



**HAL**  
open science

# Détection et caractérisation d'objets anthropiques par méthodes géophysiques et en particulier par méthode magnétique

Émilie Nodot

► **To cite this version:**

Émilie Nodot. Détection et caractérisation d'objets anthropiques par méthodes géophysiques et en particulier par méthode magnétique. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2014. Français. NNT : 2014STRAH019 . tel-01155714

**HAL Id: tel-01155714**

**<https://theses.hal.science/tel-01155714v1>**

Submitted on 27 May 2015

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

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



UNIVERSITE DE STRASBOURG

Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre

Institut de Physique du Globe – UMR 7516

Ecole Doctorale des Sciences de la Terre et de l'Univers

**THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE STRASBOURG**

DISCIPLINE : GEOPHYSIQUE

*Spécialité : Méthodes potentielles      Dominante : Méthode magnétique*

**Emilie NODOT**

**Détection et caractérisation d'objets anthropiques par méthodes géophysiques et en particulier par méthode magnétique**

Soutenue le 21 mars 2014 devant le jury composé de :

Xavier DEROBERT	-	IFSTTAR	-	Rapporteur externe
Alain TABBAGH	-	Université Pierre et Marie Curie, Paris	-	Rapporteur externe
Frédéric MASSON	-	Université de Strasbourg, EOST	-	Examineur
Marc MUNSCHY	-	Université de Strasbourg, EOST	-	Directeur de thèse







# Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Marc Munschy. Mon expérience au cours de ces trois ans (un peu plus si on est tout à fait honnête) confirme l'évidence selon laquelle une thèse n'est pas grand-chose sans le directeur de thèse. Son temps, sa patience, ses encouragements et ses connaissances m'auront beaucoup aidée. Je remercie aussi Cardem représenté par Alberto Dos Santos, qui par son financement, ses questions et son soutien a permis ce travail de recherche. J'ai une pensée particulière pour l'équipe de dépollution pyrotechnique de Cardem qui m'a toujours chaleureusement accueillie sur les chantiers et dont l'aide a été précieuse.

Un grand merci aussi à tous ceux qui ont apporté une pierre à l'édifice qu'est mon manuscrit, mes co-thésards et donc collègues d'abord : Rozan et Bruno puis plus tard Pauline avec qui j'aurai partagé en plus d'un bureau : des rires, des discussions philosophiques, des anecdotes de terrain exotique et des cours d'histoire européenne pour les nuls. Je n'oublie pas tous les soutiens scientifiques qui m'auront aidée dans mon parcours avec notamment l'aide de Daniel, Patrice, Gilbert, Marcellin et tous ceux qui ont participé de près ou de loin à mon travail au sein de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

Je remercie aussi mes camarades eux aussi en thèse pour leurs discussions à table ou au détour d'un couloir. Je tiens à remercier particulièrement Alexandra, Madame Styloilthe assumée qui nous a tracé la voie et Julie, un temps collègue de bureau et intendante d'une vraie forêt amazonienne d'intérieure. Mes pensées vont aussi vers tous les autres : JR, Paul, Adrien, Basile, Thiébaud, Karim, Maryline, Morgane et bien plus encore.

Enfin un merci tout particulier à ma famille et mes amis les plus proches. Ma mère d'abord pour son soutien, ses visites et ses conseils au cours de cette thèse, mon frère, fier de sa grande-sœur et quand même un peu Orphée, mon chien pendant 16 longues années. Je remercie bien sûr Cindy, qui a traversé ça avant moi et dont l'expérience et les longues conversations téléphoniques tardives ont beaucoup aidé, qui aurait cru que les chroniques d'un vétérinaire débutant puissent être aussi divertissantes ? Je remercie aussi Romain avec qui je partage un goût pour la bière et qui a eu le bon goût d'emménager à côté de chez moi au cours de ma thèse, mon moral le remercie. Je garde le meilleur pour la fin comme la tradition le veut, un très grand merci à Guillaume qui m'a supportée (dans tous les sens du terme) depuis des années mais surtout au cours de ces trois années-là. Son soutien et sa présence furent précieux.



# Table des matières

<b>Introduction .....</b>	<b>9</b>
<b>Chapitre I : Les munitions non explosées et leurs enjeux.....</b>	<b>15</b>
1. Un problème international .....	15
2. Les UXOs en France .....	16
3. Les risques humains et environnementaux .....	16
<b>Chapitre II : Méthodes géophysiques appliquées à la recherche de CAPEs ....</b>	<b>23</b>
1. Les méthodes pour la caractérisation de CAPEs.....	23
2. Les méthodes sismiques.....	24
2.1. Propagation des ondes sismiques .....	24
2.2. Réflexion, réfraction et diffraction des ondes sismiques.....	26
2.3. La résolution des méthodes sismiques .....	28
2.4. La sismique acoustique .....	28
3. La résistivité électrique .....	29
3.1. Les équations de Maxwell en régime permanent .....	30
3.2. Diffusion du courant dans un milieu homogène isotrope.....	30
3.3. Mesure de la résistivité électrique .....	31
3.4. La méthode électrique en géophysique de subsurface .....	34
4. L'électromagnétisme.....	35
4.1. Les équations de Maxwell au régime sinusoïdale .....	35
4.2. L'induction électromagnétique .....	36
4.3. Les deux grandes méthodes électromagnétiques.....	37



4.3.1. Electromagnétisme dans le domaine fréquentiel .....	37
4.3.2. Electromagnétisme dans le domaine temporel .....	38
4.4. Les méthodes électromagnétiques en géophysique de subsurface .....	39
<b>5. Géoradar .....</b>	<b>41</b>
5.1. Diffusion des ondes électromagnétique haute fréquence.....	42
5.2. Mesure et interprétation de données géoradar .....	43
5.3. Le géoradar en géophysique de subsurface.....	44
<b>6. La gravimétrie.....</b>	<b>47</b>
<b>7. Le magnétisme.....</b>	<b>48</b>
7.1. Notions de champ magnétique .....	48
7.1.1. Champ magnétique terrestre.....	49
7.1.1.i. Origine interne.....	49
7.1.1.ii. Modèle du champ magnétique terrestre .....	50
7.1.2. Contribution de la croûte terrestre.....	51
7.1.2.i. L'aimantation induite .....	52
7.1.2.ii. L'aimantation rémanente.....	53
7.1.3. Contribution externe du champ magnétique.....	53
7.2. Définition de l'anomalie magnétique.....	55
7.3. Instruments de mesure du champ magnétique.....	56
7.3.1. Les magnétomètres à résonance magnétique .....	56
7.3.1.i. Le magnétomètre à proton .....	56
7.3.1.ii. Le magnétomètre à vapeur de césium.....	57
7.3.2. Le magnétomètre fluxgate .....	58
7.4. Magnétisme appliqué à la subsurface.....	59
<b>Chapitre III : Applications à la prospection magnétique.....</b>	<b>65</b>
1. Exemple de chantier : Dunkerque .....	65
2. Particularités du magnétomètre fluxgate.....	67
2.1. Caractéristiques.....	67
2.2. Etalonnage des capteurs fluxgate .....	68
2.3. Compensation .....	72

2.4. Déroulement d'un étalonnage sur le terrain .....	72
<b>3. Réalisation de la cartographie magnétique .....</b>	<b>74</b>
3.1. Déroulement d'une cartographie.....	74
3.2. Calcul de la carte de champ magnétique .....	76
3.2.1. Application de l'étalonnage.....	76
3.2.2. Calcul de la grille de champ.....	77
3.2.3. Calcul de l'anomalie magnétique .....	79
3.2.4. La carte d'anomalie magnétique.....	80
3.3. Interprétation des CAPES.....	84
3.3.1. Calcul du signal analytique .....	84
3.3.2. Inversion du signal analytique.....	85
3.3.3. Preuves terrain .....	88
<b>4. Problématiques spécifiques.....</b>	<b>90</b>
4.1. Les variations temporelles du champ magnétique .....	90
4.2. Problèmes dus au positionnement .....	92
<b>Chapitre IV : Caractérisation d'un dipôle .....</b>	<b>97</b>
<b>1. L'effet de l'approximation .....</b>	<b>97</b>
1.1. Théorie.....	97
1.2. Cas particulier du dipôle.....	99
<b>2. Le signal analytique pour un dipôle .....</b>	<b>101</b>
2.1. Introduction.....	101
2.2. Cas général .....	102
2.3. Cas de vecteurs verticaux.....	104
<b>3. La dconvolution d'Euler pour un dipôle.....</b>	<b>106</b>
3.1. Théorie.....	106
3.2. Résolution du problème inverse .....	107
<b>4. La résolution complète du problème inverse pour un dipôle .....</b>	<b>109</b>

<b>Chapitre V : Amélioration de la méthode magnétique.....</b>	<b>113</b>
<b>1. Améliorations des mesures .....</b>	<b>113</b>
1.1. Nouveau système de mesures magnétiques.....	113
1.2. Temps réel .....	117
1.3. Etalonnages .....	119
<b>2. Mesures multi-échelle du champ magnétique.....</b>	<b>121</b>
2.1. Les systèmes de mesure.....	121
2.1.1. Aéromagnétisme basse altitude.....	121
2.1.2. Mesure classique à un mètre du sol.....	122
2.1.3. Mesure haute définition.....	124
2.1.4. Récapitulatif .....	125
2.2. Effet de la hauteur des mesures sur le champ d'anomalie .....	125
2.3. Mesures multi-échelle et multi-dimension sur un site test .....	128
2.3.1. Présentation du site, résultats généraux .....	128
2.3.2. Comparaison Luge/Perche .....	130
2.3.3. Comparaison Perche/Drone.....	131
2.3.4. Mesure du champ magnétique sur plans verticaux .....	131
2.4. Application de la cartographie multi-échelle à l'archéologie.....	133
<b>3. Le positionnement .....</b>	<b>137</b>
3.1. Impact de la qualité de la géolocalisation sur les cartographies magnétiques.....	138
3.2. Système de positionnement Spectra et réseau Teria .....	138
3.2.1. Avantage du ProMark800.....	138
3.2.2. Correction apportée par le réseau Teria .....	140
3.3. Théodolite laser.....	141
3.4. Centrale inertielle .....	143
<b>4. Correction de la variation temporelle du champ magnétique .....</b>	<b>145</b>
4.1. Correction de l'étalonnage.....	145
4.2. Correction de la cartographie.....	147
4.3. Utilisation de la gradiométrie.....	149
<b>5. Inversion de données synthétiques .....</b>	<b>151</b>
5.1. Récapitulatif des nouvelles possibilités d'inversion .....	151
5.2. Apport du nouveau signal analytique .....	153

---

5.3. Comparaison entre les méthodes d'inversion .....	154
5.4. Effet de l'altitude de mesure.....	155
5.5. Apport de l'approximation .....	155
<b>6. Inversion de données réelles .....</b>	<b>160</b>
6.1. Inversion sur profil.....	161
6.2. Inversion sur la carte lissée (facteur de texture fixé à 1) .....	163
6.2.1. Méthode d'Euler.....	163
6.2.2. Inversion sur le signal analytique .....	164
6.2.3. Comparaison de la localisation horizontale .....	165
6.3. Inversion sur la carte détaillée (facteur de texture fixé à 0.1) .....	166
6.3.1. Méthode d'Euler.....	166
6.3.2. Inversion sur le signal analytique .....	167
6.3.3. Comparaison entre les méthodes .....	169
6.4. Conséquence de l'approximation sur des données réelles.....	169
<b>Conclusion et perspectives .....</b>	<b>173</b>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>177</b>



# Introduction

Les restes des guerres d'hier constituent encore aujourd'hui un risque. En France, les trois dernières guerres s'étant déroulées sur notre territoire ont laissé des traces. Entre les bombes et obus de facture parfois médiocre qui ont été lancés mais qui n'ont pas explosé et les munitions dont on ne savait que faire une fois l'armistice signé et qui ont été au mieux enterrées sur place au pire jetées dans les lacs ou les rivières, le sous-sol français regorge d'objets contenant des explosifs qui représentent un risque évident pour l'homme mais aussi pour l'environnement. La quantité de munitions abandonnées est telle que presque 60 ans après la fin de la Seconde Guerre Mondiale seule une petite partie a été retrouvée et éliminée.

Dans un premier temps ce problème lié aux munitions non explosées a été pris en charge par le gouvernement français, puis petit à petit des entreprises privées ont pris le relais. Ces dernières utilisent en règle générale des détecteurs magnétiques manuels, qui leur permettent de détecter des anomalies dans le sol. En mettant au jour l'ensemble des anomalies trouvées, on se rend compte que très peu d'entre elles sont des munitions (dans moins de 10% des cas). Pour les industriels, la dépollution pyrotechnique constitue donc une activité certes utile en matière de sécurité mais très chronophage compte tenu du faible « rendement ». Il était nécessaire de dépoussiérer la méthode utilisée et d'aller plus au fond des choses afin de mieux comprendre ce que l'on cherche pour mieux les trouver.

C'est là qu'intervient la géophysique. Cette discipline des géosciences consiste à imager de quelque manière que ce soit ce que l'on a sous nos pieds et ainsi identifier la composition et la structure du sous-sol sans avoir à creuser. De toutes les méthodes constituant la géophysique on va surtout s'intéresser à la méthode magnétique qui est déjà la méthode sur laquelle se base les détecteurs manuels utilisés pour trouver les munitions dans les milieux civils et militaires. Les méthodes magnétiques consistent à étudier les variations du champ magnétique à la surface de la terre, ces variations étant un bon indicateur des objets et structures présents dans le sous-sol.

Dans le premier chapitre nous verrons un état de lieux de la recherche de munitions non explosées. Qu'en dit la loi et comment celle-ci est appliquée ? Peut-on en France déterminer des zones plus fortement à risque que d'autres compte tenu des découvertes opportunes qui sont faites presque quotidiennement. Nous tâcherons aussi de décrire les munitions que l'on peut trouver en France et d'en discuter les risques pour l'homme et son environnement.

Nous aborderons ensuite l'ensemble des méthodes géophysiques, chacune de ces méthodes se base sur des principes physiques (diffusions d'ondes, mesure de grandeurs physiques) qui lui confèrent des limites de profondeur et de résolution de prospection plus ou moins adaptées à la recherche de munitions dans le sous-sol. De même les caractéristiques bien particulières des obus non explosés

rendent ces méthodes plus ou moins efficaces. Nous verrons pour chacune de ces méthodes des exemples d'application quand ils existent.

Compte tenu du fait que les munitions sont souvent composées de matériaux ferreux, le magnétisme est une méthode de choix et nous abordons dans le chapitre III un exemple précis de cartographie réalisée à Dunkerque. Cette étude décrit les problèmes et les faiblesses de l'acquisition, du traitement et de l'interprétation.

Nous chercherons dans le chapitre IV à déterminer comment peuvent s'inscrire les munitions dans la théorie du champ magnétique et comment on peut en améliorer la caractérisation. Un rappel sur la théorie du dipôle magnétique sera nécessaire avant d'exposer des outils d'inversion, anciens pour certains et nouveaux pour d'autres obtenant ainsi une bibliothèque de routines et de méthodes nous permettant d'identifier des objets du sous-sol.

Ceci étant fait nous décrirons dans le cinquième et dernier chapitre l'aspect métrologique et les améliorations qui ont été apportées au système de mesure et notamment au numériseur des données afin de corriger certaines lacunes évoquées précédemment. Nous verrons que pour avoir une meilleure vision des objets enterrés, réaliser plusieurs cartographies à différentes altitudes et sur des plans verticaux peut constituer un apport important. Les mesures du champ servant à réaliser une carte d'anomalie magnétique le positionnement est notamment un enjeu important. Un système de positionnement GNSS utilisant le réseau GPS semble la solution évidente mais celui-ci nous faisant parfois défaut, il faut lui trouver des alternatives. Le milieu urbain représente un obstacle et un défi pour la plupart des méthodes géophysiques, le magnétisme peut s'en accommoder, les prospections urbaines telles que nous les proposons sont de plus en plus fiables et les interprétations sont améliorées. Enfin nous discuterons des méthodes d'inversions détaillées dans le chapitre IV et appliquées d'abord à un cas synthétique non ponctuel puis à des données réelles du chantier de Dunkerque.







# Chapitre I : Les munitions non explosées et leurs enjeux

## Table des matières :

1. Un problème international.....	15
2. Les UXOs en France .....	16
3. Les risques humains et environnementaux.....	16



# Chapitre I : Les munitions non explosées et leurs enjeux

Dans le Nord-Est de la France, tous les deux jours a lieu la découverte d'une munition non explosée. Ces engins explosifs sont des séquelles des trois dernières guerres ayant eu lieu sur le territoire : Guerre de 1870, Première et Seconde Guerre Mondiale.

## 1. Un problème international

L'article 2 du protocole relatif aux restes explosifs de guerre du Droit International Humanitaire (Protocole V à la Convention de 1980) du 28 novembre 2003 définit 5 groupes de munitions (<http://www.icrc.org/dih.nsf/48f761e1a61e194b4125673c0045870f/27cbea004b997749c1256e370054b9c1>) :

- « *Munition explosive* : une munition classique contenant un explosif, à l'exception des mines, pièges et autres dispositifs définis dans le Protocole II annexé à la Convention, tel qu'il a été modifié le 3 mai 1996;
- *Munition non explosée*, une munition explosive qui a été amorcée, munie d'une fusée, armée ou préparée de quelque autre manière pour être employée dans un conflit armé, et qui a été employée dans un conflit armé; elle a pu être tirée, larguée, lancée ou projetée et aurait dû exploser mais ne l'a pas fait;
- Par *munition explosive abandonnée*, une munition explosive qui n'a pas été employée dans un conflit armé, qui a été laissée derrière soi ou jetée par une partie à un conflit armé et qui ne se trouve plus sous le contrôle de la partie qui l'a laissée derrière soi ou jetée. Une munition explosive abandonnée a pu être amorcée, munie d'une fusée, armée ou préparée de quelque autre manière pour être employée;
- Par *restes explosifs de guerre*, les munitions non explosées et les munitions explosives abandonnées;
- Par *restes explosifs de guerre existants*, les munitions non explosées et les munitions explosives abandonnées qui préexistent à l'entrée en vigueur du présent Protocole à l'égard de la Haute Partie contractante sur le territoire de laquelle elles se trouvent. »

On fait généralement l'amalgame entre les munitions non explosées (Unexploded Ordnance, UXO, en anglais) et les restes explosifs de guerre, définis ci-dessus.

Tous les pays ayant connu un conflit armé à partir du XIX<sup>ème</sup> siècle sont concernés par le problème des UXO. En d'autres termes cela touche cinq des six continents (Afrique, Amérique, Asie, Europe et Océanie) et notamment la France, la Belgique, le Royaume-Uni, l'Allemagne, les Etats-Unis, le Liban et le Laos.

## 2. Les UXOs en France

Ayant subi à la fois les lignes de front et de féroces bombardements, la France est de loin le pays d'Europe dont le sous-sol renferme la plus grande quantité d'UXO. D'après le rapport d'information datant de 2001 de la commission des lois constitutionnelles, de législation, du suffrage universel, du règlement et de l'administration générale sur le déminage, 25% des obus tirés pendant la Première Guerre mondiale n'ont pas explosé, cette part est de 10% pour la Seconde Guerre. Sachant que plus d'un milliard d'obus ont été largués sur un large quart Nord-Est de la France pendant la Première Guerre Mondiale, cela fait donc au moins 250 millions d'obus non explosés rien que pour cette guerre soit environ 3,75 millions de tonnes. A ce chiffre déjà impressionnant il faut encore ajouter les UXO de la Seconde Guerre Mondiale ainsi que les munitions explosives abandonnées. A la fin des conflits des caisses entières de munitions (conventionnelles ou chimiques) ont été enterrées, jetées à la mer dans les lacs ou les rivières. Il est très difficile d'avoir une estimation globale des munitions présentes dans le sous-sol français, ses mers, ses lacs et rivières.

Le gouvernement français ne s'est attelé au problème du déminage de tous ces engins potentiellement dangereux qu'en 1945. Rien n'avait été fait auparavant, pas même durant l'entre-deux-guerres. Depuis 1945 ont été dégagés :

- 660 000 bombes
- 13,5 millions de mines
- 24 millions d'obus et autres explosifs.

Chaque année, ce sont 500 à 800 tonnes d'UXO qui sont mis au jour, on est donc très loin d'avoir nettoyé le territoire de l'ensemble des UXO.

On identifie un certain nombre de lieux à risque où la probabilité de trouver un UXO enfoui est bien plus forte qu'ailleurs. Les zones de bombardement et les lignes de front sont les plus évidentes. Elles font le plus souvent l'objet d'archives, si celles-ci n'ont pas été perdues, et sont donc bien renseignées (lieux des bombardements, types de munitions...). Elles se concentrent dans un large quart Nord-Est (Nord-Pas-de-Calais, Picardie, Ile-de-France, Champagne-Ardenne, Lorraine, Alsace et Franche-Comté). Les sites de stockage des munitions constituent un problème délicat. D'une part on y trouve souvent des explosifs en très grande quantité, d'autre part, s'il s'agit de décharges sauvages ou oubliées, leur position n'est pas connue. De plus les munitions étaient souvent immergées (dans des lacs ou des rivières). Ce cas de figure rend leur récupération encore plus ardue.

## 3. Les risques humains et environnementaux

Les UXO constituent un réel risque pour l'homme et l'environnement qu'il s'agisse de munitions conventionnelles ou chimiques. Les premières personnes exposées à ce danger sont les ouvriers des travaux publics. En effet il n'est pas rare de déterrer des UXO sur les chantiers du Nord et de l'Est de la France. A titre d'exemple, ce sont onze tonnes de munitions non explosées qui ont été excavées du chantier de la seconde phase de la LGV Est d'après la préfecture

(<http://www.bas-rhin.gouv.fr/Actualites/Securite/Protection-civile/11-tonnes-de-munitions-sur-la-LGV-Est>). Compte tenu de la grande quantité trouvée, on suppose qu'il s'agit en partie d'une décharge sauvage suite au déraillement d'un train de munitions. La nature et l'origine des munitions est variée : « allemands, anglais, américains de type perforant, phosphore, explosif, de calibres de 20 à 155 mm, des mines antichar et antipersonnel et des grenades ». Les ouvriers se doivent d'être prudents et attentifs sur ce type de chantier, les munitions ayant été rendues instables par le temps, l'humidité et les changements de température ; d'autant plus prudents s'il s'agit de munitions chimiques (à l'ypérite, au phosgène ou au phosphore blanc) qui même si elles n'explosent pas peuvent dégager une fumée toxique qui s'attaque à la peau, aux yeux et aux voies respiratoires.

Une autre profession exposée est celle des agriculteurs. Les engins parfois enfoncés très profondément dans le sol (jusqu'à 30 m de profondeur) ont tendance à remonter à la surface au fil du temps. Ainsi chaque année les agriculteurs mettent au jour des obus avec leurs engins même sur des terrains qu'ils exploitent depuis des années.

Les particuliers sont souvent les plus surpris de trouver une munition au cours de travaux de jardinage ou même au détour d'une promenade. Pas toujours sensibilisés aux risques (à l'inverse des professionnels), leur curiosité prend souvent le dessus avec à la clef, parfois, un accident. En recensant les accidents des dernières années, on constate que c'est souvent au moment du transport de la munition, suite à une erreur de manipulation que les drames se produisent même si celui-ci est effectué par des démineurs de la sécurité civile habilités et formés à éliminer les UXO.

Au risque humain s'ajoute le risque environnemental. L'altération des munitions et de l'explosif qu'elles contiennent diffuse dans le sous-sol ou dans l'eau, dans les cas des munitions immergées, un certain nombre d'éléments toxiques (mercure, plomb, cadmium, toluène, benzène...) pouvant altérer l'écosystème local et sur le long terme entraîner la disparition de certaines espèces de la faune ou de la flore et même impacter la santé de l'homme. Ce risque est aggravé dans le cas des munitions chimiques, composées d'arsenic, de cyanure, de chloroforme...

Pour ces raisons, la dépollution pyrotechnique du territoire français est un enjeu pour la sécurité des populations locales et de l'environnement. Le décret n°2005-1325 relatif aux règles de sécurité applicables lors des travaux réalisés dans le cadre d'un chantier de dépollution pyrotechnique datant du 26 octobre 2005 vient encadrer cette activité dans le cadre de chantiers civils ou militaires. (<http://www.legifrance.gouv.fr/affichTexte.do?cidTexte=LEGITEXT000006052609>). Ce texte exige une enquête préalable au chantier afin de déterminer le risque pyrotechnique. Si celui-ci est avéré, alors il encourage à réaliser un chantier de dépollution. Le décret décrit la marche à suivre pour les munitions explosives (pas pour les chimiques) :

- le diagnostic (détection et sondages),
- le déterrage,
- la neutralisation,
- la collecte,
- la destruction des objets ou matières explosives.

Un certain nombre de règles viennent régir chaque étape afin d'en assurer le déroulement en toute sécurité pour les personnes chargées de cette dépollution, les autres employés du chantier, la population locale et l'environnement.

L'artillerie utilisée pendant les guerres modernes est extrêmement variée. Il est cependant nécessaire de dresser un bilan de leurs caractéristiques afin de savoir ce que l'on recherche ; les munitions d'hier sont les UXO d'aujourd'hui. On distingue cinq grands sous-groupes de munitions :

- les balles,
- les obus,
- les bombes,
- les grenades,
- les mines.

Caractéristiques	Balles	Obus	Bombes	Grenades	Mines
Calibres (diamètre maximum)	<20 mm	20 à 420 mm	1170 mm		
Longueur		26 à cm	Jusqu'à 8 m		
Poids		1 à 800 kg	Jusqu'à 10 t	0,2 à 2,4 kg	
Matériau	Métal	Métal	Métal	Métal	Métal, plastique
Type		Explosif, gaz, perforant, éclairant		Explosif, gaz, éclairant	
Arme de projection	Pistolet, fusil, mitrailleuse	Canon, obusier, mortier	Avion	Main, fusil, lance-grenade	Enterrée, sous-marine

Tableau 1 : Types et caractéristiques de munitions

Munition	Moment magnétique moyen (A.m <sup>2</sup> )	Intervalle du moment magnétique (A.m <sup>2</sup> )	Taille moyenne (mm)	Intervalle de taille (mm)
60 mm	0,0583	0,0235 – 0,104	60	45 - 74
81 mm	0,158	0,0767 – 0,259	84	67 – 101
105 mm	0,610	0,254 – 1,10	132	100 – 163
127 mm	0,957	0,415 – 1,63	153	118 - 186

Tableau 2 : Aimantation de munitions (d'après Barrow et Nelson, 1998)

L'ensemble de ces UXO présente un risque manifeste pour les populations et l'environnement, elles doivent être extraites du sous-sol au cours de campagnes de dépollution pyrotechnique. Se pose alors le problème de leur localisation. La géophysique offre des outils de choix permettant de localiser des cibles dont les caractéristiques approchent celles des UXO. Les méthodes électromagnétiques, géoradar et magnétiques permettent notamment de détecter les contrastes des caractéristiques physiques entre l'UXO potentiel et l'encaissant. La cartographie du champ

magnétique est notamment très utilisée, la plupart des UXO étant aimantés en raison de leur composition. En géophysique, on ne peut d'ailleurs pas parler d'UXO puisque physiquement il est difficile de distinguer un engin explosif d'un autre élément de même forme ou de même composition. On introduit la notion de CAPE, corps aimanté potentiellement explosif, pour décrire les objets détectés par interprétation des données magnétiques.

Dans l'industrie les méthodes géophysiques sont communément utilisées pour dépolluer des chantiers à risque avant travaux, conséquence du décret n°2005-1325. L'entreprise Cardem a fait le choix de la méthode magnétique. Elle travaille en collaboration avec l'Université de Strasbourg depuis 2002. Equipée d'un matériel de cartographie magnétique multi-capteur, elle réalise quotidiennement des cartes magnétiques, qui sont par la suite interprétées. Munie ainsi d'une liste de CAPEs dont on connaît la localisation, la profondeur et l'aimantation, elle peut les mettre au jour. Bien que ce système soit opérationnel, il présente un certain nombre d'insuffisances :

- Les zones peuvent contenir de nombreux objets aimantés autres que des CAPEs rendant leur détection difficile, objets urbains en surface, réseaux, clôtures, réseaux souterrains, sol couvert de dépôts aimantés, mâchefer le plus souvent, ...
- les variations temporelles du champ magnétiques dues à l'activité urbaine,
- la localisation des mesures est difficile quand le ciel est masqué par des arbres (forêt) ou des bâtiments (ville),
- l'interprétation est parfois d'une précision insuffisante, notamment pour la profondeur des gros objets.

Bien que déjà efficace en matière de recherche de CAPEs, le système de mesure magnétique conçu par le laboratoire est en constante amélioration. Récemment nous avons rendu systématique en milieu urbain l'utilisation d'un cinquième magnétomètre permettant de mesurer les variations temporelles du champ magnétique imputables à l'activité humaine, améliorant ainsi la précision des cartographies en milieu urbain. De plus la création d'un nouveau numériseur permettant de transformer les données analogiques des capteurs en données numériques améliore la qualité des données brutes, grâce au jeu des filtres numériques. Cette nouvelle électronique multiplie aussi la vitesse de mesure au moins par deux, puisqu'il a été conçu pour gérer huit capteurs, au lieu de quatre, précédemment. Enfin le positionnement est un enjeu important sur les chantiers. On a testé et on teste encore régulièrement de nouveaux outils permettant d'améliorer le calcul de la position, notamment en ville.





# Chapitre II :

## Méthodes géophysiques appliquées à la recherche de CAPEs

### Table des matières :

1. Les méthodes pour la caractérisation de CAPEs .....	23
2. Les méthodes sismiques.....	24
2.1. Propagation des ondes sismiques .....	24
2.2. Réflexion, réfraction et diffraction des ondes sismiques.....	26
2.3. La résolution des méthodes sismiques .....	28
2.4. La sismique acoustique .....	28
3. La résistivité électrique .....	29
3.1. Les équations de Maxwell en régime permanent .....	30
3.2. Diffusion du courant dans un milieu homogène isotrope.....	30
3.3. Mesure de la résistivité électrique .....	31
3.4. La méthode électrique en géophysique de subsurface .....	34
4. L'électromagnétisme .....	35
4.1. Les équations de Maxwell au régime sinusoïdale .....	35
4.2. L'induction électromagnétique .....	36
4.3. Les deux grandes méthodes électromagnétiques.....	37
4.3.1. Electromagnétisme dans le domaine fréquentiel .....	37
4.3.2. Electromagnétisme dans le domaine temporel .....	38
4.4. Les méthodes électromagnétiques en géophysique de subsurface .....	39
5. Géoradar.....	41
5.1. Diffusion des ondes électromagnétique haute fréquence.....	42
5.2. Mesure et interprétation de données géoradar .....	43
5.3. Le géoradar en géophysique de subsurface.....	44
6. La gravimétrie.....	47

7. Le magnétisme .....	48
7.1. Notions de champ magnétique .....	48
7.1.1. Champ magnétique terrestre .....	49
7.1.1.i. Origine interne.....	49
7.1.1.ii. Modèle du champ magnétique terrestre .....	50
7.1.2. Contribution de la croûte terrestre .....	51
7.1.2.i. L'aimantation induite .....	52
7.1.2.ii. L'aimantation rémanente .....	53
7.1.3. Contribution externe du champ magnétique.....	53
7.2. Définition de l'anomalie magnétique.....	55
7.3. Instruments de mesure du champ magnétique .....	56
7.3.1. Les magnétomètres à résonance magnétique .....	56
7.3.1.i. Le magnétomètre à proton .....	56
7.3.1.ii. Le magnétomètre à vapeur de césium.....	57
7.3.2. Le magnétomètre fluxgate .....	58
7.4. Magnétisme appliqué à la subsurface.....	59

# Chapitre II : Méthodes géophysiques appliquées à la recherche de CAPEs

Dans ce chapitre, nous allons exposer l'ensemble des méthodes existantes utilisées pour la détection d'UXOs (unexploded ordnance, ou obus non explosé) et plus largement de CAPEs (corps aimantés potentiellement explosif). Nous nous attarderons essentiellement sur les méthodes géophysiques, leur principe et leur application sur le terrain.

## 1. Les méthodes pour la caractérisation de CAPEs

Les CAPEs se caractérisent par un certain nombre de propriétés physiques mesurables ou tout du moins détectables. Ils ont un impact sur leur environnement : que ce soit l'empreinte laissée par la chute d'un UXO, les échanges thermiques et chimiques avec le sol, un CAPE laisse des traces.

Notre objectif est de nous servir de ces traces afin de les localiser et de les caractériser. On distingue deux grands groupes de méthodes :

- les méthodes non-géophysiques : elles s'intéressent aux empreintes (visuelles, odorantes, chimiques) laissées par le CAPE dans son environnement,
- Les méthodes géophysiques : elles cherchent à mesurer les paramètres physiques du CAPE.

En matière de recherche d'UXO par des méthodes non géophysiques, l'odeur de l'explosif joue un rôle important. Certains animaux ayant un odorat bien plus développé que celui de l'homme sont très utilisés dans ce domaine et Habib (2007) dresse un bilan du panel d'animaux utilisés pour la recherche de mines terrestres. Le chien est évidemment le plus connu, il est doté d'une sensibilité aux odeurs 10 000 fois supérieure à celle de capteurs fabriqués par l'homme en ce qui concerne les substances liées aux UXO. D'autres animaux, moins connus mais à l'odorat tout aussi développé sont aussi efficaces : le cochon, le rat géant d'Afrique et, plus surprenant, l'abeille.










































































L'utilisation de bactéries génétiquement modifiées a fait ses preuves. L'explosif contenu dans les UXO diffuse presque toujours dans le sol environnant. Vaporisée à proximité, une substance contenant une bactérie spécialement sélectionnée va réagir à la présence d'explosifs et devenir fluorescente sous lumière laser (Habib, 2007). Il existe aussi des plantes génétiquement modifiées dont la couleur ou le comportement change si leurs racines entrent en contact avec une substance chimique explosive. On trouve aussi parmi les solutions, le développement de capteurs biomimétiques. Cette technologie a par exemple pour but de fabriquer un appareil permettant de détecter les odeurs avec une sensibilité supérieure à celle de l'odorat humain mais encore inférieure à celle du chien.

Une autre méthode non-géophysique mais tout de même basée sur les propriétés thermiques des mines terrestres est exposée par Deans et al. (2006). Après avoir chauffé une zone du sol sableux en l'exposant à des lampes infra-rouges, on le laisse refroidir naturellement par convection. Les

propriétés thermiques du fer étant différentes de celles du sable, l'image thermique montre l'apparition d'un « point chaud » au-dessus des mines.

Intéressons-nous maintenant aux méthodes géophysiques. Pringle et al. (2012) proposent une synthèse de l'ensemble des méthodes géophysiques appliquées à la recherche d'objets dans le sous-sol à des fins judiciaires. On peut voir dans le Tableau 1, que les auteurs prennent soin de différencier les sols argileux et sableux. Ces facteurs ont en effet, comme on le détaillera plus loin, un impact sur la qualité des données. Une ligne de ce tableau nous intéresse plus particulièrement, celle en rapport avec les obus non-explosés (UXOs) et engins explosifs improvisés (IEDs, improvised explosive devices).

On constate qu'en plus des méthodes géophysiques déjà citées, les méthodes magnétiques, le géoradar et la méthode électrique semblent être particulièrement efficaces pour la recherche d'UXOs.

Target(s)	Remote sensing		Site work									
	Photo-graphs	Infra-Red	Geomorphology / probing	Thermal imaging	Specialist search dogs	Seismology / Sidescan sonar	Near-Surface Geophysics					Element analysis
		Conductivity	Resistivity	GPR	Magnetics	Metal detector						
Soil type:												
sand  clay												
Unmarked grave(s)												
Clandestine grave(s)												
UXOs/ IEDs												
Weapons												
Drug / cash dumps												
Illegal waste												

**Tableau 1 : Tableau de synthèse du degré de succès des méthodes des géosciences pour la recherche d'objets enterrés. Les objets concernés sont tous liés à la justice. La couleur des disques indique les chances d'identification et de localisation de l'objet dans un milieu donné (argile ou sable) : ● bonnes, ● moyennes et ○ maigres chances. (UXO : unexploded ordnance ; IED : improvised explosive device) (d'après Pringle et al. 2012)**

Par la suite nous allons expliquer succinctement le principe de chaque méthode en se basant sur les travaux de synthèse de Parasnis (1997) et Everett (2013) avant d'exposer leur intérêt en matière de recherche de CAPEs.

## 2. Les méthodes sismiques

### 2.1. Propagation des ondes sismiques

Les méthodes sismiques sont basées sur le principe suivant : une source envoie de l'énergie mécanique dans le sous-sol propageant entre autres des ondes élastiques dans le milieu tandis que des récepteurs posés à la surface (géophones) enregistrent la réponse mécanique du sol. Cette

dernière se traduit par la propagation de fronts d'ondes dans le milieu. Il existe quatre types de mouvements ondulatoires que l'on classe en deux catégories.

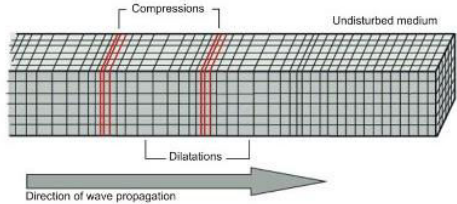
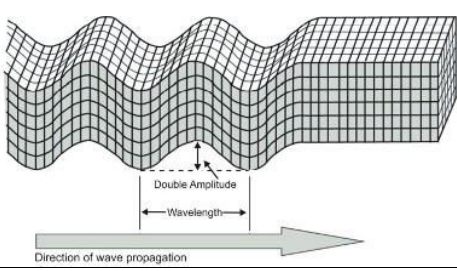
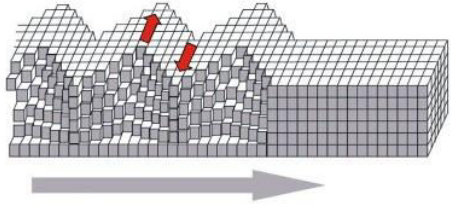
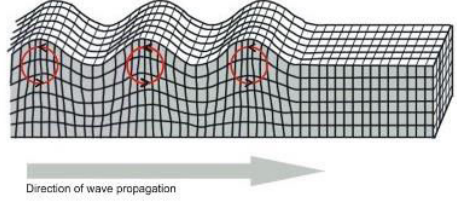
Type d'onde	Nom de l'onde	Milieu de propagation	Mouvement particulaire	Vitesse
Ondes de volume	Ondes P (de compression)	Tous les milieux	<p>Ondes longitudinales. Les particules se déplacent parallèlement à la direction de propagation de l'onde.</p> 	$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$ <p>Les ondes P sont les plus rapides.</p>
	Ondes S (de cisaillement, « shear » en anglais)	Seulement les milieux solides (pas les liquides)	<p>Ondes transversales. Les particules se déplacent perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde</p> 	$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$
Ondes de surface	Ondes de Love	Milieux solides non homogènes	<p>Ondes transversales polarisées dans le plan horizontal. Le déplacement des particules résulte d'interférences constructives entre ondes S horizontales.</p> 	
	Ondes de Rayleigh	Eu voisinage de la surface des milieux non-homogènes et homogènes	<p>Ondes elliptiques rétrogrades polarisées dans le plan vertical. Le déplacement des particules résulte d'interférences entre les ondes P et S verticales.</p> 	

Tableau 2 : Tableau récapitulatif des types d'ondes sismiques : ondes P, ondes S, ondes de Love et ondes de Rayleigh ( $K$  est le module d'incompressibilité,  $\mu$  est le module de cisaillement,  $\rho$  est la masse volumique)

La vitesse des ondes de volume dépend de la densité et des modules élastiques du matériau. Autrement dit plus un matériau est « dur » et dense, plus les ondes sismiques s’y déplaceront vite. On présente ci-dessous la vitesse des ondes de compression dans différents milieux.

Matériau	Vitesse des ondes de compression (m.s-1)
Air	330
Sable sec	200 – 800
Sable saturé	800 - 1900
Argile	1100 – 2500
Eau	1450
Grès	1500-4500
Glace	3000 - 4000
Calcaire	2500 - 6500
Granite	3600 - 7000
Basalte	5000 - 8400

Tableau 3 : Vitesse des ondes de compression ( $V_p$ ) dans différents matériaux (d’après Everett 2013)

## 2.2. Réflexion, réfraction et diffraction des ondes sismiques

Quand les ondes P et S rencontrent une interface entre deux milieux, une partie de l’énergie est transmise au second milieu, on parle de réfraction, le reste de l’énergie est renvoyée dans le premier milieu, c’est la réflexion. L’incidence d’une onde P ou d’une onde S sur un changement de milieu se traduit par l’émergence de quatre fronts d’ondes : ondes P et S réfléchies, ondes P et S réfractées.

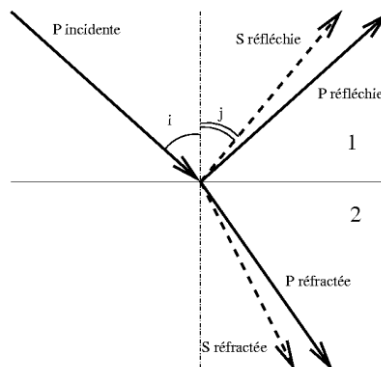


Figure 1 : Réflexion et réfraction d'une onde P (d’après Everett 2013)

Les vitesses et les angles de réflexion et réfraction suivent la loi de Snell-Descartes (Parasnis, 1997)

$$\frac{\sin i_1}{V_{P_1}} = \frac{\sin i_2}{V_{P_2}} = \frac{\sin j_1}{V_{S_1}} = \frac{\sin j_2}{V_{S_2}} = \text{constante} \quad 2.1$$

Dans le cas où  $V_2 > V_1$ , il existe un angle critique d'incidence tel que  $\sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$  et pour lequel l'onde réfractée se propage dans le second milieu au voisinage de la discontinuité avant de ressortir dans le milieu 1 avec ce même angle  $i_c$ . C'est sur ce principe que se base la théorie de la sismique réfraction.

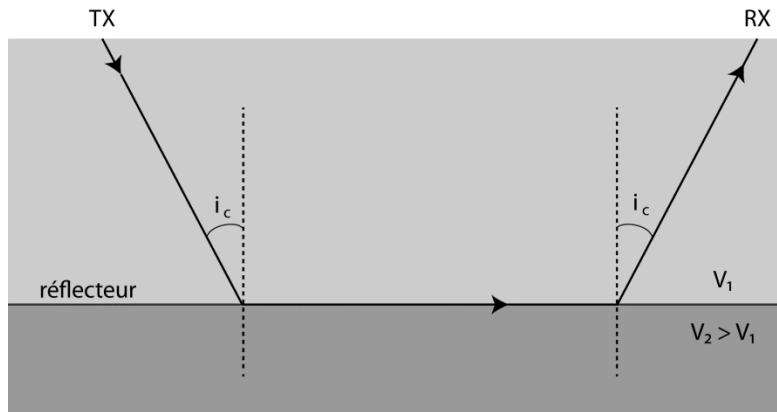


Figure 2 : Réfraction critique de l'onde sismique

Le dernier cas de figure de propagation des ondes suite à la rencontre avec une interface ou objet est la diffraction. Elle a lieu dans le cas particulier où l'onde incidente rencontre un point anguleux (d'une structure sédimentaire par exemple) ou un petit objet. Il y a diffraction si le rayon de courbure de l'interface est inférieur ou équivalent à la longueur d'onde ( $\lambda$ ).

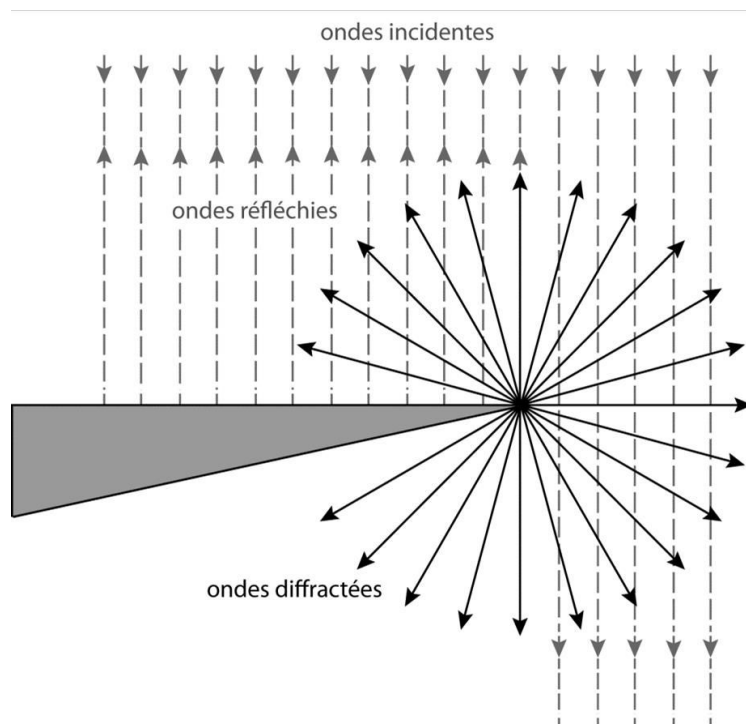


Figure 3 : Diffraction des ondes sismiques



L'étude des temps d'arrivée aux géophones de ces ondes (réfléchies, réfractées et diffractées) nous permet d'avoir une image assez précise de la structure du sous-sol sous la forme de coupes sismiques.

### 2.3. La résolution des méthodes sismiques

Les méthodes sismiques pâtissent d'une mauvaise résolution verticale ( $R_V$ ). Celle-ci est définie par le critère de Rayleigh (Zeng, 2009) :

$$R_V \simeq \frac{\lambda}{4} \quad 2.2$$

où  $\lambda$  est la longueur d'onde, c'est-à-dire la vitesse de propagation de l'onde divisée par sa fréquence ( $\lambda = V/f$ ). Ainsi dans le cas de la géophysique de proche surface, on peut avoir une onde sismique dont la vitesse est  $1,5 \text{ km.s}^{-1}$  et une fréquence de 300 Hz ; la longueur d'onde est de 5 m et la résolution verticale de 1,25 m. Une couche ou un objet dont l'épaisseur est inférieure à 1.25 m ne sera donc pas visible sur une coupe sismique.

En sismique réflexion Everett (2013) établit que la résolution horizontale ( $R_H$ ) à une profondeur  $h$  et pour une longueur d'onde  $\lambda$  ne peut pas être supérieure au rayon de la zone de Fresnel ( $D_0$ ) définit comme suit :

$$R_H \leq D_0 \simeq \sqrt{2\lambda h}. \quad 2.3$$

Toujours avec l'exemple donné précédemment, la résolution verticale serait donc de 1 et 1.6 m à respectivement 50 cm et 1 m de profondeur. Ces valeurs augmentent avec la distance séparant les géophones.

La résolution, que ce soit verticalement ou horizontalement, fait des méthodes sismiques une méthode inefficace dans la recherche de petits objets de type UXO.

### 2.4. La sismique acoustique

Il existe une méthode émergente utilisant les ondes sismiques et acoustiques afin de déterminer si une munition a complètement explosé, si elle a partiellement éclaté ou si elle est restée intacte au moment de l'impact avec le sol (VanDeMark et al., 2013). On utilise pour ce faire un réseau de capteurs sismiques fixes, enterrés et calibrés. Au moment de l'impact, la lecture des signaux reçus par les capteurs nous informe sur sa localisation (avec une erreur de 10 à 20 m avec le dispositif de la Figure 4) et le degré d'éclatement de la munition (non-explosée à totalement éclatée).

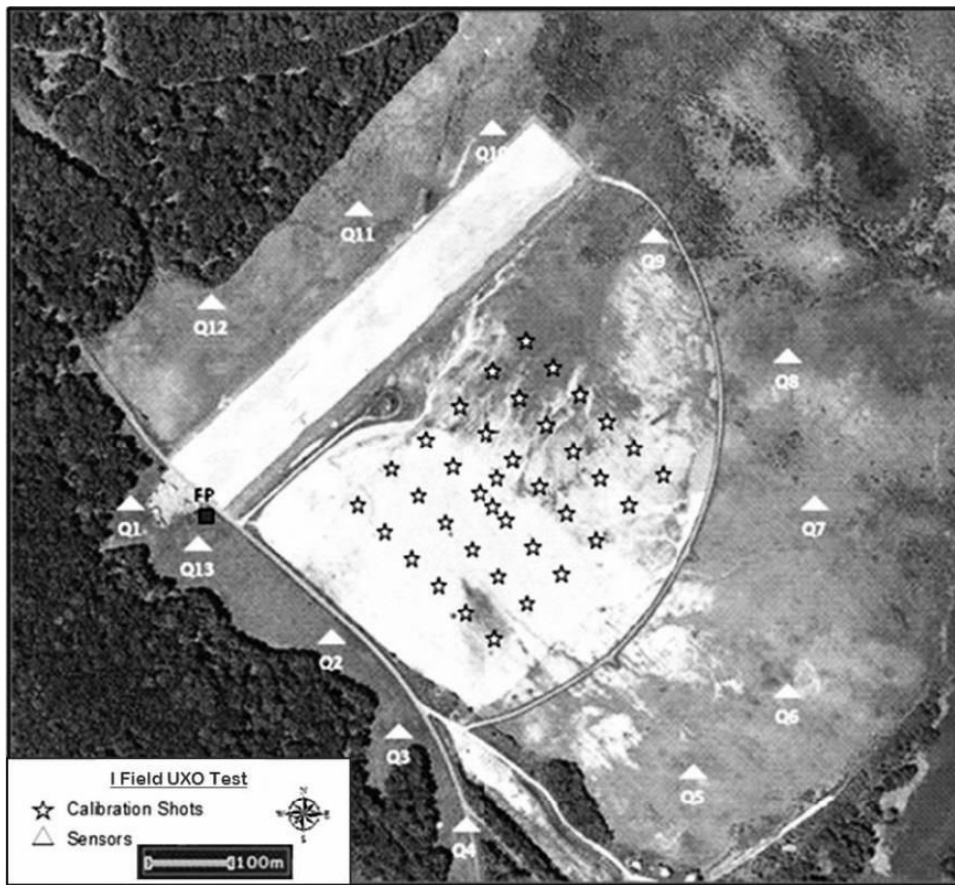


Figure 4 : Site test de la sismique acoustique. Les capteurs (Q1 à Q12) entourent la zone de tir et ont été étalonnés par des tirs de calibration (étoiles) (d'après VanDeMark et al., 2013)

Bien que prouvant une certaine efficacité de la méthode sismique dans le domaine des UXO, cette méthode, telle que présentée ici, reste très localisée dans l'espace (la zone fait environ 100 m de diamètre). On pourrait envisager de l'étendre en augmentant le nombre de capteurs. De plus ce système est destiné avant tout à localiser les UXOs sur des sites fixes contemporains, des sites d'entraînement de l'armée par exemple.

### 3. La résistivité électrique

Bien que déjà très utilisée dans les années 1920 (Parasnis, 1997), la mesure de la résistivité électrique, notée  $\rho$ , n'est largement déployée que depuis les années 1970 et l'utilisation de l'informatique. Cette méthode est très utilisée en hydrogéologie pour la recherche et le suivi de nappes phréatiques. Elle s'avère aussi efficace pour la recherche de cavités, de failles et en archéologie. Elle consiste à transmettre un courant électrique continu dans le sol, mesurer la différence de potentiel entre deux électrodes et ainsi en déduire la résistivité électrique du sol.

### 3.1. Les équations de Maxwell en régime permanent

Le comportement des champs électrique et magnétique (respectivement  $\vec{E}$  et  $\vec{B}$ ) dans un milieu linéaire isotrope est défini par les quatre équations de Maxwell.

$$\operatorname{div} \vec{B} = \vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad 2.4$$

$$\operatorname{div} \vec{E} = \vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{q}{\varepsilon} \quad 2.5$$

$$\operatorname{rot} \vec{E} = \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad 2.6$$

$$\operatorname{rot} \vec{B} = \vec{\nabla} \times \vec{B} = \mu \vec{j} + \mu \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad 2.7$$

Où  $q$  est la densité volumique de charge électrique,  $\varepsilon$  la permittivité diélectrique du milieu,  $\mu$  la perméabilité magnétique et  $\vec{j}$  le vecteur densité de courant (d'après la loi d'Ohm  $\vec{j} = \sigma \vec{E}$ ,  $\sigma$  étant la conductivité électrique).

Dans le cas de la prospection électrique on ne s'intéresse qu'au courant continu et donc indépendant du temps, on peut donc simplifier les équations suivantes.

$$\operatorname{rot} \vec{E} = 0 \quad \text{et} \quad \operatorname{rot} \vec{B} = \mu \sigma \vec{E}$$

Le seul terme variable est donc la conductivité électrique, c'est aussi l'inverse de la résistivité que l'on cherche à mesurer :  $\rho = 1/\sigma$ .

### 3.2. Diffusion du courant dans un milieu homogène isotrope

On considère un cylindre de longueur  $L$  aux propriétés électriques uniformes à travers lequel passe un courant  $I$ . Le matériau résiste en partie à la conduction de ce courant entraînant une différence de potentiel  $V$ .

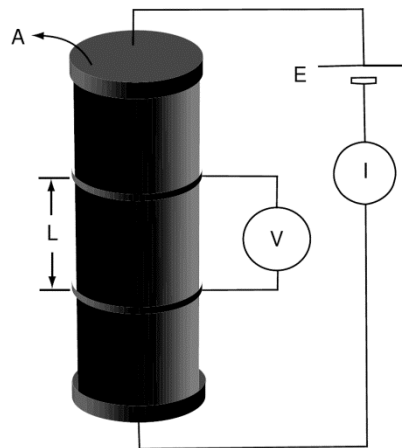


Figure 5 : Mesure de la résistivité d'un matériau en laboratoire

La résistance est proportionnelle à la longueur du cylindre et inversement proportionnelle à la surface de la section par laquelle le courant est diffusé. Le facteur de proportionnalité est  $\rho$ , la résistivité (ohm mètre) :

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad 2.8$$

On combine cette relation avec la loi d'Ohm ( $V = RI$ ) et on obtient la relation suivante.

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad 2.9$$

C'est de cette manière que l'on détermine la résistivité d'un matériau en laboratoire.

Matériau	Résistivité électrique ( $\Omega.m$ )
Argile	1- 20
Sable (sec à saturé)	20 - 200
Schiste	1 - 500
Calcaire poreux	10 - 1000
Calcaire dense	$10^3 - 10^6$
Roches métamorphiques	$50 - 10^6$
Roches magmatiques	$10^2 - 10^6$

Tableau 4 : Valeur de la résistivité électrique de différents matériaux (d'après Everett, 2013)

### 3.3. Mesure de la résistivité électrique

La réalisation de mesures de résistivité dans le sous-sol nécessite donc au moins quatre électrodes : deux pour créer une boucle de courant d'intensité  $I$  et deux pour mesurer la différence de potentiel  $\Delta V$ .

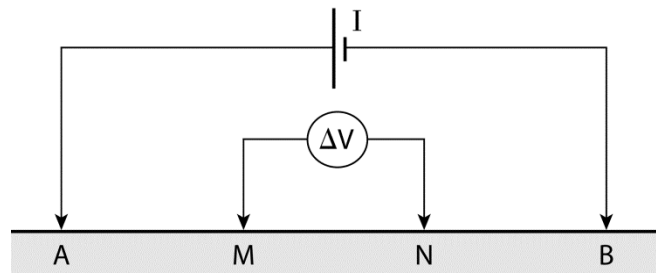


Figure 6 : Dispositif de mesure de la résistivité électrique

Dans le cas général, le courant se diffuse radialement de façon isotrope à partir du point d'origine (l'électrode A). La différence de potentiel entre deux points à la surface est décrite comme le gradient ( $-dV/dr$ ). On définit la densité de courant  $j$  comme le rapport entre le courant,  $I$ , et la surface de distribution (un hémisphère donc  $2\pi r^2$ ).

$$\frac{dV}{dr} = -\rho \cdot j = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad 2.10$$

$$V_r = \int dV = - \int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \cdot dr = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad 2.11$$

On déduit de l'équation précédente les potentiels électriques au niveau des électrodes M et N :

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right] \quad 2.12$$

On obtient la définition de la résistivité d'un milieu homogène :

$$\rho = K \frac{\Delta V_{MN}}{I} \quad 2.13$$

Où K est le facteur géométrique.

$$K = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right)} \quad 2.14$$

Sur le terrain, le sous-sol traversé est très rarement homogène et on ne parle alors plus de résistivité mais de résistivité apparente. Cette dernière, notée  $\rho_a$ , est la résistivité qu'aurait le terrain homogène donnant la même mesure de  $\Delta V/I$ . Autrement dit elle est la résultante des propriétés électriques du milieu traversé par le courant.

Il existe un très grand nombre de configurations des électrodes. Toutes ont leurs avantages et leurs inconvénients, on en présente ici trois parmi les plus utilisées : Wenner, Schlumberger et dipole-dipole.

Nom du dispositif	Configuration	Résistivité apparente	Avantages/ inconvénients
Wenner		$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$	-Haute résolution verticale
Schlumberger		$\rho_a = \frac{\pi L^2}{2l} \frac{\Delta V}{I}$ <p>Avec <math>L \geq 5l</math></p>	-Haute résolution verticale
Dipole-dipole		$\rho_a = \pi a n(n+1)$ $(n+2) \frac{\Delta V}{I}$	-Basse résolution verticale -Profondeur d'investigation plus élevée

Tableau 5 : Exemples de configuration de mesures de la résistivité électrique apparente

On distingue deux manières d'appliquer ces dispositifs :

- Par sondage : on garde fixe le centre du montage et on écarte progressivement les électrodes, sondant ainsi de plus en plus profond et permettant une exploration en profondeur (caractérisation des milieux tabulaires)
- Par profilage : on déplace le montage latéralement permettant ainsi de mesurer les variations horizontales de la résistivité.

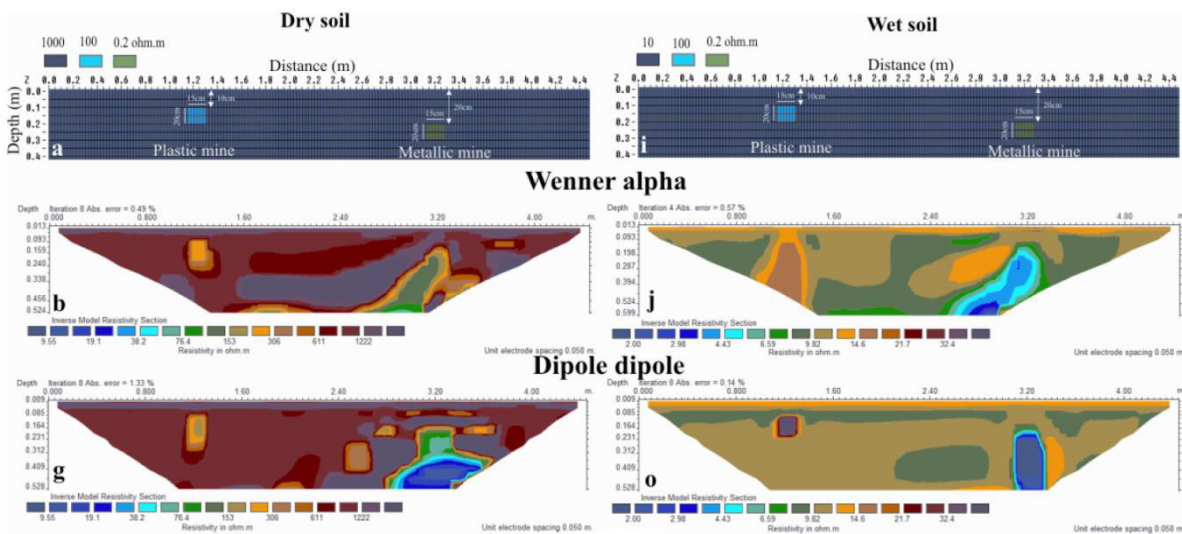
La combinaison de ces deux méthodes est à l'origine du « panneau » électrique largement utilisé en géophysique de subsurface. Il permet d'imager en deux dimensions les caractéristiques électriques du sous-sol.

### 3.4. La méthode électrique en géophysique de subsurface

La résistivité est une méthode peu utilisée en matière de recherche d'objets non explosés. Les raisons sont principalement au nombre de deux :

- Dans le cadre de la localisation d'UXO sur une grande surface, la méthode électrique prendrait trop de temps. En effet on en réalise un profil (2D) en profondeur du sous-sol et chaque profil peut prendre plusieurs heures à réaliser (en fonction de sa longueur et du nombre d'électrodes utilisées).
- Cette méthode n'est pas exactement non invasive puisque les électrodes doivent être enfoncées dans le sol de quelques centimètres pour être efficace. Ce qui l'empêche d'être mise en œuvre sur certains types de sols trop durs.

D'un point de vue théorique ce serait cependant une excellente méthode pour détecter les munitions puisque celles-ci présentent un très fort contraste de résistivité avec le sol (les munitions métalliques surtout). Metwali (2007) a d'ailleurs modélisé des profils de résistivité électrique dans différentes configurations (ici, les dispositifs Wenner et dipole-dipole) dans le cas d'un sol sableux sec ou humide.



**Figure 7 : Modèle profil de résistivité électrique dans un sol sec (à gauche) et humide (à droite). Dans le sol est enterré une mine plastique et une mine métallique (d'après Metwali, 2007)**

On constate tout d'abord que les contrastes de résistivité sont bien moindres dans le cas d'un sol mouillé. L'eau rend en effet le sol plus conducteur, réduisant l'écart des caractéristiques électriques entre l'objet et le sol encaissant. Le dispositif dipole-dipole semble mieux contraindre les munitions.

Everett (2006) puis Udphuay et al. (2011) montrent des mesures de panneau électrique sur un ancien champ de bataille de la Seconde Guerre Mondiale à la Pointe de Hoc en France (Normandie).

Le but de cette prospection n'était pas en premier lieu la cartographie d'UXO mais l'étude des infiltrations d'eaux souterraines. On peut voir sur le panneau ci-dessous une zone ellipsoïdale très conductrice. Il s'agit en fait d'un tunnel dont on ignorait l'existence et qui a sûrement servi pendant la guerre. Compte tenu de sa conductivité il est fort possible qu'il soit rempli d'eau ou renforcé par des éléments métalliques.

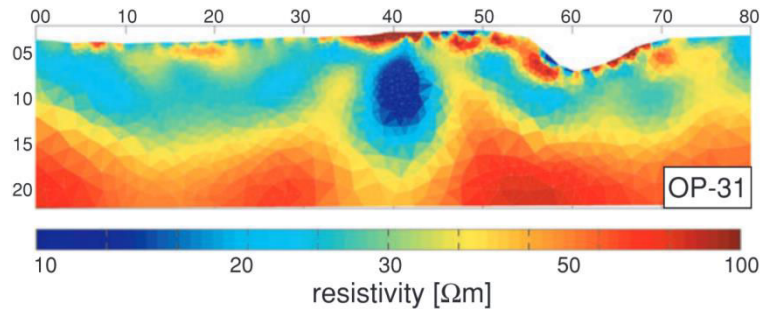


Figure 8 : Panneau de résistivité électrique réalisé à la pointe du Hoc (d'après Udphuay, 2011)

#### 4. L'électromagnétisme

En géophysique l'électromagnétisme est la méthode qui a le plus large spectre d'applications et d'instrumentations. Le premier appareil se basant sur cette méthode a été développé dans les années 1920. Il est utilisé pour l'exploration minière, la surveillance de nappes phréatiques, la recherche de ressources thermales, la cartographie de terrains pollués, la détection de cavités (naturelles ou artificielles), la localisation de failles, la cartographie géologique...

##### 4.1. Les équations de Maxwell au régime sinusoïdale

Reprenons la quatrième équation de Maxwell,

$$\text{rot} \vec{B} = \vec{\nabla} \times \vec{B} = \mu \sigma \vec{E} + \mu \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}.$$

Dans le domaine fréquentiel de pulsation  $\omega = 2\pi f$ ,  $f$  étant la fréquence, dériver par rapport au temps revient à multiplier par  $i\omega$ . L'équation devient donc :

$$\text{rot} \vec{B} = \vec{\nabla} \times \vec{B} = (\sigma + \epsilon i\omega) \mu \vec{E} \quad 2.15$$

La permittivité diélectrique des roches est de l'ordre de  $10^{-12} \text{ F.m}^{-1}$  (farad par mètre). Ainsi dans le domaine des basses fréquences ( $f < 10^4 \text{ Hz}$ ), le terme  $\epsilon\omega$  est négligeable on a donc :  $\text{rot} \vec{B} = \sigma \mu \vec{E}$ . A de telles fréquences, la longueur d'onde est d'au moins 10 km et le signal électromagnétique se diffuse dans le sol.



Dans le cas où  $f > 10^8 \text{ Hz}$ , on parle de hautes fréquences. On ne peut plus faire l'approximation précédente. Le signal électromagnétique se propage comme une onde et il est soumis aux principes de réflexion, réfraction et diffraction. C'est le principe du géoradar.

#### 4.2. L'induction électromagnétique

Cette méthode consiste à appliquer un champ électromagnétique variable (en fréquence ou en temps) à la surface du sol, provoquant ainsi la diffusion d'un courant dans les milieux conducteurs et générant un champ électromagnétique secondaire. Un récepteur mesure la résultante de ces deux champs. La différence de phase et d'intensité entre le champ appliqué (primaire) et mesuré nous donne des informations sur les éléments conducteurs présents dans le sous-sol : géométrie, taille, propriétés électriques.

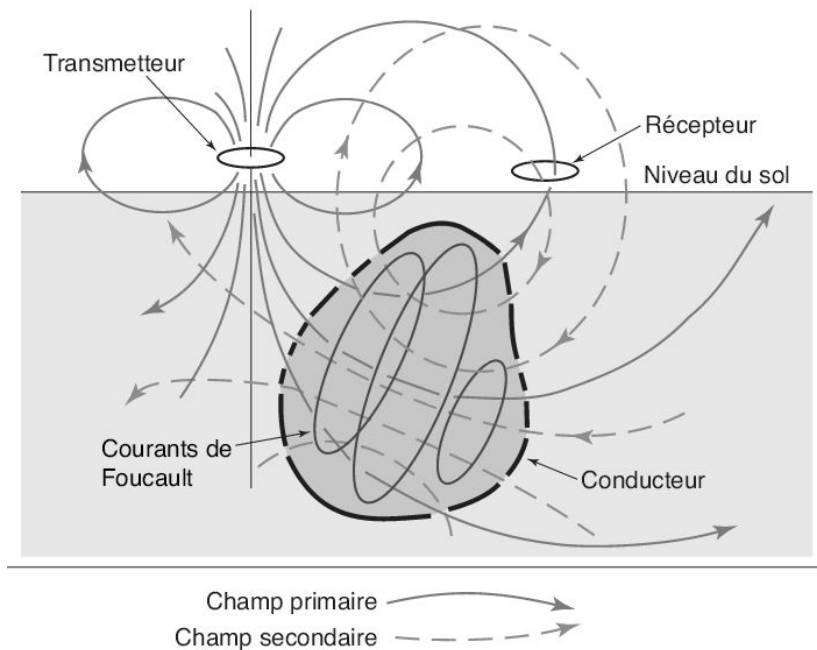


Figure 9 : Schéma de l'induction électromagnétique (d'après Everett 2013)

Afin de comprendre le principe de l'induction électromagnétique, on considère le sol comme un circuit électrique, où l'on aurait en série : une bobine ( $L$ ), une résistance ( $R$ ) et un condensateur ( $C$ ).

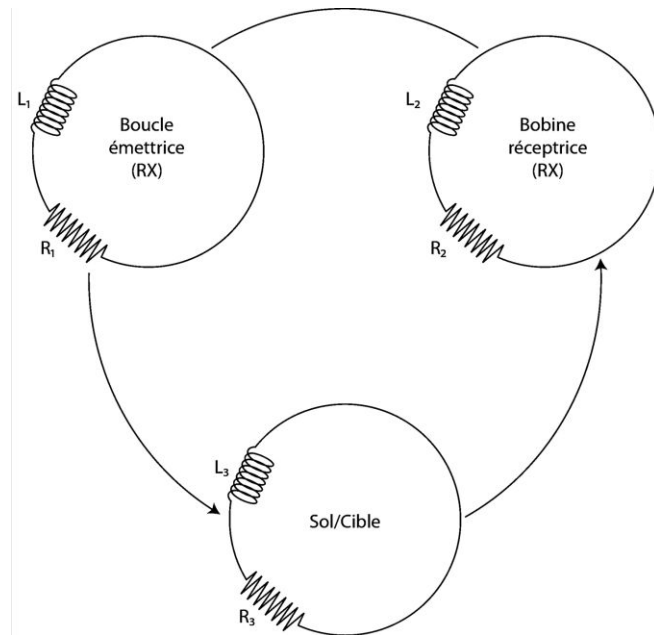


Figure 10 : Schéma électrique du principe de l'induction électromagnétique (d'après Everett 2013)

On envoie dans ce circuit un courant sinusoïdal de fréquence angulaire  $\omega$  ( $\omega = 2\pi f$ ) et d'amplitude  $E_0$ . L'expression de l'amplitude  $E$  du courant alternatif en fonction du temps est alors

$$E = E_0 \sin \omega t. \quad 2.16$$

Le courant  $I$  dans ce circuit est d'après Everett (2013)

$$I = \frac{E_0 \sin(\omega t - \alpha)}{\sqrt{[\omega L - (1/\omega C)]^2 + R^2}} \quad 2.17$$

La diffusion de ce courant a un effet sur le champ magnétique ambiant. Il va venir modifier les valeurs du champ magnétique. En quantifiant et mesurant cet effet on obtient des informations sur le sous-sol, sa structure et les éventuels CAPES en présence.

### 4.3. Les deux grandes méthodes électromagnétiques

#### 4.3.1. Electromagnétisme dans le domaine fréquentiel

Il s'agit de l'application la plus simple de la méthode électromagnétique. L'émetteur (ou transmetteur, noté TX) et le récepteur (RX) n'ont pas de contact électrique avec le sol. Un courant périodique  $I(t) = I \sin \omega t$  circule dans la boucle émettrice. Le champ magnétique primaire entre alors en phase avec ce courant :

$$B^P(\rho, t) = B_0(\rho) \sin \omega t \quad 2.18$$

où  $\rho$  est la distance radiale en coordonnées cylindriques dont l'origine du repère est au centre de la boucle émettrice. Les éléments conducteurs du sol génèrent un champ magnétique secondaire qui vient s'opposer aux variations du champ primaire dans le but de restaurer l'équilibre.

$$B^S(\rho, t) = B_1(\rho) \sin(\omega t + \varphi) \quad 2.19$$

où  $|B_1| \ll |B_0|$  et  $\varphi$  est le déphasage causé par l'induction du courant et qui fait que les deux champs ne sont pas complètement en phase. Le récepteur (RX) mesure la résultante de ces deux champs, notée  $B^T$  :

$$B^T(\rho, t) = B^P(\rho, t) + B^S(\rho, t) \quad 2.20$$

$$B^T(\rho, t) = (B_0 + B_1) \cos \varphi + B_1 \sin \varphi \cos \omega t \quad 2.21$$

Grâce à cette mesure on peut déterminer les caractéristiques électriques du sous-sol et notamment la conductivité apparente du sol  $\sigma_a$ . Celle-ci correspond à la conductivité d'un sol homogène qui générerait le même déphasage  $Q = |B_1 \sin \varphi|$ .

Cependant le champ magnétique primaire est bien plus fort que le champ magnétique secondaire. Il est souvent difficile de les différencier au niveau de la mesure du récepteur, d'où la nécessité d'une autre méthode où le champ primaire ne viendrait pas perturber le secondaire.

#### 4.3.2. Electromagnétisme dans le domaine temporel

Le principe de l'électromagnétisme dans le domaine temporel (time-domain electromagnetics, TDEM) est décrit de manière approfondie par Nabighian et Macnae (1991). Un courant  $I(t)$  circule dans la boucle émettrice. Ce courant augmente lentement et atteint en quelques millisecondes une valeur stable  $I_0$  comme montré dans la Figure 11a. Puis l'alimentation est coupée,  $I(t)$  décroît rapidement (en quelques microsecondes) et linéairement pour revenir à une valeur nulle. Cette variation du courant génère un champ magnétique primaire variable ainsi qu'une impulsion de force électromotrice (Figure 11b). L'impulsion diffuse pendant un temps  $\tau$  des courants de Foucault dans le sol où il est conducteur. Ces derniers produisent un champ magnétique secondaire d'intensité proportionnelle. Leur intensité décroît ensuite par dissipation de chaleur une fois le courant  $I(t)$  totalement éteint. Dans ce même temps, le champ magnétique secondaire diminue aussi jusqu'à atteindre une valeur nulle (Figure 11c).

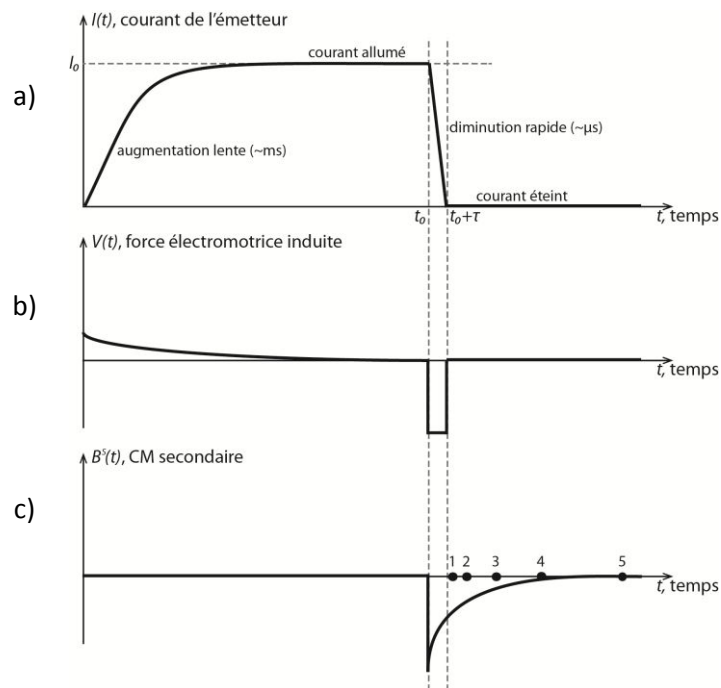


Figure 11 : a) Courant circulant dans la boucle émettrice, b) Force électromotrice induite, c) Champ magnétique secondaire (d'après Everett 2013)

Le récepteur (RX) enregistre la vitesse de décroissance du champ magnétique secondaire après l'extinction totale du courant dans la boucle émettrice. Ainsi le champ primaire, très fort, ne vient pas perturber la mesure du champ secondaire, plus faible.

#### 4.4. Les méthodes électromagnétiques en géophysique de subsurface

L'électromagnétisme est une méthode sans contact avec le sol et bien plus rapide à mettre en œuvre que la mesure de la résistivité électrique. Ces méthodes sont massivement utilisées pour la détection d'objets métalliques comme les UXO. Les propriétés physiques de l'objet en font un excellent conducteur, celui-ci génère donc un fort champ magnétique secondaire (Smith et al., 2007). Cependant ce champ peut-être jusqu'à six ordres de grandeur plus petit que le champ primaire induit. Il n'est donc pas évident de distinguer les champs primaires et secondaires dans la mesure fournie par le récepteur.

Une solution exposée par Huang et al. (2007) et Smith et al. (2007) consiste à coupler deux antennes réceptrices pour annuler le champ primaire.

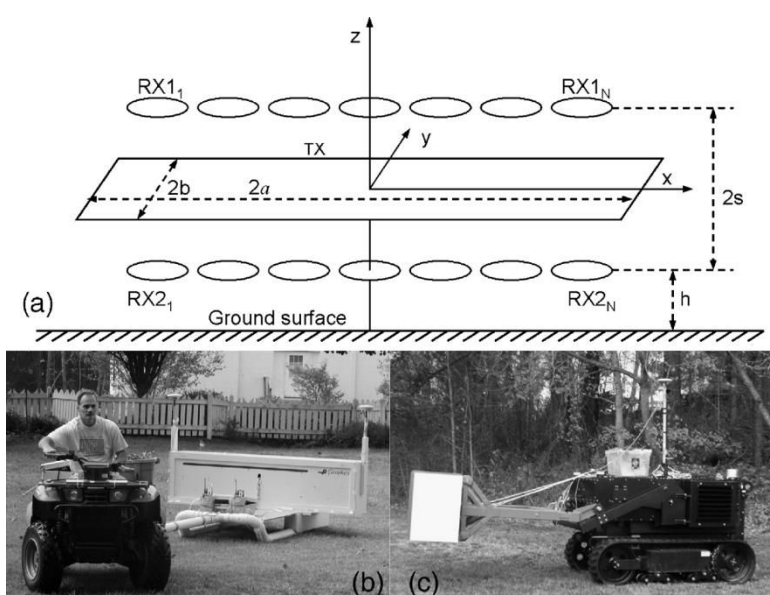


Figure 12 : (a) La configuration du capteur électromagnétique couplé, (b) tracté par un quad et (c) piloté à distance (d'après Smith et al. 2007)

Huang et son équipe utilisent 6 ou 7 paires de récepteurs, disposées de part et d'autre de la boucle émettrice, comme sur la figure ci-dessus. Dans le vide la différence entre les récepteurs de chaque paire est zéro (elles mesurent toutes les deux le même champ primaire). En présence d'un élément conducteur, comme un UXO, la différence correspond uniquement au champ magnétique secondaire de l'objet. Suite à une étude approfondie ce système s'avère présenter quatre avantages :

- bonne définition des données grâce aux sept paires de récepteurs et au fait que les mesures soient continues et non ponctuelles,
- réduction du bruit induit par le mouvement de l'opérateur,
- réduction du bruit environnemental,
- utilisation d'un champ primaire plus fort qui permet la détection d'objets profonds.

En dehors de cette solution, c'est l'électromagnétisme dans le domaine temporel qui est le plus souvent employé dans le cadre de recherche d'UXOs. Dans un souci d'efficacité Holladay et al. (2006) et Beard et al. (2008) analysent les données fournies par des capteurs électromagnétiques montés sur un hélicoptère. Ce dernier en volant à très basse altitude permet de sonder rapidement une grande surface ou même une surface difficilement praticable à pied (sol broussailleux, marais...). Sachant que l'intensité du signal décroît en  $1/R^4$ , voire  $1/R^6$ ,  $R$  étant l'éloignement entre le capteur et l'objet, cette méthode ne permet pas de détecter les plus petits UXO. Néanmoins, elle permet de limiter la prospection à terre en déterminant des zones de forte pollution.

Dans son article, Oden (2012) décrit ses mesures à la fois des courants de Foucault et de l'aimantation induite dans le sol conducteur. L'analyse conjuguée de l'excitation magnétostatique et

électrodynamique permet de distinguer plus facilement les objets ferreux des non-ferreux et même de localiser différents moments dipolaires induits si l'objet est composé de plusieurs métaux.

De nombreuses études proposent de coupler l'électromagnétisme avec la méthode magnétique (mesure du champ magnétique et/ou du gradient). Le MTADS (Multi-sensor Towed Array Detection System) est un système de détection multicapteur tracté qui conjugue des capteurs TDEM et des capteurs magnétiques (Barrow et Nelson, 1998). Il permet de comparer les deux méthodes et de les combiner pour une meilleure inversion. L'inversion des données électromagnétiques, considérant que la cible est une sphère, contraint mal la localisation et la profondeur de l'objet alors que l'inversion des données magnétiques donne un résultat proche de la réalité. En revanche les données électromagnétiques sont très sensibles à l'orientation de la cible par rapport au récepteur et à son rapport de taille (longueur/largeur). Une fois ce constat fait, il est possible de créer un algorithme combinant les deux méthodes. Billings et al. (2010) concluent que la meilleure façon de procéder et d'inverser les données électromagnétiques en utilisant la localisation et la profondeur déduite des données magnétiques comme hypothèse a priori.

Concernant l'inversion, en électromagnétisme la cible est généralement modélisée comme un sphéroïde (Barrow et Nelson, 1998 ; Benavides et Everett, 2007 ; Billings et al., 2010), cependant il existe d'autres méthodes plus originales. Asten et Duncan (2007) font l'hypothèse d'un prisme à six faces caractérisées par deux coefficients pour quantifier la réaction magnétique et non magnétique d'un objet conducteur, ils sont fonction du matériau et de la taille de l'objet. La détermination de ces paramètres nous donne des informations sur la forme, l'orientation et le matériau de l'objet. Pasion et al. (2007) ont travaillé sur une méthode utilisant une base de données. Contrairement aux autres méthodes elle n'inverse pas directement le tenseur de polarisation mais compare celui-ci à des tenseurs générés par une liste d'objets dans toutes les positions et orientations et détermine par la méthode des moindres carrés le tenseur qui s'en approche le plus. On en déduit ainsi l'objet et sa position. Cette méthode est très utile dans le cas de données de qualité médiocre qui ne permettent pas une inversion classique, elle nécessite cependant d'avoir une base de données exhaustive.

## 5. Géoradar

Créé au début du XXème siècle, le géoradar n'est populaire que depuis les années 1980. Il est très utilisé en géologie et en génie civil. Cette méthode est souvent comparée à la sismique du fait de leur principe physique de base commun (la diffusion des ondes) et de l'image finale obtenue (un profil en profondeur nous informant sur la structure du sous-sol grâce à des réflecteurs). Cependant le géoradar est doté d'une résolution verticale bien meilleure, lui permettant de détecter de petits objets (de moins d'un mètre).

### 5.1. Diffusion des ondes électromagnétique haute fréquence

Le géoradar se base sur la diffusion des ondes électromagnétiques. Cependant leur fréquence est bien plus élevée que dans le cadre de l'induction électromagnétique, vue précédemment. Dans le cas qui nous intéresse ici, les fréquences sont comprises entre 10 MHz et 1 GHz. A de telles fréquences, les ondes électromagnétiques ne provoquent pas de phénomène d'induction mais une polarisation atomique et moléculaire dans le sens du champ électrique  $E$  appliqué. Davis et Annan (1989) ont défini la vitesse ( $v$ ) des ondes électromagnétiques dans un milieu non magnétique,

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad 2.22$$

où  $c$  est la vitesse de la lumière dans le vide ( $c = 3.10^8 \text{ m.s}^{-1}$ ) et  $\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$  la constante diélectrique ou permittivité relative du milieu. On donne ci-dessous un ordre de grandeur de la constante diélectrique de certains milieux. L'eau étant une molécule hautement polarisable sa présence implique une forte constante diélectrique (supérieure à 20). En revanche dans les matériaux géologiques secs, elle est inférieure à 10.

Matériau	Constante diélectrique	Atténuation (dB/m)
Air	1	0
Sable sec	3-5	0.01
Granite	4-6	0.01-1.0
Calcaire	4-8	0.4-1.0
Argile	5-40	1-300
Sable saturé	20-30	0.03-0.3
Eau douce	80	0.1
Eau de mer	80	1000

Tableau 6 : Constante diélectrique et atténuation des ondes électromagnétiques pour divers matériaux à 100 MHz

Les milieux cités dans le tableau ne transmettent pas l'énergie des ondes électromagnétiques dans leur totalité, ils sont en partie dispersifs. Compte tenu de la haute fréquence des ondes électromagnétiques, on constate un déphasage de la polarisation des atomes et molécules qui ne parviennent pas à suivre le rythme des inversions du champ électrique  $E$ . A cela s'ajoute, dans le cas des milieux saturés en eau, une dissipation dite visqueuse de l'énergie, due à la rotation rapide des molécules d'eau suivant le champ électrique. L'atténuation ( $\alpha$ ) à une fréquence donnée dépend donc de la conductivité  $\sigma$  du milieu et de la constante diélectrique:

$$\alpha \cong 1690 \frac{\sigma}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad 2.23$$

Un sous-sol composé de grès ou de sable sec est donc un milieu propice à la prospection radar, à l'inverse un milieu argileux et humide ne s'y prêtera pas.

D'autre part l'atténuation est proportionnelle à la fréquence. La profondeur de pénétration des ondes diminue donc quand le produit de la fréquence ( $\omega$ ) et de la conductivité ( $\sigma$ ) augmente. Enfin l'atténuation est affectée par la multiplicité des couches tabulaires d'un milieu, chaque changement de milieu dispersant une partie de l'énergie des ondes électromagnétiques.

## 5.2. Mesure et interprétation de données géoradar

La méthode de prospection géoradar la plus utilisée est dite à offset constant. Autrement dit, les antennes émettrice (TX) et réceptrice (RX) sont séparées par une distance fixe et l'opérateur les déplace en même temps dans la direction du profil. Quand on déplace l'ensemble Tx-Rx, qu'on appelle antenne géoradar, des ondes électromagnétiques hautes fréquences sont émises, si elles rencontrent un changement de milieu, une partie se réfléchit, le reste continue sa diffusion dans le second milieu.

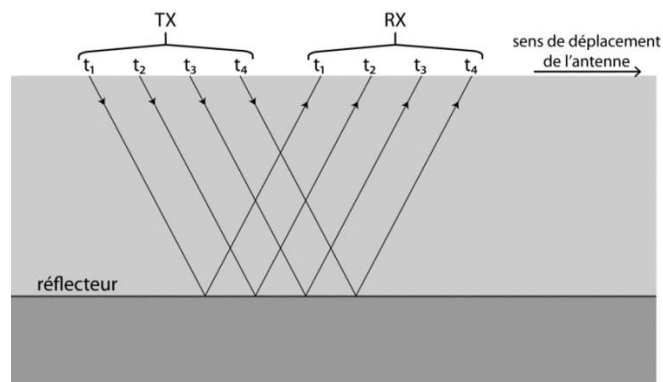


Figure 13 : Méthode de mesure géoradar à offset constant

On présente sur la Figure 14 plusieurs types de réflecteurs que l'on rencontre au moment de l'interprétation d'une image géoradar, ils sont très analogues à ceux rencontrés en sismique :

- le réflecteur horizontal correspond à l'arrivée des ondes directes,
- les ondes issues du plan incliné forment une ligne oblique,
- les ondes se diffractent si elles rencontrent un petit objet, il en résulte une hyperbole de diffraction dont le sommet correspond à la position de l'objet.



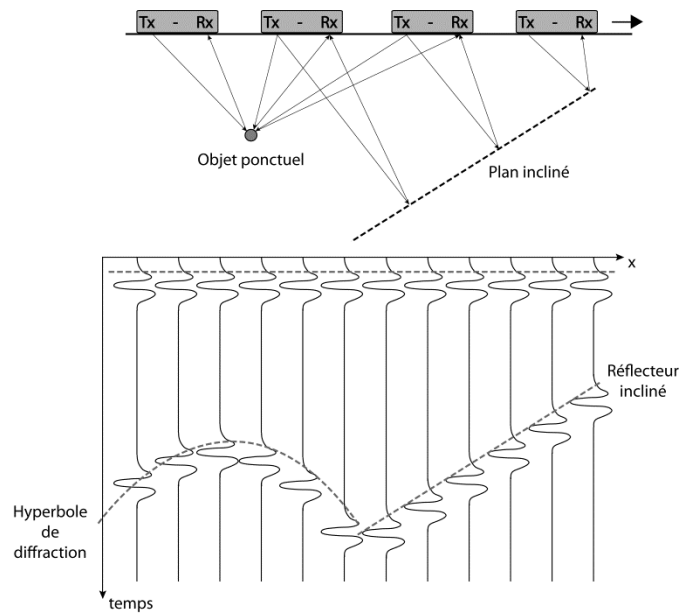


Figure 14 : Types de réflecteur rencontrés sur une image géoradar

Avant de pouvoir interpréter les caractéristiques des réflecteurs, il faut traiter les données. Les images brutes présentent en abscisse le temps de trajet des ondes, une profondeur serait plus adaptée. Pour cela il suffit de connaître la vitesse de diffusion des ondes dans le milieu et donc sa constante diélectrique.

### 5.3. Le géoradar en géophysique de subsurface

La facilité d'utilisation et d'interprétation du radar en fait une méthode très utilisée. Elle est sans doute celle qui offre la meilleure résolution du sol peu profond (Pringle et al. 2012). Elle est très largement utilisée dans le secteur de la géotechnique (Grandjean et al. 2000, Hao et al. 2012) afin de surveiller des structures.

Comme le montre Metwali (2007), cette méthode est aussi très efficace pour rechercher des objets explosifs enterrés. Des objets, de tailles et de formes variables sont enterrés dans les quarante premiers centimètres du sol. Trois antennes géoradar (de 400, 900 et 1500 MHz) réalisent des profils à l'aplomb de ces objets. Les résultats sont présentés Figure 16.

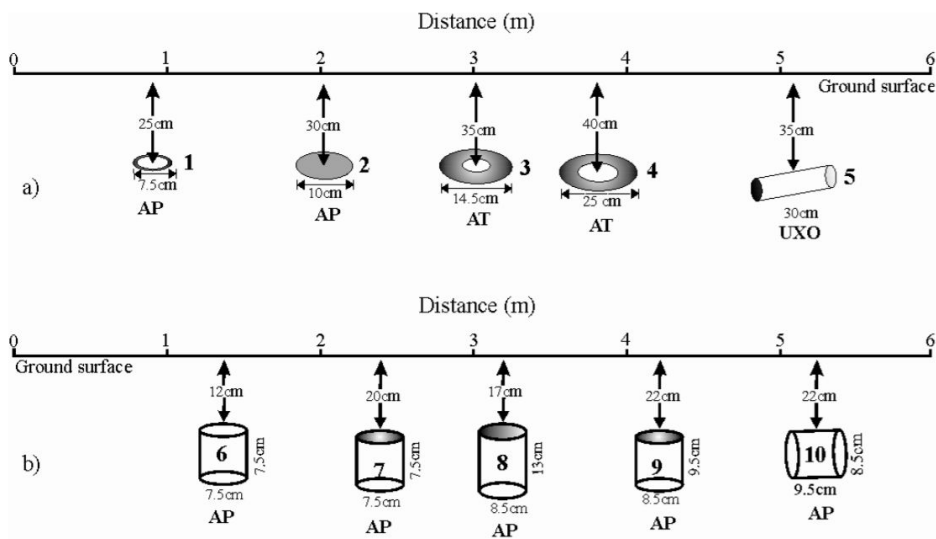


Figure 15 : Géométrie et catégorie des objets enterrés. Position des objets métalliques en haut (a) et des objets peu magnétique ou plastique en bas (b). (AP : mine antipersonnel, AT : mine antitank, UXO : obus non explosé) (d'après Metwali, 2007).

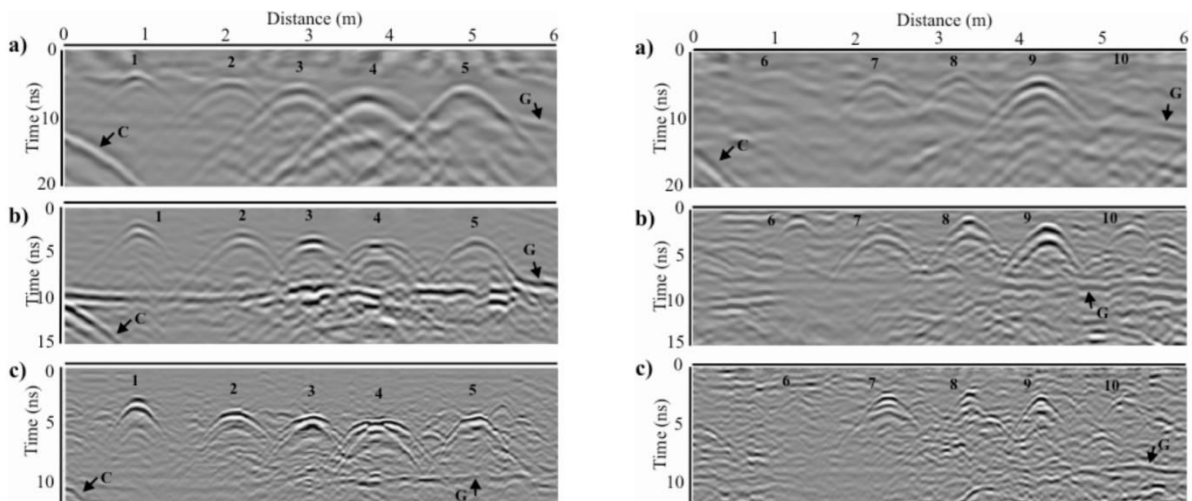


Figure 16 : Profils géoradar des objets explosifs métalliques (à gauche) et peu métalliques (à droite). Trois antennes ont été utilisées : a) 400 MHz, b) 900 MHz, c) 1500 MHz. Les numéros correspondent aux objets définis dans la figure précédente (d'après Metwali, 2007).

En raison de leur forte conductivité et du contraste de permittivité avec le sol encaissant, les objets métalliques sont parfaitement détectés aux trois fréquences. Le résultat est plus mitigé pour les cibles peu ou pas métalliques. L'objet n°6 (mine anti-personnelle en plastique) par exemple n'est détecté qu'avec l'antenne 900 MHz. Cette relative réussite nécessite cependant d'être nuancée. L'expérience a été menée dans un sol sableux sec, un cas idéal pour le géoradar. On sait que si le sol avait été moins propice (plus conducteur et/ou humide), la détection des objets serait bien moins explicite du fait de l'atténuation des ondes électromagnétiques (Pringle et al. 2012).

L'étude de Grandjean et al. (2000) utilise un site test de Laboratoire des Ponts et Chaussées à Nantes à lithologie variée et contenant différents objets comme des réseaux, des vides, des blocs, des maçonneries et des pierres. Sa taille est de 26 x 20 m sur une épaisseur de 4 m. Le profil radar montre des réflexions et des diffractions et on observe bien la résolution et le pouvoir de résolution en fonction de la fréquence utilisée.

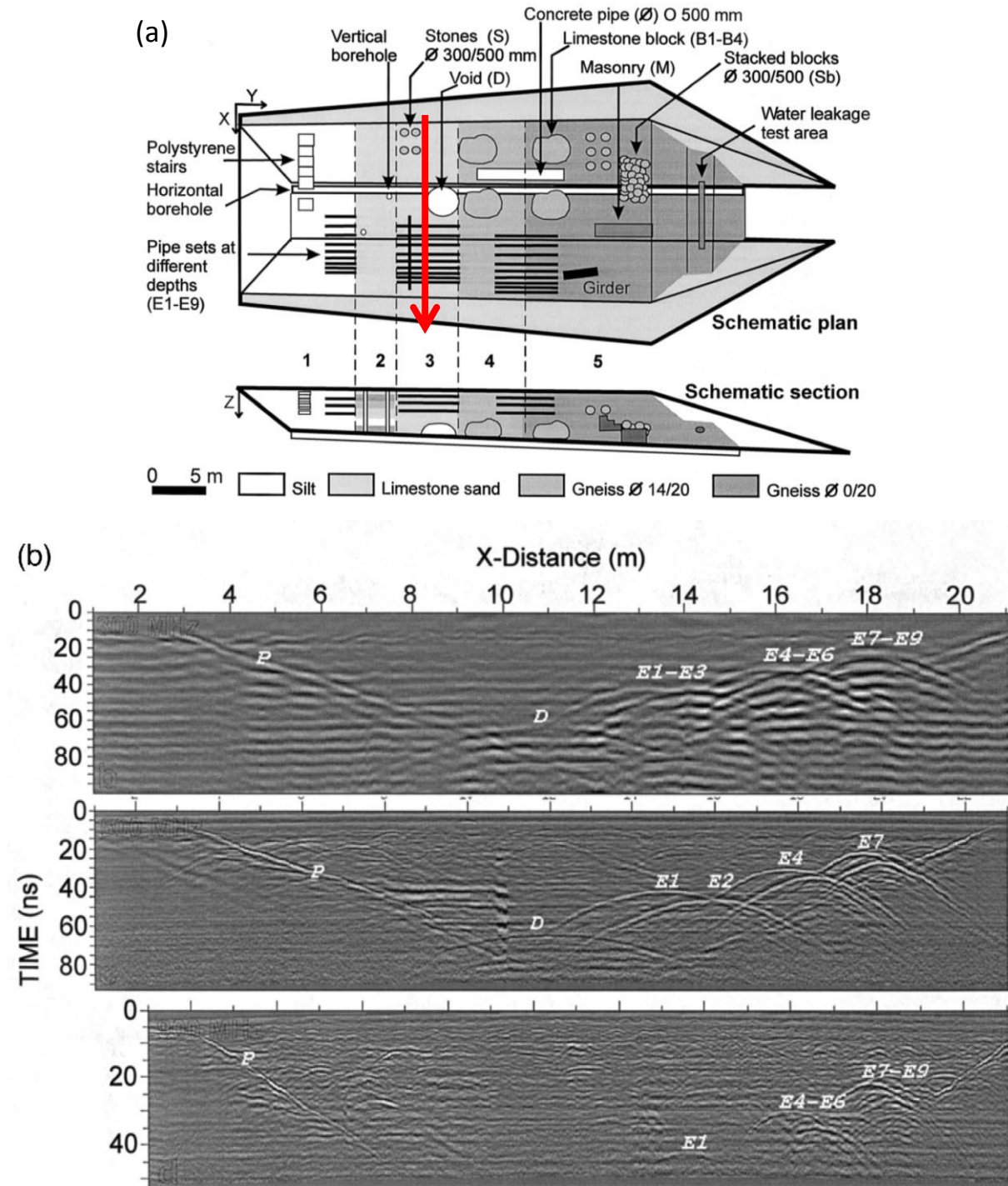


Figure 17 : (a) Diagramme du site test du LCPC contenant différents objets, (réseaux E1 à E9, vides D, blocs B, maçonnerie M et pierres S) et localisation du profil géoradar 6 (en rouge). (b) profils géoradar à 300, 500 et 900 MHz (de haut en bas) montrant les effets des différents objets.

## 6. La gravimétrie

Les CAPES rarement une densité similaire à celle de l'encaissant. Par exemple Butler et al. (2001) donnent une liste de densités de onze obus et bombes variant entre 3,2 et 7,0 pour des longueurs allant de 0,48 à 2,50 m.

Ordnance Item	Length (m)	Diameter (m)	Bulk Density (g/cm <sup>3</sup> )
105-mm Projectile	0.48	0.105	5.4
155-mm Projectile	0.70	0.155	5.2
175-mm Projectile	0.87	0.175	4.8
8-inch Projectile	0.86	0.203	5.4
12-inch Projectile	1.21	0.304	6.5
14-inch Projectile	1.48	0.356	6.6
16-inch Projectile	1.69	0.406	7.0
500-lb Bomb	1.59	0.266	4.1
750-lb Bomb	1.25	0.406	3.2
1,000-lb Bomb	1.84	0.339	4.2
2,000-lb Bomb	2.50	0.457	3.4

Tableau 7 : Taille et densité d'un panel d'obus (d'après Butler et al. 2001)

La gravimétrie permet de mesurer l'accélération de la pesanteur et plus précisément son module. Les gravimètres de terrain les plus précis ont une précision de l'ordre de  $10^{-8} \text{ m.s}^{-2}$ , ou 10  $\mu\text{gal}$  (Scintrex, Micro-g Solutions

) et une mesure nécessite environ une minute pour sa réalisation. Par ailleurs, il faut mesurer très précisément l'altitude du lieu de la mesure car, en utilisant l'effet gravimétrique moyen de la Terre, on montre qu'une différence de 0,01 m d'altitude correspond à une variation de 2  $\mu\text{gal}$  (Blakely, 1996). Avec la théorie du potentiel on montre que l'effet d'une sphère est le même que celui d'un point au centre de la sphère et de masse égale à celle-ci. Le champ gravimétrique produit est

$$\vec{g} = -G \frac{4}{3} \pi a^3 \rho \frac{\vec{r}}{r^3} \quad 2.24$$

avec  $G=6,67384 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$  la constante universelle de la gravitation,  $a$ , le rayon de la sphère et  $\vec{r}$  le vecteur allant du centre de la sphère au point où est obtenu le champ gravimétrique. Si on considère un objet de 0,1 m de diamètre ayant une densité supérieure de 1 à celle de l'encaissant, on obtient alors pour l'anomalie gravimétrique une valeur de 0,028  $\mu\text{gal}$  à une distance de 1 m de l'objet. Butler et al. (2001) utilisent différents UXOs à des profondeurs variables et obtiennent le plus souvent des anomalies gravimétriques non mesurables (Figure 18). On voit donc bien que la gravimétrie n'est pas adaptée à notre problème, vu la lenteur des mesures et surtout son manque de précision par rapport à l'effet attendu.

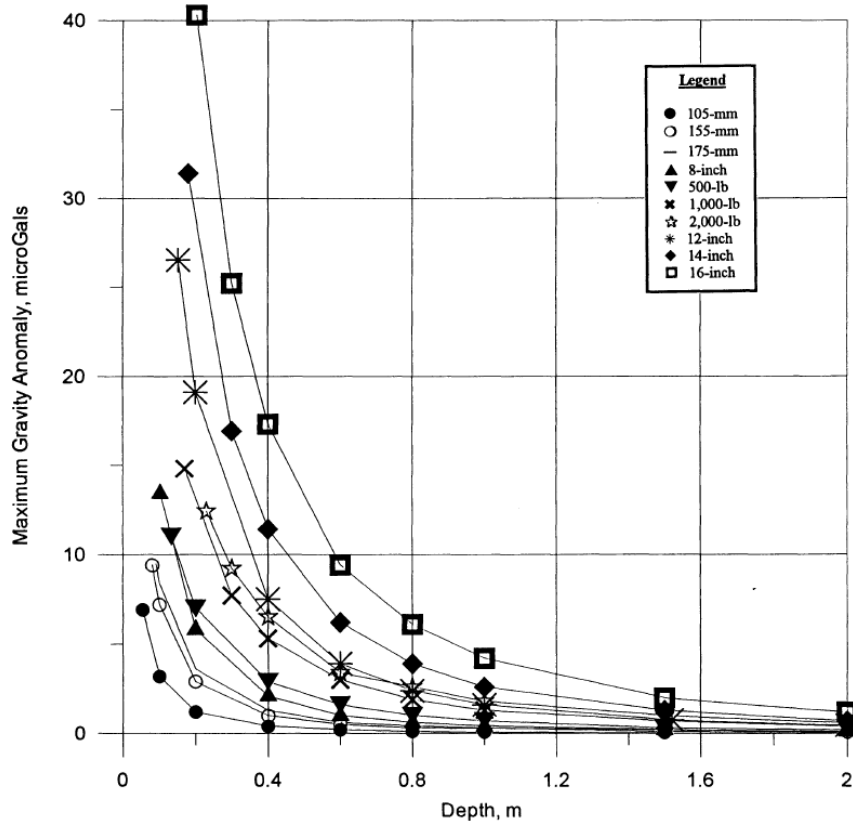


Figure 18 : Maximum de l'anomalie gravimétrique en microgals pour différents UXOs dont les densités varient à des profondeurs différentes (Butler et al., 2001).

## 7. Le magnétisme

D'après Hinze et al. (2013), dont ce qui suit est un résumé, la méthode magnétique est une des plus utilisées en géophysique de subsurface. Selon Nabighian et al. (2005), elle est aussi la plus ancienne, utilisée depuis 1640 pour rechercher des gisements de fer. C'est après l'avènement de l'aviation (après la seconde guerre mondiale) qu'elle a été plus largement utilisée, en réalisant des cartographies magnétiques aéroportées pour la géologie. A l'instar de la gravimétrie, le magnétisme est une méthode passive, aucune onde n'est envoyée dans le sol, elle se contente de cartographier l'intensité du champ magnétique de la Terre.

### 7.1. Notions de champ magnétique

On sait que l'intensité du champ magnétique observable à la surface de la terre est la résultante de trois éléments :

- le champ magnétique terrestre qui trouve son origine dans le noyau externe,
- l'interaction de ce dernier avec les particules et le rayonnement solaires,
- l'aimantation des roches de la croûte terrestre.

### 7.1.1. Champ magnétique terrestre

#### 7.1.1.i. Origine interne

C'est en 1600 que William Gilbert présente dans *De Magnete, Magneticisque Corporibus et de Magno Magnete Tellure* pour la première fois la notion d'un champ magnétique terrestre d'origine interne dont la direction varie en fonction de la position. Le champ est en fait généré par les courants électromagnétiques du noyau externe liquide. Il participe à hauteur de 98% au champ total en surface selon Hinze et al. (2013), de 80 à 90% selon Nabighian et al. (2005). Ce champ de type dipolaire (notion que nous définirons dans le chapitre III) fait que la Terre se comporte comme un aimant dont les lignes de champ magnétique (lignes tangentes aux vecteurs de champ magnétique) vont du pôle sud vers le pôle nord magnétique (Figure 19). L'axe de ces pôles forme actuellement un angle de  $11,5^\circ$  par rapport à l'axe de rotation de la terre.

Dans la théorie du champ magnétique, l'excitation magnétique ( $\vec{H}$ ) donne lieu à un flux magnétique dont la densité est notée  $\vec{B}$ . Ces deux champs de vecteurs sont souvent appelés champ magnétique. Dans le vide et pour les matériaux très peu ferromagnétiques ils sont reliés par la relation suivante

$$\vec{B} = -\mu\vec{H} \quad 2.25$$

$\mu$  étant la perméabilité magnétique du milieu.  $\vec{B}$  est aussi appelé l'induction magnétique, c'est la grandeur que nous appellerons par la suite champ magnétique. L'induction magnétique s'exprime en Tesla (T) ou en  $\text{Kg.s}^{-2}.\text{A}^{-1}$  en unité du système international.

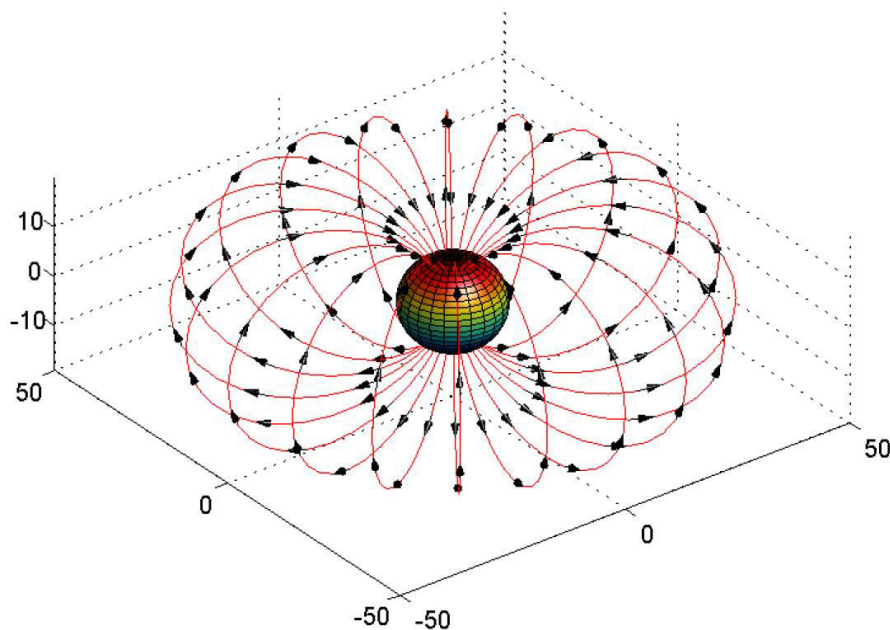


Figure 19 : Représentation dans l'espace des lignes d'un champ magnétique dipolaire orientées du pôle Sud au pôle Nord géomagnétique (d'après Fleury, 2011)

Localement, le champ magnétique est caractérisé par trois grandeurs :

- son intensité : la norme du vecteur,
- son inclinaison  $I$  : l'angle formé par la composante horizontale du vecteur ( $\vec{R}_h$ ) et le vecteur,
- sa déclinaison  $D$  : l'angle formé par la composante horizontale du vecteur et l'axe Ox orienté vers le Nord géographique.

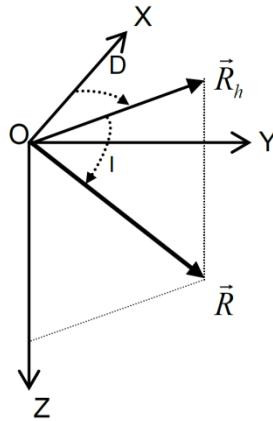
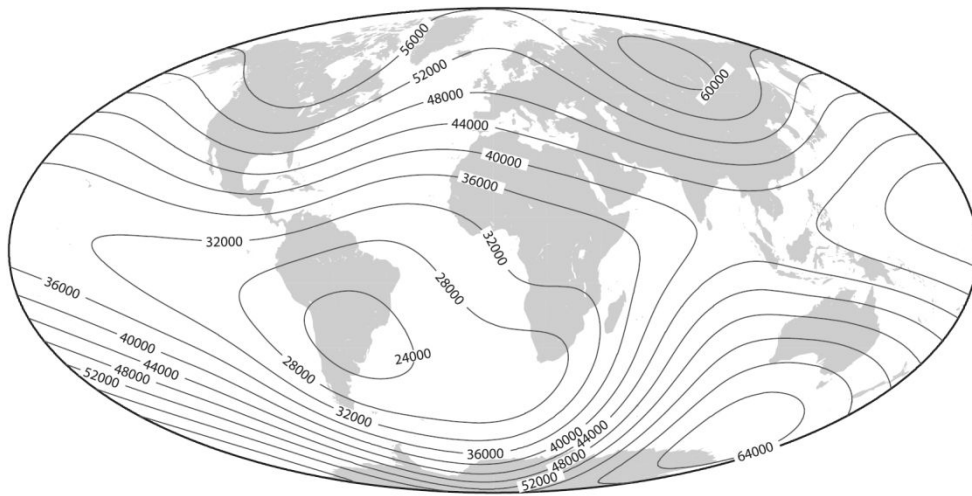


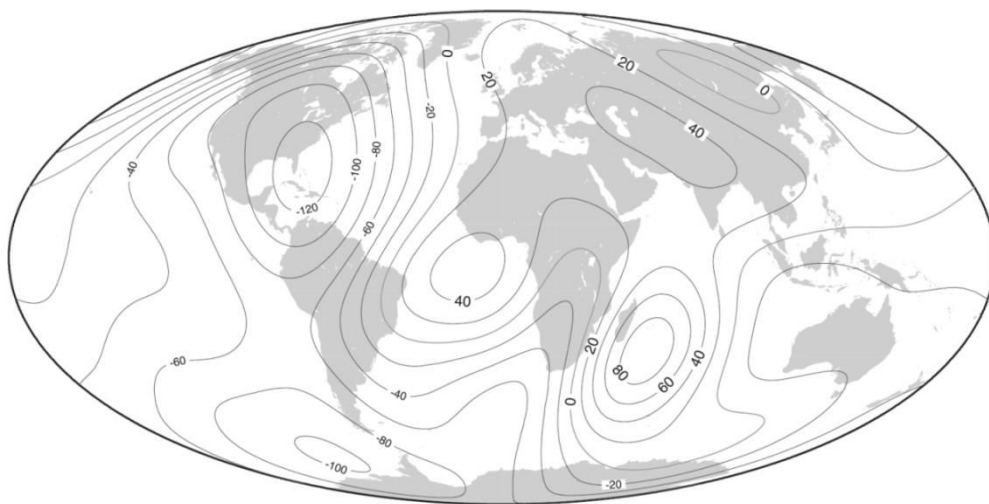
Figure 20 : Représentation du champ magnétique dans le repère géographique local. Les axes Ox et Oy sont respectivement orientés vers le Nord et l'Est géographique (d'après Fleury, 2011)

#### 7.1.1.ii. Modèle du champ magnétique terrestre

Il existe des descriptions mathématiques du champ magnétique terrestre issu du noyau. Ces modèles se basent sur l'analyse en harmoniques sphériques de mesures magnétiques. Ils s'appuient sur les relevés de certains observatoires géomagnétiques ou de mesures opérées depuis des satellites. Ils nous offrent sur une période déterminée une valeur et une orientation du vecteur champ magnétique en tout point du globe, le champ de référence. Seul le champ magnétique interne est pris en considération. Un modèle fréquemment utilisé est celui produit par l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie : le Champ Géomagnétique International de Référence (International Geomagnetic Reference Field, IGRF). Sa version la plus récente date de 2010 (Finlay et al. 2010), il s'agit de la onzième. Ce modèle est recalculé tous les 5 ans. La valeur de l'intensité du champ magnétique à la surface de la terre varie selon IGRF-11 entre 24000 et 64000 nT.



**Figure 21 : Intensité en nT du Champ Géomagnétique International de Référence (IGRF) à la surface de la terre en 2010 calculé par l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie (d'après Finlay et al. 2010)**



**Figure 22 : Prédiction de la variation annuelle moyenne de l'intensité du champ magnétique en nT/an entre 2010 et 2015 (d'après Finlay et al. 2010)**

### 7.1.2. Contribution de la croûte terrestre

Les roches présentes dans la croûte terrestre participent à une part très faible du champ magnétique globale, c'est cependant la partie que l'on cherche à caractériser en géophysique de subsurface. La méthode magnétique consiste à mesurer les variations spatiales du champ magnétique terrestre local. Ces variations sont généralement dues à la géologie et à l'éventuelle présence d'éléments anthropiques dans le sous-sol, elles sont la résultante de deux éléments :

- l'aimantation induite : réaction des éléments de subsurface au champ magnétique environnant,
- l'aimantation rémanente : liée à l'histoire de l'objet ou de la roche.

C'est la composition moléculaire des matériaux qui détermine leurs caractéristiques magnétiques. Dans la croûte terrestre, on dénombre plusieurs éléments magnétiques (susceptibles de porter des



spins) dont seulement deux sont présents en grande quantité : le fer et le manganèse. Les autres éléments, présents en quantité moindre, sont le chrome, le nickel, le samarium, le cobalt, le néodyme et l'uranium.

#### 7.1.2.i. L'aimantation induite

Lorsque l'on soumet une roche à un champ magnétique externe, celle-ci induit un champ magnétique secondaire dont l'aimantation est proportionnelle et parallèle au champ inducteur, on parle d'aimantation induite. Le facteur de proportionnalité est appelé la susceptibilité ( $\chi$ ). On distingue trois types de comportements suite à l'application d'un champ externe à un matériau (Parasnis, 1997).

- Le **diamagnétisme** : en réaction à un champ magnétique appliqué, les atomes composant le matériau ont un moment magnétique qui vient s'opposer au champ. En absence de champ magnétique ces atomes ont un moment magnétique nul. La susceptibilité est faible et négative. Parmi les matériaux diamagnétiques on trouve le carbone, les matières organiques, les plastiques, l'eau ( $\chi = -9,1 \cdot 10^{-6} SI$ ), certains métaux comme le plomb ( $\chi = -18 \cdot 10^{-6} SI$ ), le cuivre ( $\chi = -10 \cdot 10^{-6} SI$ ), le mercure ( $\chi = -29 \cdot 10^{-6} SI$ ), l'argent ( $\chi = -26 \cdot 10^{-6} SI$ ), l'or et des minéraux comme la calcite, le quartz et les feldspaths.
- Le **paramagnétisme** : les atomes du matériau ont un moment magnétique non nul même en l'absence d'un champ magnétique extérieur, cependant ces moments n'ont pas d'orientation particulière et leur résultante est proche de zéro. Soumis à un champ, le moment des atomes s'alignent dans la direction de ce champ. La susceptibilité d'un matériau paramagnétique est positive mais faible, elle est inversement proportionnelle à la température absolue. Sont paramagnétiques, le césium ( $\chi = 51 \cdot 10^{-6} SI$ ), l'uranium, le calcium, le sodium ( $\chi = 7,2 \cdot 10^{-6} SI$ ), des métaux comme l'aluminium ( $\chi = 22 \cdot 10^{-6} SI$ ) et le platine ainsi que les minéraux pauvres en fer (olivine, pyroxène, amphibole...).
- Le **ferromagnétisme** : ce type de matériau est au moins en partie composé d'atomes qui ont spontanément un moment magnétique qui est suffisamment fort pour provoquer des interactions entre atomes et l'alignement des moments au sein d'un même domaine, appelé domaine de Weiss, sans l'intervention d'un champ externe. Le matériau est spontanément aimanté. En cas d'application d'un champ magnétique externe sur le long terme, tous les domaines de Weiss s'alignent dans le sens du champ appliqué. La susceptibilité de ces matériaux augmente avec la température et s'annule en atteignant la température de Curie ( $T_c$ ) des atomes. Au-delà ils se comportent comme des atomes paramagnétiques. Il n'existe pas de

matériaux ferromagnétiques « vrais » dans la nature mais des substances antiferromagnétiques et ferrimagnétiques. Dans ces deux cas, les moments magnétiques de deux atomes voisins sont antiparallèles. Pour les matériaux **antiferromagnétiques** les moments antiparallèles sont d'une intensité égale, la somme des moments magnétiques est donc proche de zéro, la susceptibilité est faible (de l'ordre de  $10^{-5}$  SI) mais augmente avec la température. Dans le cas du **ferrimagnétisme**, l'intensité des moments magnétiques antiparallèles est déséquilibré, bien plus forte dans un sens que dans l'autre. Ces matériaux sont spontanément fortement aimantés et peuvent aussi avoir une susceptibilité élevée. On trouve dans cette catégorie la plupart de matériaux aimantés connus dont la magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $T_c = 580^\circ\text{C}$ ,  $\chi = 0,07$  à  $14$  SI) est le plus répandu.

#### 7.1.2.ii. L'aimantation rémanente

On constate que dans certains cas, les roches (magmatiques ou sédimentaires) ainsi que les formations anthropiques (briques, objets métalliques forgés) sont dotées d'un champ magnétique dont la direction ne correspond pas au champ magnétique régional. L'aimantation rémanente est une aimantation permanente dont les caractéristiques ne sont pas liées à la présence d'un champ inducteur. La plus courante, l'aimantation thermorémanente est acquise lorsque le minéral ferromagnétique se refroidit et passe sous sa température de Curie : à ce moment l'aimantation thermorémanente est acquise, parallèle à la direction du champ magnétique présent et proportionnelle à l'intensité de ce champ magnétique. Le rapport de l'intensité de l'aimantation rémanente à l'intensité de l'aimantation induite est le rapport de Koenigsberger (Q). L'aimantation rémanente peut aussi s'acquérir suite à l'exposition prolongée à un champ magnétique. Dans le cas d'une roche sédimentaire, elle est la résultante des aimantations rémanentes de chaque grain qui la compose.

La mesure de l'aimantation rémanente peut permettre en théorie de retracer l'histoire d'un objet ou d'une structure (lieu et date de formation). En réalité il est compliqué de distinguer l'aimantation induite et rémanente d'un objet ailleurs qu'en laboratoire de paléomagnétisme.

#### 7.1.3. Contribution externe du champ magnétique

Le reste du champ magnétique est d'origine externe et s'explique par l'interaction entre les particules solaires et le champ magnétique dipolaire du noyau. Bien que mineur dans la mesure du champ magnétique (1%), il subit une variation relativement périodique liée à la position de la Terre par rapport au Soleil avec une amplitude dépend de la distance aux pôles (environ 50 nT sous nos latitudes, Figure 23). Lors d'un orage magnétique, c'est-à-dire lorsque l'activité solaire devient forte, le champ magnétique peut varier de façon importante et plus ou moins rapidement. L'amplitude de la variation est aussi fortement dépendante de la distance aux pôles et peut atteindre à nos latitudes

plus de 200 nT comme le montre la Figure 24 illustrant l'orage magnétique du 14 juillet 2000. Cette contribution au champ doit donc être prise en compte et son effet supprimé des données brutes.

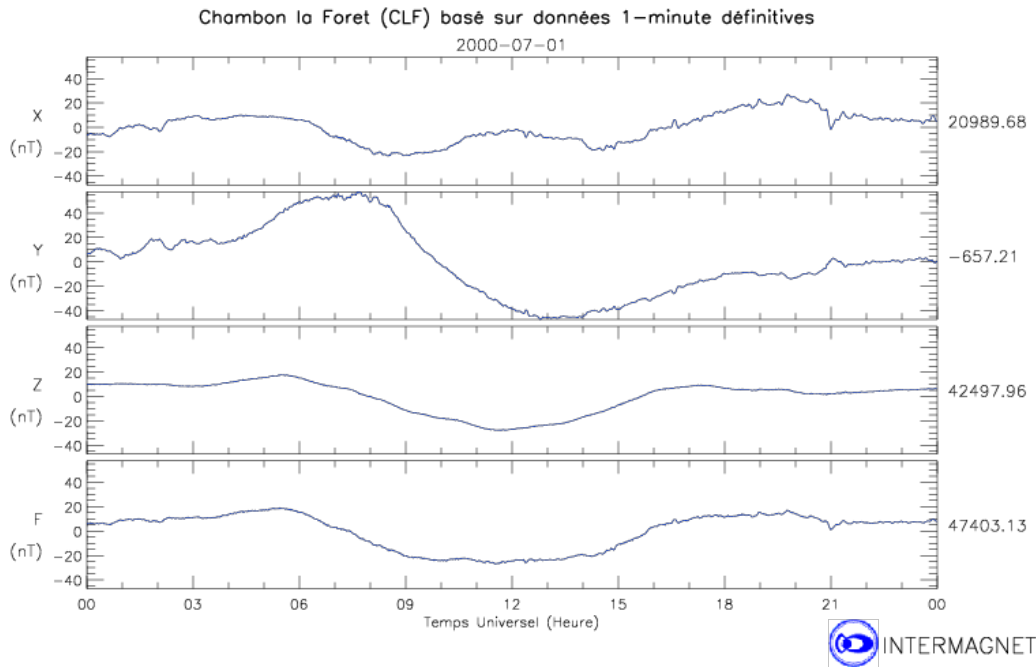


Figure 23 : Magnétogramme Intermagnet de l'observatoire de Chambon la Foret pour un jour calme (1 juillet 2000). L'amplitude est d'environ 50 nT.

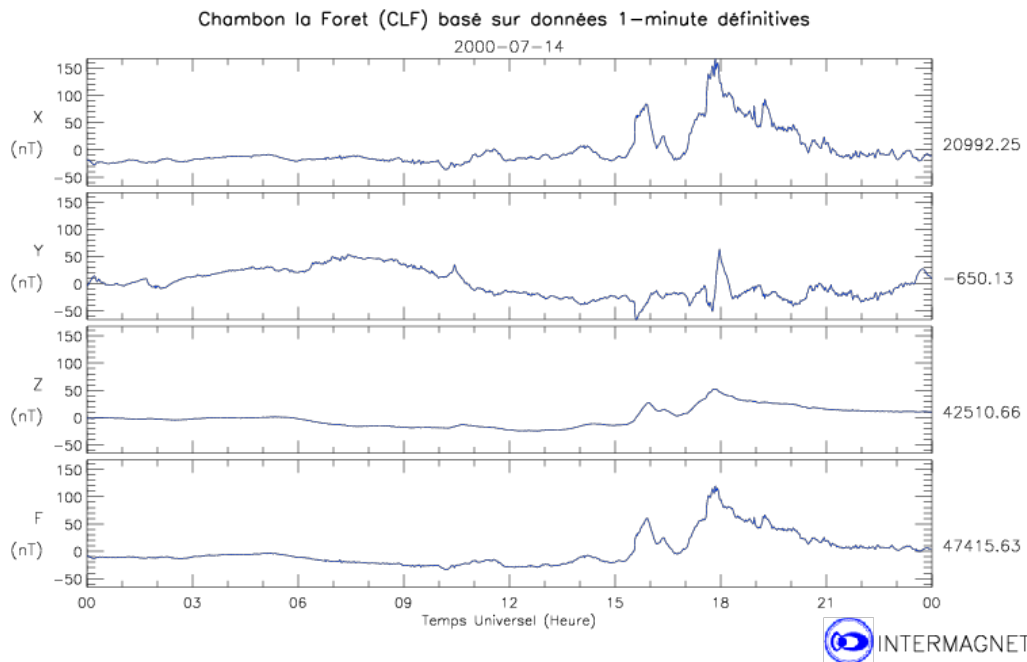


Figure 24 : Magnétogramme Intermagnet de l'observatoire de Chambon la Foret lors d'un orage magnétique particulièrement important (14 juillet 2000). L'amplitude est d'environ 200 nT.

## 7.2. Définition de l'anomalie magnétique

En toute rigueur, on ne sait pas mesurer le champ magnétique. Le mesurer revient à mesurer ses trois composantes et il n'est pas possible de le faire avec précision car on ne sait pas mesurer des directions (les directions des composantes) précisément sur le terrain. Les mesures de champ complètes sont uniquement faites en observatoire magnétique. Des capteurs magnétiques mesurent les trois composantes du champ en une station fixe donnée mais, si on souhaite disposer d'une précision de l'ordre de 1 nT (alors que l'intensité moyenne du champ magnétique est de 45000 nT), il faut orienter les capteurs à mieux que la seconde d'arc près, ce qui n'est pas possible sur le terrain en prospection.

La mesure magnétique correspond à la mesure de l'intensité du champ magnétique, c'est-à-dire à la norme du vecteur. On ne connaît donc pas le vecteur lui-même mais une approximation va nous permettre de reconstituer le vecteur anomalie : on suppose connue la direction du champ magnétique terrestre et on considère que l'anomalie magnétique est petite en intensité comparée au champ magnétique de la Terre, encore appelé champ magnétique régional.

Par définition l'anomalie magnétique est la différence entre la mesure de l'intensité du champ magnétique et l'intensité du champ magnétique régional. On devrait donc parler en toute rigueur d'anomalie de l'intensité du champ magnétique. S'agissant de scalaires ou de différences scalaires, on peut exprimer notre champ sous forme scalaire avec une unité qui est le nanotesla ( $1 \text{ nT} = 10^{-9}$  Tesla).

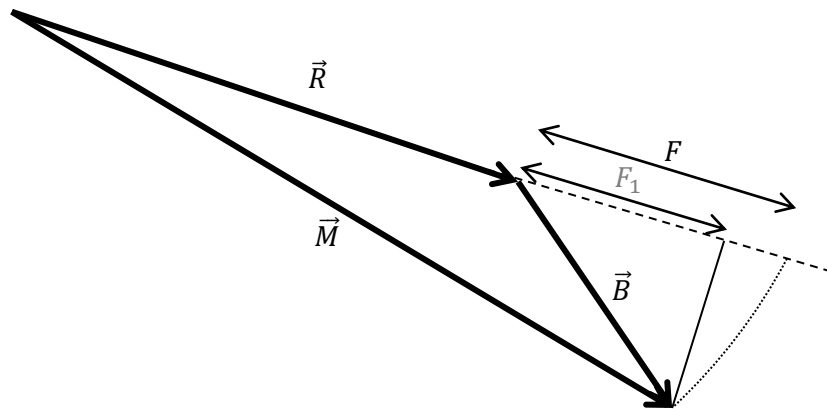


Figure 25 : Définition géométrique de l'anomalie magnétique

Soit  $\vec{M}$  le champ magnétique au point de mesure. Nous mesurons  $M = \|\vec{M}\|$  et nous connaissons le champ magnétique régional  $\vec{R}$  grâce au modèle IGRF. L'anomalie magnétique, l'anomalie de l'intensité du champ magnétique, est définie par

$$F = M - R. \quad 2.26$$

En fait le champ magnétique dû à l'anomalie est  $\vec{B} = \vec{M} - \vec{R}$ . Il est bien évident que nous avons à connaître  $\vec{B}$ , sans quoi, aucune interprétation quantitative ne serait possible (Fleury, 2011). Nous cherchons donc la relation pouvant exister entre  $F$  et  $\vec{B}$  et nous avons,

$$F = M - R = \|\vec{R} + \vec{B}\| - R \quad 2.27$$

puis en utilisant les propriétés du produit scalaire,

$$F\|\vec{R} + \vec{B}\| = \sqrt{\vec{R} \cdot \vec{R} + 2\vec{R} \cdot \vec{B} + \vec{B} \cdot \vec{B}} = R \sqrt{1 + 2\frac{B}{R} \cos(\vec{R}, \vec{B}) + \frac{B^2}{R^2}} \quad 2.28$$

Supposons que l'anomalie magnétique soit petite en intensité comparé au champ magnétique régional,  $B \ll R$ , nous pouvons alors simplement avoir le développement limité à l'ordre un qui est

$$\frac{\|\vec{R} + \vec{B}\|}{R} \approx 1 + \frac{B}{R} \cos(\vec{R}, \vec{B}) \quad 2.29$$

On en déduit que l'anomalie de l'intensité du champ magnétique est, au premier ordre, la projection du champ d'anomalie dans la direction du champ magnétique régional,

$$F \approx F_1 = B \cos(\vec{R}, \vec{B}). \quad 2.30$$

### 7.3. Instruments de mesure du champ magnétique

Les premiers outils de détection magnétique servaient à détecter les gisements de minerai. Ils se composaient d'une aiguille qui, selon sa disposition, permettait de mesurer la composante verticale du champ ou son intensité et sa déclinaison. Depuis les années 50-60 on trouve surtout trois types de magnétomètres électroniques.

#### 7.3.1. Les magnétomètres à résonance magnétique

Ces magnétomètres contiennent des fluides ou des gaz dont les propriétés atomiques les rendent sensibles aux variations du champ magnétique. Leur fonctionnement est décrit par Nabighian et al. (2005) et Hinze et al. (2013)

##### 7.3.1.i. Le magnétomètre à proton

Cet appareil de mesure a été créé au cours des années 50, il n'est devenu très populaire que dans les années 60, en alternative au magnétomètre fluxgate.

Il se base sur la capacité qu'ont les protons à s'orienter dans le même sens que le champ magnétique dans lequel ils sont plongés. Un récipient contenant de l'eau ou un hydrocarbure est entouré par une boucle dans laquelle circule un courant continu, imposant aux protons des atomes d'hydrogène un champ magnétique donné sur lequel ils s'alignent. Quand le courant est coupé les protons vont chercher à se réorienter dans le sens du champ magnétique terrestre naturel. Cependant pour revenir à l'équilibre ils entrent en précession autour de la direction du champ géomagnétique (comme une toupie), la fréquence de ces mouvements de précession (fréquence de Larmor) est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique terrestre. La précession induit un champ électromagnétique de fréquence ( $f$ ) identique et mesurable. On détermine ainsi l'intensité du champ magnétique ( $M$ ) par l'intermédiaire du rapport gyromagnétique des protons (facteur de proportionnalité entre la fréquence de précession et le champ magnétique, noté  $\gamma_p$ ).

$$M = \frac{2\pi}{\gamma_p} f \quad 2.31$$

Le magnétomètre à proton est robuste et peu coûteux à produire. Cependant il présente un désavantage de taille, il ne peut pas servir dans le cas de mesure continue car il nécessite quelques secondes pour faire la mesure et le liquide servant à la précession ne peut être agité. Ce problème a été récemment solutionné en utilisant des magnétomètres à effet Overhauser qui utilisent une onde électromagnétique de faible intensité pour faire entrer en précession les protons. On arrive alors à des cadences d'échantillonnage de 10 Hz avec une sensibilité de 0,1 nT. Ce type d'appareil nous livre une mesure scalaire absolue du champ magnétique.

### 7.3.1.ii. Le magnétomètre à vapeur de césium

Les magnétomètres à vapeur d'alcalin se basent sur le principe du pompage optique et les propriétés des niveaux d'énergie des éléments alcalins comme le césium, le rubidium ou encore le potassium. Dans une cellule fermée contenant de la vapeur d'alcalin (césium ou rubidium le plus souvent) et sous l'effet d'un champ magnétique extérieur, les atomes sont répartis aléatoirement entre deux niveaux d'énergie :  $A_1$  le plus bas donc le plus stable et  $A_2$  légèrement plus élevé (Lowrie, 2007). C'est ce qu'on nomme l'effet Zeeman. La différence entre ces deux niveaux d'énergie est proportionnelle au champ magnétique. Un faisceau de lumière polarisée vient traverser la cellule de gaz. La fréquence de ce faisceau est telle qu'elle va venir exciter les atomes du niveau  $A_1$  seulement. Ceux-ci absorbent une partie de l'énergie et passent à un troisième niveau d'énergie, très élevé :  $A_3$ . Ils ne peuvent pas y rester longtemps et redescendent soit au niveau  $A_1$ , auquel cas ils monteront de nouveau en énergie sous l'effet de la lumière, soit au niveau  $A_2$  où ils restent. Ainsi par le phénomène de pompage optique tous les atomes se retrouvent au niveau d'énergie  $A_2$ . Tant que les atomes sont répartis sur les niveaux  $A_1$  et  $A_2$ , une partie de l'énergie lumineuse est absorbée par la cellule, une cellule photovoltaïque positionnée à la sortie de la cellule gazeuse permet de mesurer l'intensité

lumineuse sortante. Quand les atomes sont tous de niveau d'énergie  $A_2$ , la cellule devient comme transparente et aucune énergie lumineuse n'est absorbée, tout est transmis au capteur photovoltaïque.

En présence d'un champ magnétique, les électrons des atomes de rubidium ou de césium entrent en précession autour de la direction du champ avec la fréquence de Larmor. A un moment donné du cycle de précession, les moments magnétiques des atomes se trouvent presque parallèles au faisceau de lumière polarisée traversant la cellule de vapeur d'alcalin ; un demi-cycle plus tard les moments sont presque perpendiculaires. Dans le premier cas l'intensité lumineuse transmise est plus forte que dans le second. La cellule photovoltaïque enregistre une variation périodique de l'énergie lumineuse suivant la fréquence de Larmor ( $f$ ). On déduit l'intensité du champ magnétique ( $M$ ) grâce au rapport gyromagnétique des électrons ( $\gamma_e$ ).

$$M = \frac{2\pi}{\gamma_e} f \quad 2.32$$

Tout comme les magnétomètres à protons, les magnétomètres à vapeur d'alcalin font une mesure purement scalaire sur champ magnétique terrestre. Ils ont deux avantages : ils peuvent faire jusqu'à vingt mesures par secondes et peuvent donc servir à des prospections en continu ; ils ont une meilleure sensibilité (située entre  $10^{-3}$  et  $10^{-2}$  nT).

### 7.3.2. Le magnétomètre fluxgate

Un capteur fluxgate se base sur le principe de saturation des flux. Il se compose d'un cœur ferromagnétique entouré d'une bobine. Quand un courant circule dans la bobine, il induit un champ magnétique, les atomes du noyau vont alors s'aligner et faire croître l'intensité du champ magnétique provoqué. Quand tous les atomes sont alignés seule l'augmentation du courant peut faire augmenter l'intensité du champ : c'est la saturation.

Si l'on fait circuler un courant sinusoïdal dans la bobine (Primdahl, 1979), alors la polarité du noyau réagit par cycle et s'inverse en fonction de l'intensité du courant et donc de l'excitation magnétique provoquée par celui-ci.

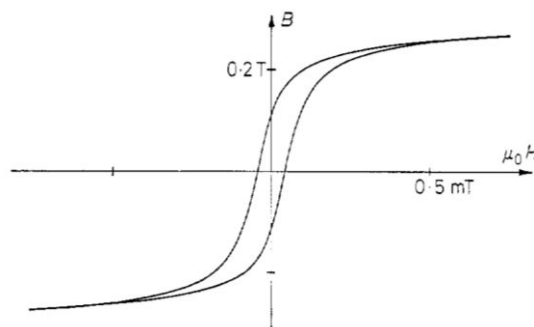


Figure 26 : Champ magnétique du noyau ferromagnétique en fonction de l'excitation magnétique

Si le capteur est exposé à un champ magnétique extérieur, ce dernier va modifier le cycle de saturation. Quand le champ provoqué par la bobine est dans la même direction que le champ extérieur, ces deux champs s'ajoutent et la saturation du noyau arrive plus tôt. A l'inverse, quand le champ provoqué s'oppose au champ extérieur, la saturation arrive plus tard. Cette différence est mesurable et nous permet de déduire la valeur du champ magnétique extérieur en un point.

#### 7.4. Magnétisme appliqué à la subsurface

La Seconde Guerre Mondiale marque un tournant dans l'histoire de la prospection magnétique (Nabighian, 2005). Avant cela les outils de prospection étaient principalement adaptés des boussoles. Les magnétomètres fluxgate sont les premiers magnétomètres électroniques et ont été massivement utilisés pendant la guerre, ils étaient alors aéroportés et utilisés pour détecter la présence de sous-marin. Dès la fin du conflit l'utilisation des capteurs fluxgate a été généralisée à l'exploration minière et à la cartographie de la géologie locale.

Un atout majeur du magnétisme est que la mesure avec le même capteur est adaptée à tous les milieux (aérien, terrestre, marin) et à toutes les échelles (carte détaillée de quelques mètres de large à quelques kilomètres de côté). Concernant son application aux UXOs et plus généralement aux CAPES, ces derniers étant la plupart du temps composés de matériaux ferromagnétiques, le choix de la méthode magnétique semble être particulièrement judicieux. C'est d'ailleurs une méthode largement mise en œuvre dans l'industrie de la dépollution pyrotechnique (Cardem, Géomine, Navarra Ts, Sita...).

Dans le monde scientifique, les méthodes magnétiques continuent à être l'objet d'innovations permanentes afin d'améliorer la qualité des données, d'accélérer leur acquisition et enfin d'en préciser l'interprétation.

La recherche de CAPES par l'interprétation de carte magnétique, nécessite des cartes suffisamment détaillées. Pour se faire on effectue souvent des mesures au sol avec plusieurs capteurs soit montés sur un opérateur qui a la tâche de marcher (Billings et Youmans 2007) soit tractés par un véhicule. Une méthode plus rapide bien que très coûteuse est l'aéromagnétisme très basse altitude (Doll et al. 2008, Billings et Wright 2010). Elle consiste à fixer plusieurs capteurs, jusqu'à 8, à un hélicoptère qui vole à quelques mètres du sol. Expéditive (environ 200 ha/jour), cette méthode de mesure est limitée aux terrains plats et loin de toute activité humaine. De plus elle est beaucoup moins sensible que la méthode de cartographie au sol (pour laquelle les capteurs sont à 1 m du sol tout au plus) et ne permet de détecter que de gros objets métalliques.





Figure 27 : Dispositif de mesure du champ magnétique très basse altitude (d'après Billings et Wright 2010)

Les UXOs peuvent être enfouis jusqu'à 20 ou 30 m dans le sol. Dans ce cas ils sont très difficiles à caractériser voire à détecter depuis la surface. D'où l'idée de faire des mesure du champ magnétique en profondeur dans un forage (Zhang 2007). Seulement un forage ne suffit pas (solution non unique), il faut en faire plusieurs comme dans l'exemple ci-dessous. La mesure en forage constitue de plus un premier pas vers la cartographie d'objet en 3 dimensions.

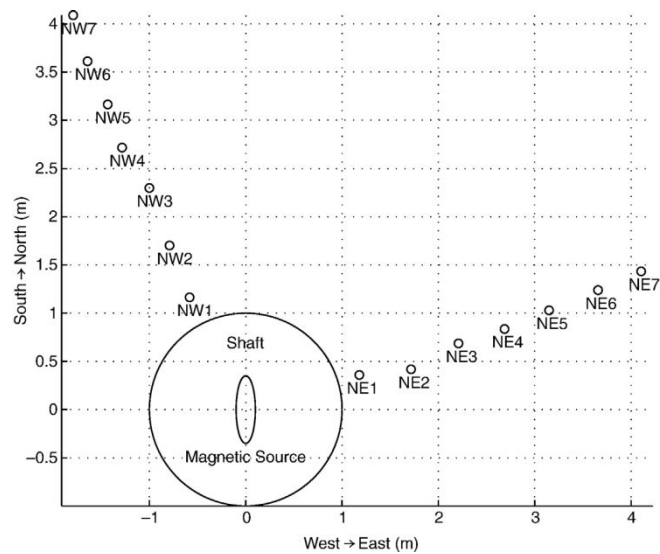


Figure 28 : Localisation des 14 forages autour d'un puits servant de site test (d'après Zhang 2007)

En matière d'instrumentation et de mesure, on atteint vite des limites en magnétisme. En effet on peut en théorie avoir une mesure du champ magnétique très fidèle à la réalité sans pour autant améliorer la caractérisation des CAPES dans le sous-sol. Le grand atout de cette méthode est la diversité des traitements et des interprétations que l'on peut lui apporter.

Au même titre qu'en électromagnétisme on considère l'UXO comme un sphéroïde, en magnétisme on considère qu'il s'agit d'un dipôle aimanté. Ainsi la plupart des méthodes d'inversions de données magnétiques pour déterminer la profondeur et la position du CAPES assimilent celui-ci à un dipôle magnétique (Munsch et al., 2007 ; Billings et Youmans, 2007 ; Billings et Wright, 2010 ; Zalevsky, 2012). Cette inversion a pour but de déterminer au moins la position et la profondeur des CAPES, dans certains cas elle nous renseigne aussi sur les caractéristiques de son aimantation. Le calcul du signal analytique est souvent employé pour interpréter des anomalies magnétiques. Cependant il a été prouvé que le maximum du signal analytique ne se trouve pas tout à fait à l'aplomb du dipôle ce qui a des conséquences sur la précision l'inversion (Salem et al., 2002). Une autre possibilité est l'utilisation de la déconvolution eulérienne (Reid et al., 1990 ; Davis et Nabighian 2010). Ces deux méthodes d'inversion se basent non pas sur les données brutes mais sur la grille (carte), interpolée à partir des données puis modifiée par traitement mathématique (dérivation). Leur exactitude dépend en grande partie de la qualité des données. Si les données sont bruitées, bruit haute fréquence notamment, alors le calcul du signal analytique est impacté, le bruit est exacerbé par cette opération. En conséquence l'inversion ne sera pas fiable. Munsch et al. (2007) proposent une méthode d'inversion effectuée directement sur les données brutes (les profils magnétiques). Ce procédé nécessite de réaliser la prospection magnétique avec un dispositif multi-capteur. Enfin la transformée en ondelettes est aussi couramment utilisée afin de déterminer les positions d'un CAPE (Billings et Herrmann 2003).



# Chapitre III :

## Applications à la prospection magnétique

### Table des matières :

1. Exemple de chantier : Dunkerque .....	65
2. Particularités du magnétomètre fluxgate .....	67
2.1. Caractéristiques.....	67
2.2. Etalonnage des capteurs fluxgate .....	68
2.3. Compensation .....	72
2.4. Déroulement d'un étalonnage sur le terrain .....	72
3. Réalisation de la cartographie magnétique.....	74
3.1. Déroulement d'une cartographie.....	74
3.2. Calcul de la carte de champ magnétique .....	76
3.2.1. Application de l'étalonnage.....	76
3.2.2. Calcul de la grille de champ.....	77
3.2.3. Calcul de l'anomalie magnétique .....	79
3.2.4. La carte d'anomalie magnétique.....	80
3.3. Interprétation des CAPES.....	84
3.3.1. Calcul du signal analytique .....	84
3.3.2. Inversion du signal analytique.....	85
3.3.3. Preuves terrain .....	88
4. Problématiques spécifiques .....	90
4.1. Les variations temporelles du champ magnétique .....	90
4.2. Problèmes dus au positionnement .....	92



# Chapitre III : Applications à la prospection magnétique

Dans ce chapitre, nous allons exposer toutes les étapes utilisées par le laboratoire pour la localisation des CAPEs, de l'étalonnage des capteurs fluxgate jusqu'à l'inversion des données de champ magnétique. Nous illustrerons chaque stade avec un exemple concret de chantier.

## 1. Exemple de chantier : Dunkerque

Cardem a participé à la dépollution et à la sécurisation du terrain du futur port méthanier situé au bord de la Mer du Nord sur la commune de Dunkerque. Il s'agit d'un chantier de grande ampleur, la zone prospectée par Cardem couvre une surface de 54 hectares environ.



Figure 1 : Image satellite de la zone prospectée par méthode magnétique (encadrée en noir)

La cartographie de ce terrain s'est faite en 42 jours (132 h de mesure) répartis entre septembre 2011 et janvier 2013. Certaines zones ont dû être cartographiées deux fois du fait de la multiplicité des clients. En tout il aura fallu 440 km de marche pour réaliser la prospection magnétique de ce chantier et une surface de 56 ha a été couverte. Cela représente 10,4 km parcourus par jour pour une surface de 1,3 ha par jour.

Quand la zone à mesurer est grande, comme ici, il est nécessaire de la diviser. En effet, les profils doivent être régulièrement espacés et parallèles entre eux et il n'était pas possible au-delà d'une longueur d'environ 100 m de respecter cette contrainte. On verra qu'avec des améliorations

apportées au système de mesure, cette limitation est maintenant levée. Le choix a été fait de réaliser des cartographies à partir de carrés de 50 m de côté. On donne un exemple de ce découpage pour une des surfaces située à l'ouest, sur la plage.

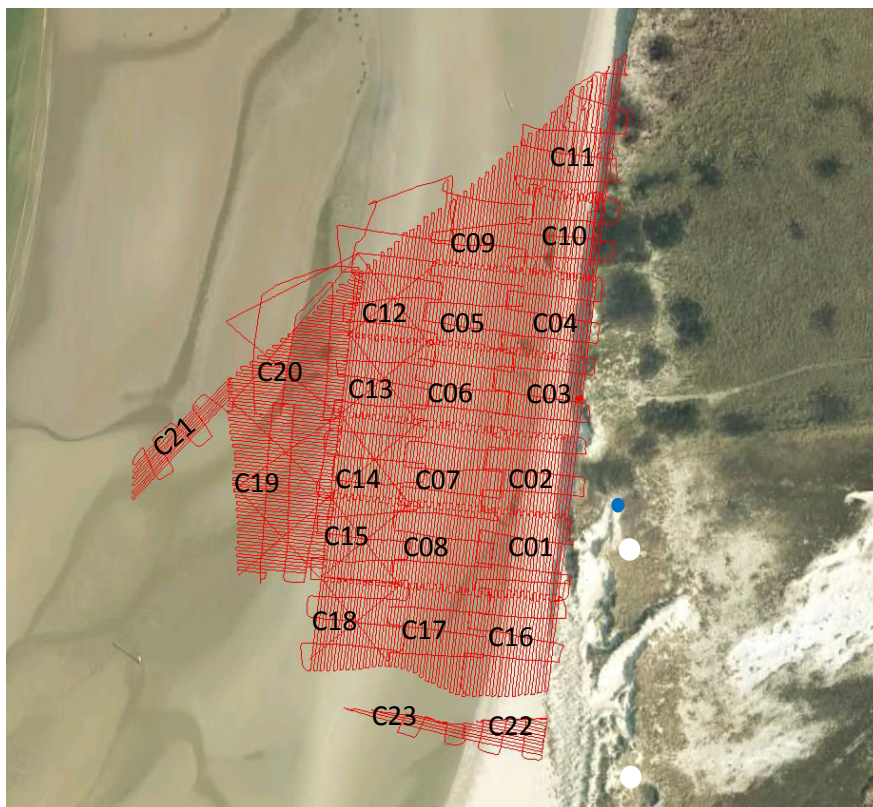


Figure 2 : Routes suivies par l'opérateur et découpage de la zone. Le point d'étalonnage est indiqué par le cercle bleu.

Pour ce chantier nous avons utilisé le dispositif présenté ci-dessous.



Figure 3 : Dispositif de mesure magnétique utilisé sur le chantier de Kembs

Il se compose des éléments suivants :

- quatre magnétomètres de type fluxgate (Bartington, MAG-03MC), disposés horizontalement devant l'opérateur dans un tube en PVC ; ils sont espacés de 50 cm, soit une longueur de perche de 1,50 m;
- un numériseur fabriqué à l'EOST, il permet de transformer les données analogiques des capteurs en données numériques enregistrées sur une carte mémoire SD ;
- un GPS Trimble 5800 utilisé en mode normal (pas d'utilisation d'une base pour le calcul différentiel ni de post-traitement).

## 2. Particularités du magnétomètre fluxgate

### 2.1. Caractéristiques

Dans le cadre de nos mesures nous utilisons des capteurs fluxgate à trois composantes Bartington MAG-03MC (<http://www.bartington.com/Literaturepdf/Datasheets/Mag-03%20DS0013.pdf>). Les informations principales fournies par le constructeur sont les suivantes :

Bartington 3-axis Fluxgate MAG-03MC	
Alimentation	12 V
Bande passante	1 kHz
Bruit interne	6 to $\leq 10$ pTrms/VHz at 1 Hz
Erreur d'orthogonalité	$< 0.5^\circ$
Erreur d'Offset	$\pm 5$ à $\pm 50$ nT selon l'amplitude de mesure
Dimension	25x202 mm
Masse	85 g
Températures tolérées	De $-40^\circ\text{C}$ à $75^\circ\text{C}$

**Tableau 1 : informations techniques du magnétomètre fluxgate trois composantes Bartington MAG-03MC**

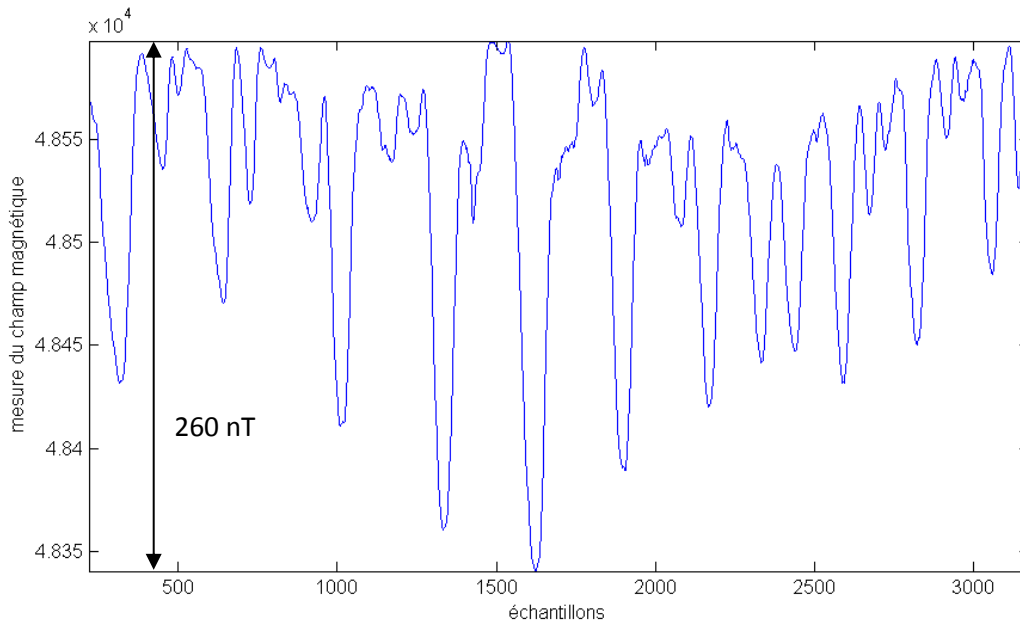
Ce magnétomètre est doté de trois capteurs fluxgate placés dans un repère orthogonal et mesurant les trois composantes du champ magnétique dans ce repère.

Vu la bande passante du magnétomètre, on peut imaginer un échantillonnage jusqu'à 1000 Hz. Cependant, une telle fréquence d'échantillonnage n'est pas nécessaire et, pour les prospections au sol, la fréquence d'échantillonnage est fixée à 30 Hz ce qui représente à 5 km/h une mesure tous les 4 mm le long des profils.



## 2.2. Etalonnage des capteurs fluxgate

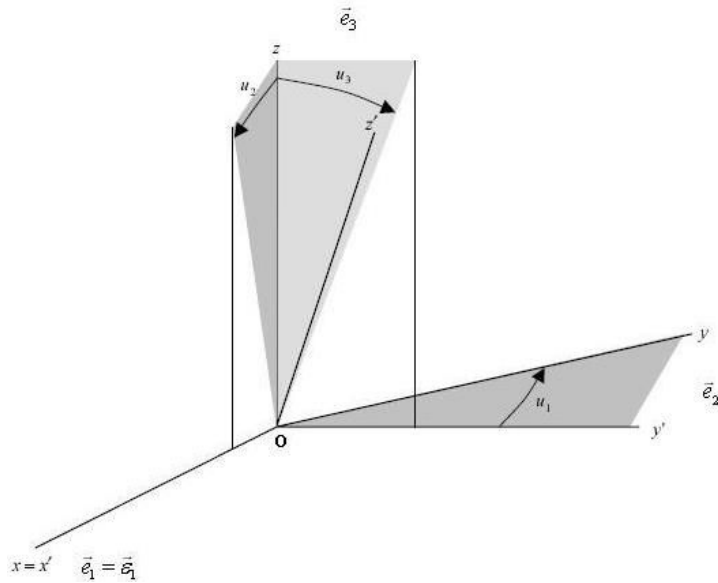
Un magnétomètre Fluxgate mis en mouvement au-dessus d'un point fixe nous donne une mesure très fluctuante (260 nT d'amplitude crête à crête pour l'exemple ci-dessous) au lieu d'une valeur constante du champ comme cela devrait être le cas. Cela rend ce type de capteur difficilement utilisable pour la cartographie magnétique à moins de trouver l'origine et de corriger ces erreurs. C'est le principe de l'étalonnage.



**Figure 4 : Mesure du champ magnétique en fonction du numéro de l'échantillon (cadence 30 Hz) d'un capteur lorsque celui-ci est bougé au-dessus d'un point fixe.**

Il y a en tout neuf erreurs à corriger (Olsen et al., 2003 ; Munsch et al., 2007):

- L'offset ou erreur de zéro,  $O = (o_1 \ o_2 \ o_3)^T$ . Même au sein d'un champ magnétique nul la mesure du capteur n'est pas tout à fait zéro. Il y a un décalage constant entre la mesure et la valeur réelle du champ.
- L'erreur de sensibilité,  $S = \begin{pmatrix} s_1 & 0 & 0 \\ 0 & s_2 & 0 \\ 0 & 0 & s_3 \end{pmatrix}$ ; le capteur n'est pas parfaitement étalonné par le constructeur.
- Les erreurs d'orthogonalité  $U = (u_1 \ u_2 \ u_3)^T$ . Les trois sondes composant le capteur fluxgate ne sont pas placées exactement orthogonalement les unes par rapport aux autres.



**Figure 5 : Définition des angles de non-orthogonalité ( $u_1$   $u_2$   $u_3$ ).  $(x, y, z)$  est le repère orthonormé dans lequel s'inscrit le champ magnétique terrestre.  $(x', y', z')$  est le repère non orthogonal défini par la position des sondes (d'après Munsch et al. 2007)**

Il y a deux manières de corriger ces erreurs.

La première consiste à comparer les données de chaque composante enregistrée par le magnétomètre aux composantes connues du champ magnétique. Cet étalonnage vectoriel présente deux difficultés : il faut connaître avec précision le vecteur champ magnétique au point de calibration et il faut pouvoir orienter les données du capteur.

La seconde manière consiste en un étalonnage scalaire, on ne considère que la norme du champ, il n'est pas besoin de connaître sa direction. Il est encore difficile d'orienter les capteurs dans l'espace, c'est pourquoi le choix se porte sur l'étalonnage scalaire.

Une solution mathématique à ce problème est décrite dans Olsen et al. (2003) et Munsch et al. (2007).

La valeur de sortie du magnétomètre  $F = (F_1 \ F_2 \ F_3)^T$  et le champ magnétique  $B = (B_1 \ B_2 \ B_3)^T$  sont reliés par la relation suivante :

$$F = S \circ P \circ B + O \tag{3.1}$$

où  $P$  est la matrice de transformation qui permet de passer du repère  $(x, y, z)$  au repère  $(x', y', z')$

$$P = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ -\sin u_1 & \cos u_2 & 0 \\ \sin u_2 & \sin u_3 & \sqrt{1 - \sin^2 u_2 - \sin^2 u_3} \end{pmatrix}. \tag{3.2}$$

On considère que les paramètres d'étalonnage sont connus et on peut alors inverser l'équation précédente.

$$B = P^{-1} \circ S^{-1} \circ (F - O) \quad 3.3$$

D'après Olsen et al. (2003), on a

$$P^{-1} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ \frac{\sin u_1}{\cos u_1} & \frac{1}{\cos u_1} & 0 \\ \frac{\sin u_1 \sin u_3 + \cos u_1 \sin u_2}{\cos u_1 \sqrt{1 - \sin^2 u_2 - \sin^2 u_3}} & \frac{\sin u_3}{\cos u_1 \sqrt{1 - \sin^2 u_2 - \sin^2 u_3}} & \frac{1}{\cos u_1 \sqrt{1 - \sin^2 u_2 - \sin^2 u_3}} \end{pmatrix} \quad 3.4$$

avec

$$S^{-1} = \begin{pmatrix} \frac{1}{s_1} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{s_2} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{s_3} \end{pmatrix}.$$

L'intensité du champ magnétique fourni par les données du magnétomètre s'exprime par

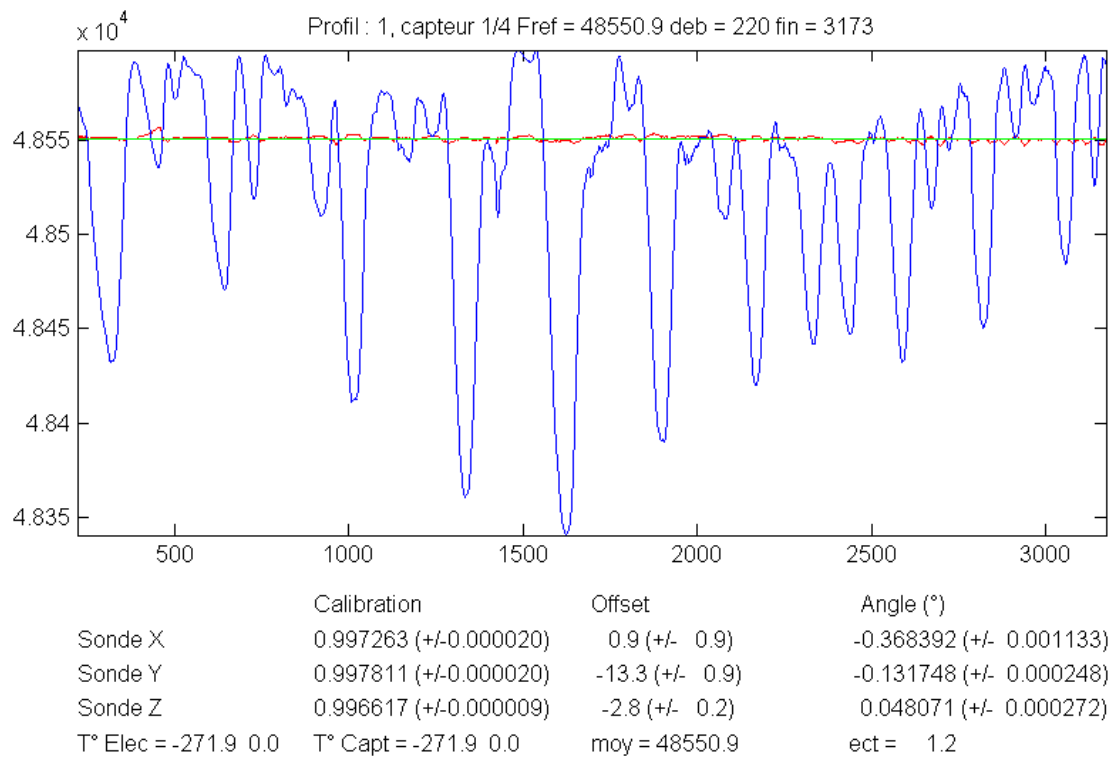
$$B = \|B\| = \sqrt{B^T \circ B} = \sqrt{[P^{-1} \circ S^{-1} \circ (F - O)]^T \circ P^{-1} \circ S^{-1} \circ (F - O)} \quad 3.5$$

On utilise la méthode des moindres carrés afin de déterminer les neuf paramètres de l'étalonnage qui permettent de minimiser la différence entre le champ mesuré  $B$  et le champ magnétique constant que l'on impose égal à  $M$ .

$$\chi^2 = \sum \left( \frac{B - M}{\sigma_B} \right)^2 \quad 3.6$$

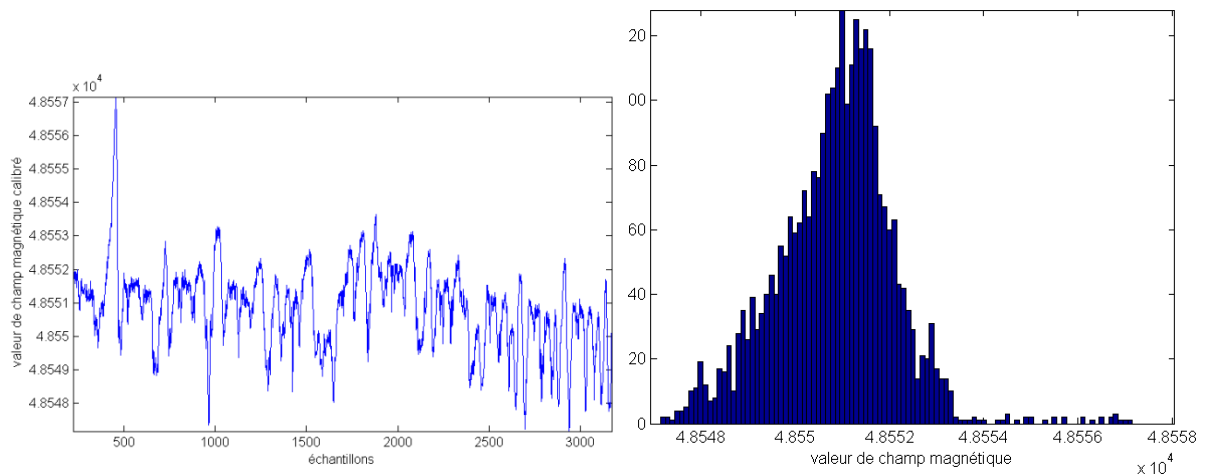
$\sigma_B$  étant l'écart-type du bruit des mesures.

On montre Figure 6 un exemple de calibration. Avant de discuter de l'apport de l'étalonnage sur la qualité des données, notons que les erreurs calculées sont conformes aux informations fournies par le constructeur : erreur d'angle inférieure à  $\pm 0.5^\circ$  et erreurs d'offset inférieure à  $\pm 50$  nT.



**Figure 6 : Exemple d'étalonnage et valeurs des erreurs associées en fonction du nombre d'échantillon. La courbe bleue est l'intensité du champ magnétique avant étalonnage, la courbe rouge, après étalonnage et la constante verte la valeur du champ magnétique sur laquelle les données sont inversées.**

Après inversion et correction des erreurs des capteurs, le champ magnétique étalonné varie crête à crête de 10 nT avec un écart type de 1,2 nT (Figure 7)



**Figure 7 : Champ magnétique étalonné du capteur 1 en fonction du numéro de l'échantillon à gauche et histogramme à droite.**

Sur l'histogramme, on observe que le bruit a une forme approximative de gaussienne.

### 2.3. Compensation

Munschy et al. (2007) ont montré que les équations de l'étalonnage sont les mêmes que celles de la compensation. Le système de mesure magnétique ne peut être complètement amagnétique et les mesures magnétiques sont ainsi entachées d'un champ plus ou moins grand dû aux aimantations portées avec les capteurs (antenne et électronique GPS, batterie, électronique de mesure). Le système mis au point par l'EOST est fabriqué de manière à ce que tous les éléments restent fixes les uns par rapport aux autres. Ainsi, l'effet magnétique des éléments aimantés est pris en compte par l'algorithme d'étalonnage. Cela constitue un avantage important par rapport aux mesures avec des capteurs magnétiques scalaires avec lesquels on ne peut pas réaliser ce type de correction.

### 2.4. Déroulement d'un étalonnage sur le terrain

On effectue au moins un étalonnage en début puis en fin de cartographie magnétique soit deux calibrations, quatre la plupart du temps. Leur durée s'étend de une à deux minutes. Durant l'étalonnage, on fait prendre aux capteurs le plus de positions différentes possibles dans l'espace. Si ceux-ci sont montés sur le système multi-capteurs de cartographie au sol (voir Figure 8), l'opérateur place le centre de la perche au-dessus d'un point fixe imaginaire au sol, se penche d'un côté puis de l'autre de façon à ce que la perche atteigne un angle de 40° environ. Il se déplace d'un pas autour du point fixe et de nouveau incline la perche. Il effectue ainsi un tour autour du point, cette action dure 1 à 2 minutes.

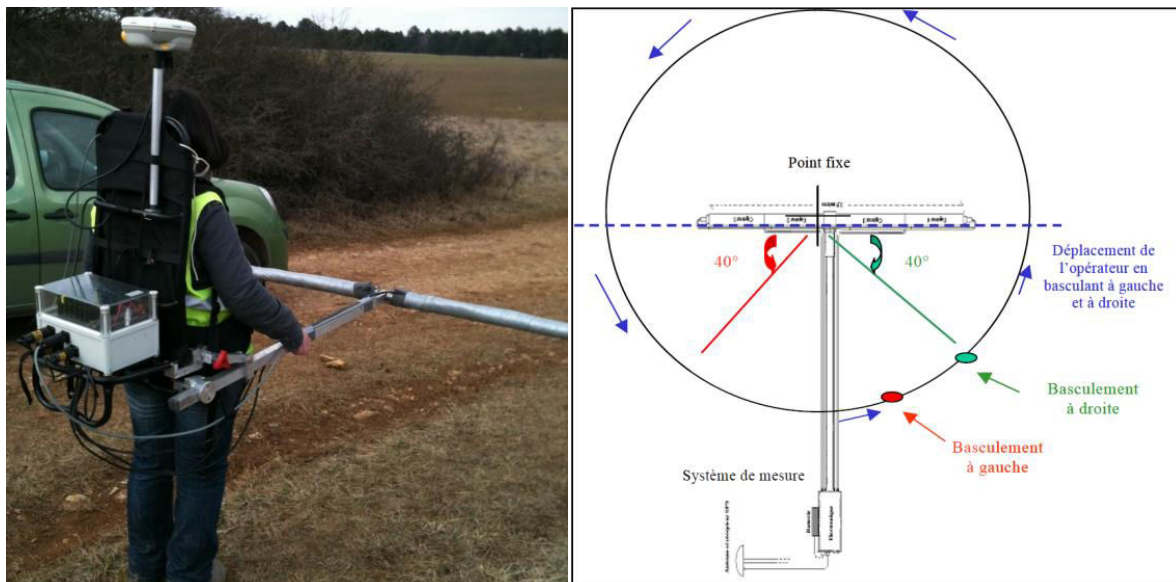


Figure 8 : Dispositif de mesure au sol (à gauche). Déplacement de la perche de mesure lors de l'étalonnage des capteurs fluxgate (à droite). (D'après Bouiflane, 2008)

Les données ainsi acquises, on fixe une valeur pour l'intensité du champ magnétique au point fixe. Celle-ci peut être déterminée à partir de l'International Geomagnetic Reference Field (IGRF, Finlay et al., 2010) ou calculée à partir des données (moyenne par exemple), elle n'a de toute façon pas d'influence sur le calcul des neuf facteurs d'étalonnage (Munsch et al. 2007).

Les données ayant servies à l'étalonnage effectué ci-dessous ont été acquises à l'endroit indiqué par un point bleu sur la Figure 2. Dans cet exemple l'intensité du champ magnétique régional est fixée à 48568 nT par l'IGRF au moment de la mesure.

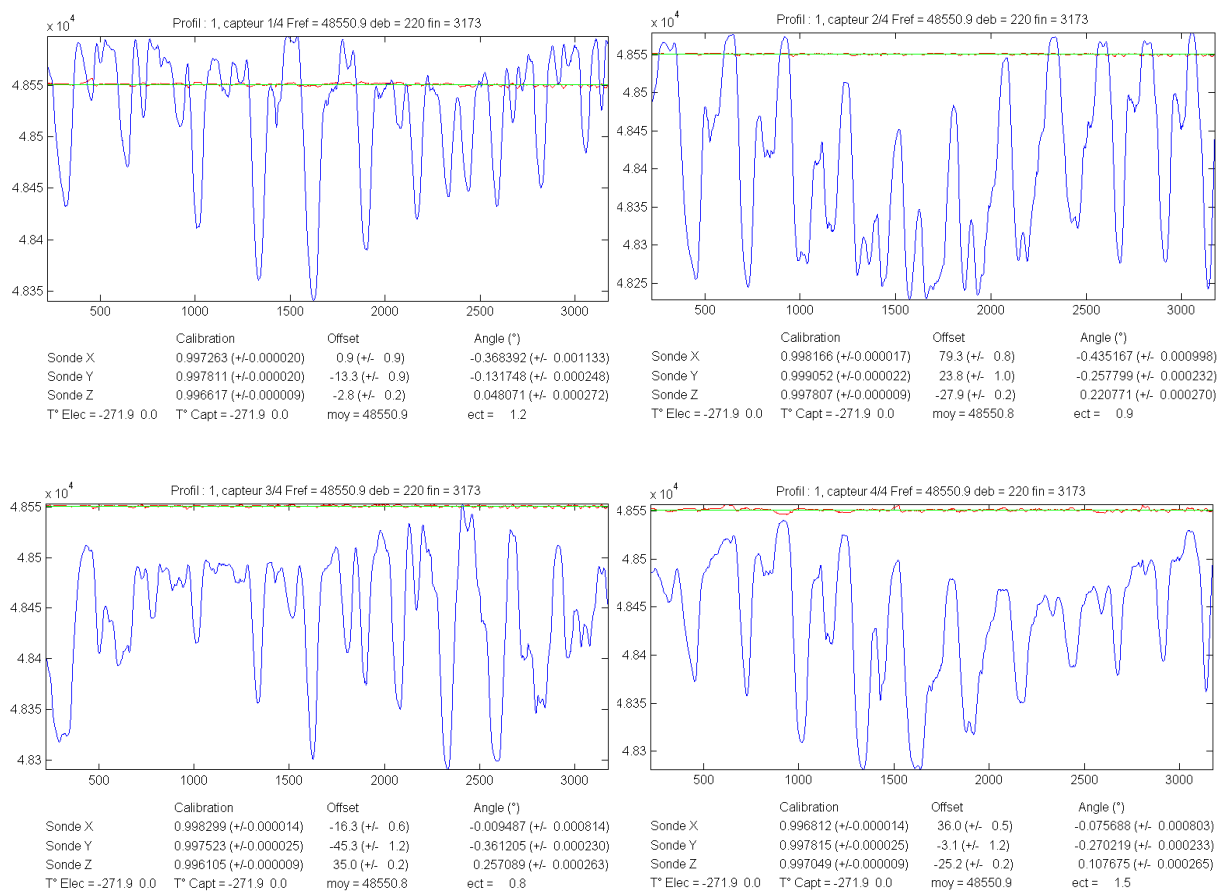


Figure 9 : Résultat de l'étalonnage des quatre capteurs fluxgate. Les données non calibrées apparaissent en bleu, les données calibrées en rouge et le champ de référence constant en vert (48570 nT). Les erreurs d'étalonnage sont données en bas de tableau ainsi que l'écart-type des données étalonnées.

On observe que les écart-types sont plus forts pour les capteurs 1 et 4 (respectivement,  $\sigma = 1.2$  et  $\sigma = 1.5$  nT contre  $\sigma = 0.9$  et  $\sigma = 0.8$  pour les capteurs 2 et 3) placés aux extrémités de la perche et qui se déplacent donc plus autour du point fixe. Cela indique que le champ magnétique n'est pas constant dans la zone d'étalonnage à la différence de ce qui est supposé du point de vue théorique. Une partie du bruit et du caractère non gaussien du champ magnétique étalonné s'explique donc par la non-connaissance précise du champ magnétique. Par ailleurs, les principales variations du champ magnétique étalonné s'observent là où le champ non étalonné varie le plus. Cela est vraisemblablement un indicateur de défauts de numérisation. En effet, considérons un

magnétomètre fluxgate en mouvement sur le terrain. L'opérateur est susceptible de tourner sur lui-même en quelques secondes, et durant sa marche, il ne peut maintenir l'attitude du capteur fixe. Si on considère un vecteur champ magnétique de norme 50 000 nT, l'une des composantes est donc susceptible de varier de 100 000 nT en quelques secondes. Cela suppose donc de disposer d'un numériseur performant. Si on souhaite une précision de 0,01 nT, il faut une précision de numérisation de  $10^7$ , à savoir au moins 24 bits. Quant à la fréquence d'échantillonnage, observant le capteur en action sur le terrain, on peut penser qu'une fréquence d'au moins 10 Hz est nécessaire. Enfin, la numérisation des trois composantes du champ magnétique doit être faite au même moment et, si par exemple, on considère un signal de la forme  $s(t) = 100000\sin(2\pi t)$ , on obtient une variation maximale en fonction du temps de 0,01 nT pour  $2 \cdot 10^{-8}$  s.

Le laboratoire, au début de l'activité de cartographie magnétique en 1997, a choisi l'électronique de numérisation développée par le service des observatoires magnétiques. La numérisation est basée sur l'utilisation d'un numériseur sigma-delta CS5503 (Cirrus Logic) 20 bits cadencé à 300 Hz et pour lequel on enregistre les données à 30 Hz. Chaque composante du capteur fluxgate est numérisée par un convertisseur et la bonne synchronisation des numérisations a été vérifiée. Le principal problème de ce numériseur, au-delà de sa dynamique insuffisante, est lié à la présence d'un filtre anti-repliement dans le microprocesseur. Le filtre ne peut être modifié et sa pente va de 0,5 Hz à 10 Hz ce qui a la vertu de supprimer le 50 Hz fréquent sur le terrain mais qui pose le problème de la dégradation du signal, puisque nous avons vu que lors de l'acquisition des données il y a du signal à priori jusqu'à au moins 10 Hz.

### 3. Réalisation de la cartographie magnétique

#### 3.1. Déroulement d'une cartographie

La cartographie consiste pour le marcheur à réaliser des profils parallèles espacés de 2 m puisque les quatre capteurs magnétiques sont espacés de 0,5 m. L'opérateur réalise cette opération grâce à des marques (piquets, bornes plastiques, autres personnes, ...) installées en bout de profils le long de décimètres. Ce marquage prend un temps non négligeable, de l'ordre de un tiers du temps de la mission.

L'opérateur a aussi à réaliser des traverses, au moins trois, perpendiculaires aux profils, ce qui permet de contrôler la qualité des données acquises. Enfin durant une dizaine de secondes, en début et fin de cartographie, l'opérateur reste à un point fixe, en général le début du premier profil et orienté dans la direction du profil. Cette partie des données constitue ce que l'on appelle la statique et la comparaison de ce que l'on observe entre les deux statiques permet de s'assurer d'une dérive éventuelle des capteurs.



Figure 10 : Vue du coin d'une des zones cartographiées avec un piquet d'angle et une fiche indiquant l'extrémité du profil vers laquelle l'opérateur est en train de se diriger

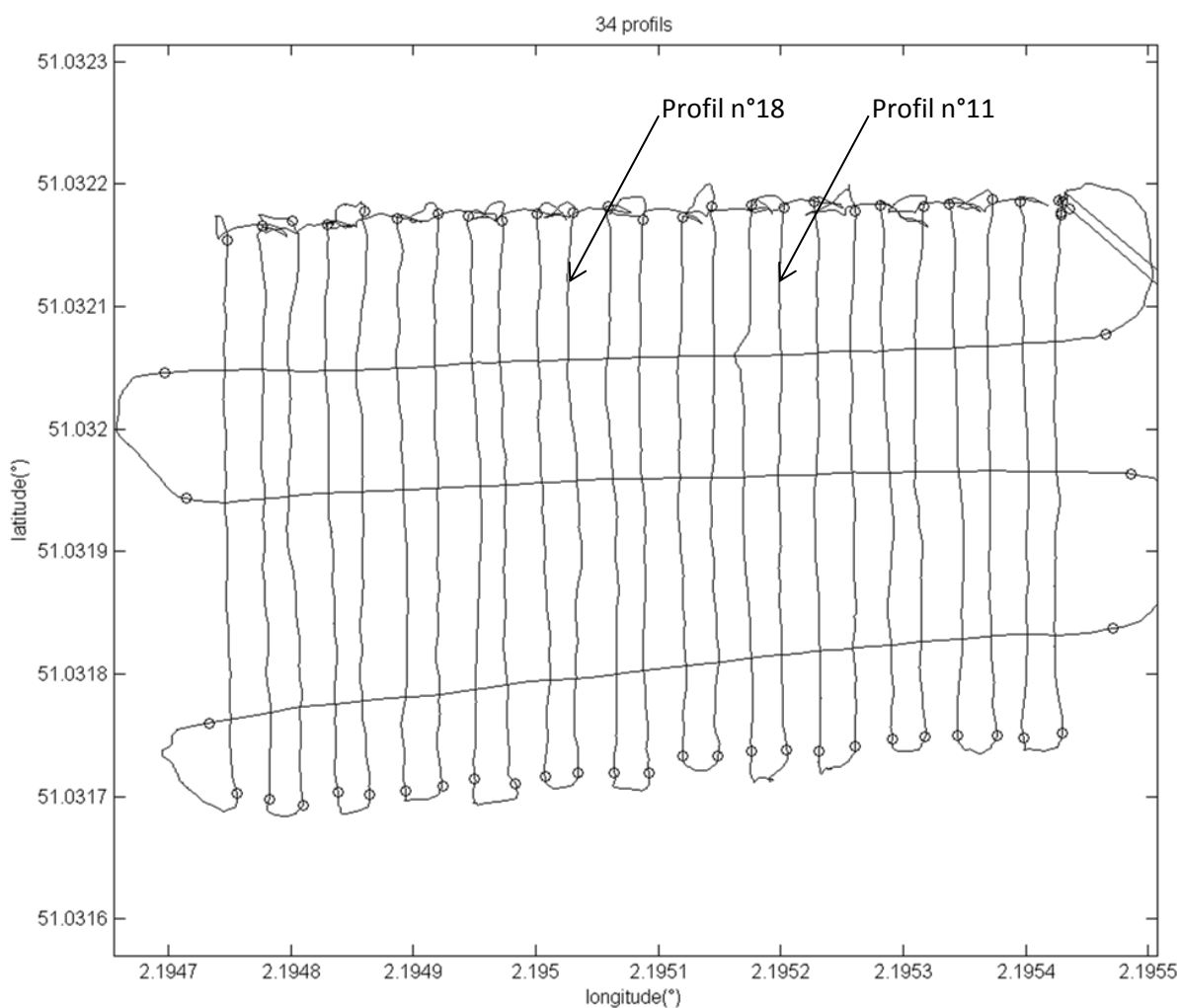


Figure 11 : Exemple des routes suivies par l'opérateur lors d'une cartographie magnétique. Les lignes correspondent au chemin suivi par l'antenne GPS. Les profils 11 et 18 sont indiqués.



### 3.2. Calcul de la carte de champ magnétique

#### 3.2.1. Application de l'étalonnage

La première étape afin de calculer la carte d'anomalie magnétique est d'en étalonner les données. On corrige des erreurs calculées lors de l'étape d'étalonnage à l'ensemble des données. On montre ci-dessous les données du même profil magnétique (quatre capteurs donc quatre courbes) d'abord brutes puis étalonnées (Figure 12). On constate que l'erreur d'offset est en grande partie corrigée. De plus les variations du champ qui étaient essentiellement dues aux erreurs des capteurs ont été corrigées. Restent quelques variations (Figure 13) dues à des objets dans le sous-sol qui produisent des anomalies magnétiques. Une anomalie ressort tout particulièrement, elle est située entre les abscisses 20 et 25 m. Les amplitudes nous permettent par ailleurs d'affirmer que l'objet causant cette anomalie est plus proche du capteur 1 que des autres.

Il subsiste une erreur d'offset entre les capteurs d'une dizaine de nanoteslas vraisemblablement liée à la qualité de l'étalonnage.

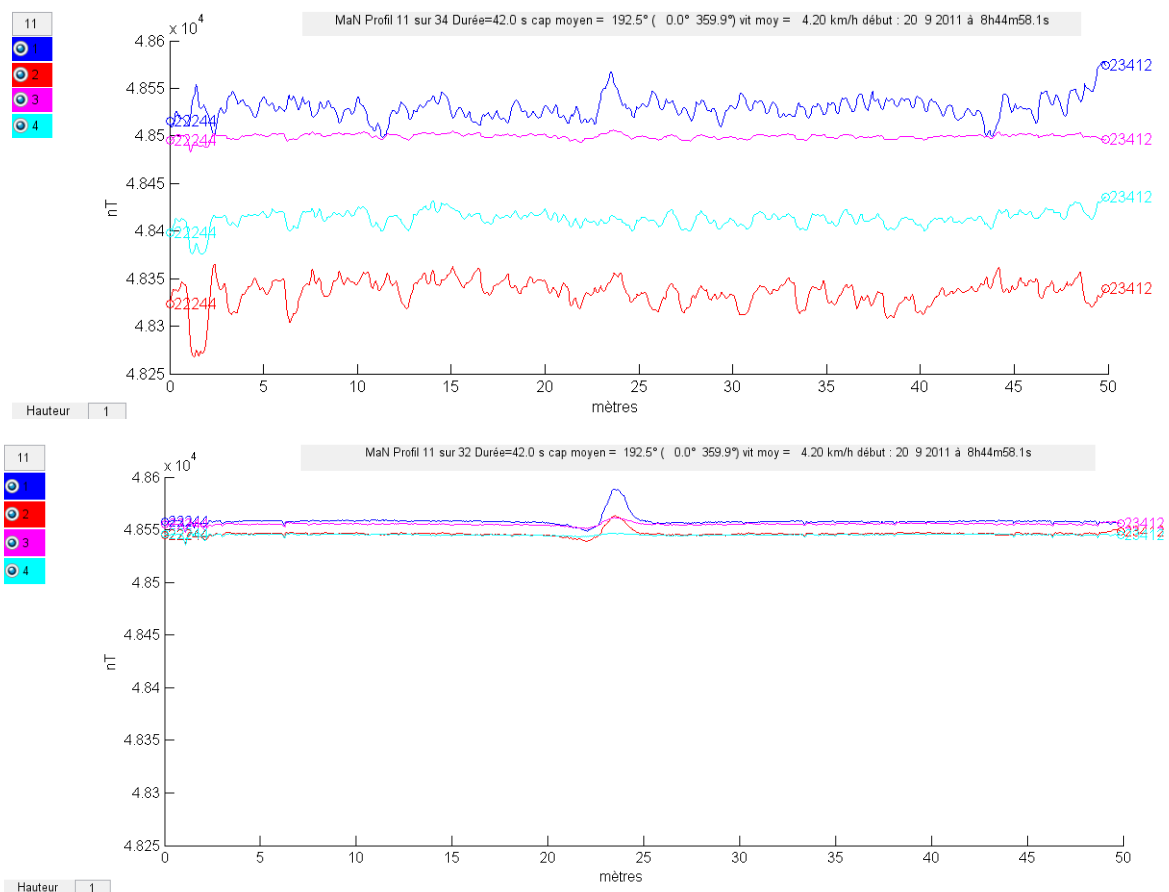


Figure 12 : Profil magnétique 11 non étalonné (en haut) et étalonné (en bas) dessinés à la même échelle. La localisation est donnée en Figure 11

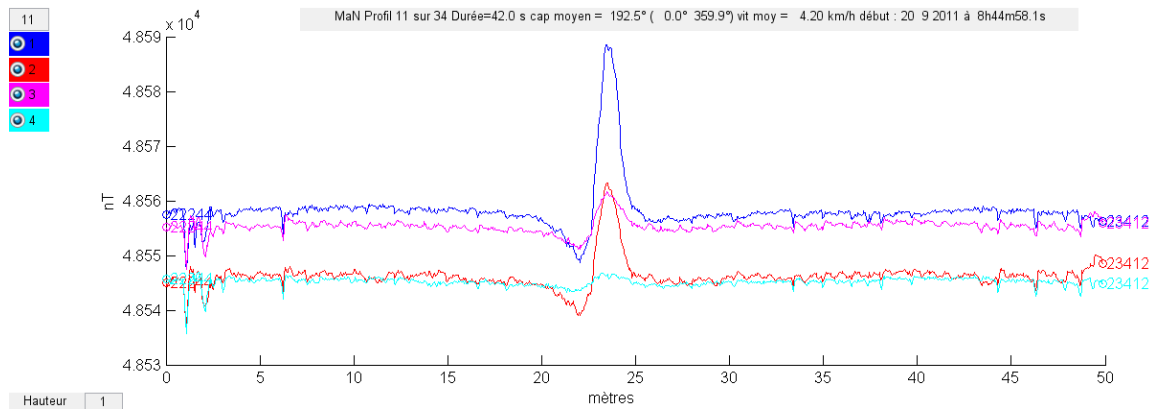


Figure 13 : Profil magnétique 11 étalonné. La localisation est donnée en Figure 11

### 3.2.2. Calcul de la grille de champ

Nous disposons désormais de données magnétiques étalonnées disposées sur des profils géolocalisés. Notre but est de tracer une carte. Pour ce faire la première étape est de définir une grille et de calculer les valeurs aux nœuds par interpolation des données. Les paramètres de cette grille doivent être choisis en fonction de la position des capteurs et de l'espacement des profils qui définissent la « densité » de données sur la grille. Elle doit aussi prendre en compte l'objectif de la prospection. Cherche-t-on à connaître la géologie, auquel cas une carte très lissée qui nous donne une vue d'ensemble est optimale. Ou alors cherche-t-on à identifier les objets et structures présents en subsurface, dans ce cas il faut que la carte reste le plus détaillée possible.

Concernant le pas de la grille (la distance entre ses nœuds), on le définit en général comme étant la moitié des espacements entre les capteurs, soit dans le cas de notre prospection, 25 cm. Ainsi, dans le cas d'une route parfaitement suivie, chaque nœud de la grille est à une distance inférieure ou égale à un pas de grille. Si ce n'est pas le cas, un paramètre de remplissage permet d'interpoler les données sur les nœuds voisins ne comportant aucune donnée magnétique.

Intéressons-nous maintenant à la méthode de calcul de chaque nœud de la grille. On utilise un algorithme conçu par J. d'Errico (d'Errico, 2006). Son originalité est que la fonction mathématique modèle n'a pas à être nécessairement égale aux données là où elles sont mesurées. Il se base sur un certain nombre de paramètres :

- La texture (smoothness) définit l'importance du lissage. Par défaut sa valeur est 1, si l'on veut une carte respectant mieux les données on prendra une valeur inférieure ; à l'inverse si on veut une carte d'aspect lissée on l'augmentera.
- La méthode d'interpolation (interp): méthode de calcul à partir des données au sein de chaque cellule. On choisit la méthode du triangle, chaque cellule est découpée en triangles et les données sont interpolées linéairement au sein de chaque triangle.
- La régularisation (regularizer) permet d'assurer la continuité entre les cellules, de les lisser entre elles.

- Solutionneur (solver) : méthode de résolution du système découlant de l'interprétation linéaire.
- Compartimentation (tilesize) : si les capacités de l'ordinateur sont insuffisantes pour résoudre ce système (grille trop grande) on peut découper la grille en sous zones.

Dans un premier temps on choisit d'appliquer les paramètres par défaut pour le calcul de la grille avec l'algorithme de J. avec l'algorithme de J. d'Errico. Le pas de la grille est de 25 cm. On peut voir cette carte de champ ainsi définie sur la ainsi définie sur la Figure 14, celle-ci découle des profils tels qu'ils ont été réalisés sur la Figure 11. Au premier abord elle ne comporte pas de défaut, on observe néanmoins que son aspect est très lisse, on distingue peu de détails. Ceci est dû en partie au fait que la carte est assez petite mais aussi au facteur de texture (smoothness) que l'on décide de diminuer. Sur la

Figure 15 le facteur est réduit à 0,1, on aperçoit alors plus de détails et avec, les défauts. Les linéations que l'on observe sont parallèles, elles sont la conséquence directe de la différence d'offset restante d'un capteur à l'autre.

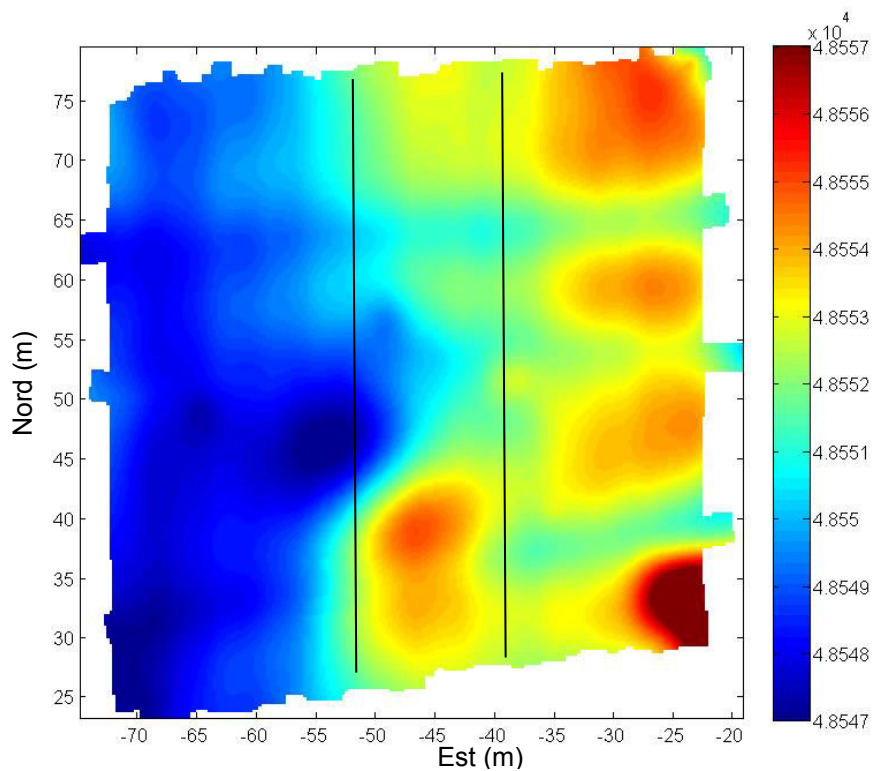


Figure 14 : Carte du champ magnétique, facteur de texture (smoothness) fixé à 1. Les profils 11 et 18 sont indiqués par les lignes noires.

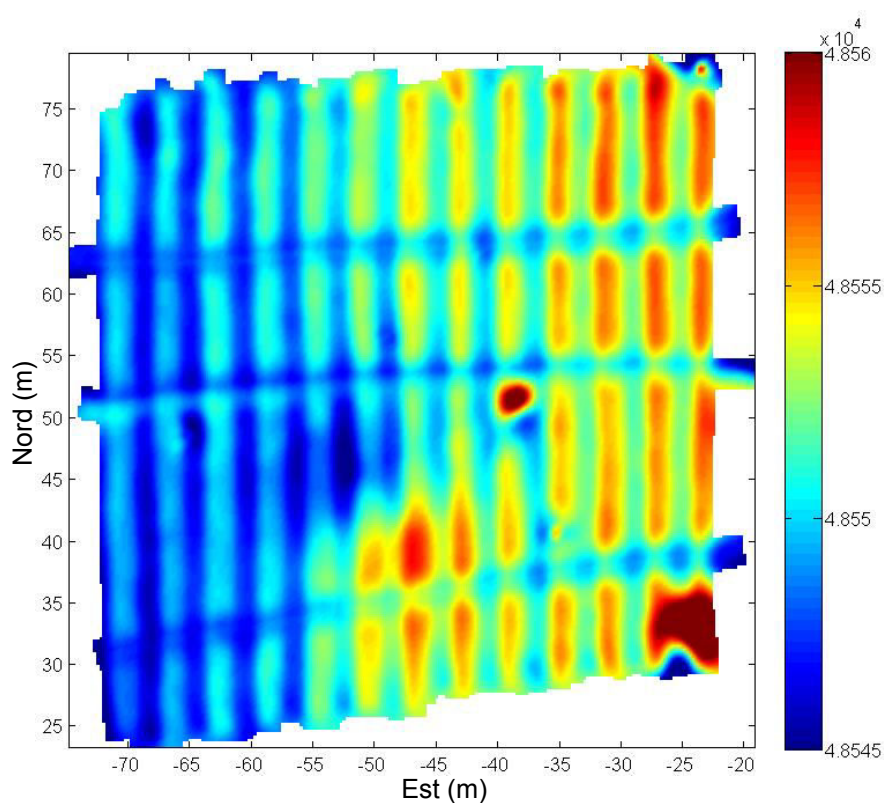


Figure 15 : Carte du champ magnétique, facteur de texture (smoothness) fixé à 0,1

De plus, on peut voir sur cette carte un gradient magnétique est-ouest et l'effet des traverses. Ces dernières sont visibles alors qu'elles devraient « se fondre » avec les données. Cet artefact est vraisemblablement dû à l'étalonnage de qualité insuffisante.

### 3.2.3. Calcul de l'anomalie magnétique

Afin d'atténuer les imperfections de la carte de champ magnétique on calcule l'anomalie magnétique pour chaque capteur. La méthode choisie est celle de la médiane par capteur. Pour chaque profil et chaque capteur on ôte la valeur de la médiane aux données. Ainsi on efface l'erreur d'offset entre les capteurs qui persistait et les données sont centrées autour de zéro.

La méthode de calcul de l'anomalie en ôtant la médiane à chaque profil a pour inconvénient d'effacer le gradient de champ magnétique perpendiculaire au profil s'il y en avait un.

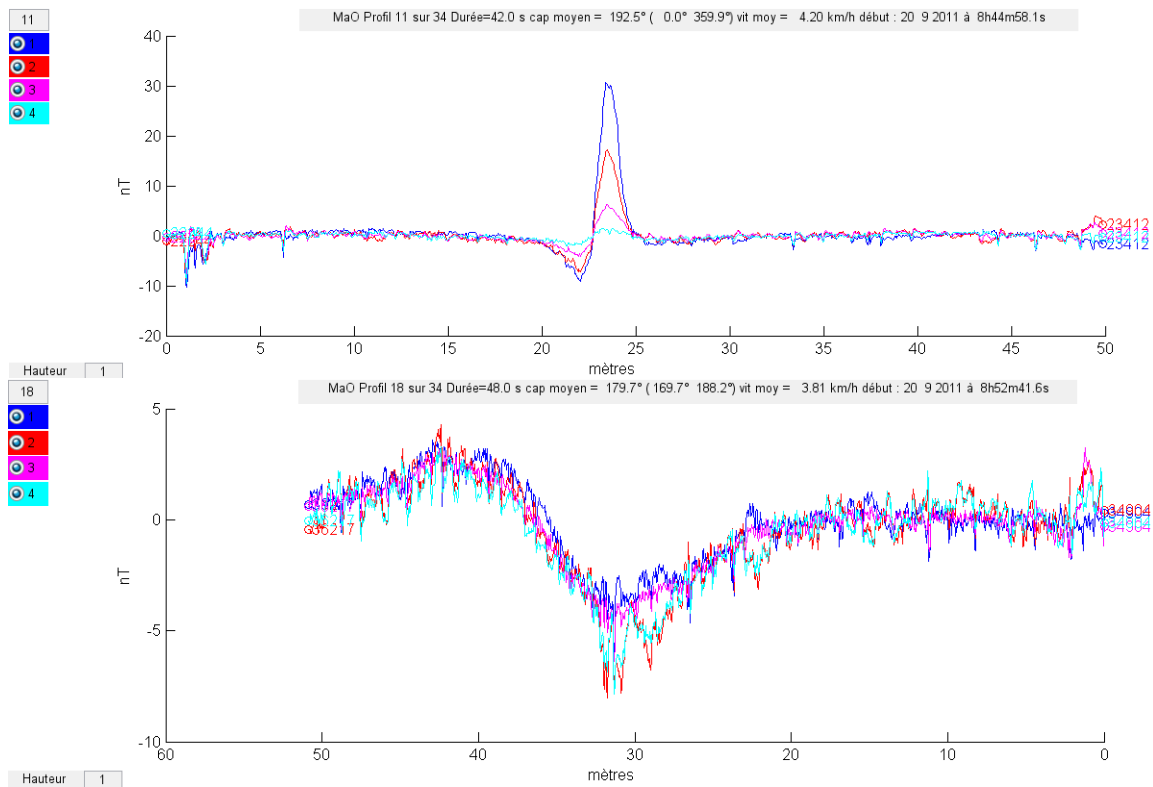


Figure 16 : Anomalie magnétique des profils 11 et 18. La localisation des profils est donnée sur la figure 14.

On voit sur ces profils deux anomalies que l'on peut déjà commenter. La première est de petite longueur d'onde (elle s'étale sur 5 m), cela signifie que la source est peu profonde. A l'inverse la seconde est basse fréquence, elle s'étale sur presque 30 m, sa source est probablement profonde.

### 3.2.4. La carte d'anomalie magnétique

On calcule à partir des profils d'anomalie la carte d'anomalie magnétique avec différents facteurs de texture (Figure 17, Figure 18 et Figure 19).

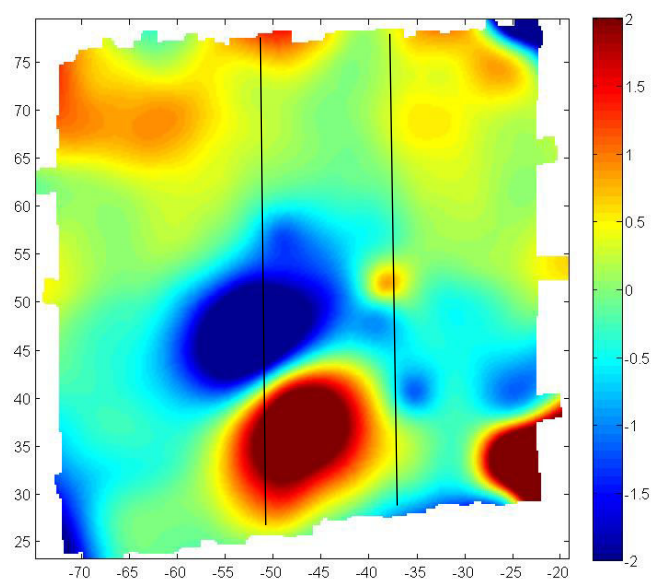


Figure 17 : Carte d'anomalie magnétique, facteur de texture fixé à 1, Les profils 11 et 18 sont indiqués par les lignes noires.

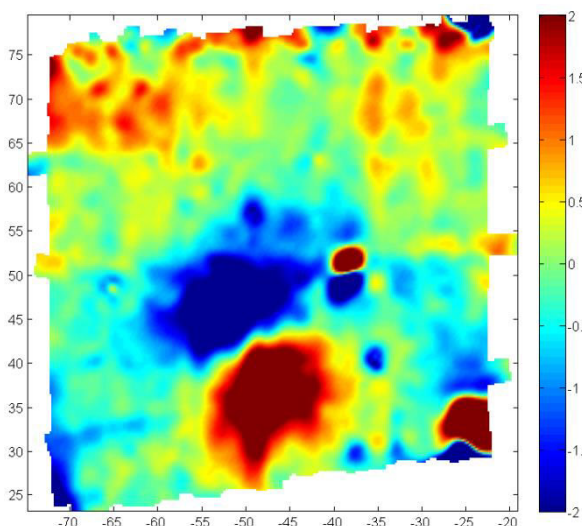


Figure 18 : Carte d'anomalie magnétique, facteur de texture fixé à 0,1

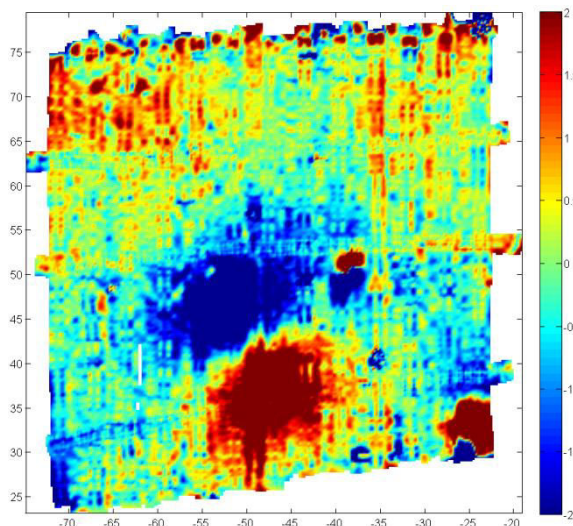


Figure 19 : Carte d'anomalie magnétique, facteur de texture fixé à 0,01

Logiquement, on constate que plus le facteur de texture est petit plus les détails de la cartes sont visibles. Seulement certains de ces détails sont dus au caractère imparfait de nos mesures et correspondent à du bruit. Sur la Figure 19 on peut voir apparaître des points le long des profils, ils sont la conséquence des mouvements de la perche pendant la marche de l'opérateur.

Afin de mieux comprendre l'effet du facteur de texture on compare les mesures de l'anomalie magnétique sur profil et l'anomalie magnétique telle que calculée sur la grille et présentée sur les Figure 17, Figure 18 et Figure 19. Pour que la comparaison soit exhaustive, on choisit de comparer les données sur les deux profils déjà montrés dans la Figure 16 (les profils 11 et 18), pour plus de compréhension nous n'affichons que le premier capteur (situé à gauche de la perche).

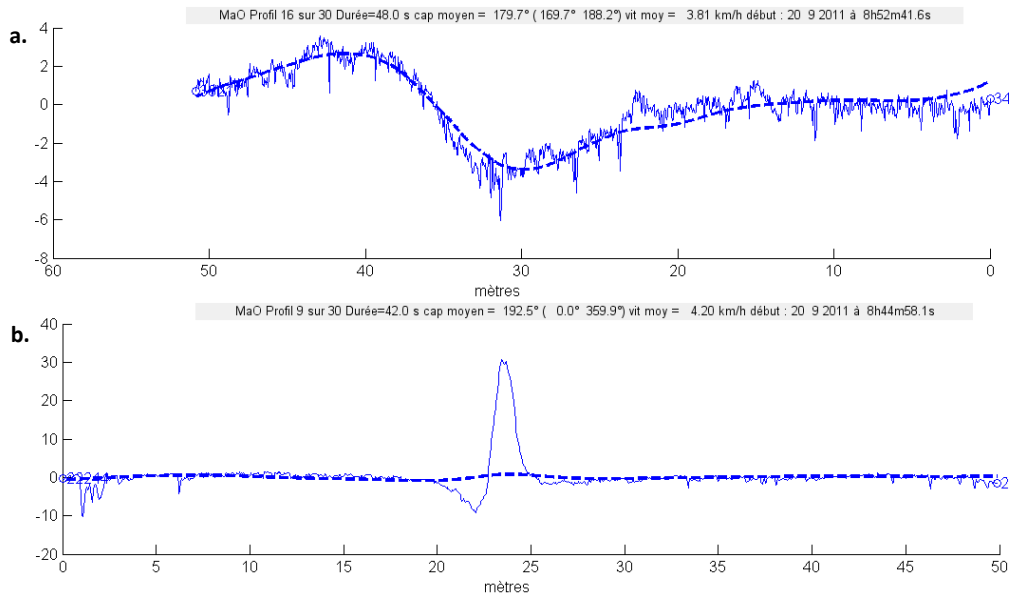


Figure 20 : Comparaison entre les anomalies magnétique mesurées (trait plein) et les anomalies de la grille calculées à partir des données (trait pointillé). Le facteur de texture de la grille est fixé à 1.

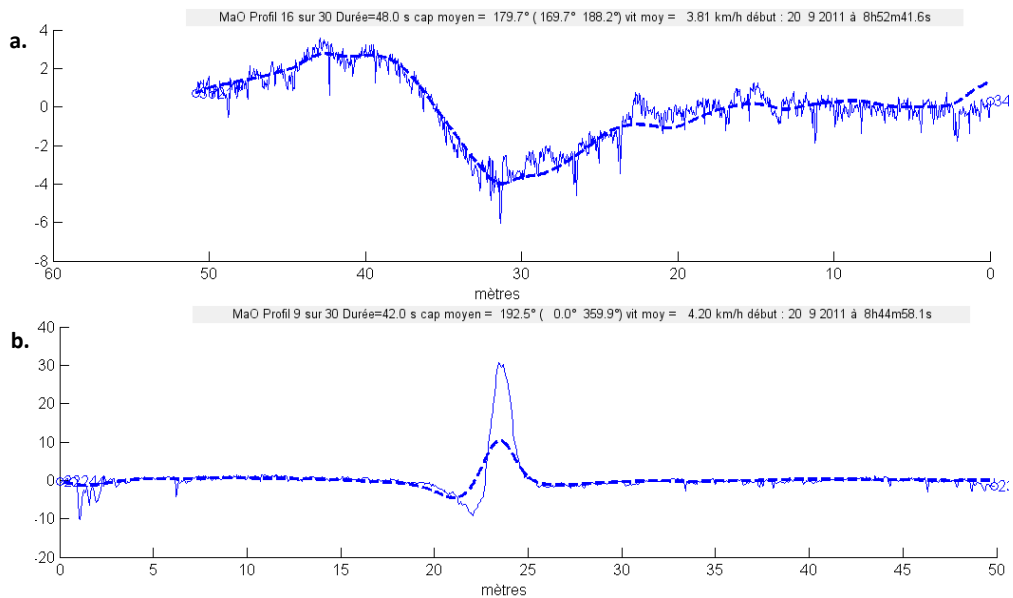
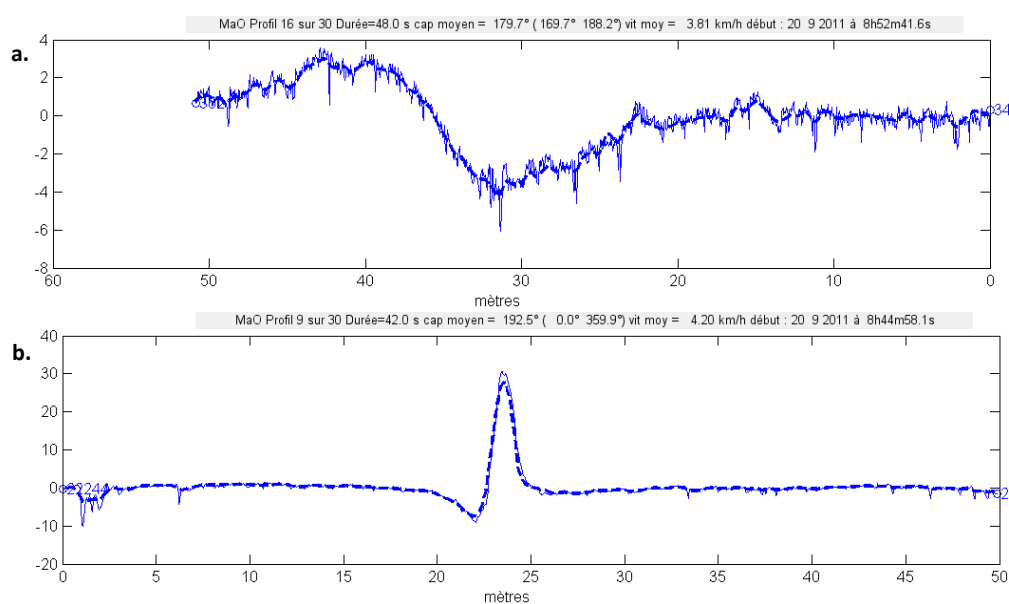


Figure 21 : Comparaison entre les anomalies magnétique mesurées (trait plein) et les anomalies de la grille calculées à partir des données (trait pointillé). Le facteur de texture de la grille est fixé à 0,1.



**Figure 22 : Comparaison entre les anomalies magnétique mesurées (trait plein) et les anomalies de la grille calculées à partir des données (trait pointillé). Le facteur de texture de la grille est fixé à 0,01.**

Comme décrit initialement, le facteur de texture élevé (fixé à 1) a pour effet de lisser les données brutes. On le voit bien sur la Figure 20a, l'anomalie de grande longueur d'onde apparaît nettement. Les données de grilles (trait épais pointillé) sont débarrassées du bruit haute fréquence dû au numériseur toutefois les petites anomalies de faible amplitude ont aussi été lissées et n'apparaissent plus. Plus problématique, l'anomalie de la Figure 20b est presque intégralement lissée sur les données de grille. Si le facteur de texture est trop élevé, certes le bruit est effacé mais une partie des données et donc de l'information est aussi gommée.

A l'inverse, on peut voir sur la Figure 22, les données de grille avec un facteur de texture petit, fixé à 0,01. On voit alors que le bruit haute fréquence est une fois de plus lissé mais que l'ensemble de ce qui semble être de l'information est conservé. Cependant tout ce qui reste n'est peut-être pas de la vraie donnée mais du bruit provoqué par les conditions d'acquisition et notamment de l'information liée aux mouvements de la perche lors de la marche de l'opérateur, ce que l'on voit sur la Figure 19.

On décide de garder le facteur de texture fixé à 0,1 qui est un bon compromis entre l'information sur le sous-sol et la présence de bruit lié aux mesures.

Attardons-nous maintenant sur les informations que nous fournit la carte d'anomalie du champ magnétique (Figure 18). Il faut savoir que chaque anomalie se compose d'une partie négative et d'une partie positive, on le voit très bien sur les profils mais parfois moins sur les cartes. Dans l'hémisphère nord, sauf aimantation rémanente de l'objet, la partie négative se trouve au nord de la partie positive. L'objet source, se trouve entre ces deux parties. On retrouve sur cette carte l'anomalie de grande longueur d'onde que l'on voyait déjà sur la figure précédente.



### 3.3. Interprétation des CAPES

#### 3.3.1. Calcul du signal analytique

Le signal analytique est un outil mathématique couramment utilisé en magnétisme. Il s'agit d'une fonction scalaire calculée à partir des dérivées du champ dans les trois directions de l'espace. Soit  $f(x, y, z)$  l'anomalie magnétique. La fonction signal analytique dite vectorielle est

$$S_v(x, y, z) = \sqrt{\left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial x}\right]^2 + \left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial y}\right]^2 + \left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial z}\right]^2}. \quad 3.7$$

On en détaillera son calcul dans le chapitre suivant mais on peut déjà dire qu'il a l'avantage de replacer le maximum du signal à l'aplomb du CAPE. Ainsi on identifie plus facilement la localisation des objets ainsi que leur géométrie. Tout comme précédemment on calcule le signal analytique tout d'abord sur une grille dont le facteur de texture a été fixé à 1 puis à 0,1.

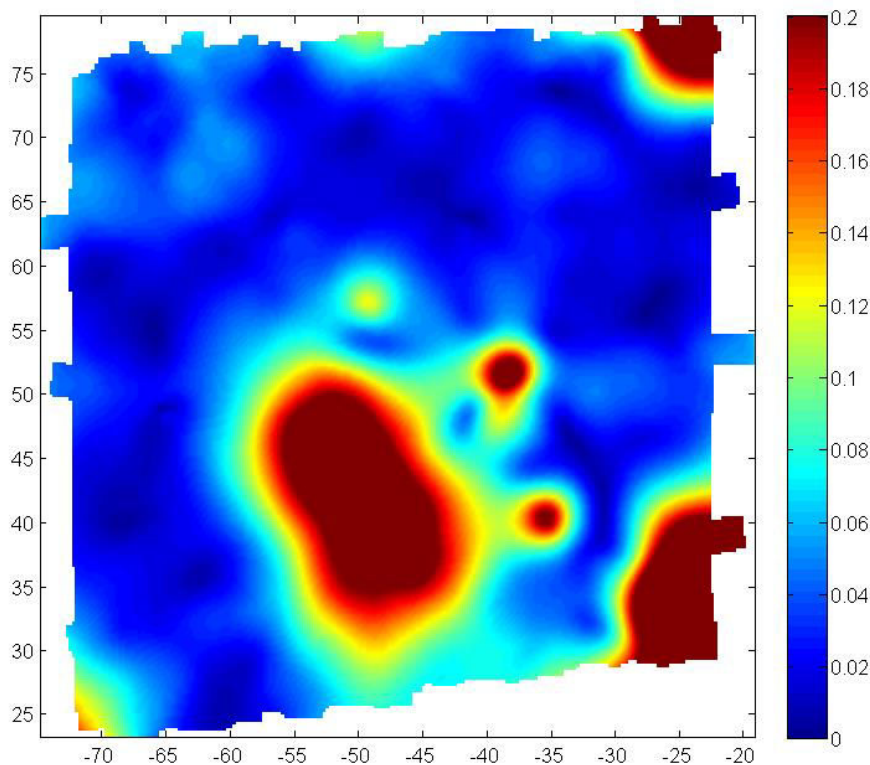


Figure 23 : Carte du signal analytique, facteur de texture fixé à 1

Sur cette carte où le signal analytique est seuillé à  $0,2 \text{ nT.m}^{-1}$ , l'apparence des anomalies est très lissée. On ne prend pas en compte les anomalies situées dans les coins puisque nous ne disposons pas de toutes les informations pour pouvoir les inverser.

Au centre de la carte on retrouve une fois de plus l'anomalie de grande longueur d'onde. Le signal analytique nous permet de distinguer que sa forme est allongée. Autour d'elle gravitent trois anomalies d'apparence ponctuelle.

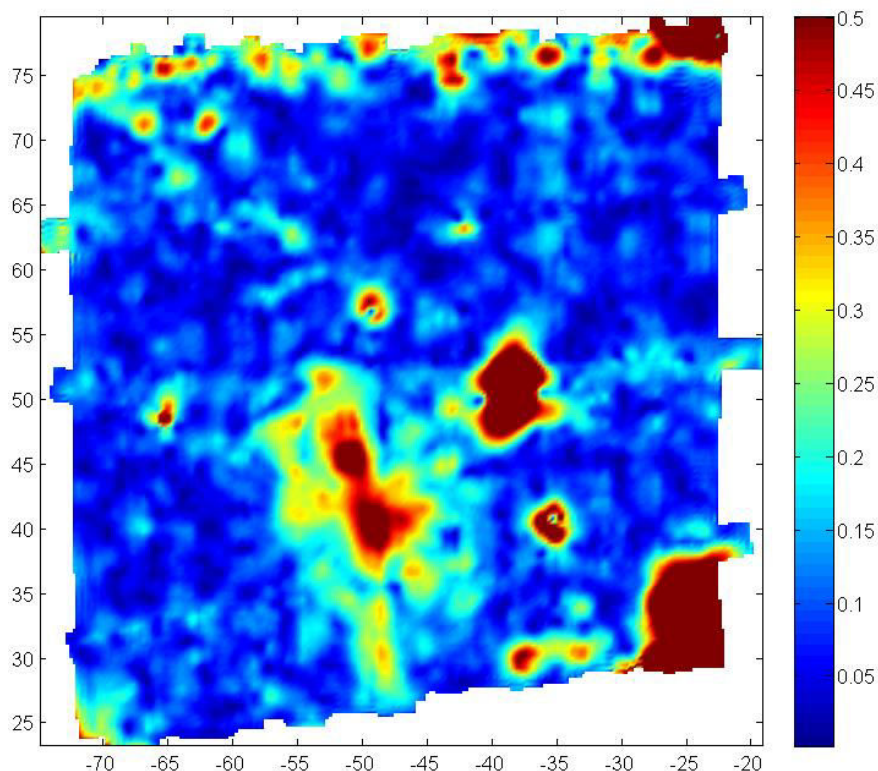


Figure 24 : Carte du signal analytique, facteur de texture fixé à 0,1

On peut voir là l'importance de bien choisir les facteurs de calcul de la grille. Sur la Figure 23 nous ne distinguons que quatre anomalies complètes. Avec un facteur de texture plus petit, on en dénombre une quantité bien plus importante malgré un seuil plus élevé ( $0,5 \text{ nT.m}^{-1}$ ). L'anomalie centrale est particulièrement intéressante, il semblait s'agir d'un gros objet unique sur la figure précédente, on s'aperçoit ici qu'il s'agit de deux CAPEs très proches et de même amplitude ainsi que de quelques autres CAPEs de plus faible amplitude autour.

### 3.3.2. Inversion du signal analytique

On considère le modèle d'un dipôle caractérisé par sa position et son intensité d'aimantation. L'inversion consiste alors à trouver les quatre paramètres du modèle tels que le signal analytique calculé corresponde au mieux au signal analytique des données. On définit pour chaque anomalie un « rayon » d'inversion qui correspond grossièrement à l'étendue de l'anomalie du signal analytique observé. A partir du point sur lequel on a cliqué, l'algorithme recherche par moindres carrés la position et l'intensité d'aimantation du dipôle correspondant au mieux aux données. L'utilisateur observe le résultat sous la forme de deux profils, nord-sud et est-ouest, montrant le signal analytique des données et celui du modèle puis il valide ou non l'inversion.

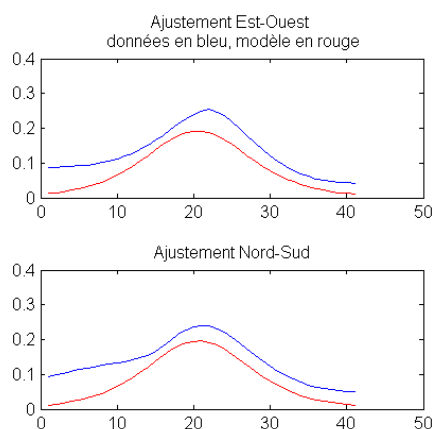


Figure 25 : inversion de l'anomalie n°1 (les données sont en bleu et le modèle du dipôle en rouge)

On réalise l'interprétation sur les deux cartes du signal analytique montrées précédemment (facteur de texture à 1 et 0,1).

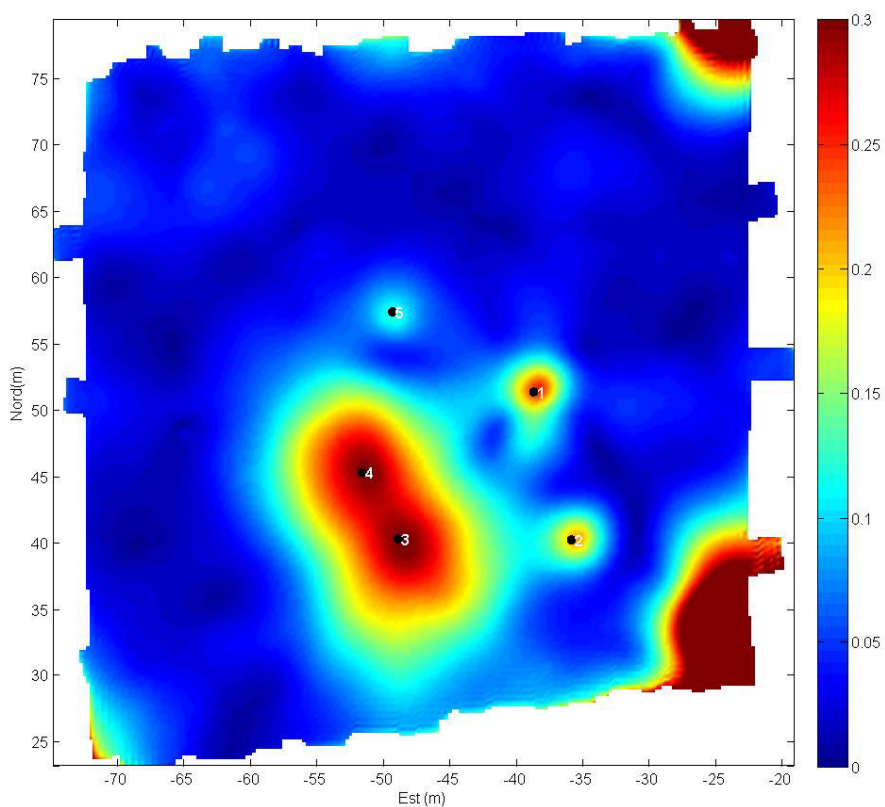


Figure 26 : Localisation des CAPEs interprétés à partir du signal analytique, facteur de texture fixé à 1

Quatre anomalies apparaissent intégralement sur cette carte, dont une qui semble être constituée de deux entités, les paramètres des dipôles leur correspondant sont dans le tableau ci-dessous.

L'algorithme d'inversion permet de déterminer la position (en latitude-longitude ou en mètres par rapport au centre de la carte), ainsi qu'une profondeur.

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Amplitude
1	51.0319456	2.19521092	-38.7	51.3	3.6	2021.0
2	51.0318454	2.19525153	-35.9	40.2	3.0	726.9
3	51.0318459	2.19506531	-48.9	40.2	10.9	685333.0
4	51.031891	2.19502657	-51.6	45.2	9.3	322413.2
5	51.0319998	2.1950592	-49.3	57.4	2.9	275.1

Tableau 2 : Paramètres des CAPEs dans le cas du facteur de texture fixé à 1

Sur la carte dont le facteur de texture est de 0,1, on distingue logiquement un plus grand nombre d'anomalies. Il est important de noter que les profondeurs des CAPEs 3 et 4 obtenues avec un facteur de texture de 1 sont respectivement de 10,9 et 9,3 m alors que pour un facteur de texture de 0,1 elles sont de 3,8 m. On voit bien que la profondeur varie beaucoup, au plus du simple au double, en fonction de la façon de calculer la grille. C'est un point très important qui nécessite d'être éclairci.

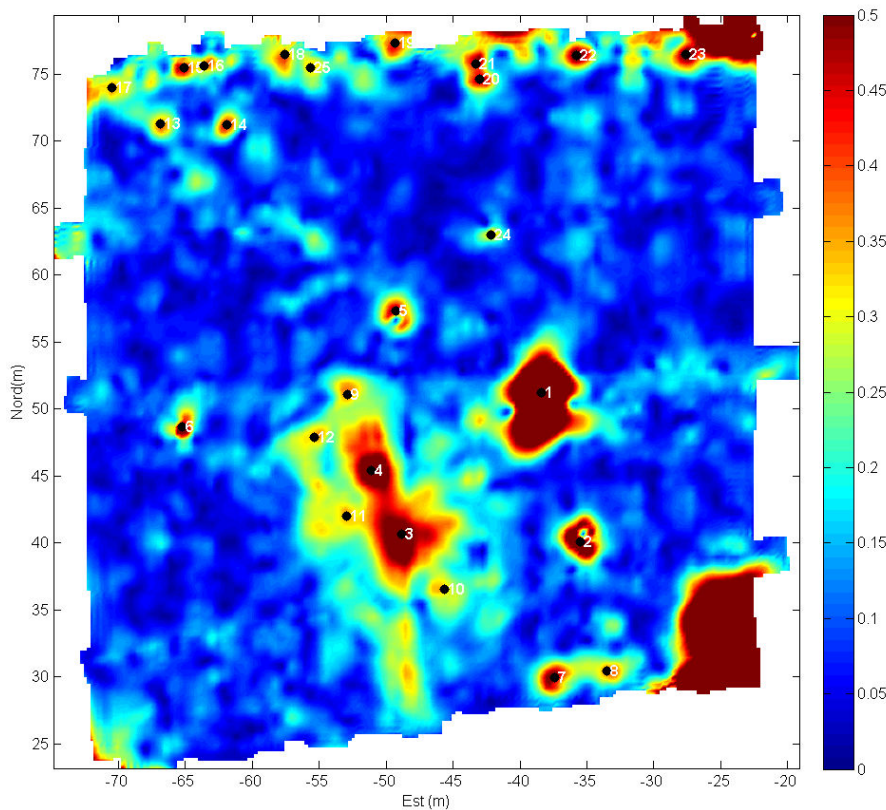


Figure 27 : Localisation des CAPEs interprétés à partir du signal analytique, facteur de texture fixé à 0,1

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Amplitude
1	51.0319446	2.19521534	-38.4	51.2	1.4	809.0
2	51.0318445	2.19525697	-35.5	40.1	1.3	103.6
3	51.0318498	2.19506573	-48.8	40.7	3.8	5207.2
4	51.0318923	2.19503345	-51.1	45.4	3.8	5068.2

5	51.0319997	2.19505939	-49.3	57.3	1.1	35.1
6	51.0319215	2.19483181	-65.2	48.6	0.5	6.3
7	51.0317534	2.19522913	-37.4	30.0	1.1	40.0
8	51.0317579	2.19528533	-33.5	30.5	0.9	11.2
9	51.0319434	2.19500858	-52.8	51.1	1.6	114.7
10	51.0318126	2.1951118	-45.6	36.5	2.1	185.6
11	51.0318619	2.19500749	-52.9	42.0	0.3	0.4
12	51.0319147	2.1949726	-55.4	47.9	0.2	0.5
13	51.0321255	2.19480829	-66.8	71.3	0.6	4.3
14	51.0321247	2.19487879	-61.9	71.2	0.3	1.7
15	51.0321628	2.19483331	-65.1	75.5	0.3	1.8
16	51.0321639	2.19485467	-63.6	75.6	1.0	14.6
17	51.0321491	2.19475674	-70.5	74.0	0.7	3.8
18	51.0321721	2.19494084	-57.6	76.5	1.8	147.8
19	51.0321794	2.19505865	-49.3	77.3	0.9	18.0
20	51.032155	2.19514954	-43.0	74.6	1.0	24.0
21	51.0321652	2.19514464	-43.3	75.7	0.5	2.6
22	51.0321714	2.19525231	-35.8	76.4	0.9	20.4
23	51.0321715	2.19536955	-27.6	76.4	1.1	44.8
24	51.0320505	2.19516108	-42.2	63.0	0.5	2.5
25	51.0321626	2.1949688	-55.6	75.5	0.8	5.8

Tableau 3 : Paramètres des CAPEs dans le cas du facteur de texture fixé à 0,1

### 3.3.3. Preuves terrain

Dans les faits on applique cette méthode sur plusieurs hectares. Les tableaux de CAPEs interprétés peuvent atteindre plusieurs centaines de lignes voire un millier.

Dans l'exemple ci-dessous, on a interprété 1098 dipôles sur 2,8 ha.

On montre dans le Tableau 4 quelques exemples de retour d'expérience. Il s'agit d'objets mis au jour par Cardem aux endroits indiqués par les croix blanches. On constate que la nature des objets est très variée et qu'il ne s'agit pas toujours d'UXO. De façon générale, le retour d'expérience indique que la localisation horizontale est bonne, meilleure que 0,5 m. En revanche, pour la profondeur, elle est souvent surestimée, ce qui est sans doute dû au calcul de la grille comme nous l'avons vu précédemment. Cependant, assez fréquemment, les démineurs déterrent des objets qui n'ont pas des tailles négligeables comparativement à la distance au plan de mesure, par exemple, tôles, fil de fer, grille métallique (Tableau 4).

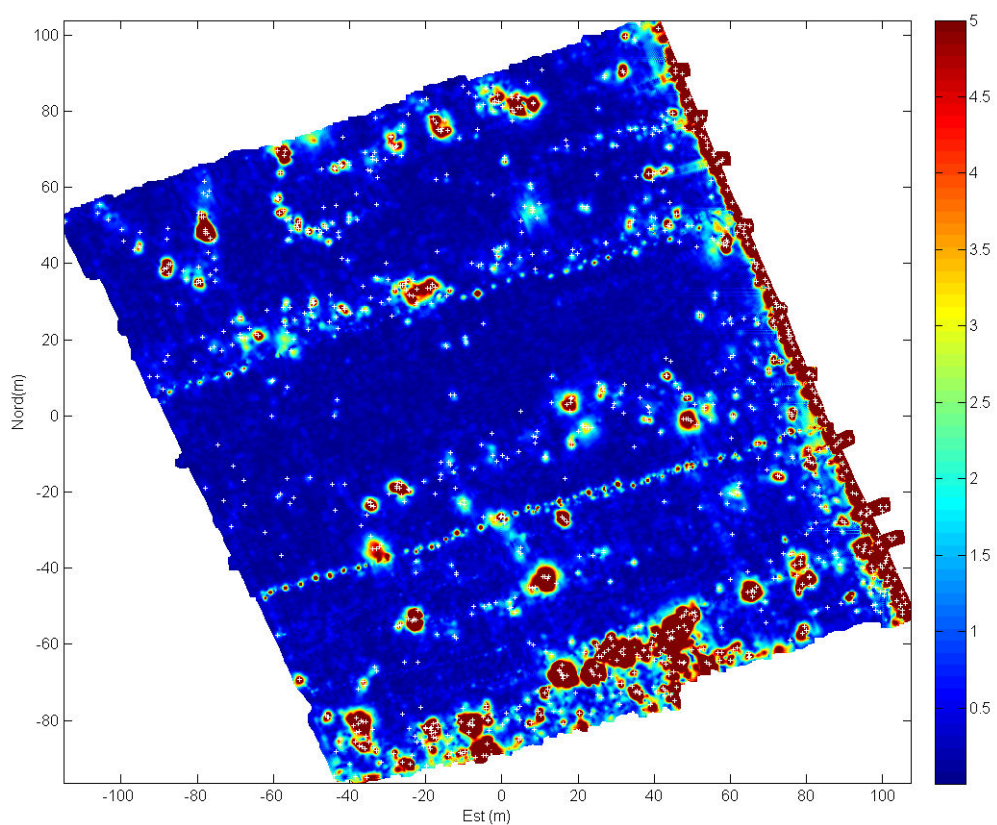


Figure 28 : Zone complète interprétée, les croix blanches représentent les CAPEs



Piquet



Filtres



Clou



Tôle



Conteneur à poudre



Barbelé



Grille de four



Mine à orin (mine marine)



Queue de cochon

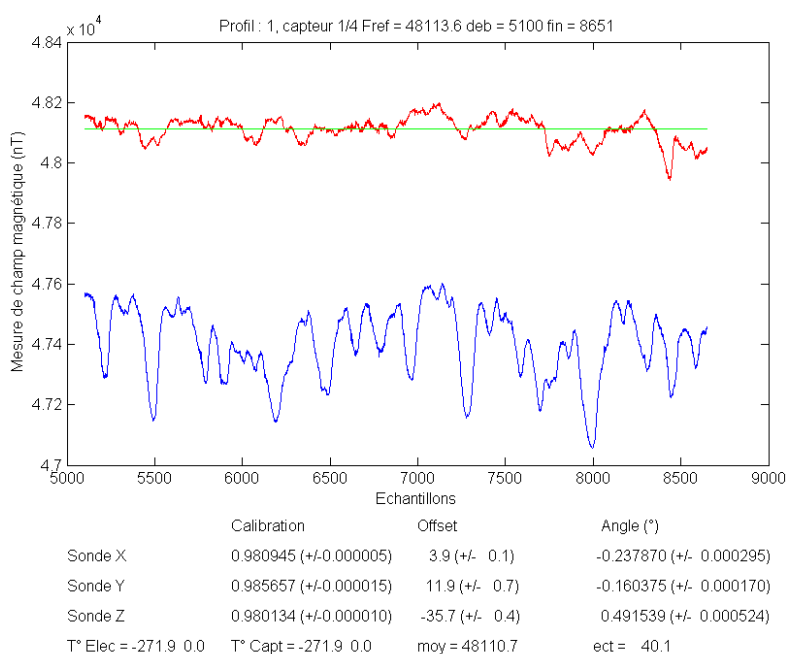
Tableau 4 : Exemple d'objets trouvés sur le zone montrée sur la figure précédente.

## 4. Problématiques spécifiques

### 4.1. Les variations temporelles du champ magnétique

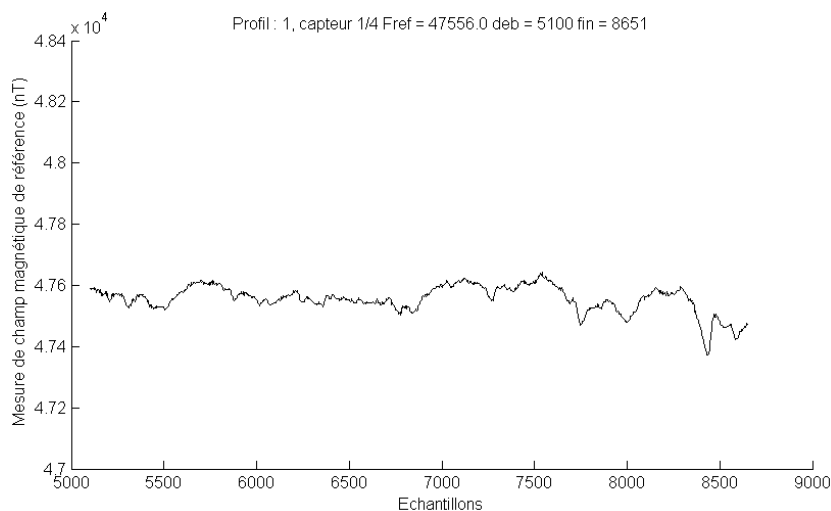
Dans le cadre de nos mesures on a considéré que le champ magnétique en un point fixe est constant, ce qui n'est pas toujours le cas. En ville par exemple, l'activité urbaine a un fort impact sur le champ magnétique ambiant. Le passage des voitures, les trains, les tramways etc. font fortement varier le champ environnant.

Cette particularité rend difficile la prospection magnétique en ville. On montre ci-dessous l'exemple particulièrement parlant d'une calibration faite en ville. Les données calibrées (courbe rouge) varient fortement (250 nT crête à crête), l'écart-type est de 40,1 nT. Les écarts par rapport au champ de référence sont similaires au niveau des quatre capteurs. Cela indique qu'il ne s'agit vraisemblablement pas d'un défaut d'étalonnage ou d'une variation locale du champ magnétique. En effet, dans ce cas les courbes étalonnées seraient différentes.



**Figure 29 : Etalonnage en milieu urbain. La courbe bleue est l'intensité du champ magnétique avant étalonnage, la courbe rouge, après étalonnage et la constante verte la valeur du champ magnétique sur laquelle les données sont inversées.**

L'erreur restante trouve son origine dans les variations temporelles du champ magnétique ambiant. Cette hypothèse se confirme avec la Figure 30 qui montre l'enregistrement du champ magnétique réalisé avec un magnétomètre absolu fixe, posé sur le point d'étalonnage. Les données sont bien corrélées avec la courbe des données calibrées. Il est ainsi difficile de calculer un étalonnage de qualité en ville en considérant un champ magnétique constant.



**Figure 30 : Variations temporelles du champ magnétique enregistrées avec un magnétomètre fixe sur le point d'étalonnage**



#### 4.2. Problèmes dus au positionnement

Sur certains de nos terrains une partie de la constellation de satellites de positionnement (Global Navigation Satellite System, GNSS) est masquée soit par des arbres (en forêt) soit par des bâtiments (en ville). Le calcul de la position par le récepteur Trimble 5800 s'en trouve affecté. On présente ci-dessous un exemple. Bien que l'opérateur ait marché droit, les profils sont entremêlés et on constate des sauts dans les données. Dans certains cas plus critiques, nous ne disposons même que d'un nuage de points d'où il est impossible de distinguer des profils. Il arrive aussi que durant plusieurs secondes il n'y ait pas de données GPS acquises. Dans ces cas, il est impératif de positionner sur le sol les extrémités des profils en utilisant des décimètres et des marques et l'opérateur se doit de marcher à vitesse constante le long des profils. La navigation sera alors calculée de manière relative et en supposant une vitesse constante le long des profils. Cette façon de positionner les données magnétiques est assez imprécise et les cartes magnétiques sont rarement de bonne qualité.

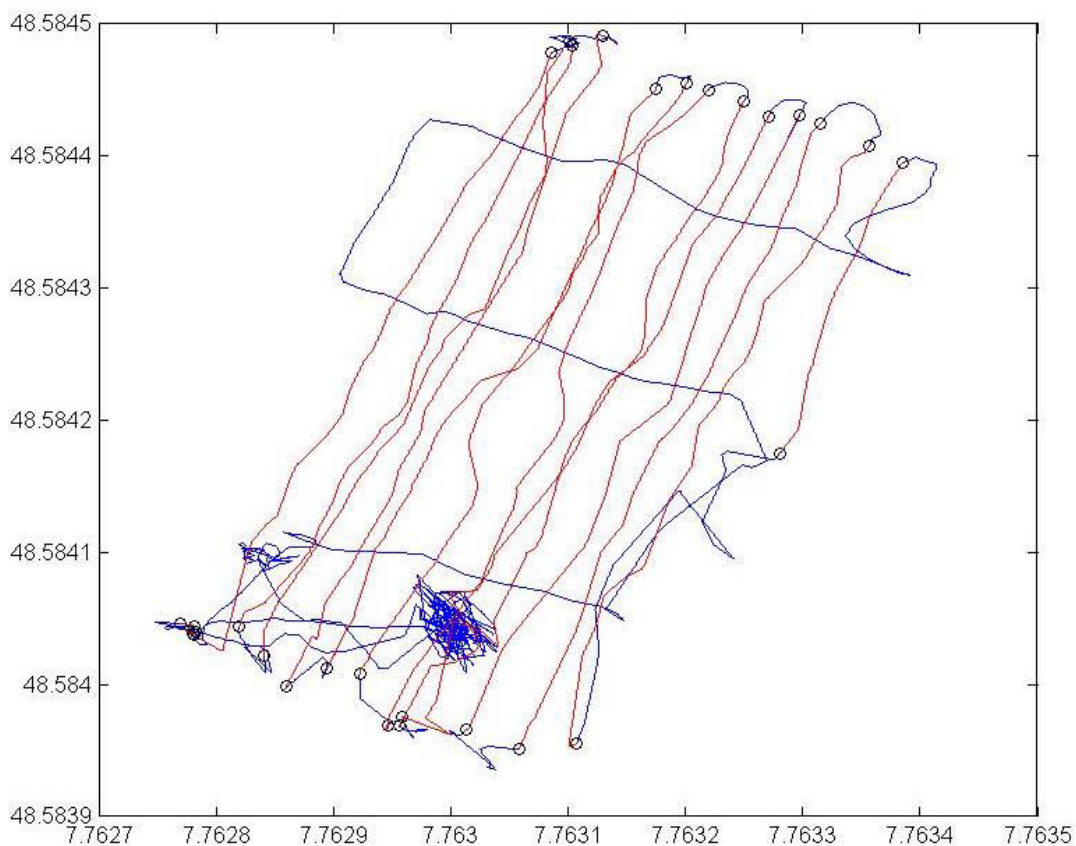


Figure 31 : Fichier de positionnement des profils à partir de données GPS en ville.





# Chapitre IV :

## Caractérisation d'un dipôle

### Table des matières :

1. L'effet de l'approximation .....	97
1.1. Théorie.....	97
1.2. Cas particulier du dipôle.....	99
2. Le signal analytique pour un dipôle .....	101
2.1. Introduction.....	101
2.2. Cas général .....	102
2.3. Cas de vecteurs verticaux.....	104
3. La déconvolution d'Euler pour un dipôle .....	106
3.1. Théorie.....	106
3.2. Résolution du problème inverse .....	107
4. La résolution complète du problème inverse pour un dipôle.....	109



# Chapitre IV : Caractérisation d'un dipôle

L'objet de ce chapitre est de mettre en place des méthodes et des opérateurs plus précis pour la localisation et la caractérisation d'aimantations ponctuelles. Par rapport à ce qui est habituellement pratiqué, la première source d'erreur est l'approximation correspondant à la définition de l'anomalie de l'intensité du champ magnétique. Le signal analytique couramment utilisé pour ce type d'interprétation n'est pas donné mathématiquement pour une source ponctuelle et la localisation du dipôle est approximative. Une méthode d'interprétation bien adaptée à notre questionnement est la méthode d'Euler. Enfin l'équation du champ magnétique du dipôle étant définie, quels sont les problèmes qui se posent pour la résolution du problème inverse.

## 1. L'effet de l'approximation

### 1.1. Théorie

Nous avons vu au chapitre II la définition de l'anomalie de l'intensité du champ magnétique et ses conséquences sur le calcul du potentiel et du champ magnétique vectoriel qui sont calculés de manière approximative, cette approximation n'étant pas maîtrisée et dépendant de l'intensité du champ d'anomalie. Cette difficulté peut être atténuée voire éliminée en faisant des calculs plus élaborés. Initialement, le calcul de l'anomalie de l'intensité du champ magnétique consiste à faire la différence entre la mesure  $M$  d'intensité et celle du champ magnétique régional  $R$ . Il a été établi que

$$F \approx F_1 = B \cos(\vec{R}, \vec{B}). \quad 4.1$$

C'est-à-dire que l'intensité de l'anomalie magnétique est au premier ordre la projection du champ d'anomalie,  $\vec{B}$  dans la direction du champ magnétique régional.

En supposant toujours que l'anomalie magnétique est petite en intensité comparée au champ magnétique régional, on a  $B \ll R$ . Nous pouvons alors calculer le développement limité de l'équation précédente à un ordre plus grand (Sailhac, 1999 ; Fleury, 2011). Soient  $p = \frac{B}{R}$  et  $a = 2 \cos(\vec{R}, \vec{B})$ , nous avons à l'ordre 5

$$\begin{aligned} \frac{\|\vec{R} + \vec{B}\|}{R} &= 1 + \frac{1}{2}ap + \left(\frac{1}{2} - \frac{1}{8}a^2\right)p^2 + \left(-\frac{1}{4}a + \frac{1}{16}a^3\right)p^3 \\ &+ \left(-\frac{1}{8} + \frac{3}{16}a^2 - \frac{5}{128}a^4\right)p^4 + \left(\frac{3}{16}a - \frac{5}{32}a^3 + \frac{7}{256}a^5\right)p^5 + o(p^6). \end{aligned} \quad 4.2$$

Ce calcul plus précis n'est pas utilisable car on n'arrive pas à trouver une formulation de  $\vec{B}$  en fonction des mesures.

Dans un espace à trois dimensions, le cosinus se définit de la manière suivante,

$$\cos(\vec{R}, \vec{B}) = \frac{R_x B_x + R_y B_y + R_z B_z}{RB} \quad 4.3$$

Il en découle,

$$F \approx F_1 = \frac{R_x}{R} B_x + \frac{R_y}{R} B_y + \frac{R_z}{R} B_z. \quad 4.4$$

Pour la suite, nous notons  $F_1$  l'anomalie de l'intensité du champ magnétique « approximée » et  $F$  l'anomalie de l'intensité du champ d'anomalie « vraie ». Géométriquement, il est facile de visualiser  $F$  et  $F_1$ , comme le montre la figure ci-dessous.

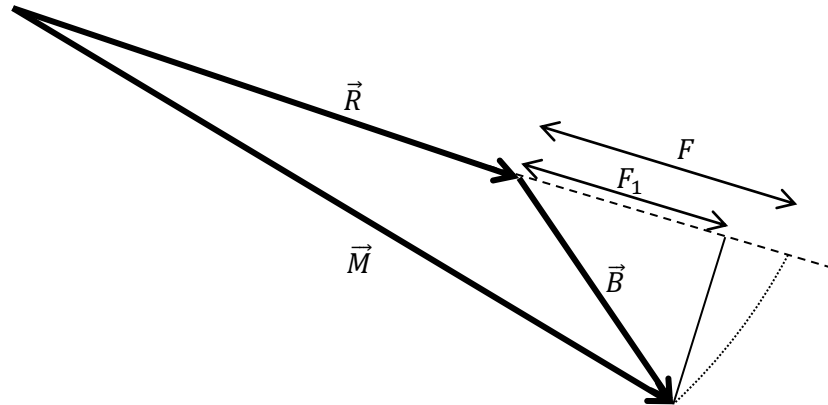


Figure 1 : Définition géométrique de l'anomalie magnétique

On voit bien que  $F$  et  $F_1$  ne sont égaux que si les vecteurs sont alignés et que les deux grandeurs diffèrent le plus quand les vecteurs sont orthogonaux, ( $F_1$  est nul,  $F = \sqrt{R^2 + B^2} - R$ ). Par ailleurs, la différence  $F - F_1$  est toujours positive.

La relation entre  $F$  et  $F_1$  peut être établie de façon assez simple par itération (Lourenco et Morrison, 1973 ; Fleury, 2011). Nous avons

$$M^2 = B^2 + 2\vec{B} \cdot \vec{R} + R^2 = B^2 + 2F_1R + R^2 \quad 4.5$$

d'où

$$F_1 = \frac{M^2 - B^2 - R^2}{2R} = \frac{(F + R)^2 - B^2 - R^2}{2R} = \frac{F^2 + 2FR - B^2}{2R}. \quad 4.6$$

Finalement la relation

$$F_1 = F - \frac{B^2 - F^2}{2R} \quad 4.7$$

peut être utilisée pour calculer  $F_1$  qui est la grandeur qui doit être utilisée, plutôt que  $F$ . Le calcul est fait par itération,  $F$  permet de calculer  $B$  et on peut alors calculer  $F_1$ , ainsi de suite. Ce processus nécessite le calcul du champ magnétique à partir de l'anomalie. Il y a donc lieu de remonter au potentiel, puis de calculer son gradient et il faut donc connaître la direction du champ magnétique régional.

## 1.2. Cas particulier du dipôle

Afin d'étudier l'effet de l'approximation et la méthode de correction proposée, nous prenons un cas synthétique simple. Soit un dipôle d'aimantation  $\vec{j}$ , placé au point (1, 2, 15) en mètres. La direction de l'aimantation est parallèle à celle du champ magnétique régional (inclinaison  $64^\circ$  et déclinaison  $0^\circ$ , valeurs moyennes françaises) et l'intensité est choisie de telle manière que l'anomalie magnétique ait une amplitude d'environ 1000 nT. On calcule les anomalies magnétiques sur des cartes de 200 m de côté.

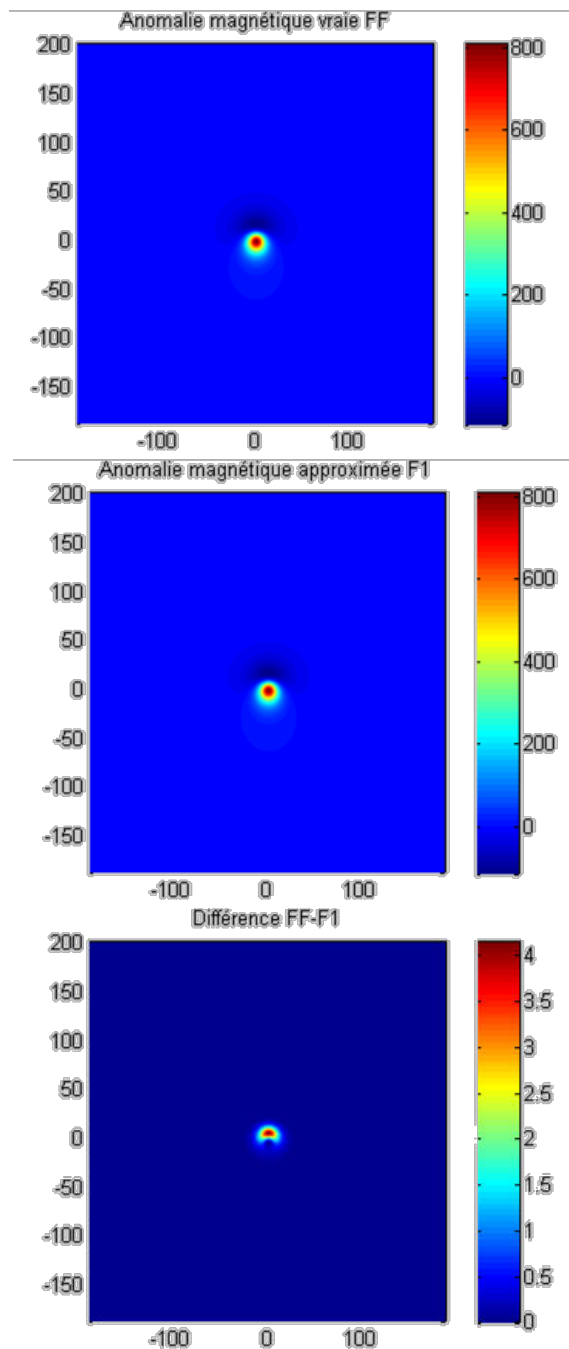
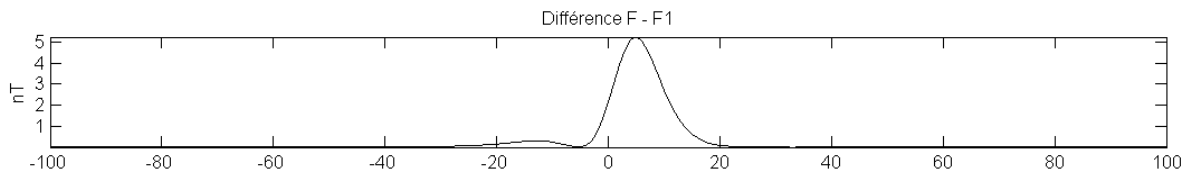


Figure 2 : Cartes d'anomalie magnétique synthétiques. Carte de l'anomalie vraie (en haut), l'anomalie approximée (au centre) et la différence des deux (en bas).



Puis on s'intéresse au profil sud-nord à l'aplomb de l'objet et passant par le maximum de l'anomalie.



**Figure 3 : Différence  $F - F_1$ , inclinaison du champ d'anomalie et intensité du champ d'anomalie (1000 nT) au niveau d'un profil nord-sud passant à l'aplomb du dipôle. Le nord est à droite.**

On observe que pour ce champ d'anomalie d'une amplitude d'environ 1000 nT, la différence  $F - F_1$  atteint une valeur maximale de 5,15 nT. Ce maximum se situe légèrement au nord de l'objet. On observe également que la différence est constituée de deux lobes, celui plus au sud ayant une amplitude plus faible et le passage à zéro entre les deux lobes s'expliquant par la direction du champ d'anomalie égale à celle du champ magnétique régional en ce point.

Le calcul par itération est testé dans ce cas. Le calcul de  $F_1$  à partir de  $F$ , conduit à une différence négligeable, son maximum étant de 0,005 nT, entre la valeur calculée par itération et la vraie valeur et le nombre d'itération est de 2.

A ce stade, il faut s'interroger sur l'importance de l'erreur commise et ses conséquences sur les calculs en méthodes potentielles. Dans le cas extrême où le champ d'anomalie atteint l'intensité de 50 000 nT, la différence  $F - F_1$  est de 8102 nT soit une différence de 16,2%. En calculant  $F_1$  par itération, l'erreur est réduite à 0,3 nT au bout de 20 itérations. Mais l'erreur peut dépendre aussi de la direction du champ magnétique et de l'aimantation. Vu les équations, la déclinaison modifie la direction horizontale de la forme de  $F - F_1$  mais pas son amplitude. Par contre l'inclinaison intervient dans l'amplitude de la différence. Pour l'exemple décrit ci-dessus, nous calculons l'amplitude de la différence  $F - F_1$  en fonction de l'inclinaison (on prend la même inclinaison pour le champ magnétique régional et pour l'aimantation) et de l'intensité de l'anomalie magnétique.

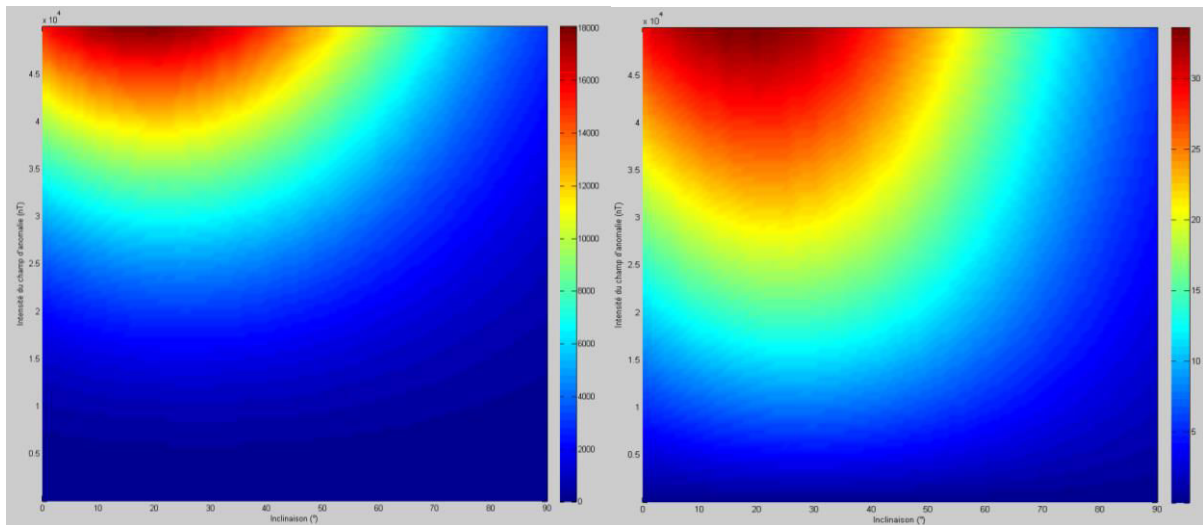


Figure 4 : à gauche intensité en nT de l'amplitude maximale de la différence entre l'anomalie approximée et l'anomalie vraie en fonction de l'inclinaison et de l'intensité de l'anomalie vraie ; à droite différence en pourcentage par rapport à l'intensité de l'anomalie magnétique vraie

On constate que l'erreur dépend aussi de l'inclinaison et de façon non négligeable. Elle est maximale pour une inclinaison de 19° atteignant une erreur de 33,7%.

## 2. Le signal analytique pour un dipôle

### 2.1. Introduction

La théorie du signal analytique en magnétisme proposée par Nabighian (1972) a connu un succès important pour l'interprétation de données magnétiques sur profils. Cependant le passage à des cartes, avec des structures non invariantes dans une direction horizontale a posé des problèmes dès le début. Nabighian (1984) a tenté sans succès une formulation pour des équations à trois dimensions et finalement deux définitions ont été proposées pour le signal analytique d'une fonction à trois dimensions sans aucune justification mathématique.

Soit  $f(x, y, z)$  la fonction. Le signal analytique dit « scalaire » correspond à la définition d'Ofoegbu et Mohan (1990),

$$S_c(x, y, z) = \sqrt{\left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial x} + \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial y}\right]^2 + \left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial z}\right]^2} \quad 4.8$$

alors que la définition du signal analytique « vectoriel » de Roest et al. (1992) est

$$S_v(x, y, z) = \sqrt{\left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial x}\right]^2 + \left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial y}\right]^2 + \left[\frac{\partial f(x, y, z)}{\partial z}\right]^2}. \quad 4.9$$

Roest et al. (1992) ont montré que le maximum du signal analytique « vectoriel » à l'aplomb d'un disque horizontal reste centré sur le disque, ce qui n'est pas le cas pour le signal analytique « scalaire ». Depuis, la définition de Roest et al. (1992) s'est imposée sans justification théorique, la démonstration reposant sur un exemple assez particulier.

Salem et al. (2002) ont calculé l'équation du signal analytique pour une aimantation induite et avec une déclinaison nulle. Ils ont montré que le maximum du signal analytique ne reste pas à l'aplomb de l'objet et que l'écart maximum est obtenu pour une inclinaison de 30° et atteint 30% de la profondeur.

Toutes ces études n'ont pas fait l'objet d'une synthèse, par exemple, que seraient les équations d'un dipôle pour le signal analytique scalaire. Elles ne prennent pas non plus en compte l'approximation du calcul de l'anomalie de l'intensité du champ magnétique et ne proposent pas d'explication au problème de décalage du maximum du signal analytique.

## 2.2. Cas général

Le potentiel et le champ magnétique d'un dipôle sont respectivement (Blakely, 1995)

$$V = \frac{\vec{j} \cdot \hat{r}}{r^2} \quad \vec{B} = \frac{j}{r^3} [3(\hat{j} \cdot \hat{r})\hat{r} - \hat{j}] \quad 4.10$$

avec  $r$  le vecteur distance entre le point source et le lieu où  $B$  est calculé,  $\hat{r}$  le vecteur unitaire distance et  $\vec{j}$  l'aimantation.

Ecrit sous forme développée, le champ magnétique au point de coordonnées  $(x, y, z)$  pour une aimantation localisée en  $(\alpha, \beta, \gamma)$  est

$$\begin{cases} B_x = \frac{3(j_x(x - \alpha) + j_y(y - \beta) + j_z(z - \gamma))(x - \alpha)}{r^5} - \frac{j_x}{r^3} \\ B_y = \frac{3(j_x(x - \alpha) + j_y(y - \beta) + j_z(z - \gamma))(y - \beta)}{r^5} - \frac{j_y}{r^3} \\ B_z = \frac{3(j_x(x - \alpha) + j_y(y - \beta) + j_z(z - \gamma))(z - \gamma)}{r^5} - \frac{j_z}{r^3} \end{cases} \quad 4.11$$

L'anomalie de l'intensité du champ magnétique est alors

$$\Delta T = \hat{R} \vec{B}, \quad 4.12$$

avec  $\hat{R}$  le vecteur unitaire dans la direction du champ magnétique régional et il ne reste plus qu'à calculer les trois dérivées partielles de  $\Delta T$ . Pour ce faire, simplifions l'écriture en posant  $\alpha = \beta = \gamma = 0$  ce qui revient à décaler l'origine du repère et ne fait pas perdre à nos équations leur généralité.

Nous avons alors

$$\begin{cases} B_x = -\frac{\partial V}{\partial x} = \frac{3(j_x x + j_y y + j_z z)x}{r^5} - \frac{j_x}{r^3} \\ B_y = -\frac{\partial V}{\partial y} = \frac{3(j_x x + j_y y + j_z z)y}{r^5} - \frac{j_y}{r^3} \\ B_z = -\frac{\partial V}{\partial z} = \frac{3(j_x x + j_y y + j_z z)z}{r^5} - \frac{j_z}{r^3} \end{cases} \quad 4.13$$

et nous avons donc à calculer

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta T}{\partial x} &= \hat{R}_x \frac{\partial B_x}{\partial x} + \hat{R}_y \frac{\partial B_y}{\partial x} + \hat{R}_z \frac{\partial B_z}{\partial x} \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial y} &= \hat{R}_x \frac{\partial B_x}{\partial y} + \hat{R}_y \frac{\partial B_y}{\partial y} + \hat{R}_z \frac{\partial B_z}{\partial y} \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial z} &= \hat{R}_x \frac{\partial B_x}{\partial z} + \hat{R}_y \frac{\partial B_y}{\partial z} + \hat{R}_z \frac{\partial B_z}{\partial z} \end{aligned} \quad 4.14$$

qui s'écrit en fonction du potentiel

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta T}{\partial x} &= \hat{R}_x \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \hat{R}_y \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} + \hat{R}_z \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial y} &= \hat{R}_x \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} + \hat{R}_y \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \hat{R}_z \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z} \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial z} &= \hat{R}_x \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} + \hat{R}_y \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z} + \hat{R}_z \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \end{aligned} \quad 4.15$$

car on peut permuter l'ordre de dérivation. Il ne reste plus qu'à calculer les dérivées

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{9xj_x + 3(j_y y + j_z z)}{r^5} - \frac{15x^2(j_x x + j_y y + j_z z)}{r^7} \quad 4.16$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial y^2} = \frac{9yj_y + 3(j_x x + j_z z)}{r^5} - \frac{15y^2(j_x x + j_y y + j_z z)}{r^7} \quad 4.17$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{9zj_z + 3(j_x x + j_y y)}{r^5} - \frac{15z^2(j_x x + j_y y + j_z z)}{r^7} = -\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \quad 4.18$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} = \frac{3(xj_y + yj_x)}{r^5} - \frac{15xy(j_x x + j_y y + j_z z)}{r^7} \quad 4.19$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} = \frac{3(zj_x + xj_z)}{r^5} - \frac{15xz(j_x x + j_y y + j_z z)}{r^7} \quad 4.20$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z} = \frac{3(yj_z + zj_y)}{r^5} - \frac{15yz(j_x x + j_y y + j_z z)}{r^7} \quad 4.21$$

### 2.3. Cas de vecteurs verticaux

Considérons le cas particulier de la réduction au pôle. Si nous supposons que c'est le cas pour l'aimantation et le champ magnétique régional, nous avons  $j_x = j_y = 0$  et  $j_z = 1$  et  $R_x = R_y = 0$  et  $R_z = 1$

Le champ magnétique devient

$$\begin{cases} B_x = \frac{3(z - \gamma)(x - \alpha)}{r^5} \\ B_y = \frac{3(z - \gamma)(y - \beta)}{r^5} \\ B_z = \frac{3(z - \gamma)^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \end{cases} \quad 4.22$$

et l'anomalie de l'intensité du champ magnétique

$$\Delta T = \hat{R}\vec{B} = B_z = \frac{3(z - \gamma)^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \quad 4.23$$

Pour le signal analytique, nous avons

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{3z}{r^5} - \frac{15x^2 z}{r^7} \quad 4.24$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial y^2} = \frac{3z}{r^5} - \frac{15y^2 z}{r^7} \quad 4.25$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{9z}{r^5} - \frac{15z^3}{r^7} = -\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \quad 4.26$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} = -\frac{15xyz}{r^7} \quad 4.27$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} = \frac{3x}{r^5} - \frac{15xz^2}{r^7} \quad 4.28$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z} = \frac{3y}{r^5} - \frac{15yz^2}{r^7} \quad 4.29$$

D'où la fonction signal analytique ( $S_v$ ),

$$\begin{aligned}
 S_v &= \sqrt{\left(\frac{\partial^2 V}{\partial xz}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 V}{\partial yz}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}\right)^2} & 4.30 \\
 S_v &= \sqrt{\left(\frac{3x}{r^5} - \frac{15xz^2}{r^7}\right)^2 + \left(\frac{3y}{r^5} - \frac{15yz^2}{r^7}\right)^2 + \left(\frac{9z}{r^5} - \frac{15z^3}{r^7}\right)^2} \\
 S_v &= \sqrt{\left(\frac{3x(r^2 - 5z^2)}{r^7}\right)^2 + \left(\frac{3y(r^2 - 5z^2)}{r^7}\right)^2 + \left(\frac{3z(3r^2 - 5z^2)}{r^7}\right)^2} \\
 S_v &= \sqrt{\frac{9(r^2 - z^2)(r^2 - 5z^2)^2 + 9z^2(3r^2 - 5z^2)^2}{r^{14}}} \\
 S_v &= \sqrt{\frac{9r^2(r^2 - 5z^2)^2 + 9z^2[(3r^2 - 5z^2)^2 - (r^2 - 5z^2)^2]}{r^{14}}} \\
 S_v &= \sqrt{\frac{9r^2(r^2 - 5z^2)^2 + 9z^2 4r^2(2r^2 - 5z^2)}{r^{14}}} \\
 S_v &= \sqrt{\frac{9r^2(r^4 - 2z^2r^2 + 5z^4)}{r^{14}}} \\
 S_v &= \frac{3}{r^6} \sqrt{r^4 - 2z^2r^2 + 5z^4} & 4.31
 \end{aligned}$$

On a ainsi l'équation du signal analytique du dipôle vertical centré et pour un champ magnétique régional vertical qui montre bien que le signal analytique ne dépend pas de la direction horizontale.

Soit  $d^2 = x^2 + y^2$ , nous avons alors

$$S_v(d, z) = \frac{3}{(d^2 + z^2)^3} \sqrt{(d^2 + z^2)^2 - 2z^2(d^2 + z^2) + 5z^4} \quad 4.32$$

$$S_v(d, z) = \frac{3}{(d^2 + z^2)^3} \sqrt{d^4 + 4z^4} \quad 4.33$$

Cette équation nous montre bien que le maximum du signal analytique est à l'aplomb de l'objet. Pour l'instant, nous ne trouvons pas de solution analytique à la recherche de  $z$  c'est-à-dire une formulation de  $z$  en fonction de  $d$  et de la fonction. Cependant, une solution peut être trouvée par optimisation non linéaire. Il s'agit effectivement, ayant des données  $S_v$  de trouver  $z$  de manière à minimiser la différence entre les données et le modèle.

### 3. La déconvolution d'Euler pour un dipôle

#### 3.1. Théorie

La notion de fonction homogène introduite par Euler correspond à des fonctions dérivables qui ont un comportement d'échelle multiplicatif par rapport à leurs arguments. Pour une fonction à trois dimensions, celle-ci est dite homogène de degré  $N$ , si et seulement si

$$f(tx, ty, tz) = t^N f(x, y, z) \quad \forall t \quad 4.34$$

Cela implique que les fonctions homogènes sont invariantes en termes d'échelle et, par exemple, les fonctions linéaires, parce qu'elles s'écrivent sous la forme  $f(tx) = tf(x)$  sont des fonctions homogènes de degré 1. Autrement dit, l'homogénéité correspond à une généralisation de la notion de linéarité.

La conséquence intéressante en méthodes potentielles résulte du théorème d'Euler des fonctions homogènes. Soient  $x' = tx, y' = ty$  et  $z' = tz$ , en dérivant par rapport à  $t$  l'égalité qui définit les fonctions homogènes nous avons

$$\frac{\partial f}{\partial x'} \frac{\partial x'}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial y'} \frac{\partial y'}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial z'} \frac{\partial z'}{\partial t} = Nt^{N-1}V(x, y, z), \quad 4.35$$

$$x \frac{\partial f}{\partial (xt)} + y \frac{\partial f}{\partial (yt)} + z \frac{\partial f}{\partial (zt)} = Nt^{N-1}V(x, y, z). \quad 4.36$$

Soit  $t = 1$ , nous obtenons

$$x \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial x} + y \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial y} + z \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial z} = Nf(x, y, z), \quad 4.37$$

ou bien

$$\vec{r} \vec{\nabla} f = Nf \quad 4.38$$

qui constitue le théorème d'Euler de fonctions à plusieurs variables.

Comme nous l'avons vu, l'équation du potentiel d'un dipôle placé à l'origine d'un référentiel cartésien est

$$V(x, y, z) = \frac{j_x x + j_y y + j_z z}{[x^2 + y^2 + z^2]^{\frac{3}{2}}} \quad 4.39$$

avec l'aimantation  $\vec{j} = (j_x, j_y, j_z)$  et  $(x, y, z)$  les coordonnées du point où est calculé le potentiel.

Il est évident que  $\forall t \neq 0, V(tx, ty, tz) = \frac{1}{t^2} V(x, y, z)$ , et donc que le potentiel est une fonction homogène de degré -2.

Si on considère que le potentiel est dû au dipôle  $\vec{j} = (j_x, j_y, j_z)$  localisé non plus à l'origine mais en  $(\alpha, \beta, \gamma)$  le théorème d'Euler donne alors

$$(x - \alpha) \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial x} + (y - \beta) \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial y} + (z - \gamma) \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial z} = -2V(x, y, z) \quad 4.40$$

Ce qui a fait le succès de la méthode est que la résolution de cette équation avec des données revient à chercher  $(\alpha, \beta, \gamma)$  et donc à localiser le dipôle sans aucune connaissance à priori sur l'aimantation. Par ailleurs, comme on le voit dans l'équation, le calcul de  $(\alpha, \beta, \gamma)$  si on considère que l'on dispose de mesures, il s'agit de la résolution d'un système linéaire d'autant d'équations que de mesures à trois inconnues. La résolution du problème inverse au sens des moindres carrés est alors facile à mettre en œuvre.

Pour ce qui est de l'anomalie magnétique,  $F = \hat{R} \vec{\nabla} V$  les choses sont assez simples. Dérivons l'équation du potentiel du théorème d'Euler dans la direction du champ magnétique  $\hat{R}$ , nous avons alors

$$\hat{R} \vec{\nabla} (\vec{r} \vec{\nabla} V) = \hat{R} \vec{\nabla} (NV), \quad 4.41$$

$$\hat{R} \vec{\nabla} V + \vec{r} \vec{\nabla} F = NF \quad 4.42$$

et donc

$$\vec{r} \vec{\nabla} F = (N - 1)F \quad 4.43$$

L'anomalie magnétique d'un dipôle est donc aussi une fonction homogène et son degré est -3.

### 3.2. Résolution du problème inverse

Ayant l'équation d'Euler, le problème à résoudre est celui du calcul de la localisation du dipôle. Autrement dit, disposant de données magnétiques  $F(x, y, z)$  et ayant calculé les trois dérivées partielles, nous cherchons  $\alpha, \beta$  et  $\gamma$ , tels que

$$(x - \alpha) \frac{\partial F(x, y, z)}{\partial x} + (y - \beta) \frac{\partial F(x, y, z)}{\partial y} + (z - \gamma) \frac{\partial F(x, y, z)}{\partial z} = -3F(x, y, z) \quad 4.44$$

En termes d'application numérique, même si l'équation d'Euler est valide quels que soient  $x, y$ , et  $z$ , il est difficile d'imaginer le calcul des dérivées partielles de l'anomalie magnétique autrement qu'à



partir d'une carte définie à altitude constante et pour  $z = 0$ , ce qui n'est pas une limitation supplémentaire. Par ailleurs, les calculs des dérivées partielles est fait en domaine spectral ce qui implique que leur composante continue est nulle. L'équation d'Euler devient ainsi

$$(x - \alpha) \frac{\partial F(x, y)}{\partial x} + (y - \beta) \frac{\partial F(x, y)}{\partial y} - \gamma \frac{\partial F(x, y)}{\partial z} = -3F(x, y) \quad 4.45$$

Un autre intérêt de la méthode d'Euler et que l'on va parcourir la grille en déplaçant une fenêtre de taille à définir. Pour chacune des positions de la fenêtre, nous avons à résoudre l'équation d'Euler.

Si on suppose que la taille de la fenêtre fait que nous avons plus d'équations que d'inconnues, nous avons alors à résoudre un système linéaire de  $N > 3$  équations à trois inconnues

$$\begin{aligned} \alpha \frac{\partial F(x_1, y_1)}{\partial x} + \beta \frac{\partial F(x_1, y_1)}{\partial y} + \gamma \frac{\partial F(x_1, y_1)}{\partial z} &= 3F(x_1, y_1) + x \frac{\partial F(x_1, y_1)}{\partial x} + y \frac{\partial F(x_1, y_1)}{\partial y} \\ \alpha \frac{\partial F(x_2, y_2)}{\partial x} + \beta \frac{\partial F(x_2, y_2)}{\partial y} + \gamma \frac{\partial F(x_2, y_2)}{\partial z} &= 3F(x_2, y_2) + x \frac{\partial F(x_2, y_2)}{\partial x} + y \frac{\partial F(x_2, y_2)}{\partial y} \\ &\vdots \\ \alpha \frac{\partial F(x_N, y_N)}{\partial x} + \beta \frac{\partial F(x_N, y_N)}{\partial y} + \gamma \frac{\partial F(x_N, y_N)}{\partial z} &= 3F(x_N, y_N) + x \frac{\partial F(x_N, y_N)}{\partial x} + y \frac{\partial F(x_N, y_N)}{\partial y} \end{aligned} \quad 4.46$$

Qui se met sous la forme

$$\begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \\ \gamma \end{bmatrix} X = Y \quad 4.47$$

Avec  $X$  la matrice de  $N$  lignes et trois colonnes contenant les dérivées partielles de l'anomalie magnétique et  $Y$  le vecteur de longueur  $N$  correspondant à la partie droite de l'équation. La résolution se fait en utilisant la méthode des moindres carrés qui donnera toujours une solution à condition que la matrice  $(X^T X)$  ne soit pas singulière.

Trois difficultés sont inhérentes à la méthode. La première correspond à la taille de la fenêtre, c'est à dire la zone de données utilisée pour l'inversion. Si elle est trop petite, elle peut ne contenir que du bruit, si elle est trop grande, elle peut prendre en compte plusieurs anomalies magnétiques dipolaires. Le deuxième correspond à la position horizontale du résultat. Du point de vue théorique, celui-ci peut être en dehors de la fenêtre, cependant, étant donné que l'on va déplacer la fenêtre à travers la carte d'anomalie, on ne retient que les résultats d'inversion pour lesquels la position du résultat est dans la fenêtre ou au voisinage de celle-ci. Enfin, il est possible que le signal soit de très faible amplitude, ne correspondant qu'à du bruit dans la fenêtre d'inversion et que l'on obtienne un résultat à l'intérieur de celle-ci. Il est aussi possible que le résultat satisfasse mal les données. Il est donc nécessaire de fixer un seuil en dessous duquel l'inversion ne sera pas réalisée et un autre seuil exprimant la qualité du résultat.

Il est donc nécessaire de fixer ces quatre paramètres pour obtenir des résultats. Selon leurs valeurs, on peut obtenir beaucoup de résultats en se déplaçant dans la grille mais ceux-ci peuvent avoir peu de sens. A l'inverse, on peut ne pas identifier des dipôles alors qu'ils apparaissent sur la carte. Enfin, il est difficile de se définir des seuils a priori car ils dépendent du contexte et de la répartition des sources dans le sous-sol, en particulier leur profondeur.

#### 4. La résolution complète du problème inverse pour un dipôle

Si on reprend l'équation de l'anomalie de l'intensité du champ magnétique due à un dipôle, nous avons

$$F = \left\{ \frac{j}{r^3} [3(\hat{j} \cdot \hat{r})\hat{r} - \hat{j}] \right\} \hat{R} = \frac{3(\hat{j} \cdot \hat{r})\hat{r} - \hat{j}}{r^3} \cdot \hat{R} \quad 4.48$$

avec  $\vec{j}$ , l'aimantation du dipôle,  $\vec{r}$  la distance entre le dipôle et le point de mesure et  $\vec{R}$  le champ magnétique régional,  $\hat{r}$  et  $r$  étant respectivement le vecteur unitaire et la norme de  $\vec{r}$  et le point indiquant le produit scalaire.

Munsch et al. (2007) ont proposé une méthode de calcul des six inconnues permettant de calculer  $F$ , la position du dipôle et son vecteur aimantation. Le problème inverse n'est visiblement pas linéaire au vu de l'équation ci-dessus. Disposant de données, il s'agit de trouver une méthode permettant d'estimer les six paramètres. Munsch et al. (2007) ont choisi une résolution au sens des moindres carrés, l'anomalie de l'intensité du champ magnétique dépendant de  $\vec{r}$  et  $\vec{j}$ , et disposant de données  $M$ , il s'agit de minimiser

$$\chi^2 = \sum \left( \frac{F(\vec{r}, \vec{j}) - M}{\sigma_M} \right)^2 \quad 4.49$$

$\sigma_M$  étant le bruit sur les données.

La résolution de ce problème inverse se fait par itération à partir d'une solution initiale définie à priori en utilisant la méthode de Nelder-Mead ou encore downhill simplex method (Lagarias et al., 1998).

L'avantage de la méthode est que c'est la seule dont nous disposons qui puisse être utilisée à partir de données de profils. En effet, les autres méthodes nécessitent toutes le calcul de dérivées et en particulier de la dérivée verticale qui ne peuvent se faire qu'à partir de la carte d'anomalie magnétique. Il faut aussi se souvenir que le calcul de la grille lisse de manière plus ou moins importante les données.



# Chapitre V :

## Amélioration de la méthode magnétique

### Table des matières :

1. Améliorations des mesures .....	113
1.1. Nouveau système de mesures magnétiques.....	113
1.2. Temps réel .....	117
1.3. Etalonnages .....	119
2. Mesures multi-échelle du champ magnétique.....	121
2.1. Les systèmes de mesure.....	121
2.1.1. Aéromagnétisme basse altitude.....	121
2.1.2. Mesure classique à un mètre du sol.....	122
2.1.3. Mesure haute définition.....	124
2.1.4. Récapitulatif .....	125
2.2. Effet de la hauteur des mesures sur le champ d'anomalie .....	125
2.3. Mesures multi-échelle et multi-dimension sur un site test .....	128
2.3.1. Présentation du site, résultats généraux .....	128
2.3.2. Comparaison Luge/Perche .....	130
2.3.3. Comparaison Perche/Drone.....	131
2.3.4. Mesure du champ magnétique sur plans verticaux .....	131
2.4. Application de la cartographie multi-échelle à l'archéologie.....	133
3. Le positionnement.....	137
3.1. Impact de la qualité de la géolocalisation sur les cartographies magnétiques.....	138
3.2. Système de positionnement Spectra et réseau Teria .....	138
3.2.1. Avantage du ProMark800.....	138
3.2.2. Correction apportée par le réseau Teria .....	140

3.3. Théodolite laser.....	141
3.4. Centrale inertielle.....	143
4. Correction de la variation temporelle du champ magnétique.....	145
4.1. Correction de l'étalonnage.....	145
4.2. Correction de la cartographie.....	147
4.3. Utilisation de la gradiométrie.....	149
5. Inversion de données synthétiques.....	151
5.1. Récapitulatif des nouvelles possibilités d'inversion.....	151
5.2. Apport du nouveau signal analytique.....	153
5.3. Comparaison entre les méthodes d'inversion.....	154
5.4. Effet de l'altitude de mesure.....	155
5.5. Apport de l'approximation.....	155
6. Inversion de données réelles.....	160
6.1. Inversion sur profil.....	161
6.2. Inversion sur la carte lissée (facteur de texture fixé à 1).....	163
6.2.1. Méthode d'Euler.....	163
6.2.2. Inversion sur le signal analytique.....	164
6.2.3. Comparaison de la localisation horizontale.....	165
6.3. Inversion sur la carte détaillée (facteur de texture fixé à 0.1).....	166
6.3.1. Méthode d'Euler.....	166
6.3.2. Inversion sur le signal analytique.....	167
6.3.3. Comparaison entre les méthodes.....	169
6.4. Conséquence de l'approximation sur des données réelles.....	169

# Chapitre V : Amélioration de la méthode magnétique

## 1. Améliorations des mesures

### 1.1. Nouveau système de mesures magnétiques

L'expérience acquise avec l'électronique de mesure magnétique de l'EOST a permis de définir un nouveau système de mesures magnétiques. Le principal point à améliorer portait sur le numériseur. Après plusieurs tests réalisés à l'EOST, le choix s'est porté sur le convertisseur AD7192 (Analog Devices). Il s'agit d'un numériseur sigma-delta 24 bits pouvant fournir une cadence de numérisation maximale de 4,8 kHz. Différents filtres numériques peuvent être implémentés, en particulier pour rejeter les fréquences 50 ou 60 Hz. La réalisation d'un nouveau boîtier électronique permettant de numériser jusqu'à 8 capteurs magnétiques à trois composantes (24 numériseurs) a été confiée à une entreprise (DIEFI). La réalisation comporte, outre les numériseurs, un circuit logique programmable (FPGA) qui commande les numériseurs et réalise différentes fonctions. Outre le FPGA, une carte PC avec un système Windows XP est intégrée à l'électronique. Le nouveau boîtier électronique est plus performant, robuste et souple d'emploi. Il contient aussi un récepteur et une antenne GPS (LEA-6, u-blox) utilisés avant tout pour la synchronisation en temps des mesures magnétiques.

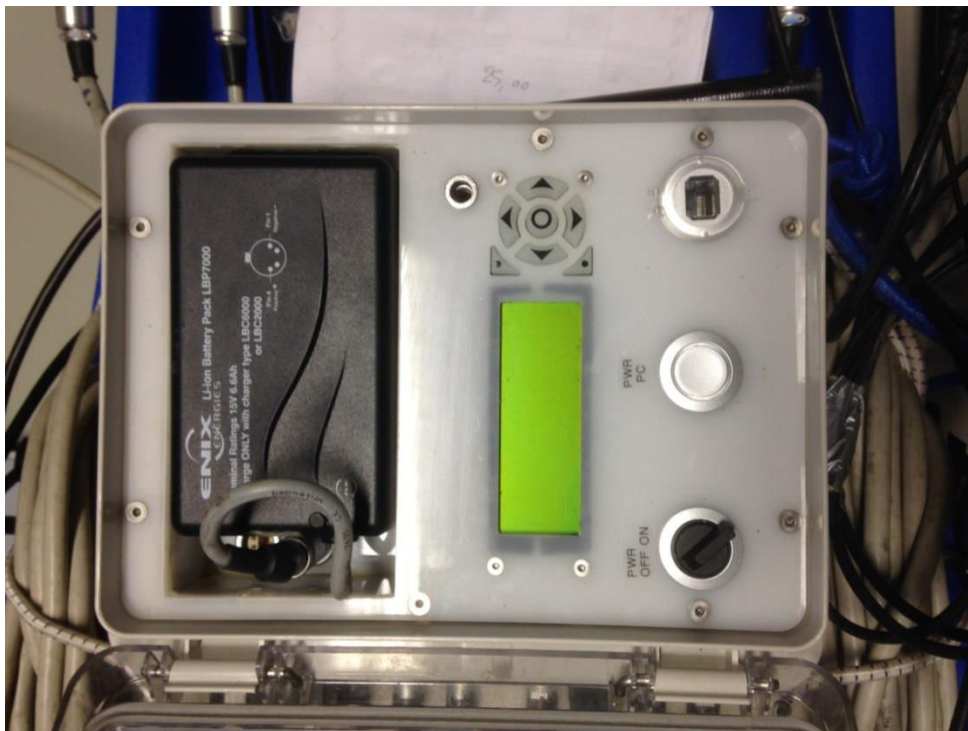


Figure 1 : Vue du dessus du nouveau boîtier électronique

La Figure 1 montre une vue du dessus du nouveau boîtier électronique. Elle montre

- la batterie Li-Ion 15 V, 6,6 Ah,
- un afficheur donnant l'état de la batterie, la température et des informations sur le GPS,
- un interrupteur marche / arrêt,
- un bouton démarrage / arrêt du système Windows XP et
- un connecteur internet RJ45.

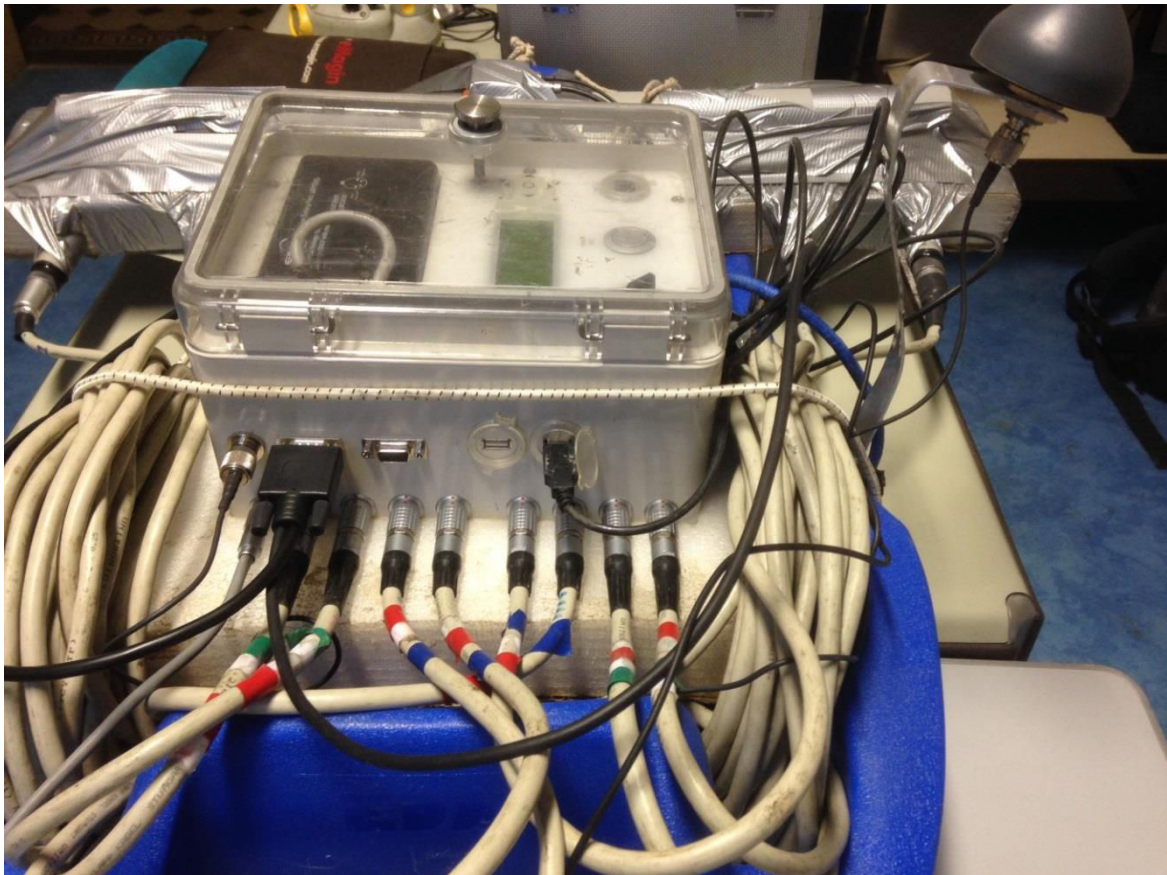


Figure 2 : Vue du côté connexion du nouveau boîtier électronique

Un des côtés du boîtier électronique contient l'ensemble des connecteurs, de gauche à droite (Figure 2) :

- antenne GNSS,
- prise RS232 pour une deuxième antenne GNSS,
- prise du boîtier de commande qui permet à l'opérateur de débuter ou interrompre une séquence d'enregistrement et marquer avec un deuxième bouton des enregistrements,
- prise écran au format VGA,
- deux ports USB pour clavier, souris, périphériques particuliers,
- connexions des huit capteurs magnétiques.

Un programme informatique a été développé et gère le FPGA. Trois fenêtres de contrôle peuvent être affichées. La figure 3 montre la première fenêtre qui correspond aux informations générales :

- cadences des mesures en Hz de 1 à 300 Hz,
- filtre dont la valeur est établie en fonction de la fréquence d'échantillonnage,
- utilisation à quatre ou huit capteurs,
- choix du répertoire de sauvegarde,
- sauvegarde des paramètres définis précédemment,
- température de l'électronique ; si celle-ci dépasse 85°, l'ensemble du système s'arrête automatiquement,
- affichage des données du GPS interne ; ces informations sont également écrites sur l'écran de la partie supérieure du boîtier électronique,
- bouton de début / fin d'enregistrement,
- tension de la batterie, si celle-ci passe en dessous de 11,5 V, l'ensemble du système s'arrête automatiquement,
- nombre de satellites,
- taille du fichier en cours d'acquisition.

Lorsque l'acquisition débute, le nom du fichier est formé automatiquement à partir du calendrier GPS qui synchronise l'horloge du PC : MESURES\_yyyymmjjHHMMSS.txt, avec yyyy l'année, mm le mois, jj le jour, HH l'heure, MM la minute et SS la seconde.



Figure 3 : Programme d'acquisition des données, fenêtre générale



La Figure 4 donne les valeurs en hexadécimal des trois composantes des huit capteurs et leur température et la Figure 5 montre l’affichage des trois composantes d’un des huit capteurs.



Figure 4 : Programme d’acquisition des données, fenêtre valeurs des composantes

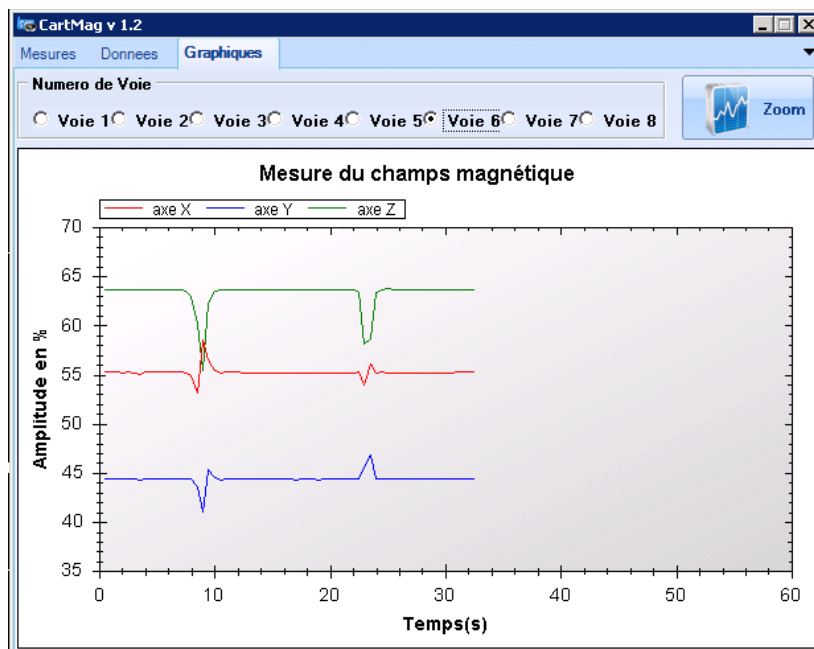


Figure 5 : Programme d’acquisition des données, fenêtre visualisation des composantes d’un capteur

## 1.2. Temps réel

Disposant d'un PC embarqué associé à l'électronique de mesure, il est maintenant possible de visualiser pendant l'acquisition les données magnétiques et de navigation. Comme nous l'avons vu au chapitre III, un des inconvénients de l'ancien système de mesure est qu'il nécessite l'implantation des profils de mesure sur le terrain en utilisant des décamètres et des piquets ce qui utilise environ un tiers du temps de mesure sur le terrain. Par ailleurs, il arrive qu'à la lecture des données on se rende compte d'un dysfonctionnement, soit au niveau des données GPS soit au niveau des données magnétiques. Le plus souvent la cartographie doit être refaite.

Une application temps réel Matlab a donc été construite de manière à visualiser en temps réel les données en cours d'acquisition. Elle n'est utilisable que si l'opérateur peut visualiser l'écran de l'ordinateur et interagir avec le programme. Pour la visualisation, nous avons choisi des lunettes « Head Mounted Display » (HMD) de type Emagin Z800 3D Visor (Figure 6) qui correspondent à un écran de 800 x 600 pixels. Les lunettes sont ajustées sur la tête de l'opérateur de manière à ce que celui-ci puisse voir le terrain et l'écran.



Figure 6 : Lunettes HMD Emagin Z800 3D Visor

Pour ce qui est de l'interaction avec le programme temps réel, une souris et clavier à main Twiddler 2 (Tekgear), on utilise essentiellement la souris pour interagir avec le programme, le clavier n'étant pas d'usage très pratique.



Figure 7 : Souris et clavier Twiddler 2 (Tekgear).

Le programme temps réel se présente à l'écran comme indiqué dans la Figure 8. L'essentiel de l'écran correspond à la partie navigation. Les lignes en noir correspondent aux routes à suivre par l'opérateur et les lignes et points bleus les routes effectivement suivies par l'opérateur. L'étoile jaune, toujours au centre de l'écran, donne la dernière localisation GPS enregistrée. Le rafraîchissement de l'écran est paramétrable et une cadence de 0,1 s est généralement choisie.

La partie supérieure de l'écran donne les valeurs de la norme magnétique des huit capteurs et les huit courbes correspondantes sont dessinées en dessous avec la possibilité de ne visualiser que certains capteurs. Sur la partie gauche de l'écran sont données toutes les possibilités de modification de visualisation. De haut en bas :

- échelle de visualisation des données magnétiques,
- nombre de données visualisées,
- pourcentage de l'écran occupé par la visualisation des données magnétiques (10% dans l'exemple donné),
- bouton permettant de charger un fichier d'étalonnage et ainsi de corriger les données en cours d'acquisition,
- l'affichage des données du GPS interne de l'électronique ou du GPS externe,
- la direction théorique des profils à suivre (70° dans l'exemple donné),
- l'espacement théorique des profils à suivre (4 m dans l'exemple donné),
- L'étendue de la zone de visualisation (40 x 2 m dans l'exemple donné),
- Un bouton permettant l'orientation de l'écran, soit avec le nord vers le haut, soit en le dirigeant dans la direction suivie par l'opérateur,
- Les champs suivants sont des indicateurs de navigation : latitude, longitude, altitude, date, temps, date, vitesse, cap, nombre de satellites et durée en heures depuis le début de l'acquisition.

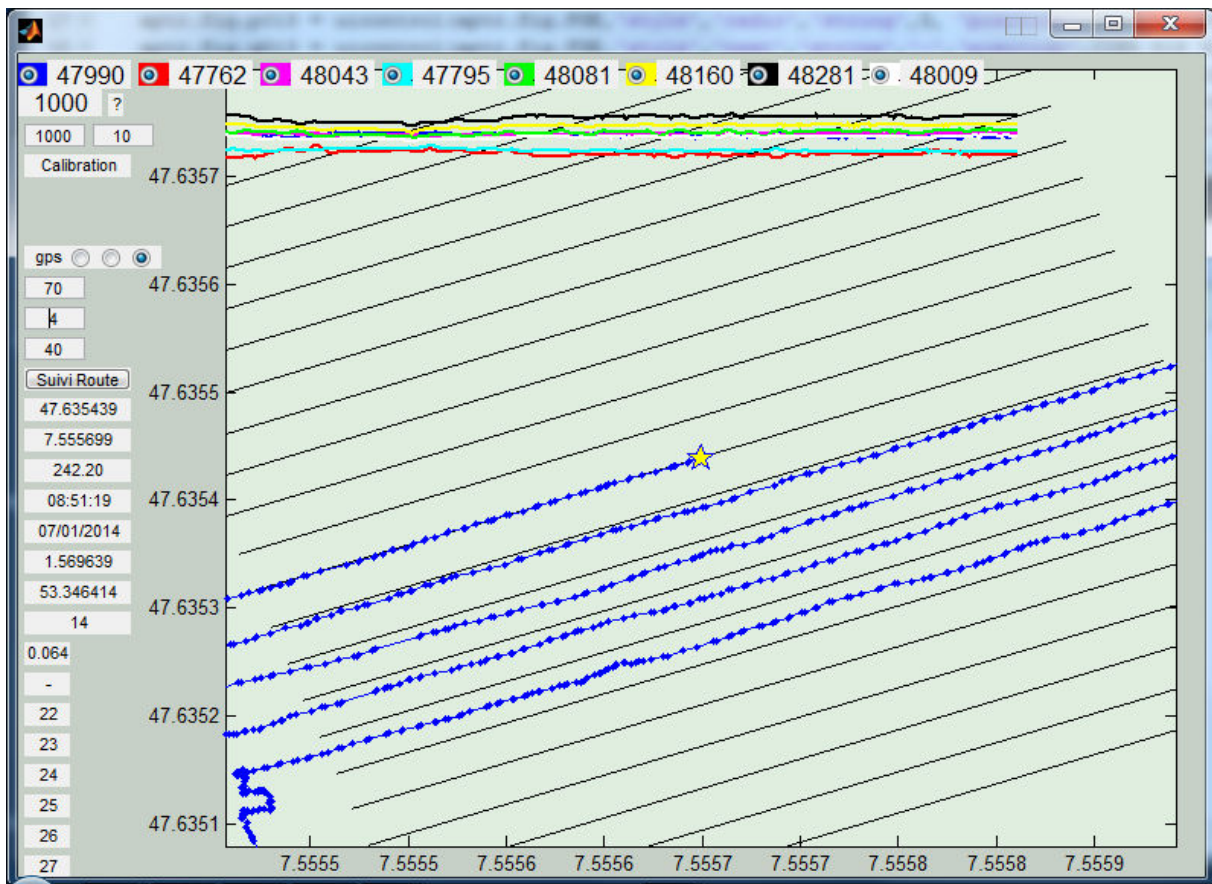


Figure 8 : Ecran correspondant à l'application temps réel

En utilisant ce dispositif, aucune préparation du terrain n'est nécessaire et un seul opérateur acquiert les données. Tout en veillant à suivre les profils prévus, il s'assure de la bonne qualité des données magnétiques.

### 1.3. Etalonnages

Une façon assez simple d'étudier les qualités du nouveau système de mesure est de faire des comparaisons avec l'ancien système de mesure qui a été présenté au chapitre III. Si on met en perspective les figures de deux étalonnages réalisés dans des conditions similaires on observe qu'après inversion et corrections des erreurs des capteurs, le champ magnétique étalonné ne varie plus, crête à crête, que de 2,8 nT au lieu de 10 nT avec un écart-type de 0,4 nT au lieu de 1,2 nT. Les variations restantes sont en partie dues à un signal à 50 Hz. Pour cet exemple d'étalonnage, on a choisi de cadencer les mesures à 300 Hz et de ne pas filtrer le 50 Hz. Les autres variations sont vraisemblablement dues à des variations locales du champ magnétique. Enfin l'histogramme dessiné avec la même amplitude horizontale apparaît plus étroit ce qui est traduit par les valeurs d'écart-type. Il semble aussi plus proche d'une gaussienne que celui obtenu avec l'ancienne électronique.

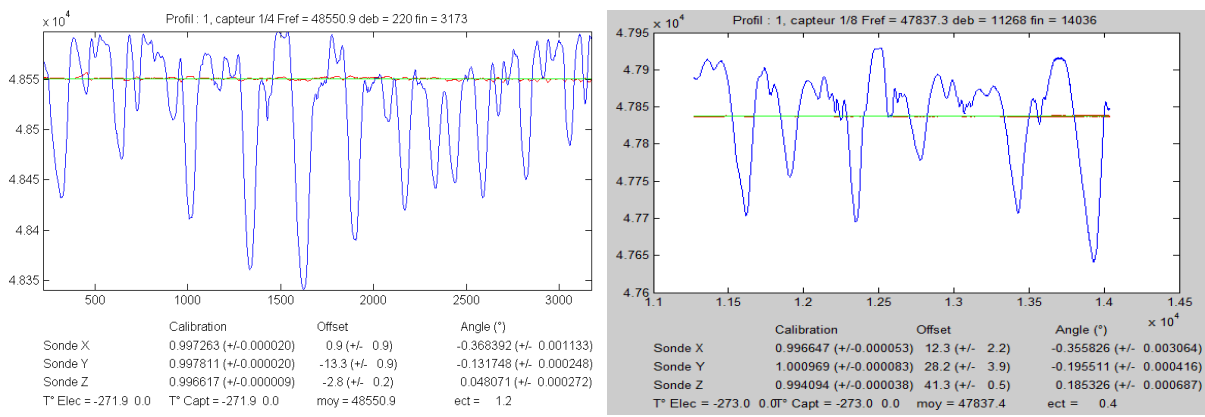


Figure 9 : Etalonnage avec l'ancienne électronique à gauche et la nouvelle à droite

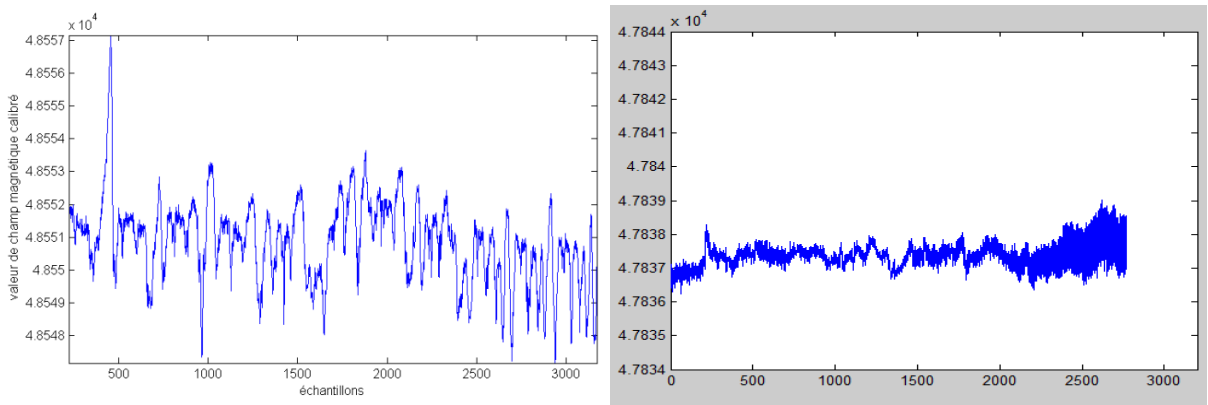


Figure 10 : Champs magnétiques étalonnés avec l'ancienne électronique à gauche et la nouvelle à droite. Les courbes sont dessinées avec la même amplitude d'échelle verticale.

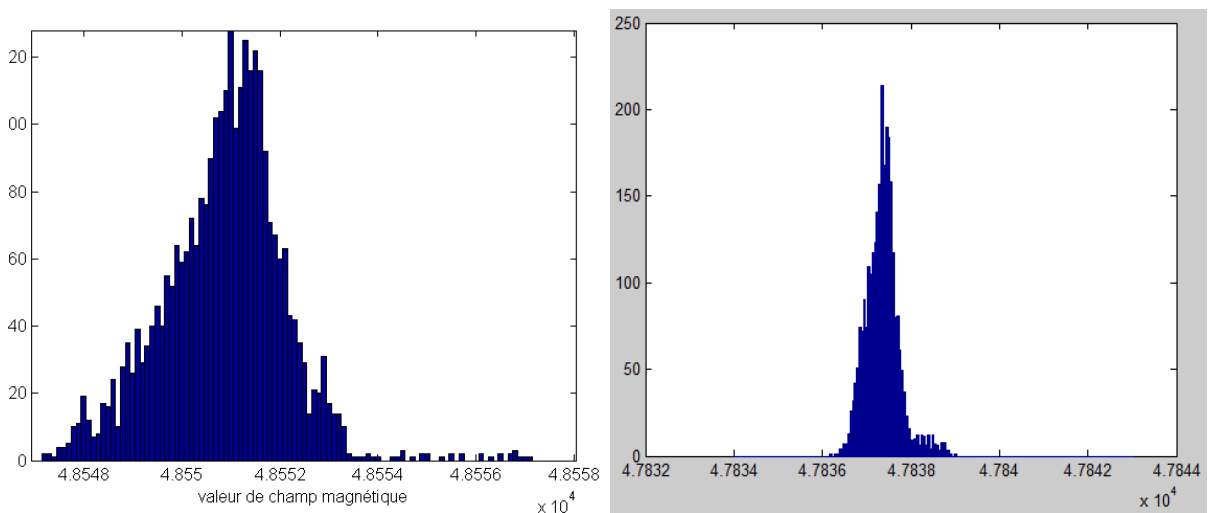


Figure 11 : Histogrammes des champs magnétiques étalonnés avec l'ancienne électronique à gauche et la nouvelle à droite. Les courbes sont dessinées avec la même amplitude d'échelle horizontale.

## 2. Mesures multi-échelle du champ magnétique

### 2.1. Les systèmes de mesure

Outre le système de mesure porté en sac à dos dont nous avons déjà discuté dans le chapitre III, on présente ci-après d'autres systèmes de prospection présentant chacun leurs spécificités (rapidité, précision, mise en œuvre, etc.) et donc leurs avantages et inconvénients.

#### 2.1.1. Aéromagnétisme basse altitude

Nous avons exposé précédemment (chapitre I) des méthodes de prospection magnétique et électromagnétique par hélicoptère (Doll et al. 2008, Billings et Wright 2010). Cette méthodologie bien qu'efficace est aussi très coûteuse. Nous sommes parvenus à trouver un compromis bien moins onéreux afin de faire de la mesure magnétique aérienne en basse altitude. En collaboration avec l'entreprise Infotron, nous avons installé un de nos capteurs magnétiques magnétomètre sur un de leurs drones (IT180). Le capteur est attaché sous le drone par un câble de 5 m de longueur. Cette distance permet au niveau du capteur magnétique de n'avoir qu'un effet magnétique négligeable du drone. Des tests ont été réalisés avec fixation du capteur magnétique sur un des pieds du drone. Dans ce cas, la compensation du drone doit être réalisée à l'étalonnage ce qui ne pose pas de problème particulier. Cependant on constate dans les mesures magnétiques des variations de plusieurs dizaines de nanoteslas dues à la rotation du rotor, les boulons reliant les pales à la structure n'étant pas amagnétiques. Il est prévu de changer ces boulons de manière à avoir le capteur fixé au drone ce qui présente deux avantages majeurs. D'une part on connaît précisément la position du capteur magnétique, d'autre part il est possible d'installer plusieurs capteurs soit pour faire de la gradiométrie, soit pour faire de la mesure multi-capteurs avec un maximum de 4 capteurs espacés de 1 m.

Cet appareil est doté d'un système de navigation programmable. Une fois le plan de vol défini la prospection se fait seule, l'opérateur n'intervenant que pour vérifier le bon déroulement du vol et la qualité des mesures. Un système de mesures radar permet de rester à une hauteur constante par rapport au sol, l'altitude peut donc varier avec la topographie. On détermine les paramètres de vol (altitude et espacement des profils) en fonction des besoins ou des obstacles sur place.



Figure 12 : Drone Infotron IT180 équipé du magnétomètre Bartington

### 2.1.2. Mesure classique à un mètre du sol

Nous avons déjà décrit cette méthode dans le second chapitre. Elle consiste à utiliser quatre magnétomètres fixés sur une perche elle-même reliée à un sac à dos portant le numériseur et le système de positionnement. La perche se situe à 1 m du sol environ (selon les opérateurs), les capteurs sont espacés de 50 cm et le marcheur effectue un profil tous les 2 m. Ce système s'adapte à tous les terrains à condition que l'opérateur puisse circuler à pied et il est assez rapide (jusqu'à 6 ha par jour dans de bonnes conditions en utilisant la nouvelle électronique à huit capteurs).



Figure 13 : Système de mesure classique dit « perche » ou « sac à dos »

Cependant il peut s'avérer fatiguant pour l'opérateur et difficile de mettre en œuvre les huit capteurs de la nouvelle électronique car cela implique une perche de 3,50 m de long au lieu des 1,50 m actuels. La perche à huit capteurs actuelle semble assez opérationnelle et le problème est plutôt lié aux câbles qui alourdissent le plus l'équipement.

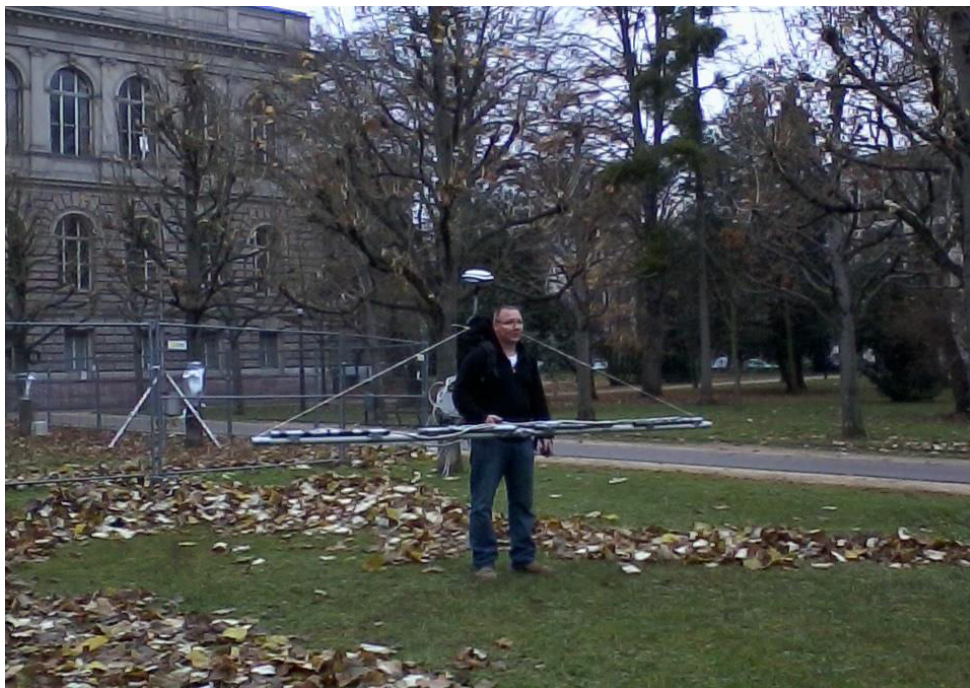


Figure 14 : Système de mesure classique dit « perche » ou « sac à dos » avec huit capteurs



Pour cette raison, il existe des systèmes à roues permettant de déplacer les capteurs sans avoir à en porter le poids. Il existe plusieurs de ces appareils dans le commerce, Cardem a préféré fabriquer le sien afin de l'adapter directement aux capteurs Bartington. Il a été surnommé « le rouleau ».



Figure 15 : Système de mesure classique à roues dit « rouleau »

Ainsi le système de mesure n'est plus porté mais poussé par l'opérateur, on peut même tout à fait envisager qu'il soit tracté par un véhicule (voiture, quad, etc.). Il faudrait alors veiller à compenser l'effet dudit véhicule sur les mesures magnétiques si celui-ci est trop proche des capteurs ou bien disposer le véhicule à une distance suffisante pour que son effet soit négligeable. De plus on peut facilement adapter ce système pour qu'il puisse porter huit capteurs au lieu de quatre. Ce système a cependant un inconvénient, il n'est pas tout à fait tout terrain. Il faut que le terrain soit suffisamment carrossable pour qu'il n'y ait pas trop de chocs et que les aspérités ne soient pas plus hautes que les roues.

Ainsi à l'avenir, nous pourrions envisager d'utiliser d'abord le rouleau (à 4 ou 8 capteurs) et, dans les zones moins praticables utiliser le système du sac à dos et de la perche.

### 2.1.3. Mesure haute définition

Dans certains cas on aimerait avoir une carte très détaillée de l'anomalie magnétique de manière à mieux définir la géométrie des objets aimantés et augmenter l'amplitude de leur anomalie magnétique. C'est techniquement possible en approchant les capteurs au plus près du sol et on met ce principe en œuvre en se servant d'une luge. Les capteurs sont placés à l'avant à 10 cm du sol, ils sont espacés de 10 cm. Un opérateur tracte la luge sur le sol et fait un profil tous les 50 cm.

Cette méthode nous donne une image plus détaillée des anomalies magnétiques de subsurface cependant elle est plus lente à mettre en œuvre. Il faut environ une heure pour mesurer un carré de 20 m de côté. Pour cette raison on ne l'utilise que pour prospecter une zone restreinte et pour laquelle on a un intérêt particulier. Elle est généralement utilisée pour préciser une zone intéressante d'une carte d'anomalie obtenue par la méthode de mesure classique (perche).



Figure 16 : Système de mesure haute définition dit « luge »

#### 2.1.4. Récapitulatif

Méthode	Aéromagnétisme basse altitude	Classique	haute-définition
Support	Drone	Sac à dos	Luge
Nombre de capteurs	1 (4 possible)	4 à 8	4 à 8
Espacement des capteurs	(0,5 m)	0,5 m	0,1 m
Espacement entre les profils	Variable (3 à 50 m)	2 à 4 m	0,5 m à 1 m
Hauteur des profils	Variable (3 à 50 m)	1 m	0,1 m
Surface à l'heure	30000 m <sup>2</sup> /h	6000 m <sup>2</sup> /h	500 m <sup>2</sup> /h

Tableau 1 : Caractéristiques des systèmes de mesure

#### 2.2. Effet de la hauteur des mesures sur le champ d'anomalie

L'un des avantages de la méthode magnétique est que l'on peut simplement l'appliquer à toutes échelles, le même numériseur et le même magnétomètre peuvent s'adapter à tous les dispositifs de mesure que l'on vient de voir. Cependant l'altitude de mesure change notre vision des anomalies magnétiques. Une mesure au ras-du-sol va permettre d'appréhender les anomalies de très proche surface, tandis qu'une mesure en altitude (en aéromagnétisme classique l'avion vole à au moins une centaine de mètres au-dessus du sol) est plus sensible aux sources très profondes et notamment les

structures géologiques du sous-sol dont les anomalies s'étalent sur plusieurs kilomètres. Sur une carte réalisée en altitude on verra peu les anomalies des sources peu profondes à l'inverse sur une carte mesurée à 10 cm du sol et large de 20 m les anomalies magnétiques des structures profondes ne s'exprimeront que par un gradient. Il est clair qu'il faut bien choisir le dispositif de mesure en fonction de ce que l'on cherche.

Afin d'imager l'effet de l'échelle prenons l'exemple d'un obus de 60 cm de long, à la surface du sol avec une direction de 45° et un pendage de 10°. Ci-dessous, on peut voir l'anomalie magnétique engendrée par ce cas synthétique sur une carte de 10 m de côté. On prend les trois cas décrit précédemment en considération : mesure à 0,2 m du sol (a.), mesure à 1,2 m du sol (b.) et mesure à 3,2 m du sol (c.). Le champ magnétique régional est fixé à 64° d'inclinaison et 2° de déclinaison et l'aimantation à 0,001 A/m et dans la même direction que le champ magnétique régional.

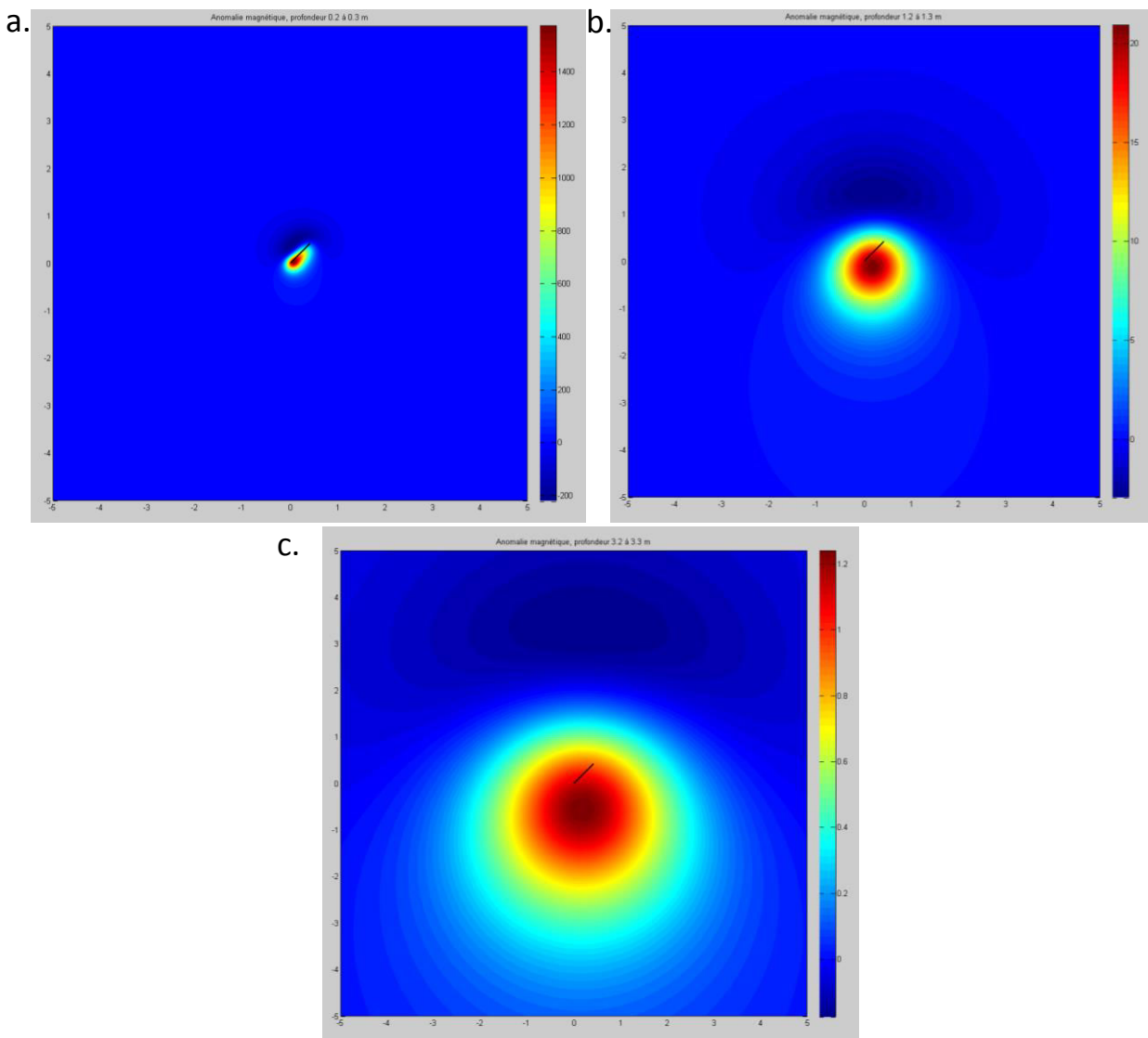


Figure 17 : Anomalie magnétique théorique en nT générée par un obus de 60 cm de long (matérialisé par un trait noir) obtenue à 0,2 m (a), 1,2 m (b) et 3,2 m (c) de hauteur.

On constate ce dont on a déjà discuté. Plus la mesure est éloignée de l'objet plus l'anomalie mesurée est de faible amplitude et pour la mesure à 3,2 m on est à la limite de la détectabilité alors qu'à 0,2 m l'amplitude de l'anomalie dépasse 1500 nT. Rappelons que l'anomalie due à une sphère décroît en  $1/R^{5/2}$ ,  $R$  étant la distance avec l'objet source. De plus, la forme de l'objet apparaît dans la forme de son anomalie magnétique pour la mesure à 0,2 m alors que cette forme n'apparaît plus à 1,2 m et que l'on a l'impression qu'il s'agit de l'anomalie magnétique due à un dipôle.

Calculons maintenant le signal analytique de ces trois cartes d'anomalie magnétique.

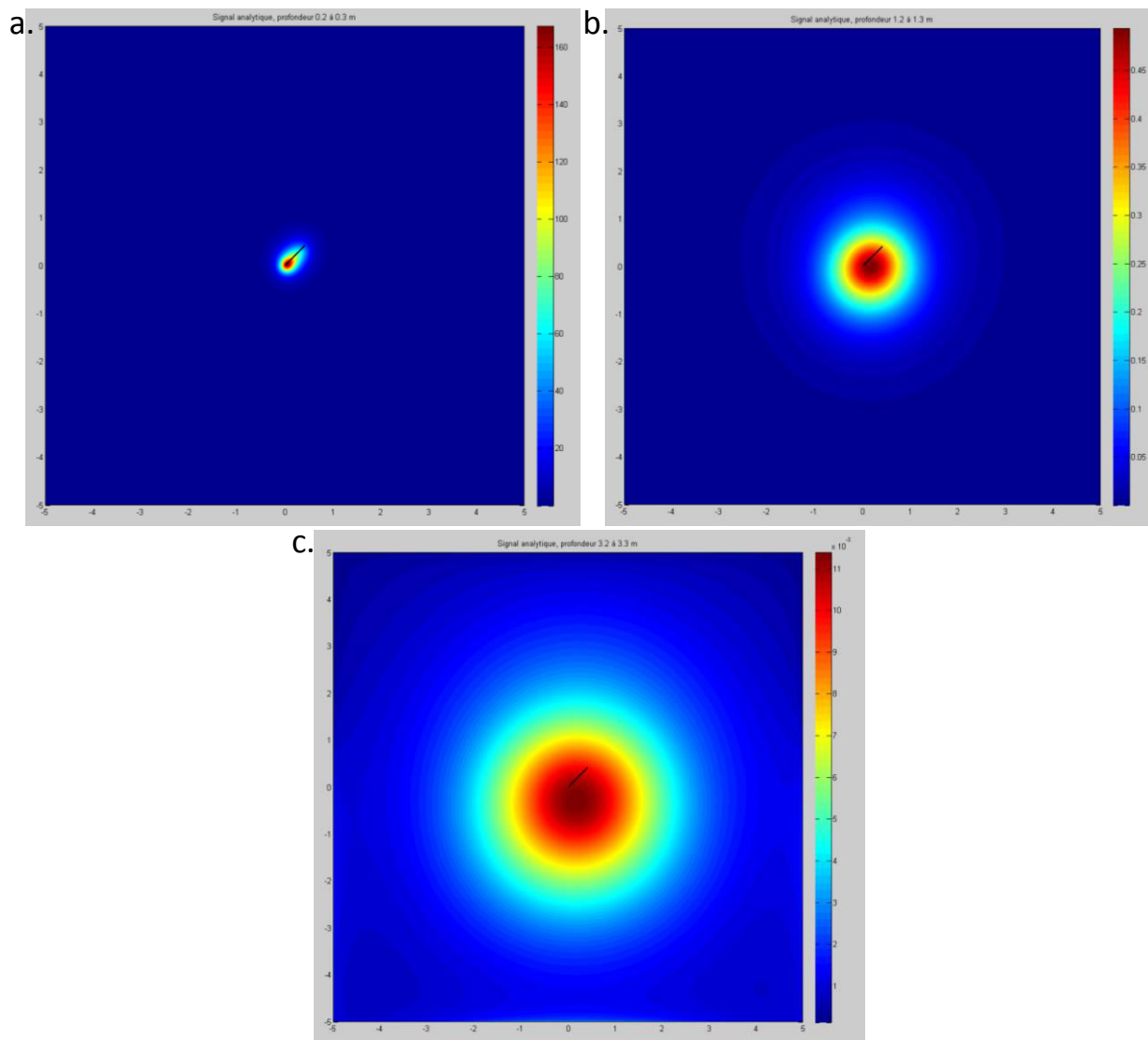


Figure 18 : Signal analytique des cartes d'anomalie magnétique théoriques en nT/m générées par un obus de 60 cm de long (matérialisé par un trait noir) obtenue à 0,2 m (a), 1,2 m (b) et 3,2 m (c) de hauteur.

Ces cartes sont plus parlantes. Dans le cadre de mesures sur un terrain sans trop de perturbations magnétiques on identifierait très aisément l'objet sur les cartes réalisées à la luge, l'amplitude maximale du signal analytique étant de 160 nT/m. On observe également assez bien la forme de

l'objet et son plongement vers le nord-est. En revanche, à la perche, l'amplitude maximale du signal analytique n'est plus que de 0,5 nT/m ce qui n'est observable avec des mesures qu'à condition que le champ magnétique de cet objet ne soit pas trop perturbé par d'autres sources aimantées. Par ailleurs, on n'observe aucune indication sur la géométrie de l'objet. Enfin, avec le drone l'amplitude maximale du signal analytique n'est plus que de 0,01 nT/m, autant dire que l'objet sera très difficile à détecter dans le cas réel.

Il est important d'adapter le système de mesure aux objectifs de la mesure et de trouver le bon compromis entre le temps imparti et la qualité de mesure. Ainsi le drone, bien que rapide, ne pourra être utilisé que pour détecter les très gros objets ou structures. A l'opposé la luge est une méthode certes très détaillée mais longue et parfois même superflue compte tenu des résultats généralement suffisants que la cartographie classique (à 1 m du sol) nous fournit.

### 2.3. Mesures multi-échelle et multi-dimension sur un site test

#### 2.3.1. Présentation du site, résultats généraux

Au cours de ma thèse j'ai eu l'occasion d'utiliser les trois méthodes (luge, perche et drone) sur un même terrain mis à disposition par Cardem. Ce terrain comporte une grande quantité d'UXOs dont la position de certains est connue, puisqu'ils y ont été ré-enterrés intentionnellement.



Figure 19 : Position des différentes cartographies à Compiègne

En tout quatre cartes sur le plan horizontal ont été réalisées : une au drone et une à la perche et deux cartes de 10 m de côté à la luge. La carte au drone a été limitée par les rangées d'arbres entourant le site (on les voit sur la Figure 19). Le logiciel de positionnement à distance du drone a présenté une avarie le jour des mesures, par conséquent la trajectoire du drone ainsi que son altitude ne sont pas stables. La hauteur du drone par rapport au sol (programmée à 10 m) a varié entre 6 et 16 m.

Les cartographies à la luge ont été réalisées à l'aplomb de supposés obus non explosés.

On présente sur les Figure 20 et Figure 21 l'ensemble des cartes dans un premier temps à la même échelle spatiale ainsi qu'au même seuillage en nanotesla.

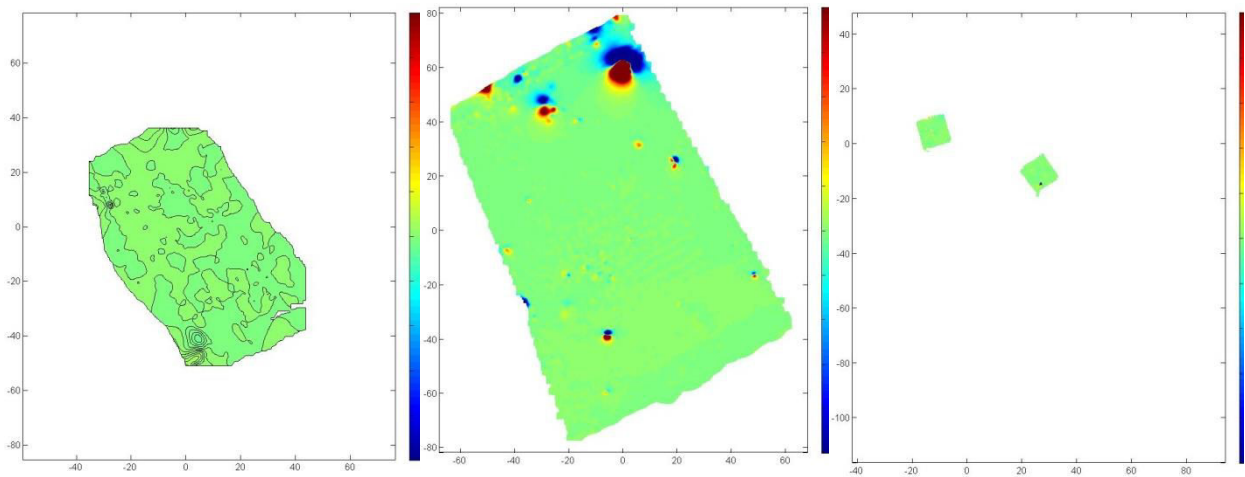


Figure 20 : Cartes d'anomalie magnétique au drone, à la perche et à la luge (de gauche à droite) en échelle normale seuillée de - 1000 à 1000 nT

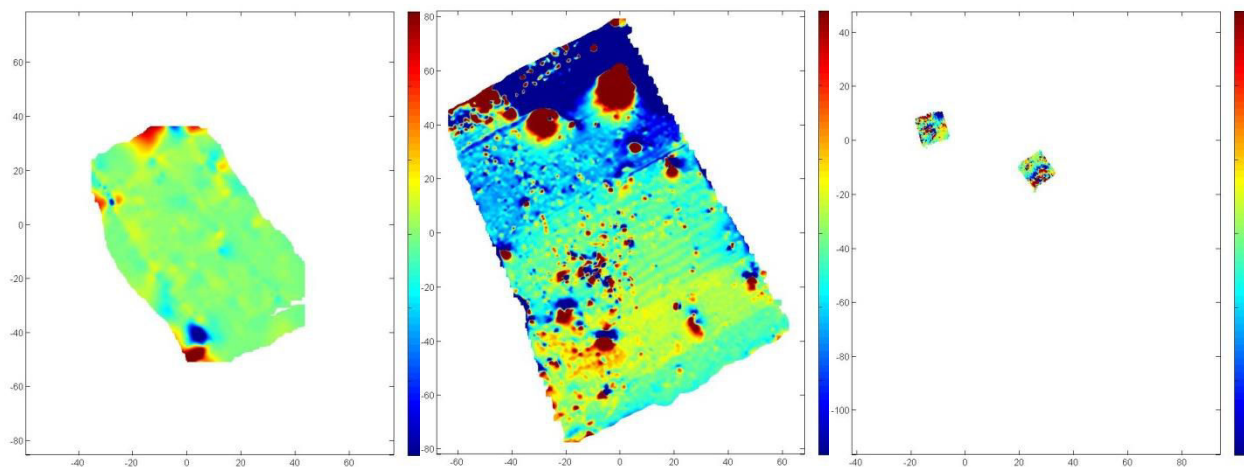


Figure 21 : Cartes d'anomalie magnétique au drone, à la perche et à la luge (de gauche à droite) en échelle normale seuillée de - 30 à 30 nT

### 2.3.2. Comparaison Luge/Perche

La correspondance entre les données de luge et de perche est bonne. La carte à la perche est logiquement moins précise mais les anomalies de plus forte amplitude (notamment aux extrémités de la carte luge 1) sont bien corrélées avec celle de la carte perche. Quant aux anomalies de plus faible amplitude on arrive à en distinguer quelques-unes sur la carte à la perche.

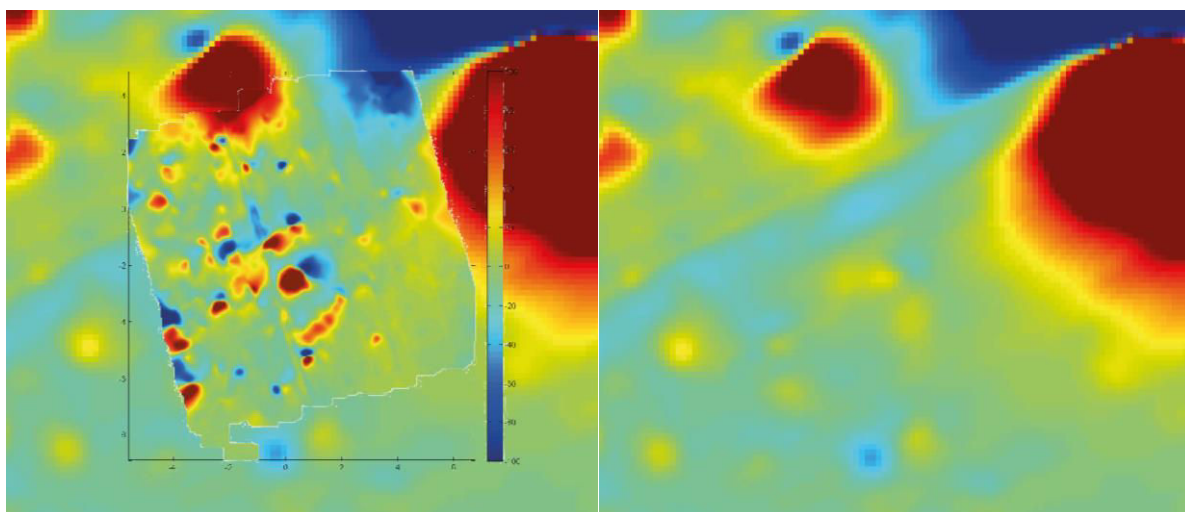


Figure 22 : Comparaison entre la carte d'anomalie magnétique de la « luge 1 » en échelle normale de -100 à 100 nT (à gauche) et la carte d'anomalie magnétique de la perche en échelle normale de -100 à 100 nT (à droite)

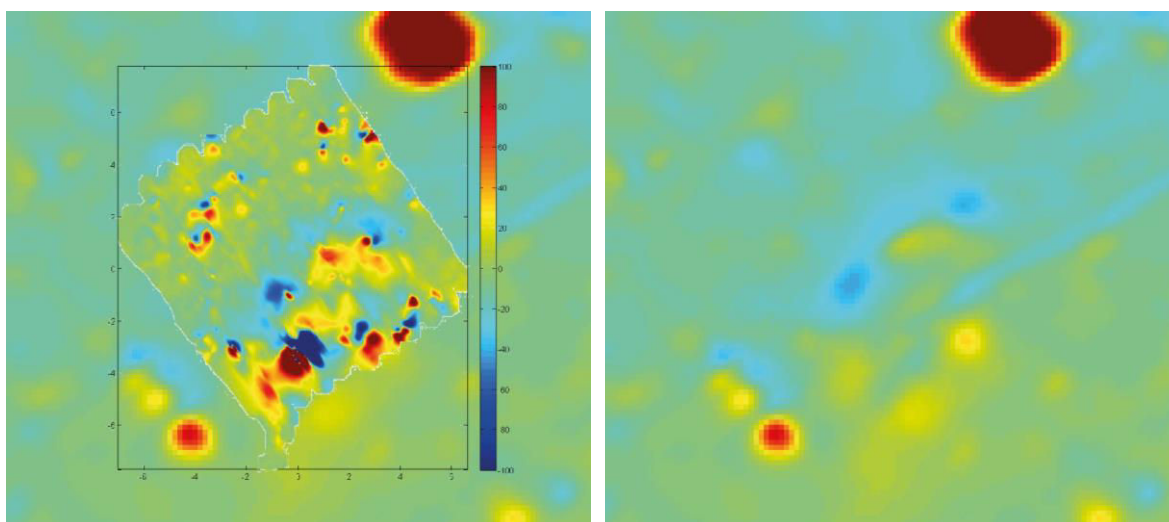
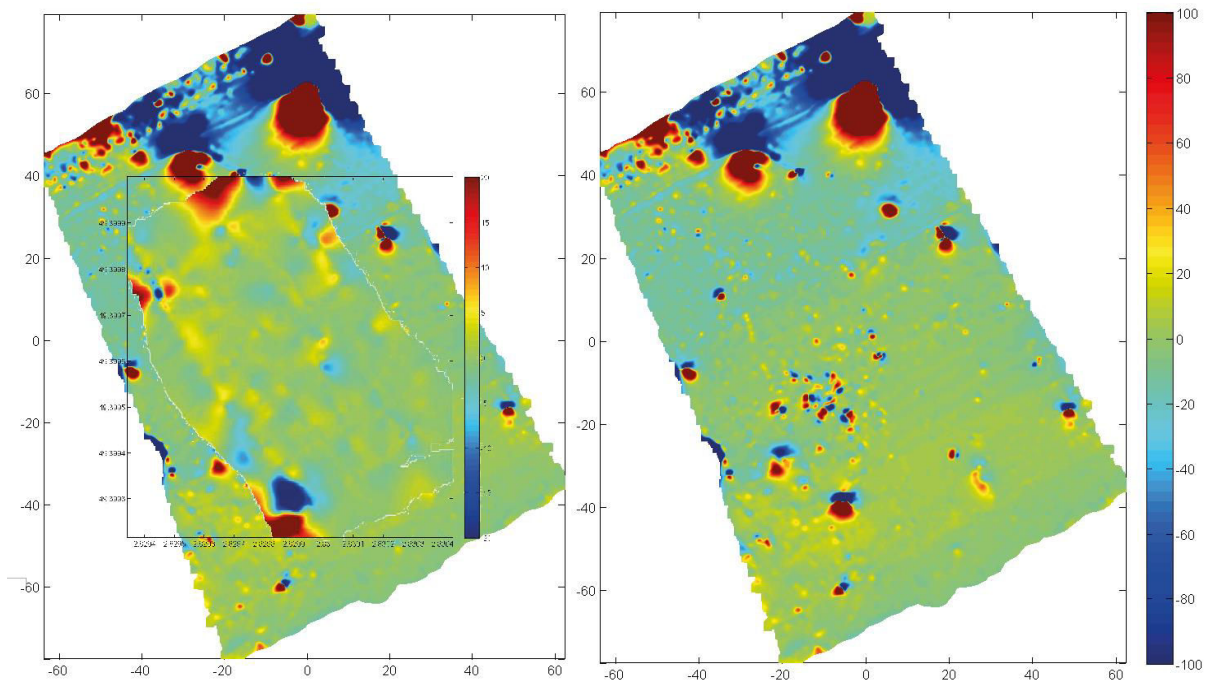


Figure 23 : Comparaison entre la carte d'anomalie magnétique de la « luge 2 » en échelle normale de -100 à 100 nT (à gauche) et la carte d'anomalie magnétique de la perche en échelle normale de -100 à 100 nT (à droite)

### 2.3.3. Comparaison Perche/Drone

De même que pour le cas précédent, on distingue bien les fortes anomalies sur l'extrémité de la carte au drone et 4 autres anomalies au centre de la carte. Il est difficile ensuite de différencier les anomalies de plus faibles amplitudes des anomalies dues aux variations d'altitude du drone.

Le dysfonctionnement du système de positionnement rend la lecture de la carte mesurée au drone compliquée. Les variations d'altitude font que le capteur magnétique tantôt se rapproche tantôt s'éloigne des sources d'anomalies ce qui crée des variations dans la mesure du champ.



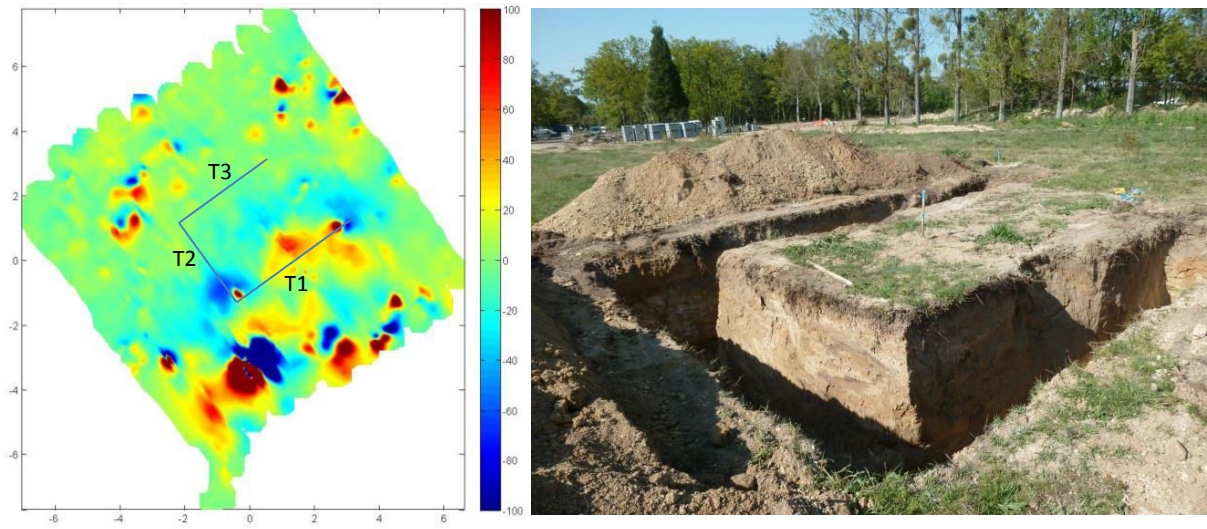
**Figure 24 : Comparaison entre la carte d'anomalie magnétique du drone en échelle normale de -20 à 20 nT (à gauche) et la carte d'anomalie magnétique de la perche en échelle normale de -100 à 100 nT (à droite)**

On constate une corrélation logique entre les différentes échelles ; on discutera ultérieurement du gain que constitue la mesure multi-échelle en cartographie magnétique.

### 2.3.4. Mesure du champ magnétique sur plans verticaux

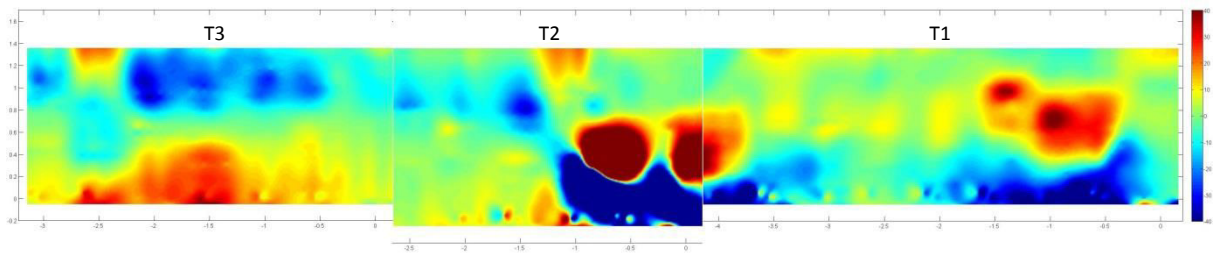
Nous avons eu l'occasion de mettre en place une méthode de mesure originale sur la zone de cartographie « luge 2 ». Notre but était d'avoir une image plus précise des objets contenus dans le sous-sol, pour ce faire nous avons creusé à l'aide d'une pelle mécanique trois tranchées autour d'un point où nous savions qu'il y avait au moins un obus enterré. Les tranchées T1, T2 et T3 sont longues respectivement de 4,5 m, 3 m et 3,5 m et haute de 1,4 m ou 1,6 m.





**Figure 25 : A gauche : Position des tranchées sur la carte d'anomalie magnétique « luge 2 » ; à droite : la photo des tranchées de mesure**

Pour réaliser cette cartographie nous avons fixé quatre capteurs fluxgate les uns par rapport aux autres en les espaçant de 12,5 cm. Puis on passe les capteurs lentement et verticalement de bas en haut de la paroi, on se décale de 50 cm vers la gauche et on recommence. On obtient ainsi la carte des tranchées présentée en Figure 26. Le positionnement vertical est approximatif et conditionné par le fait que l'opérateur doit faire monter les capteurs à vitesse constante.



**Figure 26 : Carte d'anomalie magnétique des tranchées T1, T2 et T3 seuillée entre -40 et 40 nT**

On observe sur la carte magnétique des trois tranchées une anomalie linéaire et à peu près horizontale qui devrait correspondre à une variation lithologique du sous-sol. Par ailleurs apparaissent nettement sur les tranchées T1 et T2, les parties positives et négatives d'anomalies résultant d'objets plus ponctuels. On peut voir sur la section de T2 deux fortes anomalies très rapprochées dont l'une est tronquée à droite. Cette dernière nous permet par ailleurs de constater la continuité d'une tranchée à l'autre puisqu'on la retrouve à gauche de la carte de T1. On retrouve sur T1 deux autres anomalies là encore très proches.

La zone entourée par les tranchées a été dépolluée au vu des anomalies magnétiques observées en surface. Nous avons mis au jour deux obus longs de 75 cm ainsi qu'une boîte métallique contenant des balles. Nous les avons trouvés à l'endroit indiqué par la cartographie magnétique et dans la position montrée en Figure 27 (les deux obus parallèles et la boîte entre les deux) à une profondeur d'environ 70 cm.

Il est possible que l'anomalie magnétique due à ces objets s'observe au niveau de la tranchée T1. Par contre, la dépollution pyrotechnique n'ayant pas été réalisée au voisinage des tranchées, nous n'avons pas d'interprétation pour expliquer leur présence.



Figure 27 : Deux obus de 75 cm de long et une boîte de balles mises au jour sur la zone de dite « luge 2 »

Du point de vue théorique, les équations présentées au chapitre IV peuvent être utilisées de manière simple pour modéliser à la fois les anomalies magnétiques des cartographies horizontales à la perche et à la luge et celles des tranchées. Par contre l'inversion des données ayant pour but de localiser et identifier les objets sources est un sujet plus difficile pour lequel nous n'avons pas trouvé de solution.

#### 2.4. Application de la cartographie multi-échelle à l'archéologie

Nous donnons ici un exemple parlant de ce que peut apporter la mesure multi-échelle. En 2007 a été réalisée une carte de champ magnétique sur un site archéologique de la commune de Dinsheim (Bas-Rhin) en collaboration avec le musée archéologique de la Chartreuse de Molsheim. Sur cette zone, se trouvent en profondeur deux fours à céramique gallo-romains. La carte a été réalisée par la méthode classique à 1 m du sol. On identifie bien sur la Figure 28 les deux fours (notés A et B), ils engendrent une anomalie d'environ 300 nT.

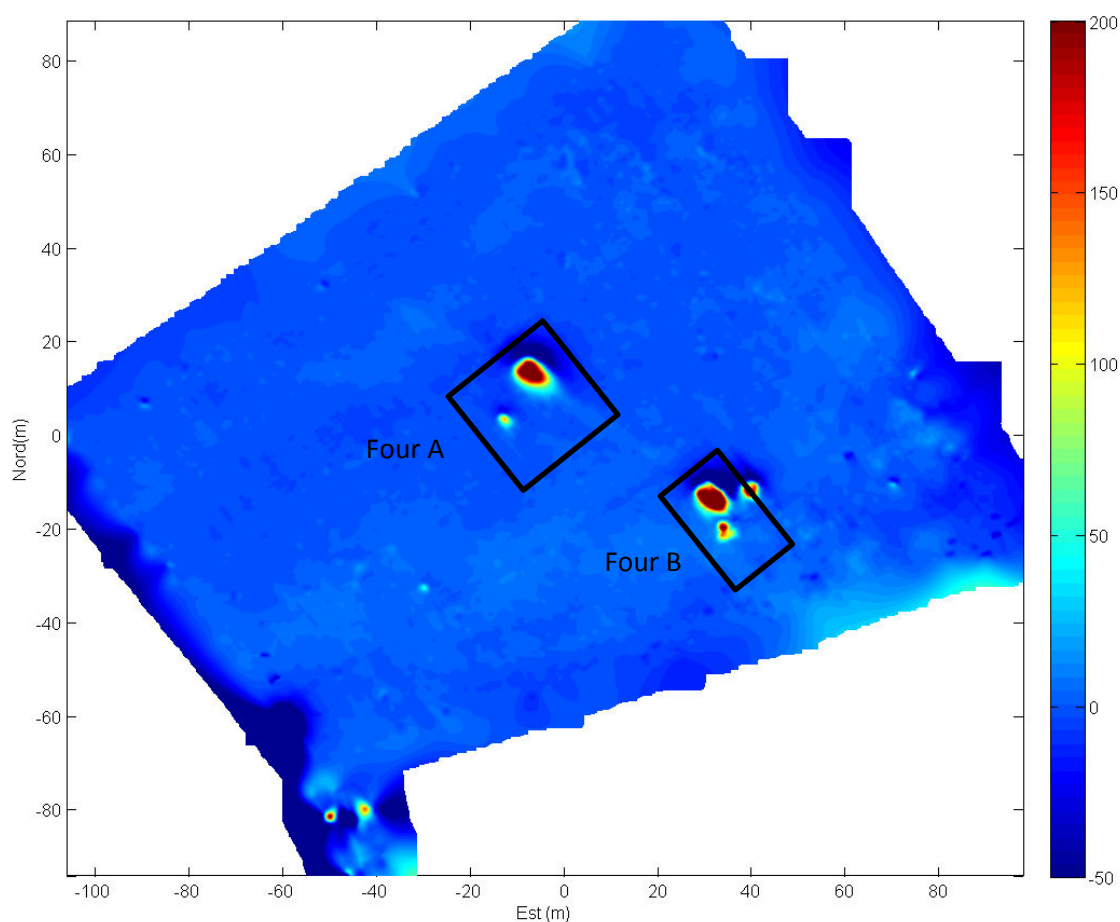
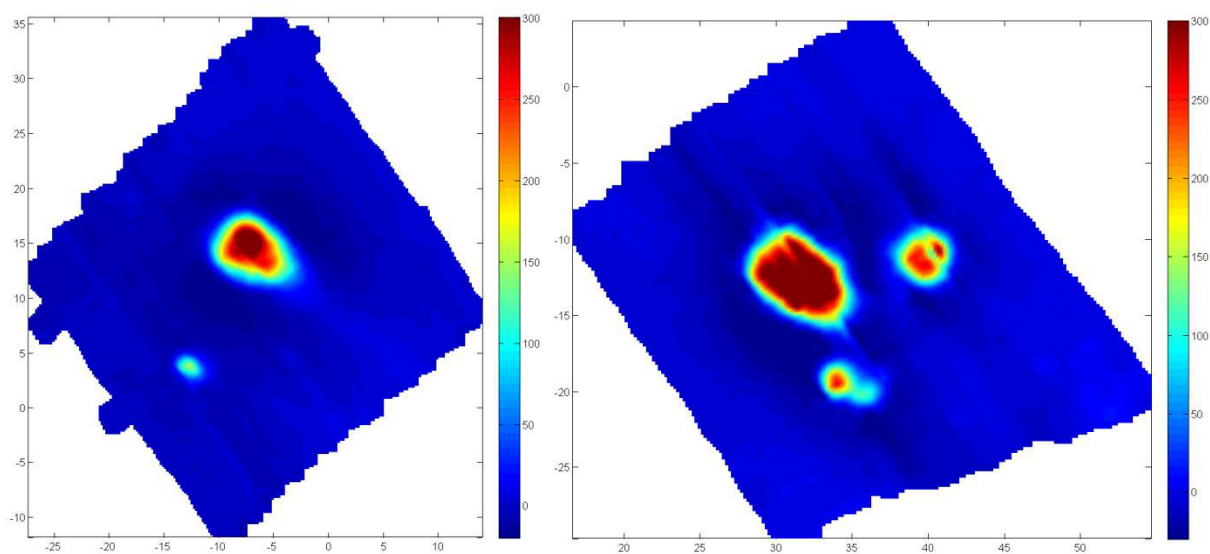


Figure 28 : Carte d'anomalie magnétique réalisée à la perche sur le site archéologique en février 2007

On se concentre sur les données autour des fours A et B. Pour une meilleure visualisation on calcule à partir de ces données la double réduction au pôle. Ce traitement calcule l'intensité du champ magnétique en considérant que le vecteur du champ régional et le vecteur aimantation sont tous les deux verticaux (comme c'est le cas aux pôles). Le maximum de l'anomalie magnétique se retrouve alors à l'aplomb de l'objet.

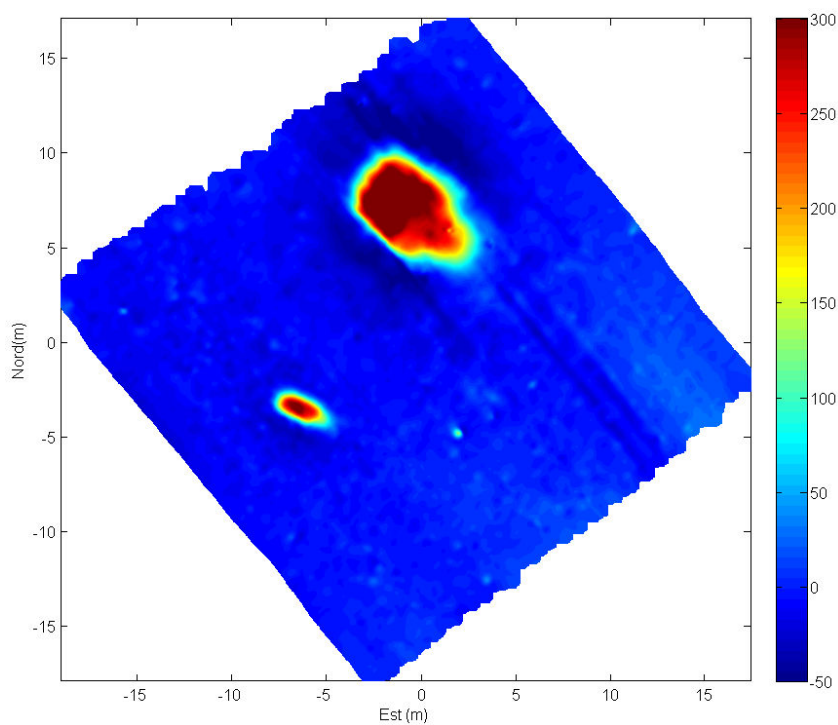
Sur la Figure 29, on observe que chaque four est composé de plusieurs entités :

- le fourneau principal qui est le plus grand (celui qui occupe le plus de surface) et dont l'anomalie est la plus forte ;
- d'autres anomalies gravitent autour de ce four, elles sont plus ponctuelles et variables. Elles semblent être uniques pour le four A. Autour du four B il y en a entre 2 et 4, ce qui est difficile à distinguer.



**Figure 29 : Cartes d'anomalie magnétique réduites au pôle réalisée à la perche sur le site archéologique en février 2007. A gauche le four A, à droite le four B.**

En 2010 nous avons décidé de revenir sur ce site afin de tester le dispositif de la luge récemment mis au point alors afin de mieux distinguer la structure de ces deux fours. On a choisi de réaliser deux cartes de 25 m de côté. Celle du four B n'a pas pu être menée à son terme ; une partie du terrain en surface étant impraticable (fraîchement labouré). On note tout d'abord que l'amplitude de l'anomalie est plus élevée puisque l'on s'est rapproché de la source des anomalies.



**Figure 30 : Cartes d'anomalie magnétique réduites au pôle du four A réalisée à la luge sur le site archéologique en 2010**

Sur la carte du four A (Figure 30) on peut distinguer avec plus de netteté les deux éléments suivants :

- un four principal (au nord) d'environ 8 m de long et 5 m de large. Il présente une architecture assez caractéristique, c'est-à-dire une zone de cuisson rectangulaire et une zone d'enfournement plus étroite à l'avant,
- un four annexe bien plus petit de 3 m de long.

Le four B a une structure analogue à ceci près qu'on distingue au moins trois structures annexes. Ce four a été fouillé, on en connaît le plan, on le superpose à la cartographie. La luge nous permet ici de distinguer deux fours annexes là où les données de la perche ne pouvaient les distinguer l'un de l'autre.

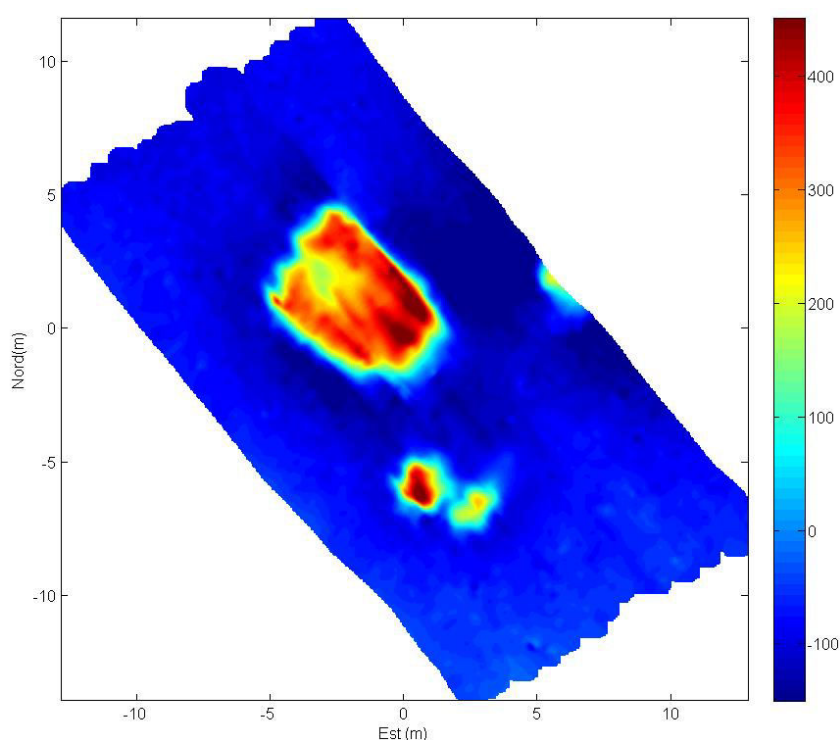


Figure 31 : Cartes d'anomalie magnétique réduites au pôle du four B réalisée à la luge sur le site archéologique en 2010

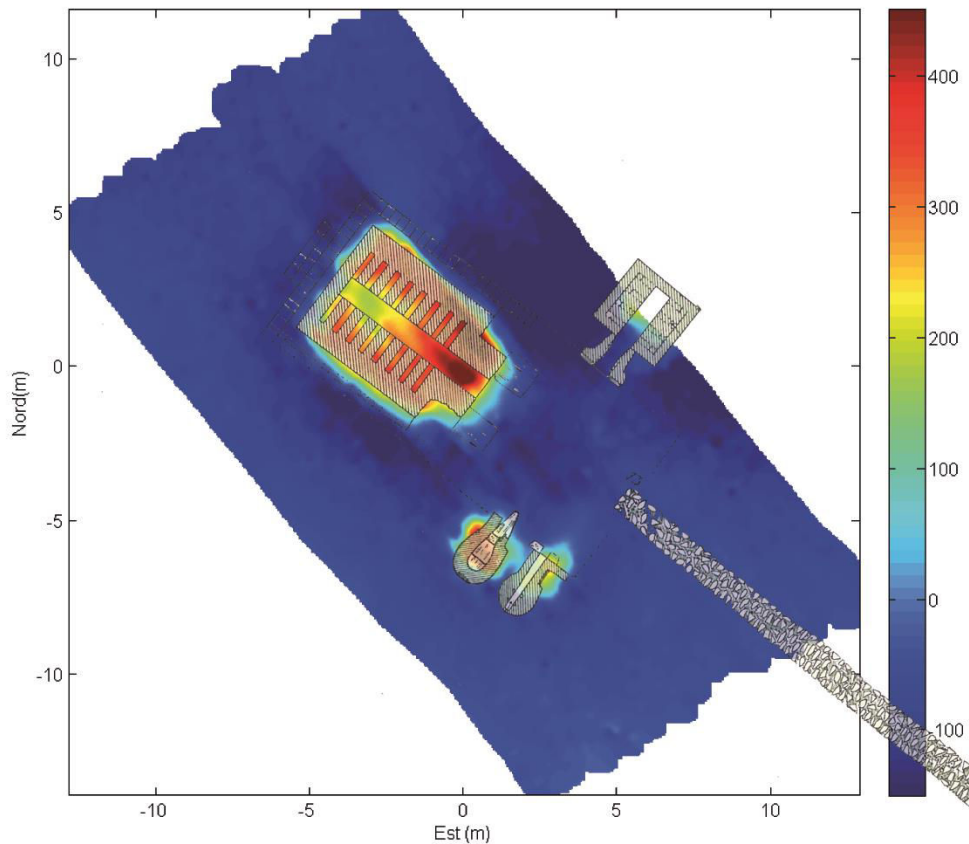


Figure 32 : Superposition de la carte d'anomalie magnétique et du plan du four B

La carte d'anomalie réalisée à la luge coïncide très bien avec le plan connu de ce four. Cela ouvre tout un champ d'application. Notons tout de même que ce type de cartographie nécessite un positionnement très fin des mesures (à la dizaine de centimètre près). Or nous avons vu précédemment que dans certaines conditions (présence d'arbres, de bâtiments...) la qualité des données de notre système de positionnement (antenne GPS Trimble 5800) est médiocre.

### 3. Le positionnement

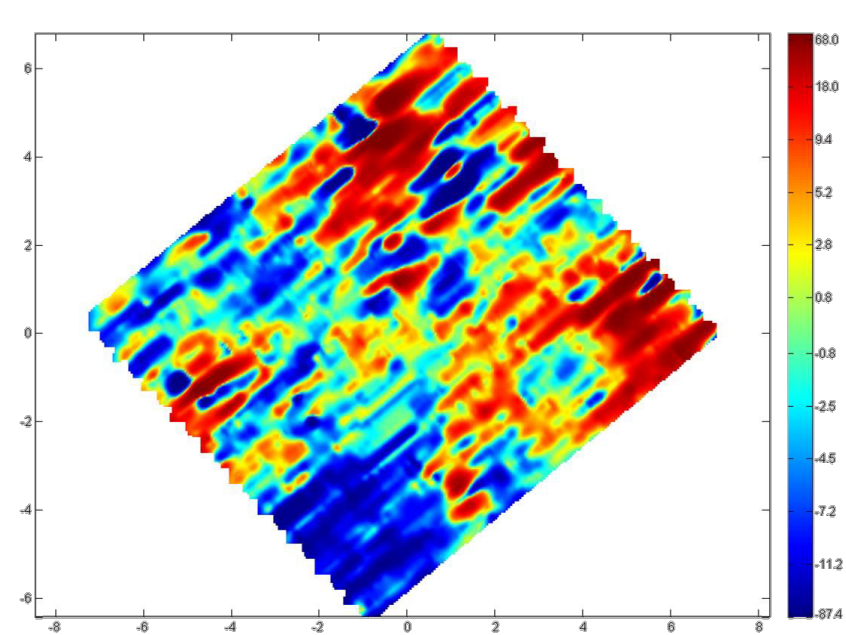
Dans le chapitre III on a évoqué le problème du positionnement. Pour nos mesures on utilise un système de positionnement par satellites (GNSS, global navigation satellite système). On utilise un Trimble 5800. Les données fournies par ce dernier peuvent s'avérer d'une qualité insuffisante quand une partie de la constellation de satellites est masquée que ce soit en forêt à cause des arbres ou en ville à cause des immeubles. On propose ici un certain nombre d'alternatives au positionnement par système GPS.

### 3.1. Impact de la qualité de la géolocalisation sur les cartographies magnétiques

En règle générale lorsque la qualité des données de positionnement est trop médiocre, on décide d'interpoler la position des données magnétiques entre le point de départ et le point d'arrivée de chaque profil. Ceci implique :

- que l'opérateur ait fait avancer régulièrement le système de mesure,
- que les points d'arrivée et de départ soient à peu près positionnés, pour cela il est conseillé de faire une carte de forme rectangulaire,
- que la zone prospectée comporte le minimum d'obstacles à contourner, ceci fausserait l'interpolation.

Si ces conditions ne sont pas remplies, on obtient le type de carte que l'on montre Figure 33. L'aspect strié de cette image témoigne de la mauvaise interpolation des routes, certaines anomalies sont allongées tandis que d'autres sont raccourcies, il n'y a plus de cohérence d'un profil à l'autre.



**Figure 33 : Carte d'anomalie magnétique réalisée à la luge, trop médiocre les données fournies par l'antenne GPS ont dues être interpolées**

### 3.2. Système de positionnement Spectra et réseau Teria

#### 3.2.1. Avantage du ProMark800

Ce système de géolocalisation fabriqué par la firme Spectra est analogue au Trimble 5800, en ce sens qu'il utilise un réseau de satellites afin d'offrir une localisation précise à l'utilisateur. Seulement le Trimble 5800 se limite aux satellites du système GPS, système de géolocalisation mondial développé par les Etats-Unis. Les appareils plus récents dont le ProMark800 ne se limitent pas à cette

constellation. Ils utilisent les satellites des réseaux GPS (États-Unis), GLONASS (Russe), GALILEO (Europe, en cours de mise en place). Ainsi aux 32 satellites composant le système GPS, s'ajoutent les 23 du GLONASS et les 4 satellites GALILEO (30 d'ici 2020).



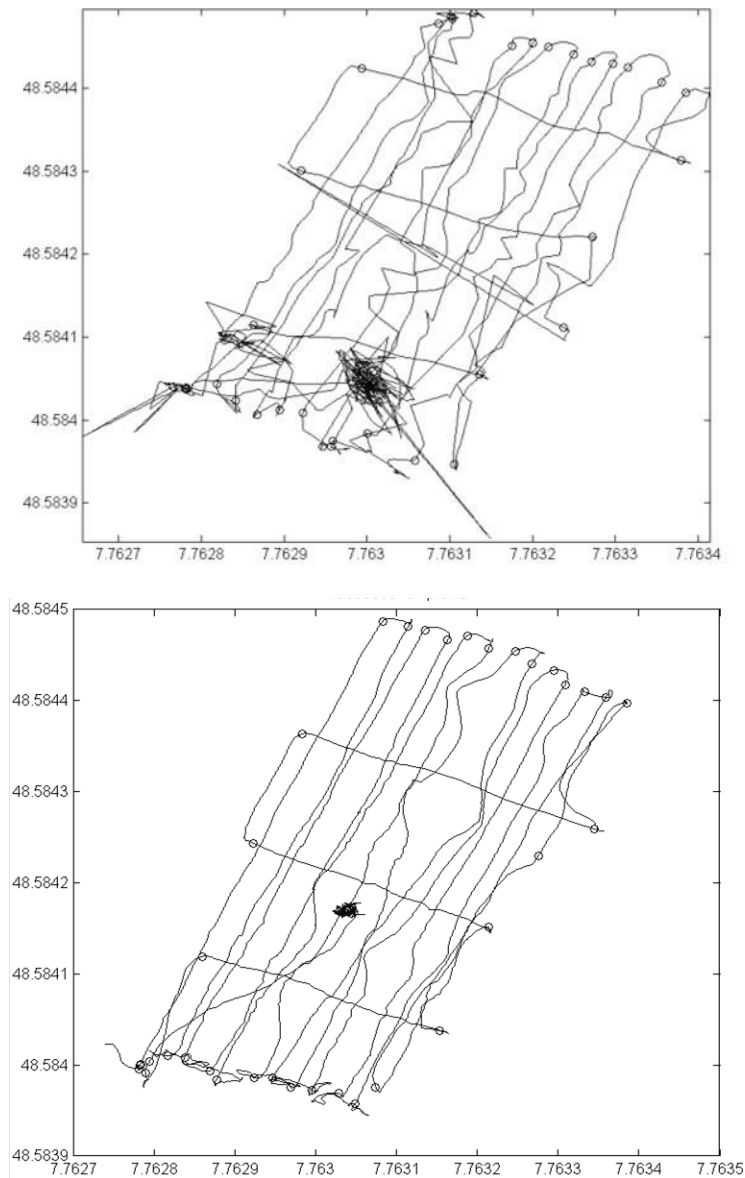
Figure 34 : Système de positionnement Spectra ProMark800

Les systèmes GNSS nécessitent d'avoir accès au moins à quatre satellites pour calculer une position ; plus il y a de satellites, plus le calcul est précis. Dans des conditions difficiles où le Trimble captait tout juste suffisamment de satellites (3 ou 4), le ProMark800 en repère en moyenne 13 à 15. Le calcul de la position est donc nettement amélioré. En plus d'être plus fiable, il gagne en régularité (plus de « sauts » dans les données de géolocalisation).

Sur la Figure 35 on compare les données du Trimble et celles du Spectra, les deux relevés ont été réalisés sur la même zone (comme en témoignent les latitudes et longitudes). Cette zone pose plusieurs problèmes, d'une part elle se situe en ville à proximité de plusieurs immeubles, d'autre part s'y trouvent des arbres et arbustes.

Dans ce cas les données du Trimble étaient exploitables mais de qualité médiocre. On voit un grand nombre de sauts et des routes qui se croisent alors qu'elles ne le devraient pas. Sur les données calculées par le Spectra, les routes sont régulières et les écarts observés correspondent aux endroits où l'opérateur a dû dévier de sa route afin d'éviter les arbres. La zone où la densité de mesures est très forte correspond au point d'étalonnage.





**Figure 35 : Routes calculées par le Trimble 5800 (en haut) et par le Spectra ProMark800 (en bas), les deux relevés ont eu lieu sur la même zone.**

### 3.2.2. Correction apportée par le réseau Teria

Le positionnement fourni par le système GNSS peut encore être amélioré. En effet le calcul effectué par l'antenne à partir des données satellitaires est entaché de la mauvaise connaissance de la propagation des ondes électromagnétiques dans la troposphère. Cela peut provoquer une dérive, un décalage de plusieurs mètres de la vraie position. La parade à ce type d'erreur consiste à les corriger en temps réel à l'aide d'une seconde antenne GNSS fixe appelée « base ». Celle-ci étant fixe, les déplacements qu'elle enregistre sont fictifs et la navigation du récepteur mobile, à condition qu'il ne soit pas trop éloigné de la base, est corrigée de ce mouvement on parle alors de GNSS différentiel.

Cette méthode peut être mise en œuvre soit en utilisant sa propre base que l'on met en place sur un point du terrain d'étude et la correction est transmise par radio en général (portée jusqu'à 1 km). Une autre façon de faire est d'utiliser un réseau d'antennes GNSS fixes à l'échelle d'un territoire et transmettant la correction numérique par réseau GPRS de téléphonie mobile. C'est ce que propose le réseau Teria, compatible avec le ProMark800. Moyennant un abonnement mensuel, Teria offre les corrections des données de géolocalisation en temps réel en calculant une base fictive dans la zone où se trouve l'antenne mobile par interpolation des antennes GNSS fixes dont il dispose. La correction est calculée à partir de la centaine de stations de référence réparties sur toute la France. Ce réseau est compatible avec les systèmes GPS, GLONASS et GALILEO.

### 3.3. Théodolite laser

Une autre possibilité est de s'affranchir du calcul de la position par l'intermédiaire de satellites. Afin de faire leurs relevés, les topographes utilisent un tachéomètre à visée laser (Figure 36). Associé à un prisme réfléchissant à 360° (Figure 37), il émet un rayon laser, imperceptible à l'œil, qui, s'il croise l'un des miroirs du prisme se réfléchit. Le signal reçu en retour est alors analysé par le tachéomètre qui calcule la position (x, y et z) du prisme.



Figure 36 : Tachéomètre à visée laser (Trimble S8)



Figure 37 : Prisme à 360° servant de cible à la visée laser

Le système présenté ci-dessus (Trimble S8) est entièrement automatisé, c'est-à-dire qu'une fois que le laser a détecté le prisme, il suit sa progression. Cependant si un obstacle entrave la diffusion du rayon alors le calcul de position ne se fait pas. Dans le cas de gros obstacles, le tachéomètre peut même « perdre » le suivi du prisme.

Dans le cadre d'un projet de recherche avec l'INSA de Strasbourg nous avons eu l'occasion d'expérimenter leur tachéomètre à visée laser automatisé sur un terrain où la qualité des données fournies par le système GPS est insuffisante, comme on peut le voir ci-dessous. Les mesures se sont faites dans les mêmes conditions que celles de la Figure 35, les deux zones étant distantes d'une centaine de mètres.

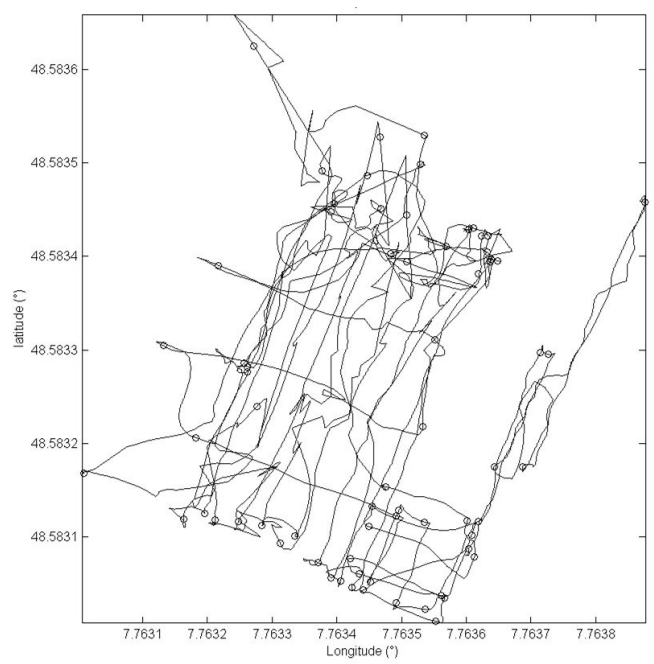
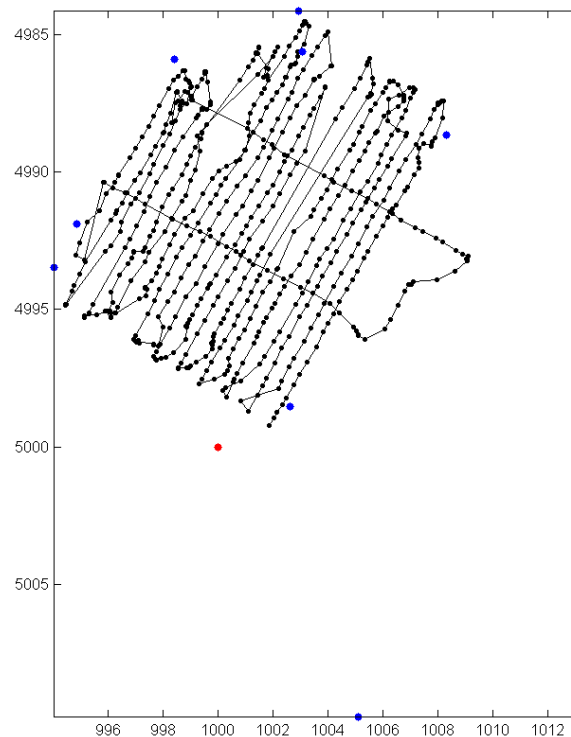


Figure 38 : Routes calculées par le Trimble 5800 lors d'une cartographie à la luge



**Figure 39 : Positionnement relatif du tachéomètre laser lors d'une cartographie à la luge (en rouge la position du tachéomètre, en bleu les points de référence fixes, en noir la route suivie)**

La qualité des données de positionnement mesurées par le tachéomètre est nettement meilleure, comme on peut le voir dans la figure ci-dessus. Même si l'acquisition de données a été entravée par la présence d'arbres, la route suivie par la luge est bien plus nette.

Cette méthode a tout de même quelques inconvénients. Le plus mineur est que le positionnement fourni est relatif et dépend des points de référence ce n'est qu'en géolocalisant précisément ces derniers (par un système GPS ou à partir de point connus) que l'on pourra calculer la position absolue fournie par le tachéomètre. Le second inconvénient est la lourdeur de la mise en œuvre du dispositif ainsi que son coût.

### 3.4. Centrale inertielle

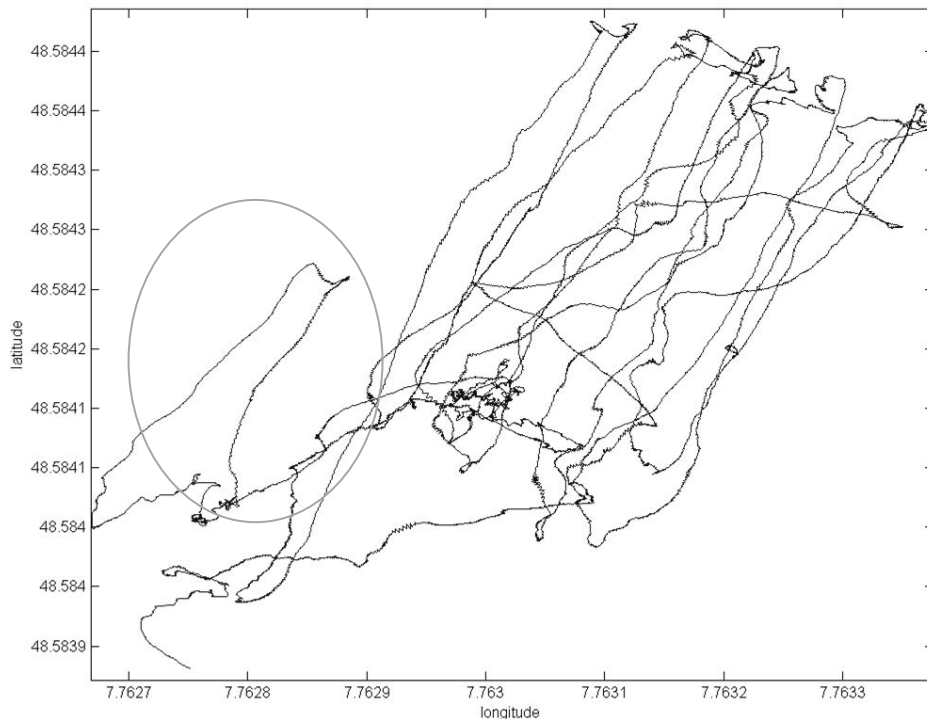
La dernière option envisagée afin de localiser nos données sur une carte est l'emploi d'une centrale inertielle. Ce dispositif est composé de trois gyromètres mesurant la vitesse angulaire pour chaque composant de l'espace ainsi que de trois accéléromètres. A partir des vitesses angulaires et des accélérations dans chaque direction, la centrale inertielle peut calculer le déplacement relatif réalisé d'un point à un autre.

Il est même possible de coupler des informations avec une antenne GNSS, ainsi l'ensemble des données est utilisé pour donner une position d'une qualité accrue et en cas de constellation partiellement masquée, la centrale d'attitude peut prendre le relai pour calculer la position.



**Figure 40 : MTI-G 700, à gauche en orange la centrale inertielle, à droite l'antenne GPS**

Le laboratoire possède une de ces appareils : le MTI-G 700 de la marque XSens. Il s'agit d'un modèle couplé à un GPS, la centrale inertielle est même dotée de capteurs fluxgate. Nous montrons ci-dessous un exemple de données fournies par ce système, l'endroit est le même que celui de la Figure 35. Les données sont d'assez mauvaise qualité, on constate que certains profils dérivent dans une certaine direction sans que cela ne corresponde à la réalité, de plus les deux premiers profils (encadrés en gris) sont totalement décalés par rapport au reste des données. Pour être utilisé efficacement, cet appareil doit être calibré et parfaitement orienté sur le dispositif de mesure, pour le moment nous ne le retenons pas comme outil de positionnement efficace.



**Figure 41 : Positionnement calculé par la centrale d'attitude**

#### 4. Correction de la variation temporelle du champ magnétique

Comme nous l'avons vu dans le chapitre III, en mesure magnétique se pose souvent le problème des variations temporelles du champ magnétique. C'est surtout à l'étape de l'étalonnage que cet effet est visible, puisqu'on calcule les erreurs des capteurs en supposant le champ de référence constant au point de calibration ce qui n'est pas toujours le cas, surtout en milieu urbain ou péri-urbain.

##### 4.1. Correction de l'étalonnage

Dans l'exemple ci-dessous on observe que deux variations de forte amplitude (30 et 50 nT) n'ont pas été corrigées par les paramètres de l'étalonnage. Il ne s'agit pas là d'un défaut dans le calcul des erreurs. Au moment de cette calibration, une voiture est passée sur la route située à une dizaine de mètres de notre point de calibration. Ceci a engendré la variation du champ magnétique à l'endroit du point fixe. Cette erreur ne peut pas être corrigée par l'étalonnage, le problème vient du fait que l'on considère le champ constant à l'endroit de l'étalonnage

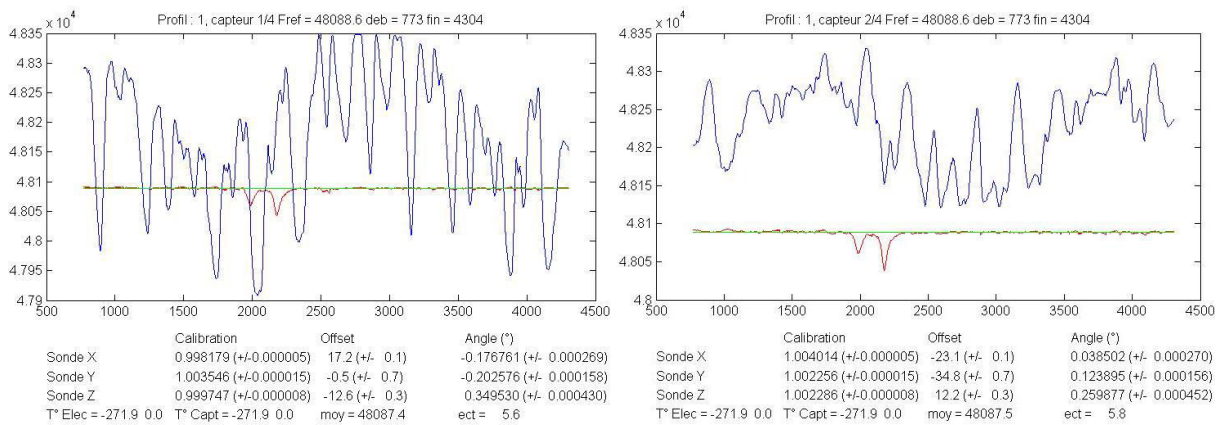


Figure 42 : Résultat de l'étalonnage de deux capteurs fluxgate. Les données non calibrées apparaissent en bleu, les données calibrées en rouge ( $\sigma = 5.6 \text{ nT}$  et  $5.8 \text{ nT}$ ) et le champ de référence constant en vert

Afin d'enregistrer les variations temporelles du champ magnétique, nous plaçons sur le point de référence au sol un autre magnétomètre. Il s'agit cette fois d'un magnétomètre à vapeur de césium basé sur le principe du pompage optique, le G858 de la marque Geometrics. A l'inverse des capteurs fluxgate il fournit directement la valeur scalaire du champ magnétique avec une grande précision mais une fréquence moindre (10 Hz). De plus il ne nécessite pas de calibration. Il est amagnétique, l'acquisition de l'étalonnage peut donc se faire directement à son aplomb.

La mise en œuvre de cet ajout dans l'inversion est assez simple. Au lieu de considérer le champ magnétique constant au niveau du point de calibration, on prend en considération les valeurs du champ enregistrées par le magnétomètre à vapeur de césium. Ce sont ces données que l'on utilise à la place de  $M$  dans la méthode des moindres carrés, on obtient ainsi neuf facteurs d'erreur différents des précédents.

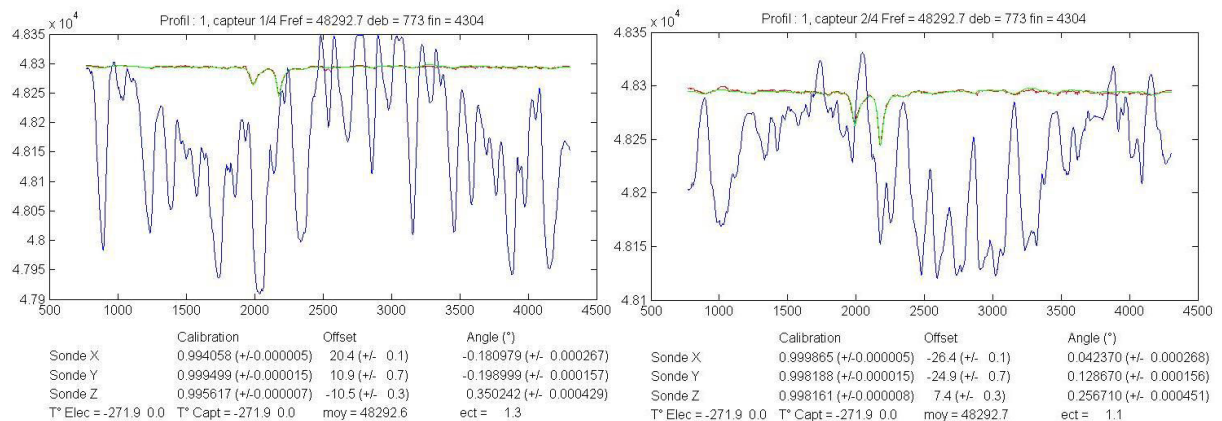
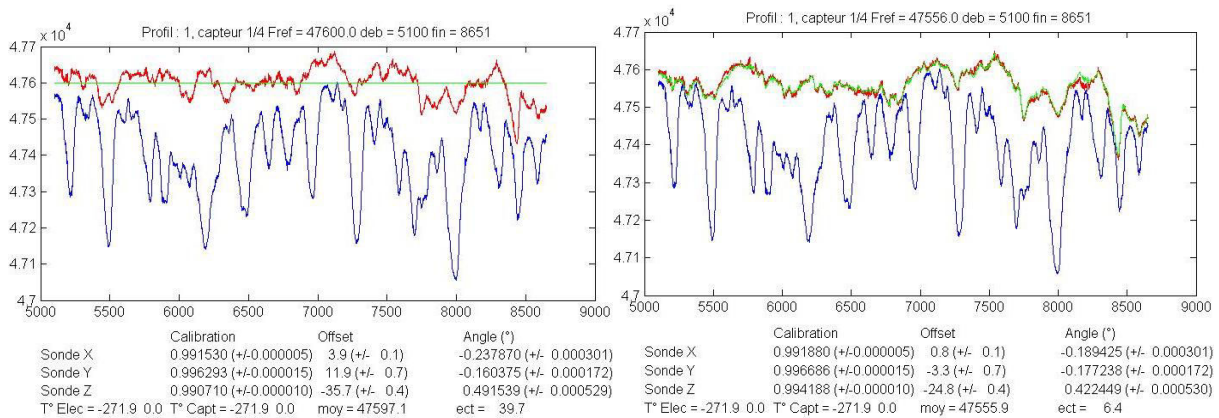


Figure 43 : Résultat de l'étalonnage de deux capteurs fluxgate. A gauche, le champ de référence est constant. A droite le champ de référence est enregistré par le magnétomètre à vapeur de césium. Les données non calibrées apparaissent en bleu les données calibrées en rouge ( $\sigma = 5.6 \text{ nT}$  et  $1.2 \text{ nT}$ ) et le champ de référence (en vert)

La différence entre les anciens et les nouveaux facteurs d'erreur est mince, les erreurs d'orthogonalité sont modifiées au plus de  $4.2 \times 10^{-3}^\circ$ . Cependant on constate une nette amélioration de l'écart-type entre les données calibrées et le champ magnétique de référence, il a été divisé par quatre. Ce phénomène est principalement dû à la prise en compte du passage de la voiture à proximité lors de l'étalonnage.

Dans un milieu plus urbain, où les variations temporelles sont nombreuses (voitures, camions, tramways...) et de plus forte amplitude (jusqu'à 300 nT dans l'exemple) la différence est bien plus importante quand on utilise la mesure du champ magnétique comme référence. Ainsi la différence d'erreur d'angle est au plus de  $69 \times 10^{-3}^\circ$  et l'écart-type est divisé par 6.



**Figure 44 : Résultat d'un étalonnage en milieu urbain de deux capteurs fluxgate. A gauche, le champ de référence est constant. A droite le champ de référence est enregistré par le magnétomètre à vapeur de césium. Les données non calibrées apparaissent en bleu, les données calibrées en rouge ( $\sigma = 39.7 \text{ nT}$  et  $6.4 \text{ nT}$ ) et le champ de référence (en vert).**

Pour les prospections dans des environnements magnétiquement changeants, la mesure des variations temporelles du champ magnétique est une amélioration importante pour bien étalonner les capteurs.

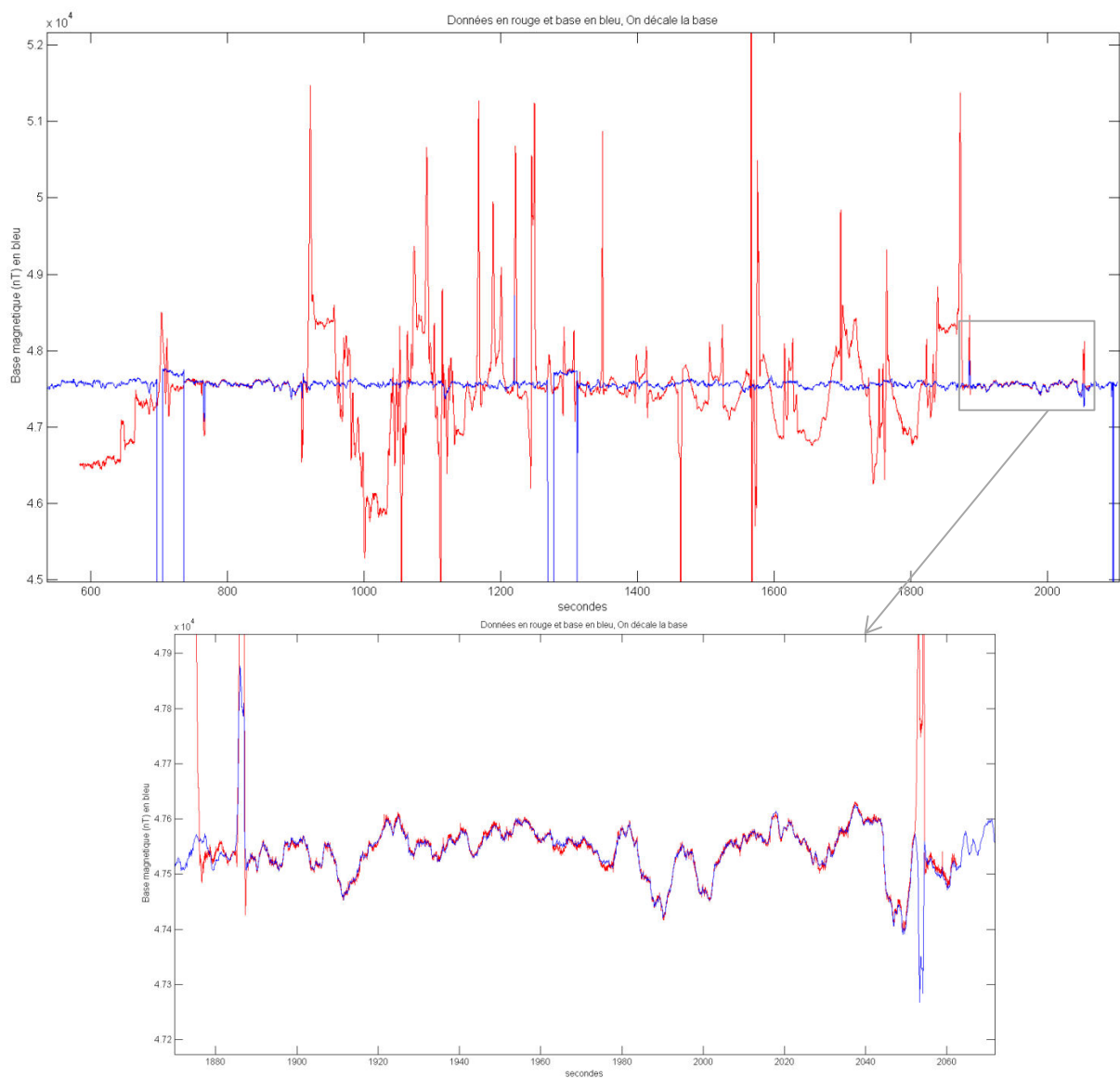
#### 4.2. Correction de la cartographie

Il est plus compliqué de corriger les variations temporelles du champ magnétique sur les données. L'étalonnage se réalise en un point fixe, c'est là que l'on place le magnétomètre de référence, ainsi on s'assure de la parfaite synchronisation et de la similarité entre les données et le capteur de référence. Dans le cadre de la cartographie, l'appareil de mesure peut se situer à plusieurs centaines de mètres du capteur de référence, auquel cas ils n'enregistrent pas forcément les mêmes variations temporelles, si les sources de variations sont proches. Dans le cas d'une grande cartographie, soustraire les données du capteur césium aux données de cartographie peut revenir à créer des variations fictives dans les données et ne pas corriger d'autres variations temporelles existantes.

Dans le cas de petites cartographies, où le capteur de référence se situerait au centre de la zone ou à proximité immédiate le problème se pose moins. Cependant survient la question de l'échelle de variation. En ville, là où la mise en œuvre de la correction des variations temporelles du champ est



essentielle, on observe des variations spatiales du champ très fortes. Du fait de la présence de nombreux objets métalliques en profondeur (réseaux de gaz, égout, etc.) et en surface (banc, véhicules garés, etc.), l'amplitude de mesure peut atteindre plusieurs milliers de nanoteslas. Les variations temporelles du champ deviennent alors négligeables. Sur la Figure 45, les variations temporelles du champ ont une amplitude maximale de 400 nT, l'amplitude des mesures étalonnées est de 6 000 nT soit un rapport de 15 entre les deux. Comme on peut le voir sur le zoom, à certains moments les données des capteurs fluxgate et les données du capteur de référence coïncident. Ces endroits correspondent aux données de l'étalonnage et aux données des statiques. Dans ce cas, la correction temporelle n'est pas utilisée pour l'interprétation.



**Figure 45 : Mesures du champ magnétique pour une cartographie (en rouge) comparées aux mesures des variations temporelles du champ magnétique (en bleu). En haut l'ensemble des données ; en bas, un zoom d'un endroit où les données sont bien corrélées.**

### 4.3. Utilisation de la gradiométrie

Nous venons d'évoquer le problème de la correction temporelle par le biais d'un capteur de référence fixe. Cette méthode est certes efficace et permet de corriger l'étalonnage mais elle ne permet pas toujours de corriger les données de cartographie en elles-mêmes. Pour cela on pourrait envisager de corriger la partie temporelle du champ magnétique enregistré par les capteurs fluxgate au fur et à mesure des données en soustrayant directement les données d'un capteur à celles d'un autre. Cette méthode est couramment appelée gradiométrie, elle consiste à placer deux capteurs sur la même ligne verticale, judicieusement espacés du sol ainsi qu'entre eux.

Pour des raisons pratiques et afin de mettre en œuvre cette méthode, nous utilisons le même dispositif que pour la mesure à 1 m du sol, nous pivotons la perche de 90°, celle-ci se retrouve ainsi à peu près verticale (Figure 46). Il faut de la même façon étalonner les capteurs. Pour ce faire nous employons la même méthodologie que d'habitude avec la perche positionnée verticalement, on place un magnétomètre à vapeur de césium afin de pouvoir corriger les étalonnages, chaque capteur devant être calibrés indépendamment les uns des autres.



Figure 46 : Dispositif de mesure gradiométrique

Là où seulement deux capteurs sont nécessaires pour la gradiométrie, nous en disposons de quatre soit six combinaisons possibles pour calculer une carte gradiométrique. On présente ci-dessous

l'exemple d'un site où nous avons fait une carte gradiométrique à l'aplomb d'un tuyau de gaz en acier.

Compte tenu de la position de la perche, nous disposons de quatre niveaux de mesures : ras du sol (capteur 1), 50 cm du sol (capteur 2), 1 m du sol (capteur 3), 1,50 m du sol (capteur 4). On présente ci-après le champ mesuré par ces quatre capteurs à la même échelle (entre 47750 et 48750 nT).

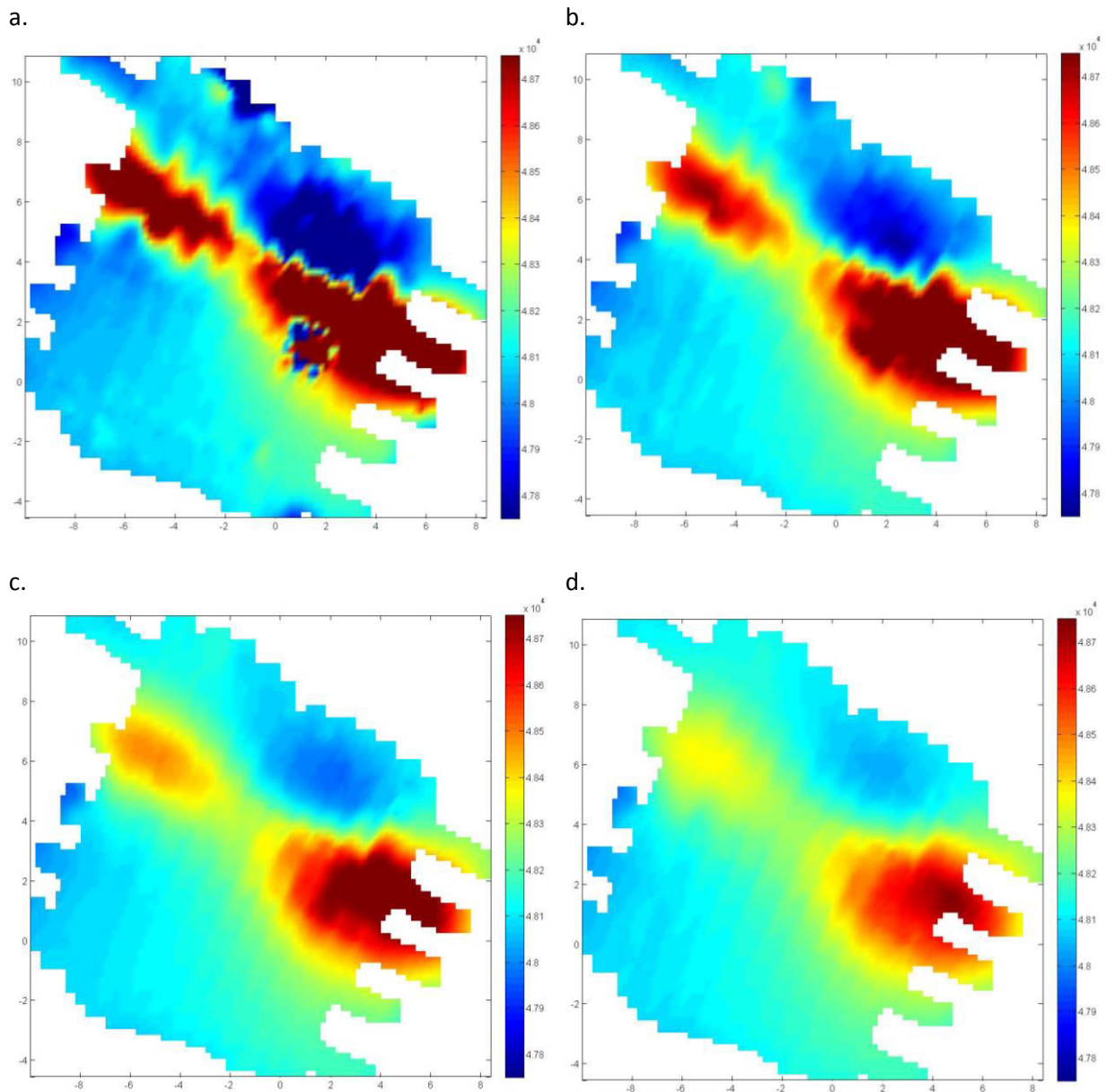


Figure 47 : Carte du champ magnétique des capteurs 1(a.), 2 (b.), 3 (c.) et 4 (d.)

Les anomalies apparaissent en dents de scie, notamment sur la carte du capteur 1 où les amplitudes sont très élevées. On constate logiquement que plus le capteur est proche du sol plus l'amplitude des anomalies est élevée.

Nous présentons maintenant la cartographie gradiométrique proprement dite en calculant la différence entre les données des cartes des capteurs n°3 et n°1. Ce n'est qu'un exemple, d'autres combinaisons sont possibles mais celle-là donne des résultats satisfaisants.

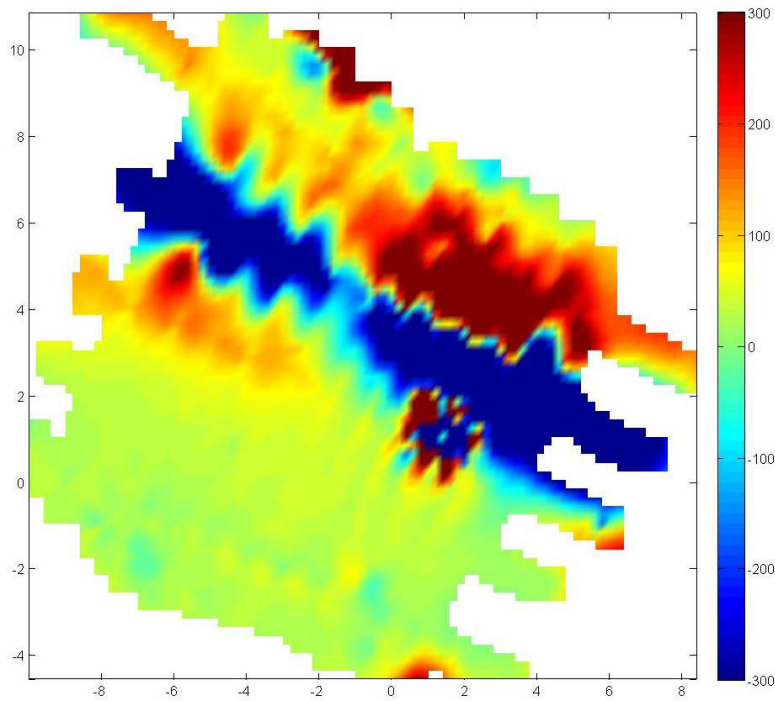


Figure 48 : Carte de la gradiométrie (capteur 3-capteur 1) seuillée entre -300 et 300 nT

Afin d'interpréter cette carte nous devons identifier le type de grandeur qu'elle affiche. Il s'agit de la soustraction de deux capteurs espacés d'un mètre. Pour autant il ne s'agit pas vraiment de la dérivée verticale mais plutôt d'une différentielle. De plus il est difficile de garder la perche parfaitement verticale et la verticale peut être déviée de plusieurs degrés. Ces deux problèmes font qu'il est difficile de prendre en compte ce type de données pour faire de l'interprétation quantitative. En effet, pour traiter des données au sens des méthodes potentielles, il faudrait pouvoir évaluer l'importance des conséquences de ces deux approximations. Ces incertitudes rendent la gradiométrie difficilement utilisable pour le moment.

## 5. Inversion de données synthétiques

### 5.1. Récapitulatif des nouvelles possibilités d'inversion

Nous reprenons ici le cas synthétique décrit plus tôt dans ce chapitre. Nous en rappelons les principales caractéristiques : il s'agit d'une ligne de dipôles longue de 0,6 m, orientée à  $45^\circ$  par rapport au Nord et ayant un pendage de  $10^\circ$ . Cette ligne est située à 0,2 m de profondeur à son point le plus haut, 0,3 au plus bas. Autrement dit cette ligne se situe entre les points de coordonnées  $[0 \ 0 \ 0,2]$  et  $[0,418 \ 0,418 \ 0,3]$ . On modélise trois cartes au-dessus de cet « obus » : à 0 m, 1 m et 3 m du sol et donc à 0,2, 1,2 et 3,2 m du point le plus haut de l'obus. Ces trois cartes représentant les

données que l'on aurait en luge, à la perche et au drone. Les cartes d'anomalies sont présentées à la Figure 17, celles du signal analytique Figure 18.

Dans cette partie nous allons appliquer les éléments théoriques évoqués dans le chapitre IV pour un dipôle. Nous verrons ainsi les effets de ces développements sur l'inversion dans le cas où la cible n'est pas un dipôle. Rappelons que tous les outils d'inversion évoqués (sur profil, à partir du signal analytique et par la méthode d'Euler) font l'hypothèse que l'objet recherché est un objet ponctuel dipolaire. Dans le cas présent, l'objet est doté d'une géométrie qui ne correspond à l'équation du modèle utilisé par les algorithmes d'inversion. On montre ci-dessous la comparaison entre le signal analytique calculé à partir des données synthétiques et le signal analytique du dipôle dont les caractéristiques se rapprochent le plus de la cible. Dans le cas des mesures à 0,2 m on peut voir la dissymétrie de la courbe des données par rapport à celle du modèle d'inversion forcément symétrique puisqu'elle correspond au signal analytique d'un dipôle. Cette dissymétrie tend à s'atténuer quand la distance entre le plan de mesure et la cible augmente. A 3,2 m, le signal analytique de la cible coïncide presque parfaitement à celui du dipôle.

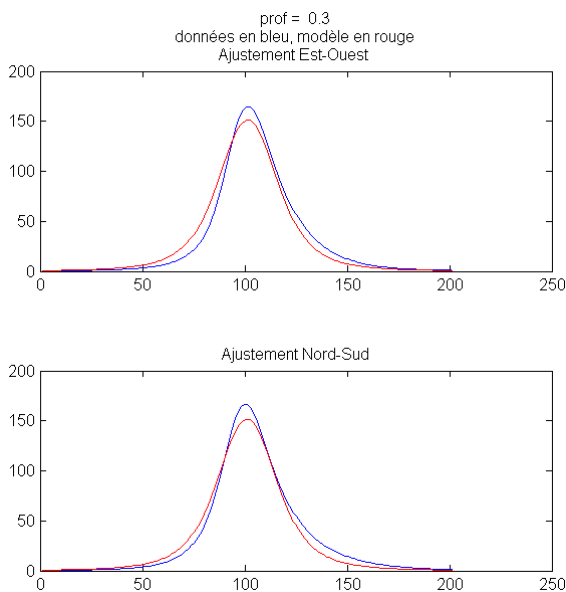


Figure 49 : Comparaison entre les données synthétiques à 0 m (en bleu) et le modèle (en rouge) d'inversion à partir du signal analytique

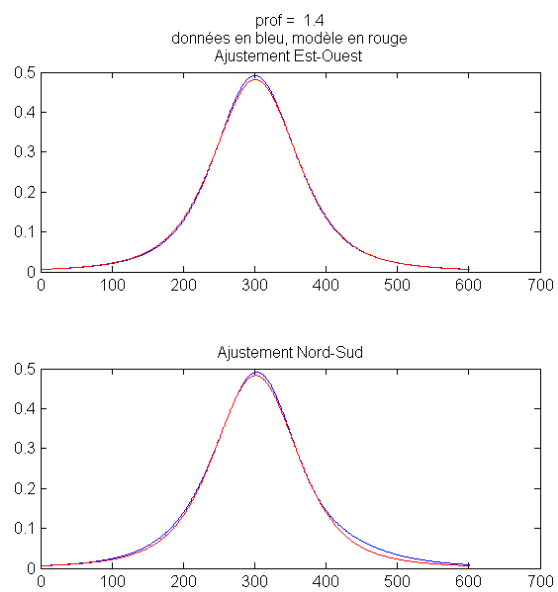
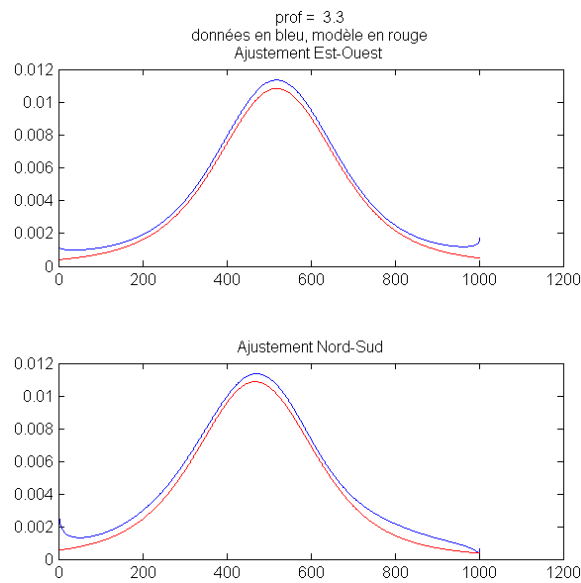


Figure 50 : Comparaison entre les données synthétiques à 1 m (en bleu) et le modèle (en rouge) d'inversion à partir du signal analytique



**Figure 51 : Comparaison entre les données synthétiques à 3 m (en bleu) et le modèle (en rouge) d'inversion à partir du signal analytique**

## 5.2. Apport du nouveau signal analytique

Dans le chapitre IV nous avons vu une nouvelle formule pour la résolution du problème inverse à partir du signal analytique.

Anciennement nous utilisons comme équation du signal analytique pour un dipôle vertical

$$S_v(d, z) = \frac{1}{\sqrt{d^2 + z^2}^3} \quad 5.1$$

avec  $d^2 = x^2 + y^2$ . Dans le chapitre IV nous avons recalculé cette fonction à partir de la définition vectorielle du signal analytique

$$S_v(d, z) = \frac{3}{(d^2 + z^2)^3} \sqrt{d^4 + 4z^4}. \quad 5.2$$

Afin d'apprécier l'impact de ce changement, on inverse les cartes de signal analytique des cas synthétiques en se basant sur l'ancienne puis la nouvelle fonction.

Distance minimale entre l'objet et le plan de mesure	Version du signal analytique	X <sub>ma</sub> (m)	Y <sub>ma</sub> (m)	Z <sub>ma</sub> (m)	Différence avec la solution		Amplitude
					Δhorizontal (m)	Δvertical (m)	
0,2 m	Ancien	0.097	0.066	0.216	0.117	0.016	1.604
	Nouveau	0.093	0.064	0.357	0.113	0.157	0.401
1,2 m	Ancien	0.179	0.000	0.843	0.179	-0.357	0.309
	Nouveau	0.179	-0.026	1.372	0.181	0.172	0.285
3,2 m	Ancien	0.184	-0.328	2.127	0.376	-1.073	0.111
	Nouveau	0.184	-0.328	3.264	0.376	0.064	0.206

**Tableau 2 : Comparaison entre l'inversion se basant sur l'ancienne et la nouvelle fonction du signal analytique**

On constate que quelle que soit l'altitude de mesure, l'utilisation de la nouvelle fonction ne change pas ou peu la position horizontale de l'interprétation. En effet l'erreur de position par rapport au point le plus haut de la ligne de dipôle est sensiblement la même (0,11 m quand le plan de mesure est à 0,2 m de la cible, 0,18 m à 1,2 m et 0,38 m à 3,2 m).

En revanche il y a un changement concernant la profondeur de l'objet. La nouvelle fonction nous donne systématiquement une profondeur plus élevée que l'ancienne de 60% environ, ce qui n'est pas négligeable. Dans le cas où le plan de mesure est très proche cela nous écarte de la solution (Δvertical augmenté), mais dans le cas des mesures à la perche et au drone cela nous en rapproche.

Globalement cette nouvelle fonction est une amélioration de notre routine d'inversion, nous allons donc la conserver pour la suite.

### 5.3. Comparaison entre les méthodes d'inversion

Nous disposons de trois méthodes de résolution du problème inverse, elles sont toutes décrites dans le chapitre IV. Celle que l'on emploie le plus souvent se base sur la grille du signal analytique. La méthode d'Euler quant à elle présente l'avantage de ne pas se préoccuper du tout de l'aimantation de la cible, elle ne nécessite donc pas de valeur a priori de celle-ci. Cependant elle est instable en présence de plusieurs anomalies magnétiques qui interfèrent entre elles et les paramètres d'inversion et notamment la taille de la fenêtre doivent être soigneusement choisis.

Distance minimum entre l'objet et le plan de mesure	Méthode d'inversion	X <sub>ma</sub> (m)	Y <sub>ma</sub> (m)	Z <sub>ma</sub> (m)	Différence avec la solution		Vecteur aimantation		
					Δhorizontal (m)	Δvertical (m)	Amplitude	Inclinaison	Déclinaison
0,2 m	SA	0.100	0.070	0.361	0.122	0.161	0.416		
	Euler	0.087	0.056	0.322	0.103	0.122			
1,2 m	SA	0.179	0	1.374	0.179	0.174	0.286		
	Euler	0.180	-0.029	1.531	0.183	0.331			
3,2 m	SA	0.184	-0.328	3.264	0.376	0.064	0.206		
	Euler	0.440	-0.490	3.659	0.659	0.459			

**Tableau 3 : Comparaison entre l'inversion se basant sur une méthode d'Euler et sur le signal analytique**

Pour les mesures à 0,2 et 1,2 m les positions horizontales déterminées par les deux inversions sont assez proches et relativement satisfaisantes (située à moins de 0,2 m du point le plus haut de l'obus). En revanche à plus haute altitude (3,2 m) l'erreur horizontale commise par la méthode d'Euler est deux fois plus importante que celle du signal analytique.

Concernant la détermination de la profondeur, même si la méthode d'Euler est légèrement plus proche de la solution pour la hauteur de 1, 2 m, elle s'en sort nettement moins bien pour les deux autres altitudes tandis que l'erreur commise par l'inversion sur signal analytique reste acceptable (moins de 0,2 m)

Ces arguments nous font préférer la méthode d'inversion du signal analytique.

#### 5.4. Effet de l'altitude de mesure

Un autre résultat que l'on observe sur le Tableau 3 et que nous n'avons pas abordé encore est l'effet de la hauteur de mesure sur la qualité de l'inversion. Globalement on observe logiquement que plus le plan de mesure est éloigné de la cible moins la détermination des paramètres de cette cible est précise et proche de la réalité et ce pour la profondeur et la position verticale. La valeur de la profondeur de la cible déterminée à partir des données à 3,2 m et l'inversion du signal analytique apparaît comme une exception, puisqu'elle ne diffère de la solution que de 6,4 cm.

#### 5.5. Apport de l'approximation

En magnétisme le calcul de l'anomalie (F1) se base sur l'hypothèse que le champ de l'anomalie magnétique est très inférieur au champ magnétique régionale. Nous avons calculé dans le chapitre précédent l'anomalie vraie (F) par itération dans le cas d'un dipôle. Nous allons en faire de même pour une ligne de dipôle.

Pour chaque altitude de mesure, on calcule F, l'anomalie vraie. Par défaut le nombre d'itération est fixée à 10 mais dans ce cas le calcul converge rapidement, dès la quatrième itération si l'altitude de mesure est 0 et dès la seconde itération dans les deux autres cas.

En toute logique plus le plan de mesure est proche de la cible, plus l'amplitude de l'anomalie est élevée et donc plus l'effet de l'approximation se ressent autrement dit plus la différence entre F1 (anomalie approximée) et F (anomalie vraie) est élevé, c'est ce qu'on observe sur les Figure 52, Figure 53 et Figure 54. L'écart dans le calcul de l'anomalie magnétique est de 20 nT pour les mesures à 0,2 m de la cible,  $3.10^{-3}$  nT à 1,2 m et  $10.10^{-6}$  nT à 3,2 m. A priori on peut considérer que la correction pour les données à 1,2 et 3,2 m est négligeable mais voyons tout de même si cette correction a un impact sur l'inversion des données.



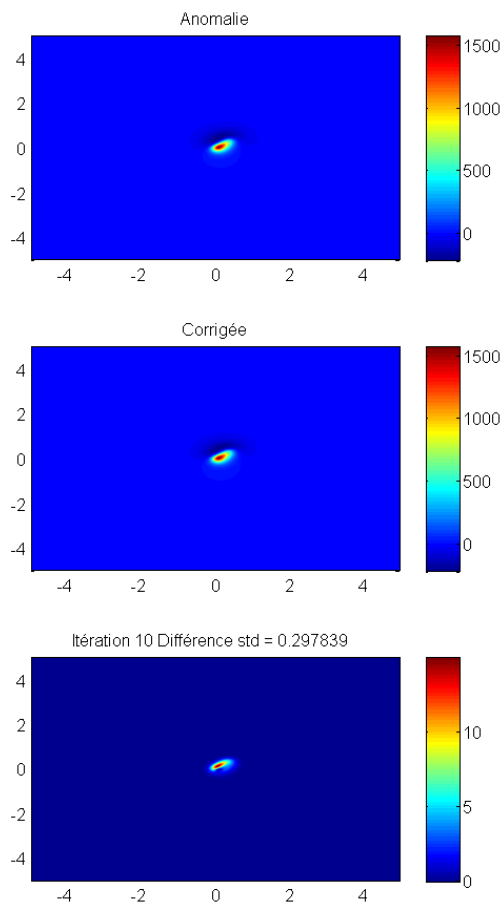


Figure 52 : Cartes d'anomalie magnétique synthétique à 0 m. Carte de l'anomalie approximée F1 (en haut), vraie F (au milieu) et la différence des deux (en bas)

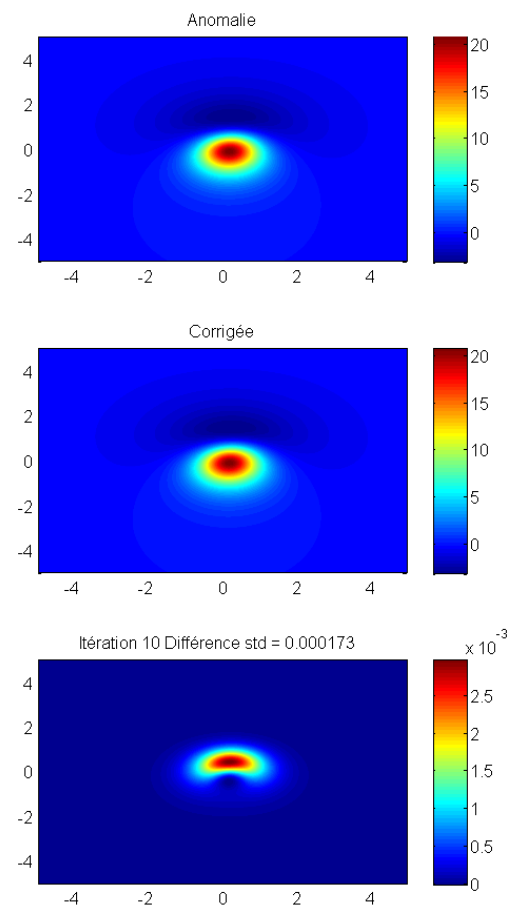


Figure 53 : Cartes d'anomalie magnétique synthétique à 1 m. Carte de l'anomalie approximée F1 (en haut), vraie F (au milieu) et la différence des deux (en bas)

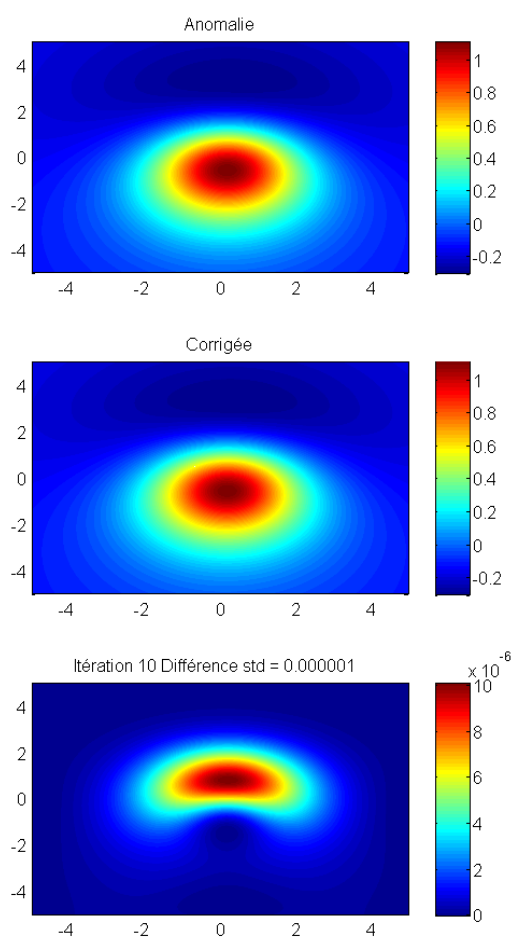


Figure 54 : Cartes d'anomalie magnétique synthétique à 3 m. Carte de l'anomalie approximée F1 (en haut), vraie F (au milieu) et la différence des deux (en bas)

On résout le problème inverse en utilisant la méthode du signal analytique (nouvelle fonction). Pour chaque altitude on calcule les paramètres d'inversion pour F1 et on compare avec les résultats obtenus pour F.

Distance minimum entre l'objet et le plan de mesure	Approximation	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Différence avec la solution		Amplitude
					$\Delta$ horizontal (m)	$\Delta$ vertical (m)	
0,2 m	F	0.100	0.070	0.361	0.122	0.161	0.415
	F1	0.100	0.069	0.359	0.121	0.159	0.409
1,2 m	F	0.179	-0.026	1.371	0.181	0.171	0.284
	F1	0.179	-0.026	1.371	0.181	0.171	0.284
3,2 m	F	0.184	-0.328	3.264	0.376	0.064	0.206
	F1	0.184	-0.328	3.264	0.376	0.064	0.206

Tableau 4 : Comparaison entre l'inversion à partir de l'anomalie approximée (F1) et l'anomalie vraie (F) en utilisant la méthode du signal analytique et sa nouvelle fonction

On constate d'emblée que le calcul de l'anomalie vraie n'a pas ou très peu d'impact. A part une variation de 3 millièmes pour la profondeur calculée à partir des données à 0,2 m de la cible, les autres valeurs sont rigoureusement identiques (au millième près).

Nous avons vu sur les Figure 52, Figure 53 et Figure 54 que la correction d'anomalie est négligeable pour les deux mesures les plus hautes voyons ce qu'il en est de la correction du signal analytique. La différence entre le signal analytique calculé à partir de F et celui calculé à partir de F1 est respectivement et au maximum de  $1,6 \text{ nT.m}^{-1}$ ,  $8.10^{-5} \text{ nT.m}^{-1}$  et  $10.10^{-8} \text{ nT.m}^{-1}$  à 0,2, 1,2 et 3,2 m de la cible soit 1 %, 0,02 % et 0,001%. On comprend alors que les conséquences de l'approximation ne soient pas ou peu visibles sur les résultats de l'inversion.

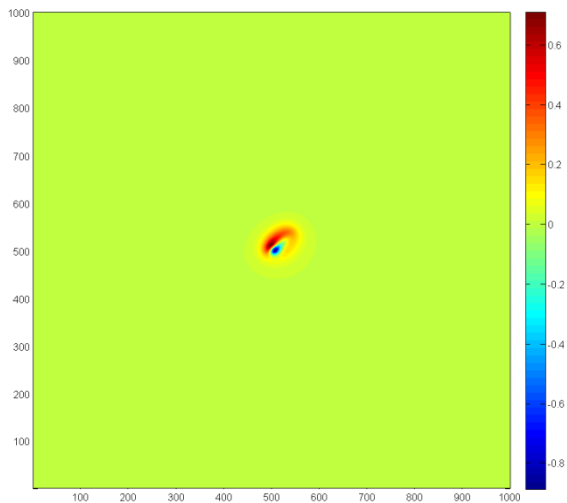


Figure 55 : Différence entre le signal analytique calculé à partir de F1 et celui calculé à partir de F dans le cas où le plan de mesure est à 0,2 m de la cible

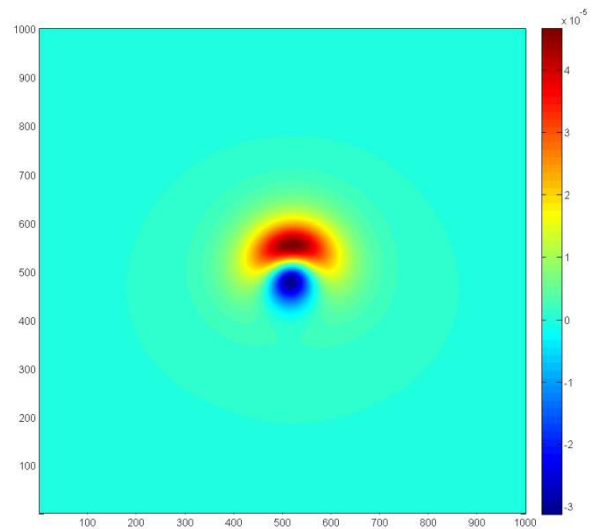


Figure 56 : Différence entre le signal analytique calculé à partir de F1 et celui calculé à partir de F dans le cas où le plan de mesure est à 1,2 m de la cible

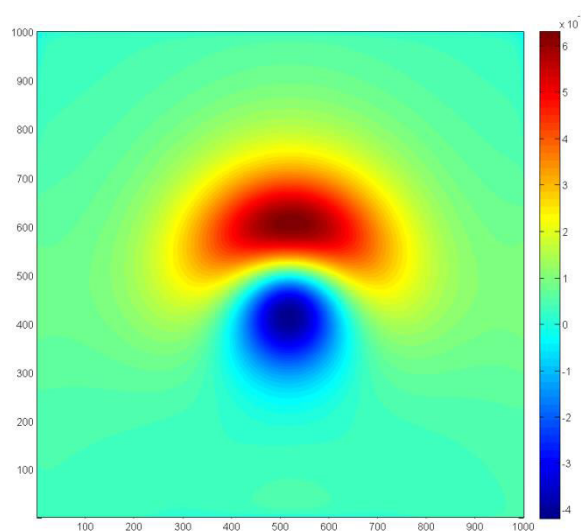


Figure 57 : Différence entre le signal analytique calculé à partir de F1 et celui calculé à partir de F dans le cas où le plan de mesure est à 3,2 m de la cible

On se concentre désormais sur le plan de mesure à 0,2 m de la cible. On choisit dans un premier temps de multiplier l'aimantation par 10, on passe ainsi d'une amplitude de 1 700 nT à 17 000 nT. La différence entre le champ vrai et approximé est alors de 1 300 nT, soit 7,5%. Si on augmente encore l'aimantation de façon à avoir une amplitude de 45 000 nT (similaire à la valeur du champ régional), la différence atteint 7 000 nT et donc 15,6 %. Pour ces deux derniers exemples, l'hypothèse de l'approximation n'est plus respectée il est donc normal que le calcul de l'anomalie vraie offre un vrai avantage.

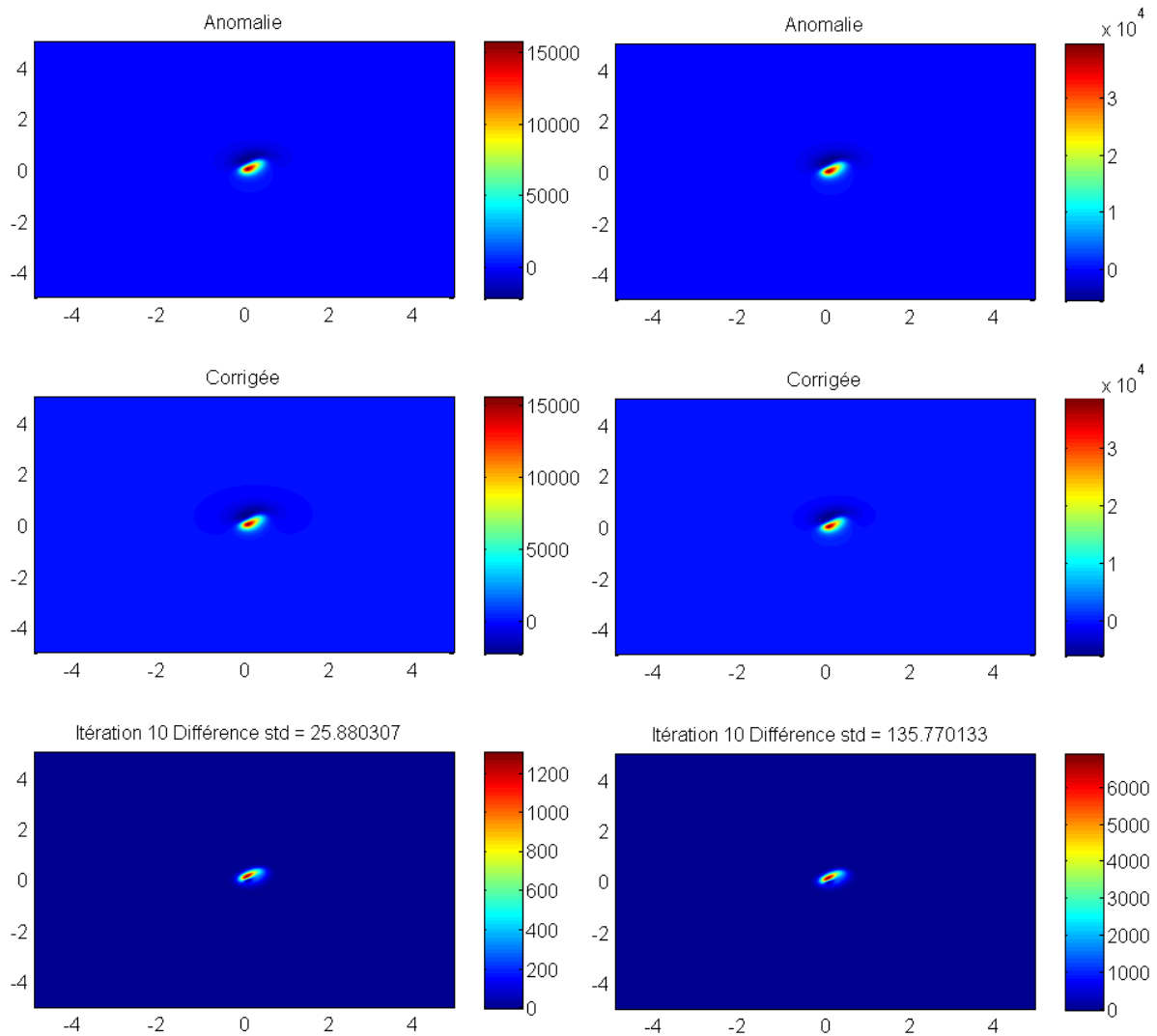


Figure 58 : Cartes d'anomalie magnétique synthétique à 0 m dans le cas d'un facteur d'aimantation à 0,01 (à gauche) et 0,025 (à droite). Carte de l'anomalie approximée F1 (en haut), vraie F (au milieu) et la différence des deux (en bas)

De même on calcule la différence de signal analytique. Là encore les écarts sont importants : 130 et 600  $1,6 \text{ nT.m}^{-1}$ .

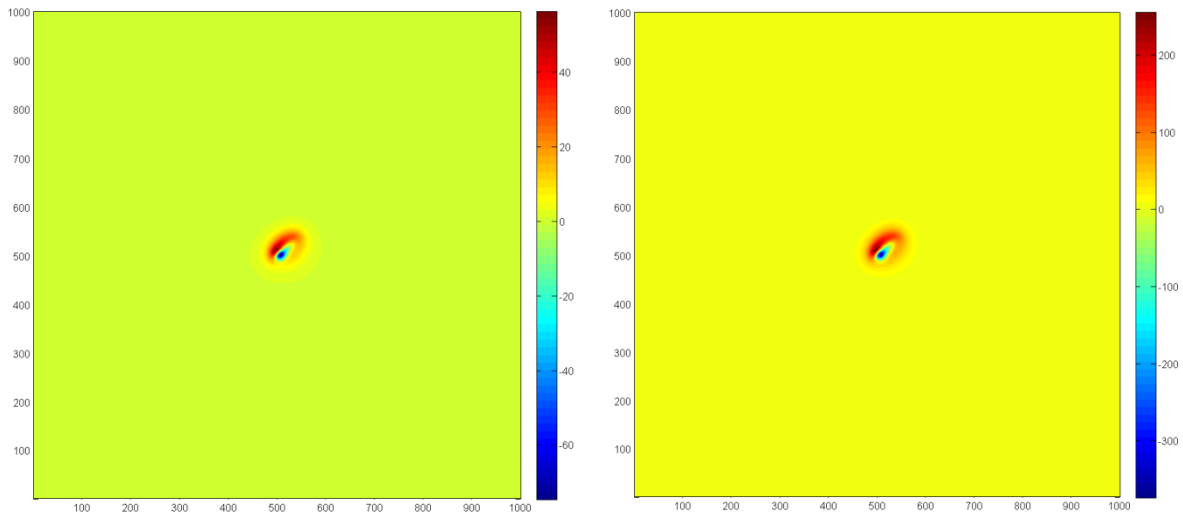


Figure 59 : Différence entre le signal analytique calculé à partir de F1 et celui calculé à partir de F dans le cas où le plan de mesure est à 3,2 m de la cible. A gauche l'aimantation est telle que l'anomalie a une amplitude de 17 000 nT, et 45 000 nT à droite.

Distance minimum entre l'objet et le plan de mesure	Facteur d'aimantation	Approximation	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Différence avec la solution		Amplitude
						$\Delta$ horizontal (m)	$\Delta$ vertical (m)	
0,2 m	0.001	F1	0.100	0.070	0.361	0.122	0.161	0.415
		F	0.100	0.069	0.359	0.121	0.159	0.409
	0.01	F1	0.100	0.070	0.361	0.122	0.161	4.154
		F	0.100	0.064	0.347	0.119	0.147	3.666
	0.025	F1	0.100	0.070	0.361	0.122	0.161	10.392
		F	0.100	0.059	0.333	0.116	0.133	8.009

Tableau 5 : Comparaison entre l'inversion à partir de l'anomalie approximée (F1) et l'anomalie vraie (F) en utilisant la méthode du signal analytique et sa nouvelle fonction pour trois aimantations différentes

Les effets de l'approximation sont visibles. Le calcul de l'anomalie vraie par itération permet de se rapprocher de la solution de quelques centimètres. Cela semble peu mais suffit à prouver que le calcul de l'anomalie vraie constitue un réel apport.

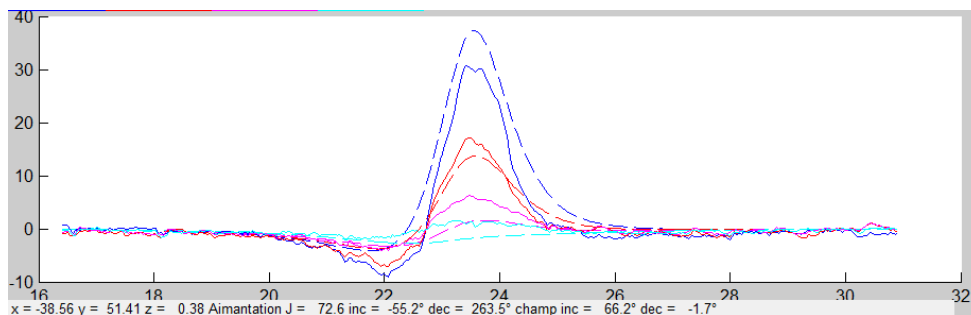
## 6. Inversion de données réelles

Nous allons cette fois discuter de l'inversion sur des données réelles. Pour ce faire on reprend la carte de champ magnétique réalisée à Dunkerque et qui nous a servi d'exemple dans le chapitre III.

### 6.1. Inversion sur profil

Dans un premier temps nous employons la méthode décrite par Munsch et al. (2007). Elle consiste à déterminer les paramètres d'un dipôle dont l'anomalie se rapproche au maximum des données au sens des moindres carrés. Cette méthode a pour avantage de s'affranchir des altérations qu'entraîne le calcul de la grille. Elle nécessite néanmoins de faire de la mesure multi-capteur afin de pouvoir positionner l'objet.

Ci-dessous, on compare les données d'anomalies du profil 11 à l'anomalie provoquée par un dipôle dont les caractéristiques (position, profondeur, aimantation) sont données sous le graphique.



**Figure 60 : Inversion de l'anomalie du profil 11, le trait continu correspond aux données, le trait pointillé à l'anomalie du dipôle dont les caractéristiques ont été déterminées par l'inversion**

Pour des raisons de clarté, on va se cantonner à l'étude de cinq anomalies situées au centre de la carte. En fonction du facteur de texture de la grille ou du traitement appliqué, on distingue ces anomalies plus ou moins bien. En affichant les données de profil, sur ces cinq anomalies, seules trois peuvent être inversées. Les deux autres ont leur forme perturbée par l'anomalie de basse fréquence. Parmi les trois anomalies restantes se trouve une anomalie de grande longueur d'onde, indice d'un objet sans doute profond, qui recoupe plusieurs profils. On inverse les données sur deux profils différents et on obtient les points 3 et 4 sur le Tableau 6. Les deux pointés sont distants horizontalement de 8 m et verticalement de 1,5 m l'un de l'autre, ce qui rend l'interprétation inacceptable. Dans ce cas de source profonde, les données des quatre capteurs d'un profil sont similaires (Figure 61 : Inversion de l'anomalie du profil 18, le trait continu correspond aux données, le trait pointillé à l'anomalie induite par le dipôle dont les caractéristiques ont été déterminées par l'inversion) et le modèle utilisé pour l'inversion est très mal contraint dans la direction perpendiculaire au profil.

Par contre, pour les deux autres pointés (1 et 2), la coïncidence avec les données de profil est bonne (Figure 60) ce qui indique que les résultats sont satisfaisants.

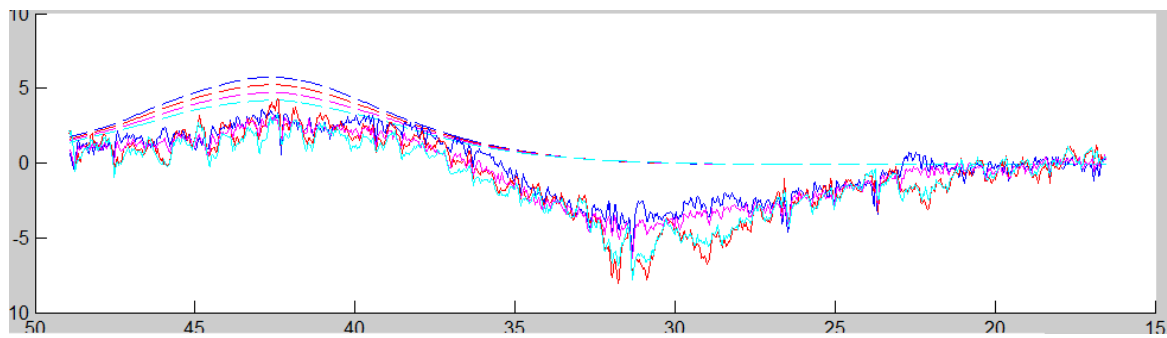


Figure 61 : Inversion de l'anomalie du profil 18, le trait continu correspond aux données, le trait pointillé à l'anomalie induite par le dipôle dont les caractéristiques ont été déterminées par l'inversion

On présente les dipôles ainsi localisés sur la grille d'anomalie dont le facteur de texture est fixé à 1 (Figure 62) et on en présente les paramètres dans le Tableau 6 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion sur profil d'anomalie.

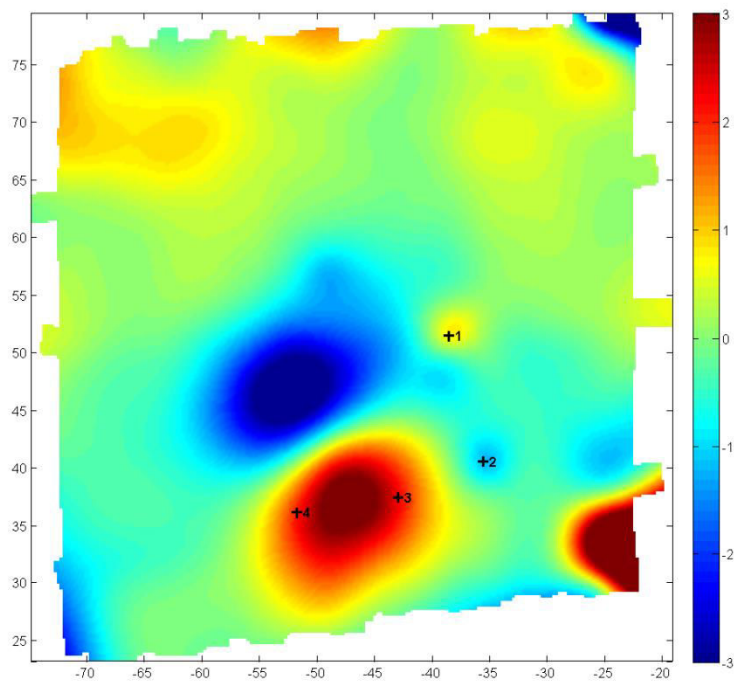


Figure 62 : Carte d'anomalie magnétique et résultat de l'inversion sur les profils d'anomalie

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Aimantation		
						Amplitude	Inclinaison	Déclinaison
1	51.0319464	2.1952129	-38.6	51.4	0.4	72.6	-55.2	263.5
2	51.0318484	2.1952557	-35.6	40.5	0.4	1.5	5	192.6
3	51.0318205	2.1951505	-42.9	37.4	6.5	2877.4	1.7	9.7
4	51.0318085	2.1950246	-51.7	36.1	8.0	4652.0	9.2	163.7

Tableau 6 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion sur profil d'anomalie

Les autres méthodes d'inversion (par la méthode d'Euler et par le signal analytique) s'appliquent sur la grille et non pas sur les données brutes. Nous avons vu dans le chapitre III l'importance qu'a le choix des paramètres de cette grille et notamment l'impact du facteur de texture. Afin d'appuyer davantage sur ce point nous allons montrer les inversions dans les deux cas déjà exposés : facteur de texture fixé à 1 et 0,1.

### 6.2. Inversion sur la carte lissée (facteur de texture fixé à 1)

Dans ce cas la grille se retrouve très lissée, par conséquent l'anomalie basse fréquence correspondant à la cible 3 apparaît bien plus forte en amplitude que l'anomalie de la cible 1 dont l'amplitude atteint en réalité 40 nT.

#### 6.2.1. Méthode d'Euler

L'inversion par la méthode d'Euler se faisant à partir de la grille d'anomalie, elle ne nous permet de distinguer que trois cibles sur les cinq recherchées.

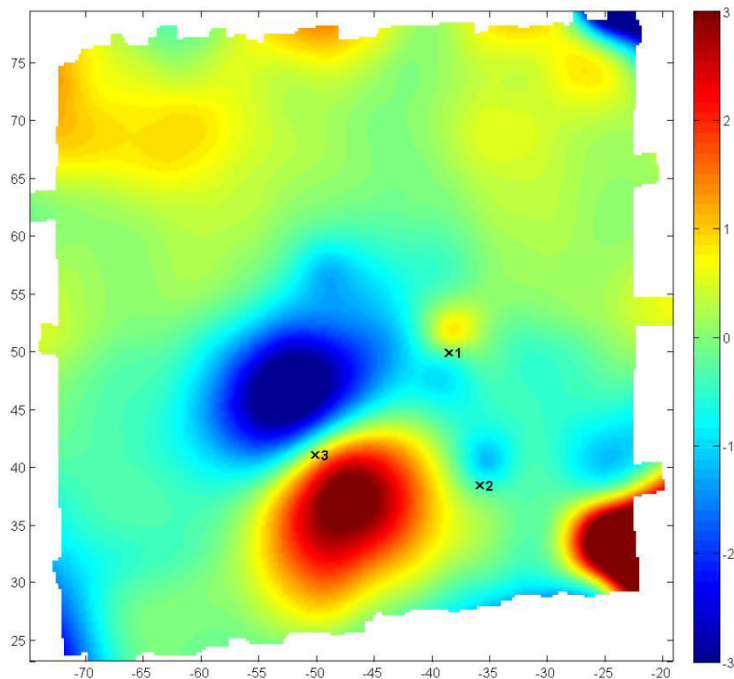


Figure 63 : Carte d'anomalie magnétique et résultat de l'inversion par la méthode d'Euler

On constate que par rapport à l'inversion sur profil, les profondeurs trouvées ici sont très élevées notamment concernant les cibles n°1 et 2 qui sont 3 m plus profondes.

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)
1	51.0319324	2.1952134	-38.5	49.9	3.3
2	51.0318292	2.195252	-35.8	38.4	3.8
3	51.0318528	2.1950481	-50.1	41	9.311

Tableau 7 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion par la méthode d'Euler



### 6.2.2. Inversion sur le signal analytique

A propos de l'inversion du signal analytique, nous allons l'aborder en deux temps. D'abord en utilisant l'ancienne formule d'inversion puis la nouvelle.

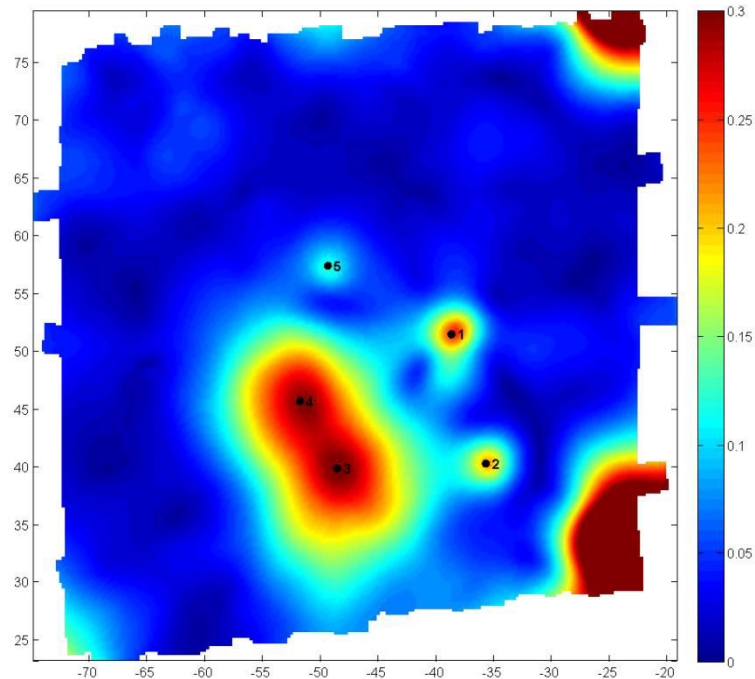


Figure 64 : Carte du signal analytique calculée à partir d'une grille d'anomalie dont le facteur de texture est 1 et résultats de l'ancienne inversion sur le signal analytique

Sur cette carte on voit cette fois apparaître les cinq cibles qui nous intéressent. La cible n°5 était masquée par l'anomalie de grande longueur d'onde, le calcul du signal analytique la rend visible. Les profondeurs des cibles n°1 et 2 trouvées par l'ancienne version de l'algorithme ne correspondent à aucune valeur trouvées jusque-là, il est donc difficile de discerner le vrai du faux. L'anomalie de grande longueur d'onde semble être composée de deux pôles dont les profondeurs sont bien en dessous de celles annoncées par l'inversion sur profil et la méthode d'Euler.

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Amplitude
1	51.0319463	2.1952116	-38.6	51.4	2.0	6.3
2	51.0318459	2.1952543	-35.7	40.2	1.2	2.1
3	51.0318419	2.1950706	-48.5	39.8	6.9	132.6
4	51.0318944	2.1950245	-51.7	45.6	5.7	85.0
5	51.0319996	2.195059	-49.3	57.3	2.6	4.7

Tableau 8 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion sur le signal analytique (ancienne fonction) d'une grille dont le facteur de texture est fixé à 1

Comme nous l'avons vu pour le cas synthétique, l'utilisation d'une nouvelle fonction d'inversion pour le signal analytique n'a pas ou peu d'impact sur la localisation horizontale des dipôles. En revanche les profondeurs trouvées sont bien plus importantes. Ainsi les profondeurs calculées sont du même ordre de grandeur que celles trouvées par la méthode d'Euler.

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Amplitude
1	51.0319457	2.1952108	-38.7	51.3	3.1	9.2
2	51.0318457	2.1952535	-35.7	40.2	2.4	4.3
3	51.031841	2.1950707	-48.5	39.7	10.3	684.6
4	51.0318927	2.1950251	-51.7	45.4	9.1	483.7
5	51.0319995	2.1950582	-49.4	57.3	3.4	5.5

**Tableau 9 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion sur le signal analytique (nouvelle fonction) d'une grille dont le facteur de texture est fixé à 1**

Compte tenu du fait que cette dernière méthode nous permet d'identifier le plus de cibles et que les résultats sont en partie confirmés par une autre méthode d'inversion (la méthode d'Euler), nous concluons que l'utilisation du signal analytique est le meilleur outil pour identifier les paramètres de position des CAPes.

### 6.2.3. Comparaison de la localisation horizontale

Les cibles n°1 et 2 sont identifiées à peu près au même endroit par les trois méthodes bien que l'inversion sur profil semble les situer 2 m plus au sud que les inversions sur signal analytique et par la méthode d'Euler qui se superposent presque parfaitement.

Compte tenu de leurs caractéristiques les cibles n°3 et 4 sont difficilement cernées horizontalement. Là où en matière d'anomalie on ne voit qu'un objet, on en distingue deux sur le signal analytique et aucune position ne coïncide.

Quant à la cible n°5, seul le calcul du signal analytique permet de la distinguer, il est donc difficile de juger de la qualité de son inversion.

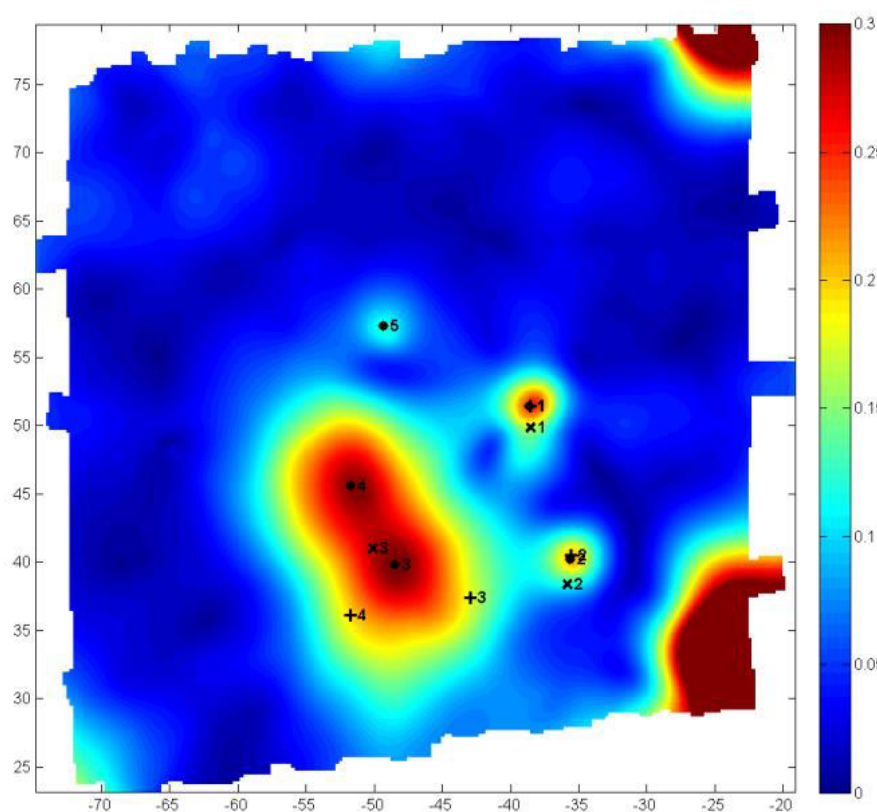


Figure 65 : Résultats des inversions sur les données d'anomalie sur profil (+), par la méthode d'Euler (x), par le signal analytique (•) à partir d'une grille dont le facteur de texture est 1

Nous avons pu constater dans le chapitre III que l'utilisation d'un facteur de texture moindre pour calculer la grille nous permettait de discerner plus de détails et de se rapprocher de la réalité des données en matière d'amplitude d'anomalie notamment. Voyons les conséquences de cela sur l'inversion des données.

### 6.3. Inversion sur la carte détaillée (facteur de texture fixé à 0.1)

#### 6.3.1. Méthode d'Euler

Cette fois quatre cibles sont visibles, au lieu de trois avec un facteur de texture à 1. On distingue également mieux les deux autres anomalies de haute fréquence gravitant autour de celle de basse fréquence.

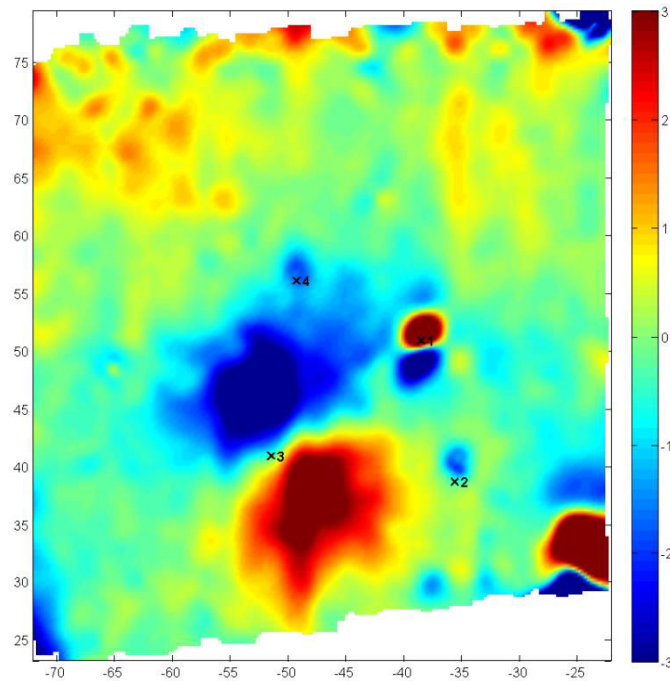


Figure 66 : Carte d'anomalie magnétique et résultat de l'inversion par la méthode d'Euler

Malgré le changement de facteur de texture, la position horizontale n'est que peu modifiée. A l'inverse les profondeurs se trouvent diminuées de 2 à 3 m. Rappelons les résultats de l'inversion par la méthode d'Euler coïncidait avec ceux utilisant la nouvelle version du signal analytique. Est-ce toujours le cas ?

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)
1	51.0319415	2.1952144	-38.5	50.9	1.2
2	51.0318317	2.1952553	-35.6	38.7	2.1
3	51.0318519	2.1950288	-51.4	40.9	6.0
4	51.0319878	2.1950596	-49.3	56	1.9

Tableau 10 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion par la méthode d'Euler

### 6.3.2. Inversion sur le signal analytique

Nous retrouvons une fois de plus les 5 cibles. Cette fois les amplitudes semblent être plus en phase avec la réalité des données brutes en matière d'amplitude.

La localisation horizontale des cibles change peu, en revanche la diminution du facteur de texture a pour conséquence de faire décroître les profondeurs calculées de 1 à 3,5 m pour les plus fortes anomalies. Cette différence trouve son origine dans la forme des anomalies, théoriquement plus fidèle à la réalité. On peut donc considérer que les valeurs trouvées par l'inversion sur cette grille sont plus proches de la réalité que les résultats précédents.

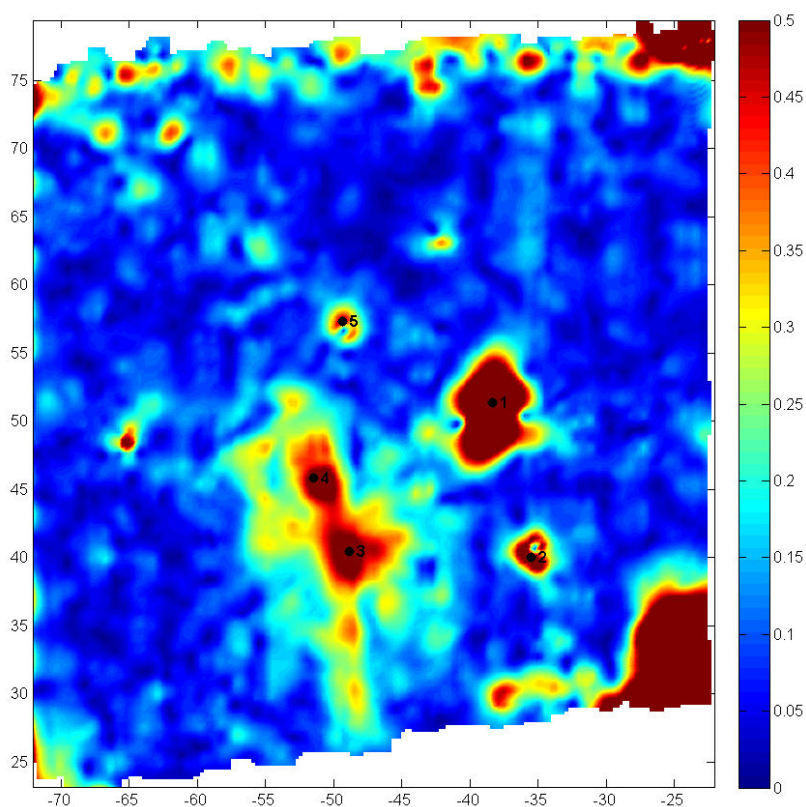


Figure 67 : Carte du signal analytique calculée à partir d'une grille d'anomalie dont le facteur de texture est 0,1 et résultats de l'inversion sur le signal analytique

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Amplitude
1	51.0319457	2.1952157	-38.4	51.3	0.5	15.0
2	51.0318441	2.1952569	-35.5	40.0	0.2	1.3
3	51.031848	2.1950661	-48.8	40.5	3.5	39.7
4	51.0318965	2.1950286	-51.4	45.9	2.2	14.8
5	51.0319999	2.1950592	-49.3	57.3	0.4	1.3

Tableau 11 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion sur le signal analytique (ancienne fonction) d'une grille dont le facteur de texture est fixé à 0.1

Point	Latitude	Longitude	Xma (m)	Yma (m)	Zma (m)	Amplitude
1	51.0319456	2.1952157	-38.4	51.3	1.5	24.2
2	51.0318445	2.1952569	-35.5	40.1	1.1	1.9
3	51.0318484	2.1950664	-48.8	40.5	6.4	196.0
4	51.0318949	2.195028	-51.5	45.7	4.9	80.8
5	51.0319998	2.1950593	-49.3	57.3	1.3	1.7

Tableau 12 : Caractéristiques des cibles déterminées par inversion sur le signal analytique (nouvelle fonction) d'une grille dont le facteur de texture est fixé à 0.1

### 6.3.3. Comparaison entre les méthodes

La diminution de la texture de la grille permet de préciser un peu mieux la localisation de certaines cibles et notamment des cibles n°1, 2 et 5, qui présentent une bonne cohérence d'une méthode à l'autre. En revanche les cibles 3 et 4 présentent toujours autant d'écart en matière de position.

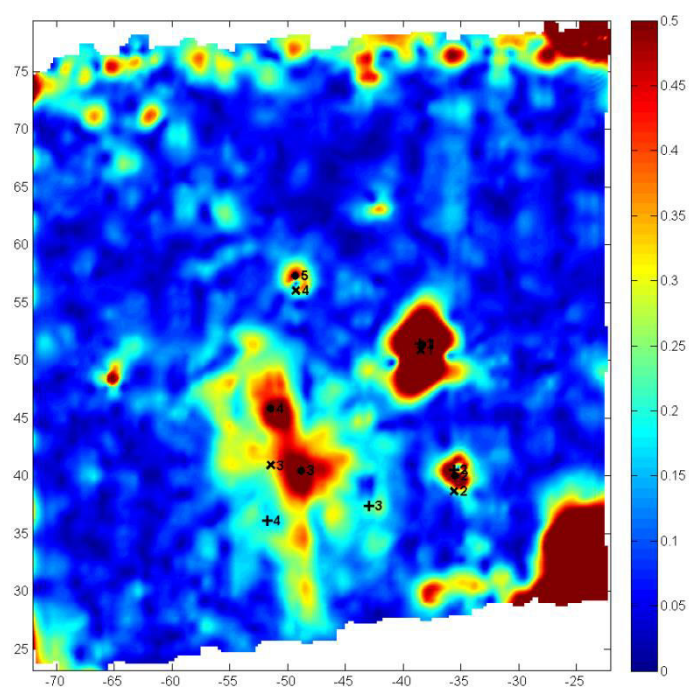


Figure 68 : Résultats des inversions sur les données d'anomalie sur profil (+), par la méthode d'Euler (x), par le signal analytique (•) à partir d'une grille dont le facteur de texture est 0,1

### 6.4. Conséquence de l'approximation sur des données réelles

Dans l'exemple présenté ici les anomalies magnétiques sont de faible amplitude (entre -5 et 5 nT). Comme pour le cas synthétique 1,2 et 3,2 m de la cible, l'approximation a peu d'effet sur les données d'anomalie et donc sur le signal analytique comme le montre les figures xx.

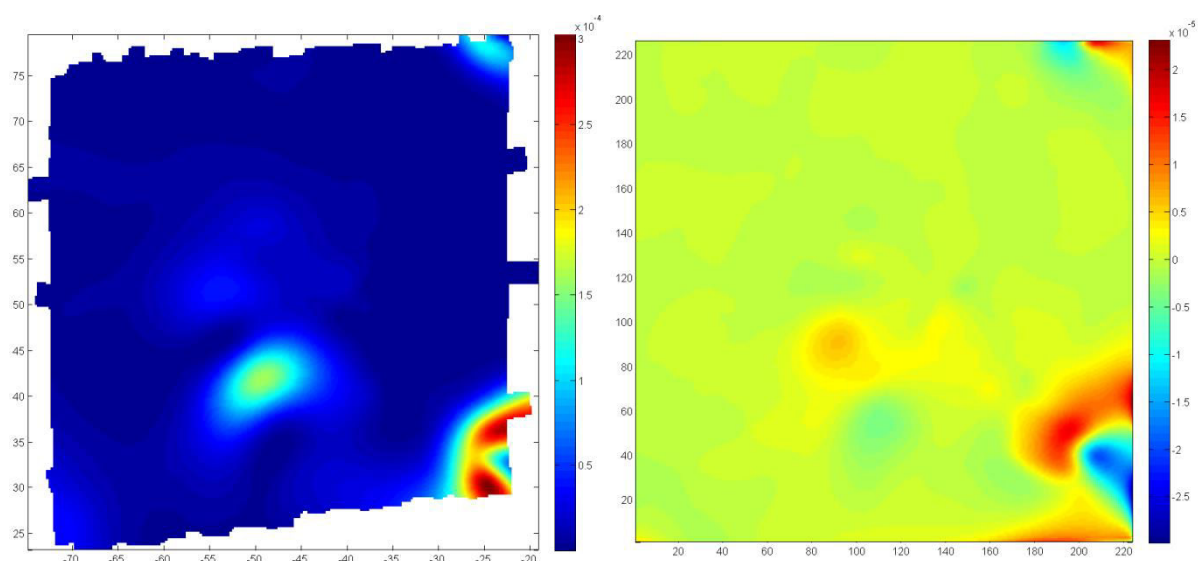


Figure 69 : Différence entre les anomalies F et F1 (à gauche) et différence entre leurs signaux analytiques respectifs (à droite) pour la carte dont le facteur de texture est 1

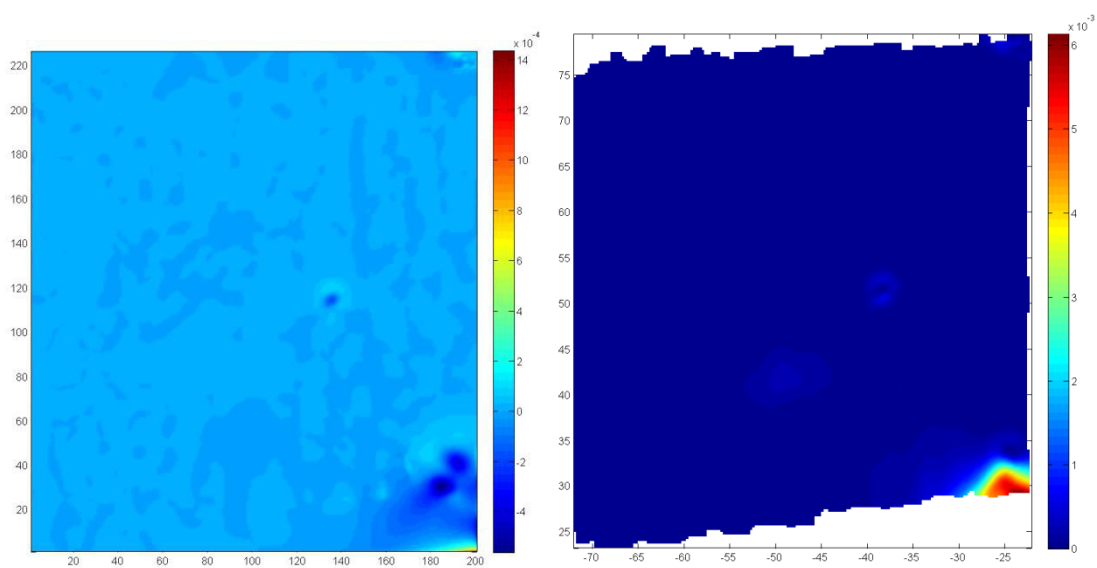


Figure 70 : Différence entre les anomalies F et F1 (à gauche) et différence entre leurs signaux analytiques respectifs (à droite) pour la carte dont le facteur de texture est 0,1







# Conclusions et perspectives

Mon travail de thèse avait pour but d'améliorer la caractérisation des objets du sous-sol et plus spécifiquement des UXOs en utilisant principalement la méthode magnétique. Nous proposons ici de récapituler les différentes étapes par lesquelles cette étude est passée.

Dans le chapitre I nous avons saisi l'ampleur et les enjeux du problème. En plus de mettre en danger la vie des particuliers et professionnels (du BTP notamment), les UXOs ou obus non explosés sont aussi un risque pour l'environnement. Seulement la mission de dépollution est gigantesque compte tenu de la quantité de munitions non explosées et abandonnées notamment en France. Malgré les 500 à 800 tonnes de munitions excavées chaque année, il en resterait encore suffisamment dans le sous-sol pour des dizaines d'années de travail. Dans les mains du gouvernement français dans un premier temps, cette mission de dépollution pyrotechnique incombe désormais à des entreprises privées telles que Cardem. Les préoccupations principales de ces prestataires sont la sécurité et le rendement. En ça la géophysique peut les aider en identifiant la position et les caractéristiques des objets du sous-sol et ainsi d'une part, ne pas aller mettre au jour les objets qui ne présentent aucun intérêt et sécurisé le personnel et donnant une estimation de la profondeur aussi proche que possible de la réalité. La géophysique ne permet pas a priori d'affirmer avec certitude qu'un corps métallique ayant toutes les caractéristiques d'une munition soit réellement une munition. En magnétisme qui est la méthode la plus utilisée dans ce domaine, on préférera donc parler de CAPE (corps aimanté potentiellement explosif).

Après avoir évoqué quelques exemples de méthodes non géophysiques de recherche d'UXO, nous décrivons, dans le chapitre II, l'ensemble des méthodes géophysiques existantes ayant une application à l'étude de la subsurface et servant à l'identification d'UXO. Les méthodes sismiques, n'ayant pas une résolution suffisante pour détecter les petits objets elles ne conviennent pas à la détection de CAPes. Bien que théoriquement adaptée, la méthode électrique ne peut pas être utilisée pour couvrir de grandes surfaces en peu de temps. Il en va de même pour la gravimétrie. L'électromagnétisme est avec le magnétisme et le géoradar une des trois méthodes les plus employées dans ce domaine spécifique. Leurs résolutions respectives sont suffisantes pour détecter la présence de petits objets et leur mise en œuvre est rapide. On s'attarde surtout sur la méthode magnétique dont l'utilisation se justifie, la plupart des objets recherchés étant ferromagnétiques et donc spontanément aimanté ce qui les rend détectables par la mesure du champ magnétique.

C'est d'ailleurs cette méthode qui est très utilisée par l'industrie de la dépollution pyrotechnique et notamment par Cardem qui possède un système de mesure et une routine de traitement et d'interprétation conçus par l'EOST et efficace afin d'identifier les CAPEs. Dans le chapitre III nous décrivons étape par étape le processus de mesure puis d'interprétations des objets dans le sous-sol. Bien que facile à mettre en œuvre sur la plupart des terrains, la méthode magnétique a deux faiblesses : le milieu urbain où les variations temporelles du champ magnétique viennent perturber les mesures et le système de positionnement utilisant le réseau GPS dont la qualité des données est parfois médiocre.

Jusqu'à nous nous sommes concentrés sur les aspects méthodologiques et c'est dans le chapitre IV qu'ont lieu des développements théoriques améliorant la caractérisation d'un dipôle. On a abordé le problème de l'approximation sur laquelle se base la méthode magnétique et trouvé une méthode permettant de calculer rapidement une carte de champ magnétique corrigeant le défaut. Ensuite nous avons vu la résolution du problème inverse en magnétisme en considérant que le CAPE est un dipôle. Nous exposons alors trois méthodes de résolution du problème inverse : le signal analytique que l'on utilisait déjà et pour lequel on donne une formulation exacte, la méthode d'inversion complète du dipôle à six paramètres sur profil magnétique et enfin la méthode d'Euler.

Le dernier chapitre récapitule toutes les améliorations qui ont été faites pour la mesure magnétique et l'interprétation de données au cours de ces années de thèse. D'un point de vue purement métrologique, avec la conception d'un nouveau numériseur dont les caractéristiques (dynamique, filtres numériques et fréquence de mesure) améliorent la qualité de l'enregistrement des données magnétiques d'un facteur quatre. De plus il est désormais possible de réaliser des cartographies magnétiques en temps réel avec un seul opérateur grâce à un système de visualisation de la navigation et des données magnétiques. Par ailleurs on a mis au point différentes plateformes de mesure permettant la mesure du champ magnétique à différentes altitudes et donc à différentes échelles (du centimètre au kilomètre). Le choix de l'altitude de mesure est important en fonction de ce que l'on cherche, plus la mesure est haute, plus on a une vue d'ensemble de la zone et de ses structures profondes. Pour la recherche de CAPEs les mesures se font plutôt à basse altitude compte tenu du fait que l'on cherche des objets assez petits (longueur inférieure au mètre). Parfois on aura même à chercher à préciser la géométrie de l'objet en réalisant une cartographie au ras-du-sol voire une cartographie sur un plan vertical et permettant de mieux caractériser la géométrie de l'objet.

Concernant le positionnement, après avoir exploré plusieurs possibilités, nous avons remplacé notre système GNSS Trimble par un autre dont la fiabilité est nettement supérieure et qui nous permet d'élargir les zones pour lesquelles le GNSS est fonctionnel (en zone légèrement boisée et en ville notamment).

Nous avons de plus établi une procédure qui nous permet d'acquérir des mesures de champ magnétique de bonne qualité quand le champ environnant varie en fonction du temps et particulièrement en ville où ces variations sont très fortes.

En matière d'inversion, une étude approfondie a été menée pour les trois méthodes déjà citées (inversion du dipôle, signal analytique, méthode d'Euler) dans le cas synthétique pour un objet allongé modélisant un obus. Ensuite les algorithmes ont été appliqués au cas d'une carte de données du chantier de Dunkerque. Il en ressort que pour des objets ayant une faible aimantation, le calcul de l'anomalie magnétique vraie a peu d'effet. Logiquement on a aussi confirmé que plus l'altitude des mesures augmente, plus le résultat de l'inversion s'éloigne de la réalité. Le signal analytique est la méthode à la fois la plus stable et la plus satisfaisante en matière de qualité de résultats (coïncidence avec le modèle dans le cas synthétique).

En matière de perspective, mon travail de thèse laisse de nombreuses portes ouvertes. Même si nous disposons maintenant de meilleures méthodes pour caractériser un objet dans le sous-sol, nous n'avons pas pu aller au bout de nos développements.

La caractérisation 3D est notamment un piste à développer, plutôt que d'utiliser des tranchées nous pourrions utiliser des forages afin d'alléger la mise en œuvre. Des développements théoriques sont nécessaires mais les méthodes spectrales ne sont a priori pas utilisables. Par ailleurs la mesure magnétique en forage nécessite des développements méthodologiques.

On pourrait aussi envisager d'élargir le champ d'application de la mesure magnétique. Cardem qui est aussi une entreprise de démolition aimerait disposer d'une méthode performante permettant de cartographier des murs avant démolition afin de s'assurer de l'intégrité des immeubles adjacents. La méthode normalement utilisée est le géoradar mais celui-ci a un certain nombre d'inconvénients et son utilisation couplée à la cartographie magnétique devrait améliorer les résultats. Cette méthode de mesure couplée serait aussi intéressante à mettre en œuvre en cartographie sur le terrain.







# Bibliographie

- Asten M.W., Duncan A.C., 2007.** Fast approximate EM induction modeling of metallic and UXO targets using a permeable prism. *Journal of Applied Geophysics* 61, 235–242.
- Barrow B., Nelson H.H., 1998.** Collection and analysis of multi-sensor ordnance signatures with MTADS. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 3, 71–79.
- Beard L.P., Doll W.E., Gamey T.J., Holladay J.S., Lee J.L.C., Eklund N.W., Sheehan J.R., Norton J., 2008.** Comparison of Performance of Airborne Magnetic and Transient Electromagnetic Systems for Ordnance Detection and Mapping. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 13, 291–305.
- Benavides A., Everett M.E., 2007.** Non-linear inversion of controlled source multi-receiver electromagnetic induction data for unexploded ordnance using a continuation method. *Journal of Applied Geophysics* 61, 243–253.
- Billings S.D., Herrmann F.J., 2003.** Automatic detection of position and depth of potential UXO using continuous wavelet transforms, in: *AeroSense 2003*. pp. 1012–1022.
- Billings S., Youmans C., 2007.** Experiences with unexploded ordnance discrimination using magnetometry at a live-site in Montana. *Journal of Applied Geophysics* 61, 194–205.
- Billings S.D., Pasion L.R., Beran L., Lhomme N., Song L.-P., Oldenburg D.W., Kingdon K., Sinex D., Jacobson J., 2010.** Unexploded ordnance discrimination using magnetic and electromagnetic sensors: Case study from a former military site. *Geophysics* 75, B103–B114.
- Billings S., Wright D., 2010.** Interpretation of high-resolution low-altitude helicopter magnetometer surveys over sites contaminated with unexploded ordnance. *Journal of Applied Geophysics* 72, 225–231.
- Blakely R.J., 1995.** Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, Cambridge ; New York.
- Butler D.K., Wolfe P.J., Hansen R.O., 2001.** Analytical Modeling of Magnetic and Gravity Signatures of Unexploded Ordnance. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 6, 33.
- Davis J.L., Annan A.P., 1989.** Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37, 531–551.



- Davis K., Li Y., Nabighian M., 2010.** Automatic detection of UXO magnetic anomalies using extended Euler deconvolution. *Geophysics* 75, G13–G20.
- Deans J., Gerhard J., Carter L.J., 2006.** Analysis of a thermal imaging method for landmine detection, using infrared heating of the sand surface. *Infrared Physics & Technology* 48, 202–216.
- D'Errico J. R., 2006.** Understanding Gridfit. <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/8998-surface-fitting-using-gridfit>
- Doll W.E., Gamey T.J., Beard L.P., Sheehan J.R., Norton J., 2008.** Advances in airborne geophysical systems for ordnance mapping and detection. *The Leading Edge* 27, 1463–1469.
- Everett M.E., 2006.** Geophysical investigation of the June 6, 1944 D-Day invasion site at Pointe du Hoc, Normandy, France. *Near Surface Geophysics*.
- Everett M.E., 2013.** Near-surface applied geophysics.
- Finlay C.C., Beggan C.D., Bondar T.N., Chambodut A., Chernova T.A., Chulliat A., Golovkov V.P., Hamilton B., Hamoudi M., Holme R., Hulot G., Kuang W., Langlais B., Lesur V., Lowes F.J., Lühr H., Macmillan, S., Mandeau M., McLean S., Manoj C., Menvielle M., Michaelis I., Olsen N., Rauberg J., Rother M., Sabaka T.J., Tangborn A., Tøffner-Clausen L., Thébaud E., Thomson A.W.P., Wardinski I., Wei Z., Zvereva T.I., 2010.** International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation: IGRF-11. *Geophysical Journal International* 183, 1216–1230.
- Fleury S., 2011.** Méthode magnétique appliquée à l'exploration multiéchelle du Bassin de Franceville. Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg.
- Grandjean G., Gourry J.C., Bitri A., 2000.** Evaluation of GPR techniques for civil-engineering applications: study on a test site. *Journal of Applied Geophysics* 45, 141–156.
- Habib M.K., 2007.** Controlled biological and biomimetic systems for landmine detection. *Biosensors and Bioelectronics* 23, 1–18.
- Hao T., Rogers C.D.F., Metje N., Chapman D.N., Muggleton J.M., Foo K.Y., Wang P., Pennock S.R., Atkins P.R., Swingler S.G., Parker J., Costello S.B., Burrow M.P.N., Anspach J.H., Armitage R.J., Cohn A.G., Goddard K., Lewin P.L., Orlando G., Redfern M.A., Royal A.C.D., Saul A.J., 2012.** Condition assessment of the buried utility service infrastructure. *Tunnelling and Underground Space Technology* 28, 331–344.
- Hinze W.J., Von Frese R., Saad A.H., 2013.** Gravity and magnetic exploration: principles, practices, and applications. Cambridge University Press, New York.

- Holladay J.S., Doll W.E., Beard L.P., Lee J.L.C., Bell D.T., 2006.** UXO Time-Constant Estimation from Helicopter-Borne TEM Data. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 11, 43–52.
- Huang H., SanFilipo B., Oren A., Won I.J., 2007.** Coaxial coil towed EMI sensor array for UXO detection and characterization. *Journal of Applied Geophysics* 61, 217–226.
- Lagarias, J.C., Reeds, J.A., Wright, M.H., Wright, P.E., 1998.** Convergence Properties of the Nelder--Mead Simplex Method in Low Dimensions. *SIAM Journal on Optimization* 9, 112–147.
- Larché, J., Machet, J., 2001.** Rapport d'information ( No. 429). Commission des Lois constitutionnelles, de législation, du suffrage universel, du règlement et d'administration générale sur le déminage.
- Lourenco, J.S., Morrison, H.F., 1973.** Vector magnetic anomalies derived from measurements of a single component of the field. *Geophysics* 38, 359–368.
- Lowrie W., 2007.** *Fundamentals of geophysics*, 2nd ed. ed. Cambridge University Press, Cambridge ; New York.
- Metwaly M., 2007.** Detection of metallic and plastic landmines using the GPR and 2-D resistivity techniques. *Natural Hazards and Earth System Science* 7, 755–763.
- Munsch M., Boulanger D., Ulrich P., Bouiflane M., 2007.** Magnetic mapping for the detection and characterization of UXO: use of multi-sensor fluxgate 3-axis magnetometers and methods of interpretation. *Journal of Applied Geophysics* 61, 168–183.
- Nabighian M.N., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Peirce J.W., Phillips J.D., Ruder M.E., 2005.** The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics* 70, 33ND–61ND.
- Nabighian, M.N., 1984.** Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics* 49, 780–786.
- Nabighian, M.N., 1972.** The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section : its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507–517.
- Oden C.P., 2012.** Combining advances in EM induction instrumentation and inversion schemes for UXO characterization. *Progress In Electromagnetics Research B* 38, 107–134.
- Ofoegbu, C.O., Mohan, N.L., 1990.** Interpretation of aeromagnetic anomalies over part of southeastern Nigeria using three-dimensional Hilbert transformation. *Pure and applied Geophysics* 134, 13–29.

- Olsen, N., Toffner-Clausen, L., Sabaka, T.J., Brauer, P., Merayo, J.M., Jorgensen, J.L., Léger, J.M., Nielsen, O.V., Primdahl, F., Risbo, T., 2003.** Calibration of the Orsted vector magnetometer. *Earth Planets and Space* 55, 11–18.
- Parasnis D.S., 1997.** Principles of applied geophysics. Chapman & Hall, London
- Pasion L.R., Billings S.D., Oldenburg D.W., Walker S.E., 2007.** Application of a library based method to time domain electromagnetic data for the identification of unexploded ordnance. *Journal of Applied Geophysics* 61, 279–291.
- Primdahl F., 1979.** The fluxgate magnetometer. *Journal of Physics E: Scientific Instruments* 12, 241.
- Pringle J.K., Ruffell A., Jervis J.R., Donnelly L., McKinley J., Hansen J., Morgan R., Pirrie D., Harrison M., 2012.** The use of geoscience methods for terrestrial forensic searches. *Earth-Science Reviews* 114, 108–123.
- Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J., Somerton I.W., 1990.** Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–89.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992.** Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125.
- Sailhac, P., 1999.** Analyse multiéchelle et inversion de données géophysiques en Guyane française. Thèse de doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris, Paris.
- Salem A., Ravat D., Gamey T.J., Ushijima K., 2002.** Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations. *Journal of Applied Geophysics* 49, 231–244.
- Smith J.T., Morrison H.F., Doolittle L.R., Tseng H.-W., 2007.** Multi-transmitter multi-receiver null coupled systems for inductive detection and characterization of metallic objects. *Journal of Applied Geophysics* 61, 227–234.
- Udphuay S., Günther T., Everett M.E., Warden R.R., Briaud J.-L., 2011.** Three-dimensional resistivity tomography in extreme coastal terrain amidst dense cultural signals: application to cliff stability assessment at the historic D-Day site: Resistivity tomography at D-Day historic site. *Geophysical Journal International* 185, 201–220.
- VanDeMark T.F., Johnson L.B., Pitarka A., Bennett H.H., Simms J.E., Yule D.E., 2013.** Evaluation of Seismic-Acoustic Analysis Methods for a Real-time UXO Monitoring System. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 18, 71–85.
- Zalevsky Z., Bregman Y., Salomonski N., Zafrir H., 2012.** Resolution Enhanced Magnetic Sensing System for Wide Coverage Real Time UXO Detection. *Journal of Applied Geophysics* 84, 70–76.

**Zeng H., 2009.** How thin is a thin bed? An alternative perspective. *The Leading Edge* 28, 1192–1197.

**Zhang Q., Al-Nuaimy W., Huang Y., 2007.** Interpretation of borehole magnetometer data for the detection and characterisation of unexploded bombs. *Journal of Applied Geophysics* 61, 206–216.





## Résumé

Les trois dernières guerres ont laissé dans le sous-sol français des millions de tonnes de munitions non explosées (en anglais, *unexploded ordnance* ou UXO) qui constituent un risque pour l'homme et l'environnement. La géophysique et particulièrement les méthodes magnétiques offrent des solutions pour localiser et caractériser ces objets qui sont le plus souvent aimantés. Mon travail de thèse consiste d'abord à réaliser une synthèse bibliographique des méthodes de recherche d'UXO en détaillant en particulier la méthode magnétique. Le dispositif de cartographie magnétique multi-capteur conçu par l'EOST et utilisé pour la recherche d'UXO subit un certain nombre de défauts. Ainsi (i) la fabrication d'un nouveau numériseur, (ii) l'acquisition d'un nouveau système de géolocalisation plus complet et (iii) l'utilisation d'un capteur supplémentaire afin de corriger les variations temporelles du champ permettent d'améliorer la qualité de nos cartographies. De même la mesure à différentes altitudes nous permet de gérer au mieux le temps imparti et le niveau de détail que l'on souhaite obtenir.

Selon l'approximation habituellement employée en méthodes potentielles, l'anomalie du champ magnétique est négligeable par rapport au champ magnétique régional. En parallèle du travail de terrain décrit précédemment, une étude plus poussée du dipôle m'a permis d'évaluer que cette approximation entraîne une erreur non négligeable pouvant atteindre 16% de l'anomalie. Cette différence se ressent aussi sur les résultats obtenus par inversion. J'ai pu de plus développer un algorithme utilisant la méthode d'Euler et réévaluer la méthode que l'on utilisait déjà auparavant, basée sur le signal analytique. Après comparaison des différentes méthodes d'inversion, cette dernière semble le mieux contraindre la cible.

## Abstract

Last three wars have left millions of tons of unexploded ordnance (UXO) in French subsoil. They put the population and the environment at risk. Geophysics and particularly the magnetic methods present some solutions to characterise and locate those generally magnetised objects. The multi-sensor magnetic cartography device designed at EOST has some faults. Consequently, (i) the production of a new digitizer, (ii) the acquisition of a new geo-spatial positioning system and (iii) the use of an extra sensor to correct the time-related variations of the magnetic field allow us to improve our cartography quality. Likewise, multi-altitude measurement allow us to optimise the time in relation to the wanted cartography definition.

According to the approximation generally used in magnetism theory, the anomaly is insignificant compared to the regional magnetic field. At the same time as my previously described field work, a thorough study of the dipole theory, allowed me to evaluate that this approximation results in a non-negligible mistake reaching 16% of the anomaly. The inversion results are sensible to this mistake. Moreover, I've developed an algorithm based on Euler deconvolution and I've re-evaluated the method already used which is based on analytic signal. After I compared some of the inversion methods, the one based on the analytic signal seems to ascertain the better the object characteristics.