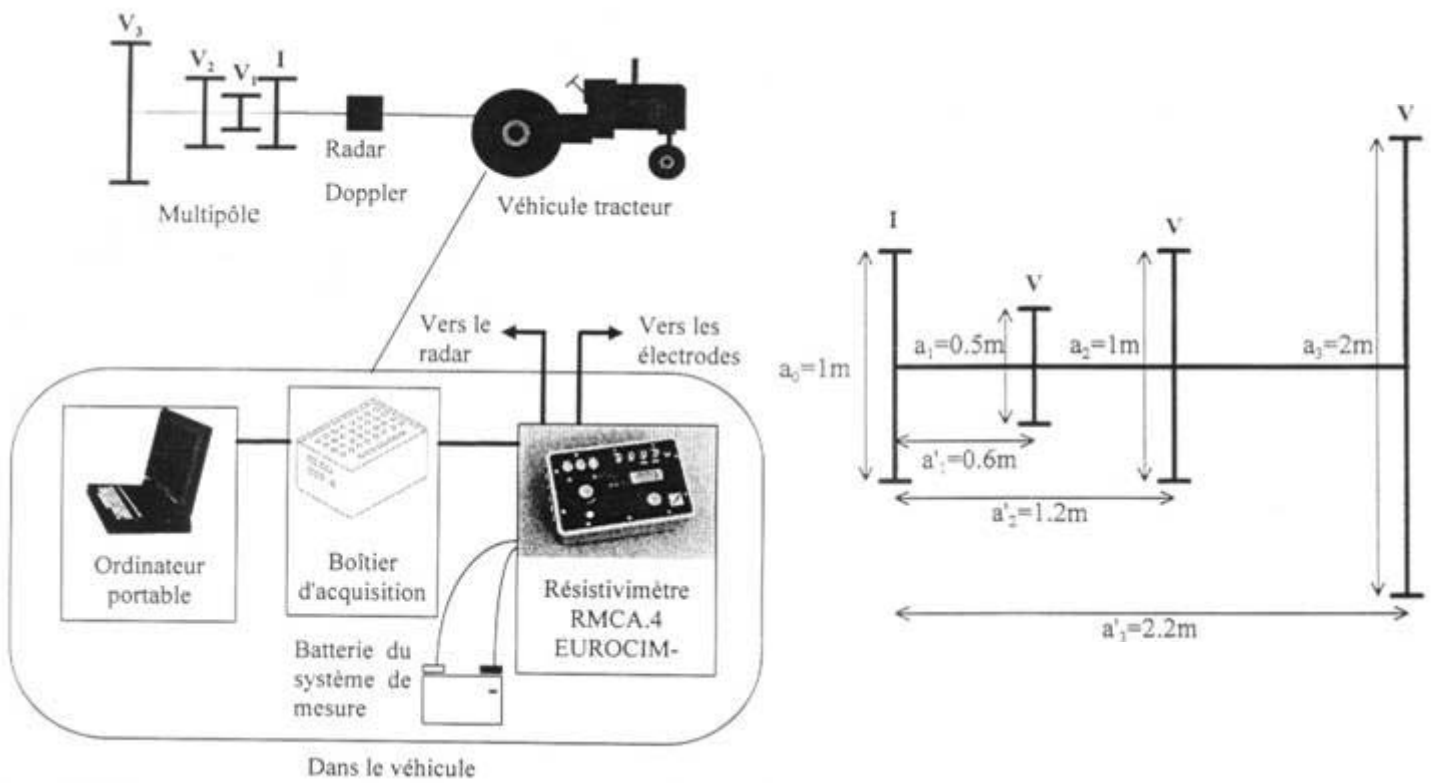


Figure IX.4. Représentation schématique du dispositif MUCEP et géométrie des quadripôles d'après Panissod (1997).



Figure IX.5. Photographies du système MUCEP lors d'une prospection en Petite Beauce .

respectivement de 0,5 m, 1 m et 2 m pour le premier, le deuxième et le troisième dipôle. Leur profondeur d'investigation est approximativement égale à leur écartement **a**.

Des simulations numériques 3D ont été réalisées (modélisation directe ou inverse) pour déterminer la géométrie optimale du multipôle et pour comparer ses performances, en termes de profondeur d'investigation et de résolution sur des cibles de différentes géométries, à celle d'autres dispositifs. Les simulations ont prouvé la supériorité de la configuration en "vol de canards" du système MUCEP par rapport à des multipôles en ligne (Wenner et dipôle-dipôle) ou rectangulaire (Panissod et al., 1997).

A l'arrière du véhicule tractant le multipôle, est fixé un radar Doppler permettant une mesure de la distance sans contact avec le sol. L'ensemble des électrodes et le radar sont reliés à un résistivimètre RMCA-4 (EUROCIM-CNRS) situé dans le véhicule. Ce résistivimètre émet un courant électrique alternatif de 122 Hz et délivre une tension efficace supérieure à 200 V. Il nécessite une alimentation de 12 V, délivrée soit par une source externe, soit par une batterie interne au Cadmium-nickel (12V – 2 Ah). L'incertitude de mesure annoncée par le fabricant est de $\pm 2\%$ à $20 \pm 3^\circ\text{C}$. Le résistivimètre est connecté à un boîtier d'acquisition des données et à un ordinateur portable possédant sa propre alimentation externe. L'ensemble permet l'acquisition, le stockage et la visualisation des mesures en temps réel.

2. Protocoles expérimentaux

2.1. Caractérisation de l'effet de l'humidité sur la résistivité apparente des sols de "Petite Beauce"

Pour mettre en évidence l'effet de l'humidité sur l'étude de la variabilité spatiale des sols par une cartographie de leur résistivité apparente, nous sélectionnons une parcelle d'étude où sont accolées une culture de maïs irriguée et une jachère de moutarde non irriguée. La taille de la parcelle est de 320 m de long pour 100 m de large. La localisation de la parcelle est présentée à la figure IX.6. La culture de maïs couvre en partie la moitié Ouest de la parcelle expérimentale. Elle s'étend sur une surface rectangulaire de 290 m de long et de 50 m de large. La jachère de moutarde s'observe au Sud et à l'Est de la plantation de maïs et couvre plus de la moitié de la parcelle expérimentale (Figure IX.6).

Vingt profils de résistivité apparente sont mesurés à l'aide du conductivimètre EM38 en position HCP et VCP. Seules les mesures en mode HCP sont présentées dans la suite de ce chapitre. Les profils de résistivité apparente sont orientés NNO-SSE. Dix profils recoupent longitudinalement la culture de maïs irriguée et dix autres la jachère de moutarde. Le long des profils de résistivité apparente, respectivement espacés de 5 m, les mesures sont effectuées avec également un pas de 5 m. L'échantillonnage est donc réalisé au nœud d'un réseau régulier de mailles carrées. La carte de résistivité apparente de la parcelle est ensuite obtenue par triangulation avec interpolation linéaire.

Lors de la prospection géophysique, 143 sondages pédologiques sont réalisés sur l'ensemble de la parcelle. Ces observations sont effectuées en quinconce et au pas de 50 m le long des profils de résistivité apparente (Figure IX.6). En fonction du type de sol rencontré, deux prélèvements au plus sont réalisés pour mesurer leur humidité pondérale. Le premier est pratiqué dans l'horizon de labour entre 0,15 m et 0,20 m de profondeur. Lorsque la tarière peut pénétrer, le second est effectué entre 0,35 m et 0,45 m de profondeur au sein des horizons structuraux argilo-limoneux ou des horizons minéraux de calcaire tendre. Au final, 143 mesures sont réalisées dans l'horizon superficiel et 68 dans les horizons plus profonds. Une carte de l'humidité pondérale du labour est obtenue par triangulation linéaire.

2.2. Etude de la variabilité spatiale de la couverture pédologique et de son humidité par prospection électrique multiprofondeur MUCEP

Pour améliorer notre connaissance de la variabilité spatiale de la couverture pédologique et atteindre une résolution spatiale métrique, l'emploi du multipôle MUCEP, permettant de réaliser des traînés électriques selon 3 profondeurs d'investigation, semble le plus adapté. Les cartes de résistivité apparente obtenues permettent une bonne description des structures pédologiques tridimensionnelles (Tabbagh et al., 2000). De plus, l'inversion 1D des données MUCEP, selon un modèle tabulaire des terrains, offre la possibilité de modéliser en 3D la couverture de sol. Or, les mesures de résistivité apparente, comme nous l'avons observé précédemment, sont sensibles à l'humidité des sols. Des cartes de résistivité apparente mesurée à des périodes de l'année distinctes et donc à différents états hydriques des sols, ne sont pas forcément identiques. A la faveur de leurs comportements hydriques différentiels, les UCS peuvent présenter des différences de contrastes de leurs résistivité apparente à diverses périodes de l'année. Dans le but d'obtenir un maximum d'informations et de

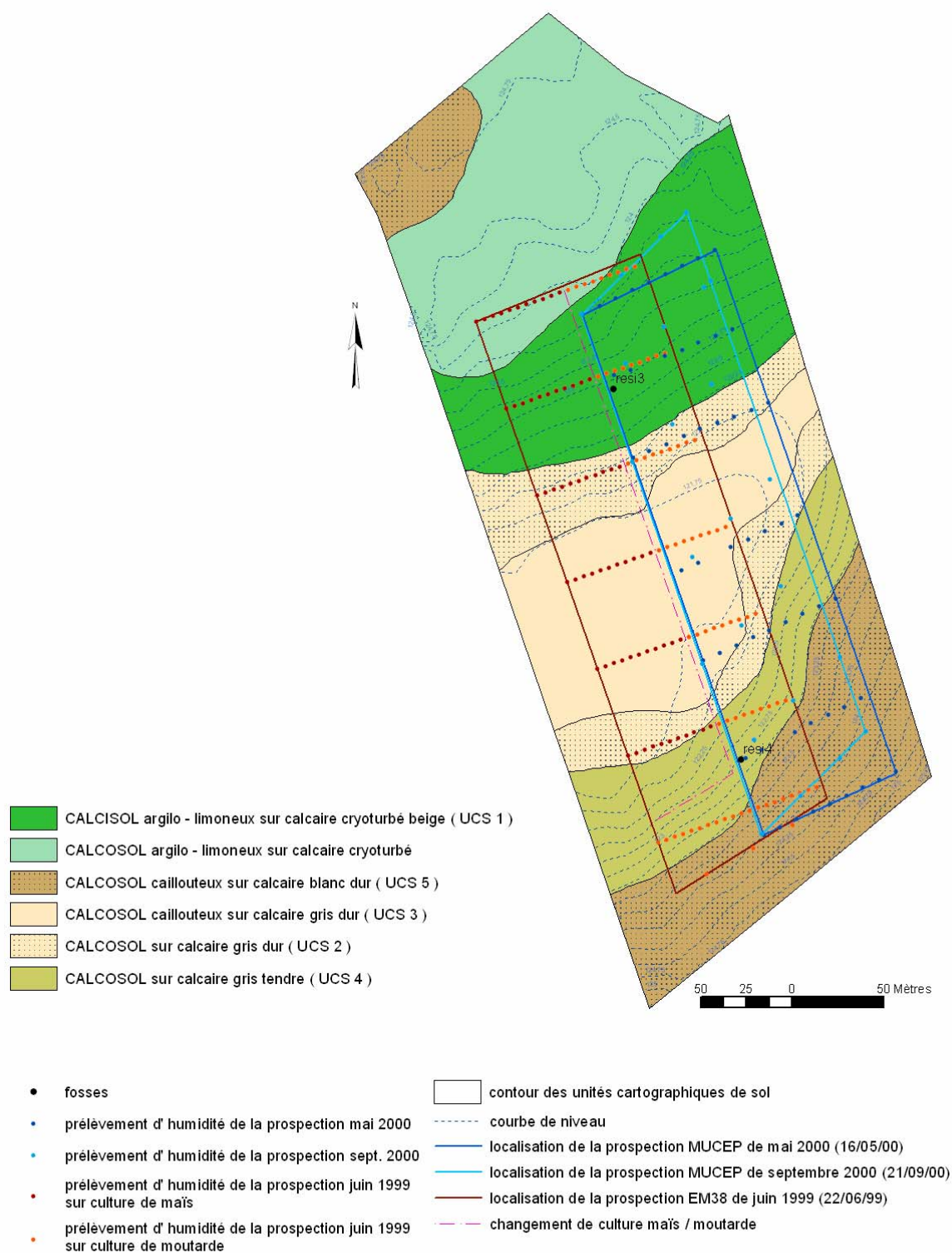


Figure IX.6. Localisation des prospections EM38 et MUCEP sur la parcelle d'étude Ouest de Villamblain. L'emplacement des mesures de l'humidité des sols lors des différentes expérimentations est également indiqué.

détecter la majorité des UCS tout en précisant leurs limites grâce à des cartes de résistivité apparente contrastées, deux prospections électriques sont réalisées sur une même parcelle d'étude mais à des états hydriques différents. La première a été effectuée, à la fin du printemps, sur des sols humides, proches de la capacité au champ. La seconde a été accomplie, après la moisson, à la fin de l'été, sur des sols relativement secs.

2.2.1. Prospection MUCEP de mai 2000

Dix sept traînés électriques multiprofondeur sont acquis avec le système MUCEP (Figures IX.4 et IX.5). L'espacement entre les traînés est de 5 m. Lors de chaque traîné électrique, un courant de 20 mA est injecté au niveau du premier dipôle. Simultanément la différence de potentiel créée dans le sol est mesurée entre les électrodes des trois dipôles suivants. Le rapport des deux quantités ΔV et I permet la mesure de la résistance électrique du terrain prospecté, en un point donné. Sur le terrain, lors de sondages à la tarière, nous ne pouvons discerner les modifications spatiales progressives des caractéristiques pédologiques que sur des distances de l'ordre de la dizaine de mètres. Aussi, dans le but de mieux appréhender ces variations, un pas d'échantillonnage de 1 m a été choisi pour l'écartement des mesures de résistivité. Pour pallier au grand nombre de mesures erronées, dues aux mauvais contacts électrodes-sol, et afin de prendre en compte les conditions d'échantillonnage du théorème de Shannon, un suréchantillonnage est effectué le long du profil. Une mesure est acquise tous les 10 cm pour chaque dipôle. Le dispositif se déplaçant en continu, le radar Doppler donne la position des mesures qui sont simultanément stockées dans un fichier et visualisées en temps réel sur un ordinateur. Cette densité d'informations permet un filtrage par la médiane (Tabbagh, 1988) le long des profils électriques afin d'éliminer les mesures aberrantes. Lors de l'échantillonnage réalisé à 1 m, les valeurs de résistivité apparente sont directement proportionnelles aux indications du résistivimètre. Le coefficient multiplicateur à appliquer dépend de la géométrie du dispositif. Le coefficient géométrique utilisé est de 6,33 ; 16,27 ; 46,42 respectivement pour le 1^{er}, 2^{ème} et 3^{ème} dipôle. Les extrémités de chaque profil sont repérées avec une incertitude centimétrique afin de géoréférencer correctement les mesures. Une carte de résistivité apparente est alors dressée à l'aide du logiciel WUMAP (CNRS-UPMC) pour chaque profondeur d'investigation. A ce stade, l'interprétation géophysique demeure qualitative et seul le calage avec les données pédologiques permet de déterminer quantitativement un paramètre comme l'épaisseur de la couverture argilo-

limoneuse. L'étape suivante dans l'interprétation consiste à obtenir à partir des cartes de résistivité apparente une carte de l'épaisseur de la couche argilo-limoneuse par inversion 1D.

Lors de cette campagne de mesures, 57 sondages pédologiques sont réalisés sur l'ensemble de la parcelle. Le plan d'échantillonnage en quinconce est présenté à la figure IX.6. Trois ou quatre sondages sont effectués par traîné électrique. A chaque emplacement, deux échantillons de sol sont prélevés à deux profondeurs différentes pour déterminer leur humidité pondérale. Le premier est pratiqué dans le labour entre 0,05 m - 0,15 m et le second entre 0,30 m - 0,40 m dans les horizons sous-jacents. En fonction de l'épaisseur de la couverture pédologique, 57 mesures de l'humidité du sol sont réalisées dans le labour et 56 plus en profondeur.

2.2.2. Prospection MUCEP de septembre 2000

La parcelle expérimentale prospectée à la fin de l'été recouvre presque entièrement la parcelle étudiée au printemps (Figure IX.6). Cette nouvelle campagne de mesures s'est déroulée quasiment selon le même protocole expérimental. Dix sept traînées électriques, espacées de 5m, sont à nouveau réalisées avec le système MUCEP. Toutefois le dispositif utilisé à cette époque là, n'a permis que de faire des mesures au pas d'un mètre. Les données acquises sur le terrain lors de cette seconde prospection sont fortement bruitées. Elles comportent également de nombreuses valeurs erronées, liées au système d'acquisition et/ou à l'irrégularité de la surface du sol en fonction de la teneur en cailloux. Pour extraire uniquement le signal et éliminer les valeurs aberrantes, tout en maintenant une densité d'échantillonnage suffisante, un traitement adéquat en trois étapes est entrepris (Figure IX.7).

- 1) Dans un premier temps, les mesures sont calibrées. La résistivité apparente du sol est calculée à partir de chaque valeur de résistance déterminée sur le terrain, en utilisant le coefficient géométrique adapté au dipôle de mesure.
- 2) Dans un deuxième temps, les mesures sont filtrées par la médiane (Tabbagh, 1988).
- 3) Dans un dernier temps, les mesures sont ré-échantillonnées et géoréférencées au pas de 1 m. A l'échelle macroscopique considérée, sous l'hypothèse d'une variation fonctionnelle (fonction continue) et spatiale de la résistivité électrique du sol, on ajuste sur une fenêtre mobile de 4 mesures consécutives un polynôme de degré 2. Les mesures manquantes sont alors recalculées au pas de 1 m par une méthode des moindres carrés.

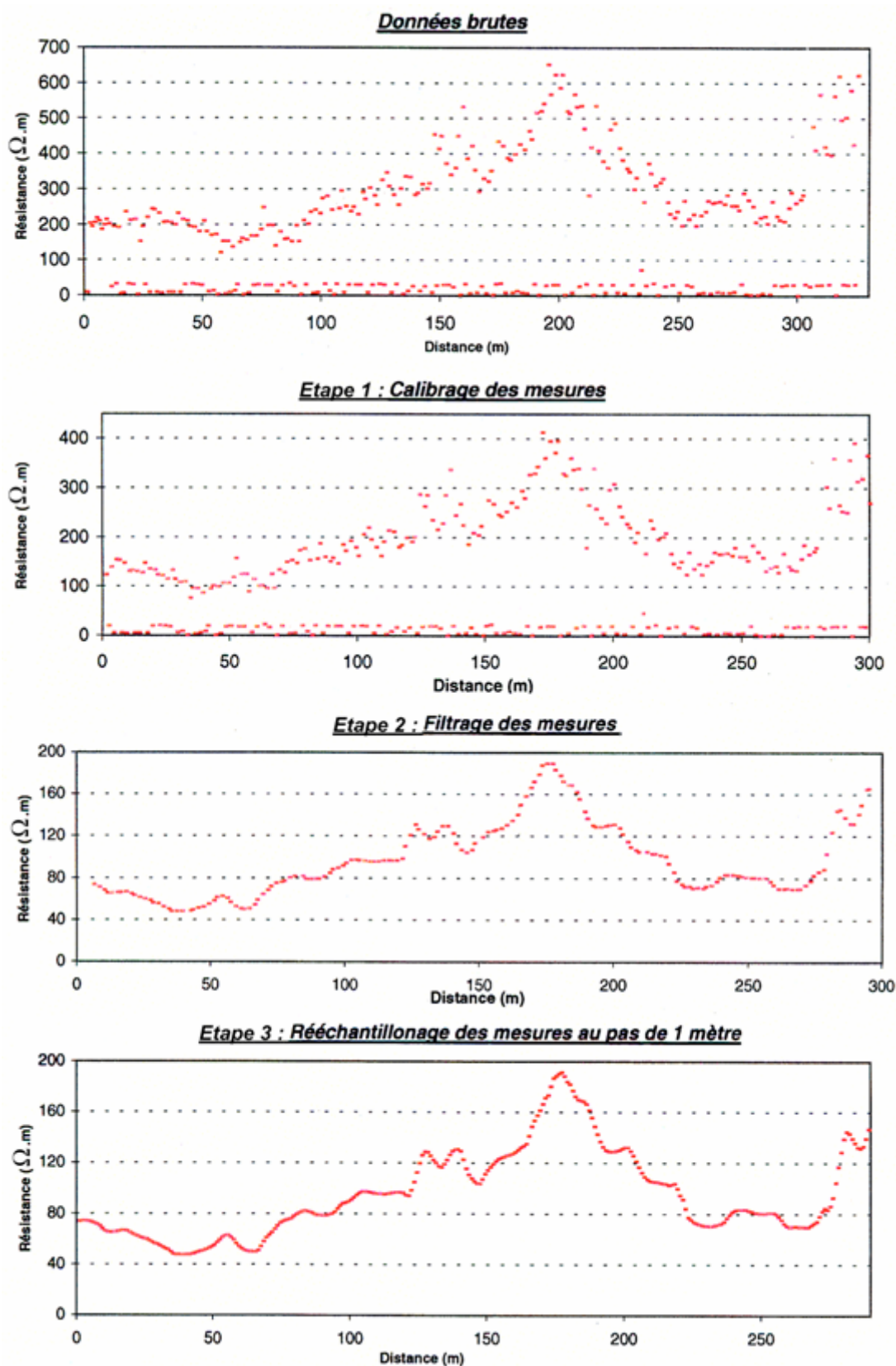


Figure IX.7. Traitements successifs réalisés sur les profils de résistivités apparentes mesurés avec le dispositif MUCEP lors de la campagne de septembre 2000. Seules les mesures du 2^{ème} dipôle sont représentées sur ces graphiques.

Trois cartes de résistivité apparente de la parcelle sont ensuite obtenues par triangulation avec interpolation linéaire. Chaque carte est représentative d'un dipôle de mesure et donc d'une des profondeurs d'investigation.

Durant cette dernière campagne géophysique, 24 sondages à la tarière sont accomplis selon le plan d'échantillonnage présenté à la figure IX.6. En chaque point et selon l'épaisseur de la couverture pédologique, de 1 à 3 échantillons de sol sont prélevés à des profondeurs croissantes pour mesurer leur humidité pondérale. Au total, 24 échantillons sont extraits entre 0,05 et 0,15 m, 16 entre 0,40 m et 0,50 m et 11 entre 0,80 m et 0,90 m.

2.2.3. Inversion 1D des prospections MUCEP

Le processus général des méthodes inverses appliquées au problème électrique consiste à trouver la répartition de la résistivité vraie du sous-sol qui minimise les différences entre les résistivités apparentes mesurées et celles calculées par modélisation. Il s'agit du processus inverse de celui de la modélisation dans lequel on connaît l'ensemble des caractéristiques du terrain. L'utilisation d'algorithmes d'inversion est nécessaire à l'aboutissement d'une approche quantitative pour déterminer l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse sur l'ensemble de la parcelle expérimentale.

Si la méthode électrique est bien connue depuis 80 ans, l'interprétation quantitative a longtemps été limitée aux sondages. Ces derniers permettent une représentation des variations verticales de la résistivité électrique. En choisissant un modèle simple de terrain, on peut calculer analytiquement la résistivité apparente mesurée pour une configuration du quadripôle et un écartement donné. On considère généralement un modèle tabulaire à N couches, défini par $(2N-1)$ paramètres (l'épaisseur et la résistivité de chaque couche). Ces calculs ont permis dans le cas de modèles deux ou trois terrains d'établir des abaques facilitant l'interprétation des sondages par comparaison. L'utilisation de procédures d'inversion de données 1D a très vite été rendue possible compte tenu du petit nombre de paramètres pris en compte dans ces modèles. Avec un rapport nombre de données/nombre de paramètres équilibré, une minimisation par moindres carrés de l'écart entre les données mesurées et les données calculées permet de trouver une solution au problème. La conception d'algorithme de calcul permet une automatisation de la procédure d'inversion. La difficulté principale réside dans le fait que la solution du problème inverse n'est en pratique pas unique (cas d'équivalence). La

procédure qui est en général suffisamment robuste pour converger, ne fournit donc pas de solution unique au problème. L'interprétation des résultats reste du domaine du géophysicien.

Pour cette étude, l'inversion 1D des données MUCEP est réalisée à l'aide du logiciel QWIND (CNRS-UPMC). On définit pour cela un modèle de terrain tabulaire, dont on fixe les paramètres à partir de notre connaissance du terrain ou à partir de sondages électriques. On peut alors calculer par modélisation les résistivités apparentes que l'on mesurerait avec l'une ou l'autre des configurations d'électrodes. Dans le processus d'inversion, on choisit de faire varier un ou plusieurs paramètres du modèle jusqu'à ce que les valeurs de résistivités calculées s'ajustent sur les valeurs mesurées. On a alors déterminé une solution du problème inverse.

Dans le cas de cette parcelle, nous avons souligné au chapitre IV l'existence de différentes successions verticales d'horizons. Il faudrait donc un modèle de terrain relativement complexe pour s'adapter à tous les profils de la parcelle et le nombre de paramètres variables serait trop important pour obtenir une solution stable avec seulement 3 mesures de résistivité apparente en chaque emplacement. Aussi nous avons choisi d'adopter dans la suite de l'interprétation un schéma simplifié de terrain tabulaire à deux couches comprenant la couverture argilo-limoneuse d'épaisseur variable et de faible résistivité électrique, reposant sur une couche significativement plus résistante et correspondant aux différents substratums calcaires.

Pour l'inversion de la prospection acquise au mois de mai, la résistivité électrique de la couche argilo-limoneuse à la capacité au champ a été fixée dans un premier temps à 20 $\Omega.m$ sur la base du suivi réalisé sur le CALCISOL de la fosse RESI3 et ceci de façon à reproduire au mieux la réalité du terrain à la même date. Dans un second temps, nous avons réduit sa valeur à 15 $\Omega.m$ pour améliorer la convergence du processus d'inversion. La résistivité du substratum résistant en profondeur a, quant à elle, été fixée à 300 $\Omega.m$ de manière à souligner le fort contraste de résistivité entre ces deux terrains.

Au mois de septembre, l'humidité de la couverture argilo-limoneuse est faible, proche du point de flétrissement permanent des plantes. La résistivité de cette première couche doit donc être significativement supérieure à celle de mai. Après plusieurs essais d'inversion non concluants avec des valeurs s'échelonnant de 30 $\Omega.m$ à 50 $\Omega.m$, elle a été fixée à la valeur de 25 $\Omega.m$ du fait de sa teneur notable en argile, tandis que celle du second terrain résistant a été maintenue à 300 $\Omega.m$.

3. Caractérisation de l'effet de l'humidité sur la cartographie de la résistivité apparente d'une parcelle : incidence sur l'étude de la variabilité spatiale des sols

L'effet de l'humidité sur la résistivité électrique des horizons, caractérisé au chapitre VII, s'observe également sur les profils de résistivité apparente déterminés par traîné avec le conductivimètre électromagnétique EM38. Les profils de résistivité apparente mesurés sur la culture irriguée de maïs et ceux réalisés sur la jachère de moutarde non irriguée, montrent une évolution similaire mais leur amplitude de variation le long des transects est très différente (Figure IX.8). Par exemple, l'augmentation de la résistivité apparente au sein des CALCOSOLS caillouteux sur calcaire gris dur présents dans le vallon est très élevée dans la jachère de moutarde. A contrario, dans la culture de maïs irriguée cet accroissement est atténué.

La teneur en eau pondérale du labour (Figure IX.9) est supérieure à 22% sous la culture de maïs irriguée. Par contre, sous la jachère de moutarde ne bénéficiant pas d'apport d'eau anthropique, l'humidité est en dessous des 20%. Localement, comme au sein des CALCOSOLS caillouteux et peu épais sur Calcaire blanc dur, situés au Sud/Sud-Est de la parcelle, elle est inférieure 16%. L'Est de la jachère de moutarde, accolée à une culture de blé également sous irrigation, présente des humidités plus élevées (supérieures à 20%) car elle bénéficie d'une partie des apports par aspersion destinés au blé limitrophe.

La carte de résistivité apparente, sur la moitié Est de la parcelle cultivée en moutarde, permet de retrouver les 4 principales unités de la carte pédologique. Sur le versant exposé au Sud/Sud-Est, les CALCISOLS argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige se caractérisent par une résistivité apparente inférieure à 90, voire à 60 $\Omega.m$. Dans le vallon, les CALCOSOLS, caillouteux ou non, sur calcaire gris dur sont identifiés par une résistivité apparente des terrains supérieure à 150 $\Omega.m$. Plus à l'Est, les sols, plus humides pour avoir bénéficié de l'irrigation du blé adjacent, ont une résistivité apparente légèrement plus faible, comprise entre 90 et 150 $\Omega.m$. A mi-pente du versant exposé au Nord/Nord-Ouest, les CALCOSOLS, peu épais, du calcaire gris tendre s'individualisent par une résistivité faible, comprise entre 40 et 80 $\Omega.m$, similaire à celle du CALCISOL du versant opposé. En haut de ce versant, les CALCOSOLS caillouteux sur calcaire blanc dur se distinguent par des résistivités apparentes élevées, supérieures à 90 $\Omega.m$.

La moitié Ouest irriguée de la parcelle avec une humidité des sols plus importante se caractérise par des résistivités apparentes plus faibles pour l'ensemble des unités. La

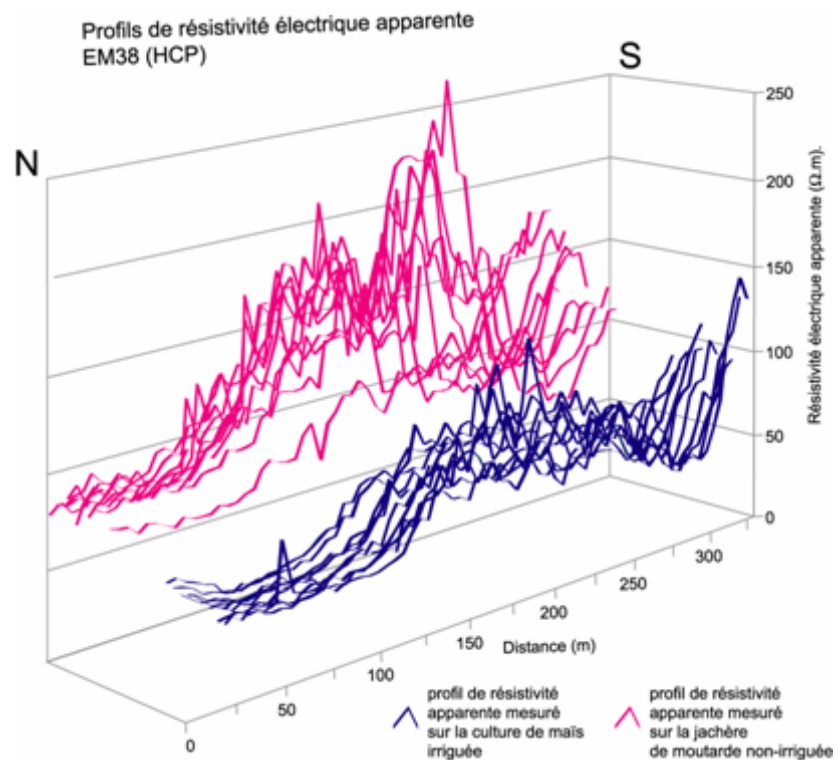


Figure IX.8. Effet de l'humidité sur les profils de résistivité apparente mesurés à l'EM38.

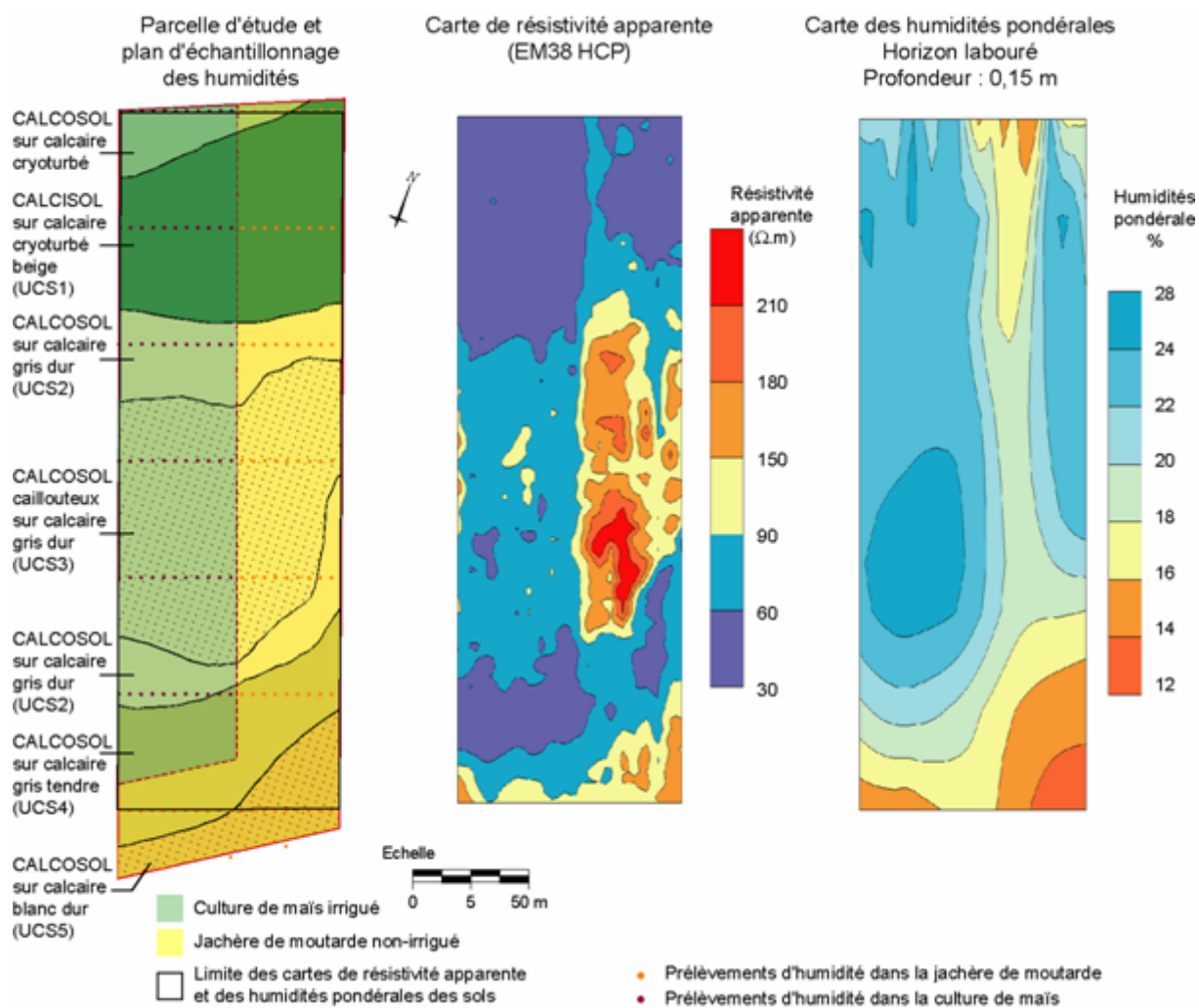


Figure IX.9. Effet de l'humidité sur la cartographie de la résistivité apparente des sols d'une parcelle soumise à une irrigation différenciée en fonction de la culture.

délimitation des unités pédologiques précédentes est ici plus difficile, car leurs écarts de résistivités apparentes sont beaucoup moins contrastés. L'humidité de ces sols est relativement élevée et homogène sur l'ensemble de la parcelle en maïs irriguée. Son effet a atténué leur différenciation électrique. L'effet de l'eau se fait particulièrement ressentir sur la résistivité apparente des sols résistants, peu épais et à texture grossière comme les CALCOSOLS développés sur calcaire dur dans le vallon et en haut du versant exposé au Nord/Nord-Ouest. Par contre, il est faible sur les sols plus argileux et électriquement conducteurs comme le CALCISOL argilo-limoneux et le CALCOSOL du calcaire gris tendre.

Cette expérimentation montre que pour caractériser au mieux la variabilité spatiale des sols d'une parcelle, au moyen d'une carte de résistivité apparente, la prospection électrique ou électromagnétique doit être mise en œuvre sur des sols bien ressuyés ou légèrement secs afin d'apporter le maximum d'informations en exagérant les contrastes de résistivités entre les différents types de sol. Lorsque les sols présentent une humidité supérieure à la capacité au champ ou proche de la saturation suite à une irrigation, la variabilité de leur résistivité apparente est réduite par leur humidité. Les sols doivent être bien ressuyés ou légèrement desséchés pour que les variations de résistivité apparente soient amplifiées, tout en étant encore suffisamment humides pour assurer un contact optimum avec les électrodes. Le choix de la date d'une prospection électrique doit donc prendre en compte l'état hydrique de la couverture pédologique.

4. Caractérisation de la variabilité spatiale des sols par prospection électrique multiprofondeur MUCEP

La caractérisation détaillée de la variabilité spatiale des sols d'une parcelle au moyen d'une prospection électrique intégrant plusieurs profondeurs d'investigation est nécessaire pour dresser une carte des sols haute résolution en vue d'une application en Agriculture de précision. L'objectif de cette expérimentation est de déterminer l'influence de la date de prospection, et plus exactement de l'état hydrique des sols sur l'apport d'une cartographie de la résistivité apparente. Les prospections électriques MUCEP sont le plus souvent réalisées à la fin de l'été ou au début de l'automne. A cette période de l'année, les cultures sont récoltées, les sols relativement secs sont porteurs et permettent la traction du système MUCEP sans risque de creuser de profondes ornières. La mise en œuvre de ces expérimentations au champ

est alors plus aisée et les cultures de l'agriculteur ne risquent plus aucun préjudice. Dans un premier temps, nous avons choisi d'analyser les cartes de résistivités apparentes mesurées au mois de septembre 2000 pour nous placer dans les conditions habituelles de prospection. Dans un second temps, nous analyserons les différences, ou l'apport supplémentaire d'une prospection réalisée au mois de mai à un état hydrique des sols significativement différent. Les deux prospections électriques seront ensuite inversées de manière à modéliser l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse sur l'ensemble de la parcelle. Nous examinerons alors l'effet de l'humidité sur la qualité de l'inversion. Enfin, l'apport des prospections électriques multiprofondes et multitemporelles sera ensuite discuté.

4.1. Analyse d'une prospection électrique MUCEP réalisée au mois de septembre

La prospection MUCEP du mois de septembre 2000 a été réalisée sur des sols relativement secs (Tableau IX.1). Les humidités pondérales des horizons culturaux, échantillonnées et mesurées en 24 points sur la parcelle, s'échelonnent en moyenne de 14,7 % à 17,1 %. Concernant les sols les plus épais (UCS 1 et 4), les teneurs en eau des horizons sous-jacents, déterminées entre 40 et 50 cm de profondeur, varient en moyenne de 15,5 % à 16,3 %. Les teneurs en eau pondérales, en surface comme plus en profondeur, sont situées aux environs de pF 4. L'humidité de la couverture pédologique est donc proche du point de flétrissement permanent des plantes.

L'observation des trois cartes de résistivité apparente permet, à l'instar de la prospection électromagnétique précédente, l'identification de quatre zones différentes (Figure IX.10.).

Au nord de la parcelle sur le versant exposé vers le Sud/Sud-Est, on distingue nettement une zone conductrice ($\rho_a < 42 \Omega.m$) pour les mesures du premier dipôle. Ce domaine conducteur peut être rattaché aux CALCISOLS argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige (UCS1). Lorsque la taille du dipôle de mesure croît, la superficie de la zone conductrice tend à se réduire. L'augmentation de la résistivité apparente des terrains observée à l'Est sur les voies 2 et 3, traduit sans doute une plus faible profondeur d'apparition du substrat calcaire de résistivité élevée.

Dans le vallon au centre de la parcelle, les CALCOSOLS développés dans le calcaire gris dur présentent des résistivités apparentes moyennes à élevées, s'échelonnant de 50 à 100 $\Omega.m$. Les zones plus résistantes correspondent aux sols les moins profonds et les plus caillouteux. Les résistivités apparentes fortes déterminées par les deux premiers dipôles s'atténuent notablement pour le troisième dipôle intégrant une plus grande profondeur d'investigation. Cette diminution de la résistivité apparente s'explique par une augmentation

Tableau IX.1. Humidités pondérales des unités de sols lors de la prospection MUCEP du mois de septembre 2000.

Profondeurs (cm)		Humidité Pondérale (%)				
		Parcelle	UCS1	UCS3	UCS4	UCS5
5-15	n	24	9	5	3	5
	Moyenne	15,6	15,6	17,1	14,7	15,0
	Ecart-type	1,5	1,7	1,1	1,4	0,41
40-50	n	17	9	-	4	-
	Moyenne	15,6	15,5	-	16,3	-
	Ecart-type	2,0	1,5	-	1,4	-
80-90	n	11	7	-	4	-
	Moyenne	16,8	15,1	-	19,6	-
	Ecart-type	5,9	3,4	-	8,8	-

UCS 1 : CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige

UCS 3 : CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris dur

UCS 4 : CALCOSOL sur calcaire gris tendre

UCS 5 : CALCOSOL caillouteux sur calcaire blanc dur

Tableau IX.2. Résistivités apparentes moyennes, mesurées lors de la prospection de septembre par les 3 dipôles du système MUCEP, des UCS reconnues à l'emplacement des 70 sondages pédologiques présents sur la parcelle prospectée.

UCS	Sol	Nbr d'individus	Résistivité apparente moyenne ($\Omega.m$)		
			Voie1	Voie2	Voie3
1	CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige	22	34,0	40,7	42,7
2	CALCOSOL sur calcaire gris dur	12	56,4	62,3	54,1
3	CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris dur	21	71,8	77,0	60,8
4	CALCOSOL sur calcaire gris tendre	10	51,3	42,9	37,4
5	CALCOSOL caillouteux sur calcaire blanc dur	5	87,6	73,9	49,8

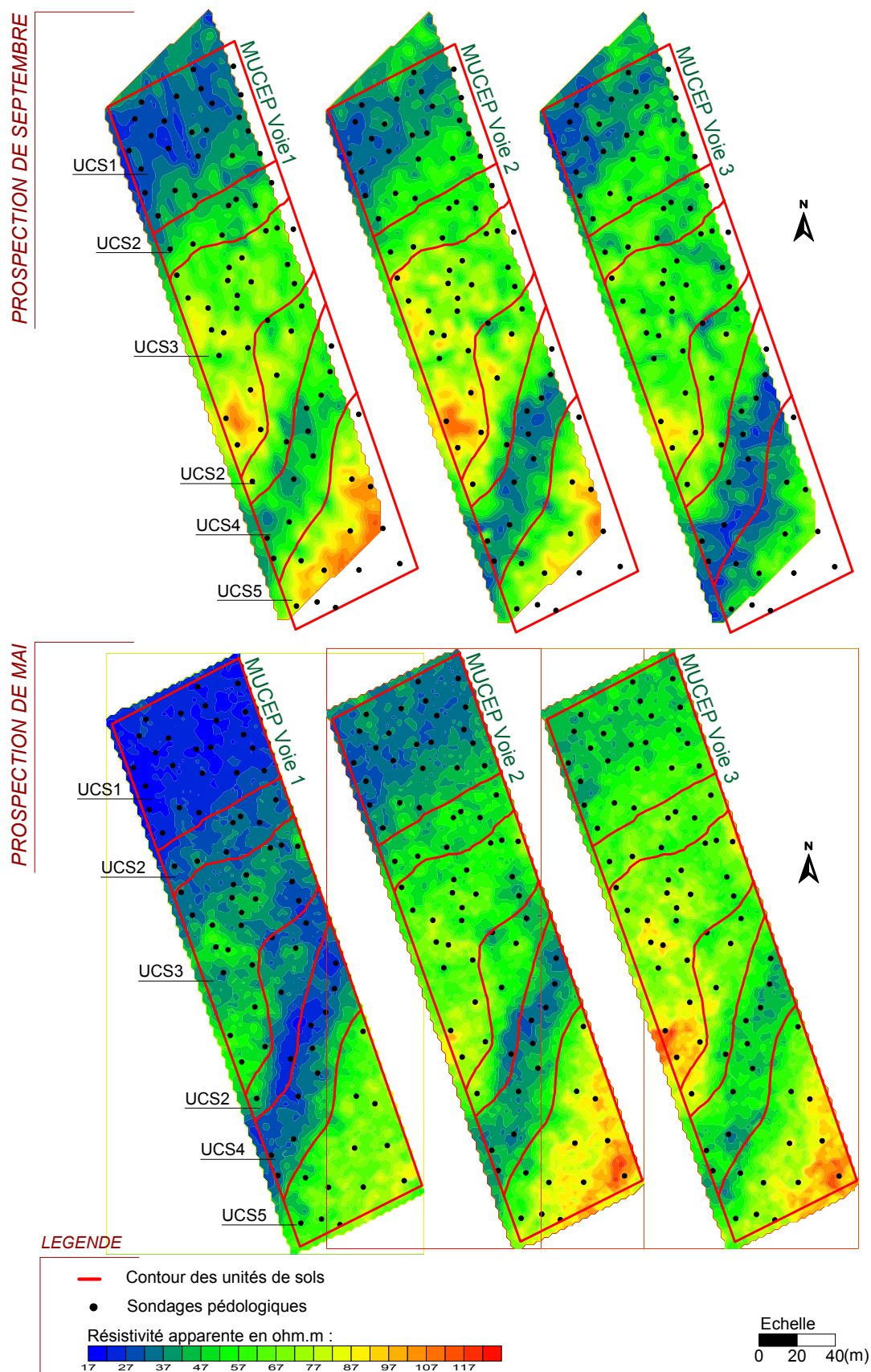


Figure IX.10. Cartes des résistivités apparentes mesurées avec le dispositif MUCÉP aux mois de mai et septembre 2000

de l'humidité du calcaire gris dur pour les profondeurs supérieures à 1m, moins soumise à l'action directe de l'évapotranspiration.

Au Sud du secteur, le piémont et la moitié inférieure du versant orienté vers le Nord/Nord-Ouest s'individualisent par une bande de terrain conducteur soulignant en accord avec les mesures réalisées "in situ" la présence des CALCOSOLS développés dans le calcaire gris tendre. La faible résistivité de ces sols est due au calcaire gris tendre. Il est intéressant de remarquer que la résistivité apparente de ces sols diminue avec la profondeur d'investigation du dipôle de mesure. Plus le dipôle est grand, plus la mesure électrique intègre un volume important de calcaire gris tendre et plus la valeur de résistivité apparente est faible. Nous pouvons aussi observer que l'extension et les limites de la bande conductrice varient en fonction du dipôle utilisé. Pour le premier et le deuxième dipôles, la localisation des terrains conducteurs se superpose correctement à l'unité cartographique des CALCOSOLS du calcaire gris tendre relevée lors de la prospection pédologique, par contre celle déterminée avec le troisième dipôle apparaît décalée en direction du Sud. Ce décalage correspond bien à une réalité du terrain mise en évidence par la profondeur d'investigation plus importante de ce dipôle. Il ne s'agit pas d'un effet dû à une erreur de géoréférencement des cartes, ou à une erreur de localisation des limites entre UCS relevées sur le terrain. L'augmentation de la résistivité apparente au sein de la limite Nord de la bande conductrice s'explique par l'intégration dans la mesure d'une épaisseur plus importante des calcaires gris durs sous-jacents. Par contre plus au Sud, sur le domaine des CALCOSOLS caillouteux développés dans le calcaire blanc dur, la diminution de la résistivité apparente de ces terrains s'explique par une intégration plus importante dans la mesure du calcaire gris tendre sous-jacent et électriquement conducteur par rapport au biseau de calcaire blanc dur supérieur. Ce décalage de la structure conductrice en fonction du dipôle utilisé montre la réalité des limites continues et diffuses entre les différentes unités de sols reconnues sur une parcelle.

A l'extrême Sud, en haut du versant exposé vers le Nord/Nord-Ouest, les CALCOSOLS caillouteux développés dans le calcaire blanc dur apparaissent résistants. Leur résistivité apparente est supérieure à 100 $\Omega.m$ pour les mesures effectuées avec le premier dipôle. On note également une diminution de la résistivité apparente de ces sols avec l'augmentation de la taille des dipôles et donc l'intégration d'une épaisseur croissante de calcaire gris tendre conducteur inférieur. De plus, ce calcaire est moins ressuyé en profondeur (Tableau IX.1) donc plus conducteur.

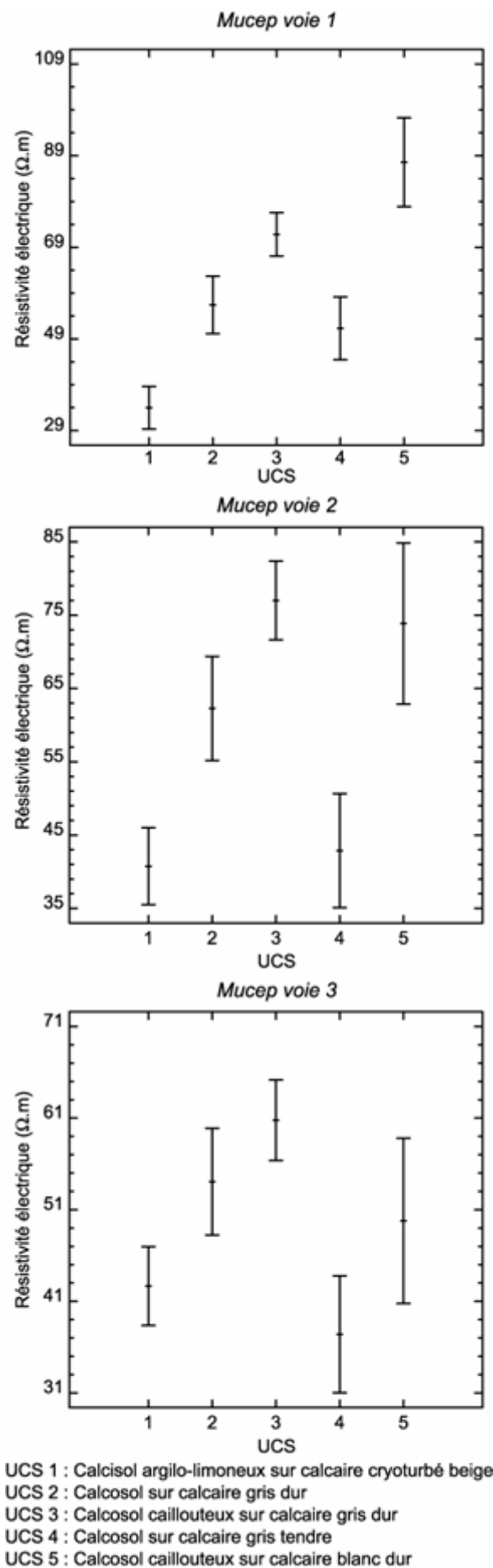


Figure IX.11. Comparaison multiple (Test de Tukey) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des UCS reconnues sur la parcelle d'étude et mesurées au mois de septembre selon les 3 dipôles du système MUCEP.

La comparaison multiple des moyennes des valeurs de résistivité apparente (Figure IX.11) mesurées avec les 3 dipôles du système MUCEP, selon un intervalle de confiance de 95%, à l'emplacement des 70 sondages pédologiques présents sur la parcelle prospectée montre que le pouvoir de discrimination des différentes unités de sol par leur résistivité apparente diminue avec l'augmentation de la taille du dipôle. En effet, le nombre des unités cartographiques significativement différenciées par leur résistivité apparente diminue du premier au troisième dipôle. Le premier dipôle avec la plus faible profondeur d'investigation, permet de discriminer entre elles la majorité des UCS identifiées sur les sondages. Seuls les CALCOSOLS sur calcaire gris dur (UCS2) et les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre (UCS4) ne sont pas significativement différenciés par leurs résistivités apparentes. La voie 2 du dispositif MUCEP intègre une profondeur d'investigation d'environ 1m, correspondant à l'épaisseur maximale de la couverture argilo-limoneuse sur la parcelle, et comparable à celle obtenue avec le conductivimètre EM38. Les valeurs moyennes des résistivités apparentes des différentes unités de sols présentes, mesurées avec ce second dipôle, sont les plus élevées des trois voies (Tableau IX.2.). Néanmoins, les mesures réalisées avec ce dipôle de taille intermédiaire, ne permettent pas de distinguer significativement trois couples d'UCS. Il s'agit :

- i)* des CALCISOLS argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige (UCS1) et des CALCOSOLS sur calcaire gris tendre (UCS4),
- ii)* des CALCOSOLS sur calcaire gris dur (UCS2) et des CALCOSOLS caillouteux sur calcaire blanc dur (UCS5),
- iii)* des CALCOSOLS caillouteux sur calcaire gris dur (UCS3) et des CALCOSOLS caillouteux sur calcaire blanc dur (UCS5).

Par contre, cette seconde voie de mesure permet de différencier sans ambiguïté UCS 2 et 4 et complète l'information fournie par le premier dipôle. Le couplage et l'analyse conjointe des données de résistivité apparente mesurées avec les deux premiers dipôles permettent donc d'identifier et de discriminer les 5 unités de sols présentes. Le troisième et plus grand dipôle, apporte quant à lui le moins d'information sur la variabilité spatiale des sols. En effet, moins de la moitié des couples d'UCS relevées sur la parcelle sont discriminés entre eux sous cette voie. Les contrastes de résistivité apparente entre les différentes unités de sol sont atténués par la plus grande intégration de l'influence des matériaux calcaires, électriquement résistants, dans la mesure effectuée par le grand dipôle.

La prospection réalisée au mois de septembre sur des sols desséchés confirme l'intérêt de l'utilisation du multipôle MUCEP pour la reconnaissance de la variabilité spatiale de la couverture pédologique aussi bien horizontalement que verticalement. Les variations horizontales de la résistivité apparente révèlent les structures pédologiques et permettent de distinguer certaines unités de sols. L'analyse individuelle des mesures de résistivité apparente obtenues pour chaque dipôle ne permet pas de discriminer l'ensemble des unités identifiées par prospection à la tarière. Le pouvoir d'individualisation des unités de sol par la mesure de leur résistivité apparente décroît avec l'augmentation de la taille du dipôle. Les mesures réalisées avec le petit dipôle permettent de distinguer significativement le maximum d'unités de sol entre elles. Chacune des 3 voies de mesures apporte une information différente, mais complémentaire sur la variabilité spatiale des sols. L'analyse couplée des données de résistivité apparente acquises respectivement selon les 3 dipôles du système MUCEP permet ainsi après interprétation de discriminer l'ensemble des unités de sols présentes, mais aussi de décrire et de comprendre la variabilité verticale de la couverture pédologique. L'utilisation des multipôles, intégrant différentes profondeurs d'investigation, fournit donc une information complète sur les variations tant horizontales que verticales des différents horizons pédologiques.

4.2. Analyse d'une prospection électrique MUCEP réalisée au mois de mai

Les cartes de résistivité apparente ont été obtenues au mois de mai sur des sols dont l'humidité pondérale des horizons de labour s'échelonne en moyenne de 25,2% à 27,3 % (Tableau IX.3). Les teneurs en eau minimale et maximale observées sur la parcelle sont respectivement de 15% et 34,2 %. Plus en profondeur, les humidités sont légèrement inférieures. Elles varient en moyenne pour les différentes unités pédologiques de 18,7 % à 24,4 % à une profondeur comprise entre 0,3 m et 0,4 m. Lors de la prospection électrique la couverture pédologique se caractérise par une humidité en surface supérieure ou égale à la capacité au champ.

Les résultats des deux prospections électriques, réalisées avec un intervalle de quatre mois sur des sols caractérisés par un état hydrique significativement différents, sont cohérents (Figure IX.10). Les principaux domaines ou structures identifiés au mois de septembre par une gamme de résistivité homogène sont à nouveau bien délimités sur les cartes de résistivités apparentes. Mais, en accord avec les mesures effectuées au laboratoire ou "in situ", force est de constater que les valeurs de résistivité apparente mesurées sur les sols à la capacité au

champ (Tableau IX.4) sont nettement inférieures à celles déterminées sur les mêmes unités pédologiques lorsque leur humidité est faible, voire proche du point de flétrissement permanent des plantes (Tableau IX.2). Les 3 cartes obtenues à l'issue de cette prospection font apparaître que la résistivité apparente des sols croît avec la taille du dipôle et donc avec la profondeur d'investigation par une plus grande prise en compte des calcaires résistants sous-jacents dans la mesure. Ces données sont en accord avec la diminution, de la surface vers la profondeur des sols, des teneurs en eau observées soit sur les échantillons de sols prélevés sur la parcelle (Tableau IX.3), soit sur les profils hydriques mesurés à la même date sur les fosses de suivi RESI3 et RESI4 (Figure IX.12.).

On remarque également une légère évolution dans le temps des structures et plus exactement des limites de leur extension en fonction de leur humidité. En effet, la carte des résistivités apparentes obtenue avec le petit dipôle montre que sur sol humide, la zone conductrice assimilée aux CALCISOLS argilo-limoneux du calcaire cryoturbé beige s'étend au nord de la parcelle sur l'ensemble du versant exposé au Sud/Sud-Est. A l'inverse des mesures sur sols secs, elle couvre également le domaine des CALCOSOLS sur calcaire gris dur localisés à l'extrémité inférieure du piémont du versant. Sur le versant opposé, la bande conductrice associée aux CALCOSOLS sur calcaire gris tendre semble "glisser" en direction du vallon. Cette extension qui est non observée sur sol sec ou moins visible sur les autres dipôles, révèle à la faveur de conditions hydriques particulières, le déplacement en masse par solifluxion ou colluvionnement du calcaire gris tendre vers le vallon, observé localement sur quelques sondages, ou simplement un résidu par troncature. Evidemment, ces sous unités d'érosion des matériaux ne sont pas cartographiables classiquement.

La comparaison multiple des valeurs moyennes de la résistivité apparente des différentes unités de sols mesurées sur la parcelle au mois de mai montre des résultats globalement analogues (Figure IX.13) à ceux obtenus à partir de la prospection de septembre (Figure IX.11.).

Les mesures réalisées au moyen du petit dipôle permettent de discriminer entre elles la grande majorité des UCS. A l'instar des mesures sur sol sec, seuls les CALCOSOLS sur calcaire gris dur (UCS2) et les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre (UCS4) ne peuvent être discriminés à la capacité au champ.

Les données de résistivité apparente acquises avec le dipôle intermédiaire présentent le plus grand nombre de différences concernant leur capacité à distinguer les UCS par rapport à la prospection de septembre. Sur sol sec, nous avons remarqué que 3 couples d'UCS ne pouvaient être différenciés. A la capacité au champ, la différenciation est meilleure, seule

Tableau IX.3. Humidités pondérales des unités de sols lors de la prospection MUCEP du mois de mai 2000.

Profondeurs (cm)		Humidité Pondérale (%)					
		Parcelle	UCS1	UCS2	UCS3	UCS4	UCS5
5-15	n	57	16	15	6	5	15
	Moyenne	26,5	27,2	27,0	27,3	25,6	25,2
	Ecart-type	2,7	2,4	3,2	2,5	1,4	2,5
30-40	n	52	16	15	5	5	11
	Moyenne	22,2	23,5	24,4	18,7	21,7	19,0
	Ecart-type	3,7	1,4	3,6	3,4	3,2	3,4

UCS 1 : CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige

UCS 2 : CALCOSOL sur calcaire gris dur

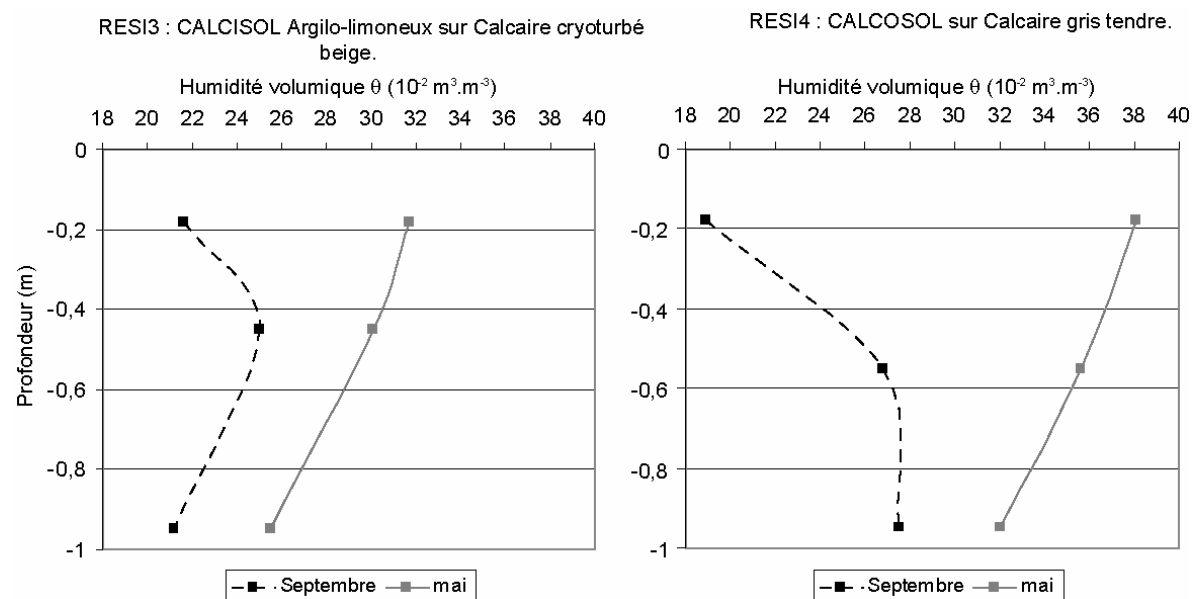
UCS 3 : CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris dur

UCS 4 : CALCOSOL sur calcaire gris tendre

UCS 5 : CALCOSOL caillouteux sur calcaire blanc dur

Tableau IX.4. Résistivités apparentes moyennes, mesurées lors de la prospection de mai par les 3 dipôles du système MUCEP, des UCS reconnues à l'emplacement des 81 sondages pédologiques réalisés sur la parcelle prospectée.

UCS	Sol	Nbr d'individus	Résistivité apparente moyenne ($\Omega.m$)		
			Voie1	Voie2	Voie3
1	CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige	24	23,5	36,5	47,3
2	CALCOSOL sur calcaire gris dur	13	33,5	40,0	50,5
3	CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris dur	11	34,0	50,3	64,1
4	CALCOSOL sur calcaire gris tendre	22	41,8	63,3	75,7
5	CALCOSOL caillouteux sur calcaire blanc dur	11	65,4	82,1	76,5

**Figure IX.12.** Profils hydriques mesurés au cours des 2 prospections MUCEP sur les fosses RESI3 et RESI4.

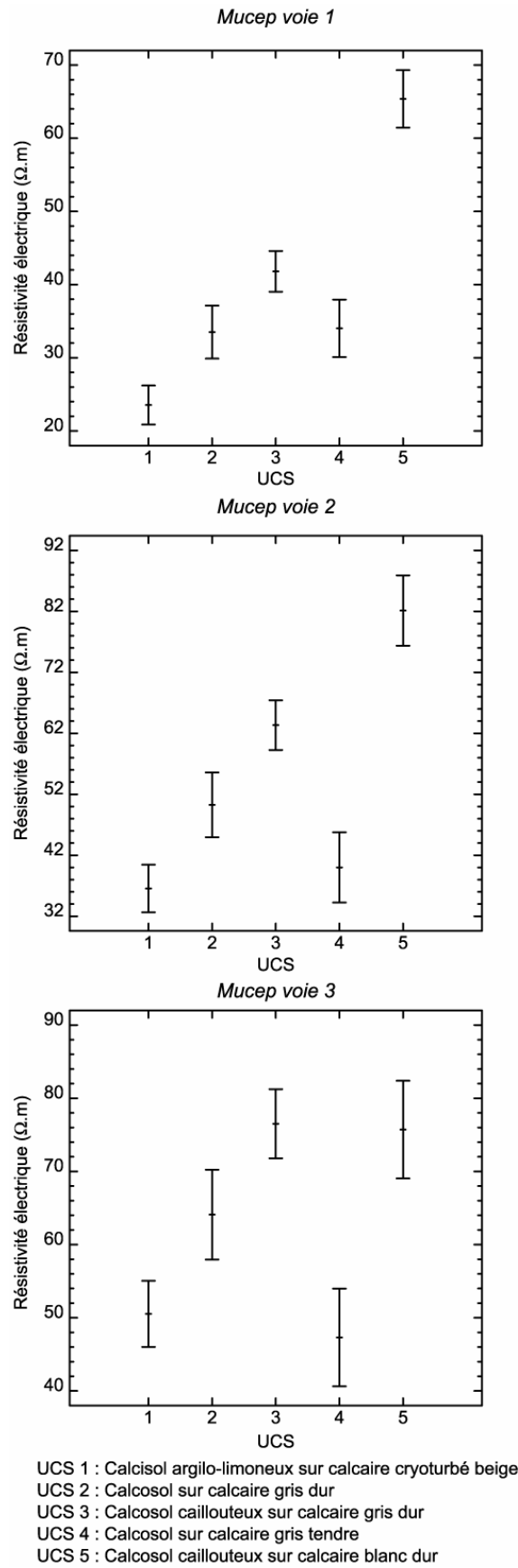


Figure IX.13. Comparaison multiple (Test de Tukey) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des UCS reconnues sur la parcelle d'étude et mesurées au mois de mai selon les 3 dipôles du système MUCEP.

deux couples d'UCS ne sont pas significativement distingués. Les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre (UCS 4) sont très conducteurs. Qu'ils soient secs ou humides, ils ne présentent pas une résistivité apparente moyenne significativement différente de celle des CALCISOLS argilo-limoneux (UCS1). Et à l'inverse des mesures obtenues au mois de septembre, ils ne peuvent être distingués rigoureusement des CALCOSOLS sur calcaire gris dur (UCS2) à l'état humide. Par contre, il est intéressant de noter que, si à l'état sec, les CALCOSOLS caillouteux sur calcaire blanc dur (UCS5) sont non différenciables des deux unités de CALCOSOLS développés dans le calcaire gris durs (UCS 2 et 3), ces trois unités de sols sont significativement discriminées à la capacité au champ.

A la différence de la prospection de septembre, les mesures de résistivité apparente réalisées avec le grand dipôle permettent de différencier la majorité des UCS. Néanmoins, les CALCOSOLS caillouteux sur calcaire blanc dur (UCS 5) demeurent indissociables des sols sur calcaire gris dur (UCS 2 et 3). Et malgré une profondeur d'investigation plus importante, les CALCISOLS argilo-limoneux (UCS1) ne sont toujours pas distingués des CALCOSOLS développées sur calcaire gris tendre (UCS4), ce qui est normal puisque les épaisseurs de l'argile-limoneuse et du calcaire gris tendre, tous les deux de faible résistivité, sont élevées et relativement similaires pour ces 2 sols.

Les cartes de résistivité apparente acquises sur des sols à la capacité au champ corroborent les résultats obtenus sur les sols secs, dont l'humidité est proche du point de flétrissement permanent des plantes. En accord avec les observations antérieures, la résistivité apparente des sols diminue avec l'augmentation de leur humidité. Toutefois, l'importante hétérogénéité spatiale de la couverture pédologique est à nouveau clairement mise en évidence. On constate que l'information fournie par les 3 cartes de résistivité apparente obtenues lors d'une prospection électrique varie avec l'humidité du sol. Globalement et pour chaque dipôle, les mesures de résistivité apparente réalisées à la capacité au champ discriminent entre elles un plus grand nombre d'unités de sol, par rapport à celles effectuées sur des sols secs. La réalisation d'une prospection électrique au mois de mai à la capacité au champ est donc préférable. De plus en septembre sur sols secs, les difficultés d'injection du courant sont accrues. Il est néanmoins intéressant de remarquer que certaines unités pédologiques non différenciées par les mesures électriques à une teneur en eau donnée, se distinguent significativement pour une humidité du sol différente (et réciproquement). La réalisation puis la combinaison de prospections électriques multi-profondeurs et multi-dates, à différents états hydriques est donc souhaitable pour améliorer la caractérisation de la couverture pédologique.

4.3. Etude comparative des cartes de résistivité apparente multi-profondeurs et multi-dates

Nous analysons dans un premier temps, les variations temporelles des cartes de résistivité apparente en lien avec l'évolution de l'état hydrique des sols lors des prospections (Figure IX.14).

Puis, dans le but de comprendre et d'interpréter les variations verticales de résistivité des sols en terme soit de succession verticale des matériaux, conducteurs ou résistants, soit de différenciation hydrique verticale du profil pédologique, nous représentons pour chacune des 2 prospections les variations relatives de résistivité apparente entre les différents dipôles du MUCEP (Figure IX.15). Pour chaque carte, les zones dont la couleur varie du jaune au rouge correspondent aux zones où la résistivité augmente, tandis que celles dont la couleur s'échelonne du vert au bleu indiquent une diminution de la résistivité. Une diminution de la résistivité en profondeur peut être interprétée soit par l'apparition d'un matériau plus conducteur car plus argileux, soit par une augmentation de la teneur en eau du matériau et inversement.

4.3.1 Etude des variations temporelles des cartes de résistivité apparente

La figure IX.14 montre que sur l'ensemble de la parcelle les valeurs de résistivités apparentes des sols mesurées en septembre avec le premier dipôle ont augmenté significativement par rapport à celles déterminées au mois de mai à des humidités proches de la capacité au champ. L'augmentation de la résistivité apparente est particulièrement importante dans le vallon au sein des CALCOSOLS (caillouteux ou non) développés sur le calcaire sublithographique gris où celle-ci est localement supérieure à 100%. Comme nous l'avons remarqué au chapitre VII, plus la texture est grossière et la charge en éléments grossiers importante, plus la résistivité apparente du sol est sensible aux variations d'humidité. De plus, l'effet du dessèchement sur la résistivité apparente est accentué par la faible épaisseur de la couverture argilo-limoneuse dans le vallon et par une plus grande contribution à la mesure du substrat calcaire résistant.

Bien que les profils pédologiques se soient desséchés de mai à septembre, on constate sur les données collectées au moyen du dipôle intermédiaire des variations négatives de la résistivité apparente au sein notamment des CALCOSOLS développés sur calcaire gris

tendre. Comme l'humidité de ce matériau calcaire a diminué entre ces deux dates de $10 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ et de $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ respectivement aux profondeurs de 0,55 m et de 0,95 m (Figure IX.12), seule l'augmentation de la température du sol de plus de 5°C , relevée sur les fosses de suivi entre ces deux dates (Figure VII. 18), permet de comprendre en partie cette variation de la résistivité apparente du sol. Une augmentation de la minéralité de la solution du sol peut également être en cause, mais n'a pu être vérifiée. Par ailleurs, on constate sur les mesures effectuées avec le grand dipôle une diminution de la résistivité apparente des sols quasi-généralisée sur l'ensemble de la parcelle.

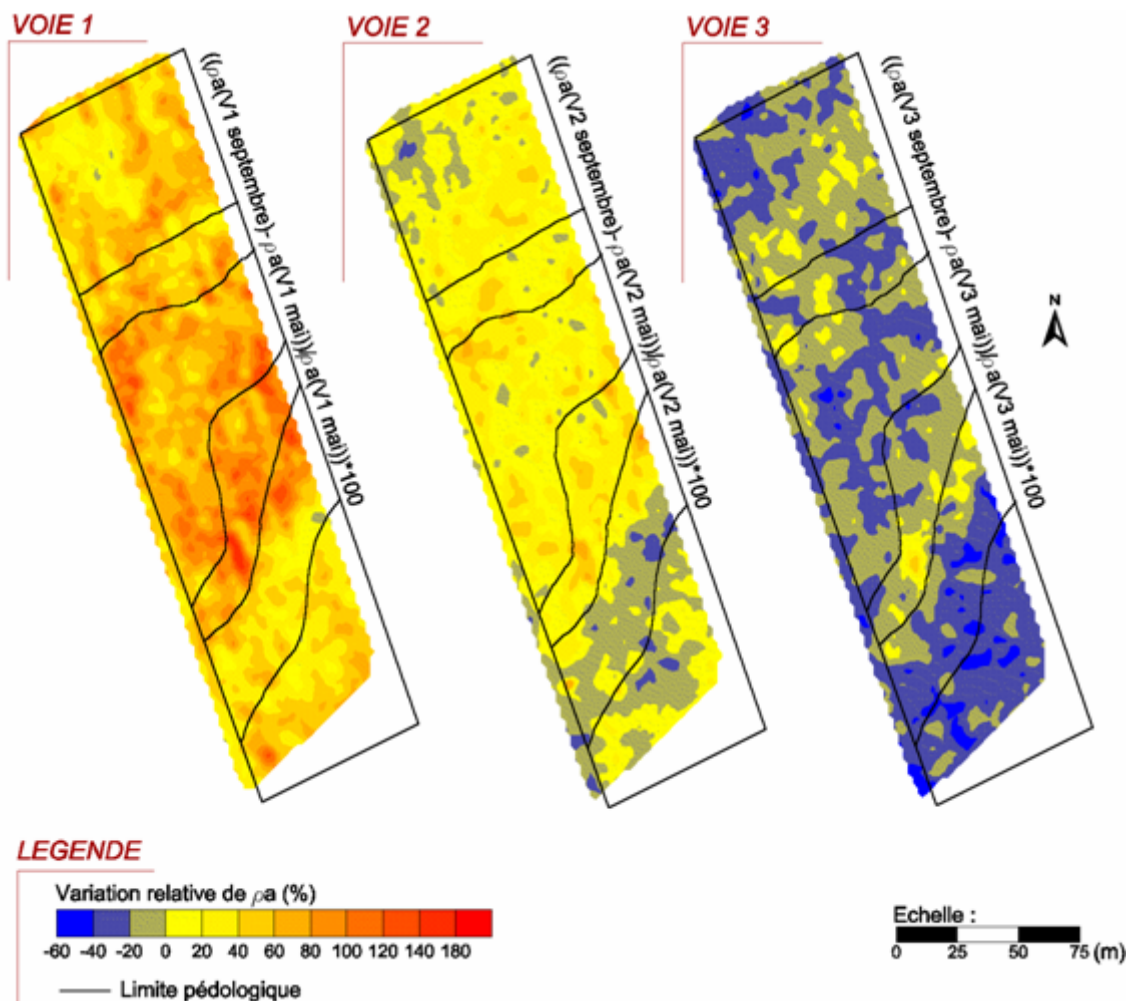


Figure IX.14. Variations relatives des 3 cartes de résistivité apparente mesurées au mois de septembre sur des sols desséchés en surface par rapport à celles obtenues au mois de mai à la capacité au champ.

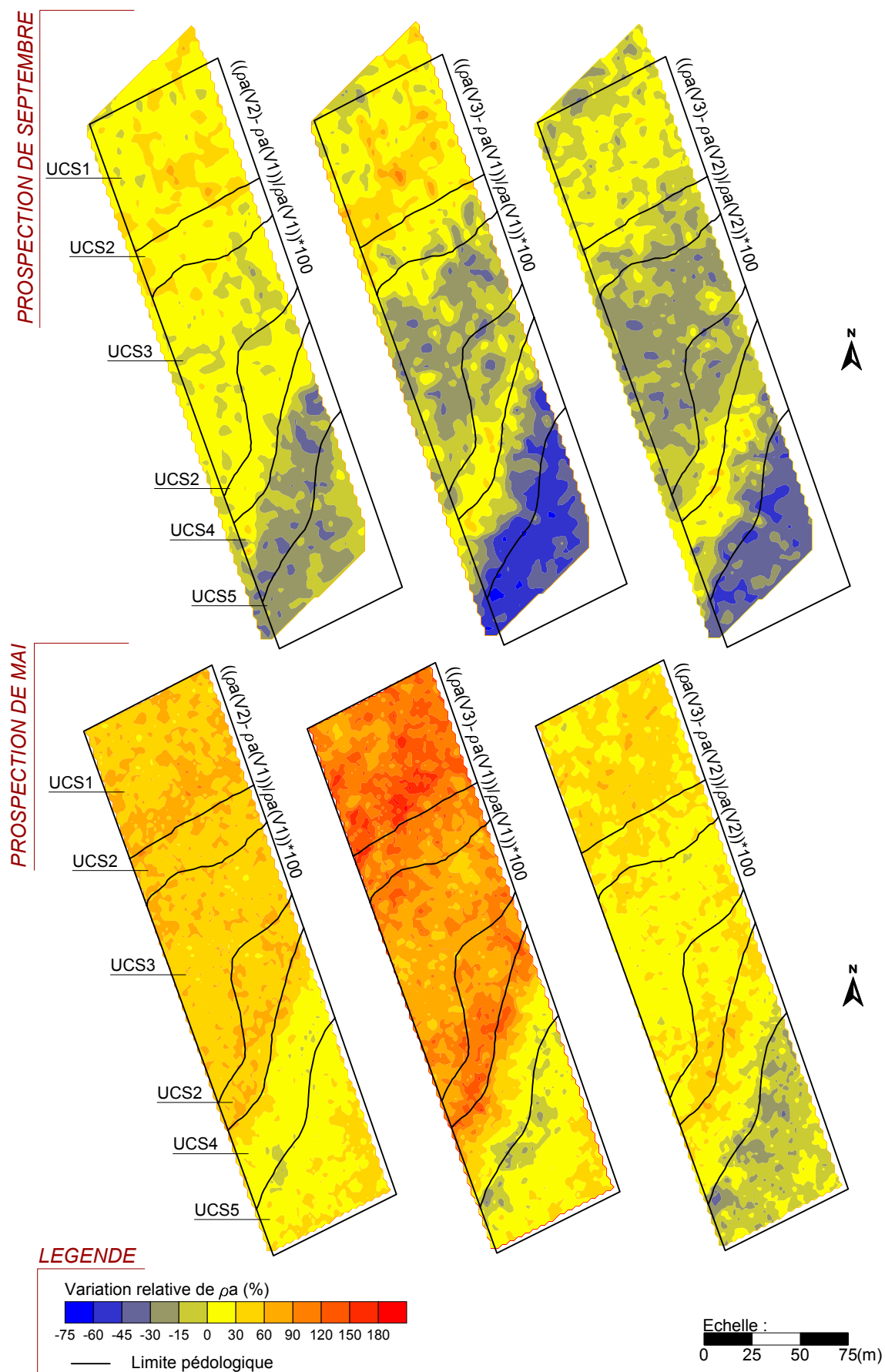


Figure IX.15. Carte des variations relatives de la résistivité apparente des sols entre les 3 dipôles du MUCEP pour les prospections de mai et septembre.

4.3.2. Etude des variations des cartes de résistivité apparente multi-profondeurs

4.3.2.1. Prospection sur les sols desséchés (septembre)

Lorsque l'humidité des sols est proche du point de flétrissement permanent des plantes, les cartes de résistivités apparentes montrent des variations et des contrastes verticaux de la résistivité significativement différents de ceux observés en mai à la capacité au champ (Figure IX.15).

L'augmentation avec la profondeur d'investigation de la résistivité apparente des CALCISOLS argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige est relativement faible, de l'ordre de 30%, car leur profil hydrique est peu différencié. En effet, l'humidité du sol est d'environ $22 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ aussi bien dans le labour que dans le substrat calcaire à 0,95m de profondeur (Figure IX.13.). L'accroissement de la résistivité des horizons argilo-limoneux en surface avec leur dessiccation a eu pour conséquence une réduction de la variabilité verticale de la résistivité du sol.

Dans le vallon, on constate une diminution non négligeable de la résistivité des terrains en profondeur, puisqu'elle dépasse localement 30% entre les mesures effectuées par les deux plus grands dipôles. Cette décroissance de la résistivité des bancs de calcaires gris sublithographiques ne peut s'expliquer que par une augmentation de leur humidité par rapport à la surface du sol desséché par évapotranspiration.

L'extension du calcaire gris tendre, caractérisé par une forte conductivité électrique, sur le versant exposé en direction du Nord/Nord-Ouest est identifiée par une importante diminution de la résistivité apparente des terrains entre les mesures effectuées par le petit et le grand dipôle et s'échelonnant de -30% à -70%. La comparaison des variations de résistivité apparente respectivement faible entre le 1^{er} et le 2^{ème} dipôle ($-40\% < \Delta\rho_a < 0$) et plus élevée ($-55\% < \Delta\rho_a < -15\%$) entre le 2^{ème} et le 3^{ème} dipôle montre que la conductivité électrique du calcaire gris tendre croît significativement en profondeur. La différenciation verticale de la résistivité électrique de ce matériau s'explique par une différenciation hydrique du profil de sol. En accord avec les mesures d'humidité pondérale échantillonnées sur le terrain (Tableau IX.1.) et le suivi hydrique de la fosse RESI4 (Figure IX.13.), la croissance de la conductivité du calcaire gris tendre en profondeur traduit en réalité l'augmentation de son humidité de la surface en profondeur.

4.3.2.2. Prospection sur les sols à la capacité au champ (mai)

On constate une importante augmentation de résistivité en profondeur, puisqu'elle dépasse 90% entre les mesures effectuées par le petit et le grand dipôle, au sein des CALCISOLS et des CALCOSOLS développés sur le versant exposé au Sud/Sud-Est et dans le vallon. Cette croissance de la résistivité traduit la présence des substrats calcaires, mais est également en accord avec la diminution en profondeur de l'humidité relevée sur la fosse RESI3 à la même date (Figure IX.15.).

En haut du versant opposé, la présence du calcaire gris tendre électriquement conducteur et situé sous les bancs de calcaire blanc dur est principalement révélée par une diminution inférieure à 30% de la résistivité apparente entre le 2^{ème} et le 3^{ème} dipôle. Les différences de résistivités entre le 1^{er} et le 3^{ème} dipôle permettent d'exacerber les 2 limites des CALCOSOLS sur calcaire tendre comme nous l'avions déjà remarqué au paragraphe 4.1. La limite inférieure de cette unité se matérialise par une croissance de 90% à plus de 120% en profondeur de sa résistivité apparente par l'intégration dans la mesure des bancs de calcaires gris durs présents dans le vallon. A l'inverse, la limite inférieure des CALCOSOLS caillouteux sur calcaire blanc dur s'individualise par une diminution de 15 à 30% de sa résistivité apparente à cause d'une contribution à la mesure plus importante avec la profondeur du calcaire gris tendre sous-jacent (conducteur) par rapport celle des bancs supérieurs, mais plus ou moins démantelés, de calcaire sublithographique supérieur (résistant).

4.3.3. Etude du comportement hydrique par prospection électrique multi-profondeurs et multi-dates

La comparaison des cartes de résistivité apparente acquises au deux différentes dates (Figures IX.10 et IX.15.) montre que l'évolution de la signature électrique des CALCOSOLS développés dans le calcaire tendre, avec la profondeur d'investigation des dipôles, s'inverse en fonction de la date de prospection et donc du profil hydrique. Au mois de mai, en accord avec la diminution de l'humidité du profil de la surface vers la profondeur (Figure IX.12 et Tableau IX.3), sa résistivité apparente croît de la première à la troisième voie de mesure du MUCEP. En septembre à contrario, la teneur en eau de ce sol desséché en surface augmente avec la profondeur (Figure IX.12 et Tableau IX.1), alors que la résistivité apparente mesurée diminue avec l'augmentation de la taille du dipôle interrogé. L'étude des variations avec la taille du dipôle de la résistivité apparente du CALCOSOL sur calcaire gris tendre révèle donc l'évolution de son profil hydrique.

Le CALCISOL argilo-limoneux développé dans le calcaire cryoturbé beige se comporte différemment. En mai, son profil hydrique est bien différencié. L'augmentation de sa résistivité apparente du petit au grand dipôle est non seulement en accord avec les variations verticales des horizons mais aussi avec la diminution des teneurs en eau du labour vers la profondeur observée sur la fosse RESI3 (Figure IX.12) et sur l'échantillonnage au champ (Tableau IX.3). En septembre, les mesures de la résistivité apparente du CALCISOL sont relativement proches entre les 3 dipôles (Figure IX.10). La faible augmentation de leurs valeurs s'échelonne généralement de 0 à 30% entre les différents dipôles de mesure (Figure IX.15). Leur similitude s'explique par l'homogénéité du profil hydrique (Figure IX.12 et Tableau IX.1) et dans une moindre mesure par l'augmentation de la température du sol en profondeur.

La comparaison des cartes de résistivité apparente multi-profondeurs et multi-dates permet de distinguer les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre des CALCISOLS argilo-limoneux du fait de leur comportement hydrique différent.

La comparaison des cartes de résistivité apparente acquise selon plusieurs profondeurs d'investigation révèle la succession verticale des matériaux mais aussi l'état hydrique des sols avec la différenciation verticale de leur profil d'humidité. La réalisation de prospections électriques multi-profondeurs à différentes périodes de l'année permet de distinguer certaines unités de sol, comme les CALCISOLS argilo-limoneux et les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre, en révélant leurs différences de comportement hydrique et donc d'accéder à la compréhension du fonctionnement hydrique de la couverture pédologique.

4.4. Estimation de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse

L'estimation en quasi-continu de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse par inversion 1D des données MUCEP, selon un modèle de succession tabulaire des terrains, est d'un intérêt majeur pour connaître notamment la variabilité spatiale de la réserve en eau disponible pour une culture et ceci à des fins d'irrigation de précision. Dans un premier temps, nous présenterons les résultats de l'inversion d'une prospection électrique MUCEP à un état hydrique donné des sols, puis nous discuterons la qualité de l'inversion en comparant les épaisseurs estimées à la réalité du terrain. Mais l'état hydrique des sols au moment de la prospection électrique a-t-il une influence sur la qualité de l'inversion ? Pour chacune des

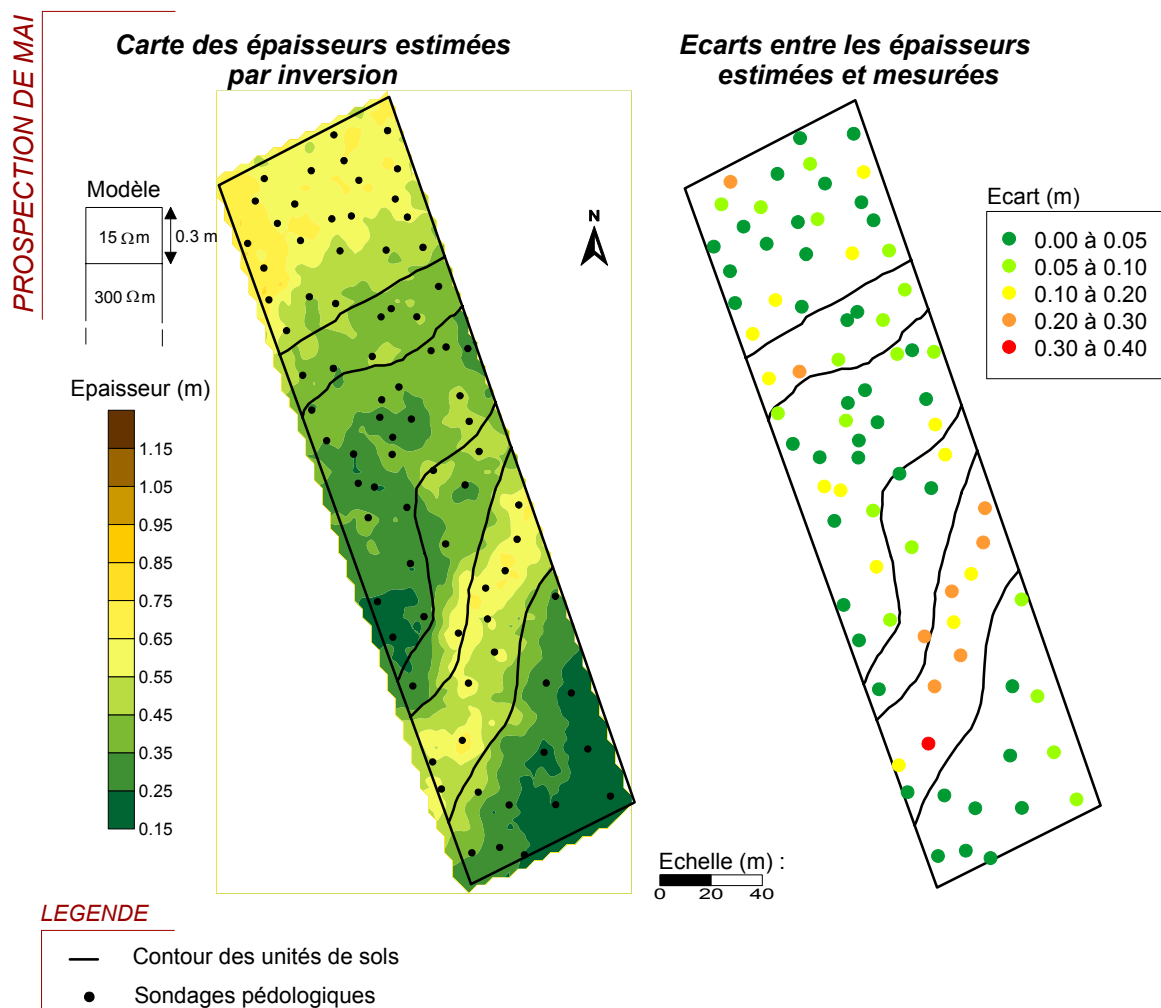


Figure IX.16. Carte des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse obtenue par inversion 1D des données de la prospection MUCEP de mai et carte des différences observées avec la prospection pédologique.

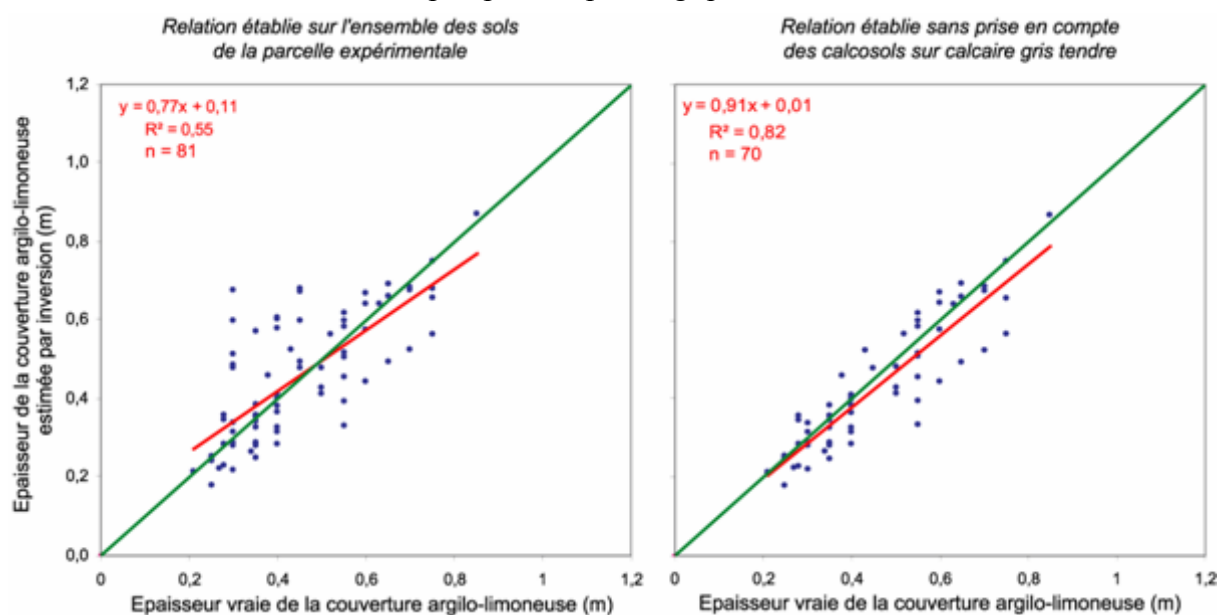


Figure IX.17. Comparaison des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse estimées par inversion des mesures MUCEP de mai à celles mesurées par sondage sur le terrain.

deux prospections nous avons choisi, au vu de l'état hydrique des sols un modèle d'inversion adapté et le plus en accord possible avec le suivi au champ de la résistivité électrique des principaux horizons pédologiques. Néanmoins, dans un second temps nous comparerons les résultats de l'inversion des prospections de mai à la capacité au champ et de septembre sur sol sec pour discuter l'influence de l'humidité sur la qualité de l'estimation.

La figure IX.16 présente la carte des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse par inversion 1D des données de résistivité apparente mesurées au mois de mai et les écarts d'épaisseurs relevés par rapport aux sondages pédologiques de validation. Nous avons choisi de décrire uniquement la carte des épaisseurs, obtenue par inversion de la prospection de mai, car elle présente par rapport à celle du mois de septembre les avantages suivants :

- un échantillonnage le long des profils le plus dense (1 mesure tous les 10 cm),
- des mesures moins bruitées,
- une estimation plus proche de la réalité comme nous le constaterons ci-après.

Les domaines de faible résistivité apparente correspondent généralement à des zones où l'épaisseur de la couche argileuse est grande et inversement. L'inversion des données (dont la procédure est brièvement décrite à la section 2.2.3) montre que l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse des CALCISOLS, développés sur calcaire cryoturbé beige, décroît de 0,80 m à 0,45 m en direction du vallon, le long de la pente du versant exposé au Sud/Sud-Est. Sur les piémonts des deux versants, les CALCOSOLS sur calcaire gris dur présentent une épaisseur généralement comprise entre 0,35 m et 0,45 m. Dans le cœur du vallon, ces sols sont encore plus courts. Leur faible épaisseur, variant de 0,15 m à 0,40 m, explique leur importante charge en éléments grossiers. Une partie des cailloux est progressivement remontée en surface à partir du substrat calcaire très peu profond par les pratiques culturales et notamment le labour. En haut du versant exposé au Nord/Nord-Ouest, l'inversion montre que l'épaisseur des CALCOSOLS caillouteux sur Calcaire blanc dur est faible. Elle augmente néanmoins progressivement de 0,15 m à 0,35 m en descendant la pente. La partie inférieure de ce versant s'individualise par des épaisseurs estimées élevées de la couverture argilo-limoneuse, généralement supérieures à 0,55m et localement comprises entre 0,65 m et 0,75 m. Afin d'évaluer la validité du modèle choisi pour l'inversion, on compare l'épaisseur cumulée des horizons argilo-limoneux décrits sur 81 sondages pédologiques à celle déterminée au même emplacement par inversion des mesures MUCEP (Figure IX.17.). La précision de l'estimation est quantifiée au travers de la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne RMSE, tandis que le biais de l'estimation est défini par l'erreur moyenne de l'estimation ME (Tableau IX.5). Cette confrontation à la réalité du terrain des résultats de l'inversion géophysique montre une relation linéaire caractérisée par un coefficient de détermination R^2

de 0,55. La droite de régression linéaire, ajustée sur les données expérimentales, montre une pente relativement correcte de 0,77. La corrélation ($R = 0,74$) entre les données estimées et mesurées aux champs est significative au seuil de 1%. Le biais d'estimation est faible et correspond à une sur-estimation de l'épaisseur de 0,01m. La précision de l'estimation sur l'ensemble de la parcelle de 0,11m (Tableau IX.5) est relativement correcte pour estimer de façon réaliste la capacité de stockage en eau de la couverture pédologique, mais aussi pour moduler les apports en eau par irrigation en fonction de sa variabilité spatiale. Néanmoins, on constate sur une dizaine de sondages pédologiques, une forte surestimation par le processus d'inversion de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse, comprise en réalité entre 0,35 et 0,45 m. L'étude de la carte des écarts entre les épaisseurs estimées et mesurées au champ, montre que la majorité des erreurs d'estimation du modèle d'inversion est localisée aux CALCOSOLS développés dans le Calcaire tendre (Figure IX.16). La surestimation de l'épaisseur des horizons argilo-limoneux s'échelonne de 0,10 m à plus de 0,30 m au sein de cette unité de sol.

Si l'on réitère la comparaison des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse estimées en fonction de celles observées sur le terrain mais sans prendre en compte les données relatives aux CALCOSOLS sur calcaire gris tendre, la relation linéaire entre les deux variables est nettement améliorée (Figure IX.17.). Elle se caractérise par un coefficient de corrélation $R=0,90$ significatif au seuil de 1%. De plus, la pente de la droite de régression est proche du cas idéal de 1. Le biais de l'estimation, faible, correspond à une sous-estimation de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse de 0,02m. La précision de l'estimation quant à elle s'améliore puisqu'elle atteint 0,09m. L'erreur d'estimation du modèle d'inversion s'explique par l'équivalence de la résistivité électrique des horizons argilo-limoneux avec le calcaire gris tendre. L'absence de contraste de résistivité électrique entre les deux matériaux n'a pas permis de les différencier et a induit une surestimation de l'épaisseur des horizons argilo-limoneux sur ces sols. Le modèle choisi pour l'interprétation 1D est donc inadapté pour les sols développés sur calcaire gris tendre.

On remarque, par contre, que l'estimation de l'épaisseur des CALCOSOLS caillouteux, développés sur les différents calcaires sublithographiques présents dans le vallon ou en haut du versant exposé vers le Nord/Nord-Ouest, est particulièrement bonne. La qualité de l'estimation sur ces sols s'explique par leur plus faible épaisseur et le fort contraste vertical de la résistivité électrique existant entre l'horizon conducteur argilo-limoneux superficiel et le calcaire résistant sous-jacent. L'estimation de l'épaisseur des CALCISOLS argilo-limoneux est globalement correcte, bien qu'il existe localement des écarts d'épaisseur supérieurs ou

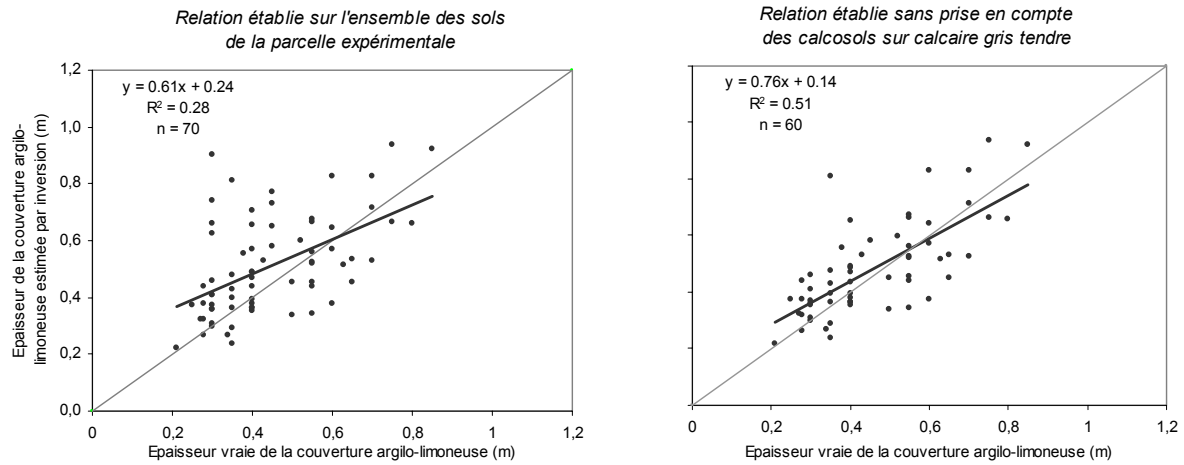


Figure IX.18. Comparaison des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse estimées par inversion des mesures MUCEP de septembre à celles mesurées par sondage sur le terrain.

Tableau IX.5. Comparaison statistique des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse estimées par inversion 1D des prospections MUCEP acquises aux mois de mai et de septembre et mesurées sur la parcelle expérimentale.

		n	R	ME (m)	RMSE (m)
Prospection de mai	Ensemble de la parcelle	81	0,74	0,01	0,11
	Sans l'unité de CALCOSOL sur calcaire gris tendre	70	0,90	-0,02	0,09
Prospection de septembre	Ensemble de la parcelle	70	0,53	0,06	0,17
	Sans l'unité de CALCOSOL sur calcaire gris tendre	60	0,71	0,02	0,12

égaux à 0,10 m, car on utilise comme référence une mesure locale de l'épaisseur déterminée à la tarière. Ces écarts s'expliquent en partie par les phénomènes de cryoturbation à l'origine de l'ondulation sous la forme de festons du substrat calcaire de ce sol.

La carte des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse obtenue par inversion de la prospection de septembre et les écarts constatés avec la réalité du terrain sont présentés à l'annexe 2. La confrontation des épaisseurs estimées par inversion des données de septembre à celles mesurées au champ montre des nuages de points plus dispersés, mais aussi que les pentes des droites de régression sont plus faibles (Figure IX.18).

Sur l'intégralité de la parcelle expérimentale, le biais d'estimation est multiplié par 6 par rapport à la prospection de mai, tandis que la précision d'estimation de 0,17m est plus grossière (Tableau IX.5).

Lorsque les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre ne sont pas pris en compte, le biais d'estimation est égal, en valeur absolue, à celui du mois de mai, mais il correspond ici à une sur-estimation de 0,02 m de l'épaisseur de la couche argilo-limoneuse. La précision de l'estimation est alors de 0,12m. Par rapport à mai, elle est donc d'un tiers inférieure.

La qualité de l'estimation par inversion des données acquises au mois de septembre sur sol sec est donc plus médiocre que celle obtenue avec la prospection de mai sur des sols proches de la capacité au champ. Cela dit pour les deux états hydriques, le biais et la précision de l'estimation sont néanmoins proches (en valeur absolue) et acceptables si les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre ne sont pas étudiés. Dans le cas contraire, ils sont significativement plus mauvais sur sol sec.

Dans le but d'améliorer la qualité de l'estimation, principalement au sein de l'unité de CALCOSOL sur calcaire gris tendre, nous avons essayé sans succès différents modèles d'inversion. Dans un premier temps, nous avons testé des modèles deux terrains en faisant varier simultanément la résistivité et l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse. Dans un second temps, nous avons subdivisé la parcelle en quatre zones homogènes sur le plan pédologique et de leur signature électrique pour les trois voies du MUCEP. Au sein de chaque zone sont testés des modèles à deux ou trois terrains adaptés au domaine.

En accord avec la description des fosses RESI 2 et RESI4, nous avons testé des modèles trois terrains sur le domaine correspondant aux CALCOSOLS sur calcaire gris tendre. Les résultats sont non concluant car soit l'algorithme de calcul diverge, soit les solutions

proposées ne sont pas cohérente avec la réalité du terrain, ou ne représentent pas une amélioration significative par rapport au résultat fournit par notre modèle initial.

En chaque point, l'algorithme d'inversion dispose de trois valeurs de résistivité apparente pour converger vers une solution représentative de la réalité de la couverture pédologique, ce qui est certainement insuffisant pour des sols hétérogènes ou de forte variabilité verticale. Une prospection électromagnétique à l'aide du conductivimètre EM31 serai d'un apport intéressant pour fournir en complément deux mesures de résistivité apparente encore plus intégrantes (profondeur d'investigation 4 à 5 m). Une inversion couplée des deux jeux de données (MUCEP et EM31) permettra peut être permis d'améliorer la qualité de l'inversion au sein des CALCOSOLS sur calcaire gris tendre.

L'estimation de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse par inversion 1D des mesures de résistivité apparente est correcte sur la majorité des sols de la parcelle expérimentale. La confrontation des estimations avec la réalité du terrain montre que le modèle d'inversion utilisé est bien adapté aux CALCOSOLS, peu épais, développés dans les calcaires sublithographiques. Par contre, le modèle surestime fortement l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse des CALCOSOLS développés dans le calcaire gris tendre car l'horizon argilo-limoneux et l'horizon de calcaire tendre se caractérisent par une même résistivité dans la gamme des teneurs en eau observables au champ. Le contraste vertical de résistivité est trop faible pour les distinguer et faire converger le modèle vers une solution acceptable.

La qualité de l'estimation par inversion des données électrique MUCEP, même si elle est meilleure pour une prospection à la capacité au champ, est acceptable quel que soit l'état hydrique des sols. Par contre l'estimation est mauvaise sur les CALCOSOLS sur calcaire gris tendre, et ce d'autant plus que le sol est sec en surface. Pour cette unité de sol, un modèle d'inversion plus adapté est à rechercher.

5. Conclusions

Les résultats obtenus montrent l'intérêt des prospections géophysiques avec le multipôle MUCEP pour la reconnaissance à l'échelle métrique de la variabilité spatiale des sols. Cette approche est particulièrement bien adaptée aux besoins exprimés par les nouvelles pratiques dites d'Agriculture de Précision.

Les trois cartes de résistivité apparente, intégrant une épaisseur croissante de sol avec l'augmentation de la taille des dipôles de mesure, fournissent des informations complémentaires. Leur analyse permet de décrire la diversité de la couverture pédologique en différenciant les unités de sol par leur résistivité apparente. La comparaison des cartes multi-profondeurs permet de décrire non seulement l'organisation et la succession des horizons ou des matériaux géologiques, mais aussi de comprendre les variations verticales du profil hydrique des sols. La reconnaissance de la variabilité spatiale de la couverture pédologique se fait donc aussi bien de façon horizontale que verticale.

L'importance de l'apport d'une prospection électrique à l'étude de la variabilité spatiale des sols d'une parcelle dépend de leur humidité. La réalisation des mesures sur des sols saturés est à éviter car une teneur en eau trop élevée, notamment en surface, atténue les contrastes de résistivité apparente entre les différentes unités de sol. À l'inverse, une prospection réalisée sur des sols fortement desséchés distingue moins d'unités pédologiques que sur des sols ressuyés, proches de la capacité au champ. La difficulté d'injection du courant électrique sur sols secs peut en être la cause. Les conditions de mesure sont optimales lorsque les sols sont à la capacité au champ, mais aussi lorsque leur profil hydrique est bien différencié. Toutefois, si le profil hydrique est uniforme sur l'ensemble de la parcelle, les différentes unités cartographiques reconnues lors d'une prospection pédologique conventionnelle ne sont pas toujours individualisées par leur résistivité apparente. À la faveur d'une différence de comportement hydrique, certaines unités peuvent se discriminer uniquement à une période de l'année. La réalisation de cartes de résistivité apparente multi-dates au moyen du multipôle MUCEP, intégrant plusieurs profondeurs d'investigation, permet d'améliorer la connaissance de la variabilité spatiale de la couverture pédologique et de son fonctionnement hydrique.

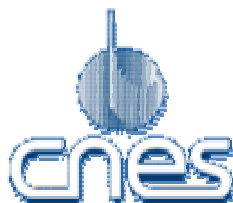
L'inversion 1D des mesures de résistivité apparente permet d'obtenir une estimation correcte de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse sur les unités de sols caractérisées par un important contraste vertical de résistivité entre les horizons argilo-limoneux et le substrat calcaire sous-jacent et ceci quel que soit leur état hydrique. À l'inverse au sein des CALCOSOLS sur calcaire gris tendre où les signatures électriques de l'horizon argilo-limoneux et de l'horizon calcaire sont proches, l'inversion conduit à une importante sur-estimation de cette épaisseur. Pour cette unité pédologique, l'erreur d'estimation par inversion est d'autant plus importante que le sol est sec.

À la différence d'une cartographie conventionnelle à la tarière qui permet d'obtenir des connaissances sur la distribution et l'organisation spatiale des matériaux des sols, en sus les prospections électriques multi-profondeurs et multi-dates permettent d'acquérir une vision dynamique de la couverture pédologique en mettant en évidence son fonctionnement hydrique.

La thèse de Didier Michot est disponible en 5 fichiers.
Vous consultez ici la **section n°5** de la thèse.
L'ensemble peut être retrouvé sur le site de l'inra
<http://www.inra.fr/Internet/Departements/EA/index.html>
en rejoignant la page des thèses de l'année 2003



Département de
Géophysique Appliquée



Unité de Science du Sol
Centre de Recherches d'Orléans

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Pédologie - Géophysique

Présentée par **M. Didier Michot**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

**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 intraparcellaire**

Soutenue le 10 février 2003 devant le jury composé de :

M. G. De Marsily	Professeur	Université Paris VI	Président
M. A. Tabbagh	Professeur	Université Paris VI	Directeur de Thèse
M. D. King	Directeur de Recherche	INRA Orléans	Co-directeur de Thèse
Mme D. Chapellier	Professeur	Université de Lausanne	Rapporteur
M. P. Lagacherie	Ingénieur de Recherche	INRA Montpellier	Rapporteur
M. H. Jeanjean	Direction des Programmes	CNES Toulouse	Examineur
M. Y. Benderitter	Directeur de Recherche	CNRS (UMR 7619)	Invité

Résumé

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 intraparcellaire

Les objectifs de ce travail sont : (1) expérimenter les méthodes de télédétection et de géophysique comme moyen d'aide à la cartographie et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et de leurs propriétés pérennes à l'échelle intraparcellaire ; (2) acquérir des données fiables sur une variable conjoncturelle qui est l'état hydrique instantané de la couverture pédologique et suivre son fonctionnement hydrique dans le temps ; (3) comparer les méthodes géophysiques au sol et de télédétection en termes de convergence ou de complémentarité.

Ce travail a été effectué sur deux sites expérimentaux localisés dans des régions de grandes cultures caractérisées par une forte variabilité spatiale intraparcellaire des sols : la Petite Beauce et le Laonnois. L'étude de la variabilité spatiale des sols est réalisée soit à l'aide de prospections électriques ou électromagnétiques au sol, soit au moyen de données de télédétection multispectrale aéroportée. L'influence de l'humidité sur la résistivité électrique des sols a été étudiée à différentes échelles d'investigation : sous conditions contrôlées au laboratoire, sous conditions naturelles "in situ", d'abord sur des sites "ponctuels" puis sur une section 2D de sol et enfin sur des surfaces représentatives de parcelles agricoles.

Les résultats montrent que la résistivité électrique des sols diminue lorsque leur teneur en eau augmente. Le suivi diachronique par panneau électrique 2D de la résistivité électrique d'une section de sol a permis : (1) de suivre le fonctionnement hydrique du sol (infiltration/déssèchement) ; (2) de délimiter les zones d'écoulements préférentiels (3) de délimiter les horizons pédologiques en 2D ; (4) de révéler les caractéristiques structurales des horizons résultant des pratiques culturales (tassement). Des sections de teneur en eau instantanée ont ensuite été modélisées.

Les prospections électriques multi-dates, effectuées avec le multipôle MUCEP, assurent une reconnaissance de la variabilité spatiale des sols avec une résolution décamétrique, tout en assurant une vision dynamique du fonctionnement hydrique de la couverture de sol à l'échelle de la parcelle.

Les résultats de télédétection montrent que la réflectance des sols est principalement contrôlée par la plus ou moins grande profondeur d'apparition des substrats calcaires. Elle apporte ainsi une information indirecte sur le développement du sol. Les liens existant entre la réflectance spectrale et les propriétés de surface des sols, pérennes et conjoncturelles, ont été précisés et hiérarchisés pour la parcelle étudiée. Toutefois des différences apparaissent dans la délimitation spatiale de ces unités. En effet, les données radiométriques ou géophysiques permettent de discriminer la majorité des unités de sols. Les mesures de télédétection caractérisent l'état de surface des sols alors que les prospections géophysiques assurent une reconnaissance 3D de la couverture pédologique et permettent une étude dynamique de son fonctionnement hydrique interne. A l'inverse de la télédétection, la géophysique ne peut fournir des informations instantanées sur de grands territoires. Elle apparaît comme une méthode complémentaire répondant aux besoins de l'Agriculture de Précision et capable d'établir un lien entre les approches "ponctuelles" (sites ou multisites) et les approches spatiales aéroportées ou satellitales.

Mots clés : sol, eau, variabilité spatiale, résistivité électrique, réflectance, prospection électrique, électromagnétisme

Laboratoires de rattachement

INRA, Unité de Science du sol, Centre de Recherches d'Orléans – Avenue de la Pomme de Pin – BP 20619 45166 Olivet cedex
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Département de Géophysique case courrier 105 - couloir 25-15 - 1er étage - 4 place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05

4^{ème} Partie

Comparaison de la résistivité électrique et de la réflectance des sols à l'échelle intraparcellaire

Chapitre X : Influence des variables pérennes et conjoncturelles des sols sur leur réflectance spectrale

La synthèse bibliographique du chapitre II a présenté la grande diversité des effets des caractéristiques physico-chimiques pérennes ou conjoncturelles des sols sur leurs réflectances, et ce en tenant compte des interactions possibles entre ces variables.

A l'instar du chapitre VII concernant la résistivité électrique, l'objectif de ce chapitre est d'analyser et de hiérarchiser les effets respectifs des variables intrinsèques sur la réflectance des sols. La région du Laonnois a fait l'objet de plusieurs acquisitions multi-spectrales CASI dans le cadre de l'action structurante «Agriculture de Précision» de l'INRA. Nous avons retenu les images correspondant aux périodes où les sols étaient non couverts par la végétation.

Afin d'examiner le rôle des différents paramètres en cause dans les réponses spectrales, nous examinons tout d'abord la variabilité et la distribution des caractéristiques intrinsèques des sols de la parcelle expérimentale au moment des mesures aéroportées. Nous décrivons ensuite les courbes de réflectance des principaux sols du visible au proche infrarouge. Une Analyse en Composantes Principales (ACP) des propriétés physico-chimiques des sols est réalisée afin d'établir une typologie des grands ensembles pédologiques présents sur la parcelle et d'identifier leurs comportements spectraux. Enfin, nous analysons les corrélations et l'évolution de la réflectance avec les principales caractéristiques physico-chimiques des sols. Nous nous intéressons dans un premier temps à l'effet des variables pérennes, et dans un second à celui des propriétés conjoncturelles de l'état de surface des sols.

1. Matériel : le radiomètre multispectral aéroporté CASI

Le radiomètre CASI (Compact Airborne Spectrographic Imager) est un radiomètre à barrettes permettant des acquisitions d'images multispectrales dans le visible et le proche infrarouge (PIR) à partir d'un avion en vol. Les différents modes de fonctionnement, les caractéristiques techniques du système CASI sont présentés par ITRES Research Limited and ITRES Instruments. Le capteur de la caméra contient, entre autres, un spectrographe et une barrette de détecteurs CCD (Charge Couple Device). Ces deux éléments reçoivent en même temps l'information de 512 pixels différents constituant une ligne du champ de vision. Le passage d'une ligne à l'autre est assuré par l'avancement de l'avion (Figure X.1). Ce système est également nommé "push broom" ou ratissage. Un avantage des systèmes à barrettes est la durée d'exposition plus grande que dans les systèmes à balayage pour une même vitesse de l'avion (Girard et Girard, 1999). L'instrument opère sur une gamme spectrale de 545 nm de large, située entre 415 nm et 960 nm. La résolution spectrale du radiomètre est de 2,2 nm. Il présente des angles d'ouverture de $0,069^\circ$ pour le pixel et de $37,8^\circ$ perpendiculairement à la direction de l'avion. Ce radiomètre multispectral permet une acquisition simultanée de 32 bandes spectrales avec approximativement une largeur de bande de 11 nm. Les longueurs d'ondes limites des différentes bandes spectrales utilisées sont présentées au tableau X.1. La résolution transversale à la bande de terrain visée par le capteur, est déterminée en fonction de l'altitude de vol de l'avion par rapport au sol, tandis que la résolution longitudinale au cheminement dépend de la vitesse d'avancement de l'aéronef et du taux d'intégration des détecteurs CCD (vitesse de scan). Un altimètre et un récepteur GPS (Global Positioning System) combinés à un gyroscope vertical sont intégrés au CASI. Un système de correction géométrique permet de corriger les images CASI en fonction de la position, du roulis et du tangage de l'avion.

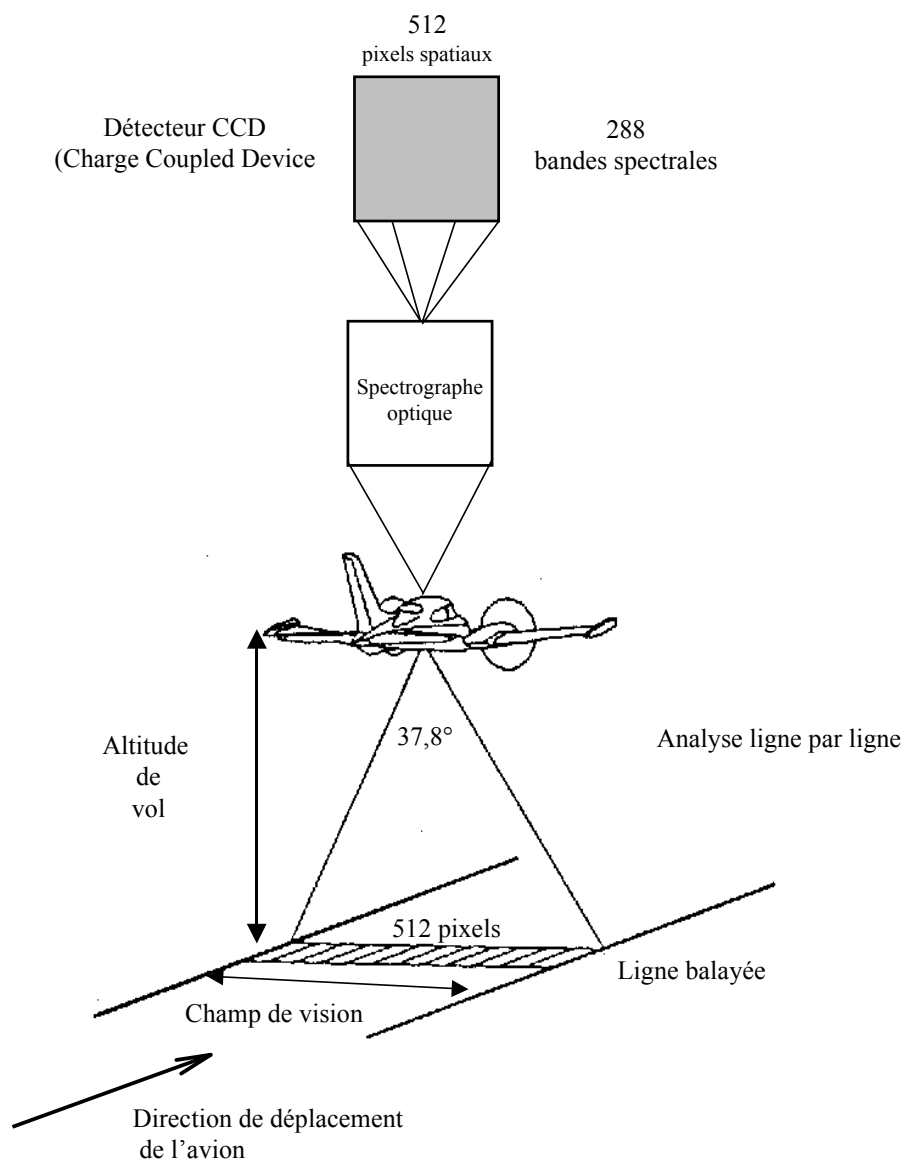


Figure X.1. Principe de fonctionnement en vol du radiomètre multispectral CASI (d'après ITRES Research Limited and ITRES Instrument).

Tableau X.1. Longueurs d'ondes limites des 32 bandes spectrales scrutées lors des prospections CASI.

Bandes spectrales	Longueurs d'ondes λ (nm)			
	min	max		
B1	417,720	428,741	Violet	
B2	434,263	445,325		
B3	450,866	461,967	Bleu	V
B4	467,528	478,667		
B5	484,245	495,420	Vert	I
B6	501,016	512,226		
B7	517,839	529,081	Jaune	S
B8	534,710	545,984		
B9	551,628	562,932	Orange	I
B10	568,590	579,922		
B11	585,594	596,953	Rouge	B
B12	602,638	614,021		
B13	619,719	631,125		L
B14	636,834	648,262		
B15	653,982	665,431		E
B16	671,160	682,627		
B17	688,366	699,850		
B18	705,597	717,097		
B19	722,851	734,365		P
B20	740,126	751,653		
B21	757,419	768,957		R
B22	774,728	786,275		
B23	792,051	803,606		O
B24	809,385	820,946		
B25	826,728	838,294		C
B26	844,078	855,647		
B27	861,431	873,002		H
B28	878,787	890,358		
B29	896,143	907,711		E
B30	913,495	925,061		
B31	930,842	942,403		I
B32	948,182	959,737		
				N
				F
				R
				A
				R
				O
				U
				G
				E

En mode **spatial**, la résolution perpendiculaire au cheminement de l'aéronef de 512 pixels est obtenue pour 19 bandes spectrales, non chevauchantes, et dont le centre des longueurs d'onde et la largeur des bandes spectrales sont programmables.

En mode **spectral**, un spectre de 288 points à 1,9 nm d'intervalles d'un nombre limité de points (jusqu'à 39) sont obtenus. D'autre part, un maximum de 101 directions adjacentes de visée peuvent être configurées pour enregistrer chacun des 288 échantillons spectraux.

L'acquisition en mode hyperspectral génère des mesures spatiales et spectrales contiguës. La couverture spatiale peut s'accroître si la résolution spectrale est réduite.

2. Méthode

Une prospection multispectrale a été réalisée sur la parcelle de Chambry le 08/04/2000 à 10h : 13mm HTU (Heure en Temps Universel). Le vol de l'avion était dirigé selon l'axe SSE-NNO de la parcelle, c'est à dire parallèle au travail du sol et donc à la direction du labour (Figure X.2). L'angle solaire zénithal formé par les rayons du soleil et la perpendiculaire à la surface du sol était à l'instant du vol de $43^{\circ}27'16''$ (information fournie par le Bureau des Longitudes).

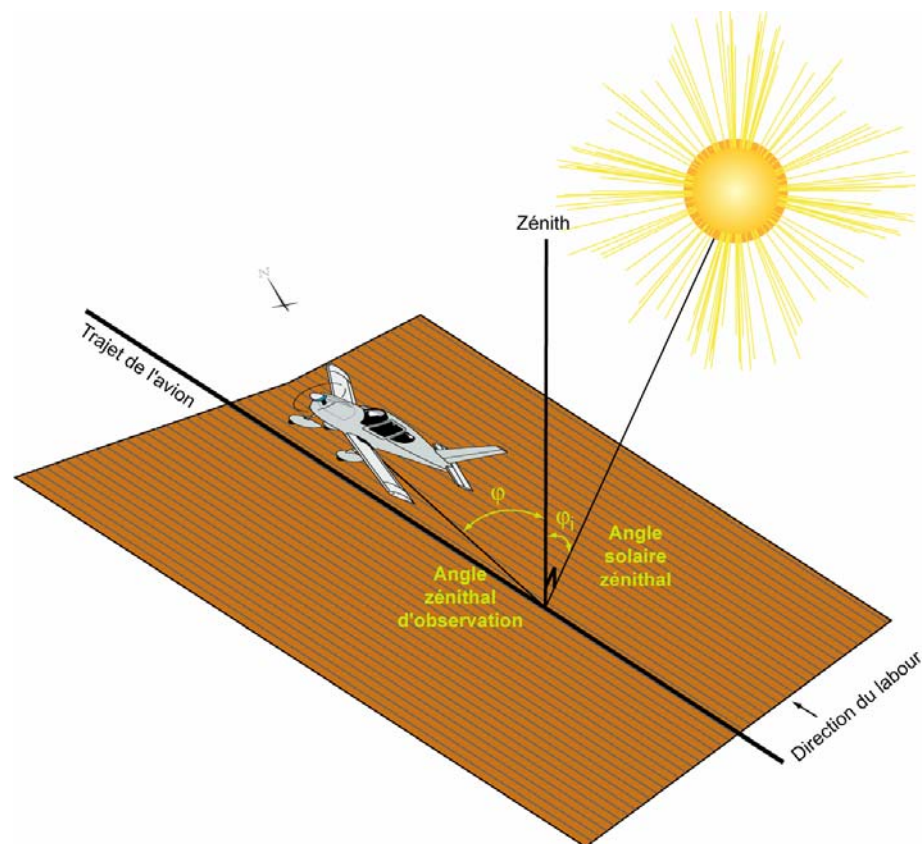


Figure X.2. Trajectoire de l'avion et angle solaire zénithal au moment de l'expérimentation sur la parcelle.

Les données radiométriques ont été acquises selon 32 bandes spectrales s'échelonnant du visible au PIR (Tableau X.1). La largeur de chaque bande est d'environ 11 nm. La géométrie des images radiométriques a été corrigée, puis ces dernières ont été géoréférencées. La résolution spatiale au sol des images de réflectance spectrale correspond à des pixels carrés de 2 m de côté.

La parcelle expérimentale a été labourée en automne 1999. Le labour était initialement jeté et très incliné, mais ensuite il a été fortement émoussé par l'action du climat pendant la période hivernale. 83 sondages pédologiques ont été réalisés aux nœuds d'un maillage carré régulier de 36 m de côté. Le plan d'échantillonnage est présenté sur une image de réflectance spectrale du terrain d'étude, mesurée selon la bande spectrale B32 dans le PIR (Figure X.3). La topographie de la parcelle et les limites des unités cartographiques de sol sont également indiquées. Des échantillons de l'horizon de surface labouré ont été prélevés. Des analyses physico-chimiques, réalisées sur chaque échantillon, permettent de quantifier la granulométrie, le pH, les teneurs en CaCO_3 et en carbone organique.

La rugosité des sols est déterminée au moyen d'un rugosimètre à aiguilles composé de 50 tiges verticales espacées de 2 cm. Les aiguilles mobiles coulissent sur un support fixe et épousent la surface du sol de manière à recréer son modelé devant une référence millimétrée. Des photographies de ce modèle permettent d'acquérir, après numérisation, le profil des hauteurs correspondant sous la forme d'un fichier. Compte tenu de la superficie de la parcelle, 23 placettes ont été choisies au nœud d'un maillage carré de 72 m de côté, superposé au réseau précédent (Figure X.3). Quatre poses par placette (deux parallèles et deux perpendiculaires au labour), ont permis une analyse selon deux directions de la rugosité. Les profils ont été analysés comme étant tous indépendants et ont fourni, comme indication de la rugosité, deux écarts types des hauteurs pour chaque direction :

- S_1, S_2 : écarts types des hauteurs perpendiculairement au labour,
- S_3, S_4 : écarts types des hauteurs parallèlement au labour.

Chaque couple de paramètre statistique (S_1, S_2) ou (S_3, S_4) est représentatif de la rugosité d'une direction par rapport aux pratiques culturales. Nous avons alors calculé respectivement leur valeur moyenne $\overline{S_1 S_2}$, $\overline{S_3 S_4}$, et la rugosité moyenne de la placette $\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$, intégrant les deux directions.

L'humidité pondérale de la surface des sols a été mesurée le 06/04/200 en 55 points (Figure X.3) :

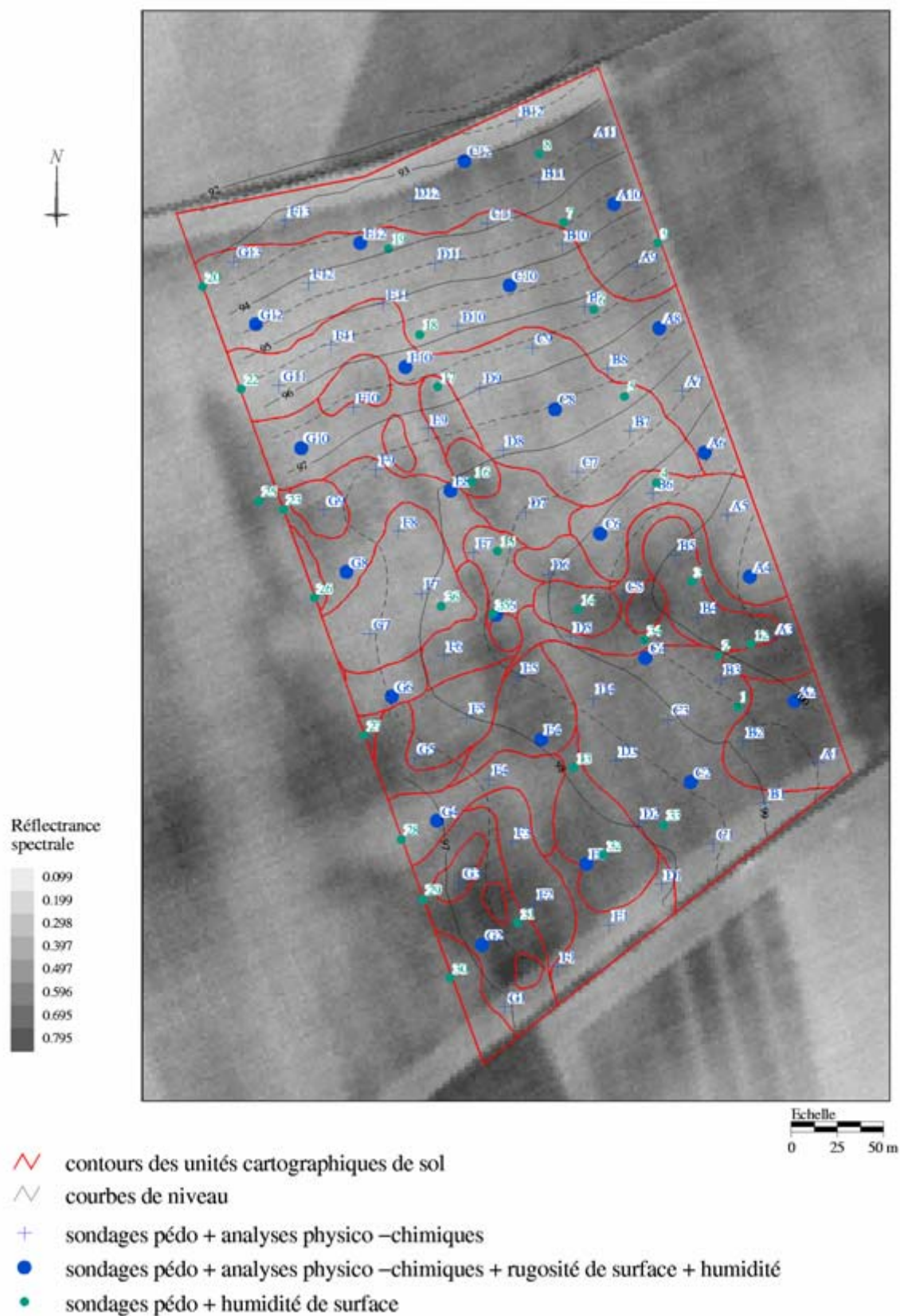


Figure X.3. Plan d'échantillonnage des données pédologiques, localisées sur une image de la réflectance spectrale de la parcelle expérimentale, mesurée dans le proche infrarouge (bande B32). Le modèle numérique d'altitude et les limites des unités cartographiques de sols sont également précisés.

- 23 sont localisés à l'emplacement des mesures de rugosité et des caractéristiques physico-chimiques du labour,
- 32 autres ont été implantés de manière raisonnée et indépendamment des réseaux maillés, au cœur des UCS reconnues lors de la cartographie des sols de la parcelle.

Pour chaque site, l'humidité est mesurée à la fois en haut (θ HM) et en bas des mottes (θ BM) selon un prélèvement intégrant une épaisseur de sol inférieure ou égale à 5 mm.

La localisation des observations a été relevée au théodolite-tachéomètre. Les différentes données présentes sur la parcelle étant géoréférencées, nous cherchons à quantifier les liens entre la réflectance, mesurée selon les 32 bandes spectrales de CASI et les caractéristiques physico-chimiques des sols, qu'elles soient pérennes ou conjoncturelles.

3. Variabilité et distribution des caractéristiques physico-chimiques des sols

La répartition des propriétés caractéristiques de l'état de surface des sols est détaillée simultanément par leur histogramme des fréquences et la technique des box-plot (Tukey, 1977). Cette méthode décrit de façon synthétique l'étendue, la symétrie ou dissymétrie des données, mais aussi identifie objectivement les valeurs anomaliques. La distribution des valeurs est subdivisée en un premier et un troisième quartile. Ces points haut et bas définissent la boîte centrale. Les vibrisses sont recherchées de part et d'autre des extrémités de la boîte, chacune s'étendant sur 1,5 fois la longueur de la boîte (correspondant à la distance interquartile) vers le maximum et vers le minimum. Les valeurs extérieures aux vibrisses correspondent à des valeurs anomaliques. On définit des anomalies simples (valeur $> 3^{\text{ème}}$ quartile + 1,5 fois distance interquartile) et des anomalies extrêmes (valeur $> 3^{\text{ème}}$ quartile + 3 fois distance interquartile).

3.1 Caractéristiques physico-chimiques pérennes

Les histogrammes de répartition et les box-plots des caractéristiques physico-chimiques permanentes des labours des 83 sondages pédologiques échantillonnés sont présentés sur la figure X.4. Les statistiques sommaires correspondantes sont reprises au tableau X.2.

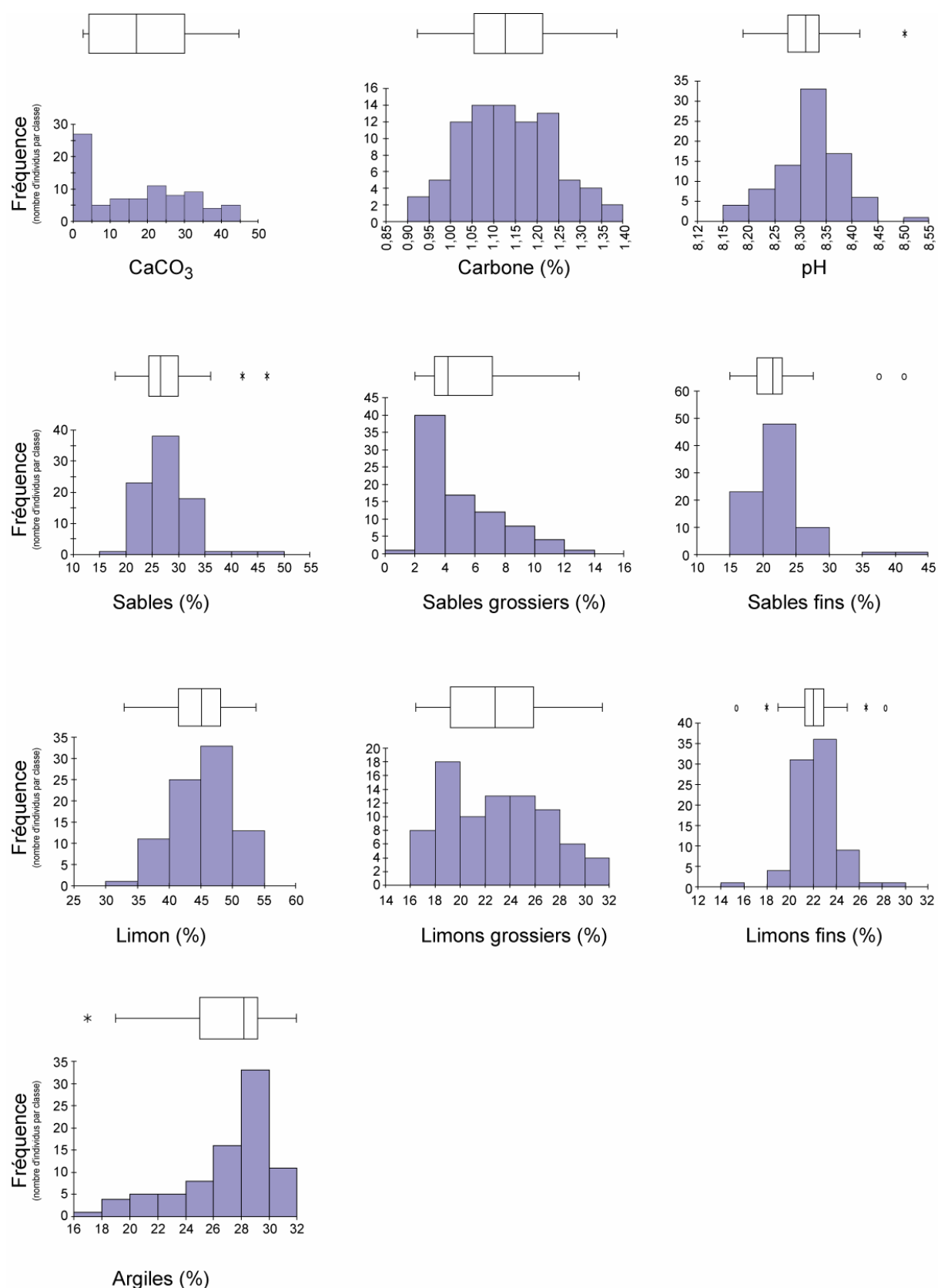


Figure X.4. Histogramme et box-plot de la répartition des caractéristiques physico-chimiques pérennes des horizons labourés.

La majorité des propriétés physico-chimiques permanentes des sols montre une distribution uni-modale et symétrique. Le CaCO_3 se singularise par une répartition bi-modale et un plus grand domaine de définition. Sa valeur s'échelonne sur la parcelle selon un facteur 26 entre les valeurs minimum et maximum relevées (Tableau X.2). Les teneurs inférieures à 5% représentent l'effectif le plus élevé. Cette classe correspond en partie au LUVISOL, NEOLUVISOL et CALCISOL des UCS 1, 2 et 3 dont la superficie couvre plus d'un quart de la parcelle. Concernant la texture des sols, les fractions sable grossier et argile ont une distribution très dissymétrique. On remarque que les valeurs anomaliques sont peu nombreuses. Les sables totaux présentent deux anomalies correspondant à des valeurs extrêmes observées dans les sables fins. Quatre anomalies affectent les limons fins (2 simples et 2 extrêmes) et sont réparties symétriquement de part et d'autre de l'histogramme des fréquences. Les valeurs de pH révèlent la plus faible variabilité. De plus, leur échelle de variation entre le 1^{er} et 3^{ème} quartiles, appartient au domaine d'incertitude de ce type de mesure.

Tableau X.2. Statistiques sommaires des caractéristiques physico-chimiques permanentes des horizons de labour de la parcelle expérimentale.

	CaCO₃	S	SG	SF	L	LG	LF	A	C	pH
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
n	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83
Min	1,7	18,6	1,9	15,7	33,3	16,7	15,7	17,2	0,93	8,19
1 ^{er} quartile	3,3	24,6	3,2	19,9	42,0	19,5	21,6	25,1	1,06	8,29
Médiane	16,1	26,7	4,1	22,3	45,6	23,0	22,3	28,3	1,13	8,33
3 ^{ème} quartile	29,2	29,9	7,1	23,8	48,7	26,1	23,2	29,3	1,21	8,36
Max	43,9	45,2	12,5	41,7	54,0	31,5	28,6	32,0	1,39	8,50
Moyenne	17,5	27,5	5,2	22,4	45,5	23,1	22,3	27,0	1,14	8,33
écart type	13,5	4,5	2,5	3,8	4,3	4,0	1,7	3,3	0,10	0,06

Tableau X.3. Statistiques sommaires des variables conjoncturelles des horizons de labour de la parcelle expérimentale.

	S₁	S₂	S₁S₂	S₃	S₄	S₃S₄	S₁S₂S₃S₄	θ HM	θ BM
	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(10 ⁻² g.g ⁻¹)	(10 ⁻² g.g ⁻¹)
n	23	23	23	23	23	23	23	55	55
Min	1,1	1,1	1,3	1,0	1,2	1,2	1,4	3,3	7,6
1 ^{er} quartile	2,1	1,8	2,0	1,3	1,5	1,4	1,8	4,5	14,2
Médiane	2,8	2,6	2,6	1,8	1,8	1,6	2,2	5,9	15,5
3 ^{ème} quartile	3,3	2,8	3,1	2,4	1,9	2,2	2,5	6,8	16,7
Max	4,6	3,5	3,6	3,4	3,6	3,1	3,4	10,3	19,6
Moyenne	2,8	2,3	2,5	1,9	1,8	1,8	2,2	5,9	15,3
écart type	0,9	0,7	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	1,6	2,3

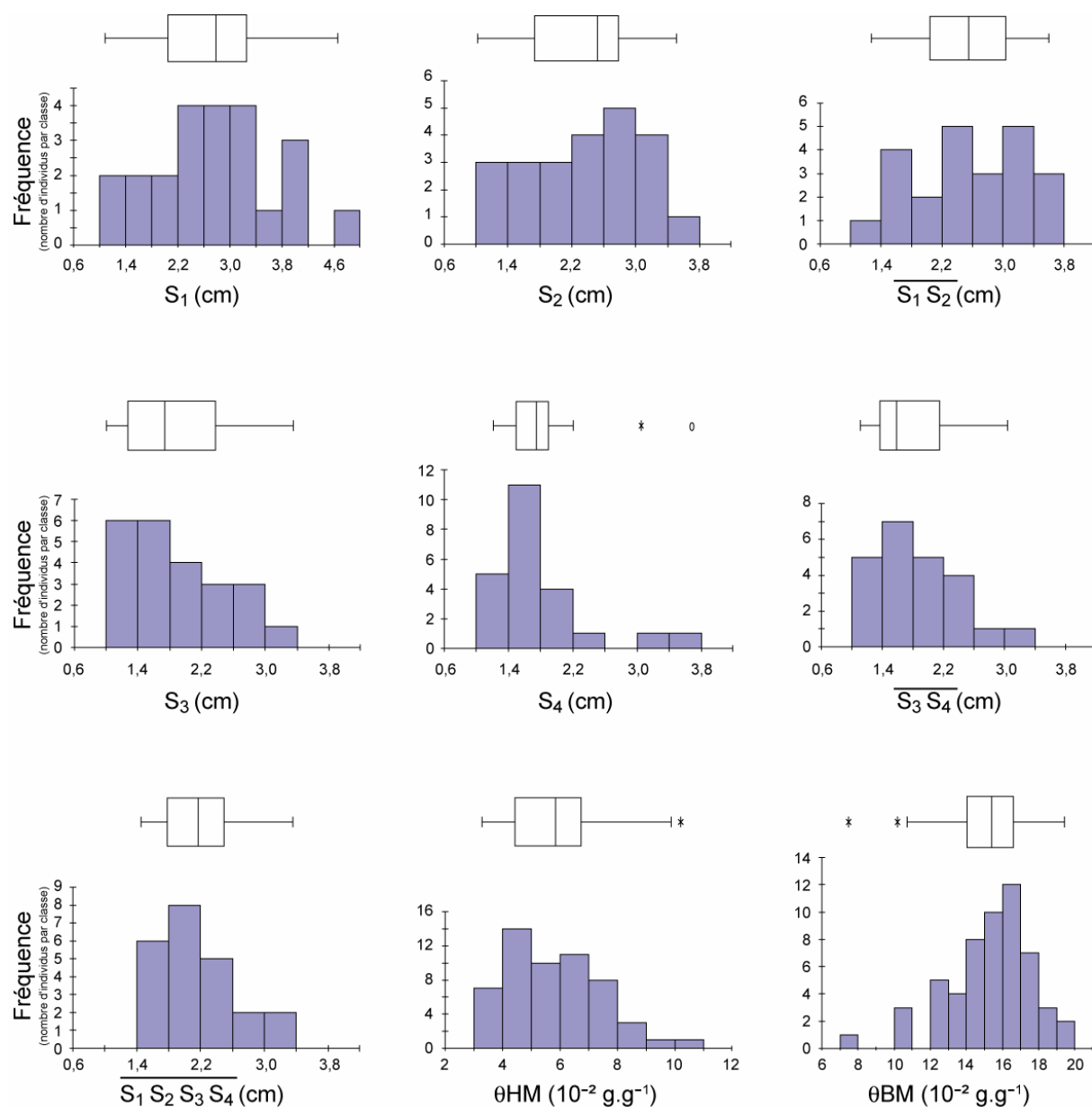


Figure X.5. Histogramme et box-plot de la répartition des variables conjoncturelles des horizons de labour de la parcelle expérimentale. (S₁ et S₂ = 2 répétitions perpendiculaires au labour, S₃ et S₄ = 2 répétitions parallèles au labour ; HM = haut des mottes, BM = bas des mottes).

3.2. Caractéristiques physico-chimiques conjoncturelles

Un premier examen des histogrammes de répartition des variables conjoncturelles (Figure X.5), montre une distribution uni-modale de la rugosité des sols, mais aussi de l'humidité des mottes. La rugosité de surface des sols de la parcelle expérimentale varie généralement du simple au triple, mais l'amplitude des fluctuations peut atteindre un facteur quatre (Tableau X.3). Les rugosités mesurées perpendiculairement et parallèlement au labour s'échelonnent sur une même gamme de variabilité. En toute logique, on remarque que les rugosités mesurées perpendiculairement aux travaux agricoles sont supérieures à celles déterminées parallèlement aux pratiques culturales (Tableau X.3). La distribution des rugosités parallèles au labour apparaît généralement dissymétrique. Du façon générale, les répartitions affichent très peu d'anomalies.

L'humidité en haut des mottes (θ HM) est près de trois fois inférieure à celle mesurée en bas des mottes (θ BM). Quelle que soit la position des prélèvements, l'amplitude de variation de l'humidité de surface des sols sur l'ensemble de la parcelle est importante. Les extrema des teneurs en eau pondérales s'échelonnent selon un facteur quatre de $3,3 \cdot 10^{-2} \text{ g.g}^{-1}$ à $14,75 \cdot 10^{-2} \text{ g.g}^{-1}$ en haut des mottes et de $5 \cdot 10^{-2} \text{ g.g}^{-1}$ à $19,610^{-2} \text{ g.g}^{-1}$ en bas des mottes (Tableau X.3). Le sommet des mottes, soumis directement au drainage naturel, mais aussi à l'ensoleillement et au vent, apparaît ainsi logiquement plus sec.

3.3. Corrélation entre les propriétés physico-chimiques pérennes et conjoncturelles

La majorité des caractéristiques physico-chimiques, qu'elles soient pérennes ou conjoncturelles, sont liées entre elles. Le tableau X.4. présente ainsi les corrélations des différents paramètres physico-chimiques permanents des sols entre eux. Le tableau X.5 expose, quant à lui, le lien existant entre les variables conjoncturelles et les caractéristiques pérennes des sols.

Les teneurs en CaCO_3 apparaissent fortement liées aux fractions granulométriques : limons grossiers (LG), limons totaux (L) et sables grossiers (SG) (Tableau X.4). Les fractions L et LG sont corrélées négativement à la teneur en CaCO_3 . A l'inverse, la fraction SG est corrélée positivement au CaCO_3 . Les SG apparaissent donc constitués principalement de CaCO_3 . Avec un coefficient de corrélation de 0,65, significativement différent de zéro au seuil de 1%, le pH du sol semble dépendant de la teneur en CaCO_3 . Il est également intéressant de remarquer que la teneur en carbone organique est peu corrélée à la fraction argileuse.

Contrairement aux humidités de surface, les mesures de rugosité ne présentent pas de corrélation très nette avec les variables physico-chimiques pérennes (Tableau X.5). Eventuellement, la rugosité semble liée faiblement et de manière non significative à la teneur en CaCO_3 . Par contre, aucun lien n'est observé entre celle-ci et les teneurs en argile et en carbone. Les humidités de surface sont liées négativement au CaCO_3 et positivement aux fractions granulométriques L et LG. Les corrélations des variables pérennes avec l'humidité du sol en haut et en bas des mottes sont globalement proches. Toutefois, on remarque que le lien de l'humidité du sol avec les fractions granulométriques est plus élevé en haut des mottes car plus exposé au radiomètre.

Tableau X.4. Matrice de corrélations des paramètres physico-chimiques des sols de la parcelle expérimentale de Chambry.

	CaCO₃	S	SG	SF	L	LG	LF	A	C	pH
CaCO₃	1,00									
S	0,48	1,00								
SG	0,69	0,53	1,00							
SF	0,11	0,82	-0,04	1,00						
L	-0,66	-0,71	-0,67	-0,40	1,00					
LG	-0,81	-0,54	-0,76	-0,13	0,92	1,00				
LF	0,22	-0,52	0,10	-0,69	0,37	-0,03	1,00			
A	0,20	-0,43	0,14	-0,60	-0,33	-0,45	0,23	1,00		
C	0,43	0,13	0,59	-0,24	-0,44	-0,52	0,10	0,39	1,00	
pH	0,65	0,15	0,31	-0,03	-0,34	-0,45	0,20	0,23	0,22	1,00

En gras, coefficient de corrélation linéaire significativement différent de zéro au seuil de signification à 1% (la valeur critique est égale à 0,283 pour 81 degrés de liberté).

Au seuil de signification à 5%, la valeur critique est égale à 0,217 pour 81 degré de liberté).

Tableau X.5. Matrice de corrélations des variables conjoncturelles : rugosité et humidité de surface en fonction des caractéristiques physico-chimiques des sols.

	CaCO₃	S	SG	SF	L	LG	LF	A	C	pH
S₁	-0,29	-0,47	-0,43	-0,19	-0,05	0,07	-0,34	0,48	0,05	0,11
S₂	-0,47	-0,20	-0,36	0,10	0,12	0,22	-0,31	0,04	-0,25	-0,06
S₁S₂	-0,41	-0,41	-0,44	-0,10	0,01	0,13	-0,35	0,37	-0,08	0,01
S₃	-0,44	-0,36	-0,40	-0,08	-0,04	0,14	-0,51	0,38	0,05	-0,11
S₄	-0,40	-0,25	-0,40	0,07	0,06	0,18	-0,36	0,16	-0,04	-0,32
S₃S₄	-0,49	-0,36	-0,47	-0,01	0,00	0,18	-0,51	0,32	0,01	-0,24
S₁S₂S₃S₄	-0,48	-0,40	-0,51	-0,03	0,03	0,18	-0,42	0,33	-0,07	-0,17
θ_{HM}	-0,65	-0,28	-0,60	0,22	0,79	0,81	-0,05	-0,67	-0,60	-0,33
θ_{BM}	-0,71	-0,20	-0,54	0,26	0,61	0,70	-0,28	-0,53	-0,57	-0,34

En gras, coefficient de corrélation linéaire significativement différent de zéro au seuil de signification à 1% (la valeur critique est égale à 0,526 pour 21 degrés de liberté).

En italique, coefficient de corrélation linéaire significativement différent de zéro au seuil de signification à 5% (la valeur critique est égale à 0,413 pour 21 degrés de liberté).

4. Analyse et interprétation des relations entre les caractéristiques pédologiques et la réflectance de la surface des sols

4.1. Les courbes spectrales des sols

La comparaison des courbes spectrales des quatre sols décrits et étudiés au chapitre VI, permet d'établir de premières hypothèses sur leur comportement spectral. La forme des courbes livre une information sur la nature intrinsèque des constituants présents par l'intermédiaire des phénomènes d'absorption. Les variations de forme observées, concave ou convexe, résultent respectivement de la présence ou de l'absence de bandes d'absorption caractéristiques des différents éléments susceptibles d'être présents dans les sols.

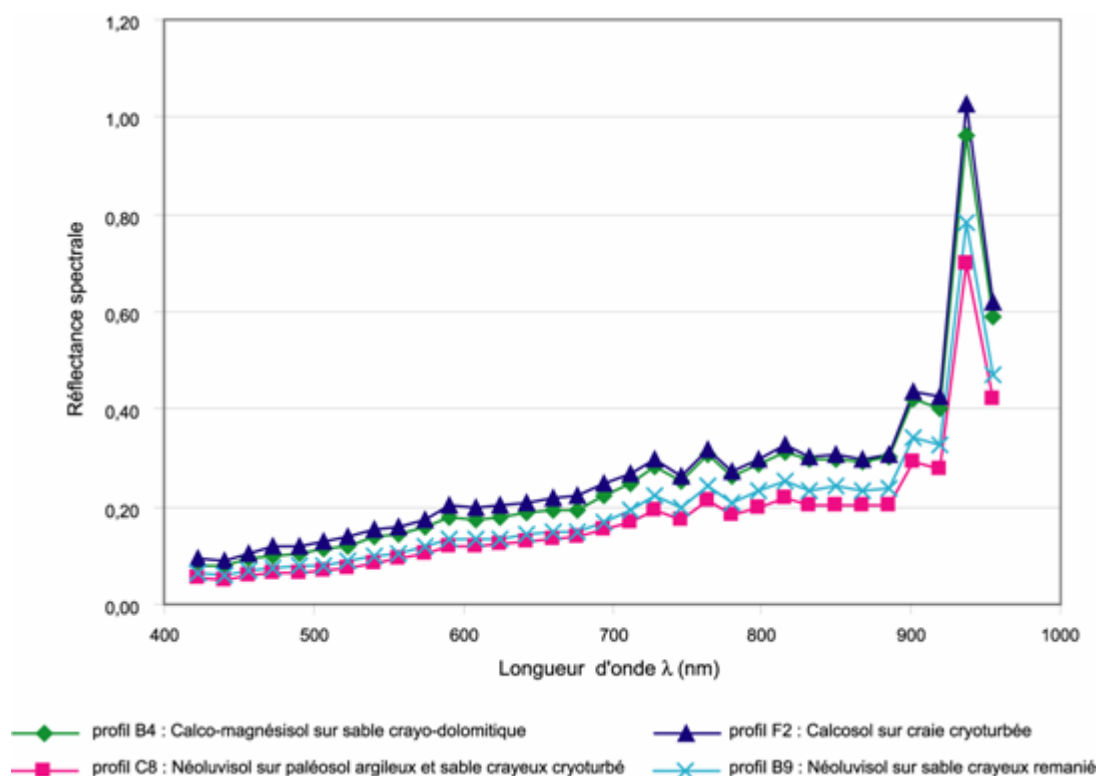


Figure X.6. Courbes spectrales des sols caractéristiques de la parcelle expérimentale.

Les courbes de réflectance des quatre sols, étudiées sur la parcelle expérimentale, sont comparables et évoluent de façon identique (Figure X.6). Sur la quasi-totalité du spectre prospecté, la réflectance des sols croît avec les longueurs d'ondes. La réflectance diminue uniquement au sein de la bande B32 située dans le PIR vers 950 nm. Cinq domaines sont identifiés sur les courbes spectrales en fonction des longueurs d'ondes étudiées :

- a) De 415 à 600 nm, les valeurs de réflectance sont faibles, mais croissent légèrement avec la longueur d'onde. La courbe spectrale est concave.
- b) De 600 à 735 nm, la courbe spectrale est toujours concave, mais sa pente est plus faible que précédemment.

Pour ces deux premiers domaines, la forme concave de la courbe peut s'expliquer par les bandes d'absorption des substances humiques (matière organique), situées d'une part entre 400 et 500 nm, et d'autre part entre 620 et 700 nm (Stoner et Baumgardner, 1981 ; Mathews, 1973), mais aussi d'oxyde de fer à 550 nm (Hunt et al, 1971).

- c) De 750 à 890 nm, la réflectance est stable et forme un palier.
- d) De 900 à 940 nm, la réflectance croît brutalement pour atteindre un pic à 940 nm.
- e) A 950 nm, la réflectance des sols chute sous l'effet de l'absorption de l'eau.

L'analyse des courbes spectrales permet aussi de trier les sols en fonction de leur réflectance. Le classement est identique sur toute la gamme des longueurs d'onde prospectées (415 à 960 nm). Par ordre de réflectance décroissante, nous avons :

- 1) le CALCOSOL sur craie cryoturbée (profil F2),
- 2) le CALCO-MAGNESISOL sur sable crayo-dolomitique (profil B4),
- 3) le NEOLUVISOL sur sable crayeux remanié (profil B9),
- 4) le NEOLUVISOL sur paléosol argileux et sable crayeux cryoturbé (profil C8).

En accord avec les travaux antérieurs (Courault, 1989), cette classification s'explique par les différences de teneurs en CaCO_3 , carbone et de couleur, ou plus exactement de clarté (value), relevées dans leurs horizons superficiels. En effet, la réflectance croît avec l'augmentation de la teneur en CaCO_3 et la diminution de la teneur en carbone organique (cf chapitre VI Tableaux VI.1, VI.3, VI.5, VI.7). La réflectance des sols dont la couleur est définie par les mêmes teintes (hue) et puretés (chroma), augmente avec l'augmentation de leur clarté (value).

4.2. Examen des 32 bandes spectrales

Dans cette section, nous nous attacherons à décrire brièvement pour chacune des 32 bandes spectrales investiguées les coefficients de corrélation linéaire exprimant le lien entre la réflectance du labour et ses propriétés physico-chimiques. Pour cette première analyse des corrélations, nous intégrerons les informations relevées sur l'ensemble des 83 sondages

pédologiques. Nous nous intéresserons d'abord aux variables pérennes, puis aux variables conjoncturelles.

Les corrélations entre les valeurs de réflectance mesurées pour l'ensemble des 32 bandes spectrales s'échelonnent entre 0,81 et 0,99 ($n = 52162$ individus). Toutes les bandes spectrales sont donc corrélées significativement entre elles (Annexe 3). Un nombre plus réduit de bandes spectrales sera donc retenu ultérieurement, dans la suite de notre analyse.

4.2.1. Relations réflectance - propriétés pérennes des sols

La matrice des corrélations, présentée au tableau X.6, exprime pour chacune des 32 bandes spectrales investiguée, le lien linéaire entre la réflectance spectrale des sols et les propriétés permanentes des horizons labourés. L'analyse de cette matrice permet d'établir plusieurs constatations.

Il n'existe pas de bande spectrale discriminant une variable pérenne en particulier. Toutes les variables interagissent sur la réflectance.

La teneur en CaCO_3 total avec un coefficient de corrélation linéaire compris entre 0,69 et 0,85 est la variable la plus corrélée à la réflectance des sols. Les coefficients de corrélation linéaire de CaCO_3 sont significatifs au seuil de 1%.

Le classement des liens linéaires entre la réflectance spectrale des sols et leurs différentes caractéristiques montre le même ordre, quelle que soit la bande spectrale prospectée. Les paramètres physico-chimiques se classent par corrélation linéaire décroissante avec la réflectance spectrale des sols selon l'ordre suivant : % CaCO_3 > % SG > % LG > %S > %L > %LF > %A. La corrélation diminue globalement avec la taille des particules. Cette observation se vérifie au sein d'une même fraction granulométrique. Les fractions grossières des sables (SG) et des limons (LG) sont plus corrélées à la réflectance des sols que les fractions sableuse et limoneuse prises dans leur intégralité. On constate toutefois que la fraction LG prise individuellement est plus corrélée à la réflectance spectrale des sols que la fraction sableuse totale (S).

4.2.2. Relations réflectance - propriétés conjoncturelles des sols

Le tableau X.8 présente, pour les 32 bandes spectrales investiguées, les corrélations de la réflectance spectrale avec la rugosité et l'humidité de surface des labours.

Tableau X.6. Matrice des corrélations de la réflectance spectrale des sols mesurées selon les 32 bandes spectrales de CASI en fonction des propriétés intrinsèques permanentes des horizons labourés.

Bande Spectrale	CaCO₃ (%)	S (%)	SG (%)	SF (%)	L (%)	LG (%)	LF (%)	A (%)	C (%)	pH
B1	0,82	0,41	0,60	0,09	-0,37	-0,53	0,31	-0,07	0,31	0,51
B2	0,82	0,43	0,60	0,11	-0,36	-0,52	0,31	-0,12	0,30	0,50
B3	0,82	0,44	0,61	0,12	-0,37	-0,53	0,30	-0,12	0,29	0,52
B4	0,84	0,44	0,59	0,13	-0,37	-0,54	0,32	-0,11	0,26	0,54
B5	0,84	0,44	0,59	0,13	-0,38	-0,54	0,31	-0,11	0,28	0,54
B6	0,83	0,44	0,59	0,13	-0,37	-0,53	0,32	-0,12	0,27	0,55
B7	0,82	0,44	0,57	0,14	-0,36	-0,51	0,31	-0,13	0,24	0,54
B8	0,81	0,43	0,55	0,14	-0,34	-0,50	0,31	-0,14	0,22	0,53
B9	0,81	0,43	0,53	0,15	-0,34	-0,49	0,30	-0,14	0,21	0,54
B10	0,81	0,41	0,52	0,14	-0,34	-0,49	0,31	-0,12	0,21	0,55
B11	0,81	0,40	0,52	0,13	-0,33	-0,49	0,31	-0,11	0,21	0,55
B12	0,81	0,39	0,51	0,12	-0,33	-0,49	0,32	-0,10	0,21	0,55
B13	0,81	0,39	0,52	0,12	-0,33	-0,49	0,32	-0,10	0,21	0,55
B14	0,81	0,39	0,52	0,12	-0,33	-0,49	0,32	-0,10	0,22	0,55
B15	0,82	0,39	0,54	0,10	-0,35	-0,51	0,33	-0,07	0,24	0,56
B16	0,85	0,37	0,57	0,06	-0,38	-0,55	0,35	-0,01	0,28	0,57
B17	0,82	0,38	0,53	0,09	-0,34	-0,51	0,33	-0,07	0,24	0,56
B18	0,75	0,39	0,46	0,16	-0,27	-0,42	0,30	-0,18	0,15	0,52
B19	0,73	0,40	0,44	0,18	-0,25	-0,39	0,29	-0,21	0,14	0,51
B20	0,72	0,40	0,42	0,19	-0,24	-0,38	0,29	-0,23	0,12	0,49
B21	0,72	0,40	0,43	0,18	-0,23	-0,37	0,29	-0,24	0,12	0,49
B22	0,71	0,39	0,41	0,19	-0,22	-0,36	0,29	-0,24	0,11	0,48
B23	0,70	0,39	0,41	0,19	-0,22	-0,36	0,29	-0,25	0,12	0,48
B24	0,70	0,40	0,42	0,19	-0,22	-0,36	0,29	-0,25	0,12	0,48
B25	0,70	0,40	0,42	0,20	-0,23	-0,36	0,28	-0,25	0,12	0,48
B26	0,69	0,40	0,42	0,19	-0,22	-0,35	0,28	-0,26	0,13	0,46
B27	0,69	0,40	0,42	0,19	-0,21	-0,35	0,28	-0,27	0,13	0,46
B28	0,69	0,41	0,43	0,19	-0,22	-0,35	0,28	-0,26	0,15	0,47
B29	0,69	0,42	0,44	0,20	-0,23	-0,35	0,26	-0,27	0,15	0,46
B30	0,70	0,41	0,45	0,18	-0,23	-0,36	0,28	-0,25	0,17	0,45
B31	0,72	0,43	0,49	0,17	-0,27	-0,40	0,26	-0,23	0,22	0,46
B32	0,70	0,42	0,48	0,18	-0,26	-0,39	0,25	-0,23	0,19	0,47

S : Sable total ; SG : Sable Grossier ; SF : Sable Fin ; L : Limon total ; LG : Limon Grossier ; LF : Limon fin ; A : argile ; C : Carbone. ; N : Azote.

En gras, les coefficients de corrélation linéaire significativement différents de zéro au seuil de signification de 1% (la valeur critique est égale à 0,283 pour 81 degrés de liberté).

Au seuil de signification de 5%, la valeur critique est égale à 0,217 pour 81 degrés de liberté).

En accord avec la littérature, la matrice des corrélations (Tableau X.7) montre que la réflectance des sols diminue avec l'augmentation de leur humidité, mais le lien linéaire existant entre ces 2 variables n'est pas significatif au seuil de 1% alors qu'il existe une bonne corrélation négative entre les teneurs en eau et en CaCO_3 (Tableau X.5). Ceci peut s'expliquer par la différence de date entre la prospection aéroportée et les mesures d'humidité effectuées 2 jours plus tôt. Lors des mesures radiométriques, la surface du sol était encore plus desséchée sous l'effet de l'évapotranspiration. Les fractions les plus grossières comme les sables constitués principalement de CaCO_3 présentent une faible rétention en eau. L'humidité résiduelle se concentre alors dans les fractions les plus fines comme par exemple les limons ou les argiles. Toutefois, seules les fractions granulométriques L et LG sont corrélées positivement à l'humidité et non les argiles (Tableau X.5). Il est reconnu que les sols à texture limoneuse sont particulièrement sensibles à la battance (Le Bissonnais, 2000). La formation de croûtes de battance à la surface de ces sols entraîne généralement un tri granulométrique verticale des particules (Bresson et Boiffin, 1990 ; Van der Watt et Valentin, 1992). Ainsi, seule la présence de croûtes de battance caractérisées par une texture et donc des propriétés de rétention en eau significativement différentes de celles des labours peut expliquer les corrélations entre l'humidité et les fractions limons et argiles.

Sur l'ensemble des bandes spectrales étudiées, la corrélation avec l'humidité des sols déterminée en haut des mottes est supérieure à celle mesurée en bas des mottes. Enfin, la valeur des coefficients de corrélation linéaire diminue avec l'augmentation des longueurs d'ondes du visible au proche infra-rouge.

A l'inverse de l'humidité, la réflectance apparaît liée significativement (au seuil de 1%) à la rugosité de surface des sols (Tableau X.7). On constate que la moyenne des deux mesures de rugosité effectuées perpendiculairement ou parallèlement au labour améliore les coefficients de corrélation. Les corrélations déterminées avec la moyenne des rugosités parallèles au labour $\overline{S_3 S_4}$ sont toujours significativement supérieures à celles obtenues avec la moyenne des rugosités perpendiculaires au labour $\overline{S_1 S_2}$ et ce malgré un S_3 peu significatif. En fait, la différence de corrélation de la réflectance avec les mesures de rugosité perpendiculaire et parallèle au labour est assez faible. Deux phénomènes peuvent expliquer cette situation :

- Le labour est jeté et très incliné, si bien que la périodicité du micro-relief formé par les mottes est la même parallèlement et perpendiculairement à la direction de travail du sol.
- La couverture pédologique présente une texture assez légère avec peu d'argile. Au cours de la période hivernale, le labour s'est aplani sous l'action des conditions climatiques

(pluie, alternance gel-dégel). La rugosité du sol s'est alors uniformisée dans toutes les directions de l'espace géométrique.

La moyenne générale des 4 mesures de rugosité, effectuées parallèlement ou perpendiculairement à la direction de labour, peut donc avoir un sens. Cet intérêt a été confirmé par un coefficient de corrélation de $\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$ avec la réflectance d'un même ordre de grandeur. Cette valeur moyenne de la rugosité est donc considérée comme représentative.

A l'opposé de l'humidité, les corrélations mesurées entre la réflectance et la rugosité croissent avec les longueurs d'ondes des 32 bandes spectrales investiguées. Elles sont meilleures dans le PIR que dans le visible.

On constate également que la rugosité moyenne $\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$ des sols diminue avec l'augmentation de leur teneur en CaCO_3 . La relation observée présente une corrélation négative $R = -0,48$, significative au seuil de 5% (Tableau X.5). Il a été observé que des sols très calcaires, présentant une granulométrie limoneuse, peuvent avoir un comportement battant et donc leur rugosité décroître. De plus, suite au labour, les sols calcaires ont une plus grande chance d'avoir des mottes et des agrégats plus fins et donc une rugosité plus faible. La variable CaCO_3 apparaît donc comme un facteur explicatif de la rugosité. Ainsi, l'effet de la variable conjoncturelle - rugosité- renforce la prépondérance de la relation réflectance - CaCO_3 .

Il n'existe pas de bande spectrale discriminante d'un élément ou d'une propriété physico-chimique pérenne ou conjoncturelle particulière. La réflectance des sols semble résulter de la combinaison des différentes variables du sol. Quelle que soit la longueur d'onde investiguée, la teneur en CaCO_3 est la variable la mieux corrélée à la réflectance. Comme les données de réflectance issues des 32 bandes spectrales sont corrélées significativement entre elles, on choisit d'étudier, de manière plus approfondie, les données de réflectance provenant uniquement des bandes spectrales B1 et B32, à la fois les plus éloignées dans le spectre et les moins corrélées entre elles.

Plusieurs questions émergent de ces observations, auxquels les paragraphes suivants tenterons de répondre, afin de mieux comprendre le comportement spectral des sols :

Tableau X.7. Matrice des corrélations de la réflectance spectrale des sols mesurées selon les 32 bandes spectrales de CASI en fonction des variables conjoncturelles des sols.

Bande Spectrale	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	$\overline{S_1 S_2}$	$\overline{S_3 S_4}$	$\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$	θ HM	θ BM
B1	-0,62	-0,57	-0,39	-0,69	-0,61	-0,66	-0,59	-0,30	-0,20
B2	-0,62	-0,62	-0,48	-0,72	-0,65	-0,73	-0,66	-0,33	-0,15
B3	-0,61	-0,57	-0,46	-0,69	-0,68	-0,70	-0,67	-0,31	-0,20
B4	-0,63	-0,60	-0,52	-0,71	-0,72	-0,74	-0,73	-0,29	-0,18
B5	-0,62	-0,62	-0,50	-0,72	-0,70	-0,74	-0,70	-0,30	-0,16
B6	-0,61	-0,60	-0,49	-0,70	-0,68	-0,72	-0,69	-0,31	-0,17
B7	-0,60	-0,58	-0,48	-0,68	-0,68	-0,70	-0,68	-0,31	-0,18
B8	-0,60	-0,57	-0,49	-0,68	-0,68	-0,71	-0,69	-0,31	-0,19
B9	-0,60	-0,58	-0,49	-0,68	-0,68	-0,71	-0,69	-0,31	-0,18
B10	-0,58	-0,58	-0,49	-0,67	-0,68	-0,70	-0,69	-0,33	-0,19
B11	-0,58	-0,58	-0,48	-0,67	-0,67	-0,70	-0,69	-0,33	-0,19
B12	-0,58	-0,59	-0,47	-0,67	-0,67	-0,69	-0,67	-0,33	-0,20
B13	-0,58	-0,59	-0,48	-0,67	-0,67	-0,70	-0,68	-0,33	-0,19
B14	-0,59	-0,59	-0,48	-0,68	-0,68	-0,70	-0,68	-0,33	-0,19
B15	-0,58	-0,60	-0,48	-0,68	-0,68	-0,70	-0,68	-0,33	-0,19
B16	-0,57	-0,61	-0,46	-0,68	-0,66	-0,69	-0,66	-0,35	-0,20
B17	-0,59	-0,61	-0,47	-0,69	-0,68	-0,70	-0,67	-0,33	-0,19
B18	-0,64	-0,60	-0,49	-0,72	-0,71	-0,74	-0,71	-0,31	-0,15
B19	-0,64	-0,60	-0,50	-0,73	-0,70	-0,75	-0,71	-0,30	-0,14
B20	-0,68	-0,62	-0,48	-0,76	-0,72	-0,76	-0,72	-0,29	-0,13
B21	-0,69	-0,61	-0,50	-0,77	-0,72	-0,78	-0,73	-0,28	-0,13
B22	-0,69	-0,63	-0,51	-0,77	-0,72	-0,78	-0,73	-0,28	-0,12
B23	-0,69	-0,61	-0,51	-0,77	-0,73	-0,77	-0,73	-0,28	-0,13
B24	-0,70	-0,61	-0,52	-0,78	-0,73	-0,78	-0,73	-0,28	-0,12
B25	-0,71	-0,62	-0,52	-0,78	-0,73	-0,79	-0,74	-0,28	-0,12
B26	-0,71	-0,62	-0,52	-0,79	-0,73	-0,79	-0,74	-0,28	-0,13
B27	-0,70	-0,62	-0,53	-0,78	-0,74	-0,80	-0,75	-0,28	-0,13
B28	-0,71	-0,62	-0,54	-0,78	-0,75	-0,80	-0,76	-0,28	-0,13
B29	-0,72	-0,62	-0,55	-0,79	-0,75	-0,81	-0,77	-0,29	-0,11
B30	-0,70	-0,63	-0,52	-0,79	-0,75	-0,80	-0,75	-0,28	-0,12
B31	-0,66	-0,65	-0,50	-0,76	-0,74	-0,76	-0,73	-0,26	-0,13
B32	-0,71	-0,64	-0,51	-0,80	-0,73	-0,79	-0,73	-0,29	-0,10

En gras coefficient de corrélation linéaire significativement différents de zéro au seuil de signification de 1% (la valeur critique est égale à 0,526 pour 21 degrés de liberté et à 0,354 pour 53 degrés de liberté).

Au seuil de signification à 5%, la valeur critique est égale à 0,413 pour 21 degrés de liberté et à 0,273 pour 53 degrés de liberté.

s₁, s₂ : rugosité perpendiculairement au labour.

s₃, s₄ : rugosité parallèlement au labour.

- Les grands ensembles pédologiques reconnus sur la parcelle présentent ils le même comportement spectral ?
- Si le comportement spectral varie en fonction du type de sol, quel phénomène ou processus pédologique peut être associé aux variations de réflectance ?
- Peut on établir une hiérarchie des variables pérennes et conjoncturelles quant à leur degré d'influence sur la réflectance ?

Afin de répondre à ces questions, on procédera en premier lieu à une étude par Analyse en Composantes Principales (ACP) des propriétés physico-chimiques pérennes et conjoncturelles pour établir une typologie des grands groupes de sols présents sur la parcelle. Nous tenterons ensuite de caractériser leur comportement spectral.

4.3. Analyse en Composantes Principales (ACP)

Une analyse en composantes principales permet de visualiser dans quelles mesures les grands ensembles pédologiques reconnus sur le terrain se distinguent par leur comportement spectral. Sur la base des connaissances bibliographiques des variables influençant la réflectance et des résultats précédents (4.2), un sous-ensemble de variables actives a été retenu : les teneurs en CaCO_3 , en limons grossiers, en carbone, en eau et la rugosité moyenne $\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$ des sols. Nous avons choisi d'utiliser uniquement la teneur en eau mesurée en haut des mottes (θ_{HM}) car sa corrélation avec la réflectance des sols est plus élevée que celle déterminée avec les humidités en bas des mottes (θ_{BM}) (Tableau X.7). Pour décrire le lien entre la réflectance et les caractéristiques physico-chimiques de la surface des sols, les données de réflectance sont introduites en tant que variables passives (bandes B1 et B32 choisies précédemment). L'espace mathématique étudié est constitué de 23 individus et de 7 variables : 5 actives et 2 passives.

4.3.1. Description des données

Les statistiques sommaires des valeurs de réflectance et des caractéristiques physico-chimiques des sols utilisées dans l'ACP sont reportées dans le Tableau X.8. L'amplitude de variation des données retenues est représentative de l'ensemble des mesures effectuées sur la parcelle (Tableaux X.2 et X.3). La matrice des corrélations (Tableau X.9) est composée d'un grand nombre de variables corrélées entre elles. Ces liens multiples justifient l'intérêt d'une approche multivariable.

Tableau X.8. Statistiques sommaires.

	B1	B32	CaCO ₃ (%)	C (%)	LG (%)	θ HM (10 ⁻² g.g ⁻¹)	$\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$ (cm)
n	23	23	23	23	23	23	23
Min	0,0510	0,3929	1,9	0,95	17,60	5,64	1,45
Max	0,0976	0,6160	42,7	1,28	31,50	10,26	3,35
Moyenne	0,0689	0,4777	16,9	1,13	23,44	7,32	2,17
Ecart -type	0,0128	0,0694	12,9	0,09	4,00	1,21	0,52

Tableau X.9. Matrice des corrélations. En gras, les coefficients de corrélations linéaires significativement différents de zéro (>0,41) au risque α de 5%.

	B1	B32	CaCO ₃ (%)	C (%)	LG (%)	θ HM (10 ⁻² g.g ⁻¹)	$\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$ (cm)
B1	1						
B32	0,92	1,00					
CaCO ₃ (%)	0,86	0,72	1,00				
C (%)	0,43	0,29	0,62	1,00			
LG (%)	-0,60	-0,40	-0,83	-0,64	1,00		
θ HM (10 ⁻² g.g ⁻¹)	-0,41	-0,28	-0,65	-0,60	0,81	1,00	
$\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$ (cm)	-0,68	-0,79	-0,48	-0,07	0,18	0,06	1

4.3.2. Détermination des composantes principales

Dans le Tableau X.10, la composante F1 explique 63,25% de la variabilité totale des individus. Nous avons choisi d'interpréter uniquement les résultats obtenus pour les deux premières composantes car elles suffisent à expliquer environ 84% de l'inertie initiale. L'analyse est effectuée d'abord dans l'espace des variables puis dans celui des individus.

Tableau X.10. Valeurs propres des composantes principales.

Composante principale	Valeur propre	Contribution à la variance totale	Pourcentage de variance cumulée
F1	3,16	63,25	63,25
F2	1,07	21,44	84,69
F3	0,44	8,80	93,49

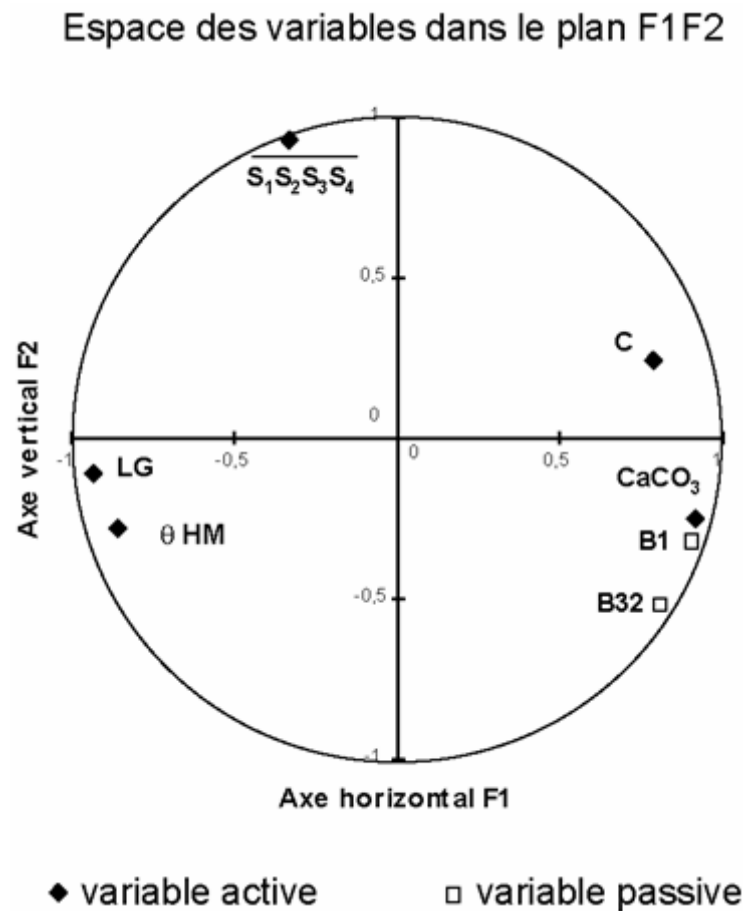


Figure X.7. Représentation de l'espace des variables dans le plan F1F2.

4.3.3. Relation entre les deux premières composantes principales et les variables initiales

La structure des variables est déterminée d'après l'examen des corrélations entre les variables initiales et les deux premières composantes F1 et F2. Une variable est bien représentée dans un plan si la somme des cosinus carrés des angles que forme la variable considérée avec chacun des axes du plan est supérieure à 0,6 (Saporta, 1990). Aussi, l'ensemble des variables est bien représenté dans le plan F1F2 pour notre cas d'étude.

Dans le plan formé par les axes F1 et F2 (Figure X.7), les variables CaCO_3 et la teneur en carbone sont corrélées positivement à l'axe F1. La fraction limons grossiers (LG) et l'humidité en haut des mottes (θ HM) sont corrélées négativement à la première composante. L'opposition entre la fraction LG et la teneur en CaCO_3 sur l'axe F1 exprime la proximité de la craie et donc le degré de développement des sols.

Les individus du premier groupe de variables (CaCO_3 , C) sont corrélés positivement et significativement entre eux. Sous les mêmes conditions climatiques, les sols formés à partir d'un matériau parental carbonaté riche en bases tel que la craie, ont généralement des teneurs en argile et en matière organique plus élevées. L'argile et le calcium (Ca^{2+}) présents dans les milieux carbonatés jouent un rôle dans la rétention du carbone dans les sols (Oades, 1988)¹.

Les éléments du deuxième groupe (LG et θ HM) sont également corrélés positivement, mais le lien entre ces deux variables ne peut être expliqué. L'humidité de la croûte prélevée à la surface du sol est très faible, bien inférieure à celle relevée au point de flétrissement permanent des plantes (pF 4,2). Sur l'ensemble de la parcelle, la fraction granulométrique LG des échantillons, prélevés dans l'horizon de labour, présente une importante variabilité spatiale. Les sols limoneux et en particulier les LUVISOLS et NEOLUVISOLS des UCS 1 et 2 (Figure VI.1), sont sensibles au phénomène de battance. Deux types de croûtes se reconnaissent à leur surface : des croûtes structurales sur les reliefs et des croûtes de dépôts dans les dépressions. Ces croûtes se caractérisent par un tri granulométrique vertical des

¹ En effet, un environnement basique accélère l'étape initiale de décomposition de la matière organique. Mais, le mélange intime des débris organiques avec les composés minéraux retarde les étapes suivantes de dégradation de cette matière organique. L'ion Ca^{2+} , sous la forme échangeable ou sous la forme de fines particules de carbonates, réalise des ponts entre les débris organiques et les argiles (complexe argilo-humique) pour former des agrégats stables d'un point de vue physique, chimique et biologique. Il ralentit la minéralisation des acides humiques et des acides fulviques. Les temps de rétention de la matière organique et de la teneur en carbone de ces sols sont ainsi augmentés.

particules² (Bresson et Boiffin, 1990 ; Van der Watt et Valentin, 1992 ; Le Bissonnais, 2000). La granulométrie de ces croûtes structurales en surface est alors très différente de celle de l'horizon cultural pris dans son intégralité. Il est alors difficile, voire dangereux de comparer ou d'interpréter le lien entre l'humidité de cette micro-couche de surface (2 à 4 mm d'épaisseur) et la granulométrie d'échantillons représentatifs de l'ensemble du labour.

En résumé, les variables contribuant le plus à l'axe F1 sont réparties en deux groupes opposés, l'un caractéristique des sols carbonatés (CaCO_3 , C), l'autre des sols limoneux, peu ou non carbonatés tels que les LUVISOLS ou NEOLUVISOLS limono-argilo-sableux sur sable crayeux en profondeur. Nous pouvons ainsi qualifier F1 de proximité du matériau crayeux.

La seule variable nettement liée à l'axe F2 est la rugosité du sol, corrélée positivement. L'axe F2 peut donc être qualifié d'axe du travail du sol dont dépend la rugosité. Les relations entre l'axe F2 et les variables pérennes apparaissent faibles bien que la teneur en CaCO_3 soit un facteur explicatif de la rugosité de surface. Aucun lien n'est observé entre cet axe et l'humidité de surface du sol.

Le positionnement des réflectances B1 et B32 en variables passives montre que la réflectance des sols dans le visible ou le proche infrarouge est principalement liée au groupe CaCO_3 et carbone. Elle est donc liée aux sols carbonatés, peu développés et dont la roche-mère crayeuse est peu profonde. Leur contribution à l'axe F2 est relativement faible. La réflectance apparaît donc liée principalement à la proximité de la craie, associée aux fortes teneurs en CaCO_3 , mais semble peu liée à l'effet des variables conjoncturelles. Cela dit, on remarque que les réflectances dans le visible (B1) et surtout dans le PIR (B32) sont anti-corrélées à la rugosité.

4.3.4. Répartition des individus : analyse des ressemblances et des dissemblances

Le principe concernant la qualité de la représentation des individus est le même que celui utilisé précédemment pour vérifier la qualité de représentation des variables. Un

² Les croûtes de dépôts, formées par sédimentation, sont constituées de lits de particules de taille croissante de la surface vers la profondeur. La situation inverse s'observe dans le cas des croûtes structurales, formées par effet "splash", c'est-à-dire désagrégation et projection des particules de sol sous l'impact des gouttes de pluies. A ce déplacement des particules par le splash, s'ajoutent ensuite des processus de réorganisation structurale par illuviation, c'est-à-dire entraînement en profondeur des particules fines (notamment les argiles) dans la porosité.

individu est bien représenté dans le plan F1F2, si la somme des cosinus carré des angles que forme l'individu avec les deux axes est supérieure à 0,6. Ainsi, sur les 23 individus auxquels est appliquée l'ACP, 17 (74%) sont bien représentés dans le plan F1F2.

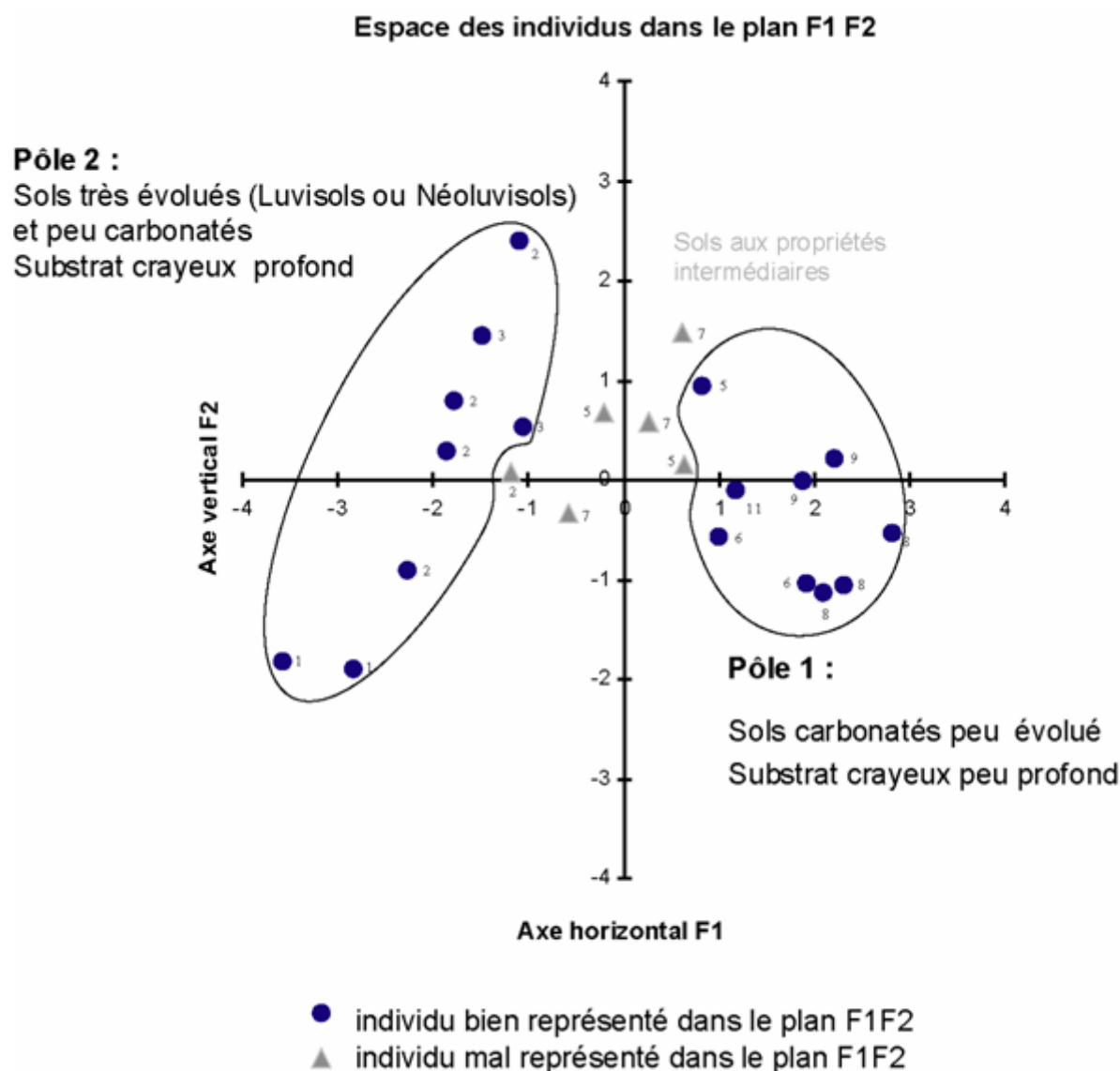


Figure X.8. Représentation de l'espace des individus dans le plan F1F2.

Parmi les 17 individus bien représentés dans ce plan, 2 pôles peuvent être distingués (Figure X.8.) :

- Le pôle 1 rassemble les 9 individus corrélés positivement à l'axe F1, axe de proximité d'apparition du matériau crayeux. Ces individus riches en CaCO_3 et en

carbone sont corrélés positivement à la réflectance. Parmi ces 9 individus, 5 correspondent à des CALCOSOLS sur craie (UCS 8 et 9), 3 sont des CALCOSOLS développés sur de la craie altérée ou remaniée à faciès de pâte calcaire (UCS 5 et 6). Enfin le dernier est un COLLUVIOSOL calcaire (UCS 11), moyennement épais sur craie. Il s'agit de sols carbonatés dès la surface, peu évolués, situés en haut de pente et reposant sur de la craie à faible profondeur.

- Le pôle 2 représente les individus corrélés négativement à l'axe F1, relativement pauvre en carbonate, mais riche en limons grossiers. Ces individus correspondent aux LUVISOLS et NEOLUVISOLS épais (UCS 1, 2 et 3), de texture limono-argilo-sableuse, reposant sur un sable crayeux cryoturbé ou remanié. Ces sols épais, localisés en bas de pente, sont très évolués.

Entre ces deux pôles, les 6 individus mal représentés dans le plan F1F2 correspondent aux CALCOSOLS localisés à mi-pente de la parcelle (UCS 5 et 7). Ces sols se caractérisent par des propriétés physico-chimiques et une profondeur d'apparition du substrat crayeux intermédiaires.

L'application d'une analyse en composantes principales aux individus sols de la parcelle, définis par leurs propriétés physico-chimiques pérennes et conjoncturelles, a permis une typologie des individus en fonction de la proximité vers la surface de la craie et donc de leur évolution pédologique. Deux principaux ensembles de sols ont été distingués. Il s'agit d'une part des sols très carbonatés, peu évolués et donc peu épais, développés dans la craie, et d'autre part de LUVISOLS ou NEOLUVISOLS très évolués, épais, non (ou peu) carbonatés et de texture riche en limons grossiers.

Que ce soit dans le visible ou dans le proche infra-rouge, la réflectance des sols apparaît corrélée positivement avec les teneurs en CaCO_3 et en carbone, par contre elle est corrélée négativement avec leurs teneurs en limons grossiers. Ceci met en relief un comportement spectral différent, voire opposé, des deux précédents pôles pédologiques. L'influence sur la réflectance des propriétés conjoncturelles et notamment de la rugosité de surface semble négligeable au sein de la parcelle anciennement travaillée par rapport à celle de la proximité de la craie et de la teneur en CaCO_3 des sols.

4.4. Examen des 2 bandes spectrales : B1 et B32

Pour approfondir notre analyse, nous allons examiner les liens entre les caractéristiques des sols et les réflectances spectrales mesurées dans le visible et dans le proche infrarouge. Dans un premier temps, nous aborderons le cas des variables pérennes puis dans un second celui des variables conjoncturelles. L'étude des nuages de points, formés par les données expérimentales, permettra de visualiser d'éventuels liens non linéaires ou d'identifier des sous-nuages de points, correspondant à des unités de sol précises ou s'individualisant par un comportement spectral différent de celui des autres unités pédologiques.

4.4.1. Relations entre la réflectance et les variables pérennes

Nous examinerons successivement les relations entre la réflectance et la teneur en CaCO_3 , le pH, la texture (avec l'effet individuel des différentes classes granulométriques : sable, limon, argile) et enfin la teneur en carbone des sols.

4.4.1.1 Teneur en CaCO_3

La teneur en CaCO_3 total s'échelonne sur la parcelle expérimentale de 1,70% à près de 44% (Tableau X.2). Quelle que soit la bande spectrale investiguée, on constate sur les figures X.9 et X.10 que deux groupes de points évoluent différemment en fonction de la teneur en CaCO_3 des sols. Nous examinerons séparément l'évolution et la différence de comportement spectral des sols en fonction de leurs teneurs en CaCO_3 . Pour chacune des variables physico-chimiques étudiées, nous aborderons d'abord le cas des sols carbonatés ayant une teneur en CaCO_3 supérieure à 5%, puis celui des LUVISOLS ou NEOLUVISOLS ayant une teneur en CaCO_3 inférieure à 5%.

- $\text{CaCO}_3 > 5\%$

Ces sols présentent une très bonne corrélation positive entre la teneur en CaCO_3 et leur réflectance. Les coefficients de corrélations sont respectivement de 0,88 et de 0,84 dans le visible et dans le proche infrarouge. La relation linéaire présentée à la figure X.11. montre également que la plupart des UCS reconnues sur le terrain, se discriminent selon leurs couples réflectance spectrale – teneur en CaCO_3 . Conjointement à l'effet de la teneur en CaCO_3 et en

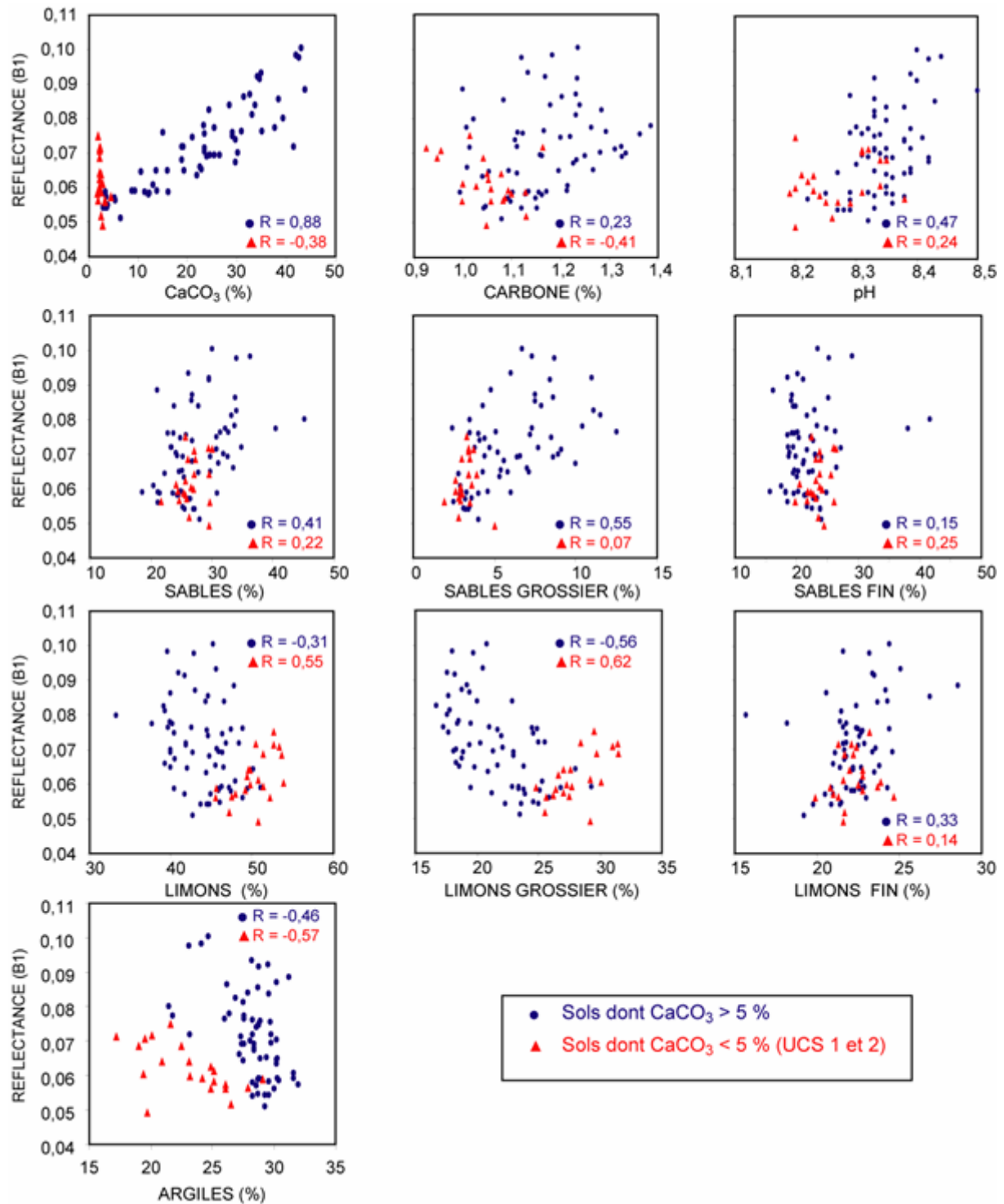


Figure X.9. Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B1 (417,720 nm < λ < 428,741 nm) et les caractéristiques physico-chimiques pérennes des sols.

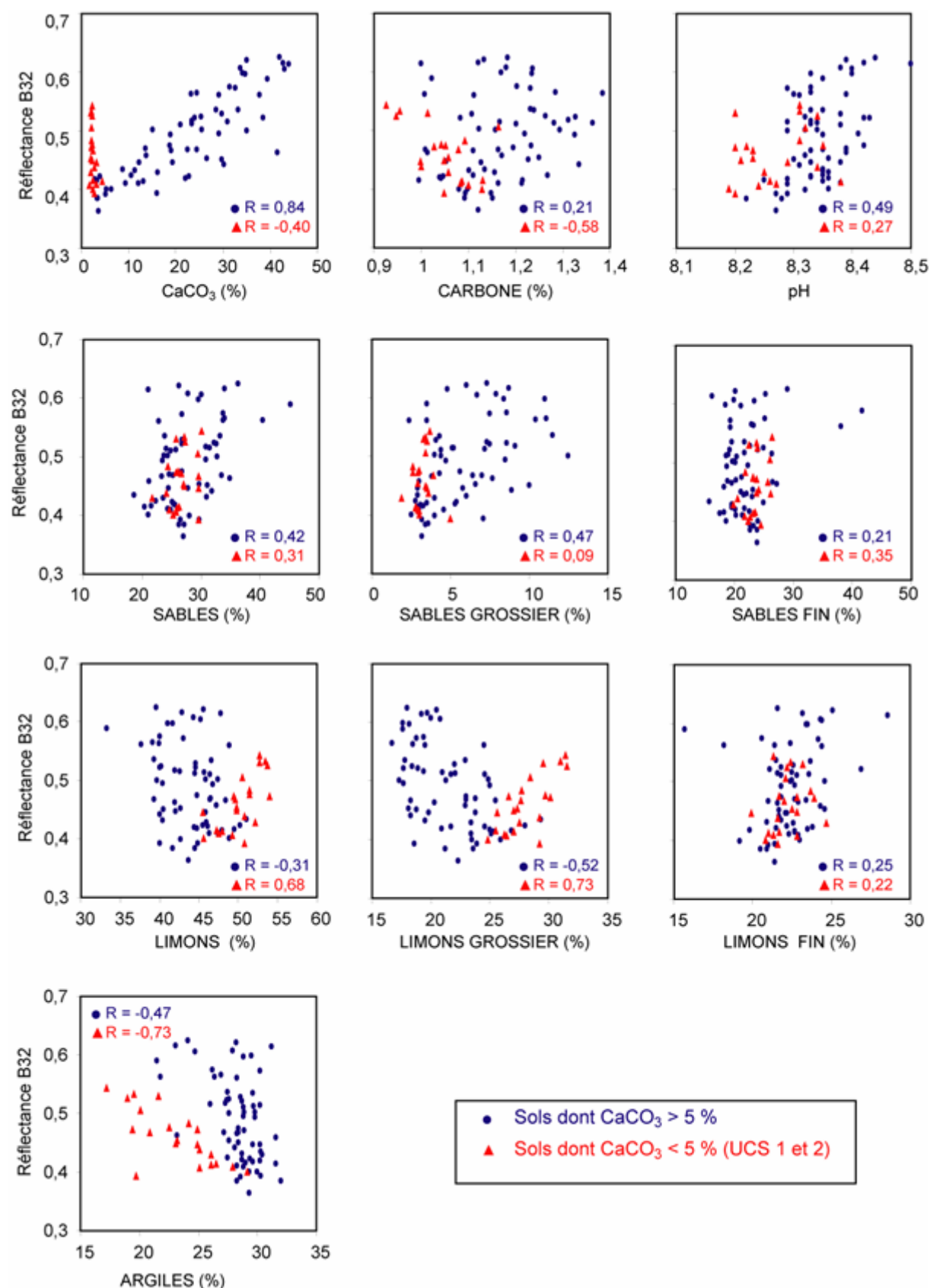


Figure X.10. Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B32 (948,182 nm < λ < 959,737 nm) et les caractéristiques physico-chimiques pérennes des sols.

accord avec les observations de Aubron (1993) et de King et al. (1996), la réflectance croît avec la charge en éléments grossiers (EG) des sols (Figures X.11 et X.12), en particulier au sein des unités de CALCOSOLS développés sur la craie (UCS 8, 9, 10).

Les teneurs en EG estimées sur la parcelle expérimentale ont été subdivisées en 4 classes :

- ① $EG = 0 \%$
- ② $0\% < EG < 5\%$
- ③ $5\% < EG < 10\%$
- ④ $EG > 10\%$

La comparaison multiple des moyennes de réflectance de ces 4 classes montre qu'en fonction de la charge en EG, on peut distinguer significativement, avec un niveau de confiance de 95% (Figure X.12) : les sols sans EG (classe ①), les sols très caillouteux (classe ④) et les sols moyennement caillouteux (classes ② + ③). Lors de cette expérimentation, la réflectance ne permet pas de différencier les classes ② et ③. Cette situation peut être due à l'estimation initiale de la pierrosité de surface sur le terrain, une étape toujours délicate. S'il est aisé d'identifier les classes extrêmes (① et ④), il est toujours plus difficile de distinguer les classes intermédiaires, caractérisées par une gamme de variation de 5%.

• $CaCO_3 < 5\%$

Dans ces sols, il n'y a pas d'influence du calcaire sur la réflectance. On observe en effet pour ces faibles teneurs de $CaCO_3$, un nuage de points alignés et indépendants, caractérisé par une importante variabilité mais aussi par des valeurs élevées de réflectance. Celles-ci correspondent aux LUVISOLS et NEOLUVISOLS des UCS 1 et 2 (Figure X.11), de texture limono-sablo-argileuse ou limono-argilo-sableuse, développés sur les sables ou grès remaniés du Thanétien. (Figure VI.1). L'importante variabilité de la réflectance de ces sols non ou peu carbonatés s'explique par leurs teneurs en argile et en limons grossiers (Figures X.9 et X.10).

4.4.1.2. pH

Le pH mesuré correspond au pH de la terre fine. La réflectance des sols carbonatés semble croître avec la valeur du pH mais en réalité elle augmente avec la teneur en $CaCO_3$. A priori, il n'y a pas de lien direct entre le pH et la réflectance. C'est donc une corrélation indirecte du $CaCO_3$. Dans les sols non carbonatés ($CaCO_3 < 5\%$), la corrélation est nettement moindre (Figures X.9 et X.10).

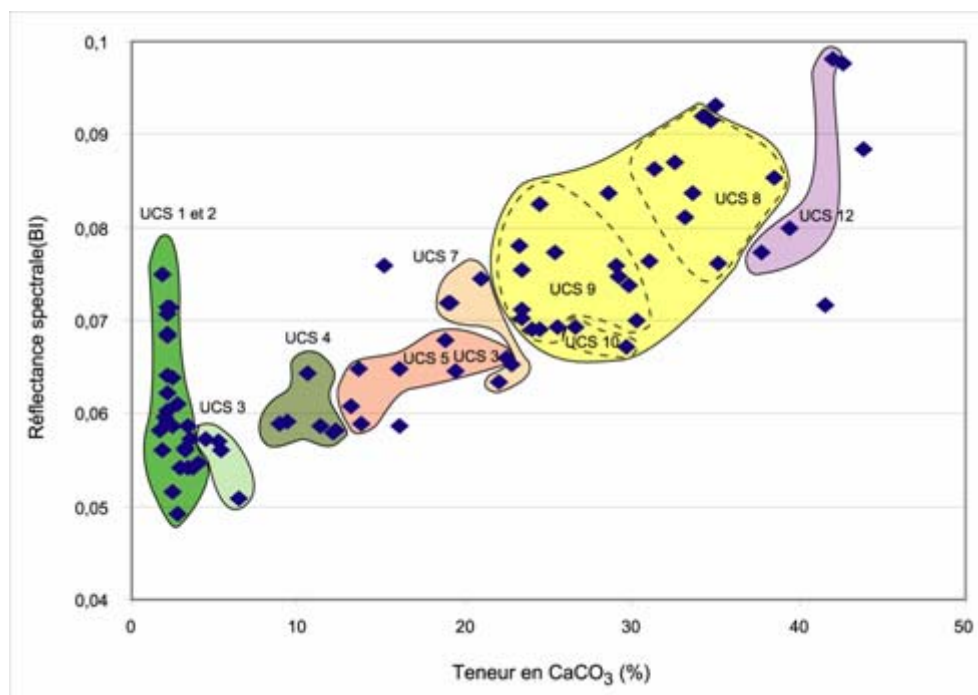


Figure X.11. Evolution de la réflectance spectrale en fonction de la teneur en CaCO_3 des sols.

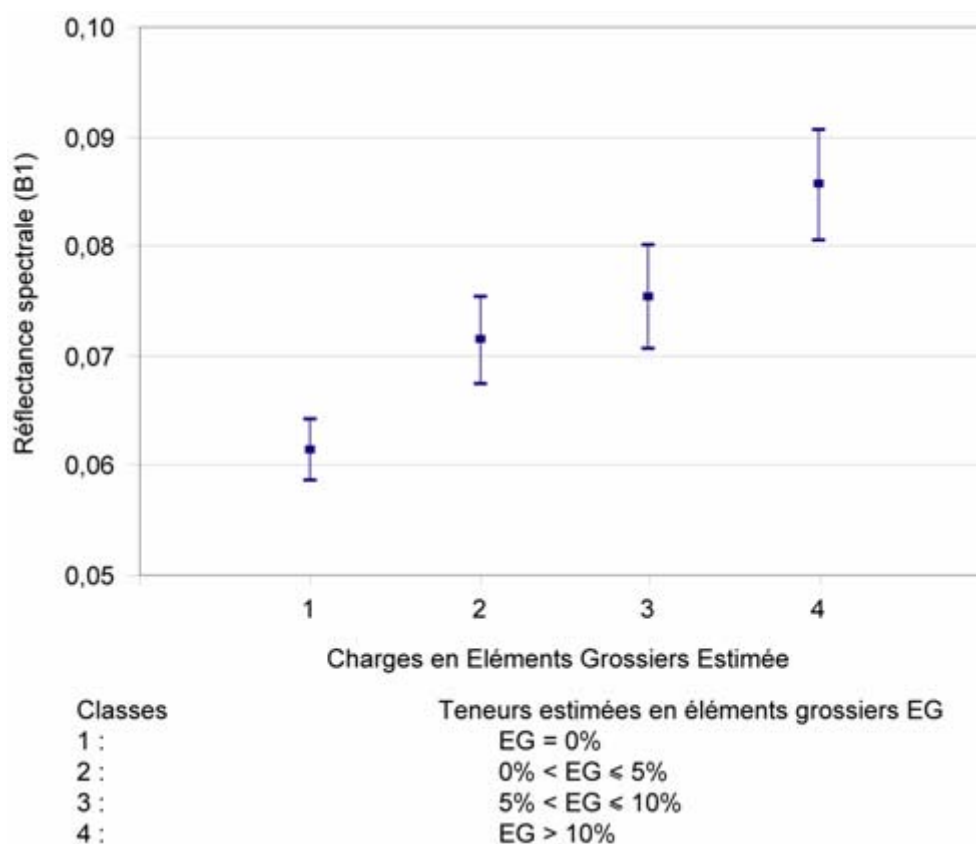


Figure X.12. Comparaison multiple (Test de Tukey) des valeurs moyennes de la réflectance spectrale des sols (Bande B1) en fonction de la charge en éléments grossiers à la surface du sol estimée sur le terrain.

La faible amplitude de variation du pH sur la parcelle expérimentale correspond à l'incertitude de mesure de cette grandeur chimique, d'où une plus faible corrélation de la réflectance avec le pH qu'avec le CaCO_3 .

4.4.1.3. Texture

a) Les sables.

- $\text{CaCO}_3 > 5\%$

Dans les sols carbonatés, la réflectance ne semble établir aucun lien avec la teneur en sables fins. Mais à l'inverse, elle apparaît corrélée positivement à leur teneur en sables grossiers, bien que le nuage de points soit assez dispersé. Comme nous l'avons vu précédemment, il s'agit là encore de l'effet indirect de la variable cachée CaCO_3 à laquelle les SG sont corrélés positivement (Tableau X.11).

- $\text{CaCO}_3 < 5\%$

Dans les sols non carbonatés, les corrélations sont faibles et non significatives.

b) Les limons.

Concernant la classe des limons totaux et en particulier celle des limons grossiers, on constate un comportement opposé de la réflectance entre les sols carbonatés et les sols évolués décarbonatés. A l'inverse, aucune relation n'est observée avec les limons fins.

- $\text{CaCO}_3 > 5\%$

La réflectance des sols carbonatés décroît avec la teneur en limons grossiers. Cette relation se caractérise par un coefficient de corrélation négatif, significatif au seuil de 1% bien que le nuage de points soit assez dispersé. L'augmentation de la teneur en LG s'accompagne d'une diminution de la teneur en carbonates (Tableau X.11), ce qui traduit là encore l'effet prépondérant du CaCO_3 . Les corrélations relevées entre la réflectance et les fractions de limons sont plus élevées dans le visible que dans le PIR.

- $\text{CaCO}_3 < 5\%$

Contrairement au cas précédent, la réflectance des sols décarbonatés croît avec la teneur en limons grossiers. Le nuage de points correspondant est assez resserré. La corrélation est élevée et significative au seuil de 1%. Ces sols particulièrement sensibles à la battance

Tableau X.11. Matrice des corrélations de la réflectance et des caractéristiques physico-chimiques des sols carbonatés ($\text{CaCO}_3 > 5\%$).

	B1	B32	CaCO_3	C	A	L	LF	LG	S	SF	SG	pH	$\text{S}_1\text{S}_2\text{S}_3\text{S}_4$	θ HM	θ BM
CaCO_3	0,94	0,88	1,00												
C	0,33	0,35	0,33	1,00											
A	-0,49	-0,49	-0,48	0,13	1,00										
L	-0,42	-0,37	-0,36	-0,04	0,16	1,00									
LF	0,58	0,50	0,67	0,41	0,01	0,20	1,00								
LG	-0,69	-0,60	-0,67	-0,24	0,16	0,88	-0,28	1,00							
S	0,58	0,55	0,53	-0,04	-0,67	-0,85	-0,16	-0,75	1,00						
SF	0,08	0,12	0,07	-0,28	-0,65	-0,54	-0,56	-0,26	0,77	1,00					
SG	0,82	0,72	0,75	0,24	-0,33	-0,72	0,36	-0,88	0,73	0,11	1,00				
pH	0,32	0,39	0,38	0,07	-0,53	0,19	0,17	0,10	0,15	0,16	0,05	1,00			
$\text{S}_1\text{S}_2\text{S}_3\text{S}_4$	-0,83	-0,84	-0,78	-0,30	0,20	0,43	-0,42	0,63	-0,44	0,01	-0,69	-0,06	1,00		
θ HM	-0,51	-0,56	-0,56	-0,33	0,15	0,41	-0,34	0,57	-0,39	-0,04	-0,57	-0,35	0,61	1,00	
θ BM	-0,60	-0,57	-0,66	-0,28	0,27	0,14	-0,60	0,42	-0,25	0,02	-0,41	-0,23	0,64	0,74	1,00

Nombre d'individus $n = 16$.

En gras, coefficient de corrélation linéaire significativement différent de zéro au seuil de signification de 5% (la valeur critique est égale 0,497 pour 14 degrés de liberté).

Tableau X.12. Matrice des corrélations de la réflectance et des caractéristiques physico-chimiques des sols carbonatés ($\text{CaCO}_3 < 5\%$).

	B1	B32	CaCO_3	C	A	L	LF	LG	S	SF	SG	pH	$\text{S}_1\text{S}_2\text{S}_3\text{S}_4$	θ HM	θ BM
CaCO_3	-0,40	-0,42	1,00												
C	-0,48	-0,89	0,23	1,00											
A	-0,65	-0,93	0,34	0,81	1,00										
L	0,54	0,71	-0,57	-0,51	-0,79	1,00									
LF	0,04	0,22	-0,61	-0,10	-0,35	0,81	1,00								
LG	0,77	0,89	-0,41	-0,67	-0,92	0,91	0,50	1,00							
S	0,19	0,37	0,34	-0,50	-0,35	-0,29	-0,68	0,05	1,00						
SF	0,12	0,33	0,37	-0,49	-0,34	-0,30	-0,66	0,03	0,99	1,00					
SG	0,41	0,46	0,20	-0,49	-0,36	-0,24	-0,70	0,14	0,93	0,89	1,00				
pH	0,38	0,30	0,53	-0,33	-0,20	0,05	-0,33	0,30	0,24	0,23	0,24	1,00			
$\text{S}_1\text{S}_2\text{S}_3\text{S}_4$	-0,52	-0,86	0,35	0,81	0,94	-0,75	-0,39	-0,84	-0,32	-0,34	-0,24	-0,20	1,00		
θ HM	0,64	0,76	-0,33	-0,53	-0,87	0,90	0,55	0,94	-0,01	-0,04	0,08	0,17	-0,72	1,00	
θ BM	0,62	0,87	-0,45	-0,70	-0,97	0,86	0,50	0,92	0,20	0,18	0,24	0,02	-0,86	0,93	1,00

Nombre d'individus $n = 7$.

En gras, coefficient de corrélation linéaire significativement différent de zéro au seuil de signification de 5% (la valeur critique est égale 0,754 pour 5 degrés de liberté).

présentent de nombreuses croûtes structurales ou de dépôts à leur surface, ce qui diminue leur rugosité. L'augmentation de la teneur en LG s'accompagne d'une diminution significative de leur rugosité moyenne $\overline{S_1 S_2 S_3 S_4}$ (Tableau X.12), ce qui explique l'accroissement de la réflectance. De plus, la forte corrélation négative relevée entre la teneur en LG et la teneur en carbone, conforte l'augmentation de la réflectance.(Référence). A l'inverse des sols carbonatés, les corrélations sont ici plus élevées dans le PIR.

c) Les argiles.

Que ce soit dans les sols carbonatés ou non, on constate des corrélations négatives entre la réflectance et leurs teneurs en argile. Néanmoins, chacun de ces sols s'individualise par un nuage de points et une relation propre. Les corrélations entre les 2 variables sont toujours supérieures au sein des sols évolués décarbonatés. Si au sein des sols carbonatés, elles sont identiques dans le visible et dans le PIR, dans le cas des sols décarbonatés elles sont plus élevées dans le PIR. La stabilité structurale des mottes d'un labour augmente avec la teneur en argile du sol. En accord avec les corrélations présentées sur les Tableaux X.11 et X.12, plus un sol est argileux, plus il est rugueux et plus sa réflectance spectrale diminue.

L'augmentation de la teneur en argile devrait s'accompagner d'une teneur en eau plus élevée. Or dans le cas des sols décarbonatés, on remarque le phénomène inverse (Tableau X.12) : l'humidité de surface semble décroître avec l'augmentation de la teneur en argile du labour. Là encore le facteur explicatif est la rugosité de surface. Plus le sol est argileux, plus sa rugosité de surface est élevée ($R=0,94$), plus la surface d'évapotranspiration est alors importante et moins la surface du sol est humide. Les croûtes de battance peuvent aussi se caractériser par une humidité supérieure car non seulement la surface d'évapotranspiration est plus réduite, mais la taille des pores présents est faible, si bien que les forces de rétention en eau sont plus élevées.

4.4.1.4. Teneur en carbone.

- $CaCO_3 > 5\%$

Avec un nuage de points extrêmement dispersé, il ne semble pas exister de relation caractéristique entre la réflectance et la teneur en carbone au sein des sols carbonatés.

- $CaCO_3 < 5\%$

Par contre, en accord avec la littérature, la réflectance des sols décarbonatés décroît avec l'augmentation de la teneur en carbone. La corrélation mise en évidence est uniquement significative dans le PIR ($R = -0,89$). A l'instar de la teneur en argile, la corrélation négative observée entre la teneur en carbone et l'humidité s'explique là encore par son effet sur la stabilité structurale des agrégats et donc sur la rugosité.

4.4.2. Relations entre la réflectance et les variables conjoncturelles

L'étude des relations avec les variables conjoncturelles s'appuiera dans le visible sur la figure X.13 et dans le proche infrarouge sur la figure X.14.

4.4.2.1. Rugosité

Que les sols soient carbonatés ou non, des corrélations négatives sont observées entre la réflectance et la rugosité. Au sein des sols carbonatés, les corrélations sont similaires dans le visible et le PIR. Dans le cas des sols décarbonatés, elles apparaissent significativement meilleures dans le PIR.

4.4.2.2. Humidité

La réflectance évolue de manière inverse en fonction du pôle pédologique étudié.

- $CaCO_3 > 5\%$

En accord avec la littérature, l'augmentation de la teneur en eau s'accompagne d'un assombrissement de la couleur du sol et donc d'une diminution de sa réflectance. Quelle que soit la longueur d'onde investiguée, les corrélations sont similaires.

- $CaCO_3 < 5\%$

A l'inverse, la réflectance et l'humidité des sols décarbonatés présentent des corrélations positives, significatives au seuil de 5%, dans le visible et le PIR. Ce comportement particulier s'explique là encore par l'effet prépondérant de la rugosité du sol sur la réflectance. Comme nous l'avons déjà souligné, plus un sol est rugueux plus son humidité de surface est faible. D'autre part la réflectance diminue avec l'augmentation de la rugosité. Ainsi l'augmentation de la réflectance avec l'humidité de surface s'explique par une diminution de la rugosité de ces sols (Tableau X.12) particulièrement sensibles à la battance. D'autre part les corrélations négatives, observées entre l'humidité et les teneurs en argile et

carbone (Tableau X.12) confortent l'influence de la rugosité sur l'augmentation simultanée de l'humidité et de la réflectance.

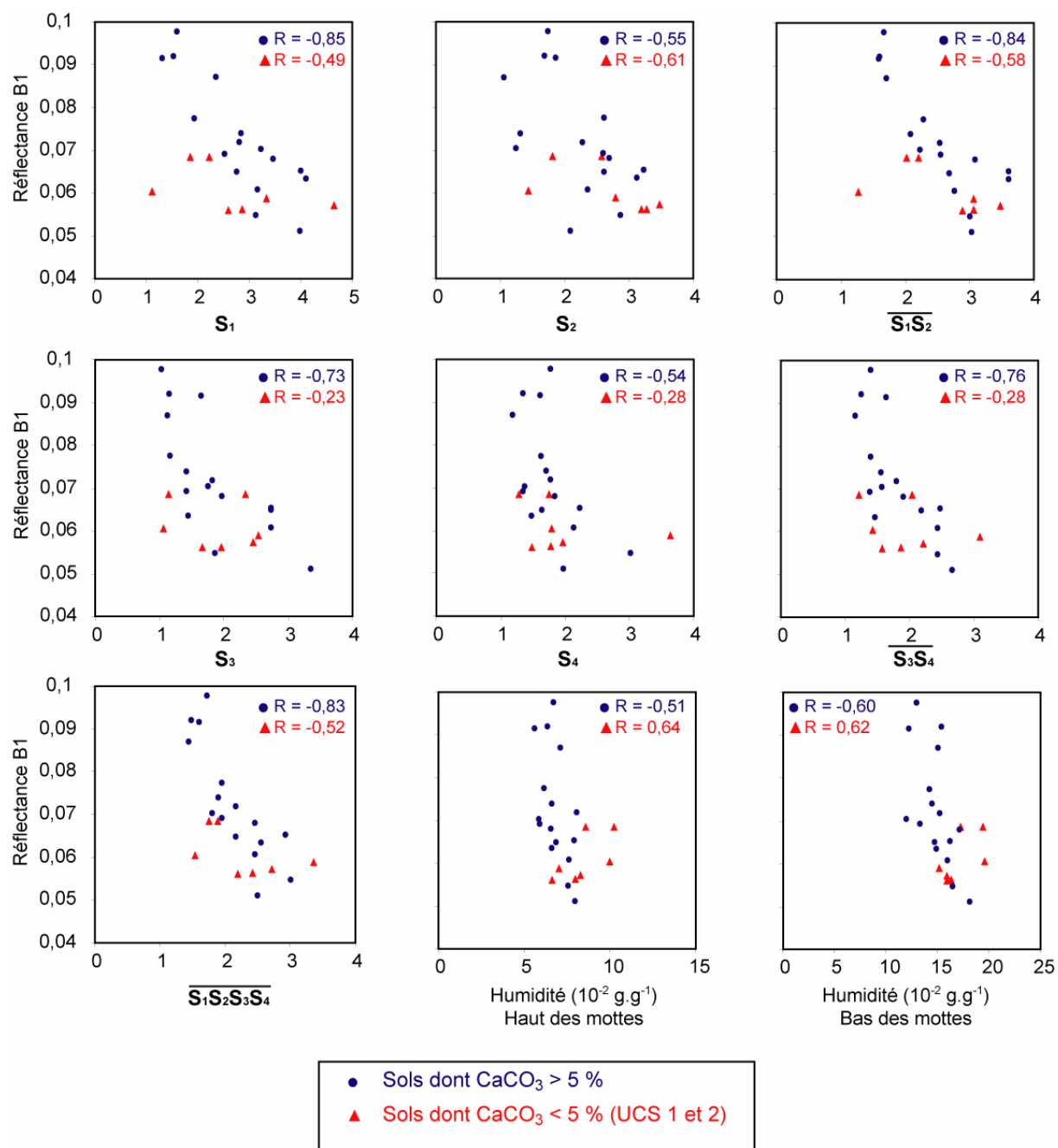


Figure X.13. Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B1 ($417,720 \text{ nm} < \lambda < 428,741 \text{ nm}$) et les caractéristiques conjoncturelles des sols.

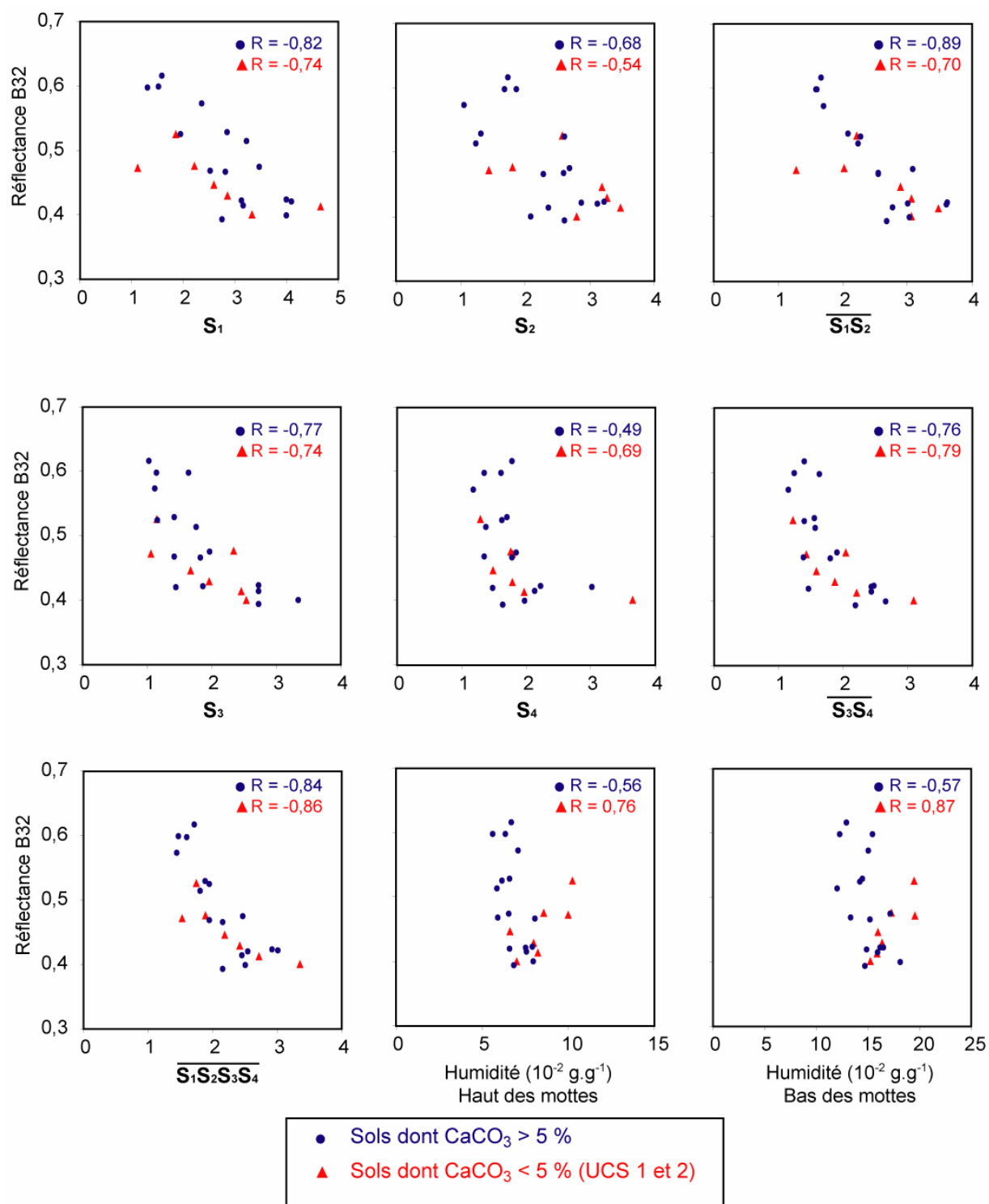


Figure X.14. Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B32 ($948,182 \text{ nm} < \lambda < 959,737 \text{ nm}$) et les caractéristiques conjoncturelles des sols.

La réflectance des sols carbonatés ($\text{CaCO}_3 > 5\%$) est principalement contrôlée par leurs teneurs en CaCO_3 et en éléments grossiers. Elle croît avec leur augmentation. Les relations secondaires observées avec les autres variables physico-chimiques reflètent en réalité l'effet prépondérant du calcaire auquel ces variables sont corrélées.

Indépendamment de leur teneur en CaCO_3 , les LUVISOLS et NEOLUVISOLS non carbonatés ($\text{CaCO}_3 < 5\%$) se caractérisent également par une importante variabilité de leur réflectance. Celle-ci est principalement corrélée à leurs teneurs en argiles et en limons grossiers, mais aussi à leur rugosité de surface. Ces sols limoneux sont particulièrement sensibles à la battance. L'accroissement de la réflectance avec la teneur en limons grossiers s'explique par la diminution de la rugosité observées sur le terrain et la formation de croûtes de battance.

5. Conclusions

Du visible au proche infrarouge, les courbes spectrales montrent globalement une croissance de la réflectance des sols avec la longueur d'onde investiguée. La seule diminution de la réflectance, mesurée dans le PIR à 950 nm par la bande spectrale B32 du radiomètre CASI, correspond à une des bandes d'absorption de l'eau. Les formes concaves des courbes de réflectance s'expliquent également par les phénomènes d'absorption dues à la matière organique (substances humiques) et aux oxydes de fer. La plus forte réflectance des CALCOSOLS par rapport aux NEOLUVISOLS de la parcelle s'explique par leur différence de teneur en CaCO_3 et de carbone induisant une différence de clarté (value).

Une Analyse en Composantes Principales permet de distinguer sur la parcelle expérimentale deux principaux ensembles pédologiques caractérisés par des comportements spectraux différents. Il s'agit d'une part des sols carbonatés (CALCOSOLS) développés dans des matériaux crayeux, et d'autre part des LUVISOLS ou NEOLUVISOLS non (ou peu) carbonatés et de texture riche en limons grossiers. La réflectance apparaît contrôlée par la plus ou moins grande profondeur d'apparition des matériaux ou substrats crayeux. Elle apporte ainsi une information indirecte sur le développement du sol.

La réflectance des sols calcaires ($\text{CaCO}_3 > 5\%$) est essentiellement liée à leurs teneurs en CaCO_3 et en éléments grossiers. Par contre, la forte variabilité de la réflectance des LUVISOLS ou NEOLUVISOLS non ou peu carbonatés ($\text{CaCO}_3 < 5\%$) n'est pas liée à leur teneur en carbonate, mais est corrélée aux teneurs en limons grossiers, en argile et carbone organique. La variation des teneurs en ces deux derniers éléments induisent des comportements différenciés de la stabilité structurale, à l'origine de croûtes de battance plus ou moins marquées. Ces croûtes et la diminution de la rugosité de surface sont des variables conjoncturelles qui sont directement à l'origine d'une augmentation de la réflectance.

Chapitre XI : Apports respectifs des mesures de résistivité électrique et de réflectance spectrale (visible et PIR) pour l'analyse de la variabilité spatiale des sols

Au chapitre X, nous avons analysé et hiérarchisé le rôle des caractéristiques pérennes et conjoncturelles des sols gouvernant leurs réponses spectrales.

L'objectif de ce chapitre est de comparer l'apport des données de réflectance multispectrales et de résistivité apparente pour la reconnaissance et l'analyse de la variabilité spatiale des sols sur une même parcelle expérimentale. Bénéficiant des mesures multispectrales CASI, une prospection géophysique a été menée en complément sur une portion de la parcelle de Chambry. Une cartographie de la résistivité apparente des sols au moyen d'une méthode électromagnétique a été effectuée. Cette première approche a été complétée par la réalisation d'un panneau électrique 2D transversal afin d'obtenir une vision 3D de la couverture pédologique.

Les résultats de télédétection ont été présentés dans le chapitre X. Dans un premier temps, nous présentons les travaux complémentaires de la prospection géophysique. Dans un second temps, nous comparons les cartes de résistivité apparente et de réflectance spectrale des sols. Au moyen d'analyses discriminantes, nous tentons d'apprécier l'apport de ces deux méthodes d'investigation pour la différenciation des divers substrats géologiques présents, et pour la caractérisation des unités de sols reconnues par le pédologue. On conclut en discutant l'intérêt des méthodes géophysiques et de télédétection pour une vision en continu de la surface et de la profondeur du sol.

1. Caractérisation de la variabilité spatiale des sols du Laonnois par mesures géophysiques

1.1. Protocole expérimental

1.1.1. Prospection EM38

La microparcelle d'étude correspond à un parallélogramme (proche du rectangle) de 86 m de largeur pour une longueur de 100 m. Le choix de cette microparcelle d'étude est motivé par la juxtaposition de sols développés sur un matériau de remaniement de la craie du Crétacé et de sols développés sur des grès ou sables du Campanien.

Les mesures de conductivité apparente sont effectuées avec le conductivimètre EM38 en mode HCP dans le sens des rangs de betterave et le long de 64 transects parallèles de 100 m de longueur (Figure XI.1). Les transects sont réalisés tous les trois rangs de betteraves correspondant à un espacement d'environ 1,34 m. Les mesures sont effectuées au pas d'un mètre le long de chaque transect. Pour corriger la dérive instrumentale du conductivimètre, les mesures de la conductivité apparente sont répétées aux extrémités du premier transect après chaque profil. Lors de cette cartographie électromagnétique 6400 mesures sont effectuées. La résistivité apparente des sols est obtenue en calculant l'inverse de la conductivité apparente. Une carte de la résistivité apparente de la parcelle est ensuite obtenue après un ré-échantillonnage par la méthode du plus proche voisin (méthode de Thiessen) sur une grille d'un pas de 1 m et un filtrage par la médiane des données sur 5 nœuds de la grille.

1.1.2. Panneau électrique

Dans le but d'obtenir une vision 3D de la couverture pédologique et pour compléter l'information apportée par la carte de résistivité apparente horizontale, une étude 2D de la répartition verticale de la résistivité électrique des sols est réalisée par deux panneaux électriques. Les panneaux électriques recoupent par le milieu selon une direction N-NE/S-SW la carte de résistivité apparente obtenue avec le conductivimètre EM38 et les unités de sols développés dans la craie et dans les sables du Campanien.

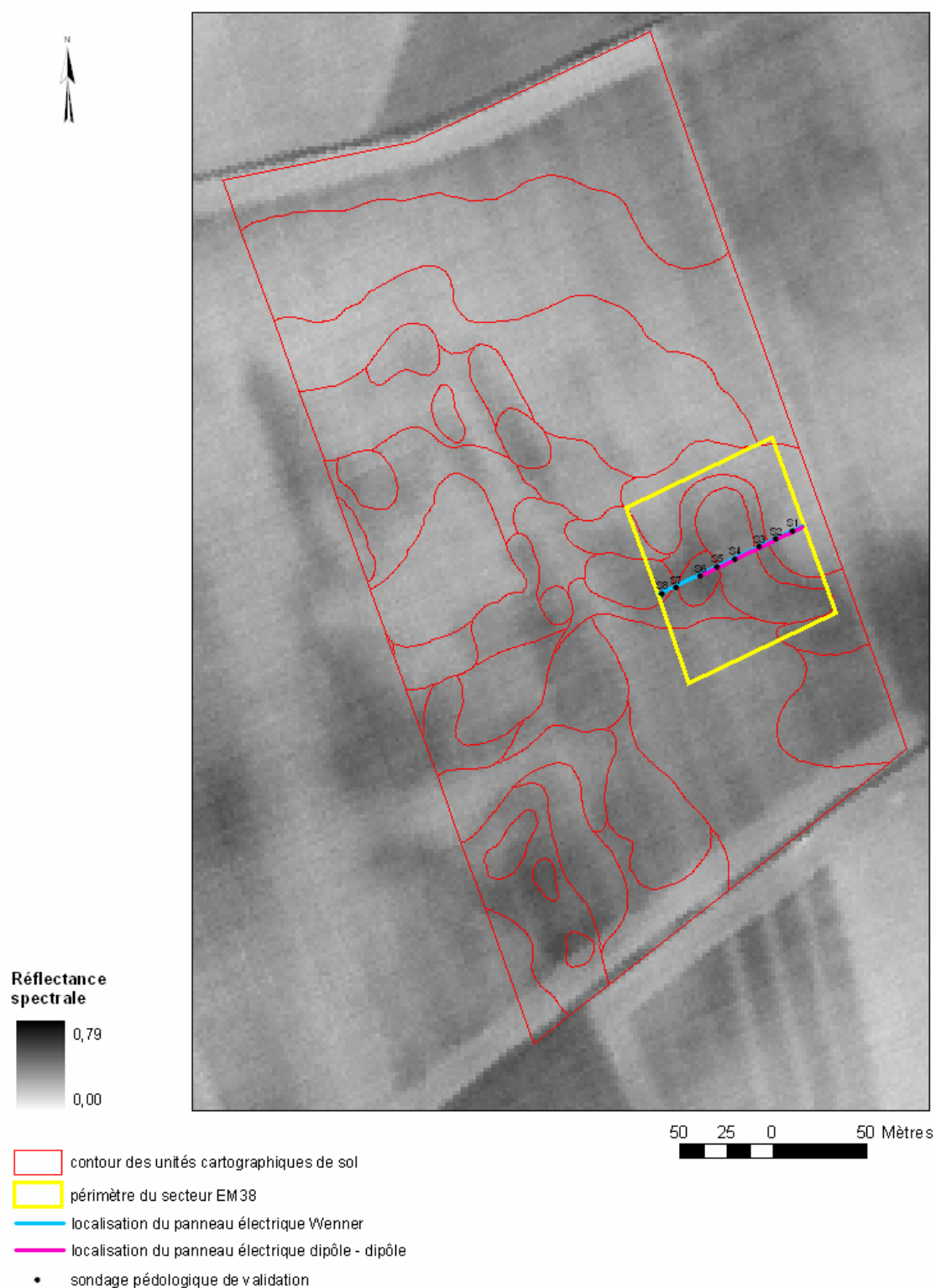


Figure XI.1. Plan d'échantillonnage de la parcelle d'étude de Chambry. Localisation de la prospection EM38, des deux panneaux électriques et des sondages pédologiques de validation.

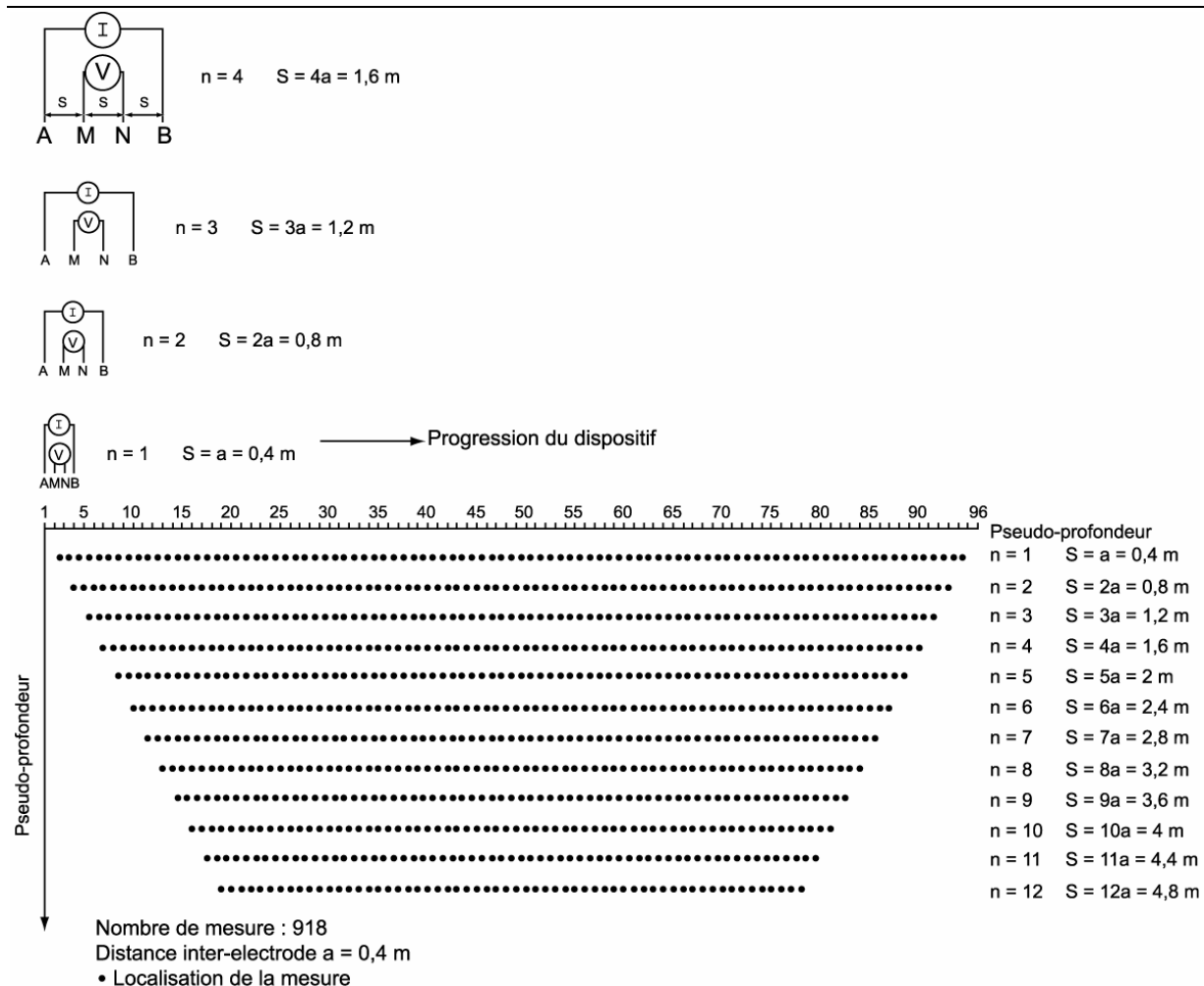


Figure XI.2. Mise en œuvre schématisée de la séquence de mesure Wenner.

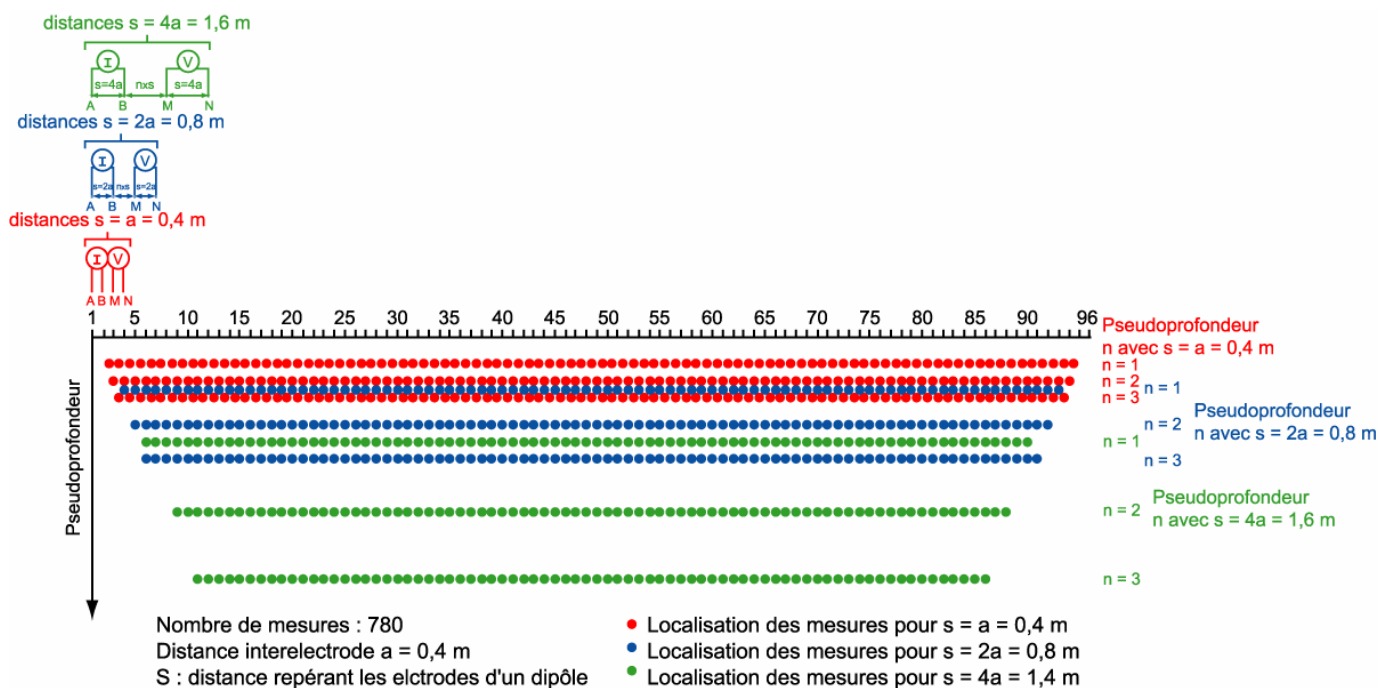


Figure XI.3. Mise en œuvre schématisée de la séquence de mesure dipôle-dipôle.

Deux configurations d'électrodes ont été retenues : dipôle-dipôle et Wenner. Ce choix est motivé par les avantages et les inconvénients respectifs de ces deux configurations d'électrodes. L'intérêt de leur utilisation conjointe est leur complémentarité.

Les mesures acquises avec la configuration Wenner se caractérisent par le meilleur rapport signal sur bruit et une forte sensibilité aux variations verticales de la résistivité. Mais l'un des inconvénients majeurs de ce dispositif pour les études en 2D est son faible échantillonnage horizontal lorsque la distance inter-électrode a augmente. Il est donc peu sensible aux variations horizontales de la résistivité.

La configuration dipôle-dipôle est complémentaire, car elle est relativement plus sensible aux variations horizontales de la résistivité grâce à un meilleur échantillonnage. L'un des inconvénients possibles du dipôle-dipôle est son mauvais rapport signal sur bruit pour les grandes pseudo-profondeurs d'investigation caractérisées par un facteur "n" élevé. Le voltage mesuré est en effet inversement proportionnel au cube du facteur n. Ce qui veut dire que pour le même courant, le voltage mesuré par le résistivimètre chute d'environ 200 fois quand le facteur n augmente de 1 à 6. Une méthode pour prévenir ce problème est d'augmenter la distance "a" entre les 2 électrodes d'injection ou de mesure du potentiel pour réduire la chute de potentiel, quand la longueur du dispositif est augmentée pour accroître la profondeur d'investigation.

Les mesures sont réalisées au moyen d'un dispositif en ligne de 96 électrodes espacées de 0,4 m. Six boîtiers multinodes, assurant chacun la commutation de 16 électrodes, sont utilisés en série. La longueur totale du dispositif multiélectrode est de 38 m. Pour couvrir la largeur de 85,2 m de la parcelle EM38, 3 pseudo-sections de résistivité apparente doivent être concaténées. Un recouvrement de 14,4 m des dispositifs multi-électrodes est nécessaire afin d'éviter la présence des domaines non échantillonnés. Pour réaliser ce recouvrement lors de l'avancement du système multi-électrode, la 1^{ère} électrode du nouveau dispositif est implantée à la place de l'électrode n° 60 de l'agencement précédent. En configuration Wenner, les 3 pseudosections de résistivité apparente requises pour l'étude de la section de sol, ont bien été mesurées et concaténées pour atteindre les 85,2 m de longueur nécessaires. Par contre, en configuration dipôle-dipôle, seules 2 pseudosections ont été acquises. Suite à un incident technique, la troisième n'a pu être mesurée. La longueur totale de la pseudosection cumulée n'atteint donc que 61,6 m. Les séquences de mesure, préalablement programmées, sont

pilotées par un résistivimètre SYSCAL R1+ (Iris Instrument). Un multiplexeur dirige la commutation des électrodes. Pour les deux séquences de mesures, nous avons choisi un nombre de répétitions (stacks) minimum de 3 et un nombre maximum de 5 pour un facteur de qualité des mesures de 1%. Le temps d'injection a été fixé à 1000 ms. Il s'agit d'un compromis acceptable entre la qualité de la mesure et le temps de réalisation du panneau électrique.

La séquence de mesure Wenner permet d'interroger 918 quadripôles répartis selon 12 pseudop profondeurs (n). La mise en œuvre du panneau électrique selon la configuration Wenner est présentée à la figure XI.2. Les mesures du niveau $n = 1$ sont obtenues avec des quadripôles caractérisés par une distance inter-électrode unitaire $a = 0,4$ m. Elles sont donc réalisées en utilisant les électrodes 1-2-3-4, puis 2-3-4-5 et ainsi de suite jusqu'à atteindre l'extrémité de la ligne d'électrodes. A la pseudo-profondeur $n=2$, les mesures sont réalisées avec des quadripôles dont les électrodes sont séparées par une distance de $2a$ soit 0,8 m. Il s'agit par exemple des électrodes 1-3-5-7 puis 2-4-6-8... En configuration Wenner, le facteur n , indiquant la pseudo-profondeur investiguée, correspond au nombre d'espace unitaire a séparant les électrodes du quadripôle interrogé.

En configuration dipôle-dipôle, 918 mesures de résistivité apparentes sont effectuées lors de chaque panneau électrique. Les mesures se distribuent selon 9 niveaux ou pseudo-profondeurs d'investigation (Figure XI.3). Les 3 premières pseudo-profondeurs (n) d'investigation sont caractérisées par un écartement (s) de 0,4 m entre les électrodes d'un même dipôle. Les mesures du niveau $n=1$ sont également obtenues en utilisant les électrodes successives 1-2-3-4, puis 2-3-4-5, celles du niveau $n=2$ en utilisant les électrodes 1-2-4-5, puis 2-3-5-6,... En configuration dipôle-dipôle, l'espacement entre le dipôle d'injection et le dipôle de mesure est progressivement augmenté. Ainsi, pour chaque pseudo-profondeur (n) d'investigation, l'écartement séparant les deux dipôles est de (n) fois la distance (s). Pour obtenir en profondeur des mesures de qualité, caractérisées par un rapport signal sur bruit élevé, 3 nouvelles pseudo-profondeurs (n) sont investiguées au moyen de dipôles caractérisés par une distance (s) égale à 0,8 m. De même, les trois derniers niveaux de mesure sont prospectés avec des dipôles d'écartement (s) égal à 1,6 m.

La mesure de résistivité apparente est représentée conventionnellement au centre du quadripôle et à une profondeur proportionnelle à l'écartement soit des électrodes d'injection en configuration Wenner, soit des dipôles dans le second dispositif. La durée des mesurages

pour effectuer chaque panneau électrique est d'environ 2 heures et demi en dipôle-dipôle et de 3 heures en Wenner. Après élimination des doublons dans les zones de raccordement des panneaux élémentaires, les deux pseudosections concaténées totalisent respectivement 2334 et 1295 mesures de résistivité apparente en configuration wenner et dipôle-dipôle. Les pseudosections de résistivité apparente sont inversées en 2D au moyen du logiciel RES2DINV selon la méthode par moindre carré de Loke et Barker (1996). Le relief étant relativement plat le long de la ligne d'électrodes, l'inversion est réalisée sans correction topographique.

1.1.3. Validation pédologique

Indépendamment de la prospection pédologique réalisée pour dresser la carte des sols de la parcelle, 8 sondages pédologiques ont été effectués à la tarière le long de la ligne d'implantation des électrodes des panneaux électriques Wenner et dipôle-dipôle (Figures XI.1 et XI.4). La localisation des 8 sondages pédologiques a été raisonnée sur le terrain en fonction de l'état de surface des sols : couleur, pierrosité, texture...

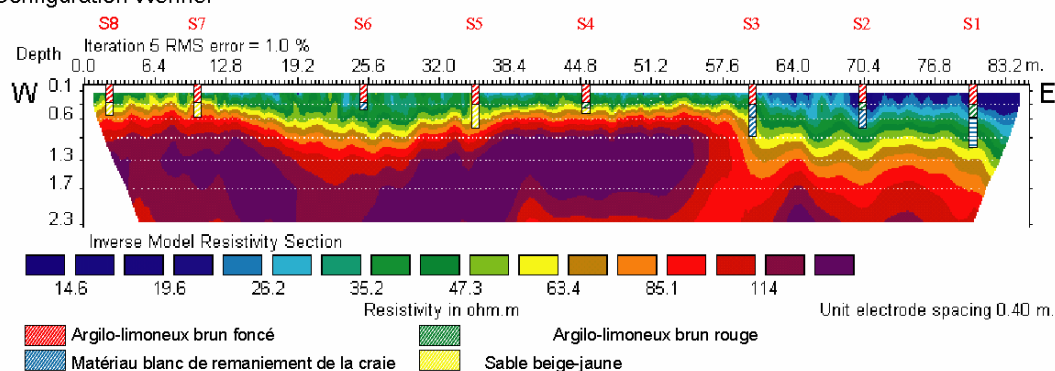
Une analyse de la variabilité spatiale des UCS et du substrat géologique, déterminés sur 28 sondages pédologiques, est entreprise par un test de comparaison des moyennes (Test de Student) de la résistivité apparente ainsi que de la réflectance spectrales des sols dans le visible (bande B1) et le PIR (Bande B32) mesurées au même emplacement avec un intervalle de confiance présentant un risque d'erreur α de 5%.

1.2. Résultats des prospections géophysiques

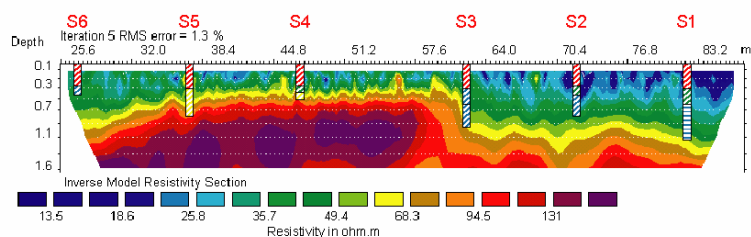
Dans un premier temps, la variabilité spatiale des sols de la parcelle de Chambry est mise en évidence par des observations ponctuelles. Les 8 sondages pédologiques effectués le long de la ligne d'électrodes des panneaux électriques (Figure XI.4) indiquent la présence de 4 sols carbonatés, différenciables par la nature des matériaux ou par l'épaisseur des horizons :

- Les sondages S_1 et S_2 permettent de décrire un **CALCOSOL développé dans un matériau de remaniement et/ou d'altération de la craie**. L'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse, comprenant généralement un horizon de labour brun foncé et un horizon structural brun rouge, respectivement de 0,55 m et 0,40 m en S_1 et S_2 , semble diminuer du

Configuration Wenner



Configuration dipôle-dipôle



Résistivité ($\Omega.m$)

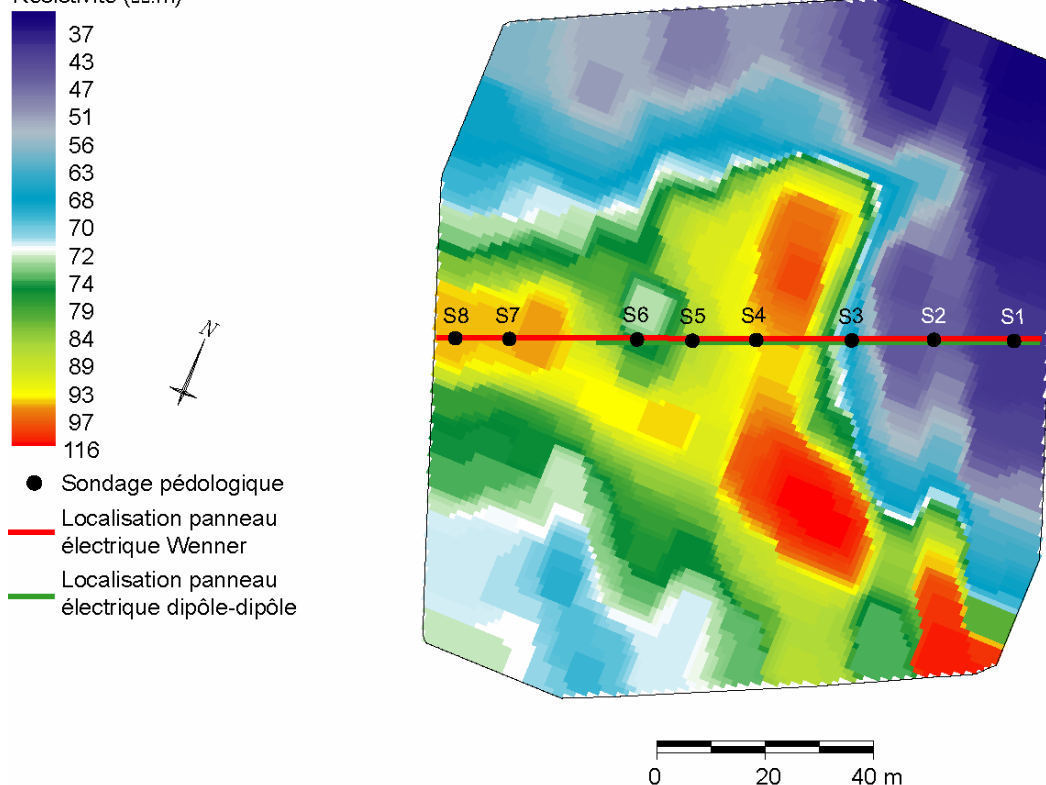


Figure XI.4. Sections 2D de résistivité interprétée de configuration Wenner et dipôle-dipôle et Carte des résistivités apparentes mesurées avec le conductivimètre EM38.

Nord-Est vers le Sud-Ouest du transect. Le CALCOSOL observé est à rattacher à l'UCS n°5 (Figure VI.1).

- Le sol observé sur le sondage S₃ diffère légèrement du précédent. Il s'agit d'un **CALCOSOL argilo-limono-sableux, développé dans de la craie remaniée sableuse**. Ce sol appartient à l'UCS n°7 (Figure VI.1). L'horizon cultural, d'une épaisseur de 0,28 m, repose sur un horizon de transition composé d'un mélange d'argile brun rouge de décarbonatation et de craie remaniée sableuse. Le substrat apparaît à 0,53 m de profondeur.

- A la différence des précédents, le sol observé sur les sondages S₄, S₅, S₇ et S₈ est un **CALCO-MAGNESISOL, limono-sablo-argileux, développé dans un sable crayo-dolomitique à passées gréseuses** (Campanien). La profondeur d'apparition du substrat sableux, comprise entre 0,25 m et 0,40 m de profondeur, apparaît relativement régulière. Ce sol, également décrit sur la fosse B4 (Figure VI.2), appartient à l'UCS n° 12 (Figure VI.1).

- Le sondage S₆ révèle la présence d'un **CALCOSOL caillouteux développé sur craie**. Cette unité sépare le long du transect deux domaines recouverts par le CALCO-MAGNESISOL précédent et caractérisés respectivement par les couples de sondages (S₄, S₅) et (S₇, S₈). L'horizon de labour, limono-sablo-argileux, présente une forte charge en éléments grossiers. Il repose dès la profondeur de 0,22 m sur un matériau d'altération et de remaniement de la craie. La dureté et la compacité du substrat crayeux ont limité la profondeur d'investigation sur ce sondage à 0,40 m.

La description des sondages pédologiques permet de reconnaître les différents types de sols présents le long d'un transect ou sur l'ensemble de la parcelle. Toutefois, l'information fournie est ponctuelle. Elle ne visualise pas directement l'organisation spatiale des différents horizons pédologiques nécessaire à une approche de type analyse structurale. Les sections 2D de résistivité calculées par inversion des pseudo-sections de résistivité apparente Wenner et dipôle-dipôle (Figure XI.4), complètent l'analyse de la couverture pédologique. La structure et l'organisation des horizons pédologiques situés perpendiculairement à la ligne d'électrodes sont révélées en 2D par les variations verticales et horizontales de leur résistivité électrique. Les sections de résistivité calculées sont en accord avec les observations ponctuelles relevées sur les 8 sondages. Elles permettent d'observer l'extension le long du transect des 4 unités de sol précédemment définies et de décrire l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse à limono-argilo-sableuse en liaison avec la profondeur d'apparition du substrat.

L'épaississement vers l'Est de la couverture argilo-limoneuse du CALCOSOL développé dans un matériau de remaniement de la craie (S₁, S₂), est confirmé sur les sections

de résistivité électrique. Cette dernière s'individualise également par une résistivité inférieure à 30 $\Omega\cdot m$.

Les horizons limono-sablo-argileux à argilo-limono-sableux, observés respectivement au sein des CALCO-MAGNESISOLS ou du CALCOSOL sur craie sableuse, sont légèrement plus résistants ($30 \Omega\cdot m < \rho < 50 \Omega\cdot m$) de part leur texture moins argileuse. La régularité de la profondeur d'apparition du substrat sableux des CALCO-MAGNESISOLS, comprise entre 0,20 m et 0,40 m est vérifiée. La limite texturale entre le labour et le substrat sableux est soulignée par un fort contraste de résistivité électrique. Les sables gréseux du Campanien se caractérisent par une résistivité élevée, supérieure à 100 $\Omega\cdot m$. Ils se distinguent des horizons sus-jacents selon une limite de résistivité nette et contrastée.

A l'opposé, les substrats constitués de craie remaniée et altérée peuvent être identifiés par une augmentation progressive de leur résistivité électrique avec la profondeur. La résistivité électrique de la craie remaniée est inversement proportionnelle à son degré d'altération. Sa croissance régulière avec la profondeur s'explique donc par une diminution de son altération.

Les CALCOSOLS, développés sur les différents faciès de craie remaniée, apparaissent toujours plus épais sur les sections de résistivité électrique que les CALCO-MAGNESISOLS sur sables gréseux.

Les données relevées sur le sondage S₆ à l'Ouest de la section ne confirme pas l'épaisseur observée à cette endroit sur les sections. La trop faible différence de résistivité électrique entre les horizons caillouteux supérieurs, de texture limono-sablo-argileuse et la craie altérée sous-jacente, explique cette surestimation locale de l'épaisseur de la couverture superficielle.

Les sections de résistivité électrique interprétées (Figure XI.4), principalement celle obtenue en configuration dipôle-dipôle, montrent dans la couverture pédologique superficielle la présence de festons de cryoturbation sous la forme de poches conductrices séparées par des remontées verticales d'un matériau électriquement résistant. Ces structures de cryoturbation ont été observées sur la parcelle d'étude, notamment au sein du CALCOSOL limono-argilo-sableux de la fosse F2 (Figure VI.4).

Les panneaux électriques permettent d'accéder à une analyse 2D de la couverture pédologique avec une **résolution décimétrique**. Cette connaissance très fine de l'organisation spatiale des horizons est toutefois limitée au transect scruté par le dispositif multi-électrodes.

Dans un but de généralisation et de spatialisation de l'information, relevée soit ponctuellement sur les sondages pédologiques, soit localement le long des sections de résistivité électrique, mais aussi pour accéder à une représentation 3D de la couverture pédologique, une carte de résistivité apparente de la parcelle a été établie en complément.

La carte de résistivité apparente (Figure XI.4) obtenue à partir de la prospection électromagnétique est en accord avec les sections de résistivité électrique Wenner et dipôle – dipôle. Les principales limites de résistivité apparente correspondent avec les limites des structures reconnues sur les sections 2D de résistivité interprétées. Les limites entre les sols développés sur substrat crayeux ou sableux sont particulièrement marquées. L'extension spatiale des 4 principaux types de sols reconnus lors de la prospection pédologique, est révélée par les variations spatiales de leur résistivité apparente.

Le CALCOSOL épais, développé sur un niveau d'altération ou de remaniement de la craie et identifié par les plus faibles résistivités apparentes ($\rho_a < 55 \Omega.m$), s'étend aux extrémités Nord et Est de la micro-parcelle. L'emplacement du CALCO-MAGNESISOL sur sables gréseux se distingue nettement par une structure résistante ($\rho_a > 80 \Omega.m$) en forme de "Y" située au centre de la parcelle. Les résistivités apparentes supérieures à $100 \Omega.m$ indiquent localement soit la proximité à l'affleurement du substrat sableux, soit une zone où le sable est plus grésifié. Au nord, à l'Est et au Sud-Ouest de la parcelle, les résistivités apparentes s'échelonnant entre 55 et $70 \Omega.m$ indiquent l'étendue du CALCOSOL argilo-limono-sableux sur craie sableuse, observé à l'emplacement du sondage S_3 en bordure du CALCO-MAGNESISOL précédent. Enfin, le CALCOSOL caillouteux développé sur craie et identifié sur le sondage S_6 présente une résistivité apparente intermédiaire comprise entre $70 \Omega.m$ et $80 \Omega.m$.

La cartographie de la résistivité apparente des terrains permet de mettre en évidence la variabilité spatiale des sols à l'échelle métrique. Les sections 2D de résistivité interprétées, obtenues au moyen de panneaux électriques multiélectrodes, décrivent en complément les variabilités horizontale et verticale des horizons. Le couplage des deux approches permet d'accéder à une représentation tridimensionnelle de la couverture pédologique. Les limites entre les différents substrats géologiques et donc entre certaines unités de sols sont ainsi précisées. La carte des résistivités apparentes d'une parcelle apporte une description de la

variabilité des sols au moment des mesures. Elle fournit une indication précieuse sur la nature et la profondeur de la couverture pédologique. Toutes les unités de sols décrites par les sondages pédologiques ne peuvent être néanmoins confirmées : la résistivité permet surtout de distinguer mieux les UCS de variabilité minimum, ainsi que les zones étroites de transition caractéristiques des limites entre UCS où la variabilité est maximum.

2. Comparaison des méthodes de prospection par résistivité apparente et réflectance spectrale

2.1. Comparaison des cartes

Les deux cartes (Figure XI.5.) sont comparées afin de mettre en évidence les zones de ressemblance mais aussi les zones de dissemblances.

Les secteurs Nord et Est de la micro-parcelle présentent un domaine à la fois très conducteur et peu réfléchant (en bleu foncé sur les 2 cartes) correspondant aux CALCOSOLS profonds sur craie en place ou altérée (UCS5). Cependant à l'Est, on remarque une différence notable de localisation des limites de résistivité apparente et de réflectance des sols. Le plus fort contraste de résistivité apparente est positionné à la limite des CALCOSOLS conducteurs développés dans de la craie remaniée (UCS7) et des CALCO-MAGNESISOLS résistants formés dans les sables gréseux (UCS 12). La limite de réflectance est plutôt située entre les CALCOSOLS sur la craie en place ou altérée (UCS5) et ceux développés dans la craie sableuse (UCS7).

Le domaine situé dans l'angle Sud/Sud-Ouest révèle des terrains de faible résistivité apparente et de faible réflectance (en bleu clair). Les limites de contraste de ces 2 variables physiques sont presque superposables. Ce domaine correspond principalement aux CALCOSOLS peu caillouteux développés dans la craie en place (UCS 9) ou sur de la craie sableuse remaniée (UCS7).

Au centre de la parcelle, la structure résistante en forme de "Y" et orientée NNO-SSE coïncide en partie à un domaine où les sols présentent une réflectance élevées (orange – rouge sur les 2 cartes). La superposition des limites des unités de sol cartographiées par le pédologue montre que les terrains de résistivité élevée correspondent aux CALCO-MAGNESISOLS (UCS12) localisés au centre de la parcelle. Les limites de cette unité dressée sur le terrain par le cartographe coïncident relativement bien avec les limites de contrastes de résistivité apparente. A l'opposé, elles ne s'ajustent pas correctement avec celles de

Parcelle Chambry 2



Résistivité apparente (ohm.m)

- 28.6 - 45.5
- 45.6 - 53.8
- 53.9 - 62.7
- 62.8 - 68.3
- 68.4 - 73.0
- 73.1 - 79.1
- 79.2 - 85.5
- 85.6 - 91.7
- 91.8 - 101.5
- > 101.5

× sondage pédologique

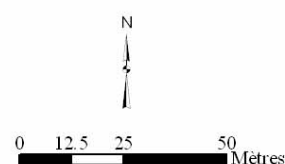
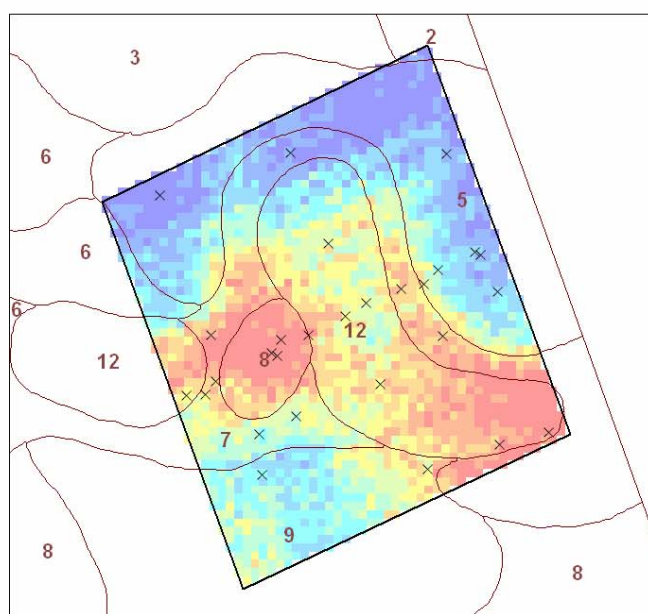
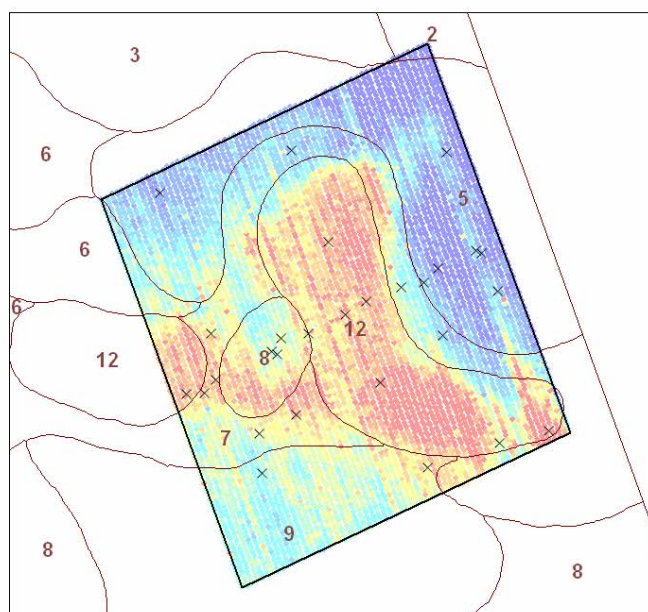
Contour d'UCS + numéro

- 2 NEOLUVISOLS limoneux sur matériau cryoturbé profond
- 3 complexe de CALCISOLS et de NEOLUVISOLS érodés sur matériau cryoturbé
- 5 complexe de CALCOSOLS sur craie, craie altérée et matériau cryoturbé
- 6 CALCOSOLS sur craie remaniée (type pâte calcaire)
- 7 CALCOSOLS sur craie sableuse et craie remaniée
- 8 CALCOSOLS assez caillouteux sur craie
- 9 CALCOSOLS peu caillouteux sur craie
- 12 CALCOMAGNESISOLS sur sable grésifié

Réflectance B1

- 0.053 - 0.061
- 0.062 - 0.066
- 0.067 - 0.070
- 0.071 - 0.073
- 0.074 - 0.077
- 0.078 - 0.079
- 0.080 - 0.082
- 0.083 - 0.085
- 0.086 - 0.089
- 0.090 - 0.107

× sondage pédologique



Sortie du 05/12/2002

Figure XI.5. Comparaison sur une portion de parcelle d'étude de Chambry de la carte des résistivités apparentes mesurées avec le conductivimètre EM38 et de la carte de réflectance des sols obtenue dans le visible (bande spectrale B1).

réflectance. En effet, la partie nord de cette unité de sol se caractérise par des réflectances relativement faibles, alors que la partie sud présente des réflectances très élevée. La situation inverse se rencontre au sein de l'UCS 8 des CALCOSOLS assez caillouteux sur craie au centre Ouest de la parcelle. Cette unité pédologique est ainsi incluse au sein d'un domaine de réflectance très élevée. Par contre, elle s'étend sur deux domaines de résistivité apparente significativement différents. Au nord, ces sols sont conducteurs, tandis qu'au sud-ouest ils apparaissent très résistants comme en présence des sables ou grès du Campanien.

En résumé, les cartes de résistivité apparente et de réflectance spectrale apportent des informations sur la variabilité spatiale des sols proches dans leur globalité mais qui dans le détail présentent des différences. Celles-ci concernent d'une part la reconnaissance de la forme et de l'extension de certaines structures pédologiques en lien avec le type de substrat géologique sous-jacent, et d'autre part la précision des limites de certaines unités de sol. Ces dissemblances sont dues à des différences dans la nature et l'intégration spatiale de ces deux types de mesures physiques. La géophysique intègre l'ensemble de la couverture pédologique sur une épaisseur d'environ 1 m alors que la télédétection ne s'intéresse qu'à l'état de surface des sols. Par ailleurs, la pierrosité de surface peut avoir été déplacée au fil des ans par les pratiques culturales successives et expliquer certaines discordances entre l'information apportée par la carte des résistivités apparentes et celle de réflectance des sols.

A l'aide d'analyses discriminantes, nous allons comparer et quantifier l'apport de ces deux cartes pour identifier et différencier les substrats géologiques et les unités de sols reconnues par le pédologue.

2.2. Analyse de la variabilité spatiale du substrat

2.2.1. Par résistivité électrique apparente

La résistivité apparente des sols varie en fonction du type de substrat et de sa profondeur d'apparition, mais aussi de son degré d'altération qui peut être soit d'origine physique (cryoturbation), soit d'origine chimique (argilification). Sur l'ensemble de la parcelle prospectée avec l'EM38, 28 sondages pédologiques ont été décrits (Figure XI.4). Pour chaque point d'observation, le substrat du sol a été identifié (nature, position). Une comparaison multiple des moyennes, avec un intervalle de confiance de 95% permet d'identifier les substrats pour lesquels les valeurs de résistivité apparente des sols sont significativement différentes. (Figure XI.6). Le faciès de craie cryoturbée, observé sur un

nombre trop réduit de sondages pédologiques (Tableau XI.1.) n'a pas été inclus dans l'analyse discriminante.

Les sols développés sur les sables gréseux du Campanien sont significativement discriminés, par leur résistivité apparente, des autres substrats crayeux présents sur la microparcelle. Par contre, les sols développés sur la craie en place n'apparaissent pas significativement différents par leurs résistivités apparentes, de ceux reposant sur ses différents faciès d'altération.

2.2.2. Par réflectance spectrale dans le visible et le PIR

L'analyse discriminante confirme que les mesures multispectrales de la réflectance de la surface des sols n'apportent aucune information sur le type de substrat sous-jacent. Que ce soit dans le visible ou le PIR, les différents faciès géologiques reconnus par le pédologue ne sont pas discriminés entre eux par leur réflectance (Figure XI.7 ; Tableau XI.2)

Les données radiométriques multispectrales ne sont caractéristiques que de l'état de surface des sols. Elles ne permettent pas d'identifier et de distinguer significativement les différents substrats géologiques présents sur la parcelle. A l'inverse, les mesures de résistivité apparente, plus intégrantes, permettent de discerner les reliquats de sables ou bancs gréseux du Campanien des divers substrats crayeux environnants. Par contre, elles sont dans l'incapacité d'individualiser les différents faciès de la craie présentant une signature électrique analogue.

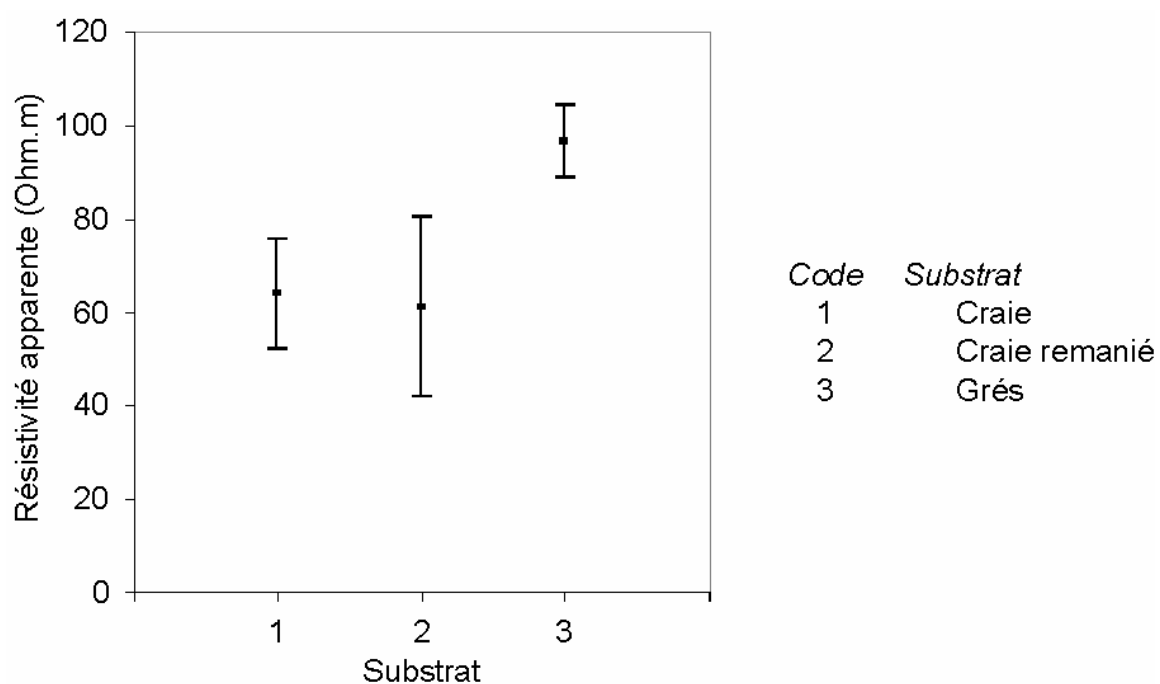


Figure XI.6. Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des substrats présents sur le secteur de la parcelle de Chambry prospecté avec le conductivimètre EM38.

Tableau XI.1. Résistivité moyenne des sols, présents sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38, en fonction du type de substrat sous-jacent.

Code	Substrat	n	Résistivité apparente moyenne (Ω.m)
1	Craie	9	64,0
2	Craie remaniée	6	61,3
3	Grès	11	96,7
4	Craie cryoturbée	2	67,8

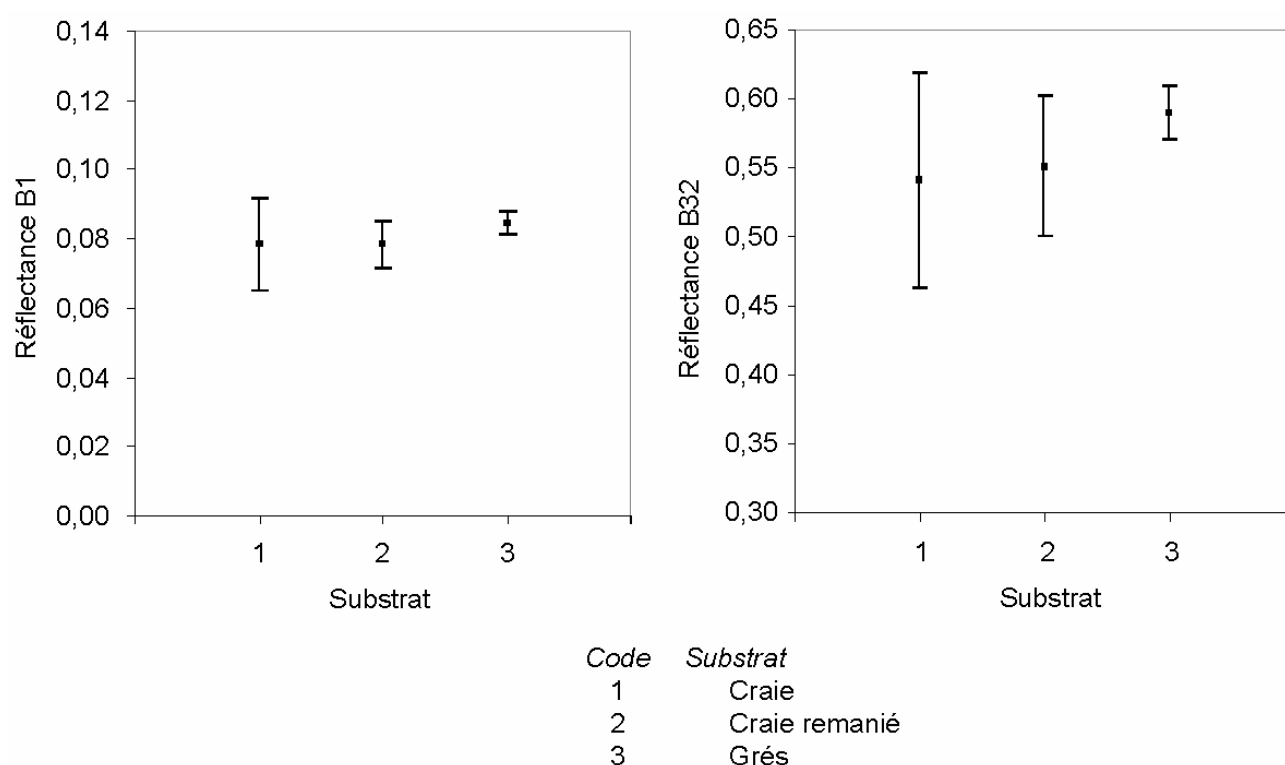


Figure XI.7. Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la réflectance spectrales dans le visible (Bande B1) et le proche infrarouge (Bande B32) des substrats présents sur le secteur de la parcelle de Chambry.

Tableau XI.2. Réflectance moyenne des sols dans le visible et le proche Infrarouge sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38, en fonction du type de substrat sous-jacent.

Code	Substrat	n	Réflectance moyenne	
			Visible B1	Proche Infrarouge B 32
1	Craie	9	0,078	0,540
2	Craie remaniée	6	0,078	0,550
3	Grès	11	0,084	0,589
4	Craie cryoturbée	2	0,068	0,494

2.3. Analyse de la variabilité spatiale des unités cartographiques de sol

2.3.1 Par résistivité électrique apparente

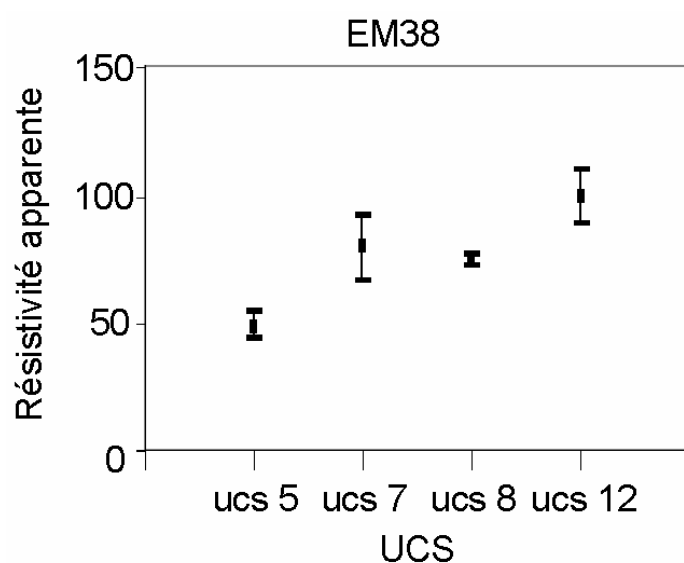
La comparaison multiple des moyennes montre que seuls les CALCOSOLS développés sur craie, craie altérée ou craie cryoturbée (UCS5) se différencient significativement par leurs résistivités apparentes de l'ensemble des autres unités de sol reconnues sur la parcelle (Figure XI.8).

Par contre, les CALCOSOLS développés sur craie remaniée (UCS7) ne se distinguent pas significativement ni des CALCOSOLS, assez caillouteux, sur craie (UCS8), ni des CALCO-MAGNESISOL (UCS12) sur grès par les mesures de conductivimétrie électromagnétique. Malgré le nombre très faible des observations on remarque que la moyenne de la résistivité apparente des CALCOSOLS sur craie, présentant une charge en éléments grossiers de 5 à 10% (UCS 9) est relativement proche de celle des sols de l'UCS 7 (Tableau X.3.). Une réelle distinction et une délimitation de ces quatre unités uniquement au moyen d'une cartographie de leur résistivité apparente semblent donc délicates, voire impossibles. On peut également s'interroger sur la représentativité de cette UCS7 dans cette micro-parcelle. Elle semble correspondre à un domaine de transition entre d'une part les UCS 5 et 12 et d'autre part les UCS 9 et 12. De même, les deux sondages rattachés à l'UCS9 sont localisés en bordure de cette unité. Ces deux sondages présentent respectivement des valeurs de résistivité apparente et de réflectance différentes (FigureXI.5). Leur réelle représentativité peu également être mis en doute.

Enfin l'analyse discriminante montre que les unités facilement discernables entre elles par leur résistivité apparente sont :

- i)* les CALCO-MAGNESISOLS sur grès (UCS 12) très résistants ;
- ii)* les CALCOSOLS assez caillouteux sur craie (UCS 8) résistants ;
- iii)* l'unité complexe des CALCOSOLS profonds, relativement conducteurs, sur de la craie en place ou altérée (UCS 5).

Ces résultats confirment donc que les mesures de la résistivité apparente permettent de différencier certaines unités de sol en fonction principalement du type de substrat. Les sols développés sur les sables ou grès du Campanien se distinguent significativement des unités de sols développés sur un substrat crayeux. Par contre, la discrimination des CALCOSOLS développés dans les différents faciès crayeux est limitée car ils présentent des signatures



- ucs 5 : Complexe de CALCOSOLS sur craie, craie altérée et matériau cryoturbé.
- ucs 7 : CALCOSOLS sur craie sableuse et craie remaniée (type farine calcaire).
- ucs 8 : CALCOSOLS assez caillouteux sur craie.
- ucs 12 : CALCOMAGNESISOLS sur sable grésifié.

Figure XI.8. Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des UCS présentes sur le secteur de la parcelle de Chambry prospecté avec le conductivimètre EM38.

Tableau XI.3. Résistivités apparentes moyennes des différentes UCS présentes sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38.

UCS	Type de sol	n	Résistivité apparente moyenne (Ω.m)
5	CALCOSOLS sur craie, craie altérée,	7	48,7
7	CALCOSOLS sur craie remaniée	8	78,9
8	CALCOSOLS sur craie (10-15% cx)	3	74,5
9	CALCOSOLS sur craie (5-10% cx)	2	78,7
12	CALCOMAGNESISOLS sur grès	8	98,7

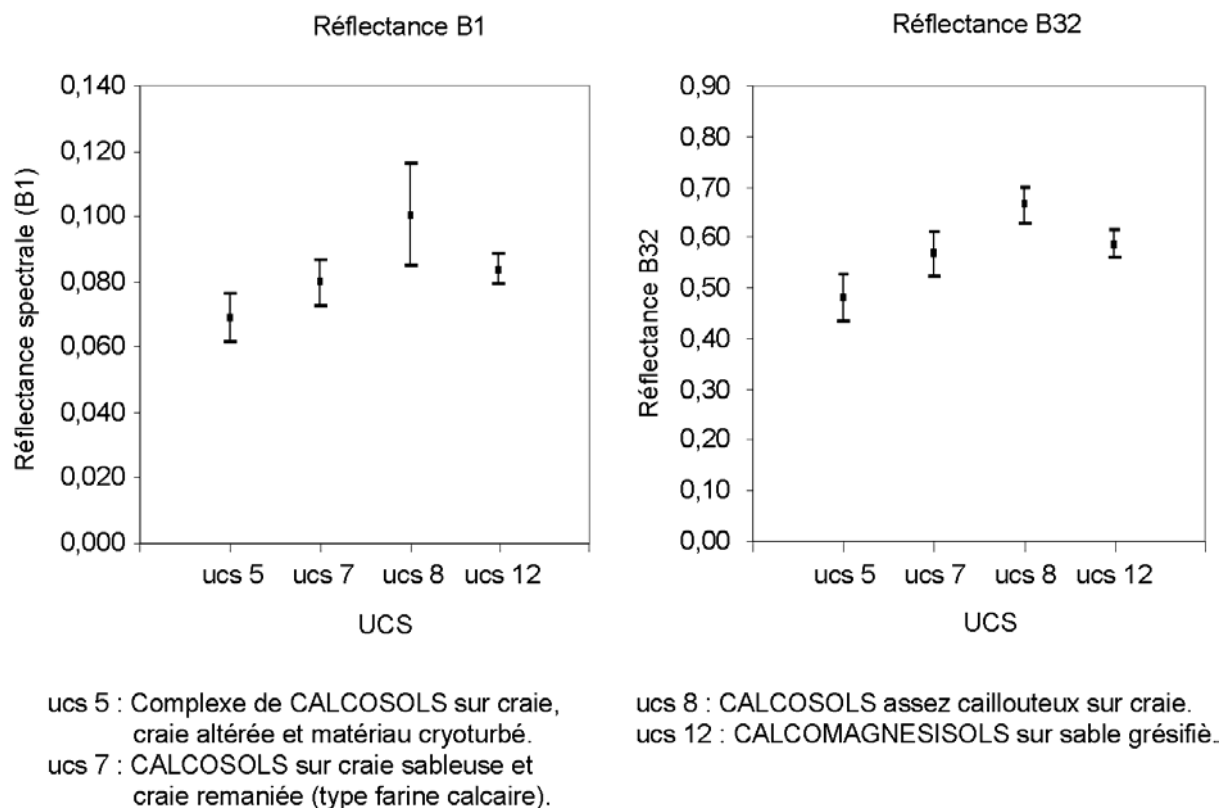


Figure XI.9. Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la réflectance spectrale dans le visible (Bande B1) et le proche infrarouge (Bande B32) des UCS présentes sur le secteur de la parcelle de Chambry prospecté avec le conductivimètre EM38.

Tableau XI.4. Réflectances moyennes des différentes UCS, dans le visible et le proche infrarouge, présentes sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38.

UCS	Type de sol	n	Réflectance moyenne	
			Visible B1	Proche Infrarouge B32
5	CALCOSOLS sur craie, craie altérée,	7	0,069	0,479
7	CALCOSOLS sur craie remaniée	8	0,080	0,566
8	CALCOSOLS sur craie (10-15% cx)	3	0,100	0,663
9	CALCOSOLS sur craie (5-10% cx)	2	0,074	0,538
12	CALCOMAGNESISOLS sur grés	8	0,084	0,587

électriques très proches. Leur distinction, comme dans le cas des UCS 5 et 8, n'est possible qu'à la faveur d'une différence nette de profondeur et/ou d'altération du matériau crayeux. Les sols profonds, développés dans une craie altérée, plus argileuse, sont en effet significativement plus conducteurs que des sols peu épais ou reposant sur de la craie en place.

2.3.2. Par réflectance spectrale dans le visible et le PIR

L'analyse discriminante (Figure XI.9 ; Tableau XI.4) montre que dans le visible et le PIR la réflectance des sols permet de distinguer, avec un intervalle de confiance de 95%, l'unité complexe des CALCOSOLS sur craie altérée ou sur matériau cryoturbé (UCS5) soit des CALCOSOLS assez caillouteux sur craie (UCS8), soit des CALCO-MAGNESISOLS sur grès (UCS12).

Dans le visible, les autres unités pédologiques identifiées par le pédologue ne peuvent être distinguées les unes des autres par leur réflectance. Le PIR permet quant à lui un meilleur discernement des unités de sol présentes. En effet, il permet de différencier en sus les sols assez caillouteux développés sur craie (UCS8), à la fois des CALCOSOLS sur craie remaniée (UCS7), mais aussi des CALCO-MAGNESISOLS sur les sables et grès du Campanien (UCS12).

La comparaison des analyses discriminantes montre que les données de réflectance spectrale mesurées dans le visible se caractérisent par la plus faible capacité à différencier les unités de sols. Les mesures de réflectance dans le PIR offrent un pouvoir de discrimination des sols supérieur au visible mais égal à celui des mesures de résistivité apparente effectuées avec la méthode électromagnétique. En effet, les données de résistivité apparente ou de réflectance dans le PIR permettent de discerner un nombre identique de couple d'UCS.

Par télédétection multispectrale ou prospection électromagnétique, trois unités de sols sont significativement individualisées. Il s'agit : *i*) des CALCOSOLS profonds développés dans la craie en place ou remaniée (UCS 5); *ii*) des CALCOSOLS assez caillouteux sur craie dure (UCS 8); *iii*) des CALCO-MAGNESISOLS sur grès (UCS 12). L'unité des CALCOSOLS sur craie remanié (UCS7) ne peut être réellement considérée comme une UCS, mais plutôt comme une zone de transition (limite progressive) entre les trois précédentes unités. La distinction des différents CALCOSOLS développés dans les nombreux faciès d'altérations ou de remaniements de la craie est plus limitée de par le manque de contraste de résistivité apparente ou de réflectance en surface de ces unités de sols.

3. Discussion

La carte de résistivité apparente et celle de réflectance spectrale présentent des similitudes qui se retrouvent également au niveau des UCS de la carte des sols. On constate en effet que les zones de contraste apparaissent généralement en accord avec les limites de la carte des sols. Néanmoins, certaines dissemblances ont été remarquées. L'explications de ces différences comprend sans doute plusieurs aspects.

3.1. Raisons méthodologiques liées à l'échantillonnage

Les analyses statistiques (analyse discriminante) sont réalisées à partir de points correspondant aux sondages pédologiques. Il faut noter que ceux-ci ne sont pas répartis de façon régulière et que l'échantillonnage est "orienté" (Figure XI.5). Ainsi dans les zones reconnues homogènes, le pédologue cartographe a réalisé peu d'observations par souci d'efficacité. Par contre, il a concentré une majorité de ses sondages à la tarière dans les zones de transition et de forte variabilité de façon à préciser les limites spatiales des unités de sols reconnues. Les valeurs de résistivité apparente ou de réflectance spectrales localisées en ces emplacements ne sont donc pas toujours représentatives de l'unité pédologique de rattachement. Aussi, le poids de ces données, non ou peu représentatives, introduit une sur-estimation de la variance dans l'analyse discriminante. Un échantillonnage des données selon une maille régulière aurait été préférable pour une telle analyse.

3.2. Raisons physiques liées à la nature des sols

Les signaux électromagnétiques sont certes de même nature physique mais très différents de par les longueurs d'onde utilisées, les sources d'émission et les méthodes de réception. Nous avons vu précédemment que le signal géophysique de surface était sensible à la structure et aux propriétés hydriques des horizons traversés alors que le signal radiométrique dans le PIR, sur les sols carbonatés, était sensible à la couleur de surface, à la teneurs en CaCO_3 et à la rugosité. Ces deux ensembles de variables ne sont pas nécessairement liées entre elles et expliquent les différences observées. Tous les types de sols ne sont donc pas distingués par leur résistivité électrique ou leur réflectance. C'est le cas en

particulier des différents faciès crayeux identifiés par le pédologue mais qui ne présentent pas de différenciation suffisante de leur constituants pour modifier le signal électromagnétique.

Ainsi, l'unité des CALCO-MAGNESISOLS peu épais (UCS 12) est bien individualisée par une résistivité apparente supérieure à 90 $\Omega.m$ car les sables et grès du Campanien sous-jacents sont significativement plus résistants que les divers substrats crayeux avoisinants. Les limites de cette unité sur la carte des sols s'accordent correctement avec la structure résistante révélée par la prospection géophysique (Figure XI.5). A l'inverse, celles-ci s'ajustent mal avec les limites de réflectance observées. L'unité des CALCO-MAGNESISOLS, cartographié au centre de la parcelle, présente deux domaines de réflectance significativement différents. Ceci peut s'expliquer par une différence de l'état de surface du sol en termes de teneur en $CaCO_3$, de pierrosité de surface, ou encore par une différence de taille des éléments grossiers. Par contre, l'unité des CALCOSOLS sur craie et craie altérée (UCS 5) est relativement bien discriminée par les mesures de résistivité apparente et de réflectance spectrale dans le visible et PIR. Cette unité présente la plus faible résistivité apparente du fait de la présence en surface d'une épaisse couverture, limono-argilo-sableuse, de conductivité électrique élevée. Ces CALCOSOLS s'individualisent également par la réflectance spectrale la plus faible du fait de leur couleur plus sombre et de la quasi absence d'éléments grossiers à leur surface.

3.3. Raisons liées aux types de transitions pédologiques

La précision des capteurs n'a pas été estimée dans cette étude. Par ailleurs, le choix des couleurs sur les cartes de la figure XI.5 implique l'apparition de contrastes qui peuvent être qualifiés de subjectif. Enfin, pour des terrains présentant des variations continues, la notion de "limite cartographique" peut être remise en cause. La non-coïncidence de deux limites a donc une origine soit liée à l'imprécision des mesures, soit liée à des transitions continues. Pour le second cas, nous pouvons remarquer le cas de la limite Est de l'unité de CALCO-MAGNESISOL (UCS 12) située au centre de la parcelle. La limite de résistivité apparente est nette et contrastée. Elle s'ajuste exactement sur la limite définie par le pédologue entre les CALCO-MAGNESISOLS (UCS 12) et la bande de CALCOSOLS sur craie sableuse et craie remaniée (UCS 7). Elle caractérise la limite d'extension du substrat sableux et gréseux du Campanien. A l'Est de l'UCS 12, le domaine caractérisé par des valeurs de réflectance élevée s'étend également sur l'ensemble des CALCOSOLS sur craie sableuse et craie remaniée (UCS 7). La limite de réflectance correspond alors avec celle des CALCOSOLS sur craie et

craie remaniée (UCS 5). La réflectance des sols des UCS 7 et 12 sont proches car les caractéristiques de leur état de surface sont similaires malgré la variation de substrat. Ainsi la non-coïncidence des limites de résistivité apparente et de réflectance spectrale révèle la transition des CALCO-MAGNESISOLS sur grès vers les CALCOSOLS sur craie et craie remaniée. Ces sols de transition ont été identifiés par le pédologue comme étant des CALCOSOLS développés dans de la craie sableuse et remaniée.

Aucune limite n'est en soi meilleure qu'une autre, tout dépend de l'objectif que l'on souhaite atteindre. Il faut néanmoins souligner l'importance de connaître : *i)* la nature des variables du sol agissant sur le signal ; *ii)* la sensibilité du signal ; *iii)* la capacité d'inversion de ce signal pour estimer les variables du sol que l'on cible.

4. Conclusion

De l'étude réalisée au travers de ce chapitre, il ressort clairement que les méthodes géophysique et de télédétection apportent des informations pertinentes car permettant de discriminer la majorité des unités de sol. Pour des travaux opérationnels futurs, il semblerait logique que les mesures radiométriques ou géophysiques soient réalisées avant la phase de reconnaissance pédologique. L'observation directe des cartes de résistivité apparente ou de réflectance spectrale apporte la visualisation d'un zonage que le pédologue cartographe peut ensuite tester et identifier par des sondages à forte représentativité. L'échantillonnage lors de la prospection pédologique est alors raisonné en fonction des structures mises en évidence par télédétection et/ou géophysique. Les mesures en continu de variables physiques (réflectance ou résistivité apparente) relativise l'importance de la variabilité spatiale intra-parcellaire des sols et constituent des outils essentiels d'une prospection adaptée à la complexité de la couverture pédologique : des zones "homogènes" qui peuvent être caractérisées par un petit nombre de points de sondages même pris au hasard ; et des zones de forte variabilité orientée qui caractérisent les limites des unités cartographiques des sols qui sont considérées comme des zones de transition dont la largeur est fonction du contraste des deux unités voisines et donc du gradient de passage de l'une à l'autre.

Pour améliorer notre connaissance de la micro-variabilité spatiale des sols au sein d'une parcelle mais aussi des impuretés, on propose de combiner les deux techniques géophysique et radiométrie de la façon suivante. Dans un premier temps, on étudie les images de

télédétection, notamment dans le PIR, pour reconnaître des zones homogènes en continu et discriminer ainsi une majorité d'unités de sols. Dans un second temps, une reconnaissance géophysique permet d'améliorer la précision des limites en atteignant une résolution métrique, voire décimétrique avec les méthodes multi-électrodes. De plus, les mesures géophysiques permettent d'intégrer la couverture pédologique sur une épaisseur similaire à celle du pédologue. Les limites des substrats géologiques et donc des UCS sont alors affinées.

Dans tous les cas, une prospection pédologique reste indispensable, dans l'état actuel de nos connaissances pour calibrer les capteurs et tenter de déduire à partir du signal, les grandeurs pédologiques demandées par l'Agriculture de Précision.

Conclusion générale

L'objectif de ce travail était tout d'abord **d'expérimenter les méthodes de télédétection et de géophysique comme moyen d'aide à la cartographie et à la reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et de leurs propriétés pérennes au sein d'une parcelle**. Par la suite, il s'agissait d'acquérir des données fiables sur l'état hydrique instantané de la couverture pédologique, mais aussi de pouvoir **suivre dans le temps son fonctionnement hydrique**. Enfin, il était question **de comparer les méthodes géophysiques au sol et de télédétection en termes de convergence et de complémentarité**.

Ce travail a été effectué sur deux sites expérimentaux localisés dans des régions de grandes cultures se caractérisant par une forte variabilité spatiale de leur couverture pédologique. Le premier est situé à Villamblain en Petite Beauce du Loiret. Il a permis de bénéficier des connaissances sur les lois de distribution des sols de cette région et sur leurs propriétés hydriques acquises au cours des travaux antérieurs menés au sein de l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans. Le choix d'un second site expérimental en Picardie dans le Laonnois s'inscrit dans le cadre de l'action structurante «Agriculture de précision» dont l'action sur le terrain a été coordonnée par l'unité d'Agronomie de l'INRA de Laon.

Le site de Petite Beauce a principalement servi de support aux expérimentations de géophysique au sol afin d'étudier, hiérarchiser et modéliser les paramètres du sol agissant sur une propriété du sol : la résistivité électrique. Une approche multi-échelle a été envisagée afin de comparer les résultats obtenus au laboratoire, sur le terrain à partir de sites "ponctuels" et sur des surfaces représentatives de parcelles agricoles.

Le site de Laon a fait l'objet d'un très grand nombre de mesures et d'expérimentations communes par plusieurs équipes de l'INRA. Il a entre autres servi de support à des mesures multi-spectrales aéroportées du visible au proche infrarouge. C'est donc ce site qui a été choisi pour les travaux de télédétection. Il a également fait l'objet de prospections géophysiques au sol afin d'établir des comparaisons entre les deux approches.

Démarche adoptée et principaux résultats

Pour répondre aux objectifs définis ci-dessus, nous avons procédé en trois principales étapes.

Première étape : Etude de la résistivité électrique des sols à différentes échelles d'espace et de temps

1. Identification des facteurs de variation de la résistivité électrique des sols

Nous avons choisi d'étudier principalement l'influence de l'humidité et de la température sur la résistivité des sols selon deux approches. La première a été effectuée au laboratoire sous des conditions de mesures contrôlées, la deuxième a été réalisée "in situ" en conditions "naturelles".

De façon générale, les résultats montrent que la résistivité électrique des sols diminue soit avec l'augmentation de la teneur en eau, soit avec l'augmentation de la température, conformément aux résultats issus de la bibliographie (Hesse, 1964 ; Gupta et Hanks, 1972 ; Rhoades et al, 1976 ; Bottraud et Rhoades, 1985 ; Montoroi et al., 1997 ; Robain et al., 2001).

Température

Pour pouvoir comparer les relations entre la résistivité électrique et la teneur en eau d'un même horizon de sol ou de plusieurs horizons, il est nécessaire de les rapporter à la même température. Pour ce faire, nous avons adopté la loi de croissance proposée par Campbell et al. (1948) de 2% par degré Celsius gagné de la conductivité électrique des sols après l'avoir vérifiée sur nos données expérimentales.

Teneur en eau

Les mesures au laboratoire permettent de suivre l'évolution de la résistivité électrique d'un horizon de sols sur une gamme très étendue d'humidité s'échelonnant d'une teneur en eau proche de la saturation jusqu'à un état de dessèchement très important (très au-delà de pF 4,2) mais rarement rencontré dans la réalité. Deux domaines d'humidité s'individualisent en fonction des variations de résistivité électrique :

- la gamme des humidités observables au champ caractérisée par de faibles variations de résistivité électrique ;
- la gamme des faibles humidités, située en dessous du point de flétrissement permanent des plantes, qui montre une croissance exponentielle de la résistivité du sol avec la diminution de la teneur en eau.

Minéralité de l'eau

Les différences de durée de saturation des échantillons sont à l'origine de changements de minéralité de l'eau de saturation et donc d'une modification de sa conductivité électrique. Toutefois, compte tenu du contexte pédologique, nous avons considéré que ces changements étaient faibles. Les mesures au laboratoire ont donc été réalisées sans contrôle de l'effet de la conductivité électrique de la solution du sol.

Volume élémentaire représentatif

La comparaison à une même température de référence des relations résistivité électrique - teneur en eau montre un effet important du volume de sol investigué par le courant sur la mesure de résistivité électrique. Cela a justifié une approche multiéchelle du laboratoire au terrain impliquant des volumes prospectés de plus en plus grands. Au plan théorique, il serait intéressant d'affiner cette démarche et déterminer le volume élémentaire représentatif pour la mesure de la résistivité électrique "vraie" d'un horizon de sol.

Potentiel de la méthode pour la cartographie et le suivi hydrique

Pour compléter la première approche au laboratoire et appréhender le rôle des variations climatiques en termes d'humidité et de température sur la résistivité électrique des sols, un suivi diachronique au champ de ces variables d'intérêt a été entrepris sur une durée d'une année. Un dispositif expérimental de suivi a été installé "in situ" dans les principaux horizons de trois sols représentatifs de Petite Beauce.

Le suivi temporel de ces trois variables d'état (température, teneur en eau, résistivité électrique) permet de déterminer les dates de prospections électriques les plus adaptées à la reconnaissance et la discrimination des différents horizons de sol en fonction de la différenciation verticale du profil hydrique.

Dans la gamme des teneurs en eau observables au champ, la sensibilité des divers horizons pédologiques étudiés varie de 0,2 à 7,8 $\Omega.m$ par point d'humidité. Les résistivimètres actuels assurent des mesures avec une résolution inférieure à 0,1 $\Omega.m$. Ces résultats sont à

l'origine de notre intérêt en faveur de la méthode électrique pour l'analyse et le suivi 2D ou 3D des flux hydriques dans le sol.

2. Suivi spatial et temporel 2 D de la teneur en eau d'un sol par tomographie de résistivité électrique

Ayant vérifié que la résistivité électrique d'un sol diminue lorsque sa saturation en eau augmente, nous utilisons cette relation pour étudier les variations d'humidité du sol dans le temps grâce au suivi des variations de résistivité électrique.

Le suivi diachronique par panneau électrique multi-électrodes de la résistivité électrique d'une section d'un sol de Petite Beauce a permis : (1) de suivre le fonctionnement hydrique du sol en visualisant son dessèchement par les prélèvements racinaires en eau de plants de maïs ainsi que la progression du front d'infiltration de l'eau suite à une irrigation, puis le drainage superficiel du sol ; (2) de délimiter les zones d'écoulements préférentiels ; (3) de délimiter de façon non intrusive les horizons pédologiques en 2D ; (4) de révéler les caractéristiques structurales des horizons résultant des pratiques culturales et notamment l'effet du tassement par le passage des engins agricoles.

Des sections 2D de teneur en eau instantanée ont ensuite été estimées à partir des sections de résistivité interprétées en utilisant des relations d'étalonnage établies "in situ". Comme les variations de température dans le sol ont une influence sur la résistivité électrique de l'eau et donc sur celle du sol, le profil thermique du sol au moment des mesures électriques a été pris en compte dans la modélisation.

Ce suivi a abouti à une meilleure compréhension des flux hydriques sous culture de maïs irrigué. Il a également permis de mettre en évidence l'hétérogénéité de l'humidité du sol de l'échelle décimétrique à métrique, posant ainsi la question de la représentativité des mesures lorsque l'on utilise des mesures traditionnelles de résolution centimétrique à décimétrique.

3. Analyse de la variabilité spatiale des sols par mesure de la résistivité électrique

Les méthodes électriques ou électromagnétiques permettent une reconnaissance de la variabilité spatiale intraparcellaire des sols à l'échelle décamétrique voire métrique. Les

prospections électriques réalisées avec le multi-pôles MUCEP, intégrant trois profondeurs d'investigation, permettent une reconnaissance de la variabilité horizontale et verticale des horizons. L'analyse comparative des trois cartes de résistivité apparente obtenue avec le multi-pôles MUCEP permet de comprendre l'organisation tridimensionnelle des horizons ou des substrats géologiques mais aussi d'appréhender les variations verticales du profil hydrique. Les limites entre unités de sols, continues dans l'espace, peuvent être soulignées par des différences de signature électrique des sols selon la largeur du dipôle employé et donc la profondeur d'investigation.

Les prospections électriques multi-profondeurs et multi-dates permettent d'acquérir une vision dynamique de la couverture pédologique en révélant son fonctionnement hydrique. Les cartes de résistivités apparentes acquises à différentes dates révèlent non pas des limites statiques dans le temps mais permettent de caractériser des limites de fonctionnement hydrique de la couverture pédologique.

La signature électrique de deux horizons pédologiques différents peut être identique à la même humidité mais aussi à des teneurs en eau différentes. Ils ne sont alors pas distingués lors d'une prospection géophysique. Inversement, deux horizons de même texture mais présentant une humidité significativement différente pourront être individualisés par la mesure de leur résistivité électrique. Aussi la différenciation de certains horizons et unités de sol ne pourra être réalisée qu'à la faveur de conditions hydriques particulières. Ceci souligne l'intérêt des prospections géophysiques multi-dates réalisées sur une couverture pédologique à différents états hydriques pour une caractérisation optimale de la variabilité spatiale du milieu.

Deuxième étape : *Etude de l'influence des variables pérennes et conjoncturelles des sols sur leur réflectance spectrale*

La parcelle expérimentale située dans le Laonnois a fait l'objet de plusieurs acquisitions multispectrales sur sols nus du visible au proche infrarouge à l'aide du radiomètre aéroporté CASI (Compact Airborne Spectrographic Imager).

Deux principaux ensembles pédologiques caractérisés par des comportements spectraux différents ont été distingués par une analyse en composantes principales. Il s'agit d'une part des sols carbonatés développés dans des matériaux crayeux, et d'autre part des sols lessivés, épais, non ou peu carbonatés, de texture riche en limons grossiers. La réflectance des sols

apparaît contrôlée par la plus ou moins grande profondeur d'apparition des substrats crayeux. Elle apporte ainsi une information indirecte sur le développement du sol. Pour chacune de ces familles, les liens existant entre la réflectance spectrale et les propriétés de surface des sols, pérennes et conjoncturelles, ont été précisés. Les résultats montrent que : (1) la réflectance des sols carbonatés ($\text{CaCO}_3 > 5\%$) est liée essentiellement aux teneurs en CaCO_3 et en éléments grossiers ; (2) la réflectance des sols lessivés, non ou peu carbonatés ($\text{CaCO}_3 < 5\%$) est corrélée principalement aux teneurs en argiles, en limons grossiers et en carbone organique, mais aussi à leur rugosité de surface.

Ces résultats confirment les travaux antérieurs menés sur des milieux divers (Mathews, 1973 ; Stoner et Baumgardner, 1981 ; Courault, 1989 ; Irons et al., 1989 ; Courault et al., 1993 ; Gaffey et al., 1993 ; King et Lefèvre d'Hellencourt, 1982 ; King et al., 1996 ; Palacios et Ustin, 1998). Ils permettent de hiérarchiser sur cette parcelle les facteurs déterminant les signaux radiométriques.

Troisième étape : Apports respectifs des mesures de résistivité électrique et de réflectance spectrale (visible et PIR) pour l'analyse de la variabilité spatiale des sols

Sur la parcelle de Laon ayant servi pour l'acquisition multispectrale, une portion représentative a été sélectionnée afin de cartographier la résistivité apparente de la couverture pédologique (méthode électromagnétique avec un conductivimètre EM38). Une comparaison avec les données CASI a été alors menée sur la base d'une analyse de la variabilité spatiale des sols.

Les analyses discriminantes et la comparaison visuelle des cartes de résistivité apparente et de réflectance spectrale montrent que les mesures géophysiques et radiométriques présentent de larges similitudes avec toutefois des dissemblances. Ces dernières ont plusieurs raisons : (1) un échantillonnage irrégulier des sondages pédologiques de validation et orienté principalement dans les zones de forte variabilité des sols ; (2) une différence d'intégration spatiale de ces deux mesures physiques en terme de profondeur d'investigation ; (3) le type de transition pédologique pouvant se caractériser par une différence de localisation des limites du substrat géologique révélées par les mesures géophysiques et les limites de l'état de surface des sols observées par télédétection.. Les données de réflectance spectrale mesurées dans le visible présentent la plus faible capacité à

différencier les unités de sol. La réflectance des sols mesurée dans le proche infrarouge montre un pouvoir de discrimination supérieur au visible. C'est dans cette gamme de longueur d'onde que l'on trouve des résultats cartographiques similaires à ceux obtenus à l'aide de la méthode électromagnétique intégrant une seule profondeur d'investigation. Les dissemblances observées entre les cartes de résistivité apparente et de réflectance spectrale révèlent les zones de transition entre des unités de sol homogènes et précisent ainsi la notion de limite progressive dans l'espace.

Nos résultats confirment que les mesures géophysiques de surface, qu'elles fassent appel aux méthodes électriques ou électromagnétiques, sont rapides, non intrusives et spatialement intégrantes. Elles sont ainsi un moyen de reconnaissance de la variabilité spatiale des sols et de modélisation 3D de la couverture pédologique nécessaires en agriculture de précision. Dans notre cas d'étude, nous n'avons pas pu mesurer des différences de teneur en eau des sols par télédétection. Par contre, les prospections géophysiques réalisées avec les méthodes électrique et électromagnétique permettent d'accéder à cette grandeur physique et de suivre son évolution dans le temps par la mesure intégrante de la résistivité électrique des sols. Dans tous les cas, les acquisitions géophysiques au sol permettent une interprétation tridimensionnelle de la couverture pédologique supérieure à celle obtenue par télédétection et fournissent une résolution plus fine. Les prospections géophysiques au sol offrent une échelle d'investigation intermédiaire très pertinente, correspondant à une résolution plus large que celle de l'observation ponctuelle du pédologue cartographe et mieux à même de comprendre des variations perçues en télédétection à des résolutions spatiales plus grossières. Par contre, les prospections géophysiques sont nécessairement réalisées sur des superficies plus petites que par télédétection. D'où l'intérêt de travailler selon des méthodes de cartographies multi-échelles en analysant d'une part les prospections géophysiques en lien avec des informations ponctuelles sur les sols et d'autre part ces mêmes données géophysiques en lien avec les données de télédétection réalisées sur de grandes surfaces.

Les travaux réalisés ouvrent de nombreuses questions et offrent des perspectives tant sur le plan de la recherche scientifique que sur le plan pratique pour une valorisation et une application de ces méthodes à l'Agriculture de Précision.

Sur le plan scientifique :

Un effort important reste à réaliser dans la connaissance et la modélisation des relations entre la résistivité électrique et la teneur en eau des sols non saturés en conditions “naturelles”. Il serait aussi intéressant d’approfondir les relations entre la résistivité électrique et l’énergie de rétention en eau en terme de pF de sols issus de milieux variés et caractérisés par des textures différentes en lien avec une analyse de leur macro et microporosité.

A l’instar de Zhou et al. (2001), une modélisation de sections de teneur en eau à partir de panneau électrique 3D et d’un modèle pétrophysique, adapté aux sols argileux non saturés, est à entreprendre pour s’affranchir des calibrages au laboratoire ou au champ. Cette approche pourrait être développée pour réaliser une imagerie quantitative et modéliser les transferts d’eau dans les systèmes sol-plante, mais aussi pour quantifier l’infiltration de l’eau ou les prélèvements hydriques par une architecture racinaire.

Les prospections électriques à l’aide du multipôles MUCEP permettent une reconnaissance de la variabilité spatiale de la couverture pédologique à condition qu’il existe des contrastes de résistivité apparente suffisants entre les différents horizons et unités de sols. L’inversion des données MUCEP n’a pu être réalisée que selon un modèle tabulaire à deux terrains. La représentation 3D de la couverture pédologique a donc été limitée ici à l’épaisseur d’un recouvrement conducteur sur un substrat résistant. Pour améliorer la représentation de la couverture lorsqu’il existe une stratification plus complexe, il faudrait acquérir des mesures de résistivité apparente supplémentaires pour faciliter la convergence de l’inversion. Il faut soit concevoir un système MUCEP présentant un ou deux dipôles supplémentaires et de tailles supérieures, soit compléter l’acquisition des données par une prospection électromagnétique avec le conductivimètre EM31 (Géonics) de façon à atteindre une profondeur d’investigation de 4 à 5m.

Concernant les conditions d’utilisation du système MUCEP, nous avons montré lors de ces travaux l’intérêt des prospections électriques multi-pôles et multi-dates ou plutôt multi-états (c’est à dire réalisées à différents états d’humidité des sols). Il serait intéressant de développer une méthode d’inversion permettant d’intégrer l’information issue des différentes prospections, mais aussi de pouvoir intégrer des données extérieures en termes d’humidité et de température des différents terrains lorsqu’elles sont disponibles pour contraindre les algorithmes d’inversion.

L’information fournie par la télédétection multispectrale dans le visible et le PIR se réduit essentiellement à la connaissance des états de surface du sol et n’intègre pas en

profondeur la complexité de la couverture pédologique. L'intérêt des mesures de réflectance est donc limité dans les cas où ces états de surface ne reflètent pas la nature et les propriétés plus en profondeur du sol et du proche sous-sol (sans compter que les mesures peuvent être également influencées par la couverture végétale ou les résidus de récolte). Deux domaines spectraux sont néanmoins intéressants pour l'étude des sols : (1) le domaine des micro-ondes pour l'étude de l'humidité des sols qui fait l'objet de nombreuses recherches et soulèvent le problème d'une forte sensibilité à la rugosité de surface ; (2) le domaine de l'infrarouge thermique (IRT) qui, au travers de l'acquisition de la température de surface, révèle différents comportements thermiques de profondeur. Le choix opportun de la date de campagne est alors l'élément le plus important pour obtenir des données de qualité. Il nécessite au préalable une étude des propriétés thermiques des sol, un suivi des variations transitoires lentes du flux de chaleur et une modélisation thermique de la couche superficielle du sol.

Sur le plan pratique :

Les résultats de ce travail montrent que les techniques utilisées en géophysique et télédétection fournissent des informations sur la variabilité des sols à l'échelle intraparcellaire, informations qui sont directement utilisables pour le pilotage des parcelles agricoles dans le cadre des concepts de l'Agriculture de Précision. D'ores et déjà, les techniques de géophysique de subsurface sont employées de façon opérationnelle (Dabas et al., 1999, 2001 ; Lund et al., 2001 ; Rouiller et al., 2001), apportant des informations complémentaires à la cartographie des sols conventionnelle ou également complémentaire des cartes de rendement.

Grâce à ces données, il est possible de raisonner une modulation des pratiques au sein des parcelles. Pour ce faire, une bonne interprétation des "images" obtenues s'impose et nécessite donc un approfondissement des relations entre signal et propriétés des sols. Nos travaux se limitent à un contexte pédologique donné et d'autres expériences devront être menées dans des milieux diversifiés. Par ailleurs, on a montré que ces méthodes fournissaient des informations au cours du temps sans perturbations du sol et sur de grandes surfaces (c'est le cas notamment pour l'estimation de la teneur en eau avec la résistivité apparente). Il est donc envisageable d'utiliser ces informations directement dans des modèles de culture pour suivre la croissance et le développement des plantes. Pour cela, il apparaît nécessaire de développer les méthodes d'inversion et peut être d'adapter les modèles à ce nouveau type de

données. On rejoint ici les réflexions sur les méthodes d'assimilation déjà étudiées dans le domaine de la télédétection.

Cartographier à pas de temps réguliers la teneur en eau d'une parcelle au cours d'une saison culturale ne sera toutefois pas possible sans le développement d'outils opérationnels embarqués. Une autre solution consiste à ne suivre qu'un nombre réduit de sites sélectionnés pour leur représentativité et à généraliser ensuite sur l'ensemble de la parcelle. Le suivi au moyen de panneau électrique 2D (ou 3D) apparaît comme une technique prometteuse par exemple pour le pilotage de l'irrigation. Une modélisation quantitative de sections de teneurs en eau utilisant les données de résistivité et un modèle biophysique spatialisé peut ainsi s'envisager.

* * *

* *

Les premiers résultats de ce travail ont contribué à une meilleure connaissance de la variabilité spatiale des sols et surtout de leur fonctionnement hydrique à l'échelle intraparcellaire. Ces travaux s'inscrivent dans un contexte de fort développement technologique. Du suivi sur site à l'aide des panneaux électriques 2D jusqu'aux images satellitales multi-dates, nous disposons désormais d'une large panoplie de méthodes d'investigation possédant des résolutions spatiales variées et permettant des études diachroniques. La combinaison des méthodes d'approche ouvre ainsi un large champ de recherches incluant des aspects théoriques sur le changement d'échelle et des aspects pratiques sur la gestion spatialisée de l'espace rural.

Bibliographie

- Aaltonen J., 1997.** Seasonal changes of DC resistivity measurements. Abstracts, 3rd EEGS-ES Conf., Aarhus, Denmark, pp. 425-428.
- Abu-Hassanein Z.S., Benson C.H., and Blotz L.R., 1996.** Electrical resistivity of compacted clays, *Journal of Geotechnical Engineering*, pp. 397-406.
- Afzali A., Albouy L., Berger G., Giot D., Le Nindre Y.M., Maget P. et Martin J.C., 1996.** Connaissance et gestion de l'aquifère de la nappe de la Beauce, in : LHUP – Université de Poitiers et INRS-Eau – Université du Québec, Colloque Eau Souterraine en Région Agricole, Poitiers (France), 09-12/09/1996, S1 9-12.
- Agreste, 1988.** Recensements Généraux de l'Agriculture 1970-1979-1988. Fiches comparatives. Ministère de l'Agriculture et de la pêche, Paris.
- Al-Abbas A.H., Swain P.H. and Baumgardner M.F., 1972.** Relating organic matter and clay content to the multispectral radiance of soils, *Soil Science*, 114, pp. 477-485.
- Albouy Y., Pion J.C. et Wackermann J.M., 1970.** Application de la prospection électrique à l'étude des niveaux d'altérations. *Cahiers de l'ORSTOM, série Géologie*, II, 2, pp. 161-170.
- Amin M.H.G., Chorley R.J., Richards K.S., Bache B.W., Hall L.D. and Carpenter T.A. 1993.** Spatial and temporal mapping of water in soil by magnetic resonance imaging, *Hydrol. Process.*, 7, pp. 279-286.
- Ankeny M.D., Ahmed M., Kaspar T.C. and Horton R., 1990.** Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurements, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, pp. 837-840.
- Archie G.E., 1942.** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metal. Pet. Eng.*, pp. 146-154.
- Arrouays D., Duval O. et Renaux B., 1989.** Esquisse des paysages pédologiques du Loiret, Notice explicative de la carte pédologique du Loiret au 1/250 000^{ème}, SESCOF-INRA, Orléans, 185p.
- Arulanandan K. and Muraleetharan K., 1988.** Level ground soil-liquefaction analysis using in-situ properties :I., *J. Geotech. Engrg.,ASCE*, 114, 7, pp. 753-770.
- Aubert G. et Girard M.C., 1978.** Vocabulaire de l'environnement pédologique tropical, ACCT, Paris, 81 p.
- Aubron I., 1993.** Télédétection et distribution spatiale des sols calcaires en Petite Beauce. DEA Géosciences Filière Pédologie, Université de Nancy I.
- Aurousseau P., 1976.** Morphologie et genèse des sols sur granite du Morvan. Thèse de Doct. Ing., Univ. de Rennes, E.N.S.A.-I.N.R.A., 210p.
- Baize D., 2000.** Chapitre VII : L'analyse granulométrique, *Guide des analyses courantes en pédologie*. INRA, Paris, pp. 51-73.
- Baize D. et Girard M.C., 1995.** Solums carbonatés et saturés, in : *Référentiel Pédologique*, A.F.E.S, pp. 109-120.
- Baize D. et Jabiol B., 1995.** Guide pour la description des sols, INRA Editions, 375p.
- Baker J.M. and Lascano R.J., 1989.** The spatial sensitivity of Time-Domain Reflectometry. *Soil Science*, 147-5, pp. 378-384.

Barker R. and Moore J., 1998. The application of time lapse electrical tomography in ground water studies, *The Leading Edge*, 17, pp. 1454-1458.

Barraud J.P., Dieulin A., Ledoux E. et De Marsily G., 1979. Relation entre mesures géophysiques et flux de l'eau dans les sols non saturés, Ecole nationale supérieure des Mines de Paris, Centre d'Informatique Géologique, Rapport LHM/RD/79/3, 45p., annexe 113p.

Baudoin N., 2001. Guide de la Visite AFES du 19/09/2001- Place de la pédologie dans l'action structurante Agriculture de Précision -Présentation des sols de la parcelle d'agriculture de précision N°2 de Chambry, 4p.

Bavel C.H.M., Underwood N. and Swanson R.W., 1956. Soil moisture measurement by neutron moderation, *Soil Sci*, 82, pp. 29-41.

Beauce A., Bernard J., Legchenko A. et Valla P., 1996. Une nouvelle méthode géophysique pour les études hydrogéologiques : l'application de la résonance magnétique nucléaire. *Hydrogéologie*, 1, pp. 71-77.

Bell J.P., Dean T.J. and Hodnett M.G., 1987. Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, Part II. Field techniques, evaluation and calibration, *J. Hydrol.*, 93, pp. 79-90.

Benderitter Y. and Schott J.J., 1999. Short time variation of the resistivity in an unsaturated soil : the relationship with rainfall., *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, pp. 37-49.

Binley A., Winship P., Middleton R., Pokar M. and West J., 2001. Observations of seasonal dynamics in the vadose zone using borehole radar and resistivity, *Proceedings of the Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, Denver, pp. 1-11.

Binley A., Henry-Poulter S. and Shaw B., 1996. Examination of solute transport in an undisturbed soil column using electrical resistance tomography, *Water. Resour. Res.*, v. 32, n°4., pp. 763-769.

Blot A., 1980. L'altération climatique de massifs de granite du Sénégal. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, extrait du mémoire, 114, pp. 220-239.

Robert J., Schmidt F., Gebbers R., Selige T. and Schmidhalter U., 2001. Estimating soil moisture distribution for crop management with capacitance probes, EM38 and digital terrain analysis, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp. 349-353.

Bohn H.L., Ben-Asher J., Tabbara H.S. and Marwan M., 1982. Theories and tests of electrical conductivity in soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, pp. 1143-1146.

Bottraud J.C., 1983. Résistivité électrique et étude des sols. Applications à la cartographie et à la caractérisation du fonctionnement hydrique. Thèse de doctorat d'Ingénieur d'Agronomie. Option Pédologie. U.S.T.L. Montpellier, 186p.

Bottraud J.C., Bornand M. et Servat E., 1984. Mesures de résistivité appliquée à la cartographie en pédologie. *Science du Sol*, 4, pp. 279-294.

Bottraud J.C. and Rhoades J.D., 1985. Referencing water content effects on soil electrical conductivity-salinity calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, pp. 1579-1581.

Bourennane H., 1992. Analyse et modélisation de la distribution spatiale d'un volume pédologique d'après des critères morphologiques. Application au limon-argileux sur un secteur de Petite Beauce. DEA de Géosciences Filière Pédologie, Université de Nancy I.

- Bourennane H., 1997.** Etude des lois de distribution spatiale des sols de Petite Beauce-Application à la cartographie d'un horizon par couplage de méthodes morphométriques et géostatistiques, Université d'Orléans, 237p.
- Bourennane H., King D., Le Parco R., Isambert M. and Tabbagh A., 1998.** Three-dimensional analysis of soils and surface materials by electrical resistivity survey. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 3, pp. 5-23.
- Bowers S.A. and Hanks R.J., 1965.** Reflection of radiant energy from soils. *Soil Science*, pp. 130-138.
- Bramley R.G.V., Proffitt A.P.B., Corner R.J. and Evans T.D., 2000.** Variation in grape yield and soil depth in two contrasting Australian vineyards. In *Soil 2000 : new horizons for a new century. Australian and New Zealand Second Joint Soils Conference Volume 2 : Oral papers.* (Eds. J.A. Adams and A.K. Metherell), 3-8 December 2000, Lincoln University, New Zealand society of Soil Science, pp. 29-30.
- Bresson L.M. and Boiffin J., 1990.** Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47, pp. 301-325.
- BRGM, 1970.** Atlas des eaux souterraines de la France. Edition BRGM., Paris.
- BRGM, 1996.** Carte géologique de la France au millionième. 6^{ème} édition.
- BRGM, 1997.** Acquisition des données pour la gestion de la nappe de Beauce – Géométrie des formations tertiaires, Rapport BRGM 39598, 59p.
- Guide de Lecture. Service Géologique Nationale. Editions BRGM. 8 p.**
- Bruand A., Creuzot G., Quetin P., Darthout R., Raison L. et Courtemanche P., 1997.** Variabilité de la recharge de la nappe de Beauce : Rôle de l'irrigation et des caractéristiques du sol. *Etude et Gestion des Sols*, 3, pp. 27-40.
- Bruand A., Ould Mohamed S., Duval O. and Quetin P., 1996.** The soils of the Petite Beauce area. Contribution to the study of the groundwater recharge, in : *The use of pedotransfert in soil hydrology research in Europe, Proceedings II workshop, INRA Orleans (France), 10-12/10/1996*, pp. 137-149.
- Bruggeman D.A.G., 1935.** Berechnung verschiedener physikalischer konstanten von heterogenen substanzen : *Ann. Physik*, v.24, pp. 636-664.
- Brus D.J., Knotters M., Van Dooremolen W.A., Van Kernebeek. P. and Van Seeters R.J.M., 1992.** The use of electromagnetic measurements of apparent soil electrical conductivity to predict the boulder clay depth. *Geoderma*, 55, pp. 79-93.
- Bussian A.E., 1983.** Electrical conductance in a porous medium, *Geophysics*, vol 48, n° 9, pp. 1258-1268.
- Callot G., 1999.** La truffe, la terre, la vie. Edition INRA, Paris, pp. 61-62.
- Camerlynck C., Robain H. and Mechler P., 2002.** DC resistivity measurements on cylindrical soil core. Analytical and numerical calibration of a square quadrupole, *Journal of Applied Geophysics*, soumis.
- Campbell R.B., Bower C.A. and Richards L.A., 1948.** Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 13, pp. 66-69.
- Cavelier C et Médioni R., 1987.** Carte géologique de France (1/250 000), feuille d'Amiens (NM 31-8). Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

- Chanasyk D.S. and Naeth M.A., 1996.** Fields measurement of soil moisture using neutron probes, *Can. J. Soil Sci.*, 76, pp. 317-323.
- Chaplot V., 1998.** Organisation spatiale des sols hydromorphes de fonds de vallée. Modélisation prédictive de leur distribution.. Thèse ENSA Rennes, 280p.
- Chaplot V., Walter C., Curmi P. and Hollier-Larousse A., 2000.** The use of auxiliary geophysical data to improve a soil-landscape model. *Soil Science*, vol 165, 12, pp. 961-970.
- Chéry P., 1995.** Variabilité de l'épaisseur de la couverture de sol. Conséquences pour le bilan hydrique hivernal d'un secteur de Petite Beauce. Thèse de l'Université de Nancy I.
- Chéry P., Dabas M., Bruand A. et Voltz M., 1996.** Epaisseur de la couverture de sol et prospection géophysique par des méthodes électriques. *Etude de cas en petite Beauce. Géologues*, 109, pp.17-23.
- Clavier C., Coates G. and Dumanoir J., 1977.** The theoretical and experimental bases for the "Dual water" model for the interpretation of shaly sands : 52nd annual fall technical. Conference and Exhibition of the SPE of AIME, Dencer, october 9-12.
- Collins M.E. and Doolittle J.A., 1987.** Using ground-penetrating radar to study soil microvariability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, pp. 491-493.
- Collins M.E., Doolittle J.A. and Rourke R.V., 1989.** Mapping depth to bedrock on a glaciated landscape with ground-penetrating radar. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, pp. 1806-1812.
- Corwin D.L. and Rhoades J.D., 1982.** An improved technique for determining soil electrical conductivity-depth relations from above-ground electromagnetic measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, pp. 517-520.
- Cosentino P., Cimino A. and Riggio A.M., 1979.** Time variations of the resistivity in a layered structure with unconfined aquifer, *Geoexploration*, 17, pp. 11-17.
- Courault D., 1989.** Etude de la dégradation des états de surface du sol par télédétection. Thèse de l'INA-PG, Grignon, Sols, 17, 239p.
- Courault D., Girard M.C. and Bertuzzi P., 1993.** Monitoring surface changes of bare soils due to smaking using visible and near-infrared reflectances, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, pp. 1595-1601.
- Courault D., Girard M.C. et Escadafal R., 1988.** Modélisation de la couleur des sols par télédétection, 4^{ème} Coll. Int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection", Aussois, Esa SP-287, pp. 357-362.
- Dabas M., Duval O., Bruand A. et Verbèque B., 1995.** Cartographie électrique en continu. Apport à la connaissance d'une couverture de sol développée sur matériaux deltaïques. *Etude et Gestion des Sols*, 2, pp. 257-268.
- Dabas M., Hesse A., Jolivet A. et Tabbagh A., 1989.** Intérêt de la cartographie de la résistivité électrique pour la connaissance du sol à grande échelle. *Science du Sol*, 27, pp. 65-68.
- Dabas M., Rouiller D. et Tabbagh J., 2000.** Caractérisation de la variabilité spatiale intraparcellaire des sols agricoles par mesure en continu de leur résistivité (méthode MuCEP). *Agriculture de précision : Avancées de la recherche technologique et industrielle, Actes du Colloque des 29 et 30 mai 2000, ENESAD-Dijon*, pp.139-151.
- Dabas M., Tabbagh J. and Boisgontier D., 2001.** Muti-depth continuous electrical profiling (MuCEP) for characterization of in-field variability, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.361-366.

- Daily W. and Ramirez A., 1989.** Evaluation of electromagnetic tomography to map in situ water in heated welded tuff, *Water. Resour. Res.*, v. 25, n°6., pp. 1083-1096.
- Daily W. and Ramirez A., 1995.** Electrical resistance tomography during in-situ trichloro-ethylene remediation at the Savannah River site, *J. Appl. Geophys*, 33, pp. 239-250.
- Daily W., Ramirez A., Labrecque D. and Nitao J., 1992.** Electrical resistivity tomography of vadose water movement, *Water Resour. Res.*, 28(5), pp. 1429-1442.
- Dalal R.C. and Henry, R.J., 1986.** Simultaneous determination of moisture, organic carbon, and total nitrogen by near infrared reflectance spectrophotometry, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, pp. 120-123.
- Dalgaard M., Have H., and Nehmdahl H., 2001.** Soil clay mapping by measurement of electromagnetic conductivity, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.367-372.
- Davis J.L. and Annan A.P., 1977.** Electromagnetic detection of soil moisture : Progress report I. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 3, pp. 76-86.
- Davis J.L. and Annan A.P., 1989.** Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect.*, 37, pp. 531-551.
- Davis J.L. and Chudobiak W.J., 1975.** In-situ meter for measuring relative permittivity of soils. *Geological Survey of Canada Paper*, 75-1, pp.75-79.
- Dean T.J., Bell J.P. and Baty A.J.B., 1987.** Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, part I. Sensor design and performance, *J. Hydrol.*, 93, pp. 67-68.
- De Jong E., Ballantine A.K., Cameron D.R. and Read D.W.L., 1979.** Measurement of apparent electrical conductivity of soils by an electromagnetic probe to aid salinity surveys. *Soil Sci. Soc. Am J.*, 43, pp. 810-812.
- De Lima O.A.L., Sato H.K. and Porsani M.J., 1995.** Imaging industrial contaminant plumes with resistivity techniques, *J. Appl Geophys*, 34, pp. 93-108.
- Desprez N. et Mégnien C., 1965.** Connaissances nouvelles sur la structure de la Beauce. *Bulletin de la société Géologique de France*, 7-VII, pp. 303-308.
- Desprez N. et Mégnien C., 1975.** Atlas hydrogéologique de la Beauce, BRGM, Service Géologique Régional du Bassin de Paris, Orléans, 112p.
- De Witte L., 1950.** Relations between resistivities and fluid contents of porous rocks. *Oil Gas J.*, Aug., 24.
- De White A.J., 1957.** Saturation and porosity from electric logs in shaly sands : *oil and gas J.*, v ; 55, pp. 89-93.
- Domsch H. and Giebel A., 2001.** Electrical conductivity of soils typical for the state of Brandenburg in Germany, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.373-378.
- Dorbath C., Froidevaux P., Blot A. and Carn M., 1975.** Application des propriétés de résistivité des terrains d'altération à la connaissance de la tectonique du massif de Saraya (Sénégal Oriental). *Cahiers de l'ORSTOM, série Géologie*, VII, n°2, pp.111.123.
- Dorigny A., 1993.** Métrologie des grandeurs caractéristiques des transferts thermiques dans les sols. Thèse du Conservatoire National des arts et Métiers. 290 p.

- Dorigny A., Noirtin B., Dabas M. et Tabbagh A., 1996.** Une application de la thermographie aéroportée à l'étude de la structure d'une couverture pédologique. 16ème Réunion des Sciences de la Terre. 10-12/04/1996, Orléans.
- Dupis A., Vincent B., Gauthier F. et Bossuet G., 1991.** Application de la radiomagnéto-tellurique aux études préalables au drainage agricole. *Science du sol*, vol.29, 3, pp. 231-243.
- Dutt G.R. and Anderson W.D., 1964.** Effect of Ca-saturated soils on the conductance and activity of Cl⁻, SO₄²⁻, and Ca²⁺, *Soil Sci.*, 98, pp. 377-382.
- Duval O. et Isambert M., 1992.** Notice explicative de la carte pédologique de villamblain (Beauce) au 1/10000^{ème}, Contrat de recherche site expérimental de Villamblain, Rapport période 1991-1992, S.E.S.C.P.F. INRA, 38p.
- EEA., 1997.** Corine Land Cover (1/1000000). European Environment Agency.
- Engman E.T. and Wang J.R., 1987.** Evaluation roughness models of radar backscatter, *IEEE trans Geosci, Remote Sensing* vol GE-25 n°6 pp. 709-713.
- Eppstein M.J. and Dougherty D.E., 1998.** Efficient three-dimensional data inversion : Soil characterization and moisture monitoring from cross-well ground-penetrating radar at a Vermont test site. *Water Resour. Res.*, v. 34, n° 8, pp. 1889-1900.
- Escadafal R., 1981.** L'étude de la surface du sol dans les régions arides (sud-tunisien). *Recherches méthodologiques*, ORSTOM, Bondy, ES, 187, 60p.
- Escadafal R., 1989.** Caractéristique de la surface des sols arides par observation de terrain et par télédétection, Thèse de pédologie, Université Paris VI, 317p.
- Escadafal R., Girard M.C. et Courault D., 1988.** La couleur des sols : appréciation, mesure et relations avec les propriétés spectrales, *Agronomie*, 8 (2), pp. 147-154.
- Flury M., Fluhler H., Jury W.A. and Leuenberger J., 1994.** Susceptibility of soils to preferential flow of water : A field study. *Water Resour. Res.*, v. 30, n° 7, pp. 1945-1954.
- Fourty T. et Baret F., 1998.** Restitution du contenu en matière organique et en eau d'un sol à partir de ses caractéristiques spectrales : développement de modèles empiriques et semi-analytiques, INRA, Avignon, 45p.
- Gaffey S.J., Mc Fadden L.A., Nash D., and Pieters C.M., 1993.** Ultraviolet, visible and near-infrared reflectance spectroscopy : laboratory spectra of geologic materials, In *remote geochemical Analysis : elemental and mineralogical composition*. Presse syndicate of the university of Cambridge, New York, p 43-98.
- Gardner W. and Kirkham D., 1952.** Determination of soil moisture by neutron scattering, *Soil Sci*, 73, pp. 391-401.
- Girard M.C. et Girard C.M., 1977.** Télédétection de la surface du sol. AISS, 1^{er} colloque "Pédologie et télédétection", Rome, pp. 55-64.
- Girard M.C. et Girard C.M., 1999.** Traitement des données de télédétection, Dunod, Paris, 330 p.
- Gigot Cl. et Fedoroff N., 1973.** Notice explicative de la carte géologique au 1/50000^{ème}. Feuille de Patay, B.R.G.M.,Orléans.
- Gigout M., 1973.** L'altération périglaciaire du calcaire de Beauce. In : Le calcaire de Beauce, *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussée*, Spécial U, 78p.

- Goldman M., Rabinovich B., Rabinovich M., Gilad D., Gev I. and Schirov M., 1994.** Application of the integrated NMR-TDEM method in groundwater exploration in Israel. *Journal of Applied Geophysics*, 31, pp. 27-52.
- Gras F., Hesse A., Tillier C., Tessier D. et Zimmer D., 1997.** La prospection électrique : une méthode adaptée à la cartographie et à la connaissance de l'état hydrique des sols. Cas des sols de Lorraine. *Etude et Gestion des Sols*, 4, 3, pp. 161-174.
- Griffiths D.H. and Barker R.D., 1993.** Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, pp. 211-226.
- Griffiths D.H. and Turnbull J., 1985.** A multi-electrode array for resistivity surveying. *First Break* 3, pp. 16-20.
- Griffiths D.H., Turnbull J. and Olayinka A.I., 1990.** Two-dimensional resistivity mapping with a computer controlled array. *First Break* 8, pp. 121-129.
- Gupta S.C. and Hanks R.J., 1972.** Influence of water content on electrical conductivity of the soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 36, pp. 855-857.
- Guyot G., 1988.** Les mesures radiométriques de terrains. Actes de la semaine de Monetiers les Bains, INRA t1, pp. 65-91.
- Hagrey S.A. and Michaelson J., 1999.** Resistivity and percolation study of preferential flow in vadose zone at Bokhorst, Germany, *Geophysics*, vol. 64, NO. 3, pp. 746-753.
- Halvorson A.D. and Rhoades J.D., 1974.** Assessing soil salinity and identifying potential saline seep areas with field soil resistance measurements. , *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38, pp. 576-581.
- Halvorson A.D. and Rhoades J.D., 1976.** Field mapping soil conductivity to delineate dryland saline seeps with four-electrode technique., *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, pp. 571-575.
- Hanai T., 1960.** "Theory of the dielectric dispersion due to the interfacial polarization" : *Kolloid-zeitschrift*, v.171, pp.23-31.
- Hanai T., 1960.** A remark on the "Theory of the dielectric dispersion due to the interfacial polarization" : *Kolloid-zeitschrift*, v.175, pp.61-62.
- Hanai T., 1961.** Dielectric theory on the interfacial polarization for two phase mixtures : *Bull. Inst. Chem. Res., Kyoto Univ.*, v.39, pp. 341-367.
- Hartsock N.J., Mueller T.G., Karathanasis A.D. and Cornelius P.L., 2001.** The potential for enhancing soil surveys with digital terrain models and electrical conductivity in Kentucky, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.389-393.
- Hebert J., 1961.** Carte des sols du département de l'Aisne. Laon 5-6.
- Hebert J., 1966.** Carte des sols du département de l'Aisne. Laon 1-2.
- Hebert J et Jamagne M., 1962.** Mémoire de la carte des sols de Laon 5-6. 105 p.
- Heigold P., Gilkeson R., Cartwright K and Reed P., 1979.** Aquifer transmissivity from surficial electrical methods, *Ground Water*, v. 17, n° 4, pp. 338-345.
- Heimovaara T.J. and Bouten W., 1990.** A computer-controlled 36-channel time domain reflectometry system for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.*, v. 26, n° 10, pp. 2311-2316.

- Henderson T.L., Baumgardner M.F., Franzmeier D.P., Stott D.E. and Coster D.C., 1992.** High dimensional reflectance analysis of soil organic matter, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, pp. 865-872.
- Henry-Poulter S.A., Abdullah M.Z., Binley A.M. and Dickin F.J., 1993.** Electrical impedance tomography of tracer migration in soils, in *Computational methods and Experimental Measurements IV*, vol. 1, Heat and Fluid Flow, edited by C.A. Brebia and G.M ; Carlomagno, Comput. Mech, Billerica, Mass, pp. 101-115.
- Henry-Poulter S.A., Daily W., Binley A.M., 1994.** Monitoring immiscible tracer migration in a small field plot using electrical resistance tomography, in *Process Tomography : A strategy for industrial Exploitation – 1993*, edited by M.S. Beck et al, Univ. Of Manchester Inst of Sci. And Technol., England, pp. 406-412.
- Herkelrath W.N., Hamburg S.P., Murphy F., 1991.** Automatic, real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, v. 27, n° 5, pp. 857-864.
- Hesse A., 1964.** Prospections géophysiques à faible profondeur. Applications à l'archéologie. Thèse de l'Université de Paris, 133p.
- Hesse A., 1978.** Manuel de prospection géophysique appliquée à la reconnaissance archéologique. Université de Dijon. Centre de Recherche sur les Techniques gréco-romaines.
- Hesse A., Jolivet A. and Tabbagh A., 1986.** New prospects in shallow depth electrical surveying for archeological and pedological applications. *Geophysics*, 51, pp. 585-594.
- Hill H.J. and Milburn J.D., 1956.** Effect of clay and water salinity on electrochemical behaviour of reservoir rocks. *Petroleum Transactions AIME*, vol. 206, pp. 65-72.
- Hook S.J., Gabelle A.R., Green A.A. and Kealy P.S., 1992.** A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies, *Rem. Sens. Envi.*, 42, pp. 123-135.
- Hossin A., 1960.** Calcul des saturations en eau par la méthode du ciment argileux (formule d'Archie généralisée). *Bull. Assoc. Française Tech. Pet.*, pp.140, 31 March.
- Hubbard S.S., Grote K. and Rubin Y., 2002.** Mapping the volumetric soil water content of a California vineyard using high-frequency GPR ground wave data, *The Leading Edge*, 21, pp. 552-559.
- Hubbard S.S., Rubin Y. and Majer E., 1997.** Ground-penetrating radar assisted saturation and permeability estimation in bimodal systems. *Water Resour. Res.*, v. 33, n° 5, pp. 971-990.
- Hubert J., 1983.** Climatologie du Loiret. Commission météorologique départementale du Loiret.
- Huggenberger P., Meier E. and Pugin A., 1994.** Ground-probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits : advances in data-processing and facies analysis. *J. of Applied geophysics*, 31, pp. 171-184.
- Huisman J.A., Sperl C., Bouten W. and Verstraten J.M., 2001.** Soil water content measurements at different scales : accuracy of time domain reflectometry and ground-penetrating radar, *Journal of Hydrology*, 245, pp. 48-58.
- Hunt G.R., Salisbury J.W. and Lenhoff C.J., 1971.** Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, *Modern geology*, 2, pp. 195-205.
- Huntley D., 1986.** Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers, *Ground Water*, vol 24, n° 4, pp. 466-474.

- Illiceto V., 1969 .** Contribution à la prospection géophysique des sites archéologiques. Thèse de 3^{ème} cycle de l'Université de Paris, 68p.
- Irons J.R., Weismiller R.A. and Petersen G.W., 1989.** Soil reflectance, in Theory and Applications of optical remote sensing, (eds. Gassen Asrar), Willey Interscience, pp. 66-106.
- Isambert M. et Duval O., 1992.** Notice explicative de la carte pédologique de Villamblain (Beauce) au 1/10000^{ème}, Contrat de recherche site expérimental de Villamblain, Rapport période 1991-1992, S.E.S.C.P.F. INRA, 38p.
- Jackson P., 1975.** An electrical resistivity method for evaluating the in-situ porosity of clean marine sands, Marine Geotechnol., vol 1, n° 2, pp. 91-115.
- Jamagne M., 1973.** Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du nord de la France. Thèse. Gembloux, 445 p.
- Job J.O., Loyer J.Y. and Ailoul M., 1987.** Utilisation de la conductivité électromagnétique pour la mesure directe de la salinité des sols. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., v.23, n°2, pp.123-131.
- Kachanoski R.G, Gregorich E.G. and Wesenbeeck I.J., 1988.** Estimating spatial variations of soil water content using noncontacting electromagnetic inductive methods. Canadian Journal of Soil Science, 68, pp. 715-722.
- Kahle A.B. and Goetz A.F.M., 1983.** Mineralogic information from new airborne mid-infrared multispectral scanner, Science, 222, pp. 24-27.
- Karmanov I.I., 1970.** Study of soils from the spectral composition of reflected radiation, Soviet Journal Soil Sci., 2, pp.226-238.
- Keller G.V., 1988.** Rock and mineral properties. In Electromagnetic methods in Applied Geophysics, vol. 1, Nabighian, M., Editor. Society of Exploration Geophysicists.
- Keller G.V. and Frischknecht F.C., 1966.** Electrical methods in geophysical prospecting, International Series of Monographs in Electromagnetic Waves, vol. 10, edited by A. L. Cullen et al., Pergamon, New York.
- Kelley W., 1977.** Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity, Ground Water, v. 15, n° 6, pp. 420-424.
- Kelly W. and Peter P., 1984.** Influence of anisotropy on relations between electrical and hydraulic properties of aquifers, J. Hydro., 74, pp. 311-321.
- King C., 1979.** Contribution à l'utilisation des micro-ondes dans l'étude des sols, Thèse INA-PG, 122p.
- King C., 1985.** Etude des sols et des formations superficielles par télédétection. Thèse INRA-BRGM, 211p.
- King C. et Lefèvre D'Hellencourt T., 1982.** La réflectance des sols en place, étude de l'influence de certaines caractéristiques propres à la surface du sol nu. Int. Symp. ISPRS, comm 7, GDTA., p 305.
- King D., Bourennane H., Isambert M. and 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, pp.95-111.
- King D., Bourennane H., Isambert M. et Renaux B., 1996.** Apport d'une simulation SPOT 5 à la cartographie des sols calcaires en Petite Beauce, Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection, 141, pp.110-114.

- King J.A., Dampney P.M.R., Lark M., Mayr T.R. and Bradley, 2001.** Sensing soil spatial variability by electro-magnetic induction (EMI) : it's potential in precision farming, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.419-424.
- Knight J.H., 1992.** Sensitivity of Time domain Reflectometry Measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.*, v. 28, pp. 2345-2352.
- Krishnan P., Alexander J.D., Butler B.J. and Hummel J.W., 1980.** Reflectance techniques for predicting soil organic matter, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp. 1282-1285.
- Kung K.J.S., 1990.** Preferential flow in a sandy vadose zone : I Field observation, II Mechanism and implication, *Geoderma*, 46, pp. 51-71.
- Lagabrielle R., Chevassu G. et Larguillier J.F., 1983.** La magnéto-tellurique artificielle pour les projets à très faibles profondeur. *Bull. Assoc. Inst. Géol. De l'Ingénieur*, 26-27, pp. 265-271.
- Lagabrielle R. et Hollier-Larousse A., 1985.** Les deux types d'informations contenues dans les profils de magnéto-tellurique artificielle. Exemples d'application à la prospection archéologique. *Bull. Liaison Labo P. et Ch.*, 137, pp. 37-42.
- Lamotte M., 1993.** Les sols sableux à forte cohésion des zones tropicales arides. Etude du Hardé Lagadgé au Nord Cameroun. Thèse de l'Université Paris VI.
- Lamotte M., Bruand A., Dabas M., Donfack P., Gabalda G., Hesse A., Humbel F.X. et Robain H., 1994.** Distribution d'un horizon à forte cohésion au sein d'une couverture de sol aride du Nord-Cameroun : apport d'une prospection électrique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, série Ila , pp. 961-968.
- Llera F.J., Sato M., Nakatsuka K. and Yokoyama H., 1990.** Temperature dependence of the electrical resistivity of water-saturated rocks, *Geophysics*, 55, pp. 576-585.
- Le Bissonnais Y., 2000.** Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés, *Ingénieries*, 22, pp. 27-36.
- Le Parco R., 1995.** Utilisation d'une méthode géophysique pour la cartographie des sols. Apports et limites de la méthode électrique pour l'estimation de l'épaisseur de la couverture limoneuse en Petite Beauce. Mémoire d'ingénieur en Géophysique-Géotechniques, Université de Paris VI.
- Lesch S.M., Strauss D.J. and Rhoades J.D., 1995.** Spatial prediction of soil salinity using electromagnetic induction techniques. 1. Statistical prediction models : A comparison of multiple linear regression and cokriging. *Water Resour. Res.*, v. 31, pp. 373-386.
- Loke M.H., 1999.** Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys, 57p
- Loke M.H. and Barker R.D., 1996.** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method, *Geophy. Prosp.*, 44, pp. 131-152.
- Lorain J.M., 1973.** La géologie du Calcaire de Beauce. In : *Le Calcaire de Beauce, Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussée*, Spécial U., juin 1973.
- Lück E. and Eisenreich M., 2001.** Electrical conductivity mapping for precision agriculture, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.425-429.
- Lund E.D., Christy C.D. and Drummond P.E., 1999.** Practical applications of soils electrical conductivity mapping, 2nd European Conference on Precision Agriculture, Denmark, 11-15 July 1999, pp.771-779.

- Macaire J.M., 1971.** Etude sédimentologique des formations superficielles sur le tracé de l'autoroute A10 entre Artenay et Meung/Loire. Thèse 3^{ème} cycle Université d'Orléans.
- Mariotti A. et Landreau A., 1986.** Etude du transfert et de l'évolution des nitrates dans les aquifères au moyen du traçage isotopique naturel ¹⁵N. Hydrogéologie, n°1, pp.77-86.
- Martin J.C., Giot D. et le Nindre Y.M., 1999.** Etudes préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce. Géométrie du réservoir et limites de la nappe de Beauce, Rapport BRGM R 40571, 123p.
- Mathews H.R., 1973.** Spectral reflectance of selected pennsylvania soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37, pp. 421-424.
- Mazac O., Kelley W. and Landa I., 1985.** A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers, J. Hydro., 79, pp. 1-19.
- Mazac O., Milena C., Kelley W. and Landa I., 1990.** Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectric methods, In geotechnical and environmental geophysics, vol. 2, Ward, S.H., Editor, Society of Exploration Geophysicists, pp. 125-131.
- Mc Neil D.J., 1980.** Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers. GEONICS, Technical Note TN-6.
- Mc Neil D.J., 1992.** Use of electromagnetic methods for groundwater studies. In Geotechnical and Environmental Geophysics, S.H. Ward Editor, volume 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 191-218.
- Mégnyen C., 1976.** Hydrogéologie du Centre du Bassin de Paris, contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris VI.
- Mégnyen C. et Desprez N., 1973.** Hydrogéologie de la Beauce. Bulletin B.R.G.M. (2) III, 3, pp. 192-211.
- Ménillet F., 1980.** Les lithofaciès des Calcaires de Beauce (Stampien à Aquitanien) du Bassin de Paris (France). *Bulletin B.R.G.M. section IV*, 1, pp. 15-25.
- Mérot P., Gascuel-Oudou C. et Chevassu G., 1986.** Application de la prospection magnéto-tellurique artificielle à l'étude de la profondeur d'un sol. Agronomie, 6, pp. 57-66.
- Michot D., 1997.** Essai de cartographie géophysique d'un horizon pétroferrique de FLUVIOSOLS-PEYROSOLS. DEA Science du Sol, INA Paris.
- Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoulaud B., King D. and Tabbagh A., 2002.** Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resour. Res.*, (in press).
- Michot D., Dorigny A. et Benderitter Y., 2001.** Mise en évidence par résistivité électrique des écoulements préférentiels et de l'assèchement par le maïs d'un CALCISOL de Beauce irrigué. C. R. Acad. Sc. Paris, 332, Série II a, pp. 29-36.
- Michot D., Dorigny A., Benderitter Y. et Albouy Y., 1999.** Etude du toit de la nappe de Beauce à Villamblain par résistivité électrique, in BRGM (ed), GEOFCAN, Actes du 2^{ème} Colloque de Géophysique des sols et des formations superficielles, Orléans (France), 21-22/09/1999, pp. 67-72.
- Michot D., Panissod C., Dorigny A., Bourennane H., Renaux B., Couturier A., Isambert M., King D. and Tabbagh A., 1998.** Geophysical mapping of soils and superficial formations : the case of Fréteval forest. 16^{ème} Congrès Mondial de l'Association Internationale de Science du Sol à Montpellier (20-26 Août 1998), p 362.
- Mitchell J., 1993.** Fundamentals of soil behavior, 2nd ed., John Wiley and sons, New York, N.Y.

- Montoroi J.P., 1999.** Estimation quantitative de la salinité d'un bas fond par conductivimétrie électromagnétique : application aux sols salés de Basse-Casamance (Sénégal), 2ème Colloque GEOFCAN, 21-22 sept 1999, Orléans, France, pp. 219-224.
- Montoroi J.P., Bellier G. et Delariviere J.L., 1997.** Détermination de la relation résistivité électrique – teneur en eau au laboratoire. Application aux sols de Tunisie centrale, 1er Colloque GEOFCAN, 11-12 sept 1997, Bondy, France, pp. 153-159.
- Mualem Y. and Friedman S.P., 1991.** Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil, *Water Resour. Res.*, v. 27, n° 10, pp. 2771-2777.
- Nadler A., 1981.** Field application of the four-electrode technique for determining soil solution conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, pp. 30-34.
- Nadler A., 1982.** Estimating the soil water dependence of the electrical conductivity soil solution/electrical conductivity bulk soil ratio, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, pp. 722-726.
- Nadler A. and Dasberg S., 1980.** A comparison of different methods for measuring soil salinity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp. 725-728.
- Nehmdahl H. and Greve M.H., 2001.** Using soil electrical conductivity measurements for delineating management zones on highly variable soils in Denmark, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.461-466.
- Nicoullaud B., Couturier A., Baudoin N., Mary B., Coutadeur C. et King D., 2002.** Modélisation spatiale à l'échelle parcellaire des effets de la variabilité des sols et des pratiques culturales sur la pollution nitrique agricole. In : *Comptes rendus de l'AIP ECOSPACE*. P. Monestiez (ed). 13 p.
- Nicoullaud B., Darthout R. et Duval O., 1995.** Etude de l'enracinement du blé tendre d'hiver et du maïs dans les sols argilo-limoneux de Petite beauce, *Etude et Gestion des Sols*, 2, pp. 183-200.
- Nicoullaud B., Duval O., Eimberck M., Dorigny A. et Isambert M., 1997.** Cartographie pédologique, Aspects sur le terrain, Livret guide, Organisation de la couverture pédologique et modélisation des processus spatiaux, Journées de formation jeunes chercheurs, 26-30/05/1997, Orléans, INRA, Département de Science du Sol, pp.34.
- Oades J.M., 1988.** The retention of organic matter in soils, *Biochemistry*, 5, pp 35-70.
- Ogilvy J.A., 1991.** Theory of wave scattering from random rough surfaces, ISBN 067503-0063-9.
- Oh Y., Sarabandi K. and Ulaby F.T., 1992.** An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surface, *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, vol 30, n°2.
- Oster J.D. and Ingvalson R.D., 1967.** In situ measurement of soil salinity with a sensor. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31, pp. 572-574.
- Oster J.D. and Willardson L.S., 1971.** Reliability of salinity for the management of soil salinity. *Agronomy Journal.*, 63, pp. 695-698.
- Ould-Mohamed S., 1991.** Prise en compte de l'organisation du sol dans l'étude des transferts d'eau et de solutés. DEA de Pédologie, Université de Nancy I.
- 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 Orléans, 196 p.
- Palacios-Orueta A. and Ustin S., 1998.** Remote sensing of soil properties in the Santa Monica mountains I. Spectral analysis. *Remote Sensing of Environment*, 65, pp. 170-183.

- Panissod C., 1997.** Prospection électrique et électrostatique à faible profondeur à l'aide de systèmes multipôles permettant la description directe des structures en 3-D. Thèse de l'Université Pierre et Marie-Curie – Paris 6, 238p.
- Panissod C., Dabas M., Jolivet A. and Tabbagh A., 1997.** A novel mobile multipole system (MU.C.E.P.) for shallow (0-3m) geoelectrical investigation : the “vol-de-canard” arrays, *Geophysical prospecting*, 45, pp. 983-1002.
- Panissod C., Michot. D., Benderitter. Y. and Tabbagh A., 2001.** On the effectiveness of 2D electrical inversion results : an agricultural case study, *Geophysical Prospecting*, 49, pp. 570-576.
- Park S., 1998.** Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data. *Geophysics*, 63 : pp. 41-51.
- Park S. and Dickey S., 1989.** Accurate estimation of conductivity of water from geoelectrical measurements-a new way to correct for clay, *Ground Water*, v. 27, n° 6, pp. 786-792.
- Parkin G., Redman D., Bertoldi P.V. and Zhang Z., 2000.** Measurement of soil water content below a wastewater trench using ground-penetrating radar. *Water Resour. Res.*, v. 36, n° 8, pp. 2147-2154.
- Patnode H.W. and Wyllie M.R.J., 1950.** The presence of conductive solids in reservoir rocks as a factor in electric log interpretation. *Trans., AIME*, v. 189, pp. 47-52.
- Périsset M.C., 1980.** Prospection thermique de subsurface- application à l'archéologie, Thèse de l'université de Paris VI.
- Périsset M.C. et Tabbagh A., 1981.** Calcul des variations transitoires lentes du flux de chaleur à la surface du sol en vue de l'interprétation des résultats obtenus en prospection thermique de sub-surface, *La météorologie*, 6, pp. 39-45.
- Pomerol Ch., Jamagne M., Maucorps J., Bouttemy R. et Rivière J.M., 1968.** Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Laon. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Prevost L., Bernard R., Taconet O., Vidal-Madjar D. and Thony J.L., 1984.** Evaporation from bare soil evaluated using a soil water transfer model and remotely sensed surface soil moisture data, *Water. Resour. Res.*, v. 20, n°2., pp. 311-316.
- Quétin P. et Gaillard H., 1998a.** Mesure de la densité apparente par la méthode au pétrole. Fiche de protocole, INRA Science du sol, Orléans, 2p.
- Quétin P. et Gaillard H., 1998b.** Mesure des propriétés de rétention en eau sur des mottes. Fiche de protocole, INRA Science du sol, Orléans, 2p.
- Quétin P. et Raison L., 1997.** Conductivité hydraulique à saturation par la méthode de la charge constante. Fiche de protocole, INRA Science du sol, Orléans. 3 p.
- Read D.W.L. and Cameron D.R., 1979.** Relationship between salinity and wenner resistivity for some dryland soils. *Can. J. Soil. Sci.* 59, pp. 381-385.
- Revil A., Cathles L.M., Losh S. and Nunn J.A., 1998.** Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *Journal of Geophysical Research*, 103, pp. 23925-23936.
- Rhoades J.D., 1975.** Measuring, mapping and monitoring field salinity and water table depths with soil resistance measurements. *FAO. Soil Bulletin.*, 31, pp. 647-651.
- Rhoades J.D., 1981.** Predicting bulk soil electrical conductivity versus saturation paste extract electrical conductivity calibrations from soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, pp. 255-260.

- Rhoades J.D. and Corwin D.L., 1981.** Determining soil electrical conductivity-depth relations using an inductive electromagnetic soil conductivity meter. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, pp. 42-44.
- Rhoades J.D. and Corwin D.L., 1984.** Monitoring soil salinity. *J. Soil Water Conserv.*, 39, pp. 172-175.
- Rhoades J.D. and Ingvalson R.D., 1971.** Determining salinity in field soils with soil resistance measurements, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35, pp. 54-60.
- Rhoades J.D., Kaddah M.T., Halvorson A.D. and Prather R.J., 1977.** Establishing soil electrical conductivity-salinity calibrations using four electrode cell containing undisturbed soil cores. *Soil Science.*, v.23, n° 3, pp. 136-141.
- Rhoades J.D., Manteghi P.J., Shouse P.J. and Alves W.J., 1989.** Soil electrical conductivity and soil salinity : New formulation and calibrations, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, pp. 433-439.
- Rhoades J.D., Ratts P.A.C. and Prather R.J., 1976.** Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, pp. 651-655.
- Rhoades J.D. and Schilfgaarde J.V., 1976.** An electrical conductivity probe for determining soil salinity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, pp. 647-651.
- Richards L.A., 1966.** A soil salinity sensor of improved design, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30, pp. 333-336.
- Richards L.A. and Campbell R.B., 1948.** Use of thermistors for measuring the freezing point of solutions and soil, *Soil Sci.*, 65, pp. 429-436.
- Ritsema C.J. and Dekker L.W., 1994.** How water moves in a water repellent sandy soil, 2, Dynamics of fingered flow. *Water Resour. Res.*, v. 30, n° 9, pp. 2519-2531.
- Ritsema C.J., Dekker L.W., Hendrickx J.M.H. and Hamminga W., 1993.** Preferential flow mechanism in water repellent sandy soil. *Water Resour. Res.*, v. 29, n° 7, pp. 2183-2193.
- Robain H., Bellier G., Camerlynck C. et Vergnault D., 2001.** Relation entre résistivité et teneur en eau. Importance des caractéristiques granulométriques, minéralogiques et rhéologiques des sols. 3^{ème} Coll GEOFCAN : Géophysique des sols et des formations superficielles, INRA, Orléans, pp. 101-104.
- Robain H., Descloitres M., Ritz M. and Atangana Q.Y., 1996.** A multiscale electric survey of a lateritic soil system in the rain forest of Cameroon. *Applied geophysics*, 34, pp. 237-253.
- Robert P.C., 1999.** Precision agriculture : research needs and status in the USA, 2nd European Conference on Precision Agriculture, Odense, Denmark, 11-15 July 1999, pp.19-34.
- Rothe A., Weis W., Kreutzer K., Matthies D., Hess U. and Ansorge B., 1997.** Changes in soil structure caused by the installation of time domain reflectometry probes and their influence on the measurement of soil moisture. *Water Resour. Res.*, v. 33, n° 7, pp. 1585-1583.
- Rouiller D., Dabas M., Tabbagh J. and Perrard C., 2001.** Definition of homogeneous agricultural areas with the MuCEP system, 3rd European Conference on Precision Agriculture, Montpellier-France, June 18th-21st, 2001, pp.103-108.
- Sacadura J.F., 1982.** Initiation aux transferts thermiques. *Technique et Documentation (Lavoisier)*, Paris, 445 p.
- Salisbury J.W. and D'Arai D.M., 1992.** Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm , *Rem. Sens. Envi.*, 42, pp.83-106.

- Saporta G., 1990.** Description multidimensionnelle de données numériques, analyse en composantes principales. In : Technip (Editeur), Probabilités, analyse de données et statistique, Paris, pp. 159-186.
- Sauer M.C.Jr., Southwick P.F., Spielger K.S. and Wyllie M.R.J., 1955.** Electrical conductance of porous plugs : Ind. Eng. Chem., v.47, pp. 2187-2193.
- Scanlon B.R. and Goldsmith R.S., 1997.** Field study of spatial variability in unsaturated flow beneath and adjacent to playas. Water Resour. Res., v. 33, n° 10, pp. 2239-2252.
- Scanlon B.R., Paine J.G. and Goldsmith R.S., 1999.** Evaluation of electromagnetic induction as a reconnaissance technique to characterize unsaturated flow in an arid setting. Ground Water., v. 37, n° 2, pp. 296-304.
- Schnebelen N., 1995.** Modélisation du transfert de nitrates vers l'aquifère des Calcaires de Beauce. Site expérimental de Villamblain, DEA Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives, Université Paris VI, 52p.
- Schnebelen N., 2000.** Analyse et modélisation de l'impact de la maîtrise des pratiques agricoles sur la pollution diffuse par les nitrates. Application à l'Aquifère des Calcaires de Beauce (site de Villamblain).Thèse 3^{ème} cycle, Université d'Orléans.
- Schnebelen N., Ledoux E., Bruand A. et Creuzot G., 1999.** Stratification hydrogéochimique et écoulement verticaux dans l'aquifère des Calcaires de Beauce (France) : un système anthropisé à forte variabilité spatiale et temporelle, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 329, série II a, pp. 421-428.
- Scollar I., Tabbagh A., Hesse A. and Herzog I., 1990.** Topics in Remote Sensing 2 Archeological Prospecting and Remote Sensing, Cambridge University Press, 674 p.
- Sen P.N., 1980.** The dielectric and conductivity response of sedimentary rocks : 55 th Annual Fall Technical conference and Exhibition of the SPE of AIME, Dallas, september, pp. 21-24.
- Shainberg I., Rhoades J.D. and Prather R.J., 1980.** Effect of exchangeable sodium percentage, cation exchange capacity and soil solution concentration on soil electrical conductivity, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, pp. 469-473.
- Shea P.F. and Luthin J.N., 1961.** An investigation of the use of the four-electrode probe for measuring soils salinity in situ. Soil Sci, 92, pp. 331-339.
- Sheets K.R. and Hendrickx J.M.H., 1995.** Non-invasive soil water content measurement using electromagnetic induction. Water Resour. Res., v. 31, pp. 2401-2409.
- Shih S.F. and Doolittle J.A., 1984.** Using radar to investigate organic soil thickness in the Florida Everglades, Soil Sci. Soc. Am. J., 48, pp. 651-656.
- Shima T., 1990.** Two dimensional automatic resistivity inversion technique using alpha centers. Geophysics, 55, pp.943-959.
- Simandoux P., 1963.** Mesures diélectriques en milieu poreux. Application à la mesure de la saturation en eau. Etude du comportement des massifs argileux. Rev. Inst. Franç. du Pétrole, hors-série XVIII, pp. 193-215.
- Singh S.B., Drolia R.K., Sharma S.R. and Gupta M.L., 1983.** Application of resistivity surveying to geothermal exploration in the Puga valley, India, Geoexplor., 21, pp. 1-11.
- Skidmore E-L., Dickerson J.D. and Schimmelpfennig H., 1975.** Evaluating surface soil water content by measuring reflectance, Soil Sci. Soc Am. Proc., 39, pp. 239-242.

- Stoner E.R. and Baumgardner M.F., 1981.** Characteristic variations in reflectance of surface soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 (6), pp. 1161-1165.
- Tabbagh A., 1976.** Les propriétés thermiques des sols, *Archaeo-physika*, 6, pp. 128-148.
- Tabbagh A., 1977.** Sur la détermination du moment de mesure favorable et l'interprétation des résultats en prospection thermique archéologique, *Annales de Géophysique*, 33, pp. 243-254.
- Tabbagh A., 1978.** Thermal airborne prospection of the lion en Beauce township, *Archaeo-physika*, 10, pp. 700-709.
- Tabbagh A., 1990.** Thermal prospecting, In Scollar I. (Editeur), *Topics in Remote Sensing 2. Archeological Prospecting and Remote Sensing*, Cambridge University Press, pp. 591-635.
- Tabbagh A., Benderitter Y., Cheviron B., Guerin R. and Michot D., 2000.** Simulation of infiltration monitoring in unsaturated soil by electrical sounding and radar reflectometry. 25^{ème} Assemblée générale de l'EGS, Nice, 24-29 avril, Proceedings, session HS 04-03 (CD-ROM).
- Tabbagh A., Benderitter Y., Michot D. and Panissod C., 2002.** Measurement of variations in soil electrical resistivity for assessing the volume affected by plant water uptake, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 7, pp. 229-237.
- Tabbagh J., 1988.** Traitement des données et élimination des valeurs erronées en prospection électrique en continu. *Revue d'Archéométrie*, 12, pp. 1-9.
- Tardieu F. et Manichon H., 1987.** I-Etat structural, enracinement et alimentation hydrique du maïs, II-Croissance et disposition spatiale du système racinaire, *Agronomie*, 7, pp. 201-211.
- Telford W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E., 1990.** Prospection géophysique. *Applied geophysics* ; Cambridge University Press, second edition.
- Thevanayagam S. 1993.** Electrical response of two phase soil : Theory and applications, *J. Geotech. Engrg.*, ASCE, 119, 8, pp. 1250-1275.
- Topp G.C. and Davis J.L., 1985.** Time-domain reflectometry (TDR) and its application to irrigation scheduling. In *Advances in irrigation*, vol.3. Daniel Hillel (ed). Academic, New York, pp.107-127.
- Topp G.C., Davis J.L. and Annan A. P., 1980.** Electromagnetic determination of soil water content, Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Res.*, 16, pp. 574-582.
- Tukey J.W. 1977.** Exploratory data analysis. Addison Wesley, Reading, Massachussets.
- Urish D., 1981.** Electrical resistivity –hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers, *Water Resources Res.*, 17, 5, pp. 1401-1408.
- Van der Watt H.V.H. and Valentin C., 1992.** Soil crusting : the african view. In *Soil crusting. Chemical and physical processes*, Edited by Summer M.E and Stewart B.A., pp. 301-338.
- Verbèque B et Revalier C., 1999.** Mise en œuvre d'une gestion raisonnée de l'azote en Petite Beauce, secteur de Villamblain, *Compte-rendu 6^{ème} et 7^{ème} année 1996-1997 et 1997-1998*, Rapport Service Environnement-Agronomie et Laboratoire de la Chambre d'Agriculture du Loiret, 63 p.
- Ward S.H., 1990.** Resistivity and induced polarization methods. In *geotechnical and environmental geophysics*, vol. 1, Ward, S.H., Editor, Society of Exploration Geophysiscist, pp. 147-190.
- Waxman M.H. and Smits L.J.M., 1968.** Electrical conductivities in oil-bearing shaly sand : *Soc. Petr. Eng. J.*, v.8, pp. 107-122.
- Weiler K.W., Steenhuis T.S., Boll J. and Kung K.J.S., 1998.** Comparison of ground penetrating radar and time domain reflectometry as soil water sensors. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, pp. 1237-1239.

-
- Whalley W.R., 1993.** Considerations on the use of Time-Domain Reflectometry (TDR) for measuring soil water content, *Journal of Soil Science*, 44, pp. 1-9.
- White P.A., 1994.** Electrode arrays for measuring groundwater flow direction and velocity, *Geophysics*, 59 : pp. 192-201.
- Winsauer W.O. and Mc Cardell W.M., 1953.** Ionic double layer conductivity in reservoir rock, *Trans. AIME* 198, pp. 129-134.
- Worthington P., 1977.** Influence of matrix conduction upon hydrogeophysical relationships in arenaceous aquifers, *Water Resour. Res.*, v. 13, n° 1, pp. 87-92.
- Worthington P., 1979.** The influence of shale effects upon the electrical resistivity of reservoir rocks, *Geophys. Prospecting*, 30, pp. 673-687.
- Worthington P.F., 1985.** The evolution of shaly sand concepts in reservoir evaluation. *The log analyst*. Jan-Feb, pp. 23-40.
- Wyllie M.R.J. and Southwick P.F., 1954.** An experimental investigation of the S.P. and resistivity phenomena in dirty sands : *J. Petr. Tech.*, v.6, pp. 44-57.
- Yongchalerchai C., 1993.** Etude d'objets complexes, sol/plante, à différents niveaux d'organisation : de la parcelle au paysage, Thèse de l'INA-PG, Grignon, Sols, 19, 232 p.
- Zhang J., Mackie R.L. and Madden T.R., 1995.** 3-D resistivity forward modeling and inversion using conjugate gradients. *Geophysics*, 60, pp. 1313-1325.
- Zhou Q.Y., Shimada J. and Sato A., 2001.** Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resour. Res.*, v. 37, n° 2, pp. 273-285.

LISTE DES FIGURES

Introduction générale

Figure. 1 :	Organigramme simplifié de la thèse.....	8

PREMIERE PARTIE : Bibliographie sur l'intérêt et l'utilisation de la géophysique et de la télédétection

CHAPITRE I : Intérêt de la géophysique et de la résistivité électrique en Science du Sol

Figure I.1 :	Evolution du coefficient de correction de température α de la conductivité électrique en fonction de la température du sol d'après Illiceto (1969).....	18

CHAPITRE II : Télédétection et réflectance spectrale en Science du Sol

Figure II.1 :	Spectre électromagnétique et systèmes de télédétection aéroporté.....	54

DEUXIEME PARTIE : Présentation des milieux d'étude

CHAPITRE III : La région naturelle de "Petite Beauce"

Figure III.1 :	Occupation des sols et situation géographique de la région naturelle "Petite Beauce" (CEC, 1993).....	73
Figure III.2 :	Carte géologique de la Petite Beauce (d'après les cartes géologiques au 1/320000ème de Bourges et Paris).....	74
Figure III.3 :	Colonne lithostratigraphique du système aquifère de Beauce (Desprez et Mégrien, 1975).....	74
Figure III.4 :	Limites du système aquifère de Beauce dans la région centre (BRGM, 1970).....	76
Figure III.5 :	Piézométrie du système aquifère de Beauce en 1994 (basses eaux). Carte de la nappe principale (BRGM, 1995).....	79
Figure III.6 :	Carte des sols du secteur de Villamblain d'après Duval et Isambert (1992).....	81
Figure III.7 :	Coupe pédologique schématique des trois ensembles d'horizons (d'après Ould Mohammed, 1991).....	82
Figure III.8 :	Schéma de répartition des sols sur deux versants orientés Nord-Est et Sud-Ouest, appliqué au secteur de Villamblain (Duval et Isambert, 1992).....	82
Figure III.9 :	Répartition des cultures dans le département du Loiret en 2000 (Agreste, 2000).....	86
Figure III.10 :	Répartition des exploitations agricoles du département du Loiret en 2000 en fonction de leur superficie (Agreste, 2000).....	86

CHAPITRE IV : Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques des sites expérimentaux de "Petite Beauce"

Figure IV.1 :	Carte des sols des parcelles expérimentales de Villamblain en "Petite Beauce" et localisation des fosses pédologiques.....	90
Figure IV.2 :	Photographie de la fosse RESI1.....	91
Figure IV.3 :	Répartitions verticales du Fer libre et du Fer total au sein du CALCISOL du profil RESI1.....	94
Figure IV.4 :	Photographie de la fosse RESI6.....	95
Figure IV.5 :	Photographie de la fosse RESI2.....	97
Figure IV.6 :	Courbes humidité volumique - pF des horizons caractéristiques des CALCISOLS et CALCOSOLS étudiés.....	102

CHAPITRE V : La région naturelle du "Laonnois" en Picardie

Figure V.1 :	Occupation des sols et situation géographique des plaines du Saint-Quentinois et du Laonnois (CEC, 1993).....	110
Figure V.2 :	Extrait de la carte géologique de la feuille de Amiens au 1/250000 ^{ème} (Cavelier et Médioni, 1987).....	111
Figure V.3 :	Extrait de la carte géologique de la feuille de Laon au 1/50000 ^{ème} (Pomerol et al., 1968).....	111
Figure V.4 :	Systèmes aquifères de Picardie (BRGM, 1970).....	115
Figure V.5 :	Carte piézométrique de la nappe de la Craie en Picardie (BRGM, 1970).....	115
Figure V.6 :	Carte des sols du département de l'Aisne. Extraits des feuilles de Laon N 1-2 et Laon N 5-6 (Hebert, 1961 et 1966).....	118
Figure V.7 :	Répartition des exploitations agricoles sur l'ensemble du département de l'Aisne en fonction de leur superficie (Agreste, 2000)	123
Figure V.8 :	Répartition des cultures sur l'ensemble du département de l'Aisne en 2000 (Agreste, 2000).....	123

CHAPITRE VI : Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques du site expérimental du "Laonnois" en Picardie

Figure VI.1 :	Carte des sols de la parcelle expérimentale de Chambry (Nicoulaud et al., 2001).....	126
Figure VI.2 :	Photographie de la fosse B4.....	128
Figure VI.3 :	Photographie de la fosse C8.....	130
Figure VI.4 :	Photographie de la fosse F2.....	133
Figure VI.5 :	Photographies de la fosse B9.....	136

TROISIEME PARTIE : Etude de la résistivité électrique des sols à différentes échelles d'espace et de temps

CHAPITRE VII : Influence de l'humidité et de la température sur la résistivité électrique des sols

Figure VII.1 :	Schéma du dispositif expérimental de mesure de la résistivité électrique et de l'humidité d'un sol à température régulée.....	140
Figure VII.2 :	Relations résistivité électrique - teneur en eau de l'horizon Sci ₁ (fosse RESI1) en considérant trois périodes de saturation.....	143
Figure VII.3 :	Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau volumique des horizons caractéristiques du CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige de la fosse RESI1.....	147
Figure VII.4 :	Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau volumique des horizons caractéristiques du CALCOSOL caillouteux sur calcaire gris tendre de la fosse RESI2.....	148
Figure VII.5 :	Comparaison des courbes représentant l'évolution de la résistivité électrique en fonction de l'humidité des horizons caractéristiques du CALCISOL (RESI1) et du CALCOSOL (RESI2) étudiés.....	150
Figure VII.6 :	Densité de courant électrique en fonction de la profondeur pour cinq écartements L des électrodes d'injection.....	156
Figure VII.7 :	Fractions de courants électriques cumulées s'écoulant entre la surface et la profondeur z pour cinq écartements L des électrodes d'injection.....	156
Figure VII.8 :	Evolution de la résistivité électrique de l'horizon argilo-limoneux Sci du CALCISOL, mesurée au champ sur la paroi verticale d'une fosse pédologique, en fonction de la distance a inter-électrodes du quadripôle Wenner.....	158
Figure VII.9 :	Evolution de la résistivité électrique de l'horizon Sci ₁ du CALCISOL, de 30 cm d'épaisseur, intercalé entre deux plaques de PVC et mesurée au champ sur la paroi verticale d'une fosse en fonction de la distance a inter-électrodes du quadripôle de configuration Wenner.....	158
Figure VII.10 :	Exemple de courbe de signal réfléchi enregistré par un réflectomètre.....	163
Figure VII.11 :	Simulation de l'évolution de la température du sol argileux de Mézière en fonction du temps et de la distance horizontale x à la paroi d'une fosse pédologique soumise à un créneau de température.....	171
Figure VII.12 :	Simulation de l'évolution de la température du sol limoneux de Yèvres en fonction du temps et de la distance horizontale x à la paroi d'une fosse pédologique soumise à un créneau de température.....	171
Figure VII.13 :	Photographie, vue de dessus et représentation schématique 3D de l'instrumentation du CALCOSOL développé sur calcaire gris tendre (fosse RESI2).....	173

Figure VII.14 :	Représentation schématique de la localisation et de la profondeur d'implantation des capteurs au sein des horizons caractéristiques des fosses RESI1, RESI2 et RESI6.....	174
Figure VII.15 :	Suivi diachronique de la résistivité électrique, de l'humidité et de la température des horizons caractéristiques du CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige (fosse RESI1).....	177
Figure VII.16 :	Suivi diachronique de la résistivité électrique, de l'humidité et de la température des horizons caractéristiques du CALCOSOL caillouteux et peu épais développé sur un calcaire gris dur sublithographique (fosse RESI6).....	178
Figure VII.17 :	Suivi diachronique de la résistivité électrique, de l'humidité et de la température des horizons caractéristiques du CALCOSOL peu épais développé sur un calcaire gris tendre (fosse RESI2).....	179
Figure VII.18 :	Relevé des précipitations quotidiennes sur la parcelle d'étude pendant la période de suivi.....	180
Figure VII.19 :	Relations entre la teneur en eau volumique et la résistivité électrique mesurée "in situ" avec le quadripôle "aiguille".....	184
Figure VII.20 :	Relations entre la teneur en eau volumique et la résistivité électrique mesurée "in situ" avec le quadripôle "plaque".....	185
Figure VII.21 :	Comparaison par horizons pédologiques des mesures de résistivité électrique effectuées avec les quadripôles Wenner "plaque" et "aiguille".....	188
Figure VII.22 :	Relation entre la température et l'humidité de trois horizons homogènes et isotropes au cours de la période de suivi.....	189
Figure VII.23 :	Relation entre la résistivité électrique et la température de trois horizons homogènes et isotropes au cours de la période de suivi.....	189
Figure VII.24 :	Effet de la correction de température sur la relation mesurée "in situ" entre la résistivité électrique et l'humidité de l'horizon argilo-limoneux Sci ₁ . Les mesures de résistivités, réalisées avec un quadripôle "aiguille", sont rapportées à la température standard de 25°C.....	192
Figure VII.25 :	Comparaison à la température standard de 25°C des relations mesurées "in situ" entre la résistivité électrique et la teneur en eau des horizons du CALCISOL (RESI1) et des CALCOSOLS (RESI2 et RESI6). La comparaison est réalisée avec les mesures de résistivité obtenue avec les deux quadripôles "plaque" et "aiguille"...	194
Figure VII.26 :	Comparaison, à la température standard de 25°C, des relations résistivité électrique - teneur en eau établies au laboratoire et "in situ" pour les horizons pédologiques caractéristiques du CALCISOL (RESI1) et du CALCOSOL (RESI2). Les relations mesurées "in situ" sont corrigées et rapportées à la température de 25°C.....	197

CHAPITRE VIII : Suivi spatial et temporel 2D de la teneur en eau par tomographie de résistivité électrique d'un CALCISOL sous culture de maïs irriguée

Figure VIII.1 :	Location of the study area.....	210
Figure VIII.2 :	Water flow monitoring ; experimental setup by 2D electrical resistivity tomography in its pedological and agricultural context.....	210

Figure VIII.3 :	Experimental setup for geophysical characterization of soil horizons in the calibration pit.....	214
Figure VIII.4 :	Diagram explaining procedures to monitor spatially and temporally the water flow by electrical resistivity tomography and to produce a 2D soil water content tomography.....	215
Figure VIII.5 :	Calibration relationships ($T=25^{\circ}\text{C}$) between the moisture and the electrical resistivity of three characteristic soil horizons and schematic procedure of 2D soil water content section modeling using interpreted electrical resistivity model blocks.....	217
Figure VIII.6 :	Electrical tomography, natural rainfall and irrigation water depth records over time.....	219
Figure VIII.7 :	Measurement sequence to construct a pseudosection using a dipole-dipole multielectrode set-up. Measurements are shown on a vertical plane.....	221
Figure VIII.8 :	Elevation sampling points and Digital Elevation Model (DEM) of the experimental plot.....	225
Figure VIII.9 :	Volumetric moisture and thermal profile changes over time.....	227
Figure VIII.10 :	Characteristic true soil sections resistivity and volumetric moisture profiles measured over time during water infiltration after sprinkling and subsequent soil drying phase.....	229
Figure VIII.11 :	Soil sections of relative resistivity changes measured over time respectively during the soil wetting phase and subsequent drying phase.....	230
Figure VIII.12 :	Characteristic soil moisture content sections computed over time during the experimental monitoring period.....	234
Figure VIII.13 :	Validation : relationship between the moisture content of the ploughed horizon established by 2D tomography and soil water content measured with TDR probes at the same time and the same location.....	235
Figure VIII.14 :	Residue frequency histograms between the ploughed horizon water content measured by TDR probes and soil water content estimated from electrical resistivity tomography measured at the same time and the same location.....	235

CHAPITRE IX : Analyse de la variabilité spatiale des sols par mesure de la résistivité électrique

Figure IX.1 :	Principe de la prospection électromagnétique Slingram.....	242
Figure IX.2 :	Mise en œuvre du conductivimètre EM38 sur la parcelle expérimentale de Chambry.....	244
Figure IX.3 :	Réponse relative du conductivimètre EM38 en fonction de la profondeur d'après Mc Neil (1992).....	244
Figure IX.4 :	Représentation schématique du dispositif MUCEP et géométrie des quadripôles d'après Panissod (1997).....	247
Figure IX.5 :	Photographies du système MUCEP lors d'une prospection en Petite Beauce.....	247

Figure IX.6 :	Localisation des prospections EM38 et MUCEP sur la parcelle d'étude Ouest de Villamblain. L'emplacement des mesures de l'humidité des sols lors des différentes expérimentations est également indiqué.....	250
Figure IX.7 :	Traitements successifs réalisés sur les profils de résistivités apparentes mesurés avec le dispositif MUCEP lors de la campagne de septembre 2000. Seules les mesures du 2 ^{ème} dipôle sont représentées sur ces graphiques.....	253
Figure IX.8 :	Effet de l'humidité sur les profils de résistivité apparente mesurés à l'EM38.....	257
Figure IX.9 :	Effet de l'humidité sur la cartographie de la résistivité apparente des sols d'une parcelle soumise à une irrigation différenciée en fonction de la culture.....	257
Figure IX.10 :	Cartes des résistivités apparentes mesurées avec le dispositif MUCEP aux mois de mai et septembre 2000.....	261
Figure IX.11 :	Comparaison multiple (Test de Tukey) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des UCS reconnues sur la parcelle d'étude et mesurées au mois de septembre selon les 3 dipôles du système MUCEP.....	263
Figure IX.12 :	Profils hydriques mesurés au cours des 2 prospections MUCEP sur les fosses RESI3 et RESI4.....	267
Figure IX.13 :	Comparaison multiple (Test de Tukey) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des UCS reconnues sur la parcelle d'étude et mesurées au mois de mai selon les 3 dipôles du système MUCEP.....	268
Figure IX.14 :	Variations relatives des 3 cartes de résistivité apparente mesurées au mois de septembre sur des sols desséchés en surface par rapport à celles obtenues au mois de mai à la capacité au champ.....	271
Figure IX.15 :	Carte des variations relatives de la résistivité apparente des sols entre les 3 dipôles du MUCEP pour les prospections de mai et septembre...	272
Figure IX.16 :	Carte des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse obtenue par inversion 1D des données de la prospection MUCEP de mai et carte des différences observées avec la prospection pédologique.....	276
Figure IX.17 :	Comparaison des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse estimées par inversion des mesures MUCEP de mai à celles mesurées par sondage sur le terrain.....	276
Figure IX.18 :	Comparaison des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse estimées par inversion des mesures MUCEP de septembre à celles mesurées par sondage sur le terrain.....	279

QUATRIEME PARTIE : Comparaison de la résistivité électrique et de la réflectance des sols à l'échelle intraparcellaire

CHAPITRE X : Influence des variables pérennes et conjoncturelles des sols sur leur réflectance spectrale

Figure X.1 :	Principe de fonctionnement en vol du radiomètre multispectral CASI (d'après ITRES Research Limited and ITRES Instrument).....	285

Figure X.2 :	Trajectoire de l'avion et angle solaire zénithal au moment de l'expérimentation sur la parcelle.....	287
Figure X.3 :	Plan d'échantillonnage des données pédologiques, localisées sur une image de la réflectance spectrale de la parcelle expérimentale, mesurée dans le proche infrarouge (bande B32). Le modèle numérique d'altitude et les limites des unités cartographiques de sols sont également précisés.....	289
Figure X.4 :	Histogramme et box-plot de la répartition des caractéristiques physico-chimiques pérennes des horizons labourés.....	291
Figure X.5 :	Histogramme et box-plot de la répartition des variables conjoncturelles des horizons de labour de la parcelle expérimentale...	293
Figure X.6 :	Courbes spectrales des sols caractéristiques de la parcelle expérimentale.....	296
Figure X.7 :	Représentation de l'espace des variables dans le plan F1F2.....	305
Figure X.8 :	Représentation de l'espace des individus dans le plan F1F2.....	308
Figure X.9 :	Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B1 ($417,720 \text{ nm} < \lambda < 428,741 \text{ nm}$) et les caractéristiques physico-chimiques pérennes des sols.....	311
Figure X.10 :	Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B32 ($948,182 \text{ nm} < \lambda < 959,737 \text{ nm}$) et les caractéristiques physico-chimiques pérennes des sols.....	312
Figure X.11 :	Evolution de la réflectance spectrale en fonction de la teneur en CaCO_3 des sols.....	314
Figure X.12 :	Comparaison multiple (Test de Tukey) des valeurs moyennes de la réflectance spectrale des sols (Bande B1) en fonction de la charge en éléments grossiers à la surface du sol estimée sur le terrain.....	314
Figure X.13 :	Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B1 ($417,720 \text{ nm} < \lambda < 428,741 \text{ nm}$) et les caractéristiques conjoncturelles des sols.....	319
Figure X.14 :	Relations entre la réflectance spectrale des sols mesurée selon la bande spectrale B32 ($948,182 \text{ nm} < \lambda < 959,737 \text{ nm}$) et les caractéristiques conjoncturelles des sols.....	320

CHAPITRE XI : Apports respectifs des mesures de résistivité électrique et de réflectance spectrale (visible et PIR) pour l'analyse de la variabilité spatiale des sols

Figure XI.1 :	Plan d'échantillonnage de la parcelle d'étude de Chambry. Localisation de la prospection EM38, des deux panneaux électriques et des sondages pédologiques de validation.....	325
Figure XI.2 :	Mise en œuvre schématique de la séquence de mesure Wenner.....	326
Figure XI.3 :	Mise en œuvre schématique de la séquence de mesure dipôle-dipôle..	326
Figure XI.4 :	Sections 2D de résistivité interprétée de configuration Wenner et dipôle-dipôle et Carte des résistivités apparentes mesurées avec le conductivimètre EM38.....	330

Figure XI.5 :	Comparaison sur une portion de parcelle d'étude de Chambry de la carte des résistivités apparentes mesurées avec le conductivimètre EM38 et de la carte de réflectance des sols obtenue dans le visible (bande spectrale B1).....	335
Figure XI.6 :	Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des substrats présents sur le secteur de la parcelle de Chambry prospecté avec le conductivimètre EM38.....	338
Figure XI.7 :	Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la réflectance spectrale dans le visible (Bande B1) et le proche infrarouge (Bande B32) des substrats présents sur le secteur de la parcelle de Chambry.....	339
Figure XI.8 :	Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la résistivité apparente des UCS présentes sur le secteur de la parcelle de Chambry prospecté avec le conductivimètre EM38.....	341
Figure XI.9 :	Comparaison multiple (Test de Student) des valeurs moyennes de la réflectance spectrale dans le visible (Bande B1) et le proche infrarouge (Bande B32) des UCS présentes sur le secteur de la parcelle de Chambry prospecté avec le conductivimètre EM38.....	342

LISTE DES TABLEAUX

DEUXIEME PARTIE : Présentation des milieux d'étude

CHAPITRE IV : Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques des sites expérimentaux de "Petite Beauce"

Tableau IV.1 :	Analyses physiques et chimiques du CALCISOL observé sur la fosse RESI1. Granulométrie obtenue après décarbonatation.....	92
Tableau IV.2 :	Analyses granulométriques 5 fractions et sans décarbonatation du CALCISOL du profil RESI1.....	93
Tableau IV.3 :	Analyses physiques et chimiques du CALCOSOL observé sur la fosse RESI6. Granulométrie obtenue après décarbonatation.....	96
Tableau IV.4 :	Analyses physiques et chimiques du CALCOSOL observé sur la fosse RESI2. Granulométrie obtenue après décarbonatation.....	98
Tableau IV.5 :	Analyses granulométriques 5 fractions et sans décarbonatation des deux horizons supérieurs du CALCOSOL de la fosse RESI2.....	98
Tableau IV.6 :	Répartitions verticales du Fer total et du Fer libre au sein du CALCOSOL de la fosse RESI2.....	99
Tableau IV.7 :	Correspondance entre les pressions appliquées et les valeurs de pF...	100
Tableau IV.8 :	Teneurs en eau volumique à différents pF et à la capacité au champ des horizons pédologiques caractéristiques.....	102
Tableau IV.9 :	Capacité de stockage pour l'eau (CSE) des horizons pédologiques caractéristiques.....	103
Tableau IV.10 :	Capacité de stockage pour l'eau (CSE) et réservoir utilisable maximal (RUM) des sols.....	104
Tableau IV.11 :	Conductivité hydraulique à saturation des principaux horizons pédologiques étudiés.....	106

CHAPITRE VI : Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques du site expérimental du "Laonnois" en Picardie

Tableau VI.1 :	Analyses physiques et chimiques du CALCO-MAGNESISOL observé sur la fosse B4.....	129
Tableau VI.2 :	Teneurs en eau volumique à différents pF de deux horizons pédologiques caractéristiques du CALCO-MAGNESISOL.....	129
Tableau VI.3 :	Analyses physiques et chimiques du NEOLUVISOL observé sur la fosse C8.....	131
Tableau VI.4 :	Teneurs en eau volumique à différents pF des horizons pédologiques caractéristiques du NEOLUVISOL.....	131

Tableau VI.5 :	Analyses physiques et chimiques du CALCOSOL limono-sablo-crayeux observé sur la fosse F2.....	133
Tableau VI.6 :	Teneurs en eau volumique à différents pF des horizons pédologiques caractéristiques du CALCOSOL limono-sablo-crayeux du profil F2..	134
Tableau VI.7 :	Analyses physiques et chimiques du NEOLUVISOL limono-argilo-sableux sur sable crayeux observé sur la fosse B9.....	136
Tableau VI.8 :	Teneurs en eau volumique à pF 2,5 et pF 4,2 de deux horizons pédologiques caractéristiques du NEOLUVISOL limono-argilo-sableux du profil B9.....	136

TROISIEME PARTIE : Etude de la résistivité électrique des sols à différentes échelle d'espace et de temps

CHAPITRE VII : Influence de l'humidité et de la température sur la résistivité électrique des sols

Tableau VII.1 :	Sensibilité de la résistivité électrique aux variations d'humidité, entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent des plantes.....	145
Tableau VII.2 :	Corrélations entre les coefficients des équations mathématiques ajustées aux courbes expérimentales et les caractéristiques physico-chimiques du sol.....	146
Tableau VII.3 :	Sensibilité ($\Omega \cdot m / 10^{-2} m^3 \cdot m^{-3}$) de la mesure de la résistivité électrique aux variations d'humidité au champ en fonction du quadripôle d'électrodes utilisé.....	186
Tableau VII.4 :	Coefficients de correction de température α expérimentaux de la conductivité électrique de trois horizons pendant les périodes hivernale et estivale.....	191

CHAPITRE VIII : Suivi spatial et temporel 2D de la teneur en eau par tomographie de résistivité électrique d'un CALCISOL sous culture de maïs irriguée

Table VIII.1 :	Physical and chemical analyses of a CALCISOL. Particle size analyses following carbonate removal.....	211
Table VIII.2 :	Physical parameters measured during both monitoring experiments...	214
Table VIII.3 :	Summary statistics to quantify the linear relationship between moisture and electrical resistivity of three CALCISOL horizons.....	217
Table VIII.4 :	Electrical conductivity of irrigation water samples.....	219
Table VIII.5 :	CALCISOL horizons volumetric water content (%) measured at different.....	227
Table VIII.6 :	Bulk density (da) of ploughed Laci horizon measured on cylindrical soil cores sampled between the soil surface and 0.1 m depth. (soil core volume = $500 cm^3$).....	231

Table VIII.7 :	Summary statistics to compare soil volumetric water content estimated from electrical resistivity tomography and that measured with TDR probes.....	234

CHAPITRE IX : Analyse de la variabilité spatiale des sols par mesure de la résistivité électrique

Tableau IX.1 :	Humidités pondérales des unités de sols lors de la prospection MUCEP du mois de septembre 2000.....	260
Tableau IX.2 :	Résistivités apparentes moyennes, mesurées lors de la prospection de septembre par les 3 dipôles du système MUCEP, des UCS reconnues à l'emplacement des 70 sondages pédologiques présents sur la parcelle prospectée.....	260
Tableau IX.3 :	Humidités pondérales des unités de sols lors de la prospection MUCEP du mois de mai 2000.....	267
Tableau IX.4 :	Résistivités apparentes moyennes, mesurées lors de la prospection de mai par les 3 dipôles du système MUCEP, des UCS reconnues à l'emplacement des 81 sondages pédologiques réalisés sur la parcelle prospectée.....	267
Tableau IX.5 :	Comparaison statistique des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse estimées par inversion 1D des prospections MUCEP acquises aux mois de mai et septembre et mesurées sur la parcelle expérimentale.....	279

QUATRIEME PARTIE : Comparaison de la résistivité électrique et de la réflectance des sols à l'échelle intraparcellaire

CHAPITRE X : Influence des variables pérennes et conjoncturelles des sols sur leur réflectance spectrale

Tableau X.1 :	Longueurs d'onde limites des 32 bandes spectrales scrutées lors des prospections CASI.....	286
Tableau X.2 :	Statistiques sommaires des caractéristiques physico-chimiques permanentes des horizons de labour de la parcelle expérimentale.....	292
Tableau X.3 :	Statistiques sommaires des variables conjoncturelles des horizons de labour de la parcelle expérimentale.....	292
Tableau X.4 :	Matrice de corrélations des paramètres physico-chimiques des sols de la parcelle expérimentale de Chambry.....	295
Tableau X.5 :	Matrice de corrélations des variables conjoncturelles: rugosité et humidité de surface en fonction des caractéristiques physico-chimiques des sols.....	295

Tableau X.6 :	Matrice des corrélations de la réflectance spectrale des sols mesurées selon les 32 bandes spectrales de CASI en fonction des propriétés intrinsèques permanentes des horizons labourés.....	299
Tableau X.7 :	Matrice des corrélations de la réflectance spectrale des sols mesurées selon les 32 bandes spectrales de CASI en fonction des variables conjoncturelles des sols.....	302
Tableau X.8 :	Statistiques sommaires.....	304
Tableau X.9 :	Matrice des corrélations.....	304
Tableau X.10 :	Valeurs propres des composantes principales.....	305
Tableau X.11 :	Matrice des corrélations de la réflectance et des caractéristiques physico-chimiques des sols carbonatés ($\text{CaCO}_3 > 5\%$).....	316
Tableau X.12 :	Matrice des corrélations de la réflectance et des caractéristiques physico-chimiques des sols carbonatés ($\text{CaCO}_3 < 5\%$).....	316

CHAPITRE XI : Apports respectifs des mesures de résistivité électrique et de réflectance spectrale (visible et PIR) pour l'analyse de la variabilité spatiale des sols

Tableau XI.1 :	Résistivité moyenne des sols, présents sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38, en fonction du type de substrat sous-jacent.....	338
Tableau XI.2 :	Réflectance moyenne des sols dans le visible et le proche infrarouge sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38, en fonction du type de substrat sous-jacent.....	339
Tableau XI.3 :	Résistivités apparentes moyennes des différentes UCS présentes sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38.....	341
Tableau XI.4 :	Réflectances moyennes des différentes UCS, dans le visible et le proche infrarouge, présentes sur la microparcelle prospectée avec le conductivimètre EM38.....	342

ANNEXE 1

1. Equations fondamentales des potentiels et champs électriques.

L'objectif de cette partie est de rappeler les équations de base qui régissent le comportement des champs électriques dans un milieu homogène ou hétérogène.

1.1. La loi d'Ohm

Les méthodes de prospection électrique visent à déterminer la résistivité électrique des structures que comporte le milieu prospecté. La résistivité ρ ($\Omega.m$) ou son inverse la conductivité σ ($S.m^{-1}$) d'un milieu est définie par la loi d'Ohm. Elle correspond à la constante de proportionnalité entre le champ électrique E appliqué ($V.m^{-1}$) en un point du milieu et la densité de courant J ($A.m^{-2}$) (E et J sont des grandeurs vectorielles).

$$E = \rho \cdot J = \frac{1}{\sigma} \cdot J \quad (1)$$

Dans l'hypothèse d'un milieu anisotrope, ρ est un tenseur, alors que pour les milieux isotropes ρ est un scalaire.

1.2. Equation de continuité

La prospection électrique utilisée pour mesurer la résistivité du sol ou du sous-sol, consiste à injecter un courant dans le sol au moyen d'une paire d'électrodes d'injection (généralement notée A et B) et à mesurer la différence de potentiel induite par la circulation de ce courant au moyen d'une autre paire d'électrodes dites de "mesure" (généralement notée M et N). La circulation de ce courant obéit au principe de la conservation de la charge. Ce principe s'écrit sous la forme d'une équation de continuité exprimant le fait que lorsqu'une charge quitte un point, la densité de charge en ce point diminue, alors que la densité de courant en ce même point augmente. La densité de charge a et la densité de courant J satisfont toujours la condition :

$$\nabla \cdot J = - \frac{\partial a}{\partial t} \quad (2)$$

∇ est l'opérateur nabla. La densité de charge a est exprimée en $C.m^{-3}$.

Si la densité de courant $\mathbf{J}$ est constante au cours du temps, on a faire à une distribution de courant stationnaire, alors :

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (3)$$

C'est le cas de la prospection électrique par courant continu.

1.3. Théorie de l'électromagnétisme : la formulation de J.C. Maxwell

Les équations de l'électromagnétisme connues sous le nom d'équations de Maxwell correspondent à la formulation mathématique, via le formalisme d'équations aux dérivées partielles, de quatre lois de la physique liant le comportement du champ électrique $\mathbf{E}$ (V.m^{-1}), du champ magnétique $\mathbf{H}$ (A.m^{-1}), du champ de déplacement $\mathbf{D}$ (C.m^{-2}), de l'induction magnétique $\mathbf{B}$ (Wb.m^{-2}) et de la densité de courant de conduction $\mathbf{J}$ (A.m^{-2}). Pour parler de ces grandeurs vectorielles, Maxwell emploie le terme générale de "champ électromagnétique".

$$\nabla \times \mathbf{E} + \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = 0 \quad (4)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = \mathbf{J} \quad (5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \mathbf{a} \quad (6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (7)$$

La première équation (4) est la loi d'induction de Faraday selon laquelle il existe un champ électrique dans la région où existe un champ magnétique variable dans le temps, tel que la force électromotrice induite soit proportionnelle aux taux de variation du flux magnétique affecté du signe moins. La seconde (5) est l'expression mathématique de la loi d'Ampère-Maxwell. Un champ magnétique est créé dans l'espace par un flux de courant et le champ est proportionnel au courant total correspondant à la somme des courants de déplacement et de conduction. La troisième (6) est équivalente à la loi de Coulomb. La quatrième (7) énonce qu'il n'y a pas d'autre source d'induction magnétique que les courants.

Dans le cas d'un état stationnaire, on a vu précédemment que la densité de courant est constante, ce qui se traduit par l'équation (8) :

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial \mathbf{a}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot \mathbf{D} = -\nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = 0 \quad (8)$$

Ce qui implique :

$$\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = 0 \quad (9)$$

On a également :

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \mathbf{0} \quad (10)$$

Les équations de Maxwell se réduisent donc à :

$$\nabla \times \mathbf{E} = \mathbf{0} \quad (11)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \quad (12)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = 0 \quad (13)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (14)$$

Nous devons compléter ces équations par l'énoncé de deux relations reliant respectivement l'induction magnétique $\mathbf{B}$ au champ magnétique $\mathbf{H}$ et le champ de déplacement $\mathbf{D}$ au champ électrique $\mathbf{E}$, valables dans un milieu continu isotrope :

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} = \mu_0 \mu_r \mathbf{H} \quad (15)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} = \varepsilon_0 \varepsilon_r \mathbf{E} \quad (16)$$

Le coefficient μ de proportionnalité entre $\mathbf{B}$ et $\mathbf{H}$ est appelé perméabilité magnétique, μ_0 est la perméabilité du vide et on a $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ (H.m⁻¹), μ_r est la perméabilité relative du milieu (sans unité).

Le coefficient ε de proportionnalité entre $\mathbf{D}$ et $\mathbf{E}$ est appelé permittivité électrique, ε_0 est la permittivité du vide et on a $\varepsilon_0 = 1/(36\pi \cdot 10^9)$ (F.m⁻¹), ε_r est la permittivité relative du milieu (sans unité).

5.3. Equation de Poisson et équation de Laplace

La modélisation électrique doit permettre de calculer en un point M quelconque le potentiel V qui correspond à la présence dans ce milieu d'un champ électrique $\mathbf{E}$. On part de l'équation (11). Cette équation exprime le fait que l'intégrale de l'intensité du champ électrique $\mathbf{E}$ le long d'un contour fermé est nulle (théorème de Stokes) et par conséquent que le champ électrique $\mathbf{E}$ est conservatif. Le champ électrique $\mathbf{E}$ dérive donc d'un potentiel scalaire V , et on a :

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (17)$$

or :

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$$

Avec $\mathbf{E} = \rho \mathbf{J}$, on obtient :

$$\nabla \cdot \left(\frac{1}{\rho} \nabla V \right) = 0 \quad (18)$$

Dans le cas général d'un terrain homogène, ρ , et donc V , sont fonctions des trois paramètres de l'espace (x, y, z). Cependant en pratique, on découpe l'espace en domaines homogènes à la frontière desquels on applique des conditions aux limites. Dans le cas particuliers d'un terrain homogène, la résistivité ρ est constante dans tout l'espace, et l'équation précédente se réduit à une équation de Laplace :

$$\nabla^2 V = 0 \quad (19)$$

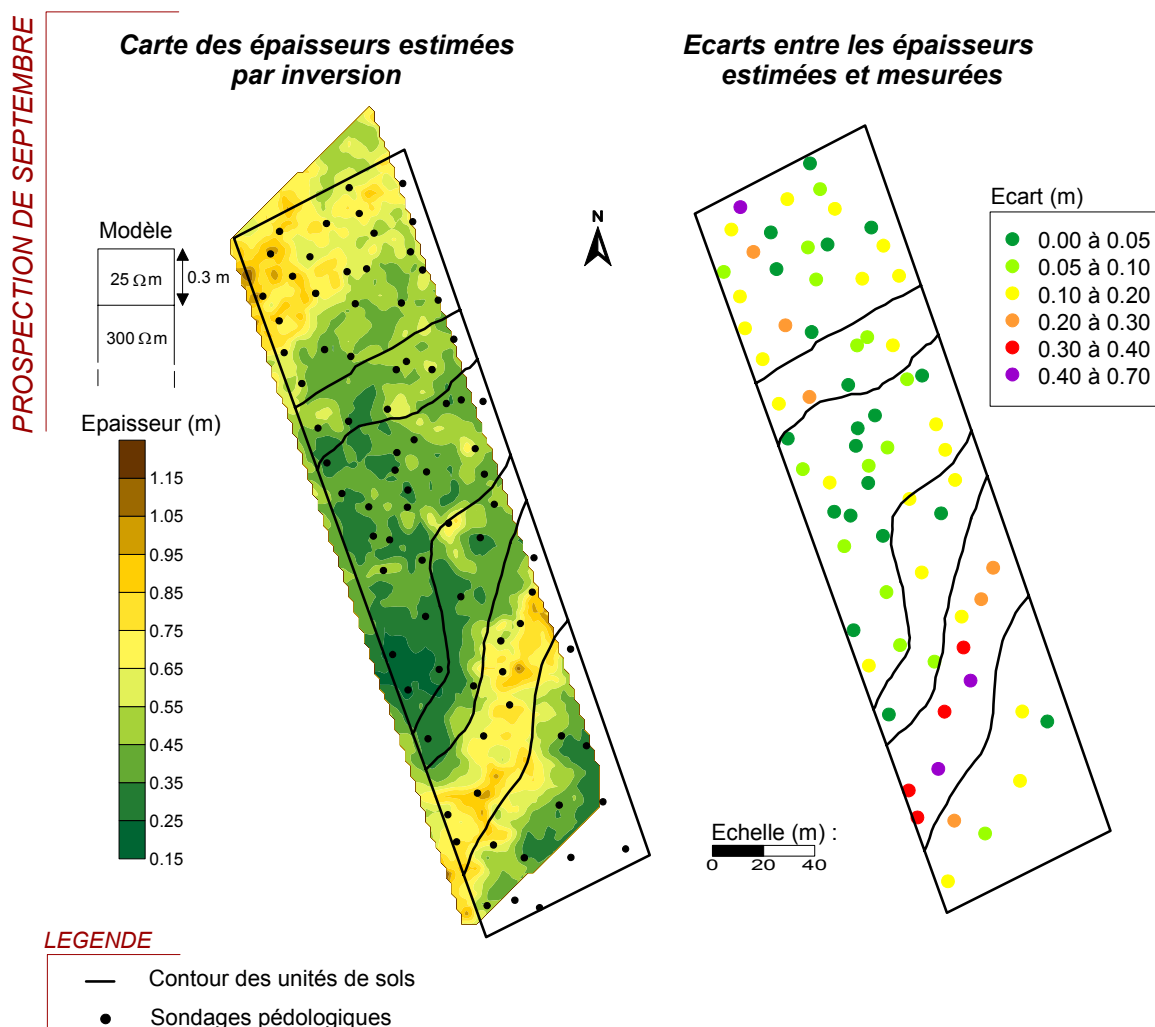
la solution de cette équation est une fonction harmonique qui vérifie les conditions limites à l'interfaces des deux milieux 1 et 2 :

a) $V_1 = V_2$ continuité du potentiel

b) $\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial V_1}{\partial \mathbf{n}} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial V_2}{\partial \mathbf{n}}$ continuité de la composante normale de J

c) Par ailleurs, le potentiel s'annule loin des sources $V_\infty \rightarrow 0$, et $V = \frac{\rho I}{2\pi r}$ au voisinage d'une électrode ponctuelle délivrant un courant I dans un milieu semi-infini.

ANNEXE 2



ANNEXE 2 : Carte des épaisseurs de la couverture argilo-limoneuse obtenue par inversion 1D des données de la prospection MUCEP de septembre et différences observées avec la prospection pédologique.

B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18	B19	B20	B21	B22	B23	B24	B25	B26	B27	B28	B29	B30	B31	B32
B1	1,00																														
B2	0,93	1,00																													
B3	0,93	0,97	1,00																												
B4	0,93	0,97	0,98	1,00																											
B5	0,92	0,97	0,98	0,98	1,00																										
B6	0,91	0,96	0,98	0,98	0,99	1,00																									
B7	0,91	0,96	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00																								
B8	0,90	0,96	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00																							
B9	0,90	0,95	0,97	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00																						
B10	0,90	0,95	0,97	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00																					
B11	0,89	0,95	0,96	0,97	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00																				
B12	0,89	0,94	0,96	0,97	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00																			
B13	0,89	0,94	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00																		
B14	0,89	0,94	0,96	0,96	0,97	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00																	
B15	0,89	0,94	0,96	0,96	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00																
B16	0,88	0,94	0,95	0,96	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00																
B17	0,89	0,94	0,96	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00															
B18	0,88	0,94	0,96	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,97	0,98	1,00													
B19	0,88	0,93	0,95	0,96	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96	0,94	0,96	0,99	1,00												
B20	0,86	0,92	0,93	0,94	0,94	0,95	0,95	0,96	0,96	0,95	0,94	0,94	0,93	0,92	0,90	0,92	0,96	0,99	1,00												
B21	0,86	0,91	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,94	0,94	0,93	0,93	0,92	0,92	0,91	0,90	0,88	0,90	0,95	0,98	0,99	1,00										
B22	0,85	0,90	0,92	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,94	0,93	0,92	0,92	0,91	0,91	0,90	0,88	0,90	0,94	0,98	0,99	1,00										
B23	0,85	0,90	0,92	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,94	0,93	0,92	0,91	0,91	0,91	0,90	0,88	0,90	0,94	0,97	0,99	0,99	1,00									
B24	0,85	0,90	0,92	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,94	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,89	0,88	0,89	0,94	0,97	0,99	0,99	0,99	1,00								
B25	0,84	0,90	0,91	0,91	0,92	0,92	0,93	0,94	0,93	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,89	0,94	0,97	0,99	0,99	0,99	1,00								
B26	0,85	0,90	0,91	0,91	0,92	0,92	0,93	0,94	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,89	0,94	0,97	0,99	0,99	0,99	1,00								
B27	0,84	0,90	0,91	0,91	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,89	0,93	0,97	0,99	0,99	0,99	1,00								
B28	0,84	0,90	0,91	0,91	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,89	0,93	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00								
B29	0,85	0,90	0,91	0,91	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,89	0,93	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00							
B30	0,83	0,89	0,90	0,91	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,89	0,93	0,96	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00						
B31	0,86	0,91	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,94	0,94	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,88	0,90	0,93	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	1,00	
B32	0,81	0,88	0,89	0,90	0,91	0,91	0,92	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,90	0,89	0,89	0,87	0,89	0,92	0,95	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,97	0,97	0,96	1,00

ANNEXE 3 : Matrice des corrélations des valeurs de réflectance spectrale des sols de la parcelle chambry 2 mesurées au mois d’Avril selon les 32 bandes spectrales du radiomètre CASI.

Table des matières

Sommaire

Introduction

Première partie : Bibliographie sur l'intérêt et l'utilisation de la géophysique et de la télédétection

Chapitre I – Intérêt de la géophysique et de la résistivité électrique en Science du Sol

1. Facteurs explicatifs de la résistivité électrique des sols.....	11
1.1. Définition de la résistivité électrique.....	11
1.2. Paramètres constitutifs des sols influençant la résistivité électrique.....	12
1.3. Paramètres climatiques influençant la résistivité électrique : rôle de la température.....	14
2. Modèles de représentation de la résistivité électrique.....	20
2.1. Modèles des géophysiciens pétroliers.....	20
2.1.1. Modèles pour sables sans argile.....	20
2.1.2. Modèles pour sables argileux.....	21
2.1.3. Modèles à double couche ionique.....	23
2.2. Modèles en Science du Sol.....	26
3. Utilisation des méthodes géophysiques en Science du Sol.....	30
3.1. Caractérisation de la salinité des sols.....	31
3.2. Cartographie des sols.....	34
3.2.1. Les nouveaux besoins d'analyse spatiale.....	34
3.2.2. Apports de la géophysique pour l'analyse spatiale.....	34
3.2.2.1. Des données en continu pour la prédiction spatiale.....	35
3.2.2.2. Une méthode non intrusive pour le suivi de l'eau et des solutés.....	36
3.2.2.3. La géophysique au service de l'Agriculture de Précision.....	36
3.2.3. Principales méthodes géophysiques utilisées.....	37
3.2.3.1. Approche multi-locale (sondage et/ou traînés électriques).....	37
3.2.3.2. Approche par mesures continues à l'aide d'instruments tractés.....	39
a) Mesures électriques.....	39
b) Mesures par induction électromagnétique.....	41
c) Magnéto – Tellurique - Artificielle (MTA).....	42
d) Radar géologique.....	43
e) Comparaison des méthodes.....	44

3.3. Etude et suivi de l'état hydrique des sols.....	45
3.3.1. Résonance Magnétique Nucléaire (RMN).....	46
3.3.2. Radar géologique.....	47
3.3.3. Prospection électrique.....	48
3.3.4. Prospection par induction électromagnétique.....	49
4. Conclusion.....	50

Chapitre II – Télédétection et réflectance spectrale en Science du Sol

1. Rappel des principes de télédétection.....	53
1.1. Spectre électromagnétique.....	53
1.2. Méthodes de télédétection.....	54
2. La réflectance spectrale.....	54
3. Les facteurs de variations de la réflectance spectrale dans le visible et le PIR.....	55
3.1. Les facteurs extrinsèques.....	55
3.2. Les facteurs intrinsèques.....	56
3.2.1. Les caractéristiques physico-chimiques pérennes du sol.....	56
3.2.1.1. La teneur en calcaire.....	57
3.2.1.2. La matière organique.....	57
3.2.1.3. Le fer total.....	58
3.2.1.4. La pierrosité.....	59
3.2.1.5. La couleur du sol.....	59
3.2.1.6. La texture.....	60
3.2.2. Les caractéristiques conjoncturelles des sols.....	60
3.2.2.1. L'humidité.....	61
3.2.2.2. La rugosité.....	61
3.3. Conclusion pour le visible et le PIR.....	64
4. Prospection en infrarouge thermique.....	64
4.1. Définition des propriétés thermiques des sols.....	65
4.1.1. Conductivité thermique, capacité thermique, diffusivité thermique.....	65
4.1.2. Inertie thermique.....	66
4.2. Bilan de l'énergie à la surface du sol.....	66
4.3. Variations périodiques et transitoires du flux de chaleur dans le sol.....	67
4.4. Choix d'une date de prospection favorable et analyse des variations du flux thermique transitoire lent.....	67
4.5. Principales anomalies thermiques.....	68
4.6. Conclusion pour l'infrarouge thermique.....	68
5. Conclusion.....	69

Deuxième partie : Présentation des milieux d'étude

Chapitre III – La région naturelle de « Petite Beauce »

1. Cadre géologique.....	71
2. Cadre hydrogéologique.....	75
2.1. Géologie de l'aquifère.....	78
2.2. Piézométrie.....	78
2.3. Fonctionnement hydrodynamique.....	78
3. Cadre pédologique.....	80
4. Le climat.....	84
5. Occupation des sols et critères agronomiques.....	85
6. Conclusion.....	85

Chapitre IV – Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques des sites expérimentaux de « Petite Beauce »

1. Description morphologique et caractéristiques pédologiques de trois sols de référence sur les parcelles d'étude de Villamblain.....	91
1.1. CALCISOL argilo-limoneux sur calcaire cryoturbé beige.....	91
1.2. CALCOSOL caillouteux, peu épais, développé sur calcaire gris dur sublithographique.....	95
1.3. CALCOSOL, peu épais, développé dans un calcaire gris tendre.....	97
2. Caractérisation hydrodynamique des sols.....	99
2.1. Propriétés de rétention et capacité de stockage en eau.....	100
2.2. Détermination de la conductivité hydraulique à saturation : K_{sat}	105
3. Conclusion.....	107

Chapitre V – La région naturelle du Laonnois en Picardie

1. Cadre géologique.....	112
2. Cadre hydrogéologique.....	114
3. Cadre pédologique.....	117
4. Le climat.....	121
5. Occupation des sols et critères agronomiques.....	122
6. Conclusion.....	122

Chapitre VI – Identification et caractérisation des principaux sols et horizons pédologiques du site expérimental du Laonnois en Picardie

1. Cadre géographique et géologique de la parcelle.....	127
2. Description morphologique et caractéristiques pédologiques de quatre sols caractéristiques de la parcelle d'étude de Chambry.....	128
2.1. CALCO-MAGNESISOL limono-sableux sur sable crayo-dolomitique en profondeur : sol de la fosse B4.....	128
2.2. NEOLUVISOL limono-argilo-sableux tronqué sur paléosol argileux et sur sable crayeux cryoturbé en profondeur : sol de la fosse C8.....	130
2.3. CALCOSOL limono-argilo-sableux sur craie cryoturbée : sol de la fosse F2.....	132
2.4. NEOLUVISOL limono-argilo-sableux sur sable crayeux remanié en profondeur : sol de la fosse B9.....	135
3. Conclusion.....	137

Troisième partie : Etude de la résistivité électrique des sols à différentes échelles d'espace et de temps

Chapitre VII – Influence de l'humidité et de la température sur la résistivité électrique des sols

1. Relations résistivité électrique - teneur en eau en conditions contrôlées au laboratoire.....	140
1.1. Protocole expérimental.....	140
1.1.1. Description du dispositif.....	140
1.1.2. Traitement des données.....	141
1.2. Influence de la durée de mise en saturation sur la mesure de résistivité électrique.....	142
1.3. Relations résistivité électrique – teneur en eau des horizons du CALCISOL et du CALCOSOL.....	144
1.4. Comparaison des relations résistivité électrique – teneur en eau du CALCISOL (RESI1) et du CALCOSOL (RESI2).....	149
2. Relations résistivité électrique – teneur en eau – température « in situ ».	153
2.1. Mise en œuvre du suivi expérimental.....	153
2.1.1. Choix de la configuration et de la géométrie du quadripôle d'électrodes.....	154
2.1.1.1. Sélection d'un quadripôle de configuration Wenner.....	154
2.1.1.2. Choix de la géométrie du quadripôle Wenner.....	155
a) Etude de la distribution du courant électrique dans le sol.....	155
b) Variabilité de la mesure de résistivité électrique en fonction de la géométrie du quadripôle Wenner.....	157

2.1.1.3. Estimation du volume de sol pris en compte par la mesure de résistivité électrique.....	160
2.1.1.4. Conclusion.....	161
2.1.2. Mesure de la teneur en eau.....	162
2.1.2.1. Principes de la sonde TDR.....	163
2.1.2.2. Considérations sur le choix d'une sonde TDR.....	164
2.1.2.3. Implantation des sondes TDR dans les horizons.....	165
2.1.3. Mesure de la température du sol et profondeur d'implantation des thermosondes..	166
2.1.3.1. Transferts thermiques dans les sols et équation de la chaleur par conduction.....	167
2.1.3.2. Choix de la thermosonde.....	168
a) Thermométrie par résistance.....	168
b) Choix du métal.....	168
2.1.3.3. Simulation de l'évolution de la température du sol soumis à une contrainte thermique et détermination de la distance d'implantation des capteurs par rapport à la paroi de la fosse.....	169
2.1.3.4. Mise en place des thermosondes.....	172
2.1.4. Instrumentation du site expérimental.....	172
2.2. Suivi diachronique « in situ » de la résistivité électrique en fonction de l'humidité et de la température.....	176
2.3. Etude des relations résistivité électrique – teneur en eau mesurées « in situ ».....	183
2.4. Effet des méthodes de mesure sur la résistivité électrique : comparaison des mesures effectuées avec les quadripôles Wenner « aiguille » et « plaque ».....	187
2.5. Effet de la température sur la relation résistivité électrique – teneur en eau.....	189
2.6. Comparaison, à la température standard de 25°C, des relations résistivité électrique – teneur en eau mesurées « in situ ».....	193
3. Comparaison des relations résistivité électrique – teneur en eau mesurées au laboratoire et « in situ ».....	196
4. Conclusion.....	199

Chapitre VIII – Suivi spatial et temporel 2D de la teneur en eau par tomographie de résistivité électrique d'un CALCISOL sous culture de maïs irriguée

1. Introduction.....	205
2. Review of soil water content measurements.....	205
2.1. Standard measurements.....	205
2.2. Use of surface geophysical methods for estimating water content and infiltration	207
3. Presentation of the study site.....	209
4. Field calibration.....	211
5. Monitoring.....	218
5.1. Electrical resistivity measurement and interpretation.....	220
5.1.1. Electrical device and data acquisition.....	220

5.1.2. ERT processing.....	222
5.1.3. Procedure for soil moisture estimation using ERT data.....	223
5.2. Measurements of soil water content and soil temperature using conventional approaches.....	224
6. Results.....	226
6.1. Evolution of the thermal and hydric profiles.....	226
6.2. Soil hydric fluxes characterization from ERT.....	228
6.2.1. Initial soil moisture state.....	228
6.2.2. Water infiltration phase.....	230
6.2.3. Soil dessication phase.....	233
6.3. Soil moisture sections and validation.....	233
7. Conclusions.....	237

Chapitre IX – Analyse de la variabilité spatiale des sols par mesure de la résistivité électrique

1. Matériel et Méthodes.....	242
1.1. Prospection électromagnétique.....	242
1.1.1. Principe de la méthode Slingram.....	242
1.1.2. Le conductivimètre électromagnétique EM38.....	243
1.2. Prospection électrique multi-électrodes.....	245
1.2.1. Les panneaux électriques.....	245
1.2.2. Le système MUCEP.....	246
2. Protocoles expérimentaux.....	248
2.1. Caractérisation de l'effet de l'humidité sur la résistivité apparente des sols de « Petite Beauce ».....	248
2.2. Etude de la variabilité spatiale de la couverture pédologique et de son humidité par prospection électrique multiprofondeur MUCEP.....	249
2.2.1. Prospection MUCEP de mai 2000.....	251
2.2.2. Prospection MUCEP de septembre 2000.....	252
2.2.3. Inversion 1D des prospections MUCEP.....	254
3. Caractérisation de l'effet de l'humidité sur la cartographie de la résistivité apparente d'une parcelle : incidence sur l'étude de la variabilité spatiale des sols.....	256
4. Caractérisation de la variabilité spatiale des sols par prospection électrique multiprofondeur MUCEP.....	258
4.1. Analyse d'une prospection électrique MUCEP réalisée au mois de septembre..	259
4.2. Analyse d'une prospection électrique MUCEP réalisée au mois de mai.....	265
4.3. Etude comparative des cartes de résistivité apparente multi-profondeurs et multi-dates.....	270

4.3.1. Etude des variations temporelles des cartes de résistivité apparente.....	270
4.3.2. Etude des variations des cartes de résistivité apparente multi-profondeurs.....	273
4.3.2.1. Prospection sur les sols desséchés (septembre).....	273
4.3.2.2. Prospection sur les sols à la capacité au champ (mai).....	274
4.3.3. Etude du comportement hydrique par prospection électrique multi-profondeurs et multi-dates.....	274
4.4. Estimation de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse.....	275
5. Conclusions.....	281

Quatrième partie : Comparaison de la résistivité électrique et de la réflectance des sols à l'échelle intraparcellaire

Chapitre X – Influence des variables pérennes et conjoncturelles des sols sur leur réflectance spectrale

1. Matériel : le radiomètre multispectral aéroporté CASI.....	284
2. Méthode.....	287
3. Variabilité et distribution des caractéristiques physico-chimiques des sols.....	290
3.1. Caractéristiques physico-chimiques pérennes.....	290
3.2. Caractéristiques physico-chimiques conjoncturelles.....	294
3.3. Corrélation entre les propriétés physico-chimiques pérennes et conjoncturelles	294
4. Analyse et interprétation des relations entre les caractéristiques pédologiques et la réflectance de la surface des sols.....	296
4.1. Les courbes spectrales des sols.....	296
4.2. Examen des 32 bandes spectrales.....	297
4.2.1. Relations réflectance – propriétés pérennes des sols.....	298
4.2.2. Relations réflectance – propriétés conjoncturelles des sols.....	298
4.3. Analyse en Composantes Principales (ACP).....	303
4.3.1. Description des données.....	303
4.3.2. Détermination des composantes principales.....	305
4.3.3. Relation entre les deux premières composantes principales et les variables initiales.....	306
4.3.4. Répartition des individus : analyse des ressemblances et des dissemblances.....	307
4.4. Examen des 2 bandes spectrales :B1 et B32.....	310
4.4.1. Relations entre la réflectance et les variables pérennes.....	310
4.4.1.1. Teneur en CaCO ₃	310
4.4.1.2. pH.....	313
4.4.1.3. Texture.....	315
a) Les sables.....	315
b) Les limons.....	315
c) Les argiles.....	317
4.4.1.4. Teneur en carbone.....	317

4.4.2. Relations entre la réflectance et les variables conjoncturelles.....	318
4.4.2.1. Rugosité.....	318
4.4.2.2. Humidité.....	318
5. Conclusions.....	321

Chapitre XI – Apports respectifs des mesures de résistivité électrique et de réflectance spectrale (visible et PIR) pour l'analyse de la variabilité spatiale des sols

1. Caractérisation de la variabilité spatiale des sols du Laonnois par mesures géophysiques.....	324
1.1. Protocole expérimental.....	324
1.1.1. Prospection EM38.....	324
1.1.2. Panneau électrique.....	324
1.1.3. Validation pédologique.....	329
1.2. Résultats des prospections géophysiques.....	329
2. Comparaison des méthodes de prospection par résistivité apparente et réflectance spectrale.....	334
2.1. Comparaison des cartes.....	334
2.2. Analyse de la variabilité spatiale du substrat.....	336
2.2.1. Par résistivité électrique apparente.....	336
2.2.2. Par réflectance spectrale dans le visible et le PIR.....	337
2.3. Analyse de la variabilité spatiale des unités cartographiques de sol.....	340
2.3.1. Par résistivité électrique apparente.....	340
2.3.2. Par réflectance spectrale dans le visible et le PIR.....	343
3. Discussion.....	344
3.1. Raisons méthodologiques liées à l'échantillonnages.....	344
3.2. Raisons physiques liées à la nature des sols.....	344
3.3. Raisons liées aux types de transitions pédologiques.....	345
4. Conclusion.....	346

Conclusion générale.....	349

Bibliographie

Liste des figures et des tableaux

Annexes