

# **THESE**

Pour l'obtention du Grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS

(ECOLE SUPERIEURE d'INGENIEURS de POITIERS)

(Diplôme National - Arrêté du 7 août 2006)

Ecole Doctorale : Sciences pour l'Environnement Gay Lussac.

Secteur de Recherche : « Terre solide et enveloppes superficielles »

Présentée par :

JONATHAN GALLIER

\*\*\*\*\*

## **CARACTERISATION DES PROCESSUS D'EVOLUTION STRUCTURALE ET DE SALINITE DES SOLS DE MARAIS COTIERS PAR MESURES MECANIQUES ET GEO-ELECTRIQUES IN SITU**

\*\*\*\*\*

Directeur de Thèse : Pr Patrick Dudoignon

\*\*\*\*\*

Soutenue le 2 Mai 2011

devant la Commission d'Examen

\*\*\*\*\*

### **JURY**

Rapporteurs : Dr. HALLAIRE Vincent, INRA Rennes (CR-HDR)  
Pr. JAVAUX Mathieu, Université Catholique de Louvain la Neuve (PR)

Examineurs : Dr. HUYGHE Christian, INRA Lusignan (DR)  
Dr. BERNARD-UBERTOSI Marjorie, AgroSup Dijon (MCF)  
Pr. COSENZA Philippe, Hydr'ASA Poitiers (PR)

Directeur de thèse : Pr. DUDOIGNON Patrick (PR)

## **REMERCIEMENTS**

*Je tiens tout d'abord à remercier Patrick Dudoignon sans qui ce travail n'aurait pu être réalisé. Merci de m'avoir suivi pendant cette thèse, de m'avoir fait confiance et de m'avoir donné l'opportunité de découvrir le monde de la recherche.*

*Je remercie les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail de thèse. Tout d'abord Vincent Hallaire de l'INRA de Rennes et Mathieu Javaux de l'Université Catholique de Louvain la Neuve pour avoir accepté d'être mes rapporteurs ; je les remercie de l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Merci également à Christian Huyghe de bien avoir voulu officier en tant que président du jury et je remercie Philippe Cosenza et Marjorie Bernard-Ubertosi d'avoir accepté de participer au jury.*

*Ces travaux ayant été réalisés dans le cadre d'une bourse CIFRE, je remercie Jean Claude Parneix et la société ERM, de m'avoir accueilli au sein de son entreprise et de m'avoir associé au projet POSINAM, ce projet m'ayant permis de découvrir le pays très accueillant qu'est la Finlande. Cette remarque me permet alors d'enchaîner et de remercier le laboratoire de Radiochimie d'Helsinki pour m'avoir fait découvrir un univers que je ne connaissais pas et dans ce cadre je remercie plus particulièrement Marja-Sittari Kauppi pour son accueil très chaleureux. Cette expérience fut très enrichissante autant d'un point de vue professionnel que personnel.*

*Ce travail a été effectué en collaboration avec l'INRA de Saint Laurent de la Prée, je tiens à remercier tout son personnel pour l'aide apportée. J'adresse plus particulièrement toute ma reconnaissance à Jean-Michel Hillaireau pour sa disponibilité, et, sans qui il aurait été impossible de mener ce travail.*

*Pour ce qui est des « locaux ». Je remercie tout d'abord Claude Laforêt et Laurent Boulais, pour toute l'aide qu'ils m'ont apporté sur le terrain et ceci malgré le vent, la pluie ou bien le beau temps parfois. Je remercie bien évidemment tout le personnel d'Hydr'ASA pour l'aide et les conseils apportés. Je remercie les anciens thésards, nouveaux thésards tout d'abord ma voisine Pauline, toute la team AREVA (Freddy, Thomas, Elisa et Sophie), Frantz, Michael, Anaïs, Idalina, Loriss, Benoit, Cécile, Marion, Di et Florian. Si j'ai oublié quelqu'un voici un peu de place pour qu'il rajoute son nom .....*

*Merci à tous les amis dispatchés sur les différents étages du bâtiment et à la « bande du midi » qui a eu le temps d'évoluer pendant toutes ces années (les « Bobo », Marion,*

*Mario, Emilie et son petit gars, Alex le p'tit chimiste, Elisa, mon capitaine, Jer, Sofia, Melissa... Pardon pour ceux que j'oublie).*

*Je finis maintenant avec les remerciements plus personnels. Je commence alors par mes parents qui, malgré qu'ils n'aient pas toujours su exactement ce que je faisais, m'ont toujours encouragés dans mes choix, merci, et également mon frère qui pense que, maintenant, je vais pouvoir chercher un « vrai » travail. Et finalement je remercie tout particulièrement ma (future) femme, Marie, qui m'a « supportée » et suivi pendant tout ce temps.*

## RESUME

Dans un objectif d'expliquer les mécanismes de consolidation et de désalinisation des sols de marais deux prairies et une parcelle cultivée ont été étudiées sur le site expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée.

L'étude des évolutions structurales des sols de marais est basée sur les comparaisons entre profils de teneur en eau (W), résistance au pénétromètre dynamique (Qd), résistance au cisaillement (C). Les relations profils structuraux des sols et profils de Qd et C sont établies en s'appuyant sur la courbe de retrait (W-e) de la matrice argileuse. Ces profils structuraux sont présentés dans des diagrammes croisés W-e-Qd-C. L'intégration de la conductivité hydraulique de la matrice argileuse (K) dans des diagrammes croisés W-e-C-K permet d'associer aux profils structuraux les limites entre états solide et plastique et entre comportements fragile à ductile pour ces sols. Associé au diagramme croisé W-e-C, il a alors été proposé un modèle de mise en place et d'évolution de la fracturation par dessiccation de la matrice argileuse. Celui-ci est comparé aux figures pétrographiques analysées en 2D (sur surfaces polies) et en 3D (microtomographie RX).

L'étude des évolutions de structure et de salinité des sols est basée sur des prospections géo-électriques par panneaux de résistivité, prélèvements et analyses chimiques des eaux dans les piézomètres et profils de conductivité électrique au 1/5 (CE). Les profils de CE sont calés sur les profils géo-électriques en utilisant la courbe de retrait.

Les évolutions des profils de CE sur l'ensemble de la parcelle sont gouvernées le fonctionnement hydrogéologique du site et le battement de nappe. Finalement l'ensemble des profils de CE modélisés à partir des données 2006 et 2008 permet de proposer un catalogue de correspondance profils de CE – rendement en conditions favorables et défavorables pour 2010.

## ABSTRACT

In order to explain the mechanisms of soil consolidation and soil desalinization in marshes two grasslands and a cultivated field were studied on the INRA Experimental site of St Laurent de la Prée.

The study of the structural evolutions of the soils is based on comparisons between water content (W), cone resistance (Qd) and cohesion (C) profiles. The Qd- C and soil structure relationship are based on the W-e shrinkage curve of the clay material. All the structural and mechanical profiles are represented in a W-e-Qd-C crossed diagram. Taking into account the hydraulic conductivity (K) in W-e-C-K diagram, this shows the relationship which could exist between the structural profiles and liquid-to-solid soil states. Based on the W-e-C relationship a model of soil fracturation is proposed. The results of calculations are compared to 2D and 3D petrographic features observed on polished section and by XR microtomography.

The study of structural and salinity evolution of soils is based on in situ geo-electrical investigation by resistivity sections, chemical analyses of soil water sampled in piezometers, and measurement of soil electrical conductivity (CE) profile. The resistivity – electrical conductivity of soil relationship are calculated according to the structural (e-W) profiles of soils. The CE profile evolutions are governed by the hydrogeological behavior of the groundwater. Finally, the CE profiles measured during the 2006, 2008 and 2010 campaigns allow the proposing of an abacus of CE profiles – corn yield relationship for favorable and unfavorable meteorological conditions.

<b>I. INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
<b>I.1. Problématique.....</b>	<b>1</b>
<b>I.2. Histoire du marais Poitevin et du marais de Rochefort .....</b>	<b>7</b>
<i>I.2.1. Les sédiments argileux de l'holocène : le Bri .....</i>	<i>9</i>
<b>I.3. La texture des sols de marais .....</b>	<b>10</b>
<b>I.4. Rappel sur la minéralogie des argiles et les propriétés de retrait-gonflement. ....</b>	<b>14</b>
<b>I.5. Phénomène de retrait – gonflement : la courbe de retrait .....</b>	<b>16</b>
<i>I.5.1. Constitution de la courbe de retrait .....</i>	<i>23</i>
<i>I.5.2. Modélisation de la courbe de retrait.....</i>	<i>26</i>
<i>I.5.3. Comportement hydromécanique du matériau argileux.....</i>	<i>27</i>
<i>I.5.4. Relation structure – propriété mécanique - résistivité .....</i>	<i>28</i>
<b>II. METHODES.....</b>	<b>32</b>
<b>II.1. Choix du site expérimental de St Laurent de la Prée. ....</b>	<b>32</b>
<b>II.2. Analyses texturales.....</b>	<b>35</b>
<b>II.3. Capacité d'échange cationique (C.E.C).....</b>	<b>36</b>
<b>II.4. Conductivité électrique du sol – méthode au 1/5<sup>ème</sup> .....</b>	<b>37</b>
<b>II.5. Structure du sol : mesures de teneur en eau, densité, indices des vides, porosité et indice de saturation. ....</b>	<b>38</b>
<b>II.6. Résistance mécanique <i>in situ</i> .....</b>	<b>39</b>
<i>II.6.1. Mesures de résistance à la pointe <i>in situ</i> .....</i>	<i>39</i>
<i>II.6.2. Mesures de cohésion <i>in situ</i> .....</i>	<i>40</i>
<b>II.7. Mesures de perméabilité. ....</b>	<b>41</b>
<i>II.7.1. Mesures de perméabilité en milieu insaturé.....</i>	<i>41</i>
<i>II.7.2. Mesures de perméabilité en milieu saturé .....</i>	<i>42</i>
<b>II.8. Prospections géoélectriques .....</b>	<b>43</b>
<b>II.9. Géochimie des eaux.....</b>	<b>48</b>
<i>II.9.1. Chromatographie ionique .....</i>	<i>48</i>
<i>II.9.2. ICP (Induced Coupled Plasma).....</i>	<i>49</i>

<b>II.10. Microtomographie de rayons X.....</b>	<b>49</b>
<b>III. CARACTERISATION DES MECANISMES – RELATION STRUCTURE / PROPRIETES HYDROMECHANIQUES.....</b>	<b>54</b>
<b>III.1. Prairies .....</b>	<b>57</b>
<i>III.1.1. Teneur en eau.....</i>	<i>57</i>
<i>III.1.2. Densité humide, densité sèche .....</i>	<i>60</i>
<i>III.1.3. Profils de résistance à la pointe.....</i>	<i>60</i>
<i>III.1.4. Profils de cohésion.....</i>	<i>62</i>
<i>III.1.5. Relations <math>W - Qd</math> et <math>W - C</math> .....</i>	<i>63</i>
<b>III.2. Champ cultivé.....</b>	<b>65</b>
<i>III.2.1. Teneur en eau.....</i>	<i>67</i>
<i>III.2.2. Densité humide, densité sèche en S2 et S3.....</i>	<i>68</i>
<i>III.2.3. Profils de résistance à la pointe.....</i>	<i>69</i>
<i>III.2.4. Profils de cohésion.....</i>	<i>70</i>
<i>III.2.5. Relations <math>W - Qd</math> et <math>W - C</math> .....</i>	<i>71</i>
<b>III.3. Dispersion des mesures de <math>Qd</math> et <math>C</math> le long des profils mesurés.....</b>	<b>73</b>
<i>III.3.1. L'écart de localisation entre le profil de <math>W</math> et <math>C</math> et le profil de <math>Qd</math>.....</i>	<i>73</i>
<i>III.3.2. Effet du paléosol.....</i>	<i>73</i>
<i>III.3.3. L'effet de labour.....</i>	<i>74</i>
<i>III.3.4. Comparaison des profils de <math>Qd</math> et <math>C</math> normalisés pour la prairie et le champ.....</i>	<i>75</i>
<b>III.4. Relation <math>W - e -</math> propriétés mécaniques .....</b>	<b>77</b>
<i>III.4.1. Calcul de l'indice des vides – Modélisation de la courbe de retrait de la matrice argileuse.....</i>	<i>78</i>
<b>III.5. Relations <math>W-e-C / W-e-Qd</math>.....</b>	<b>82</b>
<i>III.5.1. Relations <math>W-e-Qd</math> en prairies L3 et F4 .....</i>	<i>83</i>
<i>III.5.2. Relations <math>W-e-C</math> en prairies L3 et F4.....</i>	<i>86</i>
<i>III.5.3. Relations <math>W-e-Qd</math> en S2, S3 et S4 .....</i>	<i>88</i>
<i>III.5.4. Relations <math>W-e-C</math> en S2, S3 et S4.....</i>	<i>90</i>

<b>III.6. Diagrammes croisés e-W-Qd-C .....</b>	<b>94</b>
<b>III.7. Relation structure -propriété hydromécanique .....</b>	<b>99</b>
<b>III.8. Modèle de mise en place de la fracturation.....</b>	<b>106</b>
<i>III.8.1. Intégration de la cohésion dans le mécanisme de propagation de fractures de retrait.....</i>	<i>107</i>
<i>III.8.2. Définition d'une section, du maillage et des conditions aux limites.....</i>	<i>110</i>
<i>III.8.3. Calculs représentatif d'un prisme.....</i>	<i>115</i>
<i>III.8.4. Relation courbe de retrait – cohésion et mécanisme de propagation .....</i>	<i>118</i>
<b>III.9. Pétrographie.....</b>	<b>120</b>
<i>III.9.1. Pétrographie 2D .....</i>	<i>120</i>
<i>III.9.2. Perméabilité en milieu insaturé et pétrographie 2D. ....</i>	<i>124</i>
<i>III.9.3. Morphologie 3D – Relation pétrographie 3D et pétrographie 2D.....</i>	<i>128</i>
<b>III.10. Récapitulatif des investigations.....</b>	<b>134</b>
<b>IV. ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU MARAIS PAR SUIVI GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIQUE .....</b>	<b>135</b>
<i>IV.1.1. Topographie.....</i>	<i>137</i>
<i>IV.1.2. Protocole d'observation .....</i>	<i>137</i>
<i>IV.1.3. Hydrogéologie et profils de CE.....</i>	<i>140</i>
<i>IV.1.4. Prospections géo-électrique par panneau de résistivité .....</i>	<i>150</i>
<i>IV.1.5. Prospection géoélectrique : cartographie.....</i>	<i>160</i>
<i>IV.1.6. « Calcul inverse » des profils de résistivité à partir des mesures de CE.....</i>	<i>163</i>
<b>IV.2. Conclusion .....</b>	<b>168</b>
<i>IV.2.1. Prospection et caractérisation structure – salinité des sols de marais .....</i>	<i>168</i>
<i>IV.2.2. Influence des profils structuraux et de CE sur les rendements de culture (exemple du maïs).....</i>	<i>171</i>
<b>V. CONCLUSION – DISCUSSION .....</b>	<b>213</b>
<b>VI. PERSPECTIVES.....</b>	<b>223</b>
<b>VI.1. Microtomographie .....</b>	<b>223</b>
<b>VI.2. Changement d'échelle .....</b>	<b>223</b>
<b>VI.3. Relation profils géo-électrique, fonctionnement hydrogéologique et salinité des sols. .....</b>	<b>224</b>

<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>227</b>
<b>ANNEXE I.....</b>	<b>240</b>
<b>ANNEXE II.....</b>	<b>248</b>
<b>ANNEXE III.....</b>	<b>253</b>

# I. INTRODUCTION

## I.1. Problématique

Les zones humides obtiennent une reconnaissance internationale en 1971, lors de la convention de Ramsar (Iran), celles-ci sont définies ainsi « *les zones humides sont des étendues de marais, de fagnes, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres* ». Ce traité international (ratifié par la France en 1986) met en avant l'importance de la conservation de ces milieux. Ces zones sont reconnues pour leurs importantes fonctions écologiques, économiques, culturelles, scientifiques et récréatives. En France, les zones humides ont été définies en 1992 suivant l'article 2 de la loi sur l'eau : « *on entend par zone humide les terrains, exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre de façon permanente ou temporaire ; la végétation, quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles pendant au moins une partie de l'année.* ». Depuis cette date, la gestion des zones humides est de plus en plus soumise à une législation forte afin d'éviter l'utilisation abusive et destructrice de ces milieux (loi sur l'eau en 1992, loi d'orientation agricole en 1999, loi sur le développement des territoires ruraux en 2005, Grenelle de l'environnement en 2008...).

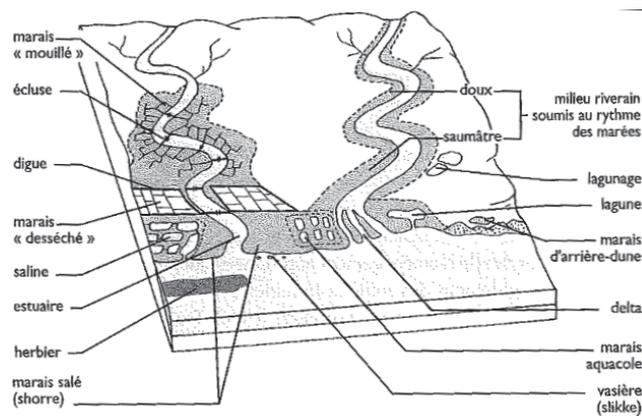
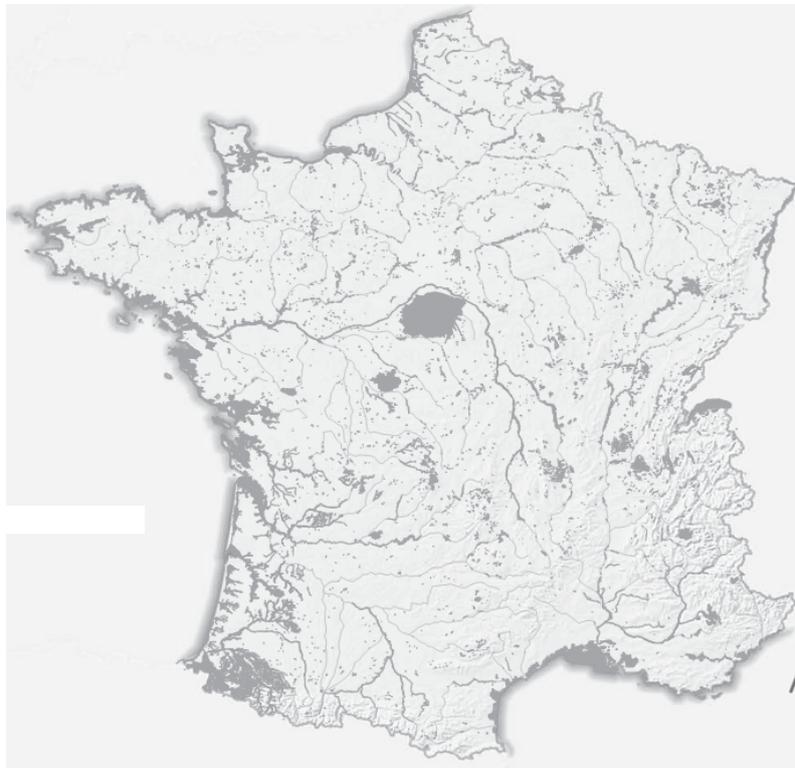


Figure 1 : Les principaux types de milieux humides naturels et aménagés en zones estuariennes et côtières (d'après Barnaud et Futsec, 2010).

La formation des zones humides au sein des territoires résulte de caractéristiques géomorphologiques et topographiques, d'alimentation en eaux de surface et du contexte géologique qui favorisent l'hydraulique de surface ou les infiltrations dans le sous sol.

L'inventaire actuel des zones humides est essentiellement basé sur des traces d'hydromorphie des sols. Elles peuvent être localisées en bordure de lacs, d'estuaire et de littoral.... Elles peuvent également recouvrir d'importantes étendues planes ou à faible relief. L'eau est un facteur primordial du fonctionnement de ces zones humides. En fonction de leur localisation, les modes de transferts d'eau varient d'un milieu à un autre (Figure 1).

L'alimentation en eau peut se faire à partir des précipitations, des eaux de surfaces et des eaux souterraines, tandis que les pertes vont s'effectuer vers l'atmosphère (évaporation et évapotranspiration) mais également vers les eaux de surfaces et/ou souterraines. Elles jouent un rôle tampon entre les différents milieux naturels.



**Figure 2: Les milieux humides en France d'après l'Observatoire national des zones humides (données Ministère 2009).**

En France métropolitaine, les zones humides recouvrent plus de 2.2 millions d'hectares (donnée Ministère 2009) (Figure 2).

Les marais de l'Ouest sont disséminés le long de la côte Atlantique et limités par le fleuve La Vilaine au Nord et la Gironde au Sud, ils recouvrent 250000 ha sur près de 300 km de littoral (Figure 3).

Ces marais proviennent essentiellement de territoires gagnés sur la mer par poldérisations successives. Ces zones ont été aménagées dans un objectif agricole (élevage et agriculture). Les aménagements hydrauliques divisent généralement ces territoires en Marais mouillés et Marais desséchés. De fait, ils ont permis le développement de parcs naturels tels que le Parc du Marais Poitevin avec des zones particulièrement touristiques telles que la Venise Verte.



**Figure 3 : Localisation géographique des Marais de l'Ouest.**

Du point de vue gestion des territoires, les objectifs consistent essentiellement à harmoniser leurs utilisations :

- conservation des zones humides de type parc naturel et leur biodiversité avec maintien des niveaux d'eau (Marais Mouillé).
- exploitation des prairies ou parcelles cultivées souvent grâce au drainage (Marais desséché).

Finalement les niveaux d'eaux ainsi que les transferts eau douce- eau salée associés vont gouverner la croissance des végétaux en milieux naturels ou cultivés via les problématiques de stress hydriques et / ou stress salin et les répartitions de plantes hygromeso- phile en fonction des profils de désalinisation.

Les sols des Marais de l'Ouest sont des dépôts fluviomarins qui sont localement appelés Bri. Celui-ci est saturé en profondeur par des eaux salées fossiles auxquelles s'ajoutent les alimentations en eau douce provenant des coteaux périphériques calcaires ou granitiques (pour la Vendée) (Ladouche et Weng, 2005, Bernard, 2006 ; Anongba, 2007). Dans la configuration marais mouillé / marais desséché, ces eaux douces sont en partie stockées dans

le réservoir périphérique constitué par le marais mouillé, en partie conduit vers l'océan par les cours d'eau de surface et pour partie diffusées localement dans la nappe du Bri. Ces mélanges et transitions eaux douces - eaux salées s'effectuent en sous sol via la partie la plus perméable du sédiment (Bernard, 2006). Ils s'effectuent au pied des coteaux périphériques et également via le Bri continental et ses niveaux tourbeux très perméables. Ce mécanisme d'introduction des eaux douces vers les eaux salées du Bri a accompagné en continu la mise en place des sédiments fluviomarins. Anongba (2007) a montré la continuité du phénomène par des analyses isotopiques  $\delta D$  des mélanges eaux salées-eaux douces, prélevés dans la partie sud du Marais Poitevin. En surface, l'évolution de structure des sols de marais, peut être expliquée à partir de la courbe de retrait du matériau argileux. Les fronts de dessiccation progressent de la surface vers la profondeur en développant trois niveaux (Figure 4) (Bernard et al., 2006 ; Dudoignon et al., 2007):

- un niveau superficiel où le retrait gouverne les évolutions de structure et provoque la prismation des sols. Le matériau est à l'état solide et non saturé
- un niveau intermédiaire à l'état plastique saturé et non fracturé
- un niveau « profond » saturé, non fracturé où la porosité croît avec la profondeur jusqu'à atteindre la limite de liquidité du matériau argileux.

Les niveaux correspondant aux limites d'état physiques du matériau argileux (limite de retrait  $W_r$ , limite de plasticité  $W_p$ , et limite de liquidité  $W_l$ ) délimitent verticalement ces différents niveaux structuraux du Bri.

Dans le niveau de surface prismé, les transferts sont associés à la macroporosité et peuvent permettre le lessivage du sol. Le niveau équivalent à  $W_p$  est caractérisé par des perméabilités extrêmement faibles ( $<10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ ) (Figure 4), qui limitent les transferts verticaux eaux douces de subsurface - eaux salées en profondeur. Le niveau équivalent à  $W_l$  est associé à des perméabilités voisines de  $10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ , ce sont ces perméabilités plus élevées qui permettent les échanges eaux douces continentales – eaux de mer fossiles à ce niveau. (Bernard, 2006 ; Bernard et al. 2007)

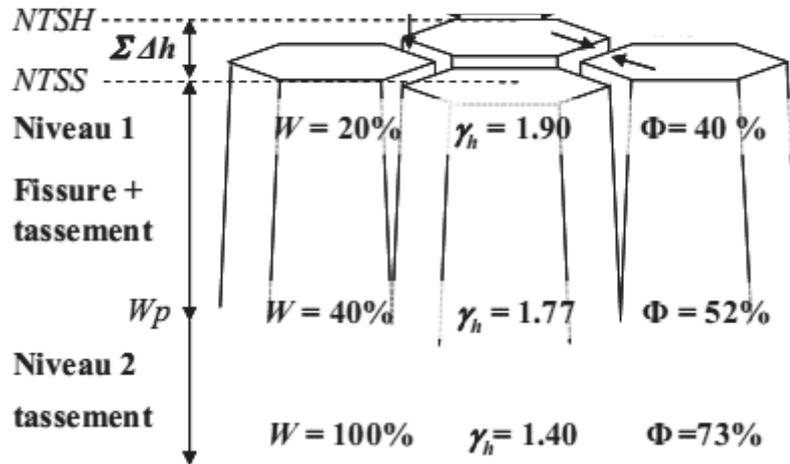


Figure 4: Représentation schématique de la structure des sols de marais. Le niveau 1 correspond au Bri à l'état solide et le niveau 2 au Bri à l'état plastique à pseudo-liquide.  $W_p$  correspond à la limite de plasticité,  $W$  à la teneur en eau pondérale,  $\gamma_h$  la densité humide et  $\Phi$  la porosité. NTSH est le niveau topographique en saison humide et NTSS est le niveau topographique en saison sèche (d'après Bernard, 2006).

Ces études antérieures réalisées sur le Marais Poitevin ont donc permis de présenter un modèle conceptuel du fonctionnement hydrodynamique du marais basé sur les échanges Bri - calcaire (Figure 5) (Bernard, 2006 ; Anongba, 2007). Le modèle conceptuel de Bernard (2006) est basé sur l'évolution structural du Bri de la surface vers la profondeur. La description des profils structuraux est calée sur les évolutions structurales du matériau argileux de sa limite de retrait ( $W_r$ ) à sa limite de plasticité ( $W_p$ ) et jusqu'à sa limite de liquidité ( $W_l$ ). Finalement, entre la consolidation de surface, due à la dessiccation, et la consolidation en profondeur, causée par le poids du sédiment (pression hydrostatique), un niveau intermédiaire, proche de la limite de liquidité et à conductivité hydraulique « importante », autorise des transferts horizontaux entre la nappe d'eau douce périphérique contenue dans les coteaux calcaires vers la nappe du Bri salée et fossile (Figure 5). C'est à partir de ce modèle que deux zones ateliers ont été choisies sur le site expérimental de l'INRA de Saint Laurent de la Prée (Charente Maritime) : une prairie et une parcelle cultivée alternativement en blé et maïs. Cette dernière est adossée au coteau calcaire pour « profiter » des éventuels apports d'eau douce issue du coteau calcaire.

Les études précédentes s'étaient arrêtées sur les évolutions structurales du Bri et ses caractérisations *in situ* par profil de teneur en eau, densité, mesures de résistances mécaniques par pénétromètre dynamique et par prospection géoélectrique.

Ce travail de thèse s'inscrit dans la continuité de l'étude des évolutions structurales des sols de marais côtiers faces aux contraintes climatiques et anthropiques.

Les objectifs sont :

- la caractérisation et l'explication (et « modélisation ») des mécanismes d'évolution de structure de ces sols face aux cycles de dessiccation – hydratation naturels et face à l'influence des cultures.
- la caractérisation et l'explication (et « modélisation ») des mécanismes d'évolution de salinité des sols et les conséquences éventuelles sur la croissance des plantes (stress salin).

Afin de résoudre ces problèmes, plusieurs étapes ont été nécessaires :

- une vérification et modélisation de la courbe de retrait de la matrice argileuse constituant le Bri.
- Les profils de résistance à la pointe ont été doublés par des profils de cohésion. Celle-ci semble, en effet, plus appropriée pour expliquer les mécanismes de fracturation des sols argileux.
- L'analyse pétrographique 2D des sols a été complétée par une analyse en trois dimensions par microtomographie de rayons X.
- Les profils de résistivité des sols ont été complétés par une prospection géoélectrique par panneau et par représentation en « trois dimension » de résistivité des sites.
- Les profils de teneur en eau ont été couplés à des profils de conductivité électrique des sols afin de suivre leur salinité.
- L'implantation de couple de piézomètres « courts » et « profonds » pour caractériser la présence d'une ou deux nappes dans le Bri ainsi que leurs salinités.
- Le suivi des niveaux d'eau sur trois ans et une modélisation préliminaire des évolutions piézométriques en relation avec les relevés météorologiques.
- L'utilisation des suivis des paramètres de rendements de cultures réalisés par l'INRA sur les sites étudiés.

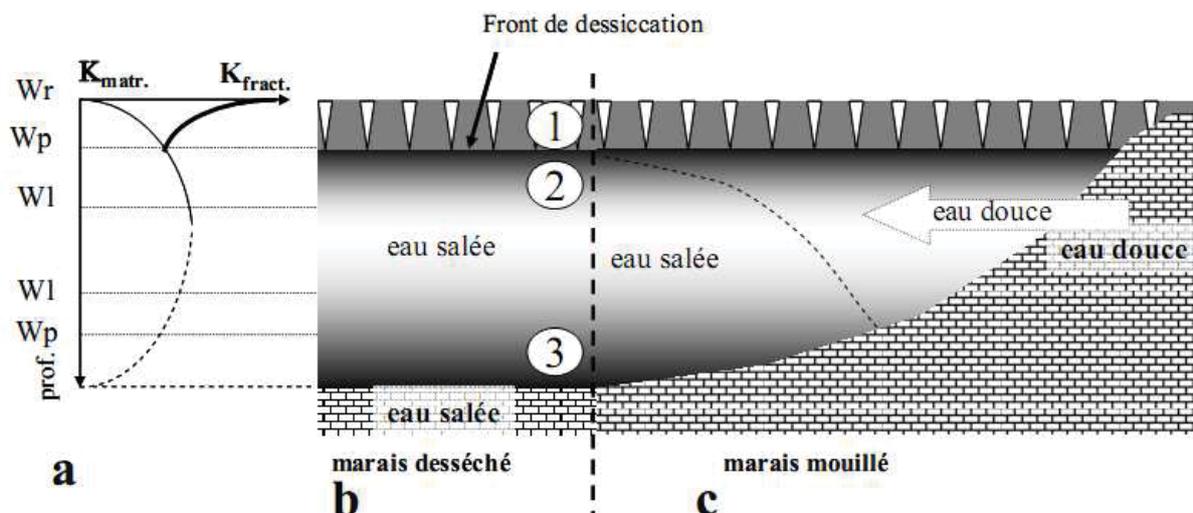


Figure 5 : Modèle conceptuel de fonctionnement du Marais. Les infiltrations d'eau douce proviennent de la périphérie du Marais et les échanges sont favorisés lorsque Bri, à l'état liquide ( $WI$ ), repose sur le substratum. a. Profil d'évolution de conductivité hydraulique de la matrice argileuse de la surface au substratum calcaire ( $K_{matr}$  : perméabilité de matrice ;  $K_{fract}$  : perméabilité lié aux fractures ;  $Wr$  : limite de retrait ;  $Wp$  : limite de plasticité ;  $WI$  : limite de liquidité. B. Profil du marais desséché. C. Profil du marais mouillé (d'après Bernard, 2006).

## I.2. Histoire du marais Poitevin et du marais de Rochefort

L'histoire géologique de la formation du Marais Poitevin a été décrite par Dupuis (1968, 1969), Duclous et Nijs (1972), Duclous (1989) et Camuzard (2000).

Au Jurassique, le socle primaire est envahi par la mer dans sa partie méridionale du fait de sa morphologie globalement plane. Il subit l'effet de plusieurs transgressions marines ; celui-ci sera complètement submergé à la fin du Lias. L'immersion totale dure environ 40 Ma. Durant cette période, se déposent plus de 200 m de dépôts calcaires et marneux. L'émersion générale se produit lors de la régression de la mer au Portlandien.

Au Crétacé inférieur, il se produit une déformation du socle primaire associée au soulèvement du Massif Vendéen. Celle-ci entraîne la formation de quelques accidents (plis, failles). Au Crétacé supérieur, la zone occupée aujourd'hui par le Marais Poitevin est légèrement creusée et ondulée. Durant cette période, différentes transgressions ont recouvert successivement et partiellement cette zone.

Il n'apparaît pas de dépôts d'origine marine et continental entre 65.5 et 1.81 Ma. A la fin de cette période la région ressemblait à un plaine dont l'altitude avoisinait 30 m. Le Marais poitevin sera alors localisé dans les parties les plus déprimées de cette région.

Au Quaternaire, il existe de nombreuses périodes d'érosion associées aux périodes successives glacières et interglaciaires. Ces épisodes d'érosion ont fortement modifié la morphologie de la région en accentuant les dépressions et les reliefs côtiers et en laissant apparaître de nombreux îlots.

Finalement la transgression Flandrienne, qui suit la fonte des glaces du Würm, va inonder le golfe du Poitou et combler les dépressions formées précédemment. Dans un premier temps, de faibles épaisseurs de gravier se déposent puis sont recouvertes par des dépôts d'alluvions argilo-calcaire (voire de marnes). Finalement ce sont des dépôts d'argiles à scrobiculaires qui vont terminer la séquence. Ces derniers vont correspondre aux épaisseurs du dépôt argileux retrouvé dans le Marais et qui est communément appelé Bri dans la région. Nulle au contact des calcaires périphériques, l'épaisseur de Bri peut atteindre 40 m en partie centrale au niveau de la Baie de l'Aiguillon. La remontée lente du niveau marin a permis le dépôt des sédiments fluviomarins argileux et la formation de sédiments d'origine plus continentale, enrichis en matière organique sur le flanc Est du Marais. Les Bris continentaux, riches en matières organiques, sont localement constitués d'alternance sédiment argileux - tourbe.



Figure 6 : Délimitation des différentes zones du Marais Poitevin.

A l'heure actuelle le Marais Poitevin s'étend sur environ 10000 ha, sur 60 km d'Ouest en Est et sur 30 km du Nord au Sud. Aujourd'hui, le comblement du Golfe du Poitou continue au niveau de la Baie de l'Aiguillon (Charente-maritime) ce qui indique que le Marais Poitevin

grandit d'une quinzaine d'hectares par an sur l'océan (Billaud, 1984 ; Camuzar, 2000) (Figure 6).

Le Marais Poitevin, comme le marais de Rochefort, est un marais aménagé par l'homme par création de réseaux de digues et de canaux. Ces travaux ont commencé au Moyen Age. Le but de ces structures était initialement le gain de terres utiles au développement de l'agriculture (élevage et culture). Part ces aménagements, deux zones ont été créées : le marais mouillé et le marais desséché. Grace aux digues (le long de la côte et le long des principaux cours d'eau), le Marais desséché est protégé des grandes marées ainsi que des crues malgré sa faible altitude. De ce fait, cette zone subit continuellement les effets de dessiccation de surface et de tassement. C'est dans cette partie du marais que l'on retrouve les grandes surfaces agricoles séparées par des canaux rectilignes. Le Marais mouillé, quant à lui, est une zone périphérique qui n'est pas protégée des inondations et qui permet de stocker les eaux superficielles issues des coteaux. De part son humidité permanente et une législation forte, cette zone permet le développement d'une très grande biodiversité.

#### **1.2.1. Les sédiments argileux de l'holocène : le Bri**

Les formations argileuses retrouvées dans les Marais de l'Ouest sont localement appelées Bri. Ce sont des dépôts datés de l'holocène qui reposent sur un substratum calcaire (ou marneux), coté Deux Sèvres et Charente Maritime, et granitique, coté Vendée. Ce substratum remonte au niveau des flancs du Marais mais est également visible par la présence d'îlots à l'intérieur du Marais. Ces sédiments argileux sont généralement différenciés en trois types (Dupuis, 1968 ; Ducloux, 1989) :

- le Bri (marin) récent
- le Bri (marin) ancien
- le Bri continental.

Le Bri marin récent a été décrit « traditionnellement » du point de vue pédologique comme salé et il est mis en évidence par sa très faible teneur en matières organiques ainsi que par sa fraction limono-sableuse supérieur au Bri (marin) ancien. Le Bri ancien est aussi appelé « argiles à scrobiculaires » de granulométrie fine, il possède très peu d'éléments de taille supérieure à 2 mm. La présence de coquille d'organisme marin est le témoin de son origine marine. Par rapport au Bri marin récent, le Bri marin ancien a perdu son caractère salé.

Le Bri continental se différencie principalement des deux autres Bri par la présence de matières organiques ainsi que de coquilles d'organismes d'eau douce et par conséquent la

disparition des coquilles d'organismes marins. Il est chimiquement proche du Bri marin ancien cependant avec des teneurs en sodium, potassium et magnésium bien moins importantes (Gruet et Sauriau, 1994).

En fait cette description Bri récent salé - Bri ancien non salé n'est adaptée qu'à des profils pédologiques parce que réalistes seulement en surface (150 cm de profondeur maximum). En profondeur le Bri reste saturé par l'eau de mer fossile et conserve son caractère salé. Il peut atteindre des profondeurs voisines 40 m. La structure du Bri et sa salinité sont associées parce que les profils structuraux ont été « construits » par dessiccation due aux poldérisations successives. Le niveau de surface à l'état solide et fracturé, subit directement les cycles de dessiccation et de lessivage par les eaux de pluie et par conséquent une éventuelle désalinisation. Le niveau de surface est posé sur un niveau plastique très peu perméable qui bloque les échanges eau douce – eau salée fossile. Par conséquent le niveau sous-jacent (profond) a tendance à garder des salinités élevées.

### I.3. La texture des sols de marais

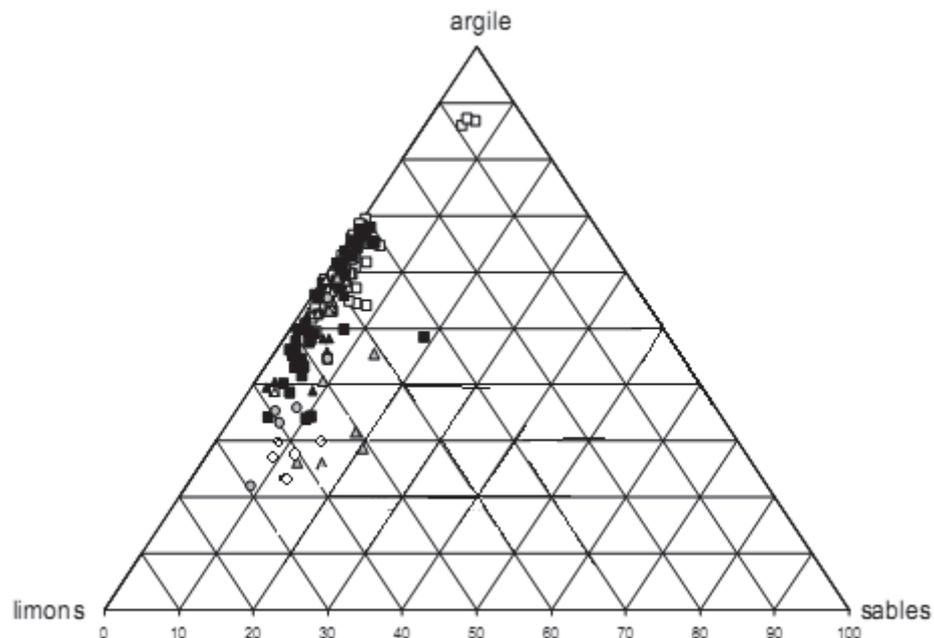


Figure 7: Diagramme de texture du Bri (d'après Bernard, 2006). Les cercles blancs correspondent aux valeurs mesurées dans la prairie L3 et la parcelle cultivée en S3 (Tableau 1).



montrent clairement la proportion majoritaire d'argile et de limon, et la très faible teneur en sable (< 10%). Le Bri est caractérisé par une texture fine à très fine (Tableau 1). La fraction infra 20 µm représente plus de 90% du Bri, et entre 55 et 70% du matériau correspond à l'infra 5 µm. Les textures argilo-limoneuse du Bri ont été confirmées par Bernard (2006) sur les parcelles de Saint Laurent de la Prée en prairie (P) et sur parcelle cultivée (T). Elles ont également été confirmées par les analyses faites pour cette étude dans la prairie L3 et la parcelle cultivée (S3), au lieu dit « les Grandes Prises ».

Plusieurs auteurs ont déjà caractérisé la composition minéralogique du Bri du Marais Poitevin et du Marais de Rochefort (Mathé, 2003 ; Righi et al. 2005, Bernard, 2006).

Quelque soit sa localisation, les assemblages minéralogiques sont très homogènes. Le Bri est composé pour sa partie la plus grossière de quartz, de feldspath, de calcite et de pyrite (plus conservée en profondeur) (Bernard, 2006). Les minéraux argileux constituent la fraction fine du sédiment. Ce sont des assemblages d'illite, de kaolinite, et d'interstratifiés illite/smectite dominant et de la smectite pure plus discrète. Cette dernière est surtout présente dans les interstratifiés illite/smectite (Bernard, 2006) (Figure 7, Figure 9, Figure 8,). Righi et al. (1995) a montré l'illitisation de la fraction smectitique (< 0.1 µm) avec la maturation du sol en s'appuyant sur les âges des poldérisations successives. D'autres auteurs ont également identifié ce phénomène d'illitisation de la fraction smectitique de la profondeur vers la surface sur les profils de sols (Mathé, 2003 ; Bernard, 2006). Ces évolutions minéralogiques de la fraction argileuse due au phénomène d'illitisation des smectites restent très discrètes et limitées à la fraction < 0.1 µm. Elles ne sont discernables qu'après décomposition mathématique des diffractogrammes effectuées sur lames orientées (Righi et al., 1995 ; Mathé, 2003 ; Bernard, 2006). Ces évolutions sont suffisamment discrètes pour ne pas influencer de manières significatives les propriétés hydromécaniques du Bri.

**Tableau 1 : Fractions granulométriques d'échantillons de Bri prélevés dans la parcelle en prairie (P) et dans la parcelle cultivée (T) (Bernard, 2006). Mesures réalisées pendant ces travaux dans la prairie (L3) et dans la parcelle cultivée (S3).**

		classe granulométrique ( $\mu\text{m}$ )					Total
		infra 2	2 - 5	5 - 10	10 - 20	supra 20	
Bernard, 2006	P30	11	51	15	14	8	99
	P70	42	18	20	13	5	98
	P120	51	18	14	9	4	96
	P175	52	11	13	10	5	91
	T23	10	44	17	14	12	97
	T83	54	11	13	13	6	97
	T100	58	12	15	10	5	99
	T120	5	53	20	12	7	97
	T130	9	50	19	15	6	99
	T200	40	21	19	13	5	98
Mesures 2009	L3 - 15 cm	23	19	22	19	14	98
	L3 - 75 cm	27	18	24	19	10	99
	S3 - 15 cm	29	20	25	18	6	98
	S3 - 80 cm	24	21	28	17	9	99

Les études successives effectuées montrent une homogénéité de la C.E.C de ces sédiments (Garnier, 1975 ; Dupuis, 1968 ; Azib, 1989 ; Ducloux, 1989 ; Pons, 1997 et Pons et Gerbaud, 2005). Celles-ci sont comprises entre 20 et 35 meq/100g. Les nouvelles mesures de C.E.C réalisées pendant ce travail de thèse confirme cette homogénéité. Dans la parcelle en prairie (L3), les valeurs de C.E.C sont de 26 et 29 meq/100g à 15 cm et 80 cm de profondeur respectivement. Pour la parcelle cultivée (S3), les C.E.C sont de 30 et 24 meq/100g à 15 cm et 80 cm de profondeur respectivement. Dans les données de Bernard (2006), il est remarquable que les quelques valeurs supérieur à 40 meq/100g correspondent à des échantillons prélevés en surface et pouvant avoir été influencée par la matière organique.

Les teneurs en matière organique mesurées par Bernard (2006), sur la parcelle en prairie et une parcelle cultivée, montrent une diminution de celles-ci avec la profondeur. Les valeurs les plus fortes 1.40 % et 2.20 % sont mesurées autour de 25 cm de profondeur

#### **I.4. Rappel sur la minéralogie des argiles et les propriétés de retrait-gonflement.**

Les argiles sont des phyllosilicates, ce sont des minéraux qui se présentent sous la forme de feuillets plus ou moins hydratés. Chaque feuillet est constitué par un assemblage de deux à trois plans eux même constitués de couches tétraédriques et des couches d'octaédriques. On parle de couche tétraédrique pour des plans de tétraèdre  $\text{SiO}_4$  avec d'éventuelles substitutions Si/Al et de couche octaédrique pour des plans d'octaèdres formés de cations  $\text{R}^{2+}$ ,  $\text{R}^{3+}$  et d'anion  $\text{O}^{2-}$  et  $\text{OH}^-$  (Figure 10: Structure des phyllosilicates).

La structure cristalline des argiles dépend de l'assemblage des couches tétraédriques (T) et octaédriques (O). On distingue des feuillets de type :

- 1/1 ou T/O. Une couche tétraédrique est liée à une couche octaédrique (ex : kaolinite, serpentine). Dans cette structure, toutes les charges sont compensées.
- 2/1 ou T/O/T. Une couche octaédrique est prise entre deux couches tétraédriques, si les charges sont compensées, le minéral est de type pyrophyllite ou talc. Sinon, des substitutions peuvent apparaître dans les différentes couches, entraînant des déficits de charges. Ce déficit va alors être équilibré par des cations en positions interfoliaires. Ces phyllosilicates sont classés en fonction de la charge interfoliaire (micas, vermiculites, smectites).
- 2/1/1 ou T/O/T/O. Cette structure cristalline correspond à un feuillet 2/1 (sans cations interfoliaires) associé à une couche octaédrique supplémentaire qui va alors compenser le déficit de charge lié aux substitutions. Ce sont les chlorites.

A ces minéraux « simples » ou pôles purs s'ajoutent tous les empilements « mixte » de feuillets qui définissent tous les interstratifiés de type kaolinite/smectite, illite/smectite, chlorite/smectite, etc...

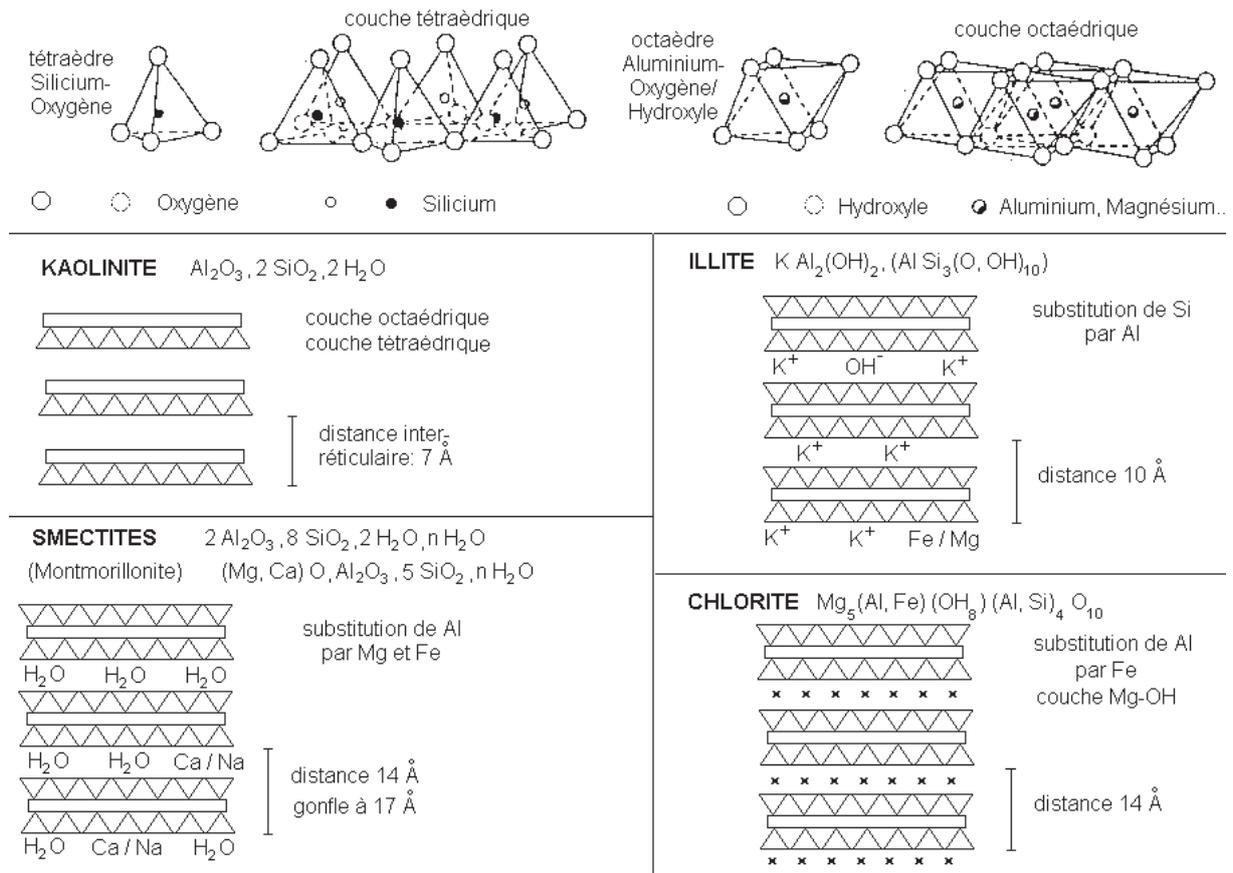


Figure 10: Structure des phyllosilicates

La capacité d'échange cationique est un paramètre important des sols, elle correspond à la quantité de cations que le sol peut adsorber. Celle-ci est fonction du pH, du taux de matières organiques et de la quantité ainsi que du type de minéraux argileux présents. De la même manière la C.E.C des argiles correspond au nombre de charges négatives susceptibles de fixer de manière réversible des cations. Les propriétés d'échange ionique des minéraux argileux sont alors liées à leur petite taille et à leur importante surface d'échange (Tableau 2). La C.E.C des phyllosilicates interstratifiés va être intermédiaire entre celle des pôles purs (Hower et Mowatt, 1966).

Tableau 2 : Exemples de C.E.C et de surfaces spécifiques pour différents phyllosilicates.

minéral	C.E.C (cmol.kg-1)	Surface spécifique (m <sup>2</sup> .g-1)
kaolinite	5-15	10-30
illite	25-40	100-175
vermiculite	100-150	700-800
smectite	80-120	760
chlorite	5-15	100-175

### 1.5. Phénomène de retrait – gonflement : la courbe de retrait

La particularité des matériaux argileux, et plus particulièrement des matériaux argileux smectitiques, est leur géométrie volumétrique variable en fonction du degré d'hydratation.

L'hydratation des minéraux argileux opère à deux échelles : l'hydratation par intégration de molécule ou couche d'eau dans l'espace interfoliaire. Cela se traduit par le gonflement des feuillets smectitiques. A cette échelle ce gonflement se traduit par l'augmentation de l'épaisseur de feuillet de 10 à 12 ou 14 Å environ pour une ou deux couches d'eau. A l'échelle macroscopique, c'est l'arrangement des particules argileuses entre elles, face contre face ou bord – face ou bord – bord, et leur propriété d'adsorption d'eau au sein de la microporosité qui vont gouverner leur propriétés de retrait – gonflement.

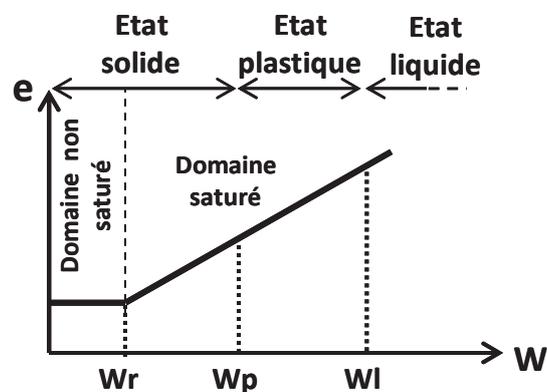


Figure 11: Représentation des différents états d'un matériau sur la droite de retrait avec  $e$  l'indice des vides et  $W_r$ ,  $W_p$  et  $W_l$  correspondant aux limites de retrait, de plasticité et de liquidité respectivement.

L'évolution des arrangements particules argileuses - eau interstitielle se traduit sur le comportement hydromécanique des matrices argileuses par des états liquide, plastique et solide. Les limites entre ces états sont les limites d'Atterberg, limite de liquidité ( $W_l$ ) et limite de plasticité ( $W_p$ ), et la limite de retrait ( $W_r$ ). Cette dernière étant définie comme la teneur en eau minimale à partir de laquelle le matériau ne diminue plus en volume en phase de dessiccation. Cette limite de retrait est particulièrement importante puisqu'elle délimite le domaine saturé du domaine non saturé (Figure 11).

L'état hydrique d'un matériau n'a de sens que s'il est rapporté à un état de contrainte du matériau. L'état de contrainte peut être gouverné par un processus de dessiccation et retrait ou par un processus de compression. Dans le premier cas, le chemin d'état est généralement représenté dans des diagrammes de type indice des vides ( $e$ ) / teneur en eau ( $W$ ), indice des vides / indice d'eau ( $\zeta$ ), teneur en eau / succion ou indice d'eau / pression (Tessier, 1984). Dans le cas de compressibilité, le chemin d'état est représenté dans le diagramme de type

indices des vides - pression ou Cam-clay (Biarez et al, 1987 ; Dudoignon et al., 2004). Du point de vue dessiccation-retrait, deux grands types de comportement hydrique sont différenciés : le comportement de type smectite et le comportement de type kaolinite – illite (Figure 12 a, b) (Tessier et Pedro, 1984). Dans le domaine des fortes teneurs en eau, les matériaux smectitiques sont capables d’absorber des quantités d’eau très importantes, ce qui se traduit par de très importantes variations de volumes lors des phénomènes de dessiccation - rehydratation et de retrait-gonflement (Figure 12, a.). A l’inverse, les matériaux kaolinitiques et illitiques ne montrent que de très faibles propriétés de retrait gonflement.

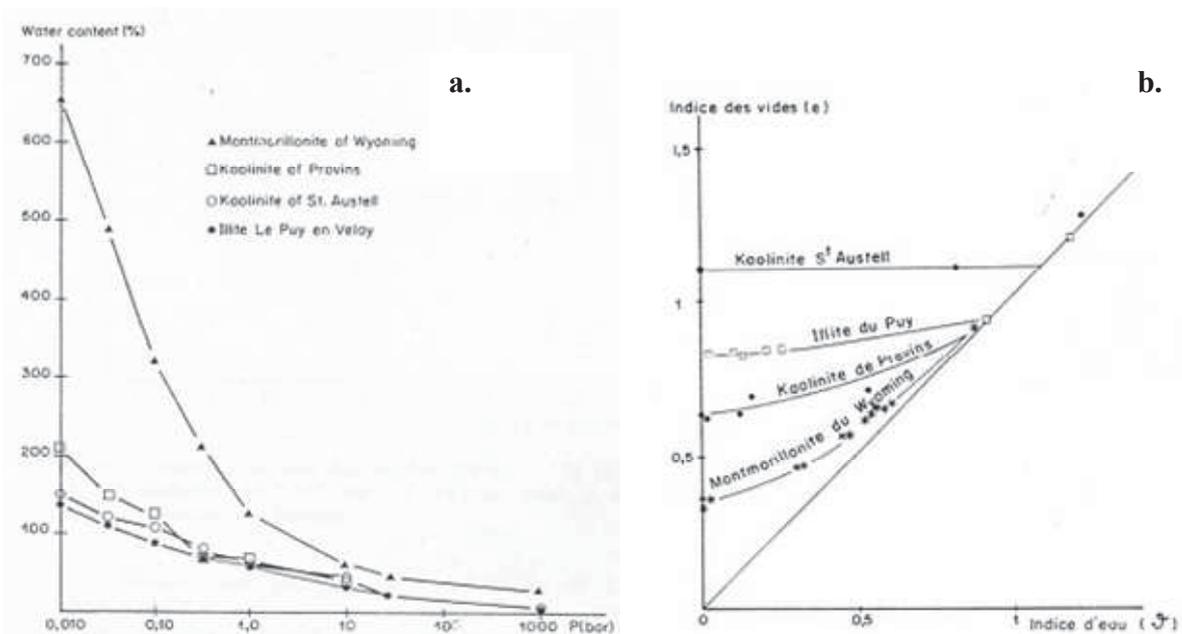


Figure 12 : a. Evolution du comportement hydrique de différents types de minéraux argileux. b. Courbes de retrait réalisées pour différentes argiles (d’après Tessier et Pedro, 1984).

Dans les domaines de très faibles teneurs en eau, en dessous de la limite de retrait, les matériaux illitiques et kaolinitiques assurent une conservation de volume des matrices argileuses qui est due à la faible déformabilité des particules. A l’inverse, le retrait des matrices smectitiques continue sous la limite de retrait du fait de la flexibilité des particules argileuses (Figure 12 b.).

La dessiccation d’un matériau argileux est volumique, elle opère en trois dimensions et *in situ* cela se traduit par le tassement couplé à de la fissuration. Le mécanisme de retrait affecte le matériau de l’échelle microscopique, par un réarrangement entre particules, à l’échelle macroscopique, par fracturation et ouverture des joints de prismes. De l’échelle macroscopique à l’échelle microscopique, les éléments « structurants » sont le prisme (ou motte), les fractures et microfractures intra-prismes (ou intra-motte) qui isolent les peds et

l'arrangement particulière de la matrice à l'intérieur des mottes ou peds (Figure 13) (Hallaire, 1988 ; Bernard, 2006 ; Dudoignon et al. 2007). Hallaire (1987, 1988) décompose la fissuration d'un sol lors de la dessiccation en deux phases. La première phase est la fragmentation. Elle permet la création d'un réseau de fissures fines et serrées et la division en mailles élémentaires des mottes lors de la première phase de dessiccation. La déshydratation conduit ensuite à la deuxième phase : la prise en masse qui est due à l'élargissement des fissures inter - mottes et à la fermeture des fissures intra - mottes, un réseau de fissures larges se substitue alors au réseau serré de fissures fines. Parallèlement, des mesures de retrait vertical ont montré un processus d'affaissement en deux temps : tout d'abord, l'affaissement des agrégats puis l'affaissement des couches de sol. Cette évolution tend à s'atténuer pour s'annuler en fin d'assèchement. Cet effet peut également compacter les sols de par le réarrangement des particules d'argiles lors des phases de retrait et les rendre finalement très difficiles à cultiver. A l'inverse, l'humectation de ces matériaux provoque à la fois une diminution du volume des fissures intra – prismes et une création d'un réseau de fissures denses et sans orientation dominante au sein des éléments structuraux. Ainsi la dynamique de retrait/gonflement du sol favorise la redistribution du volume fissural global (Azib, 1989). Bruand et al. (2001) ont modélisé un des scénarii possible d'évolution au cours des saisons sur un sol d'Australie Occidentale de type « argile grise » : à chaque phase de dessiccation, le réseau de fissures subit un remplissage plus ou moins important. Les matériaux de surface colmatent les fissures par gravité et sous l'action des pluies. L'hiver suivant, le regonflement du sol n'est que restreint, limité par l'addition de matériau de surface.

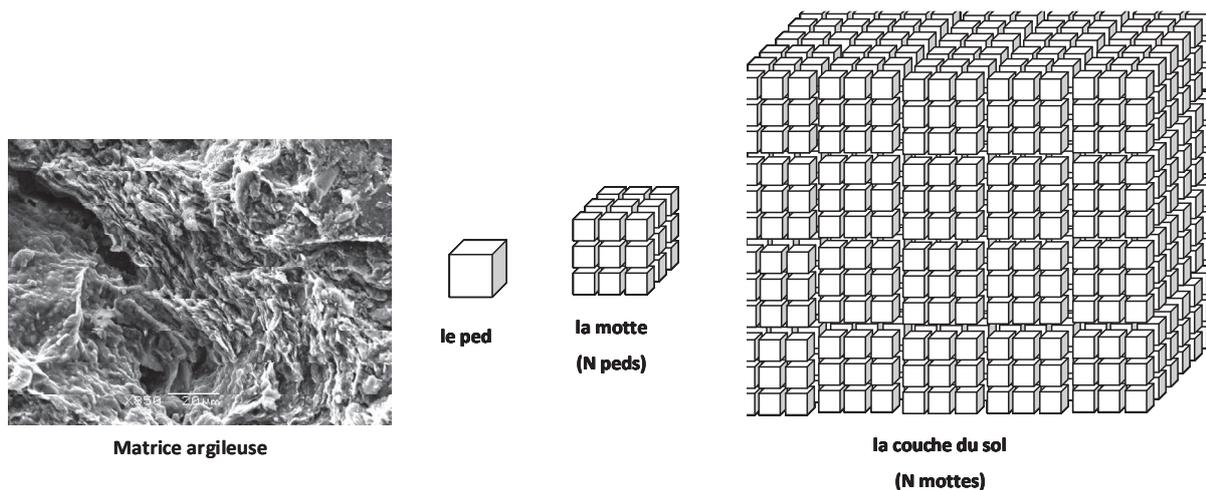


Figure 13 : Représentation structurale d'un sol de son élément structural le plus simple le ped à la couche de sol (d'après Hallaire, 1988)

Les évolutions volumétriques d'un matériau argileux sont couramment représentées par leurs courbes de retrait (Braudeau, 1988a, b). Les courbes de retrait peuvent être obtenues de trois manières :

- la première correspond au principe de mesure de  $W_r$  en géotechnique (XP P94-060-1). Elle consiste à extrapoler graphiquement  $W_r$  à partir de mesure de volume et teneur en eau d'un « mortier » initial fabriqué par mélange eau – passant à 400  $\mu\text{m}$ . La courbe obtenue est alors la droite de retrait. Elle n'est caractéristique que d'une matrice argileuse remaniée.
- la seconde, consiste à mesurer les diminutions de masse et de volume d'un échantillon intact, saturé et de volume suffisamment réduit pour que le retrait n'induisse pas de fracturation au cours de la dessiccation (mesure sur agrégats). La courbe de retrait obtenue est alors caractéristique du comportement de la matrice argileuse non remaniée (Bernard, 2006 ; 2007).
- la dernière méthode permet de caractériser le comportement macroscopique d'un sol, macroporosité comprise. Le principe consiste à saturer un échantillon intact de sol puis de mesurer sa perte de masse associée à sa perte de volume lors de la dessiccation (mesure sur échantillons « massifs »). Ces courbes obtenues sont les courbes de retrait du sol définis par Braudeau, (1988a, b) ; Braudeau et al., (1999, 2004) et modélisée par Chertkov et al., (2004) et Chertkov., (2005) (Figure 14).



al., 2000; Velde et Barré, 2010). D'autre part, l'hydratation d'un matériau est fortement liée à son état de dessiccation préalable. L'étude de cycle dessiccation / réhumectation a permis de mettre en évidence le comportement spécifique lié à la première dessiccation et aux cycles successifs (Figure 15) (Tessier, 1984). Les évolutions de comportement sont associées aux fermetures successives de la microporosité inter-particule. La taille de plus en plus petite des micropores implique des pressions de succions de plus en plus fortes mais également une augmentation de la cohésion entre les particules au sein du matériau (Gélard, 2005) (Tableau 3). Finalement lors des cycles dessiccation-rehydratation ou retrait gonflement, les cinétiques de gonflement peuvent être considérablement ralenties par la microporosité et la cohésion de matrice atteinte lors du retrait antérieur. Les cinétiques de retrait-gonflement sont gouvernées

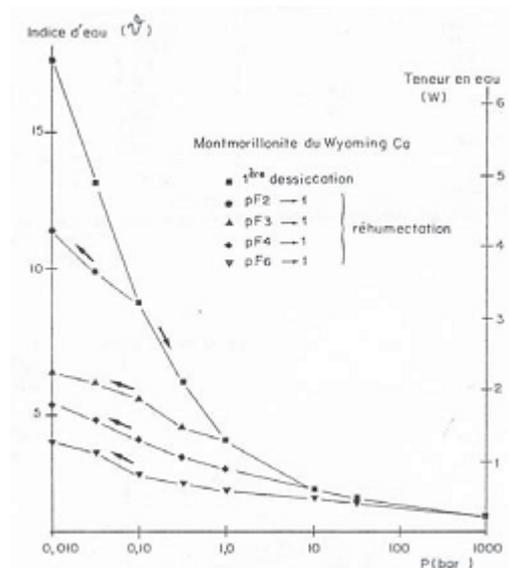


Figure 15 : Evolution de la teneur en eau d'une montmorillonite au cours de cycle de dessiccation – réhumectation en fonction de la pression appliquée (d'après Tessier, 1984).

par les cinétiques de gonflement.

**Tableau 3: Correspondance entre pression de succion appliquée et la taille maximal des pores impliqués (Tessier, 1984 ; Meunier, 2003).**

pF	Pressions (bars)	D <sub>max</sub> pores (µm)
1	0.01	150
2	0.1	15
3	1	1.5
4	10	0.15
4.2	15.5	0.095
4.67	46.4	0.032
5	100	0.015
5.48	305	0.005
5.7	500	0.003
6	1000	0.0015

En conséquence, le simple fait de dessécher, même une seule fois, un échantillon de sol à l'air libre, peut modifier irréversiblement sa microstructure et par conséquence son comportement hydrique. Le matériau semble se souvenir de l'état de dessiccation maximum qu'il ait déjà eu à subir (Tessier et Pedro, 1984). L'application d'une pression sur un échantillon de sol se traduit simultanément par une variation de son indice des vides, de son degré de saturation et de sa teneur en eau. C'est pourquoi les évolutions de structure des matériaux lors d'un cycle de drainage – humidification peuvent être mises en évidence par la représentation des données sous la forme du diagramme croisé  $e$  (indice des vides) -  $W$  (teneur en eau) -  $Sat$  (indice de saturation) -  $pF$  (pression capillaire) (Biarez et al., 1987) (Figure 16). En fait les chemins d'états obtenus par essais de compression - décompression et dessiccation - humidification sont équivalents : la contrainte mécanique appliquée et la pression capillaire ont le même effet sur le sol tant que celui-ci est saturé. Les variations de volume correspondent à des volumes d'eau expulsés, ils ne dépendent que des variations de la contrainte effective appliquée au matériau, que celles-ci proviennent des variations de la contrainte totale ou de la pression interstitielle de l'eau (Bishop et Blight, 1963 ; Biarez et al., 1987).

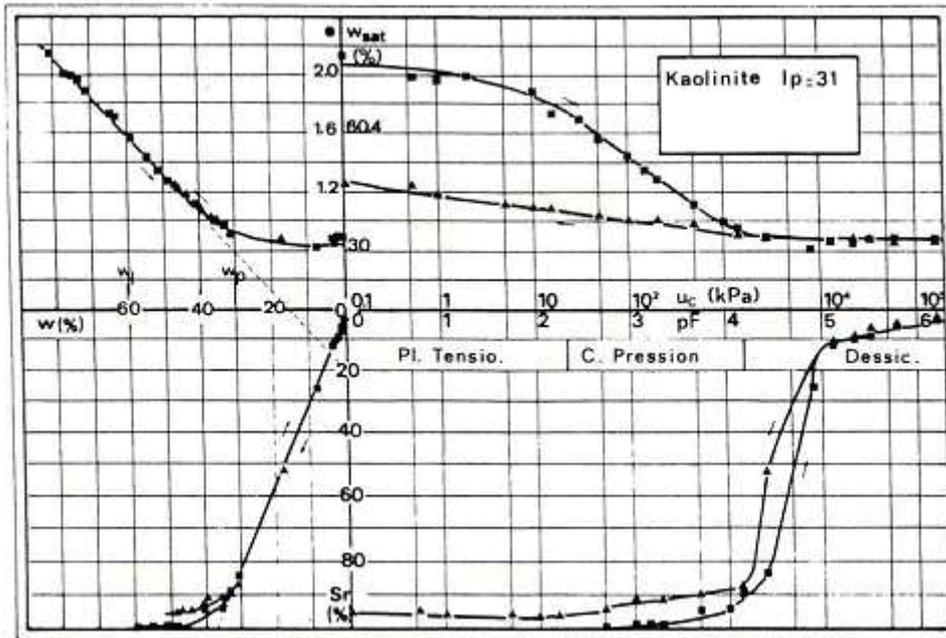


Figure 16: Diagramme croisé  $e - W - Sat - pF$  représentant les évolutions de structure d'une kaolinite lors d'un cycle de drainage - humidification (d'après Biarez et al., 1987)

### I.5.1. Constitution de la courbe de retrait

La courbe de retrait de la matrice argileuse est un « outil » permettant de relier la teneur en eau pondérale ( $W$ ) avec l'indice des vides ( $e$ ).

Les courbes de retrait des matériaux argileux sont classiquement obtenues à partir de deux méthodes. La première est graphique pour l'obtention de la limite de retrait  $W_r$  en géotechnique. Elle consiste à extrapoler  $W_r$  à partir de deux points de mesures de teneur en eau, masse et volume d'un échantillon proche de la limite de liquidité et le même échantillon sec. Elle vient en complément de la mesure des limites d'Atterberg (limites de plasticité au « boudin » et limite de liquidité à la coupelle de Casagrande). La seconde, utilisée en pédologie, consiste en la mesure « en continu » de teneur en eau, masse et volume d'un même échantillon au cours de sa dessiccation.

La détermination de la limite de retrait ( $W_r$ ) est mesurée suivant la norme XP P94-060-1 relative à l'essai de dessiccation. Cette mesure ne permet pas d'obtenir une courbe de retrait de matériau intact. Elle est effectuée sur la fraction  $< 400 \mu\text{m}$  d'un matériau argileux. L'essai consiste à mesurer le volume, la masse et la teneur en eau d'un échantillon reconstitué proche de sa limite de liquidité puis de répéter les mesures après séchage à  $105^\circ\text{C}$ . La détermination de la limite de retrait est effectuée graphiquement en prenant en compte la densité réelle des particules solides, en considérant toute la perte de volume équivalente à une perte d'eau (Figure 17). On obtient en fait une droite de retrait pour la matrice argileuse remaniée.

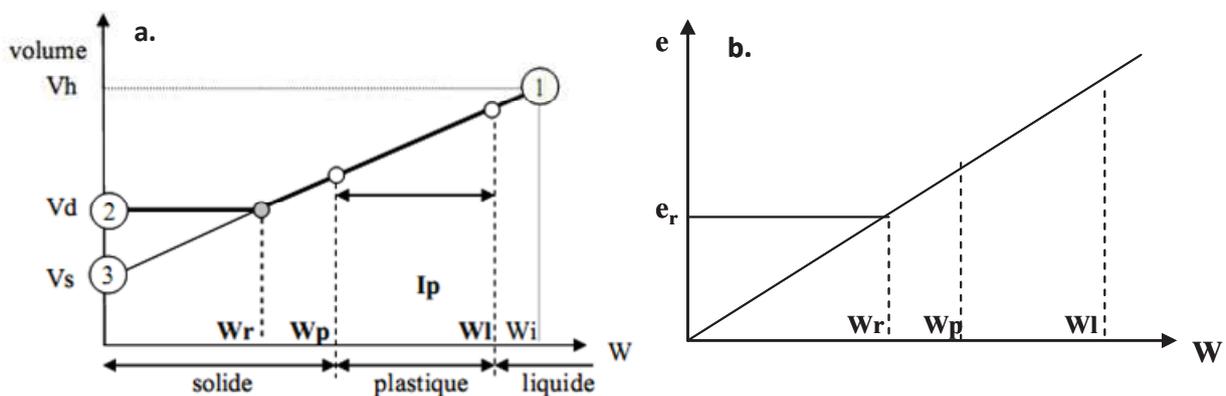


Figure 17 :a. Détermination de la limite de retrait à partir du diagramme teneur en eau - volume. 1. échantillon initial. 2. échantillon sec. 3. Volume des particules solides. La limite de retrait est déterminée par l'intersection entre l'horizontale du volume sec constant et la droite de retrait qui relie les points (1) et (3). b. Représentation équivalente et normalisation de la droite de retrait dans le diagramme  $e$ - $W$ .

La deuxième méthode a pour objectif d'obtenir la courbe de retrait sur échantillons non remaniés. La méthode peut être appliquée à des échantillons de petite taille ( $< 5 \text{ cm}^3$  environ) non fracturés. Les mesures de masse, volume et teneurs en eau peuvent être effectuées au fur et à mesure de la dessiccation (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2006). Le résultat est une courbe de retrait caractéristique du comportement de la matrice argileuse. C'est l'échelle d'une petite motte isolée au sein d'un réseau de fracture. La méthode est plus généralement utilisée sur des échantillons macroscopiques de plus grande taille dans l'objectif d'associer à l'échantillon, fracturé et échantillonné intact *in situ*, une courbe de retrait caractéristique de ses porosités aux différentes échelles (microporosité de matrice à macroporosité de réseau de fracture). Le principe est toujours la mesure de masses, volumes et teneurs en eau en cours de dessiccation mais après saturation de l'échantillon prélevé (Braudeau 1988 a, b).

Pour le marais, la droite de retrait de la matrice argileuse a été établie (1) via les mesures de limites d'Atterberg et limite de retrait par Bernard (2006). La courbe de retrait de la matrice argileuse a également été établie par dessiccation progressive d'échantillons intacts. La dessiccation a été appliquée à des carottes d'échantillons intacts prélevées aux profondeurs 165, 180 et 196 cm dans la parcelle L3. Ces échantillons étaient caractérisés par des teneurs en eau *in situ* comprises entre 85 et 110% donc supérieures à la limite de liquidité (70%) (Figure 18) (Bernard, 2006).

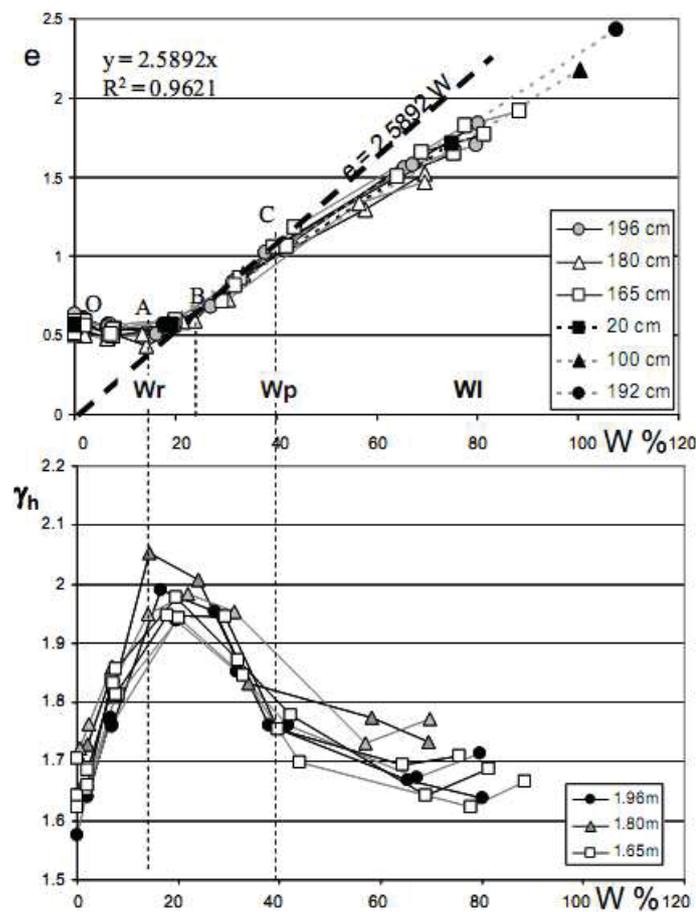


Figure 18 : Courbe de retrait et diagramme de la densité humide en fonction de la teneur en eau établies à partir d'échantillon de la parcelle en prairie L3 (triangles gris et blancs). Les figurés noirs présentent les mesures réalisées à partir du passant à 400  $\mu\text{m}$  (d'après Bernard, 2006).

Les carottages successifs avaient permis d'obtenir des cylindres de matériau intact de diamètre 2 cm et de hauteur 2 cm. Les dessiccations successives ont provoqué un retrait global de chaque cylindre sans apparition de fissures de retrait. Pour cette raison la courbe de retrait obtenue peut être considérée comme une courbe de retrait de matrice.

Par construction, la droite de retrait obtenue via la mesure de  $W_r$  est la suivante :

$$e = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \times W \quad (\text{Eq. 1})$$

avec  $\gamma_s = 2,58 \text{ g/cm}^3$  (mesurée au pycnomètre) et  $\gamma_w$  la masse volumique de l'eau ( $=1 \text{ g/cm}^3$ ).

La courbe de retrait obtenue par dessiccation des cylindres montre la même relation  $e-W$  entre la limite de retrait et la limite de plasticité. Néanmoins, la courbe de retrait diffère de la droite de retrait dans le domaine proche de  $Wr$  et dans le domaine supérieur à  $Wp$ . Pour ce dernier la courbe s'infléchit sous la droite  $e = \gamma_s \times W$ . Dans la région de  $Wr$ , la courbe de retrait présente une courbure caractéristique des matériaux argileux (Figure 14).

### 1.5.2. Modélisation de la courbe de retrait

Les courbes de retrait mesurées sur échantillons non remaniés macroscopiques permettent de distinguer la microporosité intra agrégats de la méso-à-macroporosité inter agrégats.

Elles permettent alors d'obtenir des profils d'indice des vides pour chaque profil de teneur en eau. De nombreux auteurs ont modélisé des courbes de retrait des sols (Giraldez et al., 1983 ; McGarry et Malafant, 1987 ; Kim et al., 1992 ; Tariq et Durnford, 1993, Olsen and Haugen, 1998, Braudeau et al., 1999 ; Chertkov, 2000, 2003, 2007a, 2007b ; Groenvelt et Grant, 2001, 2002 ; Cornelis et al., 2006 ; Boivin et al. 2006 ; Boivin, 2007). Ces différents modèles ont été testés par Cornelis et al. (2006) afin de déterminer lequel était le plus performant. Finalement ces auteurs décrivent le modèle de Chertkov (2000, 2003) comme le plus performant. Il permet de modéliser la courbe de retrait à partir de trois équations :

$$\begin{aligned} e &= e_0 && \text{pour } 0 < \vartheta < \vartheta_A \\ e &= e_0 + \mu \times (\vartheta - \vartheta_A)^2 \times \frac{\gamma_w^2}{\gamma_s} && \text{pour } \vartheta_A < \vartheta < \vartheta_B \\ e &= \vartheta && \text{pour } \vartheta_B < \vartheta < \vartheta_L \end{aligned} \quad (\text{Eq. 2})$$

avec  $e_0$  est l'indice des vides du sol sec,  $\vartheta_B$ ,  $\vartheta_A$ ,  $\vartheta_L$  sont les teneurs en eau volumiques aux points d'entrée d'air, à la limite de retrait et à la limite de liquidité respectivement,  $\gamma_s$  la densité des grains solides,  $\gamma_w$  la densité de l'eau et  $\mu$  un coefficient de calage du modèle.

Le modèle de Groenvelt et Grant (2001, 2002) modifié en 2006 par Cornelis et al. permet également de modéliser la courbe de retrait à partir d'une seule équation :

$$e = e_0 + \gamma \left( \exp \left( \frac{-\xi}{v^{\zeta}} \right) \right) \quad (\text{Eq. 3})$$

avec  $e_0$  l'indice des vides au point d'entrée d'air,  $v$  la teneur en eau volumique et  $\gamma$ ,  $\xi$  et  $\zeta$  des coefficients du modèle. C'est ce dernier modèle qui sera utilisé par la suite. Il est simple à mettre en œuvre du fait qu'il définit la courbe de retrait à partir d'une seule équation et permet d'obtenir de bonne superposition des courbes de retrait calculées sur les profils de mesures. Ce modèle est construit à partir d'une relation entre l'indice des vides et la teneur en eau volumique. Dans ce mémoire, les teneurs en eau mesurées sont des teneurs en eau gravimétriques. Dans la suite du mémoire, la teneur en eau volumique est remplacée par la teneur en eau gravimétrique dans l'équation de Cornelis. Les nouveaux coefficients  $\gamma$ ,  $\xi$  et  $\zeta$  sont alors déterminés par calcul en minimisant la somme des valeurs absolues des écarts entre les indices des vides mesurés et les indices des vides calculés.

### I.5.3. Comportement hydromécanique du matériau argileux.

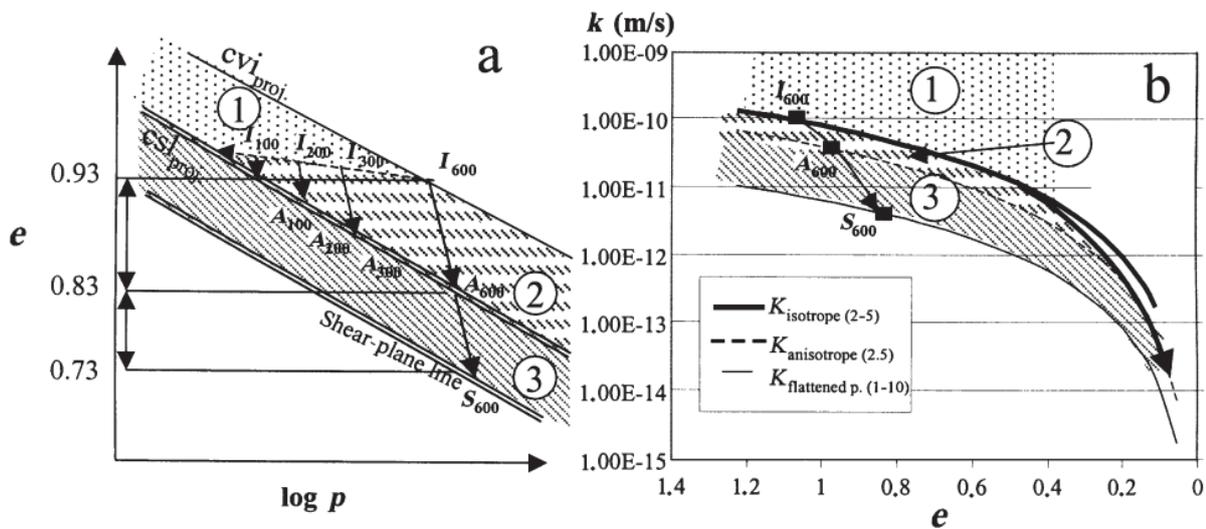


Figure 19 : a. Diagramme  $e$ - $\log p$  (type Cam-clay) représentant le comportement d'une éprouvette de kaolin en cours d'essai de cisaillement à la presse triaxiale.  $I_{600}$  -  $A_{600}$  -  $S_{600}$  correspond au chemin de cisaillement pour des éprouvettes normalement consolidées.  $I_{600}$  -  $I_{300}$  -  $I_{200}$  -  $I_{100}$  -  $I_{300}$  -  $A_{300}$ ,  $I_{200}$  -  $A_{200}$ , chemins de cisaillement d'éprouvettes surconsolidées.  $cvi$  = droite vierge isotrope,  $csl$  = droite d'état critique et  $shear\ plane$  = plan de cisaillement. b. Courbe de conductivité hydraulique. la zone 1 correspond au domaine isotrope du matériau, la zone 2 au domaine anisotrope et la zone 3 au domaine anisotrope du plan de cisaillement avec des particules orientées et aplaties (d'après Dudoignon et al., 2004).

L'étude du comportement hydromécanique des matériaux argileux est un travail intervenant dans différents domaines d'applications tels que le génie civil, les études géotechniques, l'agriculture, le stockage de déchet radioactif... De nombreux auteurs ont déjà

montré le réarrangement particulière au sein de matériaux argileux sous contraintes (Arch et Maltman, 1990 ; Luo et al., 1993 ; Belanteur et al., 1997). Ces mécanismes de réorganisation particulières ont été quantifiés par analyses d'images en deux dimensions sur des lames minces confectionnées sur des éprouvettes de kaolin normalement consolidées et surconsolidées puis cisailées à la presse triaxiale (Dudoignon et al., 2001 ; 2004). A partir d'un matériau initial isotrope et saturé, l'évolution de microstructure lors de la consolidation et du cisaillement est traduite en chemins d'états sur un diagramme  $e$ -log  $p$  de type Cam-clay (Figure 19 a.). Les propriétés de matrice sont alors gouvernées par leurs microstructures et la nature minéralogique des argiles ainsi que par leurs propriétés mécaniques (déformabilité et cohésion).

A ces évolutions de microstructure et de réarrangement particulière sont associées des évolutions de conductivités hydrauliques de matériau argileux. Au niveau microstructurale celles-ci sont gouvernés par la diminution de l'indices des vides et par l'anisotropie engendrée par la consolidation (Dudoignon et al., 2004). L'objectif de ce travail fut d'associer aux évolutions de microstructures les évolutions de conductivités hydrauliques calculées à partir des données pétrographiques. Pour cela, les auteurs se sont appuyés sur l'équation de Kozeny-Carman qui prend en compte la porosité ( $\phi$ ), la surface spécifique ( $S_{sp}$ ) et la tortuosité ( $T$ ) (Kozeny, 1927 ; Carman, 1937 ; Pantaloni, 1988 ; Grolier, 1991), cette dernière étant déterminée à partir d'outil d'analyses d'images (Sammartino et al., 1998 ; Sardini et al., 1999) :

$$k = \left( \frac{1}{2 \times T^2} \right) \times \left( \frac{\phi^3}{S_{sp}^2} \right) \quad (\text{Eq. 4})$$

Finalement les auteurs ont mis en parallèle des chemins d'état représentés dans le diagramme  $e$ -log  $p$  et des chemins de conductivités hydrauliques dans le diagramme  $e$ - $K$  (Figure 19 b).

#### I.5.4. **Relation structure – propriété mécanique - résistivité**

Les limites de liquidité ( $Wl$ ) et de plasticité ( $Wp$ ) ont été déterminée sur la fraction < 400  $\mu\text{m}$  suivant la norme NFP 94-051. Les limites de liquidité, de plasticité et de retrait sont respectivement 70 %, 40 % et 20 % en teneur en eau pondérale (Bernard, 2006).

La courbe de retrait de la matrice argileuse a été effectuée pas dessiccation successive d'échantillon intact prélevés à 200 cm de profondeur dans la parcelle en prairie (L3). A cette profondeur, le Bri est à sa limite de liquidité. Les échantillons sont des cylindres de 2 cm de diamètres et de 2 cm de hauteur. Dans ce domaine, la courbe de retrait  $Wp$ - $Wl$ , la matrice

argileuse a montré un retrait isotrope (Bernard, 2006). La courbe de retrait de la matrice est superposée à la droite de retrait ( $< 400 \mu\text{m}$ ) et cohérente avec la relation (equation 1) :

$$e = \gamma_s \times W$$

avec  $\gamma_s$  la densité réelle moyenne des particules minérales mesurée au pycnomètre.

L'équation de la droite de retrait est alors (figure 18):

$$e = 2.58 \times W \quad (\text{Eq. 5})$$

Finalement les profils structuraux prélevés sur les différents sites peuvent tous être représentés dans ce diagramme  $e-W$ . Les relations  $e-W$  sont mesurées à partir des densités apparentes des échantillons intacts prélevés le long des profils, des teneurs en eau pondérales ( $W$ ) et de la densité réelle moyenne des particules ( $\gamma_s$ ). Tous les profils ainsi caractérisés se superposent sur la droite de retrait de la matrice argileuse (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2007 ; Dudoignon et al., 2007, 2010). Cette superposition des profils structuraux mesurés *in situ* sur la courbe de retrait de la matrice argileuse est vérifiée au début de ce travail de thèse sur les différents profils étudiés.

Cette courbe de retrait a été utilisée comme référence pour établir la relation propriété mécanique et géotechnique – profils structuraux (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2007). Cette « transposition » courbe de retrait de matrice – profil structuraux du Bri n'est possible que grâce à l'homogénéité minérale et texturale du matériau et son état plastique à liquide sur la majeure partie des profondeurs investiguées.

La première comparaison profil de structure – propriété mécaniques a été effectuée par enregistrement de profil de résistance à la pointe. Le pénétromètre dynamique léger utilisé est un pénétromètre PANDA. Les relations structure – résistance à la pointe ( $Qd$ ) sont représentées dans un diagramme croisé  $W-e-Qd$ . Plusieurs auteurs ont déjà mis en évidence des relations entre la teneur en eau (ou l'indice des vides) et la résistance à la pointe (Vaz et al. 2001 ; Perdok et al. 2002 ; Dexter et al., 2007). Finalement en modifiant l'équation de Perdok, Bernard a mis en équation la relation existant entre le comportement mécanique du Bri et sa teneur en eau via les mesures couplées de  $W$  de  $Qd$  (Bernard, 2006 ; Bernard et al. 2007) :

$$\log Qd = 2.34 - 5.20 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) + W \times \left( 0.74 + 0.34 \times \frac{e}{1+e} \right) \quad (\text{Eq. 6})$$

avec  $Qd$  la résistance à la pointe,  $e$  l'indice des vides et  $W$  la teneur en eau pondérale.

Cette équation décrit bien les évolutions des profils par les deux asymptotes parallèles à l'axe  $e$  et à l'axe  $Qd$  qui traduisent les faibles valeurs de  $Qd$  (à la limite de mesure du

pénétrromètre) pour le domaine du Bri à l'état liquide en profondeur et les fortes valeurs de  $Qd$  pour le Bri à l'état solide en surface.

A partir de diagrammes croisés indices des vides - teneur en eau - indice de saturation - résistance à la pointe ( $e - W - Sat - Qd$ ), il est possible de suivre le comportement hydromécanique du sol en fonction de son état de saturation et de la limite de retrait  $Wr$ . Cette représentation montre la différence de comportement qui existe entre le domaine saturé ( $W > Wr$ ) et le domaine insaturé ( $W < Wr$ ).

Les relations profils structuraux – résistivité du sol ont également été calées sur la droite de retrait de la matrice argileuse. L'outil qui a permis de mettre en équation cette relation a été un couplage pénétromètre - salinomètre (Bernard-Ubertosi, 2009). Les mesures ont été effectuées le long de profils verticaux à des profondeurs parfaitement mesurées. Ces mesures sont associées à des mesures de teneur en eau, de densité apparente du sol. Dans ces conditions les résistivités mesurées correspondent à des résistivités réelles à des profondeurs mesurées.

Dans ce milieu argileux les résistivités mesurées prennent en compte la conductivité électrolytique due à la résistivité du fluide mais également à une conductivité surfacique associée à la présence de minéraux argileux et à leur C.E.C. Dans les travaux précédents, la salinité du fluide étaient suffisamment fortes pour valider une relation structure du sol – résistivité à partir de la loi d'Archie (Archie, 1942) :

$$\rho_r = \alpha \times \phi^{-m} \times \rho_w \times Sat^{-n} \quad (\text{Eq. 7})$$

Avec  $\rho_r$  la résistivité électrique d'une roche sans argile,  $\rho_w$  la résistivité du fluide présent dans les pores de cette roche,  $\phi$  la porosité et  $Sat$  son état de saturation.  $\alpha$ ,  $m$  et  $n$  étant des paramètres intrinsèques du matériau étudié.

L'étalonnage de la loi d'Archie a alors pu être réalisé sur la parcelle en prairie L3 du site expérimental de l'INRA de Saint Laurent de la Prée (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2007) :

$$\rho_s = 1.01 \times \phi^{-2.73} \times \rho_w \times S^{-2} \quad (\text{Eq. 8})$$

A partir du couplage pénétromètre-salinomètre, et des relations entre  $W-e-Qd$  et  $W-e-\rho_s$ , l'ensemble des relations structure – résistance – résistivité est représenté dans un diagramme croisés  $W-e-Qd-\rho_s$  (Figure 20). Ces relations sont gouvernées par le comportement de la matrice argileuse. Finalement, pour ce matériau, connaissant la courbe de retrait et la résistivité du fluide, seuls quatre couples de points  $\rho_s$  et  $Qd$  sont nécessaires pour déduire les profils de teneur en eau du sol, que ce soit à partir de profils de  $Qd$  ou de profils de

résistivité, la reconstruction des profils de  $W$  par calcul inverse est satisfaisante (Bernard-Ubertosi, 2009)

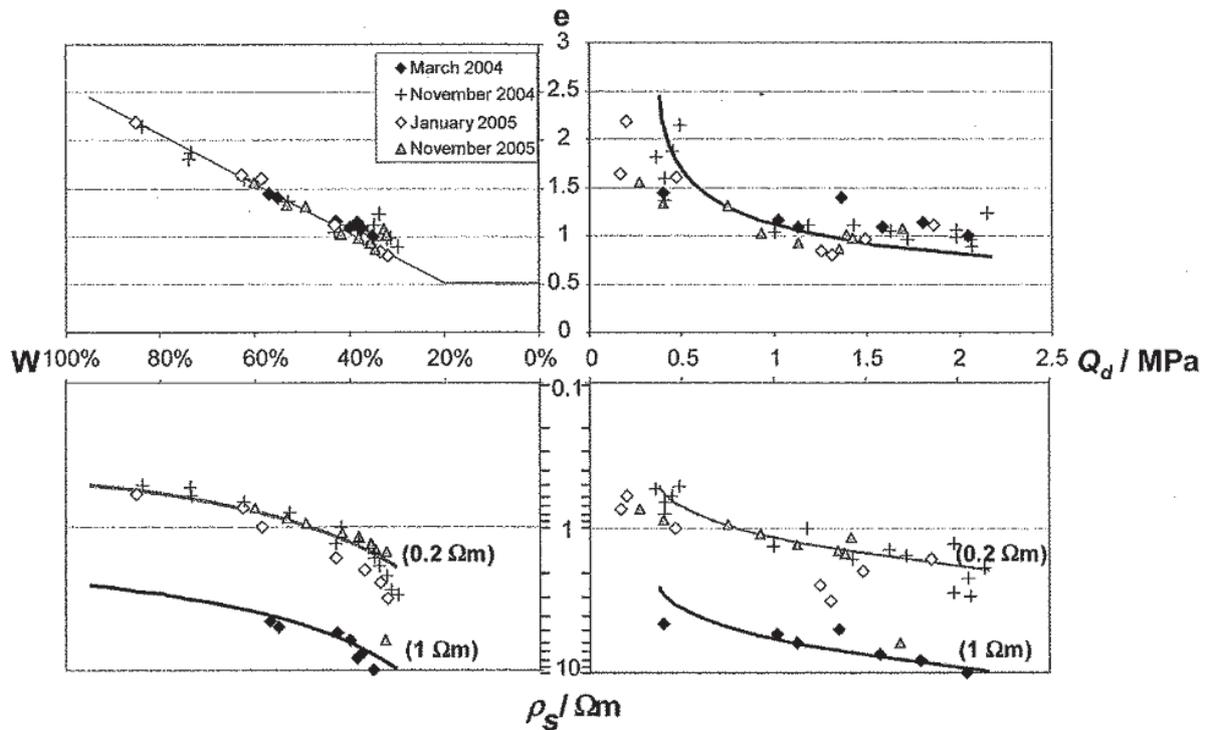


Figure 20 : Diagramme croisé  $W$ - $e$ - $Q_d$ - $\rho_s$ , établi à partir de profils de sol enregistrés en Mars et Novembre 2004 et Janvier et Novembre 2005 sur la prairie L3 (Saint Laurent de la Prée). Les courbes de résistivités sont calculées à partir de la loi d'Archie établie pour le marais avec des résistivités de fluide de  $0.2 \Omega.m$  pour les courbes grises et de  $1 \Omega.m$  pour les courbes noires (d'après Bernard, 2006).

## II.METHODES

### II.1. Choix du site expérimental de St Laurent de la Prée.

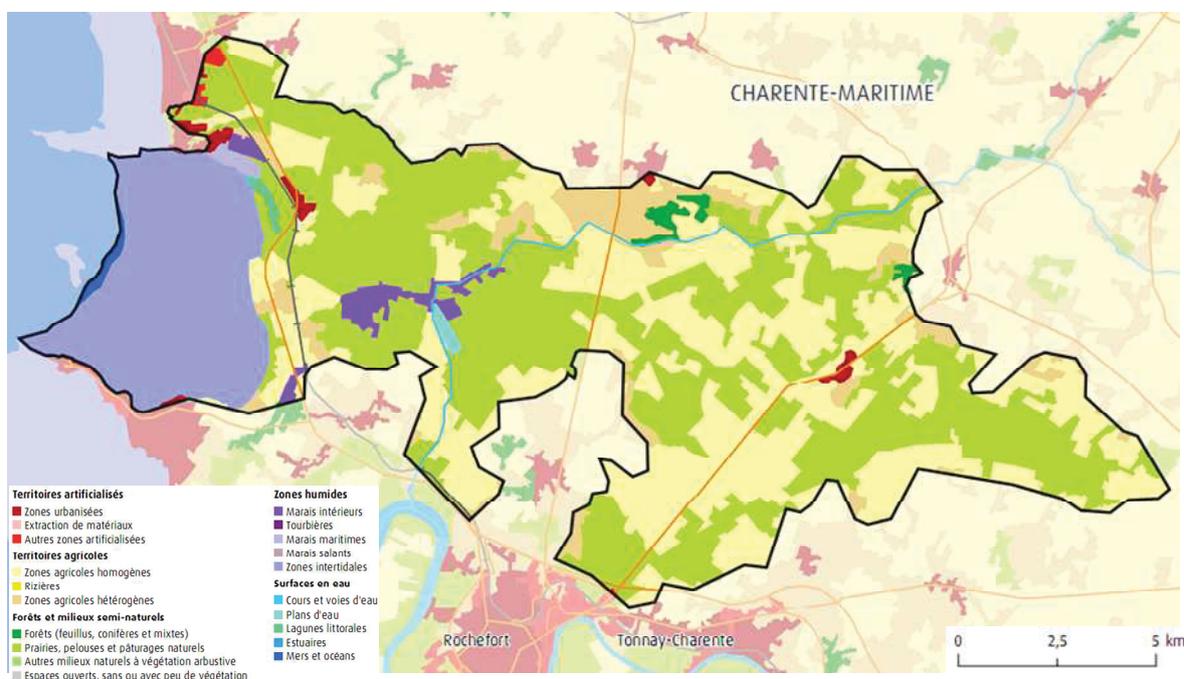


Figure 21 : Délimitation des différentes zones définies dans le marais de Rochefort

Le site expérimental de l'INRA de Saint Laurent de La Prée se situe en Charente-Maritime dans le Marais de Rochefort (Figure 21).

Ce marais fait partie des Marais de l'Ouest (comme le Marais Poitevin ou le Marais Vendéen) qui bordent l'Océan Atlantique. Sa superficie est de 15000 ha et il s'étend sur 24 km d'Est en Ouest et sur 5 km du Nord au Sud. Il est délimité au Nord par la Charente. Le marais de Rochefort est un marais desséché et formé à partir de Bri marin récent. Ces marais se sont formés à partir de maturation de sédiments fluviomarins déposés au quaternaire, lors de la transgression flandrienne, sur un substratum calcaire. Ces sédiments (vases et limons) proviennent soit des rivières et ruisseaux présents aux alentours, soit de différentes immersions océaniques du marais. Quelques îlots calcaires sont observables dans l'ensemble des différents marais. Sa limite Nord est définie par des calcaires du Kimméridgien et sa limite Sud par des sables et des calcaires du Crétacé supérieur.

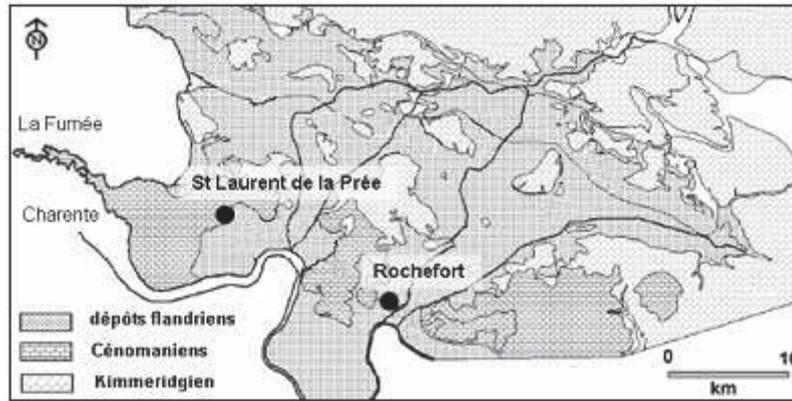


Figure 22 : Carte géologique simplifiée du Marais de Rochefort (d'après Ladouche et Weng, 2005)

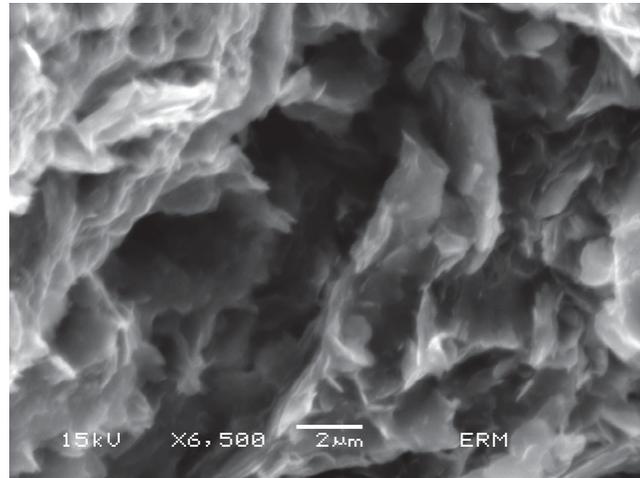
Du point de vue hydrogéologique, deux aquifères sont présents dans le marais : un dans le Bri et un plus profond, « confiné », dans les Calcaires du Kimméridgien (Figure 22). Sur l'ensemble du marais ces aquifères sont saturés par deux nappes salées et fossiles. Cependant, sur les collines calcaires la nappe est alimentée par les eaux de pluie. Par conséquent, comme les calcaires surplombent topographiquement les sédiments et les sols argileux constitués par le Bri, la nappe superficielle des calcaires alimente le marais en eau douce à partir de la périphérie. Cet effet de mélange eau salée fossile – eau douce superficielle a été constant durant les différents épisodes de formation du marais lors de la transgression Flandrienne. Malgré la proximité de l'océan il n'y a pas d'échange entre la nappe du Kimméridgien et l'océan (Ladouche et Weng 2005 ; Anongba, 2006).

Finalement, l'aquifère du Bri peut être divisé en deux nappes, tout d'abord la nappe « superficielle » (au-dessus de 2 m de profondeur), celle-ci est composée à 75% par des eaux de pluie, 15% par eaux provenant des fossés alentours et le reste par les eaux salées fossiles (Ladouche et Weng, 2005). La nappe dite « profonde » est constituée d'eau salée fossile et peut présenter d'éventuelles connections avec la nappe de surface. Un modèle de fonctionnement hydromécanique du marais, basé sur la structure verticale du Bri, a été établi par Bernard (2006). Celui-ci met en évidence un schéma de fonctionnement tri-couche (Figure 5):

- En surface, le Bri est à l'état solide, consolidé et influencé fortement par les phénomènes de retrait et gonflement, de compactage et par les activités anthropiques. Ce Bri à l'état solide descend jusqu'à la profondeur équivalente à  $W_p$ .

- En dessous, le Bri inférieur évolue avec la profondeur de son état plastique à un état liquide. Sa teneur en eau évolue de  $W_p$  (40 %) jusqu'à  $W_l$  (70 %), voire plus avec la profondeur. Cet état liquide est caractérisé par des teneurs en eau pondérales supérieures à 70 %. Cela correspond à une porosité supérieure à 0.64. Du point de vue microstructure,

la matrice argileuse est caractérisée par un assemblage de minéraux argileux structuré en « nid d'abeille » (Figure 23). Cette microstructure augmente la conductivité hydraulique du Bri à ce niveau et y autorise les transferts de fluide.

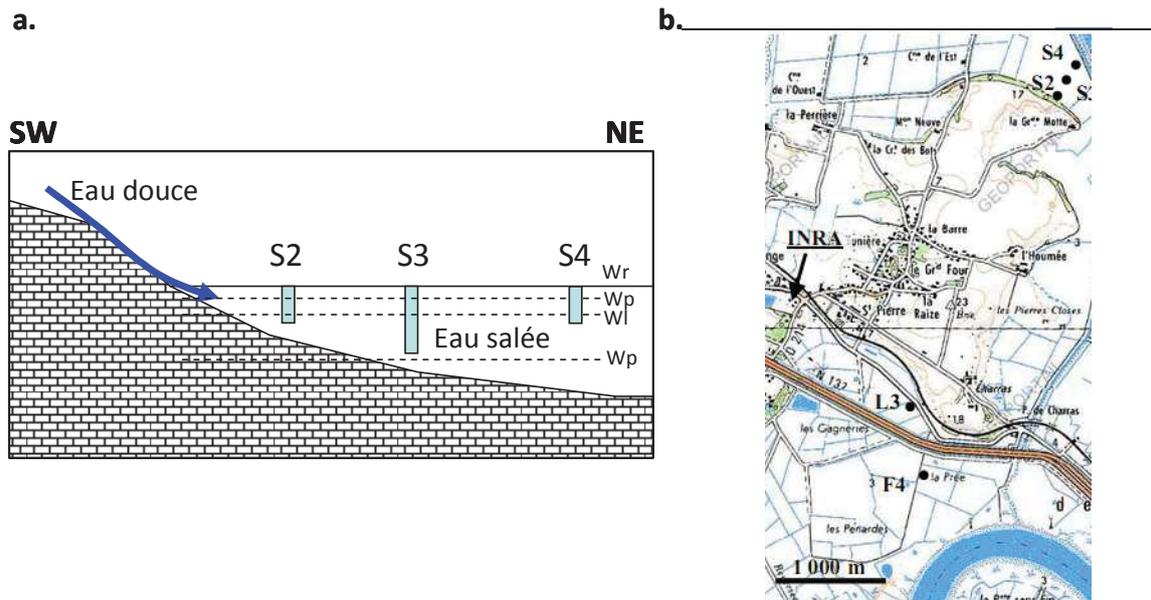


**Figure 23 : Images MEB du Bri à la limite de liquidité Wl. L'arrangement des particules argileuses montrent une organisation en "nid d'abeille" (Bernard, 2006).**

- Enfin en profondeur, le Bri est consolidé par la pression lithostatique. Celui-ci repose sur le substratum calcaire. Deux schémas sont alors possibles faisant suite à la définition de ce tri-couche. Si l'épaisseur de Bri est assez importante, le Bri profond peut exister et ce niveau devient imperméable empêchant alors les échanges d'eau entre le Bri et les calcaires du Kimméridgien. Si, par contre, il y a une faible épaisseur de Bri, il n'y a pas de consolidation en profondeur, les échanges entre l'aquifère calcaire et celui du Bri sont alors possibles. Ceux-ci se retrouvent principalement lors d'une remontée des calcaires (îlots calcaires, bordure de marais) où les échanges eaux douces/eaux salées vont alors se faire par les bords « du bassin ».

Afin de mettre en évidence les évolutions de structures en relation avec le transfert eau douce-eau salée, deux zones ateliers ont été choisies sur le site de l'INRA de Saint Laurent de la Prée. Une parcelle cultivée, au lieu dit « Les Grandes Prises » a été instrumentée par deux profils de piézomètre (S2, S3 et S4), et deux parcelles, en prairie (L3 et F4) (Figure 24). La parcelle cultivée est bordée, au Sud Ouest par un coteau calcaire. Ce choix de parcelle et l'implantation des sondages d'études (perpendiculairement et s'éloignant du coteau) ont pour objectif de représenter, à l'échelle de la parcelle, l'évolution du tri-couche qui peut être retrouvée à l'échelle du marais et de suivre les échanges eaux douces – eaux salées. Pour cette étude, le travail s'est appuyé sur une série de piézomètre mis en place en 2006 par l'INRA

(S2, S3, S4 dit de « surface »). Cette série est complétée par l'installation en Mars 2008 d'une autre série de piézomètre aux mêmes points (S2, S3 et S4 dit de « profondeur »). Les piézomètres sont ainsi doublés dans la parcelle cultivée ; 2 m et 3 m de profondeur pour S2 et S4 puis 2 m et 6 m pour S3. Les prairies ont été choisies pour leur localisation éloignées du coteau et, à priori, non influencées par des alimentations d'eau douce périphériques. Un piézomètre simple descend à 6 m de profondeur dans la prairie L3.



**Figure 24 : a. Coupe schématique de la parcelle cultivée adossée au coteau calcaire avec Wr, WP et WI les limites de retrait, de plasticité et de liquidité respectivement. b. localisation des zones ateliers à l'INRA de Saint Laurent de la Prée. L3 et F4 sont les deux parcelles en prairie, S2, S3 et S4 correspondent aux zones de la parcelle cultivée « Les Grandes prises » .**

## II.2. Analyses texturales

Finalement, l'identification de ces sols de marais s'est faite à partir de différentes méthodes utilisées classiquement en sciences des sols.

La texture des sols est déterminée à partir de tamisage par voie humide pour la partie supra 50  $\mu\text{m}$  puis par granulométrie laser pour les fractions infra 50  $\mu\text{m}$ . Les fractions granulométriques retenues ont été 200  $\mu\text{m}$ , 100  $\mu\text{m}$  et 50  $\mu\text{m}$ . Deux séries de granulométries ont été effectuées. La première sans destruction de matière organique, la seconde après destruction de matière organique. Pour détruire la matière organique, le sol est humidifié puis mélangé avec du peroxyde d'hydrogène ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ). Après un repos d'une heure environ, le

mélange est chauffé sur une plaque chauffante jusqu'à ce que toute la matière organique soit détruite. Cette étape peut être répétée pendant plusieurs jours. Toute la matière organique est détruite lorsque qu'il n'y a plus de dégazage.

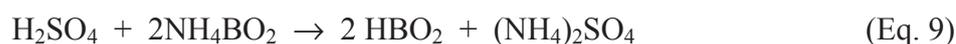
La fraction infra 50  $\mu\text{m}$  a été analysée par granulométrie laser. Le principe de la granulométrie laser est basé sur la diffraction de la lumière lorsque celle-ci croise une particule sphérique. Le motif de diffraction peut alors s'observer dans le plan focal d'une lentille. L'intensité du rayonnement diffracté mesurée par le détecteur est fonction du rayon de la particule, il est indépendant de la position des particules et de leurs mouvements (théorie de Fraunhofer). Lors de l'analyse par granulométrie laser, la distribution granulométrique est réalisée à partir de l'interaction entre le rayonnement incident et l'ensemble des particules en suspension. La suspension, correspondant à la fraction infra 50  $\mu\text{m}$ , circule à travers une cellule de verre à faces parallèles éclairée par un faisceau de lumière laser. La lumière diffractée est focalisée par une ou plusieurs lentilles (selon l'étendue de la gamme granulométrique couverte), sur un détecteur multi-éléments constitué d'anneaux concentriques. Le signal fourni par chaque élément du détecteur est proportionnel au flux lumineux qu'il reçoit. La distribution des tailles de particules est alors obtenue par traitement du signal.

La granulométrie laser a été réalisée avec un granulomètre Malvern Metasizer IP qui peut être équipé de lentilles de diverses longueurs focales. La lentille utilisée est une lentille de focale de 45 mm ce qui permet d'effectuer des coupes granulométriques de 0,05  $\mu\text{m}$  à 80  $\mu\text{m}$  sur des suspensions diluées. Chaque essai est précédé d'un blanc sur l'eau osmosée contenue dans l'homogénéisateur. La suspension préparée est versée dans l'eau de l'homogénéisateur jusqu'à obtention d'une concentration optimale pour l'appareil.

### **II.3. Capacité d'échange cationique (C.E.C)**

La Capacité d'Echange Cationique (C.E.C) est une mesure qui permet de mettre en évidence l'aptitude des argiles minéralogique à adsorber les cations dissouts tels que  $\text{H}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NH}_4^+$  (tout ces cations sont présents dans les eaux naturelles sauf  $\text{NH}_4^+$ ). Les argiles présentent un déficit de charge de leur structure cristalline et cherchent à se lier à des éléments chargés positivement. Les cations peuvent être adsorbés à la surface des particules argileuses ou bien dans l'espace interfoliaire. La C.E.C. est définie comme le nombre de milliéquivalents-grammes (meq.g) de cations susceptibles d'être absorbés de façon réversible par 100 g de sol (még/100 g), ou cmole de charge / kg.

La méthode de mesure de *C.E.C* utilisée est la méthode de l'échange à l'ammonium. L'expérience est réalisée sur la partie infra 2 mm de sol, séché à 105 °C (5 g). Celle-ci est saturée avec une solution d'acétate d'ammonium 1 M par cinq contacts successifs d'au moins une heure de centrifugation. Entre chaque contact le surnageant, restant après la centrifugation, est éliminé. Ensuite, le culot est lavé à l'éthanol afin de retirer l'excès d'ammonium. Le lavage vise à éliminer l'acétate d'ammonium adsorbé pour ne conserver que l'ammonium véritablement lié aux constituants adsorbants. Les contacts sont renouvelés jusqu'à obtenir un test au réactif de Nessler négatif sur le surnageant (au moins cinq contacts). Finalement le culot de centrifugation est récupéré puis distillé par distillation Kjeldhal sur magnésie. Le distillat est alors mélangé à 20 mL d'acide orthoborique (plus l'ajout de l'indicateur coloré Tashiro). Enfin le mélange, contenant les ions  $\text{NH}_4^+$  sous forme d'orthoborate d'ammonium, est dosé par de l'acide sulfurique 0,1 N. La réaction est la suivante :



L'expression de la *C.E.C* est alors :

$$\text{C.E.C. (mégq/100 g)} = \frac{0,1 \times x \times 100}{m} \quad (\text{Eq. 10})$$

avec  $m$  la masse de sol,  $x$  le volume d' $\text{H}_2\text{SO}_4$  versé (en mL) et sachant que 1 mL d' $\text{H}_2\text{SO}_4$  à 0.1 N correspond à 0.1 mégq. La mesure de *C.E.C* est réalisée à pH 7.

#### II.4. Conductivité électrique du sol – méthode au 1/5<sup>ème</sup>

La détermination de la conductivité électrique (*C.E.*) des sols a été réalisée à partir d'un extrait 1/5<sup>ème</sup> (un volume de sol pour cinq volumes d'eau). La conductivité électrique d'un sol est influencé par plusieurs paramètres tel que :

- la présence (ou non) d'un fluide
- la minéralisation du fluide
- la minéralogie du sol
- la structure du sol

Les paramètres dominants sont la présence d'un fluide et sa salinité. La structure du sol est intrinsèquement prise en compte par les mesures de teneur en eau et porosité ou indice de vide. La mesure de conductivité électrique sur un extrait aqueux, à partir d'un sol sec, est « indépendante » du fluide initialement présent dans le sol. Pour effectuer cette mesure on prélève 10 mg de sol sec (broyé et tamisé) que l'on disperse dans 50 mL d'eau distillée.

L'échantillon est alors agité pendant au moins deux heures. Enfin la mesure est effectuée via d'un conductimètre étalonné qui effectue la mesure après compensation de température. Cette mesure de conductivité au 1/5<sup>ème</sup> permet de calculer la conductivité électrique de la solution du sol *in situ* à partir de la formule suivante (Montoroi, 1997):

$$CE_f = CE_{1/5} \times (5/W) \quad (\text{Eq. 11})$$

avec  $CE_f$  la conductivité électrique du fluide *in situ*,  $CE_{1/5}$  la conductivité électrique mesurée de l'extrait 1/5<sup>ème</sup> et  $W$  la teneur en eau pondérale de l'échantillon *in situ*.

## II.5. Structure du sol : mesures de teneur en eau, densité, indices des vides, porosité et indice de saturation.

La caractérisation structurale des sols comprend les mesures de teneur en eau pondérale ( $W$ ), d'indice des vides ( $e$ ) et porosité ( $n$ ), de densité humide ( $\gamma_h$ ) et l'indice de saturation ( $Sat$ ). La teneur en eau est mesurée à partir de prélèvements effectués à la tarière à main. Ces prélèvements sont conservés dans des sacs plastiques fermés hermétiquement afin de garder leur état d'humidité. Les mesures de teneurs en eau sont obtenues par étuvage à 105°C pendant 24h (NFP94-0.50) :

$$W = \frac{M_w}{M_s} \times 100 \quad (\text{Eq. 12})$$

avec  $W$  la teneur en eau gravimétrique en %,  $M_w$  la masse d'eau libre perdue par étuvage et  $M_s$  la masse d'échantillon sec.

La densité humide est mesurée sur échantillons non remaniés de sols. Ceux ci sont prélevés, soit avec une tarière en cloche, soit sous la forme de petites mottes directement prélevées dans des fosses creusées dans les parcelles. La mesure de densité humide se fait par la méthode de double pesée hydrostatique (avec enrobage à la paraffine). :

$$\gamma_h = \frac{M_h}{\left( (M_h + M_p) - P_A \right) - (M_p - M_h)} \times \frac{1}{0.88} \quad (\text{Eq. 13})$$

avec  $\gamma_h$  : densité humide de l'échantillon,  $M_h$  la masse humide de l'échantillon non remanié,  $M_p$  la masse humide de l'échantillon non remanié paraffiné,  $P_A$  la poussé d'Archimède, la densité de la paraffine est prise égale à 0.88.

La densité sèche ( $\gamma_d$ ) est alors calculée à partir de la densité humide de l'échantillon et de sa teneur en eau gravimétrique :

$$\gamma_d = \frac{\gamma_h}{1+W} \quad (\text{Eq. 14})$$

Connaissant la densité sèche de l'échantillon, il est possible de déterminer l'indice des vides ( $e$ ) et la porosité ( $n$ ). L'indice des vides correspond aux volumes des vides par rapport aux volumes des solides de l'échantillon tandis que la porosité correspond aux volumes des vides par rapport au volume total :

$$e = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \quad (\text{Eq. 15})$$

avec  $\gamma_s$  la densité réelle moyenne des grains solides et  $\gamma_d$  la densité sèche du sol. La densité réelle moyenne de grains solides mesurée au pycnomètre est de 2.58.

La relation existante entre l'indice des vides et la porosité ( $n$ ) est la suivante :

$$n = \frac{e}{1+e} \quad (\text{Eq. 16})$$

L'indice de saturation ( $Sat$ ) est défini par :

$$Sat = \frac{V_w}{V_v} \quad (\text{Eq. 17})$$

avec  $V_w$  le volume d'eau de l'échantillon et  $V_v$  le volume des vides.

## II.6. Résistance mécanique *in situ*

### II.6.1. Mesures de résistance à la pointe *in situ*

La mesure de résistance à la pointe ( $Qd$ ) permet de mettre en évidence les évolutions structurales verticales et la consolidation du Bri. Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'un pénétromètre dynamique PANDA (Pénétromètre Automatique Numérique Dynamique Assisté par ordinateur) (Figure 25). Celui ci est un outil simple et adapté pour l'étude des profils d'altération et des sols dans des milieux difficiles d'accès (Maquaire et al 2002 ; Bernard, 2006 ; Bernard et al. 2007). Il a l'avantage d'effectuer un enregistrement quasi continu des résistances de la surface (Bri à l'état « solide ») jusqu'en profondeur (Bri à l'état pseudoliquide). La méthode est décrite par Gourves et Barjot (1995), Langton (1999), Bernard et al. (2007) et Bernard-Ubertosi et al. (2009). Le principe est basé sur l'enfoncement d'une pointe placée au bout d'un jeu de tiges par battage effectué à l'aide d'un marteau. Chaque coup de marteau, projette une masse frappante ( $M$ ) sur le train de tige, l'appareil enregistre alors la vitesse d'impact ( $V$ ) et calcule l'énergie dégagée. A partir de la profondeur

de pénétration et de l'énergie du choc l'appareil calcule la résistance à la pointe ( $Qd$ ) en utilisant la « formule des Hollandais » et enregistre la valeur de  $Qd$  et la profondeur correspondante (Cassan, 1988; Zhou, 1997) :

$$Qd = \frac{M \times V^2}{2 \times A \times d} \times \frac{1}{1 + \frac{P}{M}} \quad (\text{Eq. 18})$$

avec  $Qd$  la résistance à la pointe (MPa),  $M$  la masse frappante (kg),  $V$  la vitesse d'impact ( $\text{cm.s}^{-1}$ ),  $A$  la section de la pointe ( $\text{cm}^2$ ),  $d$  l'enfoncement (cm),  $P$  la masse battue (pointe + tiges) (kg).

Pour chaque profil de  $Qd$  réalisé, la valeur de  $Qd$  et la profondeur d'enfoncement sont enregistrées pour chaque impact. La limite de mesure de l'appareil est comprise entre 0.1 et 40 MPa ( $\pm 0.1$  MPa).

L'utilisation d'une pointe perdue, de section supérieur ( $4 \text{ cm}^2$ ) à la section des tiges ( $2 \text{ cm}^2$ ) est rendue nécessaire afin d'éviter les forces de frottement entre le train de tiges et le matériau argileux meuble à liquide.

Dans un milieu saturé et fortement argileux, l'enfoncement de la pointe va entraîner une augmentation de la pression interstitielle (Shahrour and Gourvès, 2005). Cependant, dans ces sols de marais, les profils structuraux correspondent à la superposition d'un niveau non saturé et fracturé sur un matériau argileux saturé et très poreux. Dans ces conditions, la pression interstitielle, engendrée par l'impact, peut être négligée au vue des très faibles valeurs de  $Qd$  mesurées dans le domaine saturé proche de la limite de liquidité.

## II.6.2. *Mesures de cohésion in situ*

La résistance au cisaillement du sol ( $C$ ) est mesurée à l'aide d'un scissomètre de chantier. L'outil utilisé est un scissomètre de chantier GEONOR H-70. Il est composé de quatre pâles orthogonales, placée au bout d'un jeu de tiges, qui sont enfoncées dans le sol à la profondeur voulue. Puis, par rotation le scissomètre cisaille le sol suivant une surface de cisaillement cylindrique correspondant à la rotation de l'ailette. La mesure de cohésion est effectuée à la rupture du sol. Afin d'étudier une gamme importante de cohésion, l'outil possède trois tailles d'ailettes différentes :

- 16 x 32 mm (la première valeur étant la distance entre l'extrémité de deux pâles, et la seconde, étant la longueur des pâles de l'ailette).
- 20 x 40 mm
- 25.4 x 50.8 mm

La cohésion ainsi mesurée correspond à la cohésion non drainé du sol.

Suivant la taille des ailettes, la gamme de mesure va de 0 à 260 kPa et la précision des mesures est de  $\pm 1$  kPa. La mesure est lue sur le scissomètre et transformée en cohésion (KPa) à partir des courbes d'étalonnage de chaque ailette. Pour la petite ailette, la cohésion sera égale à la mesure ( $c$ ) multipliée par 2 ( $C = c \times 2$ ), pour la moyenne ailette,  $C = c$  et pour la grande ailette,  $C = c \times 0.5$ .

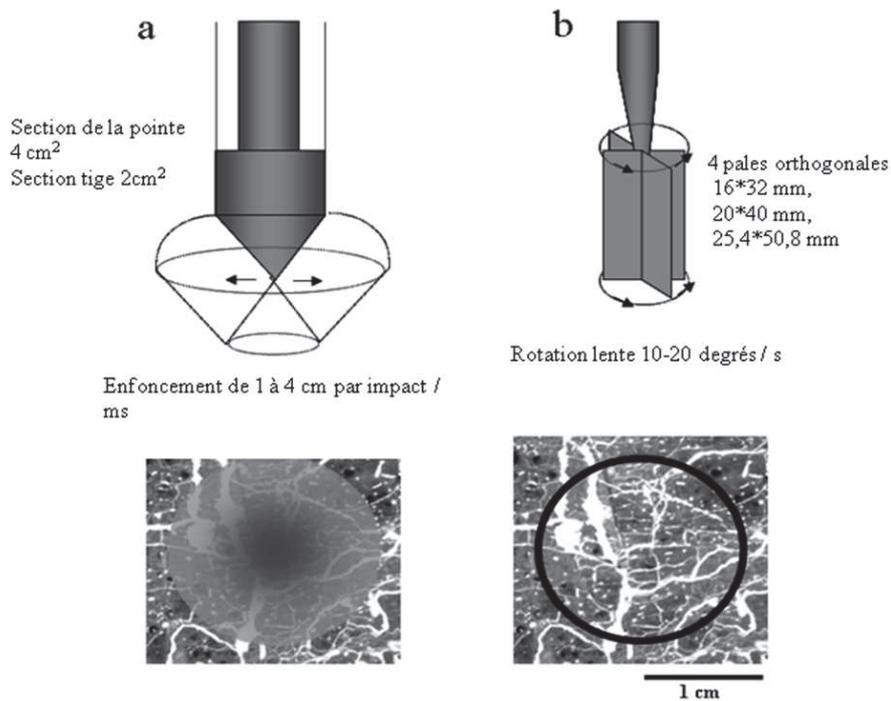


Figure 25 : Représentation schématique des interactions pointe du pénétromètre et scissomètre / structure du sol lors des deux types de mesures. Les photos numérisées correspondant aux structures de sol prélevés à 70 cm de profondeur dans la prairie L3 en été.

## II.7. Mesures de perméabilité.

### II.7.1. Mesures de perméabilité en milieu insaturé

Des mesures d'infiltrométries ont été effectuées afin de mesurer des perméabilités en milieux insaturés ( $K_{insat.}$ ) dans le niveau superficiel du Bri. L'infiltromètre à minidisques DECAGON est constitué d'un tube cylindrique de rayon constant ( $r = 4.5$  cm) muni d'un disque d'acier inoxydable poreux à sa base assurant le contact avec le sol. Le tube est divisé en deux : un tube de régulation superposé à un réservoir séparé par une membrane imperméable. Cette membrane est traversée par un capillaire permettant de faire passer l'air lors de l'infiltration de l'eau du réservoir dans le sol. De plus, un second capillaire, mobile et placé juste dans le tube de régulation, est en contact avec l'extérieur (et donc à la pression

atmosphérique). Celui ci va permettre d'imposer une pression de succion en choisissant la différence de hauteur d'eau entre la base de ce capillaire et la surface libre à l'intérieur du tube de régulation. La charge hydraulique pour une pression de succion va pouvoir alors être calculée au fur et à mesure de l'infiltration de l'eau contenue dans le réservoir. Pour effectuer la mesure, l'infiltromètre doit être posé bien à plat sur le sol. Le bon contact avec le sol est assuré par une fine couche de sable très fin (type sable de Fontainebleau). La prise de mesure se fait jusqu'au régime permanent ou pseudo permanent Les essais ont été effectués *in situ* dans des fosses, à trois profondeurs différentes à 10 cm, 30 cm et 70 cm de profondeur sur le site S2 et à 10 cm, 40 cm et 80 cm de profondeur sur le site S3. Les mesures d'infiltration ont été effectuées à trois pressions de succion différentes : 0.05, 0.2 et 0.6 kPa.

### II.7.2. Mesures de perméabilité en milieu saturé

Les mesures de conductivité hydraulique du Bri saturé ont été effectuées par essai de consolidation à l'oedomètre. Les essais ont été effectués sur des échantillons intacts prélevés à 200 cm de profondeur et correspondant à des teneurs en eau proche de la limite de liquidité ( $e_{\text{initial}} = 1.9$ ). Les mesures de conductivité hydraulique ont été effectuées à la fin des paliers de compression à 0.05 – 0.125 – 0.25 – 0.5 – 1 – 2 – 4 – et 8 bars. Ceci correspond à une diminution progressive des indices des vides de 1.9 à 1.7 – 1.65 – 1.6 – 1.37 – 1.21 – 1.09 – 0.9 – 0.75. L'évolution de conductivité hydraulique peut donc être représentée en fonction de la microporosité de la matrice argileuse et en relation avec la courbe de retrait. La saturation de l'échantillon est assurée à partir d'un dispositif comprenant un réservoir relié, par un capillaire, à la pierre poreuse disposée sous l'échantillon. La mesure de perméabilité est effectuée à charge variable à partir d'un second capillaire gradué, et relié à la pierre poreuse, qui permet de mesurer la baisse du niveau d'eau et de charger au cours de l'essai. A partir de ce dispositif la loi de Darcy peut alors s'écrire :

$$K = 2.3 \times \frac{s}{S} \times \frac{h}{t_1 - t_0} \log \frac{z_0}{z_1} \quad (\text{Eq. 19})$$

avec  $K$  la perméabilité ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $s$  la section du tube capillaire (m),  $S$  la section de l'échantillon (m),  $h$  la hauteur corrigée de l'échantillon (m),  $t$  le temps (s),  $z_l$  la charge hydraulique à  $t_l$  (m) et  $z_0$  la charge hydraulique à  $t_0$  (m).

## II.8. Prospections géoélectriques

La prospection géoélectrique correspond à la détection des modifications de la modification des lignes de courant après son injection dans un milieu. La valeur de résistivité électrique est la propriété qu'à un matériau à laisser passer le courant électrique. Plus la résistivité électrique est forte plus le courant a du mal à traverser le matériau. Deux principaux modes de propagations permettent d'expliquer comment le courant électrique traverse les roches et les sols :

- la conductibilité électronique, pour laquelle le courant se propage à partir du mouvement des électrons. Ce type d'écoulement dans les solides, se retrouve principalement dans certain gisements métalliques.

- la conductibilité électrolytique, pour laquelle l'écoulement du courant est du à la présence des ions en solution dans l'eau interstitielle. C'est ce type de conductibilité qui est majoritairement à l'origine de la mesure de résistivité dans ces milieux.

La mesure de résistivité dans les sols se fait à partir de la mesure du potentiel électrique suite à une injection de courant dans le sol. Le sol joue le rôle de conducteur de courant. Les lignes de courant se répandent en fonction du milieu traversé (elles seront plus concentrées dans un volume conducteur). Dans un corps cylindrique, la résistivité ( $\rho$ ) est définie de la manière suivante :

$$\rho = R \times \left( \frac{S}{L} \right) \quad (\text{Eq. 20})$$

avec  $R$  la résistance électrique ( $\Omega$ ),  $S$  la section du cylindre ( $\text{m}^2$ ) et  $L$  la longueur du cylindre (m).  $R$  est calculé à partir de la loi d'Ohm :

$$R = \frac{V}{I} \quad (\text{Eq. 21})$$

avec  $V$  le potentiel (V) et  $I$  le courant (A).

Dans un sol homogène, le courant se propage selon une demi-sphère de rayon  $r$ , dans ces conditions la mesure du potentiel devient :

$$V = \frac{\rho \times I}{2 \times \pi \times r} \quad (\text{Eq. 22})$$

Afin de mesurer la résistivité du sol, des couples d'électrodes (communément appelés AB et MN) vont permettre d'injecter le courant (électrodes A et B) et de mesurer la différence de potentiel (électrodes M et N). La mesure de résistivité devient:

$$\rho = K \times \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Eq. 23})$$

avec  $K$  le facteur géométrique dépendant de l'arrangement des électrodes A, B, M et N (Tableau 4: Différents dispositifs possibles pour la prospection géoélectrique, avec  $a$

**Tableau 4: Différents dispositifs possibles pour la prospection géoélectrique, avec  $a$  l'espacement des électrodes,  $n$  un facteur d'espacement et  $x$  la distance à l'infini pour le dispositif pôle – dipôle.  $K$  correspond au facteur géométrique dépendant de l'arrangement des électrodes.**

Configuration des électrodes		K
	Wenner $A \overset{a}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\longleftrightarrow} N \overset{a}{\longleftrightarrow} B$	$2\pi \times a$
	Wenner-Schlumberger $A \overset{na}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\longleftrightarrow} N \overset{na}{\longleftrightarrow} B$	$\pi \times n(n+1)a$
2D	Dipôle-Dipôle $A \overset{a}{\longleftrightarrow} B \overset{na}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\longleftrightarrow} N$	$\pi \times n(n+1)(n+2)a$
	Pôle-Pôle $A \overset{x}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\longleftrightarrow} N \overset{x}{\longleftrightarrow} B$	$2\pi \times a$
	Pôle-Dipôle $A \overset{na}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\longleftrightarrow} N$	$2\pi \times n(n+1)a$
3D	Carré $\begin{array}{c} A \overset{a}{\longleftrightarrow} B \\ \updownarrow \quad \updownarrow \\ M \overset{a}{\longleftrightarrow} N \end{array}$	$2\pi \times a / (2 - \sqrt{2})$

l'espacement des électrodes,  $n$  un facteur d'espacement et  $x$  la distance à l'infini pour le dispositif pôle – dipôle.  $K$  correspond au facteur géométrique dépendant de l'arrangement des électrodes.) et  $\Delta V$  la différence de potentiel.

Les différents paramètres qui influencent la résistivité dans les sols (Chapellier, 2001 ; Michot, 2003 ; Samouelian et al., 2005) sont :

- l'état de saturation et la teneur en eau. En effet, si c'est la conductibilité électrolytique qui est à l'origine de la résistivité dans le milieu, la présence, plus ou moins importante d'un fluide interstitielle influence la mesure de résistivité. La résistivité diminue lorsque la teneur en eau augmente. Elle augmente lorsque l'indice de saturation diminue (Archie, 1942 ; McCarter, 1984 ; Beck, 2008).

- La minéralisation du fluide. Celle ci influence directement la mesure de résistivité. Le courant se déplace plus facilement dans un fluide où la concentration ionique est plus importante, de plus, le type d'ions dissous va avoir un impact sur la résistivité car leurs mobilités sont différentes. Il est alors possible de définir un équivalent NaCl qui permet de relier les concentrations en différents sels dissous afin de déterminer la résistivité du fluide.

- la présence d'argiles minéralogiques. A la conductibilité électrolytique s'ajoute un phénomène lié à la charge des feuillets d'argiles. Les cations adsorbés peuvent être mobiles et donc influencer sur la résistivité du milieu (modèle Gouy-Chapman). Ce phénomène est appelé la conductivité « surfacique ». Cette « conductivité » surfacique des minéraux argileux peut être prise en compte via la CEC (Waxman et Smits, 1968).

- la température qui influence la résistivité du sol via la viscosité du fluide et sa conséquence sur la mobilité des ions en solutions. Plus la température augmente, plus la résistivité diminue. Des essais effectués en laboratoire (Campbel et al, 1948) montrent que la conductivité augmente de 2.02% par °C entre 15°C et 25°C. La conductivité peut alors être corrigée et standardisée à 25°C selon la formule :

$$\sigma_t = \sigma_{25^\circ\text{C}} \times (1 + \alpha \times (T - 25^\circ\text{C})) \quad (\text{Eq. 24})$$

avec  $\sigma_t$  la conductivité à la température de l'expérience,  $\sigma_{25^\circ\text{C}}$  la conductivité à 25°C,  $\alpha$  le facteur de correction égal à 2.02% et  $T$  : température de l'expérience.

- la porosité du matériau influence la résistivité. Il faut que le fluide puisse rentrer et circuler à l'intérieur du matériau. Ce dernier a donc besoin d'être poreux et que cette porosité soit connectée. Archie (1942) met en relation la résistivité d'un matériau (sans argile) avec sa porosité, la résistivité du fluide d'imbibition et son indice de saturation (équation 7):

$$\rho_s = \alpha \times \rho_f \times \phi^{-m} \times Sat^{-n}$$

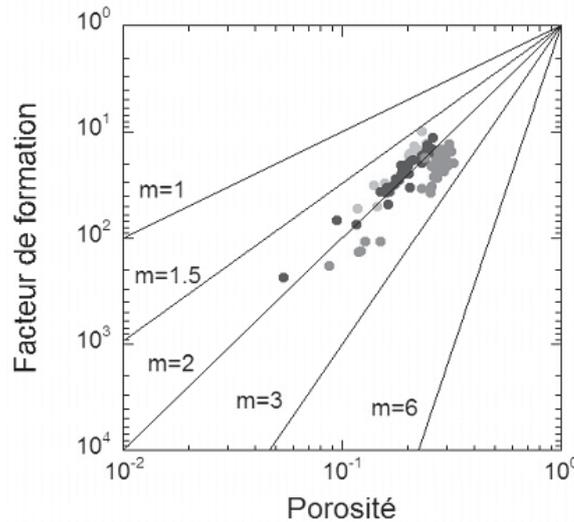
avec  $\rho_s$  la résistivité du matériau,  $\alpha$  le facteur de formation dépendant de la nature du milieu ( $0.6 < \alpha < 2$ ),  $\rho_f$  la résistivité du fluide interstitielle,  $\Phi$  la porosité,  $m$  le facteur de cimentation,  $Sat$  l'indice de saturation et  $n$  un facteur dépendant de la nature du milieu (Figure 26).

Cette loi n'est pas directement applicable pour les sols argileux à cause de la présence de la conductivité surfacique qui peut être non négligeable. Cependant un milieu saturé par un fluide très fortement minéralisé réduit l'impact de la conductivité surfacique par rapport à la conductivité électrolytique. C'est à partir de cette hypothèse que Bernard (2006) a pu étalonner la loi d'Archie pour le Bri du Marais de Rochefort. Pour cela l'auteur s'est appuyée sur l'utilisation *in situ* d'un salinomètre préalablement étalonné (Bernard-Ubertosi, 2009)

permettant de réaliser des profils de résistivités réelles mesurées à des profondeurs mesurées. La loi d'Archie étalonnée par Bernard (2006) pour le Bri est (équation 8):

$$\rho_s = 1.01 \times \rho_f \times \phi^{-2.73} \times Sat^{-2}$$

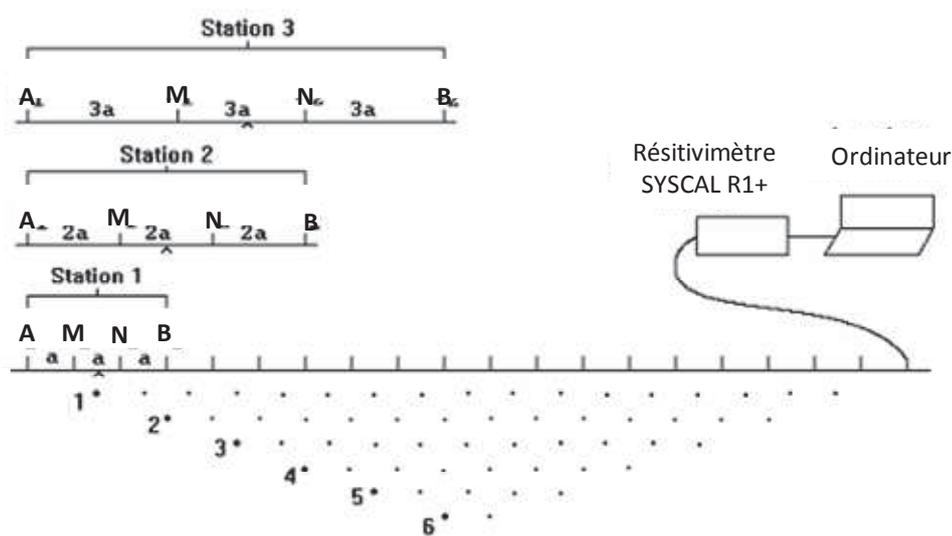
avec  $\alpha = 1.01$ ,  $m = 2.73$  et  $n$  conservé égal à 2 par défaut.



**Figure 26:** Facteur de cimentation ( $m$ ) déterminé pour des grès en fonction de la teneur en argile (gris clair : grès sans argile ; gris foncé : grès très argileux ; noir : grès peu argileux) d'après les données de Waxman et Smits (1968) (Comparon, 2005). Le facteur de formation (1.01) et le facteur de cimentation (2.73) déterminé par Bernard (2006) pour le Bri est voisin de celui des grès très argileux. Il est également compatibles avec de fortes porosités et fortes teneurs en argiles (smectites)(Salem et Chilingarian, 1999).

Les prospections géoélectriques effectuées en prairie (L3) et sur la parcelle cultivée ont été faites par panneaux de résistivité verticaux. La prospection électrique par panneaux de résistivité est un système qui permet de réaliser des profils de résistivité en deux dimensions. Les électrodes injectant le courant et celles mesurant le potentiel sont alignées (Figure 27). Elles ont toujours le même espacement. Les électrodes servant à l'injection du courant (AB) et les électrodes servant à la mesure du potentiel (MN) « alternent » en fonction des séquences d'injection programmées. Plusieurs configurations d'électrodes sont alors utilisables (Tableau 4): Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipôle-Dipôle, Pôle-Pôle, Pôle-Dipôle... Le choix de la configuration utilisé va dépendre du milieu étudié et des hétérogénéités recherchées. L'appareil utilisé pour effectuer ces panneaux de résistivité est un SYSCAL R1+ associé à un switch qui gère les séquences d'injection de courant aux différentes électrodes. La taille maximum du dispositif est le raccord de 48 électrodes espacées de 5m. Les séquences sont créées et téléchargées dans l'appareil à partir du logiciel ELECTRE II. Ce logiciel permet de

choisir la taille du dispositif (nombre d'électrodes, espacement entre les électrodes) ainsi que sa configuration et de télécharger les séquences dans le SYSCAL. Celui-ci va gérer l'injection du courant et la mesure des différences de potentiel en chaque point. Une fois l'acquisition terminée, les données récupérées sont téléchargées sur un ordinateur avec le logiciel PROSYS qui permet d'exporter les données sous différents formats. Enfin le logiciel, permettant d'obtenir les panneaux de résistivité, est RES2DINV. A partir de la section de résistivité apparente mesurée, il crée une pseudo-section 2D de résistivité du sol étudié, par la méthode d'inversion des moindres carrés.



**Figure 27 : Représentation schématique de l'acquisition de panneau de résistivité. La géométrie des électrodes A, B, M, N dépend du dispositif choisi (Tableau 4).**

Différentes techniques ont déjà été développées afin de créer des représentations en trois dimensions de résistivité du sous sol. La cartographie en trois dimensions, est reconstruite à partir de l'extrapolation des points de mesure de série de pseudo-section parallèles (Samouelian, 2005). L'inconvénient de cette méthode est qu'elle ne détecte pas les hétérogénéités qui vont se localiser entre les panneaux et dans le même alignement. Une deuxième méthode est la configuration en carré des électrodes. Cette méthode a pour intérêt d'être moins dépendant de l'orientation des hétérogénéités. Dans le cas du Bri, toutes les prospections déjà effectuées aussi bien dans le marais de Rochefort que dans le marais Poitevin ont montré l'homogénéité du matériau et sa structuration horizontale en niveaux superposés. Le sol des marais étant très homogène, c'est la première technique qui a été retenue. Pour cette raison, les cartes de résistivités horizontales ont été reconstruites par

extrapolation entre les panneaux de mesures verticaux. La réalisation des cartes a été faite en utilisant le logiciel de cartographie SURFER.

## II.9. Géochimie des eaux

Afin d'effectuer un suivi des nappes présentes sur les différentes parcelles étudiées, la parcelle en prairies L3 et la parcelle en culture ont été instrumentées en Mars 2008 avec des piézomètres de profondeurs différentes. Dans la parcelle L3, le piézomètre descend à 6 m de profondeur. Les piézomètres sont doublés dans la parcelle cultivée. Ils sont localisés aux points S2, S3 et S4 (Figure 24). En S2, S3 et S4, les piézomètres descendent à 2 m et ont été installés, par l'INRA, à partir de sondages effectués à la tarière à main. En S2 et S3, les deuxièmes piézomètres descendent à 3 m. En S4 il descend à 6 m. La profondeur d'investigation de ces derniers piézomètres permet de caractériser les eaux sous le niveau consolidé et le niveau *Wp*. Ils ont été mis en place avec une tarière mécanique par la société COULAIS consultant. Les aquifères du Bri profond et des calcaires du Kimméridgien sont des nappes d'eaux fossiles salées. Dans le Bri de surface l'eau douce provient de l'infiltration des eaux de pluies. La mise en place de ces piézomètres a pour but d'effectuer un suivi de niveau de nappe ainsi qu'un suivi géochimique de ces eaux. Les concentrations ont été mesurées à différentes échéances.

Les prélèvements d'eau ont été réalisés par l'INRA et les analyses chimiques ont été effectuées par chromatographie ionique au laboratoire HydrASA pour les anions ( $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ ) et par ICP au Laboratoire de Chimie et de Microbiologie de l'Eau (UMR CNRS 6008) pour l'analyse des cations.

### II.9.1. *Chromatographie ionique*

La chromatographie ionique est une méthode permettant l'analyse qualitative et quantitative des molécules chargées électriquement dans un fluide ne contenant pas de matières en suspension. Le principe est basé sur la rétention de certains ions, en fonction de leur charge et de leur taille, par une résine échangeuse d'ions (phase stationnaire) comportant des groupements fonctionnels ionisés. Le fluide à analyser est entraîné dans la colonne échangeuse d'ion par l'éluant. Afin de quantifier les ions présents dans la solution, le détecteur utilisé est un conductimètre. Connaissant la conductivité ionique des différentes molécules et les temps de rétention, l'appareil va alors pouvoir détecter les différents ions

présents dans la solution. Finalement, pour déterminer la concentration en chaque ion à analyser, une courbe étalon doit être préalablement établie à partir de solution de concentration connue faisant correspondre la concentration ionique et l'aire de la courbe des temps de rétention. La résine échangeuse d'ion peut être saturée suite au passage de fluide trop concentré, il est alors possible de diluer le liquide à analyser. En contre partie, il n'est alors plus possible de détecter des ions peu présents dans le liquide. L'appareil utilisé est une chromatographie DIONEX ICS 1000.

### II.9.2. *ICP (Induced Coupled Plasma)*

Pour mesurer la concentration en cations l'appareil utilisé est une torche à plasma (le terme anglais ICP pour Induced Coupled Plasma est plus fréquemment utilisé). Le principe est basé sur la vaporisation d'un échantillon liquide qui, une fois vaporisé, va traverser un analyseur qui détecte les éléments présents. Ils existent deux techniques principales : la spectrométrie d'émission optique (AES) et la spectrométrie de masse (MS). La spectrométrie de masse utilise le fait que les ions peuvent être différenciés sous l'effet d'un champ électromagnétique en fonction de leur masse atomique, leur charge électrique et de leur vitesse. La deuxième technique utilisée est la spectrométrie d'émission optique. Après que l'échantillon ait été excité, lors de la phase de vaporisation, celui-ci va revenir à son état fondamental en émettant un photon dont la longueur d'onde sera dépendante de l'élément détecté. La lumière alors émise par le plasma est analysée par un monochromateur. Celle-ci est comparée aux résultats d'une solution étalon afin de déterminer la quantité de l'élément analysé. C'est cette seconde technique de spectroscopie d'émission optique qui a été utilisée dans ce travail.

## II.10. Microtomographie de rayons X

La tomographie assistée par ordinateur est une méthode non invasive et non destructive qui permet la reconstruction d'images « en coupe » d'un objet tridimensionnel. Elle permet l'analyse continue d'un objet. Elle a tout d'abord été développée pour le milieu médical mais cette technologie a rapidement évolué. Aujourd'hui c'est un outil pluridisciplinaire utilisé en mécanique, électronique, biologie, paléontologie, géologie, etc.

La résolution des scanners médicaux est de l'ordre de la dizaine de micromètres maximum (limitée par l'exposition des patients). Pour répondre aux attentes des différents

domaines, il a donc fallu améliorer la résolution des images. Le milieu industriel a permis de développer la tomographie afin d'obtenir des images de meilleure résolution et de définition lors d'expérimentation moins contraignantes du point de vue limites d'émission d'énergie et temps d'exposition..

La microtomographie permet d'observer des échantillons de taille millimétrique à une résolution allant jusqu'à quelques micromètres. Son principe repose sur l'analyse multidirectionnelle de l'interaction d'un faisceau de rayons X avec la matière, et par l'enregistrement du rayonnement par des détecteurs après avoir traversé l'objet (Russ, 2002).

Le fonctionnement de la microtomographie à rayons X est basé sur la loi de Beer-Lambert. Celle-ci explique que l'énergie émise est atténuée lorsque les rayons traversent un objet. Cette atténuation dépend de la densité du milieu, de sa composition atomique ainsi que de l'énergie du faisceau de rayons X. Plus le milieu est dense et le numéro atomique élevé, plus l'atténuation est forte.

La relation de Beer-Lambert s'écrit alors :

$$\frac{I}{I_0} = \exp^{-\mu \times h} \quad (\text{Eq. 25})$$

avec  $I_0$  l'intensité du rayon X incident,  $I$  l'intensité du rayon X ayant traversé la matière et  $h$  l'épaisseur de l'objet traversé (en cm),  $\mu$  est le coefficient linéaire d'atténuation (souvent exprimée en  $\text{cm}^{-1}$ ).

Cette loi part du principe que le rayon est monochromatique. Pour la microtomographie de laboratoire le tube de rayon X ne permet pas d'avoir ce type de rayon, le rayonnement émis est polychromatique. Le tube à rayons X produit un faisceau de géométrie conique qui traverse tout l'échantillon et qui est détecté par la caméra CCD (Charge-Coupled Device). Cette caméra transforme ce rayonnement électromagnétique en données numériques, afin d'obtenir une image de l'objet (radiographie). L'image en 3-dimensions de l'échantillon est obtenue à partir d'une série de radiographies acquises pour des déplacements angulaires successifs de l'objet. En théorie, il est possible de n'effectuer des radiographies que sur un intervalle angulaire de  $180^\circ$ , mais pour cette étude, l'acquisition est faite sur  $360^\circ$  pour obtenir la rotation complète des objets et ainsi ne pas extrapoler ces positions lors de la reconstruction. Contrairement aux scanners médicaux, où le tube à rayons X et la caméra tournent autour du patient, en microtomographie l'échantillon est en mouvement, alors que la caméra et le tube à rayons X restent immobiles. Une fois l'acquisition finie (rotation complète

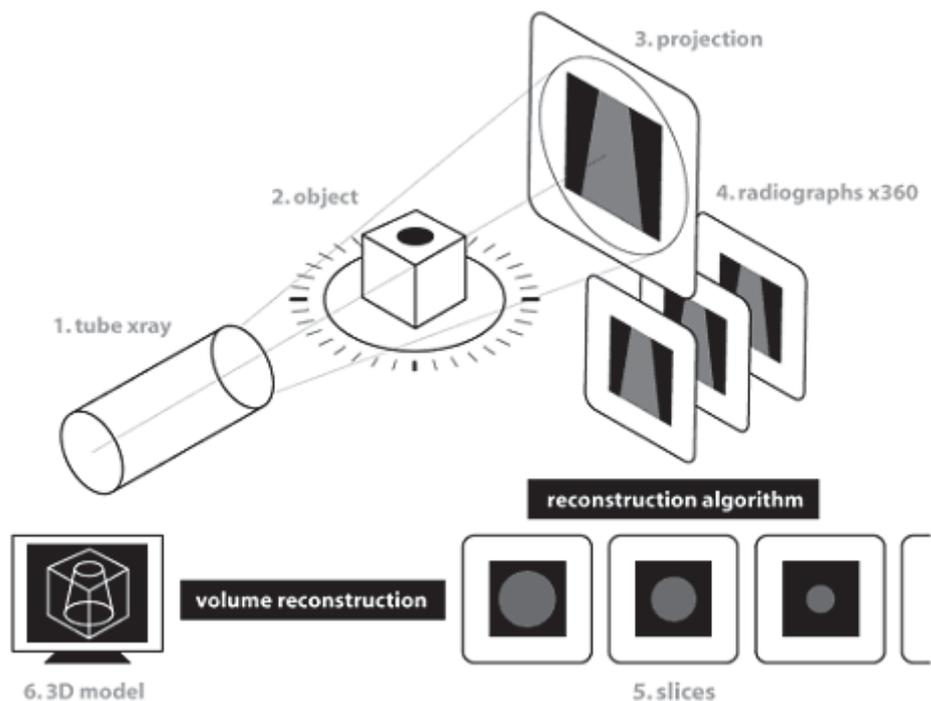


Figure 28 : Schéma de principe du fonctionnement de la microtomographie de rayons X, de l'acquisition à la reconstruction de l'échantillon. (d'après <http://www.digitalscanservice.com/tomography.php>)

de l'échantillon) un logiciel de reconstruction permet d'obtenir une vue tridimensionnelle de l'objet (Figure 28).

L'appareil utilisé est un microtomographe à rayon X Viscom X8050. Le tube à rayons X possède les caractéristiques suivantes :

- une cible en Tungstène.
- un filtre en Aluminium de 0,4 mm d'épaisseur en sortie de tube
- la taille du faisceau d'émission est inférieure à 5  $\mu\text{m}$ .
- la tension d'accélération peut varier entre 30 et 160 kV
- l'intensité varie entre 10 et 1000 mA.

Il est également possible de faire varier le gain de la caméra (de 0 à 100%). Ces trois derniers paramètres (intensité, tension d'accélération, gain de caméra) vont permettre de régler la puissance du faisceau afin de visualiser le volume. Pour l'acquisition, le faisceau doit être assez puissant afin de traverser le centre du volume sans pour autant trop rogner les bords de l'échantillon.

La présence d'artefacts sur les images brutes obtenues rend difficile l'analyse quantitative des volumes, il convient d'éliminer (ou de réduire) ces artefacts. Certains sont corrigés par le logiciel de reconstruction, mais d'autres nécessitent un traitement spécifique. Il existe une incertitude liée à la géométrie d'acquisition de l'appareil. Le plateau tournant, sur

lequel est posé l'échantillon, est localisé spatialement à l'intérieur du microtomographe. Lorsque cette localisation est mal définie, cela entraîne un flou important de l'image reconstruite. Avant de reconstruire, le logiciel a besoin de connaître les coordonnées du centre de rotation de l'échantillon (à 0,2 mm près). Pour cela, il faut utiliser une mire. C'est un parallélépipède en plexiglas où sont incrustées de petites billes de plomb dont la distance entre chaque bille est connue. Cette mire est ensuite placée sur le plateau tournant, tout en prenant soin de ne pas avoir déplacé le plateau entre l'acquisition de l'objet à étudier et l'acquisition de la mire. A partir des images de la mire obtenues, où ne sont visibles que les billes de plomb (de part leur densité), le logiciel calcule la trajectoire exacte effectuée sur le plateau et l'exakte position du centre de rotation. Le durcissement de faisceau (ou « beam hardening ») est l'artefact le plus souvent rencontré. Celui-ci fait apparaître le centre d'un objet plus absorbant que ses bords. Cet artefact est dû au fait que le rayon incident n'est pas monochromatique. Lorsqu'un échantillon cylindrique et homogène est traversé par le faisceau, les rayons de faible énergie seront plus atténués au centre de l'échantillon, ce qui entraîne une variation radiale de l'atténuation apparente au sein de cet échantillon. Ce phénomène engendre des difficultés pour la segmentation. Pour corriger cet artefact, le logiciel de reconstruction permet de fixer un coefficient de correction qui atténue le durcissement. Ce phénomène peut également être atténué en plaçant des filtres de différentes épaisseurs (laiton, cuivre, aluminium, PVC...), en fonction du résultat attendu, devant la sortie du faisceau (Ketcham et al., 2001). Le filtrage des faibles énergies, peut cependant entraîner une moins bonne définition de l'objet. Les seconds artefacts les plus souvent rencontrés sont les artefacts en anneaux (ou « ring artefacts »). Ils correspondent à l'apparition de cercles concentriques centrés sur l'axe de rotation du support. Ce sont des pixels défectueux de la caméra CCD qui sont à l'origine de ces cercles. Pour toutes les radiographies, ce sont toujours les mêmes pixels qui présentent des défauts. Lorsque l'on observe une coupe perpendiculaire à l'axe de rotation, chaque pixel défectueux forme un cercle autour de l'axe. Il existe différentes méthodes pour diminuer l'effet de ces anneaux. Comme pour le durcissement de faisceau, l'utilisation de filtre permet d'atténuer l'effet des artefacts en anneaux. La deuxième méthode est d'effectuer une calibration avec un matériau ayant des coefficients d'atténuation similaires à l'objet étudié. (Ketcham et al., 2001). Une autre méthode peut être appliquée. Il s'agit de transformer l'image en coordonnées polaires puis de détecter sur ces images les lignes homogènes (qui vont alors correspondre aux anneaux). Une fois les lignes détectées, il est alors possible de les soustraire de l'image

initiale. Cette dernière étape a pour conséquence une légère diminution de la résolution de l'image (Sijbers et Postnov, 2004, Gallier, 2010).

### III. CARACTERISATION DES MECANISMES – RELATION STRUCTURE / PROPRIETES HYDROMECHANIQUES

Les sols du Marais Poitevin et du Marais de Rochefort, de part leur formation par dessiccation et maturation des sédiments fluvio-marins, sont caractérisés par des textures très fines. 85 à 92% des particules minérales qui les constituent sont inférieures à 20  $\mu\text{m}$ . Les minéraux dominants y sont des phyllosilicates, kaolinite, illite, interstratifiés illite/smectite, smectite pur et chlorite accessoire. Leurs propriétés hydromécaniques sont dépendantes de cette nature argileuse, tant du point de vue texture fine que minéralogie. Elles sont essentiellement gouvernées par les relations eau - matrice argileuse du point de vue changement d'états solide à plastique puis liquide et du point de vue des propriétés mécaniques dont la cohésion et des conductivités hydraulique.

Les études précédentes ont montré l'homogénéité minéralogique et texturale de ces matériaux (Righi, 1995 ; Pons ; 1997 ; Mathé, 2003 ; Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2006). Les faibles évolutions minéralogiques se traduisent par une très discrète illitisation des smectites, soit verticalement (Mathé, 2003 ; Bernard, 2006) soit horizontalement en fonction de l'âge de maturation du sédiment (Righi, 1995). Cette illitisation mise en évidence uniquement sur la fraction  $< 0,01 \mu\text{m}$  est trop discrète pour affecter de manière significative le comportement hydromécanique du matériau. Cette homogénéité de texture et de minéralogie que se soit « horizontalement » (sur toute la superficie du Marais) ou « verticalement » (le long des profils) en fait un matériau modèle pour l'étude des comportements hydro-mécaniques des matériaux argileux et de ces sols face aux problématiques de cultures. Finalement, les paramètres majeurs qui gouvernent les propriétés hydro-mécaniques de ces sols argileux sont les paramètres de structure (porosité ou indice des vides), de saturation (teneur en eau et indice de saturation) et la salinité de l'eau interstitielle.

Dans ce contexte, l'étude mécanique et hydromécanique du Bri va s'appuyer sur l'étude de profils structuraux (teneur en eau, indices des vides et densité) couplée à des mesures mécaniques (géotechnique) *in situ* (mesures de résistance à la pointe, mesures de cohésion) et en laboratoire (mesures de perméabilités saturées). Le principe est de relier les profils structuraux des sols ou de la transition sédiment-sol aux profils de propriétés mécaniques en utilisant la courbe de retrait de la matrice argileuse.

Ce type de travail, basé sur les comparaisons entre profils de résistance à la pointe (pénétrömètre dynamique) et profils de teneurs en eau dans des sols argileux a déjà été

présenté par Bernard (2006) et Bernard et al., (2006). Ces investigations avaient été limitées sur la parcelle en prairie de Saint Laurent de la Prée (L3). En partant de la représentation de Biarez et al., (1987), un des intérêts de ces travaux a été de présenter l'évolution des profils dans un diagramme croisé teneur en eau ( $W$ ) – indice des vides ( $e$ ) – résistance à la pointe ( $Qd$ ) – indice de saturation ( $Sr$ ).

Si la mesure de résistance à la pointe ( $Qd$ ) en utilisant un pénétromètre dynamique léger (PANDA) est bien adaptée dans ces milieux pour la caractérisation des profils structuraux, les valeurs de  $Qd$  sont peu exploitables pour expliquer les mécanismes intrinsèques de consolidation et d'évolution structurale des sols. Pour cette raison, dans ce travail de thèse les mesures de résistance à la pointe sont doublées par des mesures de cohésion *in situ* avec un objectif visé qui est l'explication quantitative du mécanisme de consolidation et de fracturation.

L'utilisation d'une zone atelier centrée sur le site expérimental de l'INRA de Saint Laurent de la Prée permet :

- de comparer nos résultats à ceux déjà obtenus sur la parcelle en prairie L3
- de suivre l'influence des cultures d'hiver (blé) et de printemps (maïs)
- de mettre en évidence quantitativement, à une échelle plus réduite, le fonctionnement hydrodynamique global du Marais.

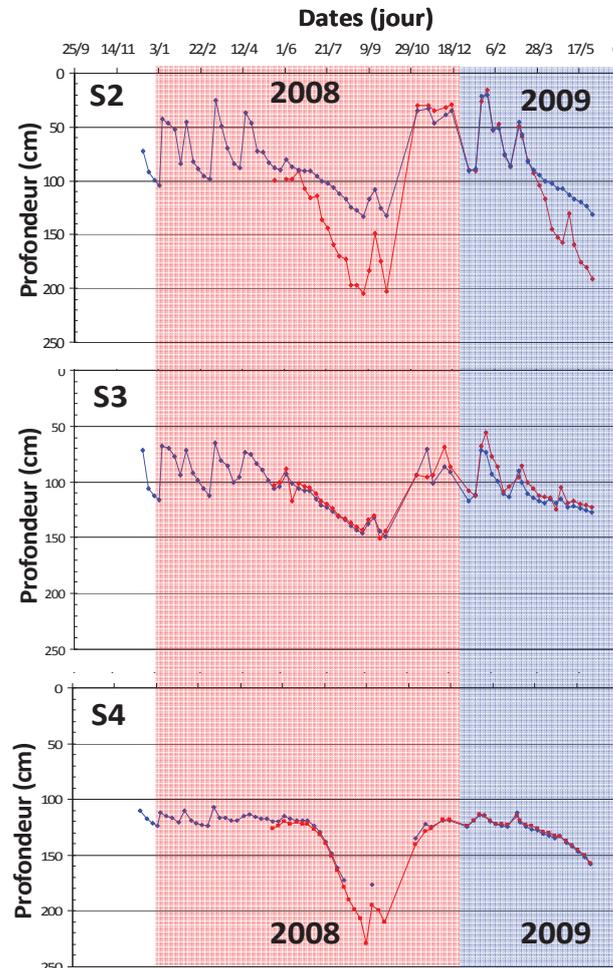
Les campagnes de mesures des paramètres mécaniques et de « structure » *in situ* ont été réalisées entre Mars 2008 et Juillet 2010. Elles ont été réalisées sur les deux parcelles en prairie (L3 et F4) et sur la parcelle cultivée. Elles comprennent :

- les prélèvements de profils d'échantillons à la tarière à main
- les mesures de résistance à la pointe par pénétromètre dynamique PANDA
- les mesures de cohésion à l'aide d'un scissomètre de chantier GEOFNOR
- la description de profil le long de fosses

Les mesures réalisées en laboratoire comprennent :

- les teneurs en eau
- les densités humides

L'INRA de Saint Laurent de la Prée réalise un suivi piézométrique sur la parcelle cultivée depuis 2006 le long d'un profil représenté par quatre piézomètres descendant à 200 cm de profondeur (Figure 29). En Mars 2008, un second profil a été mis en place. Il est



**Figure 29 : Niveau piézométrique mesuré entre 2008 et 2009 sur la parcelle cultivée. Les courbes bleues correspondent aux relevés effectués dans les piézomètres courts (2m de profondeur), les courbes rouges correspondent aux relevés effectués dans les piézomètres longs (3 m de profondeur pour S2 et S4, et 6 m de profondeur pour S3),**

représenté par des couples de piézomètres constitués d'un court (200 cm de profondeur) et d'un long descendant à trois ou six mètres de profondeur. L'objectif était (1) de suivre l'évolution des niveaux piézométriques dans les piézomètres longs et courts et d'y prélever les eaux pour les analyses chimiques.

Les relevés piézométriques sont comparés aux données pluviométriques qui proviennent de la station Météo France de Saint Laurent de la Prée (Figure 30).

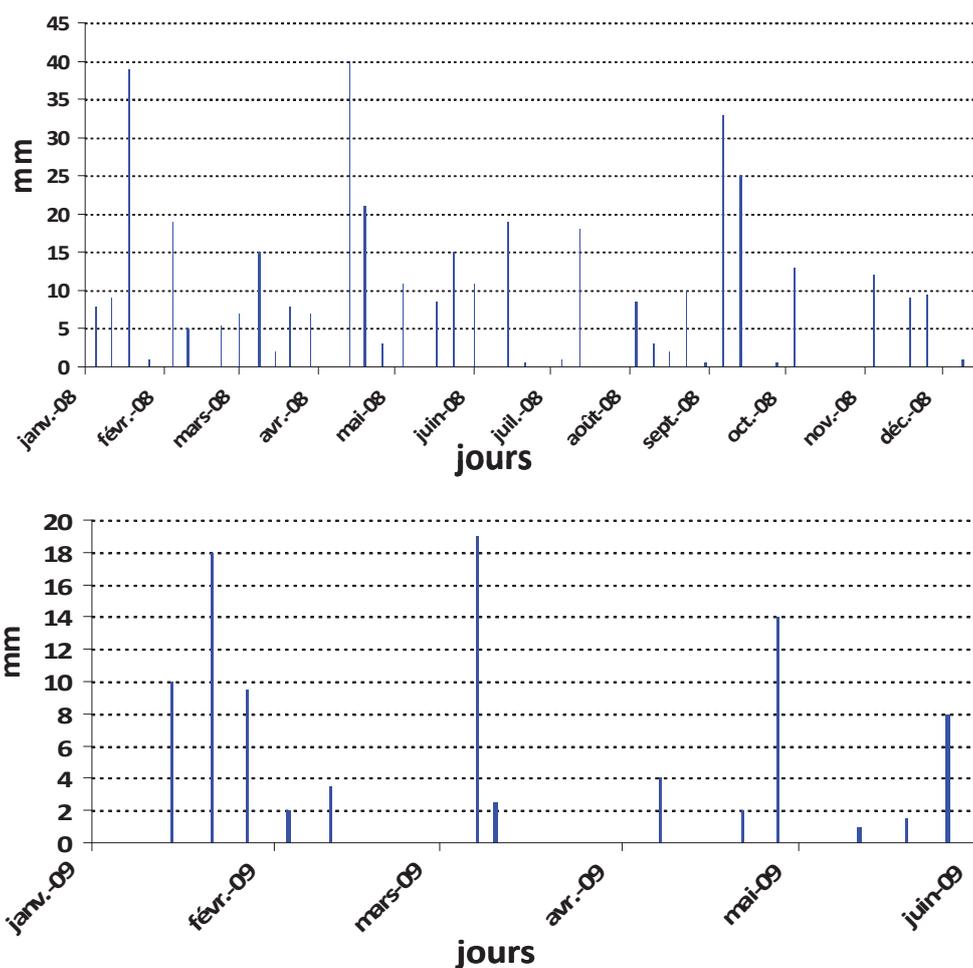


Figure 30 : Relevé pluviométrique effectué entre Janvier 2008 et Juin 2009 à Saint Laurent de la Prée.

### III.1. Prairies

#### III.1.1. Teneur en eau

Afin de suivre les profils structuraux du Bri dans le Marais de Rochefort plusieurs prélèvements ont été effectués *in situ* dans les parcelles L3 et F4.

Les différents profils de teneur en eau pondéral pour la parcelle **L3** sont présentés dans les figures suivantes (Figure 31). A ces profils sont associés les profils de densités mesurés.

Les profils de teneurs en eau ont été mesurés jusqu'à 200 cm de profondeur (sauf en mai et juillet 2010 où les prélèvements ne descendent pas en dessous de 145 cm). Ils sont

localisés à proximité du piézomètre installé sur cette parcelle. Les évolutions verticales de teneurs en eau sont discutées par rapports aux limites de retrait ( $W_r = 20\%$ ), plasticité ( $W_p = 40\%$ ) et liquidité du Bri ( $W_l = 70\%$ ).

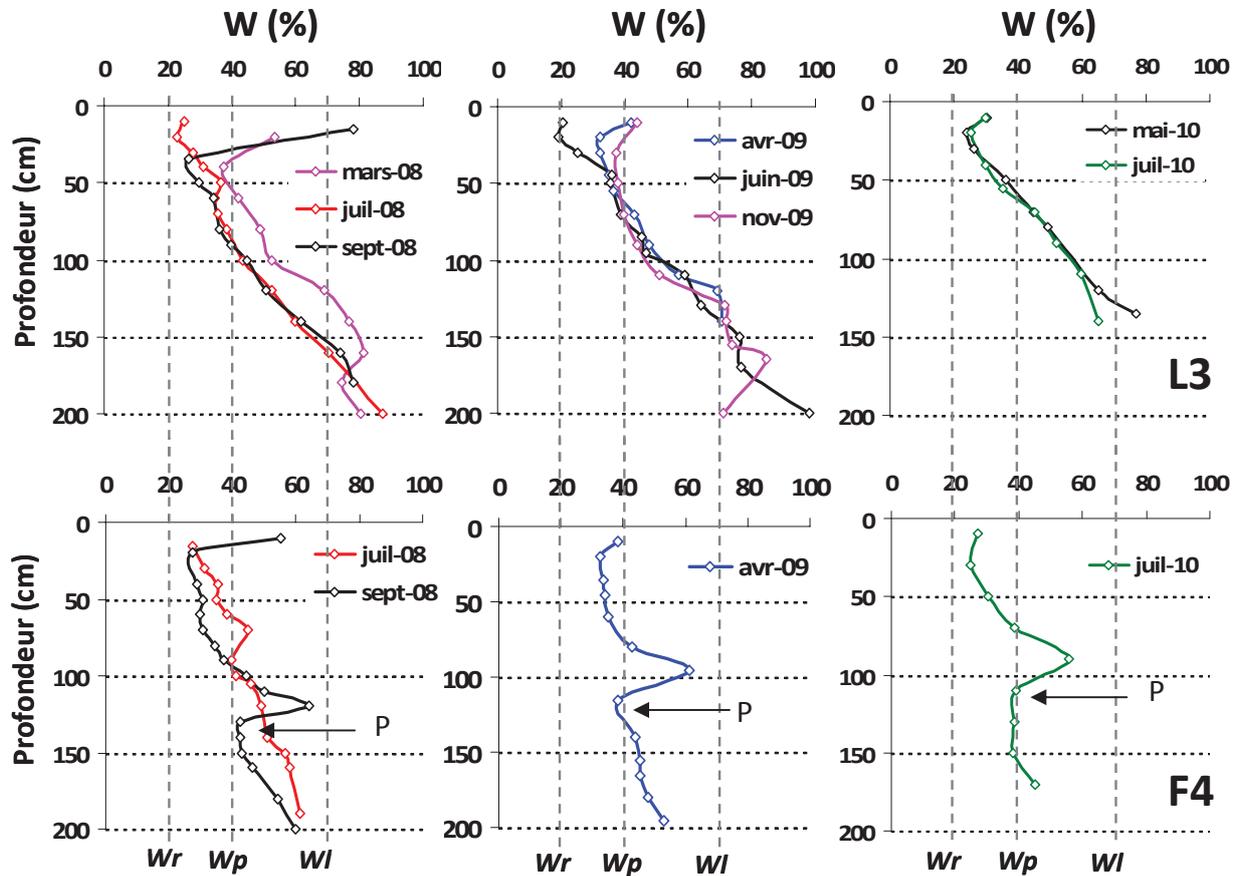


Figure 31: Profils de teneur en eau pondérale réalisés en 2008, 2009 et 2010 dans les parcelles en prairie L3 et F4.  $W_r$ ,  $W_p$  et  $W_l$  correspondent aux limites de retrait, de plasticité et de liquidité respectivement. Les flèches localisent la consolidation du paléosol présent dans la prairies F4.

Les profils montrent deux niveaux, un niveau de surface, de 0 à 40 cm de profondeur pour lequel les teneurs en eau évoluent fortement en fonction des conditions météorologiques. Les teneurs en eau évoluent à partir de la surface. Elles varient de la limite de retrait  $W_r$  en période sèche, Juillet 2008 et Juin 2009, à la limite de plasticité  $W_p$  en Mars 2008, Avril et Novembre 2009, et peuvent atteindre la limite de liquidité  $W_l$  exceptionnellement en Septembre 2008. En Mai et Juillet 2010, la valeur de teneur en eau minimum atteinte en surface est de 23% soit légèrement supérieure à  $W_r$ .

A partir de 50 cm de profondeur environ, le comportement hydrique global du sol est similaire quelle que soit la période de prélèvement. La teneur en eau diminue continuellement jusqu'à 200 cm de profondeur. Mis à part en Juillet et Septembre 2008, où la limite  $W_p$  est

atteinte aux alentours de 90cm de profondeur, cette même limite est toujours dépassée entre 50 et 75 cm de profondeur. De même que  $Wl$  est atteinte entre 130 et 140 cm de profondeur (sauf pour Juillet et Septembre 2008 où  $Wl$  est atteint à 150 cm de profondeur). Quelle que soit la saison les profils de  $W$  apparaissent parallèles. On remarque une translation des deux profils de la saison sèche 2008 (Juillet et Septembre) vers les plus faibles teneurs en eau.

Quelques profils de teneurs en eaux ont été mesurés dans la parcelle **F4** : Juillet et Septembre 2008, Avril 2009 et Juillet 2010 (Figure 31). Les teneurs en eau minimales ont été mesurées à 20 cm de profondeur, elles sont voisines de 25%. Les légères augmentations de teneur en eau à 10 cm de profondeur sont dues à un épisode pluvieux récent. Dans l'ensemble les teneurs en eau augmentent comme précédemment avec la profondeur jusqu'à atteindre 60% à 200 cm de profondeur. Les profils de septembre 2008, avril 2009 et juillet 2010 présentent chacun un pic de teneur en eau qui atteint pratiquement 60% à 120, 100 et 80 cm de profondeur respectivement. Ces pics sont associés à un paléosol déjà identifié en F4 et sur une parcelle adjacente par différents auteurs (Mathé, 2003 ; Bernard 2006). Ces pics de teneurs en eau sont localisés juste au dessus du niveau consolidé correspondant au paléosol. Ils sont la conséquence des très faibles perméabilités du Bri consolidé, ils sont équivalents à une « mini » nappe perchée. Ce pic de teneur en eau qui marque le paléosol est très discret en juillet 2008, il y est localisé plus haut à 70 cm de profondeur. Ces différences entre les positions du pic associé au « paléosol » peuvent être expliquées par les positionnements légèrement dispersés des différents profils mesurés. Il est remarquable que  $Wl$  ne soit jamais atteint sur cette parcelle au dessus de 200 cm de profondeur.

### III.1.2. Densité humide, densité sèche

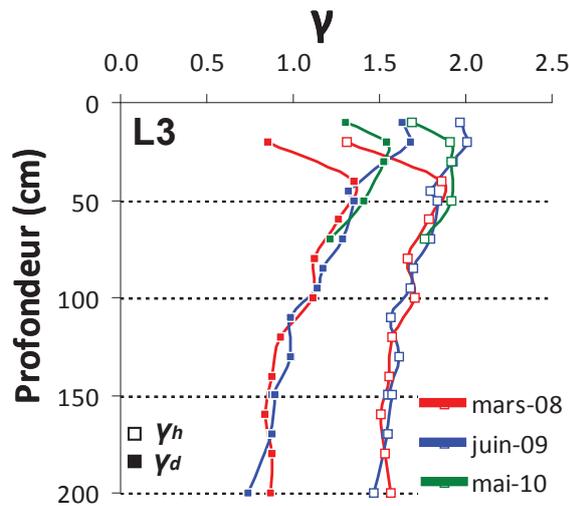


Figure 32: Profils de densité humide ( $\gamma_h$ ) et densité sèche ( $\gamma_d$ ) mesurée en Mars 2008, Juin 2009 et Mai 2010 en L3.

Parallèlement aux profils de teneurs en eau, des profils de densité humide et densité sèche ont été réalisés (Figure 32). Les prélèvements ont tous été effectués sur la parcelle L3, et utilisés en parallèle pour les mesures des teneurs en eau. Ces couples de mesures densité -  $W$  n'ont été réalisés que pour trois dates dans le but d'étalonner et de vérifier la relation  $e-W$  et la courbe de retrait caractéristique du Bri (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2007). Les évolutions de densité avec la profondeur sont inverses à celles des teneurs en eau : diminution des densités de la surface à 40 cm de profondeur, puis diminution continue des densités jusqu'à 200 cm de profondeur en accord avec les augmentations de  $W$ . Le maximum de densité humide atteint 2,00 à 10 cm de profondeur en juin 2009. Le minimum est de 1,5 à 200 cm de profondeur. Les densités sèches associées varient de 1,7 à 0,7.

### III.1.3. Profils de résistance à la pointe

Les profils de résistance à la pointe ont été réalisés en Juillet 2008, Avril 2009 et Juillet 2010 sur les parcelles L3 et F4. (Figure 33)

Tous les profils enregistrés sur la parcelle **L3** montrent des pics de résistance ( $Q_d$ ) en surface. Ce pic de surface (entre 5 et 40 cm de profondeur) est le plus prononcé en Juillet 2008, avec des valeurs voisines de 5 MPa et un maximum de 8.5 MPa à 10 cm. Entre de 40 cm et 100 cm de profondeur, les valeurs de  $Q_d$  diminuent progressivement jusqu'à un

minimum de 0.5 MPa. Cette valeur très faible, à la limite de résolution de l'appareil, reste constante jusqu'à 200 cm de profondeur. Les profils d'avril 2009 et juillet 2010 montrent les mêmes évolutions verticales : le pic de résistance de surface jusqu'à 40 cm de profondeur, et les valeurs minimales voisines de 0,5 MPa de 100 à 200 cm de profondeur.

Les différences entre les profils sont observées dans les quarantes premiers centimètres. En effet, par rapport au profil de Juillet 2008, le pic de résistance observé en surface est légèrement inférieur en Juillet 2010, avec un maximum à 5 MPa, mais l'essentiel des valeurs compris entre 3 et 4 MPa avant 40 cm, et beaucoup plus faible en Avril 2009, avec un maximum à 3 MPa et l'essentiel des valeurs compris entre 2 et 2.5 MPa. Cette décroissance d'intensité des pics est associée à un phénomène de dessiccation qui est atténué par rapport à juillet 2008.

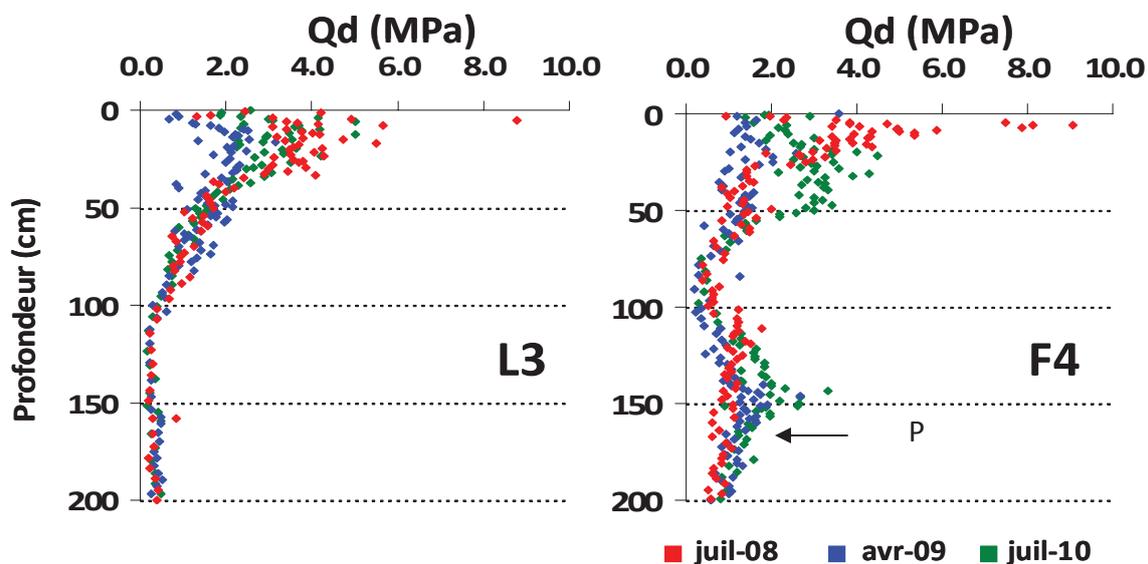


Figure 33 : Profils de résistance à la pointe réalisés dans les parcelles en prairie L3 et F4 en Juillet 2008, Avril 2009 et Juillet 2010. La flèche localise la consolidation du paléosol présent dans la prairies F4.

Les profils enregistrés dans la parcelle F4 montrent des évolutions équivalentes à celles observées dans la parcelle L3 jusqu'à 100 cm de profondeur. En effet en Juillet 2008, le pic de surface est bien observé avec un maximum à 9 MPa (à 10 cm) puis une décroissance progressive des résistances jusqu'à un minimum de 0.5 MPa atteint à 100 cm de profondeur environ. Ce pic, d'intensité maximum, observé très proche de la surface est caractéristique d'une forte dessiccation de surface. En Avril 2009 le pic est pratiquement effacé, les valeurs plus élevées ont été mesurées entre 0 et 50 cm de profondeur, elles sont comprises entre 0.6 et 2.5 MPa. En Juillet 2010, le pic est plus étalé, jusqu'à 50 cm de profondeur avant d'entamer

sa diminution, et avec des valeurs comprises entre 2.5 et 4 MPa. De manière générale les résistances à la pointe atteignent leur minimum entre 80 cm et 100 cm de profondeur, avec des valeurs comprises entre 0.2 et 0.5 MPa. A partir de ce niveau, les valeurs de  $Qd$  augmentent légèrement jusqu'à former un léger pic caractérisé par un maximum à 1.8 MPa en Juillet 2008 vers 110 cm, et des pics beaucoup plus marqués à 2.5 et 3 MPa à 150 cm de profondeur en Avril 2009 et Juillet 2010 respectivement. Ces trois pics de résistances, associés au paléosol, sont cohérents avec les pics susjacents de teneur en eau observés à 70, 90 et 80 cm de profondeur dans les profils respectifs de Juillet 2008, Avril 2009 et Juillet 2010. Sous 150 cm de profondeur les valeurs de  $Qd$  rediminuent progressivement jusqu'à atteindre les valeurs minimales voisines de 0.5 MPa à 200 cm.

#### III.1.4. Profils de cohésion

Les profils de cohésion ont été réalisés en Juillet 2008, Septembre 2008, Avril 2009 et Juillet 2010 sur les parcelles L3 et F4 (Figure 34).

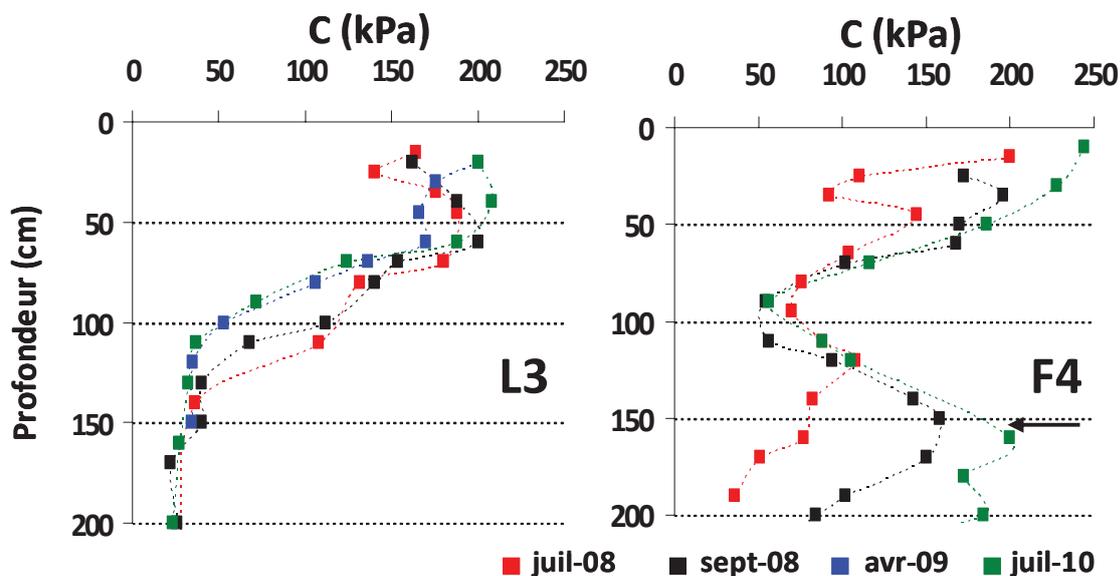


Figure 34 : Profils de cohésion (C) mesurés dans les prairies L3 et F4 en Juillet 2008 (rouge), Septembre 2008 (noir), Avril 2009 (bleu) et Juillet 2010 (vert). La flèche localise la consolidation du paléosol présent dans la prairie F4.

Tous les profils de cohésion mesurés sur la parcelle L3 montrent un pic de cohésion vers 50 cm de profondeur. En Juillet 2008, le maximum de cohésion obtenu est de 180 kPa à 50 cm de profondeur. Ce même comportement est observé pour les autres profils : maximum de 200 kPa à 60 cm en Septembre 2008, maximum de 170 kPa à 30 cm de profondeur en

Avril 2009 et maximum de 210 kPa à 40 cm de profondeur en Juillet 2010. A partir de 60 cm de profondeur, les valeurs de  $C$  diminuent rapidement jusqu'à atteindre des valeurs inférieures à 40 kPa et constantes à partir de 140 cm de profondeur (pour toutes les dates). Ce minimum est atteint dès 110 cm de profondeur en Avril 2009 et Juillet 2010. En Juillet 2008 et Septembre 2008, ce minimum a été atteint seulement à 140 cm de profondeur. Les valeurs de cohésion étaient encore supérieures à 100 kPa à 110 cm de profondeur en Juillet et en Septembre 2007 conformément aux profils de forte dessiccation observés à ces dates.

Les profils mesurés dans la parcelle **F4** montrent les plus fortes valeurs de cohésion à proximité de la surface et une importante disparité des cohésions de la surface à 60 cm de profondeur. En effet en Septembre 2008 et en Juillet 2010, les valeurs de cohésion sont comprises entre 170 et 245 kPa, tandis qu'en Juillet 2008, ces valeurs descendent en dessous de 110 kPa entre 20 et 30 cm. Entre 50 et 100 cm de profondeur, les différents profils montrent la même chute de cohésion, qui se traduit par une superposition des profils, jusqu'à atteindre un minimum de 50 kPa à 90 cm de profondeur environ, puis, s'en suit une augmentation plus ou moins importante des valeurs entre 100 et 150 cm. En Juillet 2008, la cohésion augmente jusqu'à 100 kPa entre 100 et 120 cm de profondeur puis diminue jusqu'à 35 kPa à 190 cm. En Septembre 2008 et Juillet 2010, la cohésion augmente jusqu'à 160 et 200 kPa respectivement autour de 150 cm avant de diminuer, rapidement en Septembre 2008 (jusqu'à 85 kPa à 200 cm) et plus faiblement en Juillet 2010 (jusqu'à 185 kPa). Ces augmentations de cohésion en profondeur sont cohérentes avec la superposition des pics de teneurs en eau sur les pics de résistance à la pointe mesurés qui témoignent de l'existence du paléosol.

### III.1.5. *Relations $W - Qd$ et $W - C$*

En **L3** les variations de  $Qd$  et  $W$  en fonction de la profondeur montrent une bonne corrélation quelles que soient les périodes de mesures : les profils de  $Qd$  évoluent de manière symétrique aux profils de  $W$ . Aux diminutions de  $W$  correspondent les augmentations de  $Qd$ . Les trois profils de Juillet 2008, Avril 2009 et Juillet 2010 sont similaires. Les pics de fortes valeurs de  $Qd$  correspondent aux plus faibles teneurs en eau qui caractérisent la dessiccation de surface (Figure 35).

Les relations  $W-C$  sont similaires : aux faibles teneurs en eau de surface correspondent les pics de cohésions. Par contre les pics de cohésion mesurés sont plus larges et très bien marqués jusqu'à 70 - 100 cm de profondeur ce qui correspond aux profondeurs de la limite de plasticité  $Wp$ . Les relations  $W-C$  sont équivalentes pour les quatre profils mesurés en Juillet et

Septembre 2008, Avril 2009 et Juillet 2010. Les pics de cohésions sont un peu plus accentués, entre 70 et 110 cm de profondeur, pour les profils de dessiccation plus prononcés de Juillet et Septembre 2008.

Les profils de  $Qd$  sont moins sensibles aux variations d'état du Bri sous la limite de  $Wp$ . Par contre, les « intensités » des pics de  $Qd$  traduisent mieux les évolutions de teneur en eau pour les profondeurs inférieures à 50 cm c'est-à-dire dans le domaine d'état solide localement insaturé, avec le pic le plus important (Juillet 2008) correspondant aux teneurs en eau les plus basses et le pic le plus faible pour les teneurs en eau les plus fortes (Avril 2009).

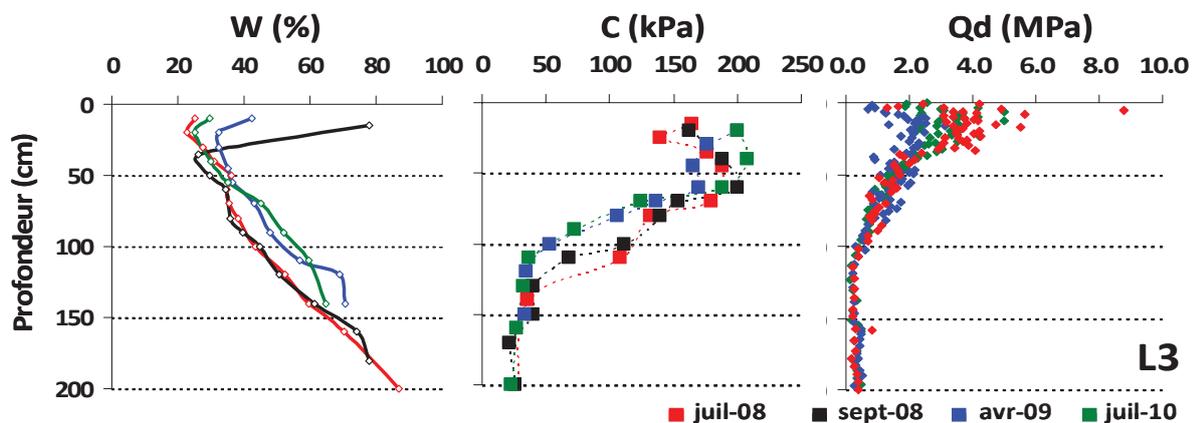


Figure 35 : Profils parallèles de teneur en eau, de cohésion et de résistances à la pointe en L3. La relation entre teneur en eau et les paramètres mécaniques est clairement visible par les correspondances entre fortes valeurs de  $Qd$  et  $C$  pour de faible  $W$ , et vice versa.

Pour la parcelle F4, deux niveaux sont clairement identifiés (Figure 36):

- un niveau superficiel compris entre la surface et le paléosol,
- et le niveau sous-jacent constitué par le paléosol et ce qui lui est inférieur.

Dans la partie supérieure tous les profils de  $W$  et  $Qd$  traduisent le mécanisme de dessiccation qui progresse à partir de la surface. Les relations  $W$ - $Qd$  sont similaires à celles mesurées dans la parcelle L3 : symétrie entre les profils de  $W$  et les profils de  $Qd$ , et pic de  $Qd$  correspondant aux pics de dessiccation de surface. Les minima de  $Qd$  sont mesurés à la profondeur des fortes teneurs en eau qui marquent le toit du paléosol. Les profils de  $C$  montrent le même type de relation  $W$ - $C$  avec « symétrie » entre les profils de  $W$  et de  $C$ . Comme pour L3, les mesures au scissomètre montrent des pics de  $C$  qui correspondent bien aux niveaux de dessiccation/consolidation du Bri mais avec des mesures de cohésion plus sensibles que celles de résistance à la pointe dans le domaine plastique (teneurs en eau  $< Wp$ ).

Dans la partie inférieure la diminution des teneurs en eau entre 110 cm et 150 cm correspondent aux pics de  $Qd$  et  $C$  qui caractérisent la surconsolidation au niveau du

paléosol. Cette parcelle est intéressante pour ces observations grâce à l'existence du paléosol : aux fortes valeurs de  $C$  et  $Qd$  en surface, déjà présentes dans la parcelle L3, s'ajoute l'apparition d'un second pic de  $Qd$  et  $C$  en profondeur qui correspond à la « brisure » du profil de teneur en eau. Elle présente donc des profils caractéristiques de la superposition de deux mécanismes de consolidation qui correspondent au décalage dans le temps entre la formation du paléosol et des sols actuel sur le même matériau argileux constitué par le Bri.

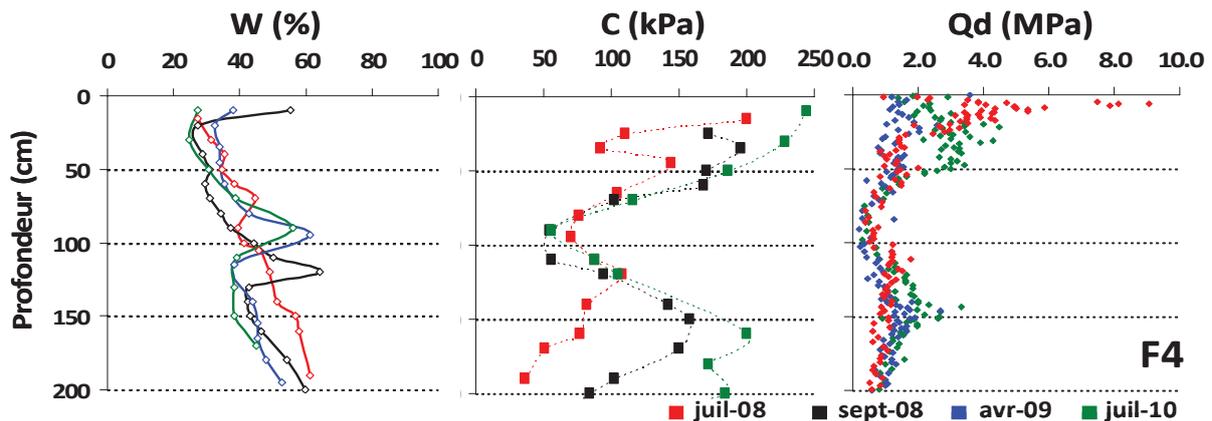


Figure 36 : Profils parallèles de teneur en eau, de cohésion et de résistances à la pointe en F4. La relation entre teneur en eau et les paramètres mécaniques est clairement visible par les fortes valeurs de  $Qd$  et  $C$  pour de faible  $W$ , et vice versa.

### III.2. Champ cultivé

Trois séries de profils ont été effectués sur les « zones » S2, S3 et S4. Si la structure sédimentaire est similaire à celle des prairies L3, Bri consolidé à l'état solide sur Bri saturé à l'état plastique puis à l'état liquide en profondeur, le mode de fonctionnement est différent à cause de la culture. La parcelle est drainée par des drains localisés à 100 cm de profondeur et espacés de 15 m. L'alternance des cultures blé / maïs impacte sur les niveaux statiques de nappes et sur les profils de dessiccation (Figure 37).

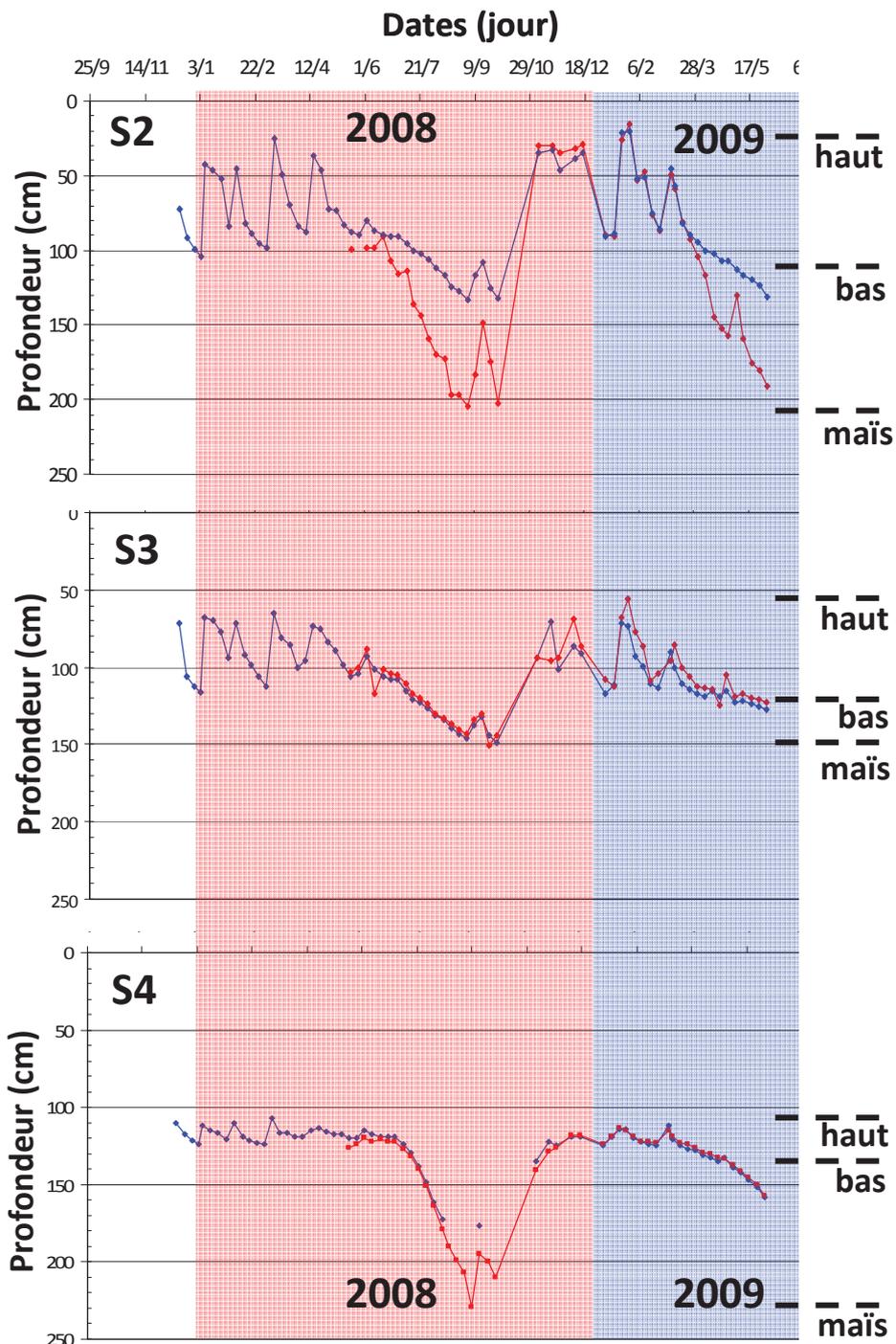


Figure 37 : Niveaux piézométriques mesurés entre 2008 et 2009 sur la parcelle cultivée (en S2, S3 et S4). Les courbes bleues correspondent aux relevés effectués dans les piézomètres courts (2m de profondeur), les courbes rouges correspondent aux relevés effectués dans les piézomètres profonds (3 m de profondeur pour S2 et S4, et 6 m de profondeur pour S3). Les « haut » et « bas » indiquent la zone de battement de la nappe indépendante des cultures. Le niveau « maïs » représente la descente maximum de la nappe due à la consommation d'eau par le maïs.

Si on examine les variations des niveaux piézométriques entre Octobre 2007 et Juillet

2009, on observe les variations piézométriques entre Novembre 2007 et Juin 2008 puis Novembre 2008 et Juin 2009 qui traduisent les fluctuations dues à la seule pluviométrie sans l'influence de la culture. Ces périodes permettent de fixer les niveaux de battement de nappe hors influence culture. A l'inverse, la période Juin-Octobre 2008 montre clairement le rabattement de nappe dû à la consommation en eau du maïs. Finalement, trois niveaux de nappes sont significatifs (Figure 37) :

- le niveau haut de battement de nappe (--- haut) hors influence culture
- le niveau bas de battement de nappe (--- bas) hors influence culture
- le niveau bas de nappe dû à la consommation en eau de la plante et à son enracinement (---maïs).

Lors de la culture en maïs le niveau de nappe peut descendre à plus de 200 cm de profondeur et va par conséquent influencer le profil hydrique du sol.

### III.2.1. Teneur en eau

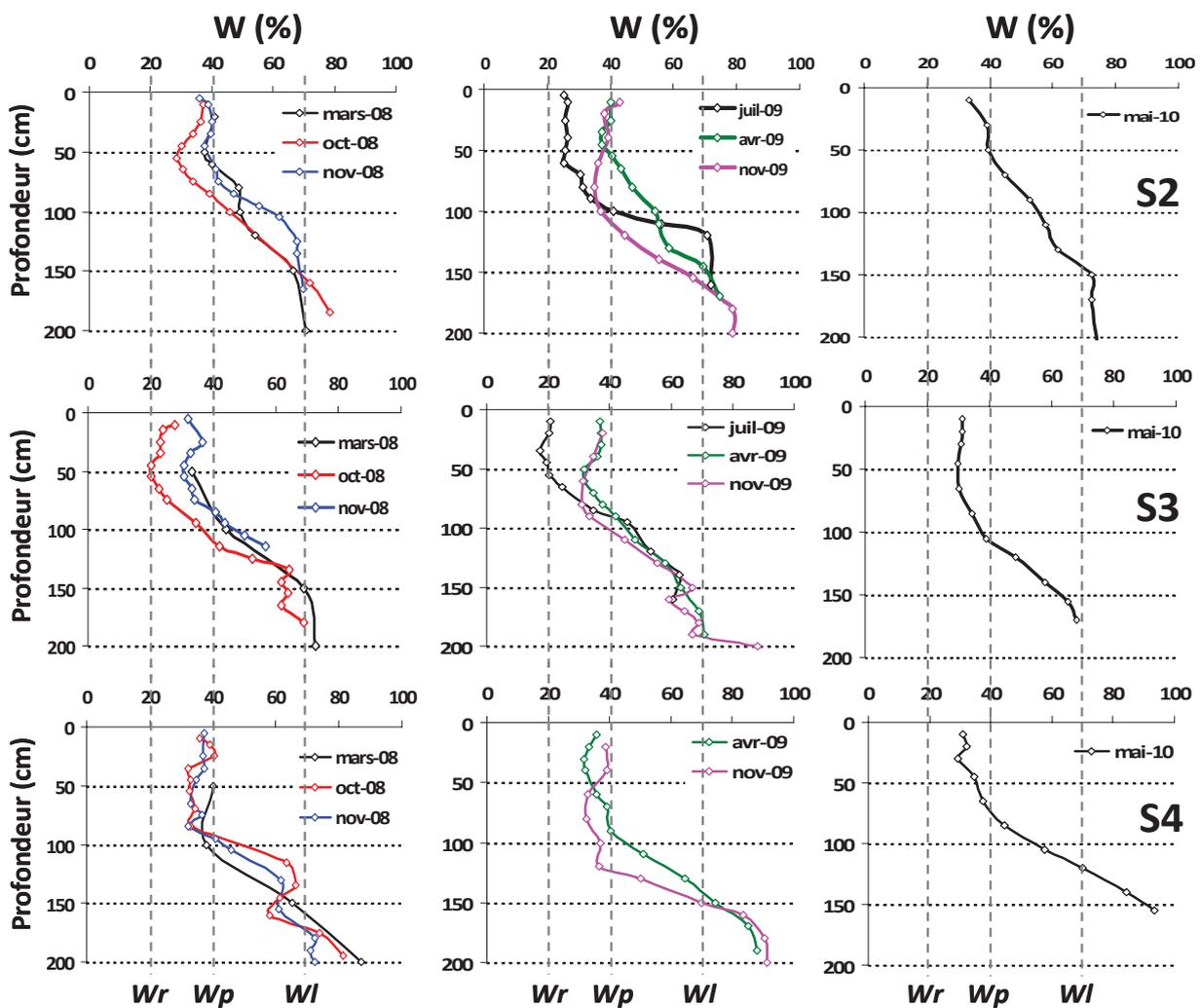


Figure 38 : Profils de teneur en eau pondérale réalisés en 2008, 2009 et 2010 dans la parcelle cultivée aux points S2, S3 et S4.  $W_r$ ,  $W_p$  et  $W_l$  correspondent aux limites de retrait, de plasticité et de liquidité respectivement.

Les profils de teneur en eau ont été mesurés en Mars, Octobre et Novembre 2008, Avril et Juillet 2009 et Mai 2010 (Figure 38). De manière générale et conformément à la structure du Bri, tous les profils traduisent une augmentation des teneurs en eau avec la profondeur.

En Octobre 2008, le décalage des profils vers les faibles teneurs en eau en S2 et S3 est dû à l'assèchement maximum en fin de croissance du maïs. Le profil de Novembre a été mesuré juste après la moisson et le labour. En S4 ces variations sont par contre moins significatives. En 2009, l'assèchement est essentiellement visible entre la surface et 100 cm de profondeur pour les profils de Juillet en S2 et S3. La limite de retrait n'est atteinte qu'en période sèche en S3 entre 50 cm et la surface. Le sol récupère une teneur en eau voisine de  $Wp$  en surface en période humide. Tous les profils dépassent  $Wp$  entre 50 et 100 cm de profondeur (sauf S3 en Octobre 2008 et S4 en Novembre 2009 où  $Wp$  n'est atteint qu'à 110 et 120 cm respectivement).  $Wl$  est également toujours atteint autour de 150 cm de profondeur (sauf S2 en Juillet 2009 et S4 en Mai 2010 où  $Wl$  est localisée à 120 cm de profondeur).

### III.2.2. Densité humide, densité sèche en S2 et S3

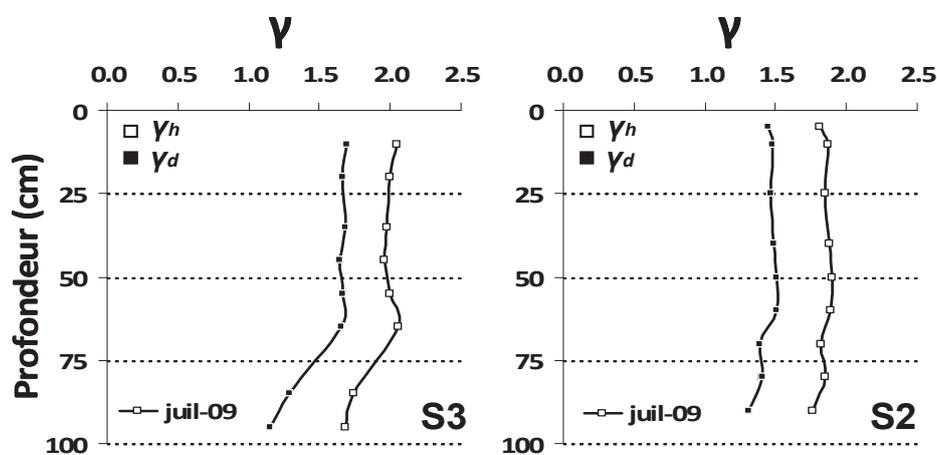


Figure 39: Profil de densités humides ( $\gamma_h$ ) mesurés et de densités sèches ( $\gamma_d$ ) calculées dans la parcelle cultivée aux points S2 et S3.

Les profils de densité humide et densité sèche ont été mesurés puis calculés sur les zones S2 et S3, en Juillet 2009 sur des échantillons non remaniés (mottes) prélevés sur les parois de deux fosses creusées en Juillet 2009 (Figure 39). Les densités sont légèrement supérieures en S3 par rapport à S2. Les densités humides mesurées en S3 évoluent peu entre 10 et 65 cm de profondeur, elles restent voisines de 2,00, simultanément les densités sèches restent voisines de 1,65. De 65 à 100 cm de profondeur, ces densités humides et sèches diminuent progressivement jusqu'à 1,70 et 1,30 respectivement en S3 en accord avec

l'augmentation des teneurs en eau. Sur la zone S2, les densités humides et sèches évoluent très peu le long des profils. Elles restent voisines de 1,90 et 1,5 jusqu'à 65 cm de profondeur et ne diminuent que jusqu'à 1,60 et 1,10 respectivement en bas de profil.

### III.2.3. Profils de résistance à la pointe

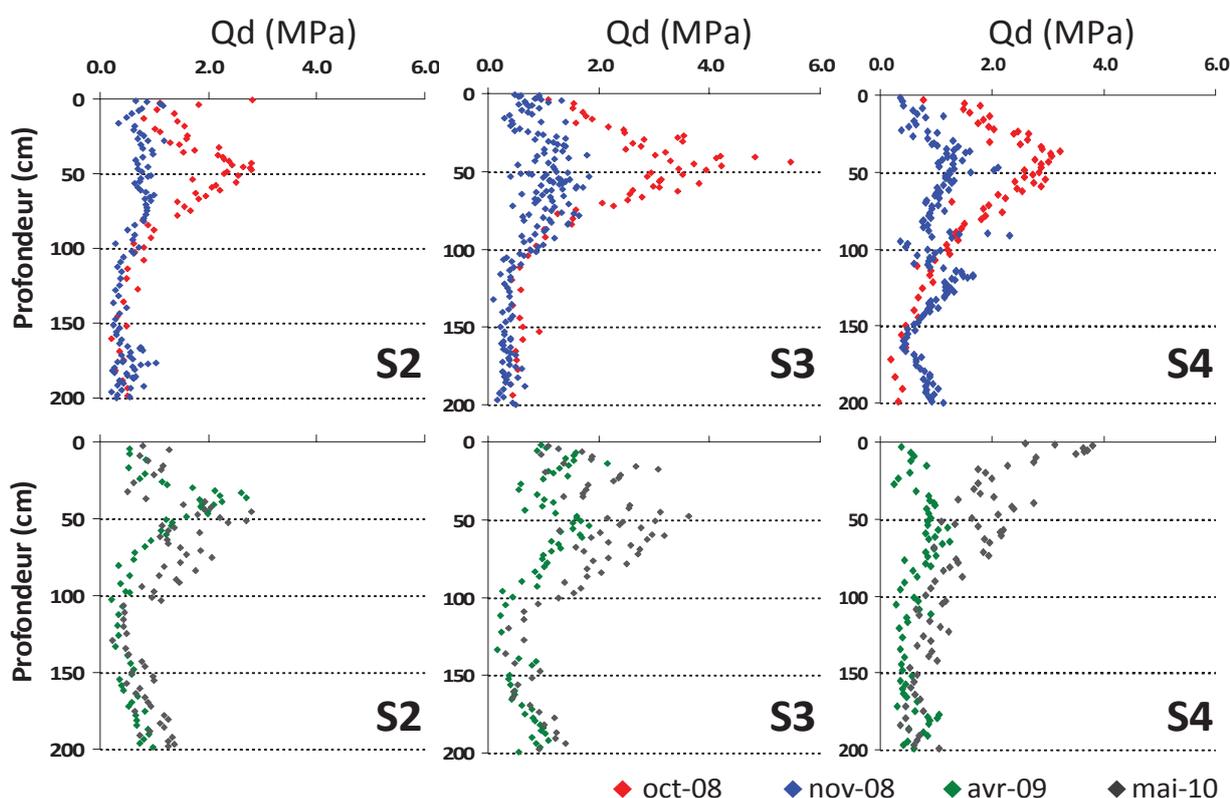


Figure 40 : Profils de résistance à la pointe ( $Qd$ ) mesurés dans la parcelle cultivée en S2, S3 et S4 en Octobre 2008 (rouge), Novembre 2008 (bleu), Avril 2009 (vert) et Mai 2010 (noir).

Les profils de résistance à la pointe ont été réalisés en Octobre et Novembre 2008, Avril 2009 et Mai 2010 (Figure 40). Comme pour les parcelles en prairie, un pic de résistance est observé vers 50 cm de profondeur pour les trois zones S2, S3 et S4. Le maximum est atteint en Octobre 2008 qui correspond au profil hydrique le plus sec. Les valeurs maximales de  $Qd$  mesurées sont de 5.5 MPa en S3, et voisines de 3 MPa en S2 et S4. Les pics de  $Qd$  sont partiellement effacés en Novembre 2008. Les valeurs de  $Qd$  sont alors comprises entre 1 et 2 MPa. Les deux périodes avant / après moisson et labour correspondent aux profils de  $Qd$  séparés par la plus grande différence entre profil « humide » et profil « sec ». En Avril 2009, le pic est visible mais de faible intensité en S2 et S3 (maximum voisin de 2.5 MPa). Il est pratiquement effacé en S4 avec un maximum de 1.5 MPa. En mai 2010, les pics de résistance

sont plus marqués avec des maximums compris entre 3 et 4 MPa pour les trois zones S2, S3 et S4. Le pic observé en surface sur la zone S4 est dû à une dessiccation superficielle intense plus éventuellement un compactage local dû à un passage d'engin. En S4, le profil de novembre 2008 montre un pic de faible intensité (1.8 MPa) vers 120 cm de profondeur qui correspondent à la partie résiduelle du pic de consolidation estival de surface.

Sous les pics de surface, une fois les 50 cm dépassés, une chute de résistance est observée jusqu'à 100 cm de profondeur. Entre 100 et 150 cm profondeur, les valeurs de  $Qd$  restent très faibles et peu dispersées (0.1 – 0.5MPa) quelle que soit la période. Entre 150 et 200 cm de profondeur les valeurs de  $Qd$  mesurées augmentent légèrement de 0.5 à 1 MPa à 200 cm (sauf en S3, en Octobre et Novembre 2008 où elles restent constantes).

Les pics de résistance à la pointe observés vers 50 cm de profondeur correspondent aux pics de dessiccations mesurés. Ce pic est le plus important en Octobre 2008 car il correspond à la période de fin de croissance du maïs et au maximum d'eau consommée en cumul. Cet effet peut être comparé avec les valeurs de Novembre 2008 qui ont été mesurées juste après moisson et labour, donc après la déstructuration et réhydratation du sol. Les pics de  $Qd$  traduisent essentiellement la consolidation de ces sols argileux par dessiccation.

#### III.2.4. **Profils de cohésion**

Les profils de cohésion ont été réalisés en parallèle des profils de  $Qd$  soit, en Octobre et Novembre 2008, Avril 2009 et Mai 2010 (Figure 41). Tout comme pour les profils de résistance à la pointe, les profils de cohésion peuvent être divisés en deux niveaux :

- Une partie supérieure 0 – 100 cm de profondeur environ dans laquelle sont observés les pics de cohésion. Pour les zones S2, S3 et S4 les pics sont centrés sur 50 – 80 cm de profondeur. Le comportement global est le même pour chaque profil. Une cohésion qui augmente de la surface vers 50 cm de profondeur environ, puis celle-ci diminue jusqu'à 100/120 cm et enfin des valeurs faibles et quasi constantes jusqu'à 200 cm de profondeur. Les maximum observés sont mesurés en Octobre 2008 : 250 kPa en S3 à 75 cm, 245 kPa en S2 à 60 cm, 210 kPa en S4 à 80 cm. En S2 et S3, les données sont superposables pour chaque date (sauf en S3 en Mai 2010 où le pic est supérieur à Avril 2009 et Novembre 2008).

- Une partie inférieure 100 – 200 cm caractérisée par la décroissance de la cohésion avec la profondeur, A partir de 100 - 150 cm de profondeur, la cohésion diminue pour se stabiliser autour de 40 kPa à partir de 150 cm de profondeur. Comparativement aux profils de résistance à la pointe, les pics de cohésion sont moins effacés en Novembre 2008. En S4, en Avril 2009, la chute de cohésion est brutale vers 100 cm de profondeur. Les cohésions de surface (0 – 20 cm) se sont avérées supérieures aux limites d'enregistrement du scissomètre (260 kPa)

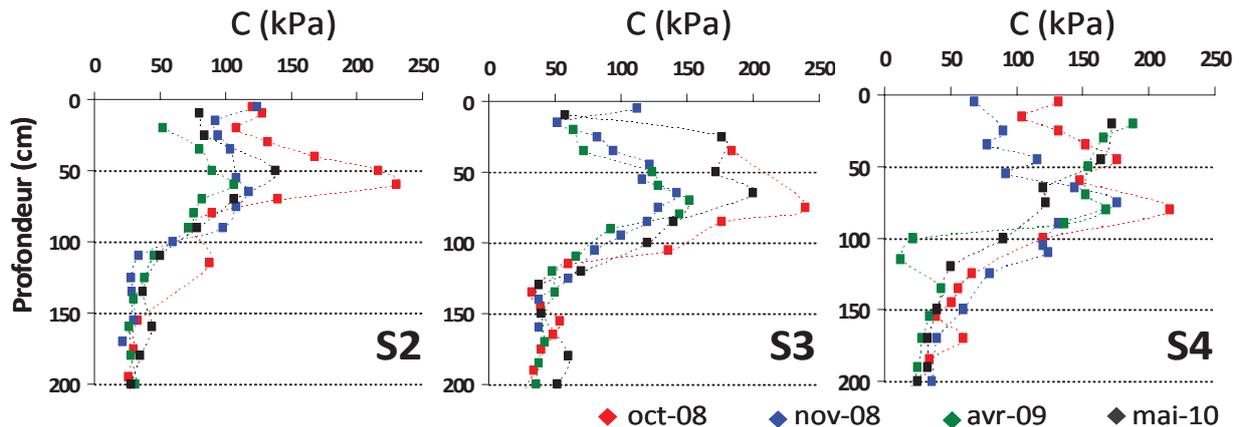


Figure 41: Profils de cohésion (C) mesurés dans la parcelle cultivée en S2, S3 et S4 en Octobre 2008 (rouge), Novembre 2008 (bleu), Avril 2009 (vert) et Mai 2010 (noir).

### III.2.5. Relations $W - Qd$ et $W - C$

Ces différents profils de  $W$ ,  $Qd$  et  $C$  enregistrés parallèlement permettent de discuter les relations qui peuvent relier la teneur en eau et les propriétés mécaniques de ces sols (Figure 42).

Les profils obtenus avec les deux outils (pénétromètre et scissomètre) montrent les mêmes tendances. Un niveau de surface plus résistant jusqu'à 100 cm de profondeur environ, puis un niveau plus meuble sous cette limite.

Les pics de  $Qd$  et  $C$  enregistrés dans le niveau de surface correspondent aux dessiccations maximums du Bri. Les pics de  $Qd$  et  $C$  les plus élevés correspondent aux faibles teneur en eau qui ont été mesurées dans les profils de dessiccation développés le plus profondément soit en Octobre 2008.

Les pics de  $Qd$  sont centrés sur 50 cm de profondeur en accord avec les profondeurs des teneurs en eau minimales. Les pics de  $C$  sont légèrement décalés vers le bas et la profondeur de  $Wp$ .

Ces pics de  $Qd$  mesurés en octobre 2008 sont presque entièrement effacés en novembre 2008 par l'effet de moisson et labour. Les pics de cohésions sont seulement atténués par cet effet labour.

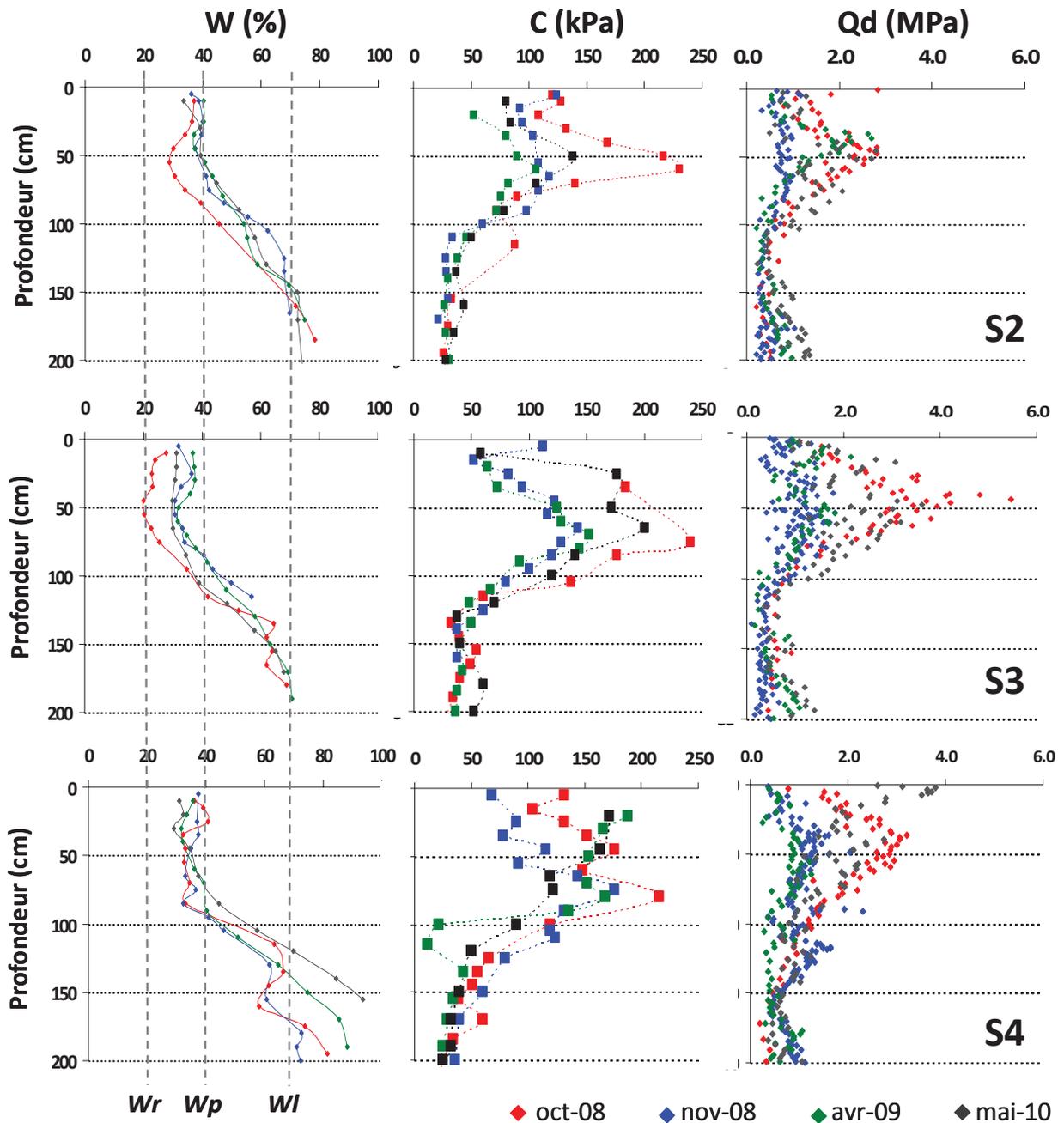


Figure 42 : Profils parallèle de teneur en eau, de cohésion et de résistances à la pointe dans la parcelle cultivée aux points S2, S3 et S4. La relation entre teneur en eau et les paramètres mécaniques est clairement mis en évidence par les fortes valeurs de  $Qd$  et  $C$  pour de faible  $W$ , et vice versa.

### **III.3. Dispersion des mesures de $Qd$ et $C$ le long des profils mesurés.**

Trois facteurs dominants peuvent influencer les profils enregistrés et les corrélations entre les profils de  $W$  et  $Qd-C$ . Ces trois facteurs sont :

- Un écart de localisation entre le profil de  $W$  et  $C$  et le profil de  $Qd$
- L'effet du labour en surface (observé jusqu'à 100 cm de profondeur)
- L'effet de surconsolidation au niveau du paléosol.

#### **III.3.1. L'écart de localisation entre le profil de $W$ et $C$ et le profil de $Qd$ .**

L'acquisition des profils de  $C$  et  $W$  s'effectue dans le même trou de tarière. Le principe consiste en :

- Prélèvement de 10 cm de sol à la tarière à main
- Enfoncement des pales du scissomètre en fond de trou
- Mesure du cisaillement
- Prélèvement de 10 cm de sol à la tarière à main
- Etc...

La séquence mesure de  $C$  et de prélèvement de sol est donc effectuée tous les 10 cm dans le même trou. La correspondance entre localisation et profondeur des mesures de  $W$  et  $C$  est donc parfaite. A l'inverse l'essai au pénétromètre se dispense du creusement à la tarière. L'essai est donc effectué en parallèle du sondage tarière et de l'essai scissométrique, à quelques décimètres voire un à deux mètres de décalage horizontal. Les teneurs en eau sont donc mesurées tous les 10 cm sur un profil vertical qui peut être décalé du profil de  $Qd$ . Les valeurs de  $Qd$  sont mesurées pratiquement tous les centimètres. De fait la correspondance entre les profils de  $W$  et  $Qd$  peuvent présenter quelques artéfacts.

#### **III.3.2. Effet du paléosol.**

Du point de vue arrangement microstructural, les conséquences de la dessiccation et/ou de la compression en milieu saturé du matériau argileux suivent les mêmes chemins d'état (Biarez et al., 1987 ; Dudoignon et al., 2004 ; Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2006, 2007). En ce qui concerne le Bri, sur le site de St Laurent de la Prée, les effets de consolidation mécanique sous le poids des sédiments entre 0 et 200 cm de profondeur sont inexistantes ou non significatifs. Toutes les évolutions de structure du matériau sont issues de phénomènes de dessiccation qui affectent ou ont affecté le Bri à partir de la surface. En L3,

S2, S3 et S4 les fronts de dessiccation sont tous observés à partir de la surface. En F4 deux fronts de dessiccations sont observés ; la dessiccation de surface et le paléosol. En L3 et F4 les fronts de dessiccation qui opèrent de nos jours sont vraiment localisés en surface avec les pics de  $Qd$  les plus importants à moins de 10 cm de profondeur. En S2, S3 et S4 ces pics sont plus influencés par le remaniement annuel du sol. Ils sont centrés sur 50-80 cm de profondeur. Le paléosol observé en F4 est localisé au voisinage de 150 cm de profondeur. Malgré l'enfouissement de ce paléosol par les eaux, vases et sols actuels, le Bri a gardé en mémoire une partie au moins des effets de la consolidation qui l'a affecté plusieurs siècles auparavant. Les conséquences sont :

- les relations indices des vides résistances mécaniques différentes pour les deux niveaux consolidés
- et des correspondances  $W-Qd$  et  $W-C$  qui peuvent être différentes entre sol en consolidation actuelle et paléosol

### III.3.3. *L'effet de labour.*

En fait les différences mesurées entre Octobre et Novembre 2008 en S2, S3 et S4 ne sont pas due qu'au labour mais à trois mécanismes successifs mais chronologiquement très rapprochés :

- (1) la sénescence du maïs et son arrêt de « pompage » d'eau du sol
- (2) la déstructuration due au labour
- et (3) la réhydratation du sol par infiltration des eaux de pluie et remontée progressive de nappe.

Du point de vue relation  $W-Qd$  et  $W-C$  ces cycles de déstructuration et réhydratation successives suivent des chemins d'états qui s'écartent d'un simple effet de déshydratation à partir de la surface qui permet de faire évoluer le Bri (sédiment) de l'état liquide à arrangement particulière sub-isotropique et exempt de réseau de fracture à l'état solide proche de la limite de retrait.

### III.3.4. Comparaison des profils de $Qd$ et $C$ normalisés pour la prairie et le champ.

Afin de comparer les résultats obtenus par les deux méthodes de mesures, les profils de résistance à la pointe puis les profils de cisaillement ont été normalisés à 1 par rapport à la valeur maximum de  $Qd$  et de  $C$ , tous profils confondus (parcelle cultivée, parcelle en prairie). La mesure de résistance à la pointe maximale a été enregistrée en Juillet 2010 dans la parcelle F4, donc c'est par rapport à cette valeur que tous les profils de résistance à la pointe ont été recalculés (Figure 43, Figure 44). La mesure de cohésion maximale qui sert de référence a été mesurée en Octobre 2008 (profil en S2). A partir de cette représentation deux phénomènes sont discernables sur les profils de  $C$  et de  $Qd$ . Les pics de résistance au cisaillement sont toujours localisés en dessous des pics de résistance à la pointe. De plus, ces mêmes pics sont également plus larges pour les valeurs de cohésion que pour les valeurs de  $Qd$ . Ces phénomènes sont aussi bien observés dans les parcelles en prairie (L3, F4) que dans les parcelles cultivées (S2, S3 et S4). Les valeurs de  $C$  marquent également plus les variations de résistance du sol dans le domaine plastique ( $W < Wp$ ).

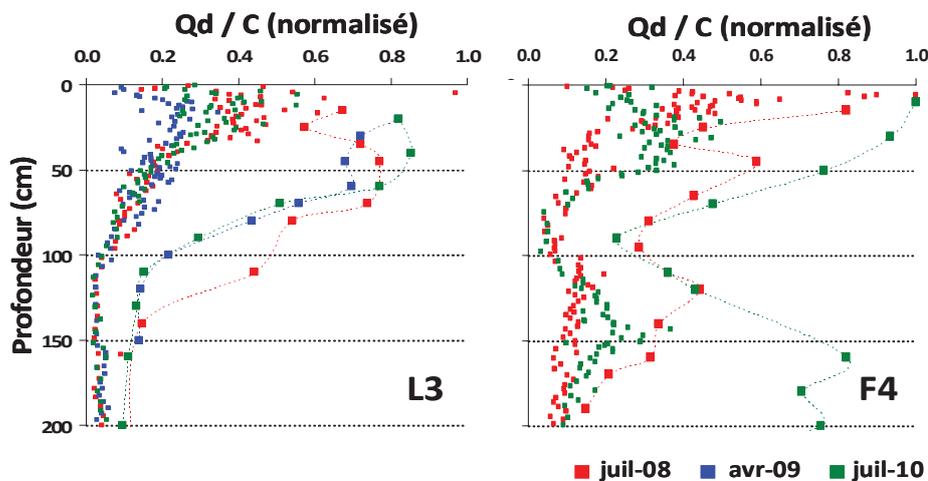


Figure 43 : Profils de cohésion et de résistance à la pointe, réalisés en L3 et F4, normalisés par rapport à la valeur maximum de  $Qd$  et de  $C$  mesurées en prairie et dans la parcelle cultivée.

Les différences de profondeurs observées entre les pics de résistance à la pointe et ceux du cisaillement peuvent être expliquées par les différences entre les deux méthodes de mesures des appareils :

- Impact extrêmement court lors de la compression de la matrice argileuse par choc sur la pointe perdue
- Cisaillement lent de la matrice argileuse sur la surface cylindrique délimitée par les pales du scissomètre,

et par les différentes interactions matrice argileuses – outils à la fois en surface dans le domaine solide, insaturé et fracturé et également en profondeur dans le domaine plastique à liquide saturé.

Les mesures de  $C$  peuvent être minimisées par le réseau de fracture et plus particulièrement par la fracturation intra prisme qui peut être pris en compte lors de la rotation lente des ailettes du scissomètre. Contrairement à l'essai de cisaillement, l'essai au pénétromètre prends en compte principalement la résistance à la compression de la matrice argileuse car il correspond à un impact rapide et instantané. Cet essai semble plus affecté par la déstructuration de la surface résultante au labour (Novembre 2008) ainsi que par l'hydratation de surface en période humide. Le pénétromètre dynamique montre alors une bonne sensibilité dans le domaine solide mais semble limité dès la transition entre les domaines solide et plastique. A l'inverse, malgré les artefacts engendrés par le réseau de fractures de retrait développé dans le domaine solide, les résultats obtenus avec le scissomètre présentent de bons résultats dans le domaine plastique voir le domaine liquide.

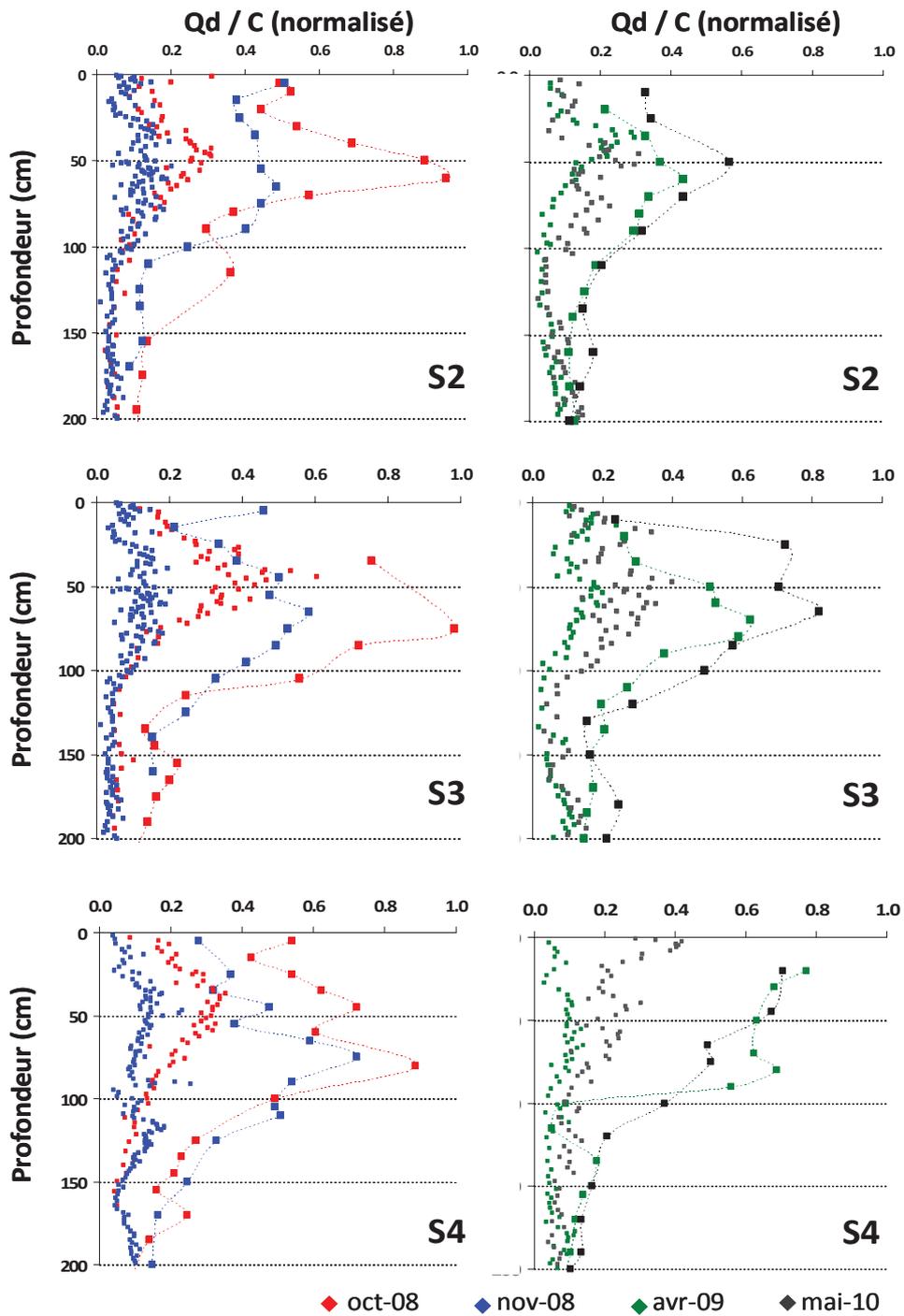


Figure 44 : Profils de cohésion et de résistance à la pointe, réalisés en S2, S3 et S4, normalisés à partir de la valeur maximum de  $Qd$  et de  $C$  mesurées en prairie et dans la parcelle cultivée.

### III.4. Relation $W - e$ – propriétés mécaniques

III.4.1. *Calcul de l'indice des vides – Modélisation de la courbe de retrait de la matrice argileuse.*

a) **Densité humide, densité sèche et indice des vides**

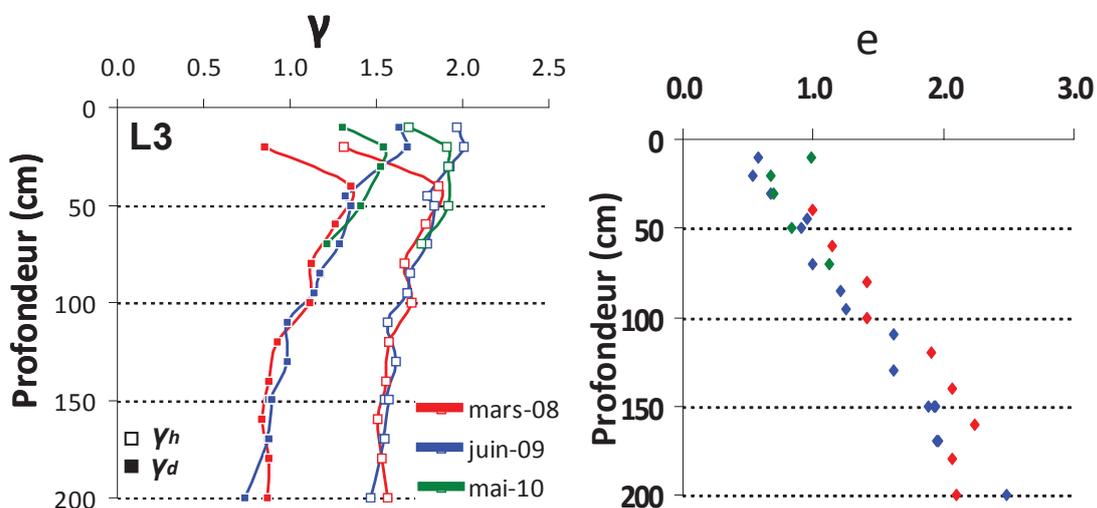


Figure 45: Profils de densité humide ( $\gamma_h$ ) et densité sèche ( $\gamma_d$ ) mesurées en Mars 2008, Juin 2009 et Mai 2010 en L3 et profil d'indice des vides calculés pour le même profil de densité en L3.

Les profils de densité humide ( $\gamma_h$ ) ont été mesurés parallèlement aux profils de teneurs en eau ( $W$ ) (Figure 45). Les prélèvements d'échantillons intacts ont tous été effectués sur la parcelle L3. Ces couples de mesures de densité humide et  $W$  n'ont été réalisés que pour trois dates dans le but d'étalonner et de vérifier la relation  $e-W$  et courbe de retrait caractéristique du Bri (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2007). Les densités sèches ( $\gamma_d$ ) ont été calculées à partir de la relation (équation 14) :

$$\gamma_d = \frac{\gamma_h}{1 + W}$$

Les évolutions de densité avec la profondeur sont inverses à celles des teneurs en eau : augmentation des densités de la surface à 40 cm de profondeur face aux diminutions de teneurs en eau de la surface à 40 cm de profondeur, puis diminution continue des densités jusqu'à 200 cm de profondeur en accord avec les augmentations de  $W$ . Le maximum de densité humide atteint 2,00 à 10 cm de profondeur en juin 2009. Le minimum est de 1,5 à 200 cm de profondeur. Les densités sèches associées varient de 1,7 à 0,7. Les indices des vides ont été calculés à partir des densités humides mesurées en utilisant la densité moyenne des particules solides mesurées au pycnomètre ( $\gamma_s = 2,58$ ) (Norme ISO / R 1183).

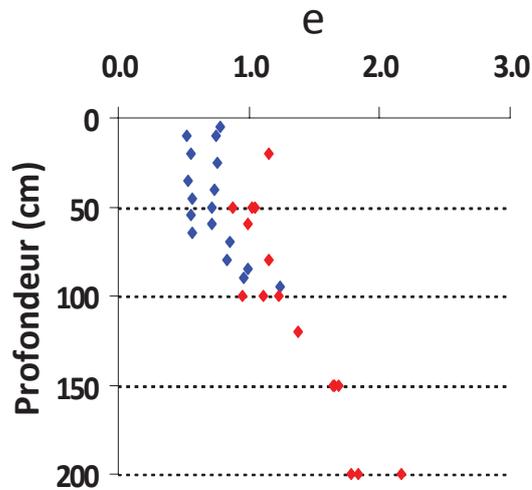


Figure 46 : Indices des vides mesurés en Mars 2008 (rouges) et en Juillet 2009 (bleus) en S2, S3 et S4.

De la même manière que pour la prairie, les indices des vides ont été calculés à partir des densités mesurées dans les fosses creusées en Mars 2008 et Juillet 2009 en S3 et S2 (Figure 46). Les mesures ayant été effectuées jusqu'à 1 m de profondeur seulement dans les fosses, les indices des vides montrent deux niveaux. De la surface à 60 cm de profondeur ils apparaissent constants en accord avec le peu de variation des densités. De 60 cm à 100 cm ils augmentent avec la profondeur en accord avec les augmentations de teneurs en eau. Les indices des vides voisins de 0.5 (Juillet 2009) correspondent à la limite de retrait. Les indices des vides voisins de 1.1 (Mars 2008) correspondent à la limite de plasticité. Le profil mesuré jusqu'à 200 cm de profondeur provient de sondages effectués en Mars 2008 (en S2, S3 et S4). Avec l'augmentation de la teneur en eau en profondeur, l'indice des vides atteint 2 à 200 cm de profondeur ce qui correspond à la limite de liquidité.

**b) Modélisation de la courbe de retrait de matrice argileuse à partir de l'équation de Cornelis et al. (2006)**

A partir des profils de  $W$  et de densités mesurés en L3 ainsi qu'en S2 et S3 la courbe de retrait  $e - W$ , caractéristique de la matrice argileuse constituant le Bri, peut être tracée à partir du simple calcul de  $e$  pour chaque mesure de  $W$  (équation 5). Les points s'alignent sur la droite  $e = \gamma_s.W$  (équation 1) dans le domaine  $W_r - W_l$ . L'alignement de ces points dans le diagramme  $e - W$  sont cohérents avec la droite de retrait, et le palier de  $e$  constant (0.55) pour

les teneurs en eau,  $W$ , inférieur à  $W_r$ . Directement déduite des mesures de  $W$ ,  $\gamma_h$  et  $\gamma_s$  ces indices des vides sont appelés par la suite indices des vides mesurés ( $e$  mesurés).

Cette courbe peut être approchée en utilisant l'équation de Cornelis suivantes (équation 3):

$$e = e_0 + \gamma \left( \exp \left( \frac{-\xi}{\vartheta^\xi} \right) \right)$$

A partir des mesures d'indices des vides réalisées dans la prairie ainsi qu'en S2 et S3, il est possible de relier l'indice des vides à la teneur en eau par l'équation de Cornelis et al. (2006) suivante:

$$e = 0.55 + 11.59 \times \left( \exp \left( \frac{-1.78}{W^{0.63}} \right) \right) \quad \text{Eq. 26}$$

Cette équation permet de tracer la courbe de retrait de la matrice argileuse avec une bonne corrélation ( $R^2 = 0.98$ , Figure 47). La courbe montre deux domaines, le premier correspondant au teneur en eau inférieur à la limite de retrait où il n'y a plus de perte de volume associé à la perte en eau. Puis le second domaine, « linéaire », où l'indice des vides augmente avec la teneur en eau. La relation  $e$ - $W$  de la limite de retrait à la limite de liquidité est également cohérente avec l'équation (équation 1) :

$$e = \gamma_s \times W$$

avec  $\gamma_s = 2.58$ .

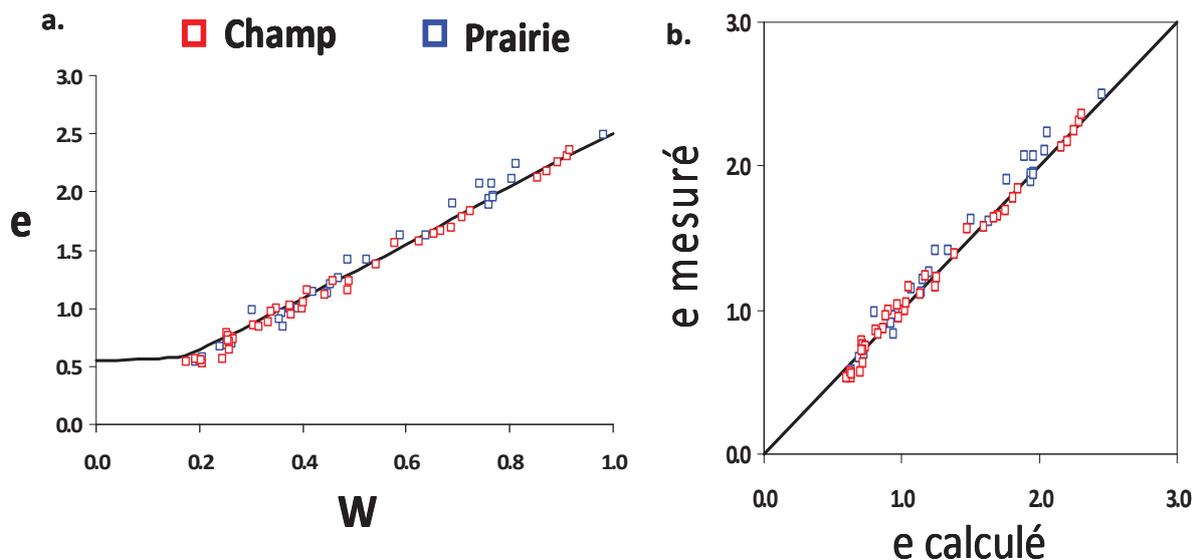


Figure 47 : a. Courbe de retrait modélisée à partir de l'équation de Cornelis et al. (Equation 26) (courbe noire). Les données rouges et bleues correspondent aux indices des vides calculés à partir des profils de densités. b. relation entre l'indice des vides calculés à partir de profils de densité réalisés en L3, S2 et S3 (figure 29 et 36) et de l'équation 14 ( $e$  mesuré) et l'indice des vides calculés à partir de l'équation 26 ( $e$  calculé)

A l'inverse cette équation de Cornelis et al. (2006) (équation 26) établie pour le Bri permet de calculer directement l'indice des vides à partir des teneurs en eau mesurées. Ces indices des vides calculés via l'équation de Cornelis sont appelés dans la suite indices des vides calculés ( $e$  calculé). Ces indices des vides « calculés » et « mesurés » s'alignent parfaitement sur une droite de pente 1 dans la représentation  $e$  mesuré /  $e$  calculé (Figure 47).

Les mesures d'indices des vides réalisées par Bernard (2006) sur des éprouvettes de Bri lors d'essai de dessiccation montrent le même comportement et peuvent s'aligner sur cette courbe de retrait. Néanmoins, pour les mesures supérieures à la limite de liquidité, il y a une inflexion de la courbe qui implique un « ralentissement » de la croissance de l'indice des vides avec la teneur en eau. Cette inflexion ne peut pas être représentée à partir de la droite de retrait reliant la densité des grains avec la teneur en eau (équation 1) ni par l'équation de Cornelis déterminée ci-dessus. La détermination de nouveaux coefficients est alors nécessaire pour représenter la courbe de retrait pour les mesures sur éprouvettes. La méthode utilisée est toujours la même c'est-à-dire la minimisation de la somme des écarts entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées. L'équation obtenue est alors :

$$e = 0.55 + 2.47 \times \left( \exp\left(\frac{-0.54}{W^{1.23}}\right) \right) \quad (\text{Eq. 27})$$

Ces nouveaux coefficients permettent alors de représenter la courbure pour les valeurs supérieure à la limite de liquidité. La corrélation entre les indices des vides calculés (courbe de Cornelis) et les indices des vides mesurés est mis en évidence dans le graphique 1 : 1 (Figure 48).

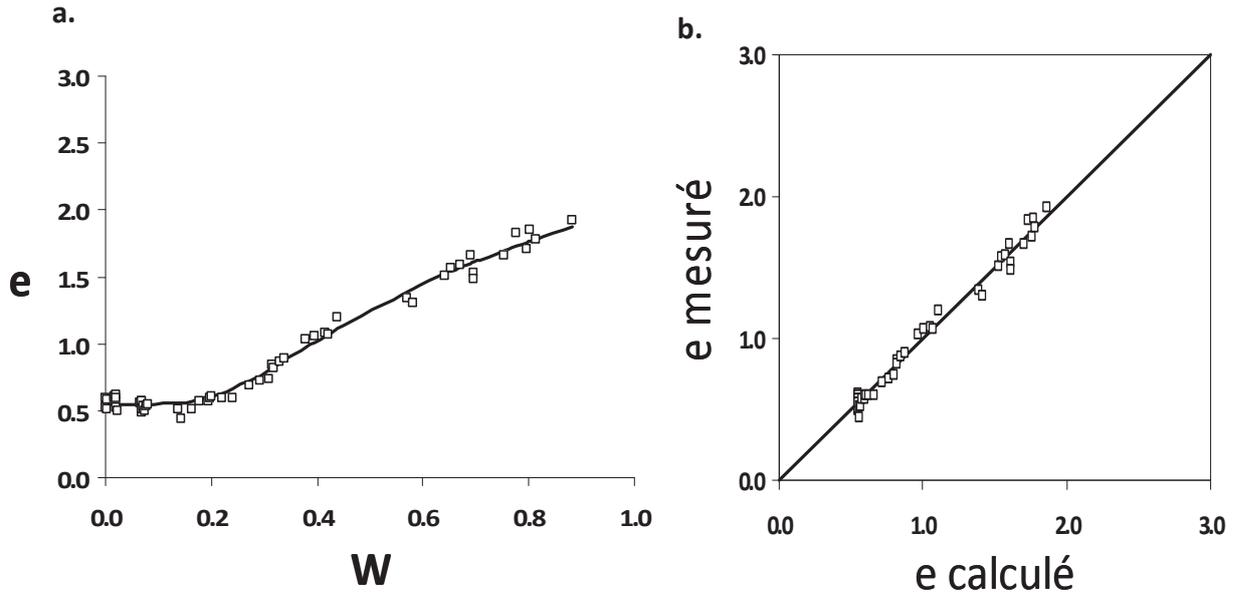


Figure 48 : a. Courbe de retrait modélisée à partir de l'équation de Cornelis et al. (Equation 26) (courbe noire). Les carrés noirs correspondent aux mesures d'indice des vides réalisées sur éprouvette. b. relation entre l'indice des vides calculés à partir de l'équation 1 et des mesures réalisées sur éprouvettes ( $e$  mesuré) et l'indice des vides calculés à partir de l'équation 27 ( $e$  calculé) .

Néanmoins pour cette courbe de retrait construite par dessiccations de petits cylindres initialement proches de la limite de liquidité Bernard (2006) a montré la linéarité  $e-W$  entre la limite de retrait et la limite de plasticité, soit pour l'état solide saturé mais également l'isotropie de retrait dans ce domaines  $W_r - W_p$  (Bernard, 2006). Le même auteur a montré que les courbes de retrait construites à partir des profils mesurés *in situ* en L3 présentait une linéarité  $e-W$  de la limite de retrait à la limite de liquidité. L'équation de cette droite de retrait est conforme à l'équation 27.

En fait la linéarité  $e-W$  a été validée pour tous les profils de densité humide et teneur en eau mesurés *in situ*. Par conséquent pour la suite de l'étude de nombreux profils n'ont été caractérisés que par les teneurs en eau et les indices des vides calculés via la courbe de retrait de la matrice argileuse (équation 26).

### III.5. Relations $W-e-C$ / $W-e-Qd$

L'objectif final de ces enregistrements de profils de  $W$ ,  $Qd$  et  $C$  est d'essayer de mettre sous forme d'équation les relations qui peuvent relier les profils hydriques et les profils de résistances mécaniques. Finalement tous les profils hydriques peuvent être représentés dans le diagramme  $e-W$  sur la droite de retrait qui vient d'être validée. Par conséquent, cette courbe

ou droite de retrait peut être utilisée comme lien entre les profils hydriques et les profils de résistances mécaniques.

Les travaux précédent de Bernard (2006) ont montré la relation basé sur l'équation de Perdok qui existe entre l'indice des vides (ou teneur en eau) et la résistance à la pointe. Ces paramètres peuvent être reliés entre eux à partir de l'équation de Perdok modifié (Perdok et al., 2002 ; Bernard, 2006 ; Bernard-Ubertosi et al., 2009):

$$\log(Qd) = a_0 + a_1 \frac{e}{1+e} + W(a_2 + a_3 \frac{e}{1+e}) \quad (\text{Eq. 28})$$

avec  $Qd$  la résistance à la pointe,  $e$  l'indice des vides,  $W$  la teneur en eau pondérale,  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  les constantes à déterminer.

Initialement, dans leurs travaux Perdok et al. (2002) ont montré la relation qui existe entre le logarithme de la résistance à la pointe, la porosité et la teneur en eau. Dans l'objectif de se « caler » sur la courbe de retrait  $e-W$  Bernard et al. (2006) ont modifié cette équation en y remplaçant la porosité par l'indice des vides.

### III.5.1. Relations $W-e-Qd$ en prairies L3 et F4

Les relations entre les profils de  $Qd$  mesurés en juillet 2008, septembre 2008, avril 2009 et juillet 2010 et la courbe de retrait, ont été calculées en utilisant la relation de Perdock pour les deux parcelles en prairie L3 et F4. Les courbes de Perdock ont été calculées successivement pour les profils mesurés en L3, pour les profils mesurés en F4 puis pour l'ensemble des profils L3 + F4. Les différentes courbes traduisent bien la forme « hyperbolique » des profils dans le diagramme  $e-Qd$  avec et les évolutions asymptotiques des profils (1) parallèles à l'axe des indices des vides pour les valeurs mesurées en profondeur qui correspondent aux teneurs en eau qui tendent vers la limite de liquidité et (2) parallèles à l'axe  $Qd$  pour les mesures effectuées en surface pour des teneurs en eau qui tendent vers la limite de retrait (Figure 49).

Néanmoins, si la dispersion des valeurs de  $Qd$  par rapport à la courbe de Perdock représentative est relativement faible ( $R^2= 0,86$ ) pour les profils L3, elle est nettement plus importante pour le profil F4 ( $R^2= 0,41$ ). En fait, le profil F4 est constitué de deux ensembles de valeurs, le premier ensemble caractérise la partie supérieure du profil (0-100 cm) compris entre la surface et le paléosol et le deuxième ensemble caractérise le niveau sous-jacent avec le paléosol. Dans ces conditions, le profil supérieur de la parcelle F4 qui ne comporte que l'effet de dessiccation de surface peut être calé sur une courbe de Perdock avec un  $R^2$  plus convenable égal à 0.86.

Finalement, après mise à l'écart du paléosol, le profil type de dessiccation du Bri en prairie peut être représenté par une équation de Perdock calculée à partir des profils L3 (Figure 49). Dans ces conditions, le coefficient  $R^2$  qui traduit la dispersion des valeurs par rapport à cette courbe de Perdock est de 0.86, supérieur du  $R^2$  de 0,67 calculée à partir de l'équation de Perdok modifiée par Bernard (2006) à partir de profils de  $W-Qd$  mesurés en 2005. Les mesures réalisées dans la prairie F4 ont été superposées avec l'équation de Perdok en séparant les mesures situées au dessus du paléosol (0-100 cm) et les mesures situées sous la limite du paléosol (100 -200 cm).

L'équation du profil à partir d'une loi de Perdok est (équation 6) :

$$\log Qd = 2.89 - 5.56 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) + W \times \left( -0.76 + 1.39 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) \right) \quad (\text{Eq. 29})$$

Les coefficients  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  sont déterminés en minimisant la somme des valeurs absolues des écarts entre les résistances mesurées et celle calculées.

L'utilisation d'une loi puissance de la forme  $y = A \times x^b$  avec  $y$  l'indice des vides et  $x$  la résistance à la pointe semble approprié pour décrire ce type d'évolution :

$$e = A \times Qd^b \text{ ou } Qd = (e/A)^{1/b} \quad (\text{Eq. 30})$$

Cette équation peut également être exprimée en fonction de la teneur en eau  $W$  à partir de l'équation de la droite de retrait de la manière suivante :

$$Qd = (2.58W/A)^{1/b} \quad (\text{Eq. 31})$$

Les différentes courbes puissances ont été calculées pour les profils L3 et les profils F4. Ils traduisent encore bien la forme « hyperbolique » des profils dans le diagramme  $e-Qd$ . Si l'on considère la dispersion des valeurs par rapports aux courbes « puissances » calculées, l'ensemble des profils L3 sont bien représenté par la courbe puissance avec un coefficient  $R^2$  de 0,77. A l'inverse les profils F4 montrent une dispersion importantes des valeurs par rapport à la courbe calculée ( $R^2 = 0,49$ ). Ces profils montrant toujours les deux ensembles de valeurs, le premier pour le niveau supérieur au paléosol et le second pour le paléosol

Suivant le même principe, après mise à l'écart du paléosol, le profil moyen de dessiccation du Bri en prairie peut être représenté par une loi puissance calée sur les profils L3. Les dispersions des valeurs par rapport à la courbe calculée sont similaires à celles calculées par rapport à l'équation de Perdok.

L'équation du profil suivant une loi puissance est :

$$e = 1.1 \times Qd^{-0.29} \quad (\text{Eq. 32})$$

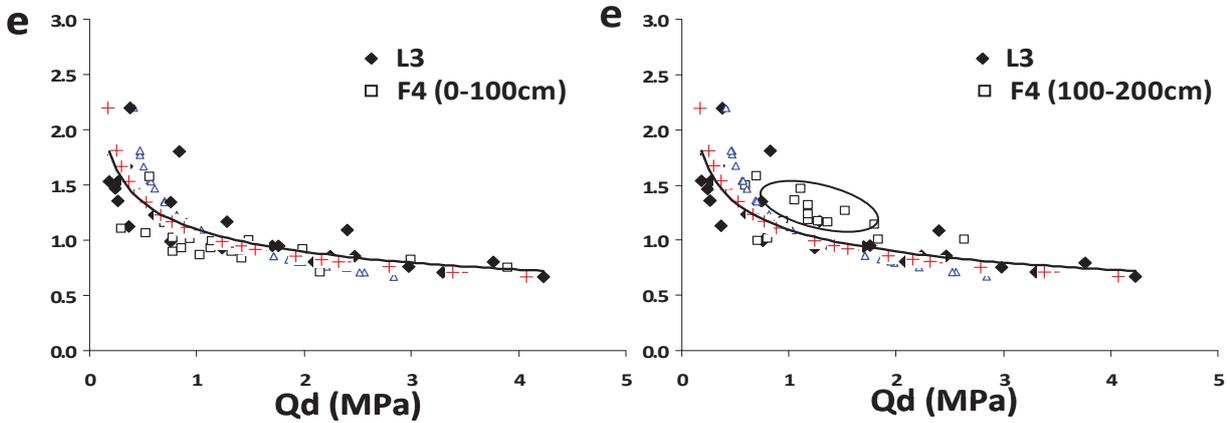
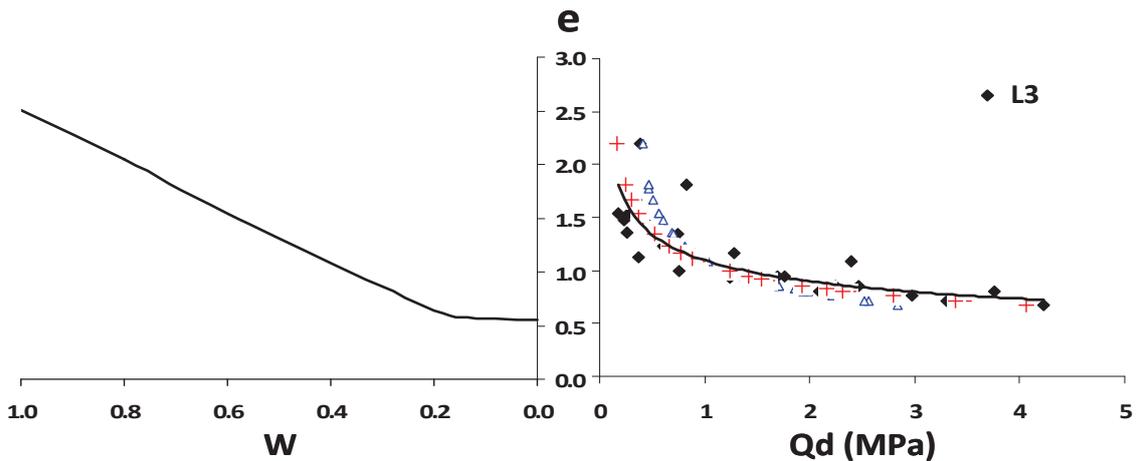


Figure 49 : Diagramme  $W$ - $e$ - $Q_d$  représentant la courbe de retrait dans le graphique  $e$ - $W$  et les équations de Perdok modifiées calculées à partir des mesures en L3 (croix rouges), calculées à partir des coefficients de Bernard et al. (2008) (triangle bleu) et la loi puissance (courbe noires). Les losanges noirs pleins correspondent à L3 et les carrés blancs à F4. Les mesures encadrées montrent le décalage induit par le paléosol.

Quelle que soit la représentation choisie, équation de Perdok ou loi puissance, les courbes représentatives des profils sont très proches. Les deux types de courbes correspondent à des représentations de formes « hyperboliques » dans le diagramme  $e$ - $Q_d$ . Elles caractérisent l'évolution asymptotique parallèle à l'axe des abscisses (l'indice des vides) pour les faibles valeurs de résistance à la pointe qui correspond à l'état pseudo liquide du Bri. Pour les fortes valeurs de  $Q_d$ , on retrouve également une tendance asymptotique, parallèle à l'ordonnée et correspondant à l'indice des vides minimal du matériau ( $e = 0.55$ ) c'est-à-dire à la zone consolidée de surface du sol.

L'intérêt de la loi puissance par rapport à l'équation de Perdok est la simplicité de sa mise en œuvre, en effet seul deux coefficients sont nécessaires pour représenter l'évolution de des résistances à la pointe en fonction de la teneur en eau du matériau. Les coefficients A et b obtenus pour chaque parcelle ainsi que pour l'ensemble des prairies sont moins disparates que les coefficients  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  des équations de Perdok.

Ces quatre coefficients  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  nécessaires à l'équation de Perdok peuvent montrer des valeurs très différentes en fonction du choix de la courbe de Perdock. Celle-ci est en effet généralement choisie en fonction de sa bonne superposition « visuelle » sur le nuage de points formé par les différents profils. Les conséquences des variations de  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  sur la forme et la position des courbes de Perdok est très difficile à appréhender.

A l'inverse, pour la loi puissance, les évolutions des deux coefficients A et b sont relativement restreintes et le rôle des deux coefficients est plus aisé à appréhender :

- le coefficient A « translate » la courbe verticalement, parallèlement à l'axe des indices des vides.
- le coefficient b à tendance à « aplatis » la courbe pour une diminution du coefficient ou inversement à « augmenter la courbure » par rapport à l'indice des vides pour une augmentation du coefficient.

### III.5.2. Relations *W-e-C* en prairies L3 et F4

Comme pour les profils de  $Qd$ , les profils de cohésion montrent une répartition « hyperbolique » dans le diagramme  $e-C$  avec une tendance asymptotique parallèle à l'axes des abscisses: fortes valeurs de C parallèle à l'axe de résistance au cisaillement qui correspondent également aux indices des vides minimums du sol sec et l'évolution plus progressive et moins prononcée par rapport à l'axes des ordonnés (Figure 50).

De la même manière que pour la résistance à la pointe, il est possible de relier l'indice des vides (ou la teneur en eau) à la cohésion en utilisant une équation de Perdok modifiée où une loi puissance.

$$\log C = -3.36 + 8.08 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) + W \times \left( 1.37 - 10.39 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) \right) \quad (\text{Eq. 33})$$

avec  $R^2 = 0.96$

$$e = 0.44 \times C^{-0.40} \quad (\text{Eq. 34})$$

avec  $R^2 = 0.92$

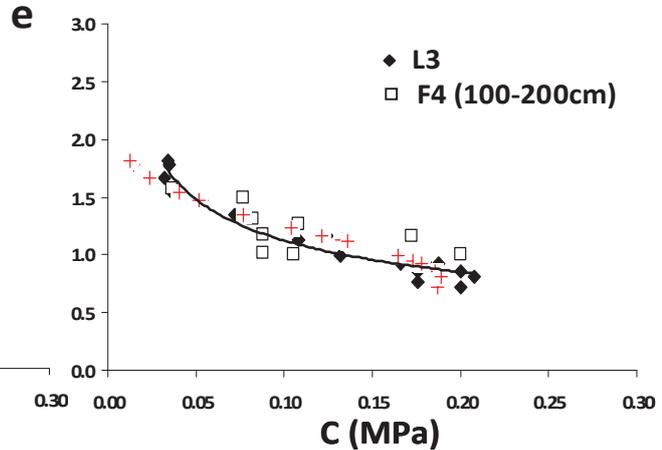
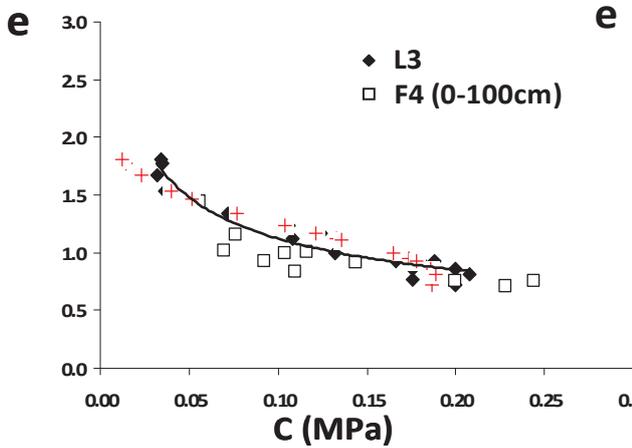
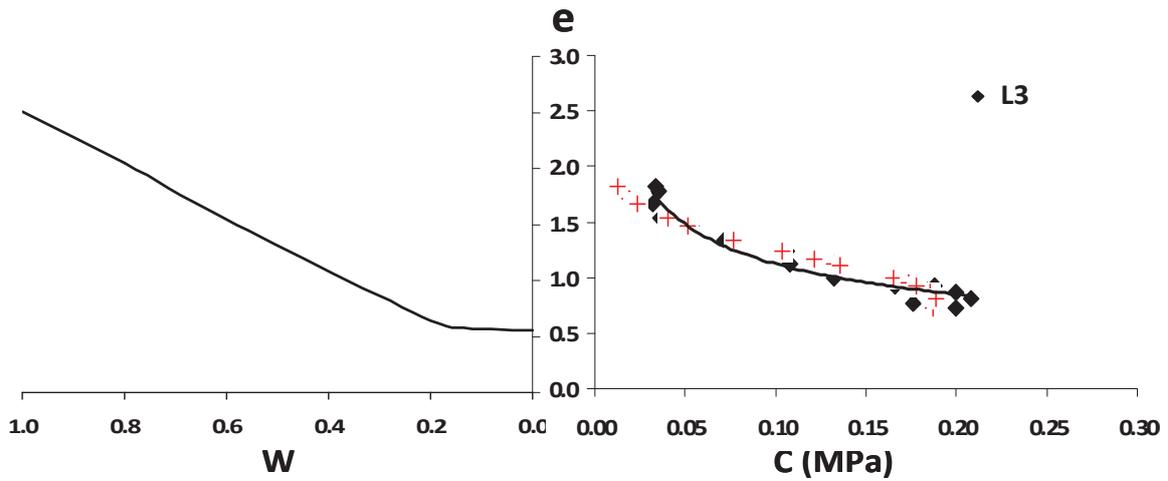


Figure 50 : Diagramme  $W$ - $e$ - $C$  représentant la courbe de retrait dans le graphique  $e$ - $W$  et les équations de Perdok modifiées calculées à partir des mesures en L3 (croix rouges) et la loi puissance (courbe noire) Les losanges noirs pleins correspondent à L3 et les carrés vides à F4.

En effet, dans le diagramme  $e$ - $C$ , le nuage de points de mesures montre un comportement similaire à celui obtenue dans le diagramme  $e$ - $Qd$ . Pour les mêmes problèmes de dispersion des valeurs de  $C$ , les équations de Perdok et les lois puissances sont calculées pour les profils L3, les profils F4 entre 0 et 100 cm de profondeur et pour le niveau inférieur (100 – 200 cm) du paléosol. Les coefficients de détermination  $R^2$  calculés pour les lois puissances sont de 0,93 pour L3 et 0,82 pour F4 (0-100 cm). Pour l'équation de Perdok le coefficient  $R^2$  est de 0.96. De manière générale les coefficients  $R^2$  sont supérieurs à ceux obtenus pour les profils de résistance à la pointe (que ce soit avec Perdok ou la loi puissance), la corrélation avec le cisaillement semble plus évidente.

### III.5.3. Relations $W$ - $e$ - $Qd$ en S2, S3 et S4

L'équation de Perdok modifiée et la loi puissance peuvent également être utilisées pour représenter les relations  $W$ - $e$ - $Qd$  ou  $-C$  pour la parcelle cultivée (Figure 51).

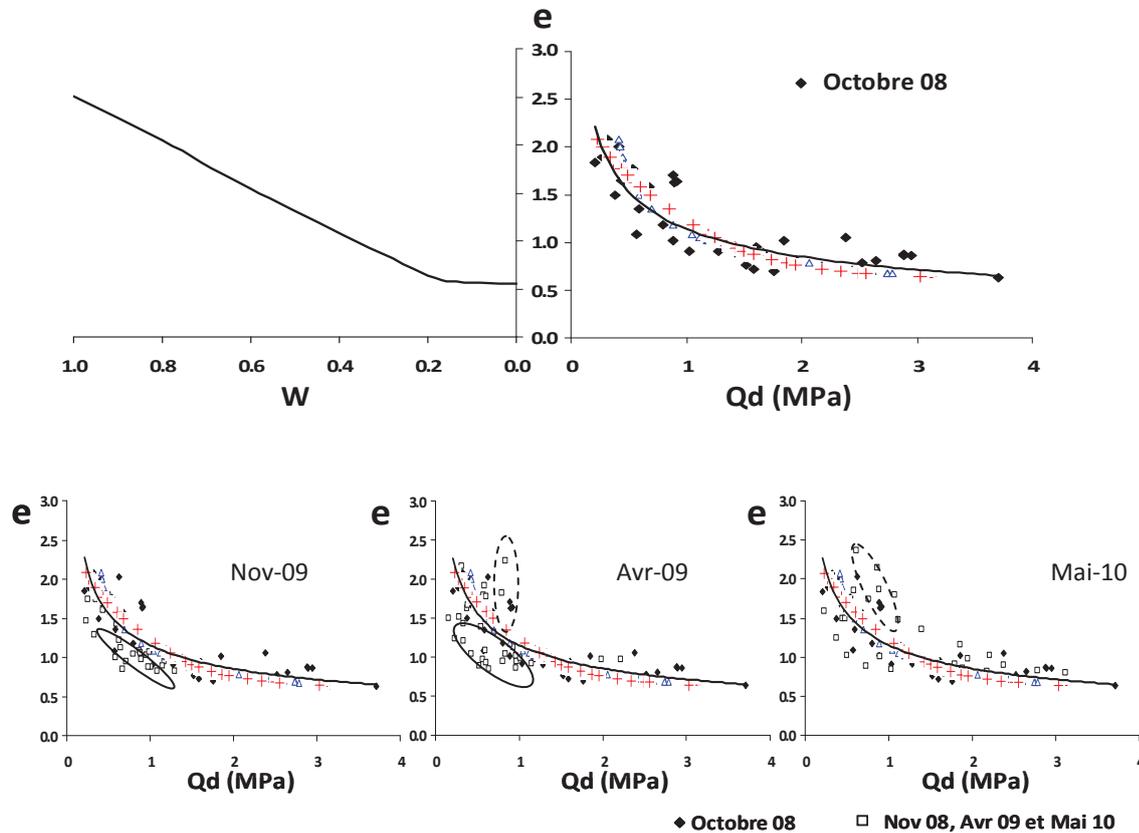


Figure 51 : Diagramme  $W$ - $e$ - $Qd$  représentant la courbe de retrait dans le graphique  $e$ - $W$  et les équations de Perdok modifiées calculées à partir des mesures effectuées en Octobre 08 (croix rouges), calculées à partir des coefficients de Bernard et al. (2008) (triangles bleu) et la loi puissance (courbe noires). Les losanges noirs correspondent aux mesures en S2, S3 et S4 réalisées en Octobre 2008 et les carrés blancs représentent les autres échéances. Les points de mesures encadrés par un trait plein, de Novembre 2008 et Avril 2009, correspondent au phénomène de déstructuration lié au labour. Les points de mesures encadrés par un trait en pointillé, de Novembre 2008 et Avril 2009, correspondent au phénomène de consolidation de profondeur.

Les profils de  $Qd$  et  $C$  ont été enregistrés en Octobre 2008 (dessiccation la plus profonde), Novembre 2008 (après labour), Avril 2009 et Mai 2010. Le profil d'Octobre 2008 est caractéristique du profil de dessiccation le plus complet sans artéfacts impliqués par le labour et la réhydratation qui y sont associés. Pour cette raison c'est ce profil qui va servir de référence dans la discussion qui suit. Les trois autres profils sont comparés à celui d'Octobre 2008 de manière à montrer l'influence des divers phénomènes de labour, réhydratation et consolidation observée entre 150 et 200 cm de profondeur. Les profils de  $Qd$  présentent

toujours une répartition « hyperbolique » dans la représentation  $e-Qd$ . Ils peuvent être représentés sous formes d'équation de Perdok ou de loi puissance. Les calculs effectués sur l'ensemble des données donnent des coefficients de dispersion  $R^2$  faibles du fait de l'intégration des divers phénomènes. Par contre les calculs effectués sur les profils d'Octobre 2008 (S2, S3 et S4) traduisent une bonne représentation du profil de dessiccation type avec des coefficients  $R^2$  respectifs de 0.83 et 0.78 pour l'équation de Perdock et la loi puissance (Figure 51). L'équation de Perdok et la loi puissance représentatives du profil de dessiccation sont les suivantes :

$$\log Qd = -0.35 + 5.68 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) + W \times \left( -9.28 + 6.24 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) \right) \quad (\text{Eq. 35})$$

et

$$e = 1.14 \times Qd^{-0.42} \quad (\text{Eq. 36})$$

#### a) Influence du labour :

L'ensemble des phénomènes sénescence, labour (déstructuration) et rehydratation est particulièrement visible sur les profils de Novembre 2008 en comparaison à ceux d'Octobre 2008. Il a pour conséquence l'effacement partiel ou complet des pics de surface. Cela se traduit dans la représentation  $e-Qd$  par l'effacement de l'asymptote parallèle à l'abscisse correspondant aux couples faibles valeurs de  $e$  (dessiccation) et fortes valeurs de  $Qd$ . La déstructuration et rehydratation qui descendent jusqu'à 100 cm de profondeur provoquent une diminution et translation des valeurs de  $Qd$  vers l'axe des ordonnées (Figure 51). Le phénomène est également visible sur les profils d'Avril 2009 et Mai 2010 pour lesquels le phénomène de dessiccation n'est pas encore descendu en profondeur. La conséquence est identique dans la représentation  $e-Qd$  ; décalage de la courbe vers l'axe des indices des vides (Figure 51).

#### b) Influence de la consolidation de profondeur (150 – 200 cm) :

Le phénomène de légère augmentation de  $Qd$  (de 0.5 à 1.0 MPa) en profondeur a été observé entre 150 et 200 cm de profondeur dans des domaines de teneurs en eau comprises entre 60 et 90% soit proche de la limite de liquidité. Dans la représentation  $e-Qd$  cela concerne donc le domaine d'indice des vides supérieur à 1.5. (Figure 52).

Cet effet de profondeur peut être causé par une réelle surconsolidation et se traduit par un comportement qui se rapproche de celui du paléosol. Il peut également être du à un artefact

de mesure en profondeur dans ce milieu très thixotropique et collant malgré l'utilisation de pointe perdue ou de prise en compte de pression interstitielle dans ces milieux argileux.

De fait les tentatives de calculs d'équation de Perdok ou loi puissance en prenant en comptes tous les profils enregistrés intègrent tous ces artefacts et dispersions de valeurs. La conséquence est une dispersion des courbes calculées et des coefficients  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  mais également des coefficients  $R^2$  faibles. Néanmoins, comme pour les parcelles en prairie, les coefficients A et b calculés pour la loi puissance sont proches les uns des autres malgré des coefficients de détermination relativement bas.

### III.5.4. Relations $W$ - $e$ - $C$ en S2, S3 et S4

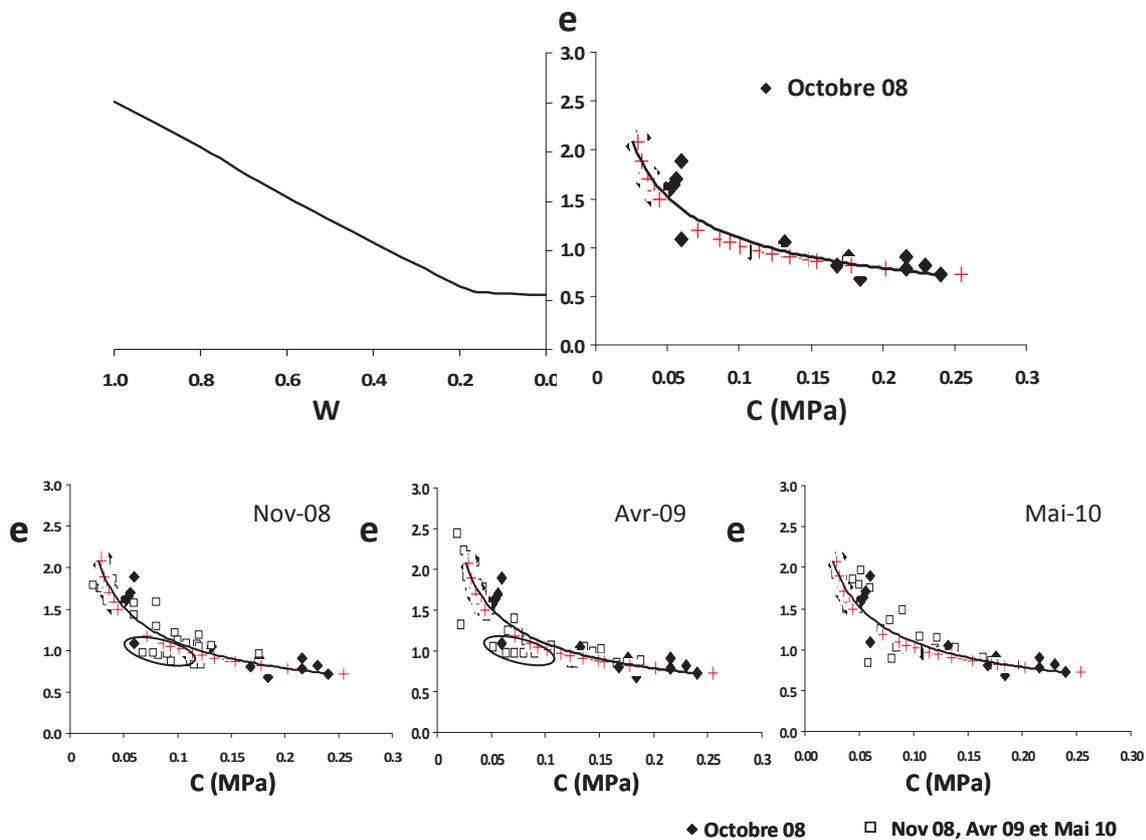


Figure 52 : Diagramme  $W$ - $e$ - $C$  représentant la courbe de retrait dans le graphique  $e$ - $W$  et les équations de Perdok modifiés calculées à partir des mesures effectuées en S2, S3 et S4 en Octobre 08 (croix rouges) et la loi puissance (courbe noires). Les losanges noirs correspondent aux mesures en S2, S3 et S4 réalisées en Octobre 2008 et les carrés blancs représentent les autres échéances. Les points de mesures encadrés, de Novembre 2008 et Avril 2009, correspondent au phénomène de déstructuration lié au labour.

Pour les mêmes raisons de dispersion les profils de cohésion et leur représentation dans le diagramme  $e$ - $C$  sont discutés en considérant les profils d'octobre 2008 comme

référence. Ces profils d'octobre 2008 peuvent être représentés par l'équation de Perdok suivante :

$$\log C = 1.64 - 4.93 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) + W \times \left( -2.08 + 3.35 \times \left( \frac{e}{1+e} \right) \right) \quad (\text{Eq. 37})$$

avec  $R^2$  égal à 0.94

Ils peuvent également être représentés par la loi puissance :

$$e = 0.36 \times C^{-0.48} \quad (\text{Eq. 38})$$

avec  $R^2$  égal à 0.90

#### a) Influence du labour :

Les conséquences de l'ensemble des phénomènes sénescence, labour (déstructuration) et rehydratation sont plus discrètes que pour les profils de *Qd*. Néanmoins le phénomène se traduit également par la coupure de la branche asymptotique parallèle à l'axe C au niveau de 180 kPa et par une légère translation des valeurs vers l'axe des indices des vides dans le domaine  $0,7 < e < 1,20$  (Figure 52).

#### b) Influence de la consolidation de profondeur (150 – 200 cm) :

Aucune augmentation significative des cohésions n'est mesurée entre 150 et 200 cm de profondeur. Par conséquent aucun impact n'est observé sur les profils représentés dans le diagramme *e-C*.

Finalement, les profils de cohésion montrent moins de dispersion des valeurs que les profils de *Qd*. Les raisons en sont :

- L'absence d'artefact de consolidation de profondeur
- Une atténuation des pics de surface par l'effet labour mais plus discrète que pour la résistance de pointe

Les deux coefficients A et b sont déterminés de la même manière que les coefficients de Perdok. Ils sont moins hétérogènes que ceux des équations de Perdok.

Il y a peu de dispersion des points de mesures de résistance au cisaillement, il est donc plus facile de suivre le comportement mécanique avec cette représentation graphique.

Les tableaux 5 et 6 récapitulent les valeurs des différents coefficients  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  calculés pour l'équation de Perdok et des coefficients A et b de la loi puissance en prairie (L3) et dans la parcelle cultivée (S2 + S3 + S4). Aussi bien pour les profils de *Qd* et C, les équations de Perdok montrent une forte disparité entre les coefficients  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  issus des calculs en prairie et pour la parcelle cultivée. Il est plus difficile d'appréhender l'effet de

chaque coefficient sur la position et la forme de chaque courbe. Pour la loi puissance, les coefficients calculés sont moins dispersés entre les deux types de parcelle. Les coefficients A sont relativement proche et les coefficients b varient très peu (Tableau 5, Tableau 6)

**Tableau 5 : Récapitulatif des coefficients calculés pour l'équation de Perdok et la loi puissance pour  $Qd$ .**

	Perdok				Puissance	
	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	A	b
L3	2.89	-5.56	-0.76	1.39	1.1	-0.29
Bernard (2006)	2.34	-5.20	0.74	0.34		
Champ (Oct-08)	-0.35	5.68	-9.28	6.24	1.14	-0.42

**Tableau 6 : Récapitulatif des coefficients calculés pour l'équation de Perdok et la loi puissance pour C.**

	Perdok				Puissance	
	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	A	b
L3	-3.36	8.08	1.37	-10.39	0.44	-0.40
Champ (Oct-08)	1.64	-4.93	-2.08	3.35	0.36	-0.48

Globalement, les deux méthodes de représentation graphique des courbes  $e-Qd$  et  $e-C$  sont satisfaisantes visuellement, malgré des valeurs de  $R^2$  relativement faibles pour la relations  $e-Qd$ . Cependant l'utilisation de la loi puissance semble adéquate pour représenter ces comportements mécaniques de part sa simplicité d'écriture ; deux coefficients pour la loi puissance contre quatre pour l'équation de Perdok modifiée, ainsi que des coefficients de corrélation équivalents voire supérieurs à ceux obtenus pour l'équation de Perdok.

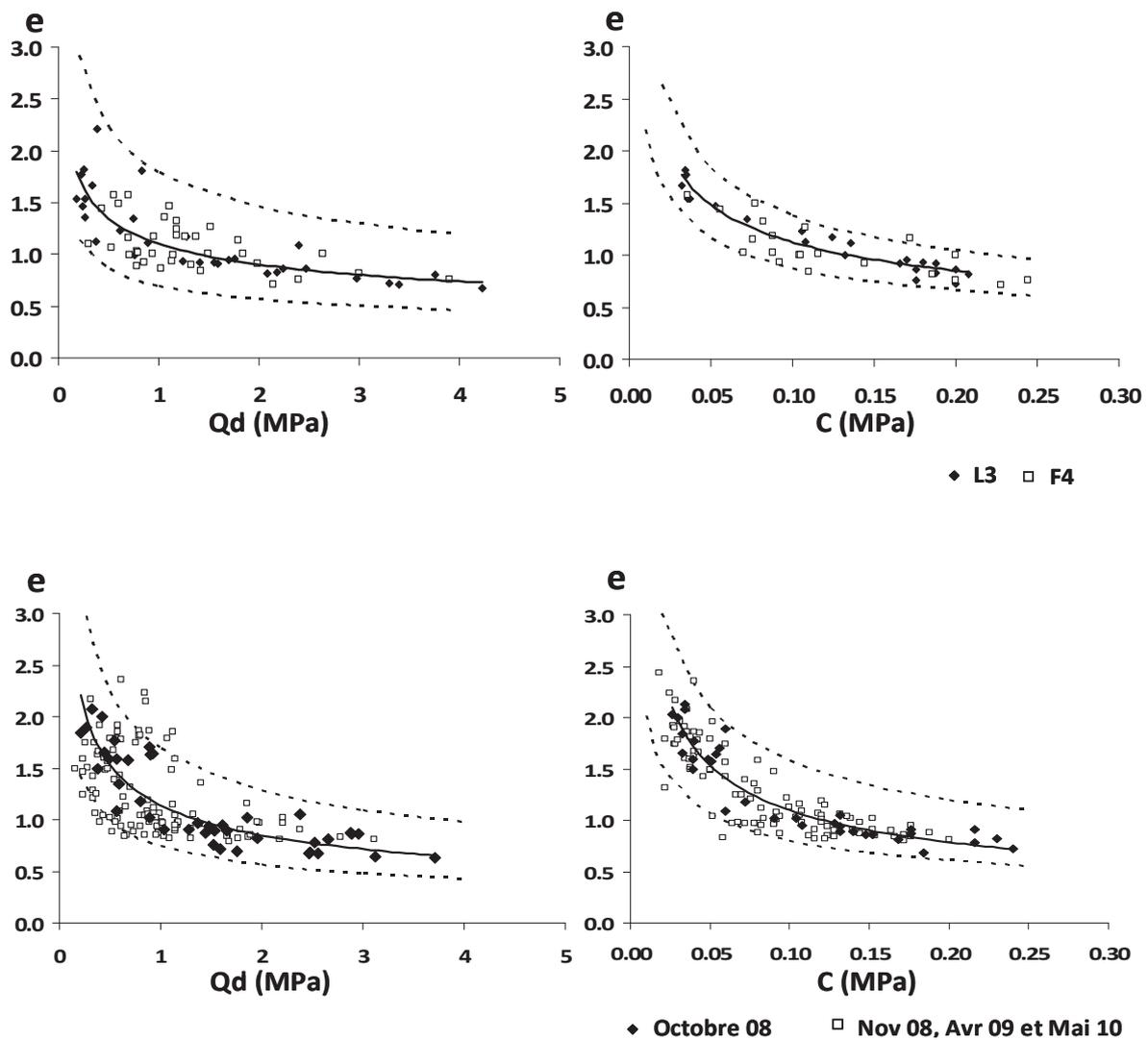


Figure 53: Diagrammes  $e-Qd$  et  $e-C$  pour les parcelles en prairie et cultivées. Les courbes en pointillés correspondent aux bornes "supérieures" et "inférieures" calculées avec la loi puissance (courbe en noires).

A partir de la loi puissance il est alors possible de déterminer, empiriquement des coefficients qui permettent « d'encadrer » les nuages de point, ils sont choisis visuellement en modifiant manuellement les paramètres A et b (Figure 53). Les coefficients sont présentés dans le tableau ci-dessous :

**Tableau 7 : Coefficients de la loi puissance pour les équations  $e-Qd$  et  $e-C$  pour L3 et la parcelle cultivée en Octobre 2008 (références). Ces équations représentent les "bornes" supérieures et inférieures des mesures de  $Qd$  et de  $C$  dans ce diagramme**

		$Qd$		$C$	
		A	b	A	b
L3	Supérieur	1.80	-0.30	0.55	-0.40
	Référence	<b>1.10</b>	<b>-0.30</b>	<b>0.44</b>	<b>-0.40</b>
	Inférieur	0.70	-0.30	0.35	-0.40
Oct 2008	Supérieur	1.70	-0.40	0.63	-0.40
	Référence	<b>1.14</b>	<b>-0.42</b>	<b>0.36</b>	<b>-0.48</b>
	Inférieur	0.75	-0.40	0.32	-0.40

Les bornes supérieures et inférieures représentées par des courbes puissances se différencient par des variations des paramètres A qui induisent une translation verticale des courbes. A l'inverse, les paramètres b reste pratiquement constant. Ces deux « bornes » inférieures et supérieures permettent d'encadrer les variations induites par les modifications structurales et l'état de saturation du matériau.

### III.6. Diagrammes croisés $e-W-Qd-C$

La représentation des profils de  $Qd$  et  $C$  dans des diagrammes croisés  $W-e-Qd-C$  permet de montrer les relations qui existent entre la structure de la matrice argileuse représentée par sa courbe de retrait  $W-e$  et la résistance pénétrométrique ou la cohésion. Le diagramme  $Qd-C$  permet de montrer la relation qui peut exister entre la résistance à la pointe et la cohésion. Ce type de représentation par diagramme croisé a déjà été utilisé par Biarez et al. (1987) pour montrer la similitude entre les chemins d'état d'un matériau riche en kaolinite lors de compression en milieu saturé et lors cycles de dessiccation. Les chemins d'états y étaient représentés dans le diagramme  $W-e-Sat-pF$ . Bernard (2006) et Bernard et al (2007, 2009) ont également utilisé ce type de représentation en diagrammes croisés pour montrer les relations structure du Bri – résistance au pénétromètre dans le diagramme  $W-e-Qd-\gamma_h$  (densité humide) et, dans un deuxième temps les relations structure, résistance et résistivité électrique dans le diagramme  $W-e-Qd-\rho_s$  (résistivité).

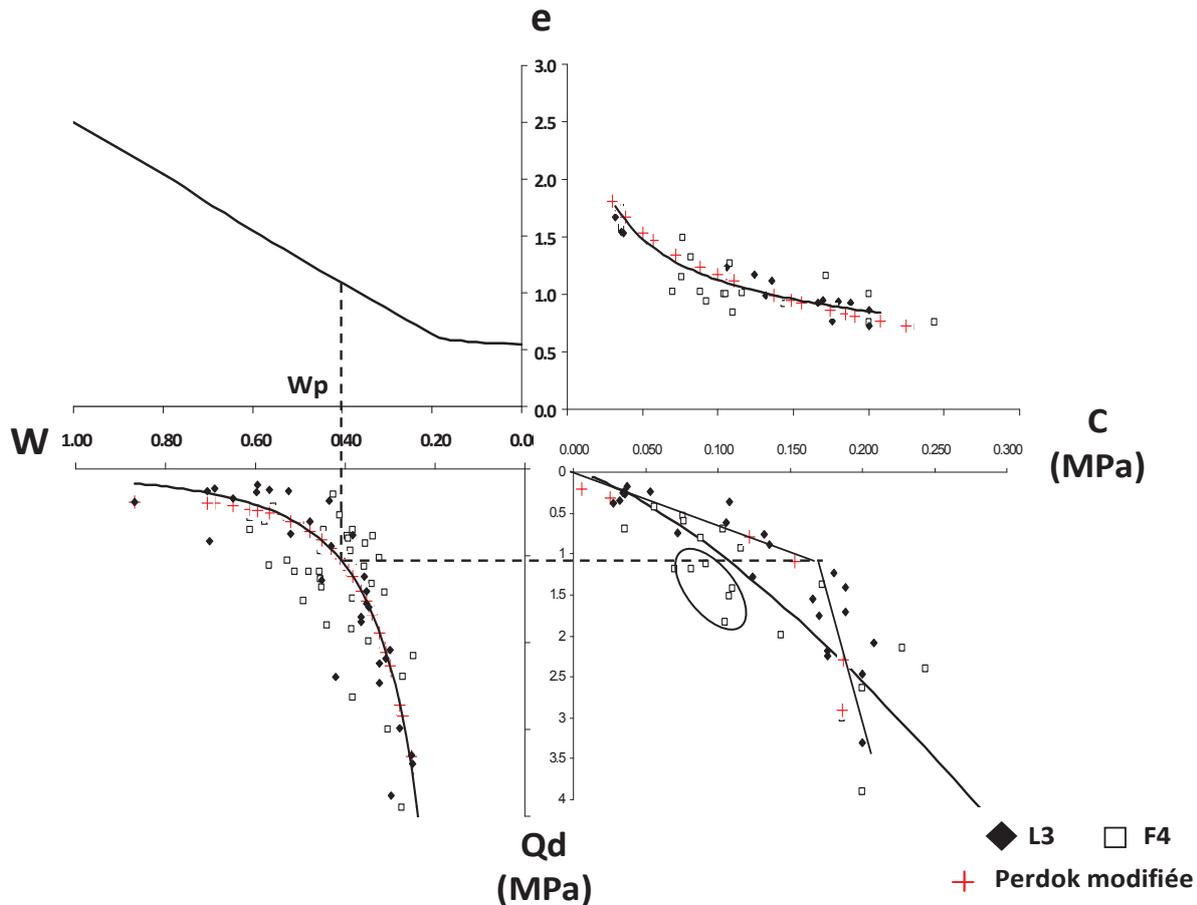


Figure 54 : Les représentations graphiques des lois puissances dans les diagrammes  $e-C$  et  $e-W$  sont les courbes noires tandis que les croix rouges représentent les équations de Perdok. Dans le diagramme  $C-Qd$  la courbe représentée par des croix rouges correspond à la courbe calculée à partir des équations de Perdok. La courbe noire représente la relation entre  $Qd$  et  $C$  à partir des lois puissance. Les données encerclées correspondent aux phénomènes liés au paléosol.

Pour ce travail ce même type de diagramme croisé a été choisi pour représenter les profils de  $Qd$  et de  $C$  enregistrés dans les prairies L3 et F4 puis sur les zones S2-S3-S4. Néanmoins, les profils enregistrés sur les prairies puis sur la parcelle cultivée ont été représentés dans des diagrammes croisés  $W-e-Qd - C$  différents.

Pour la prairie, le diagramme croisé « de base » a été établi à partir des mesures réalisées en L3. Ensuite sont superposées les mesures réalisées en F4. Le diagramme croisé montre une bonne superposition des courbes de Perdok et courbe puissance représentatives des profils L3 dans les diagrammes  $e-Qd$  et  $W-Qd$  (Figure 54).

Le diagramme  $C-Qd$  permet de montrer la corrélation entre profil de  $Qd$  et de  $C$ . Dans un premier temps, elle peut être montrée par la relation qui existe entre les deux lois puissance  $Qd=f(e)$  (équation 32) et  $C = f(e)$  (équation 34). Cette relation est représentée par une courbe

proche de la droite  $Qd = 10.C$  (Eq. 39) entre  $W = 0$  et  $Wp$  puis qui s'écarte progressivement de cette droite vers l'axe  $Qd$ , lorsque les valeurs de  $Qd$  augmentent.

Néanmoins, visuellement les couples de points de mesures ( $Qd ; C$ ) ont plutôt tendance à montrer deux types de comportement linéaire :

- entre  $C = 0$  et  $C = 0.16$  MPa, les points montrent une évolution voisine à la droite d'équation  $Qd = 6.25 \times C$  (Eq. 40).
- pour  $C > 0.16$  MPa, les points suivent une évolution linéaire d'équation  $Qd = 50 \times C - 150$  (Eq. 41).

Finalement, cette représentation suggère l'influence de la limite de plasticité ( $Wp$ ) sur les comportements mécaniques. Le ratio  $Qd/C$  est augmenté d'un facteur 8 dans le domaine solide par rapport au domaine plastique. Les valeurs de  $Qd$  mesurées au pénétromètre dynamique sont particulièrement représentatives du phénomène de consolidation en surface dans le domaine solide. Cette diminution du rapport  $Qd/C$  dans le domaine solide peut être reliée aux différences d'interaction outil / structure du sol lors de la mesure. Ces interactions ont été décrites dans la partie méthodologique, elles diffèrent par :

- Une déformation volumique et compression du sol autour de la pointe,
- Une surface de cisaillement cylindrique aux dimensions des pales lors du cisaillement
- Un temps d'endommagement très court (quelques millisecondes) lors de l'enfoncement de la pointe sous l'impact du choc
- Une vitesse de cisaillement lente (quelques secondes pour une mesure).

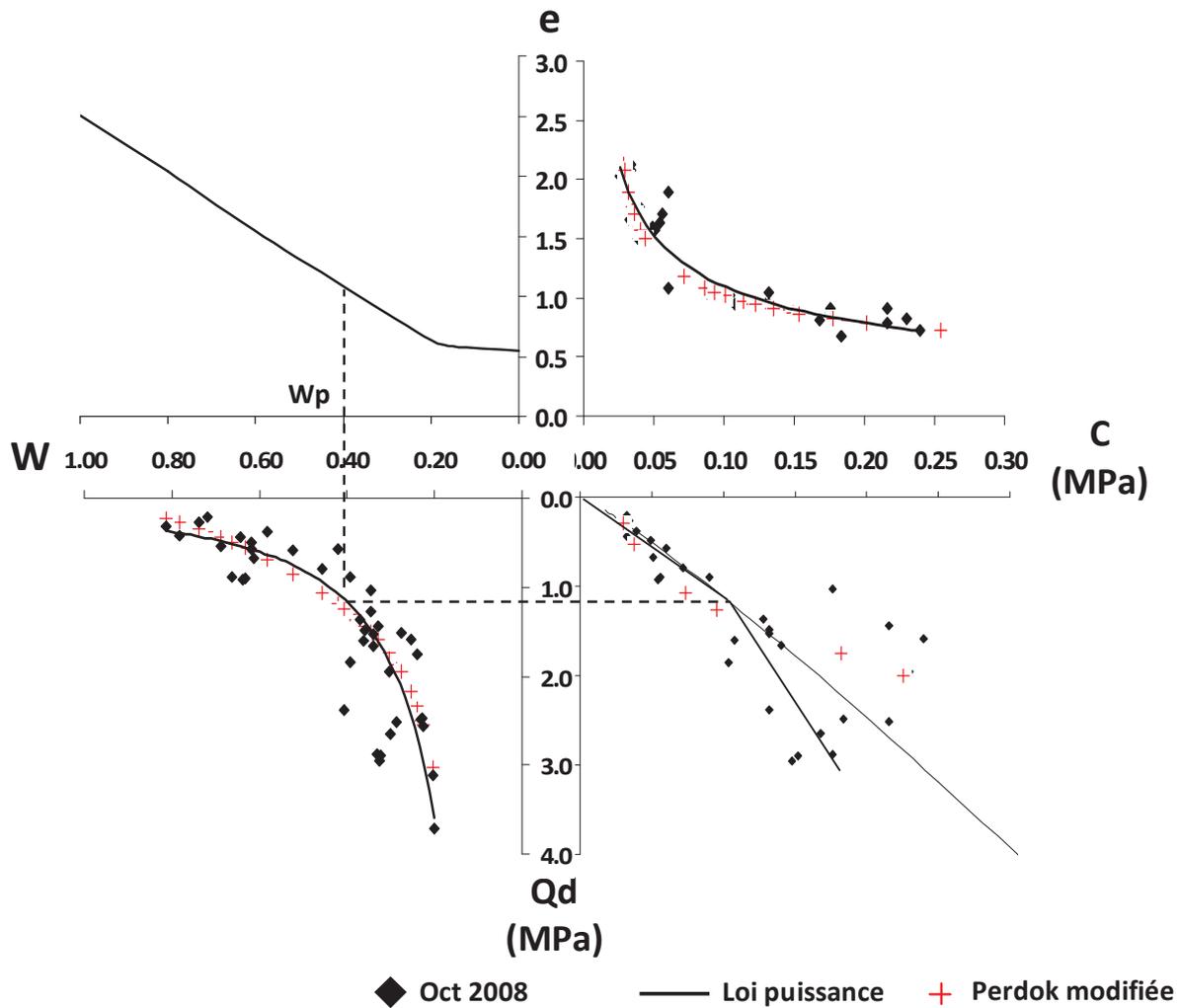


Figure 55 : Diagramme croisé  $W$ - $e$ - $C$ - $Qd$  établi à partir des mesures d'Octobre 2008 (points noirs). Sont superposés dans ce diagramme les autres points de mesures réalisés en Novembre 2008, Avril 2009 et Mai 2010. Dans le diagramme  $C$ - $Qd$  la courbe représentée par des croix rouges correspond à la courbe calculée à partir des équations de Perdok, la courbe noire représente la relation entre  $Qd$  et  $C$  à partir des lois puissance.

Les profils de  $Qd$  et de  $C$  enregistrés en octobre 2008 en S2, S3 et S4 montrent les mêmes évolutions dans les diagrammes croisés  $W$  -  $e$  -  $Qd$  -  $C$ .

Il apparaît une bonne superposition des courbes de Perdok et courbe puissance calculée dans les diagrammes  $e$ - $Qd$  et  $W$ - $Qd$  (Figure 55, Figure 56). Dans le diagramme  $C$ - $Qd$ , la relation qui relie les deux paramètres peut être établie à partir de des lois puissance  $Qd=f(e)$  (équation 36) et  $C = f(e)$  (équation 38). Dans ces conditions, la relation est pratiquement linéaire (Figure 55, Figure 56). L'inflexion vers l'axe  $Qd$  est très faible, l'équation est pratiquement :

$$Qd = 11 \times C \quad (\text{Eq. 42}).$$

Visuellement la limite de plasticité semble séparer deux comportements. Le premier relatif à l'état solide entre  $W = 0$  et  $W_p$  et le second à l'état plastique.

A partir de  $W_p$  les couples  $Qd - C$  se regroupent autour d'une droite d'équation  $Qd = 27 \times Qd - 30$  (Eq. 43).

La limite de plasticité marque encore l'influence de cette limite sur le comportement mécanique de l'état plastique à l'état solide. Dans le diagramme  $Qd-C$  les dispersions sont cumulées et essentiellement dues à l'influence du labour (Figure 54).

### III.7. Relation structure -propriété hydromécanique

Ces résultats permettent d'argumenter sur le comportement hydromécanique de ces matrices argileuses qui constituent ces sols de marais. Les diagrammes croisés  $W-e-Qd-C$  permettent de représenter l'effet de la dessiccation et du retrait sur la consolidation et la cohésion de la matrice argileuse. Les profils de cohésion et de  $Qd$  sont associés aux profils de dessiccation de l'état liquide du matériau argileux en profondeur jusqu'à l'état solide en surface. Les fortes valeurs de  $C$  et  $Qd$  sont induites par le réarrangement progressif, face contre face, des particules argileuses lors du mécanisme de dessiccation (Figure 57). De plus

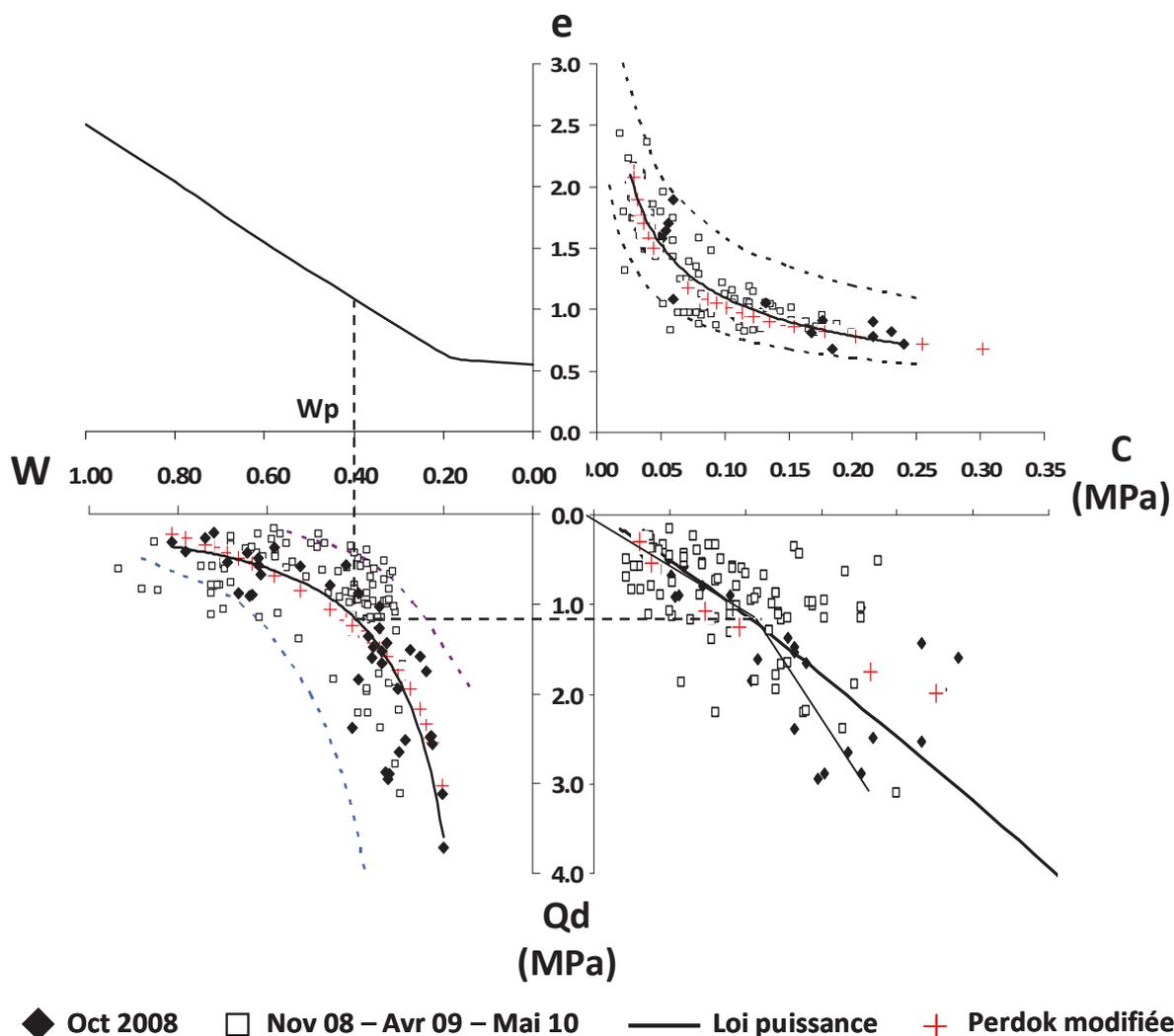
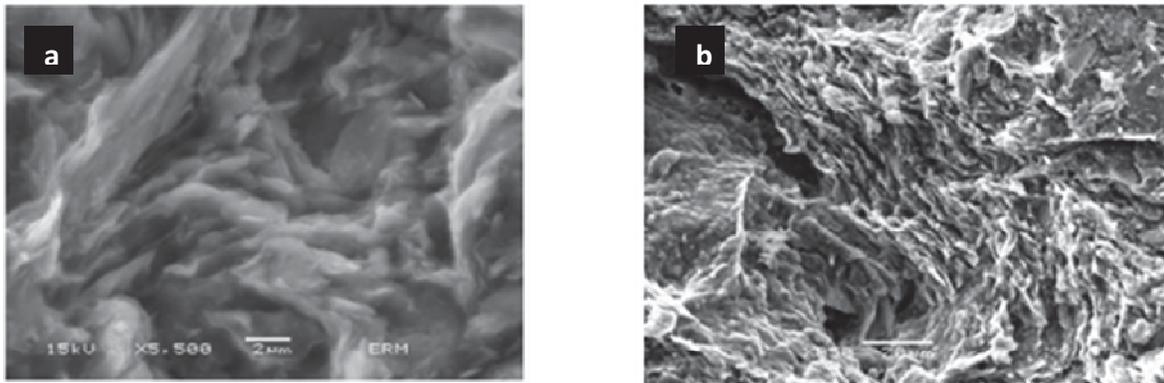


Figure 56 : Diagramme croisé  $W-e-C-Qd$  établi à partir des mesures d'Octobre 2008 (points noirs). Sont superposés dans ce diagramme les autres points de mesures réalisés en Novembre 2008, Avril 2009 et Mai 2010. Dans le diagramme  $C-Qd$  la courbe représentée par des croix rouges correspond à la courbe calculée à partir des équations de Perdok, la courbe noire représente la relation entre  $Qd$  et  $C$  à partir des lois puissance. Les courbes en pointillées représentées dans les diagrammes  $e-C$  et  $W-Qd$  correspondent aux bornes supérieures et inférieures déterminés à partir des lois puissances.

la cohésion peut également être augmentée par le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  disséminé dans la matrice argileuse avec l'adsorption des ions calciums sur les surfaces externes des particules argileuses (Bernard et al., 2007 ; Biarez et Hicher, 2002 ; Tessier et Pedro, 1984 ; Bauer-Plaindoux et al., 1998, Bruand et Tessier, 2000 ; Bruand et al., 2001 ; Richard et al., 2001).

Plusieurs auteurs ont déjà montré la similitude de comportement des matrices argileuses sous contraintes hydriques ou mécaniques (Biarez et al., 1987). Toutes ces évolutions structurales de matrices argileuses sont associées et/ou gouvernées par des transferts hydriques ; départ d'eau par succion en milieu non saturé lors de la dessiccation ou expulsion de l'eau interstitielle par surpression lors de d'essais de compressibilité en milieu saturé. Ces mécanismes et leurs cinétiques sont alors gouvernés par les conductivités hydrauliques intrinsèques aux différents états de la matrice argileuse.



**Figure 57 : Microphotographie de la structure du Bri à la limite de plasticité (a) et à la limite de retrait (b). Photographies MEB, échantillon prélevés en L3. La photographie à l'état plastique a été obtenue après congélation dans l'azote pâteux et lyophilisation de l'échantillon (Bernard, 2006).**

Il y a deux manières d'appréhender quantitativement une conductivité hydraulique de matrice argileuse avec contrôle de microporosité ou d'indice des vides:

- (1) par mesure physique en laboratoire lors d'essais de compressibilité à l'oedomètre ou à la presse triaxiale
- (2) par caractérisation de microstructure de matrice par analyse d'image et application d'équation de type Kozeny-Carman (Grollier et al., 1991 ; Pantaloni, 1998 ; Dudoignon et al., 2001 ; 2004).

Les relations conductivités hydraulique microstructure de matrice utilisées dans ce travail sont issues des travaux de Dudoignon et al. (2001 ; 2004) (Figure 58). Elles avaient été obtenues sur des éprouvettes de kaolin consolidées et cisailées à la presse triaxiale (diamètre

35 mm, élancement 2). les éprouvettes avaient été confectionnées par mélange de kaolinite (Prolabo) et eau ramené par dessiccation à une teneur en eau de 50% et masse volumique sèche de 11.7 kN/m<sup>3</sup>. Chronologiquement les essais ont consisté en (1) une consolidation hydrostatique et isotrope à 100, 300, 400 et 600 kPa puis (2) en un cisaillement de ces éprouvettes soit simplement consolidées ( $\rho_{cons} = \rho_{sci}$ ), soit sur consolidées ( $\rho_{cons} = 600$  kPa,  $\rho_{sci} = 300, 200$  et 100 kPa ;  $\rho_{cons} = 300$  kPa,  $\rho_{sci} = 200$  et 100 kPa ). Le matériel kaolinitique était caractérisé par une limite de plasticité ( $Wp$ ) de 38% et une limite de liquidité ( $WL$ ) de 54%. Les fractions granulaires < 2  $\mu$ m, 2-20  $\mu$ m et > 20  $\mu$ m étaient respectivement de 54.5%, 40.8 % et 4.7 %, 95 % du matériau avait une granulométrie inférieure à 20  $\mu$ m. Les chemins d'état avaient été représentés dans un diagramme de type Cam-Clay ( $e$ -log  $p$ ). Les conductivités hydrauliques du matériau le long de ces chemins d'état avaient été calculées en utilisant une équation de Kozeny-Carman ( $K_{kc}$ ) capable de prendre en compte les paramètres d'arrangement particulaire au sein des matrices via les mesures de microporosité et les calculs de tortuosité (Grollier et al., 1991; Pantaloni, 1998) :

$$K_{kc} = \left( \frac{1}{2 \times T^2} \right) \left( \frac{n^3}{(S_{sp})^2} \right) \quad (\text{Eq. 44})$$

avec  $T$  la tortuosité,  $n$  la porosité,  $S_{sp} = S \times (1 - n)$  et  $S$  = aire surfacique des particules (surface des particules / volume des particules).

Les caractéristiques d'arrangement des particules argileuses au sein des éprouvettes avaient été mesurées par couplage d'observation en microscopie optique (lumière polarisée et analysée) de lames minces et analyse d'images basée sur les propriétés de biréfringence des particules (Dudoignon et Pantet, 1998 ; Dudoignon et al., 2001, 2004). Les évolutions de porosité ou d'indices des vides avaient été mesurées à l'échelle des microsites par microanalyses chimiques couplées à l'observation MEB sur les lames minces. Finalement le réarrangement des particules avait été associé au chemin d'état dans le diagramme  $e$ -log  $p$  (Figure 58).

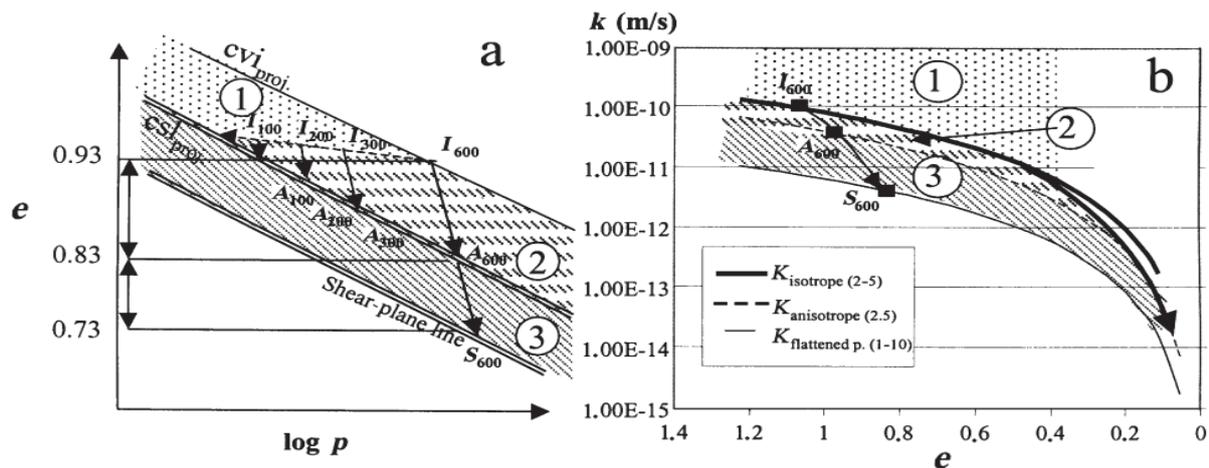
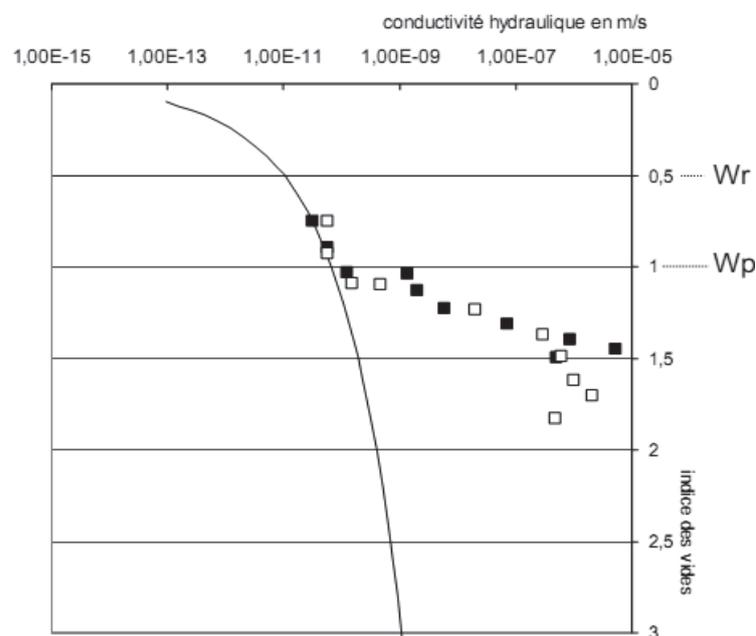


Figure 58 : Relation conductivité hydraulique (K) – chemin d'état pour une matrice kaolinitique soumise à une compression à la presse triaxiale.  $I_{600}$ - $A_{600}$  cisaillement d'éprouvette normalement consolidée,  $I_{600}$ - $I_{300}$ - $I_{200}$ - $I_{100}$  chemin de surconsolidation,  $I_{300}$ - $A_{300}$ ,  $I_{200}$ - $A_{200}$ ,  $I_{100}$ - $A_{100}$  cisaillement d'éprouvettes surconsolidées. CVI : droite vierge isotrope (projection), CSL droite d'état critique (projection).

Le calcul de conductivité hydraulique via l'équation de Kozeny Carman a été appliqué au Bri. Les propriétés de microstructure ( $e$ ,  $W$ ) sont calées sur la courbe de retrait. La tortuosité prise en compte a été conservé constante pour tous les calculs. Cette tortuosité correspond à un arrangement isotropique des particules. En fait l'augmentation de la tortuosité pour un milieu anisotrope ne fait qu'appliquer un coefficient de deux à la conductivité calculée pour des valeurs comprises entre  $10^{-10}$  et  $10^{-9}$   $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  pour une teneur en eau voisine de  $Wp$ . C'est le facteur de forme des particules (associé à un délaminage des particules par exemple à l'intérieur d'un plan de cisaillement) qui peut faire varier la conductivité d'un ordre de grandeur (Dudoignon et al., 2004). L'évolution de porosité prise en compte suit l'évolution de l'indice des vides le long de la courbe de retrait. La surface spécifique est celle obtenue par granulométrie laser ( $60 \text{ m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ ).

Les mesures physiques de conductivité hydraulique ont été effectuées via des essais de compressibilité à l'oedomètre. Les échantillons ont été prélevés dans la parcelle L3 entre 170 et 200 cm de profondeur de manière à obtenir un matériau proche de la limite de liquidité. Les mesures de conductivité hydraulique ont été effectuées à la fin de chaque palier de consolidation pour des indices des vides initiaux équivalents à la microstructure du Bri de 180 à 150 cm de profondeur pour les échantillons dans leurs états non remaniés. L'état final en fin de consolidation correspond à un indice des vides de 0.7 soit une profondeur équivalente en L3 de 50 cm environ (Figure 59) (Bernard, 2006).



**Figure 59 : Equivalent de profils verticaux de conductivités hydrauliques mesurées à l'oedomètre (carrés) et calculés via l'équation de Kozeny- Carman ( trait plein) à partir de l'indice des vides (équivalent porosité) et de la surface spécifique du Bri.**

Les diagrammes  $W-e-Qd-K$  ou  $W-e-C-K$  permettent de représenter d'un coté l'évolution des profils de  $Qd$  et  $W$  en fonction de la structure de la matrice argileuse ( $e-W$ ) et de l'autre, l'évolution des conductivités hydraulique du matériau en fonction de sa structure et les relations conductivités hydrauliques – résistances mécaniques (Figure 60).

Les évolutions des conductivités hydrauliques mesurées montrent l'influence de la structure de la matrice argileuse :

- A l'état solide ( $W_r-W_p$ ) le faible degré de liberté des particules argileuses contraint les valeurs de conductivités hydrauliques mesurées à l'oedomètre ( $K_{oe}$ ), sur la courbe

théorique, calculée à partir de l'équation de Kozeny-Carman ( $K_{kc}$ ), et les évolutions de  $Qd$  et  $C$  (1 à 4 MPa et 0.1 – 0.4 MPa respectivement). Celles-ci croissent très rapidement et de manière pratiquement linéaire avec la diminution de  $W$  et  $e$ .

- A l'état plastique à liquide ( $W_p$ -  $W_l$ ) l'augmentation importante de porosité et l'arrangement en nid d'abeille des particules argileuses facilitent le réarrangement des particules sous contraintes hydriques et/ou mécaniques. Les valeurs de  $K_{oe}$  mesurées croissent rapidement et ne correspondent plus aux valeurs mesurées à partir de l'équation de Kozeny-Carman.

Les relations structures – résistance mécaniques ( $Qd$  et  $C$ ) sont traduites par les équations de Perdok ou les lois puissances.

Deux domaines sont nettement distingués par rapport aux évolutions de conductivité hydraulique :

- le domaine plastique - liquide ( $W > W_p$ ) pour lequel l'évolution de conductivité hydraulique peu s'écrire :

$$\log K_{oe} = 19 \times W - 18 \quad (\text{Eq. 45})$$

avec  $R^2 = 0.96$ .

- le domaine solide ( $W < W_p$ ), calé sur la courbe de Kozeny- Carman. Les quelques valeurs mesurés s'alignent à peu près sur la droite Les valeurs de  $K_{oe}$  :

$$\log K_{oe} = 4 \times W - 12 \quad (\text{Eq. 46})$$

Le comportement hydromécanique sur le diagramme  $K$ -  $Qd / C$  montre l'effet de la limite de plasticité et du passage d'état solide à l'état.

Au domaine plastique – liquide, l'augmentation de la teneur en eau de  $W_p$  à  $W_l$  s'accompagne de la forte augmentation de  $K$  mais d'une faible augmentation de  $Qd - C$  « bloqués » dans le domaine de faibles valeurs correspondant aux asymptotes de loi puissance ou des équations de Perdok parallèle à l'axe  $e$  dans le diagramme  $e - Qd / C$ . Au domaine d'état solide les diminutions d'indices des vides liées à la dessiccation sont « bloquées » par la limite de retrait. L'arrangement particulière « face conte face » augmente la cohésion du matériau est « bloque » la perméabilité sur les valeurs minimales voisin de  $10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ .

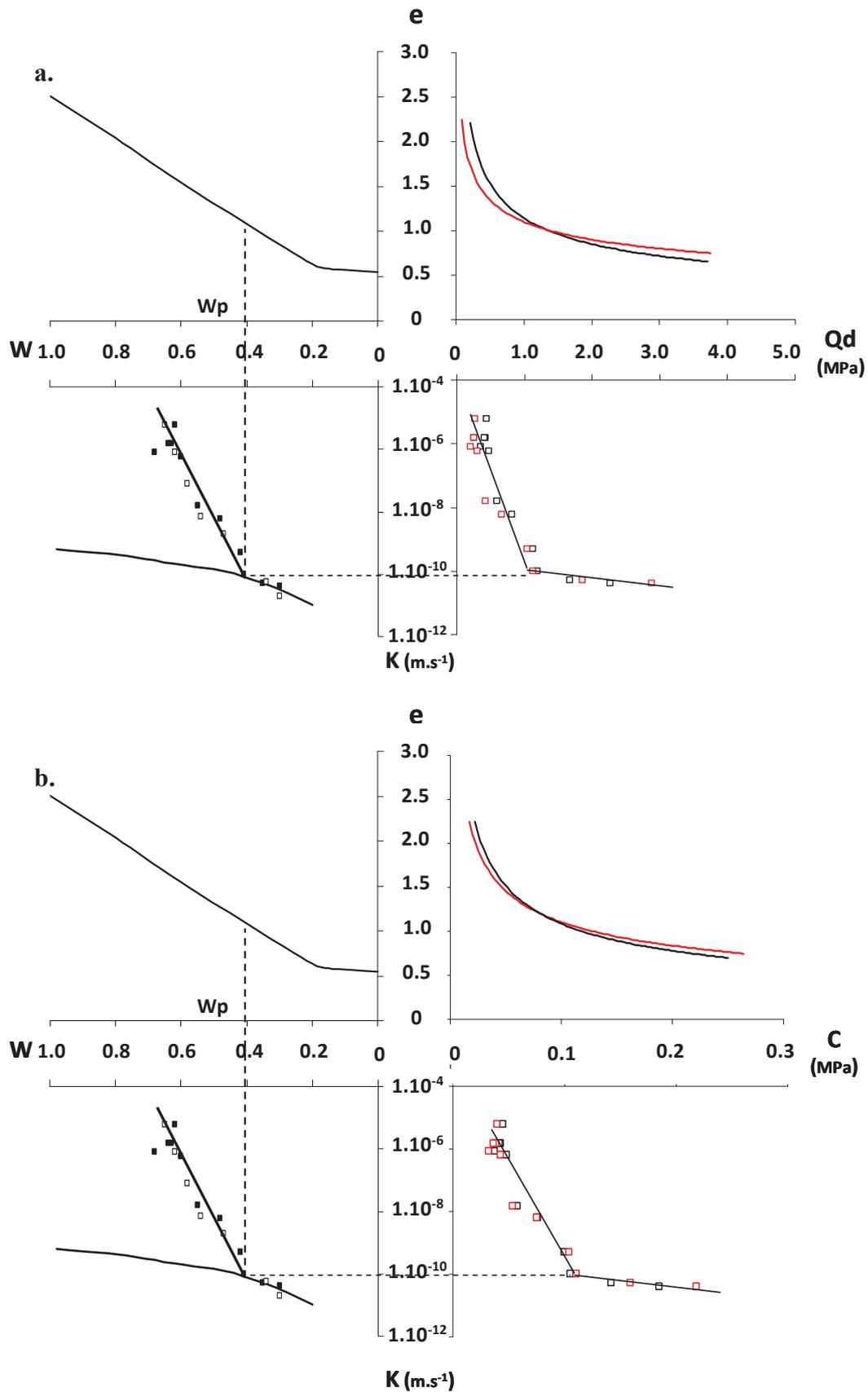


Figure 60 : Représentation schématique du comportement hydromécanique du Bri dans le diagramme croisé  $W-e-Q_d-K$  (a) et  $W-e-C-K$  (b). Dans les diagrammes  $e-C-K$  et  $e-Q_d-K$ , les données représentées en rouge représentent la prairie L3 et les données noires correspondent aux données de la parcelle cultivée.  $e-C$  et  $e-Q_d$  sont représentés par les lois puissances. Dans les diagrammes  $W-K$ , les points représentent les conductivités hydrauliques mesurées à l'oedomètre et la courbe noires les conductivités hydrauliques calculées en utilisant l'équation de Kozeny-Carman.

### III.8. Modèle de mise en place de la fracturation

De nombreux modèles physiques et mathématiques ont été développés pour expliquer la mise en place et de développement d'un réseau de fractures dans différents géomatériaux associés à des phases de retrait tels que les basaltes (Aydin et Degraff, 1988 ; Lore et al., 2001 ; Schaeorffer et Kattenhorn, 2004 ; Jenkins ; 2005, Goehring et Morris, 2006), les sols (Hallaire , 1993, 1994 ; Chertkov et Ravina, 1998, 1999a, 1999b ; Velde, 1999 ; Vallette et al., 2008), les céramiques (Gobron et Chiba, 2001),et même les écorces des arbres (MacFarlane et Luo, 2009)...

Dans ses travaux, Jenkins (2005, 2009) modélise la mise en place de fractures, leur distribution optimum ainsi que leur profondeur dans le matériau à partir du passage liquide-solide et en considérant une diminution de volume due au retrait thermique. Ces travaux sont appliqués au phénomène de colonnades dans les coulées basaltiques qui apparaissent lors de leur refroidissement. Ses travaux s'ajoutent à de nombreuses études de modélisation de ces phénomènes de fracturation de coulées (Schaefer et Kattenhorn, 2004 ; Goehring et Morris, 2006). Les études sur la fracturation de retrait des sols sont souvent mises en parallèle avec la formation des colonnades basaltiques (Goehring, 2008). En effet, les fractures de retrait dans les sols ont pour origine l'assèchement, c'est-à-dire la perte en eau et perte de volume par dessiccation, c'est un retrait par dessiccation du matériau argileux tandis que le phénomène de fracturation des coulées basaltiques est provoquée par un retrait thermique de la matrice basaltique. Le phénomène de retrait et fracturation des sols est amplifié dans les sédiments et sols de marais du fait de l'évolution d'un état initial liquide du sédiment vers un état plastique puis solide du sol qui peut être comparé aux étapes de solidification des laves. Les conséquences sont des colonnades qui peuvent se développer jusqu'à 200 cm de profondeur dans les sols de marais (Bernard, 2006).

Les nombreux modèles développés dans l'objectif de recréer la propagation des réseaux de fractures dans les sols sont soit des modèles mathématiques, soit des modèles empiriques, établis à partir d'observations et de mesures sur échantillons. En 1988, Hallaire étudie la fissuration de retrait en laboratoire sur des échantillons de sols argileux riches en montmorillonite. Avant de différencier les étapes de fissuration, il définit différents éléments structuraux qui permettent de mettre en place un modèle morphologique du sol : le ped et la motte. Le sol est alors constitué d'un ensemble de mottes elles même subdivisées en peds. Les fissures intramottes correspondent alors aux fissures séparant les peds et les fissures intermottes, sont les fissures séparant les mottes dans le sol. Une fois son modèle

morphologique défini, l'auteur explique la propagation de la fissuration lors du dessèchement par l'augmentation d'un indice des vides global qui correspond à un volume fissural total, mais il observe également qu'au dessous d'un certain seuil de teneur en eau pondérale (23% proche des 20% de  $W_r$  du Bri), certaines petites fissures intra-mottes se referment au profit de l'ouverture d'autres fissures inter-et intra-mottes plus espacées. D'autres auteurs ont essayé d'établir des modèles de réseaux de fractures basés sur des observations *in situ*. Velde, en 2001, propose une étude d'un Rendosol (Référentiel Pédologique de l'INRA 1995) où il étudie la distribution, en 2 dimensions, de la porosité à partir d'analyse d'image et d'analyse fractale. Il observe alors un processus de fragmentation en deux étapes: tout d'abord la mise en place du réseau de fractures puis leur élargissement. Les auteurs Chertkov et Ravina (1998) et Chertkov (2000) développent des modèles mathématiques afin de caractériser les réseaux de fractures de retrait dans les sols. Chertkov et Ravina (1998) modélisent la géométrie du réseau de fractures à partir de plusieurs paramètres : l'espacement moyen entre les fractures, leur connectivité, leur extension verticale maximum et l'épaisseur de la couche intensément fracturée. En 2000, Chertkov, afin de modéliser la courbe de retrait du sol, ajoute aux paramètres précédents la connaissance de la géométrie en 2 dimensions du réseau de fractures observé en surface. La plupart des modèles mathématiques sont établis pour des réseaux en 2 dimensions. En 2007, Valette et al. présentent un modèle de fracturation de retrait en 3 dimensions. Dans leurs travaux, ces auteurs prennent en compte les différentes composantes du sol (solide, liquide et gaz) et l'évolution de topographie de surface induite par la prismation et les tassements « différentiels ». La modélisation de la propagation du réseau de fracture du au retrait est développée selon trois étapes successives : l'initiation des fractures, leurs propagations et leur croissance en surface mais également en profondeur. Les points d'initiation des fractures sont cependant fixés arbitrairement.

Finalement tous ces modèles sont basés sur des évolutions hydriques et volumiques de matrice argileuses « sans tenir compte » des propriétés hydromécaniques de celles-ci.

### **III.8.1. *Intégration de la cohésion dans le mécanisme de propagation de fractures de retrait***

Un des objectifs de ce travail est d'apporter une approche complémentaire sur la compréhension des mécanismes de fracturation des sols par dessiccation et retrait en prenant en compte le comportement hydro-mécanique de la matrice argileuse.

Le développement du réseau de fractures est gouverné par le retrait de la matrice argileuse, or il est très difficile, voire impossible, de mesurer des propriétés mécaniques de

cette matrice de l'état « liquide » à plastique puis solide sur des mottes de sols. C'est l'intérêt de ces sols de marais formés par dessiccation des sédiments fluviomarins initiaux qui permettent des investigations mécaniques *in situ* des matrices argileuses à l'état solide en surface, aux états plastiques puis liquides en profondeur.

La « fracturation et l'ouverture » de fractures sont les conséquences d'un mécanisme de traction qui est gouverné par la cohésion du matériau argileux. Le « modèle » présenté dans ces travaux est empirique, il s'appuie sur la représentation du comportement hydromécanique de la matrice argileuse dans les diagrammes  $W-e-Qd-C$  en associant la courbe de retrait de la matrice argileuse à l'évolution de cohésion. Pour essayer de recréer l'évolution structurale du matériau argileux et le développement de la fracturation associé à la dessiccation, les calculs en deux dimensions sont appliqués sur une section carrée et/ou rectangulaire orientée verticalement dans le sol (Figure 61). Le côté supérieur de la section correspond à la surface du sol, un côté vertical (droit sur les figures) correspond à la bordure d'un joint de prisme vertical, l'autre côté vertical coïncide avec l'axe central et vertical du prisme. La symétrie de tout plan vertical passant par son axe vertical permet de simplifier le calcul à une moitié de prisme. Les calculs des évolutions structurales s'appliquent à un maillage défini sur toute la section verticale considérée. Le calcul permet de suivre l'évolution de l'indice des vides ou de  $W$  et de la cohésion pour chaque maille au cours d'un cycle de dessiccation ou de réhydratation.

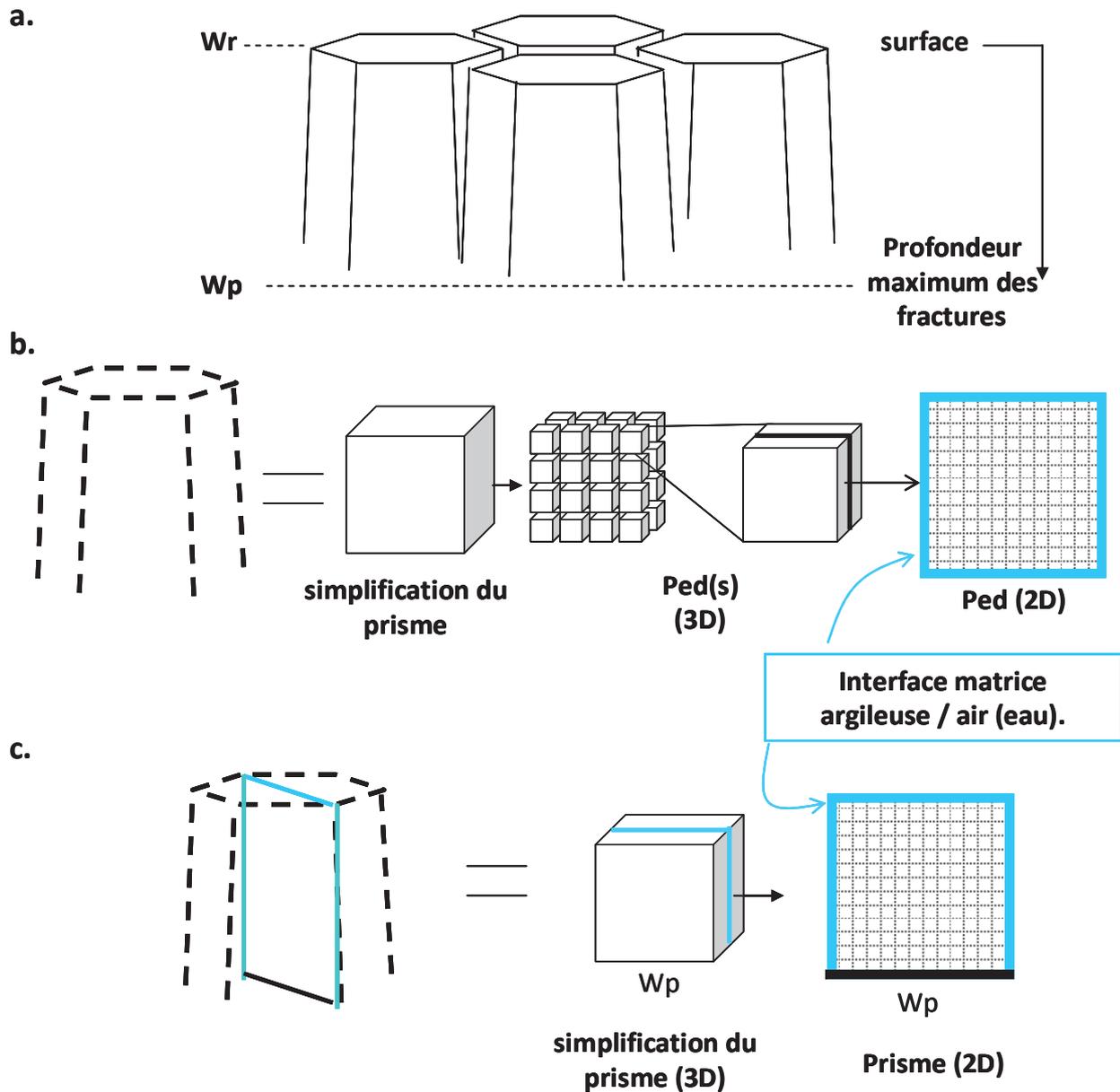


Figure 61 : a. Représentation schématique de la structure du sol entre la surface et  $W_p$  b. section quelconque d'un ped. Le prisme est simplifié puis subdivisé en cube (= ped), le calcul est alors réalisé sur une section où chaque côté correspond à une interface matrice / air. c. section verticale d'un prisme. Le prisme est simplifié par un cube, le calcul est alors réalisé sur une section rectangulaire où chaque côté correspond à une interface matrice / air et la base est bloquée à  $W_p$  soit la limite de propagation des fractures en profondeur.

Les sections sont sans dimension, elles peuvent représenter une section de prisme visible à l'affleurement (section rectangulaire) ou à échelle plus fine, la section d'une motte ou d'un ped (section carrée) (Figure 61).

### III.8.2. *Définition d'une section, du maillage et des conditions aux limites.*

Les calculs ont été effectués pour des sections carrées de 10 x 10 mailles. Si un sédiment argileux à la limite de liquidité peut se fracturer très rapidement sous l'effet de la dessiccation de surface, les prismes observés dans les fosses creusées dans le Bri à St Laurent de la Pré ont montré un arrêt de propagation de la prismation à la profondeur équivalente à la limite de plasticité ( $W_p$ ) (Bernard, 2006 ; Bernard et al, 2006 ; Dudoignon et al., 2007; ces travaux ci). Les conditions aux limites sont les suivantes :

- teneur en eau maximale (initiale pour une phase de dessiccation) =  $W_p$
- teneur en eau minimale (finale pour une phase de dessiccation) =  $W_r$

Ce domaine solide  $W_r$ - $W_p$  correspond au domaine de retrait isotrope (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2006). Pour la simulation du prisme, la base de ce dernier est conservée à  $W_p$  pour rester en accord avec la limite de propagation en profondeur au niveau équivalent à  $W_p$  (Figure 62).

Pour chaque pas de calcul, chaque maille est définie par une teneur en eau pondérale, un indice des vides et une cohésion. Les relations entre  $W$ ,  $e$  et  $C$  sont celles préalablement établies et suivies sur les courbes de retrait  $e$ - $W$ ,  $W$ - $C$  ou  $e$ - $C$ . La relation  $e$ - $C$  ou  $W$ - $C$  est celle définie par la courbe de retrait (Figure 63, équation 26) et la loi puissance (équation 34).

Pour une phase de dessiccation, l'état initial de la section (toutes les mailles) sont à la limite de plasticité ( $W = W_p = 0.4$  et  $e = 1$ ) (Figure 62a.). Les quatre cotés de la section carrée représentent physiquement l'interface air/matrice argileuse (Figure 62b.). La base de la section rectangulaire représente la base d'un prisme bloqué à  $W_p$  (Figure 62c.).

La phase de dessiccation est calculée par pas (de temps) correspondant à des diminutions de la teneur en eau en périphérie de la section (ligne périphérique et colonne périphérique) de 0.01 unité en 0.01 unité jusqu'à arriver au point d'entrée d'air du sol, qui est quasi équivalent à la limite de retrait ( $W = 0.22$ ) (Figure 62b.c.).

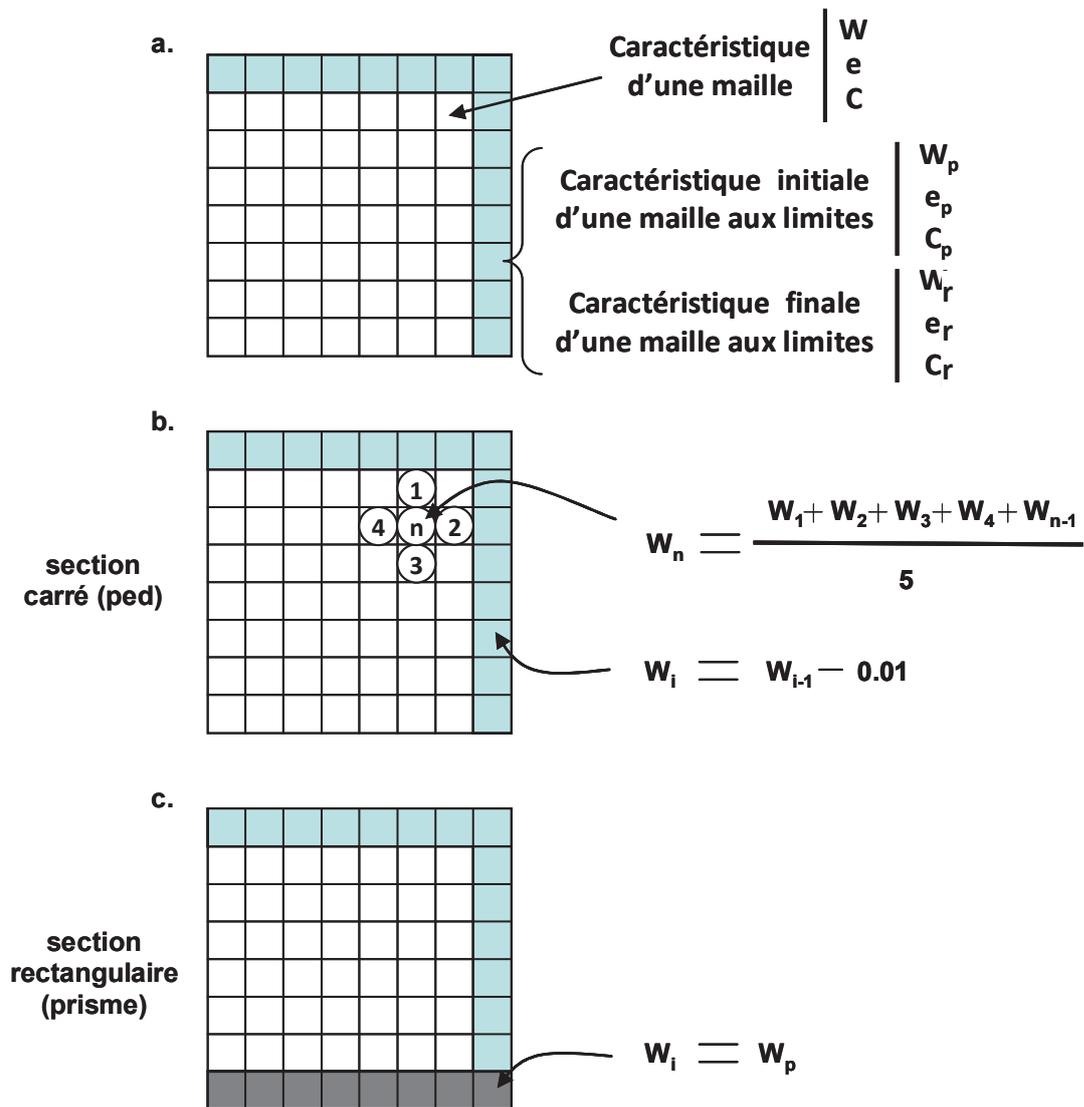
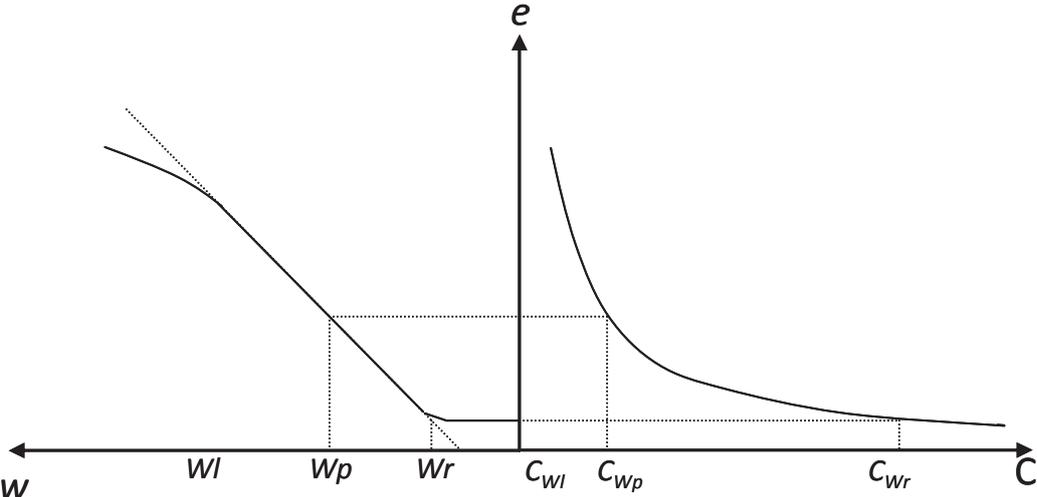


Figure 62 : Méthode de calcul représentatif de la dessiccation d'un prisme. Chaque maille est caractérisée par ses paramètres  $W, e, C$ . a. Les caractéristiques initiales sont celles de la limite de plasticité ( $W_p, e_p, C_p$ ). Les caractéristiques finales sont celles de la limite de retrait ( $W_r, e_r, C_r$ ). b. A chaque pas de calcul, la valeur affectée à chaque maille sont calculant la moyenne de la maille avec les quatre mailles voisines. A chaque pas de calcul les conditions aux limites ( $W$ ) sont diminuées de 0.01. Les teneurs en eau initiale et finale sont respectivement  $W_p$  et  $W_r$ , sauf pour la base du prisme conservée à  $W_p$  (c).

La phase de dessiccation à l'intérieur du prisme est calculée pour chaque maille en moyennant chaque maille avec ses quatre mailles voisines (pour  $W, e$  ou  $C$ ) (Figure 62b.c.). Les caractéristiques de chaque maille évoluent alors au fur et à mesure de la diminution des conditions aux limites. Une fois que la teneur en eau aux limites a atteint la teneur en eau du point d'entrée d'air, celle-ci ne diminue plus en périphérie mais la dessiccation continue à l'intérieur du prisme. Finalement, en prenant en compte la symétrie de la section carrée, les évolutions structurales ne sont représentées que sur un quart du prisme carré. Les figures 64 et 65 permettent d'observer l'évolution de l'indice des vides puis de la cohésion à l'intérieur de

la matrice argileuse (Figure 64, Figure 65). Le changement morphologique de la section (1/4 représenté) est calculé en sommant les dimensions des mailles ligne par ligne et colonne par colonne (Figure 62).



**Figure 63: Représentation schématique du diagramme  $W - e - C$ . Les calculs utilisés dans le modèle sont basés sur cette représentation.**

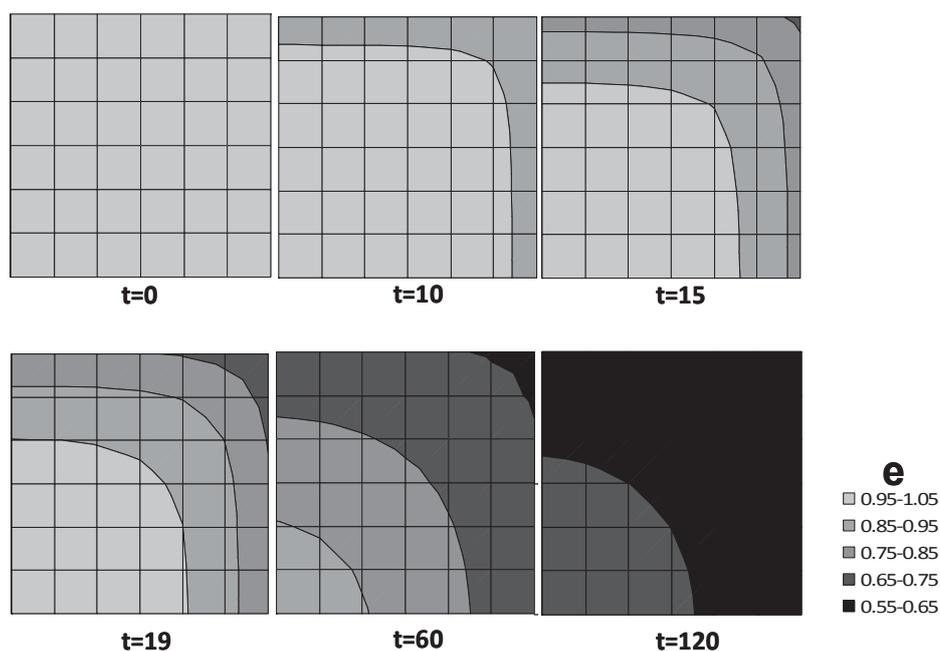


Figure 64 : Evolution de l'indice des vides ( $e$ ) à l'intérieur de la matrice argileuse pendant la phase de retrait pour un quart de prisme. Cette évolution est calculée à partir de la courbe de retrait du matériau (équation 21).

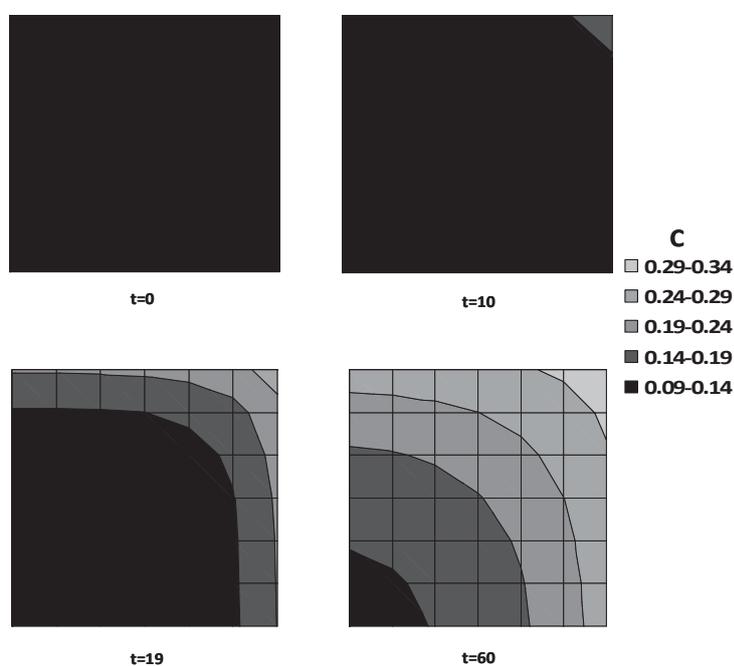


Figure 65 : Gradient de cohésion ( $C$ ) à l'intérieur de la matrice argileuse pendant la phase de retrait pour un quart de prisme. Cette évolution est calculée à partir de la loi puissance déterminée précédemment.

La relation  $e-W$  utilisée est celle de la courbe de retrait de la matrice argileuse

(équation 26). Dans ces conditions toute la diminution de volume, dans le domaine  $W_r-W_p$ , n'est que celle due à l'arrangement des particules argileuses et à la perte en eau inter-particules (microporosité) en domaine saturé. Toute la diminution de volume est traduite en périphérie de la section par un retrait global. Calée sur les propriétés de la matrice argileuse, cette représentation sans dimension peut caractériser les évolutions physiques d'un ped ou d'une motte à l'intérieur d'un réseau de fracture.

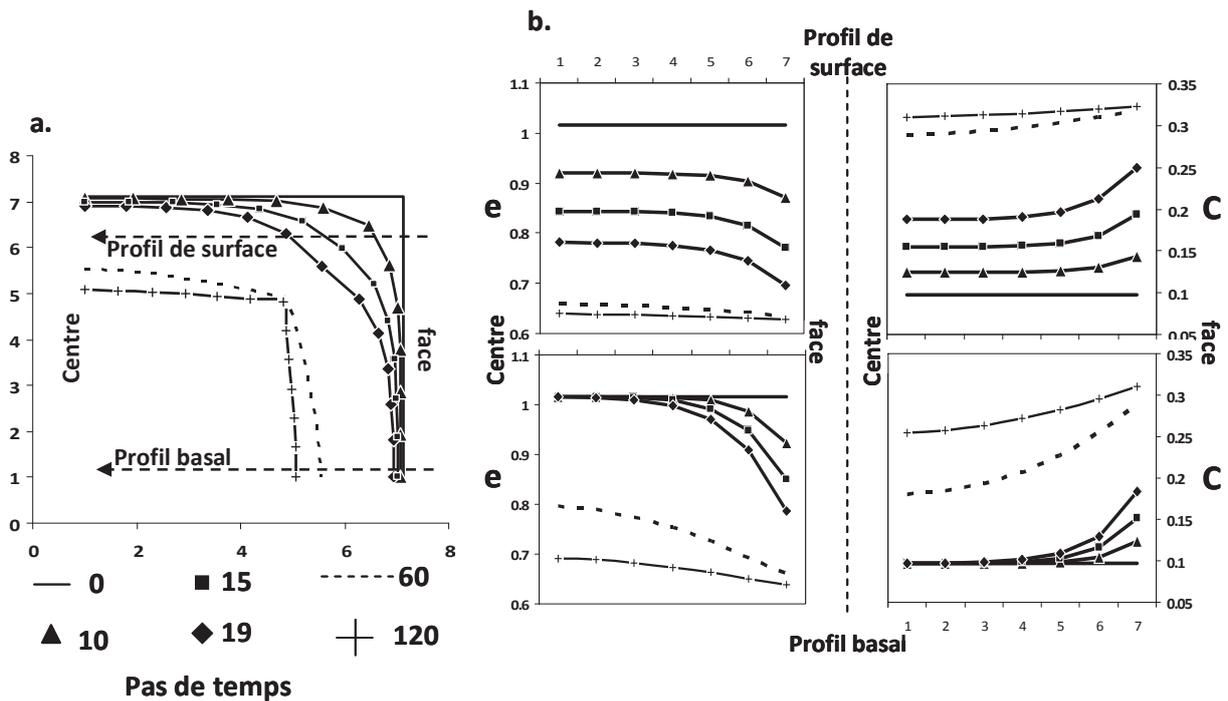


Figure 66: a. Retrait successif de dessiccation aux pas de temps 10, 15, 19, 60 et 120. L'état initial est représenté en trait plein noir, l'état quasi final est représenté par les croix noires. Au pas de temps 19, la périphérie de la section atteint  $W_r$ . Pour les pas de temps suivants, la périphérie est bloquée à  $W_r$  mais la dessiccation continue à l'intérieur du prisme. b. Evolution des profils d'indice des vides (e) et de cohésion (C en MPa) en cours de dessiccation

Grace à la courbe de retrait ( $e-W$ ) de la matrice argileuse et à la relation qui la relie aux valeurs de cohésion (équation de Perdok ou loi puissance), il est possible, pour chaque maille, d'associer une valeur de cohésion à sa valeur d'indice des vides (Figure 66). Il est alors possible de tracer des profils d'évolution de la cohésion allant du bord de la section vers son centre. Le « profil de surface » est établi pour les mailles localisées sur un côté de la section carrée, et le « profil basal » correspond à la ligne de mailles localisée sur le plan médian de la section carrée. Les représentations des profils d'indices des vides montrent un

gradient de la surface vers le centre qui correspond à la progression du front de dessiccation. Les indices des vides proches des bords (profils de surface) diminuent plus rapidement que pour le profil basal, où le centre « tarde » à entamer sa dessiccation. Les profils de cohésion montrent le même phénomène mais dans le sens inverse. La cohésion augmente avec la diminution de l'indice des vides. L'augmentation de cohésion est plus rapide près des surfaces et « tarde » en partie centrale.

Le mode de calcul par moyenne d'une cellule et de ses quatre voisines adjacentes provoque un « effet coin » lors de la jonction entre deux faces qui correspond à une diminution très rapide de l'indice des vides dans les coins et une augmentation plus rapide de la cohésion du au cumul des effets sur deux bords perpendiculaires.

### III.8.3. *Calculs représentatif d'un prisme*

Le calcul sur une section rectangulaire se différencie du précédent par (Figure 62c.) :

- la forme allongée verticalement correspondant à une section verticale d'un prisme
- et une ligne de maille basale bloquée à  $Wp$  et par conséquent à  $e = 1$  qui représente la limite de propagation des joints de prisme en profondeur.

Ce calcul permet de suivre l'évolution de l'indice des vides et de la cohésion à l'intérieur de la matrice argileuse et ainsi d'observer les gradients de  $e$  et  $C$  en fonction du pas de temps « t » (Figure 68, Figure 69).

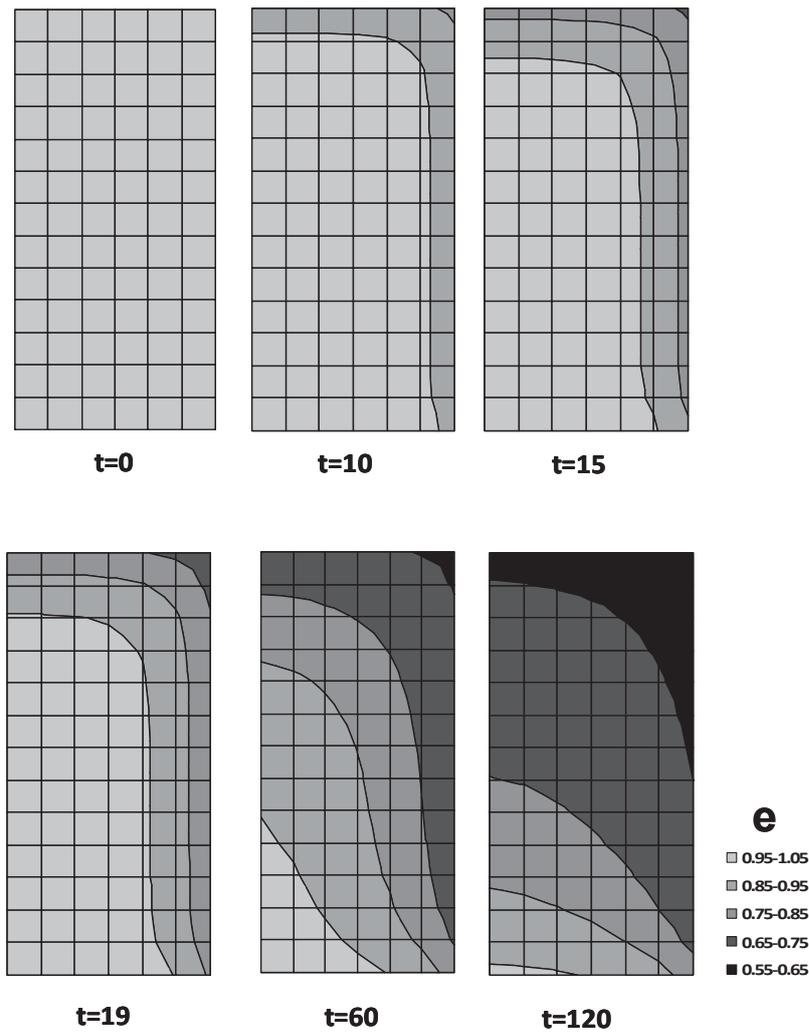


Figure 68 : Gradient d'indice des vides ( $e$ ) de la matrice argileuse pendant la phase de retrait pour une section verticale de prisme. Caractéristique initiale ( $t=0$ ) des mailles  $e=1.05$ .

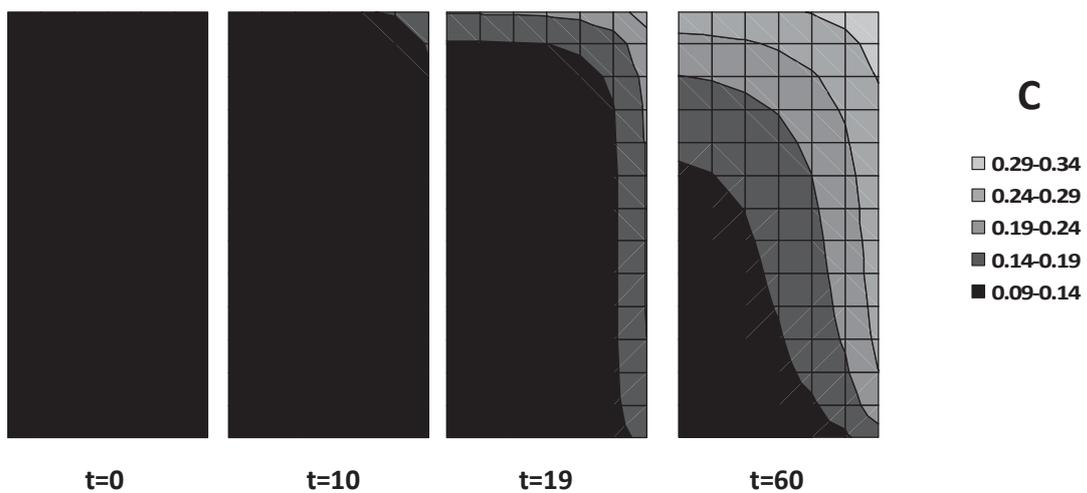


Figure 67 : Gradient de cohésion ( $C$ ) à l'intérieur de la matrice argileuse. Cette évolution est calculée à partir de la loi puissance déterminée (équation 30)

L'état initial de la section rectangulaire est  $Wp$ , soit  $e = 1.05$ . Les surfaces de

dessiccations (contact air / matrice argileuse) correspondent à la surface réelle du sol et aux joints de prisme verticaux. Les calculs par moyenne de la maille et de ses quatre voisines adjacentes sont réalisés de la même manière que précédemment. Un troisième profil d'indice des vides et de cohésion a été ajouté pour montrer les gradients à un niveau intermédiaire. En considérant la symétrie verticale du prisme les représentations sont limitées à une moitié verticale de celui-ci (Figure 69).

Les profils de surface et intermédiaire d'indices des vides et de cohésion évoluent de la même manière que pour une section carrée. Le profil basal montre évidemment une faible dessiccation et faible diminution de volume. La ligne de base, conservée à  $W_p$  reste constante en teneur en eau, en indice des vides et en longueur. Du point de vue morphologique cette faible diminution de largeur de la section en profondeur dessine le rétrécissement de la fracture (joint de prisme) jusqu'à son interruption à la profondeur  $W_p$ .

Finalement les représentations graphiques 2D montrent (Figure 69):

- la propagation des fronts de dessiccation à partir des interfaces air/matrice argileuse, c'est-à-dire joints de prismes et surface du sol,
- l'effet « coin » observé à la jonction des surfaces
- l'évolution en profondeur de la largeur des fractures verticales ou joints de prisme.

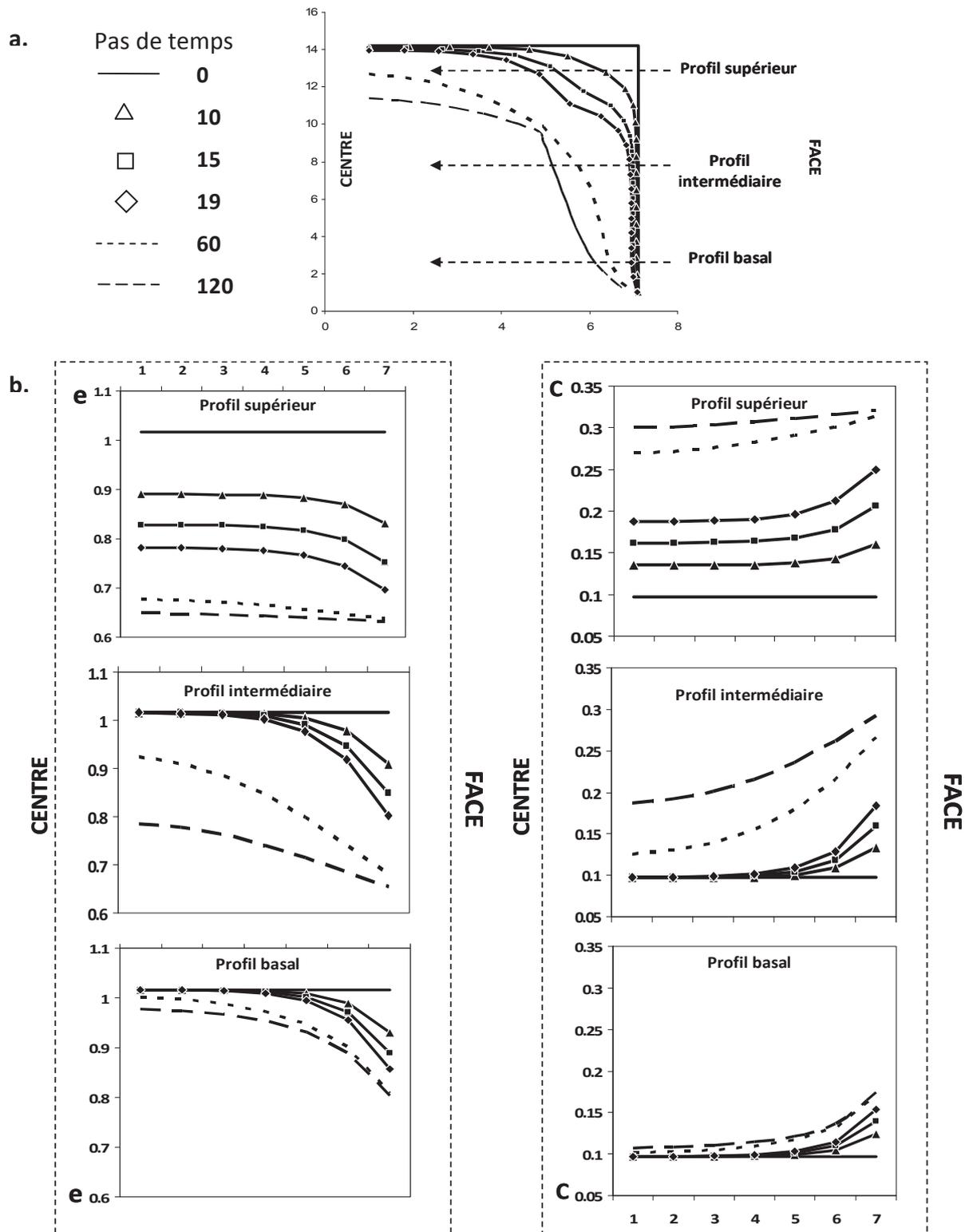


Figure 69: a. Etapes successives de dessiccation de la section rectangulaire aux pas de temps 10, 15, 19, 60 et 120. L'état initial est représenté en trait plein noir, l'état quasi final est représenté par les croix noires. Au pas de temps 19, la périphérie de la section atteint  $W_r$ . Pour les pas de temps suivants, la périphérie est bloquée à  $W_r$  mais la dessiccation continue à l'intérieur du prisme. b. Evolution des profils d'indice des vides (e) et de cohésion (C en MPa) en cours de dessiccation

### III.8.4. Relation courbe de retrait – cohésion et mécanisme de propagation

La courbe de retrait  $e-W$  traduit un chemin d'état microstructural de la matrice argileuse de sa limite de liquidité  $Wl$  vers sa limite de plasticité puis limite de retrait. Les états successifs sont respectivement liquide et saturé à forte microporosité ( $W > Wl$ ), plastique saturé à porosité moyenne ( $Wl > W > Wp$ ), solide saturé à faible porosité ( $Wp > W > Wr$ ) et solide non saturé ( $W < Wr$ ). En fait une teneur en eau  $W < Wr$  signifie solide non saturé pour le sol à l'échelle méso ou macroscopique en tenant compte d'un réseau de fracture partiellement rempli par l'air. Néanmoins la matrice argileuse intra peds peut rester saturée sous cette limite  $Wr$  (Dudoignon et al., 2007).

Du point de vue cohésion ce chemin d'état (liquide à solide) correspond à une évolution progressive d'un comportement ductile à faible cohésion vers un comportement fragile à forte cohésion (Figure 70).

Ces relations entre courbe de retrait de matrice et évolution de la cohésion permettent de mettre en évidence la chronologie dans la formation du réseau de fracture et distribution de taille de la fracturation de retrait à l'intérieur de la matrice argileuse pour les étapes successives de dessiccation. Le comportement ductile du matériau aux environs de la limite de plasticité permet l'ouverture de fractures larges et espacées entre elles (à l'échelle des joints inter prismes), de part la forte capacité de déformation du matériau argileux. A l'opposé, l'état solide et fragile proche de  $Wr$  entraîne de très faibles capacités de déformation de la matrice et la propagation de petites fractures rapprochées à partir de tous les interfaces air/argile. Par conséquent, la dessiccation progressive de la matrice qui entraîne l'accroissement progressive de la cohésion induit une chronologie de formation et de propagation des fractures de type (Figure 70):

- larges fractures espacées en milieu ductile
- fractures de plus en plus étroites et rapprochées à l'état fragile.

Au cours de la dessiccation la propagation successive des fractures de retrait augmente les interfaces air / argiles et accélère vraisemblablement le mécanisme.

A l'inverse une réhydratation à partir de la surface (eau de pluie) referme les fractures de surface en un temps très court. La conséquence est une imperméabilisation de surfaces et des fractures qui restent ouverte en sub-surface.

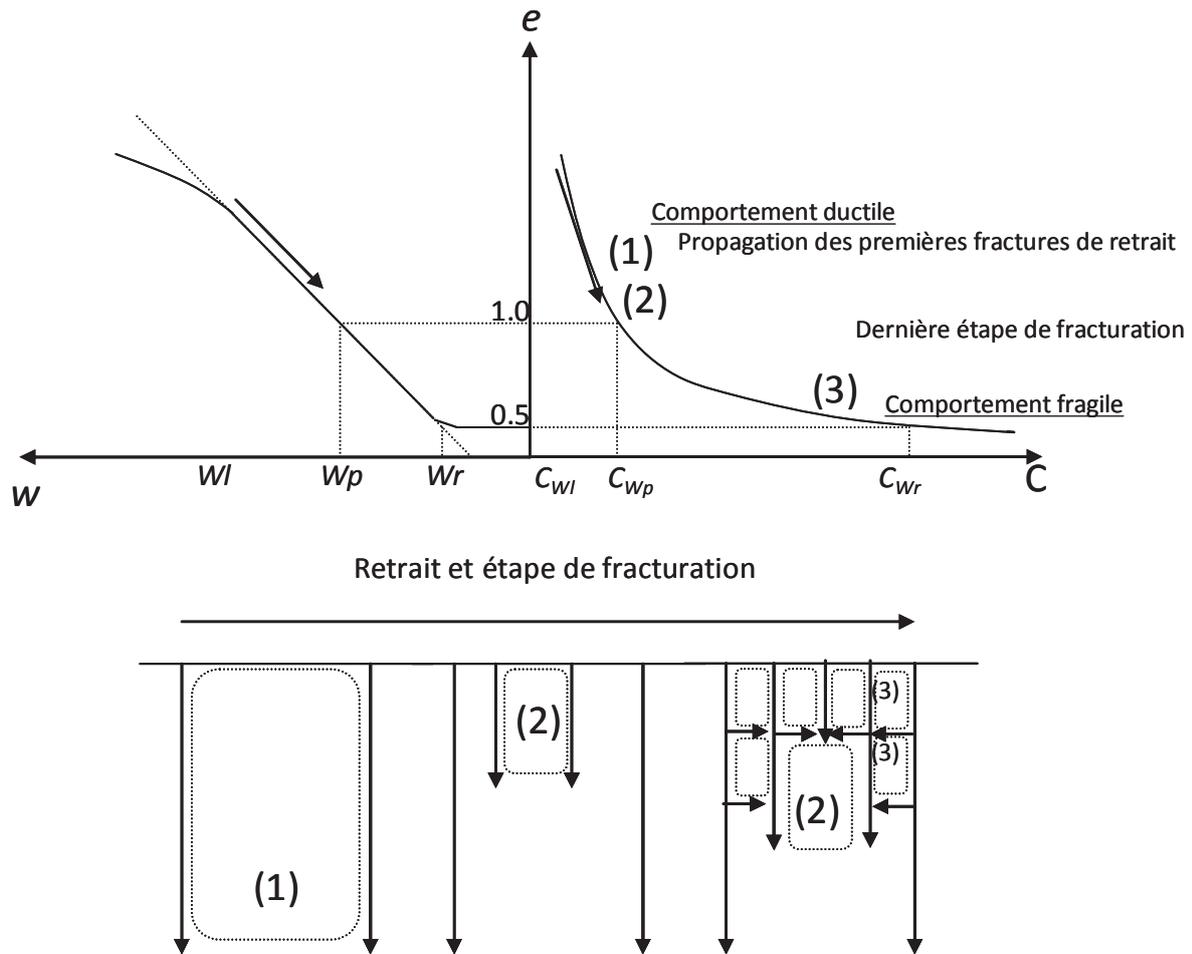


Figure 70 : Représentation schématique de la propagation des fractures de retrait et la désagrégation simultanée d'un prisme en motte. a. Diagramme  $W$ - $e$ - $C$  représentant les étapes de fracturation associées à l'état cohésif de la matrice argileuse. b. (1) Première étape de la propagation des fractures dans la matrice argileuse, à l'état plastique. (2) Seconde étape, la fracturation continue à se développer, dans le matériau à l'état solide, ce qui entraîne la création de « méso-prisme ». (3) Dernière étape de la fracturation de la matrice argileuse, proche de la limite de retrait. Cette dernière étape induit une microfracturation et une individualisation en ped.

### III.9. Pétrographie

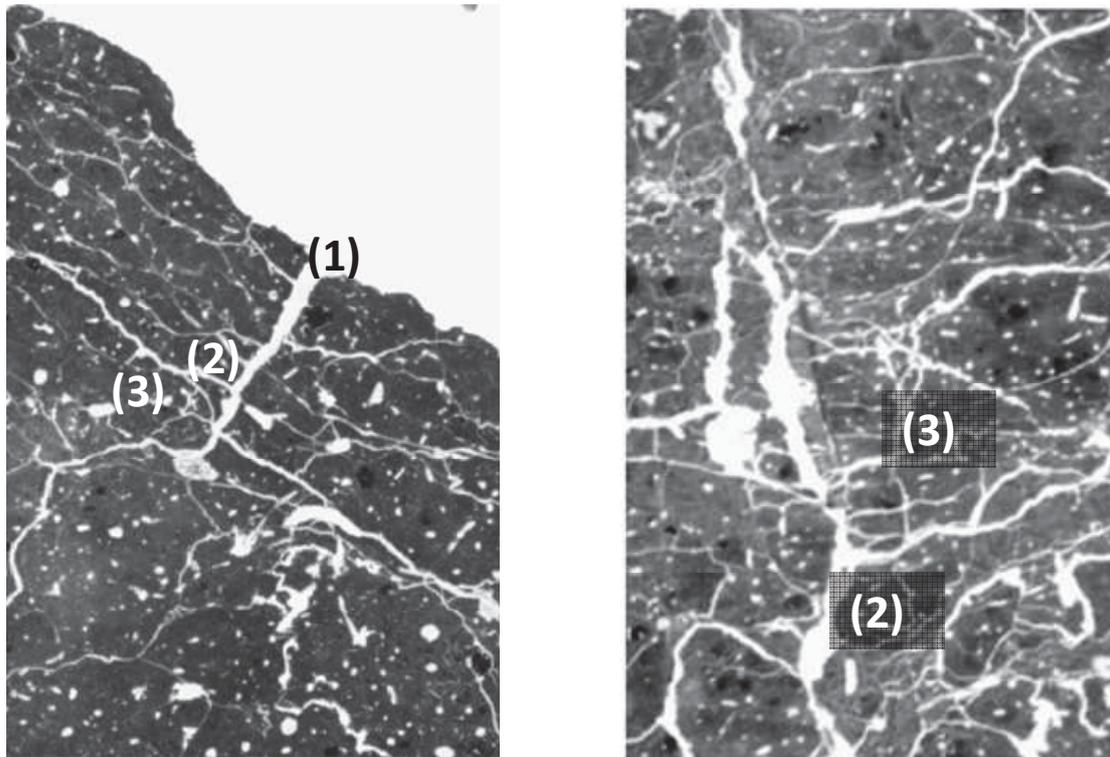
#### III.9.1. Pétrographie 2D

Une pétrographie 2D s'effectue sur lames minces ou sur sections polies. Elle peut être seulement qualitative ou quantitative avec l'aide d'outils de capture et analyses d'images. Dans tous les cas l'objectif est de travailler sur des surfaces polies représentatives du matériau dans un état non perturbé par rapport à sa structure en place. La difficulté pour les sols et

encore plus pour les sols de marais souvent caractérisés par de fortes teneurs en eau voire proche de la limite de liquidité est de conserver l'état structural du matériau lors de son imprégnation. Les exemples de photo présentées ci-dessous ont été obtenus sur le Bri échantillonné dans la parcelle L3 après induration par la technique (Hallaire et Curmi, 1994 ; Bernard, 2006. Dudoignon et al., 2007) :

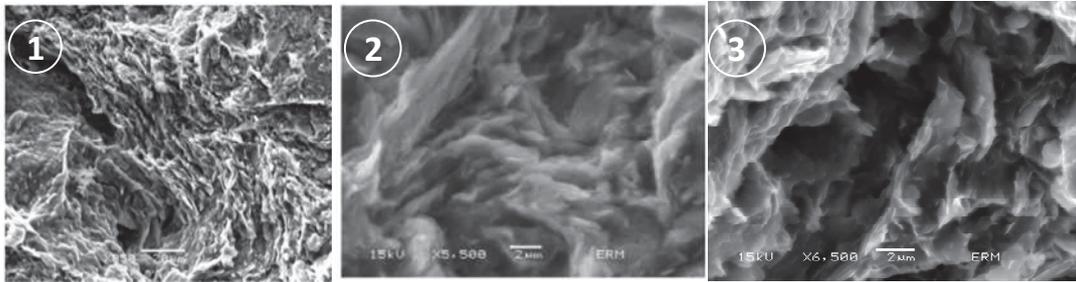
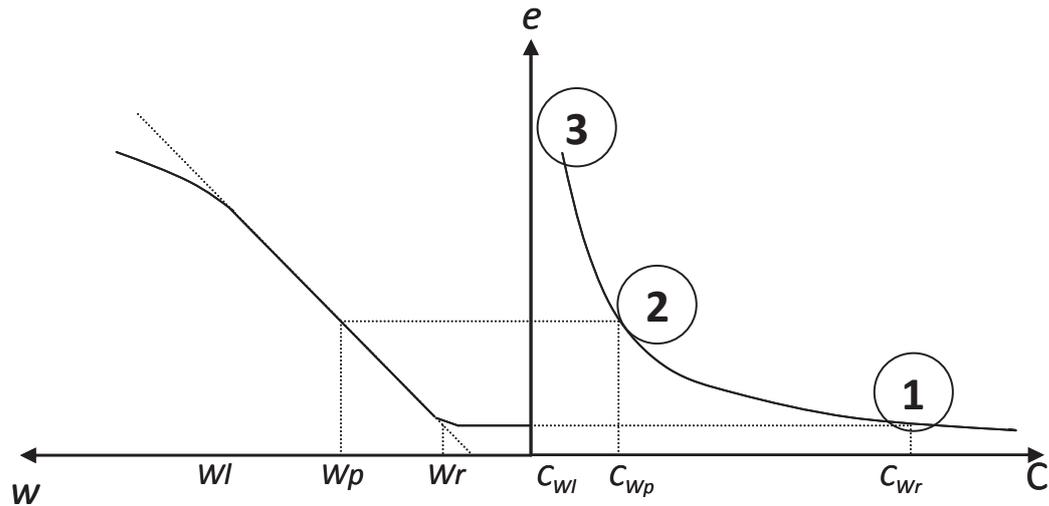
- échange eau – acétone
- échange acétone – résine sous vide
- polymérisation lente par exposition aux rayonnements ultraviolets naturels.

Les indurations des matériaux argileux ont été effectuées à l'INRA de Rennes. La résine est une résine polyester avec 35% de styrène dopée par un pigment (2.5-thiophenediylbis) photoluminescent sous ultraviolet. (Hallaire et Curmi, 1993 ; Bernard, 2006 ; Dudoignon et al. 2007). Les observations et photos ont été effectuées sous lumière UV (Figure 71).



**Figure 71 : Les figures de dessiccation, observées sur des lames de sols polies sous U.V., montrent la propagation des fractures. (1) Première fracture sub-perpendiculaire à la bordure du prisme. (2) Deuxième génération de fractures qui se propagent à partir de la nouvelle interface air-matrice. (3) Dernière génération de microfractures toujours orientées perpendiculairement aux interfaces air / argile déjà ouvertes.**

Les figures de dessiccation observées sur les lames de sols polies montrent la propagation des premières grandes fractures (1) à partir de la surface. Elles constituent les fractures inter-prismes. La propagation est sub-perpendiculaire à l'interface et débute dans un matériau proche de  $W_p$  (état plastique et ductile). Dans un deuxième temps, une seconde génération de fractures (2) s'ouvrent et se propagent perpendiculairement aux nouvelles interfaces air/matrices argileuses créées le long des fractures formées précédemment (inter-prismes). Dans un troisième temps un réseau de microfractures (3) se développe perpendiculairement aux dernières interfaces air-matrice ouverts. Ces fractures sont de plus en plus fines et de moins en moins espacées en accord avec l'état de plus en plus fragile du matériau. Ces deux étapes semblent être en accords avec les descriptions déjà établies lors de précédent travaux, où les auteurs montrent l'augmentation importante du réseau de fractures dans un sol pendant la phase de retrait (Hallaire et al. 1988 ; Ringrose-Voase and Sanidad, 1996 ; Velde 2001).



**Figure 72 :** Evolution des arrangements entre particules argileuses de l'état solide ( $Wr - 1$ ) à l'état plastique ( $Wp - 2$ ) et à l'état liquide ( $WI - 3$ ) dans la matrice argileuse suivant la relation  $W - e - C$ .

Ces observations sont cohérentes avec l'interprétation des propagations progressives de fractures de plus en plus fines et rapprochées lors de la dessiccation du matériau et de son augmentation de cohésion. Elles montrent, en deux dimensions, le phénomène de retrait sur la matrice argileuse ainsi que le front de propagation de fractures associées à la dessiccation et au comportement cohésif du matériau. Les profils de résistance au cisaillement représentés dans les diagrammes  $W-e-C$  montrent l'augmentation de cohésion localisée entre la surface et la limite de plasticité. Ces fortes valeurs peuvent être dues à la consolidation du sol induite par la dessiccation qui provoque un réarrangement progressif, face contre face, des particules argileuses (Figure 72). La cohésion peut également être augmentée par le pourcentage de  $CaCO_3$  disséminé dans la matrice argileuse avec l'adsorption des ions calciums sur les surfaces externes des particules argileuses (Tessier et Pedro, 1984 ; Bauer-Plaindoux et al., 1998, Bruand et Tessier, 2000 ; Bruand et al., 2001 ; Richard et al., 2001 Biarez et Hicher, 2002 ; Bernard et al., 2007).

### III.9.2. *Perméabilité en milieu insaturé et pétrographie 2D.*

L'observation de la structure à partir d'images 2D fournit des informations sur l'organisation structurale interne du matériau argileux et éventuellement sur la chronologie de fracturation. Cependant, celle-ci est limitée tant sur la forme des pores que sur leur connectivité et, de fait, sur l'interprétation des origines biologique ou physique des pores. Les études pétrographiques 2D effectuées sur les surfaces polies d'échantillons de Bri indurés (parcelle L3) n'ont permis de suivre que le pourcentage de méso et macropores (fractures de retrait) de la surface jusqu'à 200 cm de profondeur. Parallèlement la microporosité de matrice argileuse a pu être calée, sur les images 2D, sur les relations niveau de gris et mesures physiques de densité (Dudoignon et al., 2007).

Néanmoins l'étude de la méso à macroporosité par analyse d'image 2D sur ces mêmes surfaces polies peut être complétée par une analyse morphologique des pores (Hallaire et Curmi, 1994 ; Kribaa et al., 2001 ; Hubert, 2007). Cette morphologie de pores peut être traduite par un indice d'élongation (E). Un macropore de section circulaire est caractérisé par un indice égal à 1. Plus l'indice augmente, plus la forme du macropore est allongée. En simplifiant; il est alors possible de définir trois classes de formes de pores :

- tubules -T- ( $E < 5$ )
- fractures -F- ( $5 < E < 20$ )
- en paquet - P - ( $E > 20$ ).

Ces mesures de morphologie des pores ont été effectuées sur des surfaces polies qui ont été confectionnées après induration d'échantillons intacts prélevés dans une fosse creusée dans la parcelle cultivée en S3 (Figure 73). Les prélèvements ont été effectués à trois profondeurs différentes : 10, 40 et 80 cm ce qui correspond aux teneurs en eau respectives de 21%, 19% et 34%. Des essais à l'infiltromètre mini-disque DECAGON© ont été effectués aux mêmes profondeurs afin de mesurer la perméabilité en milieu non saturée correspondant aux échantillons observés.

Les sections polies sont digitalisées sous lumière UV. Il est alors possible de segmenter ces images par un simple seuillage par bornes afin de ne garder que la macroporosité. Certains minéraux (quartz, feldspaths) peuvent réagir sous lumière U.V. surestimant alors la macroporosité. Pour éviter cela, une photographie est également réalisée sous lumière naturelle où seuls ces minéraux sont visibles. Ces derniers sont alors facilement segmentés afin de les soustraire à l'image prise sous UV. L'image binaire résultante ne présente alors que la matrice argileuse (en noire) et la macroporosité (en blanc).

La Figure 73 montre les résultats obtenus à partir de l'analyse morphologique en deux dimensions. Ces analyses ont été réalisées par Vincent Hallaire de l'INRA de Rennes. La résolution des images est de 4256 x 2832 pixels et un pixel représente 10  $\mu\text{m}$ . Les surfaces analysées sont donc de  $1.2 \times 10^7$  pixels.

La macroporosité seuillée est de 11.9 %, 15.2 % et 7.3 % à 10 cm, 40 cm et 80 cm de profondeur respectivement.

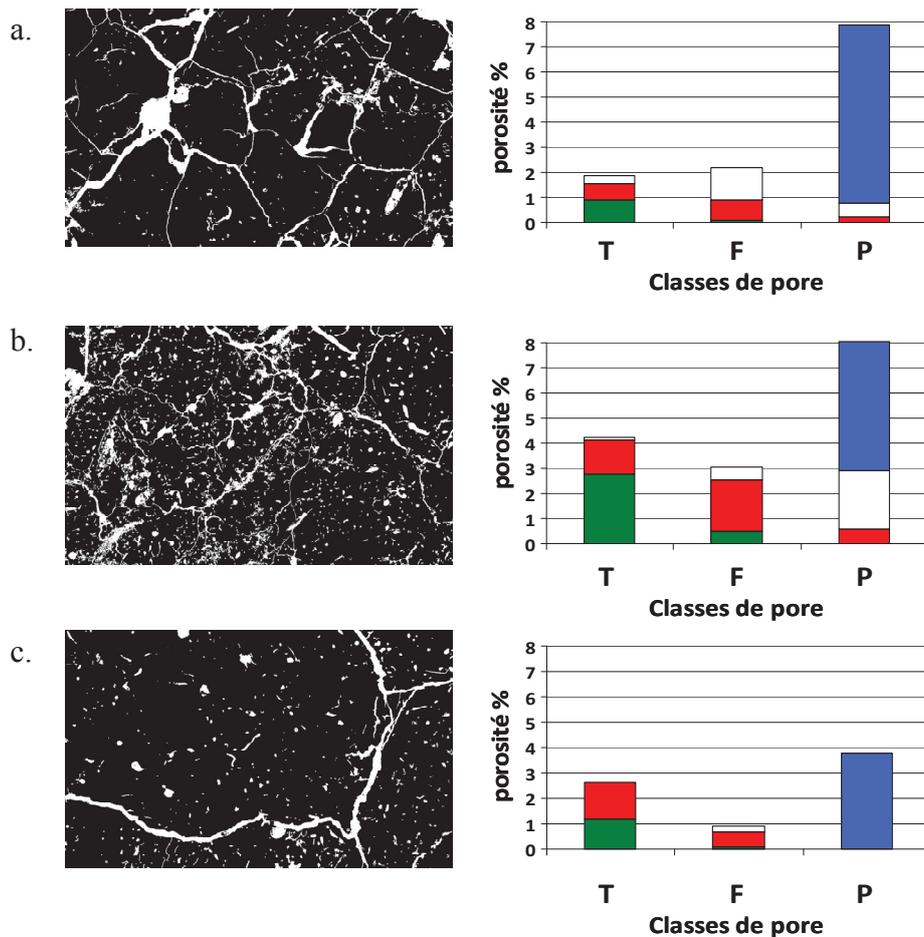


Figure 73 : Images binaires des lames minces de sol de la parcelle cultivée (zone S3), associées à la distribution de classe de macroporosité. a. 10 cm, b. 40 cm et c. 80 cm de profondeur. T = pore tubulaire, F = fractures et P =porosité en paquet. En vert correspondent les pores de moins de 1000 pixels, en rouge les pores entre 1000 et 10000 pixels, en blanc les pores entre 10000 et 100000 pixels et en bleu les pores supérieurs à 100000 pixels.

Les diagrammes de porosité montrent que toutes les classes de pores définis sont visibles à toutes les profondeurs. D'après l'analyse morphologique, pour chaque profondeur, la majorité de la macroporosité rencontrée est de type P (7.9 % à 10 cm, 8 % à 40 cm et 3.8 % à 80 cm de profondeur) ; ils correspondent également aux pores les plus gros ( $>10^5$  pixels).

Ensuite viennent les pores de type T (1.8 % à 10 cm, 4.2 % à 40 cm et 2.6 % à 80 cm de profondeur) mais, qui contrairement aux pores de type P, sont majoritairement de petite taille ( $<10^3$  pixels). Finalement les pores de types F sont les moins représentés dans ces échantillons (2.2 % à 10 cm, 3 % à 40 cm et 0.9 % à 80 cm de profondeur).

En plus de l'étude morphologique, il est possible de mesurer la perméabilité de ces sols insaturés. Ces mesures ont été réalisées en utilisant des infiltromètres minidisque qui permettent d'investiguer différentes tailles de pores en fonction du potentiel de succion appliqué. Les mesures ont été réalisées dans la parcelle cultivée à trois profondeurs différentes 10, 30 et 70 cm de profondeur pour S2 et 10, 40 et 80 cm de profondeur pour S3. Ces profondeurs correspondent aux niveaux auxquels ont été réalisées les analyses morphologiques de macroporosité précédentes. Les trois potentiels de succion appliqués sont : 0.05, 0.2 et 0.6 kPa, ces potentiels, correspondent à des pores ayant un diamètre équivalent de 6, 1.5 et 0.6 mm respectivement ou une surface équivalente en pixels de  $28 \times 10^4$ ,  $1.8 \times 10^4$  et  $3 \times 10^3$  respectivement.

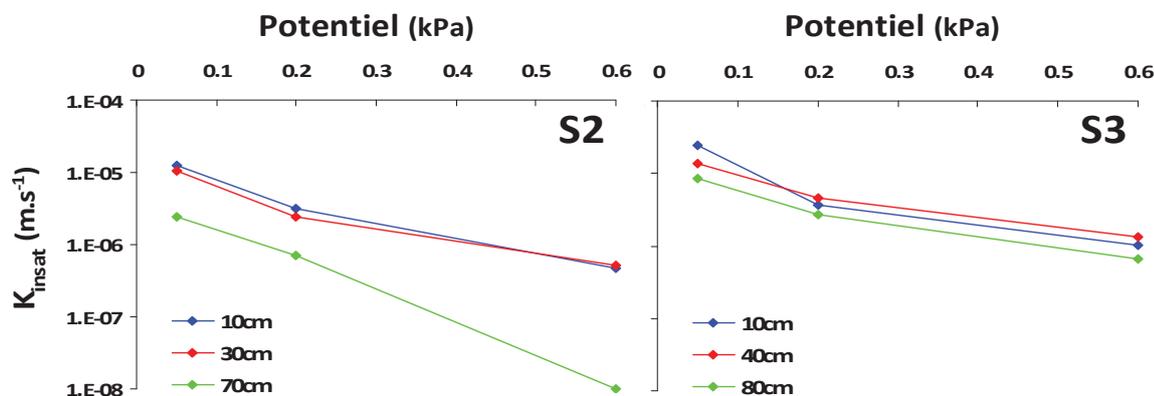


Figure 74 : Mesures de perméabilités en milieux insaturés à trois potentiels différents 0.05 kPa, 0.2 kPa et 0.6 kPa dans la zone S3 aux profondeurs 10 cm ( $W = 21$  %), 40 cm ( $W = 19$  %) et 80 cm ( $W = 34$  %) et dans la zones S2 aux profondeurs 10 cm ( $W = 25$  %), 30 cm ( $W = 25$  %) et 70 cm ( $W = 32$  %)

La Figure 74 montre les évolutions de perméabilités en milieux insaturés pour les trois profondeurs différentes en S2 et en S3.

En S2, les profondeurs 10 et 30 cm ont le même comportement avec des perméabilités équivalentes pour chaque potentiel appliqué,  $10^{-5} m \cdot s^{-1}$  pour 0.05 kPa,  $5 \times 10^{-5} m \cdot s^{-1}$  pour 0.2 kPa et  $10^{-6} m \cdot s^{-1}$  pour 0.6 kPa. A 70 cm de profondeur, le matériau possède des perméabilités encore plus faible,  $5 \times 10^{-5} m \cdot s^{-1}$  pour 0.05 kPa,  $10^{-6} m \cdot s^{-1}$  pour 0.2 kPa et  $10^{-8} m \cdot s^{-1}$  pour 0.6 kPa. Les perméabilités équivalentes mesurées à 10 et 30 cm de profondeur correspondent

effectivement à des teneurs en eau équivalente ( $W=25\%$ ) donc à deux états structuraux équivalents. Les perméabilités mesurées à 70 cm de profondeur sont inférieures pour les trois potentiels de mesure. La teneur en eau mesurée à 70 cm de profondeur est de 32% et proche de la limite de plasticité, ce qui correspond à une structure du matériau argileux plus hydratée qui correspond à une fermeture de la microporosité de matrice et une plus faible ouverture du réseau de fractures. La zone S3 a un comportement équivalent pour les trois profondeurs investiguées, aux potentiels 0.2 et 0.6 kPa avec des valeurs autour de  $4 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  et  $9 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  respectivement. Au potentiel 0.05 kPa, apparaît une légère évolution décroissante de perméabilités de la surface vers la profondeur, avec des valeurs de  $5 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$  pour 10 cm,  $9 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$  pour 40 cm et  $2 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  pour 80 cm. Cependant même si les valeurs sont relativement proches, les perméabilités s'inversent entre 10 et 40 cm de profondeur.

Les teneurs en eau respectives mesurées à 10, 40 et 70 cm de profondeur sont 21, 19 et 34 %. A 10 et 40 cm de profondeur, les teneurs en eau sont pratiquement équivalentes à la limite de retrait. De fait, la similitude entre les perméabilités mesurées aux différents potentiels est logique. Cependant l'augmentation relativement importante de  $W$  à 70 cm de profondeur n'est pas traduite par de fortes baisses de perméabilités.

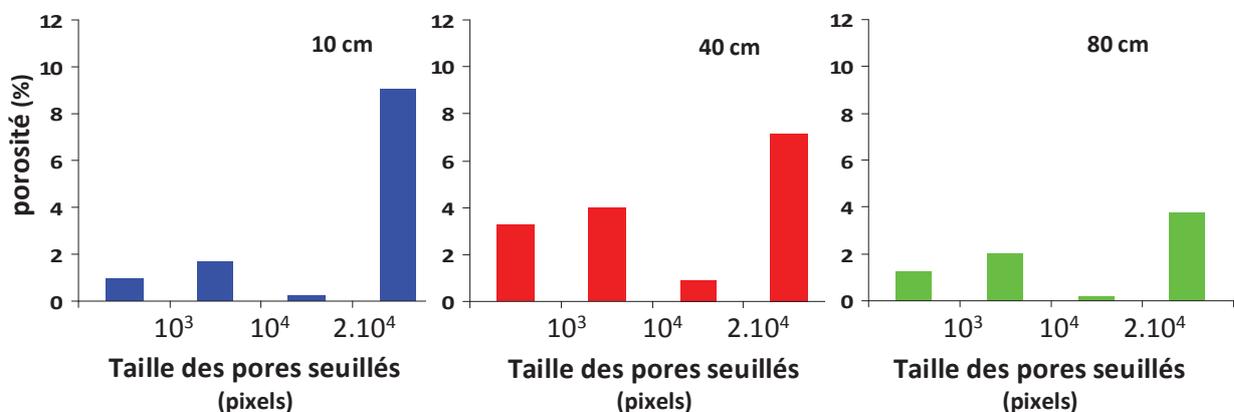


Figure 75 : Proportion de macropores seuillés pour différentes tailles de pores en S3.

Ces potentiels de succion sont associés à des pores de différentes tailles. Il est alors possible de comparer ces tailles de pores (en diamètre équivalent) aux mesures de macroporosités réalisées sur les images en deux dimensions (Figure 74). La distribution des tailles de pores obtenus par analyse d'image (Figure 73) est modifiée afin d'obtenir une distribution de pore calée sur les surfaces équivalentes (au pF de mesure) de 0.1 ( $10^3$  pixels), 1 ( $10^4$  pixels) et 2 mm<sup>2</sup> ( $2.10^4$  pixels) (Figure 75). Cette représentation mesure bien l'inverse de la proportion de pores de taille supérieur à 2 mm<sup>2</sup> entre 10 et 40 cm de profondeur. Les pores

de tailles inférieures à 0.1 mm<sup>2</sup> (10<sup>4</sup> pixels) ne sont pas atteints avec les potentiels de succion appliqués.

### III.9.3. *Morphologie 3D – Relation pétrographie 3D et pétrographie 2D.*

L'observation en deux dimensions montre qu'il est possible d'obtenir de l'information sur l'organisation structurale du sol et la relation structure – perméabilité. Ce sont les relations qui permettent d'estimer le potentiel agricole du milieu. Cependant l'information en deux dimensions ne reflète pas complètement la morphologie structurale en trois dimensions du milieu. En effet, un pore circulaire en deux dimensions peut correspondre soit à la section d'un pore sphérique non connecté soit à la section d'un tubule de racine par exemple, ou bien l'observation d'un pore allongé qui peut être la section longitudinale d'une forme tubulaire ou bien la section perpendiculaire d'un plan de fracture. Afin de compléter ces observations en deux dimensions, il est possible d'utiliser la microtomographie de rayons X par des observations en trois dimensions à l'intérieur du matériau

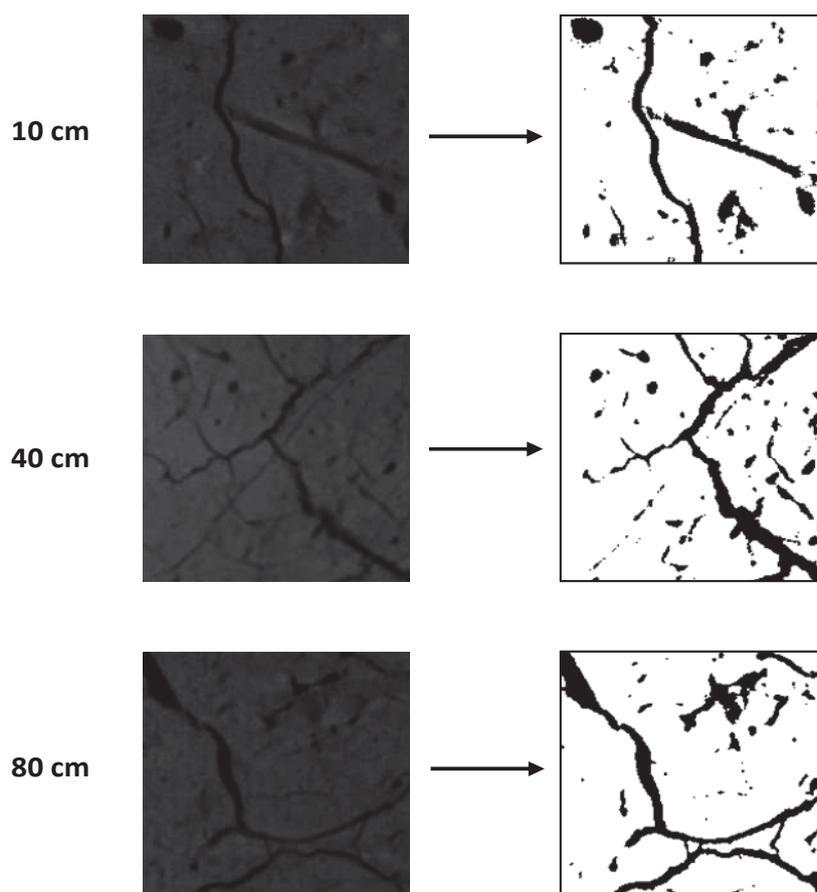
Les échantillons utilisés pour la confection des sections polies et analyse d'image 2D ont également été examinés par microtomographie de rayon X de laboratoire. Le microtomographe est un VISCOM X8050. L'acquisition est réalisée sur 360°. Les paramètres d'acquisition sont 600 µA pour l'intensité, 100 V pour la tension d'accélération et avec un gain de la caméra CCD de 62 %. La reconstruction est faite avec le logiciel DigiCT© et les volumes sont enregistrés en 8 bits. Ils ont alors une résolution de 984 x 984 x 984 pixels. Avec cette résolution, un voxel représente 115 µm. L'analyse d'image est réalisée avec le logiciel ImageJ©. Finalement les images ont été segmentées à partir d'un simple seuillage par borne du diagramme de niveaux de gris du volume reconstruit. A cette résolution, et avec cette méthode de segmentation, il est alors possible de reconstruire le réseau de macroporosité en trois dimensions des échantillons en prenant en compte les macropores de tailles supérieurs à 200 µm. Une fois segmentée, les observations sur le volume sont faites grâce au logiciel AVIZO©.

Les reconstructions en trois dimensions permettent de mettre en évidence la connectivité de la macroporosité à l'intérieur des échantillons. Les premières observations permettent de distinguer deux types de macropores : de longues tubules de diamètres et des « surfaces planes ». Aux tubules correspond une macroporosité biologique mise en place par le développement racinaire. Aux « surfaces planes » correspond une macroporosité physique

due aux fractures de dessiccation. Cette approche qualitative montre la complémentarité de l'observation en trois dimensions par rapport à l'observation en deux dimensions.

Néanmoins l'intérêt est d'arriver à caractériser quantitativement la répartition de la porosité en trois dimensions. L'étape utilisée habituellement pour toute quantification par analyse d'image est le seuillage.

Pour les images 3D obtenus, les diagrammes de niveaux de gris présentent une répartition unimodale. La segmentation par borne est alors ajustée visuellement. Les volumes reconstruits pour les échantillons prélevés S3 à 10 et 80 cm ont des niveaux de gris faible. Les conséquences sont une redistribution des niveaux de gris trop étroit et avec un mode décalé vers les niveaux de gris faibles. Pour obtenir un seuillage correct les images sont recontrastées. Cette technique permet d'étendre les pics de niveau de gris et de faciliter leur seuillage. Finalement les images recontrastées peuvent être segmentées sur le niveau de gris de 33 (Figure 76). L'échantillon S3 à 40 cm de profondeur n'a pas nécessité de recontrastage, le seuillage de l'image est égale à 119. La maintenance effectuée sur l'appareil entre les acquisitions S2, S3 et l'acquisition du volume S4 a entraîné cette différence de contraste. Pour optimiser la quantification de la macroporosité sur ces images, les mesures sont effectuées sur des portions du volume reconstruit de manière à éliminer au maximum les effets d'artefact. Une fois l'image re-découpée, la porosité moyenne seuillée pour l'échantillon à 80 cm est de 13.6%, à 40 cm la porosité moyenne est de 15.6% et à 10 cm, la porosité moyenne mesurée à partir de cette méthode est de 7.3%. Ces mesures de macroporosité sont différentes de celle mesurées précédemment en deux dimensions. Le manque de précision de mesurer par tomographie peut être causé par : à la résolution des images (1 pixel = 10  $\mu\text{m}$  et 1 voxel = 115  $\mu\text{m}$ ) et également par les artefacts induit par la microtomographie de rayons X.



**Figure 76 : Aperçu de coupes des échantillons prélevés dans la fosse creusée en S3 à 10 cm, 40 cm et 80 cm de profondeur. Les volumes reconstruits pour 10 cm et 80 cm de profondeur ont nécessité un recontrastage . Le niveau seuil de niveau de gris de ces deux volumes est de 33. Le niveau seuil du volume reconstruit, prélevé à 40 cm de profondeur, est de 119.**

Les observations en deux dimensions ont permis de corroborer la relation entre la cohésion du matériau argileux et la mise en place de la fracturation dans le Bri. Les observations des réseaux de fractures en trois dimensions montrent les plans de fractures « sub-perpendiculaire » entre eux. Cette organisation en trois dimensions des plans de fractures est cohérente avec les observations en deux dimensions et le schéma de propagation de fracture présentée ci-dessus (Figure 77, Figure 78).

Cependant la résolution obtenue sur ces images en trois dimensions est largement inférieure à celle obtenus en deux dimensions (115  $\mu\text{m}$  contre 10  $\mu\text{m}$ ). De plus, la segmentation de la macroporosité n'est pas aussi évidente à partir des volumes. La résolution des volumes réalisés au microtomographe de rayons X est dépendante de la taille de l'échantillon, en effet plus celui-ci sera petit, plus il sera possible de « zoomer » dessus. Pour diminuer la résolution il est donc nécessaire de diminuer le volume de sol étudié et donc de réduire la taille de l'échantillon. Cela implique de ré-carotter les volumes imprégnés. La

résine utilisée pour imprégner ces échantillons est une bonne technique pour indurer les sols très fortement argileux mais pas suffisamment pour pouvoir les re-découper.

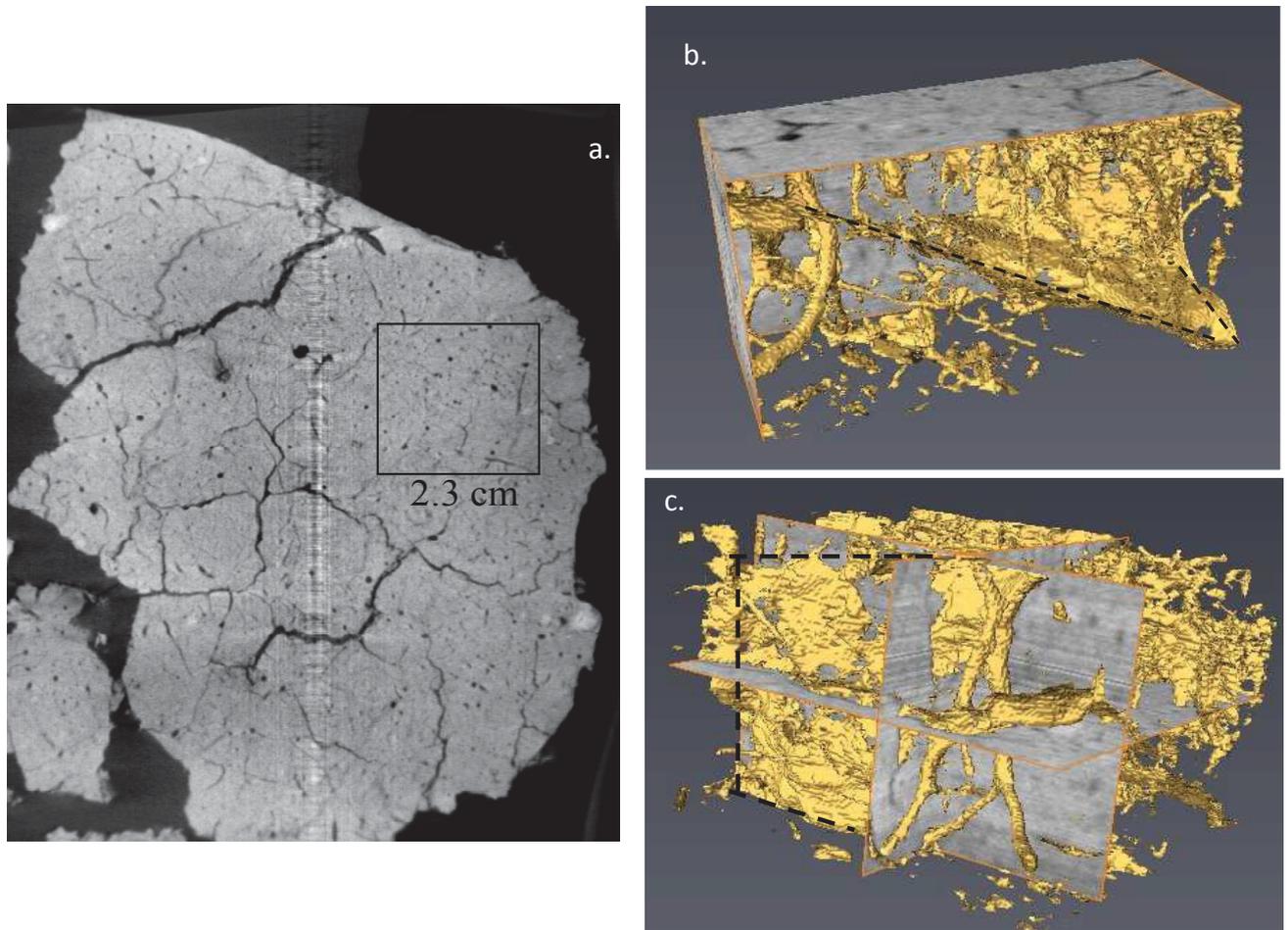
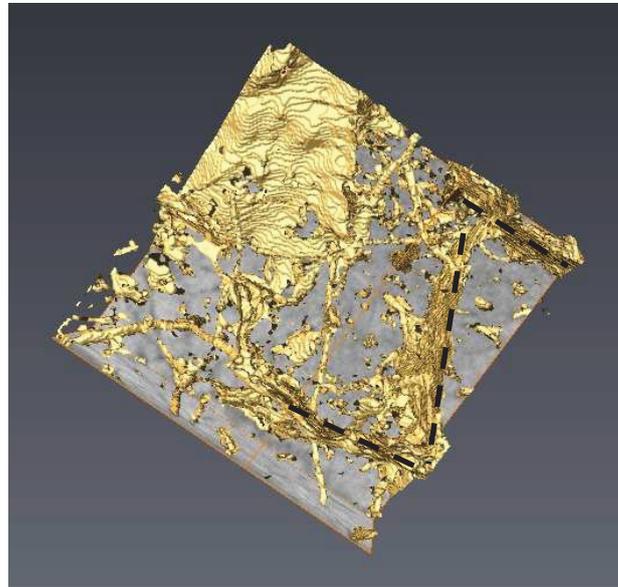


Figure 77 : a. Images obtenues par microtomographie de rayon X d'un échantillon prélevé en S3 à 40 cm de profondeur. Le carré de la figure a. représente la zone détaillée en 3D dans les images b et c. b. et c. représentation de la macroporosité en 3D dans l'échantillon. Les pointillés mettent en évidence les fractures. La macroporosité biologique est également visible (tubule).

Un de problème de la microtomographie de rayons X est donc la définition des images obtenues et par conséquent la taille des pores investigués. Cette définition reste nettement inférieure à celle obtenue par numérisation en deux dimensions des surfaces polies ou même lame mince. Cette méthode a néanmoins permis de comparer différentes techniques d'imagerie déjà utilisée par de nombreux auteurs sur les géomatériaux, que ce soit pour l'observation en deux dimensions (Ringrose-Voase et al., 1990, 1996 ; Hallaire, 1999 ; Lamandé 2008 ; Hubert, 2009) ou bien l'observation en trois dimensions (Pierret et al., 1999; Perret et al., 1999). L'étude des sols à partir d'analyse d'image nécessite maintenant le développement de techniques d'imprégnation permettant l'étude de matériaux argileux à

toutes les échelles d'observation possibles. Ces nouvelles techniques d'imprégnation dédiées à l'étude de la microstructure des sols par microtomographie (et les autres techniques) sont actuellement en développement notamment via le programme européen POSINAM.

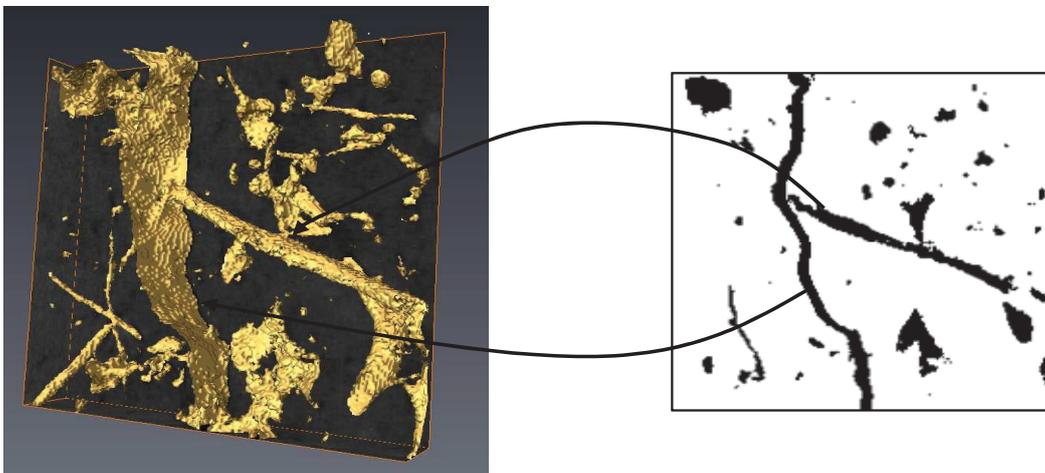


**Figure 78 : Macroporosité en 3D de S3   40 cm de profondeur. Les pointillés montrent les fractures. Comme pour les images en 2D, il est possible d'observer un arrangement sub-perpendiculaire de ces fractures.**

L'imprégnation d'échantillons de roche à très faible perméabilité à partir d'une résine MMA (méthylméthacrylate), dopée par un élément radioactif (carbone 14) et polymérisée par radiation, est une technique qui permet de quantifier la porositi  par autoradiographie, cette méthode a été validée, entre autre, sur des roches peu argileux (Hellmuth et Siitari-Kauppi, 1990 ; Hellmuth et al., 1993 ; Sammartino et al., 2002 ; Sardini et al., 2009). Cette méthode a été testée au laboratoire de radiochimie d'Helsinki (HYRL) sur des échantillons de sols du Marais de Rochefort (annexe III). Le choix du MMA est intéressant car il possède une viscositi  très faible ( $0.584 \times 10^{-3}$  Pa.s), inférieure à celle de l'eau ( $1.005 \times 10^{-3}$  Pa.s) qui favorise sa pénétration dans la microporositi . Le traceur ( $^{14}\text{C}$ ) permet de quantifier la microporositi  à partir de l'exposition de la section de roche, et d'une échelle de calibration, sur un film autoradiographique dans une chambre noire. L'inconvénient de cette méthode est la n cessiti  d'avoir un échantillon sec pour réaliser l'imprégnation. L'échantillon doit donc être et séché soit par lyophilisation, soit par chauffage. Le problème est alors de conserver le volume initial et la structure initiale d'un matériau argileux saturé. Dans le cadre de ce travail, deux mois d'études au laboratoire de Radiochimie d'Helsinki (HYRL) ont permis de réaliser des tests sur des échantillons de sol de marais. Les premiers résultats montrent que cette

méthode doit être applicable (annexe III). Il est nécessaire de développer de nouvelles méthodes d'imprégnation pour des échantillons humides soit après dessiccation soit par utilisation de résines compatibles avec l'humidité des échantillons. Les travaux en cours de développement sont inclus dans le Projet Européen POSINAM sur ce type d'imprégnation ont pour but de tester une nouvelle résine, HEMA, 2-hydroxyethyl methacrylate, permettant l'imprégnation d'échantillons humides.

L'analyse de la structure du sol à partir de paramètres mesurables *in situ* ( $C$ ,  $Qd$ ,  $K_{insat}$ ...) ou en laboratoire ( $W$ ,  $e$ ,  $K_{sat}$ ...) permet d'associer comportement hydromécanique et structure du matériau du sol. L'utilisation d'outils de visualisation, tels que l'observation en deux dimensions de lames mince, sections polies de bien la reconstruction en trois dimensions d'échantillon de sol par microtomographie de rayons X, est un apport complémentaire pour la caractérisation des mécanismes d'évolution structural des sols. La morphologie de la porosité est un paramètre accessible en deux dimensions par pétrographie quantitative limitée à la section observée (Figure 79). L'ajout de techniques d'observations en trois dimensions complète ces investigations par l'identification l'origine des pores (mécaniques, biologiques) et apportent les informations concernant la connectivité entre pores.



**Figure 79 : Images de l'échantillon S3 à 10 cm de profondeur. Comparaison image en trois dimensions / images en deux dimensions. L'image en 3D permet d'observer la différence de morphologie entre deux pores longitudinaux. Le premier traversant l'image en 2D correspond à un plan de fracture tandis que celui pseudo-perpendiculaire correspond à un pore biologique.**

### III.10. Récapitulatif des investigations

Le suivi structural et les investigations ayant amenés à établir les relations structure – propriétés hydromécanique ont nécessités l'utilisation de techniques différentes mais complémentaires. Pour une meilleure lisibilité celle-ci sont alors récapitulés dans le tableau 8.

**Tableau 8 : Tableau récapitulatif des investigations menées sur les parcelles en prairie (L3 et F4) et la parcelle cultivée (S2-S3-S4) afin d'établir les relations hydro-mécaniques et de suivre l'évolution structurale. Avec  $W$  = teneur en eau pondérale,  $Qd$  = résistance à la pointe,  $C$  = cohésion,  $\gamma$  = densité et les prélèvements intacts correspondent aux échantillons prélevés pour l'observation au microtomographe de rayons X,  $K_{insat}$  = perméabilité en milieu insaturée.**

	$W$	$Qd$	$C$	$\gamma$	Prélèvement intact	$K_{insat}$
<b>Mars 08</b>	S2-S3-S4- L3		S2-S3-S4- L3	S2-S3-S4- L3		
<b>Juill. 08</b>	L3-F4	L3-F4	L3-F4			
<b>Sept. 08</b>	S2-S3-S4- L3		S2-S3-S4- L3			
<b>Oct. 08</b>	S2-S3-S4	S2-S3-S4	S2-S3-S4		S2-S3-S4- L3-F4	
<b>Nov. 08</b>	S2-S3-S4	S2-S3-S4	S2-S3-S4			
<b>Avr. 09</b>	S2-S3-S4- L3-F4	S2-S3-S4- L3-F4	S2-S3-S4- L3-F4			
<b>Juin 09</b>	L3-F4			L3-F4	L3-F4	
<b>Juill.09</b>	S2-S3			S2-S3	S2-S3	S2-S3
<b>Nov. 09</b>	S2-S3-S4- L3					
<b>Mai 10</b>	S2-S3-S4	S2-S3-S4	S2-S3-S4	L3		
<b>Juill. 10</b>	L3-F4	L3-F4	L3-F4			

## IV. ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU MARAIS PAR SUIVI GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIQUE

Les études précédentes menées sur le fonctionnement hydraulique du Bri ont été orientées sur les évolutions des profils structuraux des sols et sur la caractérisation de sodicité / salinité des sols (Pons, 1997 ; Pons et Gerbaud ; 2005 ; Bernard, 2006). Toutes ces problématiques sont les conséquences de maturation des sols dans les marais côtiers qui se sont essentiellement formés par dessiccation et consolidation de surface des sédiments originaux d'origine fluvio-marine. A la dessiccation sont associés la consolidation et la fracturation de surface puis le lessivage par les eaux de pluies.

Sur l'ensemble de ces marais (marais de Rochefort et Marais Poitevin), les profils structuraux montrent deux niveaux principaux (Bernard et al., 2006 ; 2007 ; Bernard-Ubertosi et al., 2009 ; Dudoignon et al., 2007 ; 2008):

- un niveau superficiel limité en profondeur par une teneur eau équivalente à la limite de plasticité ( $W_p$ ) du matériau argileux. La teneur en eau  $y$  évolue de la surface vers la profondeur de la limite de retrait ( $W_r$ ) à la limite de plasticité. Le matériau  $y$  est à l'état solide et recoupé par un réseau de fracture de retrait. La première conséquence  $y$  est la possibilité de lessivage par les eaux de pluies qui peuvent s'infiltrer dans le réseau de fracture.
- un niveau inférieur, à partir de la profondeur équivalente à la limite de plasticité ( $W_p$ ), le sol (ou le sédiment) est à l'état plastique à liquide, non fracturé et saturé. L'état plastique proche de la limite de plasticité est synonyme de perméabilité très faible du matériau argileux.

Cette structuration verticale a suggéré l'hypothèse d'un fonctionnement « bi-couche » ; couche de surface structurée, fracturée et ouverte aux eaux de pluies séparée de la couche « profonde » par le niveau « imperméable » à l'état plastique. La couche profonde est, par nature, saturée par les eaux fossiles salées de mise en place des sédiments. D'un autre côté la partie profonde proche de la limite de liquidité est suffisamment poreuse et perméable pour autoriser les alimentations en eau douce issues des coteaux calcaires adjacents au Bri (Bernard, 2006).

Peu de travaux ont été effectués dans l'objectif de quantifier et modéliser les transferts eau douce – eau salée dans le Bri et leurs conséquences sur les profils de salinité des sols et les rendements culturaux.

Les travaux de M. Bernard (2006), déjà basés sur les études d'évolutions de structure du Bri et prospections géo-électriques ont abouti à un modèle conceptuel de fonctionnement hydrique du marais Poitevin. Les profils de résistivités enregistrés dans l'emprise du Marais Poitevin ont montré une augmentation de salinité de nappe de la périphérie (marais mouillé) vers la partie centrale (marais desséché). Le modèle conceptuel a été basé sur les conductivités hydrauliques relativement élevés ( $10^{-6}$  m/s) du Bri à l'état « pseudoliquide » qui autorise des transferts eau douce – eau salée à ce niveau. Les entrées d'eau douce sur la nappe salée du Bri semblent donc évidentes au contact des coteaux calcaires périphériques du bassin. C'est en suivant ce modèle conceptuel que le choix des parcelles étudiées dans ce travail a été effectué. La parcelle étudiée « des Grandes Prises » est adossée au coteau calcaire, elle permet de suivre les évolutions structurales et géochimiques du sol et du Bri perpendiculairement au contact coteau calcaire – Bri (Figure 81).



Figure 80 : Localisation des zones S2, S3 et S4 dans la parcelle cultivée les "Grandes Prises".

L'objectif de ce chapitre est d'analyser les relations entre structure et salinité de sol avec des orientations stress hydrique et stress salin pour les cultures ou prairies. Dans un premier temps le travail est orienté sur l'analyse des données piézométriques et de salinité de nappe. Dans un deuxième temps il est basé sur des prospections *in situ* géo-électriques et les comparaisons entre les profils de résistivités mesurées et les profils de conductivité électrique au 1/5 (CE) des sols. Finalement quelques conclusions sont tirées à partir des relations profils de salinité (CE) et rendement de cultures mesurés.

Sept zones représentatives du milieu à l'échelle parcellaire ont été suivies sur la parcelle « les Grandes Prises » (Figure 80, Figure 81). Les profils enregistrés sur ces sept zones servent de référence pour toutes les données traitées. Ils correspondent à la position de sept couples de piézomètres : deux fois 2 m de profondeur pour les profils K1a-b, K2a-b, K3a-b et K3C-D et, pour les profils S2, S3, S4, des couples de piézomètres constitués d'un piézomètre court (2 m de profondeur) et d'un piézomètre « profond » (respectivement de 3 m en S2, 6 m en S3 et 3 m en S4). L'objectif de doubler ainsi les piézomètres « courts » de piézomètres « longs » est de mettre en évidence l'éventuelle présence de deux nappes à partir des variations de niveaux piézométriques et à partir de l'analyse chimique des eaux prélevées en surface et en profondeur.

#### IV.1.1. *Topographie.*

Le relevé topographique met en évidence une dénivelée continue du pied du coteau calcaire jusqu'à la limite opposée de la parcelle. Cette dénivelée est d'environ 1 m entre le point haut de la parcelle, proche de S2, et le point bas proche des piézomètres S4 (Figure 81).

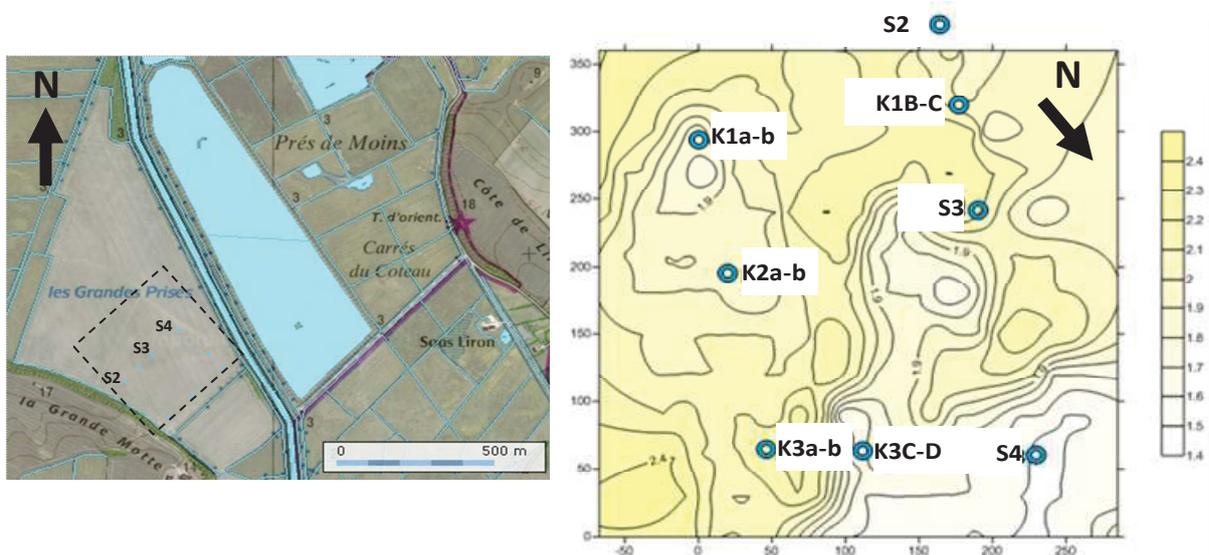


Figure 81 : Carte topographique de la parcelle. Les courbes de niveau sont tracées tous les 0.1 m, entre 2.4 et 1.4 m. Les 4 zones K1a-b, K2a-b, K3a-b, K3C-D ont permis un suivi depuis 2006, les 4 zones S2, K1B-C, S3 et S4 ont permis un suivi depuis 2008.

#### IV.1.2. *Protocole d'observation*

Le niveau piézométrique est un indicateur de la diversité du milieu et des processus de sa diversification. Il permet de suivre la dynamique de la nappe sur un pas de temps saisonnier et / ou annuel, à travers l'évolution des profils structuraux des sols en relation avec les pratiques

agricoles et les itinéraires techniques (ITK). La mesure de la hauteur de la nappe dans le sol est corrélée d'une part à la pluviométrie et d'autre part à la qualité du sol (profondeur de la couche instable ou sodique). Les mesures de piézométrie ont été réalisées dans les sept zones stationnelles. Les relevés ont été effectués par l'INRA à un rythme hebdomadaire de novembre 2007 à juillet 2009 (Figure 82).

Pour mettre en évidence l'évolution de salinité de nappe de la surface vers la profondeur des échantillons d'eau ont été prélevés dans les sept zones stationnelles directement dans les tubes piézométriques de surface (2m) et profonds (3 et 6 m) pendant la période hivernale 2009-2010 en janvier et février 2010. Les analyses chimiques des eaux ont été effectuées par chromatographie ionique en phase liquide pour les anions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  et par I.C.P (Induced Coupled Plasma) pour les cations  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Mg}^{2+}$ .

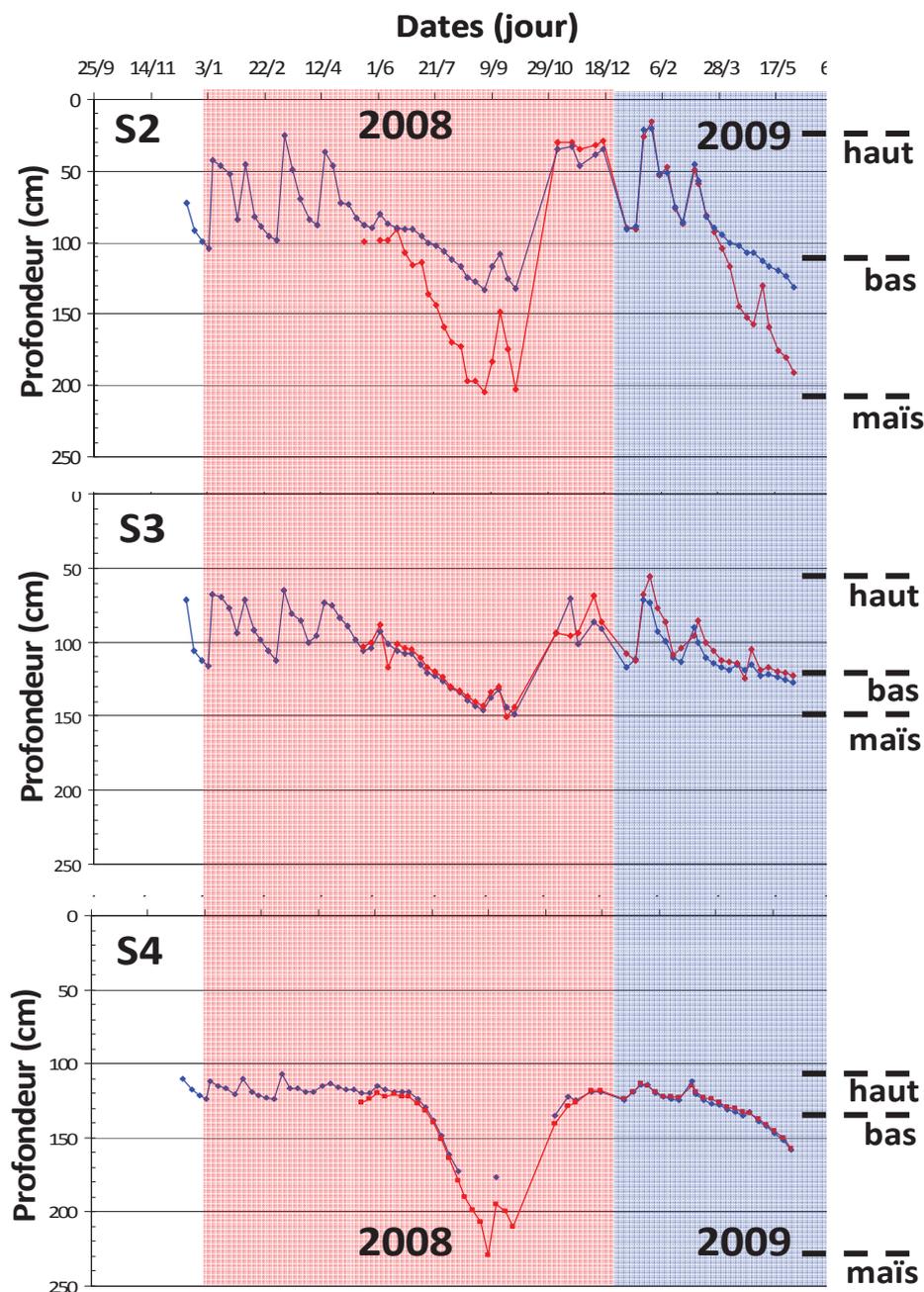


Figure 82 : Niveaux piézométriques mesurés entre 2008 et 2009 sur la parcelle cultivée. Les courbes bleues correspondent aux relevés effectués dans les piézomètres courts (2m de profondeur), les courbes rouges correspondent aux relevés effectués dans les piézomètres profonds (3 m de profondeur pour S2 et S4, et 6 m de profondeur pour S3). Les « haut » et « bas » indiquent la zone de battement de la nappe indépendante des cultures. Le niveau « maïs » représente la descente maximum de la nappe due à la consommation d'eau par le maïs.

Les données concernant la pluviométrie sont issues des enregistrements automatisés de la station météo du domaine INRA de st Laurent (Figure 30).

Les profils de teneur en eau ont également été réalisés dans les sept zones sur 2 périodes : la première en phase saturée (hiver; décembre 2008) lorsque la réserve utile du sol a atteint la capacité au champ et que la nappe est constituée, et la seconde en phase de dessèchement maximale à la fin du cycle de la culture en place (septembre 2007 et octobre 2008). Cette mesure permet d'appréhender la capacité de rétention en eau du sol et d'estimer la profondeur d'enracinement des plantes. Les prélèvements de terre sont effectués par carottage manuel par horizon de 10 cm d'épaisseur jusqu'à la profondeur de 190 cm.

Les profils salins ou de conductivité électrique (*CE*) sont calés sur les prélèvements de terre dédiés aux profils hydriques (teneur en eau). Les conductivités électriques (*CE*) sont mesurées sur les mêmes échantillons à partir d'un extrait aqueux au 1/5<sup>ème</sup> : 10 g de sol sec sont mis en suspension dans 50 cm<sup>3</sup> d'eau distillée (Pons, 1997).

Le suivi de croissance et du rendement du maïs a été réalisée par l'INRA de Saint Laurent de la Prée. Ont été pris en compte les mesures du nombre de pieds/m<sup>2</sup>, du nombre d'épis/m<sup>2</sup>, la profondeur d'enracinement, le poids de mille grains (PMG) et le rendement en grain pour les années 2006, 2008 et 2010. Dans ce chapitre seul le rendement en grain exprimé en Qx/ha et ramené à la norme d'humidité de 15 % a été mis en relation avec les profils de *CE*. Les composantes du rendement sont établies à partir de placettes associées aux zones stationnelles K1a-b, K2a-b et K3a-b en 2006 et S2, S3 et S4 en 2008 et 2010. Chaque placette a une surface élémentaire de 4,5 m<sup>2</sup> qui correspond à 2 rangs de maïs contigus, de 3m de longueur et d'un écartement de 0,75m.

#### IV.1.3. **Hydrogéologie et profils de CE**

La parcelle « les Grandes Prises » est drainées par des drains enterrés à 1,00 m de profondeur et espacés tous les 15 m. Les drains sont orientés perpendiculairement au coteau et expulsent l'eau captée dans le fossé qui constitue la limite nord de la parcelle.

##### **a) Relation entre les piézomètres de surface et les piézomètres profonds**

Le suivi piézométrique réalisé par l'INRA de Saint Laurent de la Prée sur la parcelle cultivée sur les piézomètres descendant jusqu'à 2 m a été couplé à partir de Mars 2008, à un suivi sur les piézomètres plus profonds mis en place en 2008 en parallèle des petits piézomètres déjà présents (3 m en S2 et S4 et 6 m en S3). Les doubles piézomètres montrent les mêmes variations de niveau de nappe Une seule nappe est donc présente dans le bris (Figure 82). Seule la piézométrie en S2 diffère à l'étiage entre le piézomètre profond et celui de surface (Figure 82). Cette différence peut s'expliquer par une variation verticale de

perméabilité à ce niveau. Un niveau légèrement plus perméable vers 2.00 m de profondeur permet une mobilisation plus facile de l'eau et donc une piézométrie plus marquée par l'assèchement dû au maïs. La piézométrie en surface est moins marquée par cet assèchement : une perméabilité moins importante ne permet pas une bonne mobilisation de l'eau malgré les réalimentations issues du coteau calcaire.

### b) Localisation/évolution des profils de $CE$

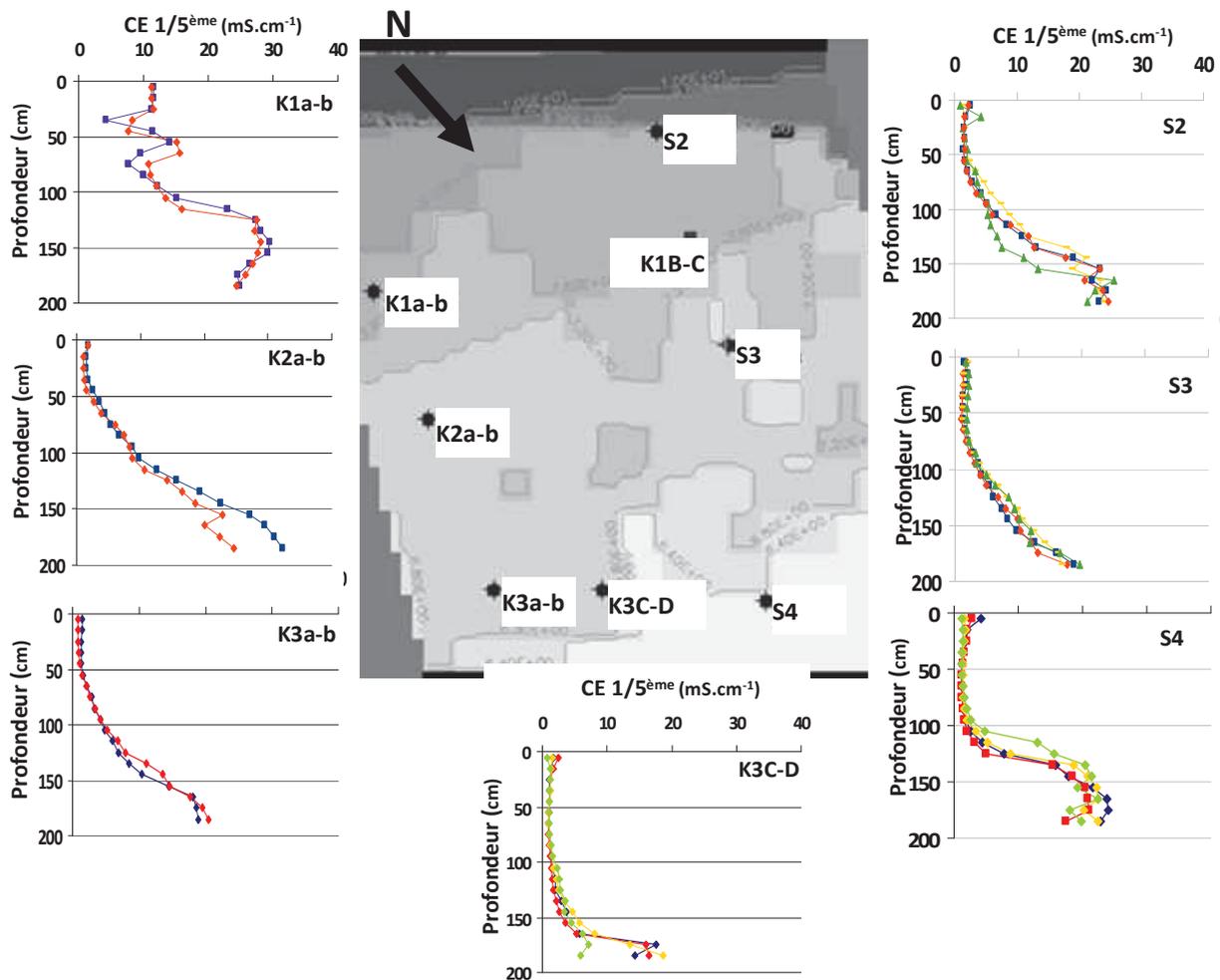


Figure 83 : Evolution des profils de  $CE_{1/5}$  par rapport à la carte piézométrique du site (hautes eaux). Dates des prélèvements : bleu = Déc. 07 ; rouge = Juin 08 ; jaune = Sept. 08 ; vert = Sept. 09

Les profils de  $CE_{1/5}$  évoluent avec leur éloignement du coteau (Figure 83). Perpendiculairement au coteau, plus on s'éloigne de ce dernier, plus les profils sont caractérisés par un épaissement de la zone de surface à faible  $CE_{1/5}$ . Celle-ci peut atteindre 1,50 m de profondeur en K3 C-D. Simultanément le gradient de transition « zone peu salée de surface – zone salée profonde » devient de plus en plus court et brutal. Parallèlement au

coteau calcaire, les profils montrent un léger approfondissement de la zone de surface à faible *CE* et léger accroissement du gradient de salinité (évolution plus brutale de la surface vers la profondeur) de l'Ouest vers l'Est.

Globalement, les profils de *CE* évoluent de la partie Sud - Ouest vers la partie Nord - Est en montrant:

- Une faible épaisseur lessivée (dessalée) de surface et un gradient progressif de salinité avec la profondeur (en partie sud de la parcelle)
- Des épaisseurs lessivées (dessalées) plus importantes et un gradient brutal d'accroissement de *CE* en profondeur (en partie Nord - Est). Cette évolution s'effectue en suivant le gradient de charge hydraulique. Plus la nappe est basse (Nord - Est du site), plus le profil de *CE* montre une zone de surface dessalée épaisse et une transition brutale avec la zone salée profonde.

### **c) Relation battement de nappe/ Conductivité Electrique**

La forme des profils de *CE* peut être corrélée aux variations piézométriques. La limite entre la zone de battement de nappe en hautes eaux (niveau haut) et la zone de nappe permanente (basses eaux sans l'influence de la culture ; niveau bas) détermine le changement de pente du profil de *CE* (Figure 84). Le niveau de nappe permanente correspond plus ou moins au niveau supérieur de la zone sodique et à une augmentation de *CE* plus marquée.

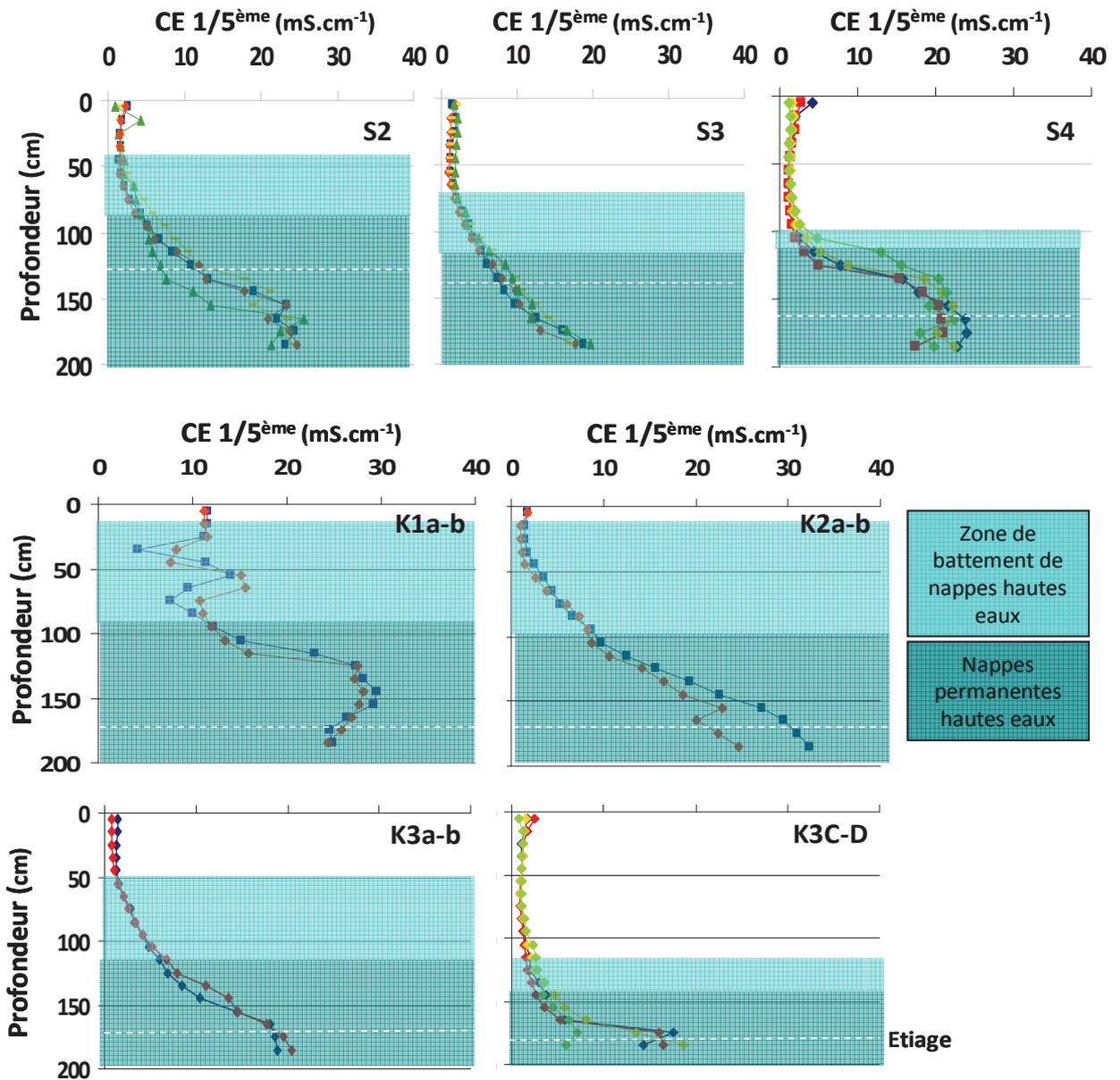


Figure 84 : Représentation graphique de l'impact du battement de la nappe sur les profils de CE. Dates des prélèvements : bleu = Déc. 07 ; rouge = Juin 08 ; jaune = Sept. 08 ; vert = Sept. 09.

Dans les zones où le battement de la nappe est maintenu en profondeur, le sol est lessivé en surface, la CE est donc faible et quasi-constante jusqu'à la zone de battement (Figure 84, Figure 85a). La faible amplitude de la zone de battement en profondeur se traduit par une augmentation très rapide de la CE et une transition zone dessalée – zone sodique très brutale.

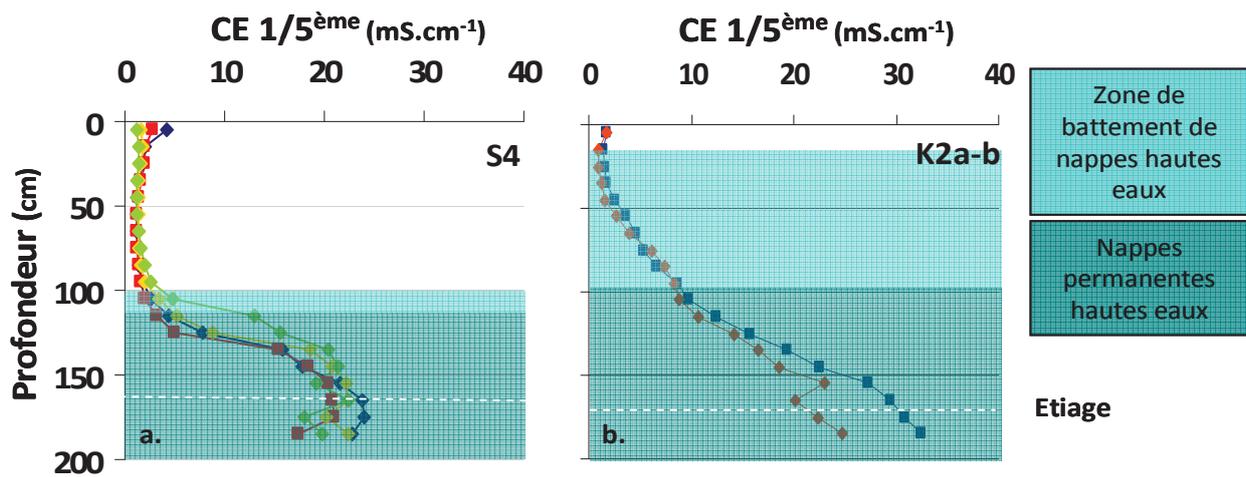


Figure 85 : a. Profil avec une évolution brutale de  $CE_{1/5}$  : battement de nappe faible. b. Profil progressif de  $CE_{1/5}$  : grande zone de battement.

A l'inverse, plus la zone de battement est épaisse plus les profils de  $CE$  sont progressifs (Figure 85b). La zone de lessivage est quasi-inexistante, la transition entre la zone de battement et la zone de nappe permanente est beaucoup moins marquée.

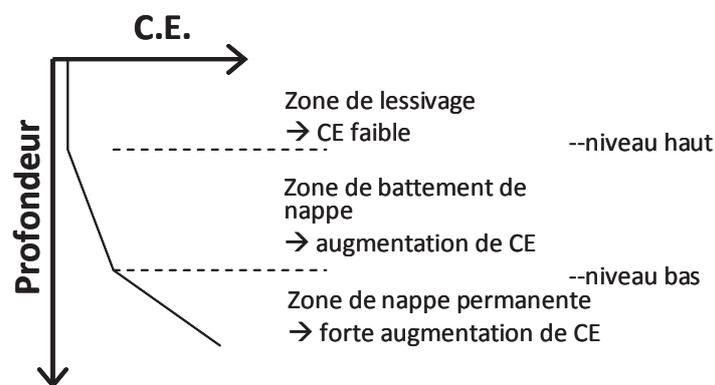


Figure 86 : Représentation schématique de la relation Profil de  $CE_{1/5}$  et battement de nappe.

Finalement les évolutions des profils de  $CE$  et d'épaisseur de la zone lessivée peuvent être schématisées en relation avec les battements de nappes (Figure 86).

#### d) Répartition eaux douces / eaux salées

Les analyses chimiques des eaux ont été effectuées en janvier et février 2009 à partir des prélèvements effectués dans les piézomètres doubles en S1, S2 et S3 (Figure 87, Tableau 9, Tableau 10). A ces analyses chimiques s'ajoutent les mesures de résistivités effectuées sur ces mêmes prélèvements d'eau et continuées jusqu'en Mai 2009 (Figure 89).

**Tableau 9 : Analyses chimiques et résistivités des eaux prélevées en S2, S3 et S4 en Janvier 2009. Les résistivités sont calculées à partir des salinités en équivalent NaCl.**

		"profond"			"surface"		
		S2	S3	S4	S2	S3	S4
<b>Cl</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	4080	8370	4960	1640	430	1980
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	4080	8370	4960	1640	430	1980
<b>Na</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	2508	4438	3059	1302	390	1760
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	2508	4438	3059	1302	390	1760
<b>Ca</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	361	248	302	330	191	581
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	469	322	392	429	248	697
<b>K</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	117	208	155	61	24	98
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	111	198	147	55	22	93
<b>Mg</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	339	356	513	199	66	254
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	611	604	872	358	126	456
<b>SO<sub>4</sub></b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	2269	1517	3189	1282	576	2369
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	1588	1062	2233	961	449	1658
<b>salinité en équivalent NaCl (mg.L<sup>-1</sup>)</b>		<b>9367</b>	<b>14994</b>	<b>11663</b>	<b>4746</b>	<b>1664</b>	<b>6644</b>
<b>ρ<sub>f</sub> équivalente (Ω.m)</b>		<b>0.6</b>	<b>0.4</b>	<b>0.6</b>	<b>1.25</b>	<b>3.5</b>	<b>1</b>

**Tableau 10 : Analyses chimiques et résistivités des eaux prélevées en S2, S3 et S4 en Février 2009. Les résistivités sont calculées à partir des salinités en équivalent NaCl.**

		"profond"			"surface"		
		S2	S3	S4	S2	S3	S4
<b>Cl</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	2207	7201	3578	825	631	2661
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	2207	7201	3578	825	631	2661
<b>Na</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	1797	4203	2643	683	515	2057
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	1797	4203	2643	683	515	2057
<b>Ca</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	293	231	436	263	219	448
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	380	300	567	342	284	538
<b>K</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	87	194	129	39	24	108
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	82	184	122	35	21	102
<b>Mg</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	242	468	431	131	77	357
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	436	842	777	236	146	607
<b>SO<sub>4</sub></b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	1630	1365	2463	911	593	2512
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	1141	956	1724	711	462	1758
<b>salinité en équivalent NaCl (mg.L<sup>-1</sup>)</b>		<b>6043</b>	<b>13685</b>	<b>9411</b>	<b>2832</b>	<b>2060</b>	<b>7723</b>
<b>ρ<sub>f</sub> équivalente (Ω.m)</b>		<b>1</b>	<b>0.5</b>	<b>0.6</b>	<b>2.5</b>	<b>3</b>	<b>0.8</b>

Pour quantifier les fortes teneurs en chlorure par chromatographie ionique il a été nécessaire de réaliser des dilutions (1/1000<sup>ème</sup>). Finalement les ions Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> ont été dosés

par cette méthode. Les autres éléments ont été dosés par ICP. Pour la suite du travail, seuls les ions majoritaires  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  ont été pris en compte.

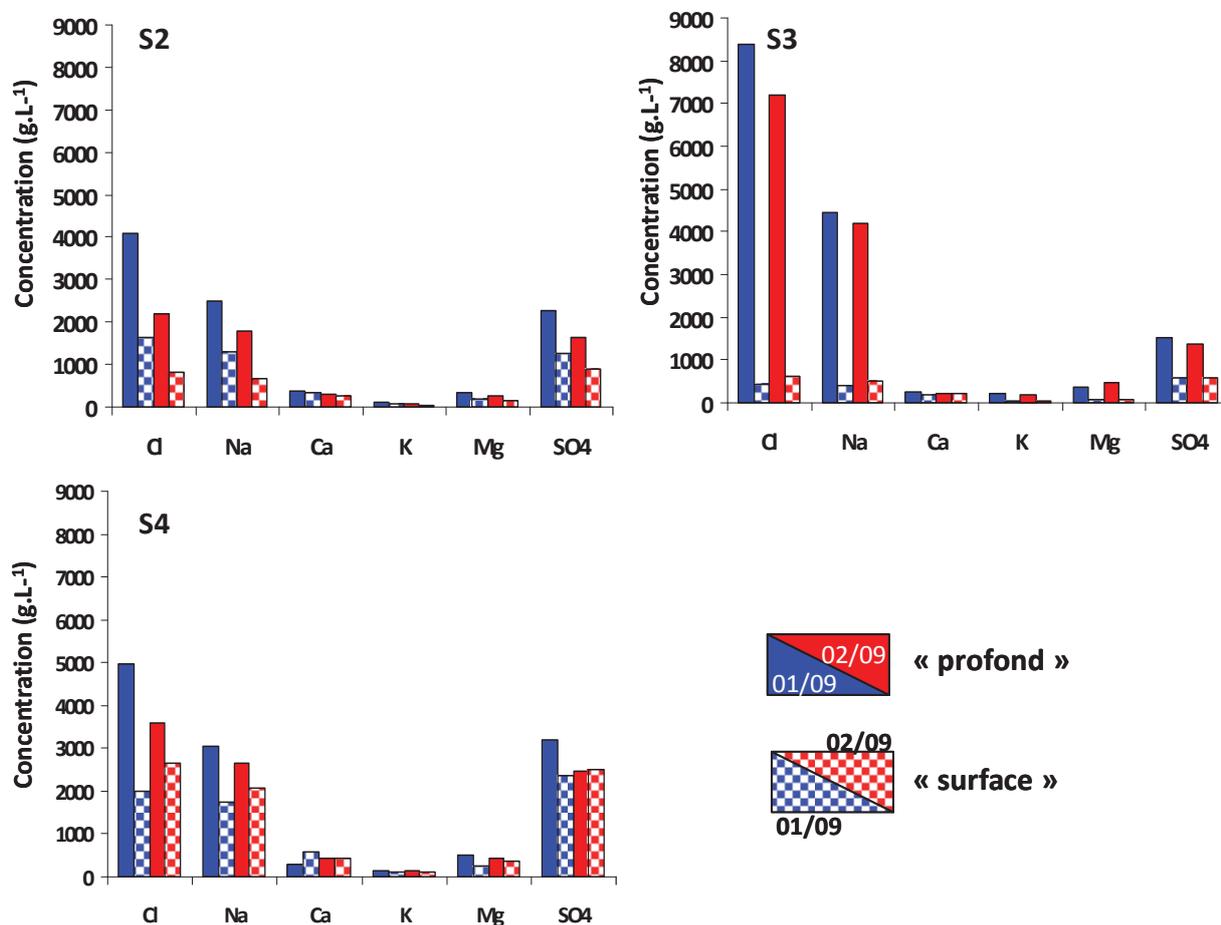


Figure 87 : Concentrations en  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Mg}^{2+}$  dans les piézomètres S2, S3 et S4. En Janvier 2009 et Février 2009.

De manière générale, les compositions chimiques mesurées traduisent toujours un mélange eau douce – eau salée (Figure 88). Les eaux prélevées dans les piézomètres « profonds » présentent toujours des compositions plus salées que celles prélevées dans les piézomètres de « surface » (Figure 83, Tableau 8, Tableau 9). Les variations les plus importantes sont mesurées en S3 :

- En janvier 2009 les teneurs en  $\text{Cl}^-$ , Na, et Mg atteignent respectivement 8370, 4438 et 356 mg/l, pour les eaux prélevées dans le piézomètre profond

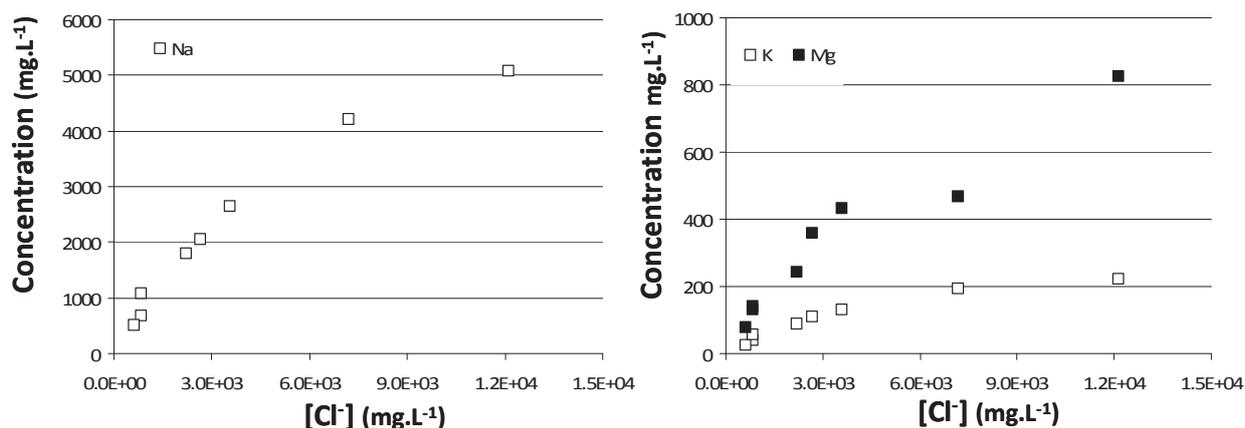


Figure 88 : L'ensemble des compositions chimiques des eaux montrent les relations quasi linéaires entre teneur en Cl<sup>-</sup> et Na et entre Cl<sup>-</sup> et Mg et K qui traduisent les mélanges eau douce à teneur en Cl<sup>-</sup> nulles et les eaux salées avec une teneur en Cl<sup>-</sup> maximale de 12000 mg/l (mesuré dans la prairie L3).

- Pour la même date les teneurs en Cl<sup>-</sup>, Na, et Mg atteignent respectivement 430, 390 et 66 mg/l, pour les eaux prélevées dans le piézomètre de surface.

Les prélèvements d'eau des piézomètres profonds montrent des concentrations en ions chlorure et sodium très élevés. Celles-ci sont au moins deux fois plus importantes en S3 qu'en S2 et S4. Pour S2 cet effet peut être dû aux apports d'eaux douces par le coteau calcaire. A l'inverse les teneurs en ions chlorure et sodium mesurées dans les piézométries de surface sont les plus élevées dans le piézomètre S4.

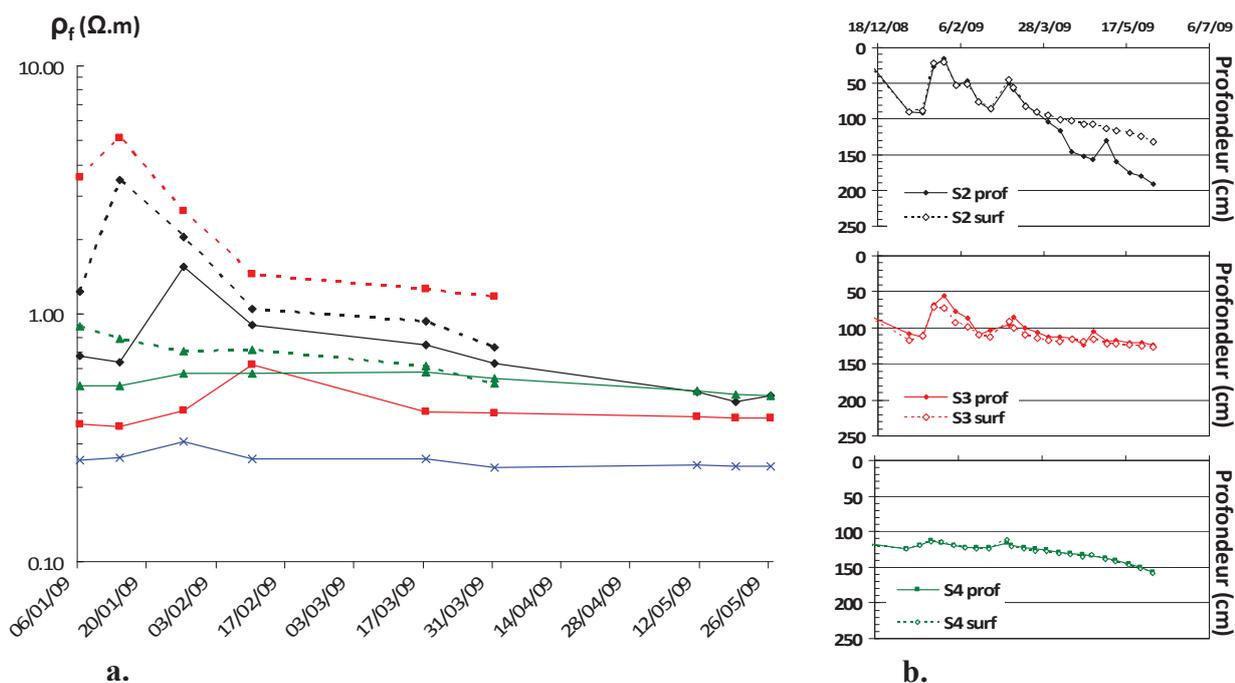
Les évolutions verticales de salinité des eaux sont cohérentes avec les profils de *CE* 1/5<sup>ème</sup> mesurés en S2, S3 et S4.

Les teneurs en sulfate sont élevées. Elles ne montrent aucune relation directe avec les teneurs en Cl<sup>-</sup> et apparaissent particulièrement élevées dans les eaux de surfaces ce qui semble les attribuer aux amendements de gypse périodiques.

#### e) Mesures de résistivité des eaux.

Les eaux de surfaces présentent des résistivités plus fortes en S2 et S3 (1-6 Ω.m). En S4 elles restent inférieures à 1 Ω.m (0,8-1 Ω.m). Dans les piézomètres profonds (S2, S3 et S4), les résistivités des eaux sont plus faibles (0,2-0,5 Ω.m). Les résistivités des eaux prélevées dans les piézomètres de surface S2, S3 et S4 sont toujours plus élevées que celles mesurées dans les piézomètres profonds (Figure 89). Elles correspondent bien à des eaux moins salées en surfaces qu'en profondeur.

Le pic de résistivité visible en Janvier 2009 (Figure 89) est associé à la hausse du niveau piézométrique du aux alimentations en eau douce issue du coteau. Ces pics sont synchrones en S2 et S3 pour les piézomètres de surface. Ils sont par contre atténués et décalés dans le temps dans les piézomètres profonds. Ils témoignent des évolutions plus lentes des transferts d'eau douce dans le Bri inférieur.



**Figure 89 : a. Résistivités mesurées dans les piézomètres S2, S3, S4 et L3 (courbe bleue) de Janvier 2009 à Mai 2009. Les Piézomètres courts de "surface" sont en pointillés et les piézomètres longs (de "profondeur") correspondent aux trait pleins. b. Niveaux piézométriques aux points S2, S3 et S4**

En plus des mesures directes effectuées sur les eaux prélevées, les résistivités ont été calculées à partir des analyses chimiques et de leurs salinités équivalentes en NaCl. La résistivité d'un fluide est due principalement à son état de minéralisation et à sa viscosité (température). Elle peut être calculée à partir de la composition chimique en deux étapes :

- en transformant les concentrations des différentes d'ions en équivalents NaCl (Tableau 9, Tableau 10)
- en couplant température plus concentration NaCl (Figure 91).

Les résultats obtenus pour les prélèvements réalisés en Janvier et Février 2009 sont présentés dans les tableaux 8 et 9.

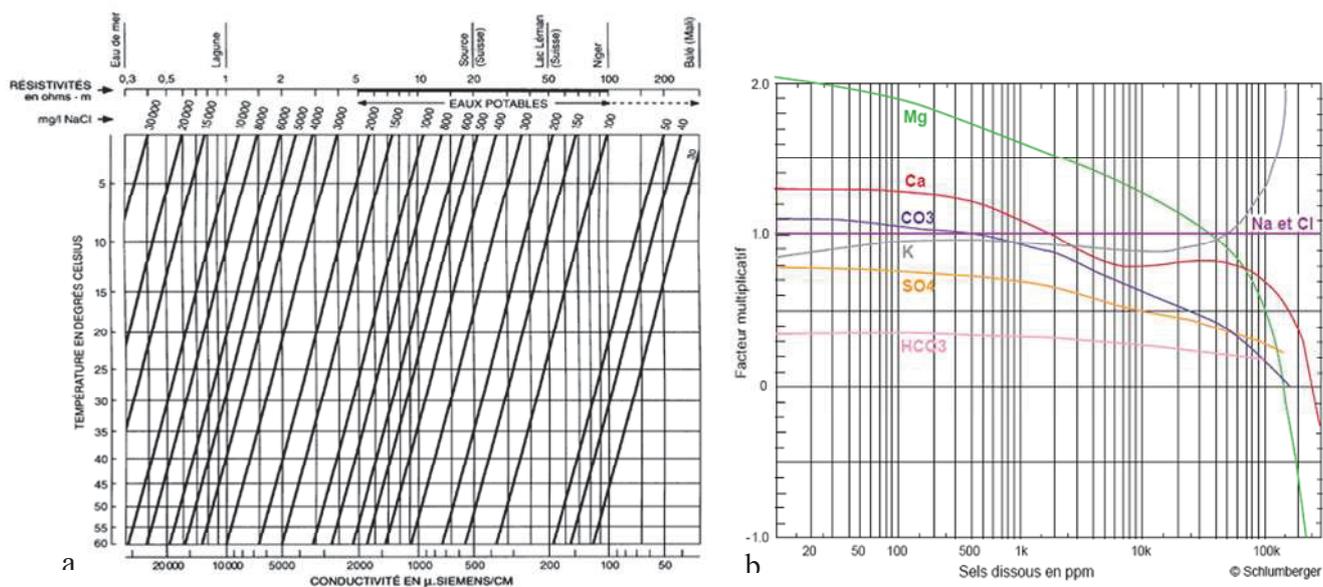


Figure 91 : a. Abaque reliant la résistivité du fluide à la salinité en équivalent NaCl et à la température. b. Abaque permettant de recalculer la salinité en équivalent NaCl à partir des concentrations en ions mesurés dans l'eau (Chapelier, 2001).

Les résistivités calculées à partir des salinités équivalentes NaCl sont mis en parallèle dans la parcelle cultivée avec les résistivités mesurées (Figure 90). Les résultats montrent une bonne corrélation entre les valeurs calculées et les valeurs mesurées. La différence la plus importante se retrouve pour le piézomètre de surface S2, la résistivité mesurée est de 2  $\Omega$ .m pour une valeur calculée de 2.5  $\Omega$ .m. Cependant l'ordre de grandeur est conservé.

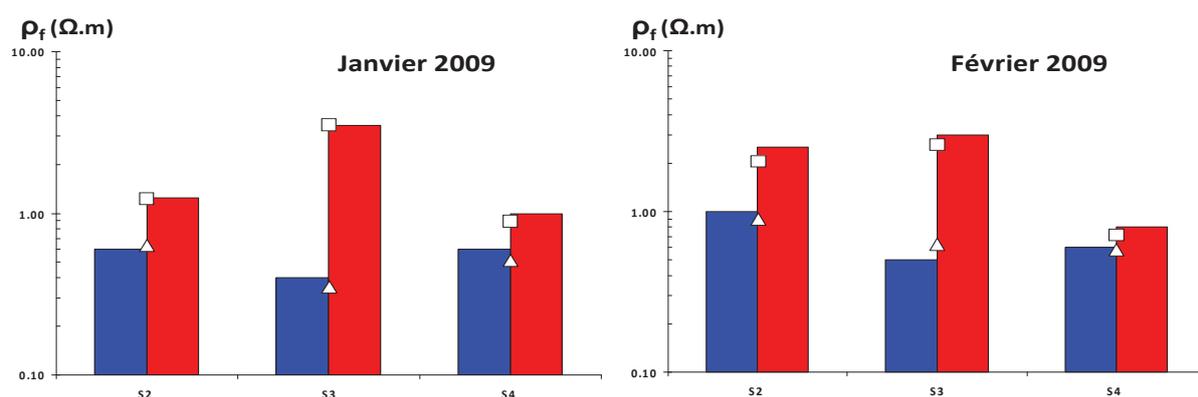
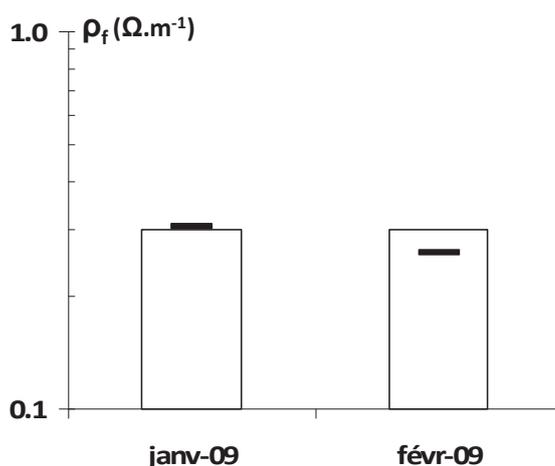


Figure 90: Diagramme de résistivités mesurées dans les piézomètres S2-S3-S4 "profonds" (bleu) et de "surface" (rouge). Les résistivités calculées à partir des salinité en NaCl équivalent, pour les piézomètres S2-S3-S4 sont représentées par les triangles blancs, pour les piézomètres profond et les carrés blancs pour les piézomètres de surface.

Dans la prairie les eaux apparaissent plus salées (Tableau 11; Figure 92). Les résistivités mesurées sont comprises entre 0,2 et 0,3  $\Omega.m$ . Les résistivités calculées ne montrent pas d'évolution entre Janvier et Février 2009, elles sont égales à 0.3  $\Omega.m$ . Elles sont équivalentes aux résistivités 0,30 et 0.26  $\Omega.m$  mesurées en Janvier 2009 en en Février 2009.

**Tableau 11 : Salinité et résistivité des prélèvements d'eau dans le piézomètre L3, en équivalent NaCl.**

		Cl	Na	Ca	K	Mg	SO <sub>4</sub>	salinité (mg/l)	$\rho_f$ équivalente ( $\Omega.m$ )
<b>Janvier</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	11943	5000	387	235	843	2005	18408	
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	11943	5000	503	223	1432	1403	20505	0.3
<b>Février</b>	<i>mes. (mg.L<sup>-1</sup>)</i>	12136	5077	374	222	824	1891	20524	
	eq. NaCl (mg.L <sup>-1</sup> )	12136	5077	487	210	1400	1324	20634	0.3



**Figure 92: Comparaisons des résistivités de fluide mesurées dans le piézomètre L3 avec les résistivités de fluide équivalentes calculées à partir des concentrations en NaCl équivalent, pour le piézomètre L3.**

#### IV.1.4. *Prospections géo-électrique par panneau de résistivité*

La résistivité des sols est essentiellement fonction de sa porosité, de l'indice de saturation, de la salinité du fluide, de la température et de la teneur en argile. Les études précédentes ont montré une structuration horizontale du Bri de la surface jusqu'au contact avec le substratum (Bernard, 2006). Dans sa partie intermédiaire, à l'état plastique à liquide, il est saturé par des eaux de salinités importantes. Cette salinité de nappe est croissante de la périphérie des marais (contact Bri / coteaux et marais mouillés) vers la partie centrale (marais

desséchés) (Bernard, 2006 ; Anongba, 2007). En fait, pour ces études précédentes, les interprétations géo-électriques ont été basées sur ces salinités importantes de nappe. Dans ces conditions les relations structure du Bri – résistivité ont été calées à partir d’investigations *in situ* par couplage pénétromètre – salinomètre via la relation d’Archie sans prendre en compte l’influence éventuelle des minéraux argileux (Bernard-Urbertosi et al, 2009).

Pour cette étude, les prospections géo-électriques ont été effectuées par panneaux de résistivité verticaux. Sur chaque parcelle elles comprennent des panneaux longs (240 m) et des panneaux courts (48 m). Les prospections ont été réalisées dans la parcelle en prairie L3 en Mars 2008, Novembre 2008, Avril 2009 et Juillet 2010, et dans la parcelle Les Grandes Prises en Mars 2008, Novembre 2008, Avril 2009 et Mai 2010. Les dispositifs utilisés ont été de type Wenner-Schlumberger. Ils permettent d’obtenir de bonnes informations pour une description horizontale et verticale du sous sol. Ils avaient donné satisfaction dans le cadre des prospections antérieures effectuées sur le Marais Poitevin et le marais de Rochefort et mis en évidence par les structures horizontales du Bri (Bernard, 2006). Les dimensions des dispositifs utilisés permettent des reconstructions de profils « structuraux » du Bri sur plusieurs mètres de profondeur. A l’inverse la partie superficielle à l’état solide et fracturée est en partie non prise en compte ou non reconstruite dans les profils de résistivités recalculés. A ces échelles d’investigation deux types d’hétérogénéité peuvent être mis en évidence : le contact substratum calcaire – Bri et la stratification structurale du Bri. Les variations de structure du Bri sont naturellement lissées à cause de la très fine texture et homogénéité du matériau. Pour ces raisons les profils de résistivité obtenus par calcul inverse sont présentés sous formes de profils « lissés ».

#### **a) Parcelle cultivée « Les Grandes Prises »**

Deux profils longs alignés en continu Sud Ouest – Nord Est, ont été effectués du bord du coteau calcaire jusqu’au fossé localisé à l’extrémité Nord - Est de la parcelle. La configuration de ces panneaux est de 48 électrodes espacées de 5 m soit une longueur totale de 240 m. Le second suit le premier panneau et le chevauche sur trente mètres. La longueur totale investie par les deux panneaux mis bout à bout est donc de 450 m. La configuration permet de reconstruire des sections de résistivité pour des profondeurs comprises entre 1,25 m et 13,4 m. Le premier profil démarre du bord du coteau jusqu’au centre du champ, il recoupe les zones S2 et S3. Le second recoupe le sondage S4 (Figure 93).

Parallèlement aux grands panneaux, sont réalisés des « petits panneaux » parallèles qui ont pour but d’investiguer des profondeurs moins importantes, mais également d’obtenir une

caractérisation en « trois dimensions » du sous sol. En fait, ces caractérisations « 3D » du sous sol sont représentées sous formes de cartes horizontales de résistivité calculées pour quatre profondeurs superposées. Ces cartes de résistivité sont calculées par interpolation à partir des panneaux parallèles en utilisant le logiciel Surfer. Ces séries de panneaux parallèles ont été effectuées en S2, S3 et S4 (Figure 93). Le nombre de ces panneaux parallèles a pu varier pour les différentes dates mais la configuration du dispositif est toujours la même : configuration Wenner-Schlumberger avec 16 électrodes espacées de 3 m, ce qui correspond à un dispositif de 48 m. Ce dispositif de mesure permet d'investiguer des profondeurs comprises entre 0.75 m et 6 m.

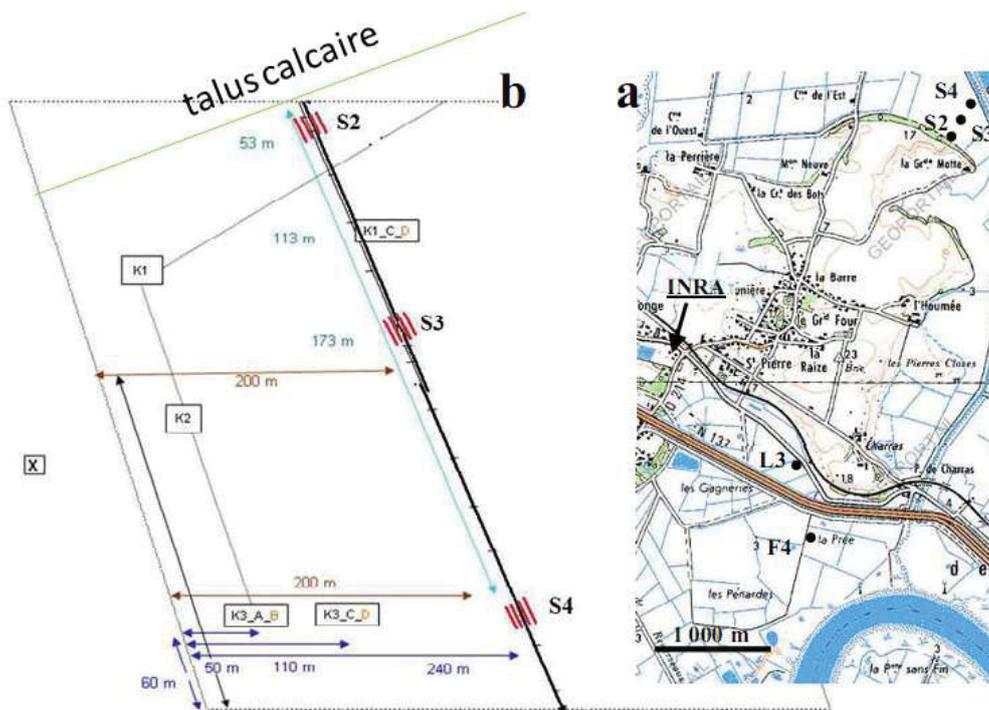


Figure 93 : Localisation des panneaux de résistivité dans la parcelle cultivée. Les lignes noires correspondent aux grands panneaux tandis que les lignes rouges correspondent aux petits panneaux parallèles.

Les investigations géo-électriques ont été effectuées en mars 2008, novembre 2008, avril 2009, mai 2010 (Figure 93). Le nombre de panneaux « courts » de résistivité parallèles réalisés dans la parcelle cultivée varie en fonction de la date de l'expérience. En Mars 2008, une première série de 9 panneaux parallèles espacés de 5 m est réalisée aux abords du coteau calcaire (S2). Une seconde série de 8 panneaux parallèles espacés de 5 m est effectuée au niveau de la zone de sondage S3. Enfin une dernière série de 4 panneaux parallèles également espacés de 5 m est mesurée autour du sondage S4. En Novembre 2008, aux mêmes

localisations que précédemment sont réalisés 3 séries de 2 panneaux parallèles espacés de 5 m. En Avril 2009, sont effectués 3 séries de 3 panneaux parallèles espacés de 3 m. Enfin en Mai 2010, 3 séries de 4 panneaux parallèles espacés de 2 m sont réalisés sur cette parcelle.

→ « Grands » panneaux de résistivités

Tous les panneaux qui partent du coteau calcaire montrent une structure équivalente avec deux niveaux principaux (Figure 94 ; annexe I) :

- Un niveau de fortes résistivités (3-4  $\Omega$ .m à 15  $\Omega$ .m environ) qui constitue toute l'épaisseur du panneau au contact du coteau puis qui diminue en épaisseur avec l'éloignement du coteau jusqu'à constituer uniquement la base du panneau.
- Un niveau supérieur caractérisé par de faibles résistivités (1 à 2  $\Omega$ .m) qui apparaît à partir de S2 environ et s'épaissit du Sud - Ouest vers le Nord - Est pour atteindre 9 m d'épaisseur à l'extrémité du panneau.

Les seconds panneaux correspondent à la partie Est du champ (B, éloigné du coteau). Ils décrivent un système tri-couche du milieu :

- un niveau de surface (de 1.25 m à 3 m environ), caractérisés par des résistivités comprises entre 1 et 5  $\Omega$ .m.
- un niveau intermédiaire (entre 3 à 8 m de profondeur) caractérisé par des résistivités inférieures à 1  $\Omega$ .m et pouvant descendre jusqu'à 0.5  $\Omega$ .m.
- un niveau profond (à partir de 8 m de profondeur), avec des résistivités qui ré-augmentent avec les profondeurs jusqu'à des valeurs pouvant atteindre 15  $\Omega$ .m.

Ces panneaux montrent la superposition du Bri sur le substratum calcaire et la morphologie de l'interface substratum – Bri. L'évolution des résistivités électriques montrent l'augmentation de l'épaisseur de Bri en s'éloignant du coteau puis la structure tri-couche de ce dernier. Ces profils de résistivités sont parfaitement cohérents avec les investigations déjà effectuées sur le Marais Poitevin (Bernard, 2006). Ils confirment le choix de la parcelle comme zone atelier vis-à-vis du fonctionnement hydraulique du site. De plus, les faibles valeurs de résistivités mesurées dans le niveau intermédiaire sont caractéristiques des fortes salinités de la nappe en profondeur. Les résistivités les plus fortes « caractéristiques » du substratum calcaire restent néanmoins faibles par rapport à un calcaire sain et massif. Ces résistivités caractérisent un matériau effectivement plus résistant que le Bri mais plutôt caractéristique d'un calcaire altéré également saturé par des eaux salées.

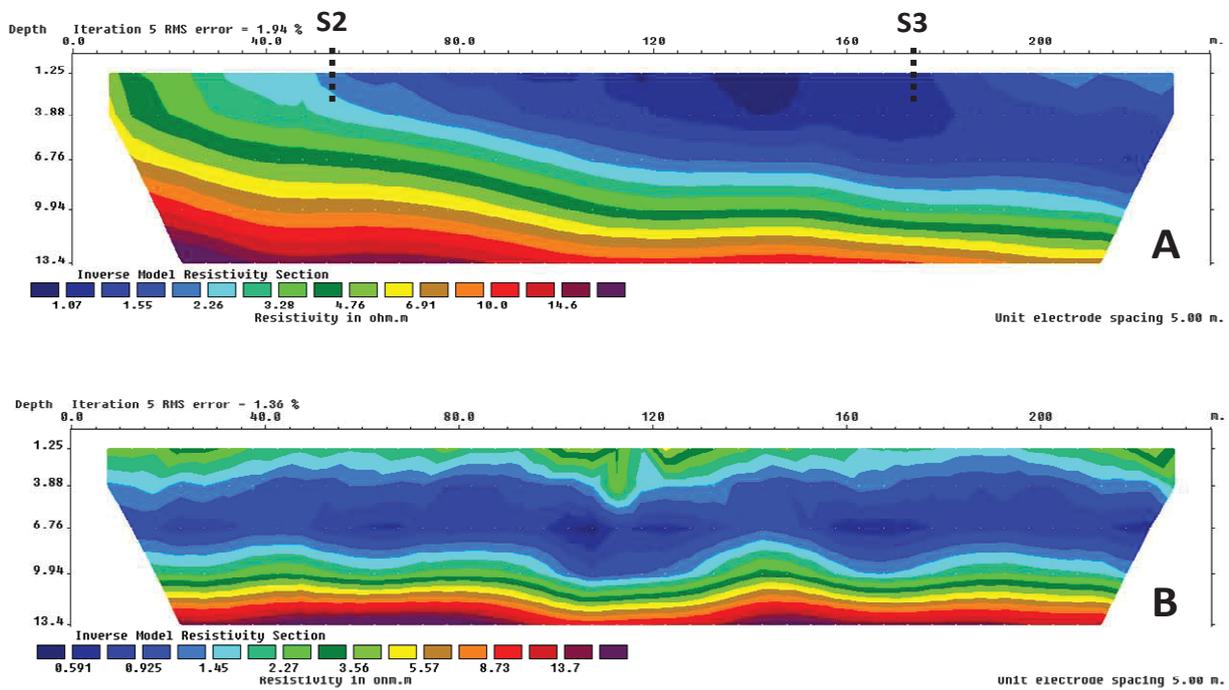
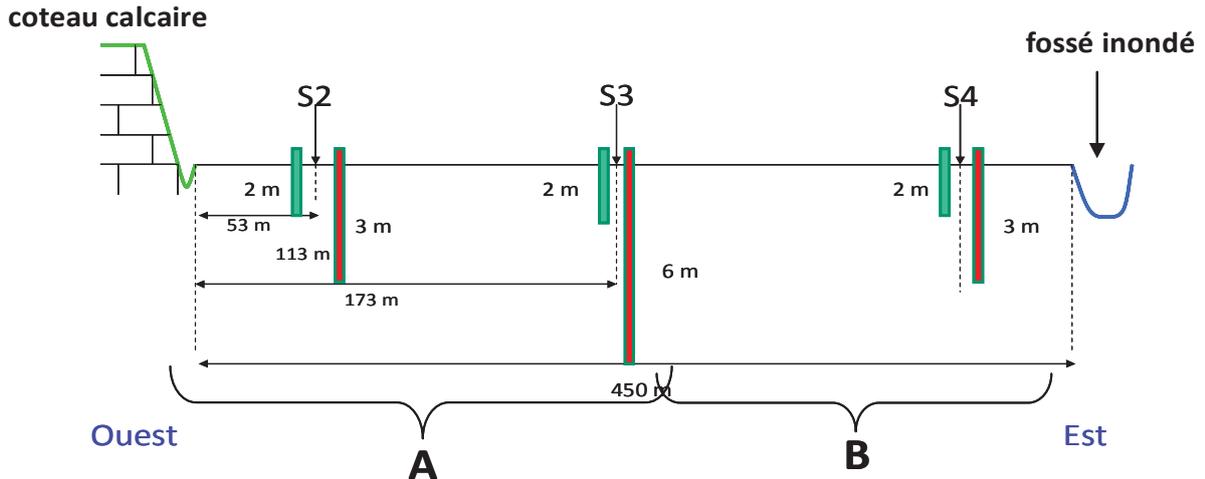


Figure 94 : Exemple de « grands » panneaux géoélectriques effectués dans la parcelle cultivée (Avril 2009). A et B correspondent à la localisation des panneaux de résistivité électrique. Le profil A correspond au profil du coteau calcaire vers le centre de la parcelle, le panneau B correspond au profil du centre de la parcelle vers le fossé inondé.

→ « Petits » panneaux de résistivité

Les petits panneaux réalisés sur la parcelle cultivée sont cohérents avec les mesures obtenues à partir des grands panneaux. Les résistivités évoluent entre 1  $\Omega$ .m pour les plus faibles à 10  $\Omega$ .m pour les plus fortes. L'intérêt de réaliser des panneaux avec un espacement inter-électrode plus petit est d'obtenir des informations plus précises et notamment sur les niveaux de surface. Pour ces petits panneaux l'information commence à 75 cm de profondeur.

Il y a très peu de variation en fonction des dates de réalisation des expériences (annexe I et II). Le panneau proche du coteau montre l'interface calcaire - Bri, c'est-à-dire un substratum avec des résistivités comprises entre 3 et 10  $\Omega$ .m qui s'enfonce sous le Bri lui-même caractérisé par de faibles résistivités (1 - 3  $\Omega$ .m). Les panneaux localisés aux niveaux de S3 et S4 montrent encore la structure horizontale du Bri (Figure 95). Par contre les mesures comprises entre 75 cm et 200 cm de profondeur montrent un niveau superficiel du Bri caractérisé par résistivités élevées (3-4  $\Omega$ .m) par rapport au niveau de Bri intermédiaire. Finalement de la surface jusqu'à 4 m de profondeur, les résistivités du Bri diminuent progressivement jusqu'à des valeurs voisines de 0.6  $\Omega$ .m aux profondeurs voisines de 4 m. De 4 m à 6 m de profondeur les résistivités remontent jusqu'à des valeurs de 2  $\Omega$ .m.

Cette évolution verticale des résistivités au sein du Bri peut être mise en parallèle avec la structure du matériau argileux :

- un niveau superficiel à « fortes résistivités » induites par la dessiccation du matériau. Pour ces faibles profondeurs, le matériau argileux est au dessus de sa limite de plasticité  $W_p$ . De la profondeur vers la surface il évolue de l'état plastique, saturé, à l'état solide, non saturé. De plus les eaux prélevées dans les piézomètres ont montré des salinités plus faibles en surface.

- un niveau intermédiaire avec des teneurs en eau qui atteignent et/ou dépassent  $W_l$ , pour un milieu saturé par les eaux salées. Les deux paramètres, augmentation de porosité et de salinité de fluide, font baisser rapidement la résistivité du Bri.

- un niveau profond, à partir de 5 m environ, pour lequel les résistivités réaugmentent avec la profondeur. Néanmoins les valeurs de résistivité restent limitées à 2  $\Omega$ .m à 6 m de profondeur, elles caractérisent un Bri simplement consolidé en profondeur.

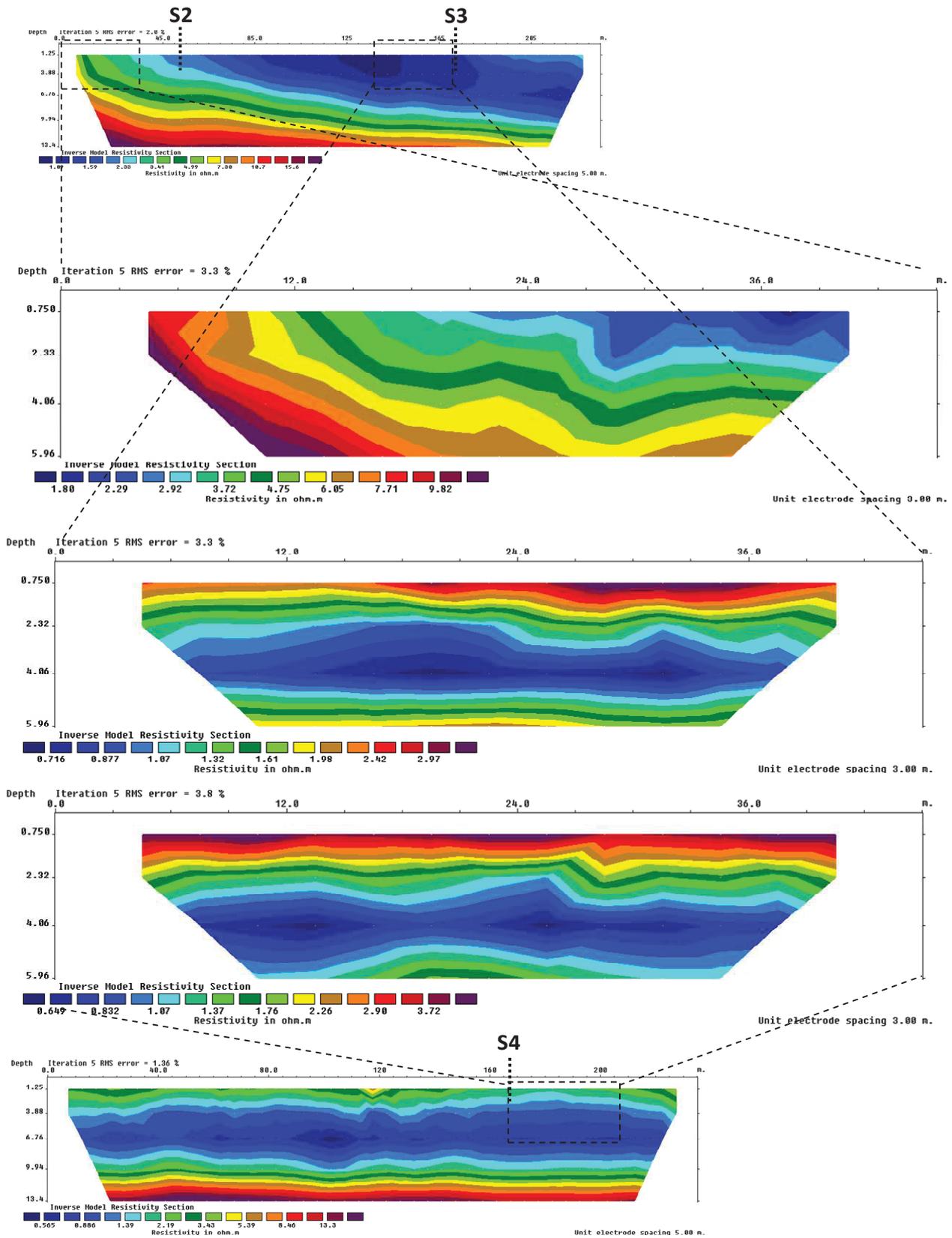


Figure 95 : Exemple de petits panneaux géoélectriques réalisés dans la parcelle cultivée (Avril 2009). Les panneaux présentés sont ceux réalisés au bord de la falaise proche de S2 puis en S3 et en S4.

## **b) Prairie**

### → « Grands » panneaux de résistivités

La prospection géoélectrique réalisée à partir de grands panneaux dans la parcelle L3 en prairie est orientée Sud Ouest – Nord Est. La configuration Wenner Schlumberger est toujours utilisée. Comme pour la parcelle cultivée, le dispositif comprend 48 électrodes espacées de 5 m. Ces caractéristiques permettent d'investiguer le sous sol de 1.25 m à 13.4 m de profondeur (Figure 96). Le dispositif est localisé à quelques mètres du piézomètre L3. Ces panneaux de résistivité électriques effectués en prairie montrent tous la superposition de deux niveaux. Le premier, de la surface jusqu'à 8 m de profondeur environ, avec des résistivités inférieures à 1  $\Omega$ .m, et le second en profondeur avec des résistivités qui augmentent jusqu'à 14  $\Omega$ .m environs aux alentours de 13.5 m de profondeur. Cette superposition de deux niveaux de résistivité correspond au dépôt du Bri sur le substratum calcaire. L'épaisseur du Bri mise en évidence est voisine de 8 m. Les résistivités montrent qu'il existe une très légère pente vers le Sud de l'interface Bri - calcaire. Cette pente s'explique par la présence d'un coteau calcaire à quelque centaine de mètres au Nord de la parcelle. Comme pour la parcelle cultivée, cela correspondrait au matériau plus résistant qui s'enfonce sous la couche de Bri. A cette échelle, aucune variation significative de résistivité n'apparaît en fonction du temps (annexe I et II). Les faibles résistivités mesurées montrent le caractère salé de la nappe présente dans le Bri.

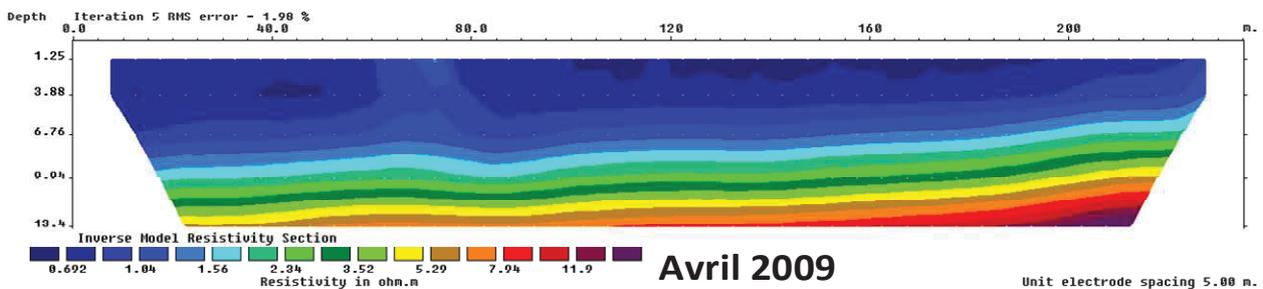
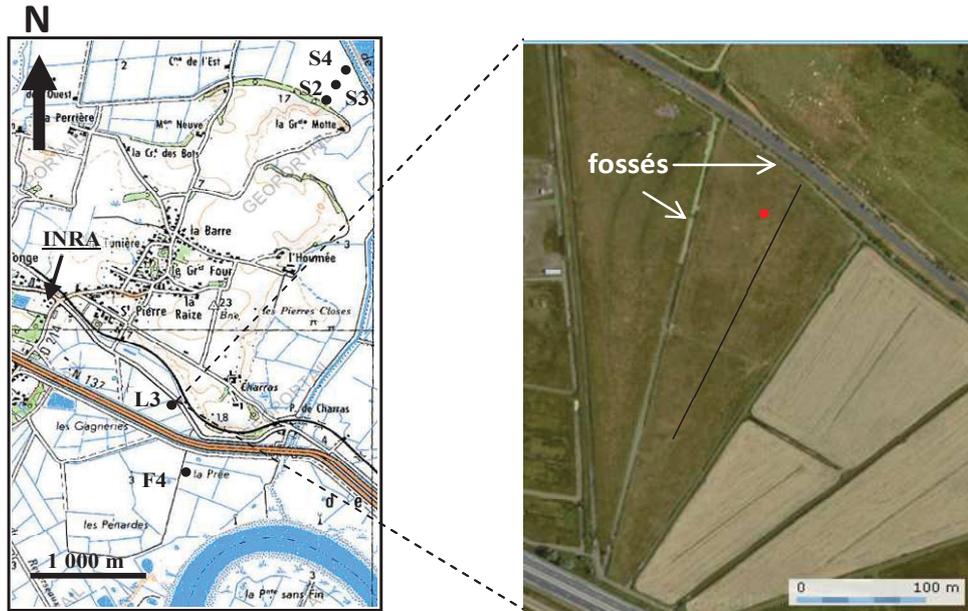


Figure 96: Exemple de panneau de résistivité mesuré dans la prairie L3 (Avril 2009) et localisation du panneau de résistivité sur la parcelle. Son orientation est Sud-Ouest / Nord-Est.

→ « Petits » panneaux de résistivité

Les panneaux courts ont été réalisés perpendiculairement au grand panneau. Ils sont donc orientés Nord Ouest – Sud Est. Le piézomètre L3 est alors localisé à l’intérieur du champ de mesure. Ces panneaux sont limités au niveau de la dernière électrode (Nord-ouest) par un fossé de circulation d’eau douce. En Mars 2008, le dispositif comprend 9 panneaux parallèles espacés de 3 m. En Novembre 2008, 2 panneaux parallèles espacés de 5 m ont été réalisés. En Avril 2009, le dispositif est de 3 panneaux parallèles avec un espacement de 3 m, et, en Juillet 2010, sont réalisés 5 panneaux parallèles espacés de 2 m.

Quelle que soit la période d’investigation l’ensemble des panneaux parallèles montre la même structure (Figure 97).

La partie des profils proches du centre de la parcelle (et du piézomètre L3) montre une évolution des résistivités de la surface vers la profondeur cohérente avec les valeurs observées sur les grands panneaux. A cette nouvelle échelle d'observation, la structure verticale peut être séparée en deux niveaux :

- un niveau supérieur (0 – 4m) caractérisé par de très faibles résistivités inférieures à 1  $\Omega.m$
- un niveau sous-jacent (4 - 6 m) caractérisé par des résistivités qui évoluent de 1 à 1,5  $\Omega.m$  avec la profondeur.

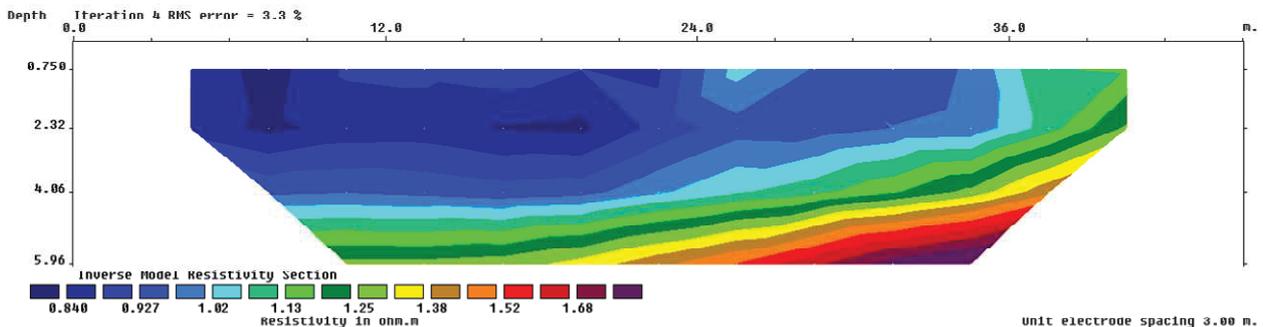
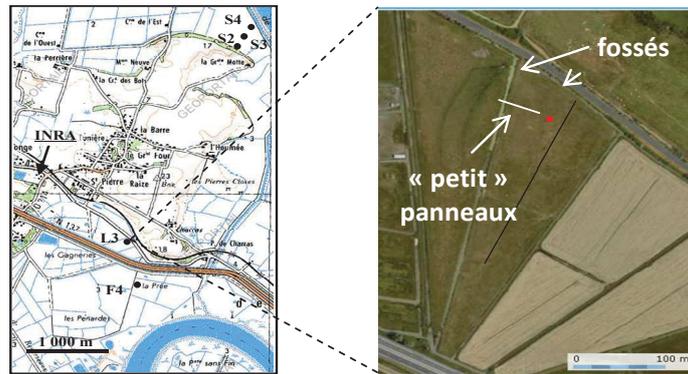


Figure 97 : Exemple de petit panneau de résistivité électrique pour la parcelle L3 réalisé en Avril 2009.

Cette évolution verticale correspond aux évolutions de structure du Bri. De 0,75 à 4 m environ le matériau argileux est dans un état plastique à liquide ( $Wp - WI$ ). Cela se traduit par une porosité croissante avec la profondeur (maximum à 4 m) et saturée par des eaux très salées. Sous 4 m de profondeur les augmentations progressives de résistivité doivent correspondre à un début de consolidation du Bri sous le poids des terres, et à une fermeture progressive de la porosité.

La partie des profils proches du fossé montre également une évolution des résistivités de la surface vers la profondeur mais avec des résistivités de surface plus fortes ( $>1,2 \Omega.m$ ). Cette partie proche du fossé correspond à la zone de dépôts des boues de curage, leur

ressuyage et consolidation. Cela correspond à un cordon légèrement surélevé par rapport au reste de la prairie. Du point de vue évolution structurale de ce Bri remanié, deux phénomènes se superposent après mise en dépôts : le ressuyage et la consolidation, puis le lessivage par les eaux de pluies. Finalement les résistivités les plus élevées mesurées dans ces parties de profils sont dues à la fois aux faibles porosités du matériau argileux, au lessivage de surface par les eaux de pluies et par les infiltrations d'eau douce issues du fossé.

#### IV.1.5. **Prospection géoélectrique : cartographie.**

##### **a) Parcelle cultivée « Les Grandes Prises »**

Les représentations « 3D » par cartes horizontales ont été extrapolées des panneaux de résistivité courts dans l'objectif de montrer l'évolution « stratigraphique » cumulée de la structure du Bri et de la salinité des eaux. Dans la parcelle cultivée les cartes ont été exécutées aux profondeurs 0,75 m qui correspond à la limite supérieure des panneaux, à 2,3 m, 4,0 m et 6,0 m. En dehors des zones de contact avec le substratum (coteau), la profondeur voisine de 6,0 m correspond au début de consolidation du Bri en profondeur, le niveau 4,0 m correspond aux valeurs les plus basses de résistivités et au niveau du Bri à l'état liquide, le niveau 2,3 m correspond à la limite de liquidité. Le niveau 0.75 m correspond au matériau proche de sa limite de plasticité ( $W_p$ ) La différence de résistivité entre les niveaux « superficiels » (0,75 m et 2.3 m) et le niveau profond (4 m) est cohérente avec les différences de salinité mesurées dans les piézomètres profonds et de surface (Figure 98). Le niveau « superficiel » correspond également à la limite de propagation des racines de cultures telles que le maïs et le tournesol.

La superposition des cartes en S2 montre la transition substratum – Bri. Celle-ci est indiquée par les résistivités voisines de 4-5  $\Omega.m$ . Les résistivités supérieures (jusqu'à 13  $\Omega.m$ ) correspondent au toit du calcaire. Elles montrent l'enfoncement de ce dernier sous le Bri avec l'éloignement du coteau. Les résistivités du Bri restent supérieures à 1,5  $\Omega.m$ . Elles caractérisent le Bri saturé par des eaux peu salées. L'évolution de ses résistivité sont continues du contact avec le substratum jusqu'à la surface.

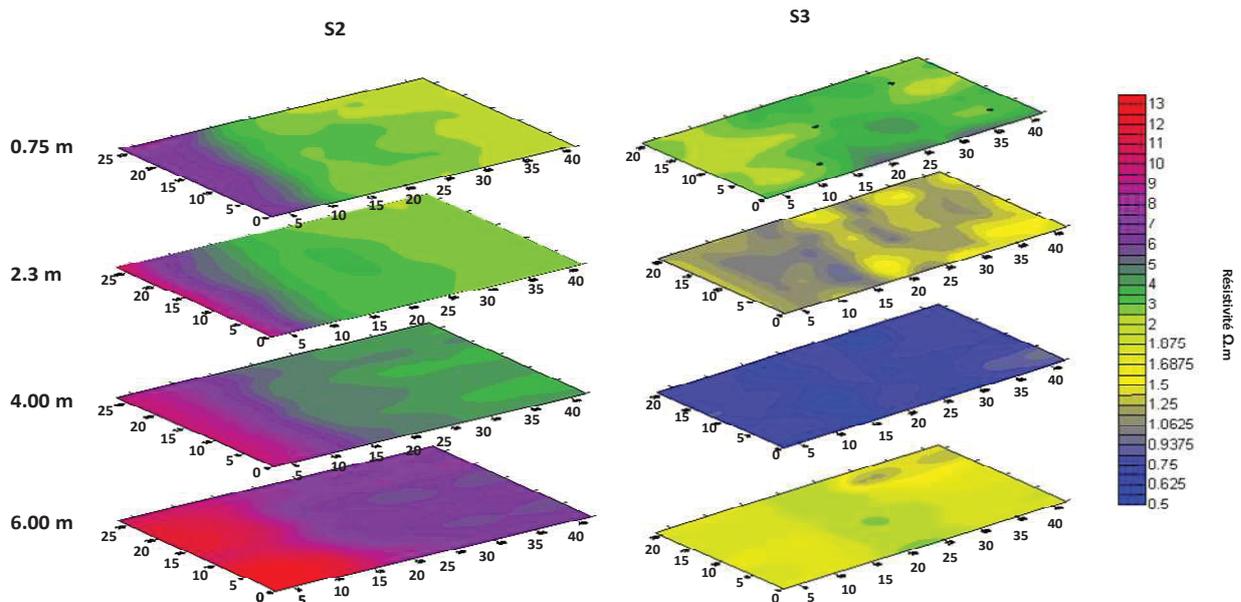


Figure 98 : exemples cartes de résistivités extrapolées pour a. S2 et b. S3. Ces panneaux ont été réalisés à partir des mesures de Mars 2008.

La superposition des cartes en S3 montre quatre niveaux bien distincts, du bas vers le haut :

- à 6 m, un niveau de résistivités moyennes voisines de  $2 \Omega.m$  qui correspond au Bri consolidé à l'état vraisemblablement proche de  $Wp$ , saturé par des eaux salées
- à 4 m, un niveau de résistivité moyenne voisine de  $0,5 \Omega.m$  qui correspond au Bri à l'état liquide saturé par des eaux salées
- à 2,3 m, un niveau de résistivités comprises entre 1 et  $1,5 \Omega.m$  qui correspond au Bri à l'état liquide à plastique saturé par des eaux peu salées
- à 0,75 m, un niveau de résistivités comprises entre 2 et  $4 \Omega.m$  qui correspond au Bri à l'état plastique saturé ou partiellement saturé par les eaux plus douces de surface.

Cette représentation montre bien l'homogénéité horizontale du Bri. Les panneaux de résistivité permettent d'estimer l'épaisseur de Bri présent sur le site ainsi que la morphologie du contact Bri-substratum. En plus de l'aspect plus ou moins consolidé du Bri, les résistivités traduisent la répartition en 3D des salinités des eaux : pour des profondeurs supérieures à 2 m, les faibles résistivités mesurées indiquent bien le caractère salées des eaux sur les sites éloignés du coteau et les entrées d'eau douce à partir du coteau en S1.

### b) Prairie

Le même type de carte est réalisé dans la prairie L3. L'évolution de résistivité de la surface vers la profondeur montre deux niveaux principaux (Figure 99):

- à 0.75, 2.3 et 4 m de profondeur, les résistivités mesurées sont faibles de 1.2 à 0.5  $\Omega.m$ . Elles correspondent à une épaisseur de Bri à l'état liquide, saturé de bas en haut par des eaux salées. L'augmentation des résistivités du bas vers le haut s'explique à la fois par le gradient de salinité et les évolutions de structure du Bri due à la dessiccation.

- à 6 m de profondeur, les résistivités mesurées sont légèrement plus élevées (entre 1.3 et 2  $\Omega.m$ ). Le matériau argileux présente alors un état plus consolidé que les niveaux subjacents.

Cependant la partie nord-ouest (droite) des cartes montrent toujours des valeurs légèrement plus élevées que la partie droite. Cet effet correspond au talus de dépôts des boues de curage décrit précédemment lors de l'étude des petits panneaux 2D.

Comme pour la parcelle cultivée, les mesures de résistivités sont caractéristiques de la présence d'eau salée, de plus les cartes de résistivité mettent en évidence l'effet de consolidation du Bri en profondeur due aux poids des terres.

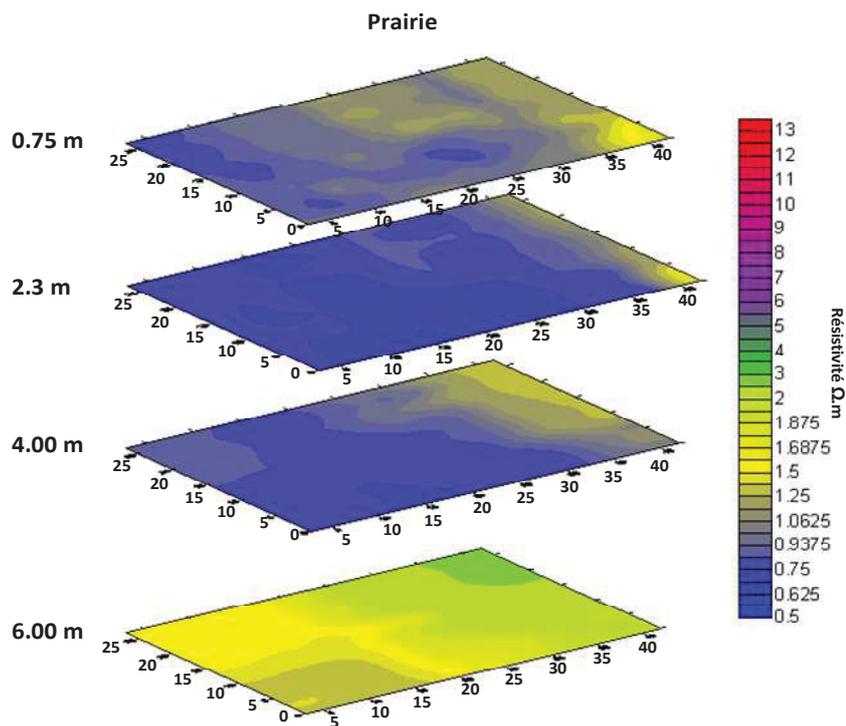


Figure 99: exemple de cartes de résistivité extrapolées pour L3. Ces panneaux ont été réalisés à partir des mesures de Mars 2008.

#### IV.1.6. « Calcul inverse » des profils de résistivité à partir des mesures de CE.

Les prospections géo-électriques sont fréquemment utilisées en agronomie. Elles permettent de caractériser la structure du sol à partir de mesures *in situ* de résistivité. Cette dernière est essentiellement influencée par la teneur en eau, la porosité, la « salinité » du fluide et l'indice de saturation du sol. C'est ce que traduit la loi d'Archie (1942) :

$$\rho_r = \alpha \times \rho_f \times \phi^{-m} \times Sat^{-n} \quad (\text{Eq. 47})$$

avec les coefficients  $\alpha$ ,  $m$  et  $n$  qui dépendent des caractéristiques intrinsèques du matériau, et  $\rho_r$  la conductivité électrique du milieu,  $\Phi$  la porosité et  $Sat$  l'indice de saturation.

Malgré qu'elle ait été définie plus particulièrement pour des roches cette loi d'Archie a été transposée aux sols du marais de Rochefort et du marais Poitevin à partir de mesure étalonnée sur des parcelles de l'INRA de Saint Laurent de la Prée (Bernard, 2006 ; Bernard et al. 2007). Cependant, si cette relation prend en compte la résistivité du fluide poral et la porosité elle ne tiens pas compte de la nature argileuse du matériau. Cette dernière peut en effet affecter les mesures de résistivité via la conductivité surfacique des phyllosilicates. Dans les travaux précédents, cette conductivité de surface des minéraux argileux a été négligée du fait de la présence d'un fluide très fortement salé dans les sols de marais étudiés. La loi d'Archie qui a été calculée pour ces sols est (Bernard, 2006) :

$$\rho_r = 1.01 \times \rho_f \times \phi^{-2.73} \times Sat^{-2} \quad (\text{Eq. 48})$$

Le modèle de Waxman et Smits (1968) prend en compte la conductivité liée aux particules argileuses par l'intermédiaire de leurs capacités d'échanges cationiques:

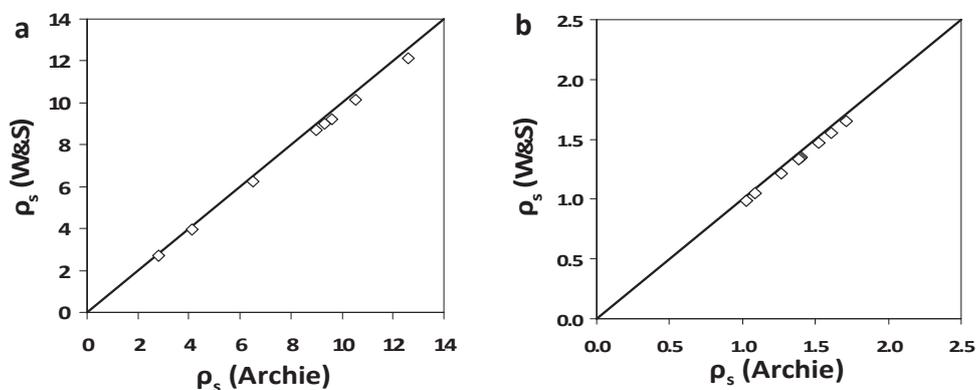
$$\sigma = \frac{Sat^n}{a \times \phi^{-m}} \left( \sigma_w + \frac{B \times Q_v}{Sat} \right) \quad (\text{Eq. 49})$$

avec  $\sigma$  la conductivité électrique du milieu,  $Sat$  l'indice de saturation,  $\sigma_w$  la conductivité électrique du fluide,  $Q_v$  la capacité d'échange cationique,  $\phi$  la porosité,  $a$  et  $m$  des constantes dépendantes du type de roche,  $n$  un facteur dépendant de la nature du milieu et  $B$  un paramètre empirique représentant la mobilité des cations échangeables des argiles. A 25°C, ce dernier paramètre peut être déterminé à partir de l'équation (Mojid et Cho, 2008):

$$B = 4.78 \times 10^{-8} \times \left( 1 - 0.6 \times \exp\left(\frac{-\sigma_w}{0.013}\right) \right) \quad (\text{Eq. 50})$$

Afin d'évaluer l'influence de la CEC des matériaux argileux constituant le Bri sur ses valeurs de résistivités électriques, les résistivités calculées en utilisant la loi d'Archie et les résistivités calculées à partir du modèle de Waxman et Smiths ont été comparées (Figure 100). Les calculs ont été réalisés en utilisant les valeurs d'indice de saturation et de porosité

effectuées sur la parcelle cultivée dans la zone S3 en Juillet 2009. La CEC a été mesurée sur des prélèvements effectués en L3 et S3 à 15 cm et 80 cm de profondeur. La valeur moyenne utilisée est alors de 25 méq/100g (les mesures de CEC varient entre 20 et 30 méq/100g). Les conductivités électriques de fluides proviennent de prélèvements réalisés dans les piézomètres S3 et L3. La conductivité électrique de fluide utilisée dans le calcul est alors de 2 S.m<sup>-1</sup> pour la parcelle Les Grandes Prises et de 4 S.m<sup>-1</sup> pour la prairie. Dans les deux cas (S3 et L3), les valeurs de résistivité électriques calculées à partir de la loi d'Archie et à partir du modèle de Waxman et Smiths s'alignent sur une droite 1:1 (Figure 100), cela signifie que la prise en compte de la conductivité surfacique à partir de la CEC est effectivement négligeable dans les zones d'études.



**Figure 100: Résistivités électriques du sol ( $\rho_s$ ) calculées à partir du modèle de Waxman et Smiths (*W&S*) en fonction de celles calculées à partir de la loi d'Archie. A partir des mesures réalisées a. dans la parcelle cultivée et b. dans la prairie L3. Les résistivité de fluides présent en compte sont des mesures moyennes de prélèvement dans les piézomètres. Les droites noires représentent les droites 1:1.**

Pour la suite, les calculs (ou modélisation) de la résistivité électrique du sol seront effectués en utilisant l'équation d'Archie :

$$\rho_r = 1.01 \times \rho_f \times \phi^{-2.73} \times Sat^{-2} \quad (\text{Eq. 51})$$

Dans le domaine saturé ( $W_r - W_p - W_l$ ) la résistivité de la matrice argileuse peut être calculée, pour différentes résistivités de fluide, et peut être représentée en face de la courbe de retrait (Figure 101). En considérant un profil structural de sol à teneur en eau croissante de la « surface » vers la profondeur, il est alors possible de représenter des profils théoriques de résistivités électriques du sol pour différentes résistivités de fluide poral (Figure 101).

En prenant en compte la valeur de teneurs en eau d'un échantillon et sa mesure de  $CE$  au 1/5 il est possible de remonter à la résistivité du fluide contenu dans le sol avant sa dessiccation nécessaire pour la mesure de  $CE_{1/5}$  (Montoroi, 1997) :

$$CE_f = CE_{1/5} \times (5/W) \quad (\text{Eq. 52})$$

avec  $CE_f$  la conductivité électrique du fluide *in situ*,  $CE_{1/5}$  la conductivité électrique mesurée de l'extrait 1/5<sup>ème</sup> et  $W$  la teneur en eau de l'échantillon *in situ*.

Dans ces conditions il est possible de transformer un profil de  $CE$  au 1/5 en profil de résistivité de fluide. La deuxième étape est de profiter de l'homogénéité des profils structuraux du Bri pour calculer les profils de résistivité du sol en utilisant la loi d'Archie (Figure 101).

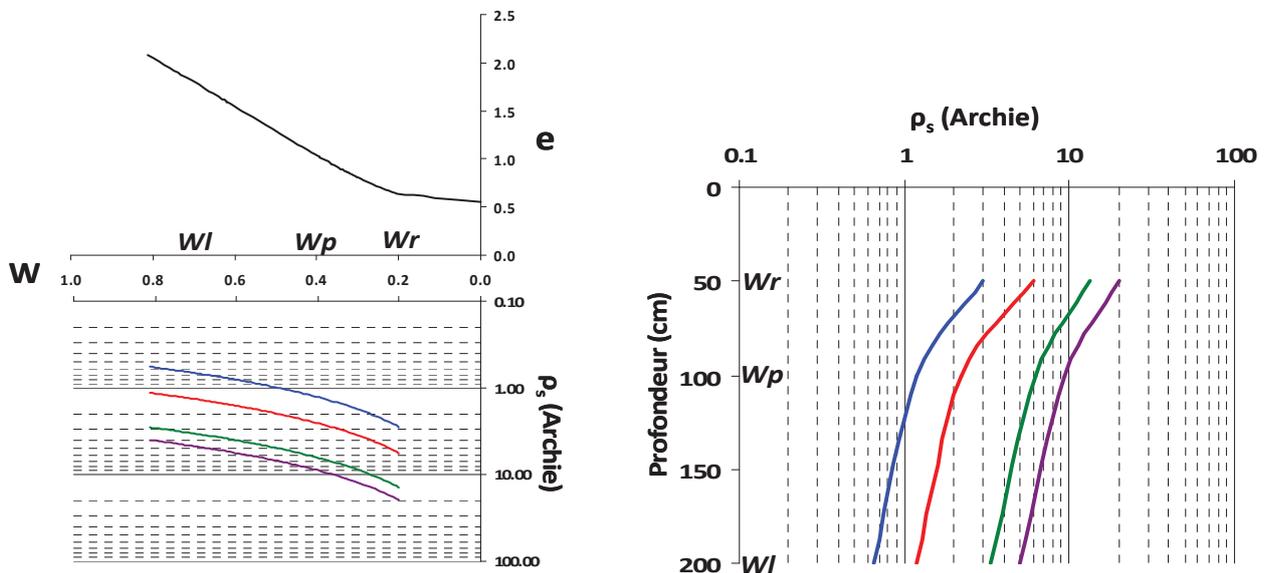


Figure 101: diagramme  $\rho_s$ - $W$ - $e$ . Les courbes de résistivités électriques théoriques sont déterminées à partir de la loi d'Archie pour des résistivité de fluide de 0.2 (bleu), 0.4 (rouge), 1 (vert) et 1.4  $\text{Ohm.m}^{-1}$  (violet) pour  $W > W_r$ . Les mêmes courbes peuvent être représentées sous forme de profil de résistivité des sol.

Pour la parcelle L3 les  $CE$  au 1/5 ont été mesurées sur les échantillons prélevés en septembre 2008 (carrés blancs) et Juin 2009 (losanges noirs) (Figure 102).

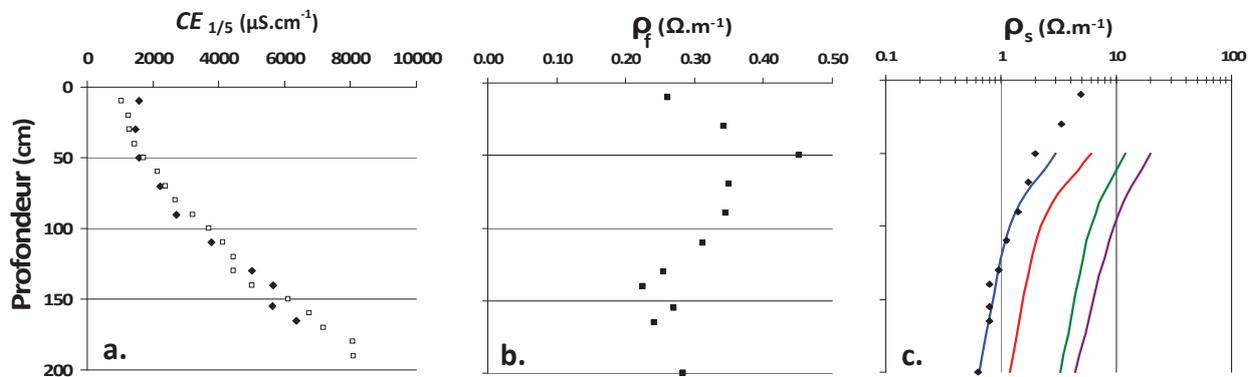


Figure 102 : a. Profil de  $CE_{1/5}$  pour la prairie L3, en Juin 2009 (noires) et en Septembre 2008 (blancs). b. calculs de résistivité électrique de la solution du sol à partir de la  $CE_{1/5}$  et des teneurs en eau de Juin 2009. c. Profils de résistivité électrique théorique du sol en fonction de la profondeur et déterminées à partir de la loi d'Archie et des résistivités électrique de fluide 0.2 (bleu), 0.4 (rouge), 1 (vert) et 1.4  $\Omega.m^{-1}$ (violet). Les losanges noirs représentent les profils calculés à partir des profils de  $\rho_w$  et de la loi d'Archie

Les résistivités de la solution du sol ont été calculées à partir de ces mesures de  $CE$  pour les mêmes dates en prenant en compte la teneur en eau du prélèvement (Montoroi, 1997). Les profils de résistivité du sol ont ensuite été recalculés à partir de ces profils de résistivités de fluide ( $\rho_w$ ) en utilisant la loi d'Archie. Le profil calculé se superpose parfaitement au profil théorique calculé pour une résistivité de fluide de 0,2  $\Omega.m$ . Les résistivités de fluide calculées ne sont que légèrement inférieures à celle mesurée « *in situ* » (0.26 – 0.30  $\Omega.m$  : Tableau 11 : Salinité et résistivité des prélèvements d'eau dans le piézomètre L3, en équivalent NaCl.).

Pour les sites S2, S3 et S4, les calculs de résistivité de fluide ont été réalisés à partir des mesures de  $CE_{1/5}$  effectuées sur les échantillons prélevés en juin 2009 (carrés noirs), Décembre 2007, Juin 2008 et Septembre 2008 (carrés blancs) (Figure 103). Les calculs des profils de résistivité des sols ont été effectués via la loi d'Archie (Eq.43) en utilisant les profils de teneur en eau d'Avril 2009 et les porosités de sol correspondants. En fait la quasi invariabilité des profils de  $CE_{1/5}$  avec le temps permet de les utiliser pour tous les profils de teneur en eau. Les profils de résistivité des sols calculés montrent de fortes diminutions de résistivité avec la profondeur. Ils présentent des formes cohérentes avec les profils de  $CE_{1/5}$  : forte résistivité en surface pour faible valeur de  $CE_{1/5}$  et inversement faibles résistivité en

profondeur pour les fortes valeurs de  $CE_{1/5}$ . Trois principaux niveaux sont discernables sur les profils calculés (Figure 103) :

- un premier niveau (de la surface à 100/120 cm de profondeur) pour lequel les points calculés s'alignent sur la courbe de résistivité théorique calculée pour une résistivité de fluide peu salé (courbes verte et violette ; 1 et 1,4  $\Omega.m$ ).

- un niveau intermédiaire pour lequel la diminution de résistivité est supérieure à la diminution induite par la simple variation de porosité.

- un niveau profond pour lequel les résistivités calculées se rapprochent des courbes théoriques calculées pour des résistivités de fluide correspondant aux milieux salés (courbes bleue et rouge ; 0,2 et 0,4  $\Omega.m$ ). Ceci correspond bien aux résistivités électriques de solution mesurées dans les prélèvements effectués dans les piézomètres fin Mars 2009 (0.6  $\Omega.m$ , 0.4  $\Omega.m$  et 0.5  $\Omega.m$  pour S2, S3 et S4 respectivement) (Tableau 11).

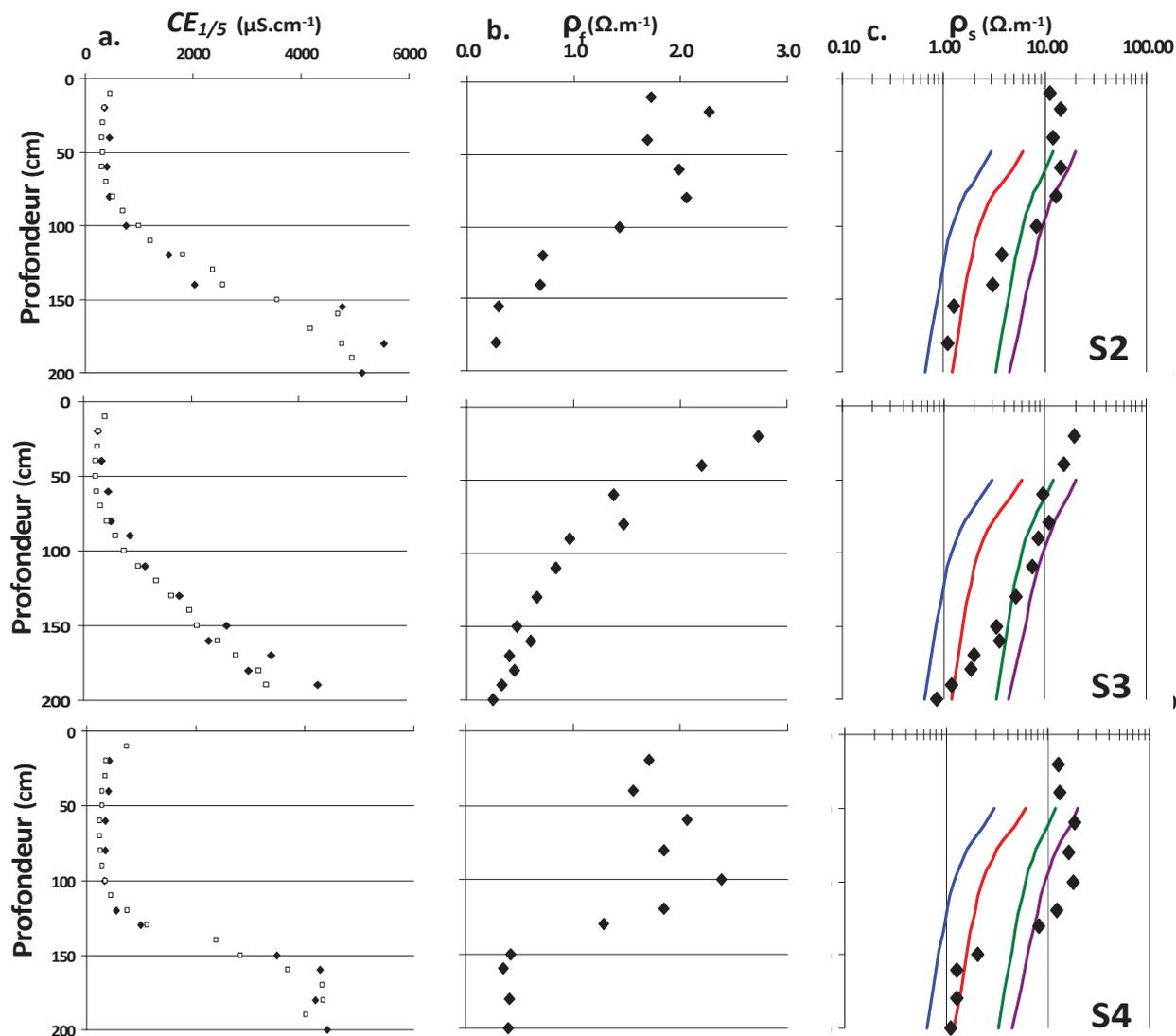


Figure 103 : a. Profils de  $CE_{1/5}$  du sol sur extrait 1/5<sup>ème</sup> de Juin 2009 (carrés noirs) pour S2, S3 et S4, juin 2008 pour S2 (carré blancs), Septembre 2008 pour S3 (carrés blancs), décembre 2007 pour S4 (carrés blancs). b. Profils de résistivité de la solution du sol en S2, S3, S4 calculés à partir des profils de  $CE_{1/5}$  et  $W$  d'avril 2009 (Montoroi, 1997). c. Profils de résistivité du sol calculés à partir des résistivités de solution calculés et porosité du sol mesurés. Les profils de résistivité théoriques des sols sont calculés pour des résistivités de fluides égales à 0.2 (bleu), 0.4 (rouge), 1 (vert) et 1.4  $\Omega.m^{-1}$ (violet).

## IV.2. Conclusion

### IV.2.1. *Prospection et caractérisation structure – salinité des sols de marais*

Les exploitations agricoles de marais côtiers sont confrontées aux problèmes de stress hydrique pour la croissance des plantes aussi bien pour les prairies que rendement de culture.

Ces problèmes de stress hydrique sont d'autant plus d'actualité dans ces territoires du fait qu'ils ont été gagnés par poldérisation et que les cultures s'y pratiquent dans des parcelles très souvent drainées. Les exploitations agricoles doivent également faire face au problème de stress salin à cause de l'origine fluvio-marine des sédiments sur lesquels les sols se sont formés.

La gestion de ce territoire impose donc une reconnaissance des structures, teneurs en eau et salinité des sols. Généralement ces reconnaissances sont basées sur des investigations ponctuelles : profils de teneur en eau et densité humide à partir de carottage et reconnaissance de salinité à partir de mesure de *CE* sur les mêmes carottages.

La question est de savoir si une méthode de prospection de surface est capable de rendre compte de ces évolutions à la fois structurales et de salinité des sols et si elle peut donner des résultats cohérents en trois dimension ; à la fois spatiale sur l'ensemble de la superficie de la parcelle étudiée mais également en profondeur par rapport à l'enracinement des plantes.

Les mesures de résistivités semblent toutes indiquées de part l'intégration de la porosité et salinité de fluide dans la mesure. Les marais côtiers sont constitués de minéraux argileux, or ceux-ci peuvent influencer les valeurs de résistivités des sols à cause des phénomènes de conductivités de surface associés à leurs grandes surfaces spécifiques. Dans nos territoires étudiés (Marais de Rochefort) nous venons de démontrer que ce phénomène peut être négligé face aux fortes salinités des fluides et que les relations structures (teneur en eau) des sols et leur résistivité peuvent être traduites par une simple loi d'Archie. Cette loi d'Archie a été localement établie à partir, également, d'investigations ponctuelles par couplage pénétromètre dynamique-salinomètre (Bernard-Ubertozzi et al., 2009).

L'objectif d'essayer de caractériser à la fois les évolutions verticales de structure des sols et leur salinité par des mesures de résistivité nécessite à la fois de mettre en équations les relations structure – résistivité et les relations salinité – résistivité.

Les relations structures-résistivités ont été mises en équation via la loi d'Archie en s'appuyant sur la courbe de retrait de la matrice argileux. Cette courbe de retrait représentée dans un diagramme *W-e* est « normalisée » : tous les profils structuraux des sols de marais sont représentés sur cette courbe à partir de simples profils de teneurs en eau. Les relations salinité-résistivité sont intégrées dans la loi d'Archie via la résistivité (ou salinité) du fluide. La première idée de prélever les eaux dans des piézomètres et de les analyser donne bien des informations importantes mais pas assez précises pour représenter les gradients de salinité de nappe en fonction de la profondeur. A l'inverse les mesure de *CE* au 1/5 sur les sols prélevés

dans les carottages permettent d'établir des profils quantitatifs en fonction de la profondeur par pas de 10 cm. L'objectif est donc d'utiliser ces profils de  $CE$ , faciles à mesurer, pour établir les profils de salinité de nappe correspondant. Les calculs sont basés sur la méthode de Montoroi (1997). L'incertitude qui se pose est de savoir si ces profils de  $CE$  sont stables dans le temps et représentatif de chaque site étudié. Les mesures effectuées sur la parcelle « Les grandes prises » montrent les évolutions géographiques des profils en fonction de leur localisation par rapport aux alimentations en eau douce mais également leur stabilité dans le temps. C'est profils sont gouvernés par les battements de nappe et ont montré une stabilité parfaite entre 2006 et 2010. A partir d'un profile de  $CE$  il est alors possible de recalculer les salinités de fluides pour les différentes saisons à partir des évolutions des profils de teneurs en eau.

La courbe de retrait de la matrice argileuse  $W-e$  permet donc de faire le lien numérique entre :

- Structure – résistivité à résistivité de fluide constante via la loi d'Archie

$$\rho_r = 1.01 \times \rho_f \times \phi^{-2.73} \times Sat^{-2} \quad (\text{Eq. 53})$$

- et la  $CE$  – salinité de fluide via l'équation de Montoroi (1997) :

$$CE_f = CE_{1/5} \times (5/W) \quad (\text{Eq. 54})$$

Grâce à l'homogénéité textural et minéralogique du Bri dans les territoires les évolutions structure – salinité des sols de marais peuvent être représentés dans le diagramme croisé  $W - e - CE - \rho_s$  (Figure 104):

- $W - e$ , pour la structure verticale des sols via la courbe de retrait de la matrice argileuse
- $e - CE$ , pour les profils de  $CE$ .
- $CE - \rho_s$ , pour les profils de  $\rho_s$  calculés via la loi d'Archie et la transformation des valeurs de  $CE$  en résistivité du fluide via les équations de Montoroi.
- $\rho_s - W$ , pour la comparaison entre un profil de  $\rho_s$  calculé à partir de profils de  $W$  et de  $CE$  (digramme croisé  $CE - \rho_s$ ) et les profils de  $\rho_s$  calculés à partir de la courbe de retrait (loi d'Archie) pour différentes valeurs de  $\rho_w$ . Ce diagramme permet de comparer les profils de  $\rho_s$  avec des niveaux de salinités différentes.

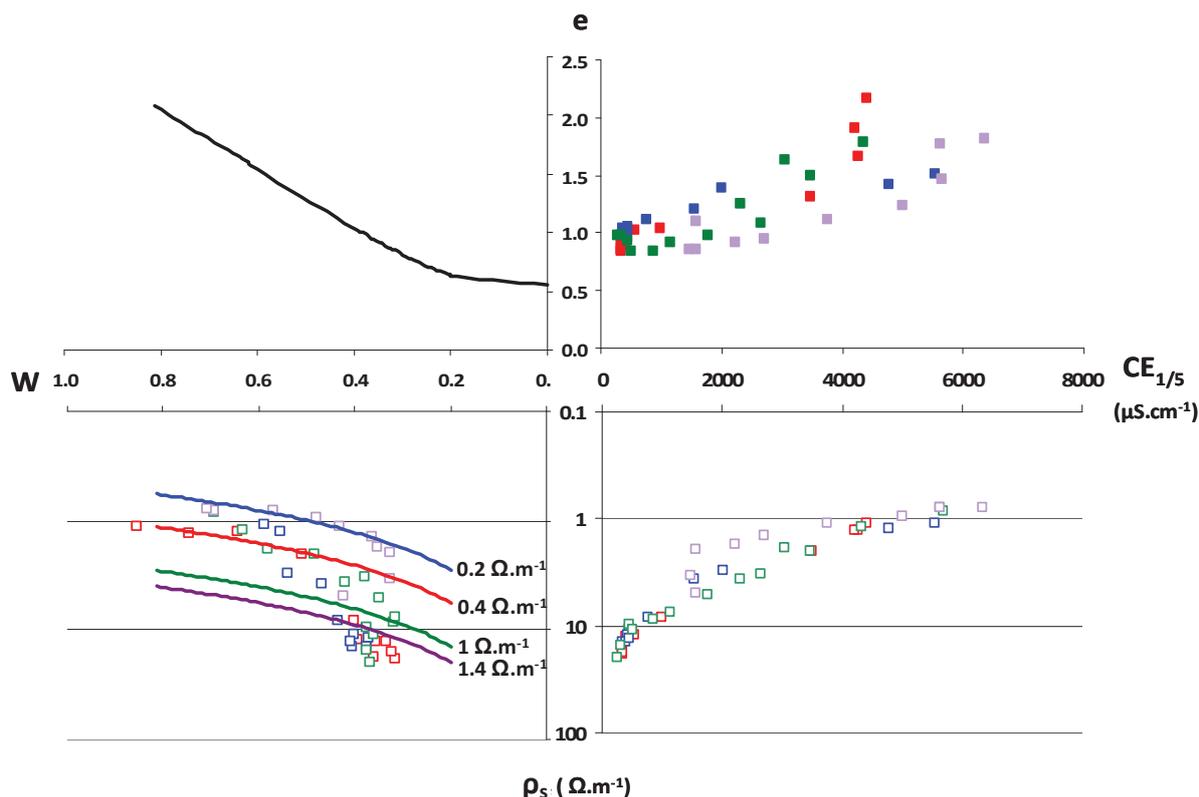


Figure 104 : Diagramme croisé  $e - W - \rho_s - CE_{1/5}$ . Les carrés représentent les profils mesurés en Avril 2009 en S2 (bleus), S3 (rouges), S4 (verts) et en L3 (mauves).

L'enregistrement d'un profil de  $CE$  se fait en même temps que les profils de  $W$ . Pour une courbe de retrait déterminée par un type de sol, les représentations de profil de  $CE$  dans un diagramme  $e - CE$  et  $CE -$  résistivité de fluide est automatique. Le passage au profil de résistivité de fluide à résistivité de sol nécessite le calage de la loi d'Archie (où l'équation de Waxman et Smits qui prend en compte la CEC). La superposition de nappe de salinités différentes est clairement visualisée dans le diagramme  $\rho_s - W$ .

#### IV.2.2. Influence des profils structuraux et de $CE$ sur les rendements de culture (exemple du maïs)

La parcelle « Les Grandes Prise » a été suivie du point de vue rendement de culture depuis 2006. C'est une parcelle cultivée alternativement en blé (culture d'hiver) et en maïs (culture de printemps). Les rendements sont directement associés aux niveaux de nappe et :

- seulement aux niveaux de nappe pour les cultures d'hiver pour lesquelles l'enracinement n'atteint pas les niveaux salés en profondeur (cas du blé)
- mais également, en plus, au stress salin pour les plantes dont l'enracinement rabaisse la nappe jusqu'aux niveaux salés (cas du maïs).

En 2009, pour le blé, les rendements sont supérieurs à 100 qx/ha. Ils sont meilleurs en S3, S4 et K3C-D qu'en S2 (Figure 105). Les différences peuvent s'expliquer par les niveaux piézométriques entre janvier et mars. En S2, l'excès d'eau du bassin versant maintient un niveau piézométrique en moyenne à 60 cm de profondeur avec des remontées jusqu'à 8 cm de profondeur. L'enracinement et le développement de la plante sont donc limités par ces hauteurs d'eau. En S3, S4 et K3C-D les moyennes des niveaux piézométriques sont respectivement à 100 cm 120 cm et 110 cm de profondeur. L'enracinement n'est donc pas limité par le niveau de nappe et la plante peut se développer.

Les profondeurs atteintes par l'enracinement sont caractérisées par de faible valeur de  $CE (< 5 \text{ mS.cm}^{-1})$ .

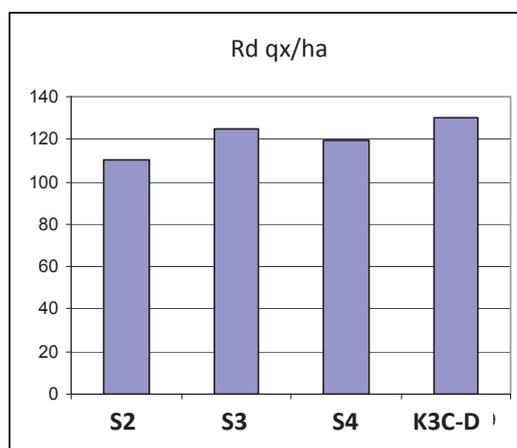


Figure 105 : Culture de blé 2009 : rendements par hectare

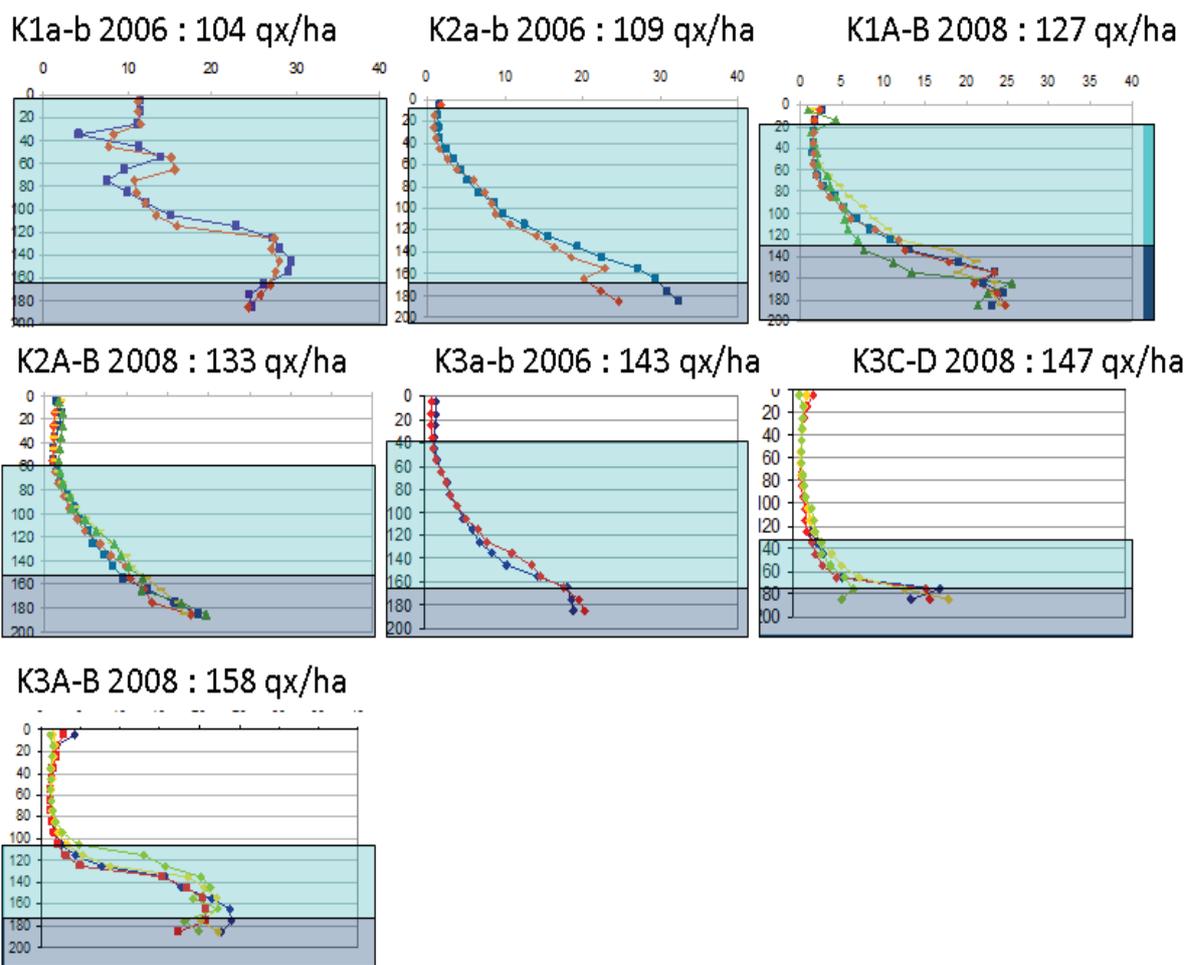


Figure 106 : Classement dans l'ordre croissant des profils de  $CE_{1/5}$  ( $mS.cm^2$ ) selon le rendement correspondant. Bleu foncé = nappe permanente, bleu clair = battement de nappe.

Le rendement du maïs est directement impacté par la qualité du sol ( $CE$ ). Les profils de  $CE$  ont été classés en suivant l'ordre croissant des rendements correspondants (Figure 106). Les évolutions des niveaux piézométriques montrent que le rabattement de nappe due à la consommation d'eau du maïs est particulièrement important : les niveaux de nappe descendent à 2 m, 1.5 m et 2.3 m en S2, S3 et S4 respectivement. Les valeurs de  $CE$  mesurée à ces profondeurs sont 20, 10 et 20  $mS.cm^{-1}$ . Elles correspondent à des eaux très salées mais en fait l'ensemble du profil de  $CE$  (et de salinité du sol) va influencer la croissance de la plante au fur et à mesure de son enracinement. Les rendements du maïs en qx/ha, mesurés en 2006 et 2008 par le personnel de l'INRA de Saint Laurent de la Prée, ont été associés aux profils de  $CE$ . La partie supérieure lessivée (et dessalée) semble directement impacter les rendements de culture.

Globalement, plus la profondeur de désalinisation est importante (associée au gradient de C.E « brutal »), plus le rendement est bon : la nappe est plus basse, il y a donc plus de lessivage en surface et la couche sodique est plus profonde. Le maïs étant sensible au sel, il se développe mieux dans ce type de configuration.

Finalement, les profils de conductivité électrique du sol (associés aux rendements correspondants) ont été comparés à des profils de conductivité électrique calculés à partir de fonctions simples. Les courbes calculées avec des fonctions logarithmiques montrent un très bon calage avec les courbes mesurées (Figure 107).

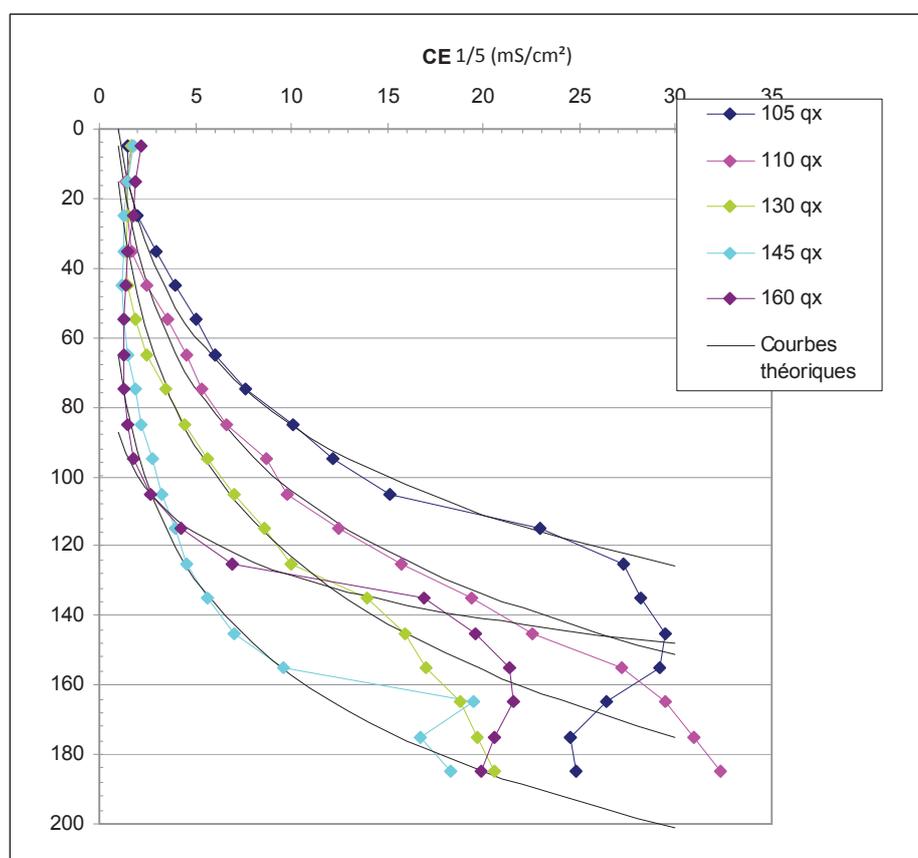


Figure 107 : Calage des profils de  $CE_{1/5}$  mesurés et de courbes calculées.

Les courbes de  $CE$  calculées présentées sont donc obtenues à partir d'une fonction logarithmique du type :

$$p = a \times \ln CE + b \quad (\text{Eq. 55})$$

avec  $p$  la profondeur (cm) et  $CE$  la conductivité électrique au 1/5<sup>ème</sup> ( $\text{ms}/\text{cm}^2$ ). Les paramètres « a » et « b » sont ajustés pour caler au mieux les courbes calculées sur les profils mesurés correspondants aux différents rendements (Figure 106).

## V.CONCLUSION – DISCUSSION

La formation des marais côtiers par dépôts de sédiment fluvio-marin puis dessiccation et consolidation, confrontent les utilisateurs de ces territoires à gérer des problèmes de consolidation des sols, tassement des sols, de stress hydrique et de stress salin pour les exploitations agricoles. Les évolutions structurales de ces sols sont associées à des problèmes de sodicité et de salinité. En effet, ces territoires, gagnés sur la mer par poldérisation successives depuis le Moyen Âge, sont généralement séparés géographiquement en deux types de marais : le marais mouillé et le marais desséché. Les marais mouillés servent de stockage d'eau douce issue des remontées du substratum qui constitue la périphérie de ces bassins. Les marais desséchés qui constituent la partie centrale de l'essentiel de la superficie des bassins.

Finalement la gestion de ces deux territoires est confrontée à deux objectifs contradictoires :

- la conservation des niveaux d'eau dans les marais mouillés périphériques par rapport à la pérennité de la biodiversité avec des objectifs d'observatoire ou de parc naturel.
- Le dénoyage des marais desséchés pour des objectifs d'agriculture, élevage sur prairie ou de culture actuellement effectuée sur parcelles drainées.

Par rapport à ces problématiques et la gestion des niveaux d'eau s'ajoutent donc les transferts eau douce, issue des coteaux, sur la nappe du Bri saturée en eau salée fossile.

Ce travail de thèse a été réalisé dans le prolongement de travaux précédents (Bernard, 2006 ; Anongba, 2007) qui avaient conduit à la formation d'un modèle conceptuel basé sur les évolutions verticales de structure du Bri face aux mécanismes de dessiccation et consolidation du Bri. Ce modèle conceptuel s'appuyait (1) sur les profils structuraux du Bri salés, sur les limites de retrait ( $W_r$ ), de plasticité ( $W_p$ ) et de liquidité ( $W_l$ ) du matériau argileux et sur des profils géo-électrique qui montraient une salinité de nappe du Bri croissant de la périphérie vers le centre du Marais Poitevin (Bernard, 2006), et (2) sur des analyses d'eaux prélevées dans la « nappe » du Bri caractéristiques de mélanges eau douce – eau salée synchrones de la mise en place des sédiments (Anongba, 2007).

A la suite de ces travaux, l'objectif de cette thèse a été de travailler sur deux « zones ateliers » susceptibles de caractériser les mécanismes d'évolution structurale des sols de marais en tenant compte des transferts hydriques. Les deux zones atelier comprennent :

- des parcelles en prairies, non drainée, où le niveau de nappe affleure à la surface. Ces prairies sont suffisamment éloignées des coteaux calcaires pour s'affranchir d'alimentation en eau douce latérale.

- une parcelle cultivée alternant culture d'hiver (blé) et culture de printemps (maïs). Cette parcelle, drainée à 1 m de profondeur, est accolée au coteau calcaire. Elle permet d'observer les effets des apports d'eau douce sur la nappe de Bri salée et les effets de la croissance du maïs sur les évolutions structurales du Bri avec la profondeur.

Les travaux précédents avaient mis en évidence les relations structure du Bri – propriétés hydromécaniques en utilisant la droite de retrait du matériau argileux comme lien entre structure, résistance au pénétromètre dynamique ( $Qd$ ) et résistivité du sol ( $\rho_s$ ). Les résultats étaient résumés dans un diagramme croisé de type  $W - e - Qd - \rho_s$ . Les relations structures – conductivité hydraulique avaient été montrées, via des essais oedométriques effectués sur la matrice argileuse.

La démarche de ce travail a suivis la chronologie suivante :

- reconstruction et modélisation de la courbe de retrait du Bri dans l'objectif d'optimiser la relation structure – propriété hydromécanique du Bri et de vérifier la cohérence des profils structuraux mesurés sur les zones ateliers avec cette courbe de retrait.

- vérifier les relations profils de résistance au pénétromètre et profil structuraux. Cette partie du travail a permis de valider les corrélations structure -  $Qd$  via soit des équations de Perdok modifiées (Bernard, 2006), soit par l'utilisation de lois puissance. La loi puissance est intéressante de part sa simplicité de mise en œuvre. Elle n'a besoin que de deux paramètres (A et b) à déterminer contre quatre ( $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$ ) pour l'équation de Perdok. La variabilité des paramètres de la loi puissance (équation) est plus faible que celle des paramètres de l'équation de Perdok. D'autre part, le rôle des paramètres A et b plus simple à appréhender.

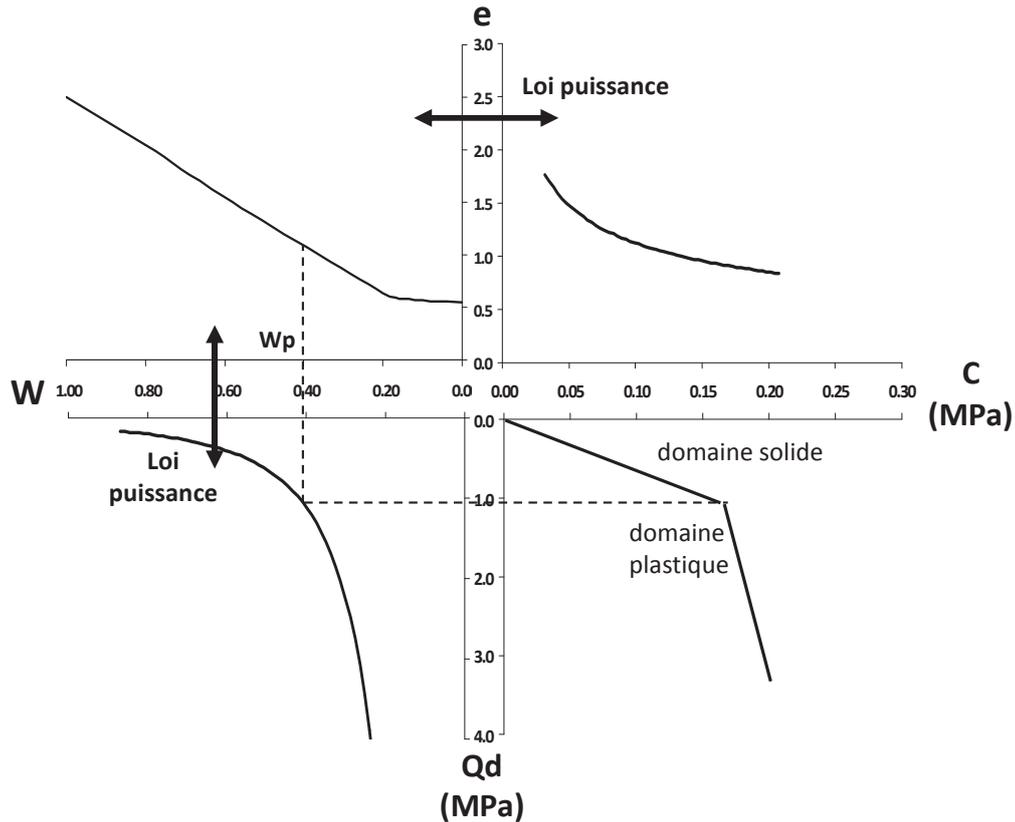


Figure 108 : Diagramme croisé  $e-W-Qd-C$  lié au comportement mécanique du Bri dans la parcelle en prairie. La mise en évidence de la limite de plasticité  $Wp$  montre le changement de comportement du matériau à cette limite. Les relations  $e-C$  et  $W(e)-Qd$  présentent des profils types de dessiccation à partir des profils de référence L3 (équations 35, 37) et Octobre 2008 (S2, S3 et S4) (équations 31, 33).

- En plus des relations précédentes, les relations cohésion-structure ont été étudiées avec un objectif d'explication des mécanismes d'évolution de structure par rapport au rôle de la cohésion dans les mécanismes de fracturation (Figure 108). La résistance à la pointe est pratique pour visualiser les évolutions de structures, mais effectivement pas suffisante pour l'étude des mécanismes. La relation structure – cohésion est validée à partir de la courbe de retrait. Cette relation est corrélée également à partir des équations de Perdok et des lois puissance. Cette dernière étant toujours préférée de par sa simplicité d'utilisation. Afin de comprendre le comportement du sol en fonction de son utilisation, les deux sites choisis permettent comparer les évolutions de structure en fonction de leur utilisation. Pour les parcelles en prairie, la prairie L3 sert de référence car son profil structural évolue en continue avec la profondeur, seulement sous l'effet du front de dessiccation issues de la surface. La prairie voisine, F4, montre que la présence d'un paléosol peut être mise en évidence grâce à l'effet mémoire du sol. Pour la parcelle cultivée, les mesures réalisées en Octobre 2008

servent de référence. Ce profil de dessiccation de référence correspond à un profil non perturbé par la déstructuration de surfaces causées par la période de moisson et de labour. Ces profils de référence permettent de mettre en évidence, sur les représentations graphiques, la superposition des changements de structure due aux pratiques agricoles. Les profils de cohésion permettent d'intégrer un paramètre mécanique dans l'explication des mécanismes de propagations de fracture associés aux phénomènes de dessiccation-retrait et la création d'un « modèle » conceptuel de propagation des fractures. Ce modèle s'est vérifié cohérent avec les observations pétrographiques effectuées en deux dimensions et en trois dimensions (Figure 109).

- L'homogénéité texturale et minéralogique permet de « projeter » les mesures réalisées *in situ* sur le comportement de la matrice argileuse et de permettre le changement d'échelle dans le diagramme croisé  $e-W-C-K$ . Le lien entre conductivité hydraulique et profil de  $C$  distingue clairement les comportements hydromécaniques des milieux solides à plastiques/liquides (Figure 110).

Finalement les évolutions de structure aboutissent à la superposition de deux niveaux :

- le niveau supérieur entre la profondeur  $Wp$  et la surface.
- le niveau inférieur du Bri à l'état saturé plastique à liquide.

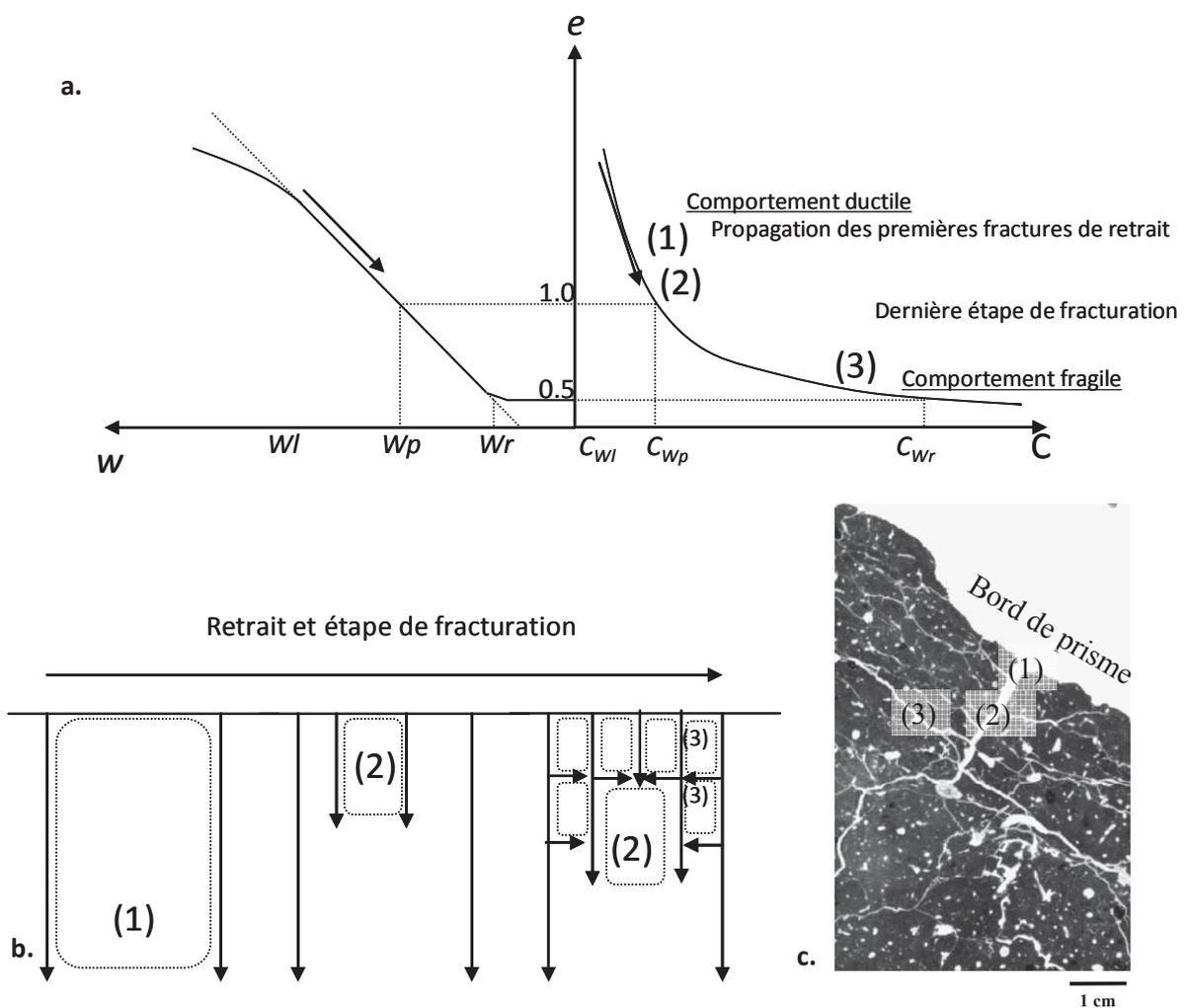


Figure 109 : a. Diagramme  $W-e-C$  montrant les évolutions de comportement de la matrice argileuse suivant une loi puissance. b. évolutions schématiques de la fracturation. c. Image d'un bord de prisme montrant les évolutions de fractures à l'échelle d'un prisme. Les marques 1, 2 et 3 représentent les étapes de la fracturation aux différentes échelles.

Cela correspond à deux types d'échelles d'observation du point de vue comportement hydromécanique. Celui de la matrice argileuse à l'état saturé, caractérisée par sa courbe de

retrait, les propriétés hydraumécaniques de matrice sont gouvernées par les arrangements particuliers. Elles sont montrées par le diagramme croisées  $e-W-C-K$ . Ce comportement de matrice est « sans dimension » car applicable au Bri dans son ensemble à l'échelle macroscopique, pour les profondeurs supérieur à  $Wp$  mais également à l'échelle microscopique car applicable à des microsites pour les profondeurs supérieur à  $Wp$  mais également aux mottes ou aux peds constituant les prismes de dessiccation localisés entre la surface et  $Wp$ .

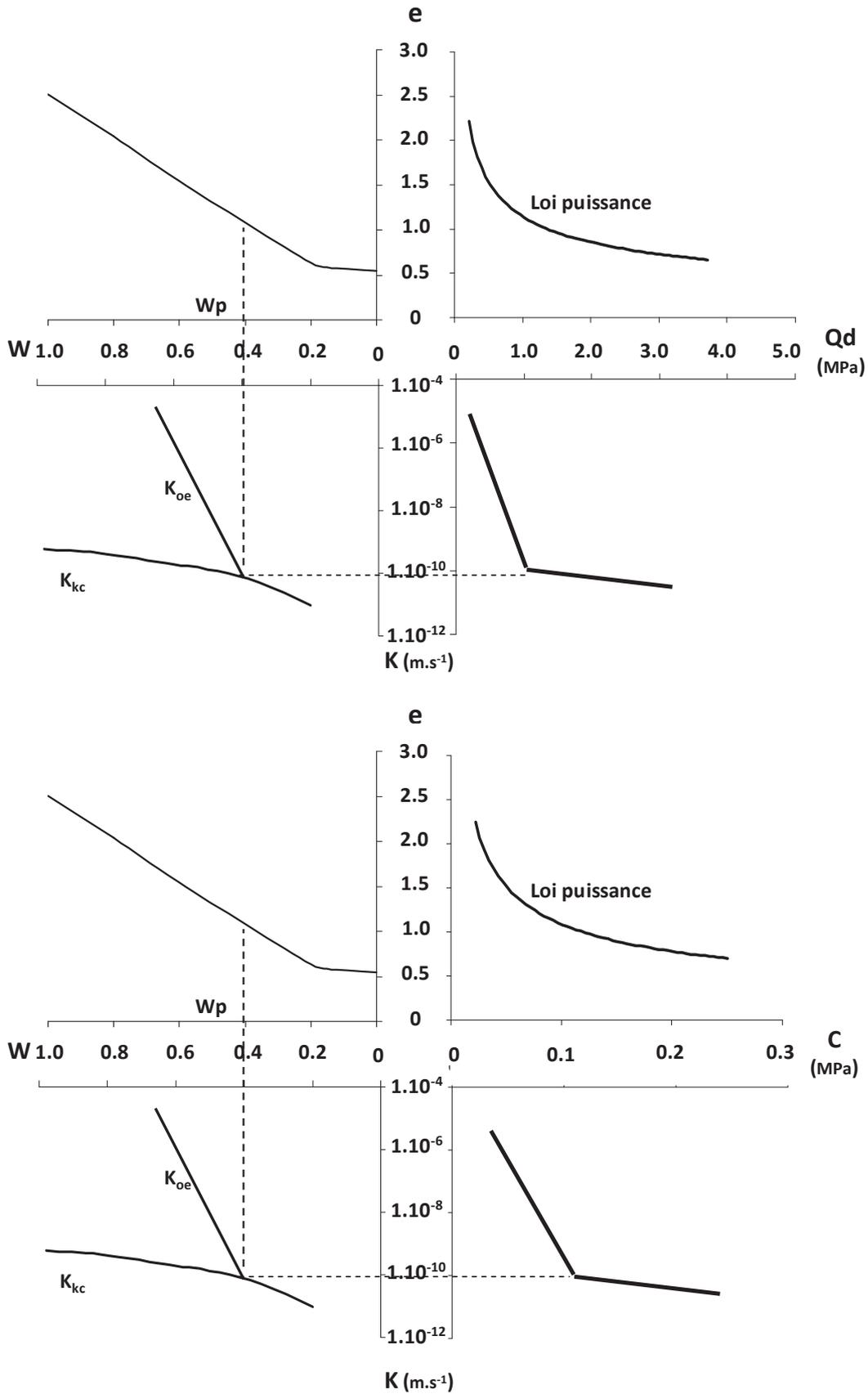


Figure 110 : Diagrammes croisés  $e-W-Qd - K$  et  $e-W-C - K$  montrant le comportement hydromécanique du Bri dans la parcelle en prairie. La mise en évidence de la limite de plasticité  $Wp$  montre le changement de comportement du matériau à cette limite. Les relations  $e-Qd$  et  $e-C$  sont mis en évidence par des lois puissance. Les relations  $W-K$  sont liées par l'équation de Kozeny Carman ( $K_{kc}$ ) (pour  $W < Wp$ ) et par des mesures à l'oedomètre ( $K_{oe}$ ) (pour  $W > Wp$ ).

- La différence essentiel entre le niveau superficiel ( $<W_p$ ) et le niveau profond ( $>W_p$ ) est la présence du réseau de fracture de dessiccation et les transferts verticaux d'eau de pluie qui sont ainsi permis. Les conductivités hydrauliques ont été mesurées par infiltrométrie et sont de l'ordre de  $10^{-5}$ -  $10^{-7}$  m.s<sup>-1</sup>. Celles-ci vont permettre le lessivage de ces sols formés par consolidation de sédiment initialement salés.

- Du point de vue gestion des territoires, les relations structures des sols et salinités sont à mettre en parallèle avec le stress hydrique et le stress salin pour les végétaux en général et les cultures plus particulièrement (Céréales ou prairies).

Un des objectifs de ce travail a été d'optimiser une méthode de prospection capable de caractériser le couple structure-salinité. En prospection géoélectrique, la loi d'Archie permet d'associer les deux en prenant en compte la porosité, la salinité de fluide et l'indice de saturation. Dans ce travail les prospections géoélectriques par panneau de résistivité sont couplées aux profils de conductivité électrique ( $CE_{1/5}$ ) des sols. L'intégration de ces profils de  $CE$  dans les « profils » de résistivité *in situ* est réalisé en utilisant les profils hydriques des sols et en transformant valeur de  $CE_{1/5}$  en salinité de fluide via l'équation de Montoroi (équation 54). Finalement, structure et salinité peuvent être corrélées dans un diagramme croisé  $e - W - CE - \rho_s$  en utilisant encore la courbe de retrait comme lien (Figure 111).

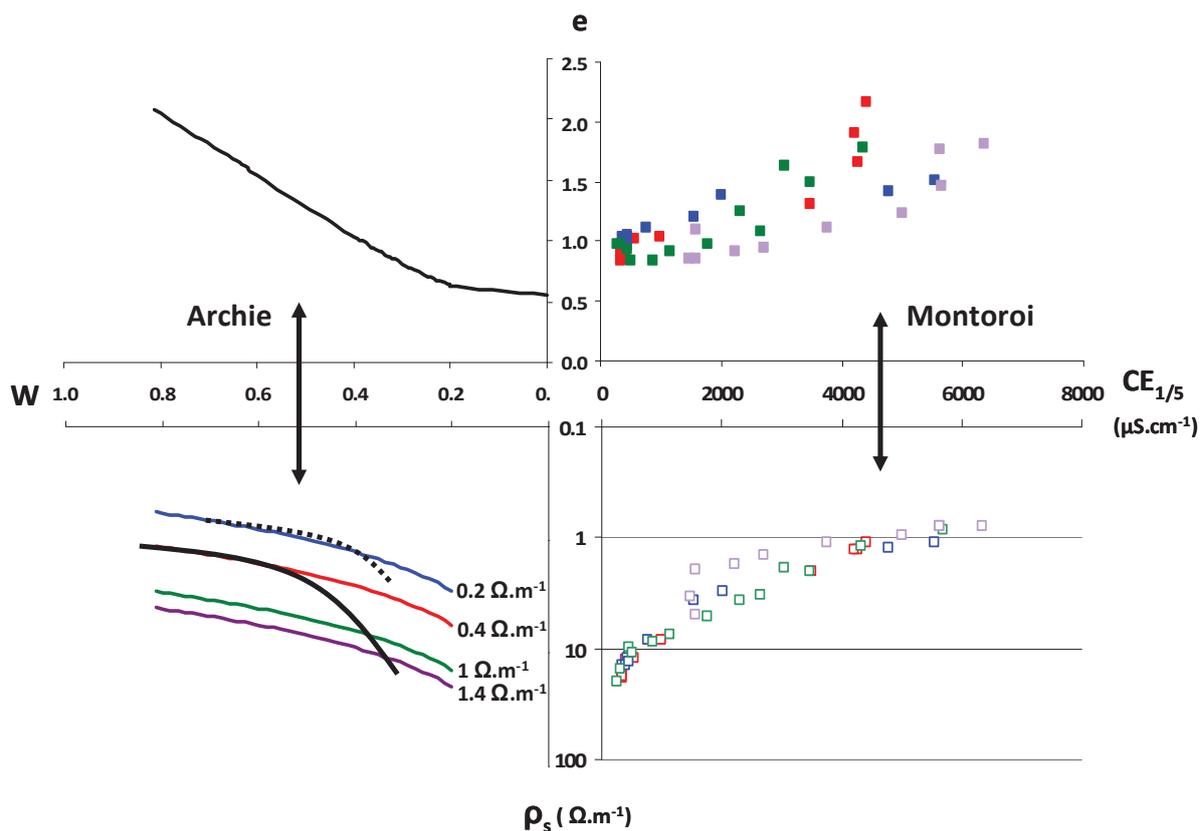


Figure 111 : Diagramme croisé  $e - W - CE - \rho_s$  reliant la résistivité de fluide et celle du sol à partir de la loi d'Archie (équation 8) (Bernard, 2006). Les profils de résistivité généraux de sol dans le diagramme  $W - \rho_s$  sont calculés à partir de la teneur en eau et de la CE pour L3 (courbe en pointillés) et pour la parcelle cultivée (courbe noire).

Deux étapes finales permettent de relier les profils de CE et/ou profil de résistivité au « rendement de culture » :

- l'explication des évolutions et formation des profils de CE. Celle-ci a été basée sur les variations de niveau de nappe. Le battement de nappe gouverne les variations du gradient de salinité entre zone superficielle et zone profonde. La profondeur du toit de la nappe gouverne l'épaisseur du sol « lessivé » et « dessalé ». Paradoxalement, les apports d'eau douce issue des coteaux calcaires, s'ils adoucissent le gradient de salinité empêche le lessivage et la désalinisation de surface.

- avec l'aide de l'INRA, les rendements de culture (maïs) ont été comparés aux différents profils de CE mesurés. Ce travail a permis de proposer un abaque profil de CE – rendement (Figure 112). Le site étudié a permis de mesurer une large gamme de profils de CE qui ont été « numérisés » sous forme de courbes logarithmiques simples. Les profils de CE ainsi calculés ont pu être corrélés quantitativement aux rendements mesurés. Les

rendements correspondants aux profils de C.E théoriques obtenus avec les données de 2006 et 2008 correspondent à des bonnes conditions climatiques. En cas de sécheresse, ces rendements sont surestimés d'environ 20% si l'on se base sur les données 2010. Par profil de CE le catalogue propose donc une gamme de rendements entre conditions favorables et conditions défavorables (Figure 112).

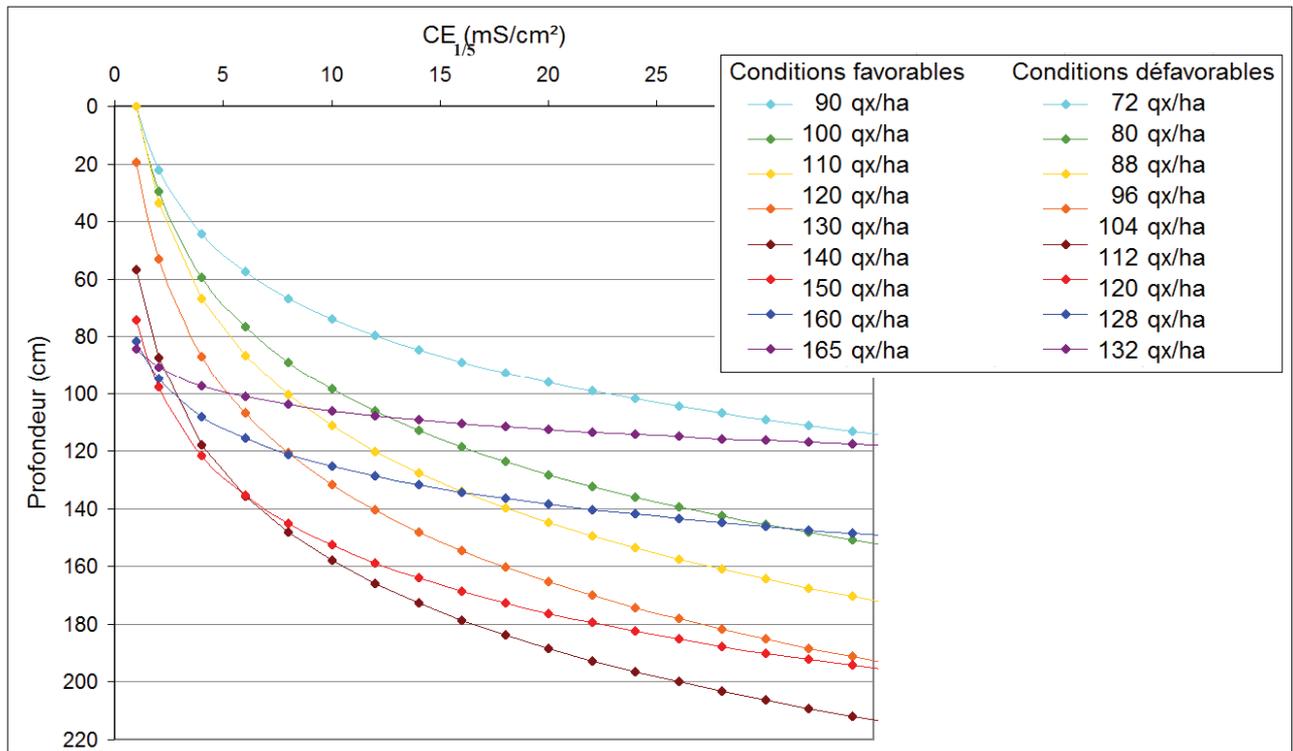


Figure 112 : "abaque" reliant le rendement à la  $CE_{1/5}$  mesurée. Conditions favorables = année 2006, 2008 ; Conditions défavorables = 2010. Les conditions défavorables correspondent à une année de sécheresse.

## **VI.PERSPECTIVES**

### **VI.1. Microtomographie**

Les relations structures et microstructure de ces sols de marais (Bri) ont déjà été proposés à partir d'analyses d'images 2D provenant de la numérisation de section polies (Bernard, 2006 ; Dudoignon et al., 2007). Pour ce travail, la conservation intacte de la structure du matériau a été faite par échange eau-acétone-résine (Lamandé et al. 2003).

Les essais d'acquisition de volume en trois dimensions ont été réalisés par microtomographie de rayons X sur les mêmes échantillons. En plus de quelques difficultés de re-échantillonnage des échantillons imprégnés, les images obtenues présentent des définitions inférieures comparées à celle obtenus sur les images en deux dimensions.

La confection d'échantillon de plus petites tailles nécessaires à l'observation en trois dimensions plus fine nécessite des développements en ce qui concerne les techniques d'imprégnations. Dans ce cadre, j'ai effectué des essais d'imprégnations d'échantillon de sol à partir d'une résine PMMA au laboratoire de Radiochimie de Helsinki (HYRL) dans le cadre du projet Européen POSINAM ([www.posinam.eu](http://www.posinam.eu); annexe III). Ces travaux sont toujours en cours.

### **VI.2. Changement d'échelle**

Finalement pour ces sols de marais, les relations structures –propriétés hydromécaniques ont été représentées dans le diagramme *W-e-C-K*. Grâce à l'homogénéité du matériau et à sa texture très fine ces relations sont « sans dimensions » et applicable à l'échelle de microsites. Dans les problématiques de stress hydrique et stress salin les microsites constitués par les interfaces racines / sol sont particulièrement intéressants à étudier. Du point de vue pétrographique les microstructures de matrices dans l'environnement d'une racine sont parfaitement caractérisables. L'arrangement des particules argileuses au sein de la matrice et la porosité sont quantifiables par analyses d'images sur lames minces et par microanalyses chimiques (Dudoignon et al., 2004). Chaque microstructure de matrice est caractérisée par un couple *e-W* et sa position sur la courbe de retrait. Les caractéristiques hydromécaniques de chaque micro-milieu sont disponibles sur le diagramme *W-e-C-K*. Suivant ce principe il est aisé de quantifier les interactions réseau racinaires / sol avec des objectifs : croissance de la plante et transferts (Figure 113).

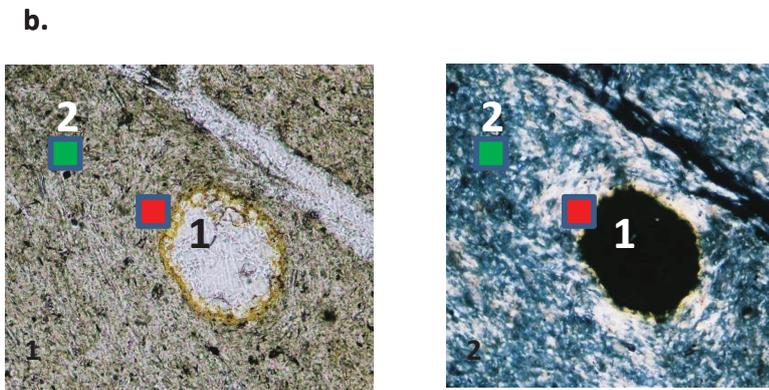
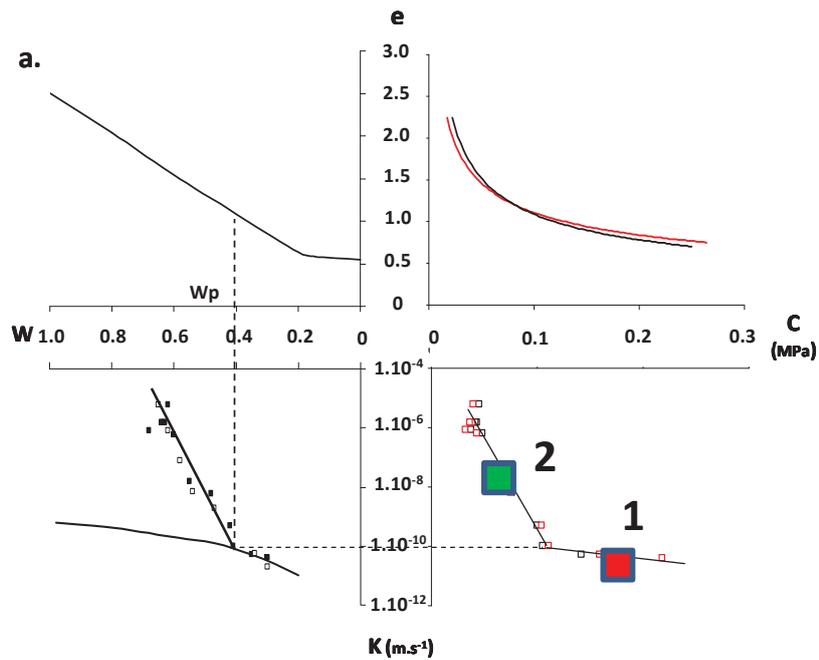


Figure 113 : a. Dans le diagramme  $W-e-C-K$ , les données représentées en rouge représentent la prairie L3 et les données noires correspondent aux données de la parcelle cultivée. b. Arrangement particulière des argiles au contact d'une racine, 1 domaine solide, 2 domaine plastique. Photographies par microscopie optique d'un passage de racine en lumière polarisée et lumière polarisée analysée.

### VI.3. Relation profils géo-électrique, fonctionnement hydrogéologique et salinité des sols.

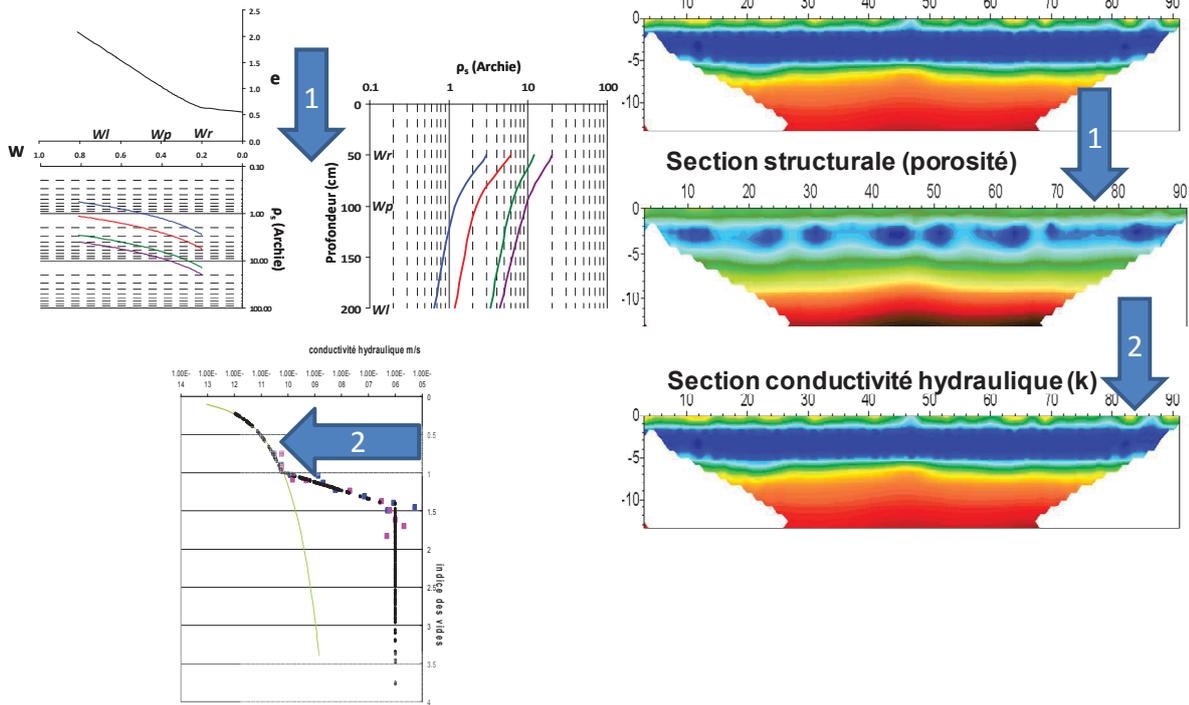
Les relations entre résistivité du sol et à la fois profil structural et profil de CE 1/5 ont été établies dans ce travail de thèse. Il reste à l'utiliser pour des « cartographies » *in situ* (Figure 114).

La transposition section de résistivité –section structurale (porosité, ou  $e$ ) s'effectue en utilisant la loi d'Archie étalonnée sur le site à condition d'être à salinité de fluide constante

La transposition section de porosité – section de conductivité hydraulique est aisée à partir de la relation  $e - K$  mesurée figure a)

La transposition section de résistivité – section de  $CE_{1/5}$  ou résistivité de fluide (salinité de nappe) est également facile à condition d'avoir le profil structural du sol.

a. À salinité de fluide constante



b. À profil de W ou e constant

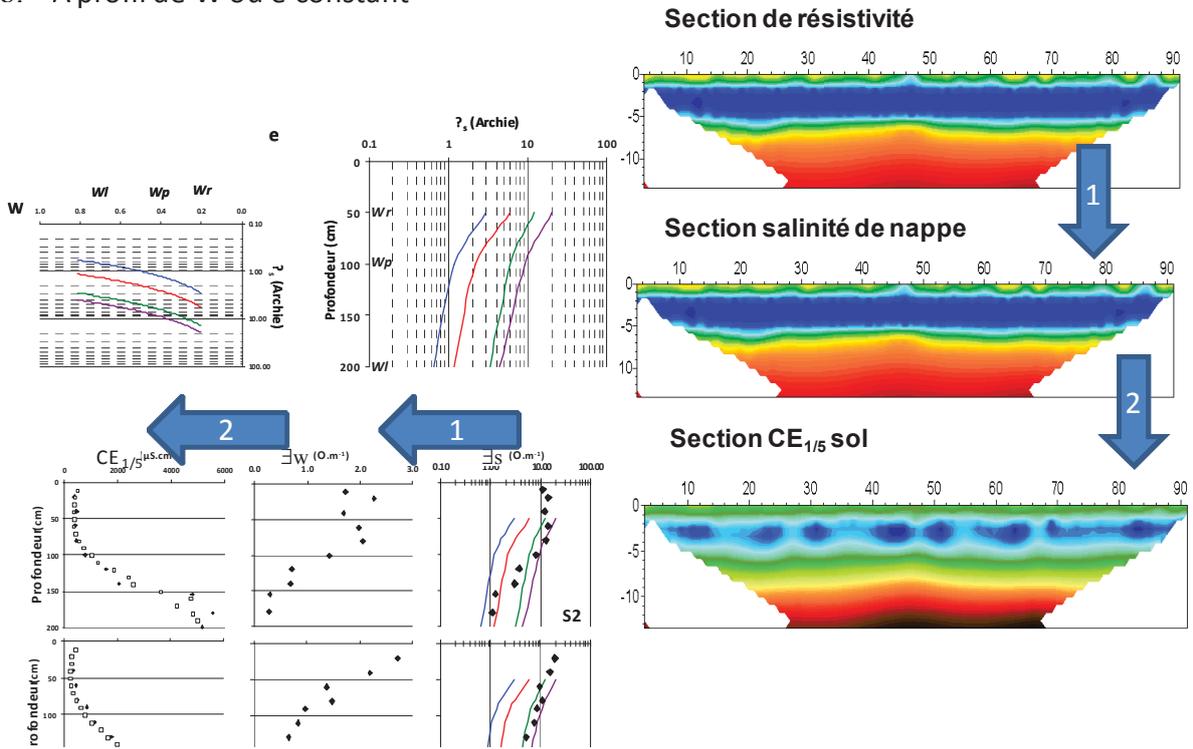


Figure 114 : Principe de transposition, a. section de résistivité → section de structure → section de conductivité hydraulique, b. section de résistivité → salinité de nappe → section de  $CE_{1/5}$

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Al-Mukhtar, M., Touray, J.-C. and Bergaya, F., 1999. Synthetic clay for the study of swelling behaviour of clayey soils: Na-laponite. (Une argile modèle pour l'étude du gonflement des sols argileux: La laponite-Na de synthèse). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Série IIa: Sciences de la Terre et des Planètes*, 329(4): 239-242.
- Anongba, B., 2007. Identification du système hydrogéologique des formations quaternaires et callovio-oxfordiennes du Marais Poitevin par approche couplée, minéralogique, hydrodynamique et géochimique. Thèse de doctorat. Université de Poitiers, 320 pp.
- Arch, J. and Maltman, A., 1990. Anisotropic permeability and tortuosity in deformed wet sediments. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6): 9035-9045.
- Archie, G., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 154: 1-8.
- Aydin, A. and Degraff, J.M., 1988. Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows. *Science*, 239: 471-476.
- Azib, M., 1989. Etude de l'évolution, de la genèse et du comportement des sols argileux salés, d'origine sédimentaire (Marais de l'Ouest). Aspect Morphologique, géochimique et hydrique. Thèse de doctorat. Université de Rennes, 141 pp.
- Barnaud, G. and Futsec, E., 2010. Conserver les zones humides ; pourquoi ? comment ? Quae, 230 pp.
- Bauer-Plaindoux, C., Tessier, D. and Ghoreychi, M., 1998. Mechanical properties of carbonatic clayey rocks: Importance of the calcite-clay relation - (Propriétés mécaniques des roches argileuses carbonatées : Importance de la relation calcite-argile). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Série IIa: Sciences de la Terre et des Planètes*, 326(4): 231-237.
- Beck, Y.L., 2008. Evaluation de l'état hydrique d'un sol fin par méthodes électriques et électromagnétiques : application à la géotechnique. Thèse de doctorat. Ecole Centrale de Nantes, 303 pp.
- Belanteur, N., Tacherifet, S. and Pakzad, M., 1997. Étude des comportements mécanique, thermo-mécanique et hydro-mécanique des argiles gonflantes et non gonflantes fortement compactées. *Revue Française de Géotechnique*, 78: 31-50.
- Bernard, M., 2006. Etude du comportement des sols de marais: Evolution minéralogique, structurale et hydromécanique (Marais de Rochefort et Marais Poitevin). Thèse de

- Doctorat. Université de Poitiers, 300 pp.
- Bernard, M., Dudoignon, P., Chevallier, C. and Pons, Y., 2006. Shrinkage and subsidence in a marsh soil: Measurements and preliminary model. *Soil Science Society of America Journal*, 70(6): 1834-1842.
- Bernard, M., Dudoignon, P., Pons, Y., Chevallier, C. and Boulay, L., 2007. Structural characteristics of clay-dominated soils of a marsh and a palaeosol in a crossed diagram. *European Journal of Soil Science*, 58(5): 1115-1126.
- Bernard-Ubertosi, M., Dudoignon, P. and Pons, Y., 2009. Characterization of structural profiles in clay- rich marsh soils by cone resistance and resistivity measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 73(1): 46-54.
- Biarez, J., Fleureau, J.-M., Zerhounil, M.-I. and Soepandji, B.S., 1987. Variations de volume des sols argileux lors de cycle de drainage - humidification. *Revue Française de Géotechnique*, 41: 63-71.
- Biarez, J. and Hicher, P.-Y., 2002. Elastoplasticité des sols et des roches - Modèles de comportement des sols et des roches., *Mécanisme de déformation des sols*. Lavoisier Ed., pp. 47-87.
- Bigorre, F., Tessier, D. and Pedro, G., 2000. Significance of CEC and surface area of soils. How clay and organic matter contribute to water properties. (Contribution des argiles et des matières organiques à la rétention de l'eau dans les sols. Signification et rôle fondamental de la capacité d'échange en cations). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planètes*, 330(4): 245-250.
- Billaud, J.P., 1984. *Marais Poitevin. Rencontre de la terre et de l'eau*. L'Harmattan, Paris, 265 pp.
- Bishop, A.W. and Blight, G.E., 1963. Some aspects of effective stress in saturated and partly saturated soils. *Géotechnique*, 13: 177-197.
- Boivin, P., 2007. Anisotropy, cracking, and shrinkage of vertisol samples Experimental study and shrinkage modeling. *Geoderma*, 138(1-2): 25-38.
- Boivin, P., Garnier, P. and Vauclin, M., 2006. Modeling the soil shrinkage and water retention curves with the same equations. *Soil Science Society of America Journal*, 70(4): 1082-1093.

- Braudeau, E., 1988a. General shrinkage curve equation for undisturbed soil samples. (Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés). *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II*, 307(15): 1731-1734.
- Braudeau, E., 1988b. Quantitative assessment of soil structural quality by means of shrinkage curves analysis. (Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol base sur l'etude de la courbe de retrait). *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II*, 307(18): 1933-1936.
- Braudeau, E. and Bruand, A., 1993. Determination of the clay shrinkage curve using the shrinkage curve of the undisturbed soil sample. Application to a soil sequence in Ivory Coast. (Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse a partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de sol non remanie. Application a une séquence de sols de Cote-d'Ivoire). *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II*, 316(5): 685-692.
- Braudeau, E., Costantini, J.M., Bellier, G. and Colleuille, H., 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. *Soil Science Society of America Journal*, 63(3): 525-535.
- Braudeau, E., Frangi, J.-P. and Mohtar, R.H., 2004. Characterizing nonrigid aggregated soil-water medium using its shrinkage curve. *Soil Science Society of America Journal*, 68(2): 359-370.
- Braudeau, E., Mohtar, R.H. and Chahinian, N., 2004. Estimating soil shrinkage parameters. *Developments in Soil Science*, 225-240 pp.
- Bruand, A., Cochrane, H., Fisher, P. and Gilkes, R.J., 2001. Increase in the bulk density of a Grey Clay subsoil by infilling of cracks by topsoil. *European Journal of Soil Science*, 52(1): 37-47.
- Bruand, A. and Tessier, D., 2000. Water retention properties of the clay in soils developed on clayey sediments: significance of parent material and soil history. *European Journal of Soil Science*, 51: 679-688.
- Campbell, R.B., Bower, C.A. and Richards, L.A., 1948. Change of electrical resistivity with temperature and the relation of osmotic pressure and ion concentration for soil extracts. *Soil Science Society of American proceedings*, 13: 66-69.
- Camuzard, J.P., 2000. Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques

- continentaux. Thèse de doctorat. Université de Caen, 509 pp.
- Carman, P.C., 1937. Fluid flow through granular beds. Transactions of Institute of Chemical Engineers, 15: 150-157.
- Cassan, M., 1988. Les essais in situ en mécanique des sols - réalisation et interprétation. Eyrolles, pp. 146-151.
- Chapellier, D., 2001. Prospection électrique de surface - Université de Lausanne.
- Chertkov, V.Y., 2000. Using surface crack spacing to predict crack network geometry in swelling soils. Soil Science Society of America Journal, 64(6): 1918-1921.
- Chertkov, V.Y., 2003. Modelling the shrinkage curve of soil clay pastes. Geoderma, 112(1-2): 71-95.
- Chertkov, V.Y., 2005. The shrinkage geometry factor of a soil layer. Soil Science Society of America Journal, 69(6): 1671-1683.
- Chertkov, V.Y., 2007a. The reference shrinkage curve of clay soil. Theoretical and Applied Fracture Mechanics, 48(1): 50-67.
- Chertkov, V.Y., 2007b. The reference shrinkage curve at higher than critical soil clay content. Soil Science Society of America Journal, 71(3): 641-655.
- Chertkov, V.Y. and Ravina, I., 1998. Modeling the crack network of swelling clay soils. Soil Science Society of America Journal, 62(5): 1162-1171.
- Chertkov, V.Y. and Ravina, I., 1999a. Analysis of the geometrical characteristics of vertical and horizontal shrinkage cracks. Journal of Agricultural Engineering Research, 74(1): 13-19.
- Chertkov, V.Y. and Ravina, I., 1999b. Morphology of horizontal cracks in swelling soils. Theoretical and Applied Fracture Mechanics, 31(1): 19-29.
- Chertkov, V.Y. and Ravina, I., 2004. Networks originating from the multiple cracking of different scales in rocks and swelling soils. International Journal of Fracture, 128(1): 263-270.
- Comparon, L., 2005. Etude expérimentale des propriétés électriques et diélectriques des matériaux argileux consolidés, Institut de Physique du Globe de Paris, 349 pp.
- Cornelis, W.M., Corluy, J., Medina, H., Diaz, J., Hartmann, R., Van Meirvenne, M. et Ruiz, M.E. 2006. Measuring and modelling the soil shrinkage characteristic curve.

- Geoderma, 137(1-2): 179-191.
- Dexter, A.R., Czyz, E.A. and Gate, O.P., 2007. A method for prediction of soil penetration resistance. *Soil and Tillage Research*, 93: 412-419.
- Djéran-Maigre, I., Tessier, D., Grunberger, D., Velde, B. and Vasseur, G., 1998. Evolution of microstructures and of macroscopic properties of some clays during experimental compaction. *Marine and Petroleum Geology*, 15(2): 109-128.
- Ducloux, J., 1989. Notice explicative de la carte pédologique de France à 1/100000ème - Fontenay le Conte - 169p.
- Ducloux, J. and Nijs, R., 1972. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique du Marais Poitevin. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, Paléontologie et Hydrogéologie*, 81(3-4): 227-249.
- Dudoignon, P., Causseque, S., Bernard, M., Hallaire, V. and Pons, Y., 2007. Vertical porosity profile of a clay-rich marsh soil. *CATENA*, 70(3): 480-492.
- Dudoignon, P., Gélard, D. and Sammartino, S., 2004. Cam-clay and hydraulic conductivity diagram relations in consolidated and sheared clay-matrices. *Clay Minerals*, 39(3): 267-279.
- Dudoignon, P. and Pantet, A., 1998. Measurement and cartography of clay matrix orientations by image analysis and grey-level diagram decomposition. *Clay Minerals*, 33(4): 629-642.
- Dudoignon, P., Pantet, A., Carrara, L. and Velde, B., 2001. Macro-micro measurement of particle arrangement in sheared kaolinitic matrices. *Geotechnique*, 51(6): 493-499.
- Dupuis, J., 1968. Etude générale des sols, Etude pédologique du Marais Poitevin, pp. 206.
- Dupuis, J., 1969. Le climat et l'économie de l'eau dans les sols de marais mouillé, Etude pédologique du Marais poitevin, pp. 144.
- Gallier, j., Hubert, F., Robinet, J.C., Sardini, P. and Caner, L., 2010. Characterizing soil macroporosity by X-ray microfocus computed tomography and quantification of the soil coring effects., 14ème ICEM, Poitiers.
- Garnier, P., 1975. Contribution à l'étude de la pédogénèse récente : les sols sur argile à Scorbiculaires du Marais Poitevin. Thèse de doctorat. Université de Poitiers, 91 pp.
- Gélard, D., 2005. Identification et caractérisation de la cohésion interne et du matériau terre

- dans ses conditions naturelles de conservation. Thèse de doctorat. Université de Grenoble, 197 pp.
- Giraldez, J.V., Sposito, G. and Delgado, C., 1983. A general soil volume change equation. 1. The two parameter model. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 419-422.
- Gobron, S. and Chiba, N., 2001. Crack pattern simulation based on 3D surface cellular automate. *Visual Computer*, 17(5): 287-309.
- Goehring, L., 2008. On the scaling and ordering of columnar joints. Thesis. Université de Toronto, 138 pp.
- Goehring, L., Morris, S.W. and Lin, Z., 2006. Experimental investigation of the scaling of columnar joints. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 74(3).
- Gourvès, R. and Barjot, R., 1995. Le pénétromètre dynamique léger PANDA, 11ème Congrès Européens de Mécaniques des Sols et des Travaux de Fondations, Copenhague, pp. 83-88.
- Groenevelt, P.H. and Grant, C.D., 2001. Re-evaluation of the structural properties of some British swelling soils. *European Journal of Soil Science*, 52: 235-245.
- Groenevelt, P.H. and Grant, C.D., 2002. Curvature of shrinkage lines in relation to the consistency and structure of a Norwegian clay soil. *Geoderma*, 106: 235-245.
- Grolier, J., Fernandez, A., Hucher, M. and Riss, J., 1991. Les propriétés physiques des roches : théories et modèles. Masson, Paris, 462 pp.
- Gruet, Y. and Sauriau, P.G., 1994. Paléoenvironnements Holocène du Marais Poitevin (littoral atlantique, France) : reconstitution d'après les peuplements malacologiques. *Quaternaire*, 5: 85-94.
- Hallaire, V., 1987. Retrait vertical d'un sol argileux au cours du dessèchement. Mesures de l'affaissement et conséquences structurales. *Agronomie*, 7 (8) : 631-637.
- Hallaire, V., 1988. La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. I. Description *in situ*. *Agronomie*, 8 (2) : 139-145.
- Hallaire, V., 1993. Description of microcrack orientation in a clayey soil using image analysis. *Developments in Soil Science*, 549-557 pp.
- Hallaire, V., 1994. Description of microcrack orientation in a clayey soil using image

- analysis. *Soil micromorphology*: 549-557.
- Hallaire, V. and Curmi, P., 1993. Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement. In: A.J.R.-V.a.G.S. Humphreys (Editor), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*. Elsevier, pp. 559-567.
- Hallaire, V. and Curmi, P., 1994. Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement. *Soil micromorphology*: 559-567.
- Hellmuth, K.H. and Siitari-Kauppi, M., 1990. Investigation of the porosity of rocks. Impregnation with <sup>14</sup>C-polymethylmetacrylate (PMMA), a new technique., Finnish Centre for Radiation and Nuclear Safety.
- Hellmuth, K.H., Siitari-Kauppi, M. and Lindberg, A., 1993. Study of porosity and migration pathways in crystalline rock by impregnation with <sup>14</sup>C-methylmetacrylate. *Journal of Contaminant Hydrology*, 13: 403-418.
- Hower, J. and Mowatt, T.C., 1966. The mineralogy of illites and mixed-layer illite/montmorillonite. *American mineralogist*, 51: 825-854.
- Hubert, F., Hallaire, V., Sardini, P., Caner, L. and Heddadj, D., 2007. Pore morphology changes under tillage and no-tillage practices. *Geoderma*, 142(1-2): 226-236.
- Jenkins, D.R., 2005. Optimal spacing and penetration of cracks in a shrinking slab. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 71(5): 1-8.
- Jenkins, D.R., 2009. Determination of crack spacing and penetration due to shrinkage of a solidifying layer. *International Journal of Solids and Structures*, 46(5): 1078-1084.
- Ketcham, R.A. and Carlson, W.D., 2001. Acquisition, optimization and interpretation of x-ray computed tomographic imagery: Applications to the geosciences. *Computers and Geosciences*, 27(4): 381-400.
- Kim, D.J., Vereecken, H. and Feyen, J., 1992. Comparison of multidisciplinary approaches and unification of concepts on the movement of water and soil in deformable porous media. *Soil Science*, 156: 141-149.
- Kozeny, J., 1927. Soil permeability. *Sitzungsberaten Oesterreich Akademik Wissenschaftlich Wiener Mathematik Naturwissenschaft*, K1: 136-271.
- Kribaa, M., Hallaire, V., Curmi, P. and Lahmar, R., 2001. Effect of various cultivation methods on the structure and hydraulic properties of a soil in a semi-arid climate. *Soil*

- and Tillage Research, 60(1-2): 43-53.
- Ladouche, B. and Weng, P., 2005. Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: Role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the wetland. *Journal of Hydrology*, 314(1-4): 22-42.
- Lamandé, M., Hallaire, V., Curmi, P., Pérès, G. and Cluzeau, D., 2003. Changes of pore morphology, infiltration and earthworm community in a loamy soil under different agricultural managements. *CATENA Achievements in Micromorphology*, 54(3): 637-649.
- Langton, D.D., 1999. The Panda lightweight penetrometer for soil investigation and monitoring material compaction. *Ground Engineering*, 32(9): 33-37.
- Lore, J., Aydin, A. and Goodson, K., 2001. A deterministic methodology for prediction of fracture distribution in basaltic multiflows. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 106(B4): 6447-6459.
- Luo, X., Brigaud, F. and Vasseur, G., 1993. Compaction Coefficient of Argillaceous Sediments: their Implications, Significance and Determination. *Norwegian Petroleum Society in association*: 321-332.
- MacFarlane, D.W. and Luo, A., 2009. Quantifying tree and forest bark structure with a bark-fissure index. *Canadian Journal of Forest Research*, 39(10): 1859-1870.
- Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Ambroise, B., Thiery, Y., Truchet, E., Malet, J-P et Monnet, J., 2002. Characterisation of alteration profiles using dynamic penetrometry with variable energy. Application to weathered black marls, Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France) (Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable: Application aux marnes noires de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France)). *Comptes Rendus - Geoscience*, 334(11): 835-841.
- Mathé, V., 2003. Signaux magnétiques dans les sols : potentiel de la caractérisation de la texture d'un sol par les anomalies métriques à inframétriques. Prospection dans la zone humide des marais de l'Ouest de la France. Thèse de doctorat. Université de la Rochelle, 163 pp.
- McCarter, W.J.M., 1984. The electrical resistivity characteristics of compacted clays. *Géotechnique*, 36(2): 263-267.

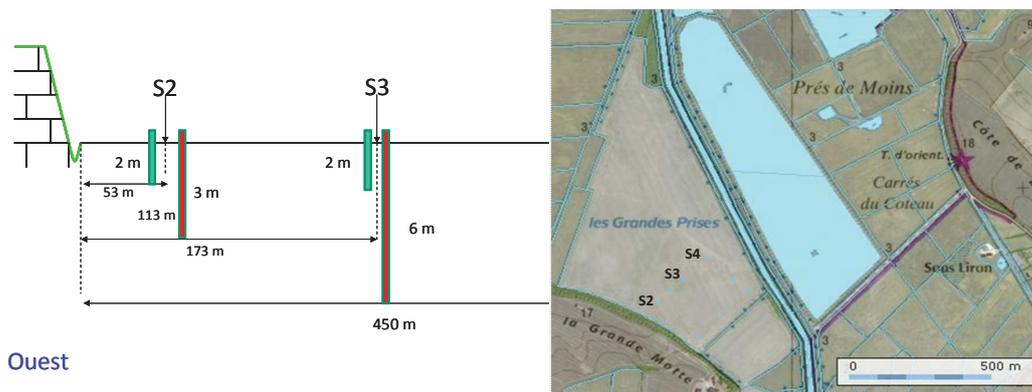
- McGarry, D. and Malafant, K.W.J., 1987. The analysis of volume change in unconfined units of soil. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 290-297.
- Meunier, A., 2003. *Argiles*, Paris, 433 pp.
- Michot, D., 2003. Interêt de la géophysique de subsurface et de la télédétection multispectrale pour la cartographie des sols et le suivi de leur fonctionnement hydrique à l'échelle intra-parcellaire. Thèse de doctorat. Université de Paris VI, 349 pp.
- Mojid, M.A. and Cho, H., 2008. Wetting solution on and electrical double layer contribution to bulk electrical conductivity of sand-clay mixtures. *Vadose Zone Journal*, 7: 972-980.
- Montes-H, G., Duplay, J., Martinez, L., Geraud, Y. and Rousset-Tournier, B., 2003. Influence of interlayer cations on the water sorption and swelling-shrinkage of MX80 bentonite. *Applied Clay Science*, 23(5-6): 309-321.
- Montoroi, J.P., 1997. Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux de sol - Application à un sol sulfaté acide salé de Basse-Casamance (Sénégal). *Etude et Gestion des Sols.*, 4: 279-298.
- Olsen, P.A. and Haugen, L.E., 1998. A new model of the shrinkage characteristic applied to some Norwegian soils. *Geoderma*, 83(1-2): 67-81.
- Pantaloni, J., 1998. Ecoulement de fluide. Ecoulement en milieu poreux, Séminaire, Comité français de l'électricité - Les procédés de séparation, France, pp. 32.
- Perdok, U.D., Kroesbergen, B. and Hoogmoed, W.B., 2002. Possibilities for modelling the effect of compression on mechanical and physical properties of various Dutch soil types. *Soil and Tillage Research*, 65(1): 61-75.
- Perret, J., Prasher, S.O., Kantzas, A. and Langford, C., 2000. A two-domain approach using CAT scanning to model solute transport in soil. *Journal of Environmental Quality*, 29: 995-1010.
- Pierret, A., Capowiez, Y., Moran, C.J. and Kretschmar, A., 1999. X-ray computed tomography to quantify tree rooting spatial distributions. *Geoderma*, 90(3-4): 307-326.
- Pons, Y., 1997. Comportements physiques et aptitudes à la mise en culture des sols de Marais de l'Ouest., Institut National Agronomique Paris, 130 pp.
- Pons, Y. and Gerbaud, A., 2005. Classification agronomique des sols de marais à partir de la

- relation entre sodicité et stabilité structurale. Application au cas des marais de l'Ouest. *Etude et Gestion des Sols*, 12(3): 229-244.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. and Guérief, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: Influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52(1): 49-58.
- Righi, D., Velde, B. and Meunier, A., 1995. Clay stability in clay-dominated soil systems. *Clay Minerals*, 30(1): 45-54.
- Ringrose-Voase, A.J. and Nys, C., 1990. One-dimensional image analysis of soil structure. II. Interpretation of parameters with respect to four forest soil profiles. *Journal of Soil Science*, 41(3): 513-527.
- Ringrose-Voase, A.J. and Sanidad, W.B., 1996. A method for measuring the development of surface cracks in soils: Application to crack development after lowland rice. *Geoderma*, 71(3-4): 245-261.
- Russ, J.C., 2002. *The Image Processing Handbook* (4th ed.). CRC PRESS.
- Salem, A.R. and Chilingarian, G.V., 1999. The cementation factor of Archie's law equation for shaly sandstone reservoirs. *Journal of European Science and Engineering*, 23: 83-93.
- Sammartino, S., Partier, P., Sardini, P., Meunier, A. and Tevissen, E., 1999. Evolution of fluid pathways of Charroux-Civary tonalite (part I): Alteration effects-an analytical approach. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(7): 601-606.
- Sammartino, S., Sardini, P., Moreau, E. and Touchard, G., 1998. Connectivity evolution of 2D random distributions of disks and ellipses: Application to Polyphasic crystal rock distribution. *Acta Stereologica*, 17: 309-314.
- Sammartino, S., Siitari-Kauppi, M., Meunier, A., Sardini, P., Bouchet, A. and Tevissen, E., 2002. An imaging method for the porosity of sedimentary rocks: Adjustment of the PMMA method - Example of a characterization of a calcareous shale. *Journal of Sedimentary Research*, 72(6): 937-944.
- Samouélian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A. and Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil science: A review. *Soil and Tillage Research*, 83(2): 173-193.

- Samouélian, A., Richard, G., Cousin, I., Guérin, R., Bruand, A. and Tabbagh, A. 2004. Three-dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. *European Journal of Soil Science*, 55(4): 751-762.
- Sardini, P., Albani, A.E., Prêt, D., Gaboreau, S., Siitari-Kauppi, M. and Beaufort, D. 2009. Mapping and quantifying the clay aggregate microporosity in medium- to coarse-grained sandstones using the 14c-pmma method. *Journal of Sedimentary Research*, 79(7-8): 584-592.
- Sardini, P., Moreau, E., Sammartino, S. and Touchard, G., 1999. Primary mineral connectivity of polyphasic igneous rocks by high-quality digitisation and 2D image analysis. *Computers and Geosciences*, 25(5): 599-608.
- Schaefer, C.J. and Kattenhorn, S.A., 2004. Characterization and evolution of fractures in low-volume pahoehoe lava flows, eastern Snake River Plain, Idaho. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(3-4): 322-336.
- Shahrour, I. and Gourvès, R., 2005. *Reconnaissance des terrains in situ*. Hermes Science Publications, 192 pp.
- Sijbers, J. and Postnov, A., 2004. Reduction of ring artefacts in high resolution micro-CT reconstructions. *Physics in Medicine and Biology*, 49(14): N247-N253.
- Tariq, A.-U.-R. and Durnford, D.S., 1993. Analytical volume change model for swelling clay soils. *Soil Science Society of America Journal*, 57(5): 1183-1187.
- Tessier, D., 1984. *Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation*. Thèse de doctorat. Université de Paris VII, 361 pp.
- Tessier, D. and Pedro, G., 1984. L'organisation et le comportement des sols., *Association Française d'Etude des Sols*, pp. 223-234.
- Tessier, D., Pedro, G. and Camara, L., 1980. Sur le comportement hydrique et l'évolution de l'organisation des argiles (kaolinites et smectites) au cours de la dessiccation et de la réhumectation. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Paris*: 1169-1172.
- Valette, G., Prévost, S., Lucas, L. and Léonard, J., 2008. A Dynamic Model of Cracks Development Based on a 3D Discrete Shrinkage Volume Propagation. *COMPUTER GRAPHICS*, 27: 47-62.

- Vaz, C.M.P., Bassoi, L.H. and Hopmans, J.W., 2001. Contribution of water content and bulk density to field soil penetration resistance as measured by a combined cone penetrometer-TDR probe. *Soil and Tillage Research*, 60(1-2): 35-42.
- Velde, B., 1999. Structure of surface cracks in soil and muds. *Geoderma*, 93(1-2): 101-124.
- Velde, B., 2001. Surface cracking and aggregate formation observed in a Rendzina soil, La Touche (Vienne) France. *Geoderma*, 99(3-4): 261-276.
- Velde, B. and Barré, P., 2010. *Soils, Plants and Clay Minerals* - 1st ed., 349 pp.
- Waxman, M.H. and Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Journal of the Society of Petroleum Engineering*, 8: 107-102.
- Zhou, S., 1997. Caractérisation des sols de surface à l'aide du pénétromètre dynamique léger à énergie variable type "PANDA". Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand.

# **ANNEXE I**



Ouest

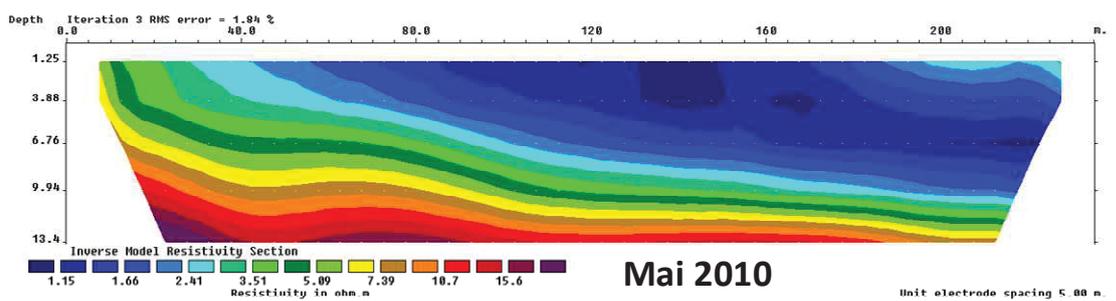
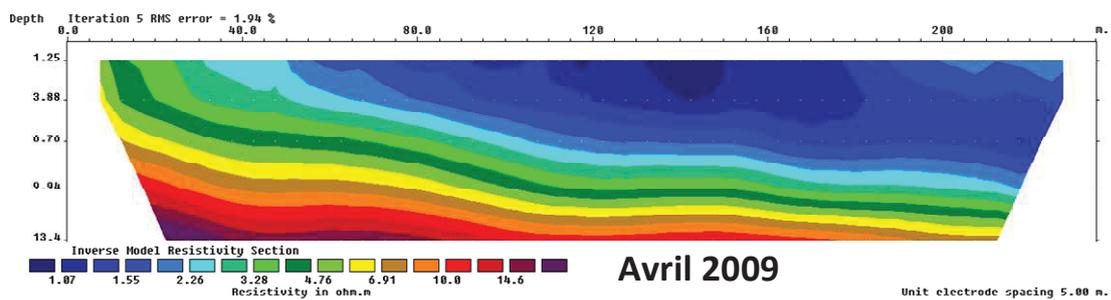
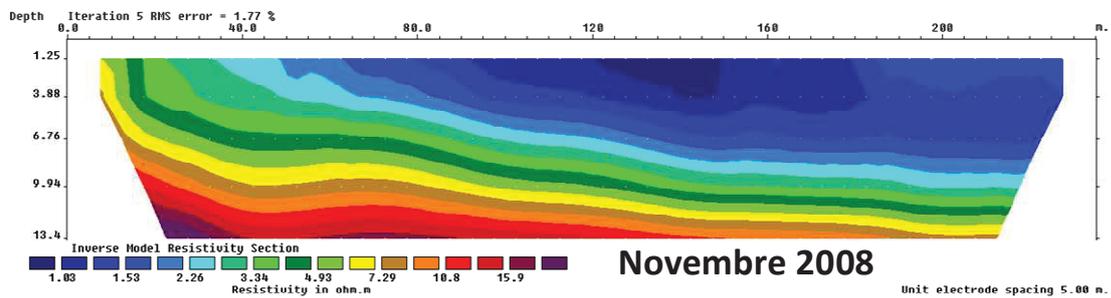
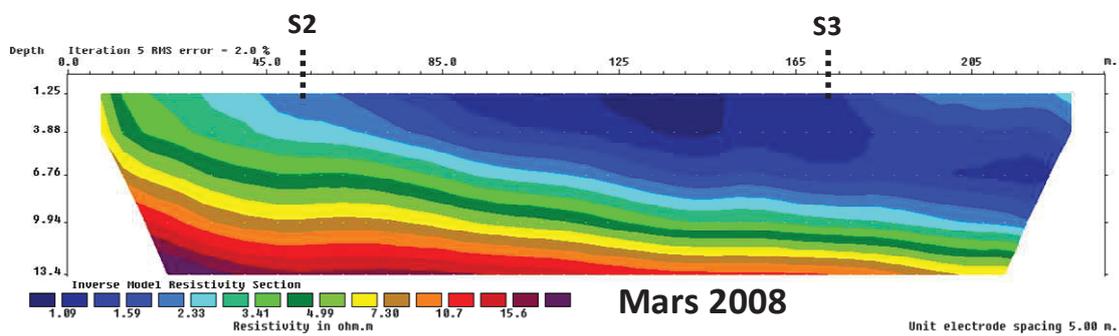


Figure 115 : Grands panneaux de résistivité réalisés dans la parcelle cultivée orientées Sud Ouest - Nord Est. Les points S2 et S3 localisent les piézomètres.

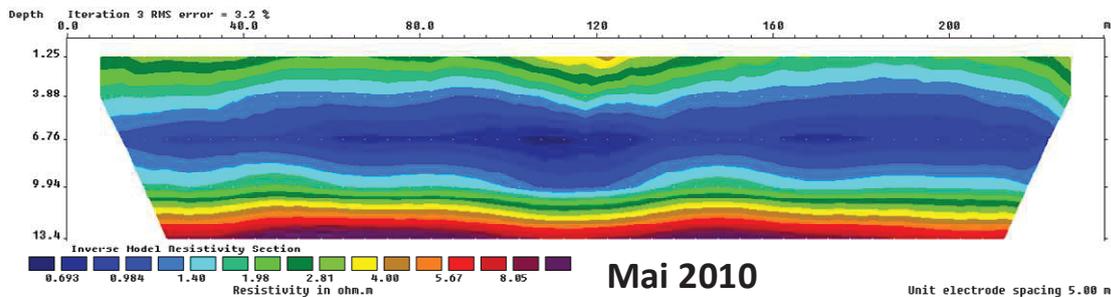
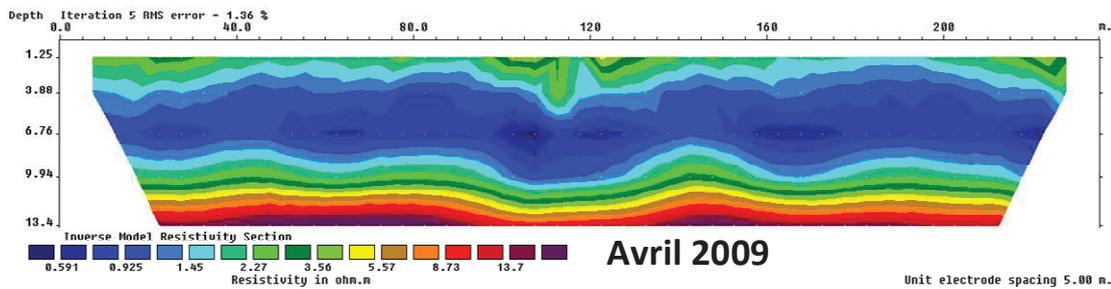
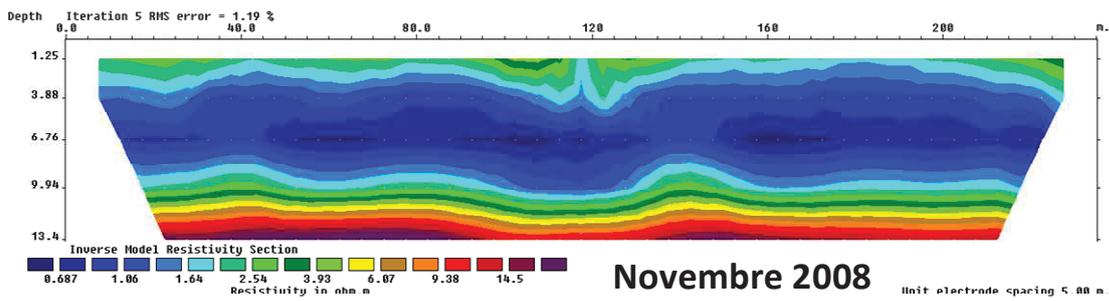
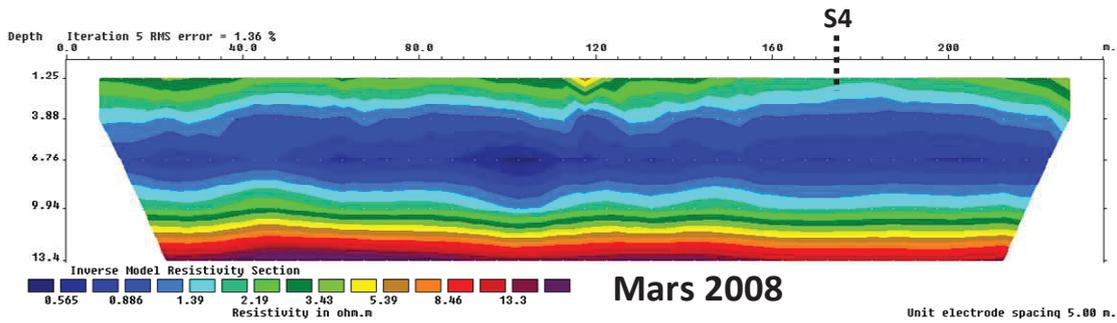
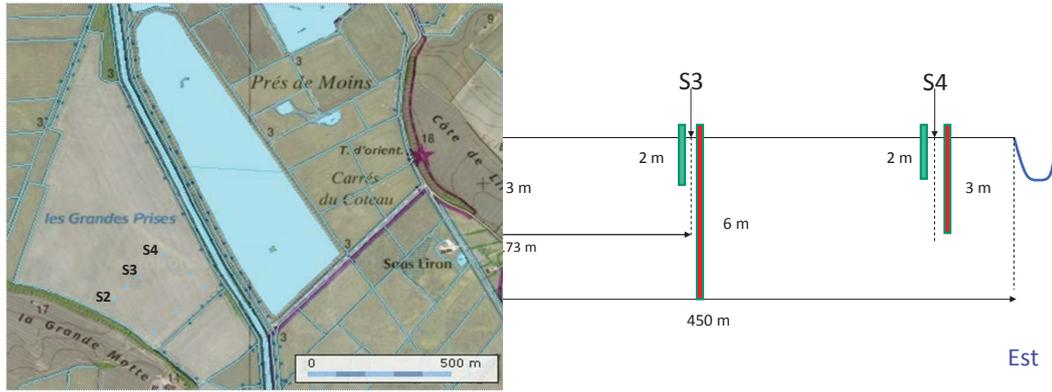


Figure 116 : Grands panneaux de résistivité réalisés dans la parcelle cultivée orientées Sud Ouest - Nord Est. Le point S4 localise le piézomètre.

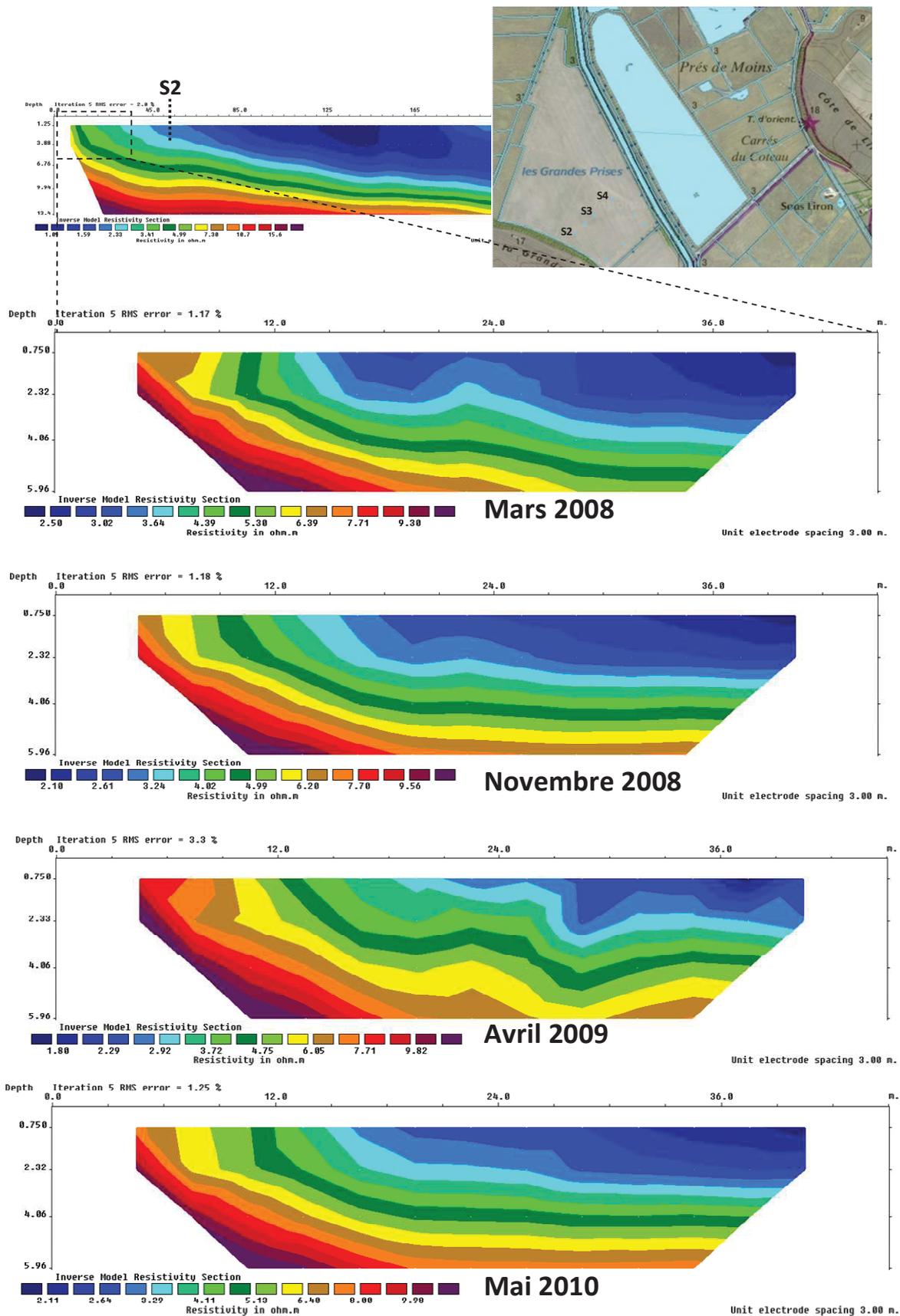


Figure 117: Petits panneaux de résistivité réalisés dans la parcelle cultivée au niveau du coteau orientée Sud Ouest - Nord Est.

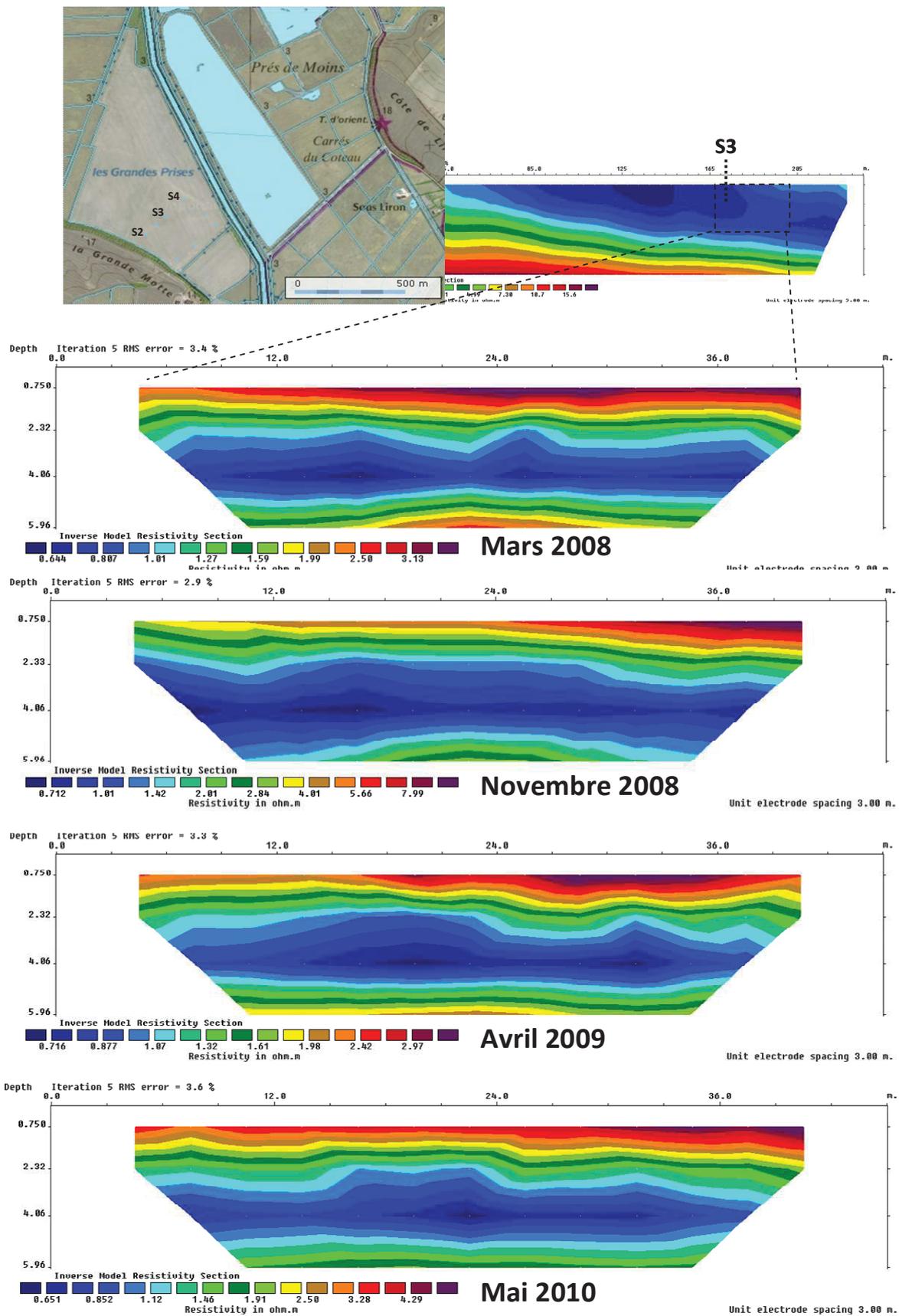


Figure 118 : Petits panneaux de résistivité réalisés dans la parcelle cultivée au niveau du piézomètre S3 orientée Sud Ouest - Nord Est.

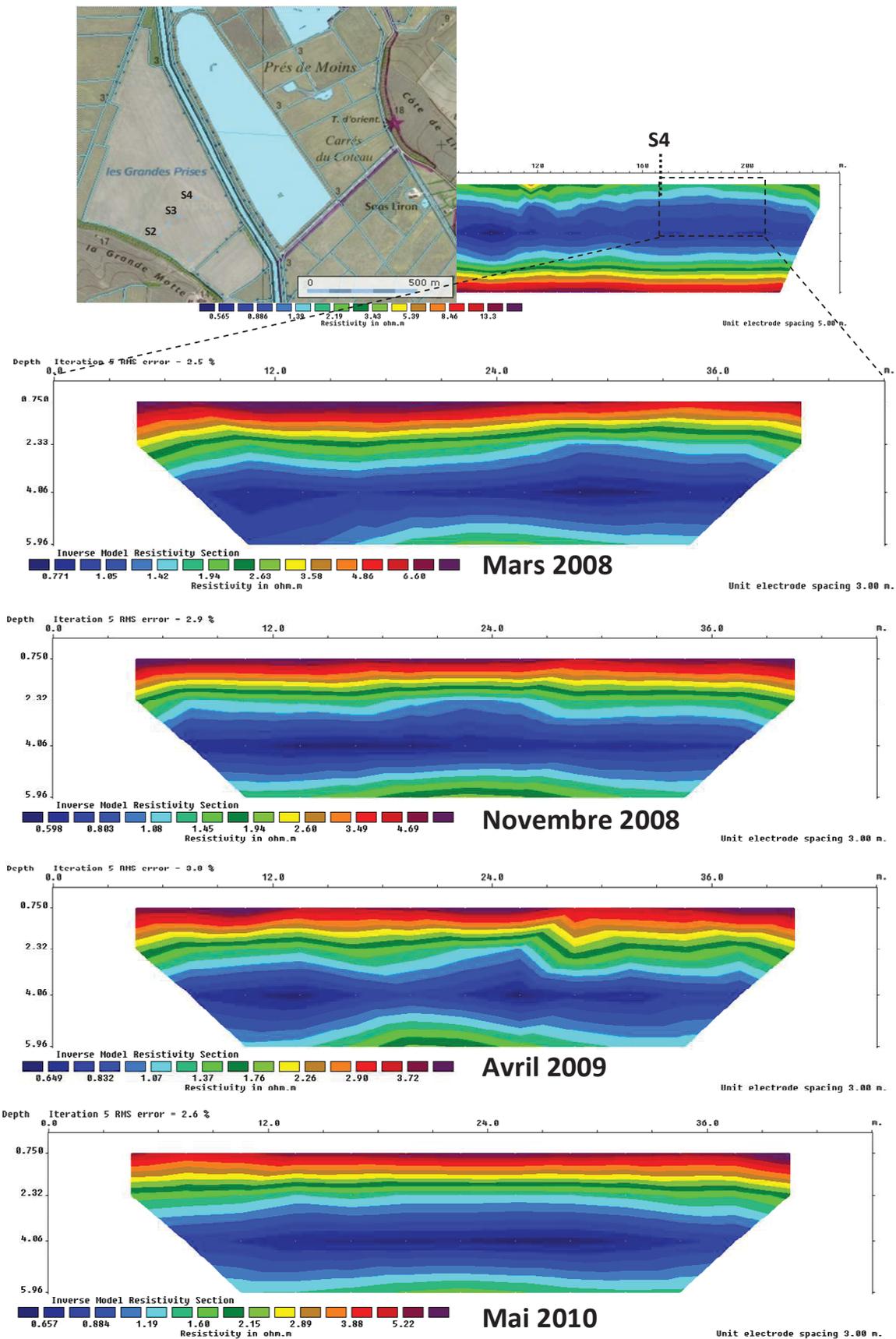


Figure 119 : Petits panneaux de résistivité réalisés dans la parcelle cultivée au niveau du piézomètre S4 orientée Sud Ouest - Nord Est.

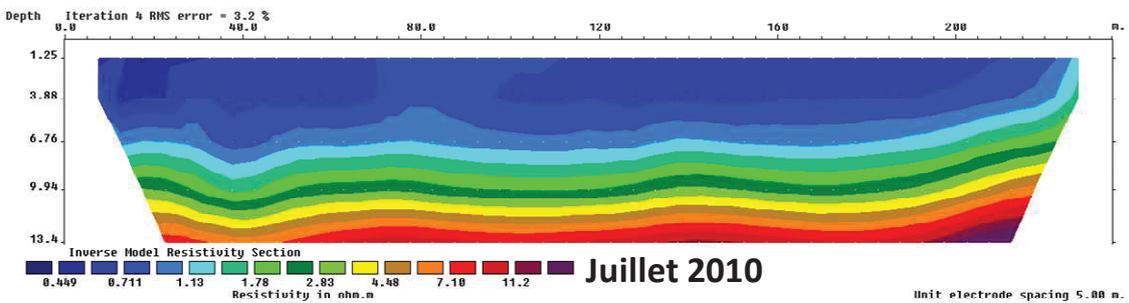
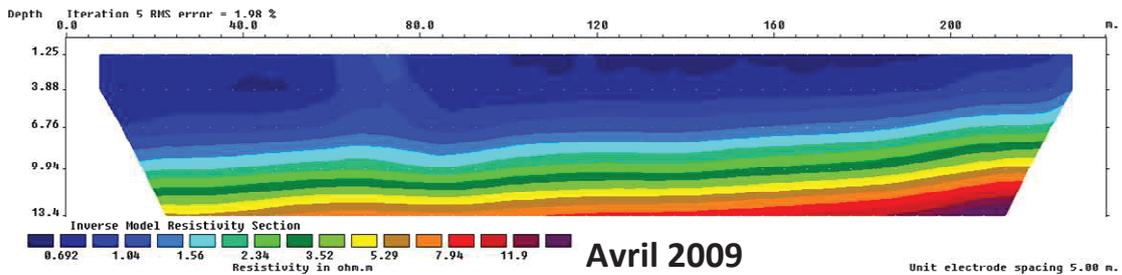
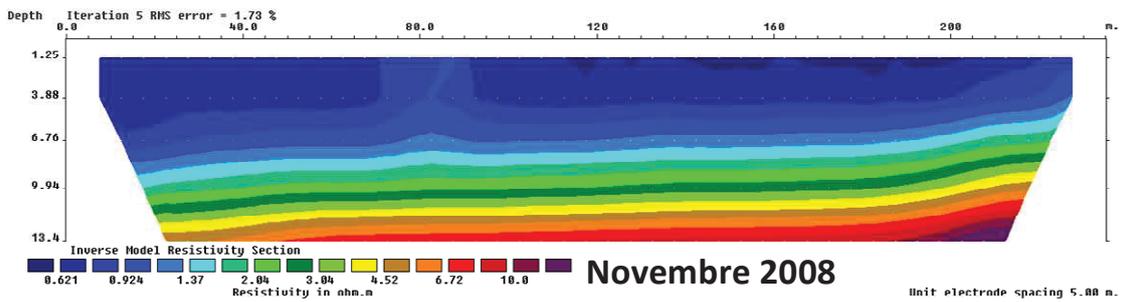
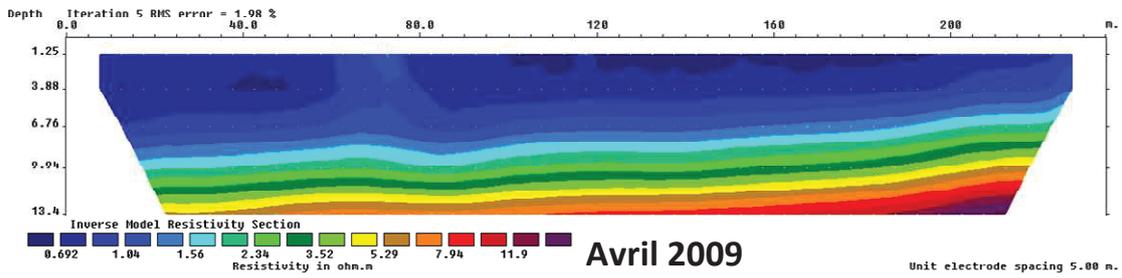
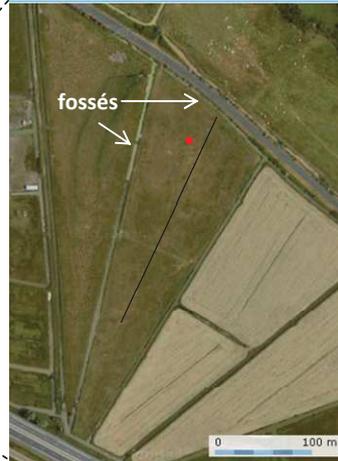
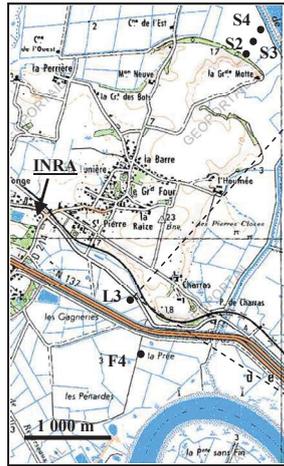


Figure 120 : Grands panneaux de résistivités réalisés dans la prairie au niveau orientée Sud Sud Ouest - Nord Nord Est.

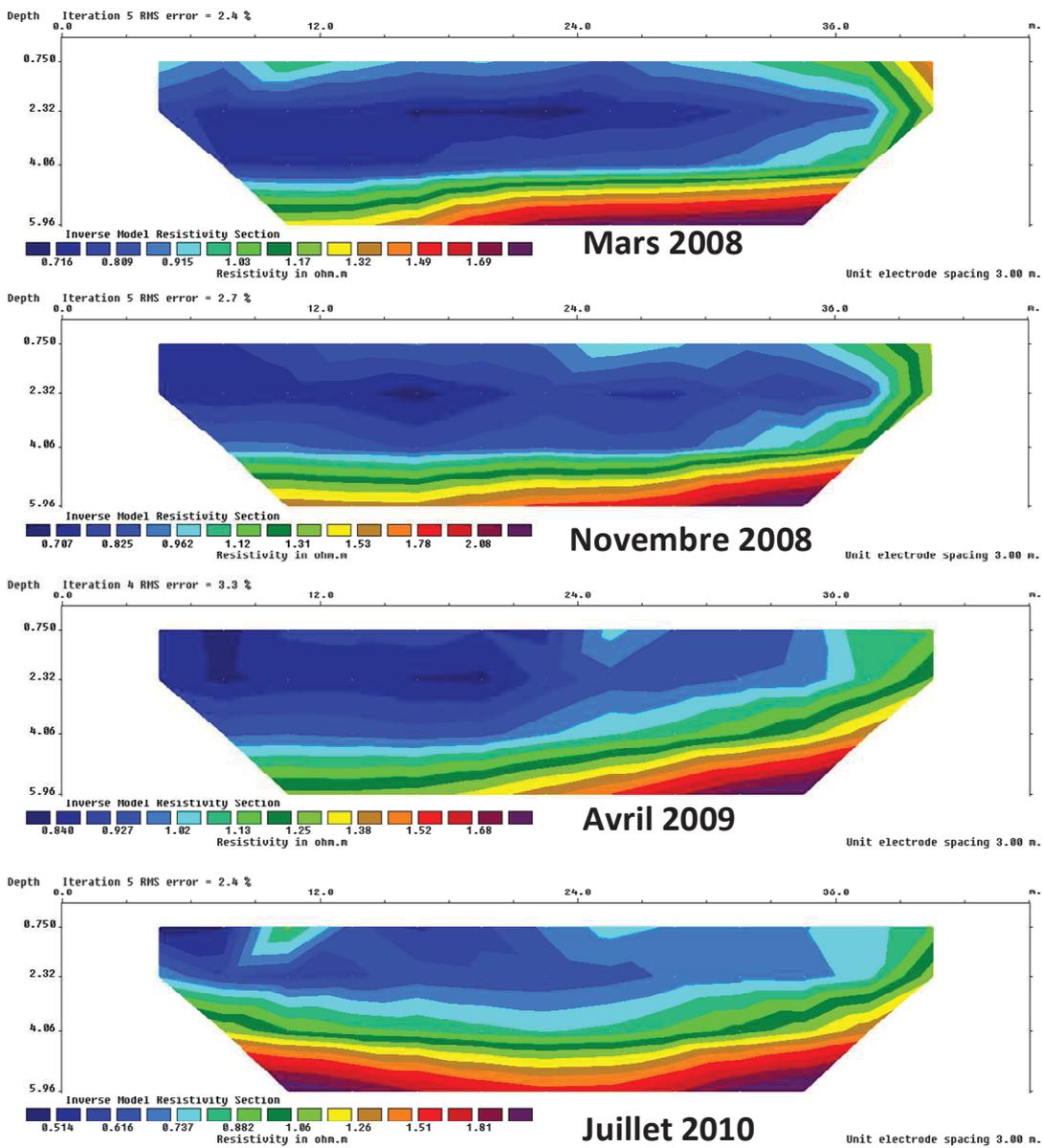
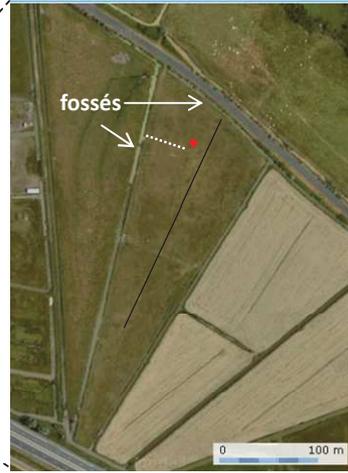
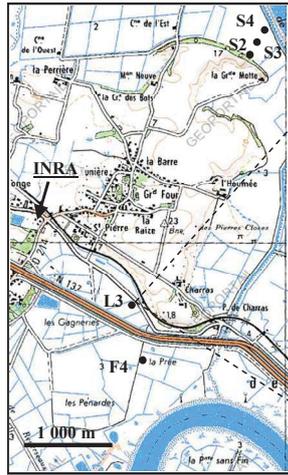


Figure 121 : Petits panneaux de résistivité réalisés dans la parcelle cultivée au niveau du piézomètre L3 orientées Ouest - Est.

# **ANNEXE II**

## **Cartes de résistivité**

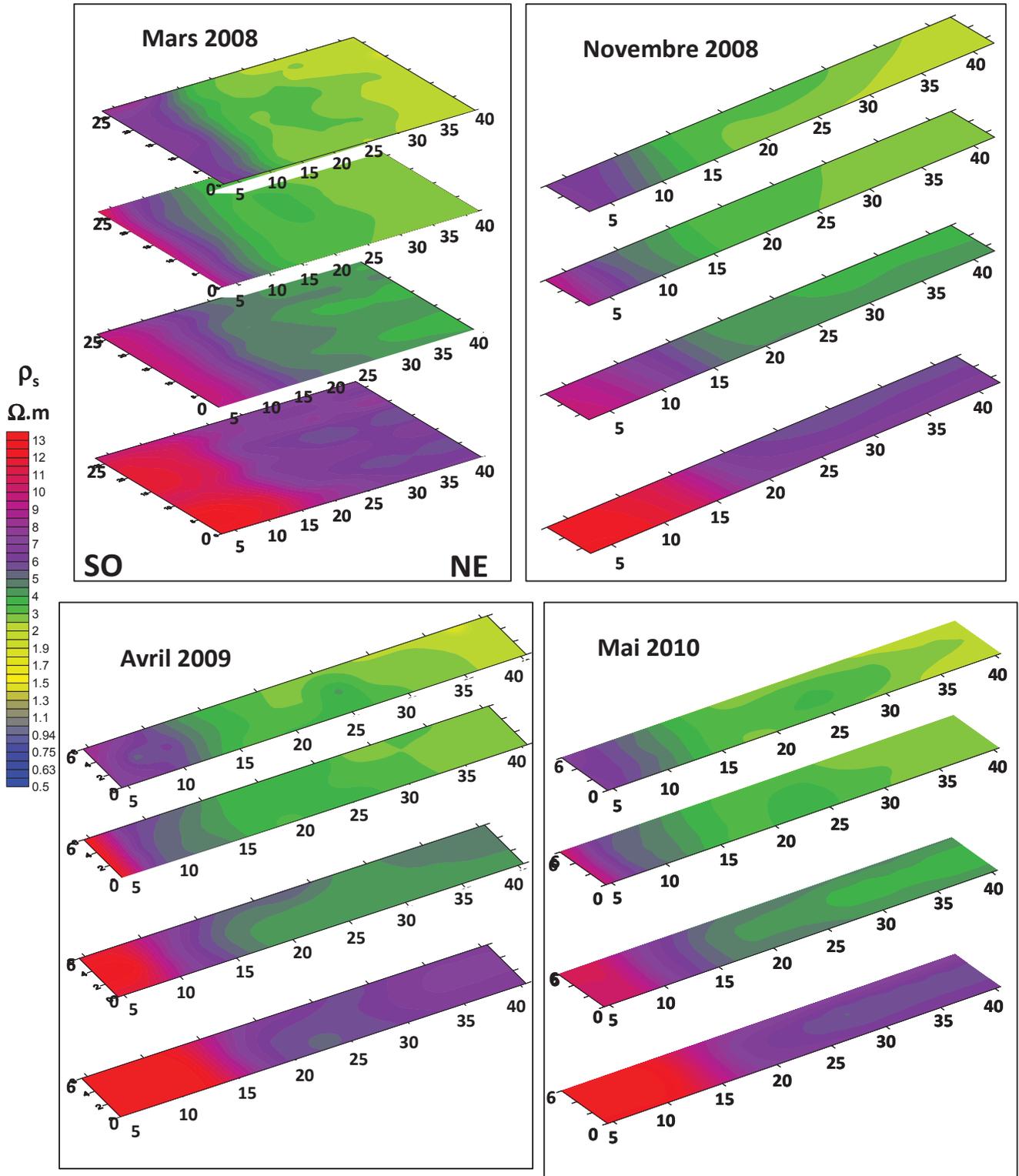


Figure 122 : Cartes de résistivité extrapolée à partir des panneaux de résistivité pour la zone S2 (parcelle cultivée). Les profondeurs représentées sont 0.75 m, 2.3 m, 4 m et 6 m. Les plus fortes résistivités (rouges) caractérisent le coteau calcaire « plongeant » sous l'épaisseur de Bri.

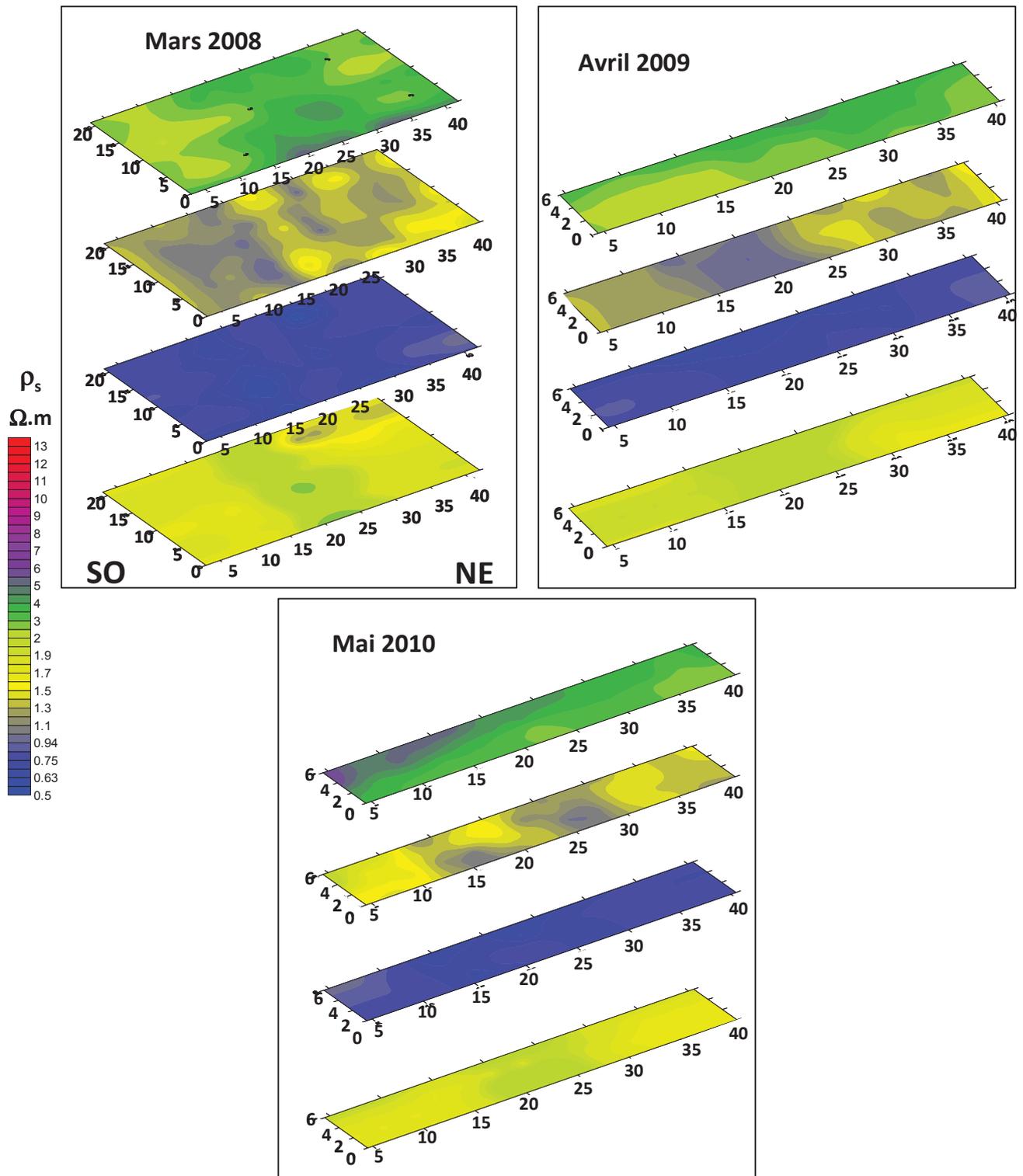


Figure 123 : Cartes de résistivité extrapolée à partir des panneaux de résistivité pour la zone S3 (parcelle cultivée). Les profondeurs représentées sont 0.75 m, 2.3 m, 4 m et 6 m. Les plus faibles résistivités (bleues) caractérisent le la forte salinité de la nappe du Bri.

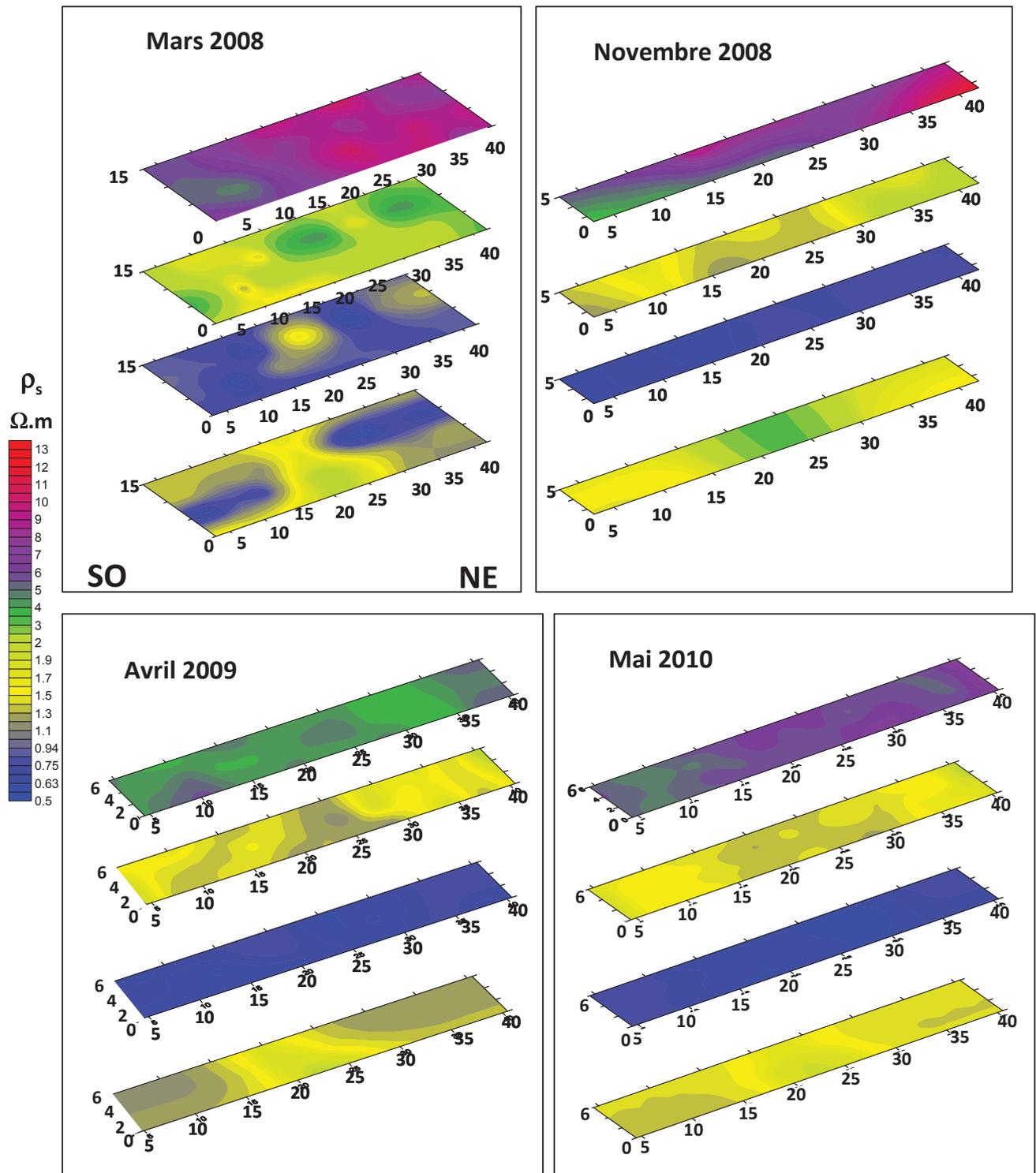


Figure 124 : Cartes de résistivité extrapolée à partir des panneaux de résistivité pour la zone S4 (parcelle cultivée). Les profondeurs représentées sont 0.75 m, 2.3 m, 4 m et 6 m. Les plus faibles résistivités (bleues) caractérisent le la forte salinité de la nappe du Bri.

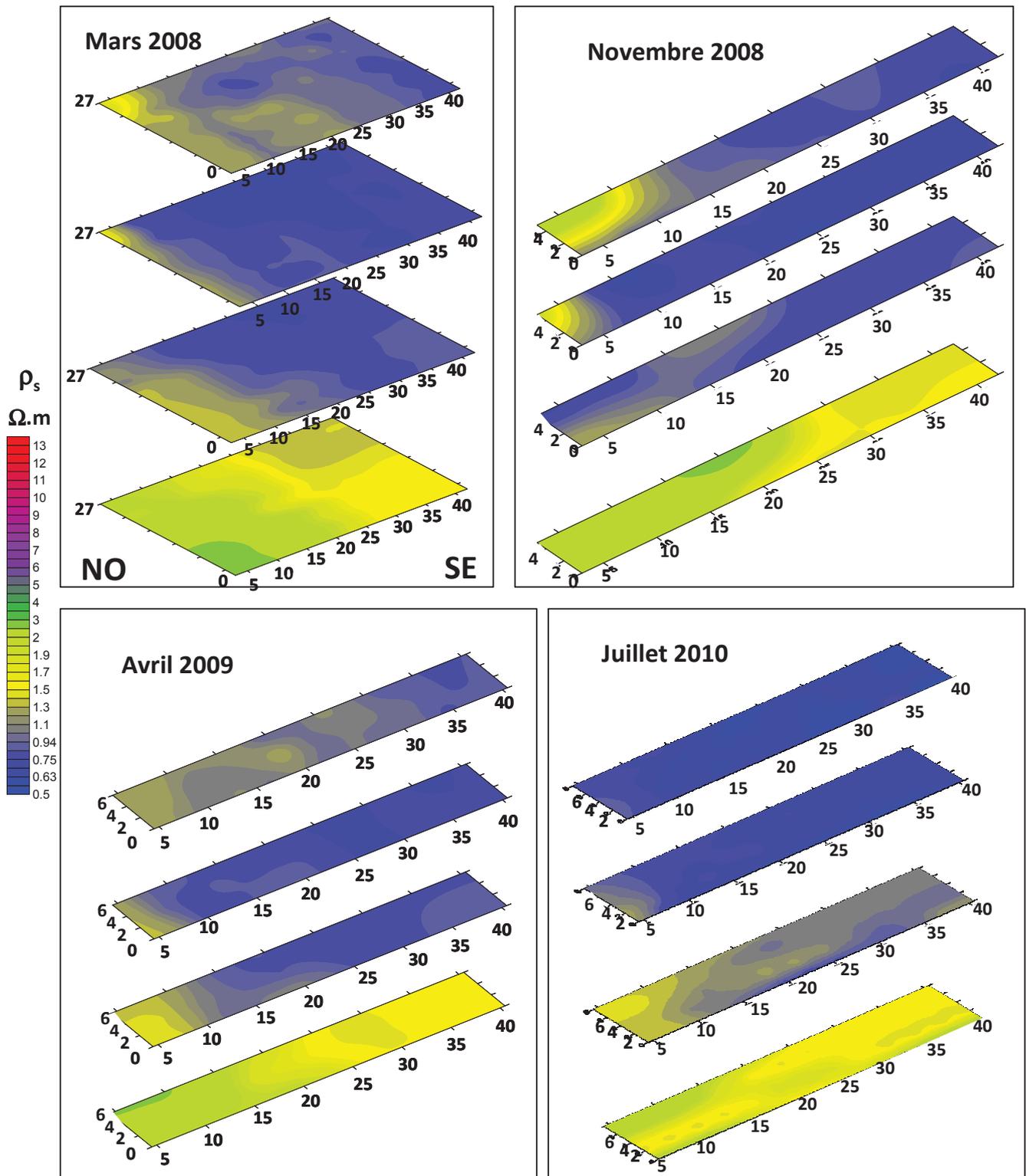


Figure 125 : Cartes de résistivité extrapolée à partir des panneaux de résistivité pour la zone L3 (parcelle en prairie). Les profondeurs représentées sont 0.75 m, 2.3 m, 4 m et 6 m.

# ANNEXE III



**Marie Curie IAPP**

***POSINAM***  
***Project number:***

Jonathan Gallier<sup>1</sup>, Marja Siitari-Kauppi<sup>2</sup>, Jussi Ikonen<sup>2</sup>, Juuso Sammaljärvi<sup>2</sup>,  
<sup>1</sup>ERM  
<sup>2</sup>Laboratory of Radiochemistry, Department of Chemistry, University of Helsinki

Table of contents

**1. Introduction 256**

**2. Materials and methods 256**

2.1 ..... Experimental site 256

2.2 ..... Sampling 257

2.3 ..... <sup>14</sup>C-PMMA impregnation 257

2.3.1 *Drying of samples*..... 258

2.3.2 *Saturation of samples with <sup>14</sup>C-labelled MMA* ..... 260

2.3.3 *MMA polymerisation*..... 260

2.3.4 *Autoradiography and calculation of porosity*..... 260

2.3.5 *Nuclear Magnetic Resonance spectroscopy*..... 261

**3. Results 262**

**3.1. Soil characteristics 262**

**3.2. NMR results 265**

**4. Discussion 266**

**5. Conclusion 267**

**6. References 268**

## 1. Introduction

## 2. Materials and methods

### VI.4. 2.1 Experimental site

The INRA experimental site of St Laurent de la Prée is located in the “Marais de Rochefort” (Rochefort Marsh) between La Rochelle and Rochefort in Charente Maritime (France). The “Marais de Rochefort” belongs to the “Marais de l’Ouest” which spreads along the Atlantic coast of France. The marshes and associated soils are formed on the clay rich formations named “Bri” which result from the silting of an erosion basin in Jurassic limestone during the Flandrian transgression. The ages of the sediments range from 8,000 years ago to present. The mineralogy is dominated by clay minerals such as illite 40-50%, kaolinite 30-40%, smectite plus illite/smectite mixed layer 20-30%, and accessory chlorite. Beneath the surface organic horizons the soils are characterized by a fine-grained texture (85-to-92 % of particles < 20 µm) and low organic matter content (0.4 to 2.4%) (Table 1). The mean cation exchange capacity is 20-27 cmolc kg<sup>-1</sup>. The CaCO<sub>3</sub> contents vary from 1% to 8% [1].

**Table 1 : Soil characteristics. O.M. is the organic matter content. C.E.C is the cationic exchange capacity.**

Depth	O.M.	C.E.C.	Clay	Silt	Sand
cm	%	meq/100g	%	%	%
30	1.5	26.89	11	80	9
70	0.74	22.95	42	51	7
120	0.43	21.85	51	41	8
175	2.25	22.82	52	34	14

The wet density ( $\gamma_b$ ) was measured on intact samples (peds of 5 – 20 cm<sup>3</sup>) by the method of double weighing with paraffin coating. Gravimetric water content ( $W$ ) was determined after drying at 105 °C for 24 hours. Knowing  $\gamma_b$  and  $W$  it is possible to calculate the dry density of each sample.

The porosity ( $n$ ) and void ratio ( $e$ ) were calculated with an average density of the mineral particles of  $2.58 \text{ g.cm}^{-3}$  measured using pycnometer.

### VI.5. 2.2 Sampling

The samples have been cored in a grassland hole at several depths (10, 15, 30, 50, 70 and 100 cm deep). Tables 2 and 3 list the samples used in this work. Eleven samples have been taken. Three big samples (5 cm high and 5 cm wide) are cored in PVC tubes and eight small samples (2 cm high and 2 cm wide) are cored in copper tubes. In order to avoid artefacts due to the coring, the tubes are pushed into the soil at one time as far as possible.

**Table 2: 8 small samples that are cored using copper tube; 2 cm in height and 2 cm in diameter**

Sample code	start	Drying technique	tracer activity
SLP-L3 10cm		Drying in oven before mounting	$3.86 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$
SLP-L3 15cm		Drying in oven before mounting	$3.86 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$
SLP-L3 30cm A	3.6.2010	Freeze drying before mounting	$3.86 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$
SLP-L3 30cm B	4.6.2010	Drying in oven before mounting	$3.86 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$
SLP-L3 50cm A	3.6.2010	Freeze drying before mounting	$3.86 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$
SLP-L3 50cm B	4.6.2010	Drying in oven before mounting	$3.86 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$
SLP-L3 100cm		Drying in oven before mounting	$3.86 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$

**Table 3 : 2 medium samples; 4 cm in height and 4 cm in diameter and 3 big samples; 5 cm in height and 5 cm in diameter. Both sample sizes were cored using PVC tubes.**

Sample code			
SLP-L3 10cm G	18.6.2010	Freeze drying before mounting	$0.44 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$
SLP-L3 50cm G	18.6.2010	Freeze drying before mounting	$1 \mu\text{Ci.mL}^{-1}$

### VI.6. 2.3 $^{14}\text{C}$ -PMMA impregnation

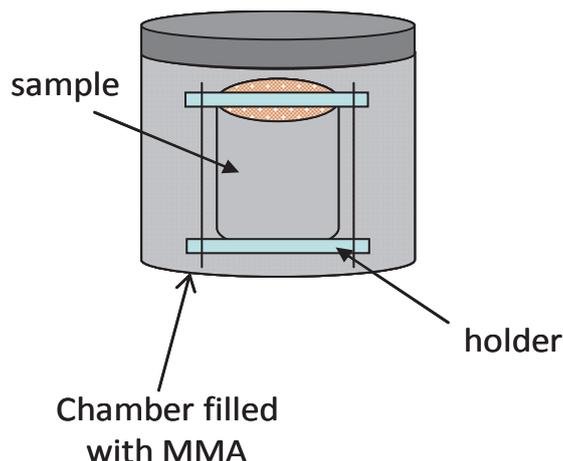
To obtain data on the conductivity and the structures of rock and clay matrices in the centimetric scale, a technique based on autoradiography has been developed. The polymethylmethacrylate (PMMA) technique measures the interconnected porosity of centimetric-scale rocks, and gives images of the two-dimensional porosity distributions. Combined with a mineralogical-petrographic characterisation of the rocks, it provides the porosity distributions and the porosity profiles of rocks adjacent to potential water conducting fractures [2,3,4]. The PMMA method involves impregnation of the rock sample with  $^{14}\text{C}$ - or  $^3\text{H}$ -labelled methylmethacrylate (MMA) in vacuum, polymerization by irradiation, and autoradiography with nuclear emulsion, optical densitometry and porosity calculation routines using digital image processing techniques. The low molecular weight and low viscosity carrier monomer MMA, which can be fixed after impregnation by polymerisation, provides direct information about the accessible pore space in rock. Applied to low porous rocks, autoradiography provides the spatial distribution of the porosity, in contrast to water gravimetry, which gives only bulk porosity values.

Total porosity is calculated using 2D autoradiographs of sawn rock surfaces. This value can be compared with values obtained by physical porosity measurements. The preconditions for applying this method and calculating local porosity are (i) known local bulk density; (ii) presence of only two phases (solid minerals and PMMA) and (iii) all pores in the measured area below the limit of lateral resolution of autoradiography, which is about 20  $\mu\text{m}$  for  $^{14}\text{C}$ -PMMA impregnated rocks and 10  $\mu\text{m}$  for  $^3\text{H}$ -PMMA ones.

The spatial porosity patterns that are obtained can be applied for the development of modeling approaches to describe porosity heterogeneity and matrix diffusion, the analysis of texture and anisotropy characteristics, and the validation of migration experiments in laboratory scale or in situ. The PMMA method is usually combined with other rock matrix characterisation methods such as water impregnation and mercury intrusion porosimetry methods.

### **2.3.1 Drying of samples**

The soil samples that are impregnated in this work have to be placed into holders (fig. 1) before impregnation with MMA. It is known that the samples consist of swelling clays and MMA behaves together with them causing expansion and structure changes in the soil matrix. To prevent this, the samples are mounted by metallic holders. During saturation polymerisation-all samples (small and big samples) are maintained by a holder in order to avoid swelling. Holders are made of two



**Figure 126 : Schematic representation of the soil impregnation**

metallic plates at each core extremities and joined by screws. The contact between labelled MMA and the soil is done through porous rocks put between the soil and the metallic plates.

In order to use the  $^{14}\text{C}$ -PMMA impregnation technique, the samples have to be dried before impregnation, because the MMA molecule is not dissolved to water. Thus water in the rock or clay matrix inhibits intrusion of the MMA into the pore space. In the case of soil samples that were impregnated with MMA in this work this step of the procedure is the most important, because the structure of the soil matrix is retained only when the sample is saturated with water. The drying should be done using a method which does not make artefacts; cracks and extra pores, into the samples. Two different methods have been used:

- Freeze dryer

The freeze drying method is used to sublime water inside the sample. The freezing temperature is  $-70^{\circ}\text{C}$ . The freeze drying is done in 12 days at least. The freeze dryer used here is a Christ Freeze Dryer, ALPHA1-4 LSC. The samples were placed into the freeze dryer in their plastic vials, the max freezing temperature ( $-20 \pm -2$ )  $^{\circ}\text{C}$  was kept for two weeks in the case of small samples and four weeks in the case of big samples (see tables 2 and 3). The freeze drying principle is based on the sublimation of frozen water directly from the solid phase to the gas phase by reducing the surrounding pressure and adding enough heat.

- Oven

Parts of the samples have been dried using a normal laboratory oven. The samples were placed into the oven in their plastic vials, the cork was open and the temperature was kept at  $(80 \pm 2)^{\circ}\text{C}$ . The drying time was about 20 hours.

### VI.6.1. 2.3.2 **Saturation of samples with <sup>14</sup>C-labelled MMA**

To impregnate samples, the dried cores are put into an aluminium chambers which are done for the PMMA impregnations. The samples are kept in vacuum (minimum a few hours) before impregnation starts. <sup>14</sup>C-labelled MMA is poured under initial vacuum into the chamber order to saturate the sample. To reach the complete saturation, the samples were kept in the chamber under the MMA liquid for 20 days. To optimize the use of liquid MMA, the small samples are divided into two groups and the saturation is done only in two chambers. The big samples are saturated in separate chambers. The small samples tracer activities are 3.86  $\mu\text{Ci.mL}^{-1}$ . The tracer activity for the big sample (15 cm depth) is 0.44 $\mu\text{Ci.mL}^{-1}$  and for the one from 50 cm depth, the tracer activity is 1 $\mu\text{Ci.mL}^{-1}$ .

### VI.6.2. 2.3.3 **MMA polymerisation**

- Irradiation polymerisation

The first method to polymerise MMA is irradiation. The source use is a  $\gamma$ -ray source of Co-60 and the dose rate is about 0.15 kGy/h. The irradiation polymerisation is done in four weeks thus reaching the total dose of about 70 kGy. During polymerization, the sample was immersed in MMA-saturated water to avoid excessive heating as well as out leaching of MMA from the matrix

- Thermal polymerisation

The thermal polymerisation method has been used to polymerise the MMA in the samples. The feasibility has been studied by Sammaljärvi *et al.* (2010) [5]. The thermal polymerisation is facilitated by the use of a thermal initiator, benzoyl peroxide (BPO). This works shows that the optimum reactions conditions are 55 °C with a reaction time of 16 h. The samples are put into a water bath (Huber NR25-NR) for the polymerization.

### VI.6.3. 2.3.4 **Autoradiography and calculation of porosity**

Once the cores are impregnated by <sup>14</sup>C-MMA and polymerised solid, the sample can be sawed in order to do autoradiography. First the samples are sawn using a big saw with water cooling to separate all the samples from each other, then a small saw with ethanol as a coolant is used to cut the small samples into two pieces. Furthermore the sawn soil sample surfaces have to be polished using silicon carbide powders in order to get a smooth surface for autoradiography. Autoradiographs of polished surfaces were prepared. This step corresponds to detection of beta radiation emitted from the doped resin using a nuclear emulsion (film). Autoradiographs were performed using Kodak Biomax MR films which is a sensitive film for C-14 beta emissions. The lateral resolution of this film is a few microns but the final resolution on the autoradiographic image

is dependent on the range of C-14 beta energy (150 keV) giving the resolution of 20 microns. The exposure times on films varied from 1 to 7 days.

From autoradiograph it is possible to determine the sample porosity. The qualitative and quantitative interpretations were based on the digital image analysis of the films. The 2D autoradiographs were digitized with a table scanner (CanoScan 9900F, Canon, optical resolution 2400 dpi) and analyzed by Matlab 7.0 using the Image Processing Toolbox (The MathWorks, 3 Apple Hill drive Natick MA 01760-2098, USA). Autoradiographs were digitized using a desktop scanner in 8-bit gray level and transmission mode with a 600 dot-per-inch resolution.

The Mankeli Program (Version 2, 2005) measured the intensities of the film from the scanned 8-bit images, converted the intensities to optical densities and used the information to calculate porosities. The preconditions for applying this method are: (i) a known local bulk rock density; (ii) the presence of only two phases - mineral and PMMA; and (iii) the homogeneous distribution of pores and minerals are below the limit of the lateral resolution of autoradiography.

#### VI.6.4. 2.3.5 ***Nuclear Magnetic Resonance spectroscopy***

NMR is a technique that exploits the magnetic properties of certain nuclei, such as  $^1\text{H}$  and  $^{13}\text{C}$ . When placed in a magnetic field, the NMR active nuclei absorb at a frequency characteristic to the isotope. Depending on the local chemical environment, different protons in the molecule resonate at slightly different frequencies. Both this frequency and the fundamental resonance frequency are directly proportional to the magnetic field strength. Therefore, the shift can be converted into a field-independent dimensionless value called chemical shift. The chemical shift is usually reported as a relative measure compared to a reference frequency. Because all protons give unique signals depending on their chemical environment, information regarding the molecular structure can be obtained [5,6]. Size of the peaks is also proportional to their number in the molecule and in the sample overall. Therefore, it can be used to measure conversion [7].

The NMR spectroscopy has been done on irradiation and heating polymerisation samples. This experiment allows the conversion to be determined. The conversion herein is defined as the ratio of the integral of the monomer signal compared to the signals from the polymer backbone..

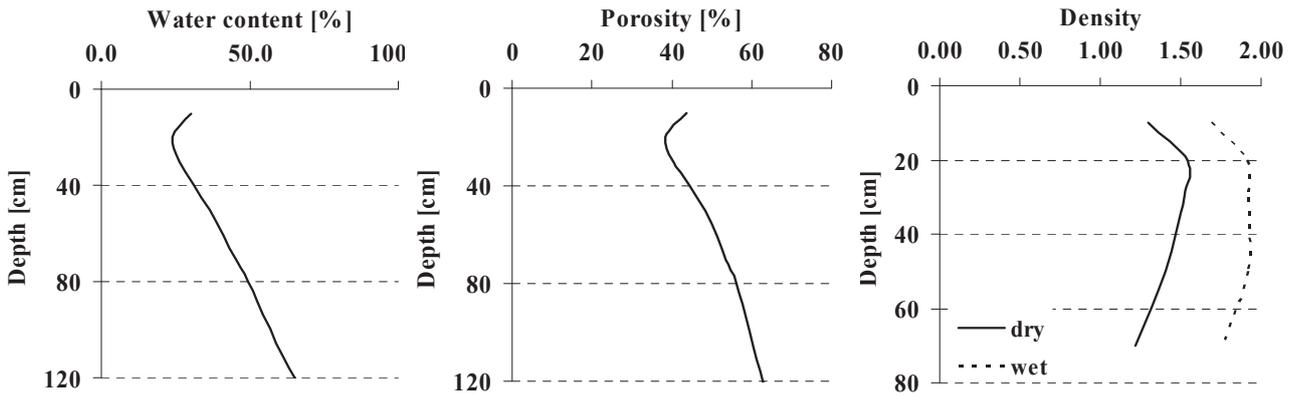


Figure 127: Soil profile characteristics of the grassland: a) Water content (W), b) Porosity and c) Wet density.

### 3. Results

#### 3.1. Soil characteristics

The water content (W) has been measured for each sample depth and shows an increase of W with depth from 20% to 60% (fig.2). In the same time there is a decrease of the wet and dry densities following the W increase (fig.2).

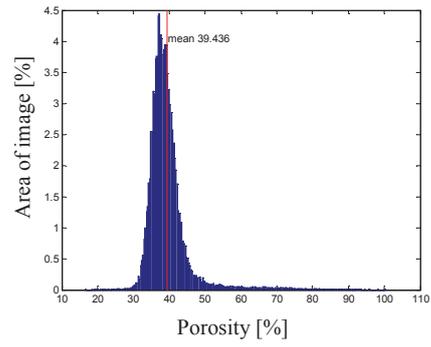
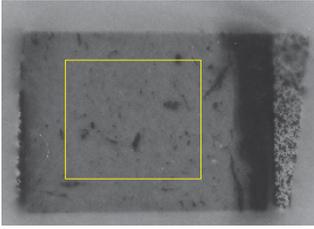
Autoradiographs are given in fig 3. They show quite even porosity distribution within the samples, however slightly more cracks might be in the matrices that were dried in oven. For the small samples, several exposure times were tested: 1, 2 and 7 days. 7 days exposure time was too long and the film was overexposed and no porosity calculation was done from those autoradiographs. The best exposure time for these samples is 2 days of exposure.

The first small samples were four half cores taken at 30 and 50 cm. Each depth was repeated giving the samples A and B. The A and B samples were dried using different method as described above. The table lists the samples' porosity results and comparison to the in situ values are given; "30cm-A" and "50cm-A" are freeze dried (FD) and the samples "30cm-B" and "50cm-B" are dried in an oven (o). The porosities are calculated from the 2 days exposure autoradiographs using the tracer gray level which exists around the soil sample. The material density used for the calculation is 1.5 g/cm<sup>3</sup>. The porosities measured are shown Table 3. From the results it can be concluded that the freeze drying is better technique to get rid of the water in the case of soil samples than drying samples in oven. The PMMA autoradiography porosity values are in good agreement with the in situ porosity values. The porosities from the PMMA autoradiography method after drying the samples in oven gave significantly lower porosity values than the in situ porosities were.

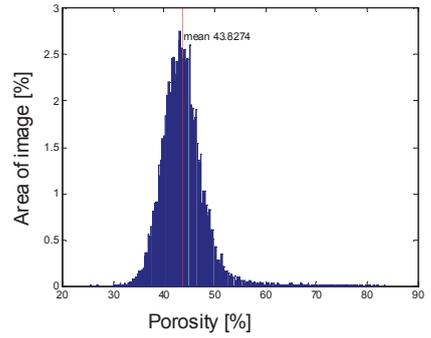
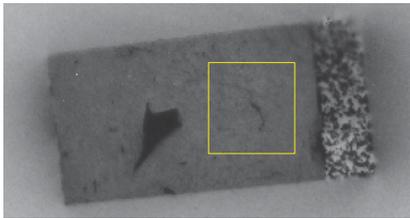
**Table 4 : Porosity measurement calculated from autoradiographs compared to in situ measurement. "FD" are the freeze dried samples and "o" are the samples dried by heating.**

Samples	Porosities	
	Autoradiography	<i>In situ</i>
30 cm-A (FD)	39.4%	40%
50 cm-A (FD)	43.8%	48%
30 cm-B (o)	33.3%	40%
50 cm-B (o)	32.4%	48%

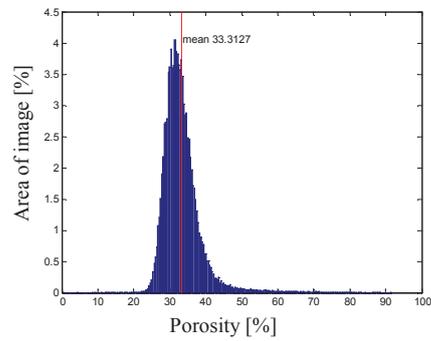
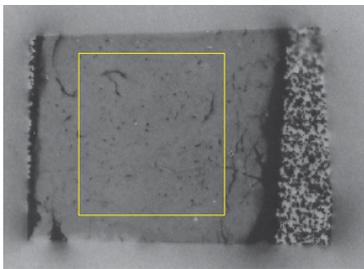
- 30cm-A



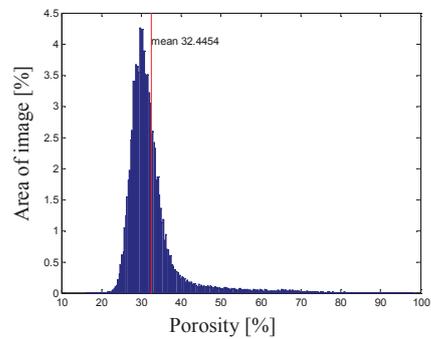
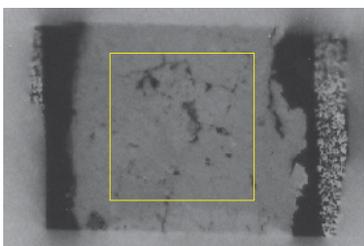
- 50cm-A



- 30cm-B



- 50cm-B



**Figure 3: Autoradiographs of samples that were polymerised by irradiation and porosity histogram of each samples respectively. The “30cm-A” and “50cm-A” samples are dried by freezing and the “30cm-B” and “50cm-B” samples are dried in oven using 80 °C temperature.**

### 3.1.1.1. Thermal polymerisation

The thermal polymerisation was performed on three small samples taken at 15, 70, and 100 cm deep. All samples were dried using the freeze dryer instrument. After thermal polymerization; max 55 °C and 16 hours the autoradiographs were performed on the half-core sawed surfaces of the impregnated samples. Visual observations of the autoradiographs show differences of core impregnation. The saturation of MMA was not complete; the completeness being best in the sample .SLP 3 15cm and worst in the sample SLP 3 100cm which was almost empty. The C-14 MMA intrusion was not complete; the light areas on the autoradiograph were not impregnated with MMA or the MMA had evaporated/outleached from the matrix during polymerisation. Indeed, there are artifacts which are visible on these samples and which increase with depth.



**Figure 128 :** Autoradiographs of samples in which the polymerisation of MMA was performed by heating. Samples taken at a) 15cm, b) 70cm and c) 100cm deep. The C-14 MMA intrusion was not complete; the light areas on the autoradiograph were not impregnated with MMA or the MMA had evaporated/outleached from the matrix during polymerisation.

## 3.2. NMR results

The NMR spectra (fig.4), for 30cm-A, 50cm-A, 30cm-B and 50cm-B, show the same pattern. Several peaks are observed:

- The peak at 4.4 ppm, comes from the “-OCH<sub>3</sub>”-group the PMMA-repeating unit.
- Signals between 2 and 1 ppm, come from the polymer backbone.
- The peak at 2.2 ppm, comes from the H<sub>2</sub>O contamination.

These results show a complete polymerization of MMA. If there were still monomer inside samples, we should observe two peaks between 4.5 and 6.5 ppm and nothing appear around these values in any spectra.

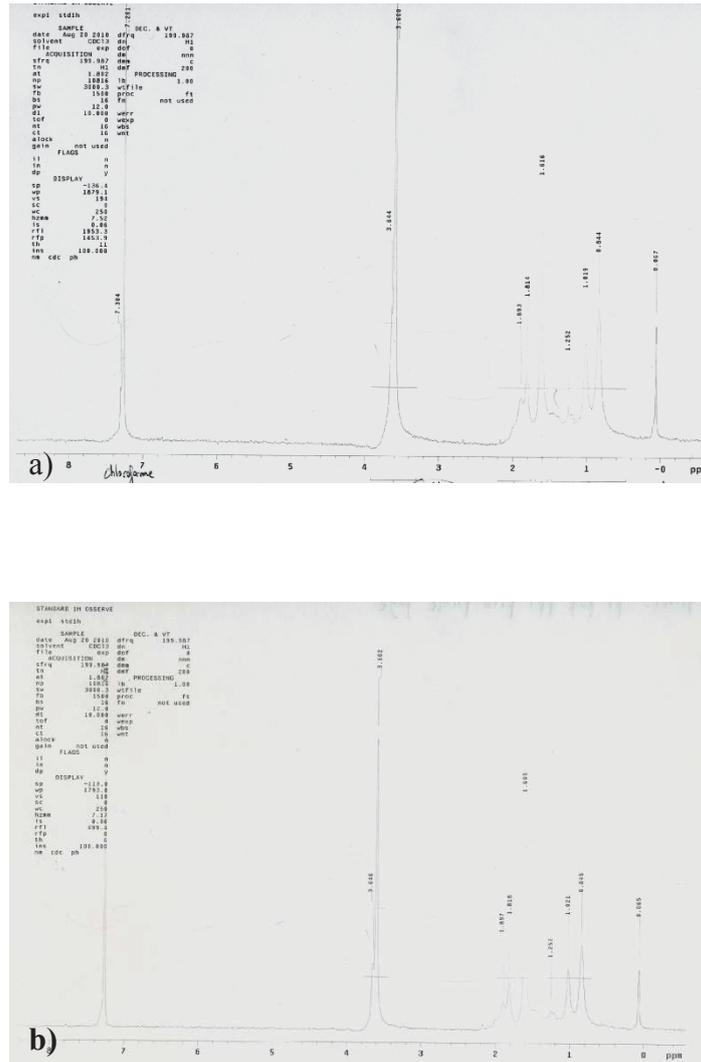


Figure 129 : Examples of NMR spectrum for the samples a) 50cm-A and b) 50cm-B

#### 4. Discussion

The <sup>14</sup>C-PMMA impregnation technique has been proven to be a reliable technique for analysing porosity in rocks-samples but it has never been used to study soil samples. In this work soil samples have been used and different drying and polymerisation methods have been tested. Those soils come from wetland and their water contents increase with depth, so in order to get good impregnation, the samples have to be completely dried before MMA impregnation. The drying methods used were freeze drying and heat drying. Both methods cause artefacts into the soil matrix; shrinkage that is most readily apparent on the edges of the samples. This causes significant error on the porosity measurements. However freeze drying is a more reliable technique, because the porosities measured with the PMMA autoradiographic technique were in an agreement with the in situ porosity values; about 40 – 50 % porosities were detected. The porosity measurement was done

by autoradiography. This method allows the porosity measurement due to the  $^{14}\text{C}$ -labelled PMMA. Taking into account an error percentage around 5% for each method (in situ measurement and autoradiography), the porosities obtained by autoradiography (Table 2) are not too far from those measured *in situ*. The values given by autoradiography cannot be very trustworthy because the material contains an important part of microporosity which is inside the matrix. This factor increases the difficulty of porosity measurement. Another problem is that the radiation emitted by  $^{14}\text{C}$  inside the matrix will diffuse on the entire sample and will darken all the samples. Moreover the samples are cored and artefacts can appear due to the coring. The coring can induce an increase of porosity by “breaking” the soil or a decrease of porosity with a compression effect when the tube is pushed into the soil. So if we take into account only the saturation and impregnation method, PMMA seems to be a good method to impregnate soil samples, and this result is supported by the NMR results, which indicate a complete polymerization when the sample is completely dry.

## 5. Conclusion

This work shows the efficiency of the  $^{14}\text{C}$  labelled MMA impregnation method for soil samples. The NMR-spectroscopy was used to determine the conversion therefore, the amount of monomer left in the sample. Herein there was no monomer left after irradiation polymerisation. These wetland samples are very porous (up to 60% of water for the deeper sample) so if samples are not completely dry the saturation is not possible and so the impregnation will not be good.

## 6. References

- [1] Bernard, M. 2006. *Behavior study of a marsh soil: Mineralogical, structural and hydromechanical evolution (Rochefort Marsh and Poitevin Marsh). (Etude du comportement des sols de marais : evolution minéralogique, structurale et hydromécanique (Marais de Rochefort et Marais Poitevin))*. Thesis of the University of Poitiers. 300 pp.
- [2] Hellmuth K-H., Siitari-Kauppi M., *Investigation of the porosity of rocks. Impregnation with <sup>14</sup>C-polymethylmethacrylate (PMMA), a new technique*, STUK-B-VALO 63, Helsinki 1990, 67 pp.
- [3] Hellmuth, K-H., Siitari-Kauppi, M., Lindberg, A., (1993) *Study of porosity and migration pathways in crystalline rock by impregnation with <sup>14</sup>C-polymethylmethacrylate*, Journal of Contaminant Hydrology 13, 403-418.
- [4] K-H. Hellmuth, S. Lukkarinen, M. Siitari-Kauppi, *Rock matrix studies with carbon-14-polymethylmethacrylate (PMMA): method development and applications*. Isotopenpraxis. Isotopes in Environmental and Health Studies 30, 1994, 47-60.
- [5] J Sammaljärvi et al
- [6] Williams D.H., Fleming I., *Spectroscopic Methods in Organic Chemistry*, 5<sup>th</sup> ed., McGraw Hill, Glasgow, Great Britain, 1995
- [7] Odian G., *Principles of Polymerization*, 4<sup>th</sup> ed. Wiley Interscience, Hoboken, New Jersey, 2004, pages 208-209.
- [8] Odian G., *Principles of Polymerization*, 4<sup>th</sup> ed. Wiley Interscience, Hoboken, New Jersey, 2004, pages 23-24.