

Cartographie de la conductivité électrique de la zone racinaire du sol par géoradar aéroporté opérant à basses fréquences.

Présenté par Tom Busselen

Promoteur : Prof. Sébastien Lambot (UCL/ELIE/GPR Louvain)

Lecteurs : Prof. Kristof Van Oost (UCL/ELIC)
Ir. Jana Jezova (UCL/ELIE)

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention
du diplôme de **Bioingénieur : sciences et technologies de l'environnement**

Remerciements

Je remercie chaleureusement mon promoteur, Sébastien Lambot, qui m'a accompagné et guidé de manière assidue tout au long de mon travail.

Je remercie les membres du GERU qui m'ont encadré et soutenu durant toute l'année académique. Et plus particulièrement Sébastien François pour le temps passé à m'épauler face aux différents problèmes techniques rencontrés.

Je remercie Claudine Givron et Anne Iserentant qui ont eu la gentillesse de m'aider à mener à bien des analyses de sol tardives et urgentes.

Je remercie mes relecteurs, Isabelle Machtelings, Pascal Orban et ma douce Charlotte Temmerman, d'avoir eu le courage et d'avoir pris le temps de s'aventurer dans ce mémoire.

Enfin, du fond du cœur, merci à mes amis, compagnons de route et de galère et futurs bioingénieurs : Jonathan Belis, Lucas Demierbe, Alice Danzin, Hélène Sosnowski, Aurore de Mahieu, Nathan Bertouille et Charline Onderet.

Table des matières

Chapitre 1 : Introduction	1
1.1. Contexte de l'eau	1
1.2. L'eau et l'agriculture	2
1.3. Objectif	3
Chapitre 2 : État de l'art	5
2.1. Techniques de mesure de teneur en eau du sol	5
2.1.1. Méthode Gravimétrique	5
2.1.2. La sonde à neutrons	6
2.2. Les méthodes diélectriques	8
2.2.1. La réflectométrie temporelle (TDR)	9
2.2.2. L'induction électromagnétique	11
2.2.3. Tomographie de la résistivité électrique (ERT)	14
2.2.4. Le géoradar	16
Chapitre 3 : Présentation du site et caractérisation de la conductivité électrique du sol par Induction Electromagnétique	25
3.1. Objectif spécifique	25
3.2. Présentation du site d'étude	26
3.2.1. Localisation du site	26
3.2.2. Topographie	27
3.2.3. Type de sol	28
3.2.4. Climat	29
3.2.5. Projet de ferme maraîchère	30
3.3. Caractérisation de la conductivité électrique du sol	31
3.3.1. Matériel et méthodes	31
3.3.2. Résultats et discussions	35
3.4. Conclusion	45
Chapitre 4 : Détermination de la conductivité électrique du sol par radar aéroporté	47
4.1. Objectif spécifique	47
4.2. Définition de la superficie	48
4.3. Prélèvements de sol et analyses granulométriques	49

4.3.1. Matériel et méthodes	49
4.3.2. Résultats et discussions.....	50
4.3.4. Conclusion	53
4.4. Mesure de la conductivité électrique du sol par géoradar	54
4.4.1. Matériel et méthodes	54
4.4.2. Résultats et discussions.....	57
4.5. Mesure de la conductivité électrique du sol par géoradar aéroporté.....	62
4.5.1. Matériel et méthodes	62
4.5.2. Résultats et discussions.....	63
4.6. Conclusion	68
Chapitre 5 : Comparaison entre trois méthodes : Radar, EMI et ERT.....	69
5.1. Objectif spécifique.....	69
5.2. Matériel et méthodes.....	70
5.2.1. Induction électromagnétique.....	70
5.2.2. Tomographie de la résistivité électrique	70
5.2.3. Géoradar aéroporté et modélisation inverse de l'onde	71
5.3. Résultats et discussions.....	73
5.3.1. Induction électromagnétique.....	73
5.3.2. Tomographie de la résistivité électrique	75
5.3.3. Géoradar aéroporté	79
5.3.4. Comparaison des résultats issus des 3 appareils de mesure	84
5.4. Conclusion	87
Chapitre 6 : Conclusion	89
Bibliographie	91
Annexes	1
Annexe 1 : Mesures de conductivité et de température du plan d'eau de calibration du radar aéroporté (13 juin).	1
Annexe 2 : Graphique de corrélation entre teneur en argile sur 40 cm et conductivité électrique par ERT sur 90 cm.	1
Annexe 3 : Variogramme (Arcgis) des données de conductivité acquises avec le radar aéroporté le 13 juin.....	2

Chapitre 1 : Introduction

1.1. Contexte de l'eau

L'eau est l'élément clé qui permet la vie sur Terre. Pour l'homme, son importance vitale n'est plus à démontrer. En dehors de sa consommation en tant que boisson, elle est au centre de nombreuses productions et activités humaines. Elle joue un rôle dans la plupart de nos activités économiques, dans notre production alimentaire, dans le transport de déchets, dans la production d'énergie, dans le secteur sanitaire, etc (Loucks et Van Beek, 2005). Pour illustrer cela, l'eau est au centre du « Nexus eau-énergie-alimentation ». Cela signifie que les trois secteurs - sécurité de l'eau, sécurité énergétique et sécurité alimentaire - sont intimement liés, une perturbation dans l'un de ces trois secteurs entraîne une perturbation dans les deux autres (Food and Agriculture Organization of the United Nations [FAO], 2018). Nous sommes à jamais dépendants de l'eau.

On qualifie souvent l'eau douce comme « l'or bleu », tant elle est précieuse et a tendance à se raréfier dans certaines régions du globe. Cependant, en analysant la quantité d'eau à l'échelle mondiale, on remarque qu'il pourrait y en avoir largement assez pour l'ensemble de la population. En effet, la Terre n'est pas appelée « La Planète bleue » pour rien. On a estimé le stock d'eau mondial à environ 1 380 000 000 km³. Ce stock est considérable et correspondrait à une hauteur d'eau de 2.6 km, répartie de manière uniforme sur l'ensemble du globe (Jonard, 2017-2018).

Il faut différencier l'eau douce de l'eau salée, qui représente 97.5% de ce stock d'eau. Il y aurait donc seulement 2.5% de ce stock qui serait de l'eau douce, répartie sous différentes formes. On la retrouve très majoritairement (environ 70%) sous forme solide dans la cryosphère (glace, couverture neigeuse, etc), suivie par les eaux souterraines (environ 30%). Ces deux premiers stocks sont difficilement accessibles. Et enfin, viennent les eaux de surfaces telles que les lacs et différents réservoirs (environ 0.3%), plus facilement accessibles. Finalement, on estime le stock d'eau douce liquide à 15 000 km³, à l'échelle mondiale (Jonard, 2017-2018).

Cependant, malgré cette quantité d'eau importante, il subsiste des pénuries et sécheresses localement. En effet, les pays ne sont pas tous égaux face aux besoins et aux apports en eau. Manque d'infrastructures, mauvaises politiques de gestion de l'eau, climat difficile, croissance démographique et besoins importants, pression sur la qualité de l'eau ou encore perturbations climatiques ; nombreux sont les éléments qui ont un impact sur les apports et les besoins en eau d'une région, d'un pays.

L'homme prélève l'eau – retire l'eau du milieu naturel pour l'acheminer vers un point d'utilisation - dont il a besoin pour ses activités. On répartit ces prélèvements anthropiques

de l'eau en trois secteurs : domestique, industriel et agricole. Ce dernier est le secteur dont la demande en eau est la plus importante (70% des prélèvements mondiaux) suivie par le secteur industriel (20%) et le secteur domestique (10%) (Jonard, 2017-2018). On comprend dès lors que les pratiques agricoles et, surtout, la gestion de l'eau et de l'irrigation représentent un élément capital dans la sauvegarde des ressources en eau terrestre.

1.2. L'eau et l'agriculture

Comme cité plus haut 70% des prélèvements d'eau sont destinés à l'usage agricole. Des variations importantes sont à relever, en fonction des pays. Les pays industrialisés, par exemple, n'utilisent que 40% des prélèvements pour irriguer, alors que les pays en voie de développement, qui doivent parfois subvenir aux besoins alimentaires d'une population qui croît de manière importante, dépensent jusqu'à 90% de leur eau douce dans l'agriculture (Société Publique de Gestion de l'Eau, s.d.).

Les activités agricoles utilisent énormément d'eau à cause de l'irrigation qui doit être assurée pour avoir de bons rendements. L'irrigation rend également l'agriculture possible dans des régions du globe qui sont soumises à de longues périodes de sécheresse, ou qui font face à des pluviométries variables tout au long de l'année. Aujourd'hui, près de 20% des surfaces cultivées sont irriguées et contribuent à 40% de la production agricole (FAO, 2014).

Étant donné le rôle capital que joue l'agriculture dans la production alimentaire, il n'est pas surprenant d'observer des pays, dont les techniques agricoles (irrigation) sont peu avancées, souffrir de sous-alimentation. C'est notamment le cas des pays d'Afrique sub-saharienne. Dans ces pays, seulement 3% des surfaces cultivées sont irriguées, ce qui est largement sous la moyenne mondiale. Ces pays occupent aussi les premières places en termes de sous-alimentation, avec 25% de la population qui serait touchée contre 12% à l'échelle mondiale (2012-2013). Il a été montré dans certains pays d'Asie, qu'une augmentation des surfaces irriguées (de 26% en 1970 à 41% aujourd'hui) a permis de diminuer la sous-alimentation (de 24% en 1990 à 14%) (FAO, 2014). La relation entre l'amélioration de la production agricole par l'irrigation et la diminution de la sous-alimentation est donc un fait.

De plus, la région sub-saharienne a été identifiée comme une des régions du globe qui sera la plus touchée par la croissance démographique d'ici 2050 (Organisation des Nations unies, 2010). Une augmentation de la population entraînera d'une augmentation des besoins alimentaires. C'est pourquoi, une meilleure productivité agricole serait donc nécessaire pour subvenir à cette demande. Cette progression de productivité pourrait être limitée en cas de pénurie d'eau. Dans ces régions en développement, la gestion de l'eau est donc, plus que jamais, au centre des débats.

À côté de l'aspect alimentaire, d'autres intérêts à la bonne gestion de l'irrigation sont à valoriser. En effet, un apport d'eau trop important pourrait entraîner des coûts supplémentaires inutiles. Une gestion plus efficiente de l'eau permet donc de faire des économies d'un point de vue financier. Un apport trop important d'eau sur une parcelle peut également entraîner un ruissellement depuis la parcelle vers les milieux aux alentours, entraînant avec lui une partie des intrants appliqués sur la parcelle. Encore une fois, on a une perte de rendement par rapport à la quantité d'intrants appliquée au sol, et donc une perte financière. Au-delà de l'aspect économique, il y a aussi un aspect écologique non négligeable. En effet, en ruisselant et en emmenant avec lui les pesticides, engrais et autres produits déversés sur le champ, le surplus d'eau va venir polluer l'écosystème qui entoure le champ. L'eutrophisation des cours d'eau et des nappes alentours est notamment une des conséquences de ce ruissellement depuis les parcelles agricoles.

Au-delà de l'aspect alimentaire, il y a donc des aspects financiers et écologiques non négligeables.

1.3. Objectif

Dans ces conditions, on imagine facilement qu'une économie d'eau à travers une gestion plus parcimonieuse de celle-ci dans le milieu de l'agriculture serait bénéfique d'un point de vue pérennité de la ressource mais aussi d'un point de vue économique et écologique.

Étant donné les liens existants et les relations déterminées entre la teneur en eau du sol et ses propriétés physiques, principalement la permittivité diélectrique et la conductivité électrique, l'humidité du sol sera estimée de façon indirecte. Ce travail s'inscrit dans la continuité du mémoire réalisé en 2017 par Élodie Jacquemin et supervisé par Sébastien Lambot. L'objectif de ce mémoire était de déterminer la teneur en eau dans la zone racinaire indirectement en mesurant la permittivité diélectrique à l'aide d'un géoradar transporté par un drone. En travaillant avec un radar qui opère à moyennes fréquences, on obtient une estimation des valeurs de permittivité du sol, en se basant sur la réflexion de l'onde à l'interface du sol. En appliquant la méthode de la modélisation inverse de l'onde, focalisée sur cette réflexion de surface et en faisant l'hypothèse que la conductivité n'aura pas d'impact sur cette dernière, on peut estimer la permittivité diélectrique du sol. Cependant, si on veut caractériser la zone racinaire du sol (1 m de profondeur), il faut travailler à basses fréquences. Il s'avère qu'à ces fréquences-là, la conductivité électrique du sol a un impact sur la réflexion de l'onde par le sol. Ce phénomène est d'ailleurs illustré par la Figure 1, réalisée par S. Lambot, où l'on peut observer, dans un premier temps la relation qui existe entre la fréquence utilisée et la profondeur de caractérisation du sol. Et dans un second temps, le lien entre la fréquence utilisée et les propriétés du sol qui auront un impact sur la réflexion de l'onde à l'interface du sol. Comme on peut le voir sur la Figure 1, si l'on veut caractériser la teneur en eau dans la

zone racinaire, on doit travailler à des fréquences où permittivité et conductivité ont un impact sur la réflexion de surface.

L'objectif de ce mémoire est de mesurer la conductivité électrique de la zone racinaire du sol à l'aide d'un géoradar transporté par un drone. Pour mesurer la conductivité électrique du sol, le géoradar sera utilisé à très basses fréquences (inférieures à 100 MHz) afin que seule la conductivité et la hauteur de vol impactent la réflexion de surface de l'onde (Figure 1). Par ailleurs, c'est également ce que E. Jacquemin (2017) démontre dans son mémoire : la sensibilité du coefficient de

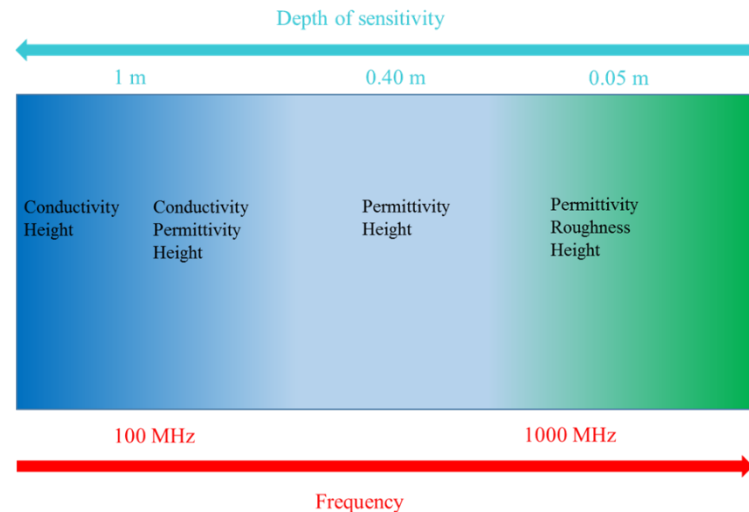


Figure 1: Impact de la fréquence de l'onde électromagnétique sur sa pénétration dans et sol et sa sensibilité aux paramètres du sol. (Lambot, S.).

réflexion vis-à-vis de la conductivité est élevée pour des fréquences inférieures à 100 MHz. La méthode de la modélisation inverse des données radar sera appliquée pour retrouver les paramètres du sol. Les résultats seront présentés sous forme de cartes et comparés à d'autres techniques (induction électromagnétique, tomographie de la résistivité électrique) afin d'assurer leurs validités. L'argile étant le constituant du sol qui impacte le plus la conductivité de ce dernier, des prélèvements de sol et des analyses granulométriques seront effectués dans des zones de conductivités différentes afin de valider, encore une fois, les résultats.

En 2017, Jacquemin proposait, dans ses perspectives de mémoire, de coupler une mesure indépendante de la conductivité électrique par radar opérant à basses fréquences (30 MHz) à la mesure de la permittivité, pour améliorer la sensibilité du modèle (d'inversion) à la permittivité. Ce mémoire tentera d'apporter les premiers éléments de réponse.

Chapitre 2 : État de l'art

2.1. Techniques de mesure de teneur en eau du sol

2.1.1. Méthode Gravimétrique

Le sol est composé de trois phases : la phase solide, représentée par les particules de sol, la charge caillouteuse, des racines, etc., la phase gazeuse, représentée par l'air qui peut occuper les pores du sol et la phase liquide, représentée par l'eau. Le but de cette méthode est de comparer le poids humide, pesé avant séchage de l'échantillon, et le poids sec, pesé après séchage, d'un échantillon de sol de volume identique afin de déduire la teneur en eau de l'échantillon. Pour faire disparaître toute trace d'eau et obtenir un sol complètement sec, on va chauffer notre échantillon dans un four à 105°C pendant 48 heures.

Il y a deux façons d'exprimer la teneur en eau : la teneur en eau massique (gravimétrique) et la teneur en eau volumique. Comme leurs noms le laissent présager, la première dépend de la masse de l'échantillon, tandis que la deuxième dépend du volume de l'échantillon pour (la différence de masse étant transformée grâce à la masse volumique de l'eau, comme indiqué dans l'Équation (2))

Teneur en eau massique :

$$\theta_w = \frac{M_t - M_s}{M_t} \quad (1)$$

Où :

- M_t = Masse totale de l'échantillon [kg]
- M_s = Masse de l'échantillon sec [kg]

Teneur en eau volumique :

$$\theta_v = \frac{(M_t - M_s) \frac{1}{\rho_w}}{V_t} \quad (2)$$

Où :

- M_t = Masse totale de l'échantillon [kg]
- M_s = Masse de l'échantillon sec [kg]
- ρ_w = Masse volumique de l'eau [kg/m³]
- V_t = Volume de l'échantillon [m³]

Il s'agit de la méthode de référence. Elle est souvent utilisée pour comparer les résultats obtenus via l'utilisation d'autres méthodes de mesure. C'est une méthode directe – on mesure directement la teneur en eau du sol, sans utiliser les propriétés du sol pour déduire cette dernière - et destructive, on prélève un échantillon de sol sur place et on travaille généralement en laboratoire pour le manipuler. On mesure donc très précisément la teneur en eau de manière ponctuelle. Ce domaine de mesure réduit représente à la fois un avantage et un inconvénient. En effet, on mesure de manière très précise mais sur un volume de sol qui est très limité (généralement entre 100 et 300 cm³ de sol). De plus, c'est une méthode qui peut s'avérer laborieuse lorsque l'échantillonnage de sol doit se faire en profondeur.

2.1.2. La sonde à neutrons

Il s'agit d'une technique indirecte de mesure de la teneur en eau d'un sol. L'instrument est essentiellement composé de deux parties distinctes : la sonde et son blindage ainsi que le système électronique de comptage (Bacchi, Reichardt et Calvache, 2003).

La sonde en métal est de forme cylindrique avec un diamètre allant de 3 à 5 cm et une longueur allant de 20 à 30 cm. À l'intérieur du cylindre, on retrouve la source émettrice (neutrons rapides, libérés par une poudre de béryllium bombardée de particules alpha), le récepteur (neutrons lents) et un préamplificateur qui, à l'aide d'un câble, joue le rôle de connexion avec le système électronique de comptage.

Selon le fabricant, ce système de comptage peut varier mais il contient de manière générale : un amplificateur, une source haute tension, un compteur d'impulsions, une horloge, une alimentation par batteries et un microprocesseur.

Lors de la prise de mesures, on insère la sonde dans le tube d'accès à la profondeur désirée. Une fois sortie de son blindage, l'opérateur est exposé aux rayons gamma et aux neutrons rapides émis par la source. Heureusement, par soucis de santé, les

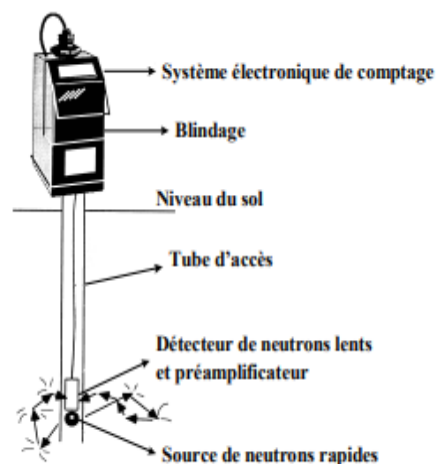


Figure 2: Schéma sonde à neutron (Bacchi et al., 2003).

sondes sont construites de manière à réduire le plus possible cette exposition, en permettant à la sonde un accès direct et rapide au tube d'accès, depuis le blindage de sécurité (Bacchi et al., 2003).

Une fois en place, la source émettrice envoie des neutrons rapides (énergie élevée >2 MeV) dans le sol. Le proton étant de charge nulle, son déplacement ne sera pas impacté par les charges électriques du sol. Il sera soumis à trois types d'interactions : absorption par les noyaux atomiques, désintégration et dispersion par collisions. C'est sur cette dernière interaction que repose le fonctionnement de la sonde à neutrons. En entrant en collision avec les particules de sol, les neutrons rapides vont perdre de l'énergie et devenir des neutrons lents (basse énergie <0,025 eV). L'hydrogène est un bon ralentisseur de neutron, c'est-à-dire qu'il ne faut que quelques collisions (18 collisions avec ^1H) avec des atomes d'hydrogènes pour qu'un neutron rapide devienne un neutron lent. Étant donné son contenu en hydrogène, l'eau est donc un bon ralentisseur de neutrons. Dès lors, plus la teneur en eau du sol sera élevée, plus grande sera la quantité de neutrons lents présents autour de la source. C'est pourquoi, un « nuage » sensiblement sphérique de neutrons lents va se former autour de la source. Le diamètre de ce nuage (30 cm en moyenne) est fonction de la teneur en eau du sol. Plus le sol est sec, plus le rayon sera élevé. Le comptage des neutrons lents effectué par le récepteur au sein de ce nuage, représentant un volume de sol, sera donc proportionnel à la teneur en eau pour ce même volume de sol. Cette relation entre comptage et teneur en eau est déterminée grâce à un étalonnage (Bacchi et al., 2003).

Étalonner l'appareil est donc une étape primordiale pour déterminer la relation humidité volumique du sol (θ_v) et lecture de l'appareil (cpm ou cps). Pour réaliser cet étalonnage, on associe des valeurs de comptage de l'appareil à des teneurs en eau, déterminées par la méthode gravimétrique, en veillant à avoir une gamme de teneur en eau assez large. On obtient ainsi un jeu de données contenant des relations ponctuelles teneur en eau – comptages neutroniques.

La notion de comptage relatif (Équation (3)) est utilisée pour éliminer les effets de la température et d'autres problèmes qui pourraient avoir un impact sur la sonde.

Comptage relatif :

$$CR = \frac{N}{N_s} = \frac{C/T}{C_s/T_s} \quad (3)$$

Où :

- C est le comptage (nombre de neutrons) mesuré dans un sol pour un temps donné T (min ou s)
- C_s est le comptage (nombre de neutrons) mesuré dans un milieu standard pour un temps donné T_s (min ou s)

- N et N_s sont les taux de comptages respectifs exprimés en cps ou cpm en fonction de l'unité de temps utilisée.

Il reste donc à établir la droite d'étalonnage et à définir la relation entre les deux données : comptage relatif en abscisses et teneur en eau volumique en ordonnées. L'équation de la régression linéaire donnera la relation entre ces données (Bacchi et al., 2003).

Cette technique a pour avantages un temps de mesure relativement court (10-30 secondes), une bonne précision des mesures, à condition d'avoir calibré de manière rigoureuse, une bonne flexibilité d'un point de vue de la profondeur des mesures, signal non affecté par la salinité (Biielders et Javaux, 2016-2017). Cependant, la présence de radioactivité représente un potentiel danger pour l'utilisateur. Par ailleurs, l'équipement peut être coûteux et son utilisation nécessite la mise en place de tube d'accès pour accueillir la sonde.

2.2. Les méthodes diélectriques

Les méthodes diélectriques de détermination de la teneur en eau du sol sont basées sur la forte corrélation entre la permittivité diélectrique du sol et sa teneur en eau (Biielders et Javaux, 2016-2017). La permittivité diélectrique est une des propriétés électriques du sol avec la conductivité électrique et la perméabilité magnétique.

L'équation (4) de la permittivité diélectrique d'un sol (ε) se compose de deux parties : une partie réelle (ε') et une partie imaginaire (ε''). La partie réelle de la permittivité est une mesure de la capacité de polarisation du milieu. Quant à elle, la partie imaginaire représente l'absorption de l'énergie diélectrique par le milieu de propagation (Lambot et Vanclooster, 2017a).

Permittivité diélectrique :

$$\varepsilon = \varepsilon' + \varepsilon''i \quad (4)$$

L'eau étant une molécule polaire, elle a une forte tendance à se polariser quand elle est soumise à un champ électrique alternatif. Dès lors, la teneur en eau du sol aura un impact important sur la capacité de polarisation du sol (ε') et donc sur sa permittivité diélectrique. En effet, lorsque l'on compare les permittivités relatives (ε_r) - le rapport entre la permittivité du milieu (ε) et la permittivité d'un milieu de référence (ε_0) comme le vide ($8.854187 \cdot 10^{-12} \text{ F.m}^{-1}$) - des différents composants du sol, on remarque que celle de l'eau est de loin la plus élevée. L'eau libre pouvant atteindre des valeurs de ε_r de l'ordre de 80 alors qu'un sol sec aura une $\varepsilon_r < 4$ en fonction de ses constituants et l'air (20°C et 1 atm) aura une valeur de ε_r aux alentours de 1 (Biielders et Javaux, 2016-2017).

La fréquence de l'onde électromagnétique envoyée dans le sol aura un impact sur la permittivité de celui-ci. Au-delà d'une certaine fréquence, les molécules présentes dans le sol ne sont plus polarisables et on observe un pic d'absorption de l'énergie diélectrique (Figure 3).

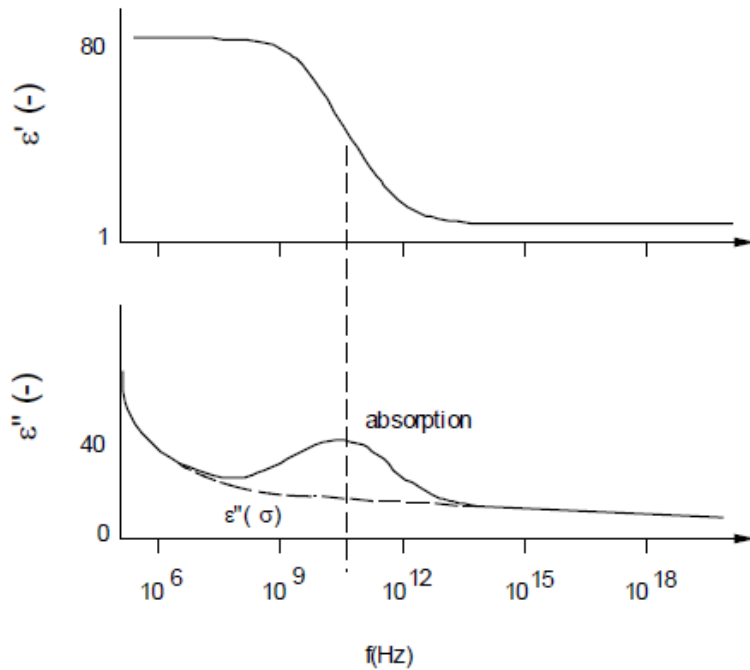


Figure 3: Relation entre fréquence de l'onde électromagnétique et permittivité réelle et imaginaire pour l'eau libre (Lambot et Vanclooster, 2017a).

2.2.1. La réflectométrie temporelle (TDR)

La sonde TDR - Time Domain Reflectometry, ou réflectométrie temporelle - est une méthode indirecte et non intrusive de mesure de la teneur en eau d'un sol. Comme expliqué précédemment, elle se base sur des mesures de permittivité diélectrique du sol pour en déduire la teneur en eau de celui-ci. Elle est composée d'un générateur d'impulsions, d'un oscilloscope, d'un voltmètre et d'un chronomètre haute précision (échantillonneur), d'un câble coaxial et d'une sonde qui servira de guide à l'onde générée (Biielders et Javaux, 2016-2017).

Pour estimer la permittivité diélectrique du sol (ϵ), le TDR repose sur un simple principe de mesure du temps (dt) mis par l'onde électromagnétique pour faire un aller-retour dans la sonde de longueur connue (L) (Équation (5) et (6)) (Biielders et Javaux, 2016-2017).

$$v = \frac{dx}{dt} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (5)$$

$$\varepsilon = \left(\frac{c}{v}\right)^2 = \left(\frac{c \cdot t}{2L}\right)^2 \quad (6)$$

Où :

- c = la vitesse de la lumière ($300 \cdot 10^6$ m/s)

La sonde est donc enfoncée dans le milieu poreux étudié, comme on peut le voir à la Figure 4, afin de déterminer sa permittivité diélectrique. Le générateur envoie alors une onde électromagnétique dans la sonde. La propagation de l'onde à travers cette sonde va dépendre du milieu de propagation dans lequel elle est introduite. Chaque variation de l'impédance – résistance d'un matériau soumis à un courant alternatif - engendre une réflexion partielle (ou totale) de l'onde. Une variation d'impédance peut être provoquée par un changement des propriétés électriques du milieu, ce qui

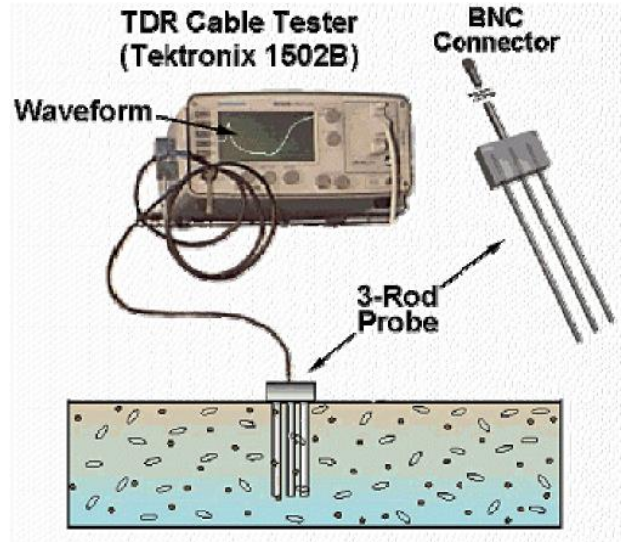


Figure 4: Schéma d'une sonde TDR

provoque donc des perturbations. Celles-ci entraînent des réflexions partielles qui viennent se superposer à l'onde émise. Une fois arrivée au bout de la sonde, l'onde sera alors complètement réfléchi. Le chronomètre se charge de mesurer précisément le temps écoulé entre l'émission de l'onde et sa réflexion totale. Le voltmètre, quant à lui, mesure les variations de voltage (Biielders et Javaux, 2016-2017).

Il convient de déterminer, grâce à l'oscilloscope, le temps mis par l'onde pour faire un aller-retour dans la sonde. En effet, le générateur est physiquement séparé de la sonde d'un point par un câble coaxial. De plus, au sein même de l'appareil, il y a une petite distance entre le générateur d'impulsion et les appareils de mesure situés dans l'échantillonneur.

Sur la Figure 5, représentant une schématisation de l'onde obtenue lorsque la sonde est insérée dans un milieu poreux, on peut aisément distinguer les différentes variations d'impédances dues au déplacement de l'onde au sein du TDR. Entre le temps t_0 et le temps t_a , on retrouve le parcours de l'onde entre le

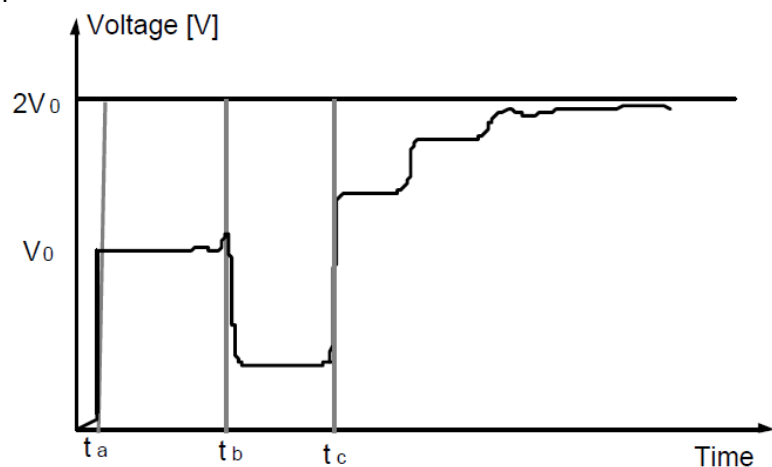


Figure 5: Schéma de l'onde réceptionnée par la sonde TDR introduite en milieu poreux (Biielders et Javaux, 2016-2017).

générateur et l'échantillonneur. En t_a , la variation d'impédance, et donc le saut de voltage, est due au passage de l'onde dans le câble coaxial. On observera la propagation de cette onde au sein du câble jusqu'au temps t_b , où elle pénètre dans la sonde. Ainsi, la propagation de l'onde dans la sonde se situe entre les temps t_b et t_c (Biielders et Javaux, 2016-2017).

Sachant cela, l'Équation (6) devient (7) :

$$\varepsilon_r = \left(\frac{c(t_b - t_a)}{2L} \right) \quad (7)$$

Lorsque le nouveau milieu de propagation de la sonde présente une impédance plus grande, l'onde réfléchiée sera en phase avec l'onde émise. À l'inverse, si la nouvelle impédance rencontrée est plus faible que dans le précédent milieu de propagation, l'onde réfléchiée sera en opposition de phase avec l'onde émise. Ainsi, le type de réflexion donne des renseignements sur les variations de propriétés du milieu et le temps sur les emplacements de ces variations.

Le TDR a pour avantages sa flexibilité, les sondes peuvent être placées de manière verticale, horizontales, etc, et sa rapidité de prise de mesures. Contrairement aux sondes à neutrons, elle n'est en aucun cas dangereuse pour l'utilisateur. Une automatisation du système est également possible, ce qui simplifie le travail à long terme.

Les inconvénients, sont notamment le prix relativement important du matériel et la possible défaillance au cas où les câbles seraient défectueux. La mesure est très sensible à de fortes salinités. En effet, on observe une atténuation du signal dans des conditions salines sévères, s'accompagnant de conductivités électriques allant de 12 à 18 dS/m. Quant à la précision, elle est limitée lorsque la teneur en eau du sol est faible. Une teneur en eau minimale de 7-8% doit être assurée pour permettre le bon fonctionnement du TDR (Biielders et Javaux, 2016-2017). Malheureusement, le TDR n'opère que localement.

2.2.2. L'induction électromagnétique

À l'instar de la sonde TDR, l'induction électromagnétique (EMI) est une mesure indirecte de la teneur en eau, cependant, elle se repose non pas sur la relation entre teneur en eau et permittivité diélectrique, mais sur la relation entre conductivité électrique apparente et teneur en eau. La conductivité électrique apparente prend en compte la conductivité des particules de sol mais également des sels en solution, de la teneur en eau et de l'impact de la température (Doolittle et Brevik, 2014).

Le principe de fonction de l'EMI repose sur les courants de Foucault et la capacité d'un champ électromagnétique alternatif à générer un courant alternatif dans un conducteur. En effet, en

faisant passer un courant alternatif dans la bobine émettrice, on va générer un champ électromagnétique dit primaire. L'application de ce champ électromagnétique sur le sol, va provoquer la création de courants alternatifs dans les éléments conducteurs (ions, eau, argiles, etc) présents dans le sol. Ces courants alternatifs vont, à leur tour, générer des champs électromagnétiques, dits, cette fois, secondaires. Ainsi, les champs secondaires vont se combiner au champ primaire pour induire un courant dans la bobine réceptrice (Callegary, Ferré et Groom, 2007).

Certains instruments, comme le EM38 (Geonics. Ltd., Mississauga, ON, Canada), sont capables de travailler à des niveaux d'induction faibles (*low induction number*). Dans ces conditions, la profondeur d'exploration de l'induction électromagnétique ne dépend pas de la conductivité électrique subsurfacique. Grâce à cela, il est possible d'obtenir une relation linéaire entre le ratio champ secondaire et champ primaire et la conductivité apparente du sol. Cette relation linéaire est représentée dans l'Equation (8) (Doolittle et Brevik, 2014 ; McNeill, 1980).

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \cdot \mu_0 \cdot s^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad (8)$$

Où :

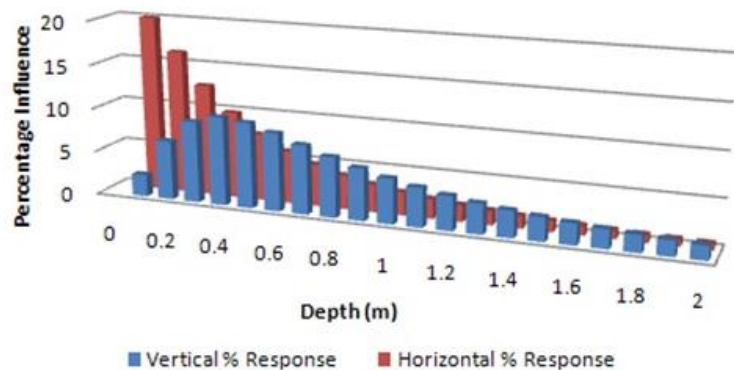
- H_s , le champ électromagnétique secondaire (A/m)
- H_p , le champ électromagnétique primaire (A/m)
- ω , la fréquence angulaire ($2\pi f$) (rad/s)
- μ_0 , la perméabilité magnétique du vide ($4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m)
- σ_a , la conductivité électrique apparente (mS/m)
- s , la distance qui sépare les deux bobines (m)
-

Le « nombre d'induction » (β) est, en réalité, le rapport entre la distance entre la bobine émettrice et la bobine réceptrice (s) et la profondeur de peau (δ), définie comme la profondeur à laquelle la force du champ magnétique a diminué de e^{-1} par rapport à une profondeur de référence. Selon MacNeill (1980), pour que l'Equation (8) soit valable, le nombre d'induction (β) doit être bien inférieur à l'unité. Pour cela, il faut que la distance entre les bobines soit bien inférieure à la profondeur de peau. Bien souvent (c'est le cas pour l'appareil de mesures EM38, que nous utiliserons), cette distance inter-bobine est fixe, la fréquence d'opération est donc choisie en fonction d'une approximation de la conductivité maximale afin que β soit toujours bien inférieur à 1. Ce qui aura pour conséquence d'également fixer la profondeur d'exploration de l'appareil.

Cette profondeur d'exploration d_e est donc indirectement fonction de la conductivité apparente du sol dans des conditions de nombres d'induction faibles. Si σ_a augmente, on aura une diminution de la profondeur de peau et donc une augmentation du nombre d'induction,

ce qui entraînera une diminution de la sensibilité de la mesure avec la profondeur et donc une diminution de la profondeur d'exploration (Callegary et al., 2007 ; McNeill, 1980).

La sensibilité de EMI avec la profondeur peut également varier en fonction de la disposition des bobines. En effet, celles-ci peuvent être placées soit à la verticale, soit à l'horizontale. Dans le cas d'une disposition horizontale, la mesure sera plus sensible à la conductivité en surface. Dans



l'autre cas, la mesure accordera une plus grande importance aux conductivités plus en profondeur, entre 30 et 50 cm. Ces variations de sensibilités sont représentées à la Figure 6. L'instrument qui sera utilisé mesure la conductivité électrique du sol en faisant une moyenne pondérée de la conductivité en fonction de la profondeur et du mode de mesure utilisé (Cotton Research, 2015 ; University of New England, 2018).

La technique de l'EMI présente l'avantage de ne pas être intrusive pour le sol, l'appareil de mesure n'est d'ailleurs pas en contact avec le sol. La mesure est rapide, ce qui permet de faire des mesures répétées sur une surface importante et donc de travailler à grande échelle. Le volume d'échantillonnage est, dès lors, important. Cette méthode est tout à fait appropriée si l'on souhaite travailler à l'échelle d'une parcelle agricole.

Cependant, la conductivité apparente du sol étant fonction de plusieurs facteurs comme la teneur en eau, la teneur en argile, les ions en solutions, etc ; il est difficile de distinguer l'impact des différents facteurs. Déterminer les variations de teneur en eau sur une parcelle à l'aide de cette méthode est une tâche ardue car une variation de conductivité observée pourrait être due à une variation de teneur en argile, par exemple. Il faut donc essayer de travailler sur des sols dont la texture varie très peu si l'on veut avoir de bonnes estimations de la teneur en eau. Une autre option serait de faire des mesures répétées dans le temps afin d'étudier la dynamique de l'eau, les propriétés texturales et la structure du sol ne changeant pas. En plus de cela, le matériel représente un investissement financier assez conséquent.

2.2.3. Tomographie de la résistivité électrique (ERT)

C'est une méthode géophysique qui est utilisée pour déterminer la résistivité électrique apparente du sol en effectuant une mesure à la surface de celui-ci. La technique repose sur la loi d'Ohm qui fait le lien entre le voltage (V), exprimé en volt, l'intensité du courant (I), exprimée en ampère, et la résistance du matériau conducteur (R) exprimée en Ohm (Équation (9)).

$$V = R \times I \rightarrow R = V/I \quad (9)$$

En appliquant donc un courant sur le sol et en mesurant la différence de voltage, on peut calculer la résistance du sol. C'est globalement comme cela que l'ERT fonctionne : une première paire d'électrodes introduit un courant électrique dans le sol, une deuxième paire d'électrodes sera destinée à mesurer la différence de potentiel. Les deux paires d'électrodes sont spatialement séparées, comme on peut le voir sur la Figure 7. La distance

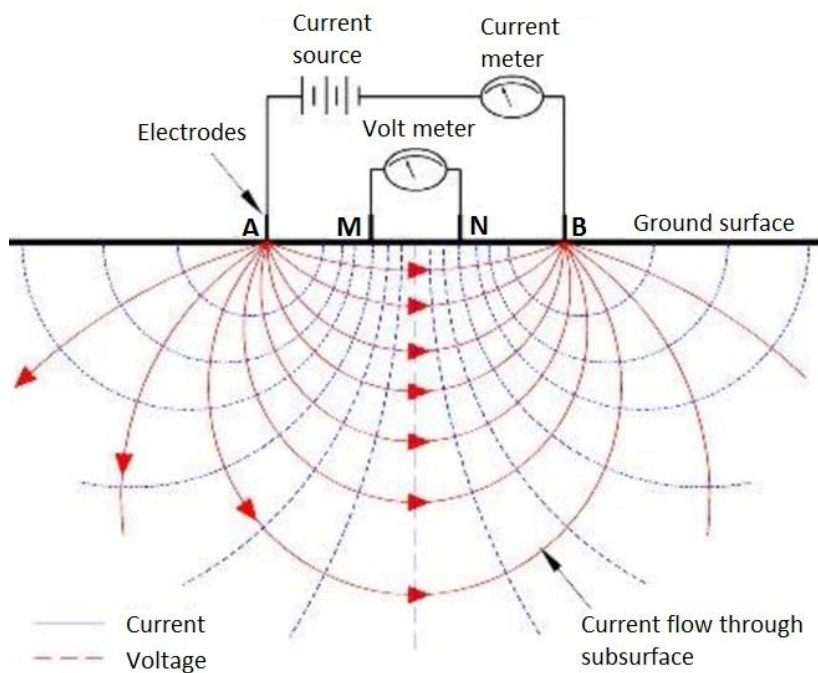


Figure 7: Schéma de la technique de la tomographie de la résistivité électrique d'un sol (Muchingami et al., 2013).

entre les deux électrodes, dont le rôle est de créer un courant dans le sol, aura un impact sur la profondeur de caractérisation du sol. Une distance importante entre ces électrodes entraînera une profondeur de caractérisation plus importante (Muchingami, Nel, Xu, Steyl, & Reynolds, 2013 ; Rhett, 2011).

La résistivité apparente (ρ_a), qui est l'inverse de la conductivité apparente (σ_a), est exprimée comme suit :

$$\rho_a = 1/\sigma_a = K \frac{V}{I} \quad (10)$$

Où :

- K est un facteur géométrique qui dépend de la disposition et de la distance entre les électrodes

On y retrouve l'équation de la loi d'Ohm avec la résistivité qui est égale à la résistance multipliée par le facteur géométrique K.

Il existe un nombre important de dispositions des électrodes (environ une dizaine). Elles ont toutes leurs avantages et inconvénients, en fonction du type d'étude souhaitée, et chacune a un paramètre K différent. Une des dispositions les plus simples est la « Wenner array », comme représentée sur la Figure 7. Dans ce dispositif, les électrodes sont placées à équidistances les unes des autres et la mesure se fait au centre du dispositif (les traits mauves au milieu de la Figure 7). Les électrodes qui créent un courant électrique dans le sol sont situées aux points A et B, celles qui s'occupent de mesurer le voltage sont placées aux points M et N (Rhett, 2011 ; Morrison & Gasperikova, 2016).

On peut ajuster la résolution spatiale en déplaçant les électrodes. Ainsi, pour augmenter la profondeur de caractérisation, et avoir donc une moins bonne résolution, on augmente la distance entre les électrodes tout en gardant le centre du dispositif inchangé. Pour obtenir une résolution horizontale et avoir des résultats en deux dimensions, on déplace tout le dispositif latéralement, sans modifier la distance qui sépare les électrodes. Il est à noter que la résolution spatiale sera impactée, de la même manière que la résolution verticale, par la distance entre les électrodes

Le paramètre K de la « Wenner array » sera fonction de la distance a entre les électrodes multipliée par 2π . On retrouve donc l'équation de la résistivité apparente pour ce dispositif (Morrison & Gasperikova, 2016) :

$$\rho_a = 1/\sigma_a = (2\pi a) \frac{V}{I} \quad (11)$$

Le principal inconvénient de cette disposition est la charge de travail importante requise pour mener à bien la prise de mesure. En effet, pour avoir des résultats en deux dimensions, avec une bonne résolution spatiale à la fois verticale et horizontale, et avec une profondeur de caractérisation importante, il faut redéployer sans cesse les électrodes.

De manière générale, l'ERT présente l'avantage de ne pas être invasive ni destructrice pour le sol. Elle permet également d'avoir des mesures en deux dimensions, le long d'un transect, voire en trois dimensions, si l'opération est répétée sur des transects parallèles. Se basant sur des concepts physiques très simples (la loi d'Ohm), cette technique est plus accessible que d'autres comme le TDR ou le géoradar (GPR) par exemple. Le coût matériel est également très raisonnable Biielders, & Javaux, 2016-2017).

Cependant, l'interprétation physique des résultats peut parfois être compliquée. Étant donné que l'on peut travailler sur des gros volumes de sol, identifier la source d'une variation de conductivité n'est donc pas toujours tâche aisée. De plus, si l'on veut travailler à grande échelle, il faudrait plusieurs appareils afin de répéter les mesures plus rapidement.

2.2.4. Le géoradar

À l'instar de l'induction électromagnétique, le géoradar (Ground Penetrating Radar, dit GPR) permet de mesurer les propriétés électriques du sol sans être en contact avec le sol. Mieux encore, cette mesure peut s'effectuer à distance.

Le GPR opère en transmettant une onde électromagnétique au sol à travers une antenne. La propagation de cette onde dans le sol est gouvernée par les équations de Maxwell qui reposent sur les propriétés électriques du sol : la conductivité électrique (σ), la permittivité diélectrique (ϵ) et la perméabilité magnétique (μ). À chaque interface de deux couches présentant des propriétés différentes, une partie de l'onde est réfléchie vers l'antenne réceptrice, une autre est réfractée et une dernière est transmise à la couche suivante. C'est cette partie réfléchie de l'onde, et captée par le radar, qui sera utilisée pour estimer les paramètres du sol (Lambot et Vanclooster, 2017).

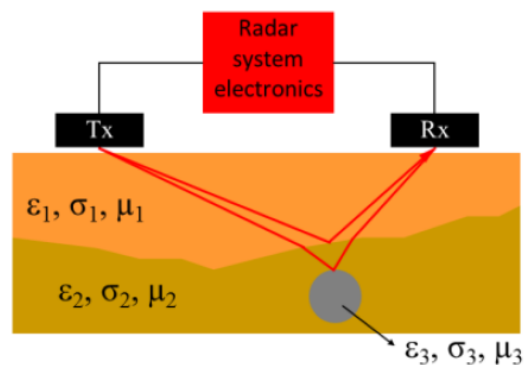


Figure 8: **SCHÉMA** des réflexions d'ondes radar engendrées par des variations de propriétés électriques (Lambot et Vanclooster, 2017).

La fréquence de l'onde transmise au sol est capitale lors de l'utilisation du GPR. En effet, en fonction de celle-ci, on aura des profondeurs de pénétration du sol et des résolutions variables. Une onde de basse fréquence pénétrera plus profondément le sol mais aura une plus faible résolution, et inversement. Il est à noter que la fréquence utilisée ne sera pas le seul paramètre à avoir un impact sur la profondeur de caractérisation. La conductivité électrique, qui joue un rôle d'atténuation de l'onde, aura également un impact. Une conductivité électrique importante diminuera donc le pouvoir de pénétration de l'onde dans le sol. Le GPR opère sur des fréquences similaires aux ondes radio et télévision, c'est-à-dire entre 20 et 2000 MHz.

Il y a deux types de radars : le radar fréquentiel et le radar temporel. Le premier travaille dans le domaine fréquentiel, la prise de mesure sera plus lente mais plus précise. Le second travaille dans le domaine temporel, à l'inverse, la prise de mesure sera plus rapide mais moins précise (Lambot et Vanclooster, 2017).

2.2.4.1. Point fix central (CMP)

On peut déterminer la vitesse de l'onde en mesurant le temps pris par l'onde pour parcourir une certaine distance. Pour cela, il faut également connaître la distance parcourue par l'onde entre l'émetteur, un point fixe dans le sol (common midpoint – CMP), de profondeur connue, et le récepteur ; comme illustré à la Figure 9. Cette vitesse permet ensuite de déterminer la permittivité électrique relative du sol étant donné qu'elle impacte la vitesse de propagation de l'onde (Lambot et Vanclooster, 2017).

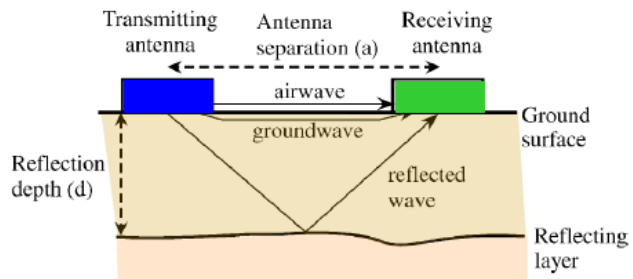


Figure 9: Schéma de la technique du CMP pour estimer les propriétés électriques d'une couche de profondeur connue (Lambot et Vanclooster, 2017).

$$v = \frac{2\sqrt{d^2 + (0.5a)^2}}{t_{rw}} \quad (12)$$

$$\epsilon_r = \left(\frac{c}{v}\right)^2 \quad (13)$$

Où :

- v , la vitesse de l'onde à travers le sol (m/s)
- d , la profondeur à laquelle se trouve le réflecteur (m)
- a , la distance entre antenne réceptrice et émettrice (m)
- t_{rw} , temps pris par l'onde réfléchie pour faire un aller-retour (s)
- c , vitesse de propagation de l'onde (m/s)

Si la profondeur de l'interface où s'opère la réflexion n'est pas connue, il est possible de répéter l'opération en changeant la distance a entre la source et l'antenne réceptrice autour d'un point central fixe. Cette technique est généralement caractérisée par une faible

résolution et une grande incertitude. En plus de cela, elle est, en pratique, peu efficace étant donné qu'il faut plusieurs mesures pour caractériser un seul profil. (Lambot et al.,2004)

2.2.4.2. Onde de sol

Il est à noter que l'onde de sol (« groundwave ») est une onde qui voyage directement depuis l'émetteur vers le récepteur via la surface du sol (Lambot et al.,2004). De manière similaire, la « airwave » transite via l'air vers le récepteur. Une autre méthode consiste à déterminer la permittivité diélectrique directement à partir de la vitesse de propagation de cette onde de sol, la distance de propagation étant à priori connue (qui serait égale à a). La profondeur de caractérisation de cette méthode a été estimée entre 10 et 50 cm en fonction de la fréquence utilisée et des propriétés du sol. Il convient d'abord d'identifier l'onde de sol, en mesurant plusieurs fois avec des distances entre antenne émettrice et réceptrice croissantes. La vitesse de l'onde de sol peut alors être déterminée en mesurant avec une distance fixe (Lambot et al.,2004).

Cependant, d'un point de vue pratique, il y a certaines limitations : le contact entre les antennes et le sol est requis, l'identification de l'onde de sol peut être compliquée voire impossible dans certaines conditions et enfin, d'autres ondes peuvent parfois suivre la même trajectoire que l'onde de sol lorsque l'on a des couches de sol peu profondes (Lambot, Slob, van den Bosch, Stockbroeckx et Vanclooster, 2008).

Pour des raisons pratiques et pour travailler plus facilement à plus grandes échelles, le radar peut aussi être utilisé sans être en contact avec le sol. Deux techniques sont alors généralement utilisées : la méthode des coefficients de réflexion de surface (Fresnel) et la méthode de modélisation inverse sur l'entièreté de l'onde. Ces méthodes présentent l'avantage de maximiser l'utilisation de l'information issue du signal GPR car la phase et l'amplitude seront exploitées (Lambot, Slob, Vanclooster et Vereecken, 2006).

2.2.4.3. Coefficient de réflexion de surface

Ce concept des coefficients de réflexion de surface est largement utilisé dans la mesure et le suivi de la teneur en eau du sol à grande échelle. Cette technique permet également de travailler avec un GPR non pas en contact avec le sol, comme cité plus haut, mais aéroporté (Lambot et al., 2008).

Encore une fois, la méthode se base sur les différences de propriété entre les deux milieux de propagations de l'onde, à savoir l'air et le sol dans ce cas-ci. À l'interface de ces deux milieux, une réflexion de l'onde émise aura lieu en fonction des propriétés électriques du sol.

Plusieurs hypothèses et simplifications sont considérées lors de l'utilisation de cette méthode : tout d'abord, on considère l'antenne placée dans un espace libre, tel que l'air, et au-dessus d'un demi-espace homogène (le sol) délimité par une surface plane ; deuxièmement, le coefficient de réflexion peut être approximé par une onde plane ; ensuite on considèrera les distorsions de l'antenne et la conductivité électrique comme négligeables ; la perméabilité magnétique du sol, quant à elle, sera jugée égale à celle de l'air, elle n'aurait donc pas d'impact sur la réflexion de l'onde par le sol ; enfin, on considère la permittivité diélectrique dépendante de la fréquence (Lambot et al., 2006b).

On obtient ainsi l'amplitude (R) du coefficient de la réflexion de surface, appelée aussi coefficient de réflexion de Fresnel (Lambot et al., 2008). Cette amplitude est définie comme le ratio entre le champ électrique réfléchi (E_s) et le champ électrique incident (E_i). Pour une onde plane d'incidence normale, l'amplitude est déterminée par :

$$R = \frac{1 - \sqrt{\epsilon_r}}{1 + \sqrt{\epsilon_r}} \quad (14)$$

La permittivité diélectrique relative du sol est donc obtenue via :

$$\epsilon_r = \left(\frac{1 - R}{1 + R} \right)^2 \quad (15)$$

Pour déterminer ce coefficient de réflexion R , on va comparer l'amplitude de l'onde réfléchie par la surface du sol, A , à l'amplitude de l'onde réfléchie par un conducteur électrique parfait (PEC – perfect electrical conductor), A_{PEC} . Les interfaces du sol et du PEC devront être placées à même distance du GPR. Le ratio entre les coefficients de réflexion des deux interfaces peut être exprimé comme suit :

$$\frac{R}{R_{PEC}} = \frac{\frac{E_s}{E_i}}{\frac{E_{s,PEC}}{E_i}} \quad (16)$$

Où :

- E_i est le champ électrique incident [V/m]

- E_s est le champ électrique réfléchi par la surface du sol [V/m]
- $E_{s,PEC}$ est le champ électrique réfléchi par l'interface d'un conducteur électrique parfait [V/m]
- R_{PEC} est le coefficient de réflexion à l'interface d'un conducteur électrique parfait

En sachant que le coefficient de réflexion pour un conducteur électrique parfait est égal à -1 et en considérant que le champ électrique incident E_i est constant, que l'amplitude mesurée A est directement proportionnelle à l'onde réfléchie et qu'il n'y a pas d'effet de distorsion d'antenne, l'Equation (16) devient (Lambot et al.,2006b) :

$$R = -\frac{E_s}{E_{s,PEC}} = -\frac{A}{A_{PEC}} \quad (17)$$

Où :

- A est l'amplitude mesurée au-dessus du sol [V]
- A_{PEC} est l'amplitude mesurée au-dessus du conducteur électrique parfait [V]

2.2.4.4. Modélisation inverse de l'onde

Cette méthode vise à résoudre exactement les équations de Maxwell qui régissent la propagation de l'onde dans un milieu multicouche - comme le sol – via une modélisation inverse de l'entière de l'onde. En considérant l'intégralité du modèle électromagnétique, on peut tenir compte de la présence de l'antenne et résoudre, en trois dimensions, les équations de Maxwell. Cependant, seules les ondes voyageant de manière verticale seront mesurées (Lambot et al, 2006).

La présence de l'antenne impacte les résultats. Cet « effet d'antenne » est dû à la différence d'impédance entre la source d'alimentation de l'antenne, l'ouverture de l'antenne et l'air. Tous ces effets provoquent des réflexions multiples au sein de l'antenne (Lambot et al.,2004).

Pour cette méthode, on travaille dans le domaine fréquentiel, bien qu'elle puisse également s'appliquer au domaine temporel, et on a recours à l'utilisation d'un analyseur de réseau vectoriel (VNA – vector network analyzer). La quantité mesurée par ce VNA, $S_{11}(\omega)$, peut être liée à la réponse fréquentielle du sol. Cette mesure est, en réalité, un rapport entre le signal

reçu et le signal émis par l'analyseur de réseau vectoriel. L'équation ci-dessous est valide dans le domaine lointain (Lambot et al., 2004).

$$S_{11}(\omega) = \frac{Y(\omega)}{X(\omega)} = H_i(\omega) + \frac{H(\omega)G_{xx}(\omega)}{1-H_f(\omega)G_{xx}(\omega)} \quad (18)$$

Où :

- $S_{11}(\omega)$, quantité mesurée par le VNA,
- $Y(\omega)$, signal reçu par le VNA,
- $X(\omega)$, signal émis par le VNA,
- $H_i(\omega)$, la fonction de retour de pertes causées par l'antenne et indépendante de l'onde reçue,
- $H_f(\omega)$, la fonction de transfert retour positif
- $H(\omega)$, la fonction de transfert émission-réception de l'antenne,
- $G_{xx}(\omega)$, fonction de Green, fonction de transfert de l'interface air-sol modélisée par un milieu multicouche
- ω , la fréquence angulaire [rad/s]

La fonction de retour de pertes $H_i(\omega)$ - représente les pertes liées à la différence d'impédance entre le point d'alimentation, l'ouverture de l'antenne et l'air - étant indépendante de l'onde électromagnétique réfléchi par le sol $G_{xx}(\omega)$, et engendrant des réflexions multiples dans l'antenne. Il est possible de la déterminer en effectuant les mesures dans des conditions d'espace libre, où $G_{xx}(\omega)$ est nul. La fonction de transfert émission-réception $H(\omega)$ peut elle aussi, à l'instar de $H_i(\omega)$, être déterminée en effectuant une calibration au préalable. Cette calibration peut se faire en effectuant une mesure au-dessus d'un conducteur électrique parfait (PEC), comme une feuille de métal, la fonction de Green étant dès lors connue (égale à 1) (Lambot, Slob, van den Bosch, Stockbroeckx et Vanclooster, 2004c ; Lambot et al., 2004).

Il est à noter que la fonction de retour positif $H_f(\omega)$ joue le même rôle que la fonction $H_i(\omega)$ (variations d'impédance) mais appliqué à l'onde renvoyée par le sol. En effet, ces variations d'impédance engendrent également une réflexion vers le sol de l'onde renvoyée par ce dernier, ce qui provoque des réflexions multiples entre l'antenne et le sol (Lambot et al., 2004c) .

Une représentation de l'Équation (18) a été réalisée sous la forme de diagramme bloc à la Figure 10 (Lambot et al., 2004c). Elle illustre le système radar-antenne-subsurface en décrivant de manière complexe et linéaire les différentes fonctions de transferts.

On y retrouve le champ électromagnétique émis $X(\omega)$ et reçu $Y(\omega)$. Les fonctions $H_f(\omega)$ et $H_i(\omega)$ qui représentent les trajets multiples engendrés par les différences d'impédance entre l'antenne, l'air et le point d'alimentation, comme cité précédemment. La fonction de transfert émission-réception $H(\omega)$, qui est scindée en deux fonctions : $H_t(\omega)$ et $H_r(\omega)$, respectivement d'émission et de réception avec $H(\omega) = H_t(\omega) H_r(\omega)$. Et enfin, on observe $G_{xx}(\omega)$ la fonction de transfert de l'interface du sol, milieu multicouche (Lambot, Antoine, Vanclooster et Slob, 2006a).

Cette équation permet donc de filtrer et supprimer les principaux effets d'antenne des signaux mesurés $S_{11}(\omega)$ (Lambot et al., 2006b).

La fonction de Green $G_{xx}(\omega)$ représente la solution tridimensionnelle des équations de Maxwell pour la propagation d'ondes électromagnétiques au sein d'un milieu multicouche. Le fait de considérer un modèle tridimensionnel permet de tenir compte des divergences sphériques (perte d'énergie d'une onde avec la distance lors de sa diffusion géométrique) lors de la propagation de l'onde (Lambot et al., 2006b).

Pour déterminer la permittivité diélectrique du sol et donc sa teneur en eau, on va s'intéresser à la réflexion de surface. On va donc focaliser l'inversion de la fonction de Green sur cette réflexion de surface. La réflexion de surface sera déterminée dans le domaine temporel. La fonction de Green étant représentée dans le domaine fréquentiel, il faut la transformer dans le domaine temporel grâce à la transformée inverse de Fourier (Équation (19)) (Lambot et al., 2006b) :

$$g_{xx}(t) = F^{-1}\{G_{xx}(\omega)\} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} G_{xx}(\omega) d\omega \quad (19)$$

Où :

- ω , la fréquence angulaire

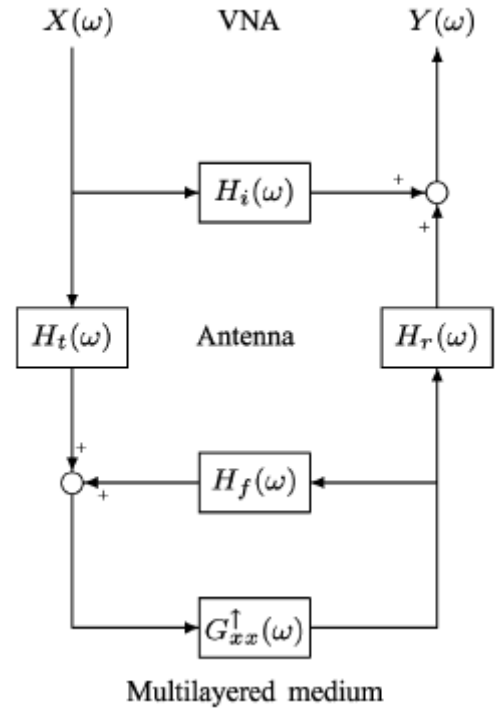
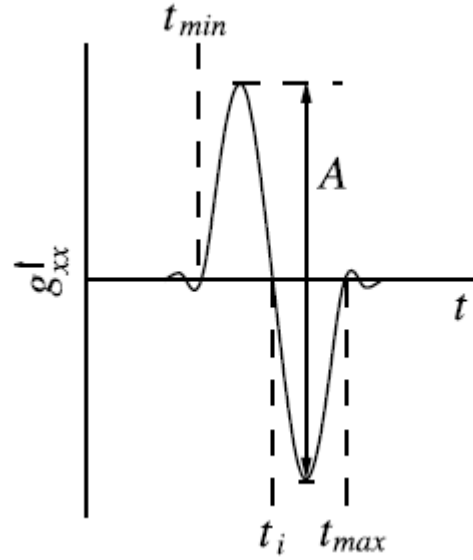


Figure 10: Représentation, sous forme de diagramme bloc, de l'Équation (18) (Lambot et al., 2004c).

- t , le temps
- $i = \sqrt{-1}$
- $g_{xx}(t)$, la fonction de Green dans le domaine temporel
- $G_{xx}(\omega)$, la fonction de Green dans le domaine fréquentiel.

La réflexion de surface peut alors être repérée dans le domaine temporel, l'amplitude de cette réflexion sera la plus grande. Une fenêtre de temps est alors définie, elle se focalise sur la réflexion de surface et est bornée par $t_{\max}$ et $t_{\min}$, comme on peut le voir sur le schéma de la réflexion de surface à la Figure 11 (Lambot et al.,2006b). Cette figure est une représentation de la fonction de Green, obtenue après avoir filtré les effets d'antennes des données brutes. La racine t_i



représente approximativement le temps correspondant à l'interface du sol dans l'espace. En pratique, t_i ne correspond pas exactement à l'interface du sol car le coefficient de réflexion dépend du temps pour plusieurs raisons : la diffusion géométrique lors de la propagation de l'onde, l'effet retardateur que peut jouer la conductivité électrique et la distorsion due à la dépendance fréquentielle des propriétés électromagnétiques du sol (Lambot et al.,2006b).

On peut enfin appliquer la modélisation inverse aux fonctions de Green afin d'en déduire la permittivité diélectrique. Pour cela, le problème est formulé par la méthode des moindres carrés. On va chercher à minimiser la fonction objective (Equation ??) en optimisant le paramètre $b = [\varepsilon_{r,1}, d_0]$, avec $\varepsilon_{r,1}$ étant la permittivité diélectrique relative de la surface du sol et d_0 la distance entre l'antenne et l'interface du sol. Cette minimisation de la fonction objective est réalisée à l'aide de l'algorithme simplex Nelder-Mead (Lambot et al.,2006b).

$$\phi(b) = (g_{xx}^* - g_{xx})^T (g_{xx}^* - g_{xx}) \quad (20)$$

Où :

- g_{xx}^* , vecteur contenant la fonction de Green observée au sein de la fenêtre de réflexion de surface dans le domaine fréquentiel
- g_{xx} , vecteur contenant la fonction de Green simulée au sein de la fenêtre de réflexion de surface dans le domaine fréquentiel
- b , vecteur paramètre à estimer

Comme pour la méthode des coefficients de réflexion de surface, la conductivité électrique, la perméabilité magnétique et les couches du sol sont considérés comme ayant un impact négligeable sur la permittivité électrique estimée $\varepsilon_{r,1}$ (Lambot et al.,2006b).

Encore une fois, le choix de la fréquence utilisée a toute son importance. Il a été démontré que l'utilisation de fréquences aux alentours des 1000 MHz permettait de déterminer la teneur en eau sur les cinq premiers centimètres de sol. Cependant, il serait intéressant d'un point de vue agricole de pouvoir déterminer la teneur en eau sur une profondeur de sol plus importante. Cela passe donc par un recours à des fréquences plus basses. Cependant, la réflexion de sol, lorsque l'on travaille à basses fréquences, est impactée de manière plus conséquente par la conductivité électrique. Une estimation de la conductivité électrique et de la permittivité diélectrique représente un challenge relevé (Lambot et al.,2006b).

Chapitre 3 : Présentation du site et caractérisation de la conductivité électrique du sol par Induction Electromagnétique

3.1. Objectif spécifique

Le premier objectif de ce chapitre est de décrire le site d'étude choisi et d'analyser, via la création de cartes, sa conductivité électrique. En effet, avant de procéder aux analyses du sol à l'aide du radar, aéroporté ou non, il convient d'en apprendre plus sur la conductivité de notre parcelle. Il serait tout particulièrement intéressant d'observer que la parcelle présente des variations significatives en termes de valeurs de conductivité électrique. Le fait d'observer ces mêmes variations sur les futures cartes produites à partir de données radar permettrait de valider ces nouvelles cartes. L'objectif est donc d'identifier d'éventuelles variations de conductivité électrique du sol et de se servir de ces variations comme référence pour la suite. Pour créer cette carte de référence, la technique de l'induction électromagnétique sera utilisée via l'EM38.

Le deuxième objectif de ce chapitre est la mise en place d'un dispositif de mesures plus adapté que la marche à pied, si l'on souhaite travailler sur des superficies importantes. Pour cela, des mesures de conductivité seront réalisées avec un quad muni d'un bras en bois au bout duquel est fixé l'appareil de mesure. L'objectif est donc de déterminer la faisabilité de la mise en place d'un tel dispositif de mesure et d'analyser les résultats ainsi produits.

3.2. Présentation du site d'étude

3.2.1. Localisation du site

Le site soumis à nos études est une parcelle de la ferme de Lauzelle, située dans la commune d'Ottignies-Louvain-la-Neuve, en Brabant wallon, Belgique (Figure 12). Ce site présente l'avantage de se situer à proximité de l'Université catholique de Louvain, ce qui a facilité le transport du matériel, parfois encombrant. Le site est localisé aux coordonnées 50°40'52.6"N 4°37'00.1"E (Lambert belge 1972, exprimé en degrés minutes secondes). La parcelle en elle-même a une superficie relativement rectangulaire d'environ 4.4 ha.

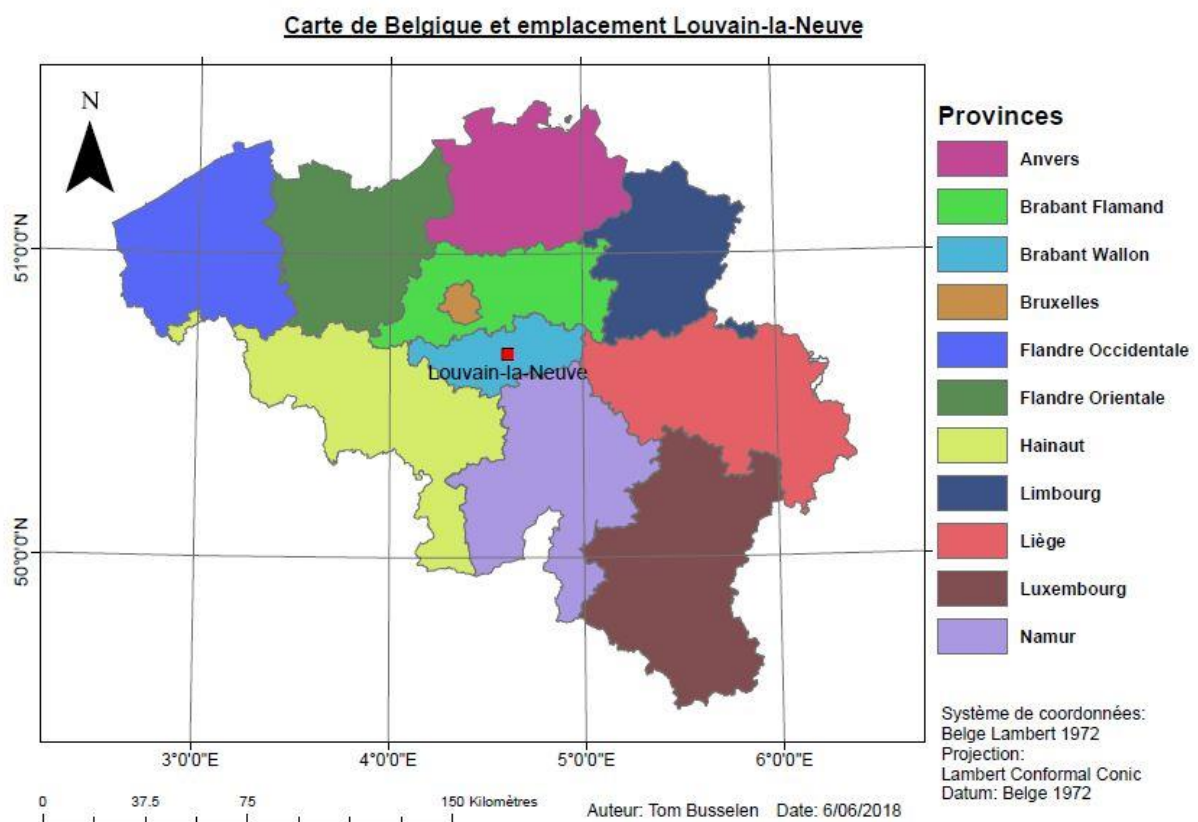


Figure 12: Localisation de la ville de Louvain-la-Neuve, Belgique.

Sur la carte ci-dessous (Figure 13) se trouve l'emplacement de la parcelle par rapport à la ville étudiante de Louvain-la-Neuve. Elle met en évidence la proximité du site par rapport à l'Université catholique de Louvain. Il est important de spécifier que l'orthophotographie, utilisée à la Figure 13, sera en arrière-plan de toutes les cartes créées. Elle provient du Service public de Wallonie, via *ArcgisOnline* du logiciel Arcgis.

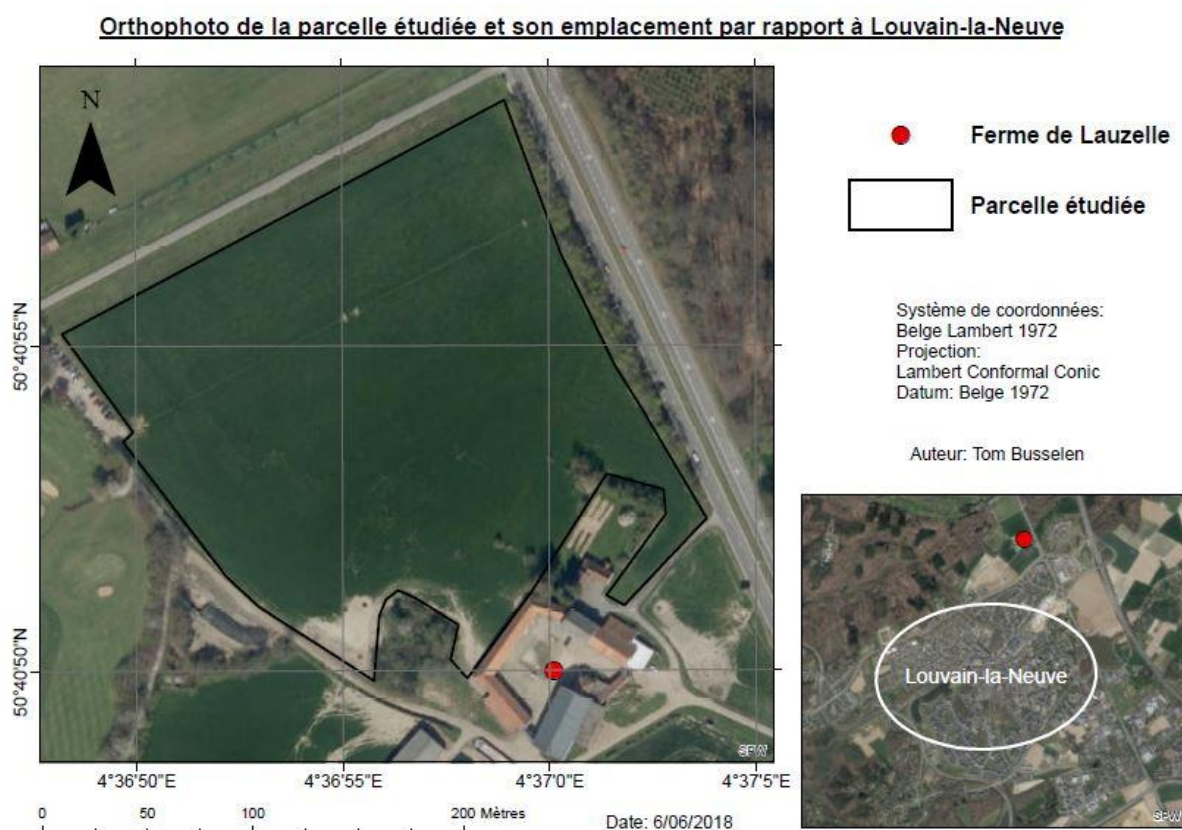


Figure 13: Vue aérienne (orthophotographie 2015) de la parcelle et sa localisation par rapport à la ville de Louvain-la-Neuve (source : Service Public de Wallonie (SPW)).

3.2.2. Topographie

Le relief de la parcelle est relativement homogène, avec une pente douce sur l'ensemble du site (5.68% en moyenne). L'altitude maximale se situe à 138.93m au-dessus du niveau de la mer, alors que la plus faible altitude sur la parcelle a été recensée à 127.23m. Cependant, sur la partie ouest de la parcelle, on observe une dépression importante qui fait office de cuvette. Cette dépression est ensuite suivie, toujours vers l'ouest, d'une pente importante en bordure de parcelle. On peut également noter le léger plateau situé en amont de la pente, proche de la ferme, au sud de la parcelle. La carte des pentes présentes sur la parcelle est représentée ci-dessous, à la Figure 14.

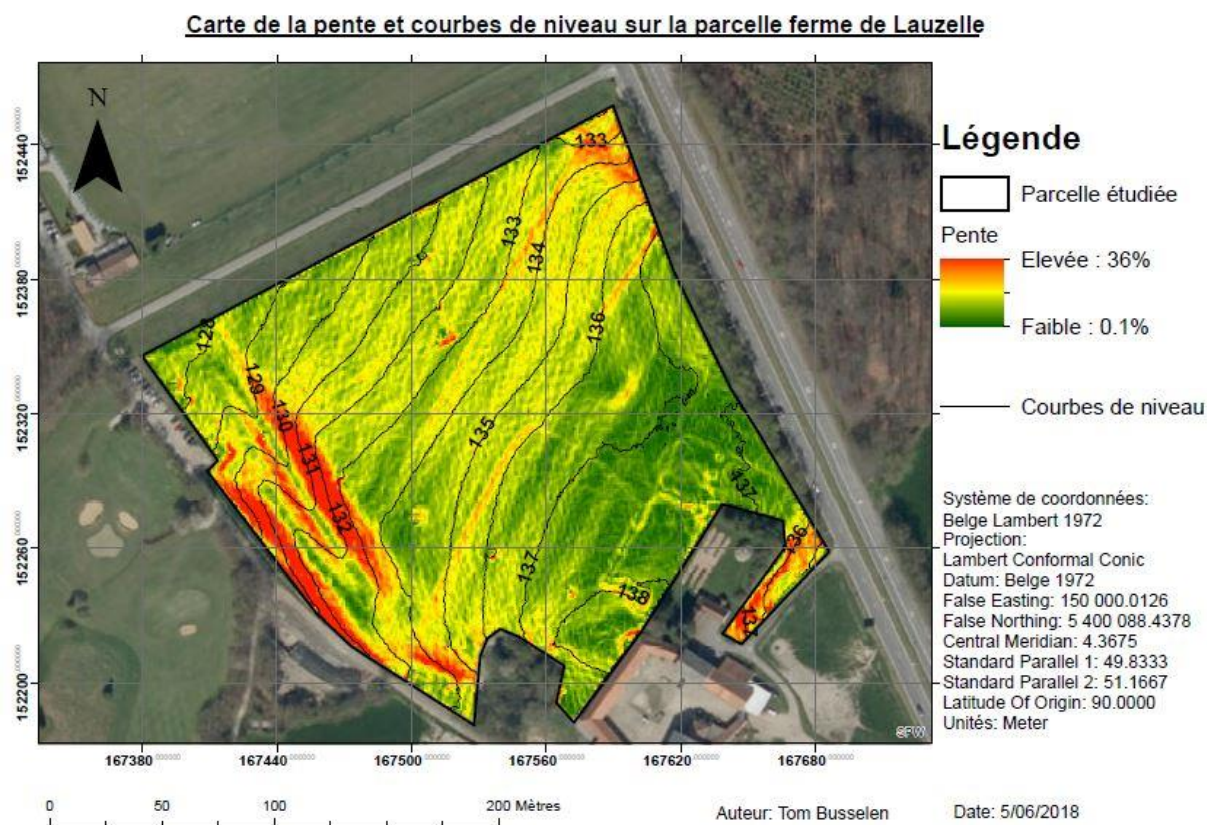


Figure 14: Carte de la topographie de la parcelle décrite sous forme de pentes (%) et de courbes de niveau (source : données MNT LIDAR 1 m de la Région Wallonne).

3.2.3. Type de sol

En ce qui concerne le type de sol, la carte du Service Public de Wallonie (Figure 15) nous indique que le site se trouve sur un sol sablo-limoneux à drainage naturel principalement modéré ou imparfait (Bah, Engels & Colinet, 2005). En effet, comme on peut le voir sur la carte, notre parcelle se situe en zone wLDx2_3. Ce sigle est divisé en deux parties distinctes : la série principale et la série dérivée qui vient en préfixe de la série principale. Le « w » appartient à la série dérivée, qui précise si, à moins de 125 cm de profondeur, la nature lithographique du substrat sur lequel évolue le sol est différente de la nature lithographique du sol en surface. Dans notre cas, le « w » signifie que ce substrat est de type argilo-sableux. La série principale, composée de trois lettres, renseigne successivement sur la texture du sol, son drainage et son développement de profil. La lettre « L » signifie que l'on se trouve sur un sol sablo-limoneux, pouvant avoir des teneurs en argile allant jusqu'à environ 20%. La lettre « D » signifie que le drainage est imparfait ou modéré. Enfin, la lettre « x » indique que le développement de profil est non défini. Le suffixe « 2_3 » de la série principale indique la profondeur d'apparition du substrat. Dans ce cas-ci, « 2_3 » signifie que le substrat débute entre 20 et 80cm de profondeur.

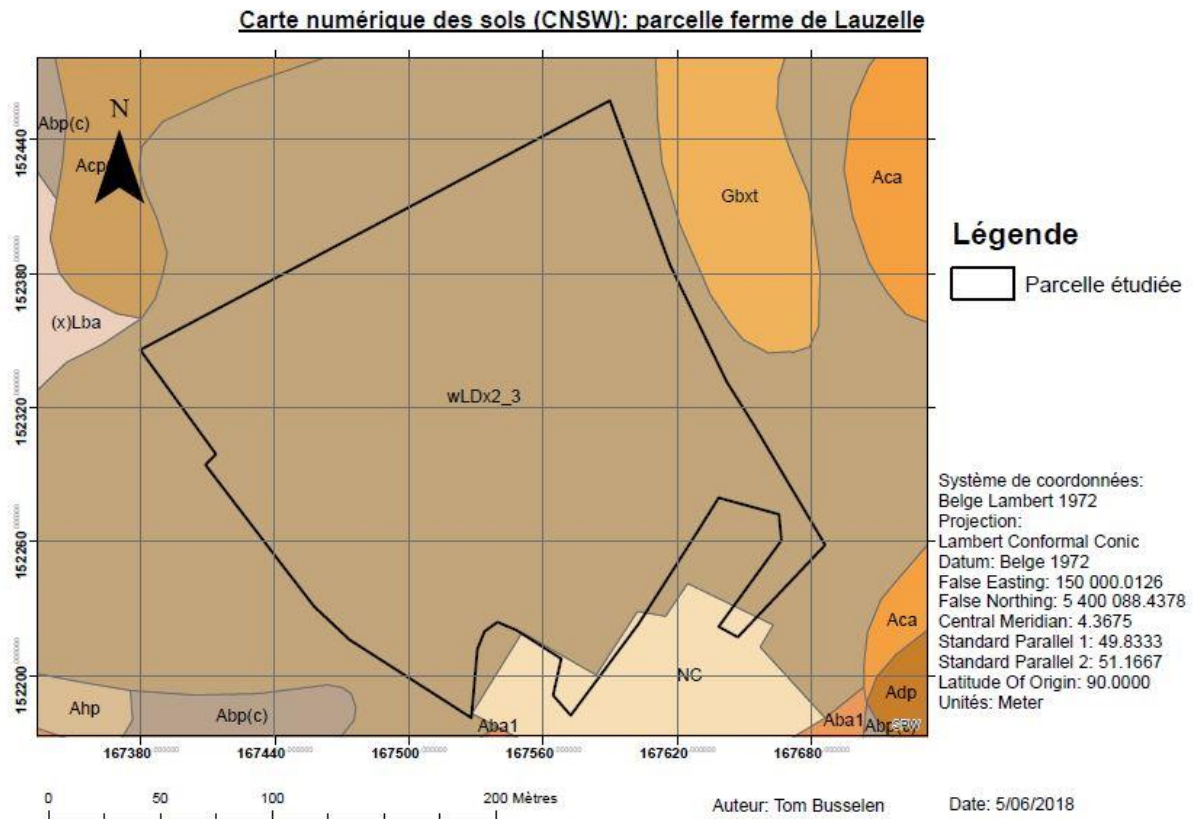


Figure 15: Carte des types de sol présents sur la parcelle de la ferme Lauzelle (source : SPW).

3.2.4. Climat

D'un point de vue climatique, la Belgique se situe dans une zone définie par un climat tempéré dit océanique. Ce climat se caractérise par des hivers doux et pluvieux et des étés frais et humides, grâce à l'effet tampon exercé par la mer, qui atténue les extrêmes climatiques (Climat.be, 2013). L'amplitude thermique annuelle est donc faible (d'habitude inférieure à

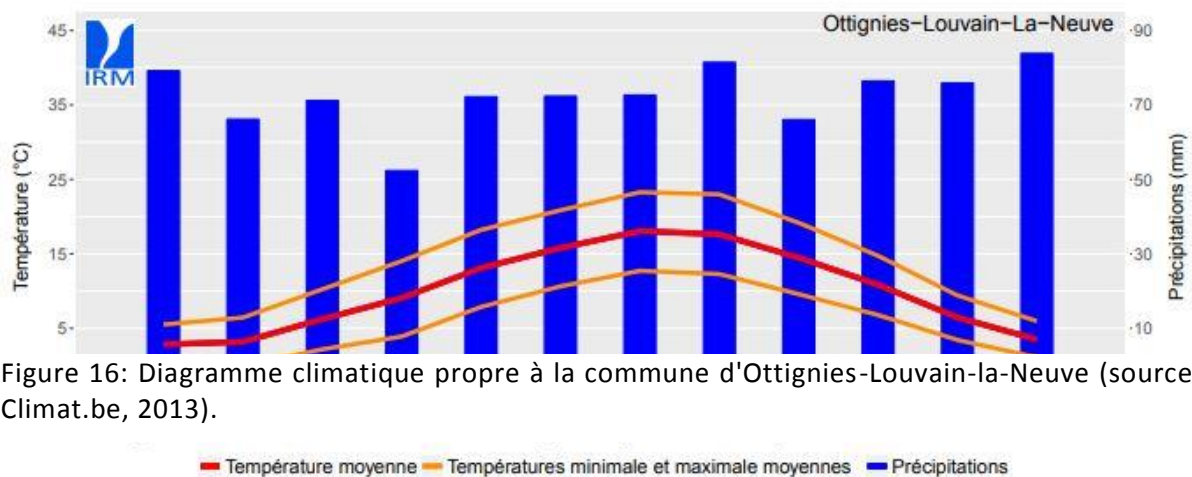


Figure 16: Diagramme climatique propre à la commune d'Ottignies-Louvain-la-Neuve (source : Climat.be, 2013).

20°C) et les pluies réparties de manière homogène tout au long de l'année. La commune d'Ottignies-Louvain-la-Neuve est soumise à ce même climat. Comme on peut le voir à la Figure 16, les variations thermiques sont limitées et les pluies bien réparties.

3.2.5. Projet de ferme maraîchère

Actuellement, la parcelle est utilisée comme pâturage et présente donc un couvert végétal herbeux. La parcelle est également entièrement clôturée avec du fil barbelé métallique.

Le site étudié, appartenant à la ferme de Lauzelle, s'inscrit dans le projet de ferme maraîchère mené par l'Université catholique de Louvain. Ce projet vise à développer la ferme afin de l'orienter vers une production de légumes, fruits et petits fruits en respectant des méthodes dites agroécologiques. Ainsi, les concepts de l'agriculture biologique, et son cahier des charges, et de l'agroforesterie seront mis en place. À travers le respect de ces concepts d'agroécologie, c'est la valorisation des services écosystémiques, le renforcement de la biodiversité et l'utilisation parcimonieuse des ressources qui sont visés. Outre la partie production de la ferme, il y a aussi des aspects éducatifs, sociaux et scientifiques non négligeables. En effet, il y a la volonté de transformer cette ferme en lieu d'échange et d'apprentissage pour la communauté universitaire mais pas uniquement : également des partenariats avec les maraîchers alentours pour partager les expériences et nouvelles découvertes, la mise en place d'animations et d'ateliers didactiques autour des activités de la ferme, la vente de la production en circuit court, etc.

Pour ce projet, la faculté souhaitait en savoir plus sur la parcelle et nous a demandé de procéder à des relevés de donnée. Les cartes de conductivités produites ont donc été partagées avec le personnel participant à ce projet. Cartes qui seront utilisées afin d'analyser la variabilité de la parcelle et d'y apporter des corrections, si nécessaire (Université catholique de Louvain, 2018).

3.3. Caractérisation de la conductivité électrique du sol

3.3.1. Matériel et méthodes

Pour déterminer et cartographier la conductivité électrique du sol sur notre parcelle, nous avons eu recours à la technique de l'induction électromagnétique. Comme cité à la Section 2.2.2., l'induction électromagnétique mesure la conductivité apparente du sol en appliquant un champ électromagnétique sur celui-ci et en analysant le champ généré en retour. Cette méthode de mesure est rapide et présente l'avantage de pouvoir faire des mesures à grande échelle, ce qui nous intéresse tout particulièrement étant donné que nous travaillons à l'échelle d'une parcelle agricole.

Pour ce faire, nous avons utilisé le EM38 (Geonics. Ltd., Mississauga, ON, Canada) qui est également l'outil de mesure EMI le plus utilisé en agriculture. Il fonctionne grâce à une alimentation par batterie de 9V et opère à une fréquence de 14.6 kHz (Heil et Schmidhalter, 2012). Pour cet appareil, la bobine émettrice et la bobine réceptrice sont espacées d'1m et séparées par une barre non conductrice. Ceci permet à l'appareil d'avoir une profondeur



Figure 17: Ordinateur, EM38 et GPS utilisés pour les relevés de conductivité par la méthode de l'induction électromagnétique (source personnelle).

d'exploration entre 0.75 et 1.5m selon la disposition des bobines. En position verticale, bobines perpendiculaires au sol, la profondeur d'exploration sera plus grande (1.5m) et en position horizontale, bobines parallèles au sol, la profondeur d'exploration sera plus faible (0.75m). Cependant, ces profondeurs restent très théoriques car, en réalité, elles vont dépendre des variations de conductivité. Pour rappel, les sensibilités sont également différentes pour les deux modes de mesure (Section 2.2.2.). Nous avons utilisé le EM38 en position verticale afin d'avoir une profondeur de caractérisation qui couvre la zone racinaire du sol (Heil & Schmidhalter, 2017).

Pour faire un relevé de la conductivité du sol, deux moyens ont été utilisés. Dans un premier temps, la parcelle a été parcourue à pied en transportant l'EM38, son ordinateur et le GPS.

Dans un second temps, pour des raisons pratiques, nous avons utilisé un quad pour effectuer les mesures. Mais dans les deux cas, la méthode utilisée reste foncièrement la même.

Cependant, l'EM38 doit se trouver à bonne distance de n'importe quelle source de métal, qui agit comme un conducteur et viendrait perturber les résultats en générant des champs électromagnétiques secondaires. Pour cela, nous avons utilisé un bras en bois motorisé de 1.83 m de long que nous avons fixé à l'avant du quad. Le bras a dû être quelque peu modifié avant d'en faire usage. Il a été rendu plus stable via l'ajout de deux lattes en bois



Figure 18: Dispositif mis en place pour les relevés de conductivité réalisé avec l'EM38 sur le quad (source personnelle).

sur la partie supérieure. Toutes les pièces de métal ont également été remplacées par du bois ou du plastique. Le moteur du bras permettait de régler sa hauteur par rapport au sol. En fixant notre appareil de mesure à l'extrémité du bras, on éloigne ainsi l'EM38 de toute source de métal, comme on peut le voir à la Figure 18. L'utilisation du quad présente l'avantage d'être beaucoup plus pratique, surtout si l'on veut travailler sur de grandes parcelles.

Il y a une série d'étapes qui séparent la prise de mesures de la création de la carte, elles sont détaillées ci-dessous.

Étape 1 : Calibration de l'EM38 sur la parcelle

Avant de procéder à la prise de mesures, il a fallu calibrer l'appareil. Avant de réaliser cette étape, il fallait s'assurer que l'EM38 est à bonne distance de source métallique (boucle de ceinture, portefeuille, GSM etc...). Pour calibrer, on élève l'appareil à environ 1.5 mètre du sol et on s'assure que l'appareil affiche bien zéro en mode Q/P (mesure de la conductivité apparente) et I/P (mesure de la perméabilité magnétique). Si ce n'est pas le cas, on joue avec les molettes pour fixer les valeurs à zéro. On choisit le mode Q/P pour effectuer des mesures de conductivité avec l'appareil. On place ensuite l'EM38 en position horizontale, toujours à 1.5m du sol, et on règle la conductivité sur une valeur arbitraire (admettons 10). On place

ensuite l'appareil en position verticale et on regarde ce qu'il affiche (admettons 16). À cette valeur on soustrait la valeur arbitraire choisie en position horizontale et on l'applique à cette même position (donc 6 en position horizontale). En retournant l'appareil en position verticale on s'aperçoit que la valeur observée est le double de celle en position horizontale. L'appareil est alors calibré.

Étape 2 : La prise de mesures sur la parcelle

Pour mesurer la conductivité dans le sol avec l'EM38, nous avons fait des allers-retours dans le champ en suivant des lignes espacées de 4 m – cette distance a été choisie car le géoradar fournit des informations d'une résolution spatiale de l'ordre 4 m sur 4m, correspondant à l'ouverture de l'antenne dipôle utilisée. L'appareil n'a pas besoin d'être en contact avec le sol, nous avons essayé de le maintenir à une hauteur constante de 10-15 cm au-dessus du sol. Nous obtenions ainsi environ une centaine de points géoréférencés par transect. Le GPS enregistre les points sous le système de coordonnées géographiques WGS 1984 (système de coordonnées projetées WGS 1984 UTM zone 31N).

Il est à noter qu'un soin tout particulier a été apporté à la cohérence des prises de mesures, que ce soit avec le quad ou à pied. Dans les deux cas nous avons évolué à une allure de marche (4-5 km/h) et avec un appareil à 10-15cm du sol.



Figure 19: Relevé, à pied, de la conductivité électrique du sol avec l'EM38 (source personnelle).

Étape 3 : Traitement de données via le logiciel ArcGis

Les données prélevées lors de l'étape 1 ont été enregistrées dans des fichiers .txt. Une fois extraites, elles ont été importées dans le logiciel ArcGis. Ce logiciel en question est ArcMap (version 10.5.1), il permet non seulement de visualiser de manière claire l'emplacement des points de mesures, mais aussi de traiter ces données et d'en supprimer une partie par exemple (*outliers*). La première étape consistait à supprimer les points ayant été géoréférencés de manière erronée. Ensuite, les points aberrants ont été supprimés. Par exemple, les points se situant près de la clôture métallique qui entoure la parcelle et qui présentaient des valeurs de conductivité très élevées par rapport au reste de la parcelle, ou encore les points présentant une conductivité négative, probablement dûe à une erreur de l'appareil de mesure.

Étape 4 : Dépendance spatiale et variance des conductivités électriques mesurées

Il s'agissait ensuite de déterminer la dépendance spatiale entre tous nos points de mesures. Et pour cela, des variogrammes ont été construits pour chacune des séances de mesures réalisées, que ce soit à pied ou avec le quad. Pour déterminer ces variogrammes, nous entrions les données dans le programme *Matlab*. Ensuite, grâce à la fonction *vario* du programme, nous avons caractérisé la dépendance spatiale entre nos points. Il en ressortait un graphique représentant la dissimilitude entre nos points en fonction de la distance entre ceux-ci. Au préalable, les coordonnées de nos points avaient été transformées en distances grâce à la fonction *coord2dist*. Il convenait ensuite de tracer une courbe qui allait approximer la dépendance spatiale entre les points. Pour ce faire, nous avons utilisé la fonction *modelfit*. Pour faire tourner cette fonction, il a fallu dans un premier temps déterminer le type de courbe (exponentiel, sphérique, etc...) qui allait approximer nos points, et préciser si un éventuel effet pépité était présent. Le type de courbe choisi allait également déterminer le type de krigeage utilisé pour l'interpolation spatiale. Toutes les fonctions Matlab utilisées étaient mises à notre disposition via la librairie BMELIB de Patrick Bogaert.

Étape 5 : Interpolation spatiale des données et confection de cartes de conductivité sur l'ensemble de la parcelle

Pour ces dernières étapes, la programme ArcMap (version 10.5.1.) a, à nouveau, été utilisé. Dans un premier temps, une interpolation spatiale des conductivités mesurées a été effectuée par la méthode du krigeage. Le type de krigeage est déterminé par l'allure du variogramme, précédemment construit. Ces krigeages ont été réalisés grâce à l'extension *Geostatistical Analyst* du programme. Une carte de la conductivité électrique du sol, exprimée en mS/m, a ensuite été construite pour chacun des relevés effectués avec l'EM38.

3.3.2. Résultats et discussions

Quatre campagnes de mesures de la conductivité électrique du sol ont été menées tout au long de l'année : à deux reprises ces mesures ont été faites à pied, les deux autres étant réalisées à l'aide du quad et de son bras en bois.

Tableau 1: Résumé des prises de mesures et des dispositifs utilisés

<i>Date</i>	<i>8 février 2018</i>	<i>12 mars 2018</i>	<i>29 mars 2018</i>	<i>9 avril 2018</i>
<i>Méthode</i>	À pied	En quad	En quad	À pied

3.3.2.1. Le 8 Février 2018

Pour cette première campagne de prises de mesures, réalisée à pied, les allers-retours au sein de la parcelle ont été effectués sur la largeur de la prairie (approximativement sur l'axe NE-SO sur la carte). Le variogramme créé à partir des données ponctuelles relevées lors de cette prise de mesures se trouve à la Figure 20. Ce graphique indique une relation spatiale exponentielle entre les mesures de conductivité et la présence d'un effet pépité. C'est-à-dire que la dissimilitude entre les mesures augmente de façon exponentielle en fonction de la distance entre ces mesures.

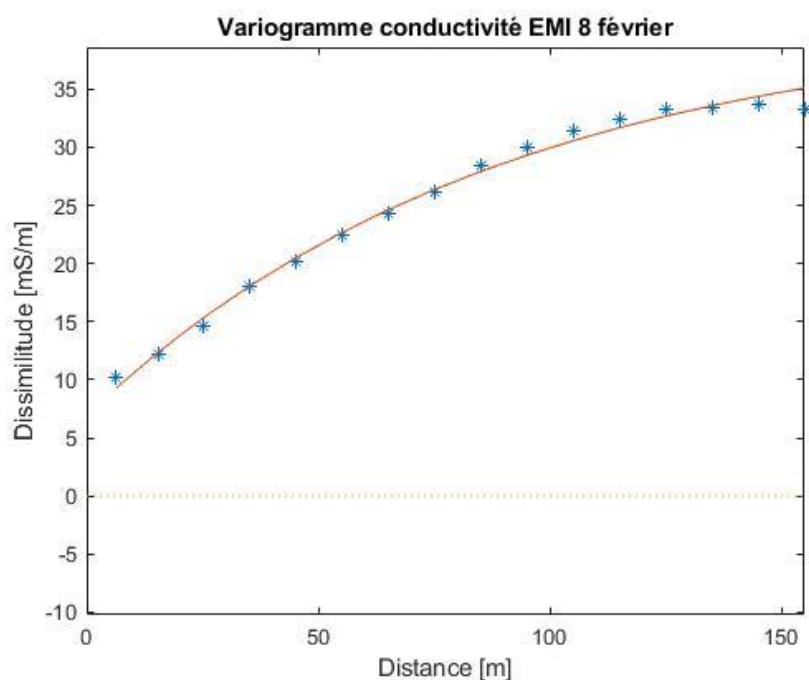


Figure 20: Variogramme des mesures de conductivité menées le 8 février, à pied.

Le résultat de la carte, réalisée à l'aide d'un krigeage exponentiel, est présent à la Figure 21. Sur cette carte, on peut voir que la parcelle est scindée en deux zones de conductivités

différentes. Ce changement brutal de conductivité paraît surprenant étant donné la topographie et l'homogénéité de la pédologie au sein de la parcelle. Pour rappel, la parcelle présente un plateau au sud et une légère pente qui s'écoule vers le nord ; une petite dépression sous forme de vallée était également visible à l'ouest. Cette dépression n'est, par ailleurs, nullement visible sur cette carte. De plus, en effectuant nos mesures, nous avons remarqué que le plateau, situé au sud de la parcelle, présentait des sols beaucoup plus boueux et avec une rétention en eau plus importante que dans la zone située en pente douce. Nous pouvions donc nous attendre à observer des conductivités plus élevées dans cette partie de la prairie. Ce n'est pas le cas sur cette carte.

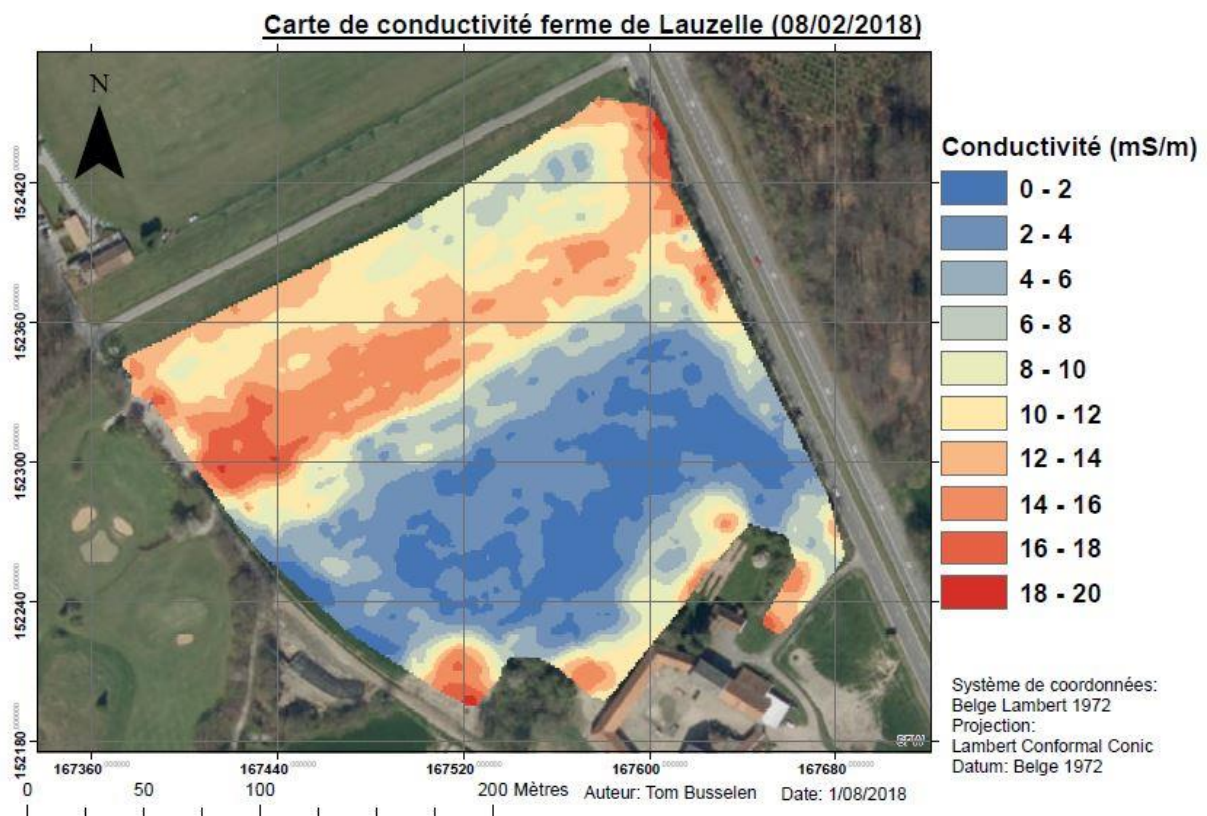


Figure 21: Carte de conductivité de la parcelle obtenue à partir des données acquises à pied par EMI, le 8 février. Les résultats ne correspondent pas à nos attentes.

Le saut de conductivité est clairement visible sur la Figure 22, représentant les valeurs de conductivité dans l'ordre de la prise de mesures (index). Il est important de préciser que la prise de mesure a, dans ce cas-ci, débuté dans le coin de la parcelle situé le plus au Nord. Pour des raisons de clarté, les valeurs de conductivité ont été transformées en moyennes mobiles – la valeur d'un index étant remplacée par la moyenne des 20 mesures autour de lui - afin de limiter les fluctuations. Sur le graphique, on remarque qu'aux alentours de l'index 2000, la conductivité chute brutalement. La moyenne des conductivités, en rouge sur le graphique, met bien en évidence ce phénomène. On observe que la moyenne sur les 2000 premières mesures est de 11.88 mS/m, et que celle-ci passe à 5.09 après le saut de conductivité. Ce qui fait, grossièrement, un différentiel de 7 mS/m entre les deux zones de conductivité.

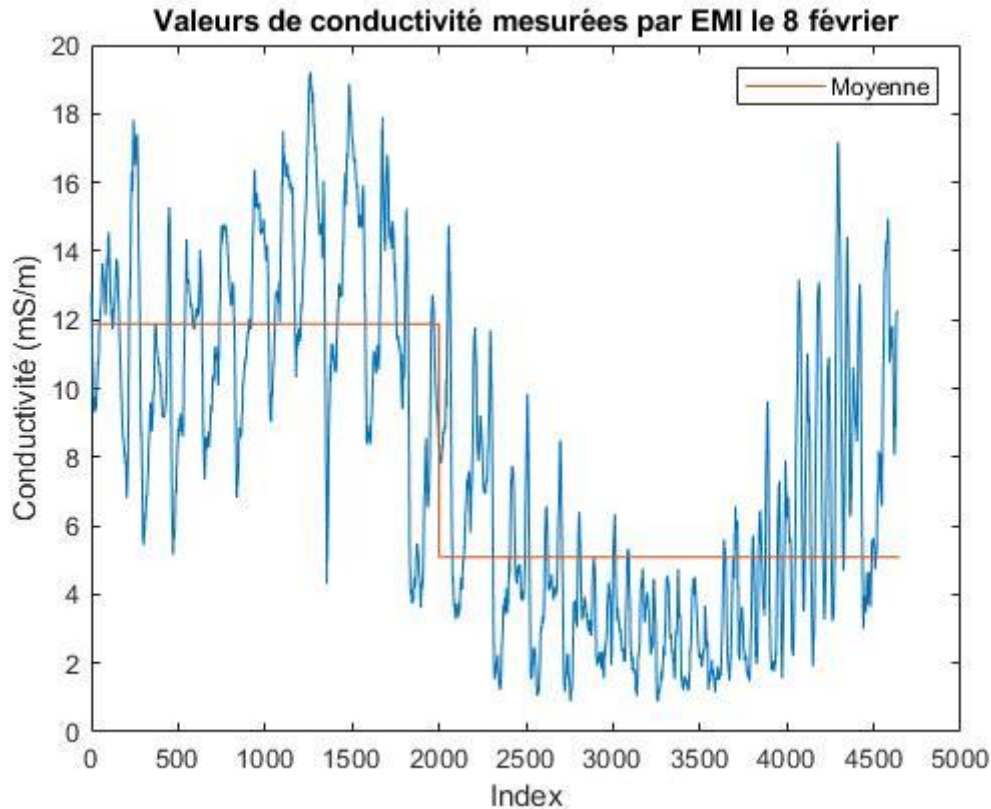


Figure 22: Moyenne flottante des relevés de conductivité effectués le 8 février et mise en évidence du « saut » de conductivité.

3.3.2.2. Le 12 mars 2018

Le 12 mars 2018, la deuxième campagne de mesures a, dans un premier temps, été lancée pour confirmer ou infirmer les résultats de conductivités électriques obtenus lors de la première campagne. Nous avons donc opté, cette fois-ci, pour des allers-retours perpendiculaires à ceux de la première campagne, et ce, pour déterminer si cette variation brutale de conductivité était bien dûe au sol, et non à une erreur de l'appareil de mesure (mauvaise calibration, changement de paramètre dû à un choc, etc.). Ces allers-retours ont donc été réalisés dans le sens de la longueur, en longeant la chaussée (approximativement sur un axe SE-NO). Dans un second temps, ce fut l'occasion d'essayer le quad équipé de son bras en bois, EM38 accroché à son extrémité, et de jauger la faisabilité de la prise de mesures avec ce dispositif.

Le variogramme créé à partir des données ponctuelles relevées lors de cette prise de mesures se trouve à la Figure 23. Ce graphique indique une relation spatiale exponentielle entre les mesures de conductivités en fonction de la distance et la présence, encore une fois, d'un effet pépité.

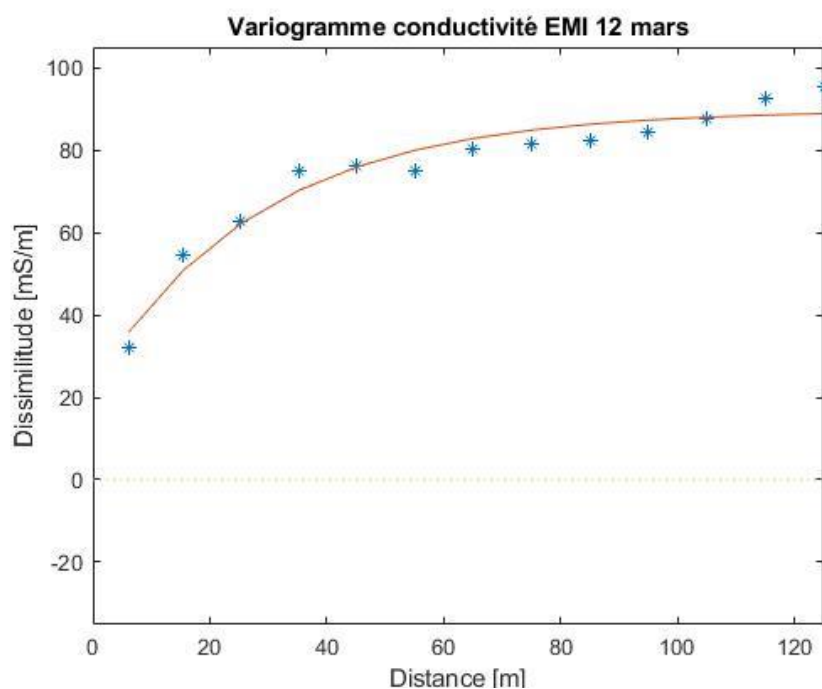


Figure 23: Variogramme des mesures de conductivité menées le 12 mars, en quad.

Le résultat de la carte, réalisée à l'aide d'un krigeage exponentiel, est présenté à la Figure 24. Sur cette carte, on observe à nouveau une scission importante en matière de conductivité

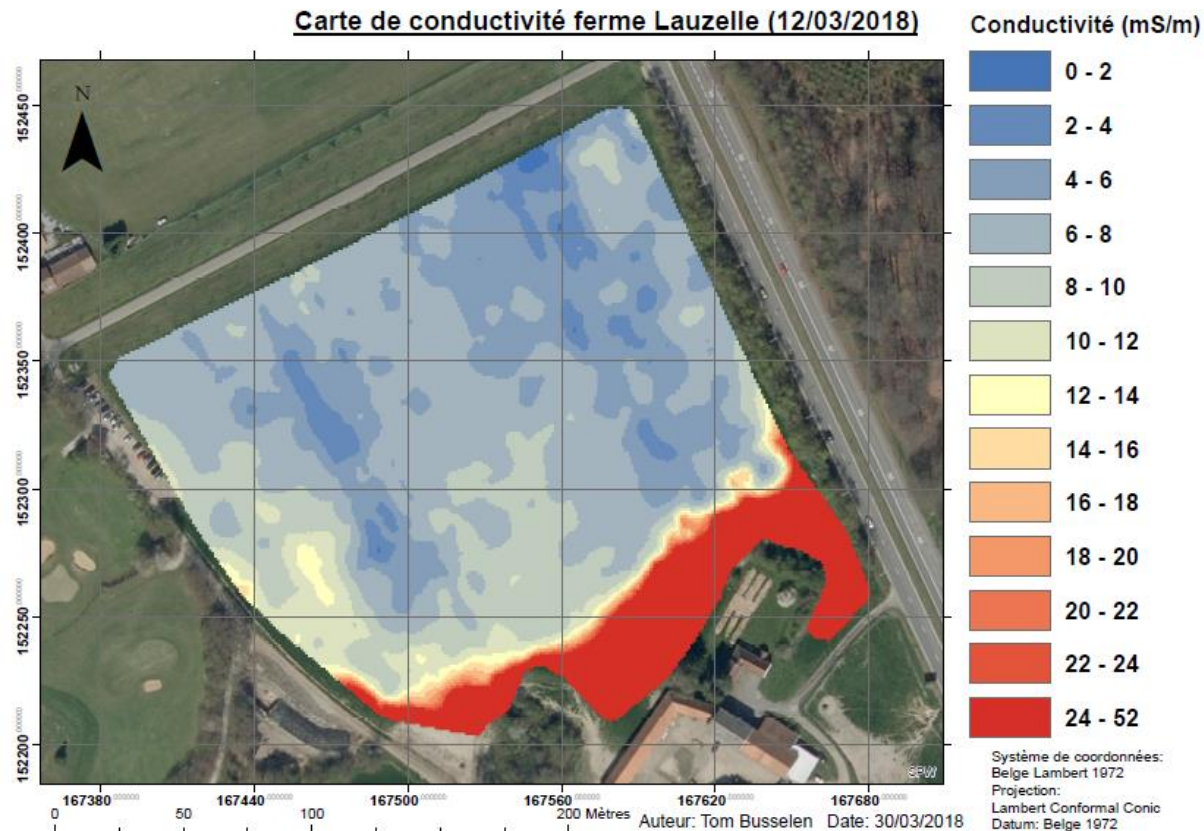


Figure 24: : Carte de conductivité de la parcelle obtenue à partir des données acquises en quad par EMI, le 12 mars. Les résultats ne correspondent pas à nos attentes.

électrique. Cependant, cette séparation n'a pas du tout lieu au même endroit que sur la carte précédente (Figure 21). La zone de conductivité élevée se situe désormais sur le plateau de la parcelle, là où nous observons des rétentions en eau plus importantes ; ce qui concorderait avec une potentielle teneur en argile plus élevée et donc une conductivité plus importante également. Cependant, comme les valeurs de conductivités mesurées nous semblent assez

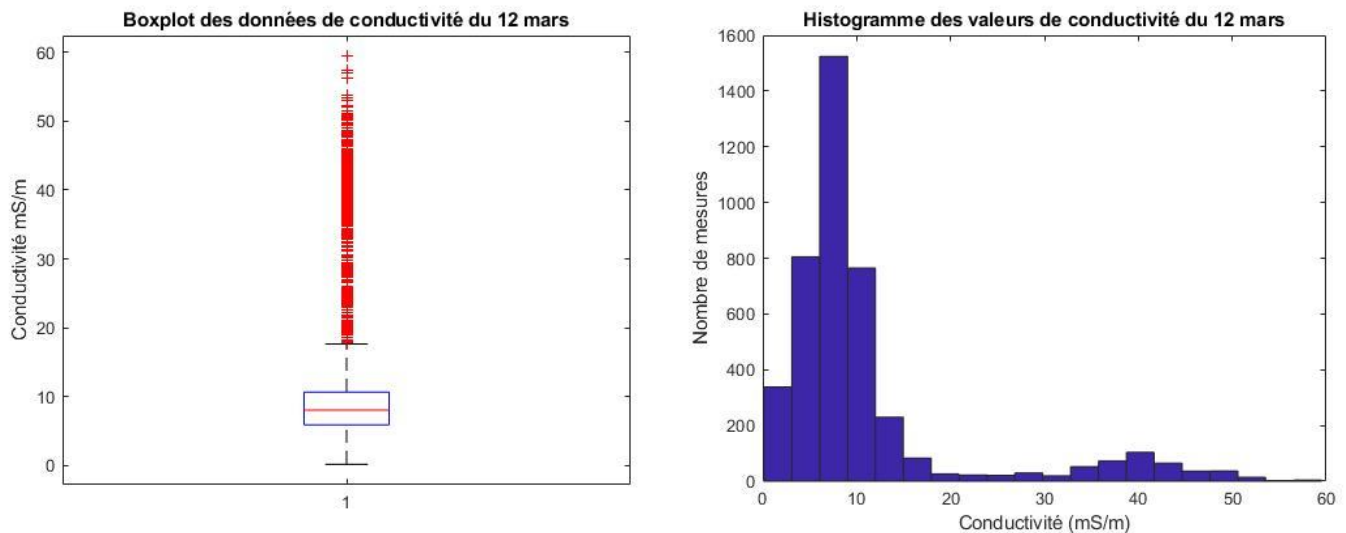


Figure 25: Statistiques descriptives des données de conductivité acquises le 12 mars

anormalement élevées, certaines devraient être considérés comme des « outliers ». C'est ce que l'on peut observer à la Figure 25 qui reprend un histogramme des données ainsi qu'un graphique *Boxplot* (aussi appelé boîte à moustaches). Comme on peut le voir sur l'histogramme, il y a une petite série de mesures de conductivité très élevées isolée des autres mesures. Le *Boxplot* - la boîte, coupée par la médiane, représente 50% des mesures. Les moustaches vont jusqu'au point le plus extrême non considéré comme un « outliers » selon un algorithme Matlab – démontre à nouveau que ces valeurs de conductivité élevées doivent être considérées comme des « outliers ».

Sur la carte (Figure 24), on remarque également que la dépression sous forme de vallée est un peu plus visible que précédemment, elle est représentée par la tache jaune, à l'ouest de la prairie. Cette deuxième carte présente donc des résultats encourageants qui confirment ce que nous pensions à propos de la conductivité du sol, au vu de son état. Elle confirmerait qu'il y aurait pu y avoir un éventuel dérèglement de l'appareil de mesures lors de cette première campagne. Enfin, l'utilisation du quad semble prometteuse et adaptée à la mesure de la conductivité du sol à l'aide d'un appareil tel que l'EM38.

3.3.2.3. Le 29 mars 2018

La troisième campagne de mesures, qui a eu lieu le 29 mars 2018, avait pour but d'analyser si ces valeurs de conductivités élevées, présentes lors de la deuxième campagne, allaient à nouveau apparaître ou si elles étaient dûes à une erreur de l'appareil. C'était également l'occasion de faire une nouvelle tentative avec le quad afin de confirmer les résultats prometteurs de la campagne précédente. Comme précédemment, les allers-retours ont été effectués, dans le sens de la longueur, en longeant la chaussée.

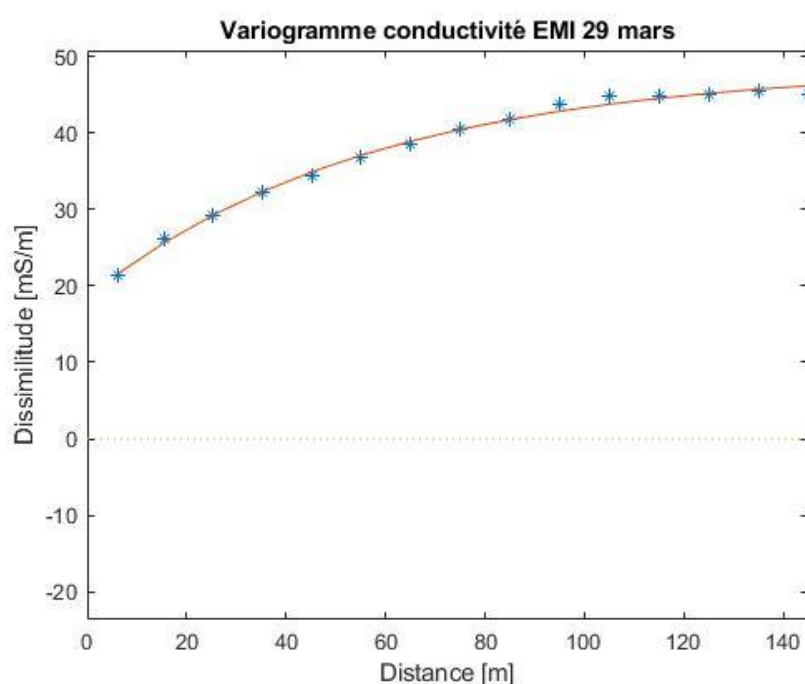


Figure 26: Variogramme des mesures de conductivité menées le 29 mars, en quad.

Le variogramme créé à partir des données ponctuelles relevées lors de cette prise de mesures se trouve à la Figure 26. Ce graphique indique une relation spatiale exponentielle entre les mesures de conductivités en fonction de la distance et la présence, à nouveau, d'un effet pépité.

Le résultat de la carte, réalisée à l'aide d'un krigeage exponentiel, est présent à la Figure 27. Sur cette carte, on observe, comme sur les deux précédentes, un changement brutal de valeurs de conductivité. Cette carte a une allure très similaire à la carte obtenue lors de la première campagne de mesures ; dès lors, on remarque une variation soudaine et importante, à priori, sans raison valable au vu de la topographie et de la pédologie uniforme de la parcelle. Encore une fois, ces résultats nous font penser à un dérèglement de l'appareil, peut-être à la suite d'un choc, qui aurait engendré ce saut de conductivité. D'ailleurs, à la fin de la prise de mesures, commencée dans le coin inférieur droit et achevée dans le coin supérieur gauche de la parcelle, une mesure transversale a été effectuée, du point d'arrivée au point de départ. On peut voir, à l'emplacement de la variation soudaine, la trajectoire de cette mesure transversale, mise en évidence par le rectangle noir sur la carte. Cette légère avancée rouge qui vient couper en deux une zone qui avait été définie comme bleue foncée lors du premier passage (avant le possible dérèglement) démontre, une fois de plus que l'appareil n'a pas agi

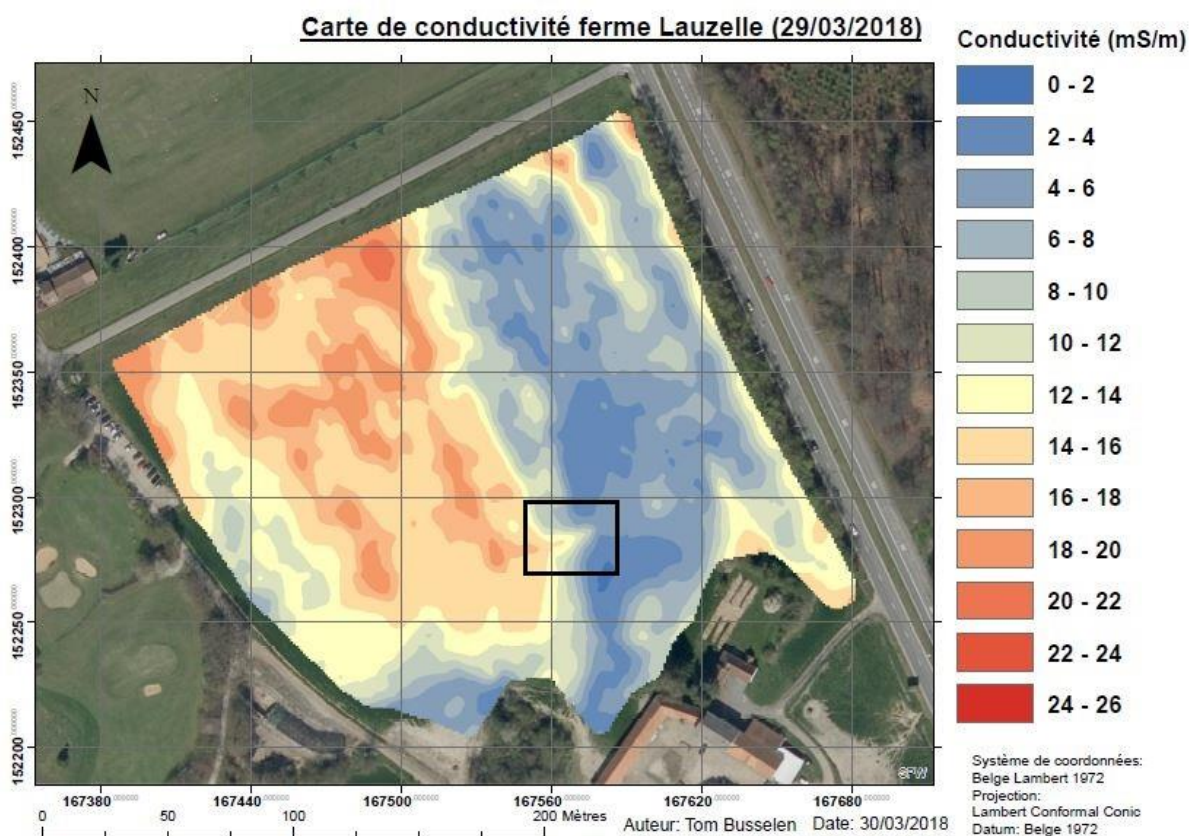


Figure 27: Carte de conductivité de la parcelle obtenue à partir des données acquises en quad par EMI, le 29 mars. Les résultats ne correspondent pas à nos attentes.

uniformément tout au long de cette troisième campagne. C'est également ce que l'on peut observer à la Figure 28, reprenant les mêmes principes que la Figure 22. Ici, le saut semble

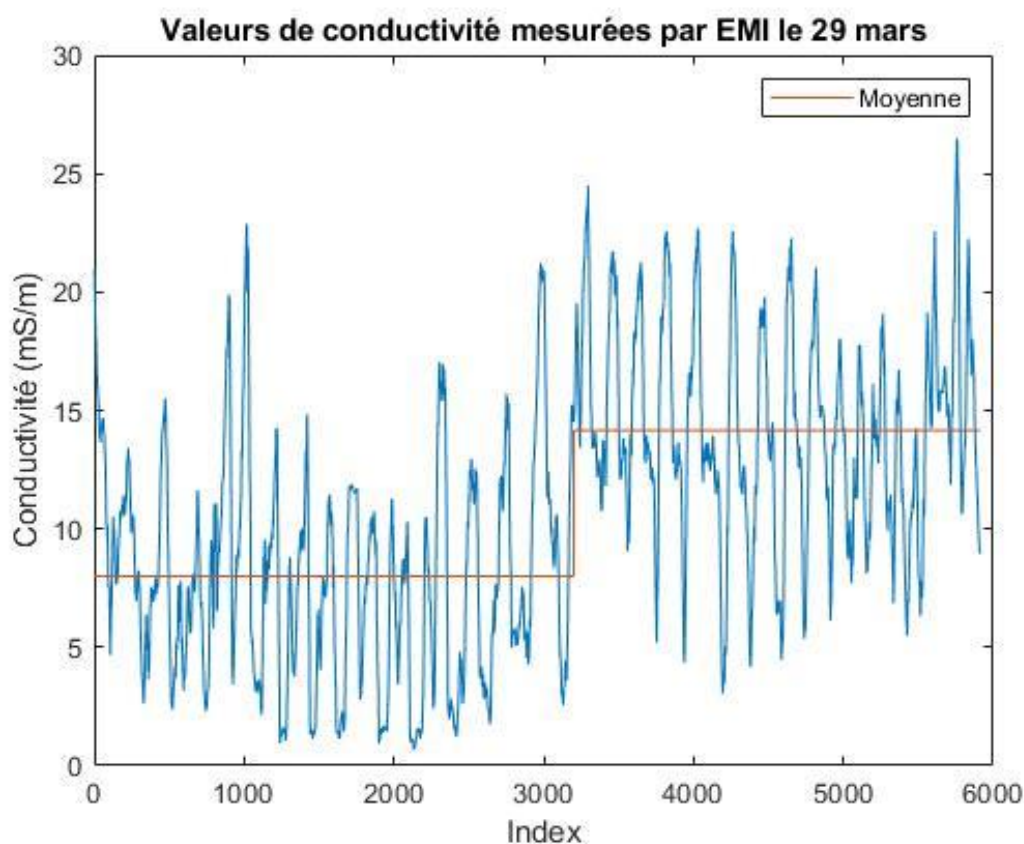


Figure 28: : Moyenne flottante des relevés de conductivité effectués le 29 mars et mise en évidence du « saut » de conductivité.

apparaître aux alentours de l'index 3200. Il est mis en évidence par les moyennes calculées avant (8.0 mS/m) et après (14.16 mS/m) ce saut de conductivité. Un différentiel d'environ 6 mS/m qui fait penser au dérèglement qu'a connu l'appareil le 8 février.

Dans ce cas-ci, sur base des ressemblances entre la première campagne, à pied, et cette campagne en quad, l'aspect manichéen de cette carte ne semble pas dû à un problème lié au quad et à son utilisation, mais plutôt un problème lié à l'appareil en lui-même.

3.3.2.4. Le 9 avril 2018

Enfin, la quatrième et dernière campagne, qui a eu lieu le 9 avril 2018, a été réalisée à pied. L'objectif de cette campagne était d'enfin parvenir à dégager une carte de conductivité acceptable qui respecte les idées et hypothèses que nous nous faisons par rapport à la parcelle. Nous avons donc décidé de parcourir la prairie à pied, en prenant soin de brusquer le moins possible l'appareil de mesures, pour éviter tout éventuel changement de paramètres.

Comme précédemment, les allers-retours ont été effectués, dans le sens de la longueur, en longeant la chaussée.

Le variogramme créé à partir des données ponctuelles relevées lors de cette prise de mesures se trouve à la Figure 29. Ce graphique indique une relation spatiale linéaire entre les mesures de conductivités en fonction de la distance et la présence d'un effet pépité.

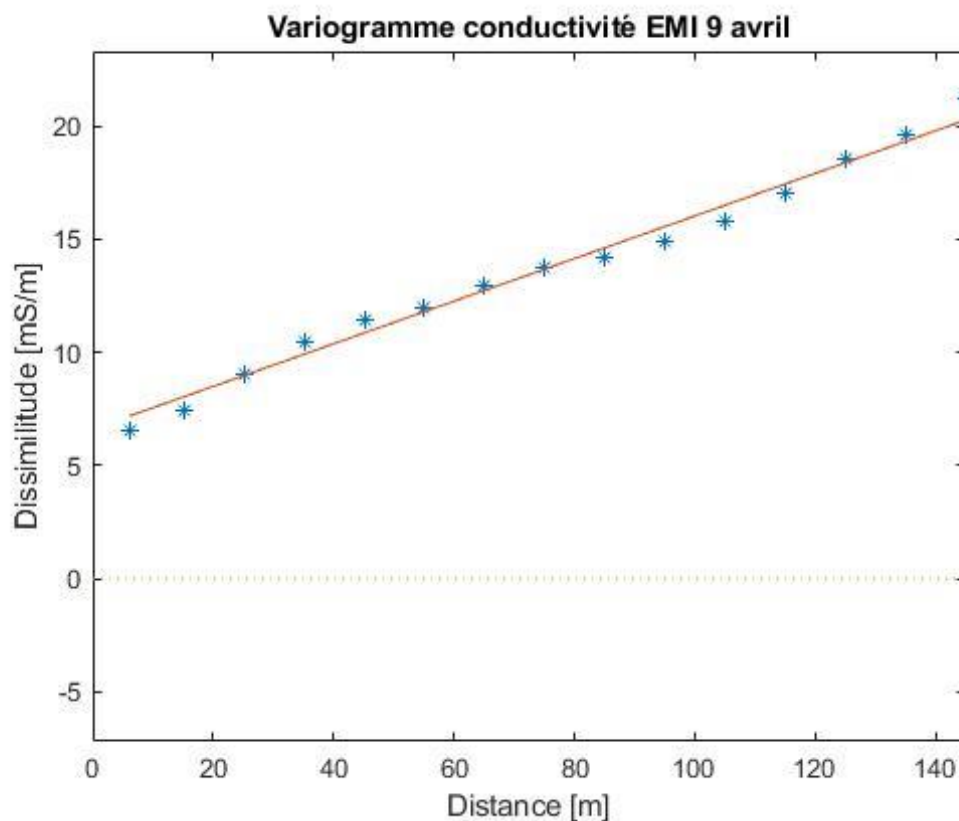


Figure 29: Variogramme des mesures de conductivité menées le 9 avril, à pied.

Le résultat de la carte, réalisée à l'aide d'un krigeage exponentiel, est présent à la Figure 30. Sur cette carte, on observe, comme pour la deuxième campagne (Figure 24), des variations de conductivités qui correspondent à nos attentes connaissant l'état du terrain et sa topographie. Avec comme différence notoire, des valeurs de conductivité beaucoup plus raisonnables au sein de la zone de conductivité plus élevée, dans la partie sud de la prairie. On notera également que l'on distingue assez bien la petite dépression sous forme de vallée à l'ouest de la parcelle. Cette quatrième campagne, donnant des résultats très satisfaisants, fut également le dernier relevé de données sur l'ensemble de la parcelle à l'aide de l'EM38. La carte ainsi générée servira de référence pour comparer nos futurs résultats obtenus à l'aide du radar, par exemple.

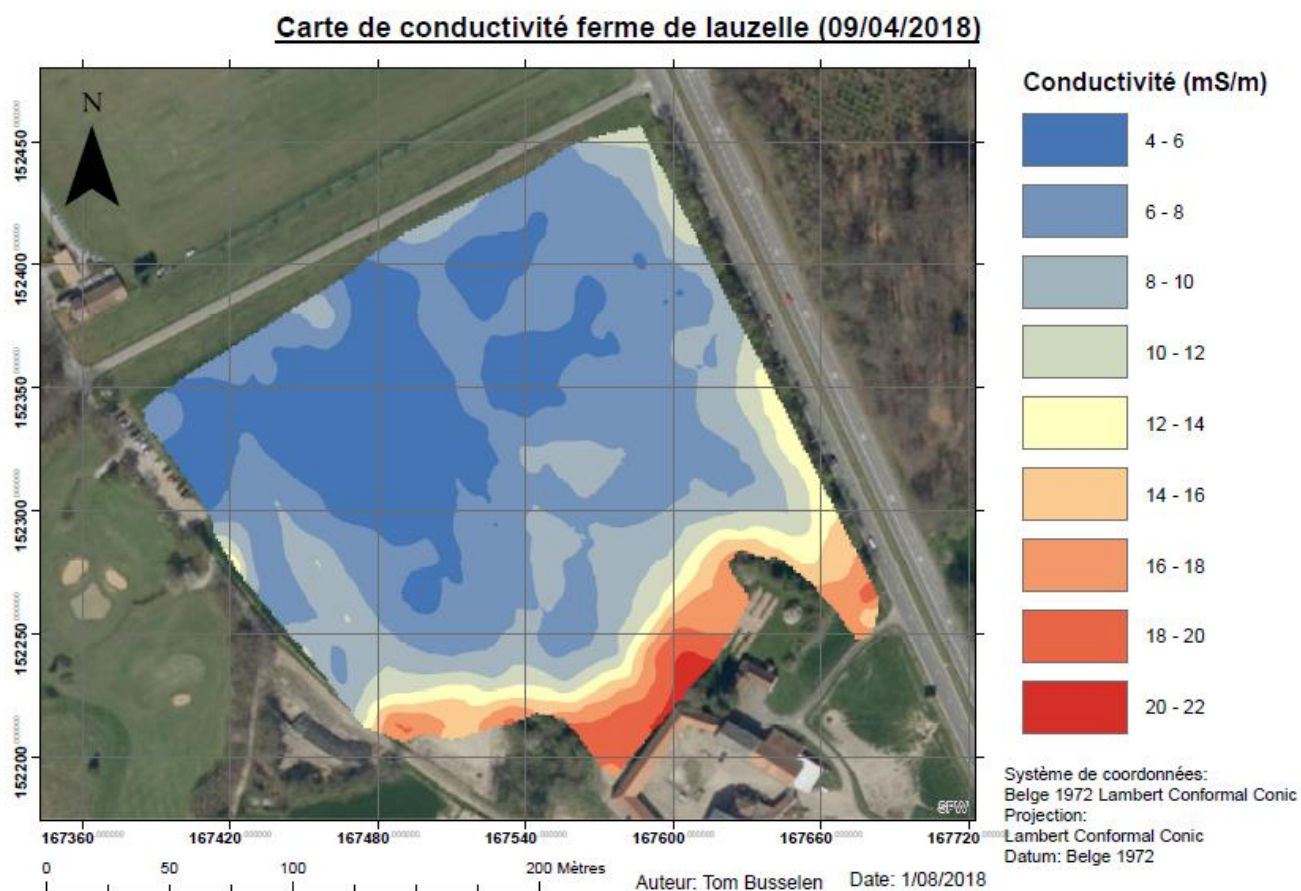


Figure 30: : Carte de conductivité de la parcelle obtenue à partir des données acquises à pied par EMI, le 9 avril. Les résultats correspondent à nos attentes et la carte sera utilisée comme carte de conductivité de référence de la parcelle.

3.4. Conclusion

Après plusieurs tentatives, nous obtenons enfin une carte de conductivité électrique du sol satisfaisante et sur laquelle nous pouvons continuer à travailler, notamment comme référence pour y comparer nos futurs résultats des mesures effectuées à l'aide du radar. La parcelle semble présenter des variations de conductivité électrique intéressantes, caractéristique que nous recherchions. En effet, nous pourrions observer, par la suite, si ces mêmes variations seront présentes sur les cartes de conductivités générées par le radar. Dès lors, il ne sera plus nécessaire de cartographier toute la parcelle, nous nous focaliserons sur une surface restreinte comprenant les variations de conductivité les plus importantes.

Concernant le quad, son utilisation avec le dispositif mis en place semble appropriée pour des terrains à la surface plane. En effet, notre terrain présentait, principalement en plateau, des zones où le sol était plus accidenté. Cela entraînait une grande instabilité de l'appareil qui se balançait parfois violemment. Nous pensons que cette instabilité importante aurait éventuellement pu être une des raisons pour lesquelles on a observé un changement brutal et soudain de conductivité sur la carte réalisée à partir de données récoltées en quad (le 29 mars), et cela en provoquant un changement de paramètres déterminés lors de la calibration. Une amélioration du dispositif, assez rudimentaire, afin de le rendre plus stable et d'empêcher l'EM38 de subir des chocs entraînés par son balancement, permettrait peut-être de limiter l'occurrence de ces changements de paramètres. Cependant, cette variation brutale de conductivité est également observée sur la carte issue de données récoltées à pied (le 8 février), où la stabilité de l'EM38 était bien meilleure. Une erreur issue de l'appareil n'est donc pas à exclure. Il est difficile de déterminer la cause de cette erreur, mais elle pourrait potentiellement provenir d'un petit dérèglement provoqué par les vibrations générées lors de la marche.

Chapitre 4 : Détermination de la conductivité électrique du sol par radar aéroporté

4.1. Objectif spécifique

L'objectif final de ce chapitre est de relever la conductivité électrique du sol, à l'aide d'un drone équipé d'un radar travaillant à basses fréquences. Ces relevés de conductivités sont réalisés sur une superficie réduite de la parcelle où l'on observe une belle variation de la conductivité. Il convient, avant d'effectuer ces relevés, de définir cette superficie et d'y prélever des échantillons sur le premier mètre de sol afin d'en analyser la granulométrie. L'objectif est de comparer la teneur en argile de ces prélèvements avec les cartes obtenues au Chapitre 3 afin de confirmer ou d'infirmer définitivement celles-ci. Si les résultats sont satisfaisants, cette carte sera alors définie comme la carte de conductivité de référence pour la suite du travail.

Avant de placer le radar sur le drone, il convient de tester la prise de mesure à pied. Un relevé de la zone a donc, au préalable, été réalisé à pied afin d'évaluer le bon fonctionnement du radar. Une campagne de relevé de la conductivité électrique du sol à l'aide du drone sera ensuite mise en place. Dans ce chapitre, l'estimation de la conductivité électrique sera qualitative et simplement basée sur l'amplitude de l'onde réfléchi par le sol, la modélisation inverse sur l'onde ne sera donc pas réalisée. En effet, prendre des mesures radar à pied implique de travailler dans des conditions de champ proche. Il n'est, dès lors, pas possible de calibrer l'appareil afin de permettre la modélisation inverse. Une amplitude élevée indique une conductivité électrique élevée et inversement. À travers la réalisation des cartes, nous pouvons comparer ces résultats à ceux obtenus précédemment (Section 3.3.2.4.) via la méthode d'induction électromagnétique. L'objectif est de retrouver, sur les cartes réalisées à partir de données récoltées à l'aide du radar, des variations similaires à celles observées sur la carte de conductivité de référence.

4.2. Définition de la superficie

La superficie a été définie en fonction des résultats et de la carte de conductivité obtenus au Chapitre 2 (Figure 30) via la méthode de l'induction électromagnétique. Cette superficie devait comprendre une variation importante de conductivité. Nous avons donc opté pour une surface de 80×34 m, en bordure sud-est de la parcelle. Cette superficie est visible sur la carte de conductivité électrique à la Figure 31. Notons que cette superficie sera utilisée pour délimiter toutes nos futures créations de cartes afin de faciliter les comparaisons entre celles-ci.

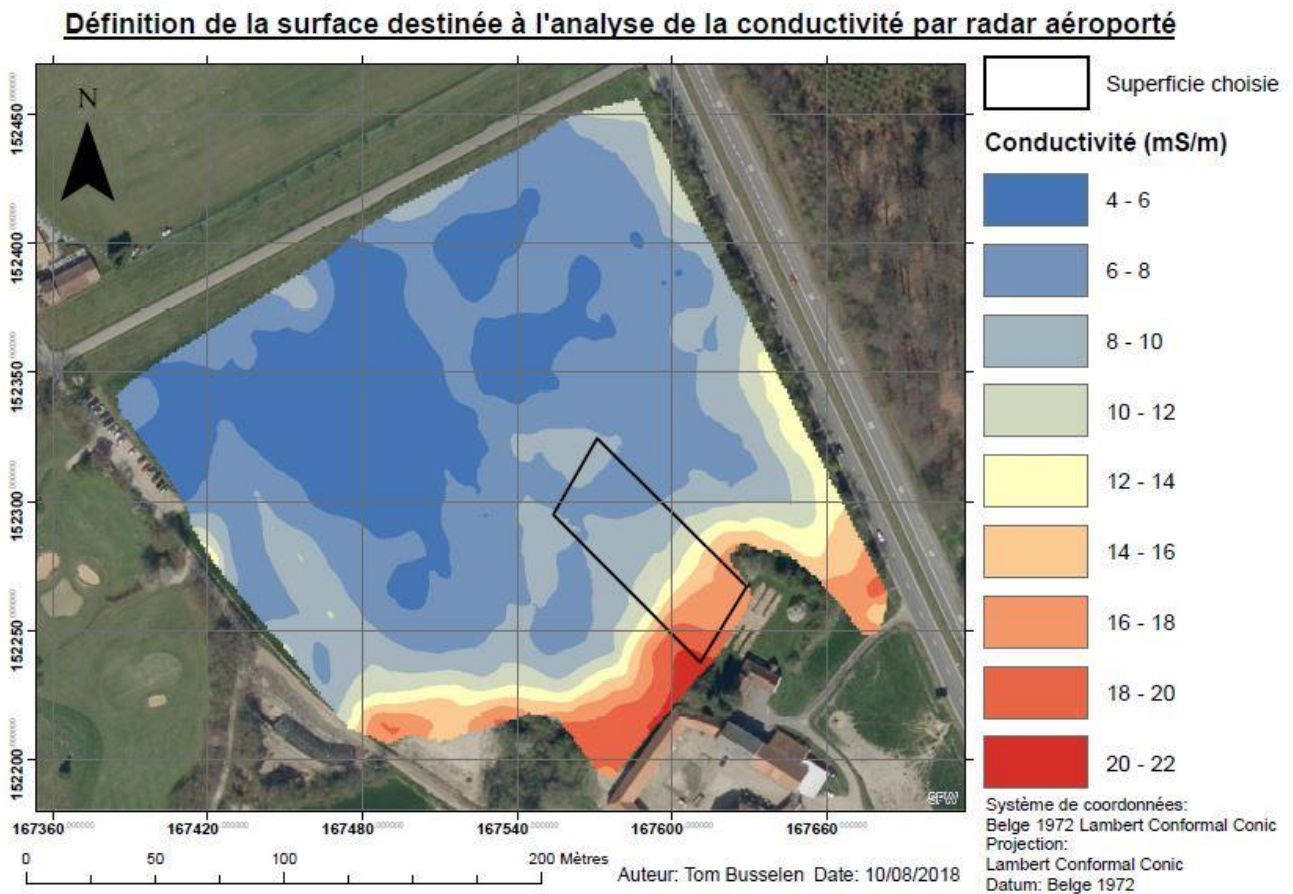


Figure 31: Définition de la superficie d'étude au sein de la parcelle de la ferme Lauzelle.

4.3. Prélèvements de sol et analyses granulométriques

4.3.1. Matériel et méthodes

L'objectif était de prélever 7 échantillons de 1 m de sol, avec un pas de 20 cm, au sein de la zone définie ci-dessus en fonction de la carte de conductivité. Les prélèvements de sol ont été effectués durant le week-end des 28 et 29 juillet 2018 à l'aide d'une tarière manuelle. Cependant, étant donné les conditions extrêmement sèches de ce mois de juillet, impossible d'atteindre des profondeurs excédant les 40 cm ! Les 7 emplacements où 40 cm de sol ont été prélevés sont représentés à la Figure 32. Comme on peut le voir, ces emplacements ont été choisis afin d'avoir une large gamme de conductivité : de 20 mS/m (A) à 6 mS/m (G) selon la légende de la carte. Cette carte permet également d'avoir une vue plus rapprochée de la superficie choisie pour comparer nos cartes.

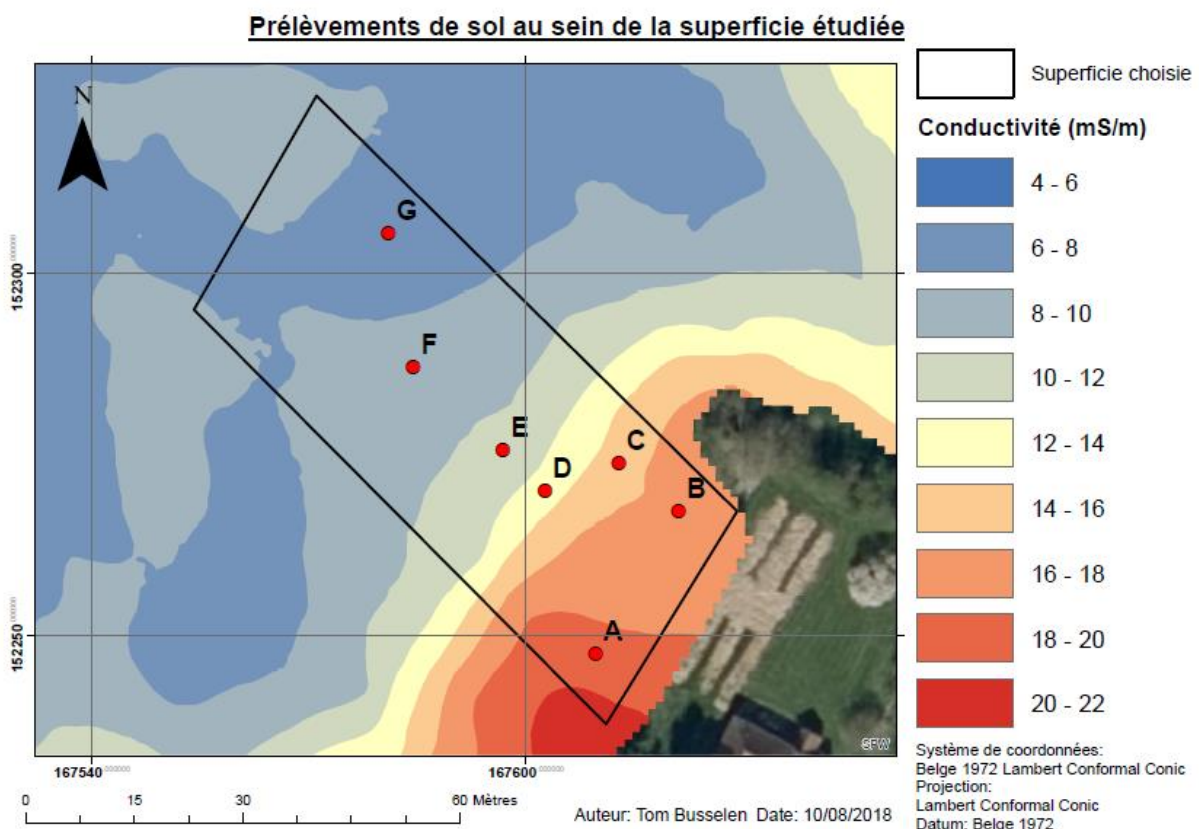


Figure 32: Superficie d'étude et emplacement des prélèvements des prélèvements de sol.

Une analyse granulométrique a ensuite été réalisée afin de connaître la teneur en argile, en limon et en sable du sol. Nous espérons que les teneurs en argile auraient une bonne corrélation avec la conductivité. Ainsi, nous devrions avoir, parmi nos prélèvements, la teneur en argile la plus élevée au point A et la plus faible au point G. Ces analyses de sol ont été réalisées au sein de « l'unité sols », à l'Université catholique de Louvain.

Les analyses ont été réalisées en se basant sur la loi de Stokes – force de frottement d’un fluide sur une sphère en déplacement dans le fluide. Après avoir fait sécher nos prélèvements, il a fallu les broyer et les faire passer au tamis 2 mm, afin d’éliminer toutes charges caillouteuses et autres éléments indésirables. La prochaine étape consistait à détruire, via l’ajout d’eau oxygénée (H₂O₂), la matière organique présente dans un échantillon de 10 g de chacun de nos prélèvements de sol. Cet échantillon fut ensuite soumis à un second tamis à 50 microns cette fois. Ce deuxième tamisage permettait d’isoler les sables de nos échantillons de sol, ne contenant dès lors plus que du limon et de l’argile. Lors de cette étape, l’échantillon fut également soumis à des ultrasons afin de faire éclater les agrégats (argile) et leur permettre de passer le tamis. Enfin, nos échantillons de sol ont été placés dans des éprouvette graduées d’1 L et dispersés avec de l’hexamétaphosphate avant que les textures ne soient séparées, selon la loi de Stokes.

4.3.2. Résultats et discussions

Tableau 2: Résultats des analyses de sol pour tous les échantillons de sol prélevés.

<i>Prélèvements</i>	<i>Profondeurs (cm)</i>	<i>Argile (g)</i>	<i>Limon grossier (g)</i>	<i>Limon fin (g)</i>	<i>Sable (g)</i>	<i>Somme (g)</i>	<i>% Argile</i>	<i>% Limon grossier</i>	<i>% Limon fin</i>	<i>% Sable</i>
<i>A</i>	0-20	1.32	1.86	0.98	4.93	9.09	14.53	20.43	10.76	54.28
	20-40	2.01	1.49	1.30	5.20	10.00	20.10	14.94	12.98	51.98
<i>B</i>	0-20	1.20	1.79	1.00	5.97	9.95	12.01	18.03	10.00	59.95
	20-40	1.30	1.35	1.10	5.69	9.45	13.72	14.33	11.70	60.25
<i>C</i>	0-20	1.26	1.77	0.98	5.57	9.58	13.18	18.49	10.20	58.13
	20-40	1.48	1.33	1.21	5.71	9.74	15.22	13.70	12.44	58.64
<i>D</i>	0-20	1.21	1.50	1.20	5.51	9.43	12.88	15.90	12.74	58.48
	20-40	1.43	1.41	1.28	5.58	9.69	14.76	14.50	13.20	57.54
<i>E</i>	0-20	1.09	1.92	1.13	5.54	9.67	11.27	19.82	11.64	57.27
	20-40	1.20	1.60	1.24	5.62	9.66	12.47	16.56	12.79	58.18
<i>F</i>	0-20	1.03	1.87	1.00	5.99	9.89	10.44	18.88	10.13	60.55
	20-40	1.32	1.22	1.00	6.32	9.86	13.34	12.40	10.17	64.09
<i>G</i>	0-20	1.02	1.46	1.10	5.75	9.34	10.94	15.66	11.82	61.58
	20-40	1.06	1.92	1.12	5.94	10.04	10.52	19.17	11.20	59.12

Tableau 3: Résultats des analyses des échantillons de sol moyennés sur l'ensemble du profil.

<i>Prélèvements</i>	<i>Argile (g)</i>	<i>Limon (g)</i>	<i>Sable (g)</i>	<i>Somme (g)</i>	<i>% Argile</i>	<i>% Limon</i>	<i>% Sable</i>
<i>A</i>	3.33	5.63	10.13	19.08	17.44	29.48	53.07
<i>B</i>	2.49	5.25	11.66	19.40	12.84	27.06	60.10
<i>C</i>	2.75	5.29	11.28	19.32	14.21	27.40	58.38
<i>D</i>	2.64	5.39	11.09	19.12	13.83	28.17	58.00
<i>E</i>	2.29	5.88	11.16	19.33	11.87	30.40	57.72
<i>F</i>	2.35	5.09	12.31	19.75	11.89	25.79	62.32
<i>G</i>	2.08	5.62	11.69	19.38	10.72	28.97	60.30

Sur le premier tableau (Tableau 2), on peut voir les résultats présentés, prélèvement par prélèvement, avec un pas de 20 cm. On remarque que le sol est majoritairement sableux avec en moyenne 58.58% de sable pour l'ensemble des prélèvements. Ensuite, ce sont les limons qui sont les plus représentés avec, en moyenne, 28.17% de limon dans le sol. Comme l'indiquait la carte des sols du CNSW (Section 3.2.3.), la parcelle se situe dans une zone sablo-limoneuse, avec des teneurs en argile pouvant aller jusqu'à 20%. C'est effectivement ce que démontrent nos résultats : un sol majoritairement sableux et limoneux, avec un pic d'argile à 20.1%, observé dans le profil A. De plus, la carte du CNSW donnait une information quant au substrat sur lequel évolue notre sol : un substrat argilo sableux. Cet élément pourrait expliquer pourquoi on retrouve, parmi les résultats de l'analyse de sol, des teneurs en argile plus élevées en profondeur. Il est difficile de tirer des conclusions de ce premier tableau, étant donné la profondeur relativement faible de caractérisation du sol. Une caractérisation plus en

profondeur aurait été plus adéquate. Cependant, les résultats obtenus semblent concorder avec la carte des sols du CNSW.

Dans le deuxième tableau présent ci-dessus (Tableau 3), les résultats sont représentés pour l'ensemble du profil (les 40 cm de sol). On peut directement observer comme nous le pressentions, que pour l'argile, comme pour la conductivité, il y a un gradient de A vers G. Ce gradient n'est pas parfait, on peut voir que le profil B et, dans une moindre mesure, le E viennent troubler cette diminution de la teneur en argile de A vers G. De manière générale, les valeurs de teneur en argile correspondent à nos attentes et à la carte de conductivité. Le

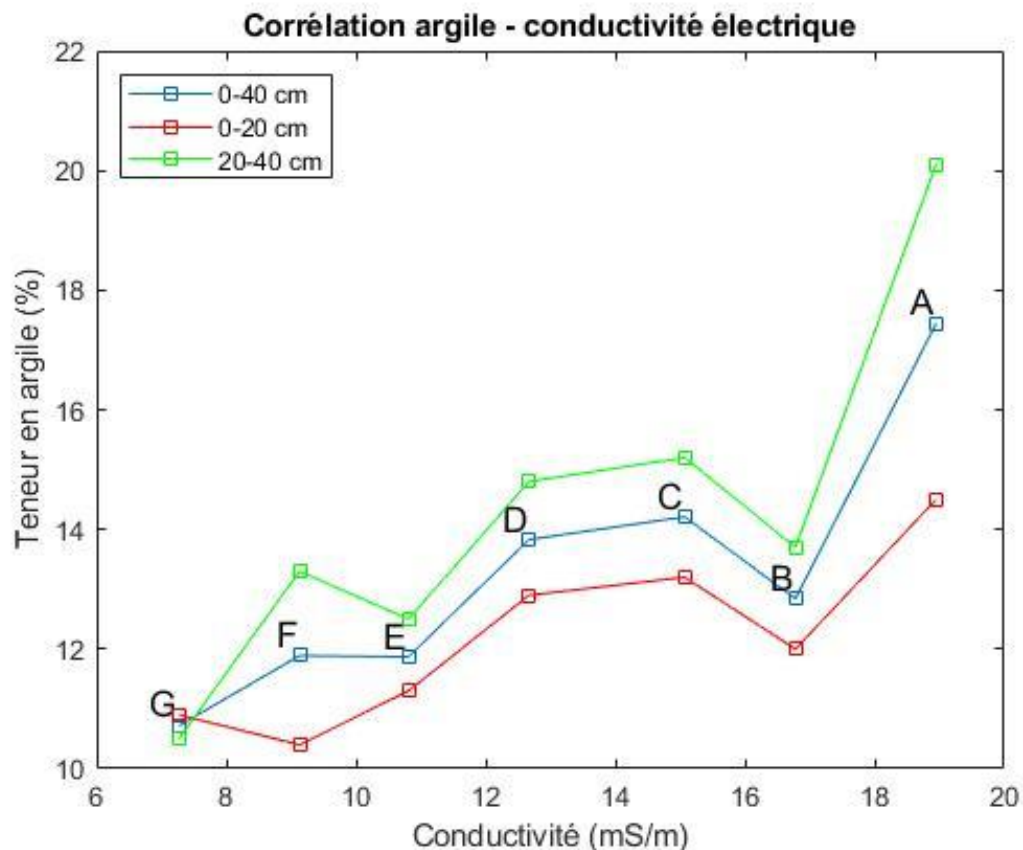


Figure 33: Comparaison entre les résultats des analyses granulométriques et la conductivité de référence.

graphique présent à la Figure 33 représente la relation entre la teneur en argile, exprimée en %, pour les deux profondeurs différentes et pour l'ensemble du profil caractérisé (40 cm), et la conductivité électrique du sol, exprimée en mS/m. Dans un premier temps, on note, comme observé sur le Tableau 2, que la teneur en argile est plus importante en profondeur. Ensuite, on remarque une corrélation positive entre teneur en argile et conductivité ; cela signifie qu'une augmentation de l'une est accompagnée d'une augmentation de l'autre. De plus, avec une valeur de 0.86 pour l'ensemble du profil (0-40 cm), ces deux jeux de données présentent un coefficient de corrélation élevé. Ce résultat correspond tout à fait à nos attentes et hypothèses par rapport à la teneur en argile au sein de la surface d'étude.

4.3.4. Conclusion

Les résultats de ces analyses granulométriques ont montré une corrélation positive entre la teneur en argile et la carte de conductivité, déterminée par la méthode de l'induction électromagnétique. Ces résultats correspondent à l'idée que nous nous faisons de la teneur en argile, au vu de cette carte de conductivité. Ils viennent renforcer la robustesse de cette carte. Nous pouvons donc définitivement l'utiliser comme carte de référence à laquelle nous allons comparer les futures cartes de conductivité mesurée à l'aide du radar, aéroporté ou non. L'objectif qui a été fixé avant de commencer ces analyses de sol est atteint.

Cependant, ces résultats sont à prendre avec des pincettes. En effet, seuls les 40 premiers centimètres de sol ont pu être caractérisés par les analyses granulométriques. Or, aussi bien l'EM38 - 1.5m en position verticale - que le géoradar - de l'ordre du mètre - ont des profondeurs de pénétrations et donc de caractérisations plus importantes. Il est très probable que la teneur en argile sur l'ensemble du profil soit donc plus élevée pour ces profondeurs que pour les 40 premiers. Ce serait d'ailleurs une des manières d'expliquer pourquoi les profils B et E ont une teneur en argile plus faible que les autres prélèvements, alors que ce n'est pas le cas pour la conductivité. Peut-être que, pour ces profils, l'argile est présente de manière plus importante au-delà de 40 cm de profondeur.

4.4. Mesure de la conductivité électrique du sol par géoradar

4.4.1. Matériel et méthodes

Pour déterminer la conductivité électrique du sol, nous allons travailler à très basses fréquences avec un analyseur de réseau vectoriel (VNA), faisant office de radar. Le VNA est capable d'émettre des ondes continues à des fréquences différentes et permet de mesurer la réponse fréquentielle du sol S_{11} (Équation (18)). Dans son mémoire de fin d'études, E. Jacquemin

détermine qu'il faudrait

travailler à des fréquences

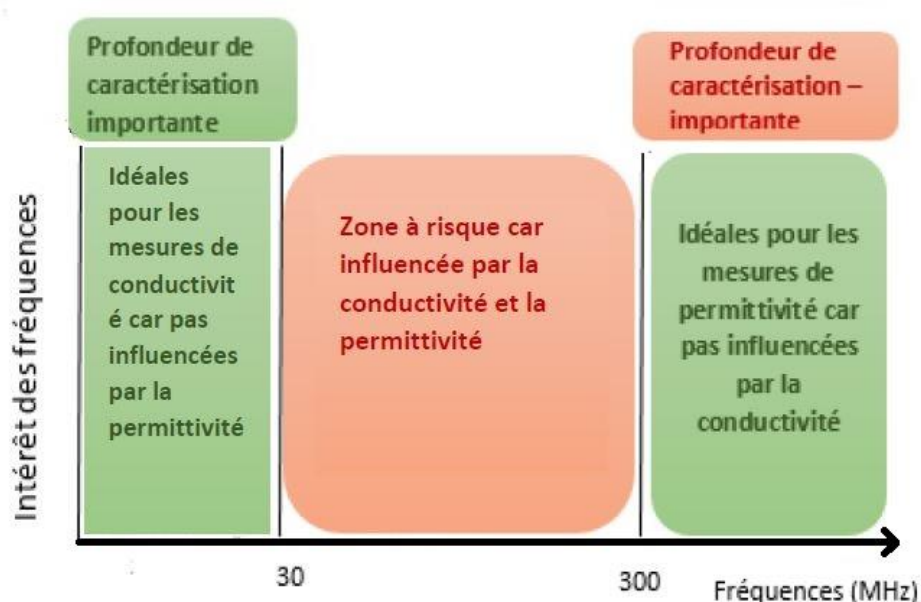
inférieures à 30 MHz afin que la réflexion de sol soit uniquement impactée par la conductivité électrique.

L'utilisation de basses

fréquences permet

également une profondeur de

caractérisation importante (supérieure à 1 m). Elle illustre son propos à l'aide du graphique suivant (Figure 34). Nous avons travaillé sur des fréquences allant de 20 à 100 MHz avec un pas de 1 MHz. Pour pouvoir émettre des ondes à des fréquences si basses, nous avons utilisé une antenne dipôle de 4 m de long, qui fait office d'antenne émettrice et réceptrice (monostatique). La fréquence de résonance de l'antenne - fréquence à laquelle l'antenne retransmet au mieux les ondes émises et perçues par le radar - est estimée à 36 MHz.



Étape 1 : Acquisition de données via le géoradar

Le même procédé que celui qui avait été établi pour la prise de mesure via l'EM38 a été utilisé, c'est-à-dire, marcher, cette fois dans les limites de la surface étudiée, en tenant le radar à bout de bras et en suivant des transects espacés de 4 m. L'ensemble du dispositif comprend : le radar et son antenne dipôle, une batterie assurant une alimentation au radar, un microordinateur et un GPS pour géolocaliser les prises de mesures. Il est à noter que le taux

d'acquisition des données est de l'ordre de 4 mesures par seconde, ce qui est nettement plus rapide que celui de l'EM38 [29]. Le démarrage du système s'exécute via une application mise en place par S. Lambot. Cette application permet donc de démarrer le radar via son smartphone, elle est accessible via une adresse IP. Elle permet de démarrer et stopper la prise de mesures, et d'avoir un aperçu du nombre de données acquises en temps réel, ce qui rend possible la vérification du bon fonctionnement du radar pendant la prise de mesures.

Étape 2 : Sélection et traitement des données à l'aide de scripts Matlab

Ces scripts ont été réalisés par S. Lambot et légèrement modifiés pour répondre aux besoins du mémoire :

- *fddatacal* : ce script permet d'appliquer un filtre qui élimine les effets d'antenne H_i au cas où un vol de haute altitude est réalisé (considéré comme un vol en espace libre). Cependant, ce filtre n'a pu être appliqué étant donné que nous n'avons pas eu recours au drone. Globalement, il permet de faire un premier tri en retirant d'éventuelles erreurs GPS, de sélectionner une gamme de fréquences sur laquelle on souhaite travailler, de calibrer le radar, de corriger les données radar en appliquant différents filtres (H_i , H_f), ou encore de passer du domaine fréquentiel au domaine temporel. Ce script a été modifié afin qu'il puisse calculer, pour chaque mesure, l'amplitude maximale qui correspond à l'amplitude de l'onde réfléchi par le sol.
- *smap* : ce script utilise les données générées par *fddatacal* pour réaliser plusieurs cartes. Le script a également été modifié afin de procéder à une extraction des données sous fichier .txt. Les cartes générées par ce script ne seront pas utilisées, contrairement aux données extraites.

Après une première analyse des résultats, nous avons décidé de travailler sur une gamme de fréquences allant de 20 à 56 MHz. Le spectre a été divisé en 6 sous-bandes de 6 MHz, une carte d'amplitudes relatives a été créée pour chacune des sous-bandes. Ces dernières ont été choisies afin qu'une des cartes ait une gamme de fréquences qui enjambe la fréquence de résonance de l'antenne (36 MHz).

Étape 3 : Traitement de données via un logiciel ArcGis

Cette étape est similaire à l'étape 3 de la Section 3.3.1. ; mais, dans ce cas-ci, un travail de sélection des données qui a déjà été en partie réalisé à l'étape 2. De plus, les amplitudes mesurées, et exprimées dans le domaine temporel, de la réflexion de surface (Figure 11, Section 2.2.4.4.) ont été transformées en amplitudes relatives via l'Équation (21) :

$$A_{rel} = \frac{A - A_{min}}{A_{max} - A_{min}} \quad (21)$$

Où :

- A_{rel} , l'amplitude relative [-],
- A , l'amplitude de la réflexion de surface [m],
- A_{min} , l'amplitude minimale [m],
- A_{max} , l'amplitude maximale [m].

Étape 4 : Dépendance spatiale et variance des amplitudes relatives

Cette étape est similaire à l'étape 4 de la Section 3.3.1.

Étape 5 : Interpolation spatiale des données et confection de cartes d'amplitude relative

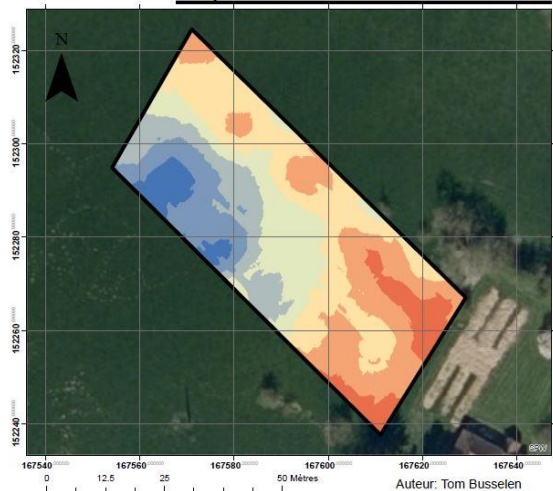
Cette étape est similaire à l'étape 5 de la Section 3.3.1.

Étape 6 : Comparaison entre amplitudes relatives et carte de conductivité

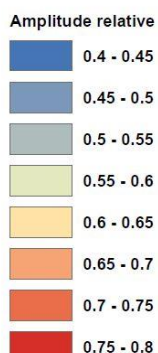
Cette dernière étape consiste à établir une corrélation entre la carte de conductivité de référence et les cartes d'amplitudes relatives créées à partir des données radar. Pour comparer ces résultats, une grille de point d'une maille de 1 m a été créée via le programme Arcgis ; on obtient ainsi 2633 points. Pour chaque carte, les valeurs de tous les points ont été calculées et des graphiques de corrélation entre la conductivité de référence et l'amplitude relative établis. Ces graphiques ont été réalisés avec le programme Matlab.

4.4.2. Résultats et discussions

Amplitude relative radar: 20-26 MHz



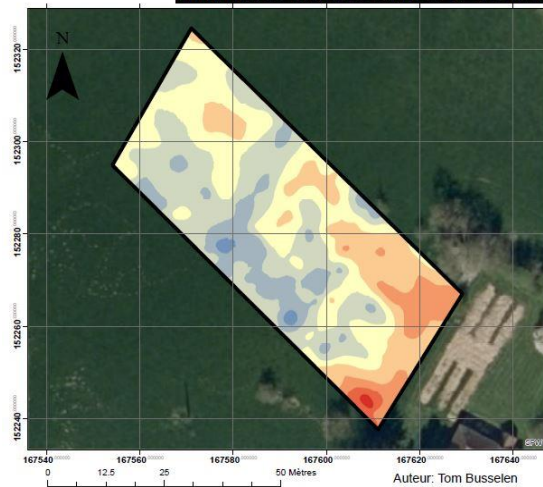
Légende



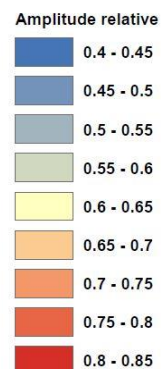
Système de coordonnées:
Belge Lambert 1972
Projection: Lambert Conformal Conic
Datum: Belge 1972

Date: 13/08/2018

Amplitude relative radar: 26-32 MHz



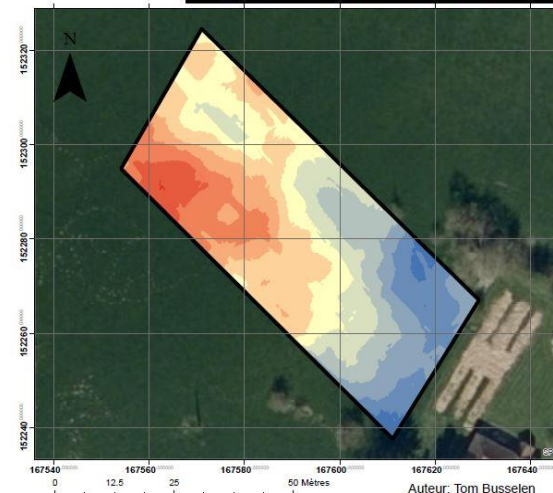
Légende



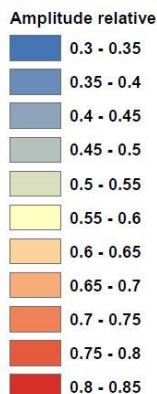
Système de coordonnées:
Belge Lambert 1972
Projection: Lambert Conformal Conic
Datum: Belge 1972

Date: 13/08/2018

Amplitude relative radar: 32-38 MHz



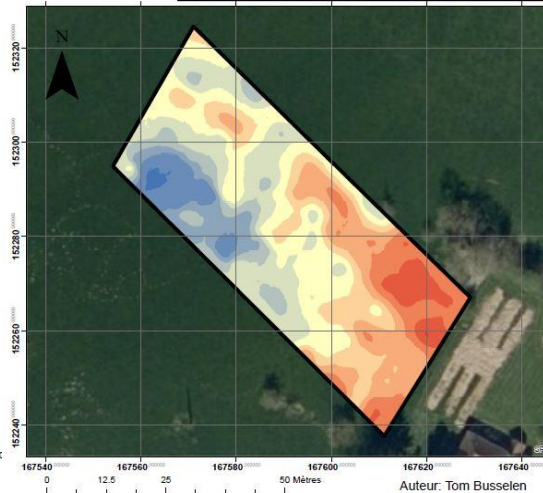
Légende



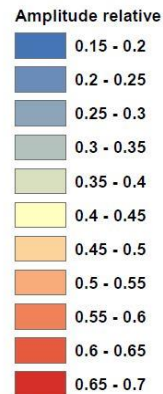
Système de coordonnées:
Belge Lambert 1972
Projection: Lambert Conformal Conic
Datum: Belge 1972

Date: 13/08/2018

Amplitude relative radar: 38-44 MHz



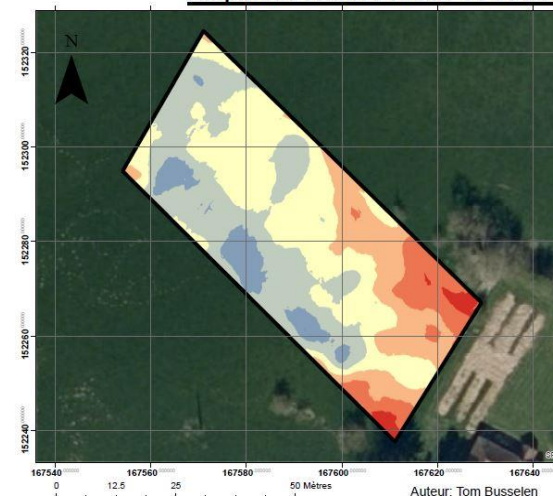
Légende



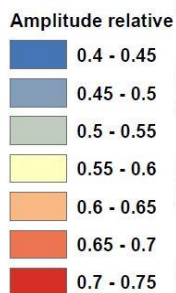
Système de coordonnées:
Belge Lambert 1972
Projection: Lambert Conformal Conic
Datum: Belge 1972

Date: 13/08/2018

Amplitude relative radar: 44-50 MHz



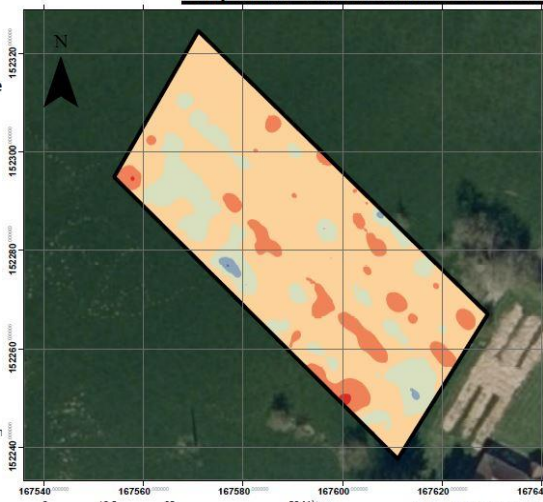
Légende



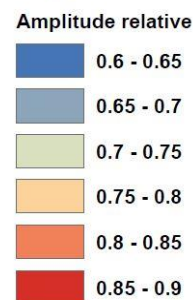
Système de coordonnées:
Belge Lambert 1972
Projection: Lambert Conformal Conic
Datum: Belge 1972

Date: 13/08/2018

Amplitude relative radar: 50-56 MHz



Légende



Système de coordonnées:
Belge Lambert 1972
Projection: Lambert Conformal Conic
Datum: Belge 1972

Date: 13/08/2018

Figure 35: Les 6 cartes d'amplitudes relatives obtenues à partir des données radar pour les 6 gammes de fréquences choisies.

Comme on peut le voir sur les cartes, représentant l'amplitude relative pour les différentes gammes de fréquences retenues, à la figure ci-dessus (Figure 35), la majeure partie de celles-ci, exceptées la 32-38 et la 50-56, présente une variation d'amplitude relative similaire à la variation de conductivité observée sur la carte de référence. On peut directement écarter la dernière carte, sur laquelle on ne retrouve pas du tout cette variation. Pour la carte 32-38 Mhz, dont la gamme de fréquences enjambe la fréquence de résonance de l'antenne, il semblerait que les valeurs d'amplitude aient été inversées. Ce phénomène a pu déjà être observé lors de la phase de traitement des données à l'aide des scripts Matlab de S. Lambot (étape 2) ; son origine est inconnue. Dans l'ensemble, les résultats sont très encourageants. En effet, l'enjeu principal de ces premières mesures reposait sur la présence ou non de variations similaires à celles observées sur la carte de conductivité de référence.

Pour ce qui est des graphiques de corrélation, présents ci-dessous à la Figure 36, on remarque, et c'est bien normal, que toutes les gammes de fréquences montrent des corrélations positives avec la carte de conductivité sauf les deux citées ci-dessus, qui présentent une corrélation négative et une corrélation nulle. C'est d'autant plus dommage pour la carte 32-38 MHz où le nuage de points est relativement resserré autour de la tendance (ligne rouge) ; ce qui laisse penser que la corrélation entre la gamme 32-38 et la conductivité de référence est bonne, bien que négative. Sa voisine, la gamme 38-44, présente également une belle densité au voisinage de la tendance. C'est observé dans le tableau représentant les coefficients de corrélation ci-dessous (Tableau 4). Une analyse plus approfondie des graphiques de corrélation sera réalisée à la Section 4.5.2.

Tableau 4: Coefficient de corrélations entre l'amplitude relative, acquise par radar, et la conductivité de référence pour les 6 gammes de fréquences.

<i>Gamme fréquences (MHz)</i>	<i>20-26</i>	<i>26-32</i>	<i>32-38</i>	<i>38-44</i>	<i>44-50</i>	<i>50-56</i>
<i>Coefficients de corrélation</i>	0.66	0.56	-0.81	0.69	0.64	0.09

S'il est aisé de déterminer quelle gamme de fréquences n'est pas adéquate pour estimer la conductivité électrique du sol, il n'en est pas de même pour déterminer la gamme adéquate. Il semblerait que la gamme enjambant la fréquence de résonance soit la plus prometteuse, et cela malgré le phénomène d'inversion observé. Les quatre autres gammes semblent également cohérentes mais présentent tout de même des coefficients de corrélation, en valeurs absolues, plus faibles. Néanmoins, ces résultats encourageants nous poussent à tester le même dispositif embarqué sur un drone. L'occasion de voir également si la gamme de fréquences 32-38, qui enjambe la fréquence de résonance de l'antenne, présentera encore la meilleure corrélation, en valeurs absolues.

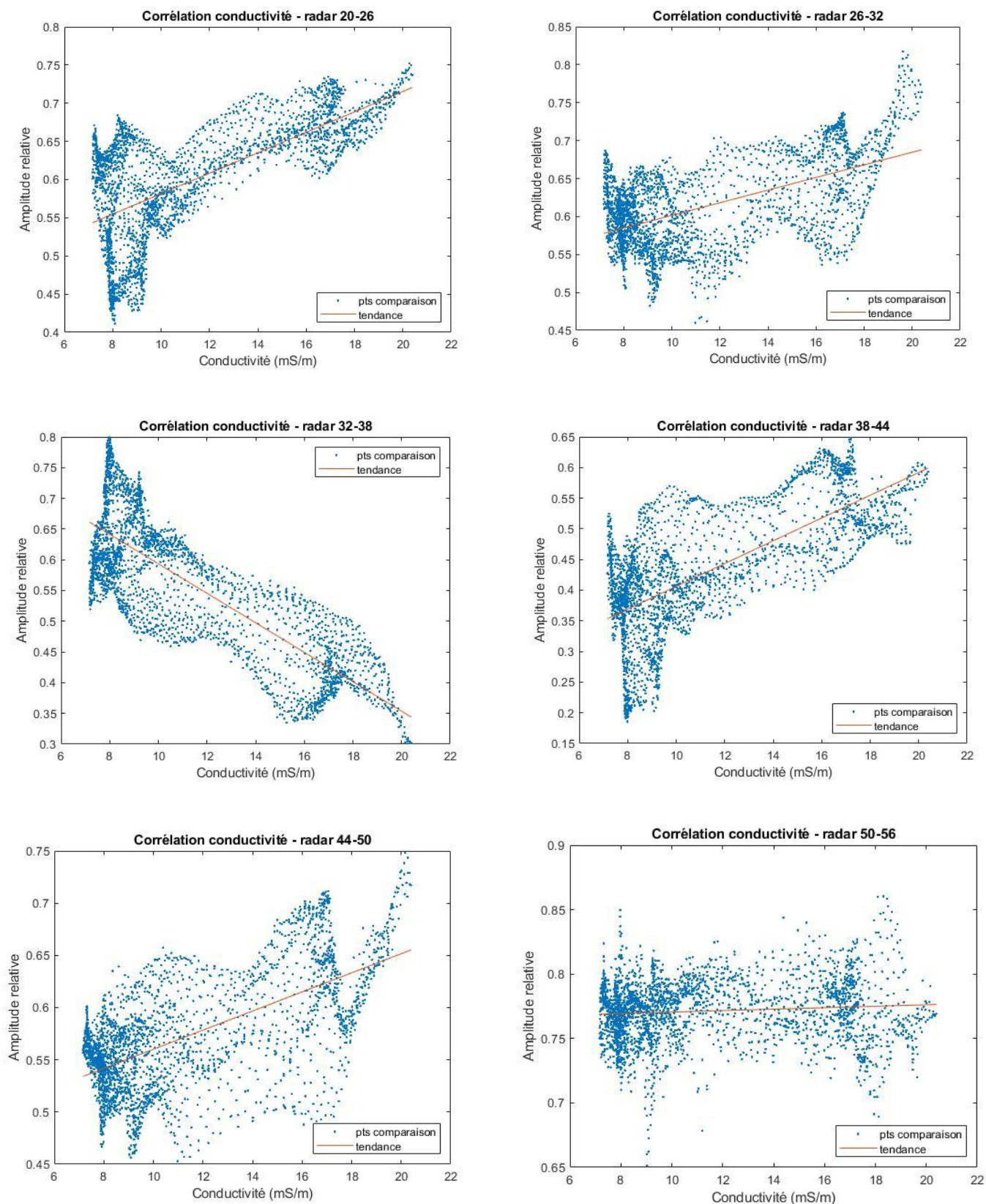


Figure 36: Graphiques de corrélation entre les données d'amplitudes relatives, acquises par radar et issues des 6 gammes de fréquences, et la conductivité de référence.

Dans les variogrammes, Figure 37, il est rassurant d'observer, pour les quatre premières sous-bandes, une corrélation spatiale : deux points proches d'un point de vue distance le

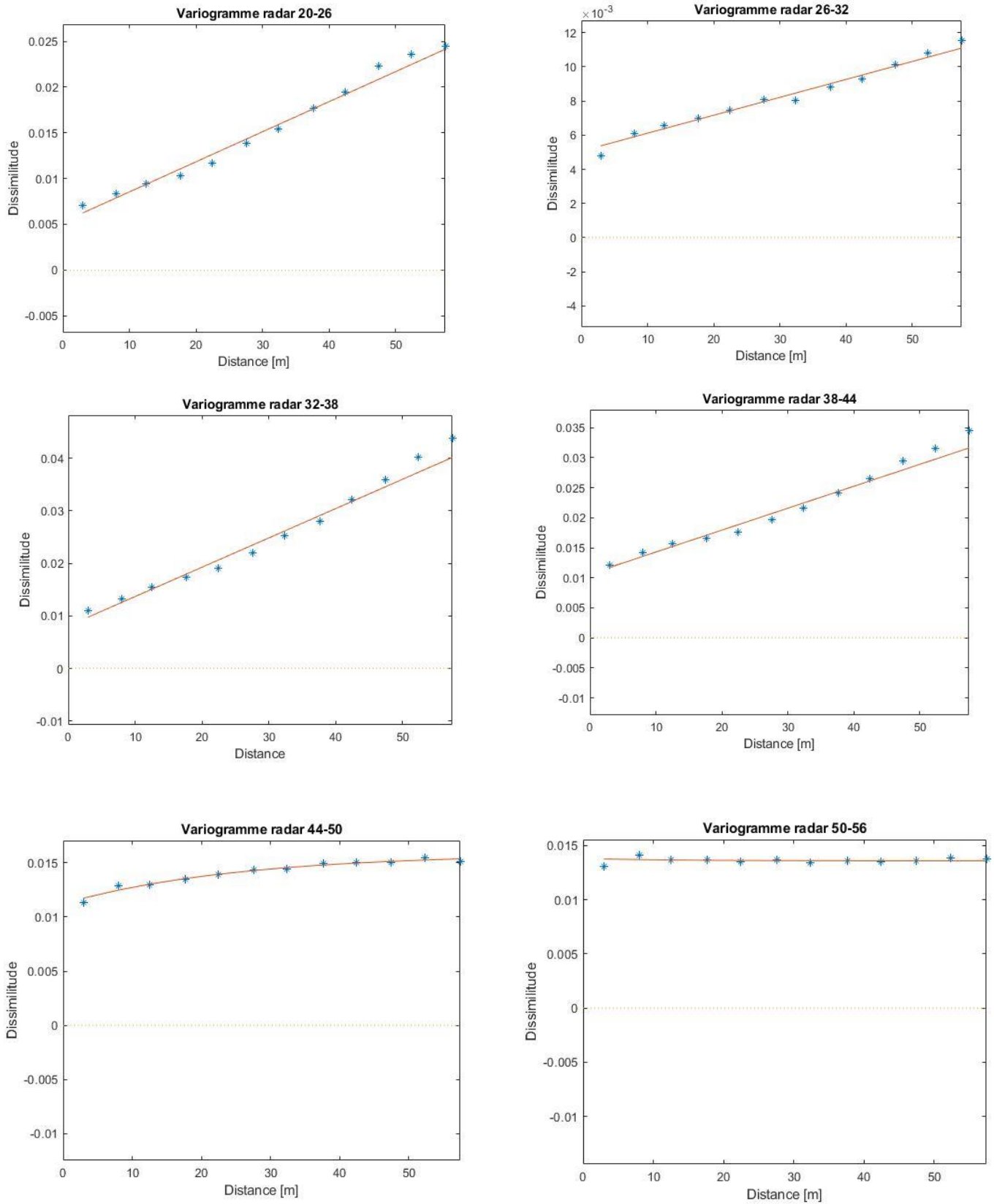


Figure 37: Les variogrammes pour les 6 gammes de fréquences utilisées pour la construction des cartes d'amplitudes relatives à partir des données radar.

seront également d'un point de vue conductivité. On notera que l'effet pépite, qui est en partie dû à l'erreur de l'appareil de mesure, est beaucoup plus faible que la variabilité de conductivité. Ce qui montre que cette variabilité est bien due à des variations des propriétés du sol et non à des erreurs de l'appareil.

4.5. Mesure de la conductivité électrique du sol par géoradar aéroporté

4.5.1. Matériel et méthodes

Le matériel et la méthode utilisés sont foncièrement les mêmes qu'à la Section 4.4. à l'exception du drone, utilisé pour réaliser l'acquisition des données radar, il s'agit d'un X8 de RC Take Off (Overijse, Belgique). Le dispositif (radar, microordinateur, antenne, batterie et GPS) y est fixé de manière expérimentale à l'aide d'élastiques et de velcros. L'acquisition des données a eu lieu le 25 avril 2018 et, afin de respecter l'Équation (18) valide dans le champ lointain, nous avons veillé à garder une bonne distance entre le drone et le sol (minimum 4 m).

Les étapes étaient exactement les mêmes, mais, grâce au drone, nous pouvions réaliser un vol à haute altitude, au-delà des 91 m [29], ce qui nous permettait de filtrer les effets d'antenne H_i et H_f des données acquises par le radar (Equation 18). Cette opération a été effectuée grâce au script Matlab *fddatacal*. La gamme de fréquences globale a également été réduite selon les résultats obtenus à pied, elle était de 20 à 50 MHz.



Figure 38: Le drone équipé du géoradar, de son antenne dipôle, de sa batterie et d'un GPS (source personnelle).

4.5.2. Résultats et discussions

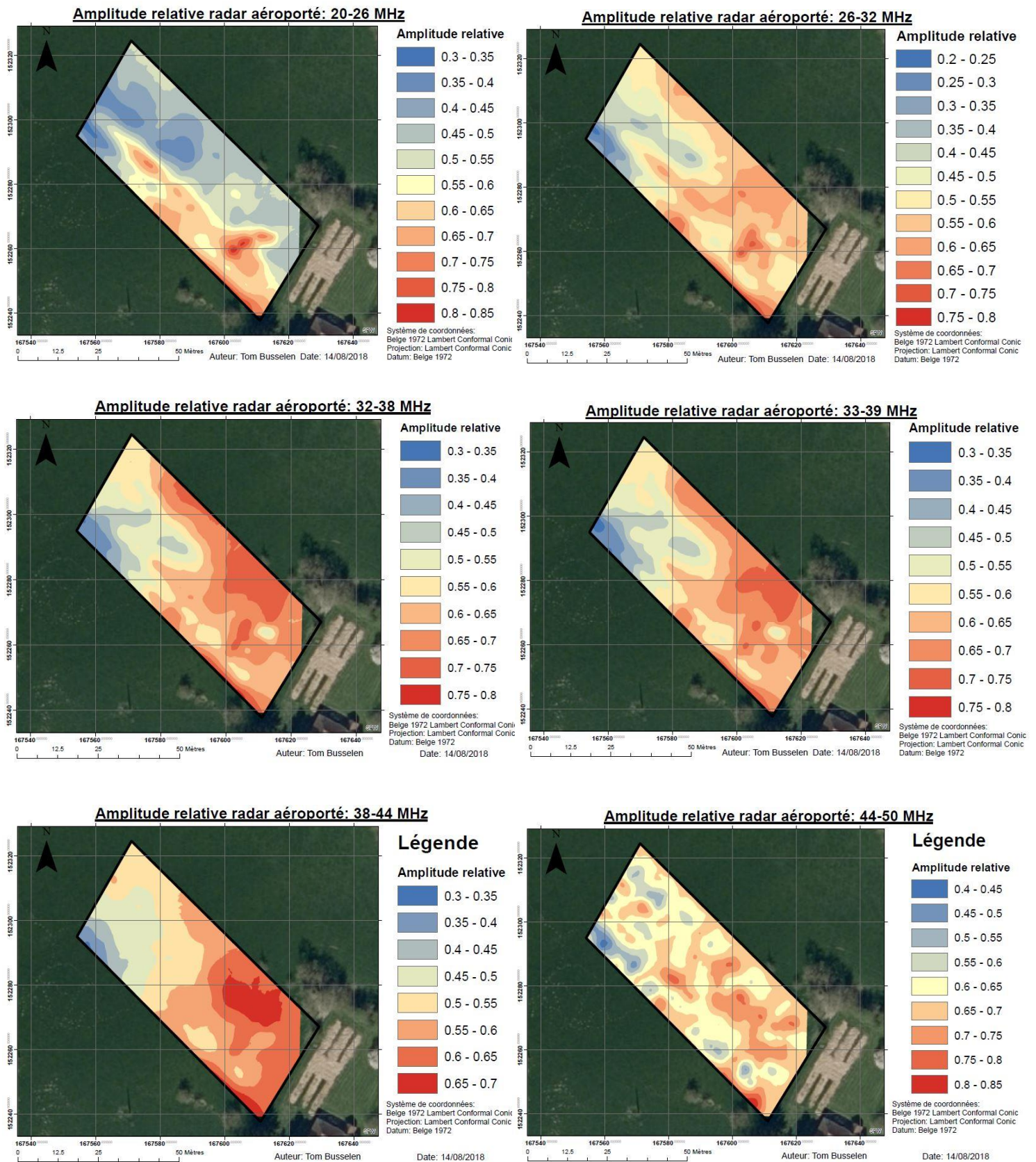


Figure 39: Les 6 cartes d'amplitudes relatives obtenues à partir des données radar aéroporté pour les 6 gammes de fréquences choisies.

À nouveau, les résultats obtenus après krigeage des données ponctuelles d'amplitude acquises par géoradar aéroporté, présentés à la Figure 39 montrent des variations relativement similaires à celles attendues, au vu des résultats obtenus par EMI et via l'utilisation du système radar non aéroporté. Contrairement au point précédent (Section 4.4.), la gamme de fréquences 44-50 MHz, ne présentant que très peu cette variation, elle serait à écarter. Même constat pour la gamme de fréquences la plus basse, 20-26 MHz, pour laquelle la carte semble présenter deux parties scindées dans le sens de la longueur. La partie de gauche respecte la variation de conductivité alors que celle de droite ne présente quasi aucune variation. Les quatre autres cartes, représentant des gammes de fréquence allant de 26 à 44 MHz, sont celles qui paraissent le mieux reproduire les variations de conductivité observées sur la carte de référence. Cette fois-ci, une gamme de fréquences supplémentaire a été insérée pour enjamber, en son milieu, la fréquence de résonnance de l'antenne. Il s'agit de la gamme de fréquences allant de 33 à 39 MHz. Pour les données acquises par géoradar aéroporté, on remarque qu'il n'y a pas d'inversion des données aux alentours de cette fréquence de résonnance, aussi bien de 32 à 38 que de 33 à 39 MHz, contrairement à ce que l'on a pu observer pour le géoradar non aéroporté.

De manière générale, on retiendra que l'utilisation du drone ne semble pas avoir d'impact sur les résultats obtenus qui sont, phénomène d'inversion à part, fort semblables. Cependant on notera, surtout pour les gammes de 26 à 39 MHz, une augmentation plus marquée de l'amplitude relative sur le flanc droit de la superficie étudiée. Cette augmentation n'est pas retrouvée sur la carte de référence et est moins importante pour le dispositif non aéroporté.

Tableau 5: Coefficient de corrélations entre l'amplitude relative, acquise par radar aéroporté, et la conductivité de référence pour les 6 gammes de fréquences.

<i>Gamme fréquences (MHz)</i>	<i>20-26</i>	<i>26-32</i>	<i>32-38</i>	<i>33-39</i>	<i>38-44</i>	<i>44-50</i>
<i>Coefficients de corrélation</i>	0.54	0.52	0.50	0.53	0.70	0.36

Les graphiques de corrélation entre amplitude relative mesurée par géoradar transporté par le drone et conductivité de référence mesurée avec l'EM38, présents à la Figure 40, permettent d'observer également une corrélation positive entre les deux jeux de données. Et cela pour toutes les gammes de fréquences, même si la dernière semble plutôt pencher pour une absence de corrélation (corrélation proche de 0). Sur ces graphiques, on remarque que pour de faibles valeurs de conductivité (autour de 8 mS/m), le géoradar semble éprouver plus de difficultés. En effet, pour ces valeurs de conductivité, on note des variations très importantes d'amplitudes relatives, surtout pour les deux gammes qui comprennent la fréquence de résonnance. Ce phénomène est un peu moins important pour la gamme de fréquences inférieure à 30 MHz.

Les coefficients de corrélation, Tableau 5, apportent une nouvelle perspective dans ce cas-ci. La gamme comprenant les fréquences les plus élevées est la moins corrélée avec la conductivité de référence. Il est également peu surprenant de voir que la gamme allant de 38 à 44 MHz possède le meilleur coefficient tant sa ressemblance avec la carte de conductivité de référence est frappante. Cependant, la carte comprenant les fréquences les plus basses, inférieures à 30 MHz, jugée mauvaise, présente ici un coefficient à peine plus élevé que ses congénères restants (de 26 à 39 MHz). Les différences entre ces derniers coefficients sont faibles et au vu des cartes et graphiques de corrélation (Figure 40) correspondants, il semblerait que la gamme 20-26 MHz ait plutôt tendance à relativement bien estimer les faibles conductivités et à avoir plus de difficultés face aux conductivités élevées ; et inversement pour les gammes de 26 à 39 MHz. En effet, pour cette première gamme de fréquences, on observe sur le graphique de corrélation une concentration plus importante au voisinage proche de l'axe de tendance (trait rouge sur le graphique) ; contrairement aux autres, qui présentent des variations importantes, comme expliqué précédemment. En revanche, à partir de 15-16 mS/m, les points de cette première gamme se dispersent de manière prononcée alors que pour les autres gammes, les points ont tendance à se concentrer au voisinage de l'axe. La gamme 38-44 MHz, quant à elle, semble réunir les deux phénomènes : une concentration autour de l'axe à basses (alentours de 8 mS/m) et à hautes (>15-16 mS/m) conductivités. Cependant, sur aucun graphique on observe d'amplitude relative capable de donner une estimation fiable de la conductivité quand ces valeurs se situent entre 10 et 15 mS/m.

Ces deux phénomènes (bonne densité autour de l'axe à faible conductivité ou haute conductivité et faible densité autour de l'axe entre 10 et 15 mS/m) peuvent également être observés sur les graphiques de corrélations réalisés à partir des données radar non aéroporté (Figure 36). Notamment pour la gamme de fréquences 26-32 MHz, qui présente une bonne densité à faible conductivité et une répartition des points plus dispersée à hautes conductivités. On notera que pour les données radar aéroporté, contrairement aux données acquises à pied, la sous bande 32-38 MHz ne présente plus le meilleur coefficient de corrélation, mais un coefficient tout de même satisfaisant.

Pour ce qui est des variogrammes (Figure 41), le même constat qu'à la Section 4.4.2. peut être dressé.

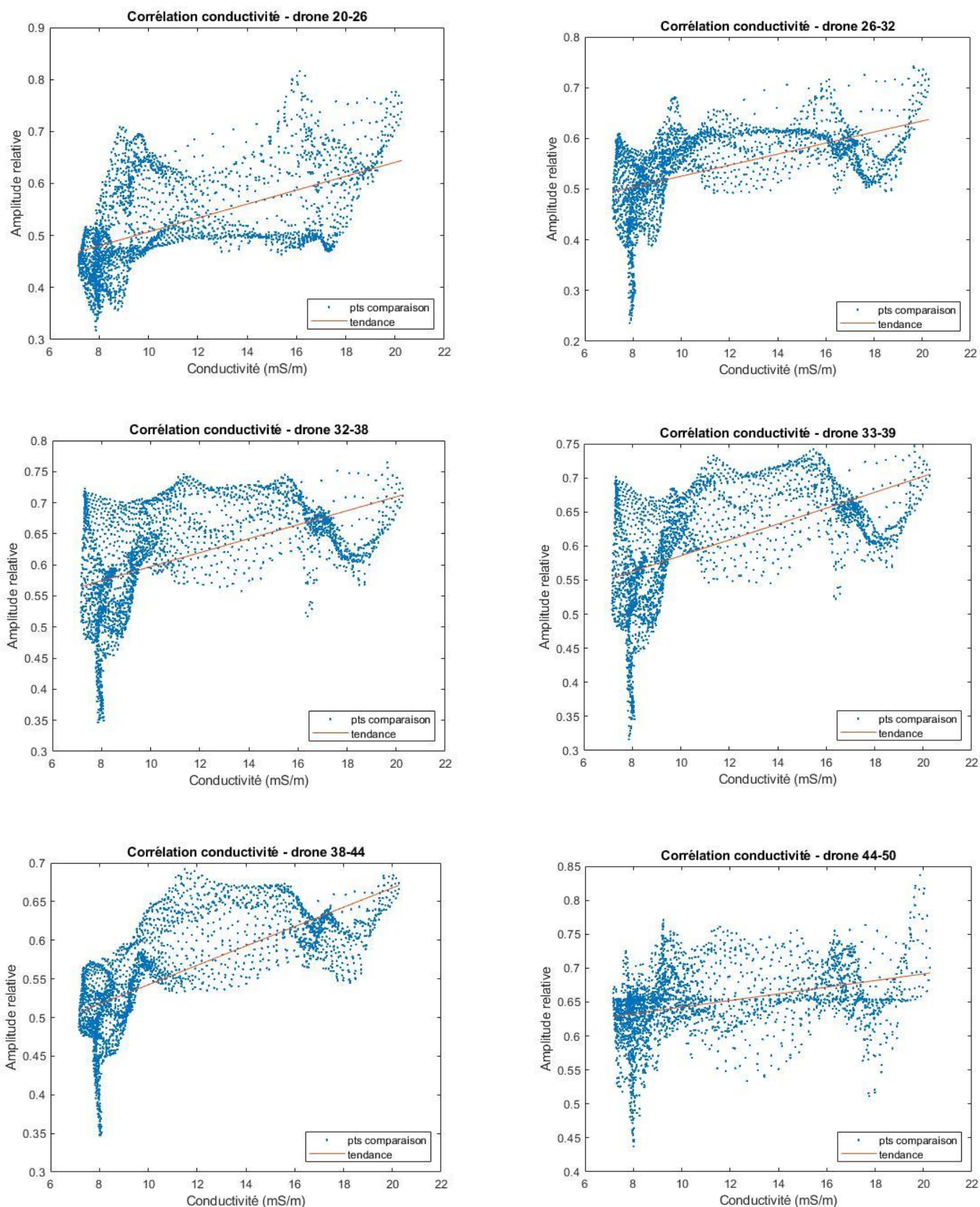


Figure 40: Graphiques de corrélation entre les données d'amplitudes relatives, acquises par radar aéroporté et issues des 6 gammes de fréquences, et la conductivité de référence

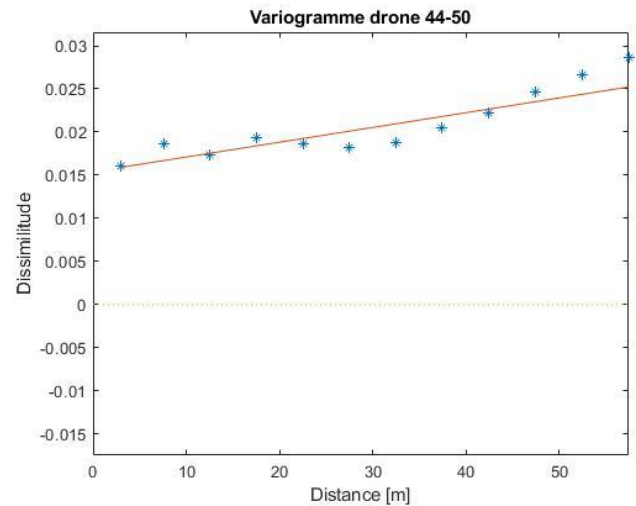
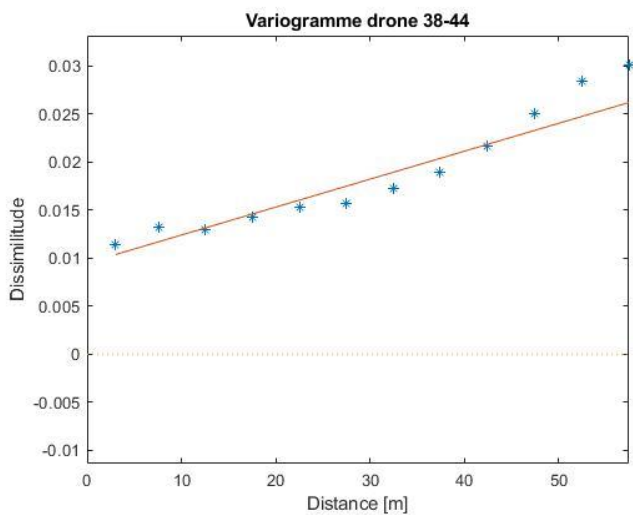
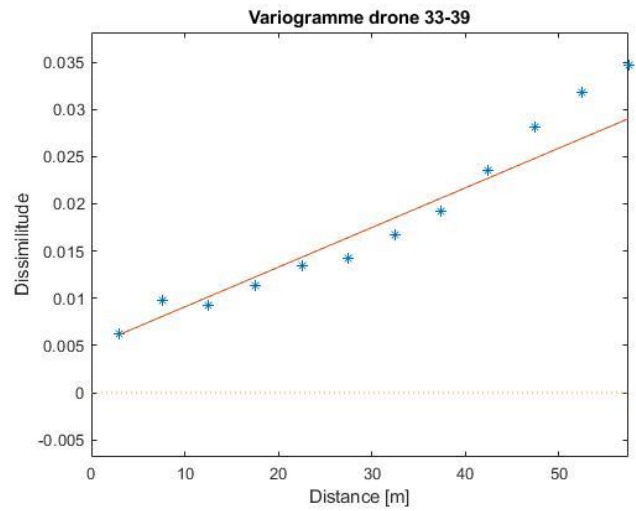
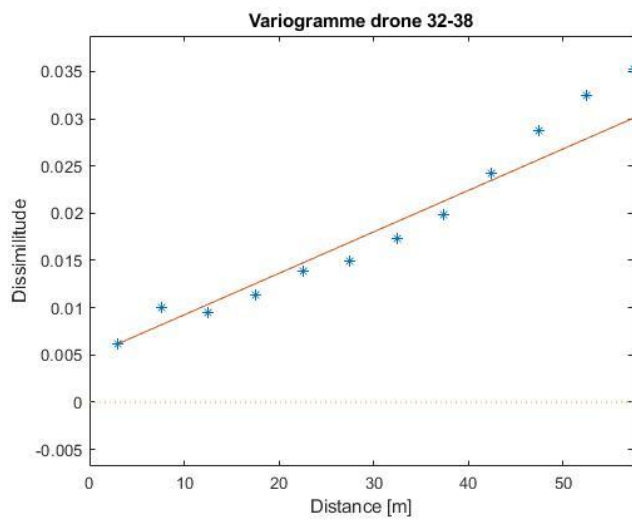
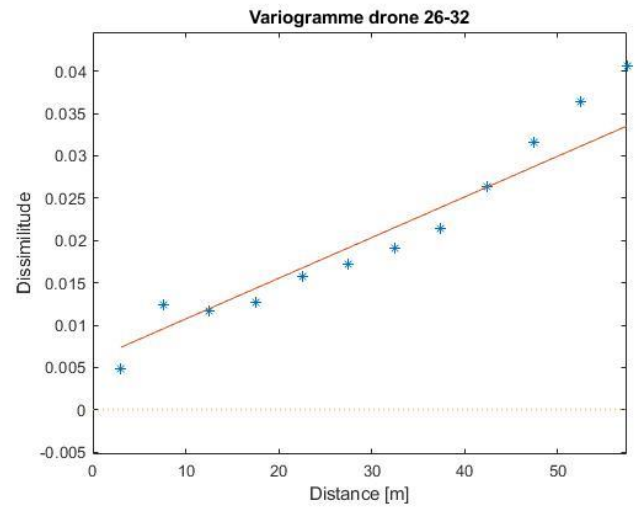
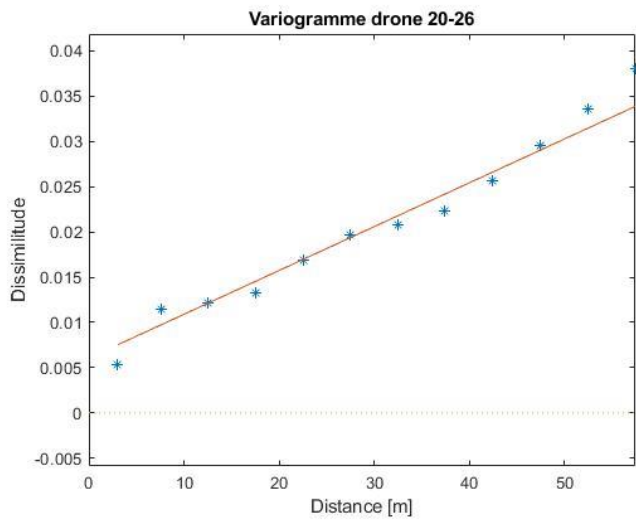


Figure 41: Les variogrammes pour les 6 gammes de fréquences utilisées pour la construction des cartes d'amplitudes relatives à partir des données radar aéroporté.

4.6. Conclusion

Les résultats issus des analyses granulométriques des 7 prélèvements de 40 cm de profondeur, réalisés dans la surface d'étude, au sein de la parcelle de la ferme de Lauzelle, permettent de valider les données de conductivité relevées à l'aide de l'EM38, via la méthode de l'induction électromagnétique. Même si la profondeur de caractérisation de la granulométrie du sol est plus faible que celle de l'EM38, les résultats ont confirmé les hypothèses émises au vu de l'état du sol. De plus, étant sur le même type de sol, sur l'ensemble de la parcelle selon le CNSW, il est peu probable que l'on observe de brusques variations de profil parmi nos points d'échantillonnage. La carte ainsi générée à partir des données acquises le 9 avril 2018 (3.3.2.4.) peut, définitivement, servir de référence. Les autres cartes seront comparées à cette dernière. La comparaison se basera sur la présence ou non du même genre de variations que les variations de conductivité observées sur cette carte.

Pour ce qui est de la première campagne d'acquisition des données réalisée radar à la main, en marchant dans la surface d'étude, mais aussi pour la seconde campagne, réalisée avec un dispositif aéroporté, les résultats obtenus reproduisent, pour la plupart, les variations observées sur la carte de conductivité de référence. En poussant l'analyse un peu plus loin, on se rend compte qu'il n'y a pas vraiment de gamme de fréquences idéales qui ressort des résultats. Cependant, les gammes de fréquences aux alentours de la fréquence de résonance de l'antenne (36 MHz) ont tendance à montrer les meilleures corrélations avec la carte de conductivité de référence. Et cela est bien normal étant donné que la gamme de fréquences de l'antenne a un impact sur la sensibilité du capteur aux propriétés du sol (Kizito et al., 2008). Selon E. Jacquemin, la conductivité électrique du sol peut être idéalement mesurée à des fréquences inférieures à 30 MHz. À travers nos résultats, nous observons que ce n'est pas aussi tranché. Les fréquences entre 30 à 50 MHz semblent également efficaces. La fréquence de résonance fixée à 36 MHz a probablement un impact sur les résultats obtenus. Plus on s'écartait de la fréquence de résonance, plus la corrélation entre conductivité et amplitude relative avait tendance à faiblir. Une nouvelle antenne avec une fréquence de résonance inférieure à 30 MHz permettrait peut-être de confirmer les dires de E. Jacquemin.

Chapitre 5 : Comparaison entre trois méthodes : Radar, EMI et ERT

5.1. Objectif spécifique

L'objectif de ce chapitre est double. Dans un premier temps, l'application la modélisation inverse de l'onde, concentrée sur la réflexion de surface, afin de déterminer la conductivité électrique du sol via des données acquises par géoradar aéroporté travaillant à très basses fréquences. Ce premier objectif rejoint l'objectif global de ce mémoire. Ensuite, via la confection de cartes à partir des données de conductivité acquises, une comparaison sera faite avec les cartes de conductivité et autres résultats obtenus antérieurement.

Dans un second temps, une comparaison entre les résultats de conductivité électrique obtenus à partir de trois techniques différentes sera établie. Ces trois techniques seront, l'induction électromagnétique (EMI), la tomographie de résistivité électrique (ERT) et le géoradar aéroporté. Pour comparer les trois techniques, plusieurs graphiques de corrélations seront réalisés.



Figure 42: Mesures de la conductivité électrique via la méthode de l'ERT (source personnelle).

5.2. Matériel et méthodes

L'ensemble des mesures ont été réalisées le même jour : le mercredi 13 juin 2018.

5.2.1. Induction électromagnétique

Pour cette section, rien de nouveau par rapport au Chapitre 3, centré sur la caractérisation de la conductivité électrique de la parcelle en utilisant l'induction électromagnétique.

La démarche sera sensiblement la même, marcher sur la surface d'intérêt en transportant l'EM38 en position verticale, afin d'avoir une profondeur de pénétration de 1.50 m, ainsi que le GPS et l'ordinateur. Les mesures seront effectuées sur des transects espacés de 4 m. Par la suite, un traitement de données sera réalisé dans le programme Arcgis, avant de réaliser des cartes de conductivité par krigeage, en se basant sur les résultats des dépendances spatiales déterminées grâce au programme Matlab.

5.2.2. Tomographie de la résistivité électrique

Cette mesure a été prise en collaboration avec le « Centre wallon de Recherches agronomiques » (CRA), par l'intermédiaire de B. Notredame qui travaille sur le projet « Visa », qui a fourni l'appareil de mesure : un Quad 2800 (Q2800) de Veris technologies (Veris technologies, 2014). Il combine légèreté du matériel et capacité à mesurer sur deux profondeurs en une mesure. L'appareil peut être remorqué par un quad et permet de mesurer la conductivité électrique sur les 30 premiers cm et les 90 premiers cm de sol de manière simultanée

(Veris technologies, 2014a). Il est composé de 6 lames métalliques circulaires, sorte de socs verticaux, qui font office d'électrodes. Comme on peut l'observer sur la Figure 43, chaque lame émettrice est entourée de deux lames réceptrices, on compte au total 2 lames émettrices, et donc 4 lames réceptrices. Lors de la prise de mesure, les électrodes sont

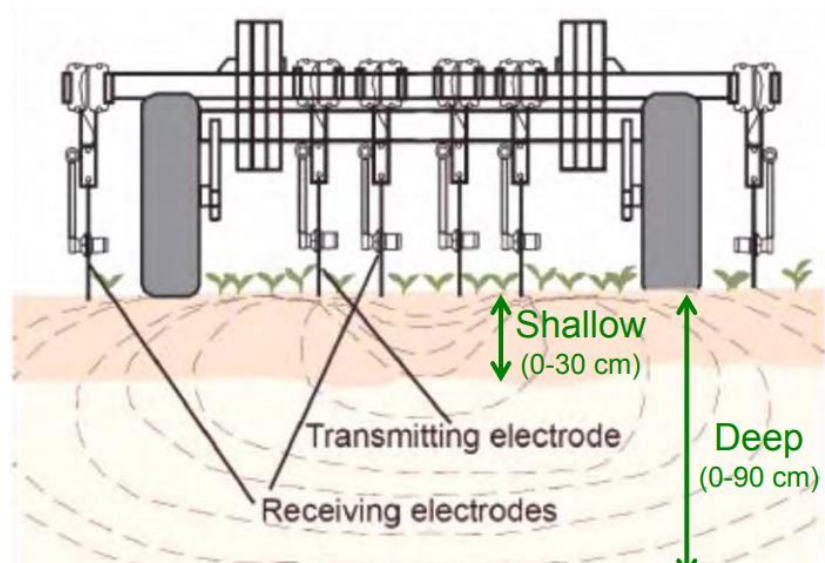


Figure 43: Schéma du Veris 3100, qui fonctionne selon le même principe que Q2800, et ses profondeurs de caractérisation (Woods, 2013).

enfoncées de quelques centimètres, entre 3 et 5 en fonction de la vitesse dans le sol afin d'y propager un courant électrique. Contrairement à l'EM38, cet appareil a besoin d'un contact avec le sol. Grâce à cela, une source de métal hors sol ne perturbe pas la prise de mesure comme c'est le cas pour EM38. Le remorquage par un quad, tracteur ou autre engin agricole ne pose donc pas de problème particulier (Woods, 2013).

Concernant la méthodologie, deux prises de mesures ont été effectuées : une première à une vitesse de 5 km/h et une seconde à 10 km/h. Le procédé habituel était de rigueur, suivre des transects espacés de 4 m au sein de la surface d'intérêt. Après avoir reçu les mesures de conductivité via B. Notredame, nous avons procédé aux habituels traitements des données, analyses de la relation spatiale et interpolations spatiales par krigeage.

5.2.3. Géoradar aéroporté et modélisation inverse de l'onde

Pour le géoradar en configuration « aéroporté », le matériel utilisé et la méthodologie appliquée sont les mêmes qu'à la Section 4.5.1.

Pour cette prise de mesure, un vol de calibration permettant de déterminer les fonctions caractéristiques de l'antenne sur le drone, H_i , H_f et H a été effectué. Ce vol a été réalisé à différentes hauteurs au-dessus d'un point d'eau situé proche de la ferme de Lauzelle, comme

on peut le voir à la Figure 44. Un vol à haute altitude, considéré comme un vol en espace libre (G_{xx} étant alors considérée comme nulle) permet de déterminer les effets d'antenne. Alors que le vol au-dessus d'un plan d'eau (G_{xx} , représentant le champ électrique pour source



Figure 44: Vol de calibration du radar aéroporté au-dessus d'un plan d'eau.

unitaire, est calculée pour le cas spécifique de l'eau en prenant en compte la hauteur de vol au-dessus du plan) permet de déterminer les fonctions de transfert H . Des mesures de températures et de conductivité de l'eau ont été réalisées à l'aide d'un conductimètre (les résultats de ces mesures sont présentés à l'Annexe 1). Une fois ces fonctions de transfert

déterminées, on peut les filtrer du signal mesuré. Dès lors, on remarque, grâce à l'Équation (18), que ce n'est plus S_{11} qui est mesurée par le l'analyseur de réseau vectoriel mais bien la fonction de Green G_{xx} .

Afin de procéder à la modélisation inverse de l'onde centrée sur la réflexion de surface, il y a lieu de transformer la fonction de Green dans le domaine temporel, afin de repérer la fenêtre de temps correspondant à la réflexion de surface, grâce à la transformée inverse de Fourier (Équation (19)). Finalement, on peut passer à la modélisation inverse de la fonction de Green. Il s'agira de minimiser la fonction objective (Équation (20)) en optimisant un vecteur de paramètres comprenant la conductivité électrique et la hauteur de l'antenne par rapport au sol. Cette fonction objective est formulée par la méthode des moindres carrés entre la fonction de Green observée dans le domaine temporel et la fonction de Green simulée par le modèle.

Ces étapes de calibration, effectuées après le vol, et de modélisation inverse de l'onde ont été réalisées via des scripts créés par S. Lambot dans le programme Matlab. Il s'est d'ailleurs lui-même chargé de modifier et faire tourner ces scripts et m'a fourni les résultats.

Par la suite, une création de carte par krigeage a été réalisée en fonction de la dépendance spatiale, analysée via un variogramme, entre les points de mesure.

5.3. Résultats et discussions

5.3.1. Induction électromagnétique

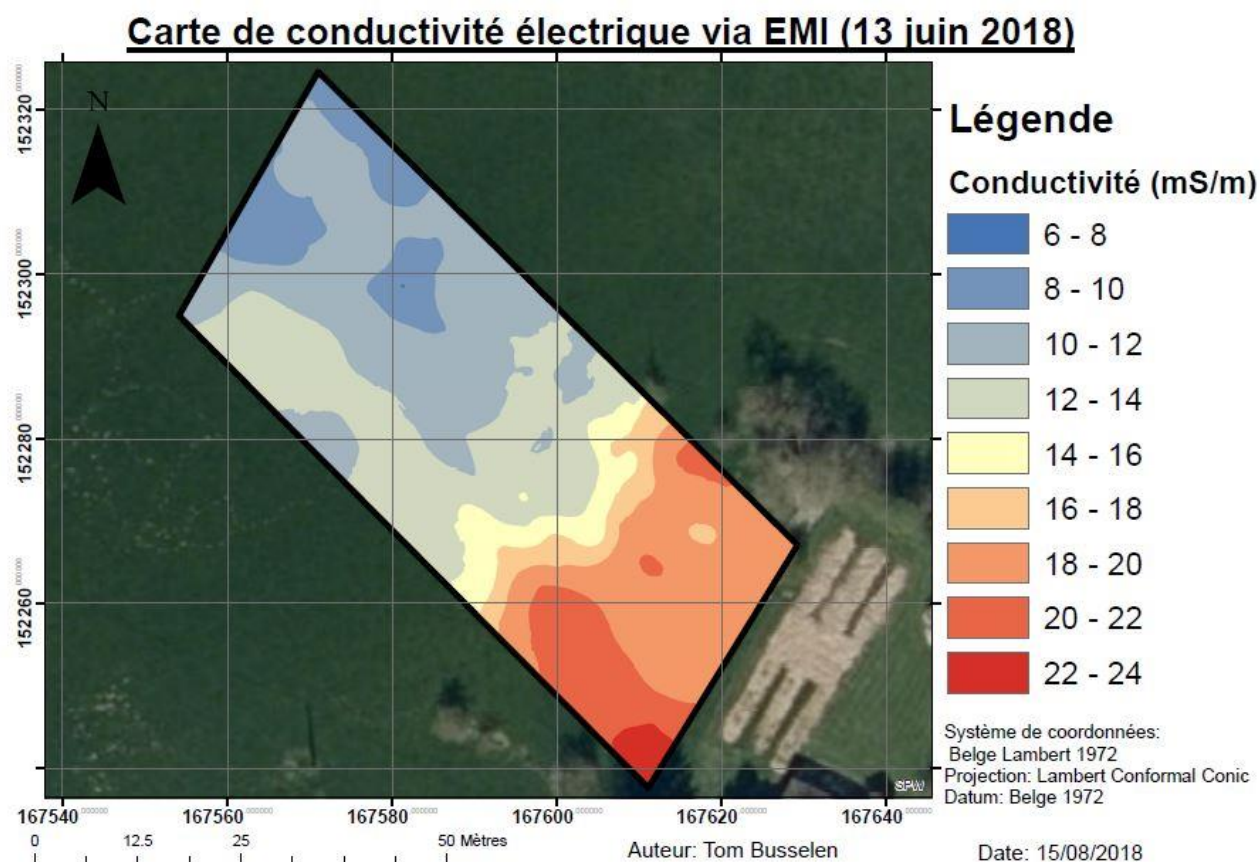


Figure 45: Carte de conductivité issue des données acquises par l'EM38 le 13 juin.

La carte présente à la Figure 45, montre une forte ressemblance avec la carte de conductivité de référence, établie à partir des données du 9 avril 2018 (Section 3.3.2.4.). En effet, la variation de conductivité est présente et on retrouve des ordres de grandeurs très similaires. Pour le variogramme (Figure 47), le constat est le même que celui dressé à la Section 4.4.2. Le graphique de corrélation entre la conductivité de référence et celle tout juste déterminée (Figure 46) vient confirmer les premières observations. On a deux jeux de données fortement corrélés, avec un nuage de points qui est concentré aux alentours de la tendance. Le coefficient de corrélation entre ces deux mesures de conductivité est de 0.9561.

Cependant, on remarque que ces nouvelles mesures ont tendance, surtout pour les faibles conductivités, à présenter des valeurs de conductivité légèrement plus élevées. On peut noter que, comme observé sur les graphiques de corrélations présentés au Chapitre 4, la corrélation est moins importante pour des valeurs de conductivité situées entre 10 et 16 mS/m. Ces différences entre les résultats obtenus à des moments différents proviennent très probablement d'un changement de l'humidité du sol et de potentielles erreurs de mesure et/ou de calibration de l'appareil.

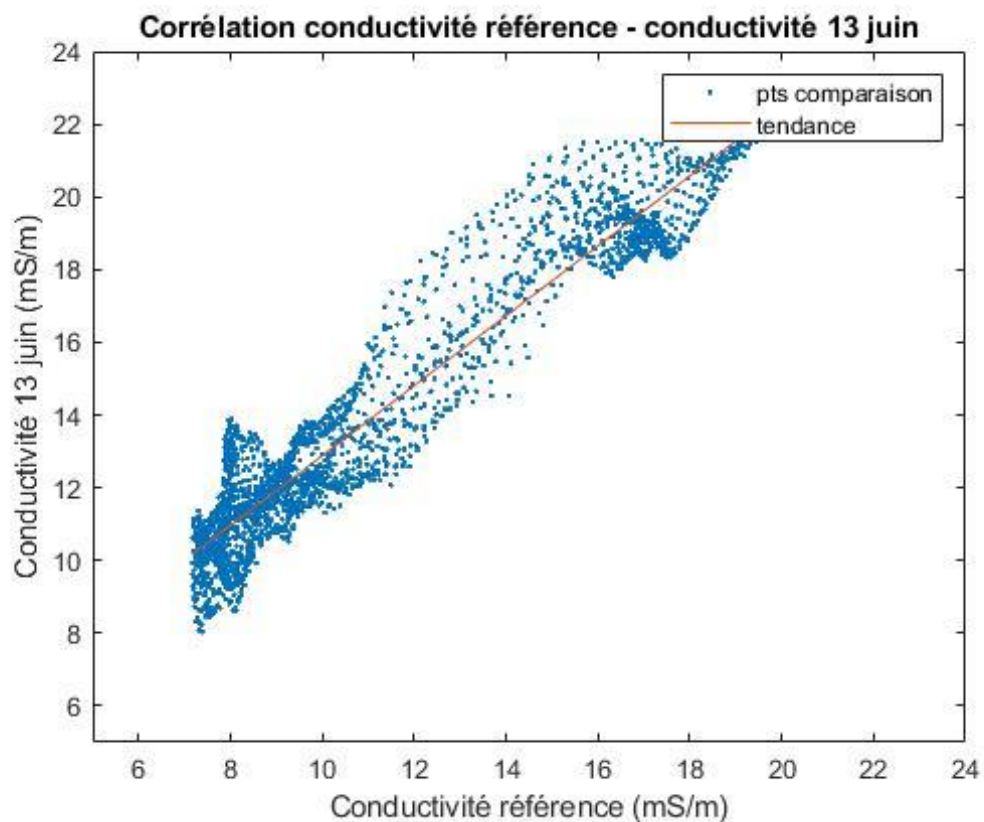


Figure 46: Graphique de corrélation entre conductivité de référence et conductivité relevée le 13 juin par l'EM38.

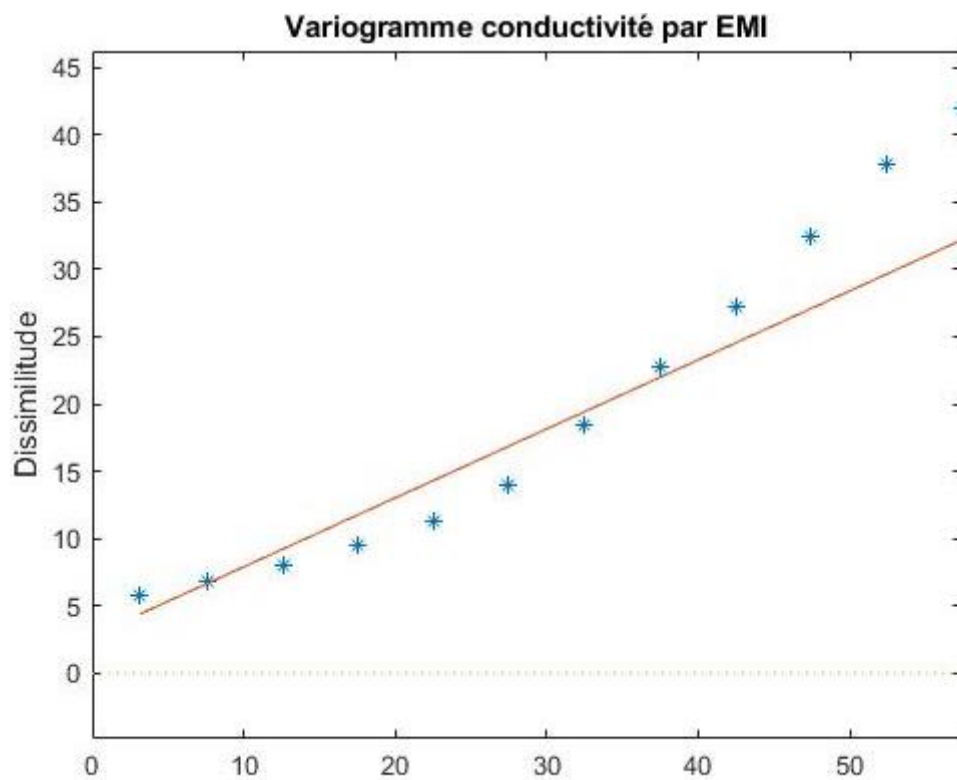


Figure 47: Variogramme des données de conductivité acquises par EM38 le 13 juin (la Dissimilitude est exprimée en mS/m).

5.3.2. Tomographie de la résistivité électrique

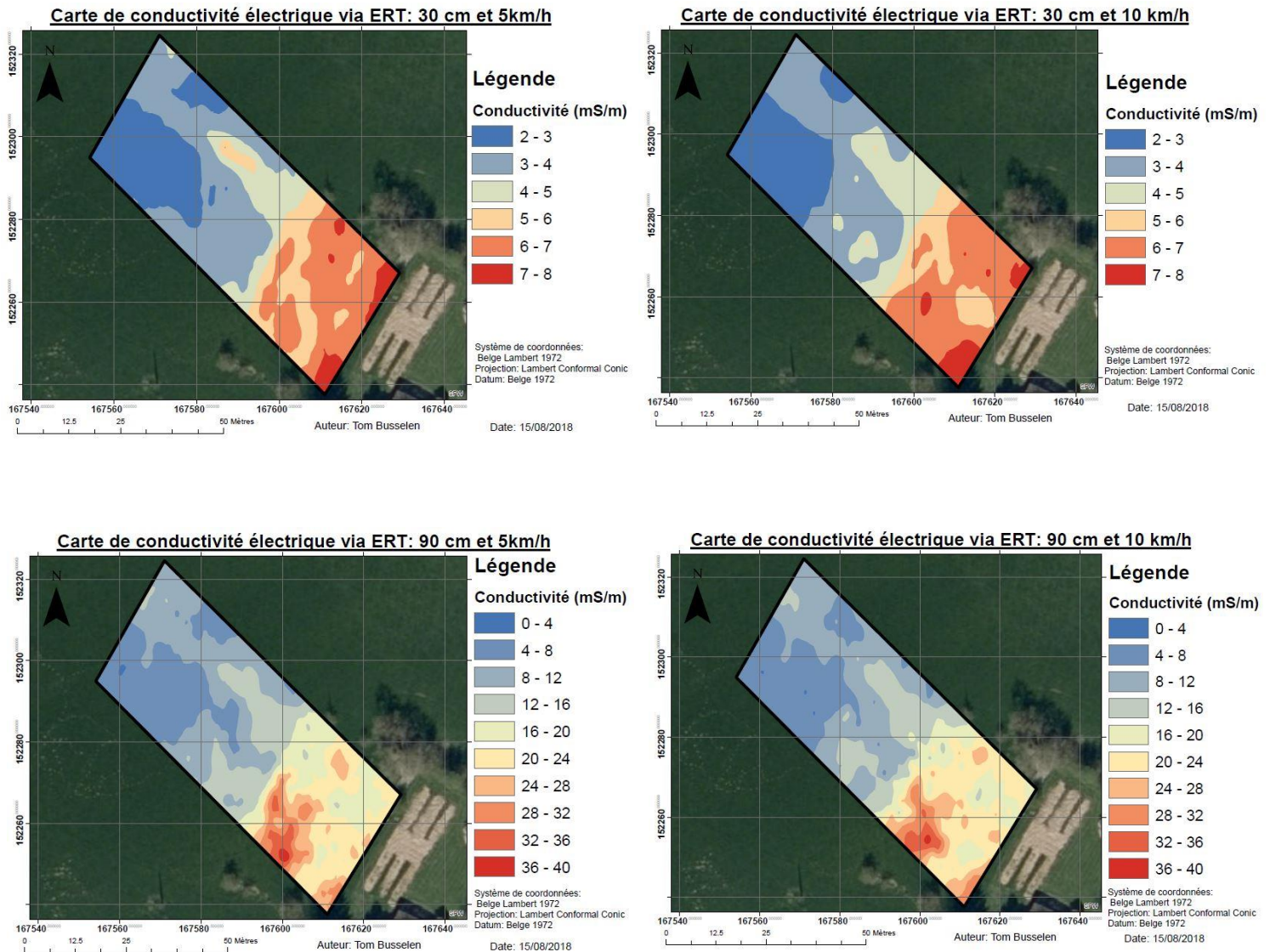


Figure 48: Cartes de conductivité issue des données acquises par le Veris Q2800 le 13 juin.

Les quatre cartes de conductivité, déterminées à l'aide des données fournies par B. Notre Dame à l'issue de la prise de mesures par la méthode de la tomographie de la résistivité électrique, sont présentées à la Figure 48. Premièrement, quand on compare la première ligne de cartes, qui représente une caractérisation de la conductivité pour les 30 premiers centimètres de sol mesurée à deux vitesses différentes, on remarque qu'il n'existe pas de grande différence en fonction de la vitesse. Et c'est encore plus flagrant pour les caractérisations de la conductivité sur les 90 premiers centimètres de sol. Arbitrairement, seules les cartes issues de données mesurées à 10 km/h seront utilisées pour la suite du mémoire.

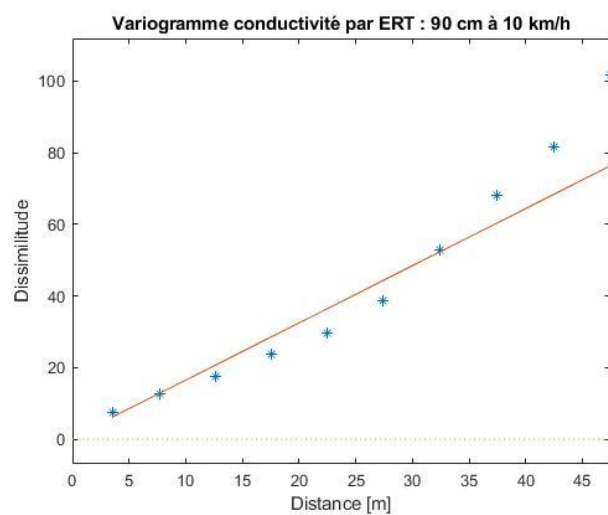
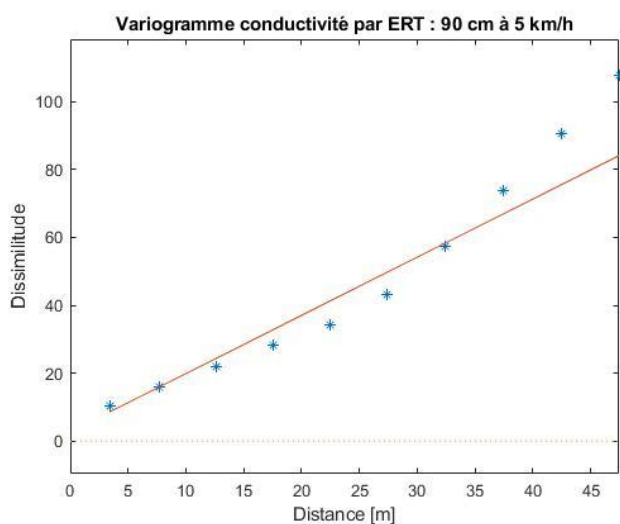
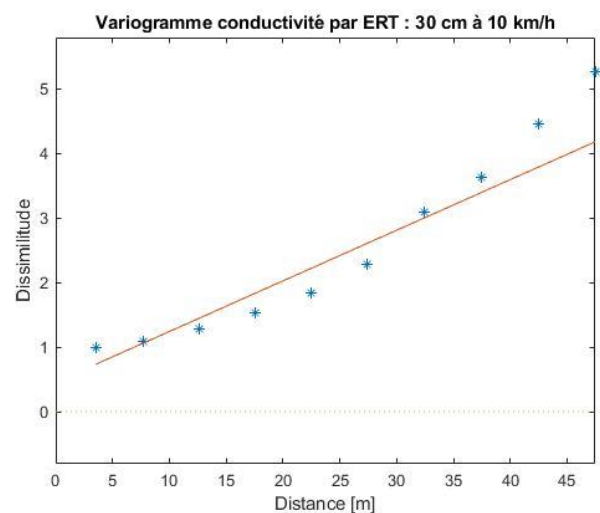
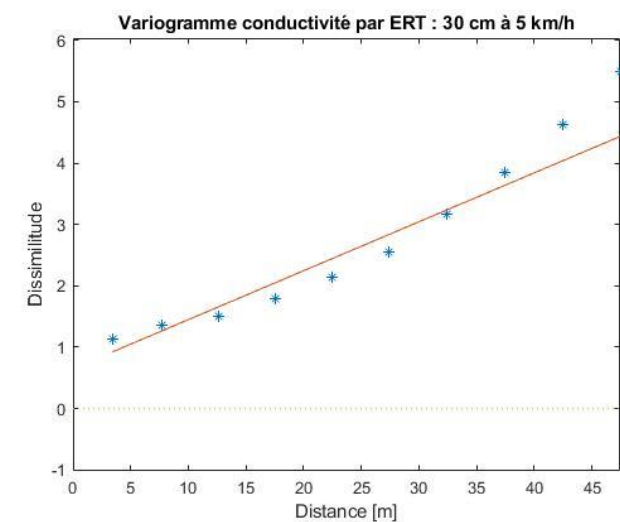


Figure 49: Variogrammes des données de conductivité acquises par le Veris Q2800 le 13 juin (la Dissimilitude est exprimée en mS/m).

Pour ce qui est des variogrammes (Figure 49), le constat dressé à la Section 4.4.2. est toujours valable.

Deuxièmement, notons que les pas de conductivités (en mS/m) utilisés dans la légende des cartes ont été modifiés pour des raisons de clarté et de présentation, mais également car les gammes de conductivités observées étaient différentes. Pour la caractérisation des 30 premiers centimètres par ERT, il est normal d'observer des valeurs bien inférieures à celles observées sur la carte de référence, où la conductivité a été caractérisée sur 1,5 m de sol par EM38. Il va de soi que sur un même type de sol, il est tout à fait compréhensible d'observer plus d'argile sur 1m50 de sol que sur 30 cm. Surtout au vu des résultats des analyses de sol qui avaient tendance à montrer une augmentation de la teneur en argile avec la profondeur. Ce qui est plus surprenant, c'est d'observer que pour la caractérisation des 90 cm de sol, le Veris Q2800 mesure des valeurs de conductivité plus élevées que les valeurs mesurées par EM38 sur 1,5 m de sol. Ce phénomène est d'ailleurs surtout observable pour les valeurs de conductivité élevées, les faibles conductivités semblant, elles, relativement similaires. C'est

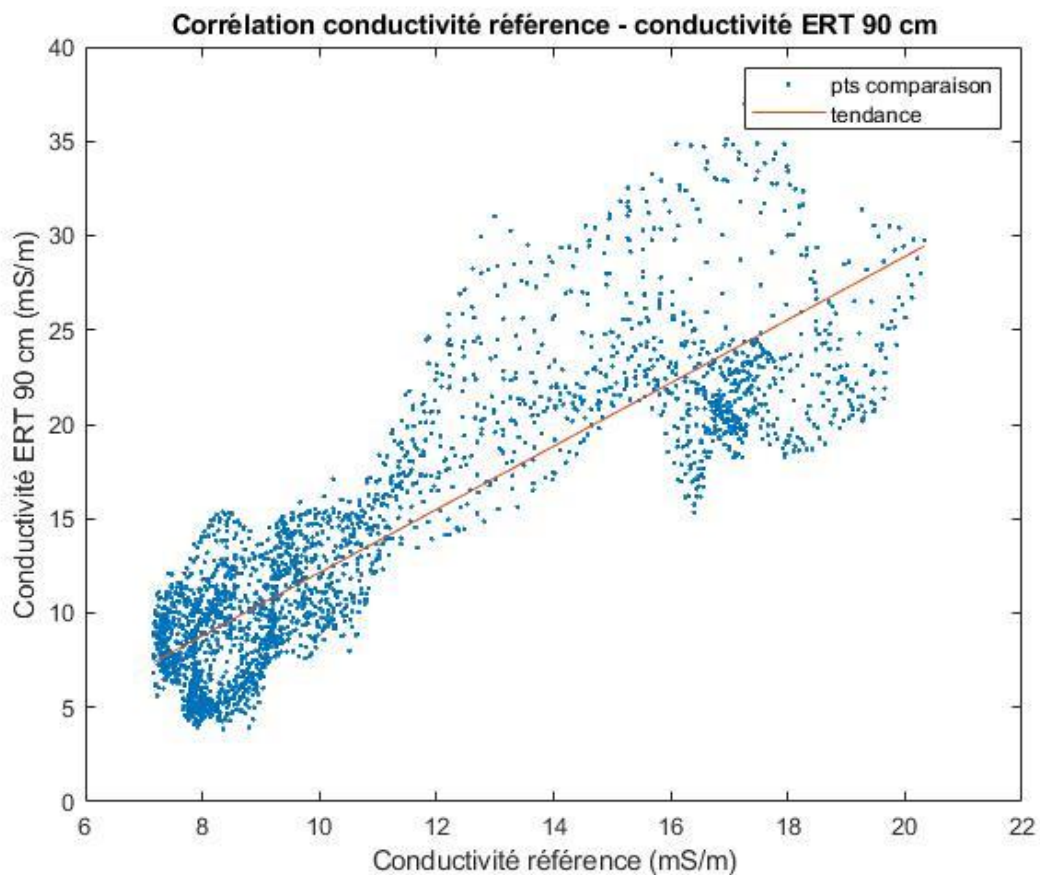


Figure 50: Corrélation entre conductivité sur les premiers 90 cm de sol, acquise par ERT, et la conductivité de référence.

également ce que l'on peut voir sur le graphique de corrélation à la Figure 50. On voit qu'à basses conductivités, les valeurs de conductivité entre les deux cartes sont assez similaires et qu'au-delà des 10-11 mS/m (en abscisses), le nuage de points s'éparpille. On remarque que

de manière générale, même à basses conductivités, le Veris a tendance à donner des valeurs de conductivités plus élevées.

Il est tentant de comparer la carte de conductivité des premiers 30 cm de sol avec les résultats des analyses de sol. Cette comparaison est représentée à la Figure 51. Les résultats semblent moins satisfaisants que ceux obtenus précédemment (Section 4.3.2.) en comparant la teneur en argile et la carte de conductivité dite de référence. Et pour preuve, cette comparaison obtenait un coefficient de corrélation de 0.8601, alors qu'ici, le coefficient est de 0.7981. Si on se réfère à la carte des prélèvements de sol (Figure 32) pour analyser ce graphique de corrélation, on peut déterminer que la variation de conductivité est beaucoup plus soudaine sur ces nouvelles cartes de conductivité issues des données Veris. En effet, il y a clairement une distinction entre les 4 premiers prélèvements (A, B, C et D), présents en zone de haute conductivité selon la carte, et les 3 derniers. Cette variation soudaine de conductivité semble moins bien correspondre à la réalité, selon les analyses de sol.

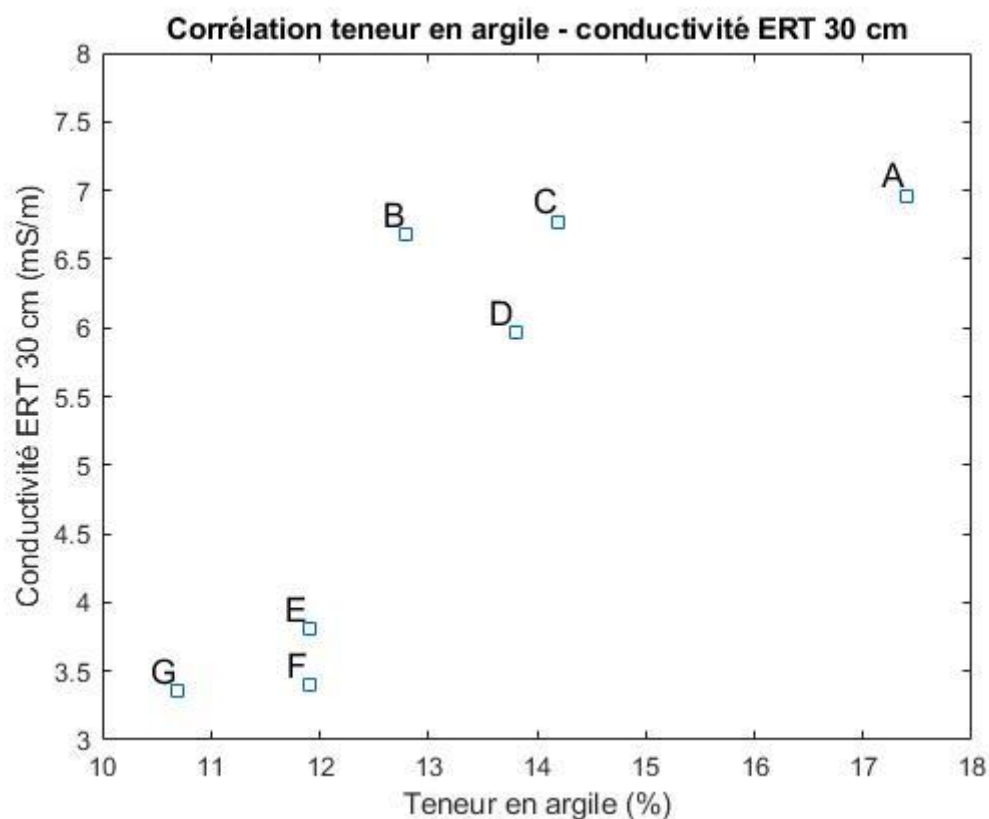


Figure 51: Corrélation entre conductivité sur les premiers 90 cm de sol, acquise par ERT, et la teneur en argile sur les premiers 40 cm de sol.

Un graphique de corrélation identique a été établi avec les données Veris sur les premiers 90 cm (Annexe 2). L'allure générale du graphique était similaire avec deux zones de conductivité différentes bien scindées. Le coefficient de corrélation était de 0.7246.

5.3.3. Géoradar aéroporté

Carte de conductivité électrique via géoradar aéroporté (13 juin 2018)

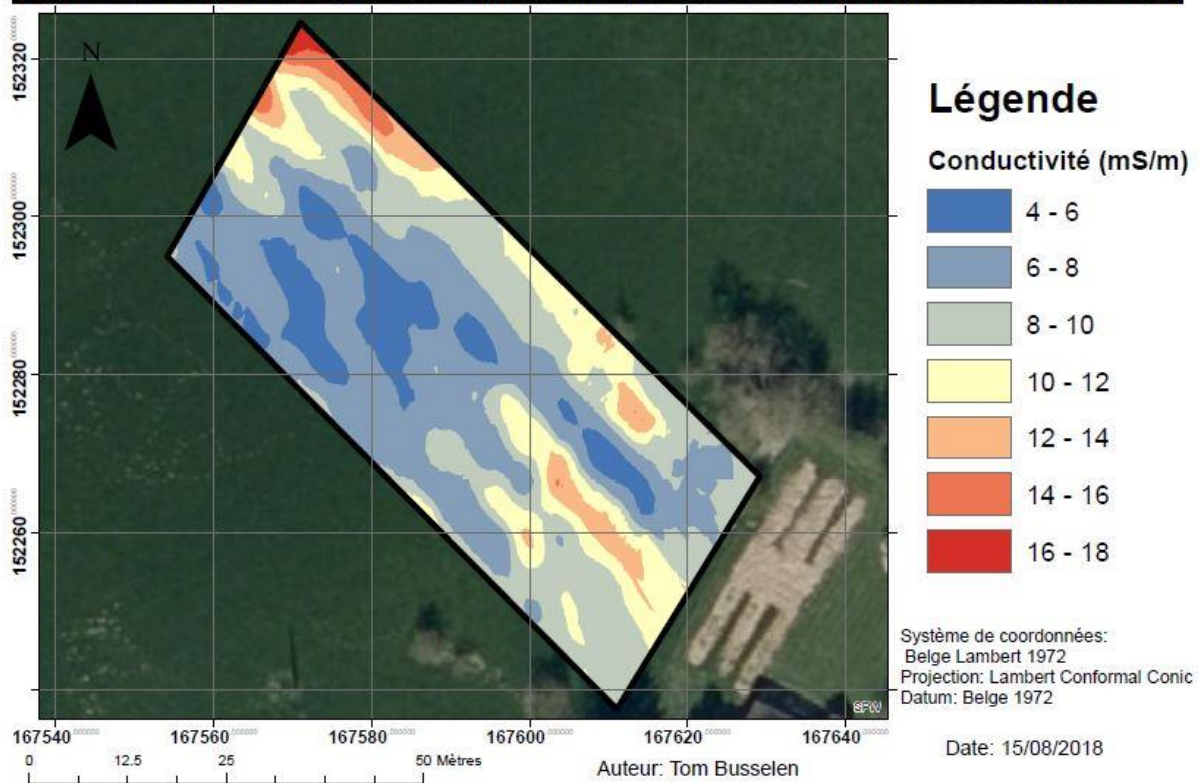


Figure 52: Cartes de conductivité issue des données acquises par radar aéroporté le 13 juin.

À première vue, les résultats générés par modélisation inverse des données acquises par géoradar aéroporté, présents à la Figure 52, semblent donner moins de satisfaction. En effet, la fameuse variation de conductivité est peu évidente et des valeurs de conductivité anormalement élevées, au vu des autres résultats obtenus, apparaissent à l'extrémité nord de la surface d'étude. En analysant cette carte, on peut déduire que le géoradar semble éprouver des difficultés face à des valeurs de conductivités élevées, constat appuyé par l'absence de la zone de conductivité importante, observée sur les autres cartes. Pour le variogramme, n'ayant les coordonnées uniquement exprimées en degrés, minutes et secondes, il n'a pu être réalisé via Matlab, il a donc été obtenu via le logiciel ArcMap. Il est présent à l'Annexe 3.

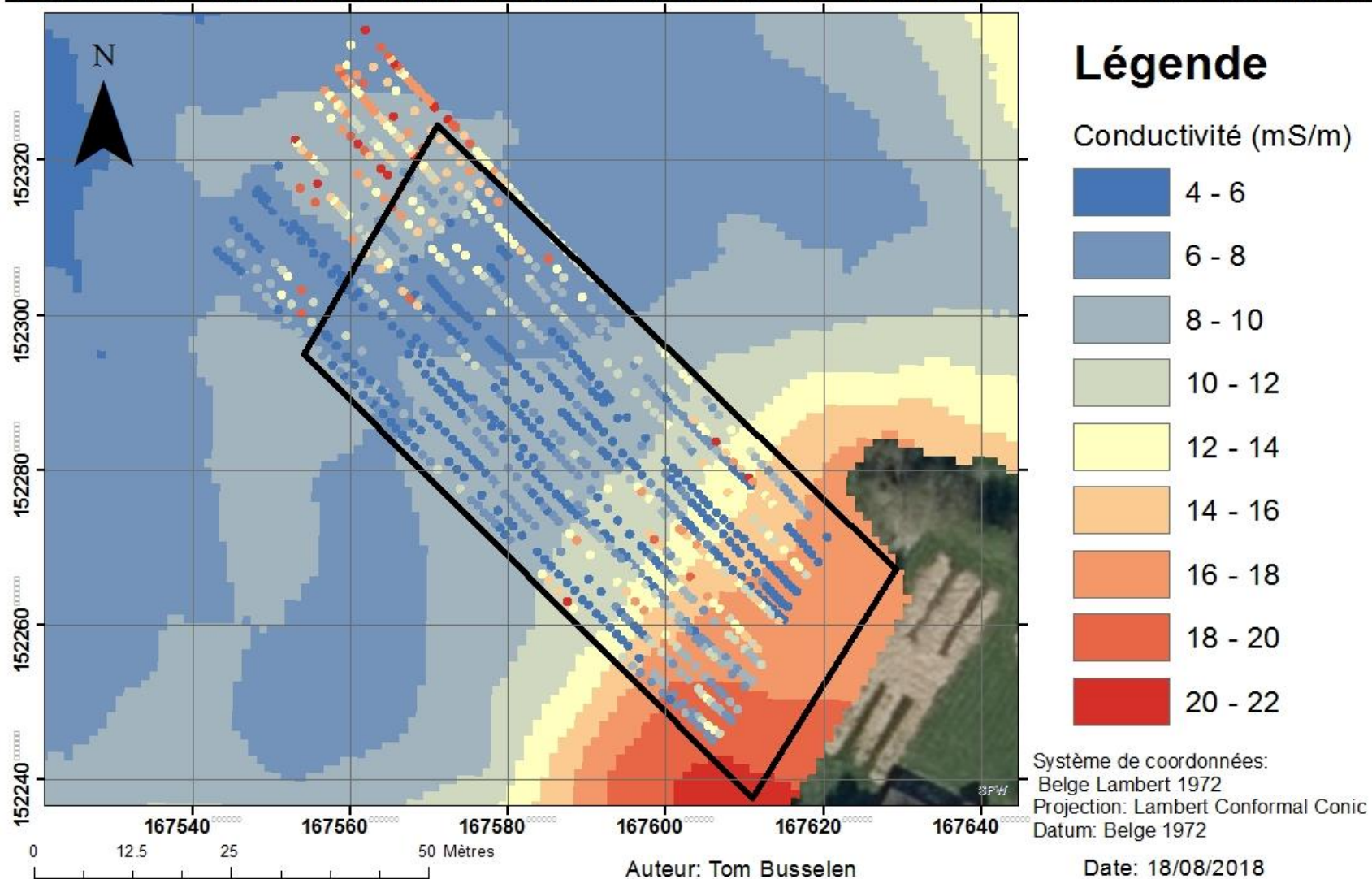
Cependant, il est très encourageant d'observer que les valeurs de conductivité sont cohérentes et dans la même gamme de ce qui a été observé précédemment. Ce qui montre que la calibration et la modélisation inverse ont fonctionné.

Si on s'intéresse un peu plus à cette zone de conductivité au nord de la carte (Figure 52) qui semble être surestimée par le géoradar aéroporté, on remarque, en superposant les mesures ponctuelles du géoradar à la carte de conductivité de référence (Figure 53), qu'en réalité cette augmentation des valeurs de conductivité n'est pas si aberrante. Sur la carte, les données

ponctuelles, représentant les mesures radar, et la carte de conductivités de référence en arrière-plan, disposent d'exactement de la même symbologie. La superficie étudiée, sur laquelle est basée l'ensemble de nos cartes de conductivités est représentée par le cadre noir. On peut observer que cette augmentation des valeurs de conductivité à l'extrémité nord des données ponctuelles coïncide avec une augmentation de la conductivité de référence. Cependant, cette dernière variation est beaucoup moins importante en termes de valeur sur la carte de référence ; mais il est encourageant d'observer qu'elle a été détectée par le géoradar aéroporté.

Figure 53 : Carte des données de conductivité, acquises ponctuellement par le radar aéroporté, superposées à la conductivité électrique de référence.

Carte des données géoradar (13 juin) et de la conductivité de référence



Un graphique de corrélation entre les données issues du géoradar aéroporté et la carte de conductivité a été établi et est présent à la Figure 54. Son allure n'est pas surprenante étant donné les observations faites sur la carte ci-dessus. Le nuage de points est plutôt dispersé sur toute la gamme de conductivité (abscisses) où l'on peut également observer la tache « anormale » de hautes conductivités. Encore une fois, on remarque que les points de haute conductivité définis par la carte de conductivité de référence ne présentent pas des valeurs équivalentes selon les données géoradar. Les deux jeux de données sont également peu corrélés, le coefficient étant de 0.2414.

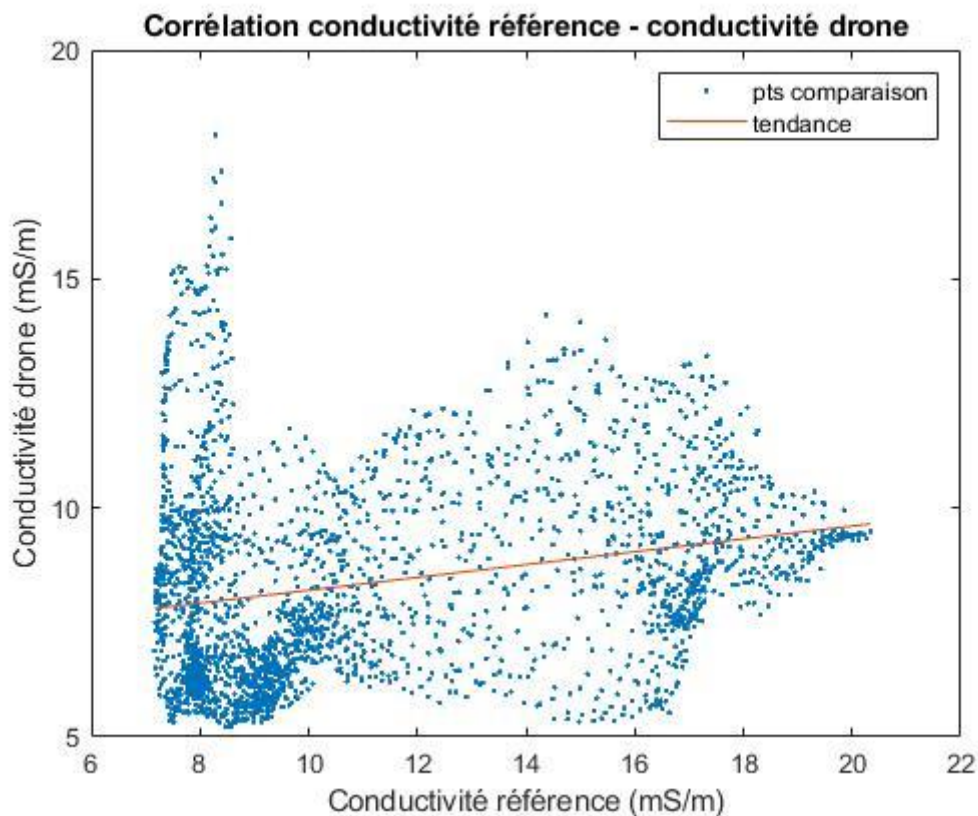


Figure 54: Corrélation entre les données de conductivité, acquises par radar aéroporté, et la conductivité de référence.

Une comparaison avec les analyses de sol, pour les 40 premiers centimètres (Figure 55), ne nous apprend rien de nouveau. Les points sont dispersés et on n'observe pas de gradient de conductivité de A vers G comme on a pu l'observer pour la teneur en argile ou la conductivité de référence.

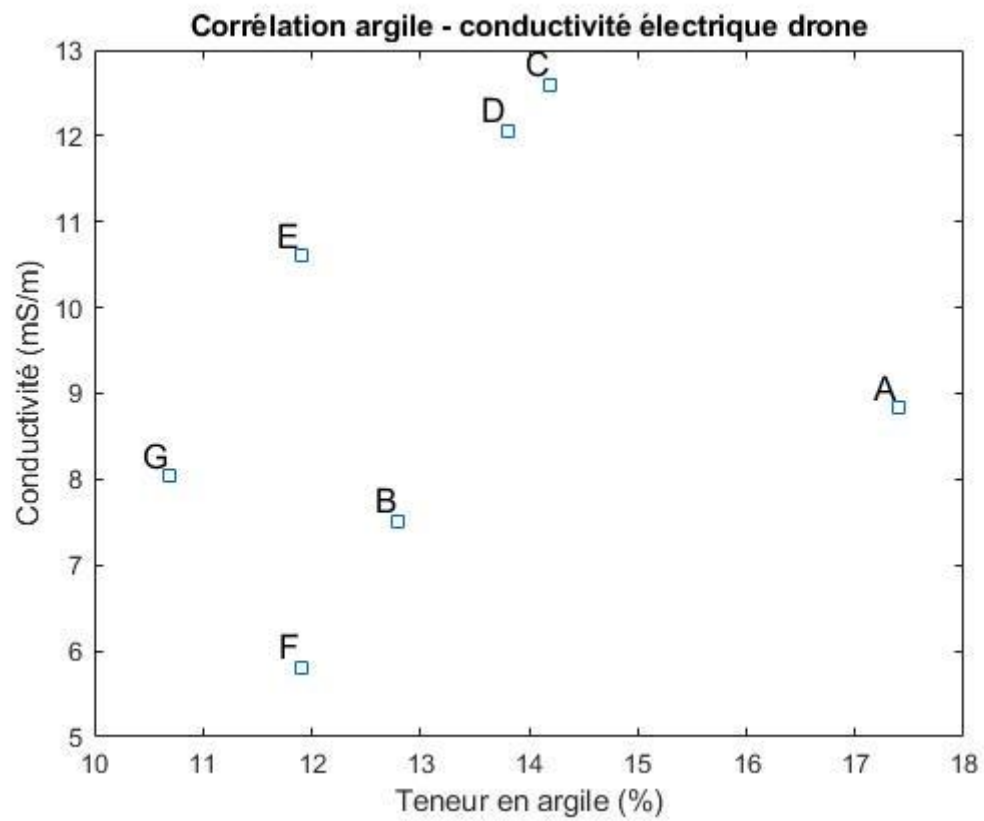


Figure 55: Corrélation entre données de conductivité, acquises par radar aéroporté, et la teneur en argile sur les premiers 40 cm de sol.

5.3.4. Comparaison des résultats issus des 3 appareils de mesure

Dans un premier temps, nous allons comparer la carte de conductivité déterminée par EMI (Figure 45) et celle déterminée par ERT à 90 cm de profondeur (Figure 48). Ce graphique de corrélation (Figure 56) semble montrer une ressemblance plus importante entre les prises de mesures réalisées le même jour. En effet, le nuage de points ci-dessous paraît moins dispersé qu'il ne l'était à la Figure 50, qui comparait l'ERT pour 90 cm de profondeur à la conductivité de référence. D'ailleurs, le coefficient de corrélation de 0.8665 est un peu meilleur qu'observé précédemment (0.8601).

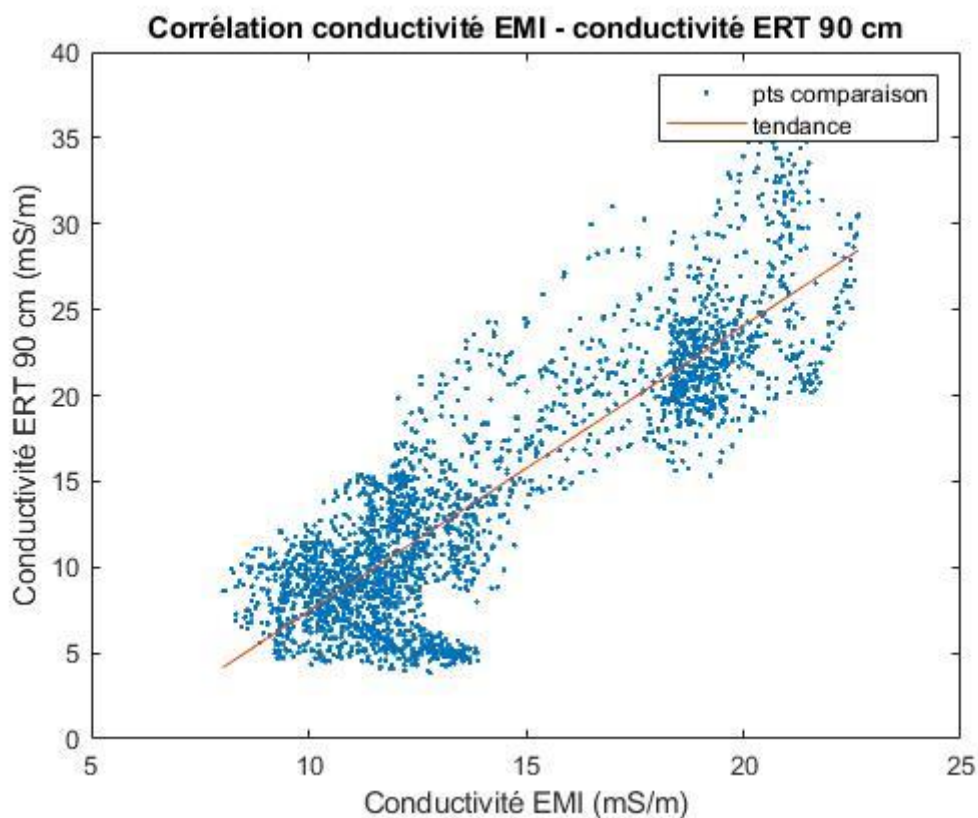


Figure 56: Corrélation entre les données de conductivité, acquises par ERT sur 90 cm, et les données de conductivité, acquises lors de l'EMI du 13 juin.

Une fois encore, on observe le phénomène concernant les conductivités intermédiaires qui sont moins bien corrélées que les hautes et faibles conductivités. Cependant, on observe ici que pour les valeurs, les conductivités déterminées par EMI sont globalement inférieures à celles déterminées par ERT, sauf pour les valeurs de conductivité aux alentours de 20 mS/m, où les deux appareils semblent coïncider.

Même si les résultats s'avèreraient peu significatifs, une corrélation entre données issues du géoradar aéroporté et celles issues de l'induction électromagnétique est présentée à la

Figure 57. Comme attendu, et en toute logique si on se réfère à la carte générée par les données acquises par géoradar, la corrélation est très faible. Son coefficient, très faible également, est estimé à 0.1686.

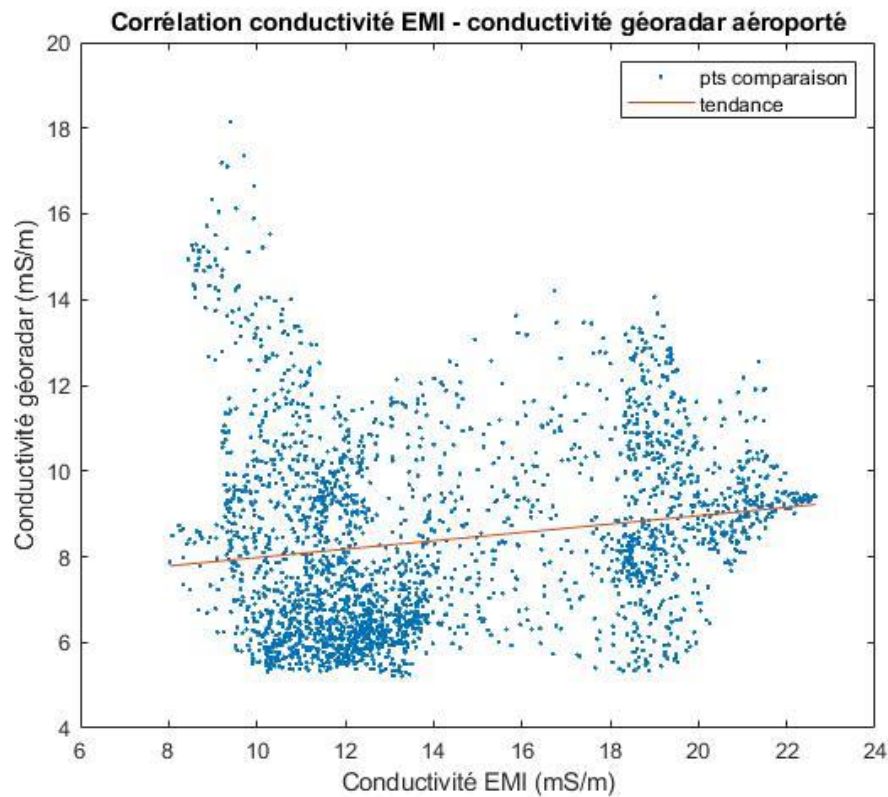


Figure 57 : Corrélation entre les données de conductivité, acquises par radar aéroporté, et les données de conductivité, acquises par EMI le 13 juin.

On repère

facilement la zone de conductivité anormalement élevée identifiée à l'extrémité nord de la carte produite par les données acquises via le géoradar. Elle est située dans le coin supérieure gauche du graphique, où l'on observe les conductivités les plus élevées selon le géoradar et les plus faibles selon l'induction électromagnétique.

Ce constat est également valable pour le graphique de corrélation entre les données géoradar et les données de tomographie (Figure 58). Cependant, sur ce graphique, si on ne tient pas compte de cette tache de conductivités anormalement élevées, on observe que la corrélation est meilleure entre les données de tomographie et les données géoradar, surtout pour les faibles conductivités (5-6 mS/m). D'ailleurs, le coefficient de corrélation a été évalué à 0.3189. En revanche, en termes de valeurs de conductivité de manière globale, encore une fois, les valeurs acquises par tomographie de la résistivité sont beaucoup plus élevées que les valeurs acquises par géoradar aéroporté.

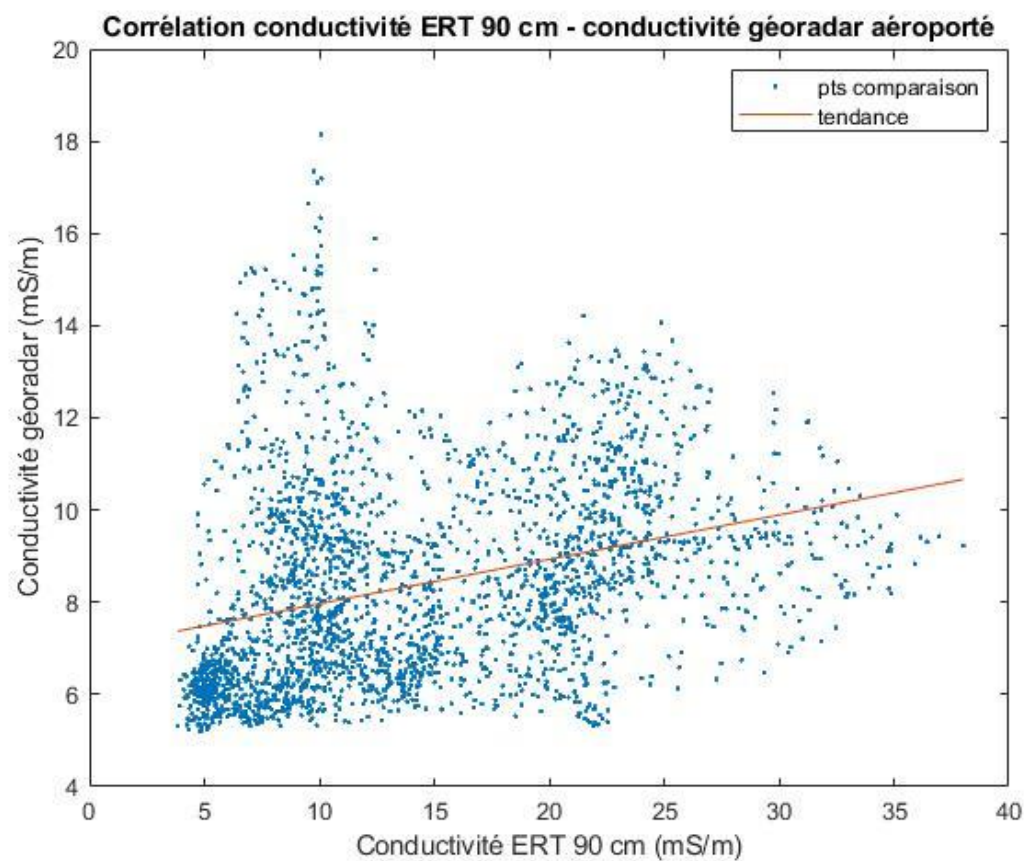


Figure 58: Corrélation entre les données de conductivité, acquises par radar aéroporté, et les données de conductivité, acquises par ERT sur 90 cm.

5.4. Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre était de déterminer la conductivité électrique du sol par géoradar aéroporté travaillant à basses fréquences. Même si l'allure de la carte ainsi générée n'est pas similaire à ce qui a été présenté précédemment, nous pouvons dire que cet objectif a été atteint. Il est très encourageant d'obtenir, par modélisation inverse des données radar, des valeurs de conductivité du même ordre de grandeur que celles mesurées par les deux autres méthodes utilisées. Cela démontre qu'il est possible de mesurer la conductivité électrique d'un sol par le biais d'un géoradar transporté par un drone. Cependant, le radar a montré des failles vis-à-vis des conductivités élevées. Ce phénomène pourrait s'expliquer par une réflexion de surface qui montre des sensibilités à la conductivité différentes en fonction de l'importance de cette dernière. En effet, il a été mis en évidence par E. Jacquemin (2017) que pour des valeurs de conductivité élevée, la sensibilité de la réflexion de surface à la conductivité était plus faible pour des fréquences inférieures à 90 MHz. Et, contrairement aux conductivités élevées, la réflexion de surface s'est montrée fort sensible à des faibles valeurs de conductivité sur cette gamme de fréquences (0-80 MHz). Cette différence de sensibilité pourrait expliquer la différence de résultat entre conductivités élevées et faibles.

La comparaison entre les données récoltées, le même jour, par les 3 appareils de mesure apporte, elle aussi, son lot de satisfaction. En effet, les données d'induction électromagnétique et de tomographie montrent des résultats très corrélés. Au-delà de cela, les cartes issues de ces deux appareils montrent des visages similaires. Sur chacune d'elle, on retrouve le gradient de conductivité observé sur la carte de référence. En revanche, on notera un décalage important en termes de valeurs de conductivités lorsque celles-ci deviennent élevées. Ce décalage, les valeurs mesurées à l'EM38 étant systématiquement inférieures à celles mesurées par ERT, a déjà pu être observé sur des sols présentant des teneurs en argile élevées et des types d'argile spécifique (vertisol) (Foley, Greve, Huth et Silburn, 2012). C'est également ce qui a été observé pour des sols très stratifiés : des résultats qui, d'un point de vue qualitatif, sont similaires mais divergent quantitativement (Sudduth, Kitchen, Bollero, Bullock et Wiebold, 2003). Les analyses de sol menées dans ce mémoire ne nous permettent pas d'abonder dans le sens des observations de la littérature. Une analyse du type d'argile serait peut-être envisageable afin d'enquêter sur la présence d'argile 2 :1, présents dans les vertisols. Des prélèvements sur l'ensemble du profil (1 m) seraient également nécessaire pour déterminer la teneur en argile et la stratification du sol.

Malgré tout, en analysant les résultats de la granulométrie et en les comparant avec les résultats issus des trois appareils de mesure, c'est l'induction électromagnétique qui semble la plus à même de représenter la conductivité électrique du sol, même s'il faut garder un œil critique par rapport à ces analyses de sol.

Chapitre 6 : Conclusion

Comparativement, la méthode de l'induction électromagnétique semble être la plus adaptée à la mesure de la conductivité électrique à l'échelle d'une parcelle. Les mesures de l'amplitude de la réflexion de surface d'ondes électromagnétiques basses fréquences émises par un géoradar ont prouvé que cette réflexion d'ondes était sensible à la conductivité électrique du sol. La modélisation inverse de l'onde, focalisée sur la réflexion de surface, a montré, au niveau des variations conductivité mesurées, des similarités encourageantes avec les autres techniques de mesures.

Les analyses granulométriques du sol, malgré leurs faibles profondeurs de caractérisation, ont démontré que la corrélation entre teneur en argile et conductivité électrique était la plus importante pour les mesures prises par l'EM38 le 9 avril (coefficient de 0.86). Elles viennent également confirmer les hypothèses émises par rapport à la texture du sol au sein de la parcelle et prouver l'existence d'un gradient de conductivité sur notre surface d'étude. En termes de mesures de conductivité, la palme revient, pour l'instant, à l'induction électromagnétique ; même si les conductivités relevées avec l'EM38 se sont parfois révélées troublantes vu la topographie et la pédologie uniforme de la parcelle. Ces erreurs de mesure semblent provenir d'un dérèglement de l'appareil lors des relevés de conductivité. Il faut donc manier l'appareil avec soin et éviter tout choc. Malgré cela, l'EM38 remporte son duel face au Veris Q2800 (ERT). Ces deux jeux de données, très corrélés (0.87), ont été départagés par les analyses de sol. Les résultats issus de l'ERT ont montré des valeurs maximales de conductivité plus élevées. C'est ce qu'observe également Foley et al. (2012) qui a travaillé sur des sols contenant des argiles de type 2 :1, et Sudduth et al (2003) sur des sols stratifiés. Une analyse des types d'argiles présents sur notre parcelle permettrait d'expliquer pourquoi les valeurs de conductivité issues de l'ERT sont plus élevées. Une caractérisation, plus en profondeur, de la texture du sol permettrait de mieux expliquer ces différences de conductivité.

Les premiers essais d'estimation qualitative de la conductivité électrique du sol, par l'analyse de l'amplitude de la réflexion de surface, ont confirmé les dires de Jacquemin (2017) : la réflexion de surface est sensible à la conductivité électrique pour des fréquences inférieures à 100 MHz. Cependant, il n'a pas été possible d'affiner cette affirmation. L'antenne dipôle utilisée, d'une fréquence de résonance de 36 MHz, ne nous permettait pas d'explorer l'ensemble du spectre (de 20 à 100 MHz). On a pu observer que des fréquences trop éloignées de cette fréquence de résonance montraient des amplitudes relatives très peu corrélées avec la conductivité électrique de référence. À contrario, des gammes de fréquences proches de la

résonnance ont produit des résultats très satisfaisants. En revanche, une différence de sensibilité de la réflexion de surface face à différentes valeurs de conductivité a pu être démontrée. L'hypothèse de Jacquemin, selon laquelle il faudrait travailler à des fréquences inférieures à 30 MHz pour mesurer idéalement la conductivité du sol par géoradar, n'a pu être plus explorée. Les gammes de fréquences qui enjambaient la fréquence de résonnance ont montré une constance satisfaisante que ce soit pour les données acquises par radar aéroporté ou non. Tenter à nouveau ce genre de mesures, avec une nouvelle antenne d'une fréquence de résonnance inférieure à 30 MHz, permettrait de combiner les observations faites dans ce mémoire et l'hypothèse posée par Jacquemin (2017).

Finalement, L'estimation de la conductivité électrique dans la zone racinaire du sol par modélisation inverse s'est avérée être un succès ! Premièrement, obtenir des valeurs de conductivité du même ordre de grandeur est une réelle satisfaction et prouve que la modélisation inverse semble adaptée à la détermination de la conductivité électrique du sol. Deuxièmement, même si le gradient de conductivité est beaucoup moins flagrant (faible sensibilité aux hautes conductivités à ces fréquences) sur la carte issue de la modélisation inverse, il est encourageant d'observer que le radar a relativement bien repéré les variations de conductivité. C'est notamment ce que l'on observe en superposant les données ponctuelles acquises par le radar, à la carte de conductivité de référence (Figure 53).

La cartographie de la conductivité électrique de la zone par géoradar aéroporté, en travaillant à basses fréquences, et en utilisant la modélisation inverse focalisée sur la réflexion de surface semble donc prometteuse.

Bibliographie

- Bacchi O., Reichardt K. & Calvache M. (2003). Les sondes à neutrons et à rayons gamma : leurs applications en agronomie. *2ème édition. AIEA, Vienne.*
- Bah, B., Engels, P. & Colinet, G. (2005). Légende de la Carte Numérique des Sols de Wallonie (Belgique). *Faculté universitaire des Sciences agronomiques de Gembloux, Gembloux.*
- Biielders, Ch. & Javaux, M. (2016-2017). Physique du sol : Méthodes de mesure de la teneur en eau du potentiel du sol. Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- Callegary, J.B., Ferré, T.P.A., Groom, R.W. (2007). Vertical spatial sensitivity and exploration depth of low-induction-number electromagnetic-induction instruments. *Vadose Zone Journal, Volume 6, 158-167.* doi:10.2136/vzj2006.0120
- Climat.be. (2013). *Le climat en Belgique.* En ligne <http://www.climat.be/fr-be/changements-climatiques/en-belgique/climat-en-belgique>, consulté le 08/05/2018
- Cotton Research and Development Corporation. (2015). *Measuring soil water using EM38 technology.* En ligne <https://www.cottoninfo.com.au/sites/default/files/documents/EM38-workshop-manual-July-2015-Toowoomba.pdf>
- Doolittle, J.A. & Brevik, E.C. (2014). The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma, Volume 223-225, 33-45.* doi: 10.1016/j.geoderma.2014.01.027
- Foley, J., Greve, A., Huth, N. & Silburn, M. (2012). Comparison of soil conductivity measured by ERT and EM38 geophysical methods along irrigated paddock transects on black vertosol soils. *Proceedings of the 16th ASA Conference, Armidale, Australia.*
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). (2014). *Irrigation areas, irrigated crops, environment.* En ligne <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/didyouknow/index3.stm>
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). (2018). *Nexus eau-énergie-alimentation.* En ligne <http://www.fao.org/energy/water-food-energy-nexus/fr/>, consulté le 08/04/2018
- Heil, K. & Schmidhalter, U. (2012). Characterisation of soil texture variability using the apparent soil electrical conductivity at a highly variable site. *Computer & Geosciences, Volume 39, 98-110.* doi:10.1016/j.cageo.2011.06.017
- Heil, K. & Schmidhalter, U. (2017). The application of EM38: determination of soil parameters, selection of soil sampling points and use in agriculture and archaeology. *Sensors 2017, 17(11).* doi: 10.3390/s17112540

- Jacquemin, E. (2017). *Analyse de la cartographie de l'humidité de la zone racinaire par géoradar aéroporté basses fréquences (Mémoire de Master)*. Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- Jonard, F. (2017-2018). *Gestion intégrée des ressources en eau*. Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- Kizito, F., Campbell, C.S., Campbell, G.S., Cobos, D.R., Teare, B.L., Carter, B. & Hopmans, J.W. (2008). Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor. *Journal of hydrology*. Volume 365. 367-378. doi : 10.1016/j.jhydrol.2008.01.021
- Lambot, S. & Vanclooster, M. (2017). *Hydrodynamique des sols : méthodes diélectriques de mesure de la teneur en eau du sol (chapitre 4)*. Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- Lambot, S., Antoine, M., Vanclooster, M. & Slob, E.C. (2006a). Effect of soil roughness on the inversion of off-ground monostatic GPR signal for noninvasive quantification of soil properties. *Water Resources Research*, Volume 42, W03403. doi:10.1029/2005WR004416
- Lambot, S., Slob, E., Chavarro, D., Lubczynski, M. & Vereecken, H. (2008). Measuring soil surface water content in irrigated areas of southern Tunisia using full-waveform inversion of proximal GPR data. *Near Surface Geophysics*, Volume 6, 403-410.
- Lambot, S., Slob, E.C., van den Bosch, I., Stockbroeckx, B. & Vanclooster, M. (2004c). Modeling of ground-penetrating radar for accurate characterization of subsurface electric properties. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Volume 42, NO. 11.
- Lambot, S., Slob, E.C., Vanclooster, M. & Vereecken, H. (2006). Closed loop GPR data inversion for soil hydraulic and electric property determination. *Geophysical Research Letters*, Volume 33, L21405. doi:10.1029/2006GL027906
- Lambot, S., Slob, E.C., van den Bosch, I., Stockbroeckx, B., Scheers, B., & Vanclooster, M. (2004). Estimating soil electric properties from monostatic ground-penetrating radar signal inversion in the frequency domain. *Water Resources Research*, Volume 40, W04205. doi:10.1029/2003WR002095
- Lambot, S., Weihermüller, L., Huisman, J. A., Vereecken, H., Vanclooster, M. & Slob, E. C. (2006b). Analysis of air-launched ground-penetrating radar techniques to measure the soil surface water content. *Water Resources Research*, 42, W11403. doi:10.1029/2006WR005097.
- Loucks, D., & Van Beek, E. (2005). *Water resources systems planning and management: An introduction to methods, models and applications*. Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. En ligne <http://unesdoc.unesco.org/images/0014/001434/143430e.pdf>

McNeill, J.D. (1980). Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. *Geonics Limited, Technical Note TN-6*.

Morrison, F., & Gasperikova, E. (2016). DC Electric Methods (the Resistivity Methods). *The Berkley course in applied geophysics*.

Muchingami, I., Nel, J., Xu, Y., Steyl, G., & Reynolds, K. (2013). On the use of electrical resistivity methods in monitoring infiltration of salt fluxes in dry coal ash dumps in Mpumalanga, South Africa. *Water SA, Vol. 39, No. 4*. doi:10.4314/was.v39i4.7

Organisation des Nations unies pour l'éducation, la science et la culture (UNESCO). (2010). *Le 3^e rapport mondial des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau : l'eau dans un monde qui change*. En ligne http://www.unesco.org/new/fileadmin/MULTIMEDIA/HQ/SC/pdf/WWDR3_Facts_and_Figures_FR.pdf

Rhett, H. (2001). An introduction to electrical resistivity in geophysics. Department of Chemistry and Physics and Department of Geology, Radford University. doi :10.1119/1.1378013

Société Publique de Gestion de l'Eau (SPGE). (s.d.). *L'eau dans le monde*. En ligne <http://www.spge.be/de/l-eau-dans-le-monde.html?IDC=1300>, consulté le 10/04/2018.

Sudduth, K.A., Kitchen, N.R., Bollero, G.A., Bullock, D.G & Wiebold, W.J. (2003). Comparison of electromagnetic induction and direct sensing of soil electrical conductivity. *Agron*. doi :10.2134/agronj2003.4720

Université catholique de Louvain. (2018). *Ferme Lauzelle : le projet*. En ligne <https://uclouvain.be/fr/administrations/adpi/lauz/le-projet.html>, consulté le 26/07/2018

University of New England. (2018). *The potential se of the EM38 for soil water measurements*. En ligne <http://www.une.edu.au/about-une/faculty-of-science-agriculture-business-and-law/school-of-science-and-technology/research/parg/research-areas-and-current-projects/em38>, consulté le 12/04/2018

Veris technologies. (2014). *Quad 2800*. En ligne <https://www.veristech.com/the-sensors/q2800>, consulté le 29/07/2018.

Veris technologies. (2014a). *Soil EC 3100*. En ligne <https://www.veristech.com/the-sensors/v3100>, consulté le 29/07/2018.

Woods, S. (2013). *Soil EC mapping technologies (EM38 and Veris) for identifying soil management zones*. Government of Alberta. Alberta, Canada. En ligne

[https://www1.agric.gov.ab.ca/\\$Department/deptdocs.nsf/all/crop14324/\\$FILE/au-2013-woods-effectiveness-of-em38-and-veris-soil-ec-technologies.pdf](https://www1.agric.gov.ab.ca/$Department/deptdocs.nsf/all/crop14324/$FILE/au-2013-woods-effectiveness-of-em38-and-veris-soil-ec-technologies.pdf)

Présenté par Tom Busselen

Résumé Aujourd'hui, l'agriculture de précision représente un élément novateur capital dans la bonne gestion des ressources naturelles au sein des pratiques culturales. À cet égard, les techniques de détermination de la teneur en eau de la zone racinaire du sol semblent être au cœur du débat si l'on veut diminuer sa consommation. Le géoradar, méthode diélectrique de caractérisation de la teneur en eau du sol basée sur la relation entre la permittivité diélectrique du sol et l'eau semble, est une technologie prometteuse. Cependant, il montre ses limites si on souhaite caractériser l'humidité sur le premier mètre de sol. En effet, une propriété électrique du sol vient jouer les trouble-fête : la conductivité électrique. Les modélisations inverses de l'onde, focalisées sur la réflexion de la surface du sol, utilisées pour déterminer les propriétés du sol à partir de données radar, se sont avérées moins sensibles à la permittivité pour des basses fréquences (Jacquemin, 2017). Il faut travailler à ces fréquences si l'on veut caractériser l'humidité de la zone racinaire.

Impactée par la teneur en argile, la mesure de la conductivité électrique du sol par géoradar aéroporté et la création de cartes permettraient, non seulement, d'avoir un aperçu des teneurs en argile d'une parcelle agricole, mais aussi d'améliorer la sensibilité du modèle à la permittivité (Jacquemin, 2017). Dans cette optique, la cartographie de la conductivité électrique du sol par géoradar aéroporté trouve son intérêt.

Comparés à plusieurs appareils de mesure de la conductivité électrique, comme l'EM38 (induction électromagnétique) et le Veris Q2800 (tomographie de la résistivité électrique), les résultats déterminés par géoradar aéroporté ont donné satisfaction. En effet, des variations de conductivité observées par les autres appareils de mesure ont également été détectées par le géoradar. De plus, les valeurs de conductivité obtenues sont du même ordre de grandeur que celles des deux autres techniques. Des résultats encourageants pour de premiers essais en la matière !

Mots-clés :

Conductivité électrique, géoradar aéroporté, basses fréquences, teneur en eau, zone racinaire