



THÈSE

Présentée à

L'École et Observatoire des Sciences de la Terre

Pour obtenir

Le grade de Docteur de l'Université Louis Pasteur – Strasbourg I
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : géophysique

par

Mustapha BOUIFLANE

CARTOGRAPHIES AÉROMAGNÉTIQUE
ET MAGNETIQUE MULTI-ÉCHELLES :

ÉTUDE STRUCTURALE D'UNE RÉGION
DU FOSSÉ RHÉNAN

Soutenue le 10 juillet 2008 devant la commission d'examen :

<i>Rapporteur externe</i>	François LÉVÊQUE, Université de la Rochelle, La Rochelle, France
<i>Rapporteur externe</i>	Jean-Yves ROYER, Université Bretagne Occidentale, Brest, France
<i>Rapporteur interne</i>	Jean-Bernard EDEL, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France
<i>Président</i>	Gianreto MANATSCHAL, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France
<i>Examineur</i>	Joseph ROUX, AREVA NC, Paris, France
<i>Directeur de thèse</i>	Marc MUNSCHY, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France

Institut de Physique du Globe de Strasbourg – équipe Rifts et Dorsales

Remerciements

Ce travail de thèse a été réalisé au sein du laboratoire Equipe Rifts et Dorsales, Institut de Physique du Globe de Strasbourg (CNRS-ULP UMR 7516), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Université Louis Pasteur, Strasbourg I.

Cette thèse n'aurait vu le jour sans la confiance, la patience et la générosité de mon directeur de recherche, Monsieur Marc MUNSCHY, professeur à l'Université Louis Pasteur, que je veux vivement remercier. La pleine confiance qu'il m'a accordée pour mener ce sujet de recherche, m'a permis d'élaborer un plan de thèse personnel et propre à mes aspirations. Je voudrais aussi le remercier pour le temps et la patience qu'il m'a accordée tout au long de ces années, d'avoir cru en mes capacités et de m'avoir fourni d'excellentes conditions logistiques et financières. De plus, les conseils qu'il m'a divulgué tout au long de la rédaction, ont toujours été clairs et succincts, me facilitant grandement la tâche et me permettant d'aboutir à la production de cette thèse.

Membres du jury, pour avoir consacré une partie de leur temps à la lecture de ce manuscrit, toute ma gratitude à Jean Bernard Edel pour avoir accepté d'être rapporteur interne de mes travaux, ainsi qu'à : François LÉVÊQUE Jean-Yves ROYER, Gianreto MANATSCHAL, et Joseph ROUX qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail et de faire partie du jury de thèse. Merci à tous.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Daniel BOULANGER, ingénieur de recherche au laboratoire Rifts et Dorsales, pour sa participation dans ce travail, sur le terrain et au sein du laboratoire, mais aussi pour ses conseils.

Je remercie également, Jean-Marie Stoltz pilote de l'avion monomoteur (Maule MX7, société Aviatect, Colmar) pour sa disponibilité, ses conseils pour améliorer le dispositif de vol et ses efforts pour maintenir l'avion sur les profils pré-préparés, bravo Jean-marie.

Encore un grand merci à François LEDRAPPIER, la première personne que j'ai eu la chance de rencontrer, grâce à lui j'ai appris la cartographie magnétique sur le terrain, je n'oublierai jamais son encadrement, ses conseils et son soutien pendant les missions sur le terrain. Je le remercie chaleureusement pour tout.

Je remercie également Daniel SAUTER, qui m'a soutenu et encouragé tout le long de mon séjour au sein du laboratoire. Je te remercie vivement pour tes gestes d'amitié et pour soutien moral.

Je voudrais aussi remercier toutes les autres personnes avec qui j'ai eu le plaisir de travailler, en particulier, Patrice ULRICH, Jean-Jacques SCHOTT, Mohamed BAALA et Simon FLEURY.

Je remercie Marc SCHAMING qui m'a fourni l'ensemble des coupes sismique réflexion.

Une place particulière dans mes remerciements à Gwen PERON PINVIDIC, Juan PI ALPERIN, MAINEULT Alexis, Mehdi ER-RACHIQ, Marie-Odile BOULANGER et Véronique MANDEL, pour leur soutien amical.

Je tiens à exprimer toutes mes amitiés aux autres membres du laboratoire avec qui j'ai passé de bons moments.

Un énorme merci aux bibliothécaires, aptes à dénicher n'importe quelle référence, en toute gentillesse et sympathie.

Je vous remercie, ma maman et mon papa, pour vos prières, votre soutien moral et matériel, votre patience, vos encouragements et votre amour parental. A mes deux sœurs et à mon petit frère pour vos encouragements. Vos preuves d'amour ou de sympathie ont toujours été pour moi un soutien essentiel. Au delà des mots, Merci. Je vous aime.

Je voudrais remercier mon épouse Amal : merci pour ton soutien. Merci pour, ta gentillesse, tes encouragements et ta disponibilité dans tant de moments de bonheur et de malheurs.

Sommaire

3.4.6.1	Définition et principe	92
3.4.6.2	Utilisation de l'équivalence pour des profils magnétiques	92
3.4.6.2.1	Théorie	92
3.4.6.2.2	Expression de l'anomalie magnétique	94
3.4.6.2.3	Application à un cas synthétique	95
3.4.7	La transformation tilt-angle	98
3.5	Conclusion.....	102
CHAPITRE 4	CONTEXTE GEOLOGIQUE DU FOSSE RHENAN ET CONTRIBUTION DE LA SISMIQUE REFLEXION	105
4.1	Le contexte géologique du fossé Rhénan	106
4.1.1	La sédimentation.....	107
4.1.1.1	Entre L'Eocène et début de l'Oligocène	107
4.1.1.2	De l'Oligocène supérieur au Miocène.....	107
4.1.2	La tectonique	108
4.1.3	Le volcanisme.....	111
4.2	Cadre géographique, géologique et géophysique de la région d'étude	113
4.2.1	Cadre géographique et géologique	113
4.2.2	Cadre géophysique	117
4.2.2.1	Les levés magnétiques et aéromagnétiques antécédents réalisés dans le fossé Rhénan	117
4.2.2.2	Carte gravimétrique.....	119
4.2.2.3	Contribution de la sismique réflexion.....	121
4.3	Éléments géologiques ciblées dans l'interprétation magnétique.....	128
4.3.1	Diapir.....	128
4.3.2	Les failles.....	128
4.3.3	Le volcanisme.....	128
4.3.4	Variation dans le socle.....	128
CHAPITRE 5	INTERPRETATIONS DES DONNEES MAGNETIQUES	133
5.1	Description des anomalies magnétiques.....	133
5.1.1	Cartes d'anomalie magnétique	133
5.2	Description des cartes magnétiques transformées.....	139
5.2.1	Carte de dérivation.....	139
5.2.2	Cartes transformées par intégration.....	140
5.2.3	Cartes de prolongement vers le haut.....	142
5.2.4	Cartes de prolongement vers le bas	143
5.2.5	Carte de réduction au pôle	144
5.2.6	Carte du signal analytique	146
5.2.7	Carte du signal monogénique	148
5.2.8	Carte transformée de Tilt-angle.....	150
5.3	Comparaison de la carte d'anomalie magnétique et de la gravimétrie.....	151
5.4	Interprétation structurale par l'utilisation conjointe du magnétisme, de la gravimétrie et de la sismique réflexion.....	154
5.4.1	Failles	155
5.4.2	Diapir.....	156
5.4.3	Volcanisme.....	157
5.4.4	Variation dans le socle.....	158
5.5	Modélisations	160
5.5.1	Modélisation 2D à par la méthode de Talwani.....	160
5.5.1.1	Localisation des profils choisis pour la modélisation	161
5.5.1.2	Profil P30	162
5.5.1.3	Profil P22	163

5.5.1.4	Profil P89	164
5.5.1.5	Profil P79STS4	164
5.5.2	Modélisation par la couche équivalente	166
5.5.2.1	Couche équivalente du profil P22	166
5.5.2.2	Couche équivalente du profil P89	168
5.6	Aspects multi-échelle de la cartographie magnétique	170
5.6.1	Cartographie avec le drone à 50 m d'altitude	170
5.6.2	Cartographie sol.....	172
5.6.3	Estimation de la profondeur par l'opérateur « Tilt-angle »	175
5.7	Cartographies magnétiques détaillées au sol	178
5.7.1	Zone de Baltzenheim	178
5.7.2	Zone de Mussig	182
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		187
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		193

Introduction

« La science restera toujours la satisfaction du plus haut désir de notre nature, la curiosité ; elle fournira à l'homme le seul moyen qu'il ait pour améliorer son sort. Elle préserve de l'erreur plutôt qu'elle ne donne la vérité »

Renan, Joseph Ernest 1823-1892

Introduction

Une des thématiques de recherche de l'équipe Rifts et Dorsales de l'Institut de Physique du Globe est la cartographie magnétique haute résolution grâce à la mise en œuvre d'un dispositif de mesure complet couplant plusieurs capteurs magnétiques vectoriels trois composantes « fluxgate » et un système de localisation précis GPS. L'ensemble a été initialement conçu pour la caractérisation d'objets anthropiques dans le sous-sol, en particulier des bombes et obus non explosés, et destiné à l'aide à la dépollution pyrotechnique [Munsch et al., 2007]. Ce dispositif s'est montré satisfaisant puisqu'utilisé depuis 2002, il reste en application régulière. L'objectif de cette thèse est l'approfondissement et l'amélioration des algorithmes et méthodes utilisant ce type de mesure particulière du champ magnétique. En effet, dans la très grande majorité des cas les mesures magnétiques destinées à la cartographie magnétique sont faites avec des magnétomètres scalaires et la littérature ne donne que peu de d'importance aux capteurs vectoriels. Dans ce travail, il s'agit aussi de mettre en œuvre la mesure magnétique vectorielle dans des conditions très différentes, en particulier aériennes. Les principales questions devant être traitées sont

- ✓ le contrôle et l'amélioration de la qualité de la mesure magnétique vectorielle,
- ✓ la validation des différentes configurations d'acquisition,
- ✓ les contraintes liées à la réalisation de levés magnétiques à des échelles très différentes,
- ✓ les difficultés du calcul des cartes du champ, des anomalies et de transformées,
- ✓ et enfin, mais aussi surtout, l'interprétation des données et donc l'apport de ce type de mesure à la compréhension des variations d'aimantation du sous-sol.

Dans le fossé Rhéna, la région limitée entre les villes de Colmar au sud et de Sélestat au nord a été choisie comme terrain laboratoire. Le choix stratégique de cette zone est basé sur plusieurs raisons :

Du point de vue acquisition, la présence de l'aéroport de Colmar-Houssen donne un accès rapide à la zone d'étude, donc une réduction du temps et du coût des vols.

Du point de vue scientifique, le contexte lithologique de cette partie du fossé Rhénan est bien documenté. Une bonne connaissance des structures géologiques permet de tester l'apport des cartographies magnétiques aéroportées et au sol. On observe en particulier la présence

- de failles importantes aux flancs (failles rhénanes) et à l'intérieur du graben,
- de structures diapiriques de taille importante,
- du massif volcanique du Kaiserstuhl,
- de structures du socle varisque.

Dans ce travail, on s'est concentré également sur la compilation et l'interprétation de l'ensemble des données sismiques pétrolières (environ 60 profils), l'interprétation d'une nouvelle carte d'anomalie gravimétrique [Rotstein et al., 2006 ; Edel, et al., 2002] et la synthèse lithologique et structurale de la zone. L'ensemble sera conjointement confronté avec les données magnétiques et aéromagnétiques.

L'intérêt scientifique de cette thèse est de montrer que la cartographie magnétique à différentes échelles avec notre dispositif d'acquisition permet de beaucoup mieux caractériser les variations d'aimantation dans le sous sol du fossé Rhénan et de mieux comprendre certaines structures et processus.

Le mémoire se divise en cinq chapitres.

Le premier chapitre porte sur le fonctionnement et l'utilisation des capteurs magnétiques vectoriels à vanne de flux (fluxgate). La mise en œuvre de ces capteurs en cartographie magnétique n'est possible que si on résout le problème de leur étalonnage. Je décris une méthode mathématique simple et originale pour étalonner ce type de capteur. Je montre que cette méthode permet également de corriger les effets des aimantations parasites liées au système de mesure et de son électronique. Les capteurs magnétiques fluxgates sont avantageux à utiliser comparés à des capteurs scalaires (magnétomètres à protons ou magnétomètres à pompage optique) de par la possibilité de corriger les bruits parasites liés au système de mesure, leur faible consommation et leur poids léger qui donne la possibilité de les embarquer dans un système de mesure mobile et léger.

Le chapitre 2 décrit l'équipement de mesure utilisé en cartographie magnétique au sol ou embarquée dans l'avion sans pilote ou monomoteur. Ensuite l'ensemble de la chaîne de traitement des données conduisant à l'anomalie magnétique est décrit. Les différentes cartes d'anomalies magnétiques obtenues sont alors décrites. La plus importante est celle obtenue lors d'un levé aéromagnétique à 150 m d'altitude grâce à un avion monomoteur avec pilote. La zone choisie représente un carré de 20 x 20 km. Elle est située dans le fossé Rhénan entre les villes de Sélestat au nord, Colmar au sud, la rive alsacienne du Rhin à l'est et les Vosges à l'ouest. Au vu des résultats de l'interprétation de cette carte aéromagnétique et des questions soulevées, des levés à 20-50 m du sol ont été réalisés à l'aide de l'avion sans pilote développé par l'EOST. Enfin, des levés plus détaillés à 1 m du sol ont été réalisés. L'objectif de ces levés est de mieux contraindre les variations d'aimantations en fonction de la profondeur.

Dans le troisième chapitre, je présente les différents opérateurs mathématiques de transformation des données magnétiques afin d'en tirer le maximum d'information sans a priori sur la répartition des aimantations dans le sous-sol : prolongement, dérivations et intégration, réduction et double réduction au pôle, signal analytique et monogénique et la méthode tilt-angle.

Le chapitre quatre est consacré à la synthèse bibliographique de la géologie du fossé Rhénan, qui est une partie du rift cénozoïque ouest-européen. J'insiste sur la présentation des formations et des grandes structures connues dans cette région susceptibles d'avoir une signature magnétique. Je rappelle également les cartographies magnétiques faites dans le passé. Finalement, je montre la contribution de l'interprétation de données de sismique réflexion haute résolution. Dans la région, nous disposons d'une quarantaine de coupes sismiques pétrolières de bonne qualité. Ces données donnent de bonnes contraintes sur la compréhension du remplissage sédimentaire et de la tectonique et servent de guide à l'interprétation des données magnétiques.

Le cinquième et dernier chapitre est consacré à l'interprétation des cartes magnétiques. L'objet est de caractériser le mieux possible les sources magnétiques qui sont à l'origine des anomalies observées. Pour les principales structures, des modélisations et inversions des données de profils magnétiques sont faites en s'appuyant sur la sismique réflexion. Une étude conjointe des trois

cartes d'anomalies magnétiques réalisées à trois altitudes est alors réalisée. Enfin les données les plus fines, obtenues à la surface du sol, sont interprétées.

Chapitre I : Principe de la
mesure magnétique
Fluxgate

Chapitre 1 Principe et mise en œuvre de la mesure magnétique fluxgate

La méthode magnétique est sans doute la première des méthodes géophysiques. Les plus anciennes observations et mise en évidence d'aimantations remontent au philosophe grecque Thales, six siècles avant Jésus Christ [Nabighian et al., 2005]. Victor Vacquier et ses collègues furent les pionniers de la mise en œuvre du premier magnétomètre électronique dit fluxgate [Reford et Summer, 1964] qui permettait la mesure aéromagnétique destinée à la chasse sous marine. Dès 1952, la SCRIPPS Institution of Oceanography le mit en œuvre pour la première fois pour la marine et réalisa la fameuse première carte des anomalies magnétiques océaniques au large de la côte ouest des Etats-Unis [Mason, 1958]. Le magnétomètre à proton, seul magnétomètre absolu dont les développements électroniques débutèrent en 1950, commença à être utilisé sur le terrain dans les années 1970 avec une précision des mesures de l'ordre du nanotesla (nT). Aujourd'hui, la méthode magnétique est abondamment utilisée pour la prospection minière, l'étude du socle. Les développements pour l'étude des sédiments et des sols sont prometteurs. La prospection est rapide et peut coûteuse dans sa mise en œuvre. En aéromagnétisme, l'Australie (<http://www.geoscience.gov.au/>) et le Canada (http://gdcinfo.agg.nrcan.gc.ca/gdc/index_e.html) ont rendu accessible l'essentiel de leurs données ; les Etats-Unis (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/aromag.shtml>) font un effort similaire, mais de moindre importance ; la France ne propose aucune donnée magnétique mis à part la carte aéromagnétique de 1960 (http://www.brgm.fr/Numerical_add.do).

1.1 Les appareils de mesure magnétique

Plusieurs types de capteurs magnétiques sont utilisés pour la mesure du champ magnétique (tableau 1-1). Les magnétomètres à protons ou à effet Overhäuser [Abragam, 1961] et les magnétomètres à pompage optique sont des capteurs scalaires qui mesurent l'intensité de champ magnétique. Les magnétomètres à protons ou à effet Overhäuser sont les seuls absolus ; ils ont une bonne précision de mesure (entre 0.1 et 0.01 nT) mais ont une cadence d'échantillonnage

plus faible que les magnétomètres à pompage optique ce qui fait que ces derniers sont préférés en aéromagnétisme d'autant plus que leur précision est meilleure.

Les magnétomètres à vanne de flux (fluxgate en anglais) permettent la mesure de l'intensité du champ magnétique dans une direction donnée. Généralement, trois sondes fluxgates sont montées orthogonalement dans un magnétomètre. La précision des mesures est moindre, de l'ordre du nT ; cependant la cadence des mesures est très grande, de l'ordre de la centaine de mesures par seconde. Historiquement, durant la deuxième guerre mondiale, la mesure fluxgate a été développée en vue de réaliser un détecteur de sous-marins. A partir de 1945, elle était employée pour faire des mesures aéroportées appliquées à la prospection minière. Un levé aéromagnétique mondial a été effectué en 1965 pour la reconnaissance des grandes anomalies du champ magnétique terrestre, puis l'expérience a été étendue aux Etats Unis, en embarquant des capteurs fluxgates dans des sondes spatiales. Par exemple, un magnétomètre fluxgate triaxial a été déposé sur la surface de la lune lors de la mission APPOLO 12 ; le satellite MAGSAT lancé en octobre 1979 sur une orbite polaire basse, contenait un magnétomètre triaxial fluxgate [Bitterly et Cantin, 1979].

Plus récemment, de nouveaux magnétomètres sont proposés, en particulier les magnétomètres « Superconducting Quantum Interference Device » (SQUID) qui permettent la mesure du tenseur magnétique.

Tableau 1-1- Différents types de magnétomètres, leur principe de mesure et leur précision

Type de magnétomètre	Principe de fonctionnement	Mesure et précision
Instruments anciens	Manipulation avec aimants	Direction (boussole) Variation du champ Force horizontale (théodolites)
Search Coil	Loi de Faraday d'induction	Vecteur du champ (dB/dt)
A pompage optique	Fréquence de Larmor Effet de Zeeman	Mesure scalaire Précision 0.01 nT
A proton/Overhauser	Précession nucléaire	Mesure scalaire Précision 0.1 à 1 nT
Fluxgate	Saturation de flux	Mesure vectorielle Précision 1 nT
SQUID	Effet de Josephson	Mesure tensorielle Précision 0.0001 nT
Hall	Force de Lorentz	Mesure vectorielle
Magneto resistive	Effet magnéto-résistif anisotropique	Mesure vectorielle

1.2 La mesure magnétique fluxgate

Le principe de la mesure à vanne de flux ou fluxgate des composantes du champ magnétique terrestre fait appel à la saturation du flux magnétique dans des matériaux magnétiques. La composante du champ magnétique terrestre s'ajoute à un champ magnétique alternatif, créé par un courant sinusoïdal qui parcourt une bobine [Primdhal, 1979]. Le champ terrestre se comporte comme si on superposait au courant sinusoïdal un courant continu. Il y a donc un déséquilibre entre le passage à la saturation lorsque le champ terrestre « aide » le champ excitateur et le passage inverse où le champ terrestre « contrarie » le champ excitateur. Ce déséquilibre est mesuré électroniquement et donne une mesure de la valeur de la projection du champ terrestre dans la direction de la sonde. C'est le principe d'un magnétomètre fluxgate.

Pour avoir les composantes du champ magnétique terrestre, il convient d'avoir trois sondes fluxgates dont les axes sont orientés à 90° les uns par rapport aux autres. L'intensité de champ magnétique est évidemment obtenue en calculant la norme du vecteur.

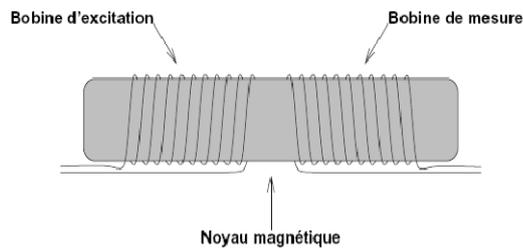


Figure 1.1- Structure de base d'un capteur fluxgate.

Un magnétomètre fluxgate est un détecteur qui donne un signal électrique (potentiel) proportionnel à l'intensité du champ magnétique externe agissant le long de son axe. Le principe de fonctionnement de ce capteur est relativement simple et exploite à la fois le phénomène de saturation et la symétrie de la courbe d'aimantation du noyau magnétique (figure 1.1). Pour cela, la bobine d'excitation est alimentée par un courant alternatif dépourvu d'harmoniques paires (sinusoïde) de manière à générer un champ magnétique périodique. Ce champ doit être suffisamment intense pour pouvoir saturer totalement le noyau magnétique dans les deux directions. Le noyau est composé d'un matériau magnétique (μ -métal, permalloy, ferrite, etc.), de

très haute perméabilité considéré homogène isotrope, de susceptibilité χ , dans des champs magnétiques faibles. Le flux d'induction de la bobine de mesure étant à peu près proportionnel à l'aimantation du noyau ($B = \mu_0(H + M) \approx \mu_0 M$), la tension induite dans la bobine de mesure se présente sous la forme d'une série d'impulsions. En l'absence de champ externe, ce signal ne contient que des harmoniques impaires du signal d'excitation. La présence d'un champ magnétique externe s'ajoutant au champ magnétique d'excitation induit une asymétrie dans le champ total ce qui se traduit par l'apparition d'harmoniques paires dans le signal obtenu aux bornes de la bobine de mesure (figure 1.2). A l'aide de techniques de filtrages associées à un système électronique, il est alors possible de déduire la valeur du champ magnétique externe [Ripka, 1992 ; 2003].

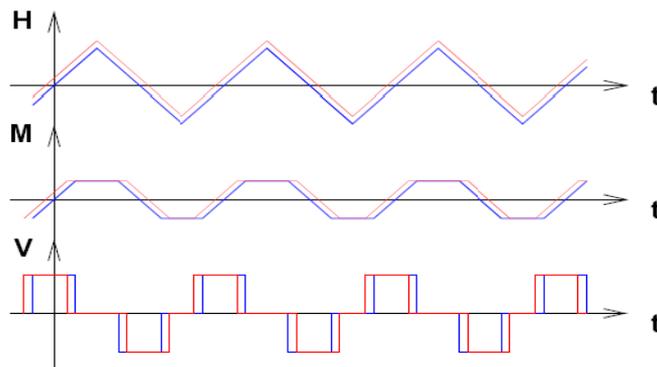


Figure 1.2- Lorsqu'un champ externe est appliqué (courbe rouge), il s'ajoute au champ d'excitation et perturbe la séquence " normale" (courbe bleu). De haut en bas, le champ H appliqué au noyau magnétique, l'aimantation M du noyau et la tension V induite dans la bobine de mesure.

Dans les conceptions les plus courantes (figure. 1.3), deux noyaux sont chacun entourés d'une bobine primaire (ou d'excitation) et d'une secondaire (ou de détection) ; ils sont placés le plus près possible l'un de l'autre et disposés parallèlement pour que les bobinages soient en opposition. Les deux primaires sont en série et alimentés par un courant alternatif basse fréquence (50 à 1000 Hz) provenant d'une source stabilisée. Le courant maximum est suffisant pour que les noyaux atteignent la saturation, en polarité opposée, deux fois par cycle. Les secondaires, comprenant de très nombreux tours d'un fil fin, sont reliées à l'entrée d'un amplificateur différentiel, c'est à dire à un amplificateur dont la sortie est proportionnelle à la différence entre les signaux d'entrée.

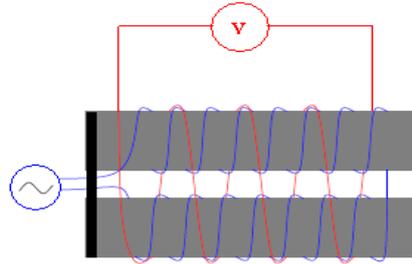


Figure 1.3- Capteur parallèle. Le noyau est polarisé par un courant alternatif aux bornes des bobines d'excitation (en bleu) qui le ramène à saturation. On mesure la tension qui se développe aux bornes des bobines de détection (en rouge).

L'excitation magnétique \mathbf{H} dans le noyau selon x est la somme de l'excitation externe selon x \mathbf{H}_{ex} et du champ démagnétisant $\mathbf{H}_D = -D \cdot \chi \cdot \mathbf{H}$, où D est le facteur de démagnétisation. On en déduit

$$\mathbf{H} = \frac{1}{1 + D\chi} \mathbf{H}_{\text{ex}} \quad (1.1)$$

L'expression de l'induction magnétique dans le noyau étant égale à $\mathbf{B} = \mu_0 \cdot (1 + \chi) \cdot \mathbf{H}$, et l'induction "externe" (due à \mathbf{H}_{ex}) \mathbf{B}_{ex} à $\mu_0 \cdot \mathbf{H}_{\text{ex}}$, il vient

$$\mathbf{B} = \frac{1 + \chi}{1 + D\chi} \cdot \mathbf{B}_{\text{ex}} \quad (1.2)$$

En définissant la perméabilité apparente μ_a

$$\mu_a = \frac{1 + \chi}{1 + D\chi} \quad (1.3)$$

on peut écrire

$$\mathbf{B} = \mu_a \cdot \mathbf{B}_{\text{ex}} \quad (1.4)$$

considérant que les vecteurs sont selon l'axe de la sonde. La différence de potentiel V mesurée aux bornes de l'enroulement secondaire est

$$V = n \cdot A \cdot \frac{dB}{dt} \quad (1.5)$$

où A est la section efficace du noyau. Soit encore

$$V = n \cdot A \cdot B_{ex} \cdot \frac{d\mu_a}{dt} \quad (1.6)$$

Cette dernière équation est l'équation fondamentale de la sonde à vanne de flux.

Quand le noyau est soumis à une excitation externe selon x sinusoïdale de pulsation ω (soit H_P) sans composante continue, la perméabilité apparente μ_a est périodique de pulsation 2ω . L'analyse de Fourier sur la différence de potentiel V montre alors que tous les termes de rang pair sont nuls.

Lorsqu'une composante continue H_C selon x est ajoutée au champ primaire H_P , l'analyse de Fourier de V montre que les termes de rang pair ne sont plus nuls. L'amplitude crête-à-crête du terme de rang 2 a pour forme générale

$$|V_2| = 2 \cdot n \cdot A \cdot \omega \cdot F \cdot H_C \quad (1.7)$$

où F est un "facteur de forme" qui dépend des propriétés du matériau et de sa géométrie. On peut donc déterminer H_C selon x à partir d'une analyse de Fourier de la tension de sortie aux bornes de l'enroulement secondaire.

1.3 Performances d'un capteur fluxgate

La sensibilité [Dimitropoulos et al., 2001]. Comparée aux autres capteurs magnétiques, une sonde fluxgate ne semble être très sensible, la sensibilité dépendant fortement de la technique de mesure employée, des bobines d'excitation et de mesure (nombre de spires et forme des bobines de mesures [Ripka, 2000]), du noyau magnétique pour sa forme [Ripka et Billingsley., 2000] et sa composition [Trujillo et al., 1999 ; Moldovanu et al., 1997]. Des études sont en cours concernant d'autres matériaux constituant le noyau (μ -métal, ferrite type Permax, Permalloy, etc).

Bruit, Offset, et résolution. Le bruit d'un capteur fluxgate est pour l'essentiel attribué à la sonde, l'origine principale de ce bruit est lié à l'effet de BARKHAUSEN du au changement du courant de magnétisation du noyau entraînant des discontinuités du processus d'aimantation. L'offset (ou décalage par rapport à zéro) d'un capteur fluxgate est généralement faible (inférieur à 100 nT pour les magnétomètres bon marché [Ripka, 2000]). De tels capteurs sont capables de mesurer l'intensité du champ magnétique avec une précision d'environ 0,5 à 1 nT (figure 1.4). Ce

sont des instruments relativement simples à construire, à faible consommation électrique et par conséquent relativement peu coûteux. À la différence d'autres instruments utilisés plus généralement, les magnétomètres fluxgates montrent de bonnes performances dans le domaine de la fiabilité, de la résolution (bruit électronique). Par contre ce type d'instruments doit être calibré en raison de défauts inhérents à son fonctionnement.

Effet de la température. Ce type de capteur est relativement sensible aux variations de température. Les dérives d'offset d'un capteur fluxgate sont généralement inférieures à 100 pT/K et les variations de sensibilité sont typiquement de l'ordre de $30\text{--}50 \text{ ppm/K}$. Certains magnétomètres utilisant des techniques de compensation présentent des variations de sensibilité inférieures à 1 ppm/K [Ripka, 1992].

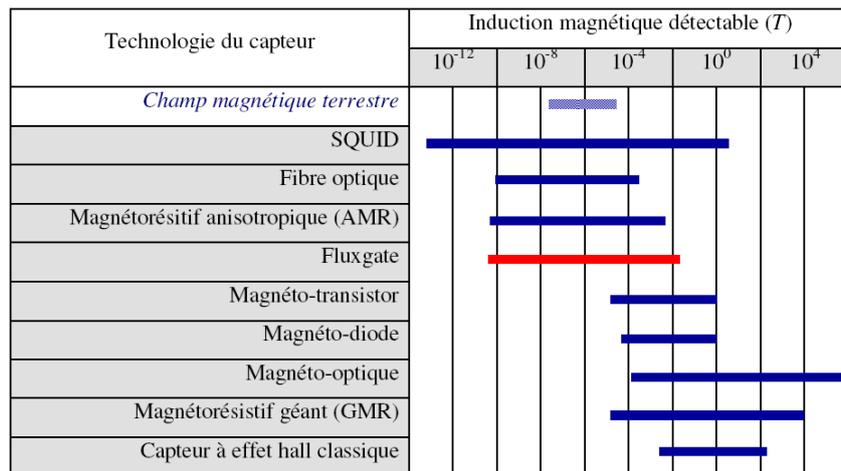


Figure 1.4- Plage de mesure de différents capteurs de champ magnétique d'après [Caruso et al., 1998]

Forme et direction de sensibilité. La direction de sensibilité d'un capteur fluxgate est essentiellement déterminée par l'orientation des bobines de mesure et en partie par la forme du noyau magnétique. Un très grand nombre de formes de noyau et d'agencements de bobines est envisageable (figure 1.5). Le capteur le plus simple se présente sous la forme d'un barreau ferromagnétique muni de deux bobines (figure 1.1). Son fonctionnement est simple et efficace mais pas optimal car les bobines d'excitation et de mesure sont couplées. L'utilisation de deux barreaux identiques et parallèles excités dans des directions opposées par un unique bobinage

permet de supprimer, tout du moins de réduire fortement, le couplage entre les bobines d'excitation et de mesure. Ainsi, seul le signal utile portant l'information est récupéré dans la bobine de mesure. Cela permet notamment d'atteindre la saturation magnétique totale du noyau tout en réduisant l'intensité du courant d'excitation. Les capteurs en forme d'anneau sont également très utilisés pour deux raisons majeures. Tout d'abord, lorsqu'ils sont équipés de deux bobines de mesures perpendiculaires, ils permettent de mesurer simultanément deux composantes du champ magnétique externe. D'autre part, en faisant tourner le noyau, il est possible de faire en sorte que les imperfections des bobines et du noyau se compensent mutuellement. Bien entendu, une telle manœuvre n'est pas envisageable sur un système intégré. En revanche, dans le cas d'un système de mesure unidirectionnel, cette géométrie de capteur présente une directivité médiocre [Ripka, 2000].

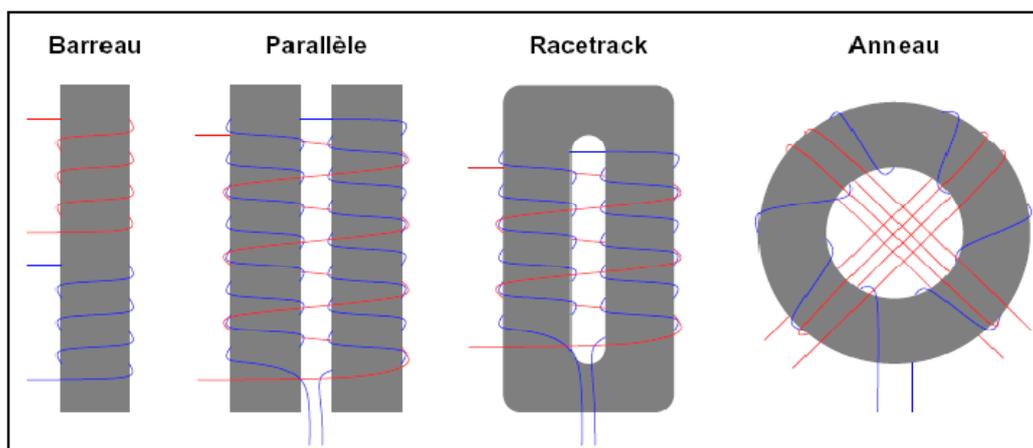


Figure 1.5- Différentes formes de sondes fluxgates. Les bobines d'excitation sont présentées en bleu et les bobines de détection et de mesure en rouge.

Gradiométrie et mesure vectorielle. Dans la mise en œuvre pour la géophysique, l'avantage des capteurs fluxgates est de pouvoir mesurer directement un gradient du champ magnétique dans une direction donnée, en particulier le gradient vertical. Deux sondes sont placées parallèlement sur un même support et le signal différentiel est directement utilisé. On pourrait penser que la mesure vectorielle à trois sondes fluxgates est le principal apport, en particulier comparé à la mesure scalaire des autres capteurs. Cependant, cette mesure n'est pas mise en œuvre sur le

terrain en raison de l'impossibilité d'orienter correctement le capteur par rapport à un référentiel terrestre. En effet cela suppose l'utilisation conjointe d'une centrale d'attitude suffisamment précise pour ne pas dégrader la précision des mesures. Les centrales d'attitudes ont rarement des précisions meilleures que la minute d'arc. Hors une erreur d'une seconde d'arc de la centrale d'attitude provoque une erreur d'environ 0,3 nT sur la mesure d'une composante pour un champ magnétique de 50,000 nT. Finalement, bien que disposant des trois composantes, on ne s'intéresse qu'à la norme de la mesure.

1.4 Défauts du magnétomètre fluxgate et corrections

Les capteurs fluxgates sont sujets à trois types d'erreurs (de sonde, de zéro et d'orthogonalité) qui font que l'on est obligé de faire un étalonnage avant et après chaque cartographie. Par contre la mesure des trois composantes, permet de corriger les effets d'aimantations parasites liées au système de mesure [Munsch et al., 2007] comme nous allons le voir. Ce type de correction n'est pas possible avec les capteurs magnétiques scalaires.

1.4.1 Etalonnage du magnétomètre fluxgate

1.4.1.1 Principe

Le problème consiste à étalonner le capteur de manière à ce que les mesures obtenues sur chacune des trois sondes soient corrigées des défauts du capteur. Ces défauts correspondent d'une part à l'erreur de sonde et de zéro de chaque sonde et d'autre part au fait que les trois sondes ne peuvent pas être fixées rigoureusement orthogonalement entre elles. Il existe des méthodes d'étalonnage utilisant des appareils précis et pratiquant des retournements du magnétomètre. Cependant ces méthodes ont des imprécisions inhérentes aux appareils et techniques ; par ailleurs, elles sont longues à mettre en œuvre. Notre problème consiste à simplement déterminer les inconnues de façon à ce que, en changeant l'orientation du capteur en un lieu où l'intensité du champ magnétique est connue, les mesures ne soient pas entachées d'erreur. Nous ne cherchons donc pas à connaître l'orientation des sondes du capteur dans l'espace. Une solution mathématique simplifiée a été proposée par un groupe travaillant sur les méthodes d'étalonnage d'un capteur fluxgate monté à bord d'un satellite pour des missions de cartographie magnétique (Ørsted, Astrid-2 ou CHAMP [Marklund et al., 2001; Sabaka et al., 2004]). Le problème est

résolu mathématiquement en faisant l'approximation suivante : le magnétomètre est tourné dans toutes les directions en un point où l'intensité du champ magnétique est connue ; les erreurs du magnétomètre sont donc considérées comme étant la seule source de différence entre les intensités connues et mesurées. Un tel étalonnage est dit scalaire parce que seule l'intensité du champ magnétique est employée, au contraire d'un étalonnage vectoriel où le signal de sortie du vecteur du magnétomètre est comparé au vecteur champ magnétique [Olsen et al., 2001]. Il y a plusieurs manières de résoudre le problème mathématique [e.g. Graven and Kenny, 1996; Merayo et al., 2001; Auster et al., 2002; Brauer et al., 2002; Risbo et al., 2003]. Nous choisissons la méthode d'étalonnage d'Olsen et al. [2001].

Nous donnons dans un premier temps la théorie qui explique les équations utilisées pour étalonner un capteur fluxgate. Puis nous développons une deuxième théorie permettant de corriger des effets des aimantations parasites liées au capteur. Nous proposons enfin une méthode originale permettant de corriger ces deux artefacts.

Le magnétomètre fluxgate associé à un convertisseur analogique/numérique mesure l'intensité du champ magnétique dans la direction de chacune des sondes. On note ces valeurs $B = (B_1, B_2, B_3)^T$ et $F = (F_1, F_2, F_3)^T$ les composantes du champ magnétique (les valeurs que devrait mesurer le magnétomètre).

Ces erreurs sont soit liées au noyau, soit à l'électronique de mesure et font que pour une sonde placée en champ nul le signal de sortie n'est pas rigoureusement nul et que pour une valeur donnée du champ, on mesure une valeur différente. Ces erreurs peuvent être facilement estimées et corrigées.

Chacune des mesures doit être corrigée d'une erreur de sonde S_i et d'un coefficient de décalage par rapport au zéro, dit aussi coefficient d'offset ou de zéro, noté b_i [Bitterly et Cantin 1979]. Nous définissons

$$b = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ b_3 \end{pmatrix} \quad (1.8)$$

et

$$S = \begin{pmatrix} \frac{1}{S_1} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{S_2} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{S_3} \end{pmatrix} \quad (1.9)$$

L'autre type d'erreur est lié aux défauts de montage des trois sondes. Selon le constructeur du matériel que nous utilisons (Bartington Instruments) cette non-orthogonalité est meilleure que $0,5^\circ$. Soit (O,x,y,z) , un repère orthogonal lié aux composantes du champ magnétique et $\{\vec{e}_i\}_{i \in \{1,2,3\}}$ la base normée associée. Soit (O,x',y',z') , le repère associé aux trois sondes du magnétomètre et $\{\vec{e}'_i\}_{i \in \{1,2,3\}}$ la base normée associée ; cette base n'est pas orthogonale.

Le calcul des composantes du champ magnétique dans le repère (O,x,y,z) suppose, à priori, de connaître l'orientation de la base des trois sondes par rapport à ce repère, c'est-à-dire, de définir six angles, l'orientation de chaque sonde étant définie par rapport au repère (O,x,y,z) , ce qui ne nous intéresse pas, seul l'étalonnage du capteur étant à déterminer.

Dans le repère (O,x,y,z) , on peut repérer la direction de chacune des sondes par deux angles: ε_1 (respectivement $\varepsilon_2, \varepsilon_3$) et l'angle entre la direction x' (respectivement y', z') et l'axe x (respectivement y, z).

On appellera ε les angles d'ouverture et α_1 (respectivement β_1, β_2) l'angle entre la projection de la direction z' (respectivement y', x') dans le plan (x,y) (respectivement $(x,z), (y,z)$) et l'axe x (respectivement z, y). On appellera α les angles de position (figure 1.6)

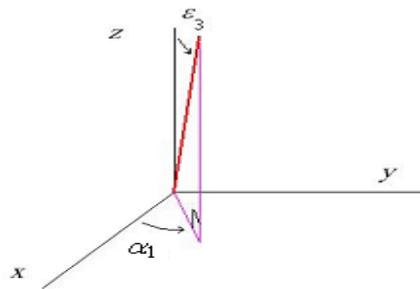


Figure 1.6- Définition des angles pour la sonde associée à la direction z' .

Géométriquement, on considère que la première sonde est alignée avec l'axe des x , la deuxième sonde ne possède qu'un degré de liberté (rotation autour de l'axe des x) et la troisième sonde deux degrés de liberté. Il y a donc trois angles à définir pour déterminer l'erreur d'orthogonalité (figure 1.7).

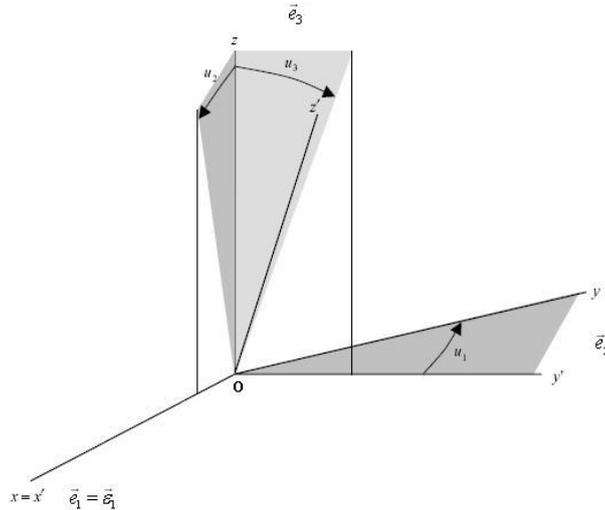


Figure 1.7- Définition des angles dus à la non-orthogonalité pour le calcul de l'orthogonalité d'une sonde fluxgate. (x, y, z) est le repère orthogonal lié aux composantes du champ magnétique et (x', y', z') est le repère oblique associé aux trois sondes du magnétomètre.

Nous avons

$$\begin{cases} \vec{e}_1 = \vec{\varepsilon}_1 \\ \vec{e}_2 = \frac{\vec{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \vec{e}_1}{\|\vec{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \vec{e}_1\|} \\ \vec{e}_3 = \frac{\vec{\varepsilon}_3 - \beta_1 \vec{e}_1 - \beta_2 \vec{e}_2}{\|\vec{\varepsilon}_3 - \beta_1 \vec{e}_1 - \beta_2 \vec{e}_2\|} \end{cases} \quad (1.10)$$

avec

$$\begin{aligned} \alpha_1 &= \vec{\varepsilon}_2 \cdot \vec{e}_1 \\ \beta_1 &= \vec{\varepsilon}_3 \cdot \vec{e}_1 \\ \beta_2 &= \vec{\varepsilon}_3 \cdot \vec{e}_2 \end{aligned} \quad (1.11)$$

Il vient donc

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{e}_1 = \bar{\varepsilon}_1 \\ \bar{e}_2 = \frac{\bar{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \bar{\varepsilon}_1}{\|\bar{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \bar{\varepsilon}_1\|} = \frac{\bar{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \bar{\varepsilon}_1}{\sqrt{1 - \alpha_1^2}} \\ \bar{e}_3 = \frac{\bar{\varepsilon}_3 - \beta_1 \bar{\varepsilon}_1 - \beta_2 \left(\frac{\bar{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \bar{\varepsilon}_1}{\sqrt{1 - \alpha_1^2}} \right)}{\|\bar{\varepsilon}_3 - \beta_1 \bar{\varepsilon}_1 - \beta_2 \left(\frac{\bar{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \bar{\varepsilon}_1}{\sqrt{1 - \alpha_1^2}} \right)\|} = \frac{\bar{\varepsilon}_3 - \beta_1 \bar{\varepsilon}_1 - \beta_2 \left(\frac{\bar{\varepsilon}_2 - \alpha_1 \bar{\varepsilon}_1}{\sqrt{1 - \alpha_1^2}} \right)}{\sqrt{1 - \beta_1^2 - \beta_2^2}} \end{array} \right. \quad (1.12)$$

Pour $p = \sqrt{1 - \alpha_1^2}$, $w = \sqrt{1 - \beta_1^2 - \beta_2^2}$

On aura :

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{e}_1 = \bar{\varepsilon}_1 \\ \bar{e}_2 = \frac{-\alpha_1}{p} \bar{\varepsilon}_1 - \frac{1}{p} \bar{\varepsilon}_2 \\ \bar{e}_3 = \frac{-p\beta_1 + \beta_2\alpha_1}{pw} \bar{\varepsilon}_1 + \frac{-\beta_2}{pw} \bar{\varepsilon}_2 + \frac{1}{w} \bar{\varepsilon}_3 \end{array} \right. \quad (1.13)$$

qui s'écrit sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} \bar{e}_1 \\ \bar{e}_2 \\ \bar{e}_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ \frac{-\alpha_1}{p} & \frac{1}{p} & 0 \\ \frac{-p\beta_1 + \beta_2\alpha_1}{pw} & \frac{-\beta_2}{pw} & \frac{1}{w} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \bar{\varepsilon}_1 \\ \bar{\varepsilon}_2 \\ \bar{\varepsilon}_3 \end{bmatrix} \quad (1.14)$$

On note C la matrice de passage de $\{\mathbf{u}_i\}_{i \in \{1,2,3\}}$ à $\{\mathbf{e}_i\}_{i \in \{1,2,3\}}$: $\forall i \in \{1,2,3\}$, $\mathbf{u}_i = C \cdot \mathbf{e}_i$. Elle est aussi appelée matrice d'erreur due à la non-orthogonalité du capteur

$$\alpha_1 = \sin u_1$$

$$\text{avec } \beta_1 = \sin u_2$$

$$\beta_2 = \sin u_3$$

C peut s'exprimer sous la forme

$$C = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ \frac{\sin u_1}{\cos u_1} & \frac{1}{\cos u_1} & 0 \\ -\frac{\sin u_1 \sin u_3 + \cos u_1 \sin u_2}{\cos u_1 \sqrt{1 - \sin^2 u_2 \sin^2 u_3}} & -\frac{\sin u_3}{\cos u_1 \sqrt{1 - \sin^2 u_2 \sin^2 u_3}} & \frac{1}{\sqrt{1 - \sin^2 u_2 \sin^2 u_3}} \end{bmatrix} \quad (1.15)$$

Le passage des composantes du champ magnétique terrestre aux mesures, si les neuf paramètres de l'étalonnage sont connus, sont finalement

$$B = S \cdot C \cdot (F - b) \quad (1.16)$$

L'intensité scalaire du champ magnétique mesuré est

$$B = |B| = \sqrt{B \cdot B^T} = \sqrt{[S \cdot C \cdot (F - b)] \cdot [S \cdot C \cdot (F - b)]^T} \quad (1.17)$$

Différentes solutions ont été proposées pour l'estimation des neuf paramètres. Toutes sont basées sur la méthode statistique de la minimisation de la différence entre l'intensité du champ magnétique mesuré et celui observé. L'approche linéaire des moindres carrés a été adoptée par Olsen et al. [2001]. Pour un modèle de paramètre $m = (b_1, b_2, b_3, s_1, s_2, s_3, u_1, u_2, u_3)^T$ on définit

$$\chi^2 = \sum \left(\frac{B - M}{\sigma_B} \right)^2 = \text{Min!} \quad (1.18)$$

M étant les valeurs connues de l'intensité du champ magnétique et σ_B l'erreur des données.

Avant et après chaque cartographie magnétique, un étalonnage est effectué : l'opérateur, portant l'équipement entier, tourne autour d'un point fixe et change l'attitude des sondes (figure 1.8) : une rotation complète en cap et environ 40° en roulis. On considère que la valeur de l'intensité du champ magnétique au point fixe est constante et connue. Soit elle est mesurée, soit on lui donne une valeur arbitraire. On considère aussi que toutes les mesures des sondes présentent le même bruit gaussien σ et on fixe donc $\sigma = 1$.

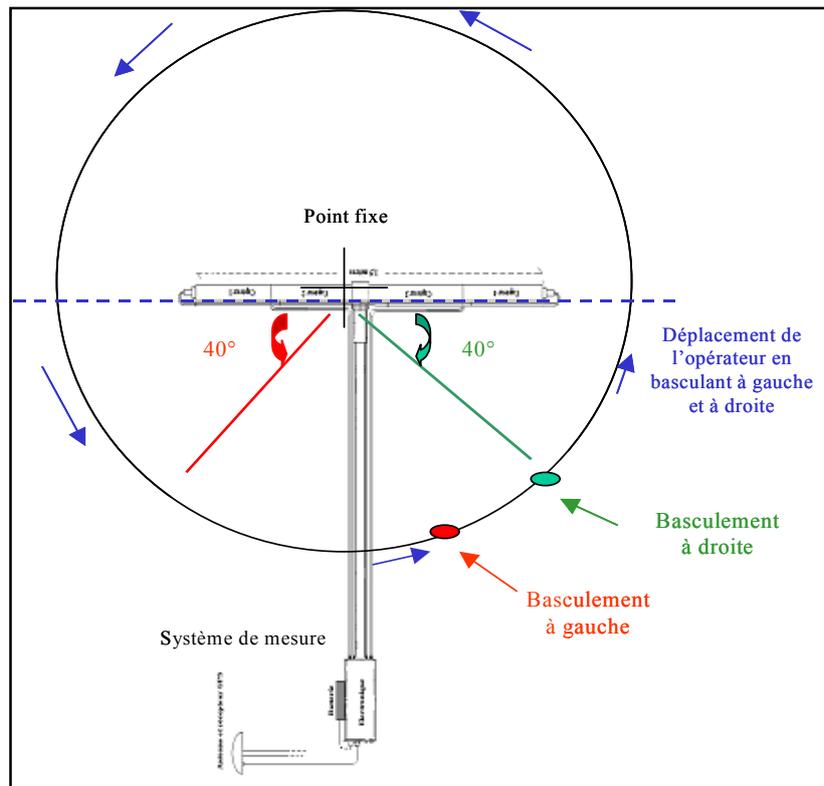
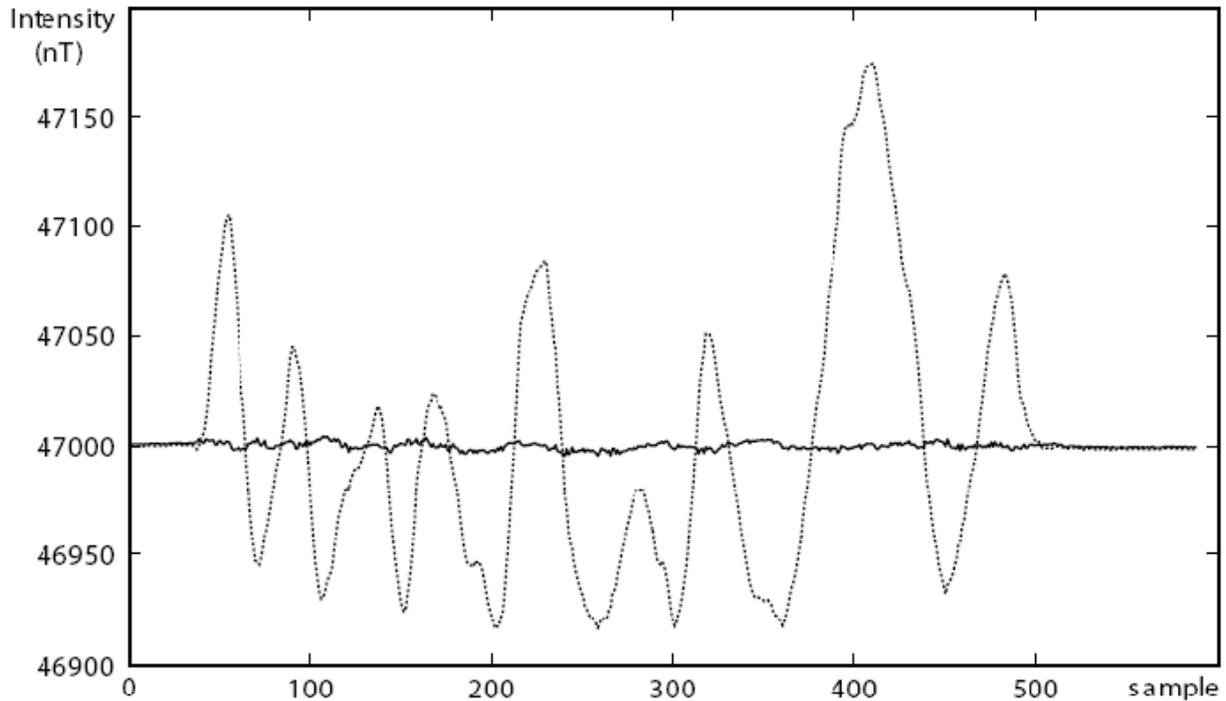


Figure 1.8- Procédures d'étalonnage des capteurs fluxgate pour une cartographie au sol.

1.4.1.2 Exemple d'étalonnage

On prend un exemple d'étalonnage au sol (figure 1.9). Avant étalonnage, l'intensité du champ magnétique mesuré varie de 220 nT avec un écart type de 63.6 nT. Après étalonnage, l'écart type se réduit, il est égal à 1.4 nT. En bas (figure 1.9) apparaissent les valeurs des neuf paramètres d'étalonnage pour chacune des sondes (X, Y et Z) du capteur fluxgate.



	Sensitivities	Offset	Non orthogonality angles (°)
X	1.083466 (+/0.000055)	22.6 (+/- 0.8)	0.172763 (+/- 0.000055)
Y	1.077484 (+/0.000141)	22.8 (+/- 6.5)	0.016584 (+/- 0.000534)
Z	1.079406 (+/0.000060)	38.1 (+/- 1.4)	0.068773 (+/- 0.001960)

Figure 1.9- Résultat de l'étalonnage du capteur fluxgate. Les deux courbes correspondent au champ magnétique avant l'étalonnage (courbe en pointillé, écart-type = 63,6 nT), et après étalonnage (courbe continue, écart type = 1,4 nT). Les neuf paramètres estimés de l'étalonnage sont donnés en bas.

1.4.1.3 Evaluation du bruit du capteur fluxgate

Après l'étalonnage, le signal restant correspond au bruit du capteur et du convertisseur analogique/numérique. La distribution de ce signal restant est présentée dans la figure 1.10. L'histogramme montre une forme gaussienne avec un écart-type de 1.4 nT. Il est difficile de savoir si le bruit est dû principalement au capteur (selon le constructeur, bruit interne et standard de $7-12 \text{ pTrms}/\sqrt{\text{Hz}}$ à 1 Hz), ou au convertisseur analogique numérique sigma delta qui a une dynamique de 2^{19} bits. Quand le capteur reste dans une position fixe, le bruit est presque «blanc» avec un écart-type de 0.1 nT. Quand le capteur est en mouvement, le bruit augmente avec la vitesse de mouvement.

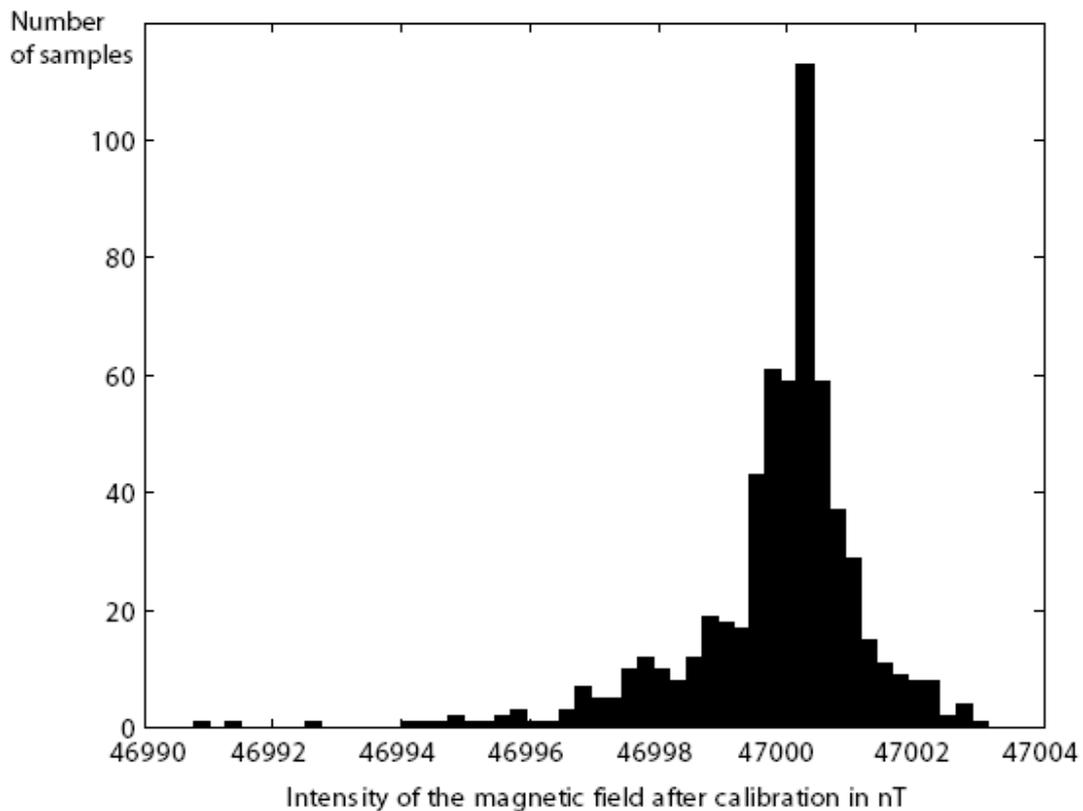


Figure 1.10- Histogramme de l'intensité de champ magnétique après étalonnage de l'exemple montré dans la figure 1.9. L'écart type est égal à 1.4 nT.

1.4.2 Compensation des aimantations liées au capteur

Pendant des mesures magnétiques, il est presque impossible d'éviter la présence de champs magnétiques permanents ou induits dus aux objets aimantés portés avec les sondes (électronique, batteries, système de navigation GPS,...), en prospection magnétique aéroportée, les perturbations sont plus importantes et dues aux parties mécaniques de l'avion et son équipement électrique qui génèrent des champs magnétiques qui vont parasiter le signal géophysique que l'on cherche à mesurer. Ces champs dépendent de l'orientation de l'avion. Le signal mesuré est décomposable en plusieurs termes vectoriels [Leliak, 1961]

$$B_{\text{compensé}} = B' + B_R + B_I + E \quad (1.19)$$

Le champ magnétique terrestre B' , qui lui-même se décompose en deux termes, à savoir le champ régional, qui est estimé par l'intermédiaire de modèles de champs régionaux

(développements polynômiaux du champ en (X,Y,Z)), ou à défaut par des modèles de champ globaux (développements en harmoniques sphériques) de type IGRF (International Geomagnetic Reference Field) [Maus et al., 2005] et le champ d'anomalie local.

Le champ magnétique du aux aimantations rémanentes B_R ne change pas avec les mouvements de la sonde et peut être exprimé dans la même base orthonormale associée à la sonde comme vecteur constant

$$B_R = (B_{R1}, B_{R2}, B_{R3})^T \quad (1.20)$$

Le champ magnétique du aux aimantations induites B_I change avec l'orientation de la sonde parce qu'il est du à des aimantations qui demeurent parallèles au champ magnétique de la terre. La seule cause de la variation du champ magnétique induit dans un système de coordonnées orthonormales de la sonde est l'attitude de la sonde. Leliak (1961) et Leach (1980) ont montré que ce champ magnétique induit peut être exprimé dans une base orthonormale par l'équation

$$H = Q \cdot B \quad (1.21)$$

Q est la matrice triangulaire contenant les six inconnus. Elle a la même forme que la matrice $s \cdot c$ liée à l'erreur de sonde citée dans le paragraphe des corrections des défauts du capteur fluxgate.

Le champ magnétique des courants de Foucault est la troisième source parasite en mesures aéromagnétiques. Ce champ magnétique prend naissance dans les éléments conducteurs du système de mesure et est proportionnel à la variation de flux du champ magnétique de la terre. Pour la mesure au sol et pour le drone, on note l'absence de pièces et surfaces métalliques importantes ; par exemple pour le drone, la carlingue et les ailes sont en matériaux composites, l'hélice en bois, le métal est surtout présent dans des petites pièces, des boîtiers électroniques ou le moteur. Dans ce cas, mais aussi parce que la vitesse est faible, les courants de Foucault sont négligés. Pour l'avion, la même approximation est généralement faite, même si il n'y a pas d'évidence que les courants de Foucault puissent être négligés.

Pour tester l'efficacité de notre méthode d'étalonnage et montrer que les champs magnétiques induits ou rémanents produits par des éléments magnétisés sont corrigés par les paramètres d'étalonnage, nous avons fait plusieurs tests qui consistent à attacher un morceau de matériel ferreux sur notre équipement et avons procédé à un deuxième étalonnage. Comme le montre le résultat dans la figure 1.11, nous constatons que la variation de l'intensité du champ magnétique

mesurée avant l'étalonnage est égale à 520 nT (220 nT pour l'étalonnage montré dans la figure 1.9). Après étalonnage, l'écart-type est égal à 1.9 nT (1.4 nT dans la figure 1.9).

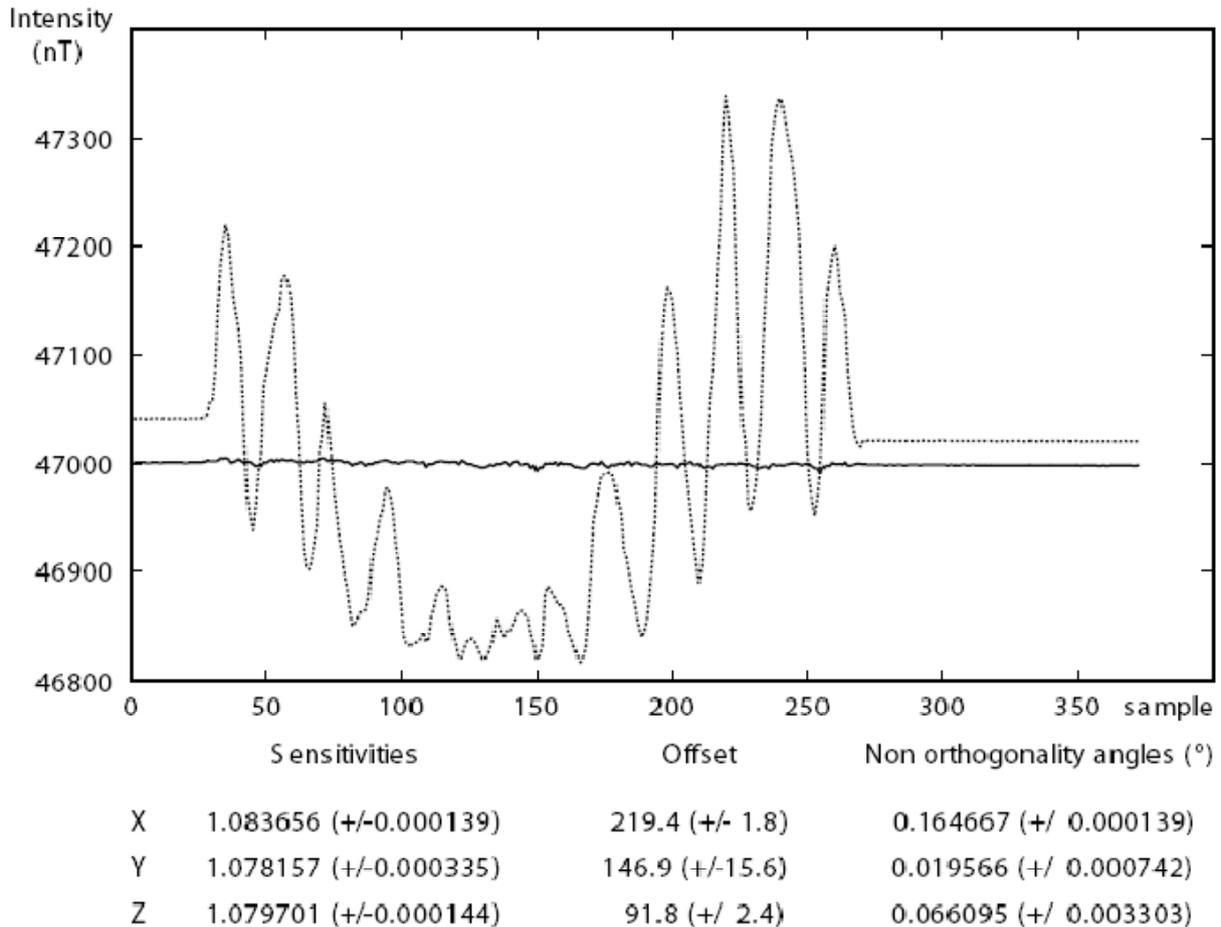


Figure 1.11- Résultat de l'étalonnage du capteur fluxgate avec un aimant fixé sur l'équipement. Les deux courbes correspondent au champ magnétique avant l'étalonnage (courbe en pointillé, écart-type = 114 nT), et après étalonnage (courbe continue, écart type = 1,9 nT). Les neuf paramètres estimés de l'étalonnage sont donnés en bas.

Dans l'exemple d'étalonnage en ajoutant un aimant sur l'équipement de mesures, seules les valeurs d'offset sont notablement changées, tandis que les valeurs de sensibilité et des angles d'orthogonalité restent presque stables. Cet exemple montre que la méthode d'étalonnage des magnétomètres fluxgate proposée, corrige non seulement les défauts liés au magnétomètre fluxgate, mais aussi les aimantations induites et rémanentes dus aux éléments qui composent l'équipement porté avec le capteur. Ces corrections des aimantations parasites, ne peuvent pas

être réalisées avec des magnétomètres scalaires comme les magnétomètres à pompage optique parce que la méthode exige la mesure des trois composantes du champ magnétique.

Chapitre II : Système de
mesure, acquisition et
traitement

Chapitre 2 Systèmes de mesure, acquisition et traitement

En utilisant les capteurs magnétiques fluxgate, l'équipe Rifts et Dorsales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg a mis au point un système complet d'acquisition sur le terrain. Ce système peut être mis en œuvre au sol ou en avion avec ou sans pilote ce qui permet d'étudier le sous-sol à des échelles très différentes. On décrit ici les différentes manières d'acquérir les données et les particularités de chacune des méthodes.

2.1 La cartographie magnétique au sol

Le système de mesure au sol mis en œuvre par le laboratoire est constitué de quatre capteurs fluxgate espacés horizontalement de 0,5 m et fixés dans un tube en plastique. Le tube en plastique est fixé à une barre en aluminium de 1,5 m de longueur attachée à un sac à dos rigide non-magnétique (figure 2.1). Le sac à dos contient le boîtier électronique, une batterie d'alimentation et une antenne GPS type Trimble 5800 fixée au sommet du sac à dos.

Les données magnétiques sont positionnées par navigation GPS dont la cadence est fixée à une mesure par seconde. La précision est de l'ordre de 10 cm lorsque le ciel est dégagé. En présence d'édifices ou de végétation masquant partiellement le ciel, la précision peut être très fortement dégradée ; on peut même avoir une perte complète du signal GPS. Dans ces conditions, l'opérateur se doit de marcher à vitesse constante ce qui permettra au traitement de faire une interpolation des données le long des profils.

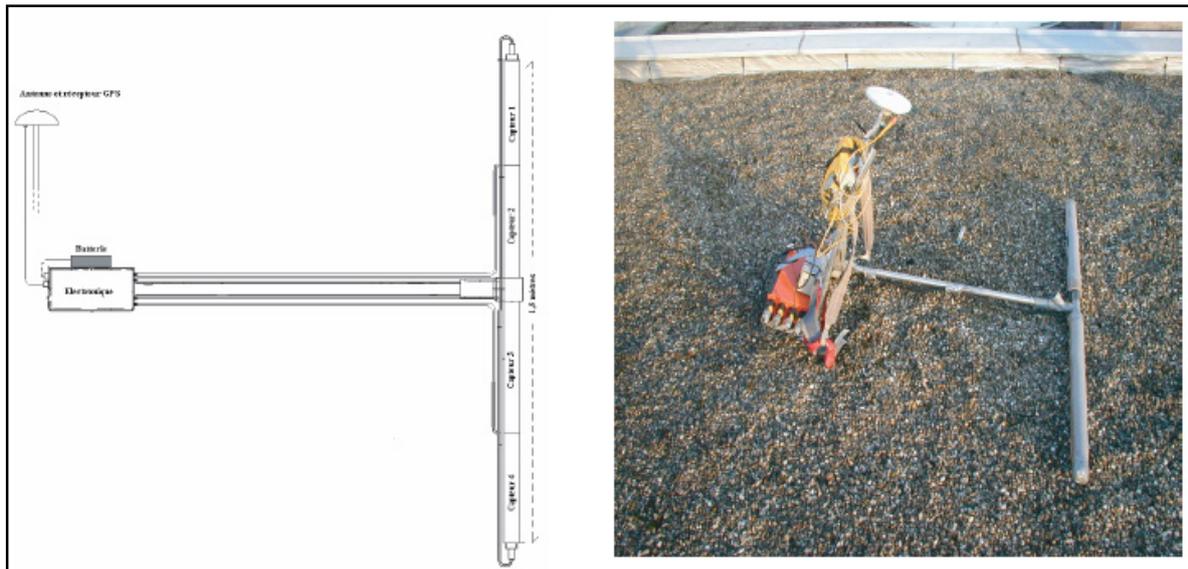


Figure 2.1- Système multicapteurs de mesure au sol version quatre capteurs type fluxgate

Le magnétomètre fluxgate utilisé par notre laboratoire est un capteur triaxial MAG-03MC de marque Bartington Instruments (figure 2.2) (<http://www.bartington.com/pdfs/opmanuals/om1004.pdf>). Il est associé à un système de numérisation 20 bits sigma-delta développé par l'EOST. La cadence maximale du numériseur est de 300 échantillons par seconde et la cadence choisie pour les mesures car suffisante est de 30 mesures par seconde.

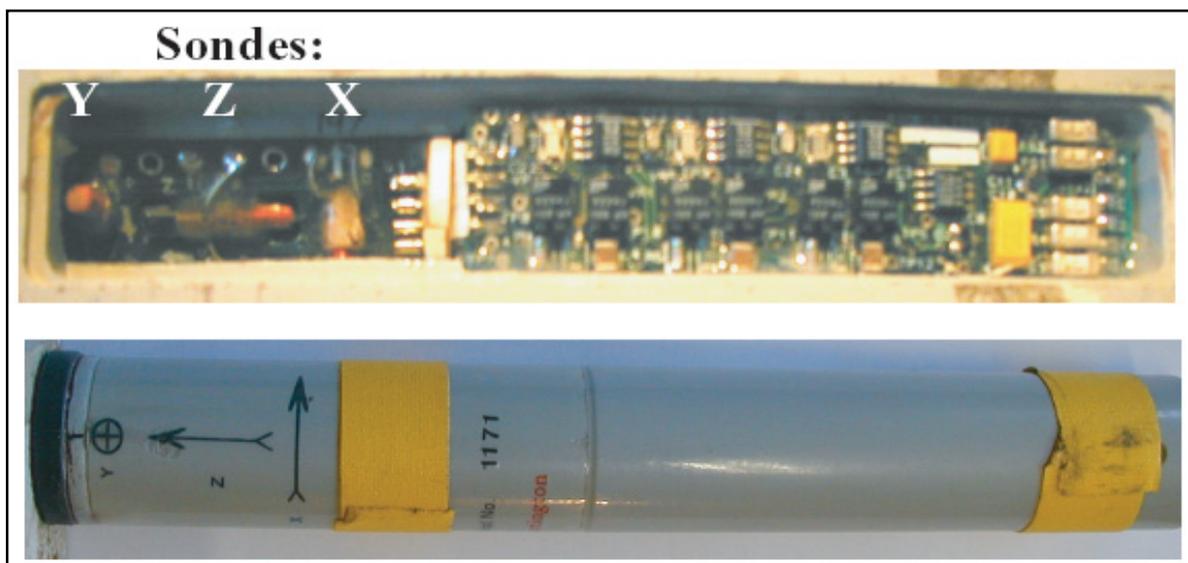


Figure 2.2- Le magnétomètre fluxgate MAG-03MC de Bartington Instruments

Les caractéristiques principales de ce type de magnétomètre sont

Alimentation	$\pm 12V$
Erreur de sonde (offset)	$\pm 5 \text{ nT}$
Erreur d'orthogonalité	$< 0.5^\circ$
Bruit standard interne	$< 12 \text{ pT}_{\text{rms}}/\sqrt{\text{Hz}}$ à 1Hz
Dimension (cm)	2,5 cm (diamètre) x 20,2 cm (longueur)
Poids	185 g

Vu la taille et la légèreté du capteur, on peut facilement mettre en œuvre la mesure multicapteurs, l'électronique actuelle étant conçue pour 8 capteurs.

2.1.1 Etalonnage au sol

En pratique, l'étalonnage s'effectue avant et après chaque cartographie. Il consiste à changer le plus possible l'attitude des capteurs magnétiques au dessus d'un point fixe. L'opérateur, sac au dos, tourne autour d'un point fixe durant une minute environ tout en basculant les capteurs de 40° autour de l'horizontale. La réalisation d'étalonnage avant et après chaque cartographie permet de corriger d'une éventuelle dérive linéaire des capteurs.

2.1.2 Cartographie

La cartographie classiquement réalisée consiste à effectuer des profils parallèles entre eux, espacés de 2 m puis quelques traverses qui permettent de contrôler la qualité des données en calculant les différences de mesure aux points de croisement.

Par exemple le 4 juillet 2007, plusieurs cartographies ont été réalisées sur le site de Mussig. L'une d'elles, la cartographie 14 a duré de 9 heures 18 à 10 h 15 et ainsi une surface de 80 (40 profils) fois 100 m a été couverte avec finalement un profil magnétique tous les 0,5 m. Ainsi, il est possible de cartographier en une journée de terrain une surface d'environ quatre hectares. Les débuts et fins des 40 profils et des cinq traverses sont identifiés par l'opérateur lorsqu'il déclenche un des interrupteurs d'une manette qu'il porte à la main (figure 2-3).

Le traitement des données réalisé au laboratoire consiste à vérifier la qualité des données de navigation et magnétiques, à éditer les profils et à calculer les cartes d'anomalies magnétiques. Selon le cas, on peut retrancher la variation temporelle ou calculer l'anomalie magnétique de différentes manières.

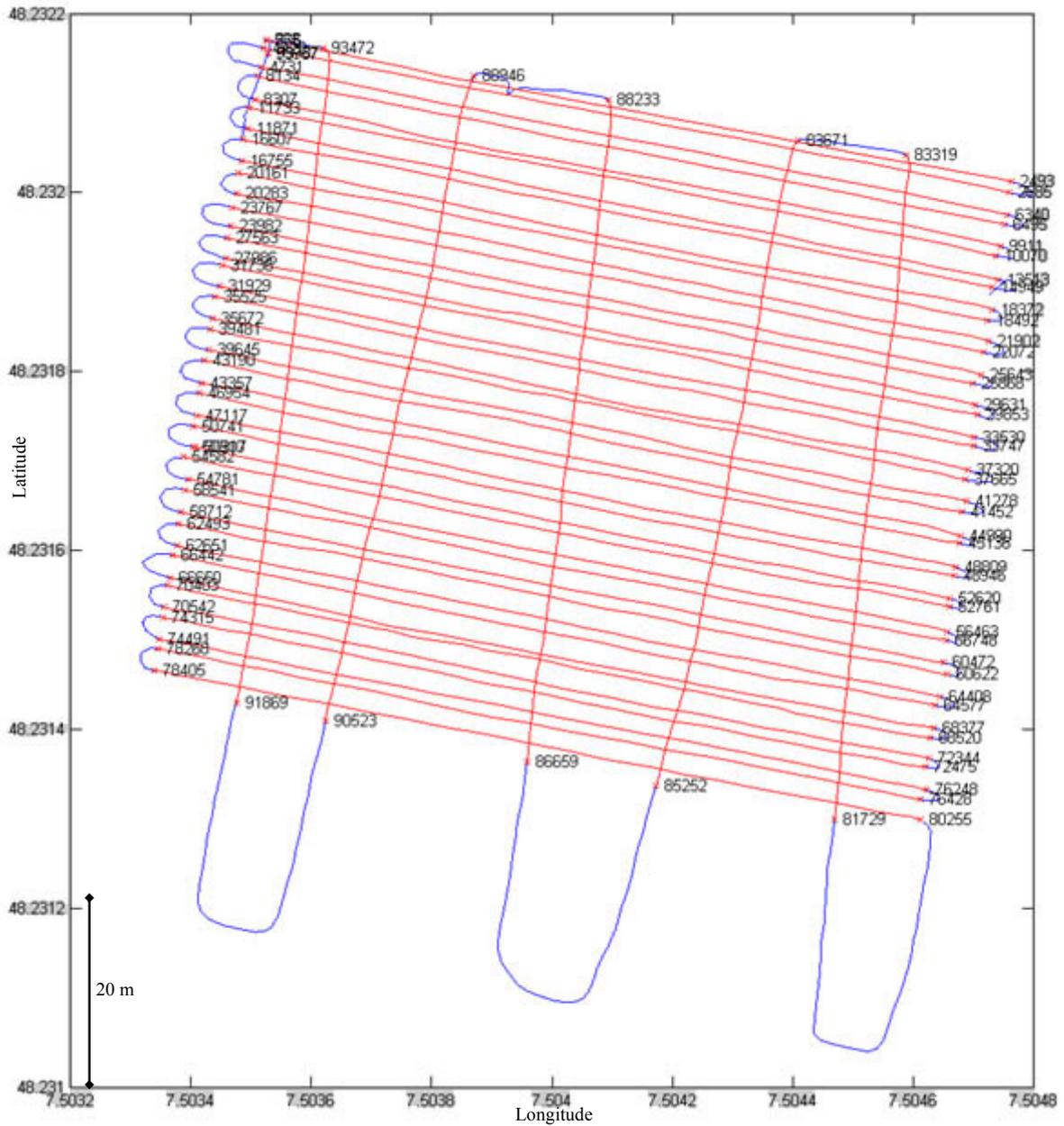


Figure 2.3- Localisation des routes suivies par l'opérateur lors d'une cartographie du 4 juillet 2007.

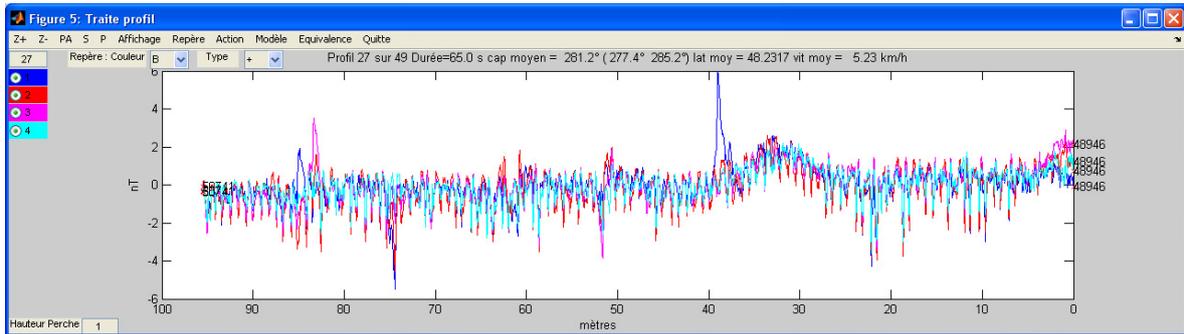


Figure 2.4- Exemple de profil magnétique à quatre capteurs. Le bruit de l'ordre de 2 nT crête à crête est dû aux saccades subies par les capteurs.

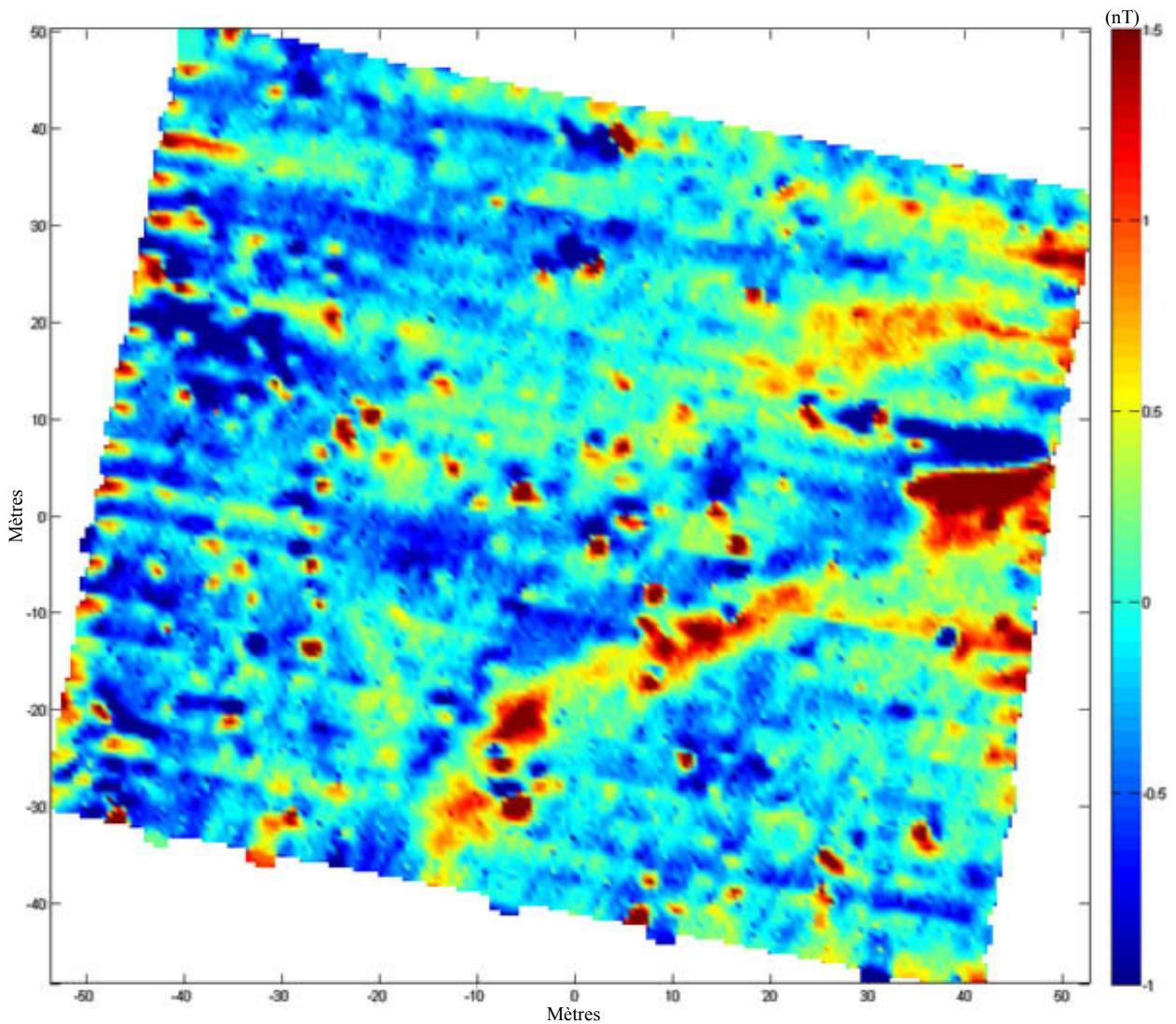


Figure 2.5- Carte d'anomalie magnétique obtenue

Sur ce site contenant des tumulus protohistoriques du mésolithique au néolithique [Boës et al., 2007] on a également réalisé le type de cartographie le plus fin pouvant être mis en œuvre avec notre système de mesure. Dans ce cas la perche contenant les capteurs est équipée de petites roues et trainée sur le sol avec un espacement des profils magnétiques de 20 cm. La carte d'anomalie magnétique obtenue (figure 2.7) est comparée à celle classiquement obtenue (figure 2.6)

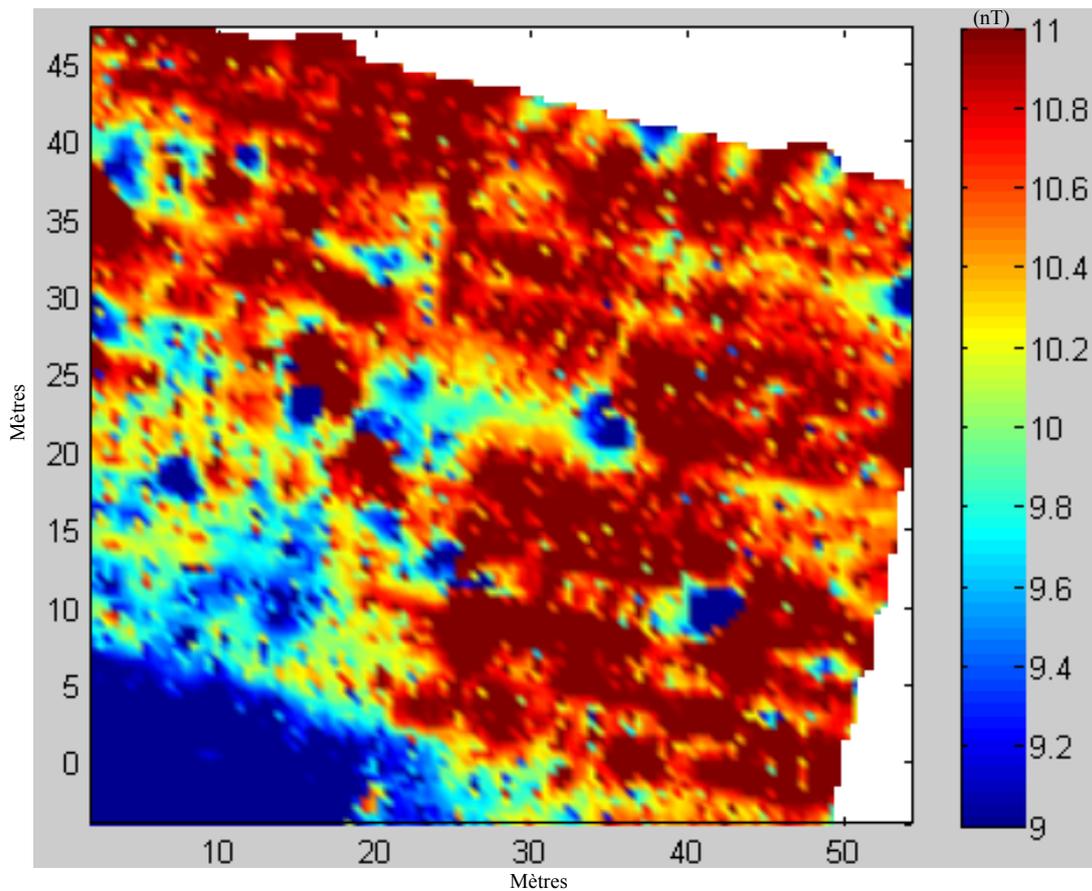


Figure 2.6- Extrait de la carte d'anomalie magnétique

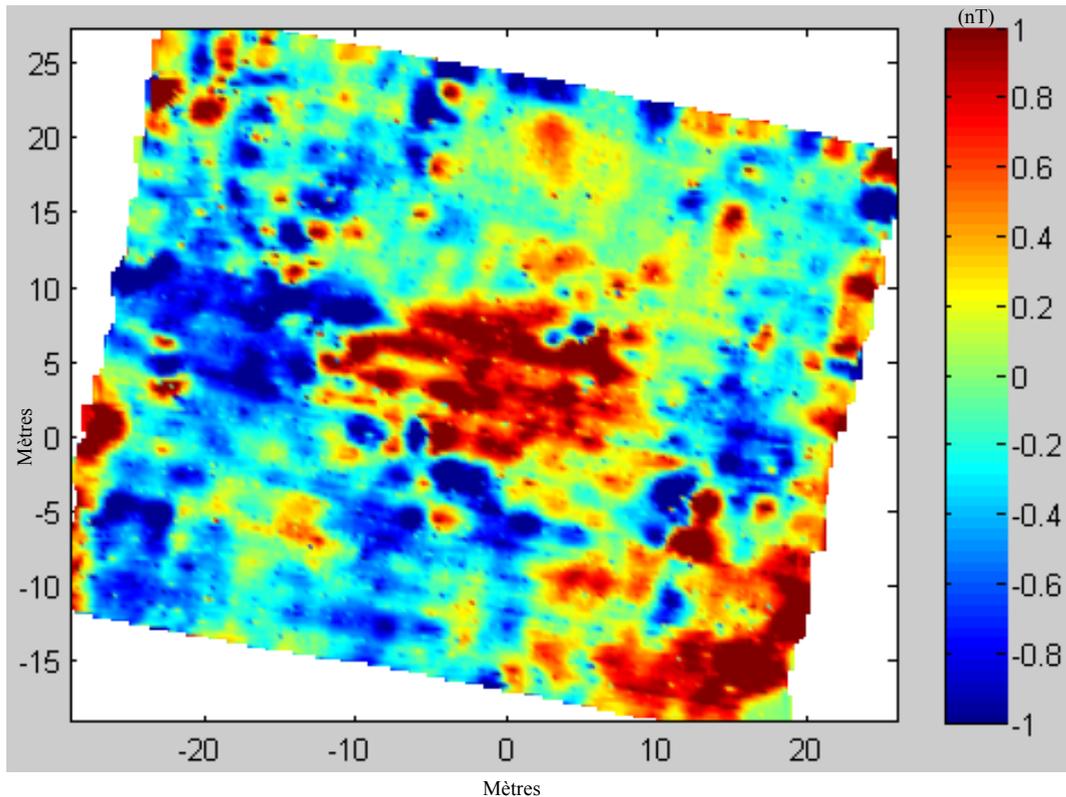


Figure 2.7- Carte d'anomalie magnétique avec les capteurs trainés au sol

Un tumulus apparaît au centre de la carte d'anomalie détaillée alors que ce n'est pas le cas avec la carte d'anomalie classique (figure 2.6).

Enfin, à titre de comparaison avec des données aéromagnétiques, un levé magnétique au sol a été réalisé au voisinage de la commune de Baltzenheim (figure 2.8). Dans ce cas, l'étude portant sur des objets géologiques profonds, un espacement de 50 m entre profils a été choisi. La carte des routes suivies et la carte d'anomalie magnétique sont présentées à la figure 2.8.

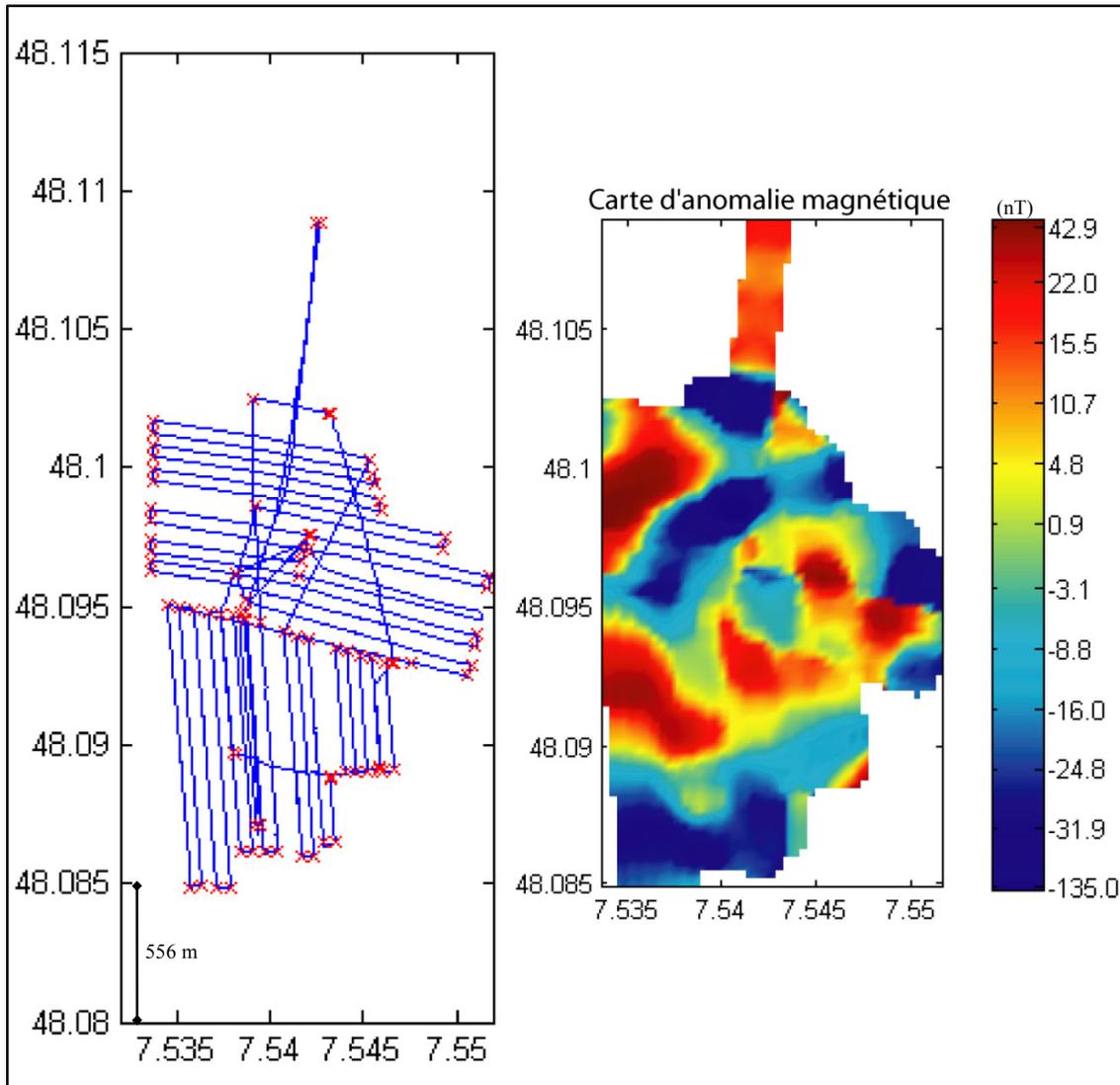


Figure 2.8- Cartes des routes suivies par l'opérateur et carte d'anomalie magnétique

2.2 Mesure aéroportée avec l'avion télécommandé

2.2.1 Acquisition

Les levés aéromagnétiques à basse altitude entre 10 m et 80 m sont effectués par un avion sans pilote, qui est un prototype (MB1) développé par l'EOST (figure 2.9). Il s'agit d'un avion télépilote construit en polystyrène, fibre de verre et carbone qui sont des matériaux amagnétiques. Son envergure est de 3,40 m pour une longueur de 2,40 m ; sa masse à vide est de 12 kg et sa

masse au décollage (carburant, électronique et capteurs embarqués) de 18 kg. Cet avion sans pilote dispose de 30 mn d'autonomie de vol avec une vitesse comprise entre 80 et 120 km.h⁻¹. Il peut sans problème voler à très basse altitude, une dizaine de mètres, à condition que le terrain soit bien dégagé. Le magnétomètre fluxgate est fixé en bout de queue de l'avion (position A) et une antenne GPS est installée au centre sur les ailes.

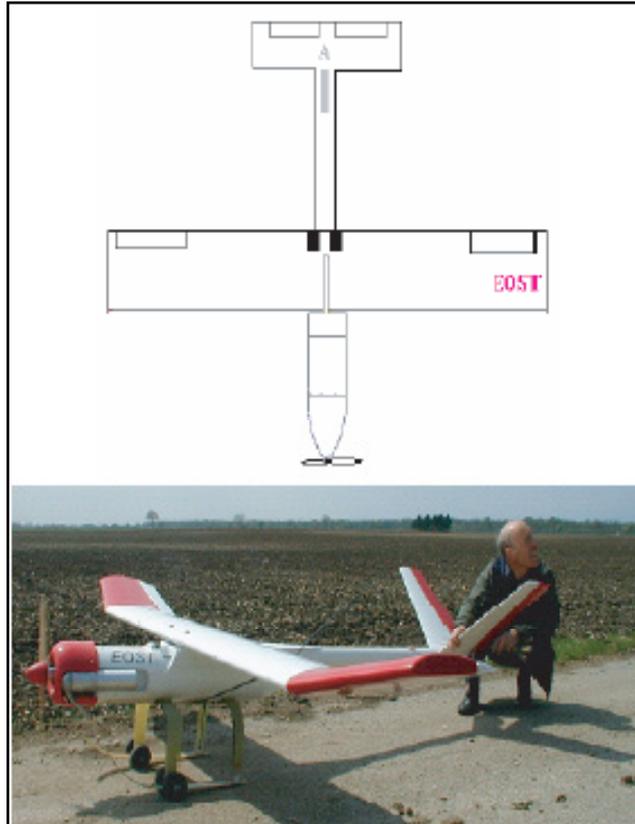


Figure 2.9- Système de mesure aéroporté avec le drone

2.2.2 Carte d'anomalie

Dans le cadre de ce travail, un levé a été réalisé dans la région de la commune de Baltzenheim, au même endroit que le levé au sol présenté précédemment. L'interprétation sera détaillée au chapitre 5. L'altitude moyenne du vol est de 50 m. La principale difficulté du vol est de réaliser des profils à peu près rectilignes et couvrant une zone définie à l'avance. En effet, malgré de nombreuses tentatives, le laboratoire ne dispose pas d'un système électronique et informatique fiable permettant le pilotage automatique. L'étalonnage magnétique est simple à

réaliser par deux personnes portant l'avion sans pilote et changeant son attitude au dessus d'un point fixe.

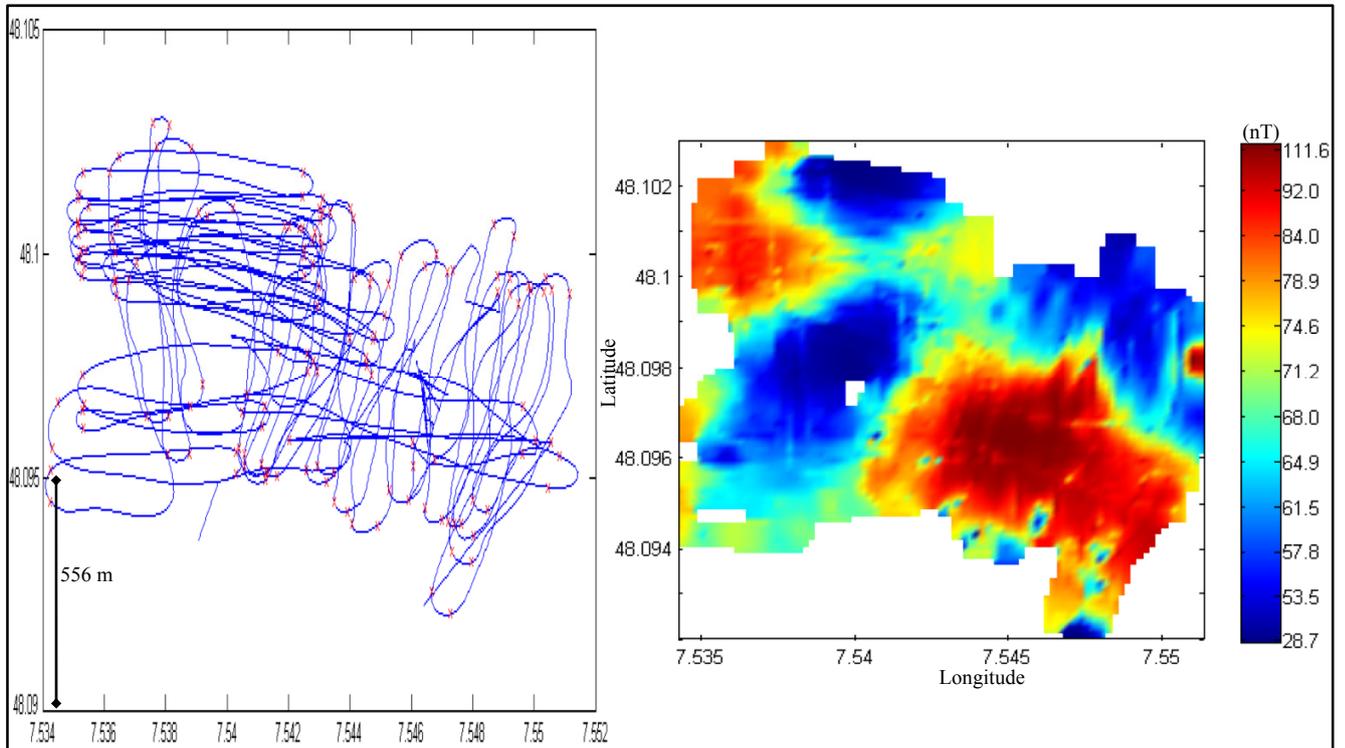


Figure 2.10- Route réalisée et carte d'anomalie magnétique obtenues par le drone MB1 près de la commune de Baltzenheim.

2.3 Mesure aéroportée avec l'avion monomoteur piloté

L'essentiel de mon travail de thèse porte sur l'utilisation et l'interprétation des données aéromagnétiques levées à partir d'un avion avec pilote. A la différence des méthodes précédemment décrites, je détaille donc plus particulièrement les méthodes utilisées dans ce cas.

2.3.1 Acquisition

Le laboratoire affrète un avion avec pilote, Maule MX7 de la société Aviatec (figure 2-11). Une dizaine d'heures de vol ont été nécessaires pour trouver la meilleure mise en œuvre des capteurs fluxgates. Plusieurs essais dont trois en vol ont été effectués entre août 2003 et novembre 2003. On a d'abord testé l'idée du remorquage d'un capteur à l'arrière de l'avion,

l'avantage étant d'éliminer l'effet magnétique de celui-ci. Cependant, nous ne sommes pas arrivés à maintenir le capteur suffisamment stable, les mouvements très rapides de celui-ci ont fait que les mesures n'étaient pas exploitables. On a alors fait des tests en plaçant deux capteurs à l'extrémité des ailes. Ces tests se sont révélés satisfaisants et une cartographie magnétique a été réalisée avec cette position pour les capteurs. Les signaux électriques des deux capteurs sont numérisés dans le cockpit au niveau d'un boîtier électronique similaire à celui utilisé au sol. Un GPS du même type que celui mis en œuvre au sol est également utilisé et ses informations transmises au boîtier électronique. La route devant être suivie est prédéfinie au laboratoire puis insérée dans un logiciel. Le pilote dispose d'un PC portable qui lui permet de suivre cette route et de vérifier son altitude. Lors de l'acquisition, une deuxième personne à bord vérifie la qualité des données magnétiques et le suivi de la route par le pilote.

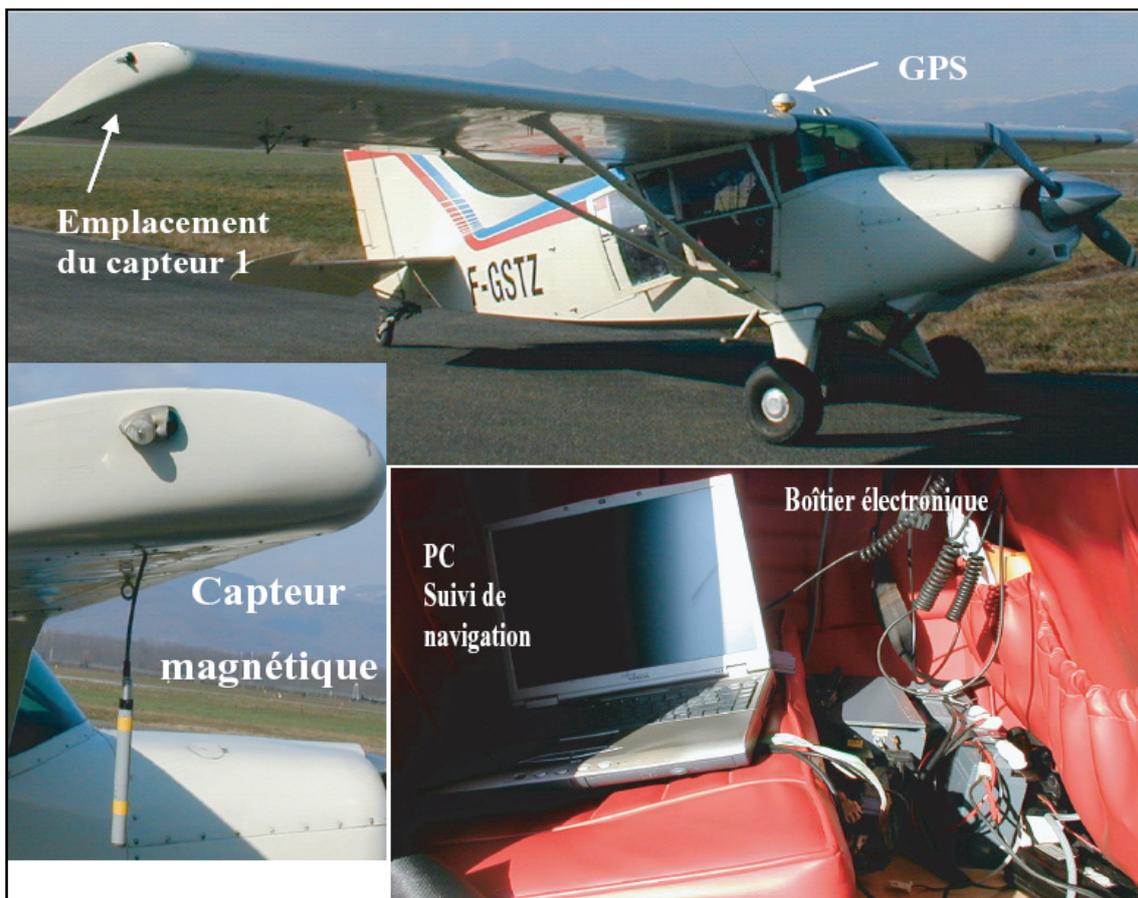


Figure 2.11- Système de mesure magnétique aéroporté. Les capteurs fluxgate sont fixés à l'extrémité des deux ailes et le GPS installé au sommet du cockpit.

2.3.2 Etalonnage

L'étalonnage du système de mesures ne peut bien évidemment être effectué de la même manière que précédemment vu le poids et la taille de l'avion. Cependant, une solution a été trouvée en utilisant le principe de la calibration au sol pour l'aérien. En un lieu où le champ magnétique varie le moins possible, on fait effectuer à l'avion une figure qui permet de faire varier au maximum son attitude tout en respectant la sécurité du vol. La figure choisie est un huit effectué à 500 m d'altitude au dessus d'une zone dépourvue d'anomalie magnétique notable. Cette figure pratiquée en quelques minutes est effectuée avant et après chaque cartographie. Vu l'amplitude nécessaire à la réalisation de la figure et la variation d'altitude de l'avion, on ne peut plus considérer que le champ magnétique est constant et on utilise pour l'inversion des données le champ magnétique régional calculé à partir de l'IGRF. Un exemple d'étalonnage réalisé le 21 novembre 2003 est montré par la figure 2.12

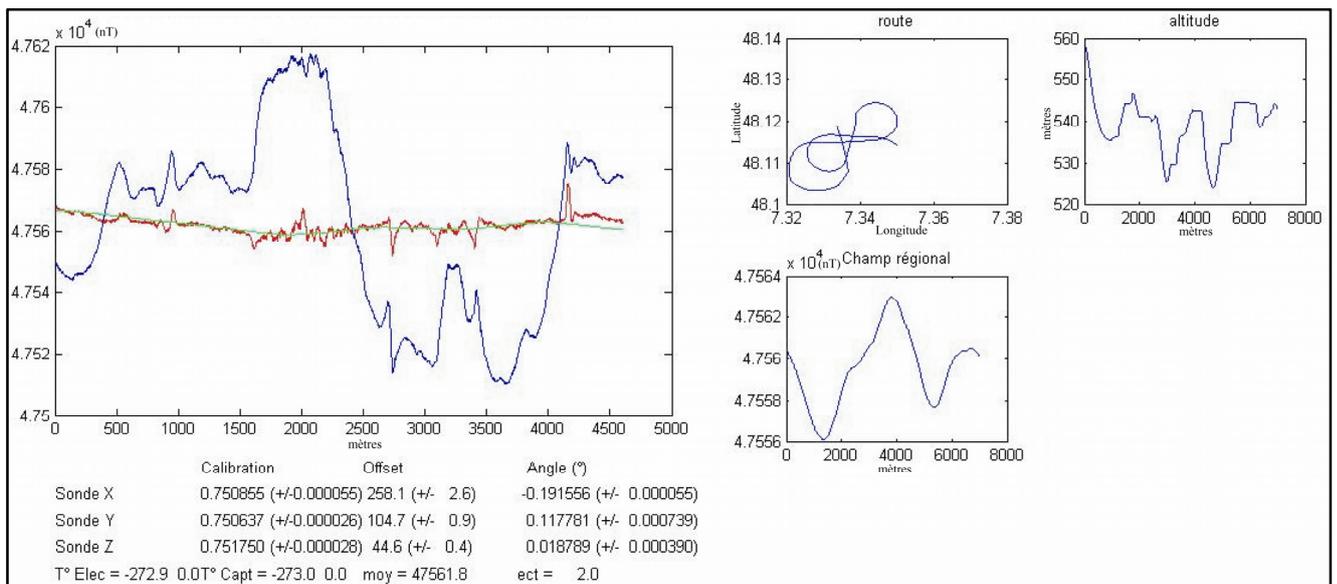


Figure 2.12- Exemple d'étalonnage avec l'avion monomoteur. Les deux courbes correspondent au champ magnétique avant étalonnage (courbe en bleu) et après étalonnage (courbe en rouge) pour un des deux capteurs fluxgate. A droite, on donne la navigation durant l'étalonnage, l'altitude et le champ magnétique régional utilisé pour l'étalonnage (courbe en vert dans la partie gauche de la figure).

Bien que l'effet magnétique de l'avion sur les capteurs soit important, de l'ordre de 200 nT, l'étalonnage corrige bien à la fois les défauts des capteurs et l'effet de l'avion, l'écart type des données corrigées étant de 1 à 2 nT selon l'étalonnage.

Le profil figure 2.13 donne un exemple d'acquisition dans une zone où les variations du champ magnétique sont très faibles, ce qui permet de mieux mettre en évidence la qualité des mesures.

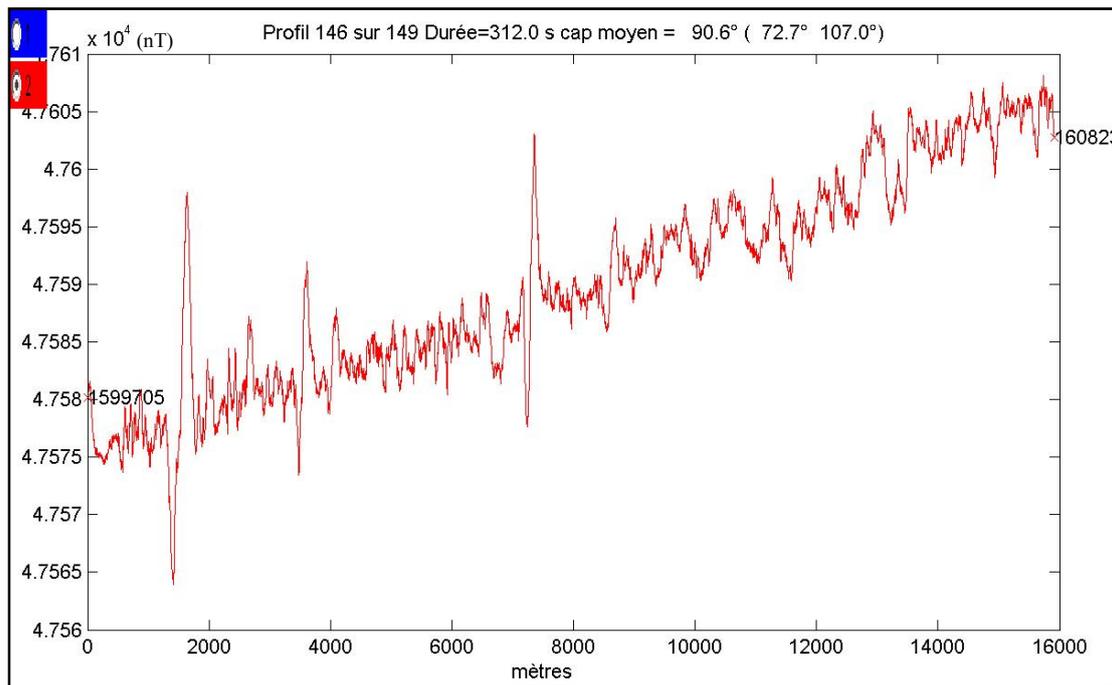


Figure 2.13- Mesures magnétiques acquises le long d'un profil dans une zone où les variations du champ magnétique sont très faibles

Vu leur longueur d'onde, les trois variations les plus rapides ne peuvent être que du bruit lié aux mouvements de l'avion. Ce bruit peut être caractérisé en calculant une couche équivalente à la profondeur minimale possible, à savoir 150 m qui correspond à l'altitude moyenne du vol. Pour le même profil on obtient la figure 2.14, avec en haut les données en bleu et le champ magnétique modélisé en rouge, au milieu le résidu c'est-à-dire la différence entre les données et le champ du modèle et en bas, l'aimantation obtenue. Comme constaté sur la figure 2.14, l'écart type du bruit est de l'ordre de 1,1 nT ce qui confirme les résultats obtenus pour l'étalonnage.

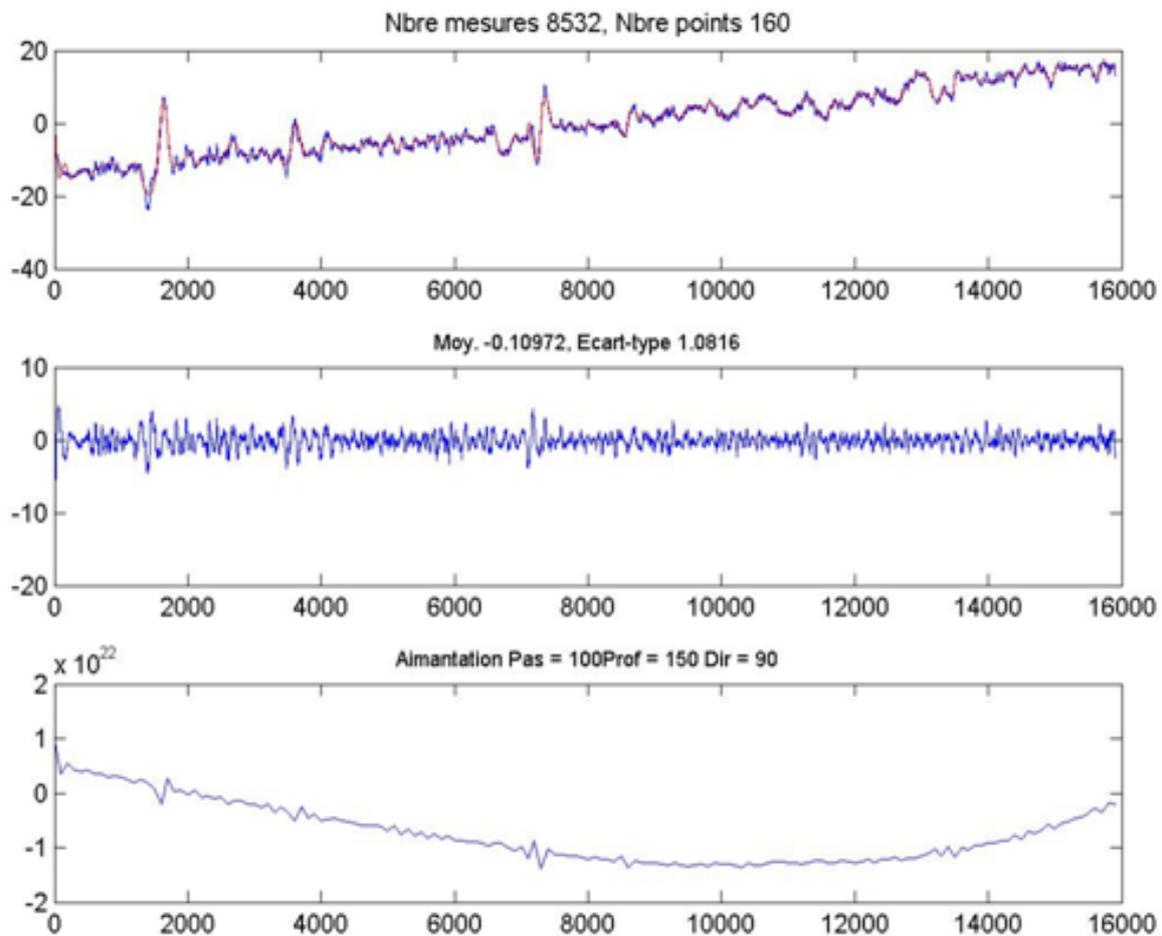


Figure 2.14- Modélisation du bruit des mesures aéromagnétiques avec la méthode de la couche équivalente

Les résultats des étalonnages montrent qu'il reste un bruit non négligeable de l'ordre de 1 à 2 nT. De plus ce bruit est étonnamment similaire pour les deux capteurs comme le montre la figure 2.15 dans le cas de l'étalonnage présenté à la figure 2.12.

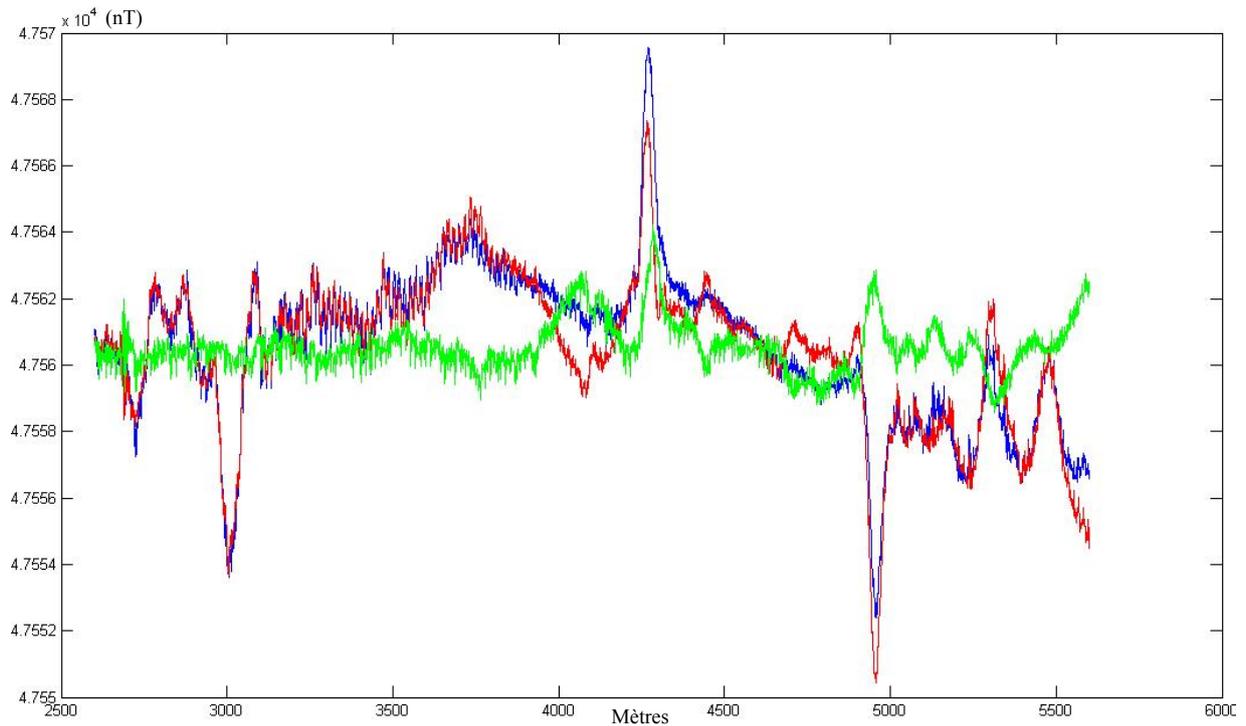


Figure 2.15- Bruit après étalonnage. Capteur 1, courbe rouge, capteur 2 courbe bleu, différence en vert

La question est de savoir pourquoi les courbes d'erreur d'étalonnage sont si semblables alors que les capteurs sont différents ? L'explication que nous proposons est que cela est lié à la vitesse de variation des valeurs mesurées. Tout numériseur a une bande passante et lorsque le signal en entrée varie trop vite, les valeurs en sortie sont altérées. On a dans la figure 2.16, la dérivée en fonction du temps des six composantes mesurées du champ magnétique et on observe que lorsque les dérivées ont les valeurs les plus fortes, les courbes d'erreur d'étalonnage présentent le plus de variations.

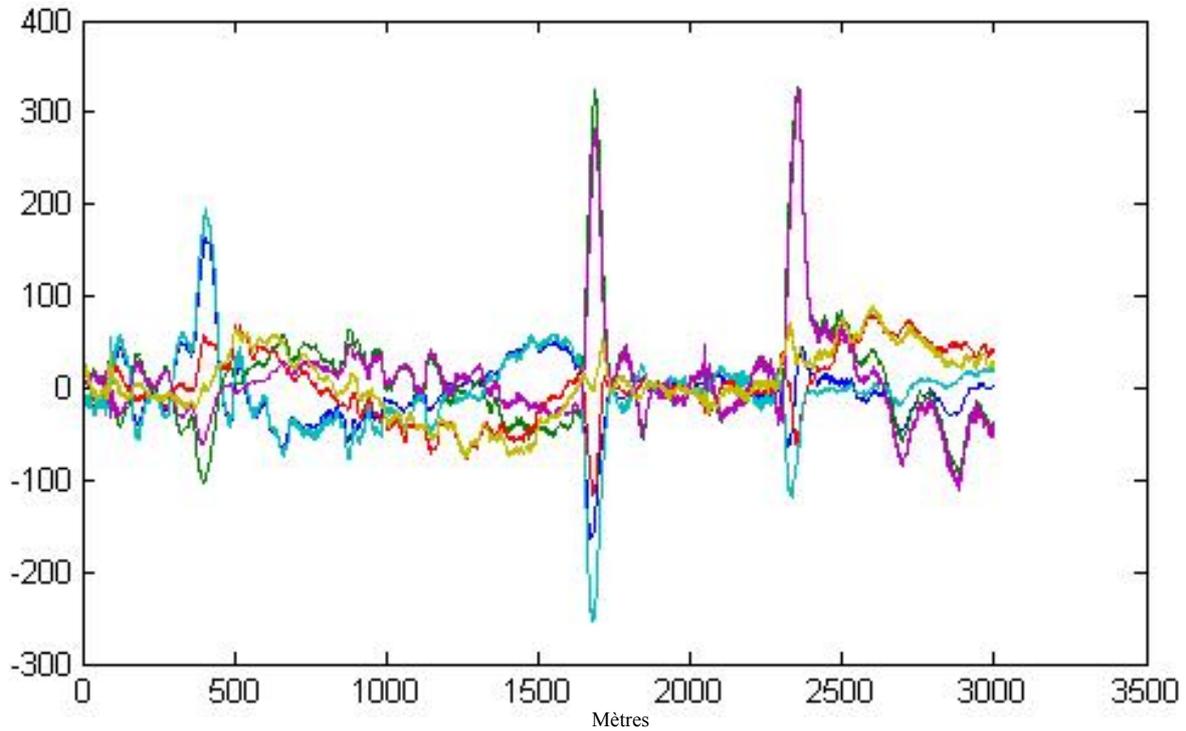


Figure 2.16- Dérivées en fonction du temps des composantes mesurées du champ magnétique

On a donc décidé de ne pas utiliser pour l'étalonnage les données pour lesquelles les variations sont les plus rapides. Le seuil a été fixé à 100 nT/s.

2.3.3 Traitement des données de la cartographie aéromagnétique

La cartographie aéromagnétique a été réalisée entre les villes de Colmar au sud et Sélestat au nord lors de cinq vols durant chacun trois à quatre heures : le 21 novembre 2004, le 7 janvier 2004, le 13 février 2004 et les 4 et 12 mars 2004. Chaque vol est précédé et suivi d'un étalonnage toujours effectué au même endroit. La zone couverte a une surface de 16 x 18 km. Elle correspond à 1637042 données magnétiques réparties en 118 profils est-ouest et 31 traverses nord-sud (figure 2.17).

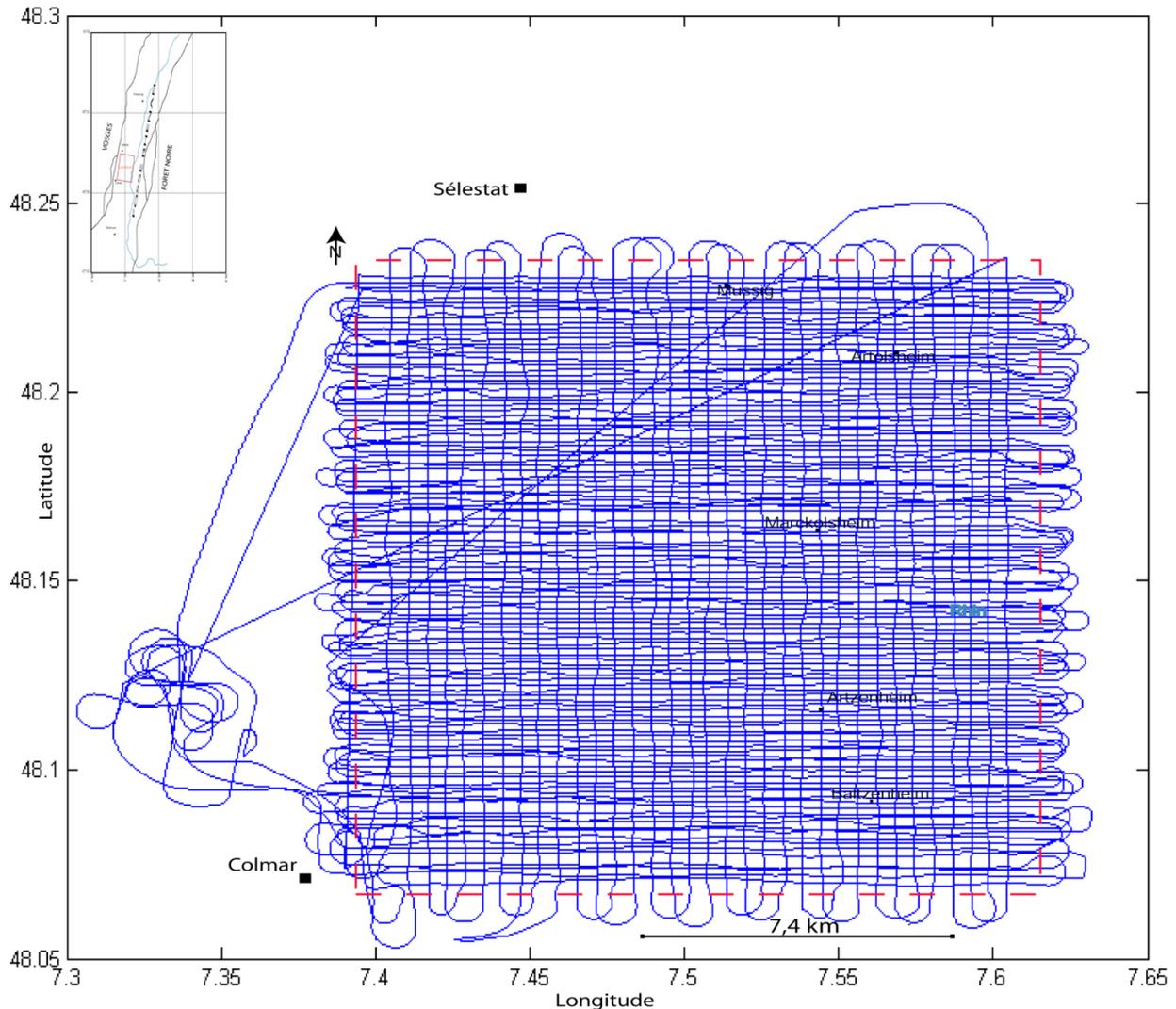


Figure 2.17- Plan de position du levé aéromagnétique réalisé en 2003-2004.

La première partie du traitement des données consiste à calculer les paramètres d'étalonnage selon les principes décrits au paragraphe précédent. Les données sont également corrigées des variations temporelles du champ magnétique terrestre enregistrées à l'observatoire de Chambon la Forêt. Elles sont rattachées à la valeur du champ magnétique mesurée à Chambon la Forêt le 1 janvier 2004 à 0 heure 0, à savoir 47525 nT.

L'édition des données des profils montre peu d'artefacts. Le seul problème rencontré est lié à l'utilisation de la radio VHF par le pilote. Dans ce cas les données magnétiques sont bruitées et elles ont été systématiquement éliminées. Les intervalles correspondant sont assez courts,

quelques minutes et l'absence de données ne pose pas de problème particulier au calcul de la grille.

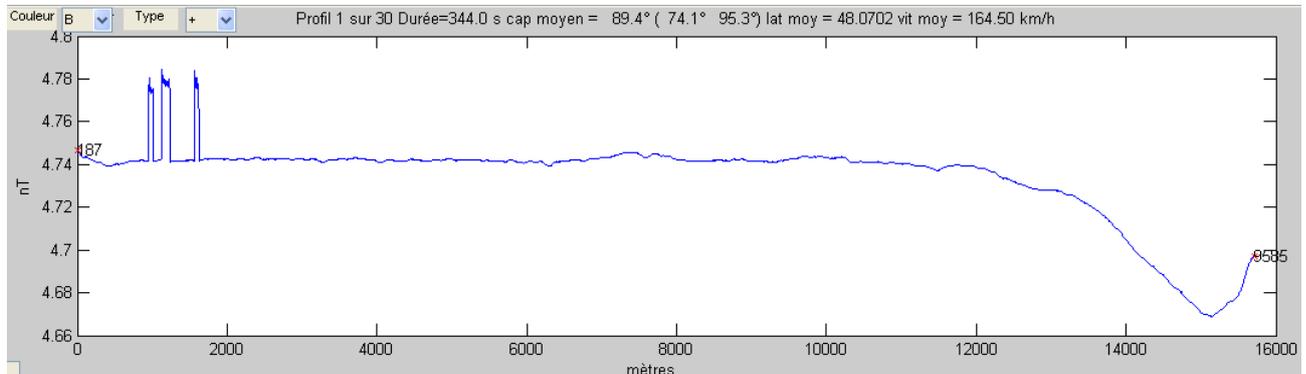


Figure 2.18- Exemple d'un profil magnétique entaché d'un bruit lié à une émission radio

Les traverses sont utilisées pour calculer les différences de champ magnétique aux points de croisement. Au total 9060 points de croisements sont formés par les 118 profils et les 31 traverses des profils magnétiques à deux capteurs.

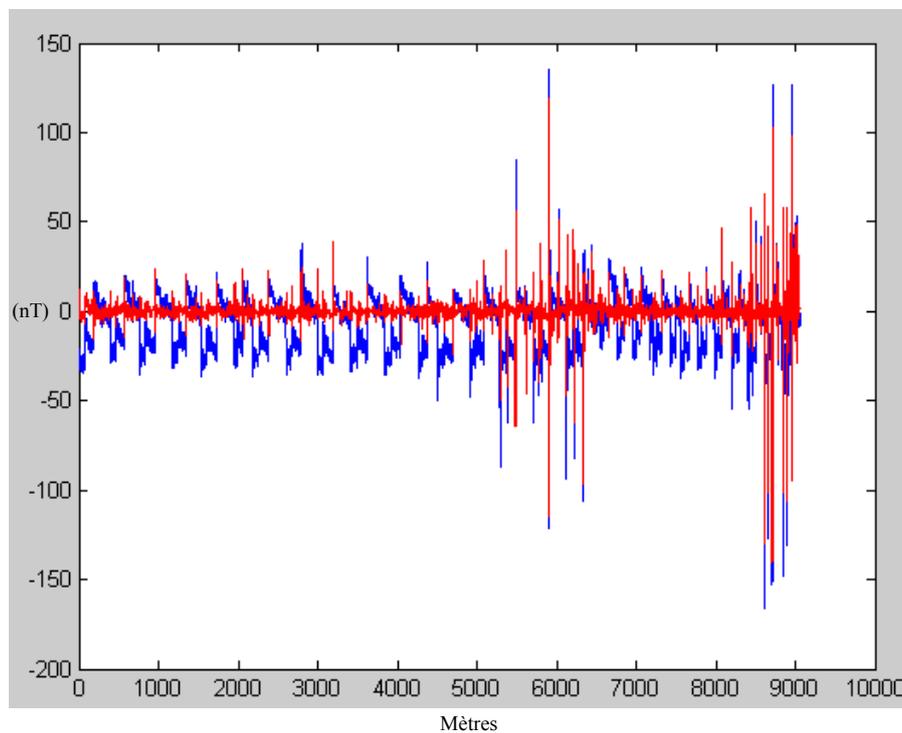


Figure 2.19- Valeurs des différences de champ magnétique aux points de croisement : en bleu, différences initiales ; en rouge, différence après calcul des constantes.

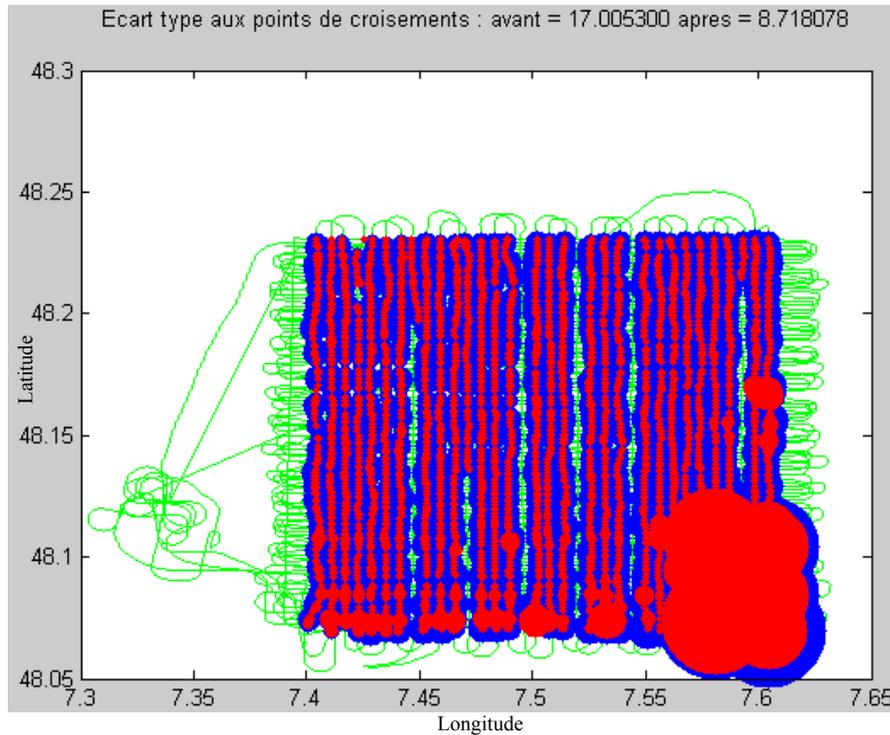


Figure 2.20- Navigation et différences de champ magnétique aux points de croisement : en bleu, différences initiales ; en rouge, différence après calcul des constantes. La taille des cercles est proportionnelle à la différence de champ au point de croisement.

L'écart type des différences de champ est de 17,0 nT. Cet écart peut s'expliquer de multiples façons :

- imprécision de la navigation,
- mauvaise prise en compte de la variation temporelle,
- erreurs d'étalonnage.

Il est difficile de leur donner une explication et il faut tout de même se rappeler que la valeur de l'écart type ne peut être directement liée au bruit de la mesure. En effet, selon les gradients horizontaux du champ magnétique, une petite erreur de navigation peut donner de grandes différences aux points de croisement. Il reste que les différences de champ aux points de croisement sont sans doute le meilleur moyen pour évaluer globalement la qualité d'un levé magnétique. Pour corriger ces écarts, différentes méthodes ont été proposées et le laboratoire utilise habituellement une méthode de calcul qui lui est propre par rapport à une procédure de calcul classique en aéromagnétisme. On considère que pour chaque profil ou traverse, le champ magnétique de chacun des deux capteurs n'est connu qu'à une constante près. Le problème

mathématique à résoudre est de calculer les constantes qui minimisent les écarts aux points de croisement. Soit P_i le i -ème profil et k_i la constante à calculer pour minimiser les écarts aux points de croisement. Il est évident que tel qu'il vient d'être posé, ce problème est indéterminé car il a une infinité de solution. Pour lever l'indétermination il faut fixer une des constantes et on choisi arbitrairement que la moyenne des valeurs des constantes est nulle. Le problème peut alors être résolu en utilisant, par exemple la méthode des moindres carrés. On forme une matrice X ayant autant de lignes que de points de croisement et autant de colonnes que de profils et traverses de deux capteurs. Dans notre cas, la matrice a 9060 lignes et 298 colonnes. Elle contient uniquement des zéros sauf à ses nœuds qui correspondent à un numéro de profils (dans ce cas on met 1) ou à un numéro de traverse (dans ce cas on met -1). Dans ce cas, si on note K le vecteur des constantes et Y le vecteur des différences de champ aux points de croisement nous avons tout simplement $Y= XK$. La solution du calcul de K au sens des moindres carrés est $K= (XX)^{-1} X^T Y$. En utilisant ce résultat on obtient un nouvel écart type pour les différences de champ aux points de croisement qui est égal à 8,7 nT (tableau 2.1). On observe sur la figure 2.20 que les différences sont les plus importantes au sud-est, là où les variations de champ magnétique sont les plus fortes. Dans ce cas, en raison des gradients plus forts du champ magnétique, une petite erreur de navigation provoque un écart important. C'est pourquoi, le calcul des constantes est répété en éliminant les points de croisement pour lesquels les différences de champ dépassent un certain seuil comme indiqué dans le tableau 2-1

Tableau 2-1- Ecart types aux points de croisement avant et après inversion des données

Seuil (nT)	Ecart type avant inversion (nT)	Ecart type après inversion (nT)
Aucun	17.0	8,7
50	15.2	5.3
25	14.6	3.5
12	14.6	2.5
6	14.3	2.0
4	14.2	1.7
2	14.2	1.0

Finalement, il reste 5993 points de croisement utilisés pour l'inversion. Les écarts restants aux points de croisement sont en accord avec la précision estimée des données magnétiques.

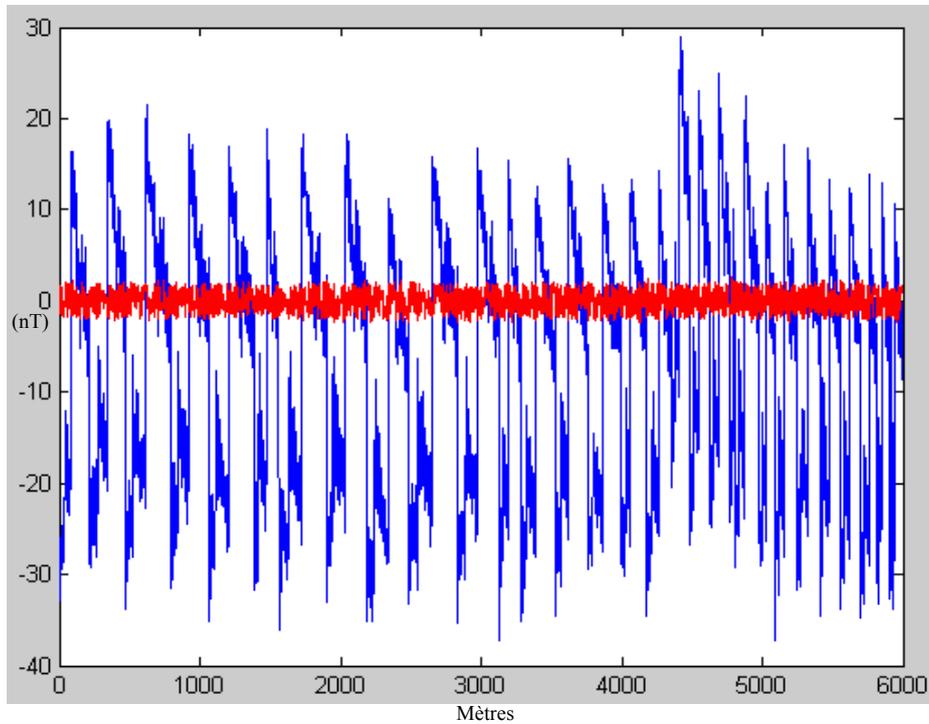


Figure 2.21- Valeurs des différences de champ magnétique finales aux points de croisement : en bleu, différences initiales ; en rouge, différence après calcul des constantes

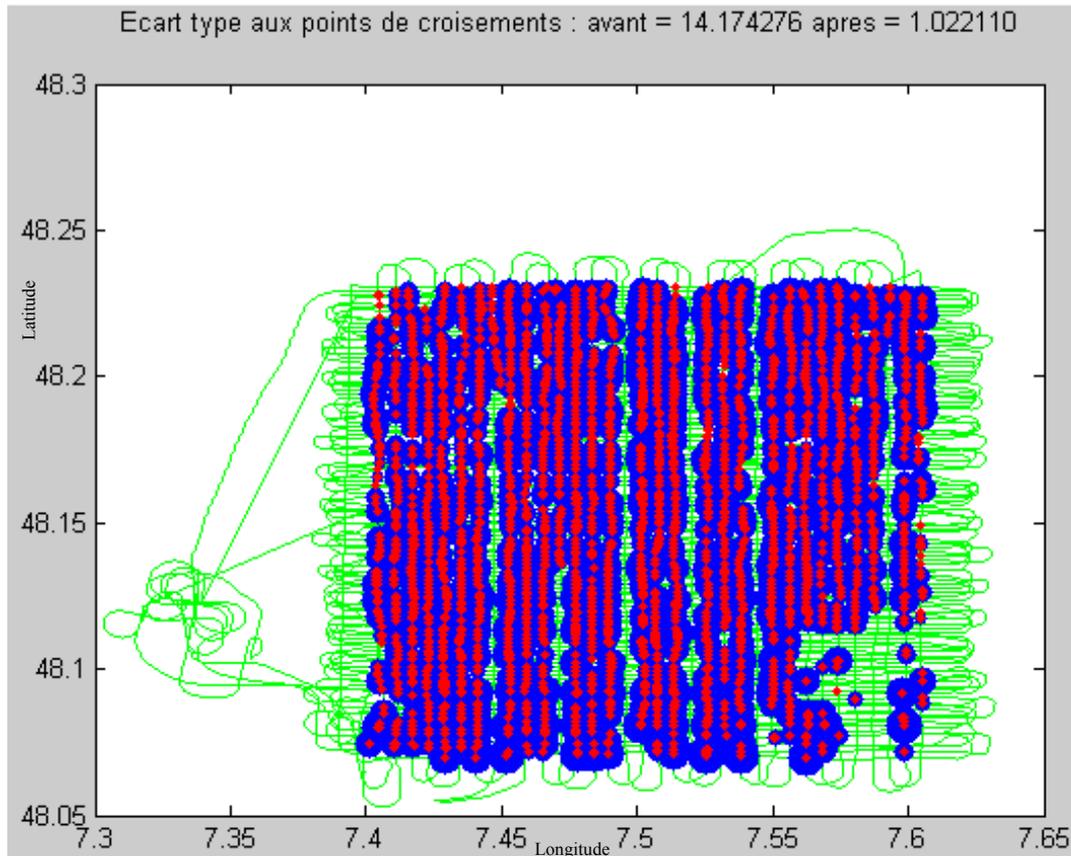


Figure 2.22- Navigation et différences de champ magnétique finales aux points de croisement : en bleu, différences initiales ; en rouge, différence après calcul des constantes. La taille des cercles est proportionnelle à la différence de champ au point de croisement.

Une autre façon de réduire les différences de champ aux points de croisement a été proposée par Sander et Mrazek [1982]. On considère que les différences sont liées à une fonction variant avec le temps, par exemple la variation temporelle. Il s'agit alors de définir un modèle mathématique de cette fonction permettant de réduire ces différences de champ. Le modèle

proposé est une fonction de la forme $g(t) = \sum_{n=1}^N A(n)\sin(n\omega t) + B(n)\cos(n\omega t)$ avec N entier

positif, n l'indice des fréquences, $A(n)$, $B(n)$ les inconnues définissant g et ω la pulsation.

Pour chaque point de croisement nous avons donc

$$g(t_{i1}) - g(t_{i2}) = \sum_{n=1}^N A(n)[\sin(n\omega t_{i1}) - \sin(n\omega t_{i2})] + B(n)[\cos(n\omega t_{i1}) - \cos(n\omega t_{i2})]$$

On calcul alors g au sens des moindres carrés terme par terme à partir de $n=0$. On cherche donc $A(n)$, $B(n)$ tels que $\sum_{i=1}^k \{G(\vec{x}_i, t_{i1}, t_{i2}) - [g(t_{i1}) - g(t_{i2})]\}^2$ soit minimum k étant le nombre de points de croisement. Nous avons un problème simple de résolution de deux équations. Si on suppose que $A(n)$ et $B(n)$ sont indépendants en fonction de n alors on peut résoudre le problème indépendamment pour chaque n , c'est-à-dire

$$\text{soit } E = \sum_{i=1}^k \{\gamma_i + A(n)\alpha_i + B(n)\beta_i\}^2$$

$$\alpha_i = \sin(n\omega t_{i1}) - \sin(n\omega t_{i2})$$

$$\text{avec : } \beta_i = \cos(n\omega t_{i1}) - \cos(n\omega t_{i2})$$

$$\gamma_i = G(\vec{x}_i, t_{i1}, t_{i2})$$

Minimiser E revient à trouver $A(n)$, $B(n)$ tels que $\frac{\partial E}{\partial A(n)} = \frac{\partial E}{\partial B(n)} = 0$

Qui donne

$$A(n) = \frac{\sum_{i=1}^k \alpha_i \gamma_i \sum_{i=1}^k \beta_i^2 - \sum_{i=1}^k \alpha_i \beta_i \sum_{i=1}^k \beta_i \gamma_i}{\sum_{i=1}^k \alpha_i^2 \sum_{i=1}^k \beta_i^2 - \left(\sum_{i=1}^k \alpha_i \beta_i \right)^2}$$

$$B(n) = \frac{\sum_{i=1}^k \beta_i \gamma_i \sum_{i=1}^k \alpha_i^2 - \sum_{i=1}^k \alpha_i \beta_i \sum_{i=1}^k \alpha_i \gamma_i}{\sum_{i=1}^k \alpha_i^2 \sum_{i=1}^k \beta_i^2 - \left(\sum_{i=1}^k \alpha_i \beta_i \right)^2}$$

On commence par $n = 0$, c'est-à-dire la composante continue de g , puis on passe à $n = 1$ en enlevant à G le résultat trouvé, ainsi de suite jusqu'à ce que toutes les différences aux points de croisement soient inférieures à une valeur fixée d'avance. Ce calcul est utilisé à la suite du précédent et réduit à 0,6 nT l'écart type des différences de champ aux points de croisement.

Différentes méthodes sont possibles pour calculer la grille de champ. Celle choisie est appelée distance inverse ; elle consiste, pour chaque nœud de la grille à remplir, à retenir les données contenues dans un disque de rayon prédéfini et de calculer la valeur moyenne pondérée à la

distance. Pour les grilles utilisées par la suite on définit un pas de 50 m et un rayon de remplissage de 200 m.

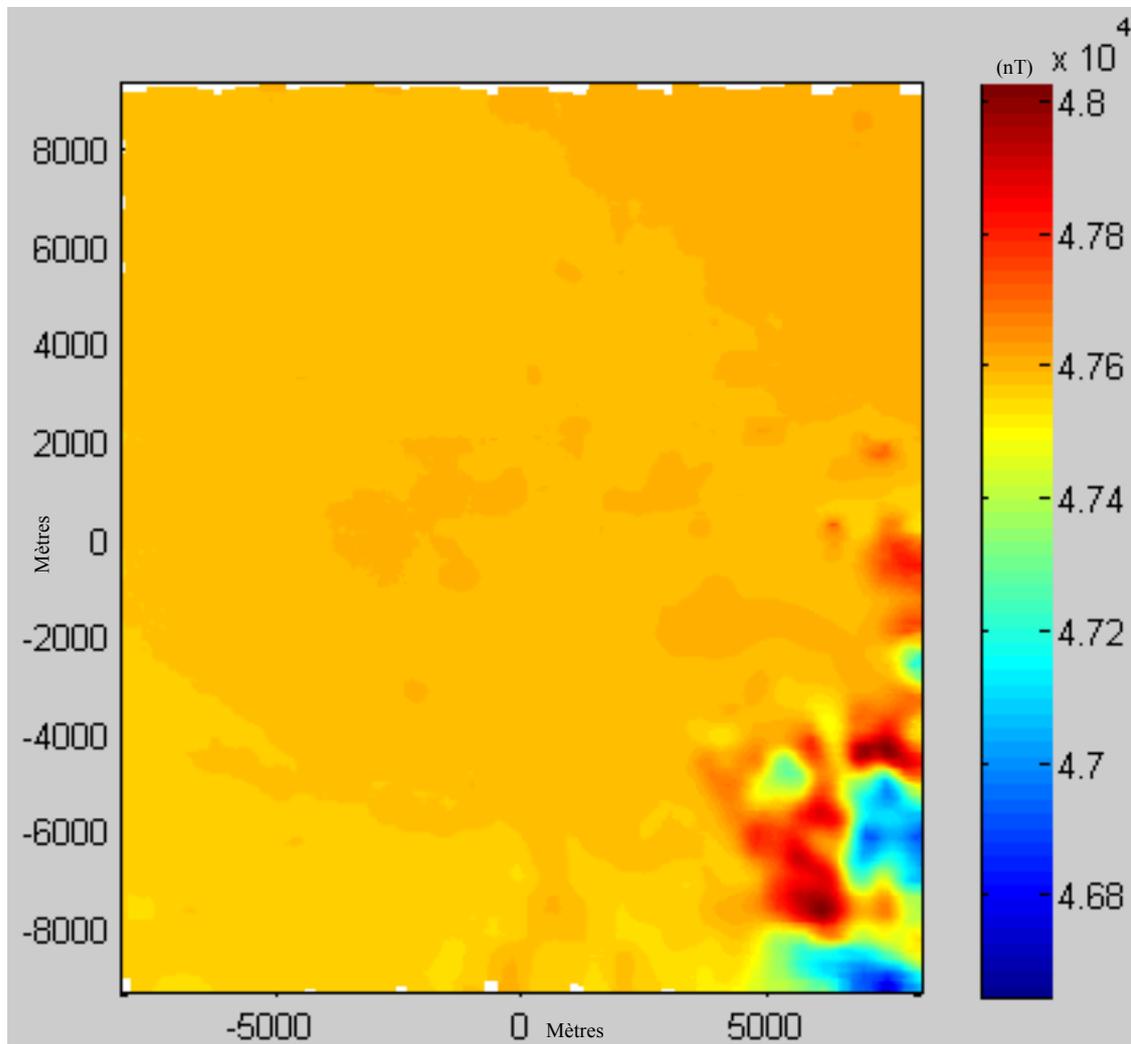


Figure 2.23- Carte de champ magnétique finale obtenue après traitement des données

La carte de champ magnétique obtenue (figure 2.23) montre de fortes variations au sud-est. On observe mieux ses détails en la seuillant de 100 nT de part et d'autre de sa valeur moyenne

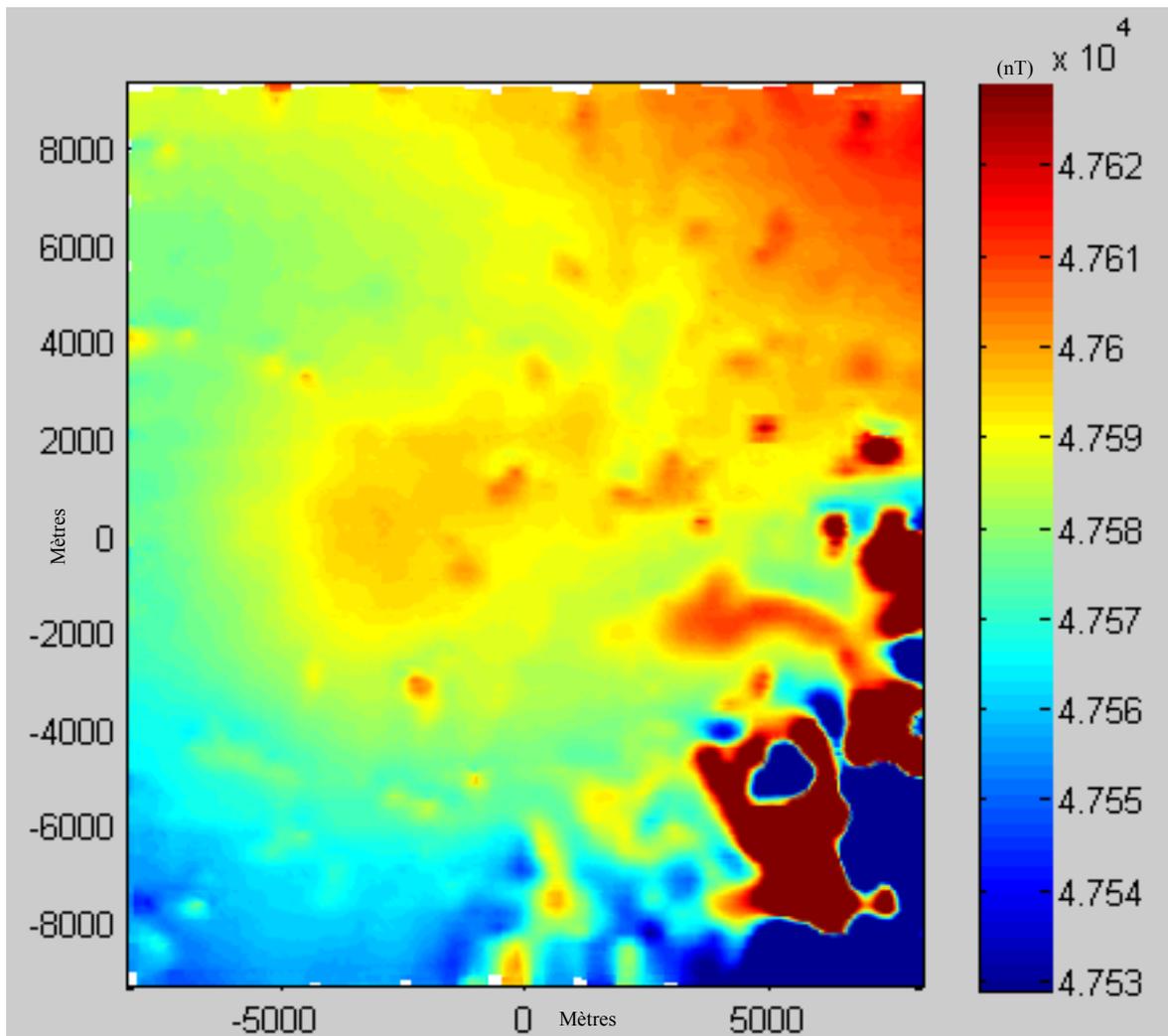


Figure 2.24- Carte de champ magnétique finale obtenue après traitement des données et seuillée.

Pour mieux voir la répartition des anomalies magnétiques, on utilise au laboratoire une représentation en couleurs équi-réparties : l'intervalle correspondant à chacune des couleurs est calculé de manière à ce que chacune de celles-ci représente la même surface. La carte de champ représentée en équipopulation est montrée dans la figure 2.25.

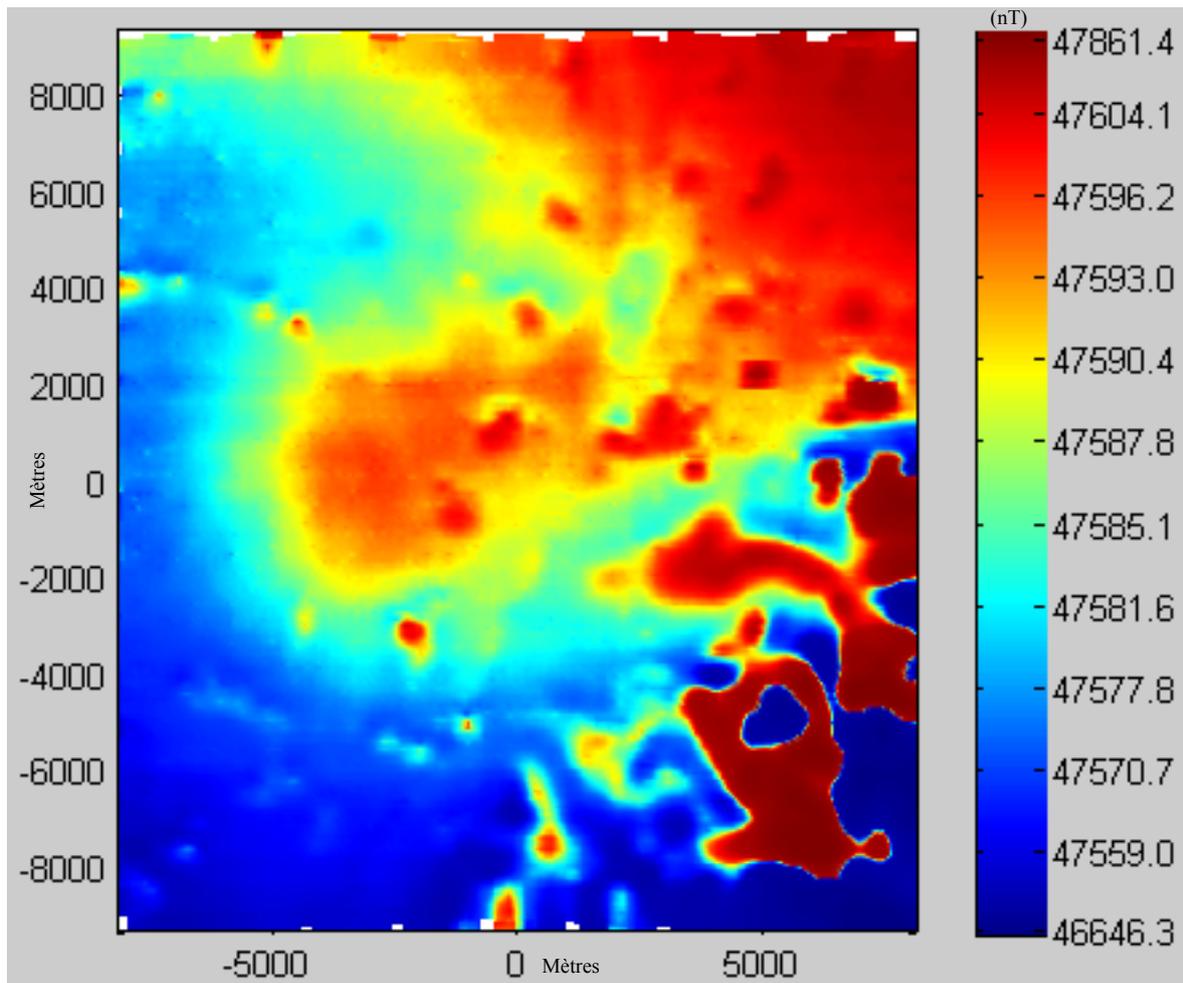


Figure 2.25- Carte de champ magnétique finale représentée en équipopulation des couleurs

La dernière transformation consiste à calculer l'anomalie par rapport au champ magnétique régional. Pour ce faire on utilise une interpolation sur le temps des données entre les modèles de champs magnétiques régionaux de 2000 et 2005 [Maus et al., 2005].

La carte d'anomalie magnétique finale est montrée par la figure 2.26

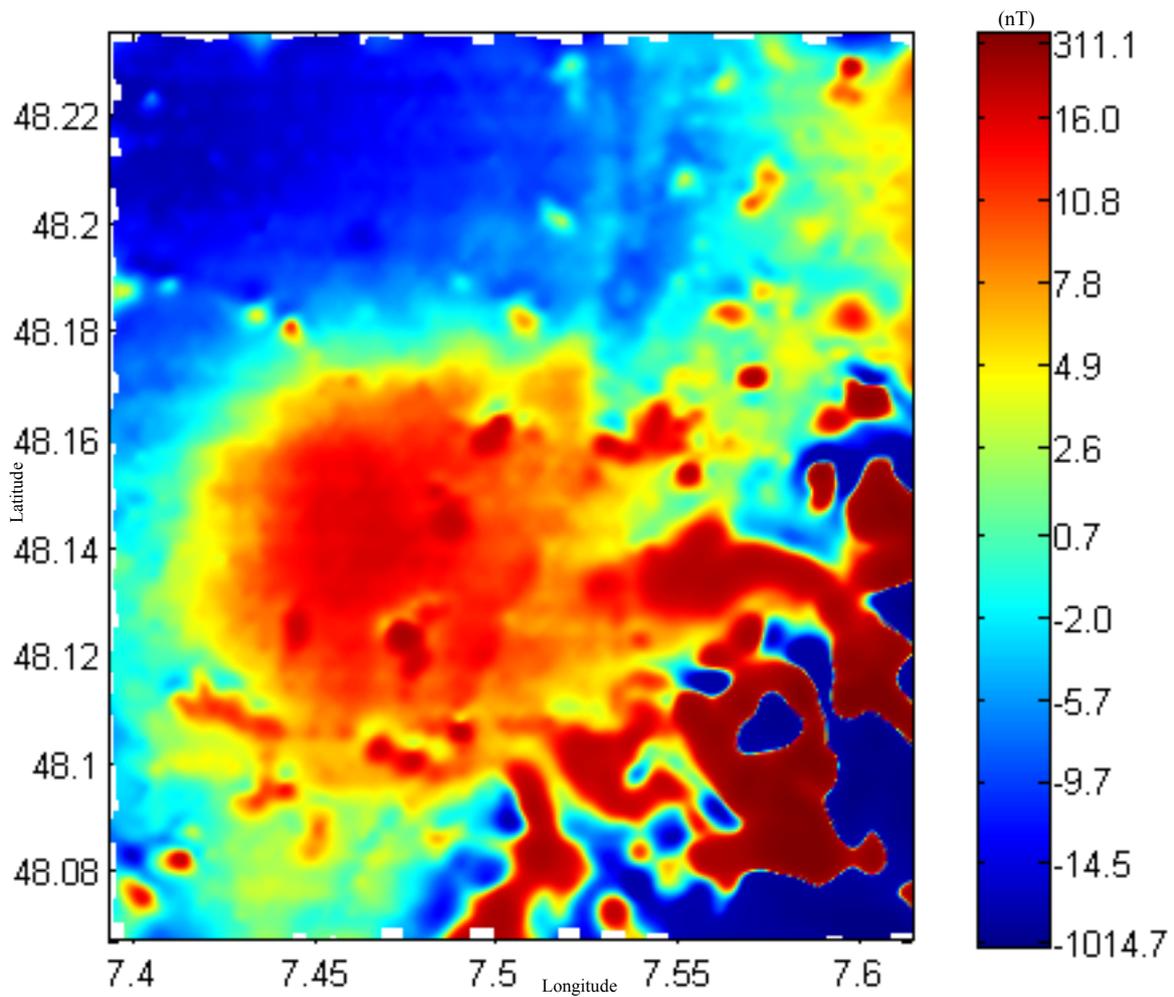


Figure 2.26- Carte d'anomalie magnétique finale en soustrayant le champ magnétique régional de la carte du champ magnétique. Représentation en équipopulation des couleurs

2.4 Synthèse concernant la qualité des données

Pour conclure cette partie, on peut se demander ce que représente la qualité des données acquises avec des capteurs magnétiques fluxgate comparé aux acquisitions habituellement réalisées, généralement avec des capteurs à pompage optique.

2.4.1 Précision et bruit des données magnétiques

Une comparaison des deux types de mesures a été réalisée [Munsch et al., 2007] sur le terrain. Le laboratoire dispose d'un magnétomètre à pompage optique (Geometrics G858) et une cartographie magnétique a été réalisée. Les cartes d'anomalie magnétique sont représentées dans la figure 2.27

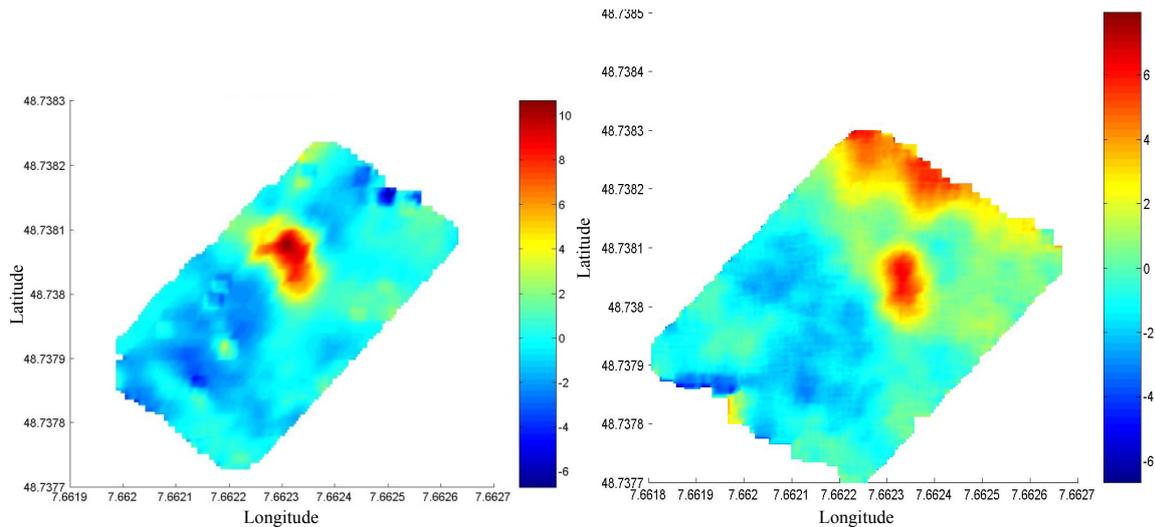


Figure 2.27- Cartes d'anomalie magnétique obtenues dans les mêmes conditions avec un capteur magnétique vectoriel fluxgate (à gauche) et un capteur à pompage optique Geometrics (à droite).

Les deux cartes sont très similaires et il est difficile de se faire une opinion sur leurs qualités respectives. On peut mieux comparer les deux acquisitions en étudiant un des profils magnétiques réalisé.

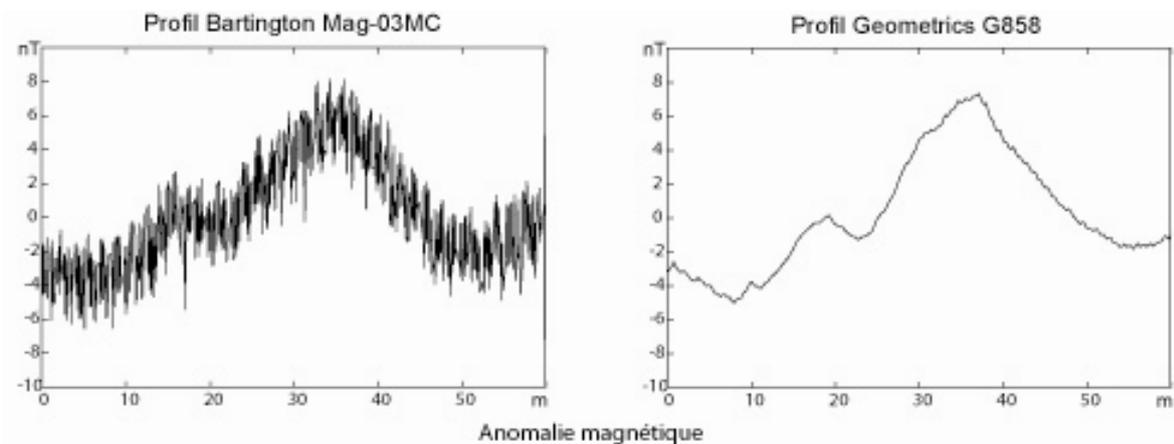


Figure 2.28- Comparaison de profils magnétiques obtenus dans les mêmes conditions de mesure

Les deux profils sont similaires mais on voit clairement que le bruit haute fréquence est nettement plus fort pour le profil fluxgate. Cependant, nous allons voir que ce bruit n'est pas un handicap. Pour ce faire nous définissons une couche équivalente à 1 m de profondeur (hauteur des mesures 1 m au dessus du sol). La couche équivalente obtenue est représentée dans la figure 2.29 et on observe que les deux modèles sont très similaires. Ils permettent de calculer une anomalie magnétique et de séparer le bruit du signal. Le bruit est dix fois plus fort dans le cas du magnétomètre fluxgate (écart type de 1,5 nT au lieu de 0,15 nT) mais il est clairement haute fréquence par rapport au signal et apparaît être gaussien. Enfin les anomalies magnétiques obtenues sont très ressemblantes et il est difficile de trouver un argument pour définir laquelle est la meilleure.

Finalement, parce que la cadence des mesures fluxgates est grande et que le bruit est gaussien, on peut considérer que la qualité des mesures est similaire à celle des autres magnétomètres habituellement utilisés sur le terrain. L'inconvénient des magnétomètres fluxgates peut donc être facilement éliminé ; par contre ceux-ci conservent leur grand avantage de faible poids et de faible consommation électrique qui permet la mesure multicapteur.

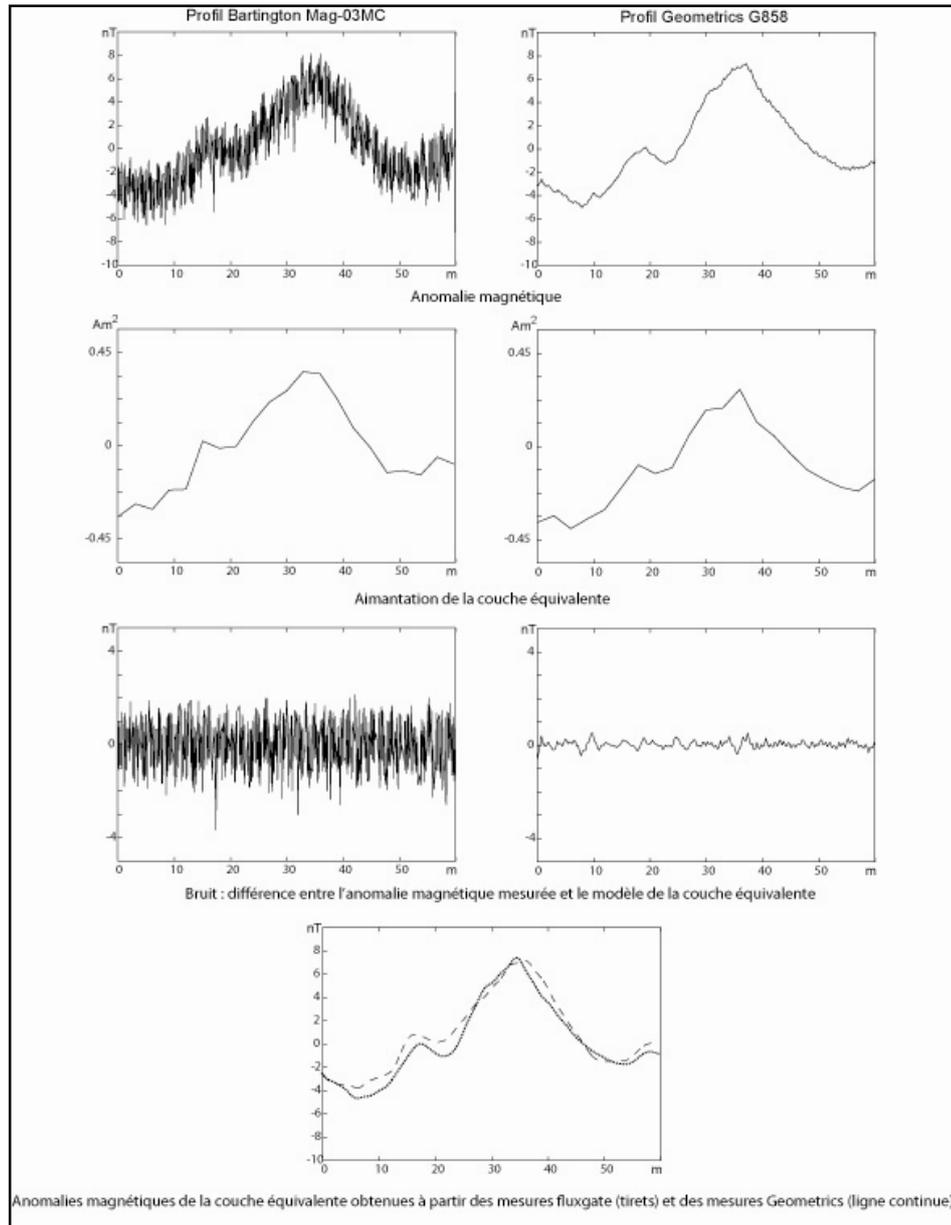


Figure 2.29- Comparaison de profils magnétiques obtenus dans les mêmes conditions de mesure. On représente de haut en bas, les mesures, la couche équivalente, le bruit et enfin l'anomalie magnétique obtenue dans les deux cas avec la couche équivalente.

2.4.2 Comparaison du levé aéromagnétique avec un levé industriel

Dans le milieu industriel, en particulier celui de la prospection géophysique pour l'exploration minière, des levés aéromagnétiques sont réalisés par des contracteurs. Fugro Airborne Surveys est un des contracteurs importants dans le domaine. Nous avons pu faire une comparaison pour

un profil provenant d'une campagne Fugro levée au Niger en 2003 (J. Roux, communication personnelle). Le levé a été réalisé à l'aide d'un avion monomoteur Cessna C208 équipé de capteurs magnétiques à pompage optique Scintrex. Le levé a été effectué à 80 m d'altitude au dessus du sol. La figure 2-30 montre la superposition du profil Fugro et de l'un de nos profils magnétiques au sol.

En zoomant progressivement sur les données on se rend compte de deux choses :

La cadence de nos mesures est beaucoup plus grande, 1,7 m en moyenne, que celle du profil Fugro, 75 m ; nos données sont plus bruitées (1 à 2 nT crête à crête), mais comme décrit précédemment la grande cadence des mesures et le bruit qui apparait gaussien font que l'on peut facilement éliminer ce bruit si on le désire.

Quoi qu'il en soit, le bruit s'élimine naturellement lors du calcul de la grille aéromagnétique.

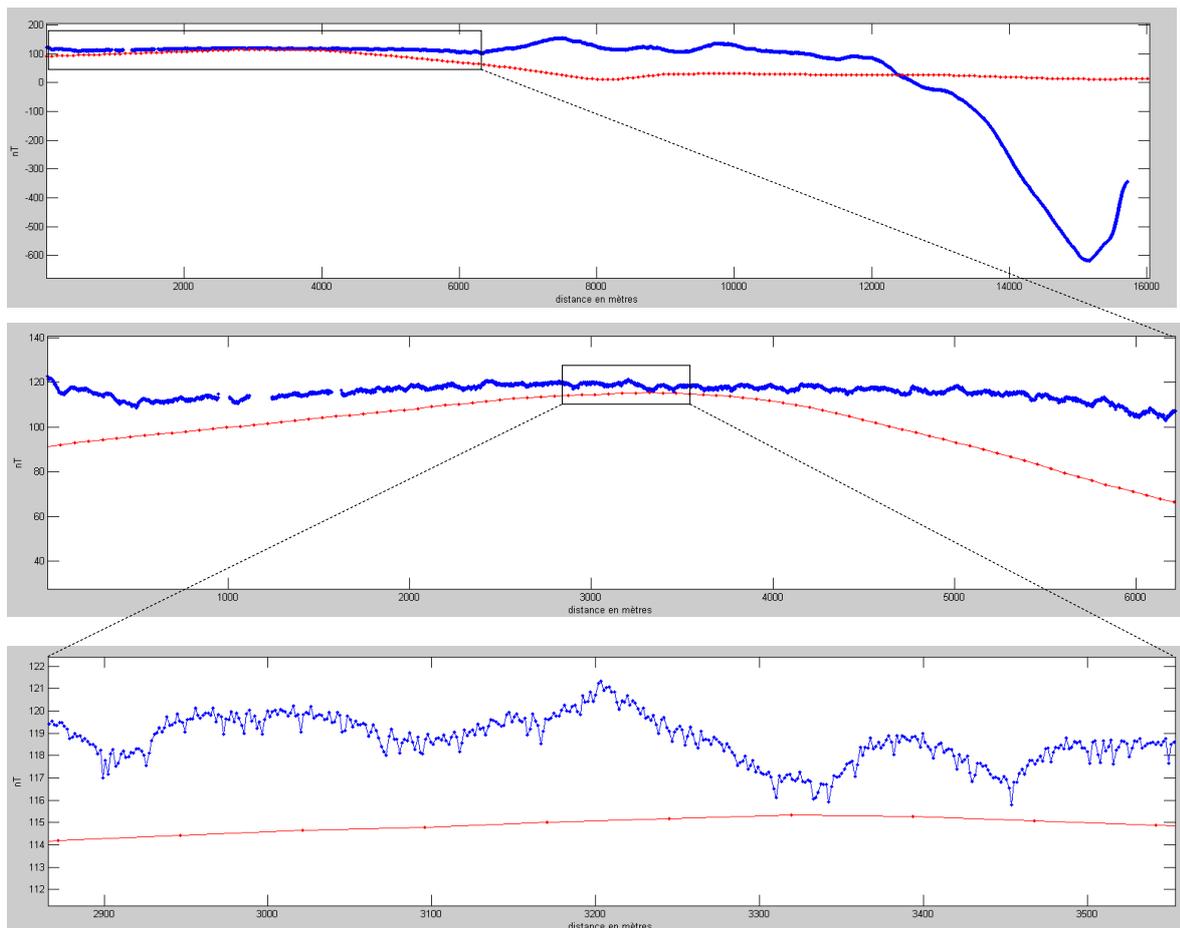


Figure 2.30- Comparaison d'un profil magnétique Fugro (en rouge) et d'un profil de notre levé

Comme nous l'avons vu, l'autre façon d'étudier le bruit d'un levé aéromagnétique est d'étudier les différences de champ magnétique au niveau des points de croisement. Pour notre cartographie, partant d'un écart type de 17,0 nT des différences aux points de croisement, nous sommes arrivés à une valeur de 0,6 nT. Dans le cas du levé Fugro, on a un écart type 0,5 nT (J. Roux, communication personnelle). On peut donc en conclure que bien qu'apparaissant plus bruitées à première vue, nos données après traitement ont une qualité similaire à ce qui est obtenu dans le domaine industriel.

Finalement, on se rend compte que les capteurs magnétiques de type fluxgate présentent de réels avantages pour la cartographie magnétique. La qualité des données acquises pourrait être améliorée en réduisant le bruit des mesures et en compensant mieux le magnétomètre.

Vu les spécifications des magnétomètres fluxgate, le point faible de la chaîne de mesure est le numériseur. Il faut bien comprendre qu'au contraire des magnétomètres scalaires, la numérisation de données fluxgate est beaucoup plus difficile à réaliser car le signal à numériser est susceptible de varier d'environ 90000 nT en quelques secondes alors que l'on veut une précision de l'ordre de 0,1 nT. Cela suppose de disposer d'un numériseur très précis et rapide. Celui que nous utilisons actuellement manque de précision.

Le calcul des constantes d'étalonnage et de compensation des aimantations liées au capteur est l'autre point sensible pour obtenir des données de qualité. Le modèle mathématique utilisé est peut être trop simpliste et pourrait sans doute être amélioré. L'autre avancée serait d'associer au système de mesure une centrale d'attitude, pas nécessairement très précise qui permettrait de calculer plus simplement les constantes d'étalonnage et mieux comprendre le signal résiduel.

**Chapitre III : Méthodes
d'interprétation des cartes
magnétiques**

Chapitre 3 Méthodes d'interprétation des cartes magnétiques

En cartographie magnétique, une anomalie est considérée comme le reflet d'une perturbation dans le champ magnétique qui provient d'un changement local dans l'aimantation ou dans les contrastes d'aimantation.

Ces anomalies magnétiques observées sont souvent difficiles à interpréter même dans le cas de sources à géométrie simple, notamment à cause de leur forme différente et leur amplitude très variable par rapport à celle de la source. La nature asymétrique des anomalies est la conséquence même de la nature des sources aimantées. La forme de l'anomalie dépend fortement de la direction du vecteur aimantation mais aussi, comme nous le verrons plus loin, de la direction du champ magnétique régional.

Ainsi des distributions magnétiques identiques en forme mais différentes en directions d'aimantation peuvent produire des anomalies de formes différentes et les valeurs maximales de l'anomalie magnétique peuvent se trouver à l'extérieur de la projection verticale de la distribution et cela, contrairement à l'anomalie gravimétrique où les valeurs maximales se situent à l'aplomb des sources. Ce phénomène engendre une difficulté dans la recherche d'une corrélation entre l'anomalie magnétique observée et les structures géologiques causatives. Cependant on peut aussi voir cette difficulté comme une richesse supplémentaire de la méthode magnétique comparé à la méthode gravimétrique.

Pour résoudre ce problème et ramener l'anomalie magnétique à l'aplomb de sa source, un calcul de changement de phase du signal magnétique est souvent utilisé ; il s'agit de la réduction au pôle. La transformation est réalisée dans le domaine spectral ou de Fourier au moyen d'un filtre agissant uniquement sur la phase. L'idée du changement de phase a été formulée par l'intermédiaire de la technique de la réduction au pôle [Baranov, 1957 ; Baranov et Naudy 1964]. L'inconvénient de la réduction au pôle est qu'elle nécessite la connaissance de la direction du vecteur d'aimantation de la source qui est souvent un paramètre difficile à connaître. C'est pourquoi on suppose communément que l'aimantation de la source est purement induite, en conséquence elle possède une direction identique à la direction du champ magnétique supposé connu, par exemple grâce aux modèles géomagnétiques globaux (e.g. IGRF International Geomagnetic Reference Field). Mais, si l'hypothèse d'une aimantation induite dominante est

valable dans certaines situations, dans d'autres cas, lorsqu'une composante d'aimantation rémanente contribue de manière prédominante à la source du signal magnétique, cette hypothèse conduit à une erreur considérable.

Une solution pour la localisation de la source est le calcul du signal analytique dont le principe consiste à transformer le signal magnétique réel en une fonction holomorphe [Nabighian, 1972 ; 1984]. La méthode de calcul est bien établie à deux dimensions ; il n'en va pas de même à trois dimensions [Mohan, 1993 ; Salem et al., 2002 ; Baala, 2005].

D'autres méthodes de transformation sont proposées et font le moins possible appel à des hypothèses sur les structures et leurs aimantations. Ces méthodes servent à localiser les structures magnétiques dans le plan horizontal et en profondeur par le biais d'opérateurs de transformation qui ont pour but d'atténuer ou au contraire rehausser certaines informations contenues dans les données de champ magnétique, cartes ou profils. Les transformations se font le plus souvent dans le domaine spectral. Dans ce chapitre, je présente le contexte mathématique de ces transformations et leurs applications sur les données réelles au chapitre 5. En premier temps je donne une brève description du champ magnétique principal et sa relation avec l'aimantation, l'anomalie magnétique et le potentiel ; ensuite je développe les formules des opérateurs de transformation du champ magnétique à savoir, la dérivation et l'intégration, le prolongement et la réduction au pôle ; ensuite on décrit les signaux analytique et monogénique et leurs propriétés et enfin, pour l'estimation de la profondeur la transformation par couche équivalente ainsi que une méthode plus récente dite tilt-angle.

3.1 Le champ magnétique principal

Dans un repère orthonormé, le champ magnétique principal B peut se définir par trois composantes (X, Y, Z) , avec Z la composante verticale positive vers le bas et X et Y les composantes horizontales respectivement positives vers le Nord et vers l'Est géographique (figure 3.1). La projection horizontale du champ est notée H . Les deux angles donnant la direction de B sont l'inclinaison I pour l'angle avec l'horizontale (positive vers le bas), et la déclinaison D pour l'angle avec le nord géographique (positive vers l'Est).

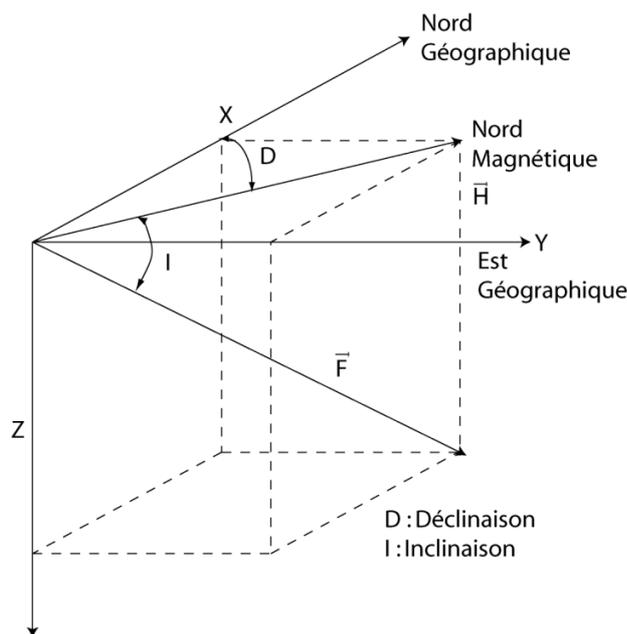


Figure 3.1- Schéma des caractéristiques du champ magnétique B

Les relations entre les composantes et les angles sont :

$$\begin{cases} X = F \cos D \cos I \\ Y = F \sin D \cos I \\ Z = F \sin I \end{cases} \quad \begin{cases} H = \sqrt{X^2 + Y^2} = F \cos I \\ D = \tan^{-1}(X/Y) \\ I = \tan^{-1}(Z/H) \end{cases} \quad (3.1)$$

3.2 Variation temporelle du champ magnétique

Le champ magnétique subit constamment des variations temporelles dites transitoires d'origine externe, telles que les variations journalières et les variations d'agitation, que l'on doit prendre en compte lorsque leur amplitude est non négligeable par rapport à l'amplitude des anomalies magnétiques étudiées [Le Mouël, 1969].

Dans nos cartographies, toutes les données sont corrigées des variations temporelles du champ magnétique terrestre en prenant pour référence les données de l'observatoire magnétique national de Chambon la Forêt. Elles sont rattachées à la valeur du champ magnétique mesuré à Chambon la Forêt le 1^{er} janvier 2004 à 0 heure 0 ; à cette date le champ total observé a une valeur de 47525 nT.

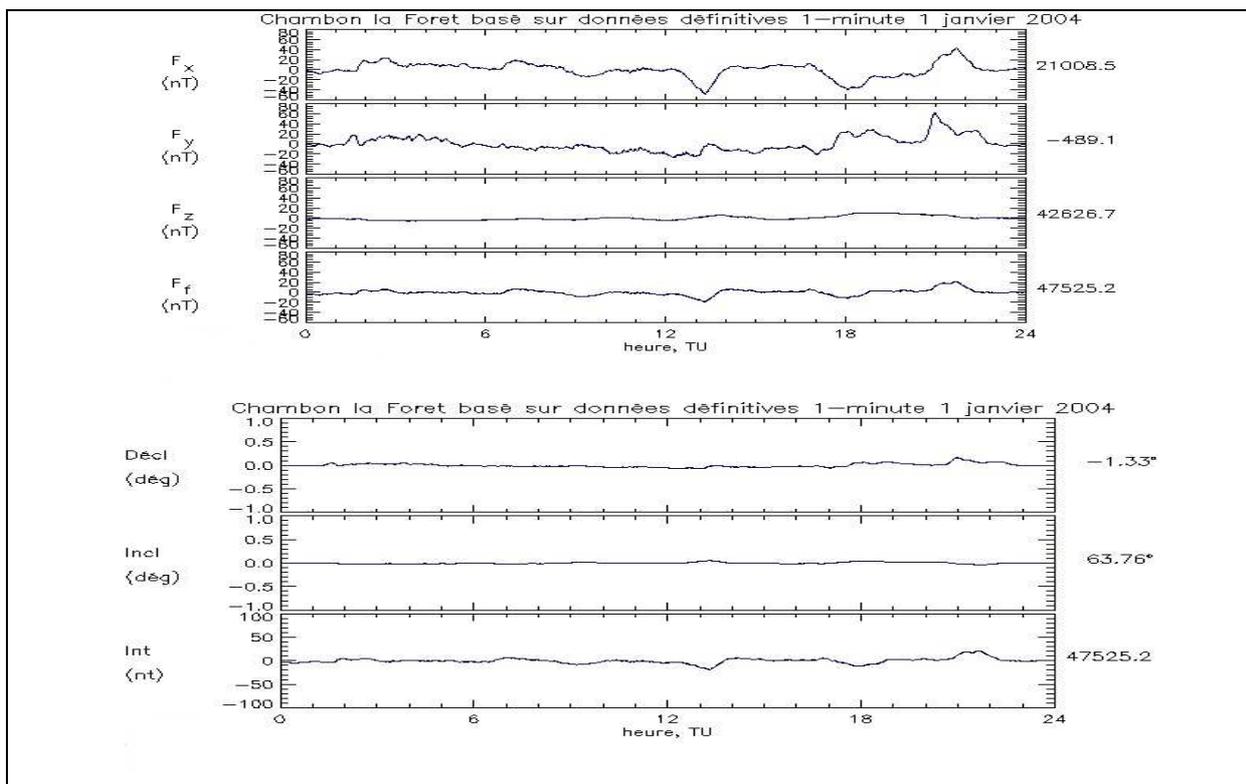


Figure 3.2- Les valeurs moyennes journalières du champ magnétique principal, de son inclinaison et de sa déclinaison à Chambon la Forêt le premier janvier 2004. Les magnétogrammes montrent des variations de quelques dizaines de nT pour les valeurs du champ principal et du dixième de degré pour l'inclinaison et la déclinaison.

3.3 Aimantation, anomalie et potentiel magnétique

3.3.1 Aimantation

Les aimantations à l'origine des anomalies magnétiques que nous mesurons sont des aimantations qui sont des vecteurs. Selon la nature de la roche, du sédiment ou du sol, deux grandes classes d'aimantation peuvent se manifester : l'aimantation rémanente et l'aimantation induite. Evidemment, les catégories d'aimantations sont bien plus nombreuses que cela, mais, en termes d'interprétation en méthodes potentielles, nous n'avons à priori pas besoin de plus de détail.

L'aimantation rémanente correspond à une aimantation permanente stable, indépendante du champ magnétique actuel. Elle s'est mise en place selon des processus très variables selon la roche : enregistrement du champ magnétique à l'époque de la cristallisation pour les roches ignées ; dépôt de sédimentation lente pour les roches sédimentaires. L'intensité de l'aimantation

rémanente d'un corps rocheux dépend de la proportion de minéraux ferromagnétiques présents, de l'intensité du champ géomagnétique qui régnait lors de l'apparition de l'aimantation rémanente et de l'évolution géologique de la roche [Sharma, 1978]. Mis à part les roches d'origine magmatique, son intensité est faible par rapport à celle de l'aimantation induite.

L'aimantation induite (J) correspond à la variation réversible de l'aimantation en fonction du champ inducteur, le champ géomagnétique H . Par sa susceptibilité magnétique (χ), elle est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique ($J = \chi H$). Son orientation est dans la direction du champ normal.

3.3.2 L'anomalie magnétique

En géophysique, on définit l'anomalie magnétique comme étant la différence entre la mesure de l'intensité du champ magnétique terrestre et l'intensité d'un modèle (IGRF en général). Il ne s'agit donc pas d'une différence vectorielle mais d'une différence scalaire. En effet en cartographie magnétique, il n'existe pas de capteur suffisamment précis pour mesurer les trois composantes du champ magnétique terrestre dans un repère bien défini. Des capteurs vectoriels précis fluxgate existent, mais il n'existe pas d'appareils suffisant précis pour les orienter par rapport à un référentiel terrestre sans dégrader notablement les mesures.

Soit \vec{M} le champ magnétique au point de mesure. Nous ne mesurons que $\|\vec{M}\|$ et nous connaissons le champ magnétique régional (\vec{R}). L'anomalie magnétique est définie par

$$F = \|\vec{M}\| - \|\vec{R}\| \quad (3.2)$$

Le terme "anomalie de l'intensité du champ magnétique terrestre" serait plus propre à la définition.

Le champ magnétique dû à l'anomalie est $\vec{B} = \vec{M} - \vec{R}$. Nous cherchons donc à obtenir F à partir de \vec{B} et nous avons

$$F = \|\vec{M}\| - \|\vec{R}\| = \|\vec{R} + \vec{B}\| - \|\vec{R}\| \quad (3.3)$$

Il n'est pas possible d'aller plus loin et on voit ainsi que l'anomalie magnétique telle qu'elle est définie ne permet pas de faire de comparaison avec le vrai champ d'anomalie si \vec{R} n'est pas

connu et si la mesure n'est pas vectorielle. On trouve cependant une relation, à condition de faire une approximation. Supposons que l'anomalie est petite en intensité comparée au champ magnétique régional, nous avons alors

$$\|\vec{R} + \vec{B}\| = \sqrt{\vec{R} \cdot \vec{R} + 2(\vec{B} \cdot \vec{R}) + \vec{B} \cdot \vec{B}} \quad (3.4)$$

Avec notre approximation, nous aurons

$$\|\vec{R} + \vec{B}\| \approx \sqrt{\vec{R} \cdot \vec{R} + 2(\vec{B} \cdot \vec{R})} \approx \sqrt{\vec{R} \cdot \vec{R}} + \frac{\vec{B} \cdot \vec{R}}{\sqrt{\vec{R} \cdot \vec{R}}} \quad (3.5)$$

d'où

$$F \approx \frac{\vec{B} \cdot \vec{R}}{\sqrt{\vec{R} \cdot \vec{R}}} = \|\vec{B}\| \cos(\vec{B}, \vec{R}) \quad (3.6)$$

F est donc la projection du champ d'anomalie sur le vecteur champ magnétique régional. Cela revient à calculer la dérivée du potentiel dans la direction du champ magnétique régional.

La relation ci-dessus peut également être vue géométriquement. Soit α l'angle entre le champ mesuré et le champ régional. Si on suppose α petit, la relation précédente se trouve immédiatement comme indiqué dans la figure 3.3 :

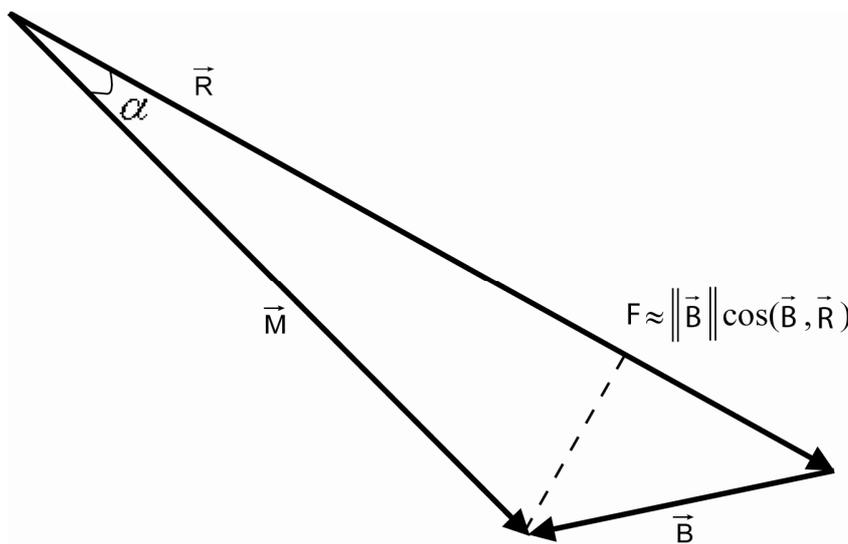


Figure 3.3- Définition de l'anomalie magnétique

3.3.3 Anomalie et potentiel magnétiques

Le potentiel magnétique est une fonction scalaire dont le gradient est le champ magnétique, $\vec{B} = -\nabla A$ avec $\nabla = (\frac{\delta}{\delta x}, \frac{\delta}{\delta y}, \frac{\delta}{\delta z})$. L'anomalie magnétique telle qu'elle vient d'être décrite, s'écrit donc $F = -\frac{\partial A}{\partial x} \cos i \cos d - \frac{\partial A}{\partial y} \cos i \sin d - \frac{\partial A}{\partial z} \sin i$ avec i et d , l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique régional.

Enfin, en méthodes potentielles, nous utilisons la propriété fondamentale que le Laplacien du potentiel est nul, ce qui est toujours vrai en dehors des sources aimantées :

$$\Delta A = 0 = \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2}$$

3.4 Méthodes d'interprétation et opérateurs de transformation

Rappelons que les allures des anomalies sur les cartes ou les profils reflètent grossièrement celles des structures mais avec *un effet d'étalement* fonction de la distance entre les mesures et les sources et *un effet de mélange* lorsqu'il y a plusieurs sources distinctes pas trop éloignées. Pour corriger ces effets on fait appel aux opérateurs de transformation. Nous allons présenter dans cette section ces opérateurs qui vont nous servir dans l'interprétation des données réelles acquises lors de notre campagne de prospection magnétique ou aéromagnétique dans le fossé Rhénan. On donnera pour chaque méthode de transformation, son développement mathématique et ses avantages et inconvénients pour ce qui concerne l'interprétation qualitative et quantitative des données.

Toutes les fonctions que nous donnons sont développées dans le domaine spectral. L'expression spectrale en méthodes potentielles est plus simple à obtenir et comprendre physiquement, mais aussi plus rapide. Cela constitue deux avantages déterminants. Cependant la lourdeur de l'utilisation des fonctions dans le domaine spectral est liée au fait qu'il faut remplir l'ensemble du plan avec des données, quelque soit la localisation du levé. Cela nécessite de faire des extrapolations qui affectent nécessairement le signal. Dans notre cas, le levé étant à peu près rectangulaire, la zone d'extrapolation est très limitée et n'affecte sans doute pas le signal.

3.4.1 L'opérateur de dérivation

Dans le cas où plusieurs structures sont assez proches et situées à des profondeurs comparables, le signal magnétique mesuré montre l'existence d'une seule anomalie. Une dérivation verticale permet d'amplifier les courtes longueurs d'onde de manière à mieux distinguer les différentes anomalies dont la source est différente.

Soit $g(x, y, z)$ une fonction de \mathfrak{R}^3 dont le Laplacien est nul et $G(u, v, w)$ son spectre, alors

$$g(x, y, z) = \iiint G(u, v, w) e^{-2i\pi(ux+vy+wz)} \delta u \delta v \delta w \quad (3.7)$$

avec u, v et w les fréquences correspondant respectivement à x, y et z .

Soit α un vecteur unitaire de \mathfrak{R}^3 et l, m et n ses cosinus directeurs. Nous avons

$$\frac{\partial}{\partial \alpha} = l \frac{\partial}{\partial x} + m \frac{\partial}{\partial y} + n \frac{\partial}{\partial z} \quad (3.8)$$

La dérivée de g dans la direction α s'écrit

$$\frac{\partial}{\partial \alpha} g(x, y, z) = \iiint G(u, v, w) \left(l \frac{\partial}{\partial x} + m \frac{\partial}{\partial y} + n \frac{\partial}{\partial z} \right) e^{-2i\pi(ux+vy+wz)} \delta u \delta v \delta w \quad (3.9)$$

Dans le domaine spectral, en écrivant G'_α la dérivée de G dans la direction de α on obtient donc

$$G'_\alpha = -2i\pi(lu + mv + nw)G \quad (3.10)$$

L'expression spectrale en trois dimensions de l'opérateur de dérivation est donc

$$-2i\pi(lu + mv + nw) \quad (3.11)$$

Il est évident que la dérivée seconde revient à appliquer deux fois l'opérateur et que l'intégration de la fonction correspond à prendre l'inverse de l'opérateur. De façon générale, l'opérateur est donc

$$O_d = \{-2i\pi(lu + mv + nw)\}^n \quad (3.12)$$

Avec n positif pour la dérivée n ième et n négatif pour l'intégrale n ième. Une question pouvant paraître incongrue se pose alors. Le terme n doit-il être entier ? Les mathématiciens ont répondu depuis plusieurs siècles à cette question et ont généralisé la notion d'intégration et de

dérivation à un ordre non entier. On est effectivement tout à fait en droit de considérer que n peut être réel.

Si le laplacien de g est nul on a

$$\Delta g = \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 0 \quad (3.13)$$

Ce qui correspond dans le domaine spectral à

$$4\pi(u^2 + v^2 + w^2)G = 0 \quad (3.14)$$

Etant donné que l'on ne s'intéresse pas au cas où $G=0$ on a alors

$$4\pi(u^2 + v^2 + w^2)G = 0 \Leftrightarrow w = \pm i\sqrt{u^2 + v^2} \quad (3.15)$$

Pour une fonction à deux dimensions, c'est à dire une carte, l'opérateur est donc

$$O_{d_{carte}} = \left\{ -2i\pi(lu + mv \pm in\sqrt{u^2 + v^2}) \right\}^n \quad (3.16)$$

et pour une fonction à une dimension $g(x)$, c'est à dire un profil, l'opérateur est donc

$$O_{d_{profil}} = \left\{ -2i\pi(lu \pm in|u|) \right\}^n \quad (3.17)$$

Nous obtenons ainsi l'expression dans le domaine spectral de toute dérivation ou intégration d'ordre réel à appliquer à une carte ou un profil.

3.4.2 L'opérateur de prolongement

Le prolongement consiste à déplacer artificiellement le plan d'observation et à calculer le champ que l'on observerait en ces nouveaux points à partir des données recueillies sur le terrain. On distingue deux types de prolongement.

Le prolongement vers le haut consiste en une atténuation de l'amplitude et un lissage qui est une transformation qui fait passer l'anomalie de l'altitude $z = 0$ à l'altitude $z > 0$. En électronique, cela correspond à un filtre passe-bas qui permet d'atténuer les anomalies de grande longueur d'onde.

Le prolongement vers le bas est l'inverse du prolongement vers le haut, son expression est la même, mais le signe du changement d'altitude est opposé. L'inconvénient de ce filtre passe-haut

est l'instabilité en présence de bruit : il peut amplifier énormément les hautes fréquences selon la valeur du prolongement. Son application est très limitée pour l'estimation de la profondeur des sources.

Soit $g(x, y, z)$ une fonction de \mathfrak{R}^3 dont le laplacien est nul. Nous nous intéressons à une carte à une altitude z_1 nous avons

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} g(x, y, z_1) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} g(x, y, z_1) + \frac{\partial^2}{\partial z^2} g(x, y, z_1) = 0 \quad (3.18)$$

qui donne dans le domaine spectral :

$$-4\pi^2(u^2 + v^2)G_{z_1}(u, v, z_1) + \frac{\partial^2 G_{z_1}(u, v, z_1)}{\partial z^2} = 0 \quad (3.19)$$

Si nous connaissons la valeur du spectre pour $z = 0$ alors une solution à cette équation différentielle du deuxième ordre est :

$$G_{z_1}(u, v, z_1) = G(u, v, 0)e^{2\pi\sqrt{u^2+v^2}z_1} \quad (3.20)$$

L'opérateur de prolongement pour une carte est donc

$$O_{P_{carte}} = e^{2\pi\sqrt{u^2+v^2}z_1} \quad (3.21)$$

et l'opérateur de prolongement pour un profil est

$$O_{P_{profil}} = e^{2\pi|u|z_1} \quad (3.22)$$

3.4.3 L'opérateur de réduction au pôle

Comme cité avant, l'anomalie magnétique présente un signal non symétrique dont le maximum ou le minimum ne se trouvent généralement pas à l'aplomb de la source causative sauf dans deux lieux sur Terre, les pôles magnétiques, où le vecteur champ magnétique régional est vertical. La réduction au pôle consiste à transformer un profil ou une carte magnétique de telle sorte que le nouveau profil ou la nouvelle carte correspondent à ce que l'on obtiendrait si le champ magnétique régional était vertical [Baranov, 1957].

La réduction au pôle découle tout naturellement de la définition de l'anomalie magnétique. En effet le potentiel magnétique ne dépendant pas de la direction du champ magnétique régional, il suffit de dériver alors dans la direction du champ magnétique vertical.

L'opérateur dans le domaine spectral s'écrit
$$\frac{i\sqrt{u^2 + v^2}}{lu + mv + in\sqrt{u^2 + v^2}}$$

On peut, de la même manière, pratiquer ce type d'opération pour l'aimantation. En effet l'aimantation étant un vecteur, le même type de transformation peut être réalisé et l'opérateur sera le même que précédemment.

Finalement, si on connaît la direction de l'aimantation ou bien si on considère que l'aimantation est induite (parallèle à la direction du champ magnétique terrestre) l'opérateur de réduction au pôle de la direction du champ magnétique régional et de l'aimantation est :

$$\frac{i\sqrt{u^2 + v^2}}{lu + mv + in\sqrt{u^2 + v^2}} \frac{i\sqrt{u'^2 + v'^2}}{l'u + m'v + in'\sqrt{u'^2 + v'^2}}$$
 avec (l, m, n) , les cosinus directeurs de la direction du champ magnétique régional et (l', m', n') les cosinus directeurs de l'aimantation.

Il faut donc se rendre compte de ce que l'on fait lorsque l'on utilise la réduction au pôle : veut-on réduire uniquement le champ magnétique au pôle (réduction au pôle du champ) ou uniquement l'aimantation, ce qui ne présente pas vraiment d'intérêt (réduction au pôle de l'aimantation), ou les deux, ce qui à ma connaissance est fréquemment pratiqué (double réduction au pôle).

3.4.4 Le signal analytique

Nous avons vu comment la réduction au pôle permet de transformer un signal dû à une anomalie magnétique en une forme dont le maximum de l'amplitude est à l'aplomb de la source. Dans cette section nous décrivons un autre outil capable de faire le même type de transformation, le signal analytique, qui a en plus l'avantage de donner une estimation de la profondeur des sources.

Dans un système de coordonnées polaires, ce concept conduit à une séparation du signal magnétique original en deux représentations indépendantes : amplitude locale et phase locale :

L'amplitude (ou module) est une représentation spatiale continue de l'énergie contenue dans le signal original au voisinage d'une certaine position donnée.

La phase peut être considérée comme un indicateur de la structure du signal magnétique analysé.

Les deux termes peuvent être regardés comme les homologues spatiaux de l'amplitude et de la phase de la transformée de Fourier du signal magnétique traité. La fonction de l'amplitude se caractérise par une forme indépendante de la direction des vecteurs magnétiques, ce qui implique une corrélation entre la position horizontale de ses valeurs maximales et de la projection horizontale de la source. La fonction de l'amplitude pourrait être donc un moyen avantageux de localisation de la source par rapport à la réduction au pôle où l'analyse de l'anomalie par cette fonction ne requiert pas la connaissance des directions magnétiques. Dans cette section, on résume les articles de Nabighian [1972, 1974,] de Mohan [1993] de Roest et al. [1992] et de Hsu et al. [1996 ; 1998].

3.4.4.1 Définition de la fonction analytique à une dimension

Une fonction $f(z)$ de la variable complexe z est dite analytique si elle est uniforme, dérivable et holomorphe.

Une fonction $f(z) = u(x, y) + iv(x, y)$ de la variable $z = x + iy$ est dite **uniforme** (c'est à dire est à valeur unique ou à simple détermination) si à une valeur de z correspond une seule valeur de $f(z)$. Dans le cas contraire, elle est dite multiforme.

Une fonction uniforme $f(z)$ est dite **dérivable** en $z = z_0$ si $\lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{f(z - \Delta z)}{\Delta z}$ existe et est indépendante du chemin suivi c'est-à-dire de la façon d'atteindre $z = z_0$ dans le plan complexe $z = x + iy$.

$f(z) = u + iv$ est dite **holomorphe** dans le domaine (R) si $f(z)$ est uniforme et dérivable sur tout le domaine (R). La condition nécessaire et suffisante dite condition de **Cauchy-Riemann** est

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial y}; \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{\partial v}{\partial x}. \text{ On a alors } f'(z) = \frac{df}{dz} = \frac{\partial u}{\partial x} + i \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial y} - i \frac{\partial u}{\partial y}$$

Si on différencie une nouvelle fois, on obtient

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} \quad \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = -\frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x} \quad \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial x} = \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \quad \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y} = -\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}$$

$$\text{En sommant } \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0 \text{ et } \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} = 0$$

Cela montre que les deux fonctions réelles formant la fonction analytique ont un Laplacien nul. On en conclut que les fonctions complexes dont le Laplacien est nul sont holomorphes.

Pour un profil magnétique Nabighian [1972] a été le premier à proposer une définition du signal analytique. On considère que les structures sont infinies dans la direction orthogonale au profil.

Soit $f(x)$ le champ magnétique mesuré. Il a deux dérivées partielles non nulles $\frac{\partial f}{\partial x}$ et $\frac{\partial f}{\partial y}$, avec oy l'axe vertical. Le signal analytique défini par Nabighian [1972] est

$$s(x) = \frac{\partial f}{\partial x} - i \frac{\partial f}{\partial y} \quad (3.23)$$

Qui est une fonction analytique car le potentiel dont dérive le champ magnétique a un Laplacien nul. Généralement, on confond abusivement le signal analytique et son module, le signal analytique étant alors défini par

$$\|s(x)\| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (3.24)$$

Les propriétés du signal analytique ont été démontrées pour un modèle calculé par Nabighian [1972]. Soit F l'anomalie magnétique due à un corps infini dans la direction horizontale tel que présenté dans la figure 3.4 ; Nous avons

$$F(x) = 2kfc \sin(d) \left[(\theta_1 - \theta_2) \cos(\varphi) + \sin(\varphi) \ln \frac{r_1}{r_2} \right], \quad (3.25)$$

avec k la susceptibilité du corps aimanté, f l'intensité du champ magnétique terrestre, $c = 1 - (\cos(i))^2 (\sin(A))^2$ et $\varphi = 2I - d - 90$, i l'inclinaison du champ magnétique terrestre, A

l'angle entre le nord magnétique et l'axe positif des x et $\tan(I) = \frac{\tan(i)}{\cos(A)}$

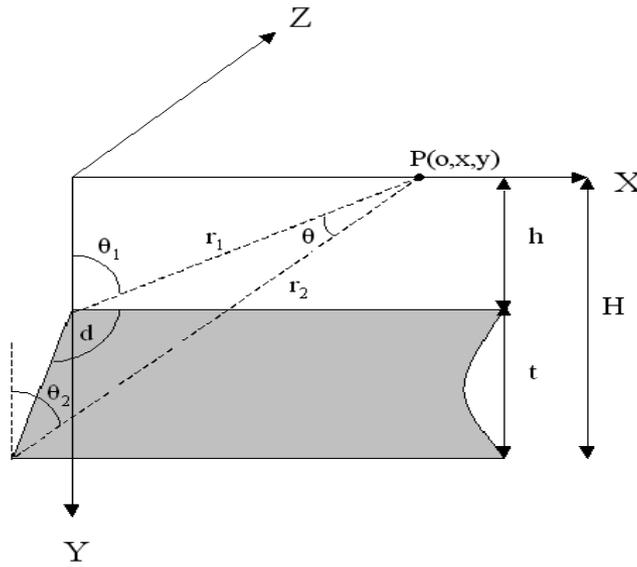


Figure 3.4- Notations utilisées pour le calcul de l'anomalie magnétique

La notion de signal analytique d'un signal réel à une dimension a été introduite par Gabor [1946], le signal analytique $a(x)$ d'une fonction $f(x)$ est une fonction complexe de la forme

$$a(x) = f(x) - iH[f(x)] \tag{3.26}$$

où $H[f(x)]$ est la transformée de Hilbert de $f(x)$.

Nous avons vu que par définition un signal analytique peut s'écrire sous la forme

$$a(x) = \frac{\partial f(x)}{\partial x} - i \frac{\partial f(x)}{\partial y} \tag{3.27}$$

Soit $F_x(x)$ la dérivée horizontale de l'anomalie magnétique par rapport à x ; en faisant tendre t vers l'infini, on a

$$F_x(x) = \frac{\partial}{\partial x} F(x) = 2kfc \sin(d) \frac{(h-y) \cos(\varphi) + x \sin(\varphi)}{(h-y)^2 + x^2} \tag{3.28}$$

Soit $F_y(x)$ la dérivée verticale par rapport à y et en faisant tendre t vers l'infini, on a

$$F_y(x) = \frac{\partial}{\partial y} F(x) = 2kfc \sin(d) \frac{x \cos(\varphi) - (h-y) \sin(\varphi)}{(h-y)^2 + x^2} \tag{3.29}$$

La transformée de Hilbert se définit par

$$g(\xi) = \frac{1}{\pi} v.p. \int_{\Re} \frac{F(x)}{x - \xi} dx \quad (3.30)$$

et la transformée de Hilbert inverse par :

$$F(x) = \frac{1}{\pi} v.p. \int_{\Re} \frac{g(\xi)}{x - \xi} d\xi \quad (3.31)$$

Nous avons d'après [Erdelyi et al., 1954]

$$H\left[\frac{1}{x^2 + h^2}\right] = -\frac{\xi}{h(\xi^2 + h^2)} \quad (3.32)$$

$$H\left[\frac{x}{x^2 + h^2}\right] = \frac{h}{\xi^2 + h^2} \quad (3.33)$$

H désignant la transformée de Hilbert. Pour déterminer $F_y(x)$, on doit calculer $H[F_x(x)]$ qui utilise les équations (3.32) et (3.33)

$$F_y(x) = -H[F_x(x)] \quad (3.34)$$

$$F_x(x) = -H[F_y(x)]$$

Ces deux expressions donnent que pour une anomalie magnétique, ses dérivées verticales et horizontales sont conjuguées de Hilbert l'une par rapport à l'autre. Dans le domaine des fréquences, si $\bar{F}_x(\omega)$ est la transformée de Fourier de $F_x(x)$ et $\bar{F}_y(\omega)$, la transformée de Fourier de $F_y(x)$, on montre que

$$\bar{F}_y(\omega) = i \operatorname{sgn}(\omega) \bar{F}_x(\omega) \quad (3.35)$$

$$\text{où } \operatorname{sgn}(\omega) = \begin{cases} 1 & \omega > 0 \\ 0 & \omega = 0 \\ -1 & \omega < 0 \end{cases}, \text{ qui est appelée fonction signe.}$$

Vu la définition du signal analytique, nous avons dans le domaine spectral

$$\bar{A}(\omega) = \begin{cases} 2\bar{F}_x(\omega) & \omega > 0 \\ \bar{F}_x(\omega) & \omega = 0 \\ 0 & \omega < 0 \end{cases} \quad (3.36)$$

En utilisant les deux équations (3.32) et (3.33) dans le domaine spectral, on obtient l'expression spectrale du signal analytique qui est

$$A(x) = \frac{2kFc \sin(d)e^{i\varphi}}{(h-y) + ix} \leftrightarrow \begin{cases} 4\pi kfc \sin(d)e^{i\varphi}e^{-\omega h} & \omega > 0 \\ 2\pi kfc \sin(d)e^{i\varphi} & \omega = 0 \\ 0 & \omega < 0 \end{cases} \quad (3.37)$$

La notion de signal analytique peut être étendue au plan complexe en définissant la variable $z = x + iy$. On a alors

$$A(z) = \frac{2kFc \sin(d)e^{i\varphi}}{h + iz} \quad (3.38)$$

Dont les parties réelle et imaginaire satisfont les conditions de Cauchy-Riemann.

L'amplitude est une fonction symétrique en cloche qui ne dépend pas de l'aimantation et de la direction du champ magnétique régional autrement que par son amplitude.

$$|A(z)| = \sqrt{F_x^2 + F_y^2} = \frac{2kfc \sin(d)}{\sqrt{(h-y)^2 + x^2}} \quad (3.39)$$

qui donne en $y = 0$

$$\frac{2kfc \sin(d)}{\sqrt{h^2 + x^2}} \quad (3.40)$$

La largeur pour le demi-maximum est égale à h , pour 4/5 du maximum à $h/2$ et pour 1/5 du maximum à $2h$.

Nabighian [1974] a généralisé la notion de signal analytique en étudiant les dérivées n-ième du champ magnétique. Il a montré que

$$\left(\frac{\partial^n F_x}{\partial x^n}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n F_y}{\partial x^n}\right)^2 = \frac{(1^2 \cdot 2^2 \cdot 3^2 \dots n^2)(2kfc \sin(d))^2}{(h^2 + x^2)^{n+1}} \quad (3.41)$$

équation qui permet de montrer que l'on résout mieux les limites de la structure en allant plus loin dans l'ordre de dérivation.

Le principal problème du signal analytique est lié à la forme de la structure pour laquelle on calcule le signal analytique. En fait, une telle structure produit une anomalie magnétique infinie et n'a donc aucune réalité physique. C'est pourquoi Nabighian [1972] calcule les dérivées partielles en faisant tendre le deuxième point vers l'infini. On pourrait cependant se satisfaire de ce modèle car tout corps à section polygonale peut se diviser en plusieurs corps du type étudié. Il reste que, physiquement, un signal analytique unique ne peut exister : il s'agit toujours de l'interaction de plusieurs signaux analytiques.

En 1984, Nabighian a proposé l'extension à trois dimensions de son modèle en utilisant la transformée de Hilbert à deux dimensions déduite de la relation entre la dérivée horizontale et la dérivée verticale de l'anomalie magnétique

$$A(x, y) = \left\{ \frac{\partial F(x, y)}{\partial x} + \frac{\partial F(x, y)}{\partial y} + i \frac{\partial F(x, y)}{\partial z} \right\} \quad (3.42)$$

Ofeogbu et al. [1990] en déduisent l'amplitude sous la forme d'une addition scalaire :

$$\begin{aligned} |A(x, y)| &= \sqrt{[\operatorname{Re} A(x, y)]^2 + [\operatorname{Im} A(x, y)]^2} \\ |A(x, y)| &= \sqrt{\left[\frac{\partial F(x, y)}{\partial x} + \frac{\partial F(x, y)}{\partial y} \right]^2 + \left[\frac{\partial F(x, y)}{\partial z} \right]^2} \end{aligned} \quad (3.43)$$

L'allure de cette amplitude a montré une sensibilité importante au niveau des systèmes de coordonnées et de l'orientation de la grille par rapport à la source. Roest et al. [1992] ont alors proposé une définition différente de celle d'Ofeogbu et al. [1990]. Au lieu d'une addition scalaire des dérivées horizontales, une addition vectorielle est utilisée. L'amplitude est définie comme le module du gradient total de l'anomalie

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial F(x, y)}{\partial x} \right]^2 + \left[\frac{\partial F(x, y)}{\partial y} \right]^2 + \left[\frac{\partial F(x, y)}{\partial z} \right]^2} \quad (3.44)$$

Cette fonction est appelée par convention le signal analytique à deux dimensions et c'est l'expression habituellement utilisée. Elle est supposée être indépendante des paramètres magnétiques directionnels, bien que cela n'ait pas été démontré. Mohan et al. [1995] ont conclu que l'addition vectorielle est en fait physiquement incompatible puisque les dérivées horizontales sont utilisées pour trouver la dérivée verticale en se servant de la transformée d'Hilbert. Selon Roest et al. [1992] « il est clair qu'une addition scalaire des deux dérivées horizontales mène à

une fonction qui est sensible à une rotation du système de coordonnées ». En pratique, cela dépend des structures qui sont parallèles à l'orientation horizontale que l'on choisit.

Par la suite, Hsu et al. [1996 ; 1998] ont généralisé la définition du signal analytique à des ordres n entiers de dérivation plus élevés pour augmenter la résolution de la méthode. Ces auteurs ont proposé le calcul du signal analytique d'ordre n à partir de la dérivée de l'anomalie magnétique

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial^n}{\partial z^n} \frac{\partial F(x, y)}{\partial x} \right]^2 + \left[\frac{\partial^n}{\partial z^n} \frac{\partial F(x, y)}{\partial y} \right]^2 + \left[\frac{\partial^n}{\partial z^n} \frac{\partial F(x, y)}{\partial z} \right]^2} \quad (3.45)$$

3.4.5 Le signal monogénique

Plus récemment Shuang [1994], Salem et al. [2002] et Baala [2004] ont montré les défauts du signal analytique à deux dimensions. Par exemple, pour l'anomalie magnétique d'un dipôle, la position du maximum du signal analytique change en fonction de la direction du champ magnétique régional et de l'aimantation. Le décalage pouvant atteindre 20% de la profondeur.

Dans son travail de thèse, Baala [2004] a montré que les défauts du signal analytique peuvent être corrigés en partie avec un nouveau concept, celui du signal monogénique [Felsberg et Sommer., 2001]. Il a ainsi formulé une nouvelle fonction amplitude qui montre des propriétés améliorées par rapport à l'amplitude ordinaire du point de vue de son indépendance des paramètres magnétiques directionnels.

C'est une approche qui est basée sur :

- Une généralisation à deux dimensions du signal analytique à une dimension.
- Elle utilise la transformée de Riesz qui est la généralisation à deux dimensions de la transformée de Hilbert.
- Basée sur les notions de phase locale, d'amplitude locale, cette transformée préserve les propriétés souhaitables pour un signal analytique.
- La transformée de Radon met en relation les signaux analytiques 1D et 2D
 - Elle permet de calculer la transformée de Riesz et donc le signal monogénique,

- Elle utilise la transformée de Hilbert : la transformée de Radon de la transformée de Riesz, d'un signal 2D $f(x)$ est donnée par la transformée de Hilbert de la transformée de Radon de $f(x)$ (figure 3-5).

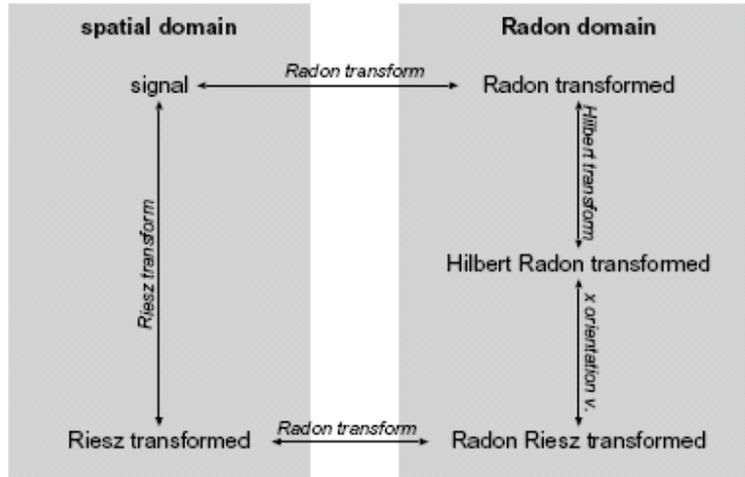


Figure 3.5- La relation entre les transformées de Radon, Riesz et Hilbert. La transformée de Riesz en domaine spatial (à gauche) est équivalente à la transformée de Hilbert avec la multiplication par le vecteur d'orientation dans le domaine de Radon (à droite) [Felsberg et al., 2001]

La combinaison du signal $f(x), x = [x_1, x_2]^T$ avec sa transformée de Riesz h forment la généralisation à deux dimensions du signal analytique. Le signal monogénique est donné par

$$f_M(x) = \begin{pmatrix} (h * f)(x) \\ f(x) \end{pmatrix} \quad (3.46)$$

Le signal monogénique est ainsi une fonction à trois dimensions d'une fonction à deux dimensions dont le Laplacien est nul.

Dans le domaine des fréquences, le signal monogénique prend la forme :

$$F_M(u, v) = \begin{cases} \frac{iu}{\sqrt{u^2 + v^2}} F(u, v) \\ \frac{iv}{\sqrt{u^2 + v^2}} F(u, v) \\ \sqrt{u^2 + v^2} F(u, v) \end{cases} \quad (3.47)$$

On obtient ainsi un vecteur à trois dimensions et on peut, par exemple, calculer sa norme qui est l'équivalent du signal analytique mais aussi son angle horizontal et son angle vertical.

3.4.6 La couche équivalente

3.4.6.1 Définition et principe

Une propriété fondamentale des méthodes potentielles réside dans l'ambiguïté de trouver la source d'un champ à partir de mesures faites à l'extérieur de cette source. Par exemple, si on considère que l'on connaît le champ sur un plan et que la source correspond à un autre plan parallèle alors il y a une correspondance unique possible entre l'aimantation du plan des sources et les mesures. Cela montre que, quelque soit la distance entre les deux plans jusqu'à une certaine distance maximale, une solution est possible et donc de façon générale des répartitions de sources différentes peuvent générer le même champ magnétique [Munsch, 2003].

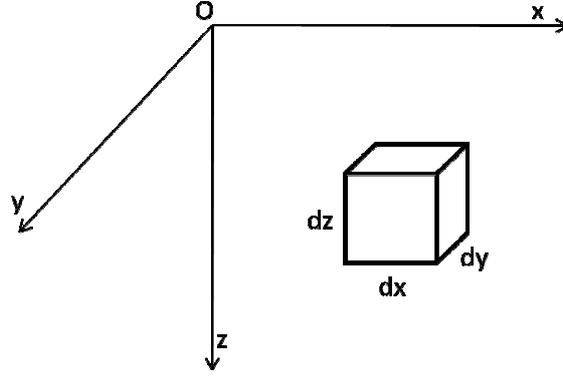
L'équivalence est une transformation qui permet de calculer une estimation de la distribution d'aimantation dans le sous-sol en considérant que les corps aimantés sont confinés dans une couche horizontale d'épaisseur donnée. Elle consiste à placer théoriquement sous la surface des mesures une série de barres infinies perpendiculaires au profil, à une profondeur constante et éloignées l'une de l'autre d'une distance fixe (pas), de manière à ce que l'aimantation propre à chacune de ces barres puisse expliquer les oscillations du profil d'anomalie magnétique.

3.4.6.2 Utilisation de l'équivalence pour des profils magnétiques

Il s'agit de calculer la ligne de dipôles qui modélise les données. Les calculs sont faits en utilisant les développements de la méthode de Talwani [1964].

3.4.6.2.1 Théorie

Considérons un élément de volume $dx \, dy \, dz$ uniformément aimanté $\vec{j} = (J_{jx}, J_{jy}, J_{jz})$ et situé en un point de coordonnées $\vec{R} = (x_j, y_j, z_j)$ par rapport à un référentiel cartésien.



Les composantes du champ magnétique à l'origine après intégration en y , c'est-à-dire pour une ligne aimantée sont

$$F_{jx} = 2 \frac{J_{jx}(x_j^2 - z_j^2) + 2x_j z_j J_{jz}}{(x_j^2 + z_j^2)^2}$$

$$F_{jy} = 0$$

$$F_{jz} = 2 \frac{2J_{jx}x_j z_j - J_{jz}(x_j^2 - z_j^2)}{(x_j^2 + z_j^2)^2}$$

Au point de coordonnées $(x_i, 0, z_i)$, au lieu de l'origine, on obtient

$$F_{i,jx} = 2 \frac{J_{jx}((x_j - x_i)^2 - (z_j - z_i)^2) + 2(x_j - x_i)(z_j - z_i)J_{jz}}{((x_j - x_i)^2 - (z_j - z_i)^2)^2}$$

$$F_{i,jy} = 0$$

$$F_{i,jz} = 2 \frac{2J_{jx}(x_j - x_i)(z_j - z_i) - J_{jz}((x_j - x_i)^2 - (z_j - z_i)^2)}{((x_j - x_i)^2 - (z_j - z_i)^2)^2}$$

Soient $x_{ji} = x_j - x_i$ et $z_{ji} = z_j - z_i$, nous avons

$$F_{i,jx} = 2 \frac{J_{jx}(x_{ji}^2 - z_{ji}^2) + 2x_{ji}z_{ji}J_{jz}}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2}$$

$$F_{i,jy} = 0$$

$$F_{i,jz} = 2 \frac{2J_{jx}x_{ji}z_{ji} - J_{jz}(x_{ji}^2 - z_{ji}^2)}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2}$$

Les composantes de l'anomalie au point i résultent de la somme de chaque anomalie, c'est-à-dire :

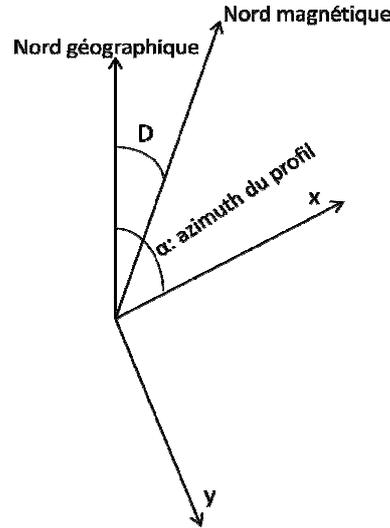
$$F_{ix} = 2 \sum_j \frac{J_{jx}(x_{ji}^2 - z_{ji}^2) + 2x_{ji}z_{ji}J_{jz}}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2}$$

$$F_{iy} = 0$$

$$F_{iz} = 2 \sum_j \frac{2J_{jx}x_{ji}z_{ji} - J_{jz}(x_{ji}^2 - z_{ji}^2)}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2}$$

3.4.6.2.2 Expression de l'anomalie magnétique

On définit les angles horizontaux suivants :



Soient I et D l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique. L'anomalie magnétique est la projection des deux composantes dans la direction du champ magnétique. Elle vaut donc

$$A_i = F_{iz} \sin I + F_{xi} \cos(D - \alpha) \cos I$$

$$A_{i,j} = 2 \left(\sum_j \frac{2J_{jx}x_{ji}z_{ji} - J_{jz}(x_{ji}^2 - z_{ji}^2)}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2} \right) \sin I + 2 \left(\sum_j \frac{J_{jx}(x_{ji}^2 - z_{ji}^2) + 2x_{ji}z_{ji}J_{jz}}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2} \right) \cos(D - \alpha) \cos I$$

D'autre part on exprime l'aimantation J en fonction de son inclinaison i et de son angle avec le nord géographique d et on suppose que pour chaque objet

$$J_x = J \cos i \cos d$$

$$J_y = J \cos i \sin d$$

$$J_z = J \sin i$$

On obtient alors :

$$A_i = 2 \left(\sum_j \frac{2J_j (\cos i \cos d) x_{ji} z_{ji} - J_j (\sin i) (x_{ji}^2 - z_{ji}^2)}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2} \right) \sin l$$

$$+ 2 \left(\sum_j \frac{J_j (\cos i \cos d) (x_{ji}^2 - z_{ji}^2) + 2x_{ji} z_{ji} J_j (\sin i)}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2} \right) \cos(D - \alpha) \cos l$$

$$A_i = 2 \sum_j J_j \left\{ \frac{2x_{ji} z_{ji} [\cos i \cos d \sin l + \sin i \cos(D - \alpha) \cos l] + (x_{ji}^2 - z_{ji}^2) [\cos i \cos d \cos(D - \alpha) \cos l - \sin i \sin l]}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2} \right\}$$

Soient : $a = \cos i \cos d \sin l + \sin i \cos(D - \alpha) \cos l$ et $b = \cos i \cos d \cos(D - \alpha) \cos l - \sin i \sin l$

Nous avons finalement pour l'anomalie au point i produite par les lignes aimantées

$$A_i = 2 \sum_j J_j \left\{ \frac{2x_{ji} z_{ji} a + (x_{ji}^2 - z_{ji}^2) b}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2} \right\} \quad (3.48)$$

Nous cherchons donc J au sens des moindres carrés tel que $A = XJ + \varepsilon$ avec A le vecteur anomalie

connu contenant N points. Nous avons $X = 2 \frac{2x_{ji} z_{ji} a + (x_{ji}^2 - z_{ji}^2) b}{(x_{ji}^2 + z_{ji}^2)^2}$ une matrice de $N \times M$ points, J

l'aimantation des lignes de M points et ε le vecteur erreur ayant M points.

La solution est simplement $J = (X'X)^{-1}X'A$.

3.4.6.2.3 Application à un cas synthétique

Soit le modèle et l'anomalie magnétique de la figure 3.6.

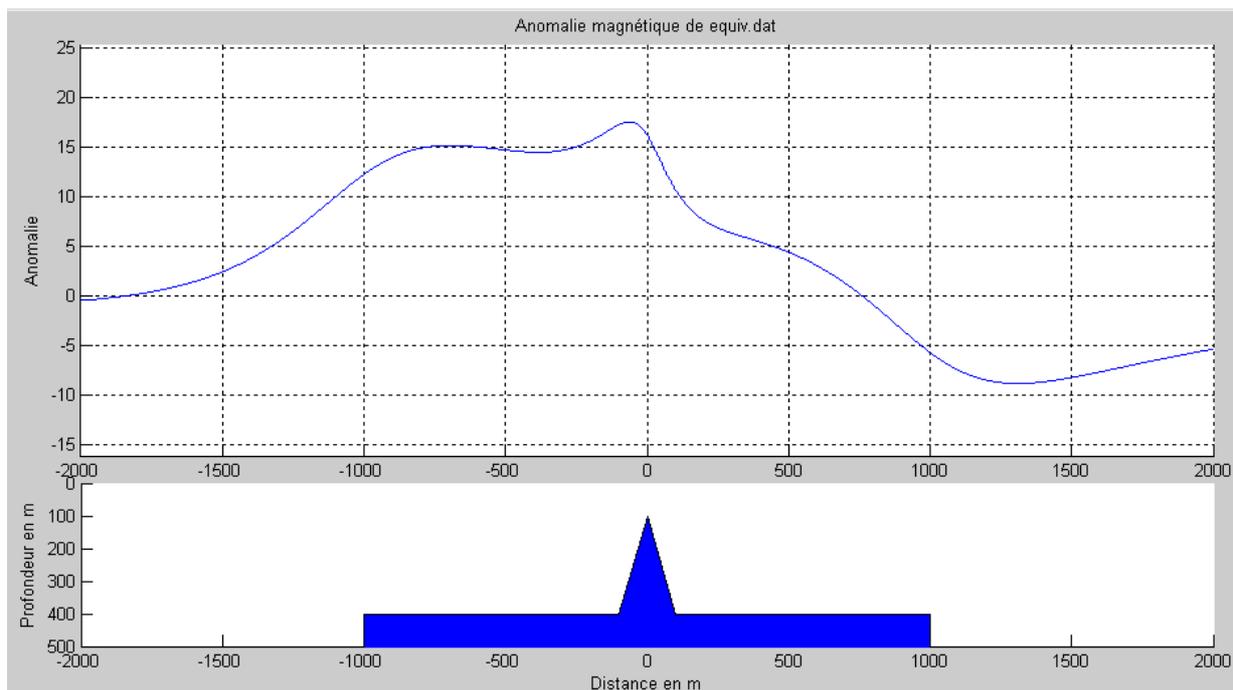
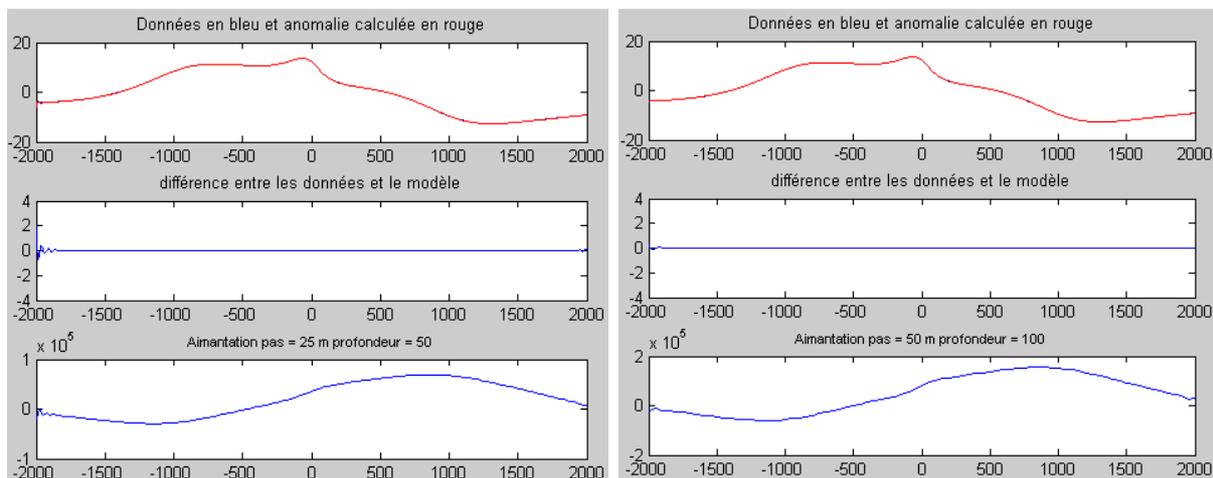
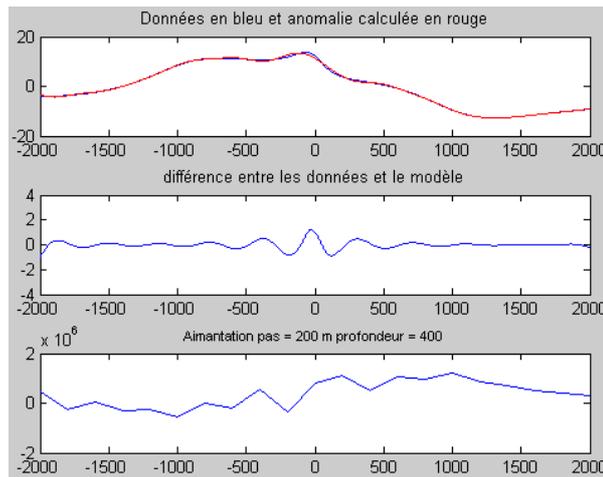
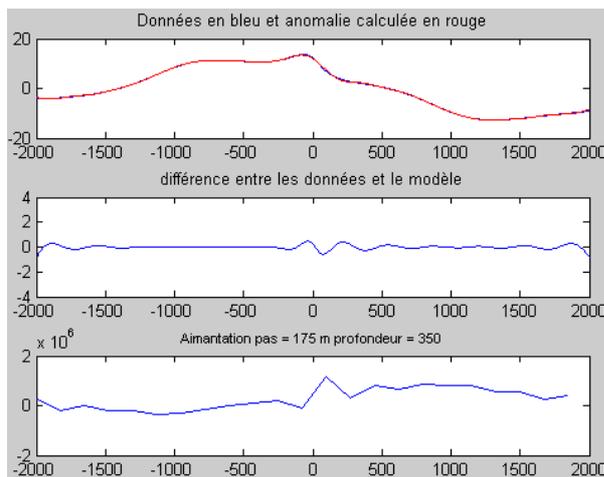
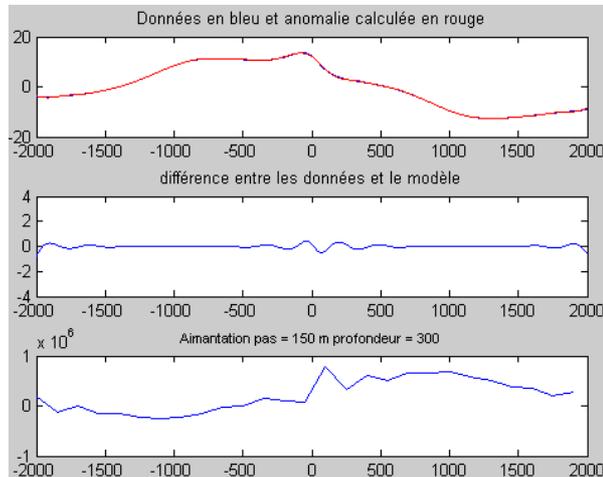
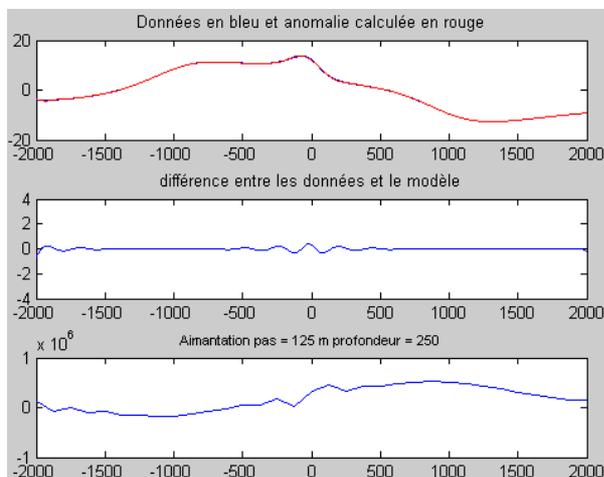
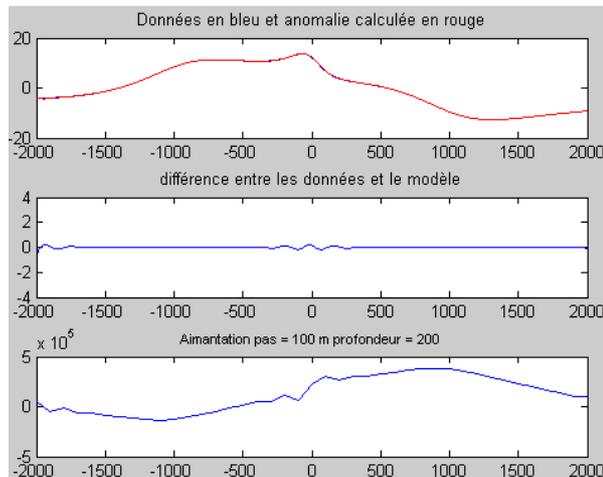
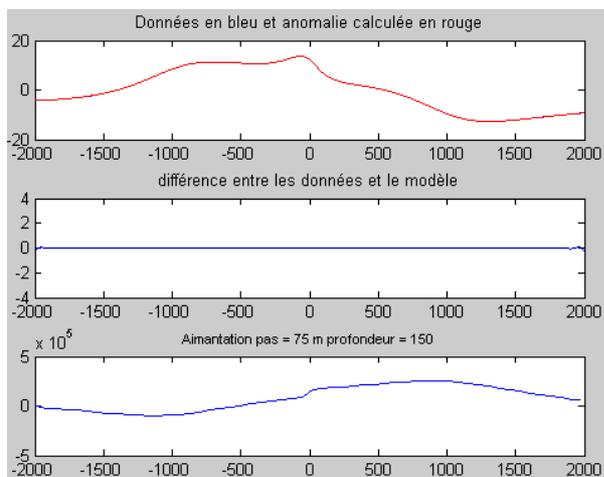


Figure 3.6- Modèle magnétique à deux dimensions et anomalie magnétique obtenue pour un profil orienté N045° et avec une inclinaison de 64° et une déclinaison de 1° du champ magnétique régional et de l'aimantation.

Si on calcule la couche équivalente à différentes profondeurs, on obtient les résultats de la figure 3.7





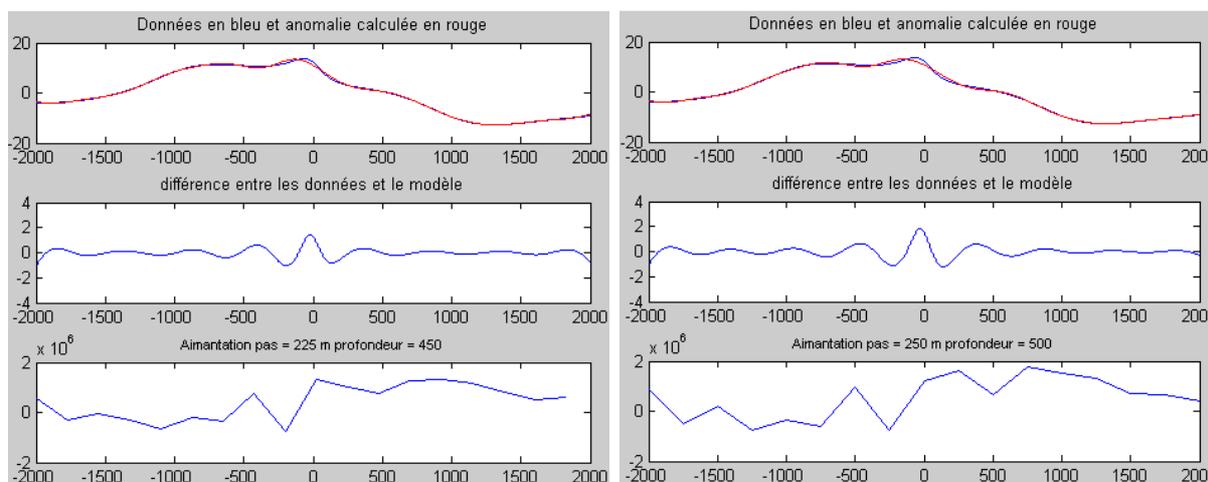


Figure 3.7- Calculs de couches équivalentes. Pour chaque figure, en haut l’anomalie magnétique des données et du modèle, au milieu la différence, en bas l’aimantation obtenue par inversion.

On constate que pour des profondeurs inférieures à celles des sources, l’anomalie du modèle correspond aux données et que lorsque la profondeur augmente et dépasse celle du modèle, une différence apparaît progressivement. On peut ainsi estimer une profondeur maximale pour les sources aimantées.

3.4.7 La transformation tilt-angle

L’idée de la méthode tilt-angle [Miller et Singh, 1994 ; Verduzco et al., 2004 ; Salem et al., 2008] est de calculer l’inverse de la tangente du rapport du module des dérivées partielles horizontales avec la dérivée verticale du champ magnétique qui s’écrit

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}} \tag{3.49}$$

M étant la carte de champ ou d’anomalie magnétique. L’avantage de la transformation est que calculant un angle, toutes les formes seront représentées de manière similaire, que les anomalies soient de faibles ou fortes amplitudes. Par ailleurs Salem et al. [2007] ont montré l’intérêt de l’opérateur dans un cas particulier cependant assez général. Si on considère que l’opérateur est

appliqué à la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle (double réduction au pôle), on montre que pour un contact vertical (une structure tabulaire infinie en y , vers les x négatifs et vers les z inférieurs à une valeur donnée), la valeur nulle de l'angle correspond à la limite de la structure ($h = 0$) et la distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle est égale à la profondeur de la structure ($h = \pm Z_c$) (figure 3.8). On a ainsi une observation directe sur la carte transformée de la limite de structures tabulaires et de leur profondeur.

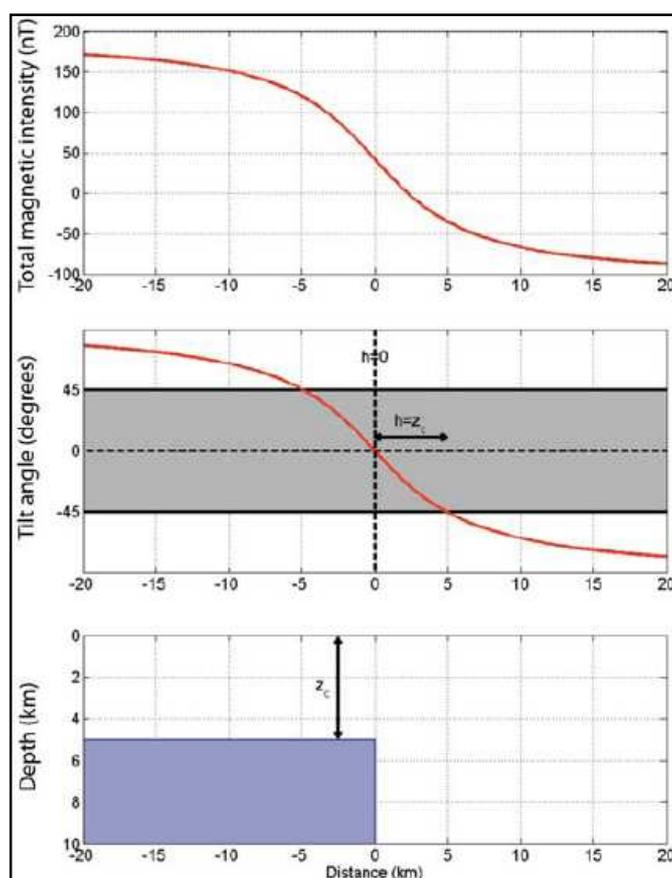


Figure 3.8- Demi-plaque infinie. En haut, l'anomalie magnétique, au milieu le tilt-angle de l'anomalie réduite au pôle (les valeurs du tilt-angle sont comprises entre $\pm 90^\circ$). La valeur nulle de l'angle correspond à la limite de la structure et la distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle est égale à la profondeur de la structure [Salem et al., 2007].

Le cas synthétique proposé par Salem et al. [2007] n'a pas beaucoup d'intérêt dans notre cas. Nous préférons étudier les propriétés du tilt angle pour une structure mince. Dans ce cas les équations sont très longues à développer et nous nous sommes contentés d'étudier un cas

synthétique. Nous définissons une plaque d'épaisseur négligeable par rapport à sa profondeur, infinie dans la direction y et pour les x négatifs. Nous faisons varier sa profondeur et calculons la position du tilt angle pour les valeurs -90° , -45° , 0° , 45° et 90° (figure 3.9). La valeur nulle de l'angle correspond toujours à la limite de la structure et contrairement au résultat de [Salem et al., 2007], la distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle est égale à la profondeur multipliée par 0,414.

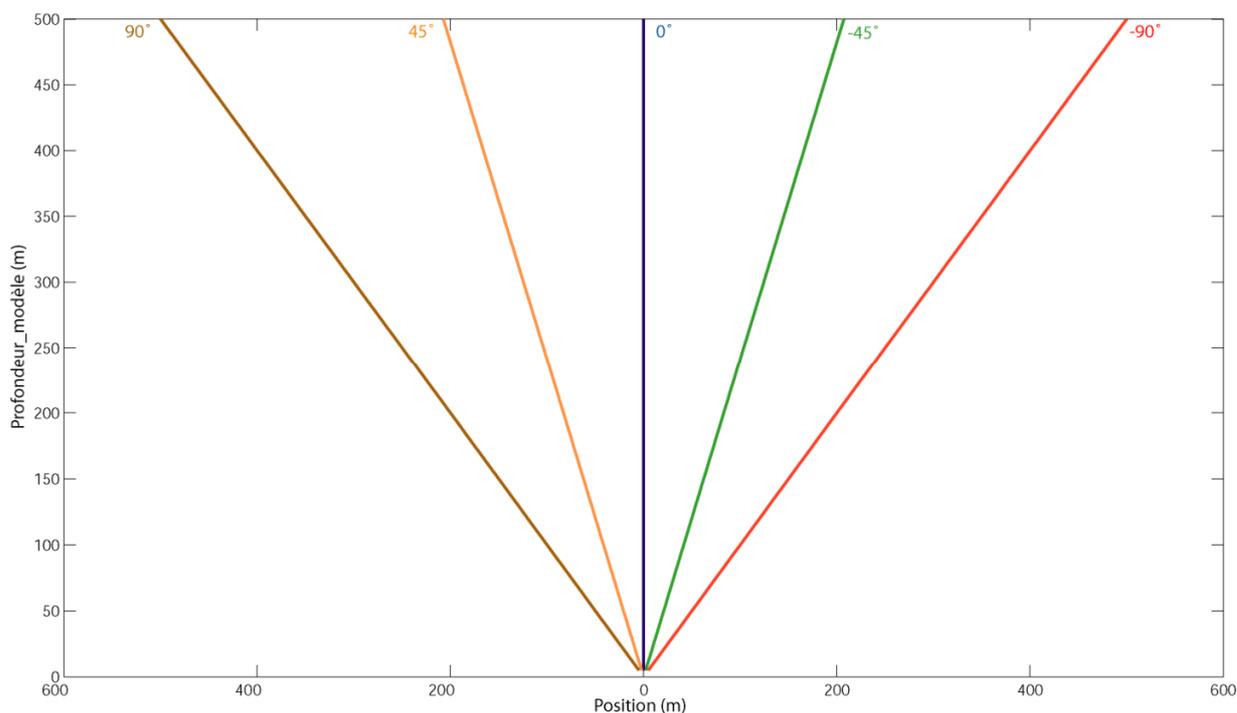


Figure 3.9- Valeurs de tilt-angle d'une demi-plaque fine infinie pour les x négatifs. Les courbes présentent la valeur de la profondeur obtenue par la transformation tilt-angle pour $\theta = -90^\circ$, -45° , 0° , 45° et 90° en fonction de la profondeur du modèle. Les valeurs du tilt-angle sont limitées entre $\pm 90^\circ$. La valeur nulle de l'angle correspond à la limite de la structure et la distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle est égale à la profondeur de la structure multipliée par 0,414.

Nous avons étudié un autre cas, celui d'une demi plaque d'une largeur finie et nous présentons les résultats dans le cas où cette largeur est égale à 500 m (l'objet va en x de -500 à 0 m). La (figure 3.10) donne les valeurs -90° , -45° , 0° , 45° et 90° du tilt-angle en fonction de la profondeur (5 à 500 m). Nous voyons que dans ce cas la position pour 0° ne reste pas à l'aplomb de la limite droite de l'objet, elle s'en écarte de 110 m pour une profondeur de 500 m. Les quatre autres

valeurs ne donnent pas une relation linéaire avec la profondeur et les écarts par rapport à la relation linéaire précédemment définie peuvent être du même ordre que la profondeur.

Même si la méthode peut paraître très intéressante, il faut donc être prudent pour l'interprétation, tant du point de vue de la position que de la profondeur de l'aimantation à la source de l'anomalie.

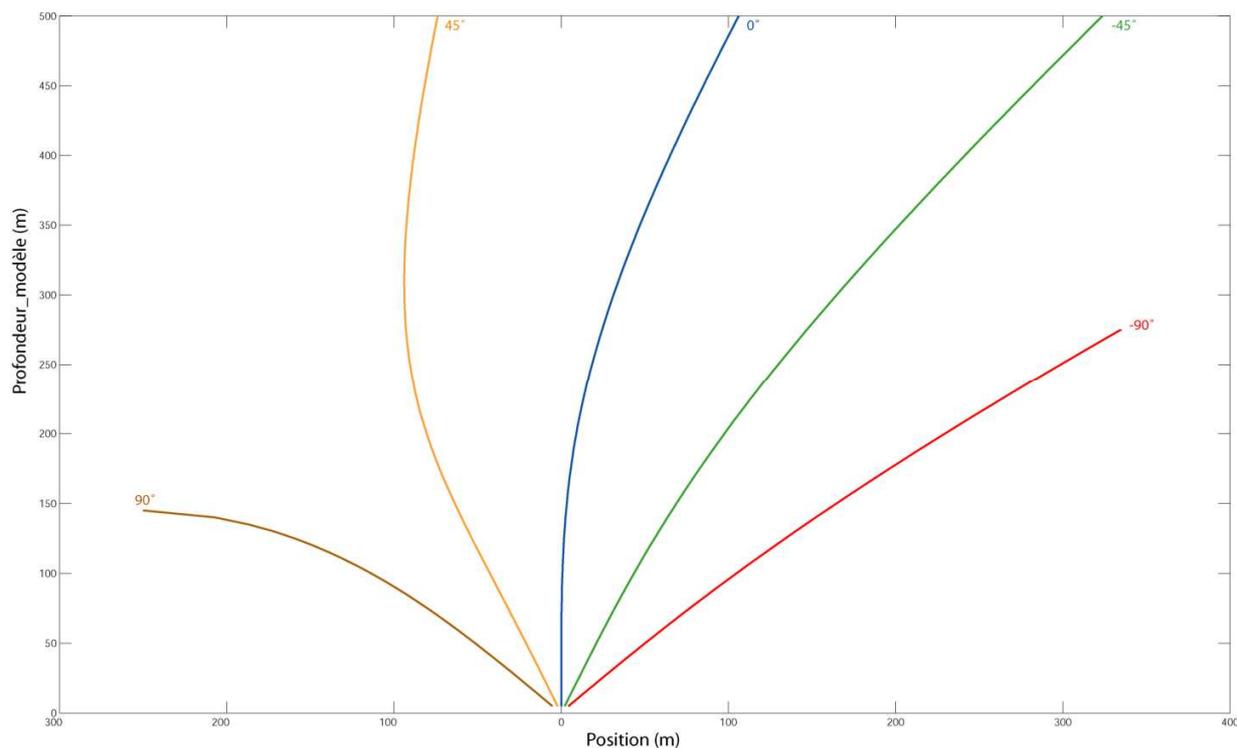


Figure 3.10- Valeurs du tilt angle pour une plaque mince infinie en y et située entre -500 et 0 m en x. Les courbes présentent la valeur de la position obtenue par la transformation tilt-angle pour $\theta = -90^\circ, -45^\circ, 0^\circ, 45^\circ$ et 90° en fonction de la profondeur du modèle. Les valeurs du tilt-angle sont limitées entre $\pm 90^\circ$. La valeur nulle de l'angle ne correspond pas vraiment à la limite de la structure et la distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle n'est pas égale à la demi-profondeur de la structure

Le résultat obtenu par notre modélisation sera utilisé dans l'interprétation des anomalies aéromagnétiques sous forme d'abaques pour l'estimation de la profondeur des structures-sources.

3.5 Conclusion

Les anomalies magnétiques observées sont souvent difficiles à interpréter à cause de leurs formes très différentes et variables par rapport à la source. Ce phénomène est dû au fait que l'aimantation est un vecteur et que l'on s'intéresse à la projection du champ magnétique dans la direction du champ magnétique régional. Ainsi, les valeurs maximales de l'anomalie magnétique ne se situent pas à l'aplomb de la source, d'où une difficulté dans la recherche d'une corrélation entre l'anomalie magnétique observée et les structures géologiques causatives. L'autre problème de fond est lié à l'interaction entre les anomalies résultant de chaque aimantation du sous-sol.

En ce qui concerne la méthode de traitement « tilt-angle » nous avons constaté que la profondeur des sources dépend de leur forme, ce qui rend l'outil difficile à utiliser. La méthode de traitement en couche équivalente permet d'estimer la profondeur maximale des sources avec peu d'a priori sur leur forme. Par contre elle montre qu'une profondeur minimale ne peut être définie sans hypothèses sur les sources.

**Chapitre IV : Contexte
géologique du fossé Rhénan
et contribution de la sismique
réflexion**

Chapitre 4 Contexte géologique du fossé Rhénan et contribution de la sismique réflexion

En France, le fossé Rhénan compte parmi les zones sismiquement actives jusqu'à aujourd'hui. Dans la partie sud du fossé la probabilité d'occurrence de séismes de magnitude 5 est de 30 ans environ. Un exemple ancien est celui de Bâle, le 18 octobre 1356 [Mayer-Rosa et Cadiot, 1979] et un récent, à Mulhouse près de Sierentz, le 15 juillet 1980 de magnitude 4,7 dont l'hypocentre est localisé à 11 km de profondeur [e.g. Bonjer, 1997]. Les failles responsables sont mal identifiées. Le problème qui préoccupe les géologues et les géophysiciens est l'évaluation de l'aléa sismique dans le fossé. Cette procédure nécessite pourtant l'identification des failles actives : sont-elles varisques et/ou tertiaires ou néoformées ? Quelle est leur dimension et leur vitesse de déplacement ? Plusieurs campagnes géophysiques à finalité industrielle (Potasses d'Alsace, Pétrole) ou scientifique, réalisées dans le graben peuvent contribuer à l'identification de ces failles. Les méthodes utilisées sont la sismique réflexion, le magnétisme aéroporté et la gravimétrie. La seule imagerie qu'on possède sur la structure profonde de la croûte est fournie par l'interprétation des profils ECORS (Etude Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismiques) et DEKORP (Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm) [Brun et al., 1991] ; quelques grands profils de sismique réfraction ont également été réalisés [Edel et al., 1975].

Ce chapitre présente dans un premier temps une synthèse de la géologie du fossé Rhénan, sédimentation, tectonique et volcanisme. Dans la suite, je situe le cadre géographique, géologique et géophysique de notre zone d'étude. La même zone ayant déjà fait l'objet de campagnes de cartographie magnétique, aéromagnétique et gravimétrique, des cartes obtenues lors de ces travaux antérieurs sont présentées et interprétées. Finalement, j'expose la contribution de la sismique réflexion à la connaissance détaillée de la structure géologique de notre zone d'étude, à partir des profils sismiques dont on dispose. Seuls les profils qui nous apportent des informations utiles seront interprétés.

4.1 Le contexte géologique du fossé Rhénan

Le fossé Rhénan fait partie du système de Rifts cénozoïques Européens [Sittler, 1969 et 1985, Illies, 1975b ; Villemin, 1986, Villemin et Bergerat 1987, Zeigler, 1992]. Ce fossé est classiquement subdivisé en trois unités morphologiques distinctes séparées par des failles normales et synthétiques : une zone de piémont intermédiaire, d'extension variable qui s'intercale entre les massifs bordiers, Vosges à l'ouest, Forêt -Noire à l'est et la plaine du Rhin large de 35 km en moyenne et s'étendant sur 300 km de long entre Bâle au Sud et Frankfort au Nord. L'orientation moyenne est N20E (figure 4.1).

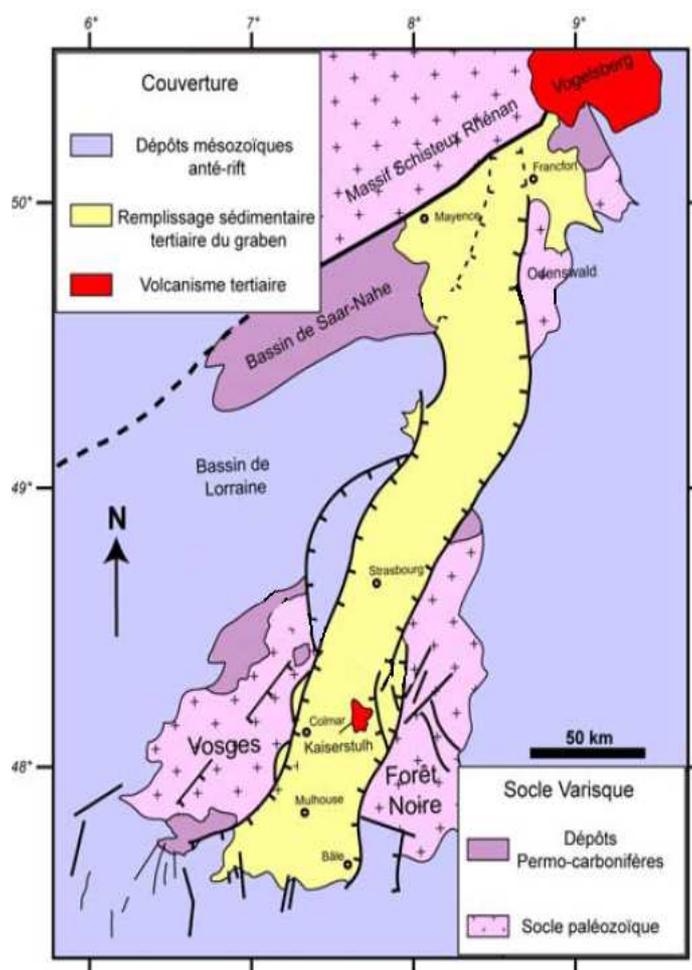


Figure 4.1- Aspect géologique et localisation du fossé Rhénan.

4.1.1 La sédimentation

Au Secondaire et jusqu'à la fin du Crétacé, l'étude des versants ouest des Vosges et du versant est de la Forêt-Noire montre que la sédimentation sur l'ensemble du fossé Rhénan est relativement uniforme et épaisse de 1500 m en moyenne. A cette époque, rien n'indique la présence d'un futur fossé. Cette période est suivie de plusieurs phases de subsidence importantes qui se traduisent par des épaisseurs de sédiments variables au sein du fossé. Deux phases sont distinguées : l'une à la fin de l'Eocène jusqu'au début de l'Oligocène, l'autre de l'Oligocène jusqu'au Miocène.

4.1.1.1 Entre L'Eocène et le début de l'Oligocène :

Les premiers dépôts sédimentaires du graben de Rhin sont mis en place et ont près de 250 m d'épaisseur [Sissingh, 1998]. Cette sédimentation, marque le début de la subsidence du fossé. Après un hiatus de sédimentation durant l'Eocène moyen (Bartonien), la réactivation de la subsidence du graben du Rhin date de l'Eocène supérieur [Villemin et al., 1986; Sissingh, 1998]. Durant l'Eocène supérieur (Priabonien) et l'Oligocène inférieur (Rupélien supérieur), suite à l'effondrement de la partie sud du graben, le fossé Rhénan est envahi par la mer. Une sédimentation marine et salifère se traduit par des dépôts de marnes parfois gréseuses à bancs de halite (sel gemme), de sylvinite et de carnallite (potasse) et des niveaux riches en matière organique. Les dépôts marins se généralisent à tout le graben [Sittler, 1965; Sissingh, 1998]. L'épaisseur des sédiments est relativement constante du Nord au Sud (environ 600 m).

4.1.1.2 De l'Oligocène supérieur au Miocène

A l'Oligocène supérieur (Chattien), la sédimentation des parties nord et sud présente de légères différences qui rendent compte de variations de la subsidence et du milieu de dépôt. L'épaisseur moyenne des marnes est d'environ 100 à 200 m et correspond à des incursions marines depuis le Nord [Von Eller, 1984; Sissingh, 1998]. A partir du Chattien supérieur, une asymétrie de la sédimentation se développe entre les parties nord (600 m) et sud (300 m) [Von Eller, 1984]. Cette diminution de la subsidence dans la partie méridionale correspond à un soulèvement associé à la

surrection des Alpes qui donne lieu à une régression marquée par le retour des sédiments lacustres.

Du Miocène inférieur au Miocène moyen, l'absence de sédiments dans la partie sud atteste d'un arrêt de la subsidence. Durant cette période, plus de 1500 m de sédiments marins puis lacustres (1100 m) se déposent dans la moitié nord. L'arrivée des influences marines depuis le Nord prouve que le bouclier Rhénan se situait ponctuellement sous le niveau marin [Sissingh, 1998]. La dessalure progressive des sédiments à la fin du Miocène moyen suggère un début de surrection du massif Rhénan. Le cycle de sédimentation est clos par un dépôt lacustre dont l'âge est mal établi [Sissingh, 1998].

A la fin du Miocène une seconde phase d'extension intervient en liaison avec la nouvelle phase tectonique alpine. La subsidence est la plus importante au Nord. La sédimentation reste partout fluviale.

4.1.2 La tectonique

L'histoire tectonique du fossé Rhénan est très complexe. Cependant l'analyse qualitative et quantitative de la fracturation du fossé Rhénan [Illies, 1975b ; Buchner, 1981 ; Schumacher, 2002 ; Bergerat, 1985 ; Behrmann et al., 2003 ; Michon et al., 2003 ; Dèzes et al., 2004 ; Edel et al., 2006] a permis de diviser l'évolution tectonique du fossé en quatre étapes principales (tableau 4-1) :

1. Un régime compressif Nord-Sud produisant des décrochements conjugués dextres NW-SE et senestres NE-SW. Puis au cours de l'Oligocène la contrainte maximale devient verticale et provoque la création d'un champ distensif de failles normales à faible pendage, influencé par l'héritage varisque qui donne au fossé sa direction N 20.
2. Un épisode distensif Est-Ouest à l'Oligocène. C'est l'étape de l'ouverture du fossé.
3. Une compression NE-SO fait rejouer les accidents subméridiens des étapes précédentes en coulissements dextres.
4. Une compression NO-SE qui se prolonge jusqu'à l'actuel.

Tableau 4.1 – Subdivisions, stratigraphie générale et évolution tectonique du fossé Rhénan [Lutz et al., 1999 ; Michon et al., 2003; Dèzes et al., 2004]

Ere	Système/ Epoque	Etage	Lithologie	Tectonique
QUATERNAIRE			Alluvions et lœss	
TERTIAIRE	Pliocène		Galets gréseux, granitique et sable fin	 NW-SE Compression
	Sup	Messinien Tortonien	Sables et graviers selon la région	
	Miocène. Moy	Serravallien Langhien	Activité volcanique 	 NE-SW Compression
	Inf	Burdigalien Aquitainien ?	Dépôts marins (Jura)	
	Sup	Chattien	Calcaire lacustre et marnes grise à la base	O-E Extension 
	Oligocène Inf	Rupélien	Formation salifère (couches, diapirs) marnes à la base et au sommet	
	Sup	Priabonien	Marnes et calcaires lacustres avec marnes grises au sommet	 N-S Compression 
	Eocène moy	Bartonien Lutétien		
SECONDAIRE	Jurassique	Malm Dogger Lias	Peu de dépôt ; marnes et calcaires Argiles, calcaires (grande Oolithe) Marnes et calcaires	
	Trias	¹ Keuper ² Muschelkalk ³ Buntsandstein	Dépôts rouges : argiles Marnes et calcaires Grès rouges	
PRIMAIRE	Permien		Dépôts détritiques issus de l'érosion, Epanchements volcaniques	
	Socle dévono-Dinantien		Dépôt volcano-sédimentaire, argiles selon les régions	

¹Keuper : mot allemand signifiant argiles bariolées. Equivalent germanique du Carnien et du Norien, 1er et 2ème étage du Trias supérieur.

² Muschelkalk: mot allemand signifiant calcaire coquillier. Equivalent germanique du Trias moyen qui est daté d'environ - 237 Ma à - 220 Ma.

³ Buntsandstein: signifie grès multicolore en allemand. Equivalent germanique du Trias inférieur, daté d'environ - 245 Ma à - 237 Ma. Il est lui-même divisé en trois sous-étages (Griesbachien, Nammalien, Spathien).

Le fossé Rhénan est caractérisé par trois types de failles lui donnant sa géométrie actuelle (figure 4.2) :

Failles de transfert : ce sont des failles normales majeures orientées généralement ENE-WSW, elles sont associées à des zones tectoniques de cisaillement varisque [Kroche, 1992 ; Edel et al., 2002]. Ces zones de transfert correspondent à des accidents de socle pré-rift (sous la couverture méso-cénozoïque qui vont avoir plusieurs influences sur la mise en place et l'évolution du bassin en effondrement. Elles vont compartimenter le rift en sous bassins, constitués de demi-grabens à basculement tantôt vers l'est tantôt vers l'ouest. De plus ces accidents se marquent bien dans la topographie actuelle et décalent nettement en décrochement les diverses sous-parties du fossé Rhénan. On distingue :

- A l'extrémité nord, la terminaison du graben est contrôlée par la faille hercynienne de Taunus-Hunsrück [Schwab, 1987] isolant le sous-bassin de Mayence.
- Au centre la faille de transfert de Lalaye-Lubine-Baden-Baden qui sépare le fossé Rhénan supérieur en deux parties nord et sud.
- Au Sud, la faille de transfert de Mulhouse qui met en évidence le bassin potassique et la zone de transfert jurassique à l'extrémité sud du fossé séparant le graben rhénan du bassin molassique et du Jura (figure 4.2).

Failles bordières : il s'agit d'accidents tertiaires (failles cénozoïques, syn-rift et post-rift ?) qui soulignent les bordures topographiques actuelles par rapport aux bassins (ex. bassin de Lorraine à l'est) et aux massifs (ex. massif des Vosges et le massif de la Forêt Noire) qui l'entourent.

Failles rhénanes: elles sont une importante population de failles normales à l'intérieur du fossé qui contrôlent les dépôts sédimentaires syn-rift [Sittler, 1969 ; Düringer, 1988].

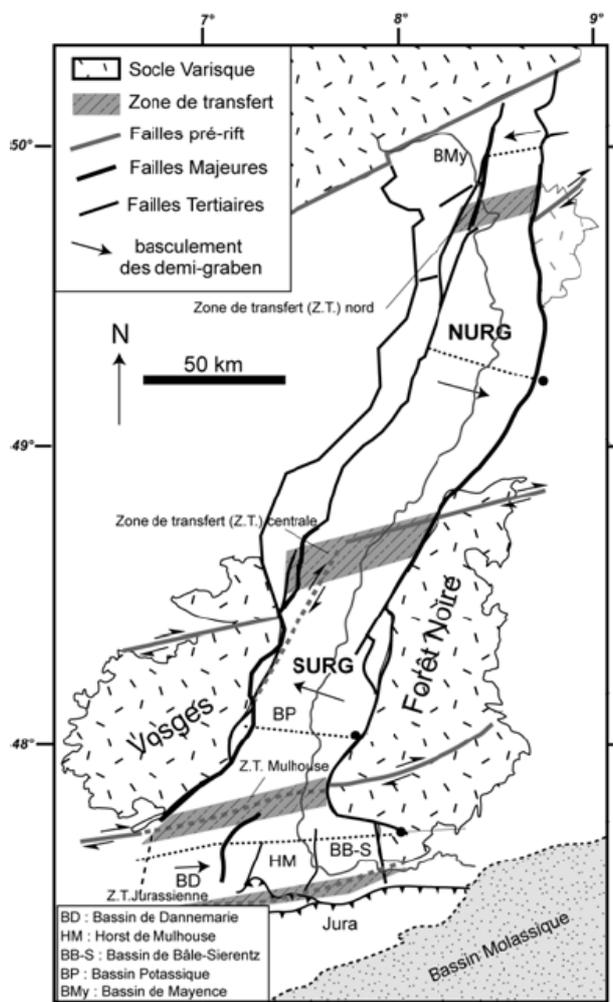


Figure 4.2- Schéma structural du fossé Rhénan montrant le système de failles bordières qui limite le fossé et les failles intra graben. Modifiée de Gideon et al. [2006]

4.1.3 Le volcanisme

L'évolution post-rift a été marquée depuis la fin du Miocène inférieur par le développement simultané d'une phase de volcanisme par surrection [Michon., 2000].

Au niveau du fossé Rhénan, la superposition de ces deux phénomènes est interprétée par l'arrivée de matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère [Neugebauer et al., 1983; Ziegler, 1992b]. Les données géophysiques montrent qu'il existe effectivement une anomalie thermique à l'aplomb des points chauds, par exemple la province de l'Eifel [Raikes et Bonjer, 1983; Granet et al., 2000]. La remontée de ce matériel chaud à l'aplomb d'une zone non amincie crustalement

durant l'extension Eocène-Miocène inférieur n'est vraisemblablement pas liée au rifting passif, mais semble être le résultat de l'évolution post rift. Le Kaiserstuhl fut un exemple, dans la partie sud du fossé du Rhin.

Le socle granitique de Kaiserstuhl se situe vers 1.500 mètres sous la surface, il est recouvert d'une très grosse épaisseur de sédiments qui vont de la fin du Primaire à l'Oligocène supérieur [Schleider et al., 1990]. On rencontre successivement de bas en haut: des grès et des conglomérats (Permien), des grès et des calcaires coquilliers (Trias), des marnes et des calcaires (Jurassique) et des calcaires, des grès et des marnes (Éocène, Oligocène). Les marnes, les conglomérats, les calcaires du Miocène se sont déposés pendant l'activité volcanique, quant au lœss et aux graviers du Quaternaire, ils sont post-éruptifs.

Le massif volcanique est constitué de tufs et des brèches de nature phonolithique et essexitique riches en enclaves de roches de profondeur et a connu deux phases magmatiques. À l'Eocène commençait l'effondrement du fossé Rhénan, une sédimentation importante se développait jusqu'à l'Oligocène, pendant que des mouvements tectoniques soulevaient de plusieurs centaines de mètres certaines zones et donnaient naissance à un réseau de failles, essentiellement de direction nord-sud. Puis la phase la plus importante du Kaiserstuhl, la plus récente du grand volcan, qui commençait entre 18 et 15 millions d'années, toujours au cours du Miocène, est celle qui se poursuivait jusqu'à la fin de l'activité volcanique. Ce second épisode s'installe sur des zones de croûte amincie à moins de 25 km à l'aplomb de zones à faible vitesse sismique enracinées dans le manteau au moins jusqu'à 200 km de profondeur [Granet et al., 1995b]. Deux modèles ont été récemment élaborés :

Granet et al., [1995b], proposent que dans chacune des régions volcaniques liées aux fossés d'effondrement, il y a une remontée active d'un panache de manteau de 200 km de diamètre depuis 250 km de profondeur. La géochimie des basaltes émis en surface montre leur source mantellique.

Un second modèle [Merle et al., 1998] lie directement la formation des rifts et le magmatisme associé à la formation alpine et donc à la subduction de la lithosphère européenne. L'origine de la surrection et du volcanisme n'est donc pas clairement déterminée. Le Kaiserstuhl reste le seul complexe volcanique alcalin maintenant refroidi présent dans le fossé Rhénan. Les magmas émis dans cette province sont uniques dans le rift et varient depuis les téphrites, essexites, phonolites jusqu'aux carbonatites [Wimmenauer, 1974].

4.2 Cadre géographique, géologique et géophysique de la région d'étude

4.2.1 Cadre géographique et géologique

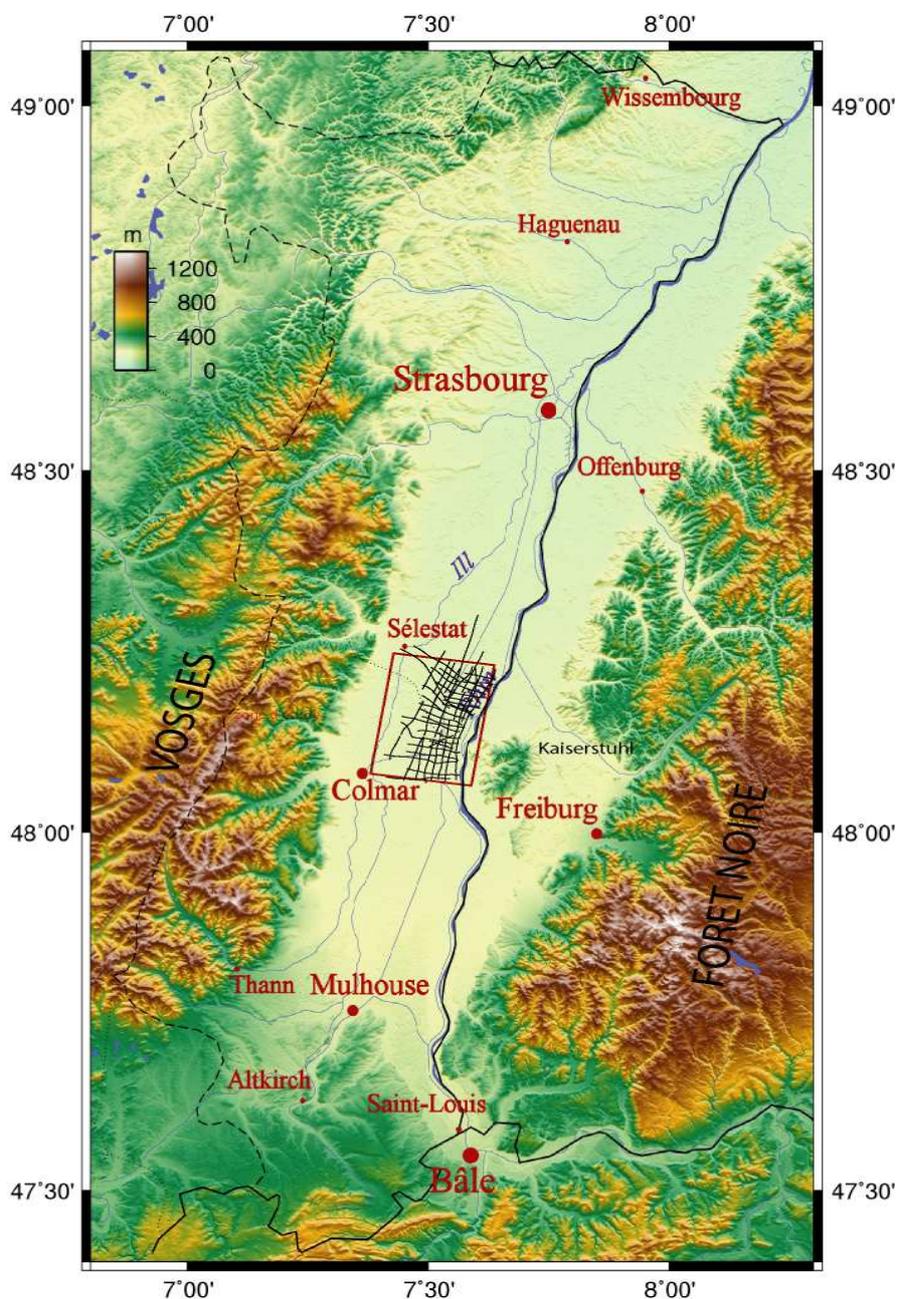


Figure 4.3- Localisation géographique de la zone d'étude (cadre rouge), située entre la ville de Sélestat au nord, la ville de Colmar au sud, avec la localisation du réseau des coupes sismique réflexion dont on dispose.

La zone couverte lors de notre cartographie aéromagnétique a une superficie de 290 km², située dans le fossé Rhénan entre les villes de Sélestat au Nord et la ville de Colmar au Sud, les Vosges à l'Ouest et l'Allemagne à l'Est (figure 4.3). Le choix stratégique de cette zone est basé sur plusieurs raisons :

Du point de vue acquisition, la présence de l'aéroport de Colmar-Houssen permet l'accès rapide à la zone d'étude, donc une réduction en temps et coût de vol.

Du point de vue scientifique, le contexte lithologique de cette partie du fossé Rhénan montre une diversité de structures géologiques qui peuvent être de meilleurs éléments pour tester la cartographie magnétique aéroportée. On cite la présence de :

- Failles importantes à l'intérieur du fossé
- Formations diapiriques de taille remarquable
- Massif volcanique du Kaiserstuhl

Failles : Des campagnes de sismique réflexion [Dohr, 1970], celles couplées de réfraction-réflexion [Edel et al., 1975 ; Fuchs et al., 1987 ; Gajewski, 1989 ; Lüschen et al., 1989] et des forages, ont contribué à la connaissance de la structure tectono-sédimentaire. La figure (4.4) présente une coupe schématique de la lithologie à l'échelle locale du fossé Rhénan. On remarque que les sédiments sont contrôlés par des failles bordières importantes, de direction rhénane NNE que l'on peut suivre jusqu'à la base, d'autres failles à l'intérieur du fossé de direction NNE voire N-S pouvant atteindre les formations plio-quadernaires.

Diapir : le fossé Rhénan est envahi par la mer suite à un effondrement de la partie sud du graben. Une sédimentation marine et salifère se traduit par des dépôts de marnes parfois gréseuses à bancs de halite (sel gemme), de sylvinite et de carnallite (potasse). Depuis la découverte de la potasse dans le Haut-Rhin de nombreux travaux [e.g. Courtot et al. 1972 ; Sittler, 1969, 1972] ont ciblé la formation salifère d'âge Eocène-Oligocène. Lutz et Cleintuar [1999] ont pu cartographier la ride salifère entre la ville de Colmar au Sud et Sélestat au Nord (figure 4.5).

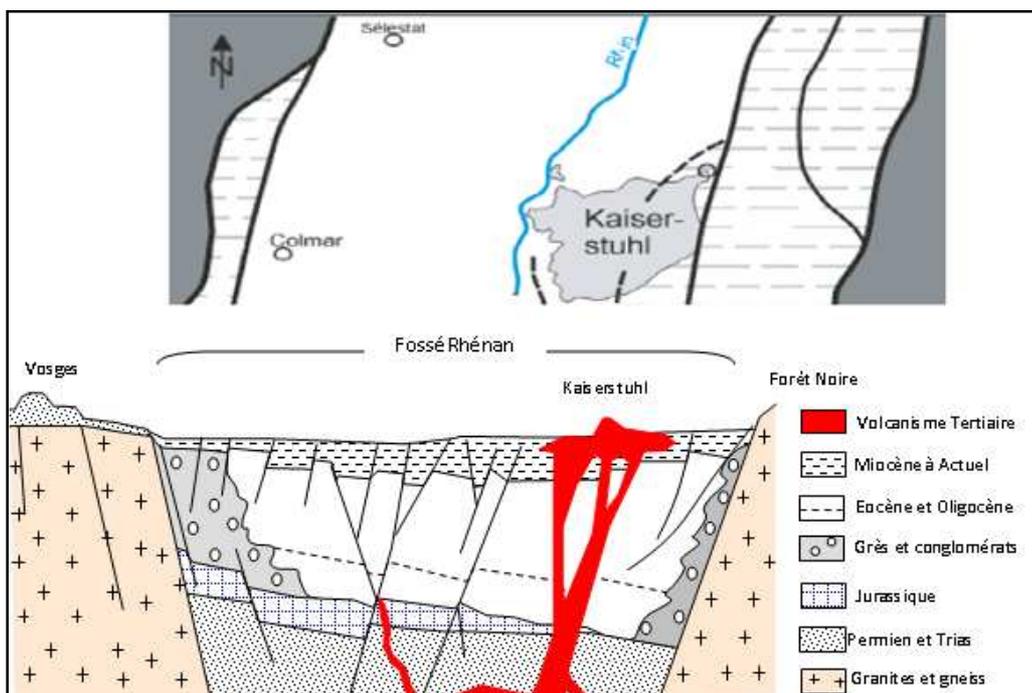


Figure 4.4- Coupe modèle de la structure tectono-sédimentaire du fossé Rhénan entre la ville de Colmar à l'ouest et la ville de Freiburg à l'Est [modifié d'après <http://geol.alsace.free.fr>]

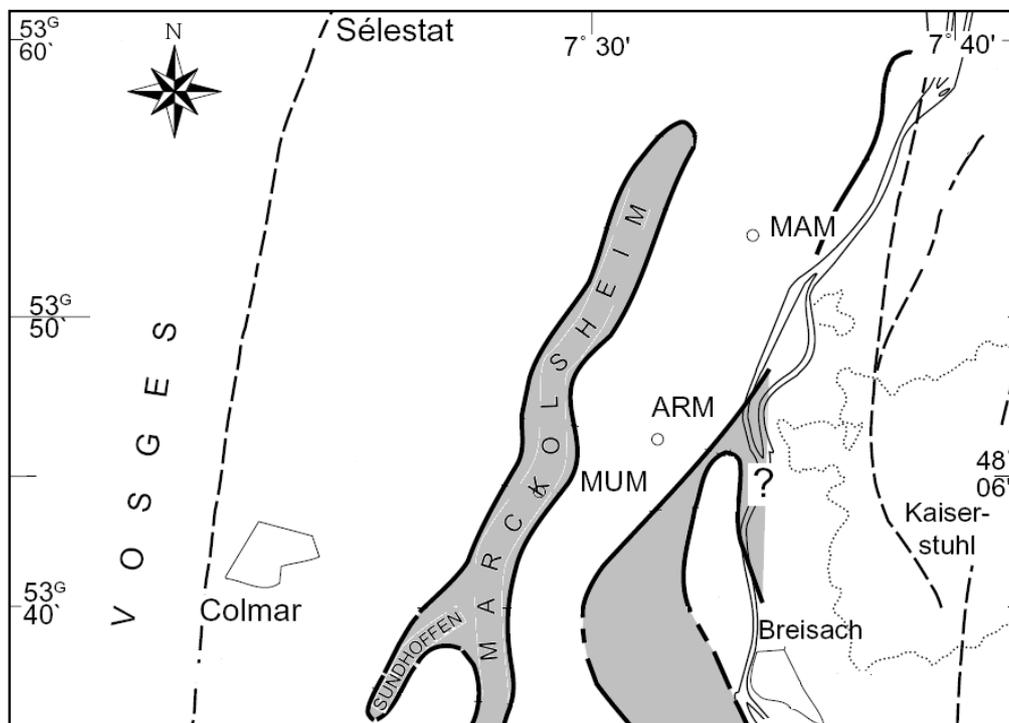


Figure 4.5- Cartographie de la ride diapirique (en gris) à partir des coupes sismique réflexion entre les villes de Colmar et Sélestat. Modifiée d'après Lutz et Cleintuar [1999].

Volcanisme : le Kaiserstuhl est un complexe volcanique, situé en Allemagne, d'une superficie de 150 km². La surface du Kaiserstuhl est composée d'un affleurement éruptif principal et des affleurements annexes (e.g. Limberg et Breisch). L'activité volcanique remonte à 16-18 Ma [e.g., Baranyi et al., 1976 ; Kraml et al., 1999], c'est-à-dire avant la mise en place du cours actuel du Rhin. Coté rive française du Rhin, les traces de ce volcanisme tertiaire se limitent aux tufs et brèches déposés par les processus de transport et de sédimentation. La présence de formation volcanique est mal documentée.

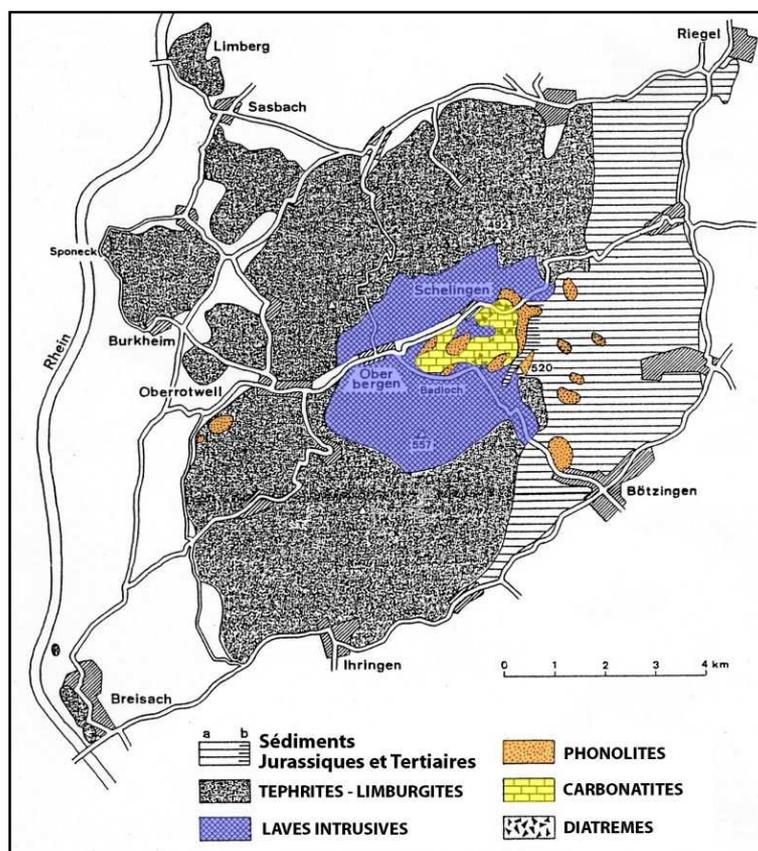


Figure 4.6- Carte schématique des roches éruptives du Kaiserstuhl après avoir enlevé la couverture de loess [Wimmenauer, 1962].

4.2.2 Cadre géophysique

4.2.2.1 Les levés magnétiques et aéromagnétiques antécédents réalisés dans le fossé Rhénan

Le fossé Rhénan, et plus particulièrement son côté français a fait l'objet de nombreuses études magnétiques et ce dès 1937, avec Alexanian, (1937) qui a entrepris la réalisation d'une carte d'anomalies de la composante verticale Z du champ magnétique. La société de prospection et d'exploitation des Pétroles d'Alsace (PREPA) a établi en 1956 une carte aéromagnétique couvrant le nord de l'Alsace et des Vosges, l'altitude des vols était de 600 m avec un espacement entre lignes de 2 km. En 1964, quelques profils N-S ont été effectués au-dessus de l'Alsace, lors du levé aéromagnétique de la France à 3000 m (CNRS-IPGP). En 1966, une cartographie aéromagnétique a été réalisée dans la partie Est du fossé Rhénan par « Flugmagnetometervermessung der Bundesrepublik Deutschland ». Une carte générale de tous les levés aéromagnétiques réalisées dans le fossé Rhénan est présentée dans (figure 4.7) avec les détails de chaque vol, (tableau 4-2) [Bosum et Hahn., 1967].

De 1965 à 1971, plusieurs cartes d'anomalie magnétique ont été établies par les élèves de l'IPG de Strasbourg [Saiagh, 1965] couvrant la zone de seuil d'Erstein ou bien le bassin de Sélestat [Spreux, 1971], le bassin potassique et le horst de Mulhouse. Entre 1976 et 1978, Edel et al. [1982] ont réalisé un levé au sol de l'ensemble du fossé situé entre Sélestat et Wissembourg. L'étude réalisée par Paltzelt [1968] attire notre attention puisqu'elle couvre notre zone d'étude. Elle présente un exemple de la carte réduite au pôle, prolongée de 1000 m vers le bas et dérivée une fois, avec un filtrage assez important destiné à supprimer les hautes fréquences sur les bordures (figure 4.8)

Tableau 4.1- Récapitulatif des levés aéromagnétiques effectués dans le Fossé du Rhin supérieur

Levé aéromagnétique	Année	Altitude de vol	Espacement entre profils	Magnétomètre
République fédérale d'Allemagne	1966	1000 m 1500 m	2200 m	à proton
P.R.E.P.A	1955	600 m 1200 m	2000 m	Fluxgate
France	1964	3000	10000 m	Vapeur de césium

Les cartes d'anomalie magnétique réalisées dans le fossé Rhénan et plus exactement dans la région de Colmar-Sélestat, ne révèlent pas assez d'informations précises, compte tenu d'une part de la faible densité des mesures et d'autre part de l'altitude des levés aéroportés. Les seules anomalies observées sont celles liées à l'influence du complexe volcanique du Kaiserstuhl sur la rive droite du Rhin (coté Allemand) et celles près du village de Neuf-Brisach situé au sud-ouest du Kaiserstuhl, associées à des formations volcaniques ou des séries sédimentaires provenant de l'érosion.

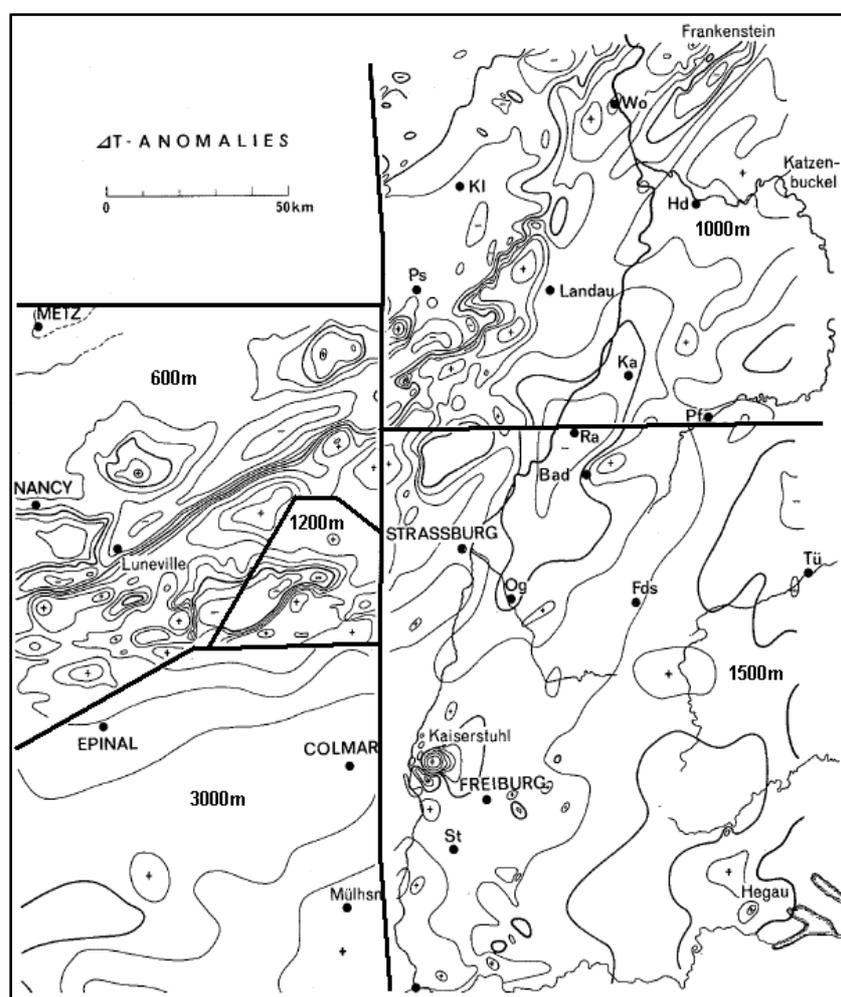


Figure 4.7- Carte générale des anomalies aéromagnétiques dans le fossé Rhénan supérieur [Bosum et Hahn, 1968].

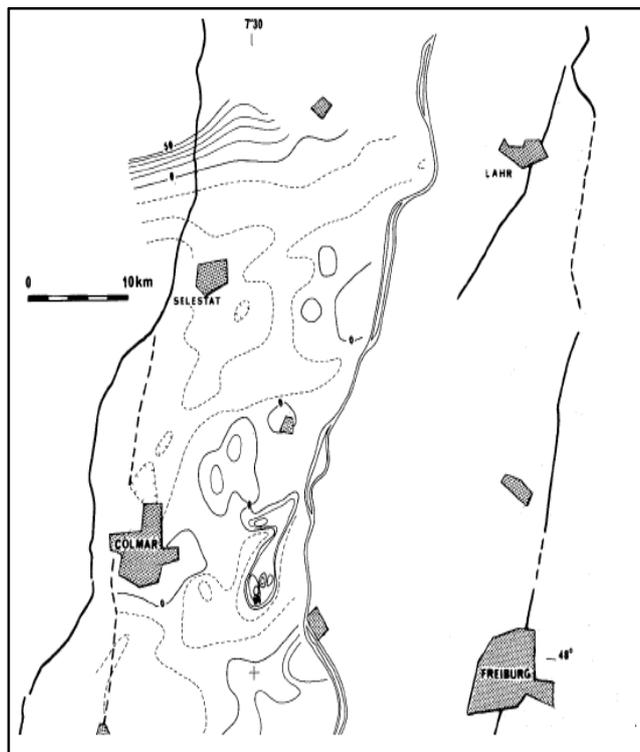


Figure 4.8- Carte des anomalies magnétiques au sol des anciens levés au sol [Patzelt, 1968].

4.2.2.2 Carte gravimétrique

La carte gravimétrique est le résultat d'une compilation des données gravimétriques du BRGM (Bureau de Recherche Géologiques Minières) et des MDP (Mines de Potasse d'Alsace). La figure 4.9 présente la carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer correspondante à notre zone d'étude entre la ville de Colmar et Sélestat. Sur cette carte, les zones positives par rapport à la moyenne seront nommées anomalies lourdes et les zones négatives anomalies légères. Cette carte est constituée de trois zones : deux correspondent à une anomalie lourde, et une à une légère :

- L'anomalie faiblement lourde correspond à la bande moyennement lourde de direction NE-SW formée par une variation dans le socle. La modélisation [Rotstein et al., 2006] indique que cette anomalie est engendrée par des séries volcano-sédimentaires carbonifères dans le socle.
- Parallèlement à cette anomalie positive et dans la même direction, l'anomalie négative liée à des roches de densité légère. Elle peut être engendrée soit par la

formation salifère diapirique présente dans cet endroit soit comme des granites ou des granitoïdes (figure 4.10).

- Les anomalies plutôt lourdes au sud et S-E peuvent correspondre à des formations volcaniques.

Nous discuterons dans la suite la « corrélation-compilation » des données de gravimétrie et nos données aéromagnétiques.

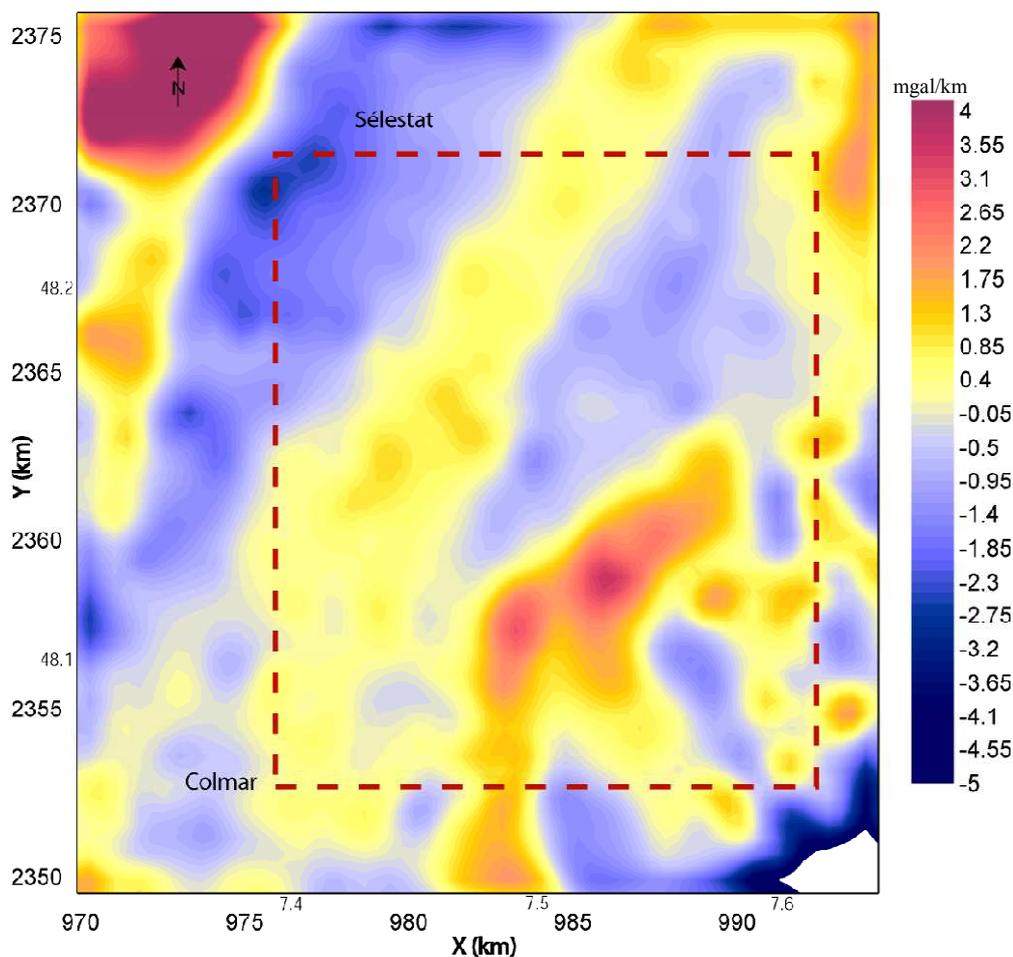


Figure 4.9- Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer dans notre zone d'étude (cadre rouge)

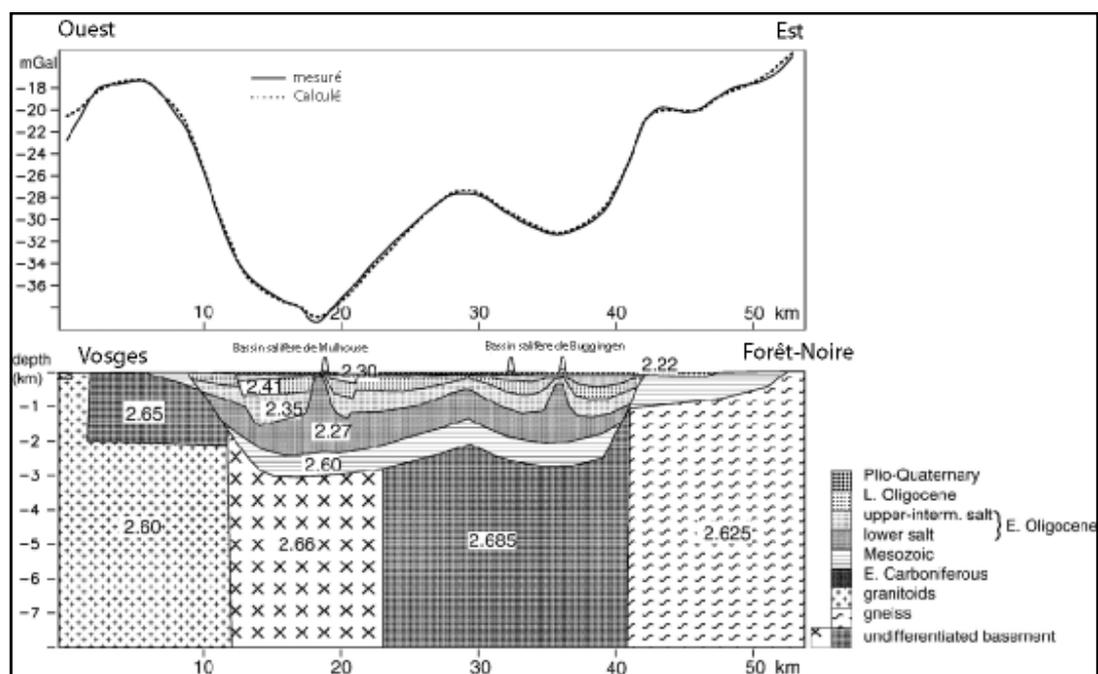


Figure 4.10- Modélisation gravimétrique d'un profil E-O de la forêt-Noire aux Vosges en passant par le bassin salifère de Mulhouse et de Buggingen, au sud de notre région d'étude [Rotstein et al., 2006].

4.2.2.3 Contribution de la sismique réflexion

Entre 1970 et 1990, des campagnes de sismique réflexion haute résolution ont été effectuées dans le cadre d'une collaboration entre Shell Française S.A. et SNEA-P (Société Nationale ELF Aquitaine- Production), dans le but d'explorer la partie française du fossé du Rhin supérieur, entre Strasbourg et Mulhouse. À l'origine, les objectifs principaux d'exploration étaient le grès triasique et les réservoirs de la Grande Oolithe. Grâce à cette collaboration, environ 1700 km de lignes sismiques ont été réalisées ainsi que sept forages atteignant la formation Mésozoïque, et deux le socle.

Les données sismiques nous seront très utiles pour l'interprétation des anomalies magnétiques observées, Je remercie à l'occasion l'Entreprise Oil, Euromin, Total Exploitation Production France, Shell and Vermillion Energy qui ont fourni et autorisé l'utilisation des coupes de sismique réflexion. Nous disposons d'une quarantaine de coupes de sismique réflexion à résolution différente (tableau 4.2) réparties sur l'ensemble de la zone d'étude (figure 4.11). Puisque l'on dispose des références géographiques des points de tir de chaque ligne sismique, on a pu superposer et combiner les profils sismiques à nos données aéromagnétiques à l'aide d'un

programme Matlab. Une interprétation qualitative et quantitative de quelques coupes combinées avec les données magnétiques pour la modélisation, sera abordée dans le chapitre 5.

Tableau 4.2- Caractéristiques des lignes sismique réflexion dont on dispose pour l'interprétation

Nom du profil	Nombre	Compagnie	Date et lieu	résolution
STS	32	SHELL	Strasbourg, sud- 1979	bonne
SEL	9	TOTAL	Sélestat-1987	Très bonne
COL	7	ESSO	Colmar-1987	Très bonne

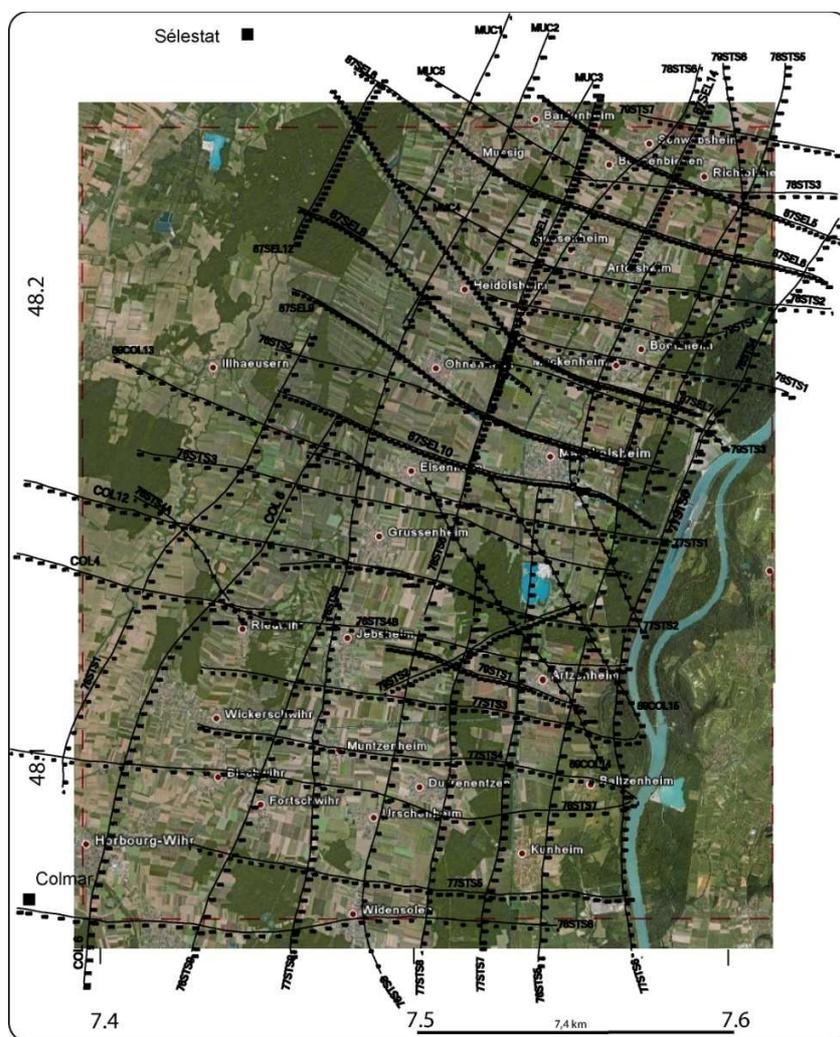


Figure 4.11- Positionnement des lignes sismiques réflexion sur fond de photo aérienne de la zone d'étude.

Les interprétations des lignes sismiques soulignent une succession de réflecteurs majeurs qui représentent le toit de certaines unités lithostratigraphiques (toit de la série grise, toit de la série salifère, toit du Jurassique-Trias et toit du socle). Pour visualiser les grandes structures tectono-sédimentaires présentes dans la région prospectée, nous avons pointé les trois principaux réflecteurs correspondant aux limites supérieures : de la formation grise (surface d'érosion), de la formation salifère et de la série oolitique qui constituent la base de la formation tertiaire. La figure 4.12 montre un exemple d'interprétation d'une coupe sismique repris du travail de Luz et al. [1999].

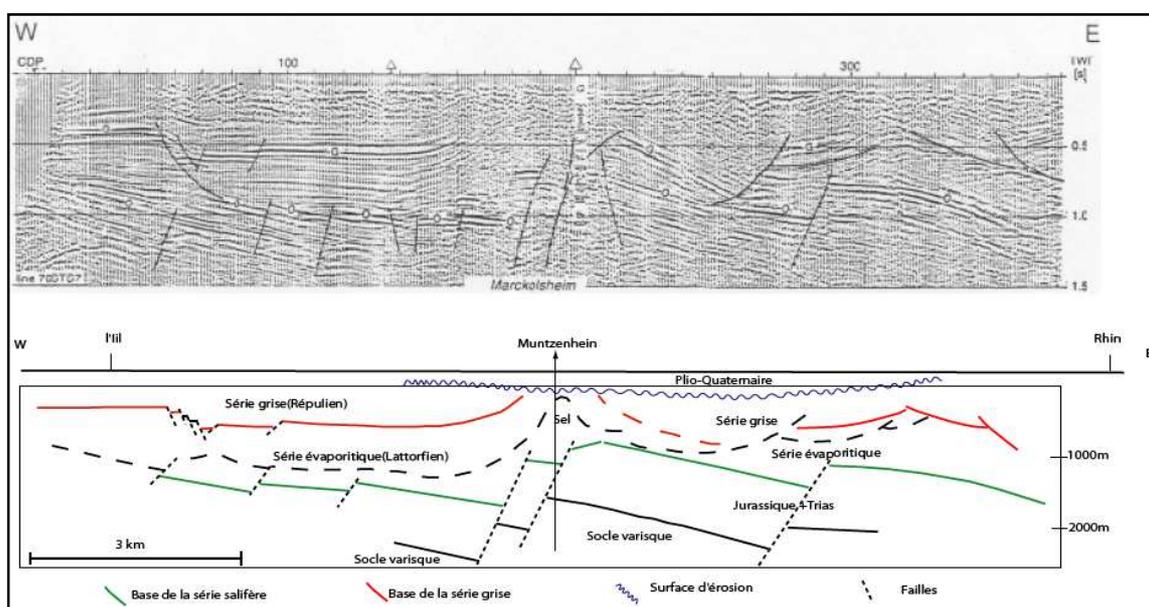


Figure 4.12- Profil sismique réflexion 76STS7 Est-Ouest entre le Rhin et l'Ill en passant par le village de Muntzenheim, et son interprétation structurale.

L'interprétation met en évidence trois grands ensembles de réflecteurs distincts qui peuvent nous servir à la fois pour l'interprétation et pour la modélisation :

- **La surface d'érosion** : réflecteur (en bleu) qui constitue la limite supérieure de la série grise, se caractérise par un faciès sismique assez flou qui disparaît au niveau du diapir. Cette discordance constitue la base du dépôt plio-quadernaire dont l'épaisseur reste irrégulière.
- **Limite du salifère** : le réflecteur (en rouge) lié à la base de la formation grise, définit le toit de la formation salifère supérieure. Le salifère supérieur très marneux consiste en un

groupe de réflecteurs parallèles et continus à forte amplitude, qui représentent d'excellents marqueurs sismiques utilisables sur l'ensemble des profils sismiques.

- **Limite de la série oolitique** : réflecteur (en vert) qui constitue la base de la série salifère et le toit des séries jurassique et trias.
- **Le socle** : plus chaotique, ses réflecteurs ne se voient que très rarement.

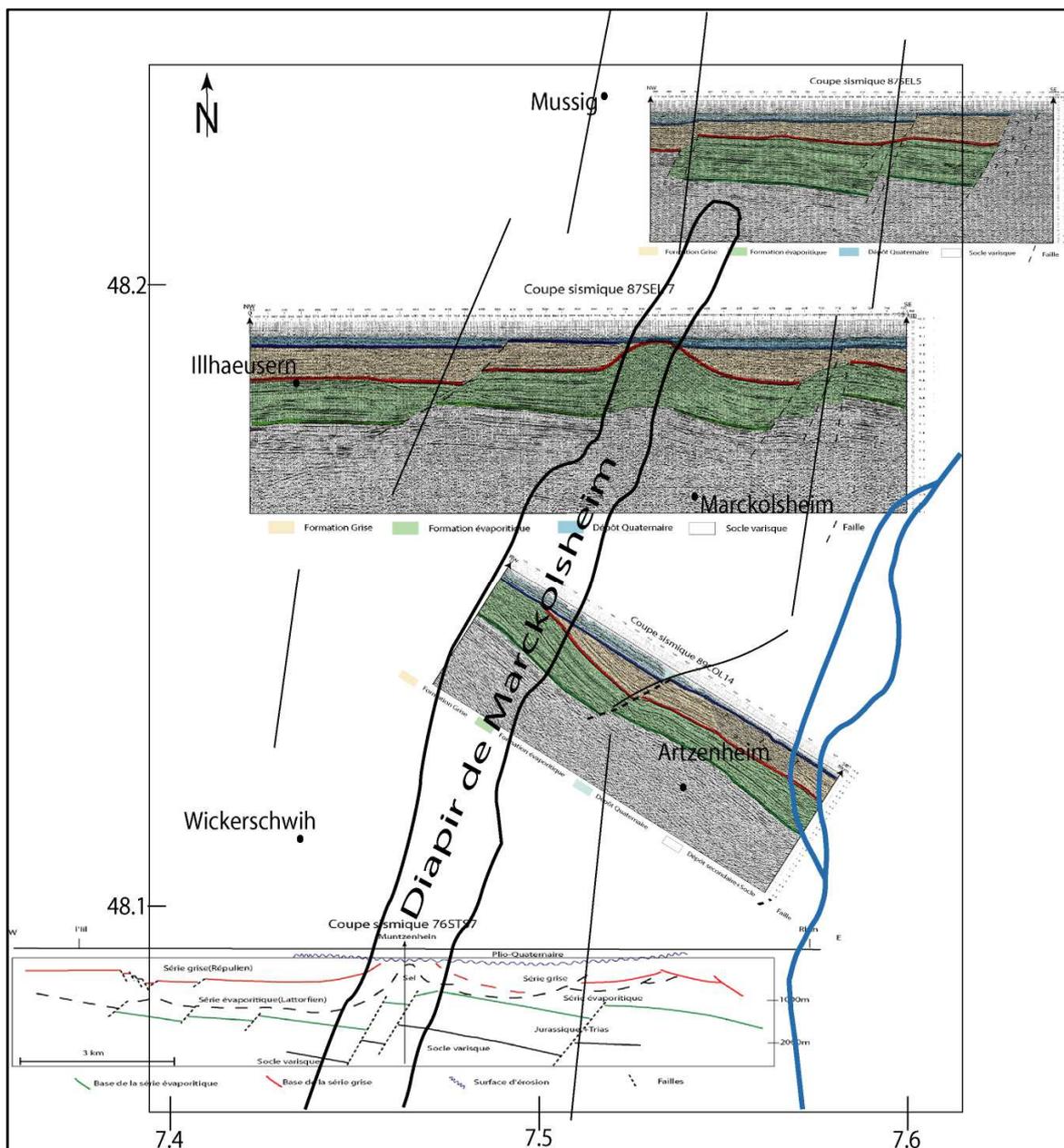


Figure 4.13- Cartographie de la ride diapirique (en gris) et des failles à partir des coupes de sismique réflexion

Le résultat de cette interprétation (figure 4.13), nous a permis de cartographier la ride salifère (le résultat obtenu est presque similaire au travail de Lutz et al. [1999]) et les principaux accidents tectoniques liés aux failles intergraben qui décalent la totalité des formations lithologiques depuis le socle, et affectant par endroits la formation plio-quadernaire (figure 4.14 et 4.15). Dans cette zone, le segment de ride salifère transversale est orienté NE-SW. La remontée de sel pourrait ainsi être facilitée par ce champ de contrainte régional, qui réactivait en profondeur d'anciens chevauchements hercyniens et favoriserait l'ascension. Ce mouvement est remarqué dans deux cas réels : le premier fait que cette remontée est suffisamment importante pour maintenir un équilibre entre le bassin de l'Ill à l'ouest et du Rhin à l'est. Ces deux rivières qui s'écoulent sur une topographie subhorizontale, présentent une faible pente descendante vers le nord. Leurs axes de drainage restent parallèles sur plus de 100 km, alors même qu'ils ne sont séparés que par une quinzaine de kilomètres. Donc cette particularité laisse supposer une activité de la ride salifère, partageant axialement deux bassins. Une étude de nivellement effectuée par Liaghat et al. [1998] explique que cette activité est liée à un soulèvement vertical d'une vitesse de 1 mm/an. Dans le deuxième cas, l'ascension diapirique est observée par une irrégularité au niveau de la liaison entre les affleurements de sel et les dépôts d'alluvions récentes (phénomène visualisé sur les coupes sismiques 87SEL 7 (figure 4.14) et 87SEL9 (figure 4.16)).

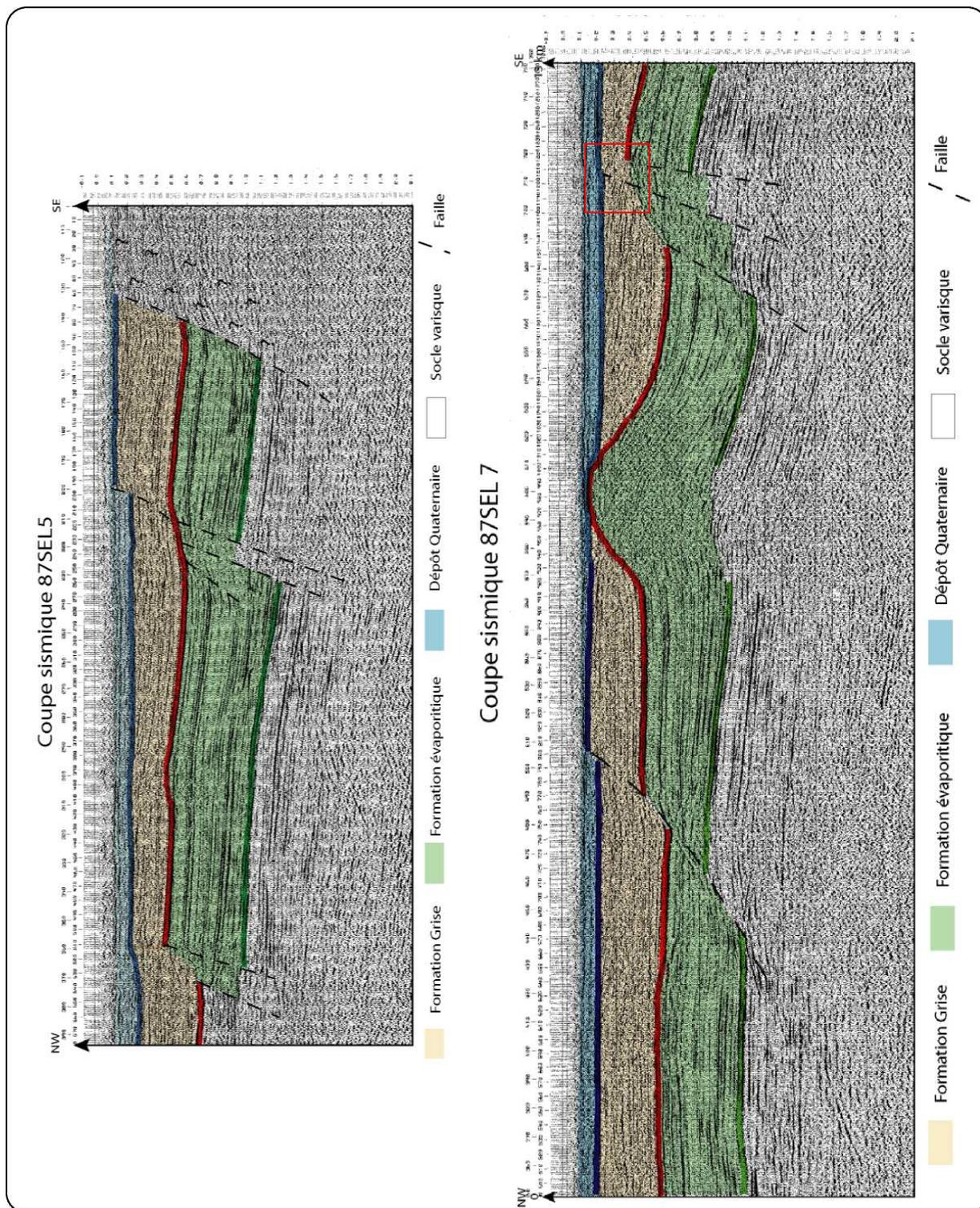


Figure 4.14- Exemple de profils sismique réflexion montrant le diapir (87SEL 7) et les failles intra graben décalant les réflecteurs : oolitique (vert), salifère (rouge) et surface d'érosion (bleu) affectant dans quelque endroit la formation d'âge quaternaire.

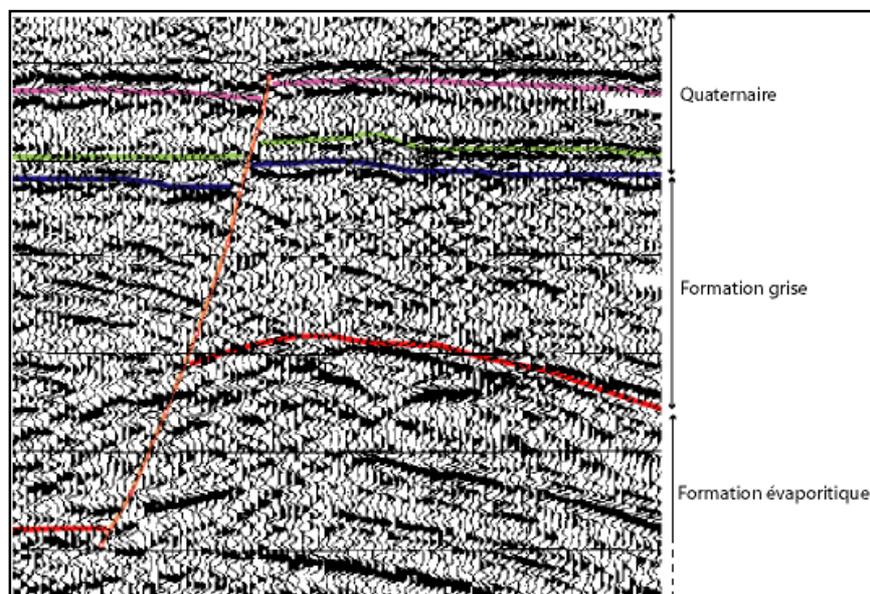


Figure 4.15- Une partie de la coupe sismique 87SEL7 (cadre rouge figure 4.12) montrant un décalage des trois réflecteurs.

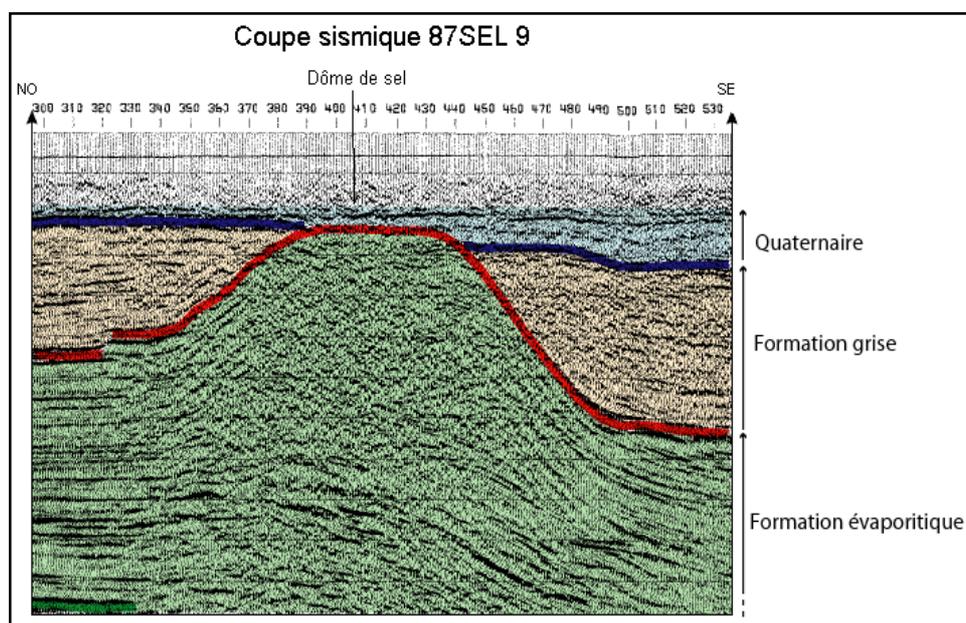


Figure 4.16- Une partie de la coupe sismique 87SEL9 montrant le dôme de sel en remontée affectant ainsi la formation d'âge Quaternaire (bleu)

4.3 Éléments géologiques ciblées dans l'interprétation magnétique

4.3.1 Diapir

La présence du dôme de sel, au sud de Colmar et son extension NNE-SSW ont été bien mises en évidence par l'interprétation des coupes sismique réflexion [Lutz., 1999]. On a ainsi pu cartographier les anticlinaux diapiriques de Colmar jusqu'à Sélestat (figure 4.13). La remontée observée de sel pourrait, grâce au contraste de susceptibilité avec les roches encaissantes, créer une anomalie magnétique. Il s'agissait de vérifier si cet effet est mesurable ou non.

4.3.2 Les failles

Concernant les failles, il est intéressant de voir si les discontinuités tectoniques observées sur quelques coupes sismiques et qui affectent par endroit la limite supérieure de la série grise (surface d'érosion) et parfois même les formations quaternaires, peuvent créer des linéations magnétiques surtout au nord de la zone d'étude ou une population de failles est remarquée (Coupe sismique 87SEL5, figure 4.14).

4.3.3 Le volcanisme

Coté français, la présence des traces du volcanisme du Kaisertstuhl est mal documentée. Les données de sismique réflexion et la gravimétrie ne révèlent pas d'information sur la présence de dépôts volcaniques. On peut penser qu'avec une carte magnétique détaillée, on pourrait mettre en évidence leur signature magnétique. Nous évaluerons l'extension latérale de ces dépôts.

4.3.4 Variation dans le socle

L'analyse de la carte gravimétrique (figure 4.9) révèle deux anomalies positives « lourdes » et une négative « légère » dues aux roches à densité et susceptibilité magnétique différentes. La corrélation entre la gravimétrie, le magnétisme et le type de roche a été exposée par Edel [1982]. Ainsi quatre types de roches sont distingués dans l'interprétation :

- Roches légères et non magnétiques, exemple des granites.
- Roches légères et magnétiques qui peuvent être des granodiorites ou des diorites.

- Roches plutôt lourdes et non magnétiques : il peut s'agir de roches métamorphiques de type gneiss de la Forêt-Noire et/ou de leur couverture Dévono-Dinantienne.
- Enfin les roches plutôt lourdes et magnétiques sont corrélables avec les roches basaltiques et andésitiques viséennes et leur équivalent plutoniques.

Nous essayerons dans le chapitre 5 de compiler l'ensemble des données gravimétriques et de sismique réflexion avec nos données aéromagnétiques et savoir si l'ensemble des éléments géologiques cités auparavant sont observables par le magnétisme.

Chapitre V : Interprétation
des données magnétiques

Chapitre 5 Interprétations des données magnétiques

Ce chapitre est consacré à l'interprétation des données magnétiques, l'objectif étant de caractériser le mieux possible les sources magnétiques qui sont à l'origine des anomalies observées. En première partie, nous ferons appel aux différents opérateurs mathématiques de transformation pour manipuler les cartes magnétiques afin d'en tirer le maximum d'information. Les cartes transformées traitées par chaque opérateur seront représentées dans le même ordre qu'au chapitre 3. Une carte schématique structurale sera établie récapitulant l'ensemble des interprétations des cartes transformées aéromagnétiques et gravimétriques, des profils sismique réflexion et de la géologie du Kaiserstuhl. En deuxième partie et pour les principales structures, des modélisations et inversions des données de profils magnétiques sont faites en s'appuyant sur la sismique réflexion. En troisième partie, une étude conjointe des trois cartes d'anomalies magnétiques réalisées à trois altitudes différentes est alors réalisée. Enfin les données les plus fines, obtenues à la surface du sol, sont interprétées.

5.1 Description des anomalies magnétiques

5.1.1 Cartes d'anomalie magnétique

La figure 5.1 présente la carte d'anomalie magnétique du levé aéromagnétique (Chapitre 2). A première vue, cette carte met en évidence des fortes variations au sud-est. Ces anomalies dont les amplitudes varient entre -1000 et +500 nT sont mieux détaillées sur le bas de la figure 5.1. La présence à l'Est du complexe volcanique du Kaiserstuhl, nous confirme que ces anomalies sont générées par des dépôts volcaniques aimantés. La nature des dépôts volcaniques est incertaine puisque l'on ne dispose pas d'informations sur le prolongement du complexe volcanique vers l'ouest.

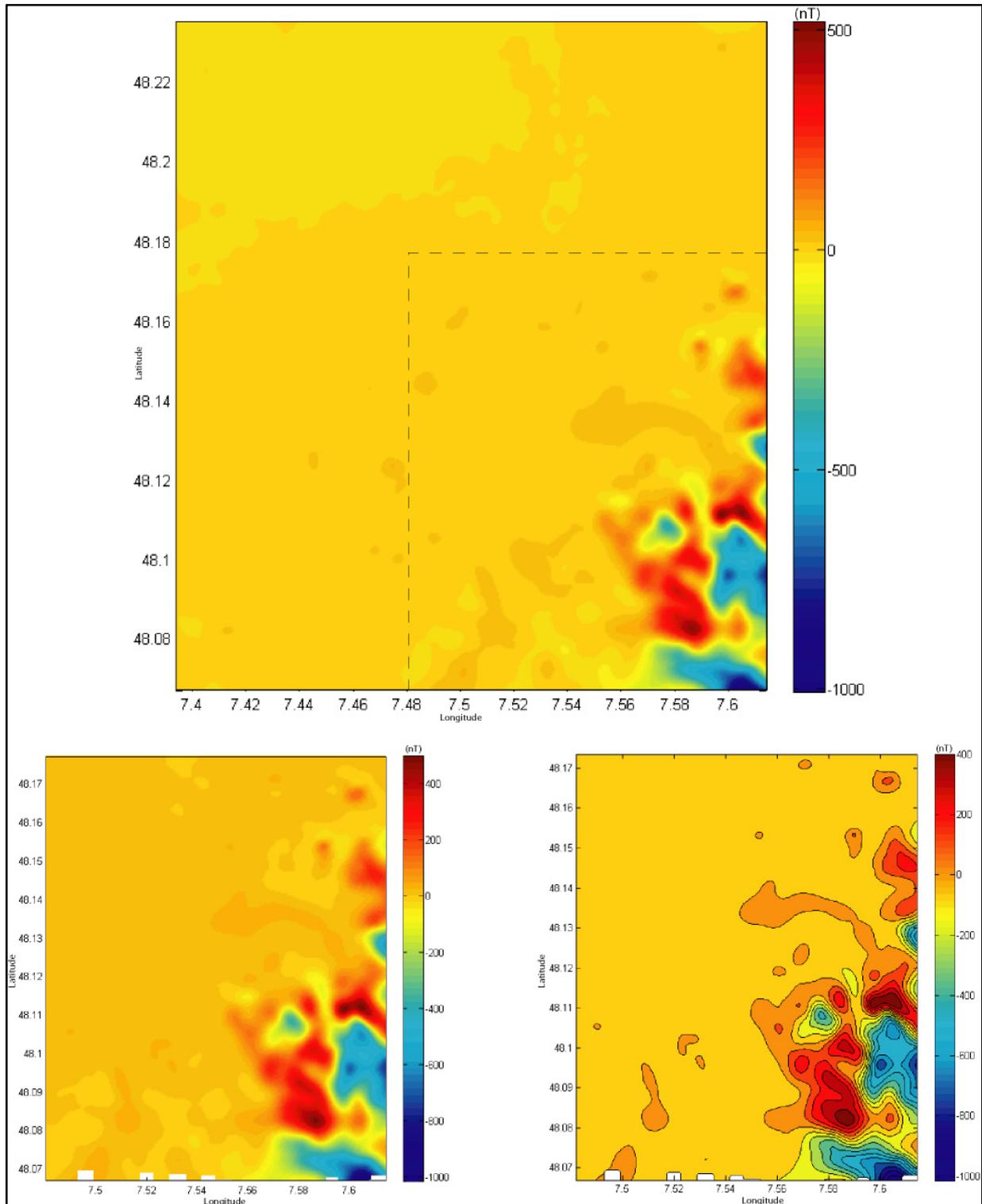
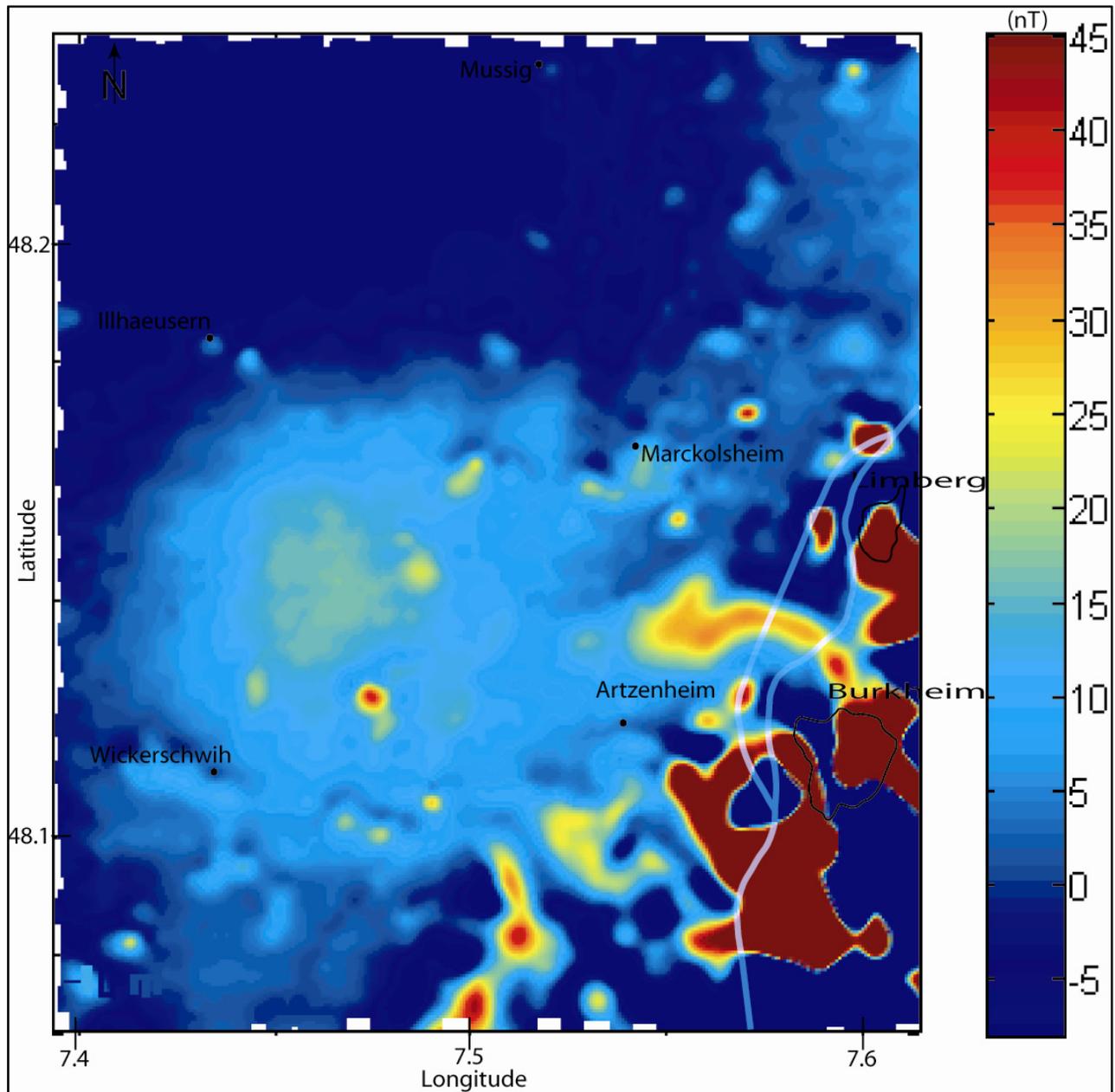


Figure 5.1- Carte d'anomalie magnétique et agrandissement sur les anomalies de fortes amplitudes

Il pourrait s'agir de débris pyroclastiques qui sont certainement remaniés, repris par les processus éoliens, lacustres ou fluviaux. Pour mieux expliquer ces anomalies, une autre représentation de la carte d'anomalie magnétique a été effectuée en seuillant les couleurs sur des valeurs autres que les extrema de la carte magnétique.



La figure 5.2 illustre cette nouvelle représentation de la carte d'anomalie magnétique en seuillant entre -8 et 45 nT. On observe ainsi mieux les anomalies de plus faible amplitude. Les deux petits stratovolcans (centres éruptifs) du Limberg et de Burkheim qui font partie du complexe volcanique du Kaiserstuhl apparaissent mieux sur la carte d'anomalie magnétique. Cependant on n'observe pas une corrélation claire entre les anomalies magnétiques de plus forte amplitude et les stratovolcans tels que sont cartographiés géologiquement. Du point de vue des données magnétiques, on est en droit de s'interroger sur la présence d'un autre stratovolcan plus au sud.

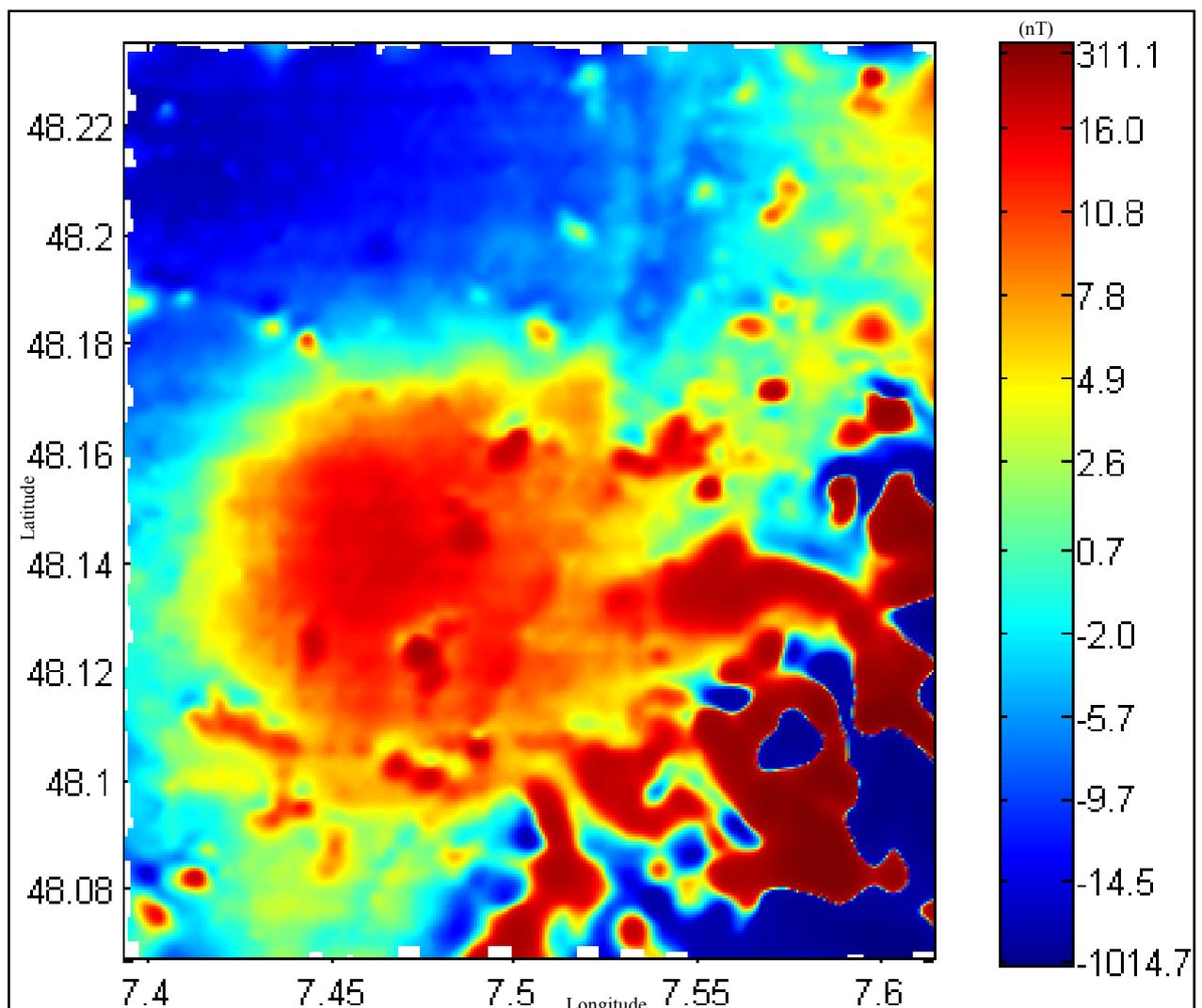


Figure 5.3- Carte d'anomalie magnétique

Sur la figure 5.1 les fortes variations engendrées par le volcanisme masquent des anomalies de faible amplitude. Pour remédier à ce problème, on utilise une représentation plus adaptée en définissant une échelle de couleur par équipopulation. Notre programme de traitement, fait en sorte que chaque couleur occupe la même surface sur la carte d'anomalie magnétique. Cela permet de bien distinguer toutes les anomalies et de localiser leurs extrema comme expliqué auparavant (chapitre 2). La figure 5.3 présente la carte d'anomalie magnétique en représentation de couleurs équi-réparties.

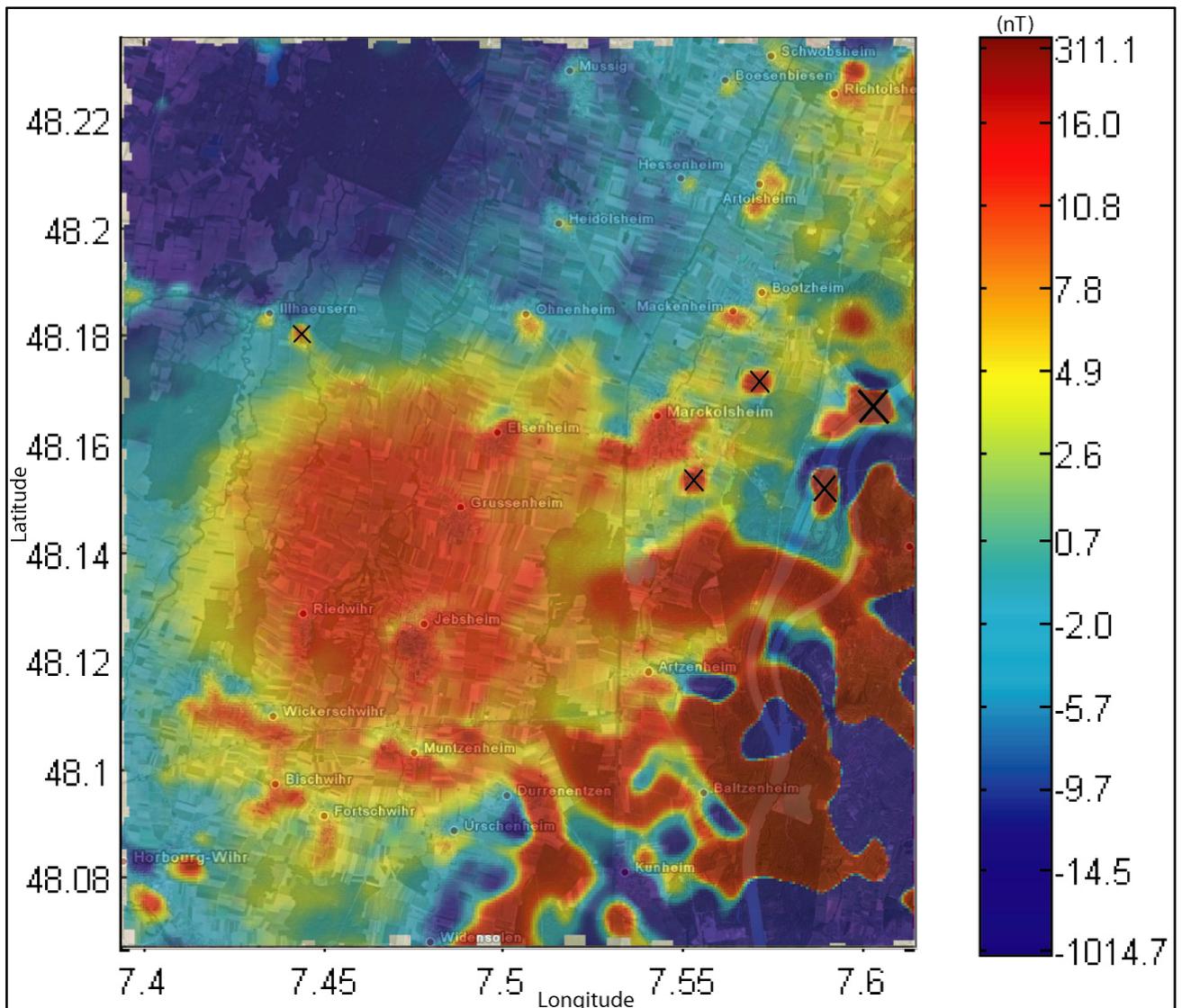


Figure 5.4- Carte d'anomalie magnétique en représentation par équipopulation. La carte est superposée à la photo aérienne (Google-Earth) de la zone survolée.

La figure 5.4 présente une carte d'anomalie en équipopulation superposée à la photo aérienne (Google-Earth) de la zone survolée. Cette carte révèle plus d'informations que la carte d'anomalie magnétique normale (figure 5.1). La répartition des anomalies magnétiques est variée. Les amplitudes reflètent des structures-sources soit d'origine géologique soit anthropique.

1. Les anomalies d'origine anthropique sont engendrées dans la plupart des cas par les villages survolés (superposition de la carte d'anomalie magnétique et de la photo aérienne). On constate le plus souvent que l'amplitude du signal dépend de la dimension des villages (comparaison entre les villages de Marckolsheim et Bootzheim). D'autres anomalies sont d'origine anthropique (marquées par une croix noire) mais ne correspondent pas à des villages : par exemple un forage tubé réalisé en 1978 par la compagnie pétrolière Shell au sud de Mackenheim [Lutz et al., 1999] ou des hangars de structures industrielles (au bord du Rhin à l'est de Marckolsheim).
2. Les anomalies magnétiques associées aux différentes structures géologiques. A part les anomalies magnétiques liées au volcanisme discutées précédemment on distingue :
 - Au centre de la carte, le pôle positif d'une anomalie dipolaire à grande longueur d'onde dont le pôle négatif est localisé probablement vers le nord. La cause géologique de cette grande anomalie sera discutée dans la suite du chapitre.
 - Dans le secteur nord quelques alignements de direction N-S sont faiblement visibles. L'analyse des coupes sismiques réflexion dont on dispose montre dans cet endroit la présence de failles à rejet important qui atteignent la surface (figure 4.15 du chapitre 4). Dans la suite des interprétations, et à l'aide des cartes transformées, nous confirmerons si ces linéaments magnétiques sont engendrés par des failles.
 - Un deuxième linéament magnétique de direction NNE-SSO est faiblement remarqué sur la carte d'anomalie magnétique. Le contexte lithologique de la zone montre la présence d'une formation salifère diapirique dont la ride s'allonge dans la même direction (figure 4.13, chapitre 4). On soupçonne que cette linéation magnétique est engendrée par le contraste de susceptibilité entre le diapir et les formations encaissantes. Nous vérifierons si les autres cartes transformées peuvent nous dévoiler plus d'informations.

5.2 Description des cartes magnétiques transformées

5.2.1 Carte de dérivation

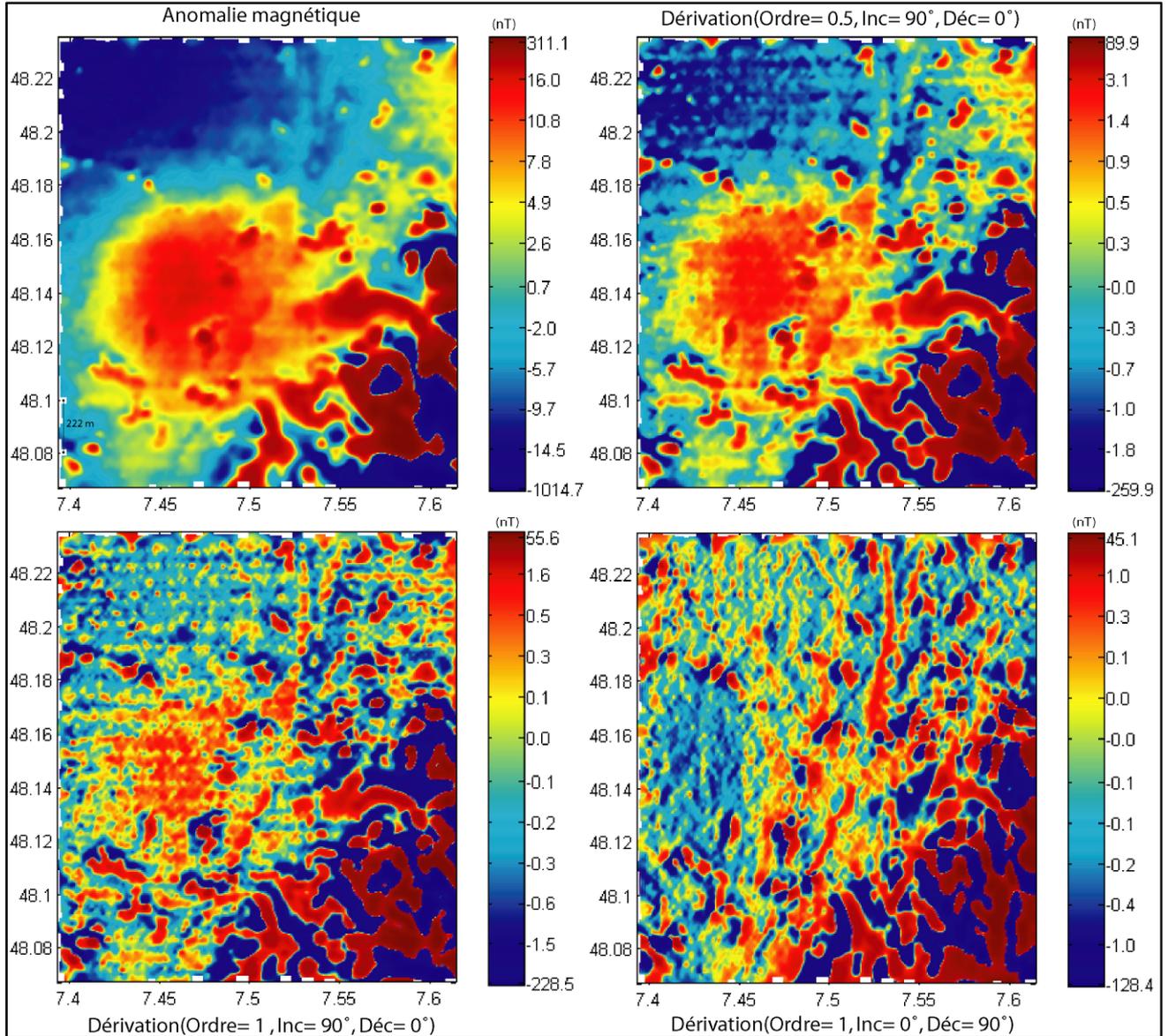


Figure 5.5- Carte d'anomalie aéromagnétique et cartes transformées par dérivation pour des ordres de dérivation (0.5 et 1) et valeurs d'inclinaison et de déclinaison

La dérivée verticale permet de mieux mettre en évidence les anomalies de surface en atténuant comparativement les anomalies à plus grande longueur d'onde (basse fréquence). Plus l'ordre de dérivation augmente plus les anomalies de basse fréquence sont atténuées. En même temps, le

bruit des données est augmenté et on ne peut pas aller au-delà d'un certain ordre de dérivation, qui est fonction de la qualité des données.

Les cartes de dérivation d'ordre 0,5 et 1 font successivement apparaître des anomalies que l'on ne voyait quasiment pas sur les cartes d'anomalie magnétique entre autre on distingue les lignes de vol. Les anomalies magnétiques liées au volcanisme sont mieux délimitées.

Au Nord, les linéations de direction N-S que l'on a discuté précédemment, apparaissent beaucoup plus clairement. Elles semblent former un enchaînement continu avec les linéations plus au sud qui sont visiblement liées au diapir.

La dérivée horizontale est-ouest donne une très bonne visualisation de ces linéations. Elle élimine complètement l'anomalie magnétique de grande longueur d'onde au centre de la carte ; les linéations nord-sud à NNE-SSO sont mieux imagées et plus continues.

L'origine géologique de l'ensemble des linéations observées sur les cartes de dérivée verticale et horizontale sera discutée dans la suite de ce chapitre.

5.2.2 Cartes transformées par intégration

La transformation par intégration correspond à prendre l'inverse de l'opérateur (équation 3-16) : $\{-2i\pi(lu + mv \pm in\sqrt{u^2 + v^2})^n\}$ c'est-à-dire n est négatif pour l'intégrale n ième. La figure 5.6 présente la carte d'anomalie magnétique et les cartes transformées par intégration à des ordres différents, nous constatons que plus l'ordre d'intégration est grand, plus les anomalies hautes fréquences sont atténuées. Comme on pouvait le prévoir, les anomalies correspondant aux villages disparaissent le plus rapidement, car plus proches du levé. Les linéations N-S sont atténuées plus progressivement.

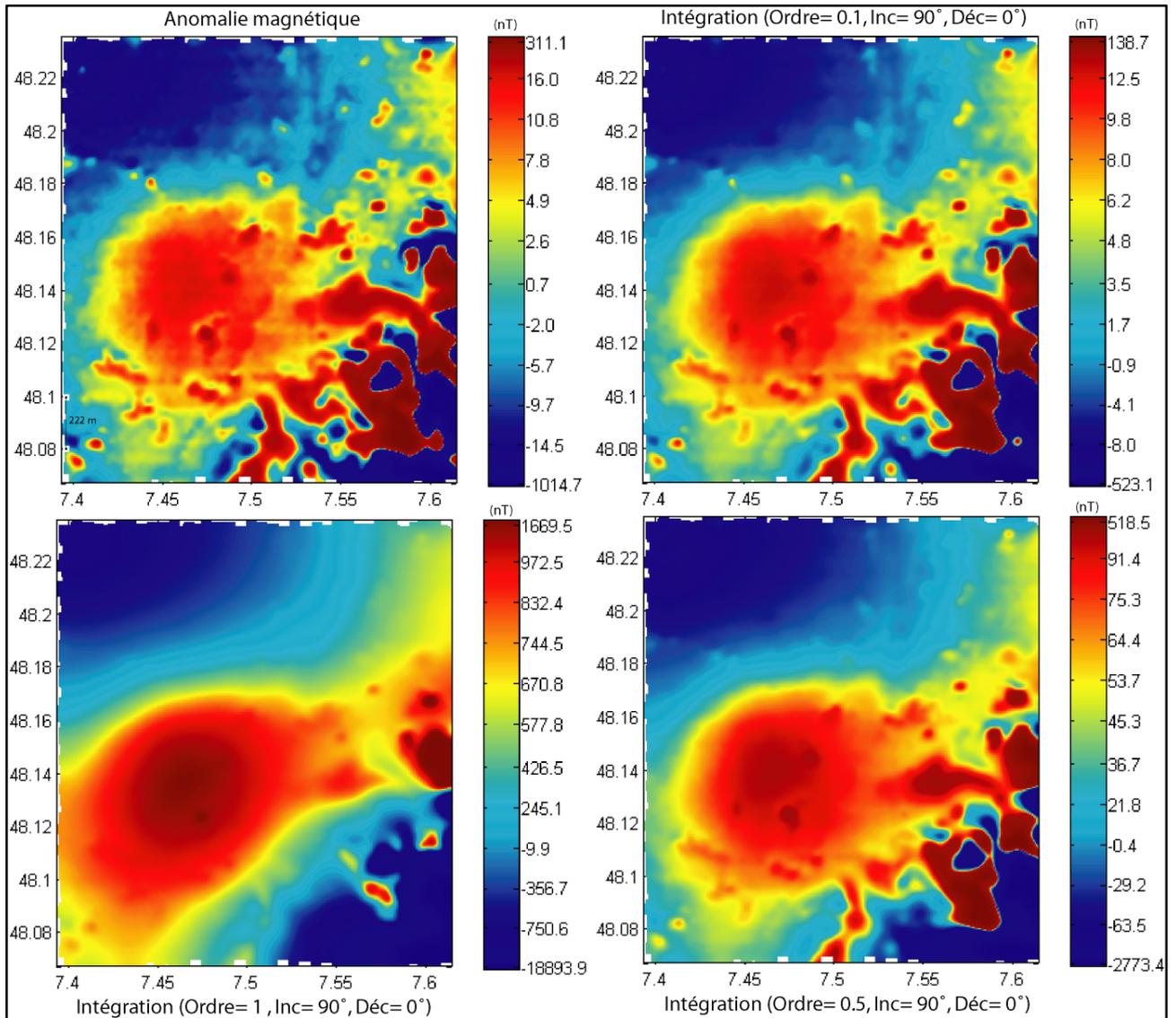


Figure 5.6- Carte d'anomalie aéromagnétique et cartes transformées par intégration pour des ordres de dérivation (0.1, 0.5 et 1) et valeur d'inclinaison = 90° et de déclinaison= 0°.

5.2.3 Cartes de prolongement vers le haut

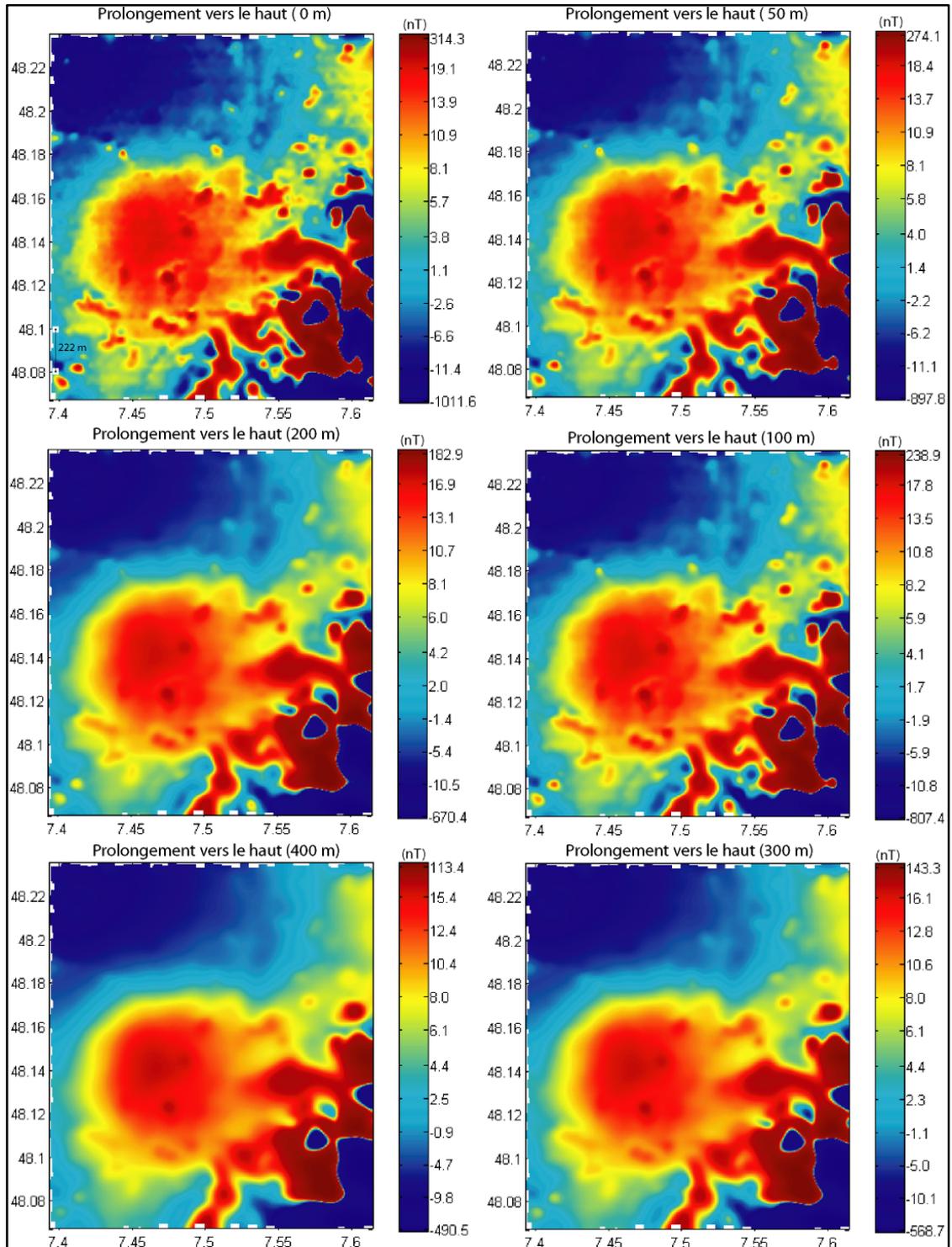


Figure 5.7- Carte d'anomalie aéromagnétique et cartes transformées prolongées vers le haut à différentes altitudes.

Le prolongement vers le haut sert de filtre passe-bas comme l'intégration. Le signal est lissé et les effets des grandes structures profondes sont privilégiés par rapport aux petits objets en surface.

Plus on augmente l'altitude de prolongement plus l'amplitude des anomalies diminue. Les petits objets en surface n'apparaissent plus sur la carte (les petits villages). Seules les anomalies liées à une structure industrielle à l'est de la carte et quelques grands villages (Marckolsheim) apparaissent encore clairement même à 400 m de prolongement. La grande structure au centre de la carte et celles liées au volcanisme au sud-est apparaissent toujours aussi clairement. Les linéations au nord de la carte sont moins atténuées que les villages ce qui s'explique par leur origine plus profonde. Les cartes sont plus lissées.

5.2.4 Cartes de prolongement vers le bas

Le prolongement vers le bas correspond à l'opération inverse du prolongement vers le haut. Il est utilisé pour renforcer les anomalies de courte longueur d'onde. La figure 5.8 présente la carte d'anomalie magnétique et les cartes prolongées vers le bas à -50 m, -100 m et -150 m. On remarque plus les imperfections des mesures. A -150 m il n'y a pratiquement plus que du bruit ; cela est aussi dû au fait que l'on atteint le sol et les structures aimantées et qu'alors l'hypothèse du laplacien nul n'est plus valide.

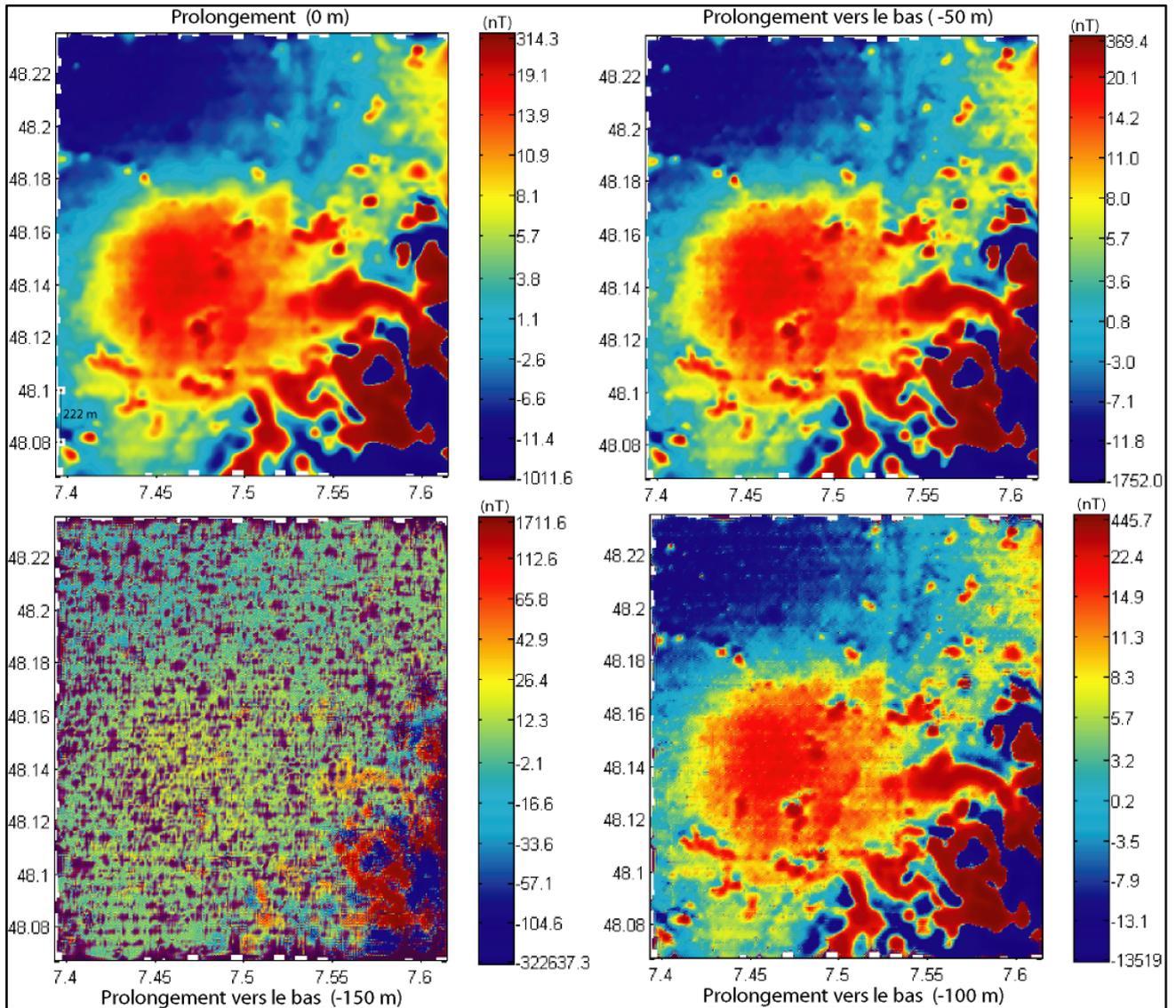


Figure 5.8- Carte d'anomalie aéromagnétique et cartes transformées prolongées vers le bas à différentes altitudes.

5.2.5 Carte de réduction au pôle

On calcule successivement la réduction et la double réduction au pôle. La direction du champ magnétique régionale est celle déduite de l'IGRF 2000-2005. Pour la direction d'aimantation, on n'a à priori pas d'autre choix que de la supposer induite et donc de direction égale à celle du champ magnétique régional. Les deux cartes obtenues et l'agrandissement sur le village de Marckolsheim montrent bien l'évolution de la forme des anomalies qui peut se traduire grossièrement par un déplacement des parties positives vers le nord.

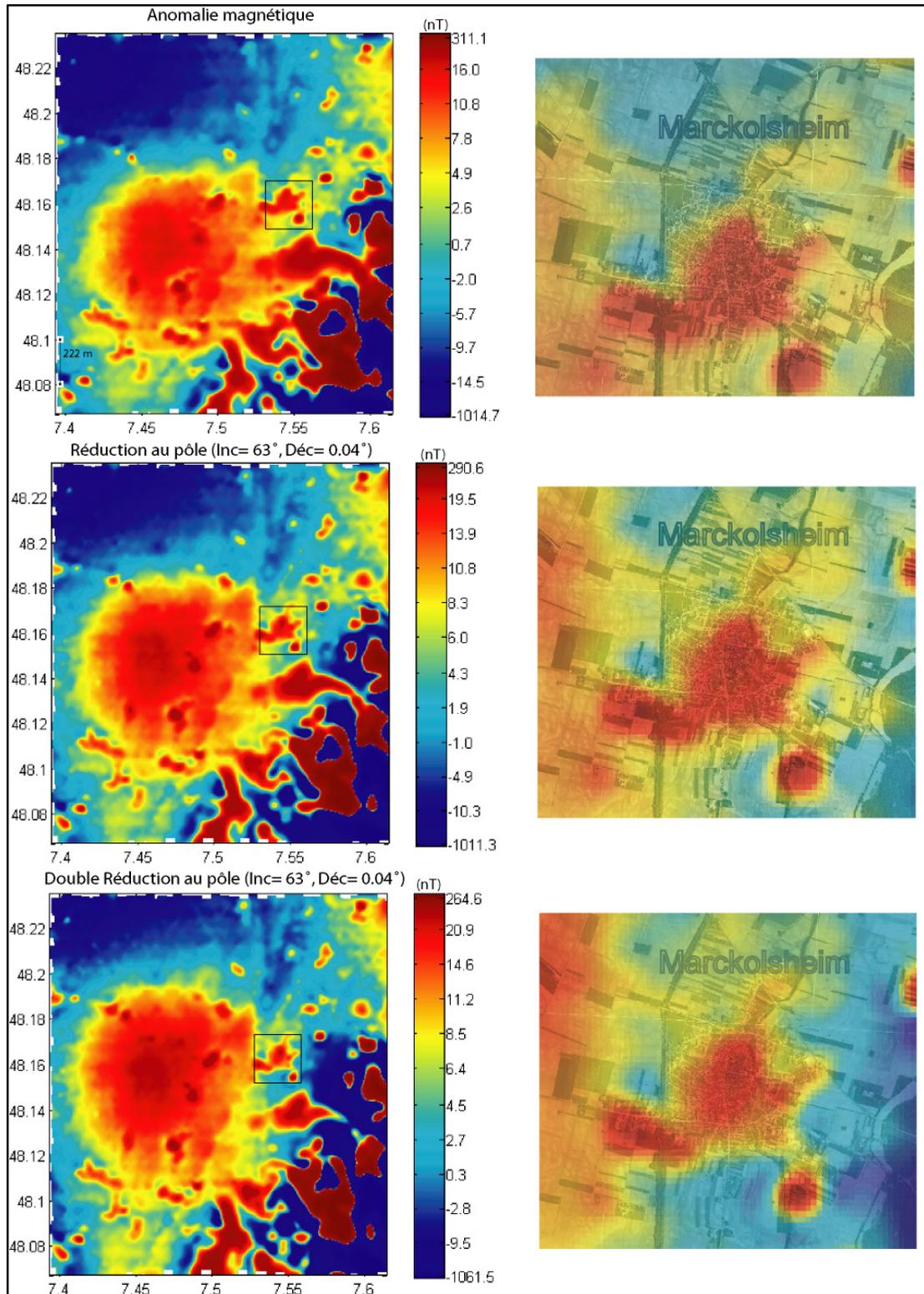


Figure 5.9- Cartes transformées de réduction et double réduction au pôle de l'ensemble des données aéromagnétiques avec un agrandissement pour le village de Marckolsheim.

5.2.6 Carte du signal analytique

Nous avons vu qu'un débat a eu lieu entre les tenants du signal analytique vectoriel et du signal analytique scalaire. Nous présentons dans la figure 5.10 les cartes obtenues avec les deux transformées. Nous constatons qu'il n'y a pas de grandes différences entre les deux cartes. Sur l'une comme sur l'autre on observe en premier lieu les valeurs très fortes liées aux dépôts volcaniques. Le signal analytique permet ainsi de bien limiter la zone où ces dépôts existent. Les villages sont observés clairement mais les linéations précédemment décrites ne sont malheureusement qu'à peine visibles et, en termes d'interprétation, on se rend compte que dans notre cas le signal analytique vectoriel ou scalaire n'apporte pas grand-chose.

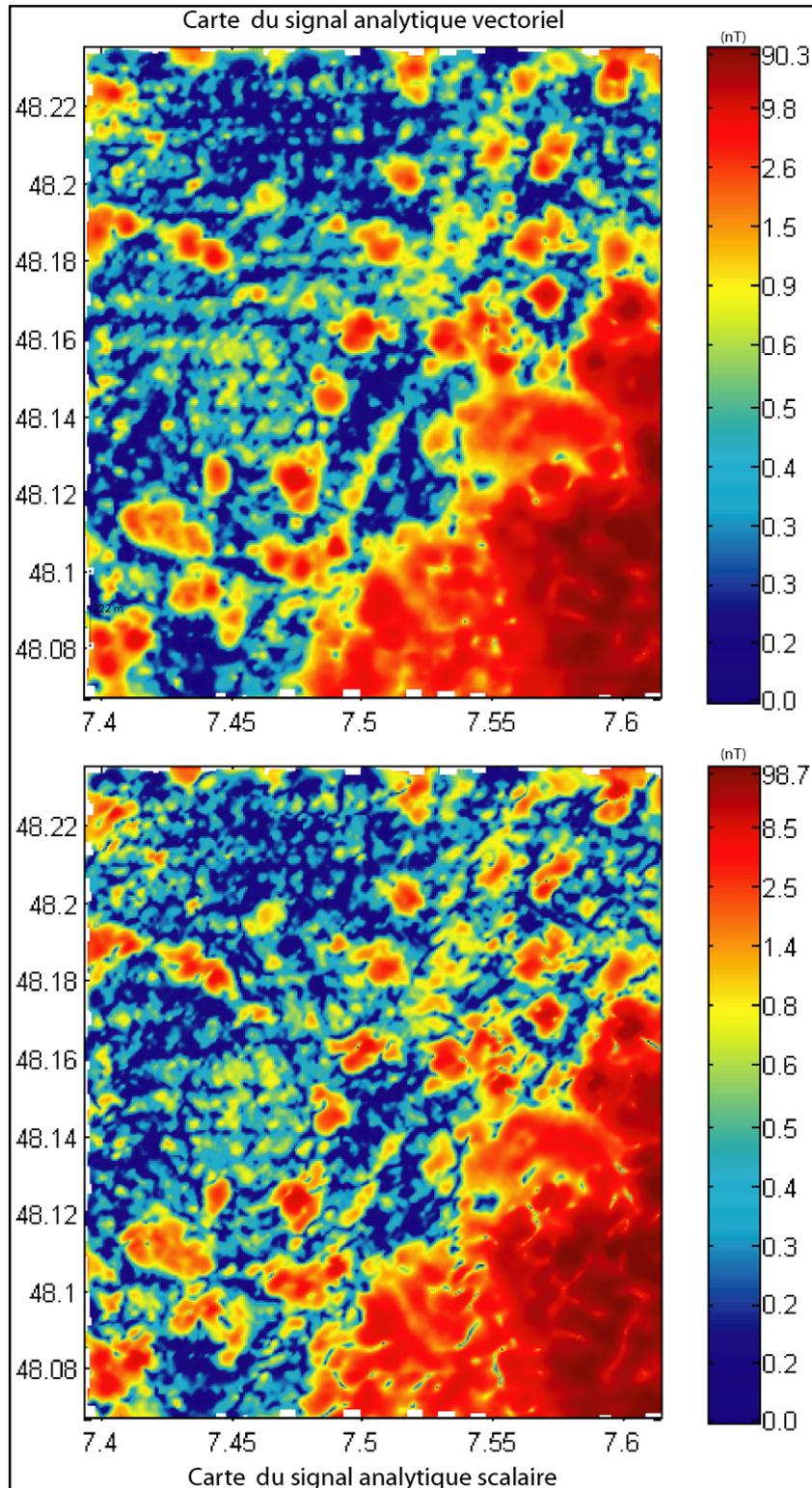


Figure 5.10- Cartes transformées du signal analytique vectoriel et scalaire

5.2.7 Carte du signal monogénique

Rappelons que le signal monogénique est une autre formulation plus générale du signal analytique et qu'il utilise la transformée de Reisz, généralisation à deux dimensions de la transformée de Hilbert. Comme déjà discuté au paragraphe 3.4.5 du chapitre 3, le signal monogénique prend dans le domaine des fréquences la forme d'un vecteur à trois dimensions et on peut, par exemple, calculer sa norme qui est l'équivalent du signal analytique mais aussi son angle horizontal et son angle vertical.

La figure 5.11 illustre la carte d'anomalie magnétique et les trois cartes du signal monogénique ainsi définies : norme, angles horizontal et vertical.

La carte de la norme du signal monogénique ressemble à celle du signal analytique sauf que l'anomalie de grande longueur reste traduite dans cette carte alors qu'elle disparaît dans la carte du signal analytique. Les anomalies liées au volcanisme au sud-est ont à peu près la même répartition, les linéations au secteur nord sont plus visibles.

La carte de l'angle vertical montre beaucoup de détails et elle ressemble à la carte de dérivée verticale d'ordre 1.

La carte de l'angle horizontal est difficile à interpréter. On observe quelques directions liées aux linéations, mais les formes obtenues n'évoquent pas de liens avec la géologie connue de la zone.

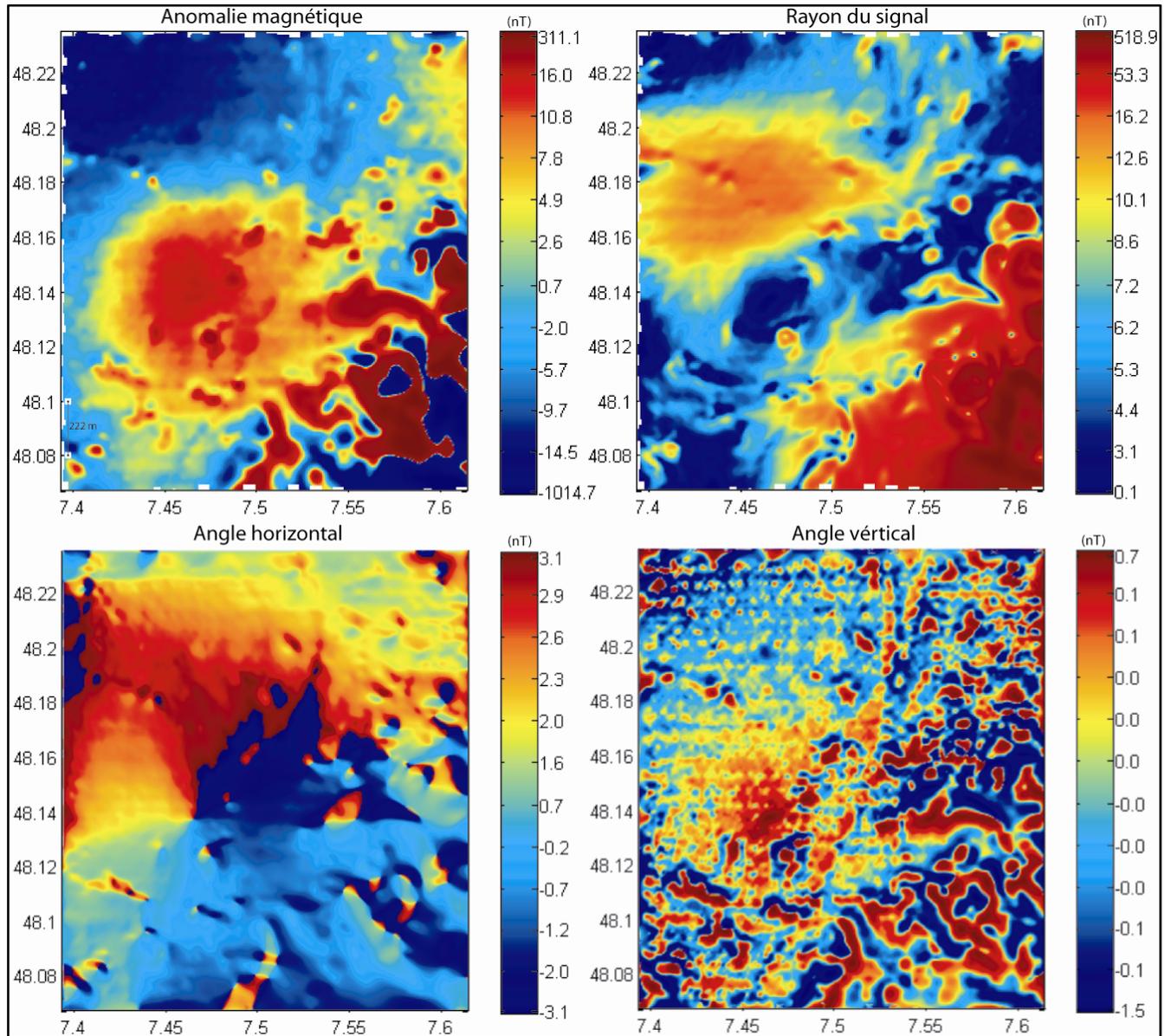


Figure 5.11- Carte d'anomalie magnétique et cartes transformées des trois composantes du signal monogénique : rayon (norme), angle vertical et angle horizontal

5.2.8 Carte transformée de Tilt-angle

Comme nous l'avons vu, l'intérêt de cette transformation est que, calculant un angle, toutes les formes seront représentées de manière similaire, que les anomalies soient de faible ou de forte amplitude. En même temps une information sur la profondeur des structures aimantées peut être obtenue à condition de faire une supposition sur leur géométrie (paragraphe 3.4.6 chapitre 3).

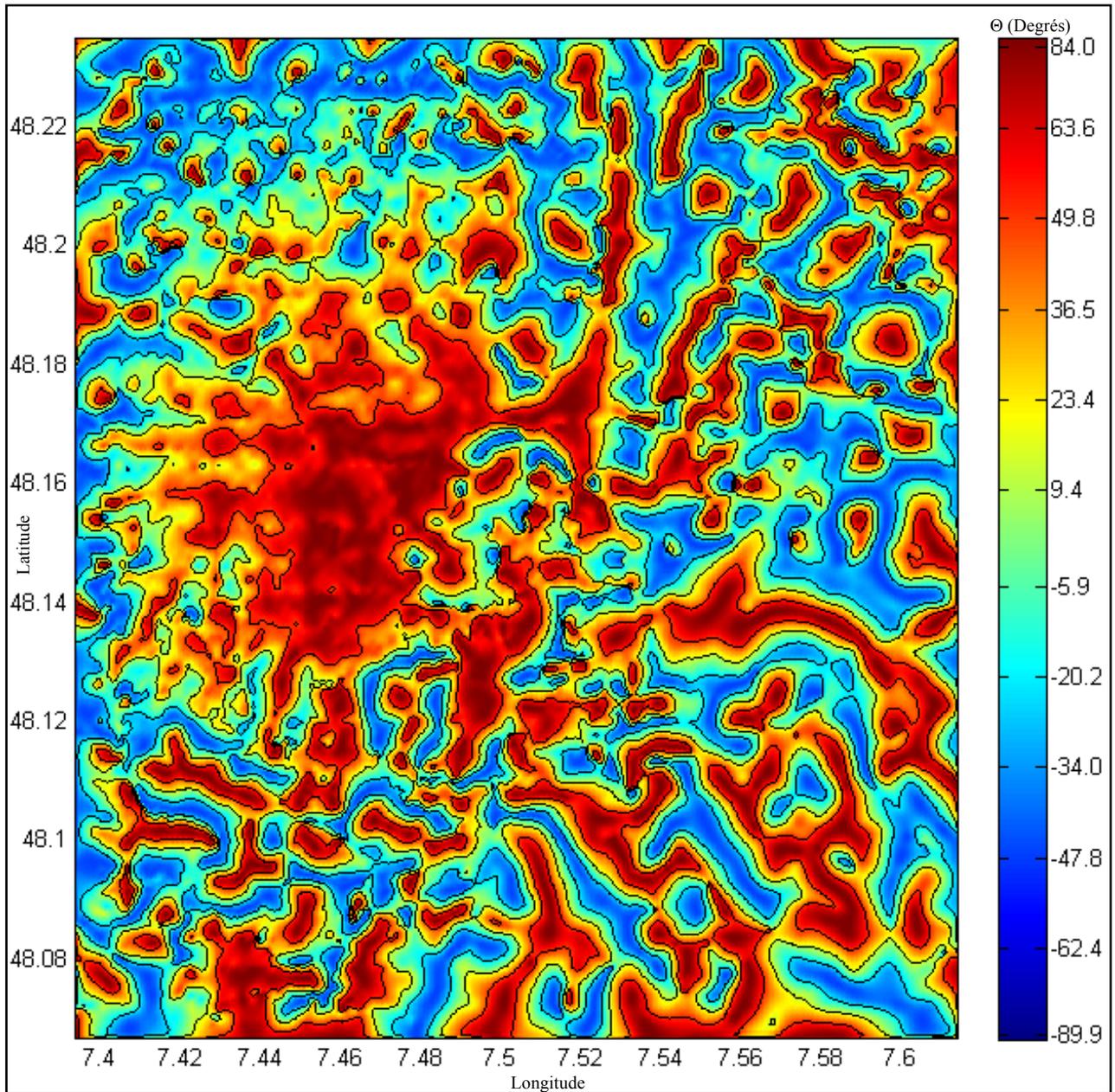


Figure 5.12- Carte transformée par la méthode de « tilt-angle »

L'opérateur de transformation « tilt-angle » fait bien apparaître une structuration dans les dépôts volcaniques, les linéations magnétiques apparaissent plus clairement et l'anomalie de grande longueur d'onde au centre de la carte ne disparaît pas. Concernant les petites structures que sont les villages, un agrandissement de la carte transformée sur l'un d'entre eux, Marckolsheim (figure 5.13) montre que la carte du tilt-angle dessine très bien les contours des zones habitées.

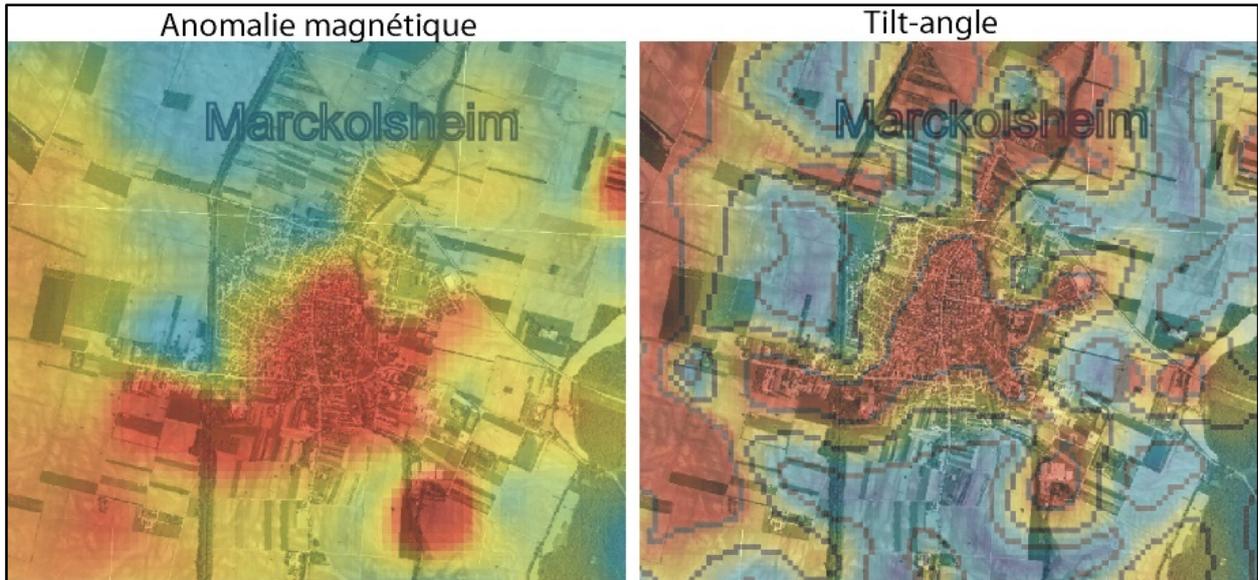


Figure 5.13- Agrandissement sur le village le Marckolsheim pour la carte de l'anomalie magnétique (à gauche) et pour la carte transformée par la méthode de « tilt-angle » (à droite). Les deux cartes sont juxtaposées sur la photo aérienne « Google-Earth ».

En ce qui concerne les anomalies magnétiques du sud-est liées au volcanisme, la carte transformée nous servira à dessiner les limites des dépôts volcaniques et, si on suppose qu'il s'agit de couches horizontales, on obtient une profondeur d'environ 300 m sous le plan de mesure qui est à 150 m du sol. Le même travail de localisation est fait pour le diapir de sel et les failles.

5.3 Comparaison de la carte d'anomalie magnétique et de la gravimétrie

La carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer du fossé Rhénan [Rotstein et al., 2006] est utilisée à titre de comparaison avec la carte d'anomalie magnétique. En reprenant les données utilisées par Rotstein et al. [2006] dans notre zone, on obtient la carte ci-après.

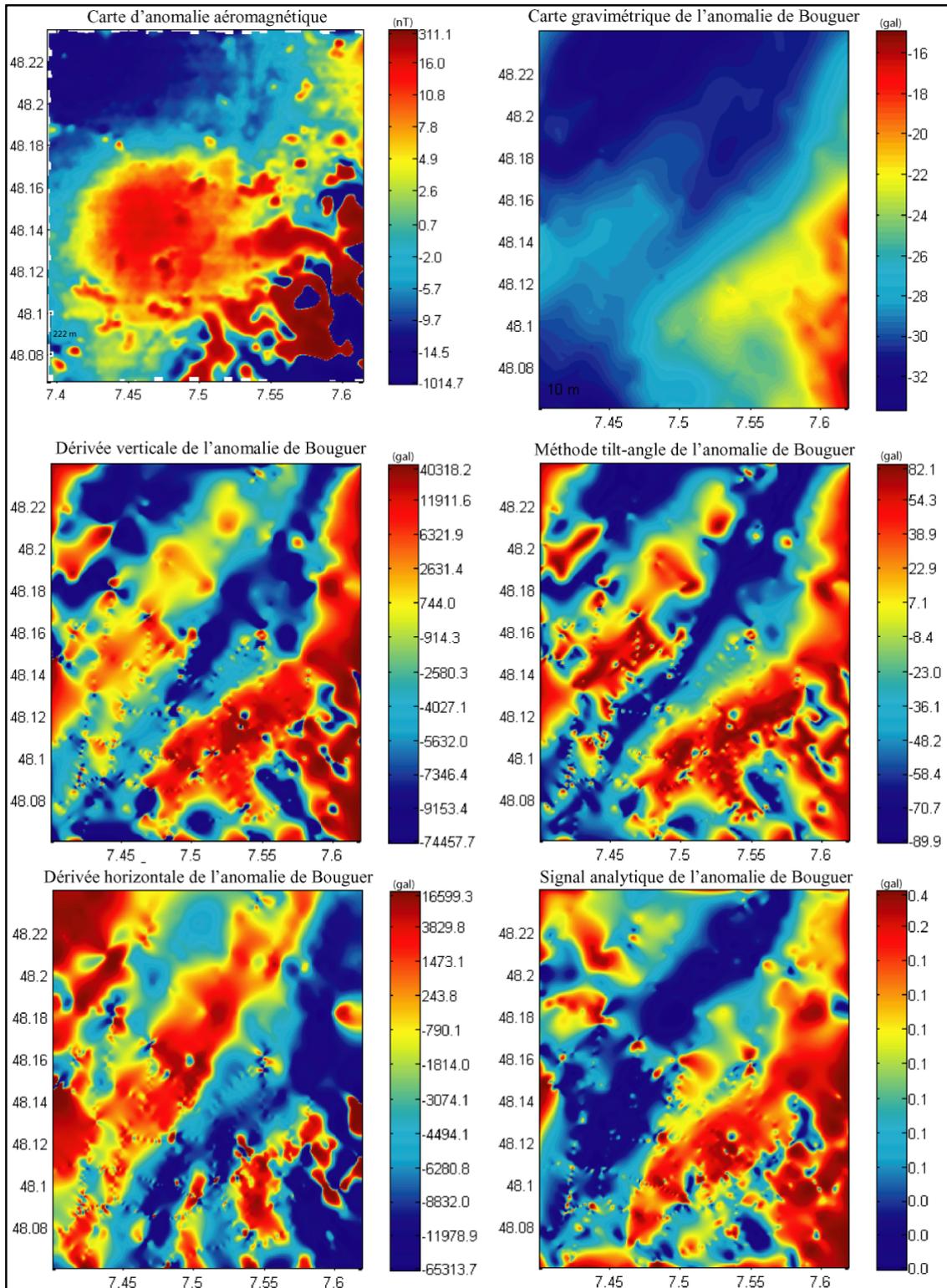


Figure 5.14- Cartes d'anomalie gravimétrique transformées et comparaison avec la carte aéromagnétique.

La figure 5.14 montre la carte d'anomalie de Bouguer dessinée avec les mêmes limites et à la même échelle que la carte magnétique. On donne également quelques cartes transformées : dérivation verticale, dérivation horizontale, signal analytique et méthode « tilt-angle » bien qu'il n'y ait aucune justification théorique à l'utilisation de cet opérateur pour des données gravimétriques. Par rapport à la carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer, les cartes transformées par dérivation montrent mieux les directions structurales. Cependant on note pas mal de bruit, ce qui a déjà été signalé par Rotstein et al. [2006]. Selon Rotstein et al. [2006] ce bruit provient vraisemblablement de l'utilisation de différents jeux de données qui n'utilisent pas exactement les mêmes références et ont des précisions de mesure différentes.

L'opérateur de dérivation de l'anomalie gravimétrique de Bouguer, fait apparaître une bande d'anomalie négative de direction NE-SO, engendrée par des roches de densité légère. La modélisation [Rotstein et al., 2006] lie cette anomalie au diapir de sel cartographié au même endroit et/ou à des granites ou des granitoïdes. Nous allons identifier les limites de cette structure et ferons la comparaison avec les interprétations magnétiques.

Sur la carte transformée par la méthode de « tilt-angle » les contours semblent mieux dessinés dans le coin sud-est des anomalies positives qui prennent une allure semblable à celles des anomalies magnétiques. D'après Edel (communication personnelle) ces anomalies positives sont liées aux formations volcaniques du Kaisertuhl. Dans le secteur nord des alignements dans deux directions orthogonales sont observés en particulier sur la carte de la dérivée horizontale. La même transformation fait apparaître parallèlement à la bande d'anomalie négative, une bande d'anomalie positive de direction NE-SO causée vraisemblablement par des variations dans le socle (figure 4.10, chapitre 4). Ces variations dans le socle peuvent être l'origine de l'anomalie magnétique de grande longueur d'onde visible au centre de la carte d'anomalie aéromagnétique. La carte du signal analytique de l'anomalie de Bouguer n'apporte pas beaucoup d'informations mais comparé à la carte du signal analytique de l'anomalie magnétique, on observe que dans le secteur sud-est les anomalies positives liées au volcanisme occupent plus de place. Comparativement, les anomalies gravimétriques et leurs transformées n'apportent pas beaucoup plus d'informations que les anomalies magnétiques. Comme on pouvait s'y attendre, les anomalies sont plus « molles » cela s'expliquant très bien par la relation de Poisson.

5.4 Interprétation structurale par l'utilisation conjointe du magnétisme, de la gravimétrie et de la sismique réflexion

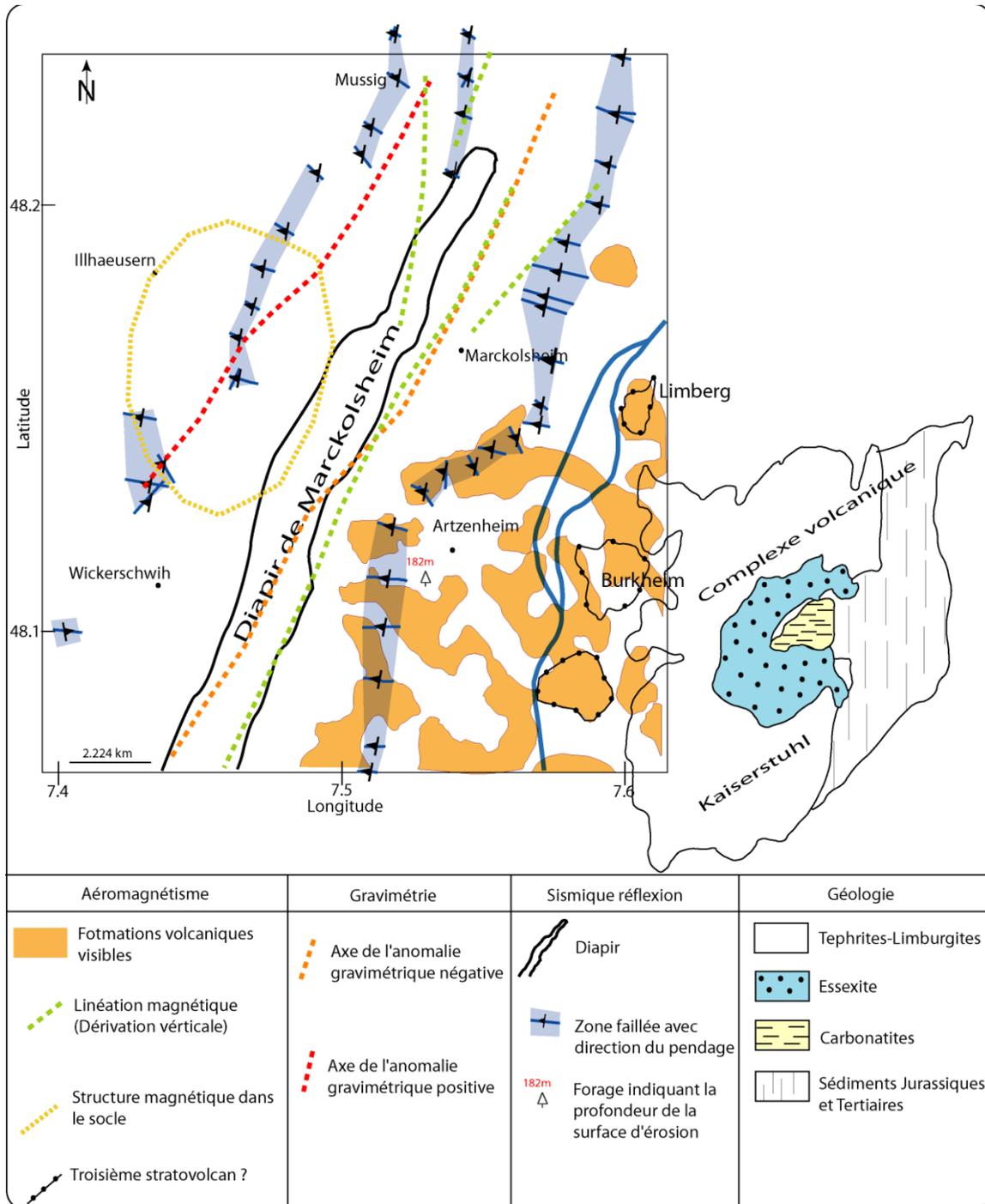


Figure 5.15- Carte schématique de synthèse des interprétations des données aéromagnétiques, gravimétriques, sismique réflexion et géologiques du volcan du Kaiserstuhl.

La figure 5.15 présente une carte structurale schématisant l'ensemble des interprétations des cartes transformées de nos données aéromagnétiques et des données gravimétriques. La carte comprend aussi une cartographie de la formation salifère diapirique et des failles normales. Une carte schématique de la géologie du complexe volcanique du Kaiserstuhl est aussi intégrée afin de mettre en relation la géologie connue avec les anomalies magnétiques dues au volcanisme.

5.4.1 Failles

A partir de l'ensemble des coupes sismique réflexion, nous avons identifié les trois principaux réflecteurs du remplissage sédimentaire (Chapitre 4). Pour le schéma structural, si on veut être précis pour la localisation des failles, il faut choisir un réflecteur et définir la largeur de la faille sur la coupe sismique. Nous avons choisi le réflecteur qui décale le plus les couches ; il s'agit du toit de la série évaporitique (Priabonien) qui correspond au réflecteur rouge. Nous avons cartographié les extrémités du réflecteur rouge de part et d'autre des zones faillées (figure 5.16).

Les directions des zones de faille varient suivant une direction N-S au nord, NNE-SSO à l'est et à l'ouest et suivant une direction NE-SO au nord d'Artzenheim. Cet éventail de directions pourrait être dû à la superposition de différents épisodes tectoniques [Dèzes et al., 2004]. Pour la zone faillée au nord d'Artzenheim, il pourrait aussi s'agir d'une zone de transfert entre deux failles principales.

La relation entre la position des linéations magnétiques et les zones fracturées est bonne dans certains cas, plutôt au nord. Par contre à plusieurs endroits, on observe soit des zones faillées sans linéations magnétiques, soit le contraire. La relation entre les linéations magnétiques et les zones faillées observées sur la sismique n'est donc pas évidente. A priori, les failles sont très bien identifiées sur la sismique ce qui conduit à penser que les aimantations à la source des linéations magnétiques ne sont pas nécessairement dues à des rejets dans le remplissage sédimentaire.

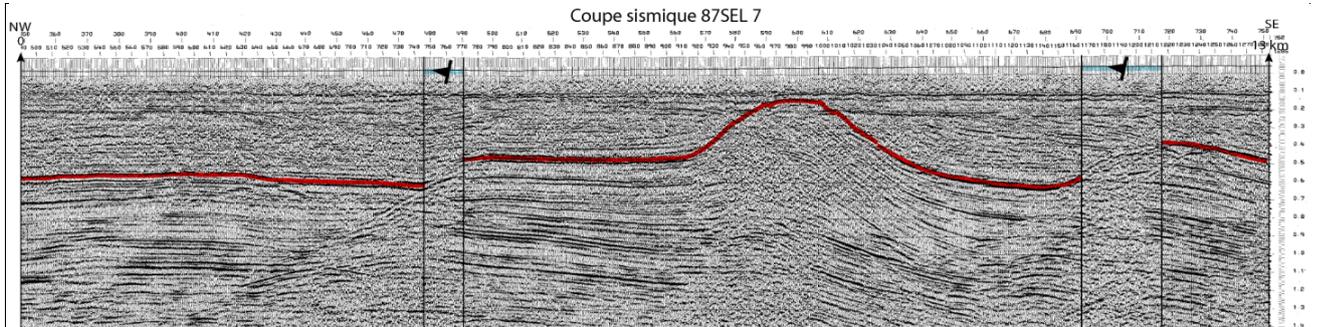


Figure 5.16- Coupe sismique réflexion (87SEL7) montrant deux exemples de zones faillées et identification pour le schéma structural.

5.4.2 Diapir

De la même manière nous avons cartographié les anticlinaux du dôme de sel à partir des coupes sismiques réflexion comme expliqué dans le chapitre 4. Nely (1989) a montré que les formations évaporitiques sont souvent amagnétiques et ne sont mises en évidence que par le contraste de susceptibilité magnétique avec l'encaissant. Par exemple, il est possible de différencier un dôme de sel non magnétique, d'un encaissant paramagnétique de faible susceptibilité. On sait qu'une intrusion saline présente une perméabilité magnétique très faiblement négative, alors que les séries sédimentaires voisines sont toujours plus au moins ferrières. Le contraste de susceptibilité n'est pas négligeable et se traduit par une légère anomalie ou « cuvette magnétique » dont le résultat est observé (figure 5.17). Si le dôme de sel n'est pas trop enfouis et de grande taille, l'anomalie est mesurable. Sur le schéma structural (figure 5.15), la linéation magnétique de direction NE-SO correspond très vraisemblablement à la présence du diapir. Plus précisément elle correspond à sa limite à l'est. On n'observe pas de linéation magnétique pour la limite ouest. Cela est sans doute dû au fait que le pendage sur le bord ouest du diapir est plus faible et donc qu'il génère une anomalie magnétique de plus faible amplitude que nous n'arrivons pas à observer. On voit que vers le nord une deuxième linéation magnétique apparaît, prenant progressivement une direction NS vers le nord. Nous n'observons pas de structure particulière dans la sismique pouvant être associée à cette linéation.

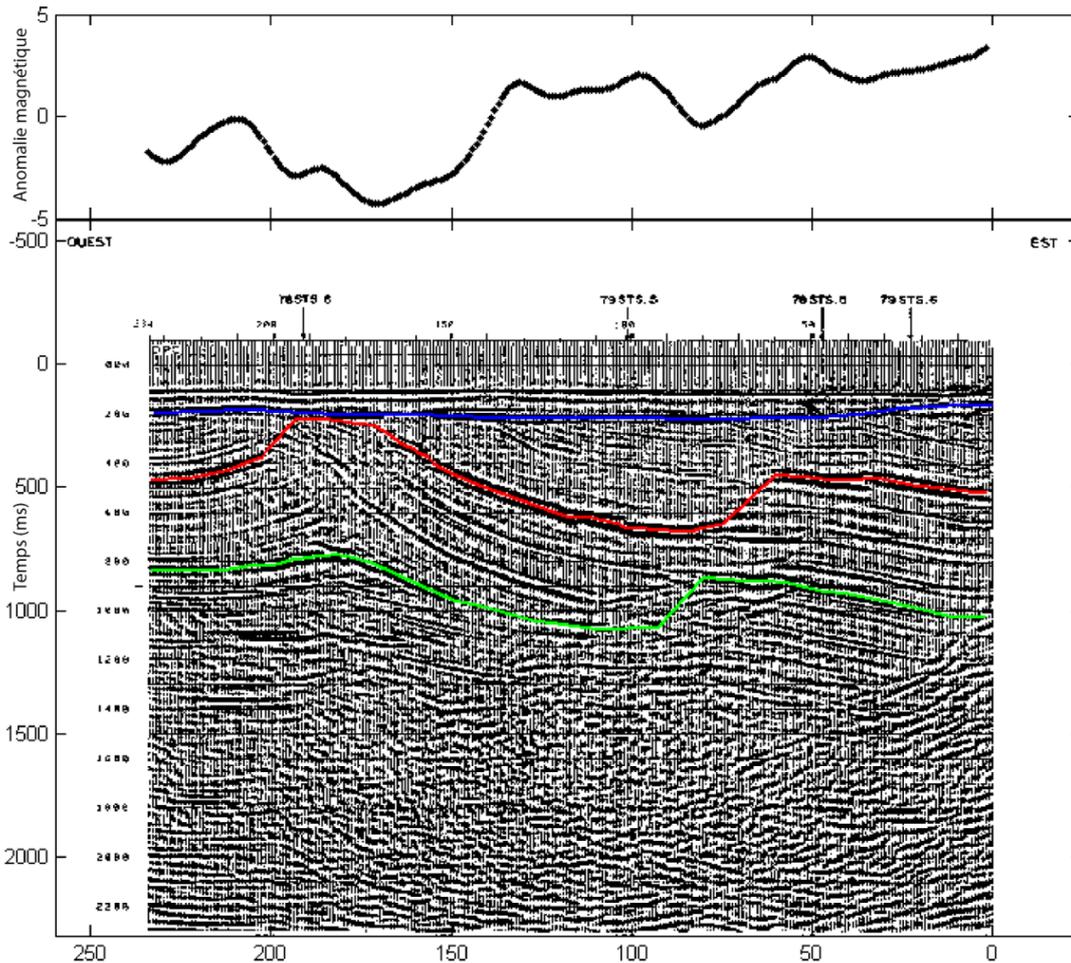


Figure 5.17- Profil sismique réflexion (79STS4) et profil magnétique associé. L'anomalie magnétique générée par la présence du diapir se traduit par une « cuvette magnétique »

5.4.3 Volcanisme

Coté français, la présence de formations liées au volcanisme du Kaiserstuhl n'a pas été documentée. L'analyse des données de sismique réflexion ne révèle pas non plus d'information sur la présence de formations volcaniques dans ce secteur. Par contre, les anomalies des cartes magnétiques et en particulier celle du tilt-angle ne peuvent s'expliquer que par la présence de sources fortement aimantées très vraisemblablement dues à des dépôts volcaniques. Dans une moindre mesure les cartes gravimétriques montrent également des anomalies mais elles sont plus « molles » que celles du magnétisme. Afin de cartographier ces dépôts, nous supposons qu'ils correspondent à une couche mince. Dans ce cas, l'isocourbe 0° de la carte de tilt-angle est un très

bon moyen de définir leur limite. C'est ce qui est représenté sur le schéma structural. Enfin, à partir de l'amplitude des anomalies magnétiques et de la valeur 0° de la carte du tilt-angle, on propose la présence d'un troisième strato volcan.

5.4.4 Variation dans le socle

Le pôle positif de l'anomalie magnétique observé au centre de la carte a une forme simple dont on se rend mieux compte en prolongeant vers le haut à une grande altitude (figure 5.18).

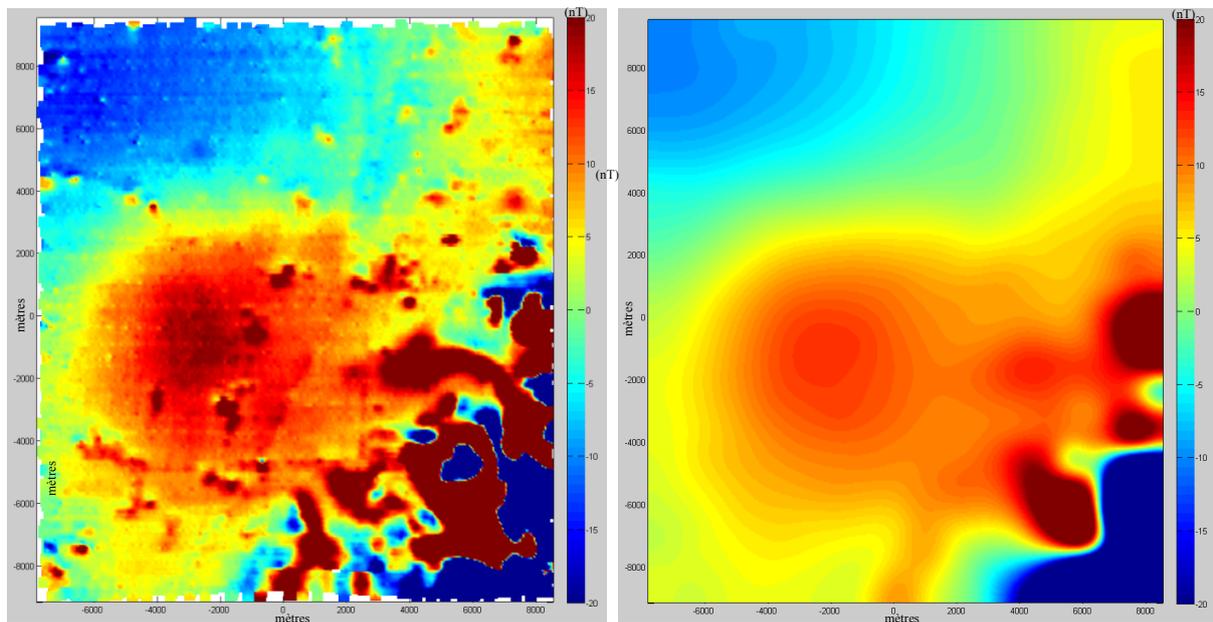


Figure 5.18- Anomalie magnétique seuillée à $-20 - 20$ nT (à gauche) et anomalie magnétique prolongée vers le haut à 1000 m (à droite) et seuillée à $-20 - 20$ nT.

Pour modéliser cette anomalie, on calcule par inversion le meilleur dipôle expliquant l'anomalie magnétique de la carte prolongée. L'ajustement entre le modèle et les données est bon comme le montre la figure 5.19.

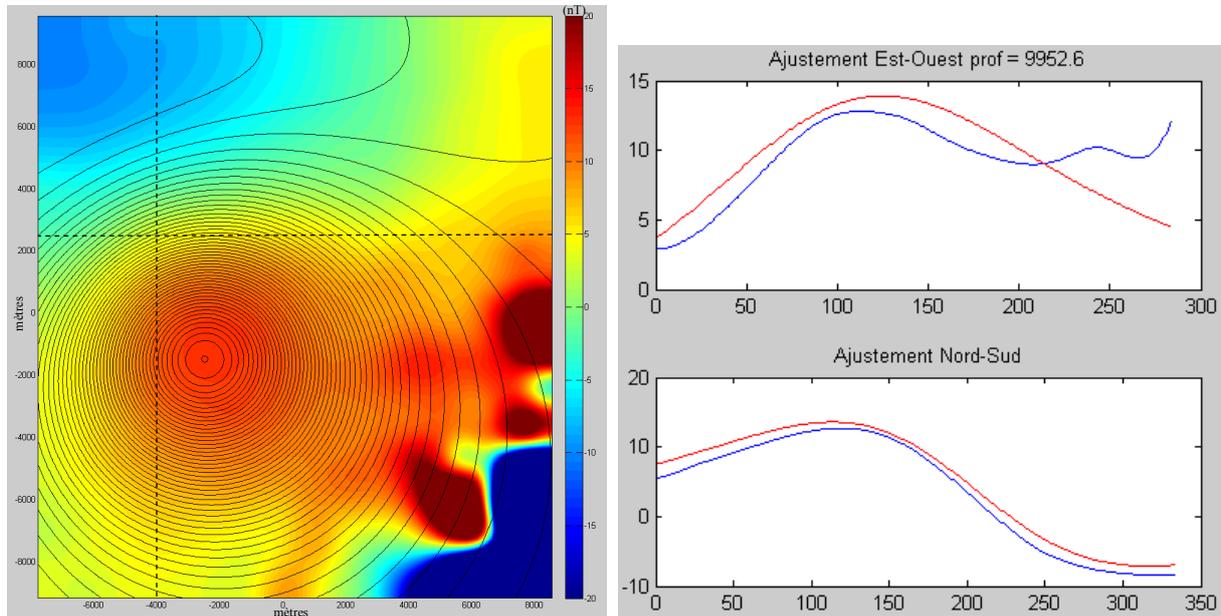


Figure 5.19- A gauche, anomalie magnétique prolongée vers le haut et seuillée à $-20 - 20$ nT avec les isocourbes (0.2 nT) du modèle de dipôle. A droite deux profils montrant les données (en bleu) et le modèle.

La profondeur obtenue pour le modèle est de 9950 m, c'est-à-dire 8700 m sous la surface. Il s'agit évidemment d'une variation d'aimantation dans le socle et la profondeur donnée correspond à un maximum puisque si on était en présence d'un corps plus étalé avec une variation latérale d'aimantation progressive on pourrait modéliser l'anomalie avec un tel corps à une profondeur moins grande. On note enfin un gradient du Nord vers le Sud de direction SO-NE qui, vu sa longueur d'onde correspond vraisemblablement à une variation d'aimantation profonde dans le socle, sans doute à une profondeur similaire à celle du dipôle. Cette direction correspond bien à l'interprétation sismique de Lutz et al. [1999] et Rotstein et Schaming [2008] qui proposent à cet endroit une remontée du socle associée à une structure varisque qui aurait été réactivée lors de l'ouverture du fossé Rhénan. Il n'y a pas d'évidence directe de la présence de la structure dans les données sismiques ; sa présence est soulignée par l'amincissement du remplissage sédimentaire.

5.5 Modélisations

En interprétation, il est naturel à ce stade d'étudier les structures aimantées par modélisation. De façon générale, il est très difficile de faire de la modélisation à trois dimensions. Le problème est qu'il faut définir une multitude de points délimitant les structures et les faire varier en fonction des données et des anomalies magnétiques des modèles. En deux dimensions, c'est-à-dire en supposant que rien ne varie dans une direction horizontale les choses sont praticables. Bien entendu cela suppose que les structures et leurs anomalies sont à deux dimensions, ce qui n'est pas forcément le cas.

5.5.1 Modélisation 2D à par la méthode de Talwani

Le programme Modgm2d du laboratoire, écrit en Matlab, utilise les équations de la méthode de Talwani [Talwani et al., 1964] et permet de calculer des anomalies gravimétriques ou magnétiques dues à des structures à deux dimensions et de les comparer à des données. Des opérateurs de méthodes potentielles peuvent être appliqués soit sur l'anomalie du modèle soit sur les données et on peut également réaliser des inversions de données.

La modélisation avec modgm2d consiste à placer dans le sous sol des structures polygonales infinies dans une direction horizontale et de faire correspondre leur anomalie à celle mesurée. Pour chaque structure, il faut définir les paramètres de l'aimantation (on la suppose généralement induite donc dans la direction du champ régional) ainsi que la position dans le plan vertical de chaque point définissant une arête du polygone. Cette tâche est relativement fastidieuse car on se retrouve avec un grand nombre de paramètres à faire varier conjointement. Pour simplifier le problème on peut essayer de modéliser les structures en plaçant une couche horizontale d'aimantation constante et on ne fait varier que la topographie du toit de cette couche.

En théorie, il n'existe pas un modèle unique pour modéliser un profil mais une infinité. Le grand nombre de paramètres à faire varier induit une multiplicité des modèles que l'on réduit d'autant plus que l'on a des à priori sur la nature du sous-sol. Ainsi, plus on a d'informations (aimantation, géométrie, profondeur...) sur l'objet ou la structure que l'on veut modéliser, plus l'on peut faire tendre le modèle vers la réalité du terrain.

5.5.1.1 Localisation des profils choisis pour la modélisation

Quatre profils ont été sélectionnés :

- P30 : profil de direction E-O, pour l'étude de deux villages.
- P22 : profil de direction E-O. Il montre des variations basse fréquence de l'aimantation caractéristiques de la structure lithologique du sous-sol marqué par la présence du diapir et de failles.
- P89 : profil de direction N-S, caractérisé pas les fortes amplitudes dues aux structures volcaniques à l'extrémité sud du profil.
- P79STS4 : profil magnétique et sismique (79STS4) qui montre un exemple de la lithologie de la moitié Est de la région étudiée.

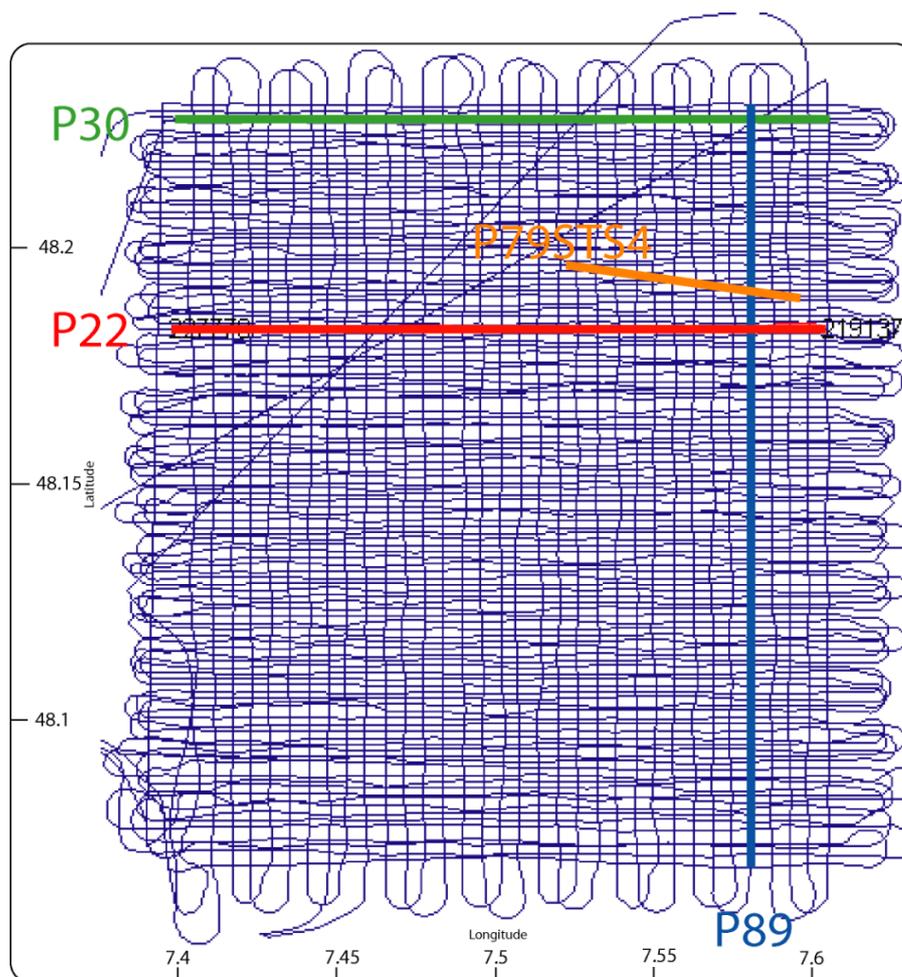


Figure 5.20- Localisation des profils choisis pour la modélisation

5.5.1.2 Profil P30

L'objet de l'étude de ce profil est d'évaluer l'anomalie magnétique due à des villages (Boesenbiesen et Richtilsheim pour ce profil). Ces objets aimantés sont limités en surface, à une profondeur (surface du sol) connue et ne sont pas infinis dans une direction horizontale. On peut se demander quelle est l'erreur à priori commise en voulant les modéliser avec une structure à deux dimensions.

En plaçant deux structures de petites dimensions à la surface du sol et en ajustant leur aimantation on modélise très bien les données ; cependant si on place une des deux structures à une profondeur notablement plus grande (210 m) l'anomalie magnétique obtenue est de trop grande longueur d'onde pour expliquer les données (figure 5.21).

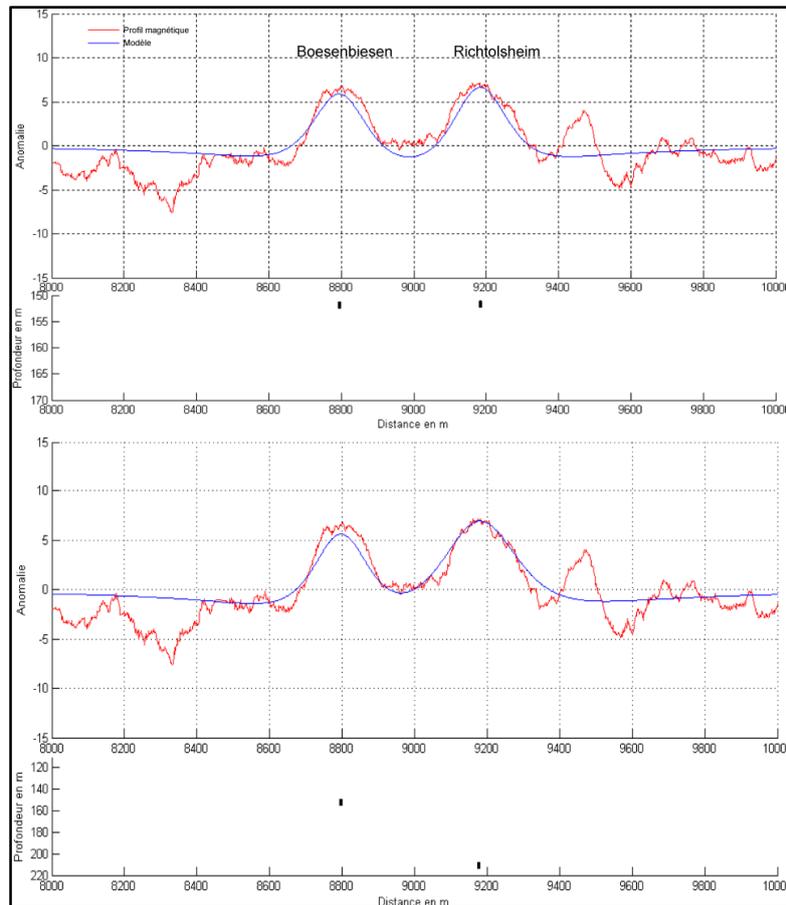


Figure 5.21- Modélisation des deux villages du profil P30

On se rend ainsi compte que le fait de modéliser à trois dimensions des structures de petites tailles n'a pas trop d'influence sur leur profondeur.

5.5.1.3 Profil P22

Dans cette modélisation, on définit une couche uniformément aimantée à profondeur constante (300 m) et on calcule par inversion la topographie de son toit qui permet d'obtenir une anomalie magnétique correspondant le mieux possible, au sens des moindres carrés, aux données. Le village d'Ohnenheim provoque une anomalie (figure 5.22) que nous ne prenons pas en compte.

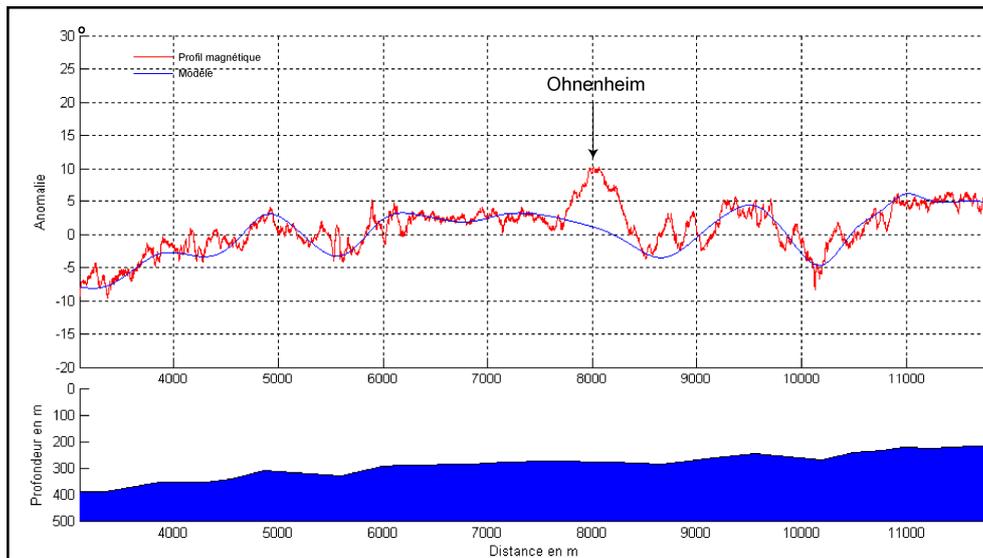


Figure 5.22- Modélisation du profil E-O P22

La topographie générale de la couche modélisée varie de l'ouest (400 m) à l'est (200 m). Cette différence de 200 m ne s'observe pas dans les données sismiques. Il s'agirait donc plutôt, soit d'une variation progressive de l'aimantation de l'ouest vers l'est, soit d'une aimantation très profonde produisant une pente dans l'anomalie magnétique.

Les variations de plus courte longueur d'onde, de l'ordre de 1000 m, sont bien prises en compte par notre modèle. Si l'aimantation est effectivement constante, ces variations de profondeur devraient être observées sur les données sismiques. Nous ne disposons malheureusement pas d'un profil sismique correspondant à peu près à ce profil magnétique, mais nous verrons plus en détail dans la modélisation du quatrième profil, ce qu'il en est.

5.5.1.4 Profil P89

Ce profil est quasiment le seul recoupant à angle droit des linéations magnétiques liées aux dépôts volcaniques. Comme précédemment, les anomalies magnétiques sont bien prises en compte par notre modèle. Nous avons vu avec le traitement tilt-angle que, si le modèle correspondant est valide, on peut délimiter les formations volcaniques. Le présent modèle est assez similaire à ce que l'on obtient avec le traitement tilt-angle en changeant la profondeur de la base de la couche, ce qui ne modifie pas l'anomalie et en définissant ainsi des zones avec couche aimantée et des zones sans ou ayant une très faible épaisseur. Les maxima des anomalies magnétiques correspondent à des zones plus hautes du toit de la couche et les minima à des zones plus basses. C'est grossièrement ce que l'on observe avec le traitement tilt-angle.

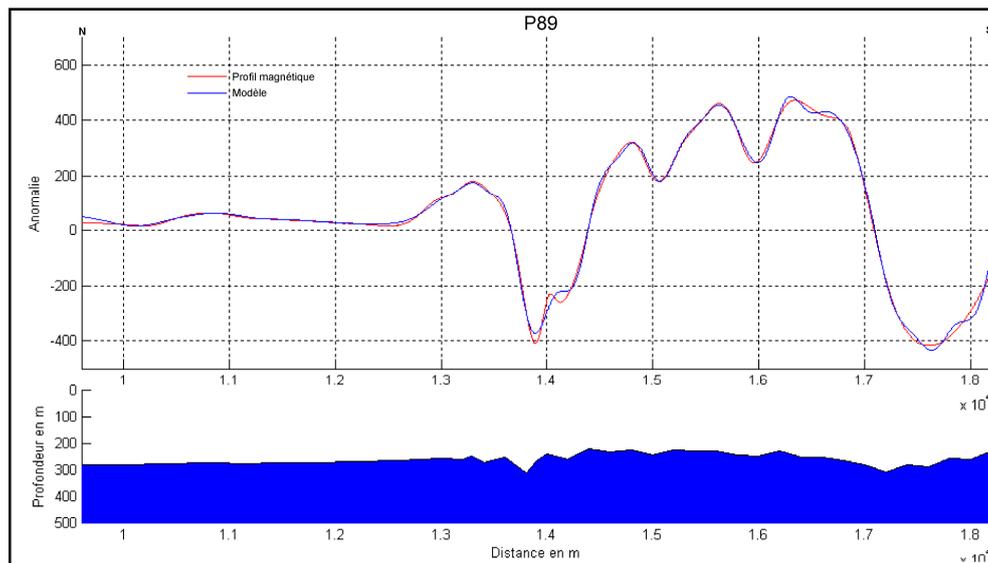


Figure 5.23- Modélisation du profil N-S P89

5.5.1.5 Profil P79STS4

L'autre façon de faire la modélisation à deux dimensions est de partir de coupes sismiques, de calculer le profil d'anomalie magnétique à partir de la grille et de faire la modélisation en s'appuyant sur l'identification des réflecteurs sismiques. Dans le cas du profil sismique 79STS4 on obtient la figure 5.24.

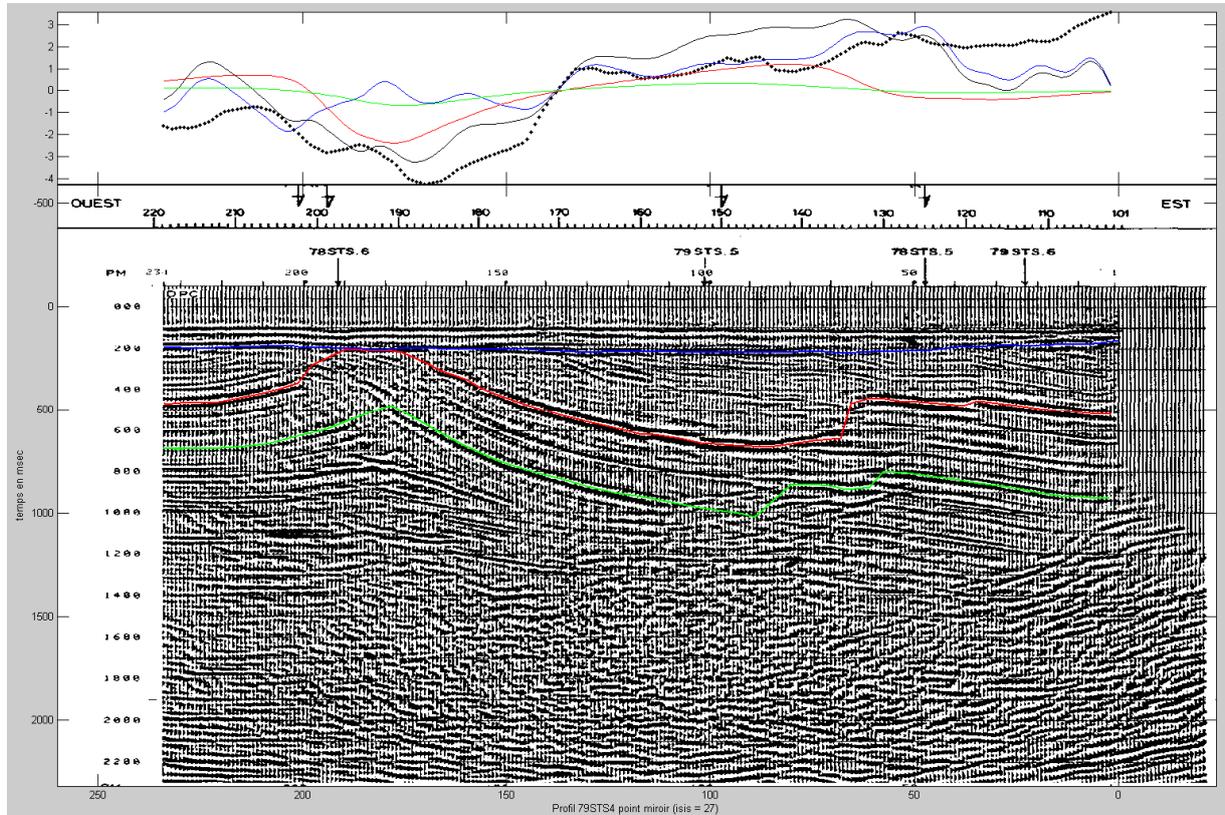


Figure 5.24- Coupe sismique 79STS4 avec représentation des trois principaux réflecteurs (bleu, rouge, vert) et profil magnétique correspondant extrait de la carte d'anomalie. L'anomalie magnétique du modèle est représentée en trait continu noir et l'anomalie de chacune des interfaces en couleur correspondant à la couleur de l'interface.

La correspondance entre les formes de la coupe sismique et l'anomalie magnétique a déjà été décrite plus haut, en particulier l'effet magnétique du diapir. Il est naturel de vouloir aller plus loin dans l'interprétation quantitative et de considérer que les couches sédimentaires puissent correspondre à des couches aimantées. Du point de vue théorique, on montre qu'il n'est pas nécessaire de considérer des couches, mais que les anomalies magnétiques sont dues à la topographie des réflecteurs auxquels on donne une aimantation qui correspond alors la différence d'aimantation entre les deux couches. C'est la méthode des interfaces [Talwani et al., 1959].

Nous considérons donc les trois réflecteurs et, par tâtonnement, nous donnons une aimantation à chacun d'entre eux de manière à ce que le modèle corresponde au mieux aux données. Le meilleur résultat est représenté dans la figure 5.24.

L'anomalie du modèle représente assez bien les données sauf dans la partie est de la coupe. On constate que le réflecteur vert (base de la formation salifère) contribue très peu et que l'anomalie

correspondante est trop basse fréquence pour expliquer les données. Le réflecteur rouge (Priabonien) a une anomalie bien corrélée avec l'effet du diapir et le réflecteur bleu (surface d'érosion) contribue bien aux anomalies à plus haute fréquence. On peut donc estimer que cette modélisation sous forme de couches aimantées correspond à la réalité de l'aimantation du sous-sol. Cependant la partie plus à droite, à partir du point de tir 70 pose un problème. La faille identifiée sur la coupe sismique s'accompagne d'une anomalie magnétique qui ne s'observe pas dans les données. Les aimantations du sous sol sont sans doute plus compliquées qu'un modèle simple de couche à aimantation uniforme et le même type de traitement réalisé sur d'autres profils sismique donne le même type de résultats.

5.5.2 Modélisation par la couche équivalente

Comme nous l'avons vu dans le chapitre trois, une autre façon de faire de la modélisation à deux dimensions est de considérer la couche équivalente. Dans ce cas, au lieu de considérer des corps à aimantation constante pour lesquels on modifie la géométrie, on considère une répartition simple de corps élémentaires dont on calcule l'aimantation. Ce type de traitement est appliqué aux profils P22 et P89. Pour chacun d'entre eux, on fait varier la profondeur de la couche équivalente et on étudie la similitude entre les données et le modèle en fonction de la profondeur.

5.5.2.1 Couche équivalente du profil P22

Sur le profil P22 nous utilisons uniquement une partie du profil afin de ne pas avoir les résultats influencés par la présence de villages. La partie retenue se situe à l'aplomb du diapir. Comme on pouvait s'y attendre, plus on augmente la profondeur plus le modèle de la couche équivalente devient lisse par rapport aux données (figure 5.25). A partir d'une certaine profondeur, on peut considérer que la couche équivalente est trop profonde et ne peut expliquer les données.

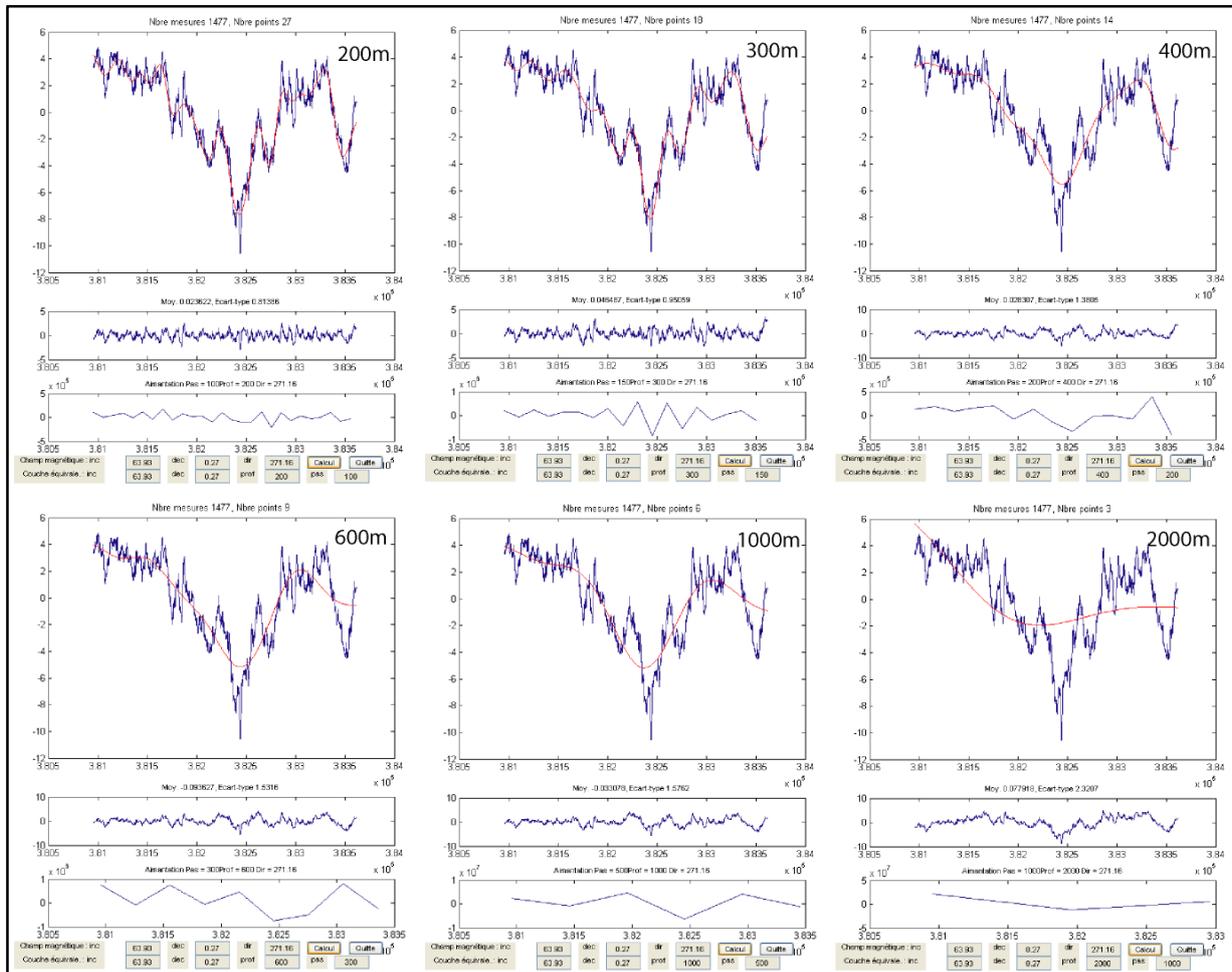


Figure 5.25- Modélisation par couche équivalente du profil E-O P22

Représentant la valeur de l'écart-type de la différence entre le modèle et les données (figure 5.26), nous observons que l'écart-type augmente, ce qui est attendu, mais pas de façon régulière. Un premier saut à 330 m de profondeur pourrait s'expliquer par le fait que la couche équivalente dépasse en profondeur une couche aimantée importante. Le même phénomène semble se reproduire, mais de manière moins claire à 890 m. Ces deux profondeurs correspondent approximativement d'une part à la surface d'érosion (réflecteur bleu) et d'autre part au réflecteur vert (dans cette zone le réflecteur rouge est en contact avec le réflecteur bleu).

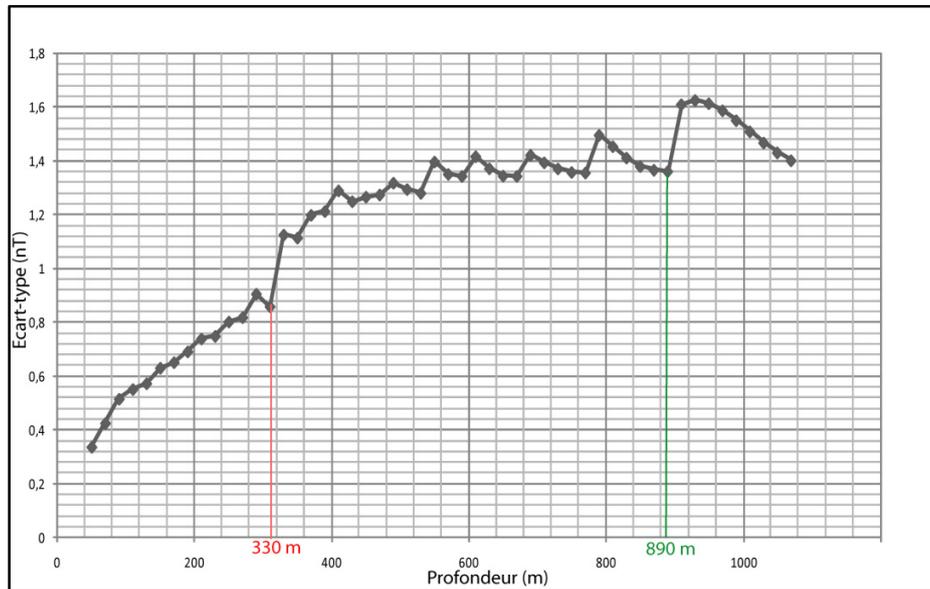


Figure 5.26- Variation de l'écart-type en fonction de la profondeur de la couche équivalente du profil E-O P22.

5.5.2.2 Couche équivalente du profil P89

Sur le profil P89, dans la zone des dépôts volcaniques, nous effectuons le même type de traitement (figure 5-27). Le diagramme de variation de l'écart-type en fonction de la profondeur est moins clair que précédemment. Cependant, la partie gauche du diagramme correspond mieux au résultat attendu. Entre 0 et 290 m l'écart-type garde approximativement la même valeur, 2 nT, qui correspond au bruit des données, puis il augmente car la couche équivalente devient trop profonde. Pour ce profil, on peut donc en déduire que la partie superficielle du sous sol est peu aimantée comparé aux dépôts volcaniques qui se situent à une profondeur de 290 m sous le plan de vol, c'est-à-dire à une profondeur de 90 m sous la surface.

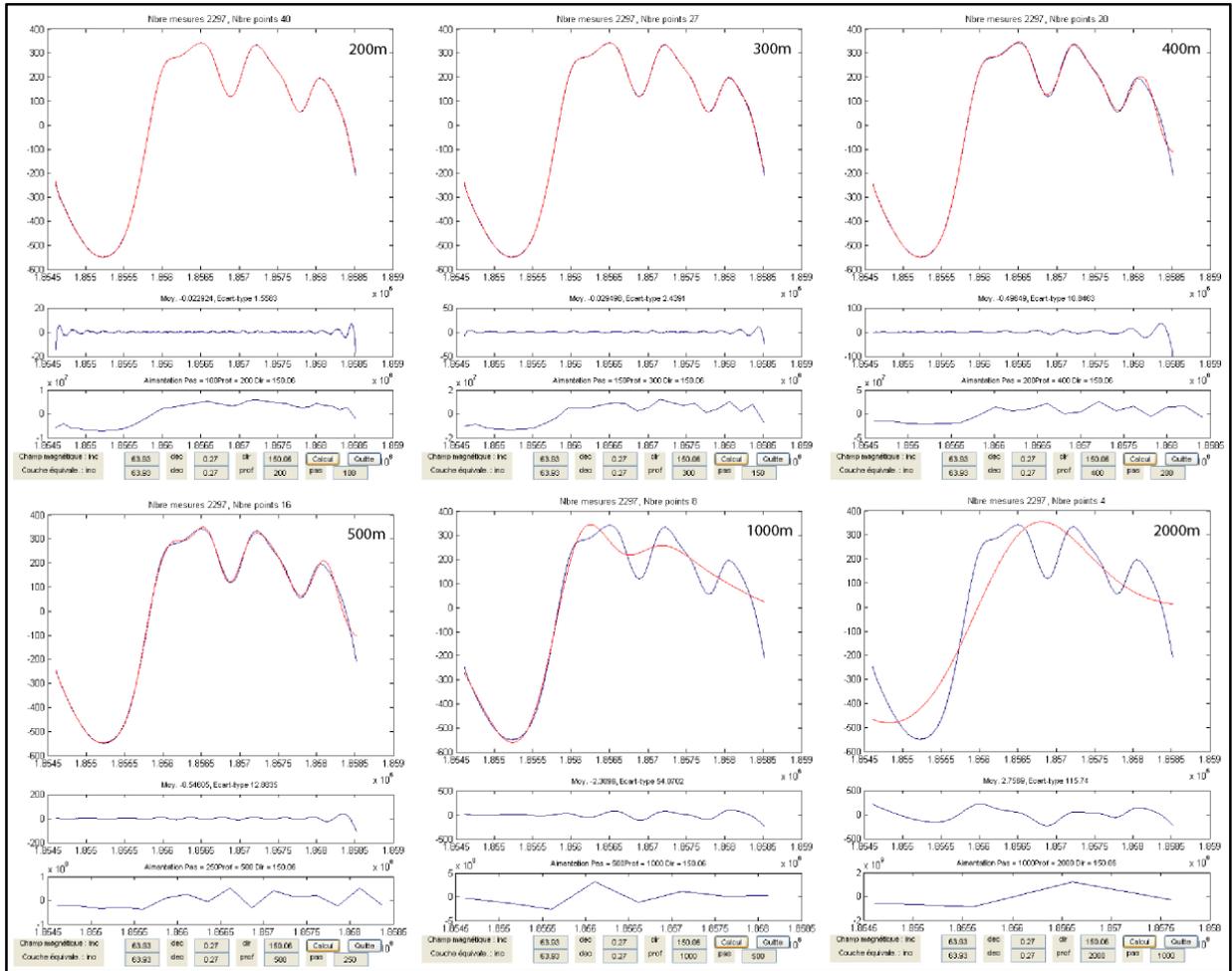


Figure 5.27- Modélisation par couche équivalente du profil E-O P89.

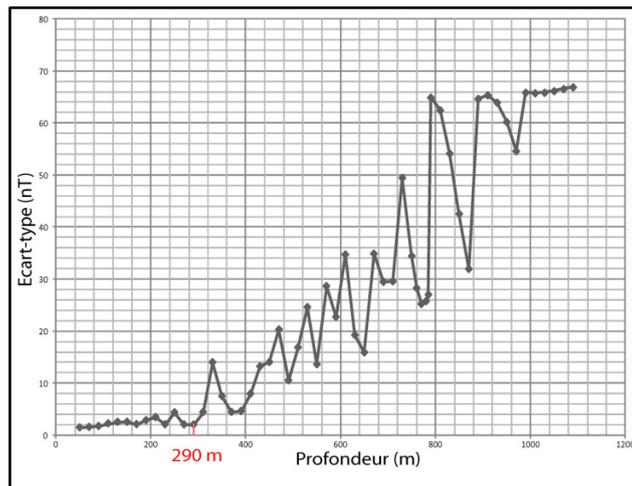


Figure 5.28- Variation de l'écart-type en fonction de la profondeur de la couche équivalente du profil E-O P89.

5.6 Aspects multi-échelle de la cartographie magnétique

Un levé à deux autres altitudes, 0 et 50 m, a été réalisé au voisinage de la commune de Baltzenheim survolée par le levé aéromagnétique à 200 m d'altitude dans cette région. L'objectif est double, d'une part tester l'aspect multi-échelle de la cartographie magnétique avec les différents dispositifs d'acquisition décrits dans le chapitre 2 et d'autre part contraindre mieux les variations d'aimantation en fonction de la profondeur.



Figure 5.29- Localisation géographique de la zone cartographiée (cadre rouge) près de la commune de Baltzenheim

5.6.1 Cartographie avec le drone à 50 m d'altitude

Cette cartographie est réalisée à une altitude moyenne de vol de 50 m. La principale difficulté est de réaliser des profils à peu près rectilignes (figure 2.10), à altitude constante et couvrant la zone prédéfinie. En effet, le laboratoire ne dispose pas d'un système électronique et informatique fiable permettant le pilotage automatique, ce qui influence la qualité des données. Malgré cette difficulté la carte d'anomalie magnétique est satisfaisante (figure 5. 30).

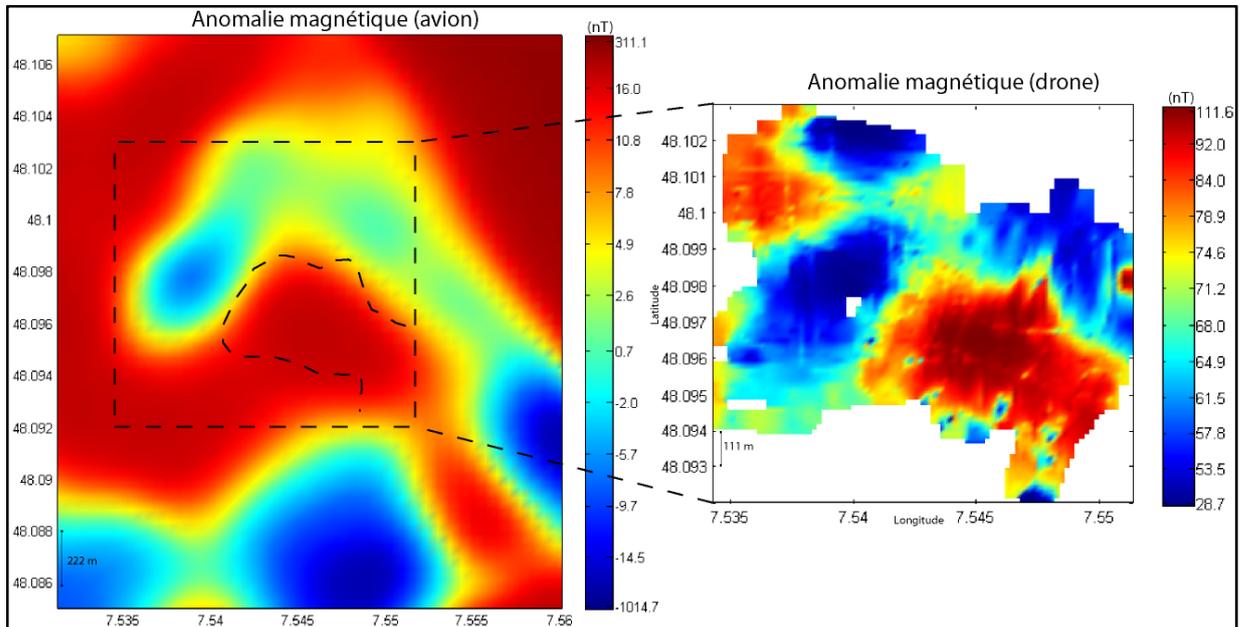


Figure 5.30- Carte d'anomalie magnétique réalisée avec le drone à 50 m d'altitude (à droite) et zoom au même endroit de l'anomalie aéromagnétique (à gauche)

La carte d'anomalie magnétique du drone montre des irrégularités qui correspondent vraisemblablement à des variations d'altitude autour de la valeur moyenne de 50 m. Plus généralement, la comparaison avec la carte aéromagnétique à 200 m montre plus de finesse dans la représentation des anomalies magnétiques, ce qui était attendu, puisque l'on est plus proche des structures aimantées. En particulier, la partie négative d'une anomalie à l'ouest est mieux marquée. Les différences entre les deux cartes sont mieux visualisées en utilisant certains traitements de carte. La réduction au pôle des deux cartes (figure 5.31) montre une meilleure ressemblance, cependant la carte du drone montre une structure à priori plus rectangulaire. La carte de tilt-angle sera discutée plus en détail lors de la comparaison avec les données au sol.

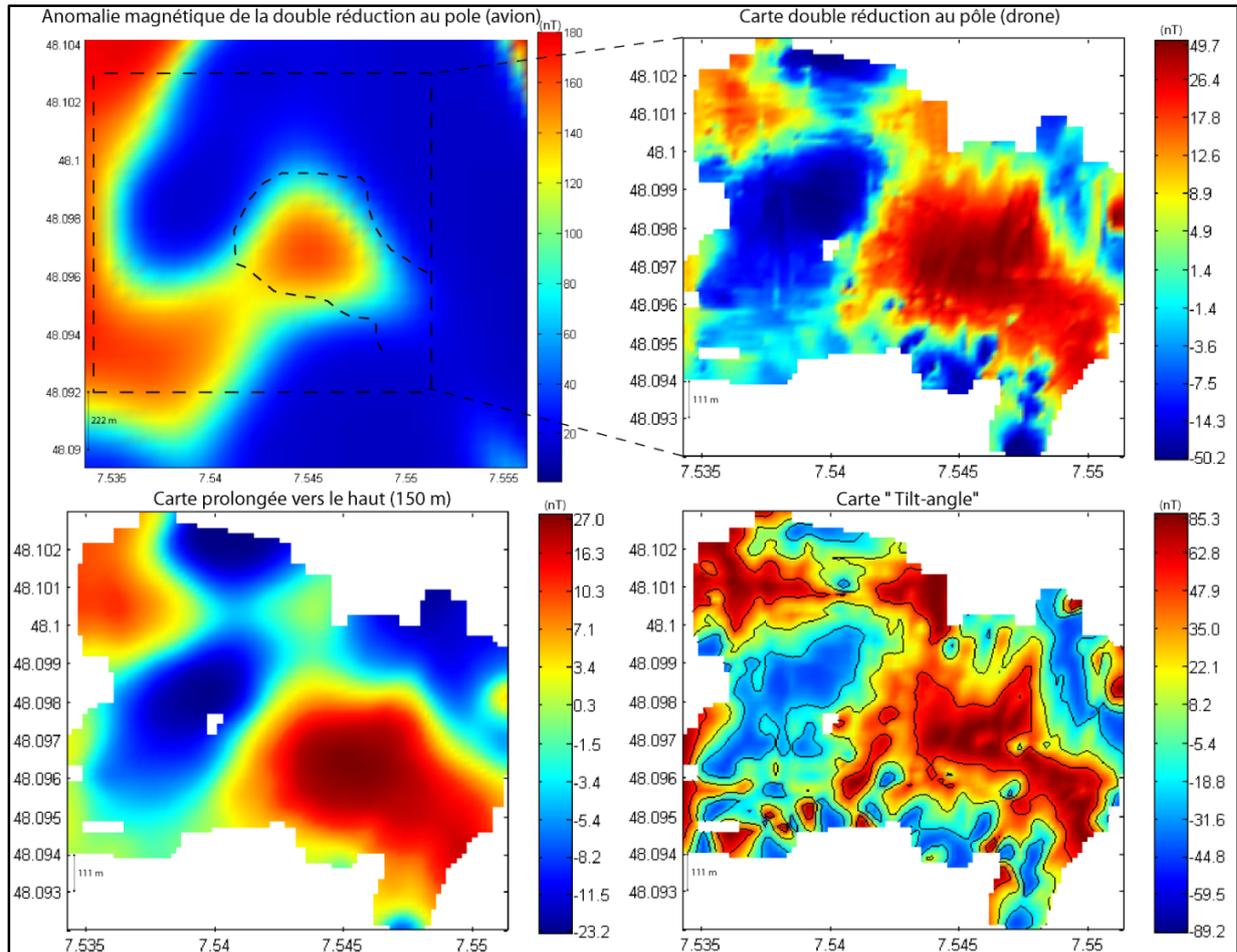


Figure 5.31- Cartes transformées de l'anomalie magnétique (Drone) comparées à la carte transformée « double réduction au pôle » de l'avion.

5.6.2 Cartographie sol

La réalisation du levé magnétique au sol n'a pas posé de problème particulier, si ce n'est l'impossibilité de faire les mesures lorsque les champs sont en végétation et que plusieurs objets anthropiques en surface (pylônes électriques, systèmes d'irrigations, restes métalliques dans le sol,...) provoquent de fortes anomalies magnétiques que nous avons supprimées en éliminant les données correspondantes. Les profils sont espacés de 50 m (chapitre 2, figure 2.8) et la figure 5.32 montre la carte d'anomalie magnétique obtenue. Par rapport à la carte d'anomalie magnétique du drone la différence est assez importante : on voit se dessiner des linéations magnétiques de plus courte longueur d'onde et à peu près à angle droit de la direction de

l'anomalie magnétique de la carte du drone. Comme dans la comparaison aéromagnétisme-drone, différentes transformations de carte (figure 5.33) confirment cette observation.

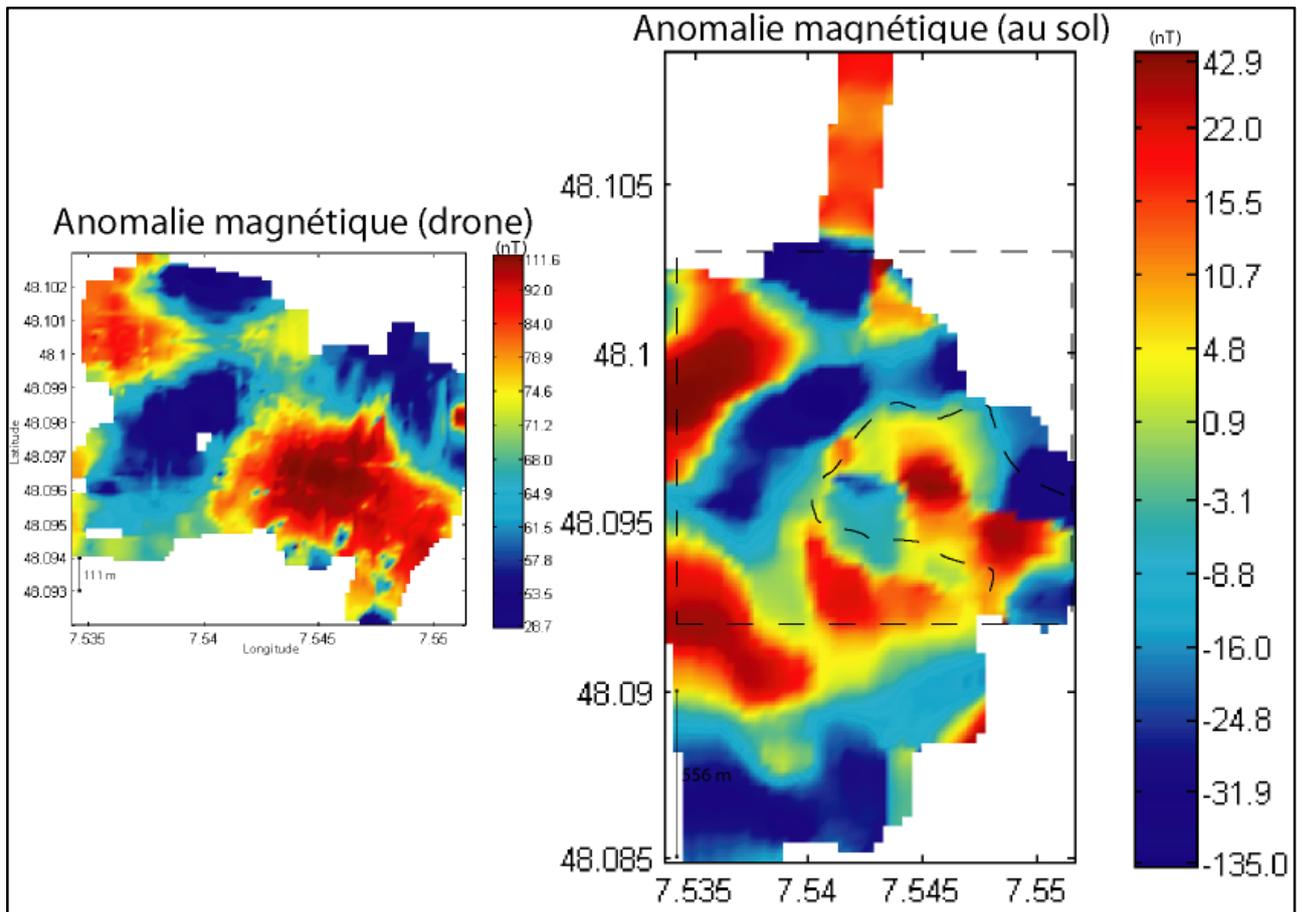


Figure 5.32- Carte d'anomalie magnétique réalisée au sol (droite) et au même endroit que la carte magnétique réalisée avec le drone à 50 m (à gauche)

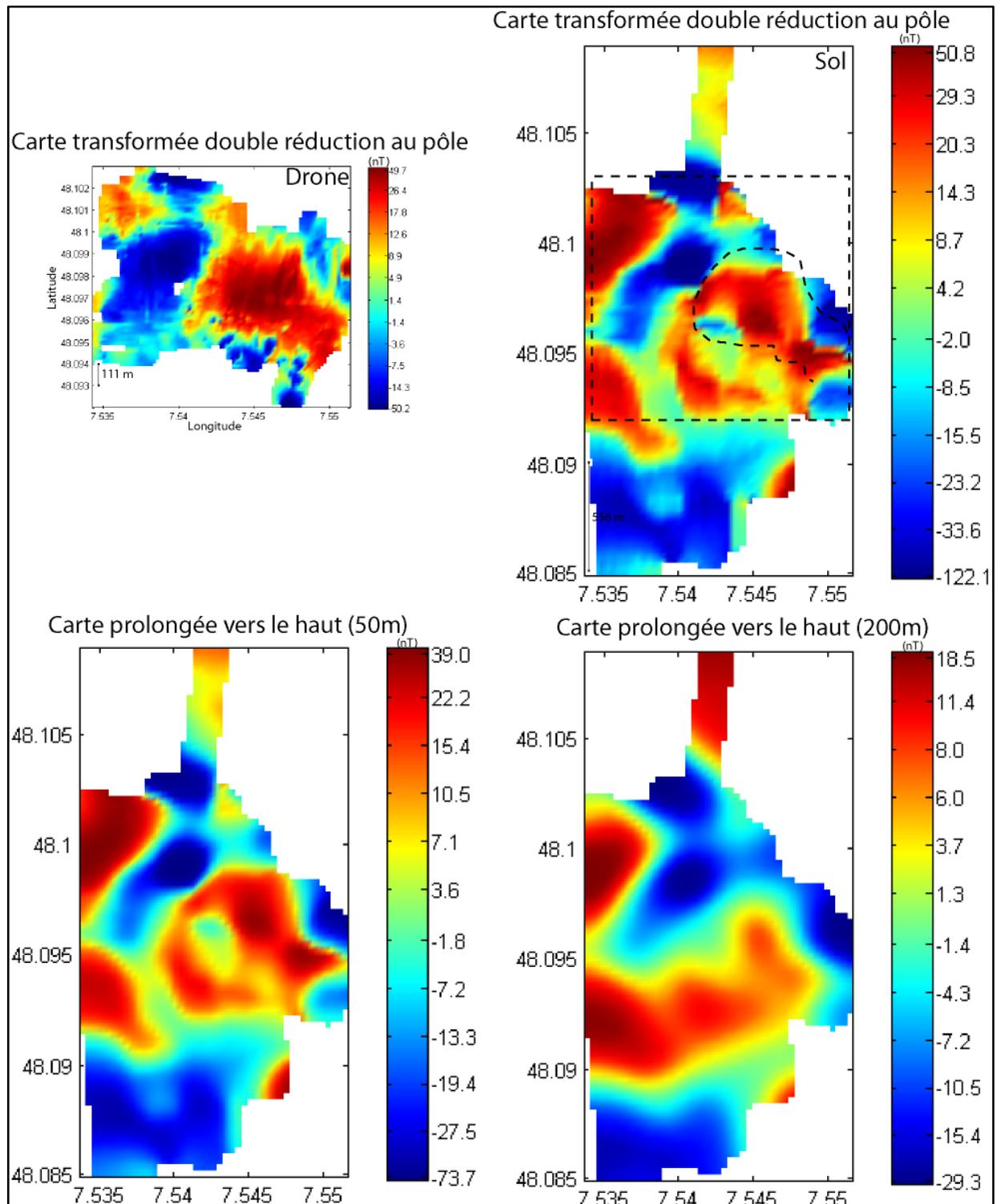


Figure 5.33- Cartes transformées de l'anomalie magnétique (au sol)

Pour chacune des trois cartes d'anomalie magnétique, on calcule la carte du tilt angle et on représente les limites des corps aimantés (angle 0°) dans chacun des trois cas (figure 5.34). On observe que le corps de direction générale SO-NE présente sur la carte aéromagnétique et dans une moindre mesure sur la carte drone, est en fait constitué de trois corps plus petits de direction SE-NO.

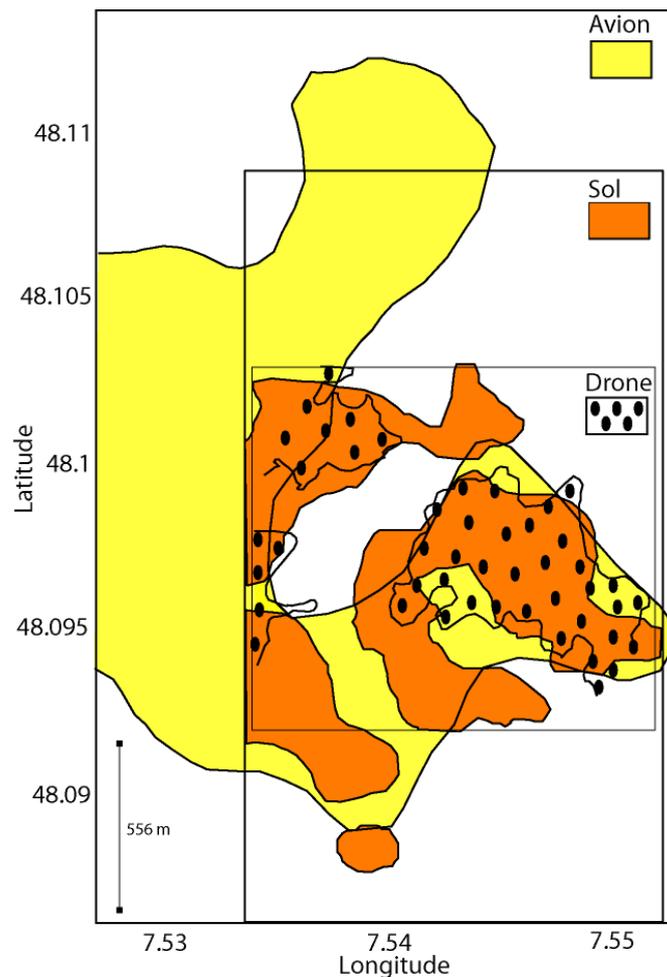


Figure 5.34- Schéma comparatif de l'anomalie magnétique des trois altitudes de mesure.

5.6.3 Estimation de la profondeur par l'opérateur « Tilt-angle »

Si on suppose que les aimantations provoquant les anomalies magnétiques sont dues à des corps minces, les dépôts volcaniques, on peut étudier les profondeurs avec le traitement tilt-angle. Si on considère qu'il s'agit de demi-plaques, la distance entre l'angle 0° et l'angle -45° correspond à la profondeur multipliée par 0,414. Nous avons mesuré la distance moyenne entre

ces deux isocourbes pour les trois cartes (figure 5.36). Nous avons par ailleurs la profondeur de la surface d'érosion (base des formations plio-quaternaires) au forage « Artolsheim » qui est de 181 m [Lutz et al., 1999] .

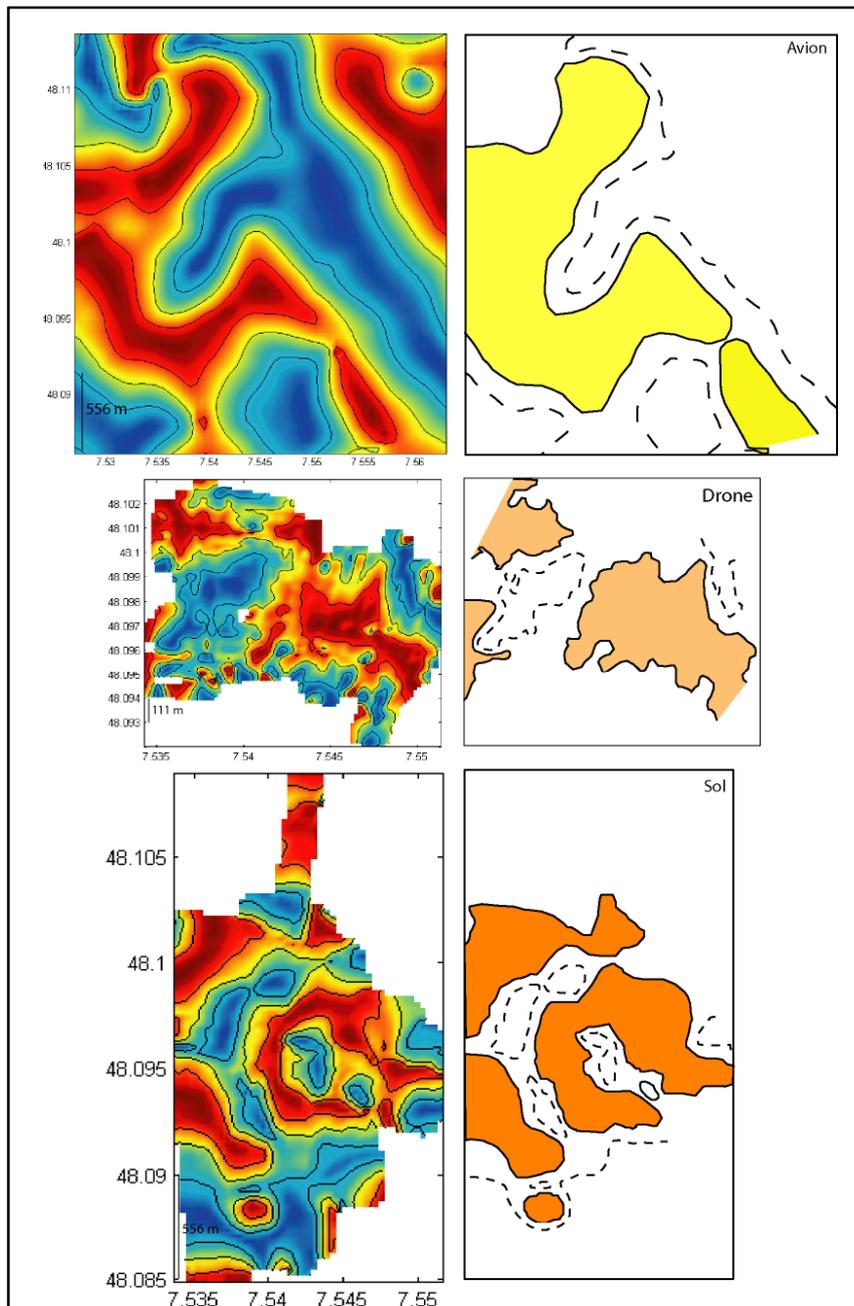


Figure 5.35- Cartes transformées «Tilt-angle» de l'anomalie magnétique (Avion, drone et au sol) et schéma structural indiquant les limites des structures (angle 0°) et l'isocourbe -45° (trait en pointillé).

Chacun des trois levés a une altitude de mesure différente par rapport au sol. Si notre modèle de demi-plaque est bon, on doit alors trouver la même profondeur sous le sol pour chacun des trois levés. Les trois valeurs obtenues diffèrent de 20 m pour une valeur moyenne de 124 m. Si on utilise un modèle à priori plus réaliste d'une largeur de 500 m (chapitre 3) on obtient une valeur moyenne de 111 m avec une plus grande différence de 22 m. On arrive ainsi à donner une estimation de la profondeur des dépôts volcaniques comprise entre 100 et 130 m pour deux modèles et trois altitudes de mesure différents. Cette fourchette de profondeur est à rapprocher du résultat obtenu avec la couche équivalente sur un profil plus étendu que cette zone d'étude. Nous avons une valeur estimée de 290 m pour la profondeur sous le levé aéromagnétique, qui donne, dans cette zone, une profondeur de 84 m sous le sol. Cette valeur est plus faible, mais nous avons vu qu'il s'agit d'une estimation peu précise. Quoi qu'il en soit, la gamme de profondeur obtenue est nettement inférieure à la profondeur de la surface d'érosion (181 m). Ce résultat est important car il montre que les dépôts volcaniques ne se situent pas au niveau de la surface d'érosion mais environ 50 à 80 m au dessus, ce qui implique que le fonctionnement du Kaiserstuhl est notablement plus récent que la reprise de la sédimentation dans le fossé Rhénan.

5.7 Cartographies magnétiques détaillées au sol

5.7.1 Zone de Baltzenheim

Les données magnétiques acquises au sol montrent sur quelques profils des anomalies de faible amplitude et de très haute fréquence (figure 5.36), comparé à l'étude de dépôts volcaniques du Kaiserstuhl. Leur longueur d'onde de quelques mètres indique qu'elles sont dues à des variations d'aimantation à très faible profondeur dans le sol ou les sédiments.

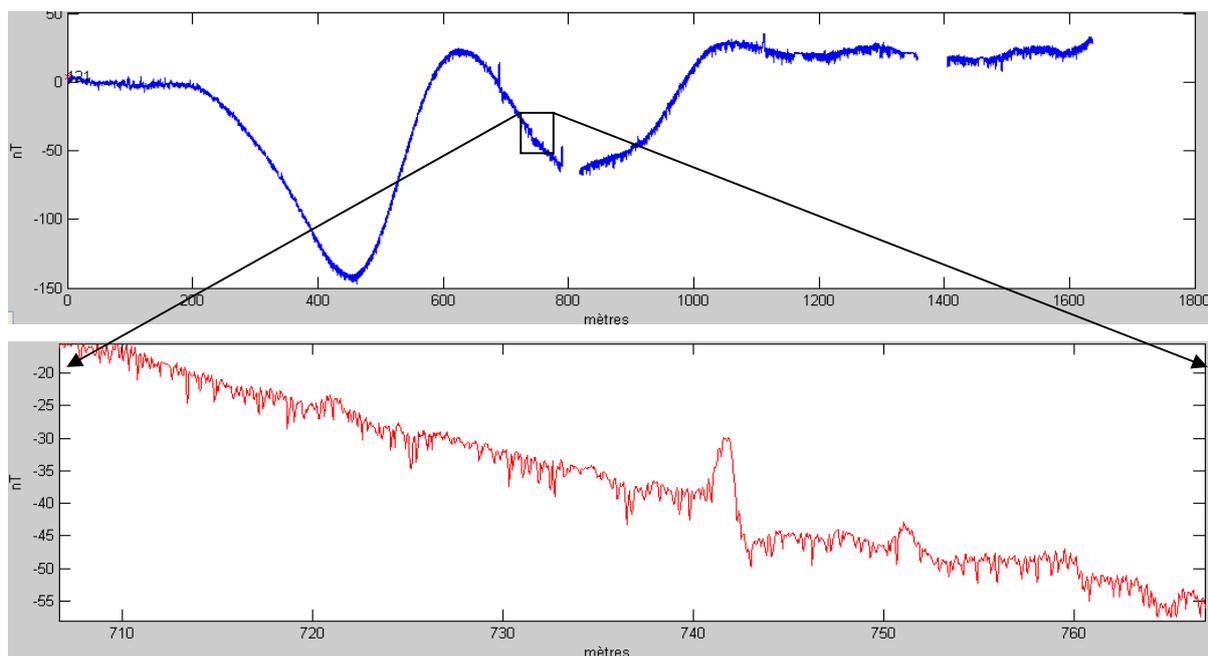


Figure 5.36- Exemple de profil magnétique N-S au sol provenant de la cartographie de Baltzenheim représenté en fonction de la distance et zoom sur une anomalie de courte longueur d'onde.

Si on observe les images aériennes de la région (figure 5.37), on constate la présence de linéations dans les couleurs de l'image vraisemblablement dues à des variations de l'humidité ou de la nature de la surface.



Figure 5.37- Image Google Earth, à gauche et photographie aérienne IGN 2002, à droite

Ces variations de couleur dessinent des courbes qui ressemblent à des méandres de chenaux. La question qui est traitée ici est de savoir si on peut identifier, voire caractériser en magnétisme ces objets. Pour ce faire nous avons réalisé une cartographie magnétique détaillée au nord de la cartographie magnétique au sol avec un espacement des profils de 2 m ce qui donne un espacement des profils magnétiques de 0,5 m.



Figure 5.38- Localisation de la zone de cartographie magnétique détaillée (à gauche) et profils réalisés (à droite)

La carte d'anomalie magnétique figure 5.39, montre essentiellement les anomalies magnétiques à grande longueur d'onde liées aux dépôts volcaniques. Cependant on regardant de plus près on discerne difficilement un linéament de direction NO-SE.

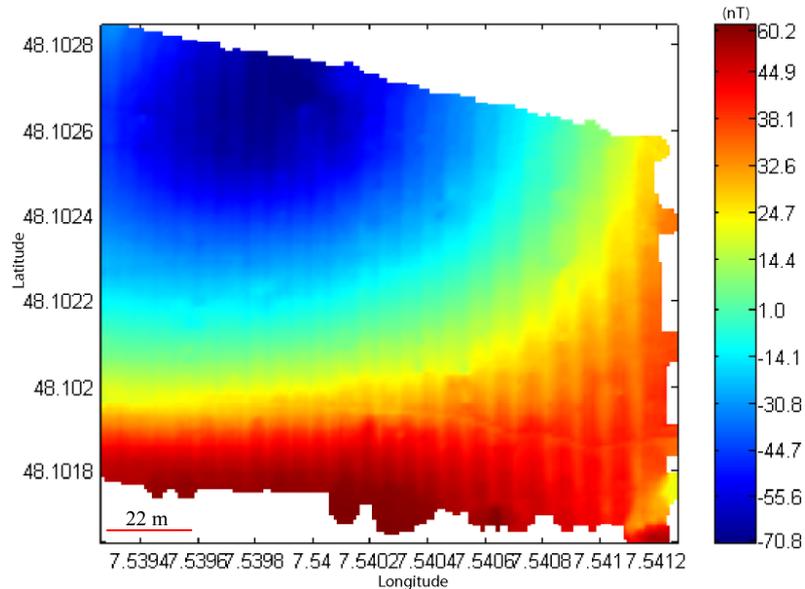


Figure 5.39- Carte d'anomalie magnétique

Les traitements habituels ont été réalisés, mais ils ne permettent pas de mettre aussi bien en évidence les anomalies de courte longueur d'onde, comparé à un traitement simple de filtrage passe haut de la carte d'anomalie. Le filtrage passe haut retenu correspond à une coupure des fréquences inférieures à $0,75 \text{ m}^{-1}$ et une atténuation linéaire jusqu'à 3 m^{-1} . La carte filtrée avec son interprétation est donnée dans la figure 5.40.

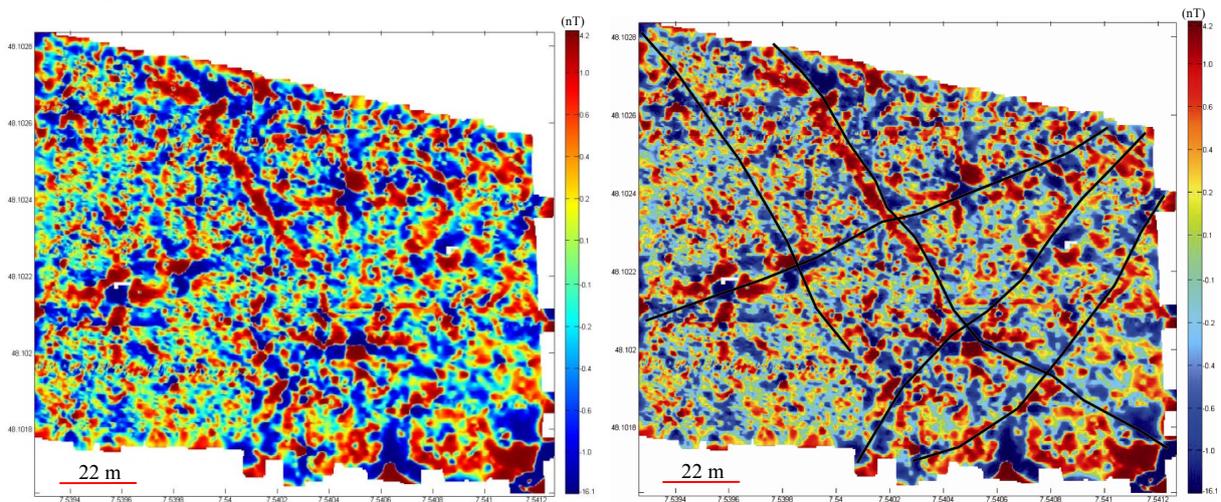


Figure 5.40- Carte d'anomalie magnétique filtrée ($0,75 \text{ m}^{-1} - 3 \text{ m}^{-1}$) et localisation des principaux linéaments

L'interprétation proposée montre une bonne corrélation avec la photographie aérienne IGN 2002 (figure 5.41).



Figure 5.41- Superposition de la photographie aérienne IGN 2002 avec les linéations magnétiques identifiées sur la carte d'anomalie magnétique filtrée.

Ce premier résultat montre qu'une cartographie magnétique détaillée peut mettre en évidence des variations très subtiles du sous-sol. Il a été l'occasion d'une collaboration avec un géographe, Laurent Schmitt, travaillant sur la paléo-dynamique fluviale de la région.

5.7.2 Zone de Mussig

La zone de Mussig, au nord-ouest de notre carte aéromagnétique fait l'objet depuis plusieurs années d'une étude à la fois géographique et archéologique (Boes et al., 2007). Elle appartient au Ried Noir (figure 5.42) qui correspond à un bas marais calcique à évolution tourbeuse déconnecté des inondations régulières de l'Ill et du Rhin (Hirth, 1971). Dans cette zone, l'actuelle Blind est vraisemblablement un paléo-chenal de l'Ill. Pour les géographes, la question de l'évolution des principaux cours d'eau, l'Ill et le Rhin depuis le Mésolithique et le Néolithique ancien est importante et ils mettent en rapport l'évolution de leur position avec la néotectonique. La Blind, vu sa position, leur apparaît être un cours d'eau clef pour la compréhension de cette évolution. Le cours d'eau actuel n'est vraisemblablement qu'un faible reste d'une rivière passée de plus grande importance. Un profil réalisé à la tarière en 2004 semble indiquer que le paléo-chenal localisé au voisinage du cours d'eau est important : profondeur supérieure à 2 m et largeur de 50 m. Cependant, il est quasiment impossible pour les géographes de caractériser des paléo rivières autrement que par quelques sondages longs à réaliser.

Le site de Mussig a été cartographié en 2006-2007 lors de trois jours de terrain en 2006 et douze en 2007. Une carte magnétique d'une taille de 650 m dans la direction nord-sud par 450 m dans la direction est-ouest a été calculée à partir de l'ensemble de ces données (figure 5.43).

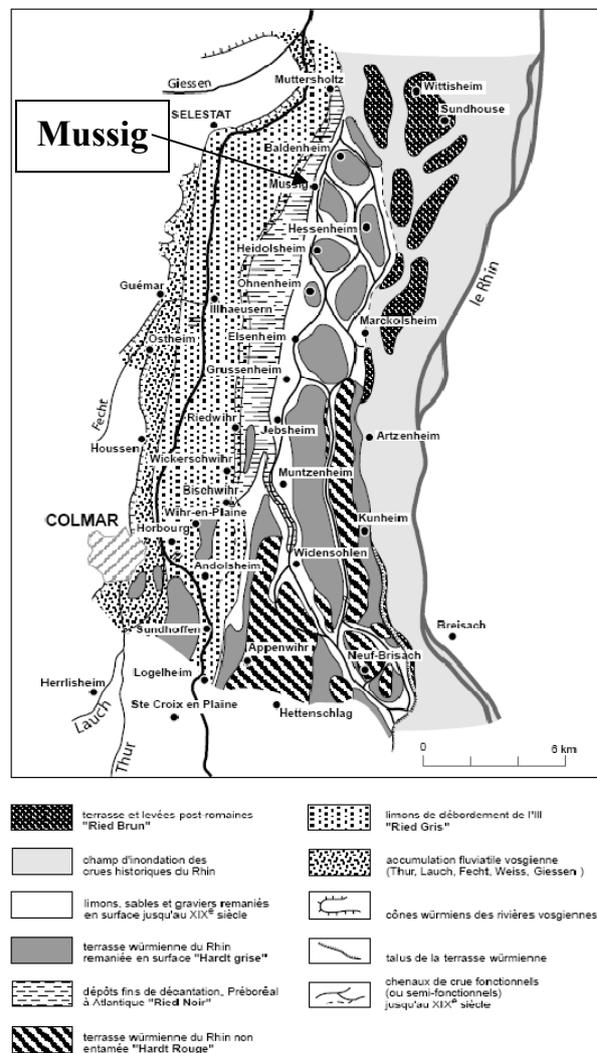


Figure 5.42- les différents sols et unités hydro-géomorphologiques des zones humides ellorhénanes (Hirth 1971).

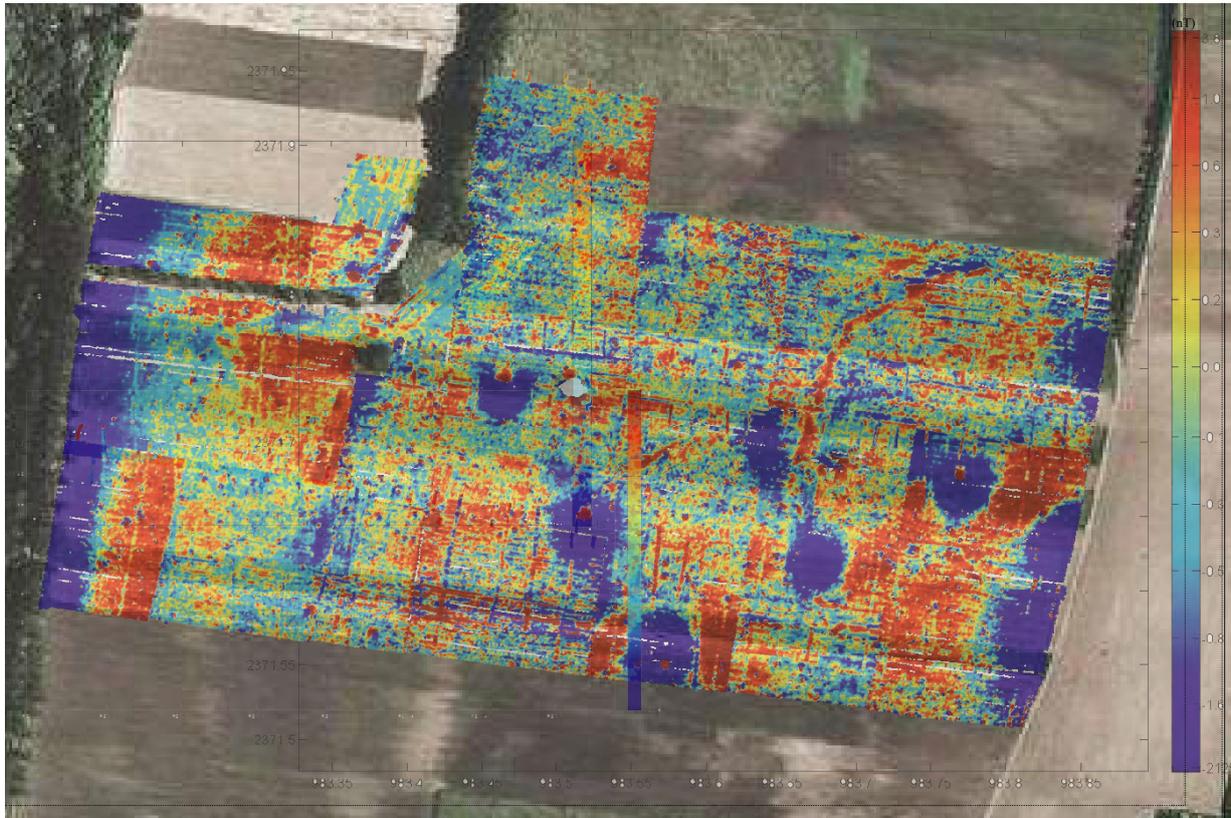


Figure 5.43- Carte d'anomalie magnétique générale de la zone de Mussig

La carte d'anomalie magnétique générale présente pas mal de défauts, en particulier dans l'ajustement de chacune des cartes obtenues. Cela est dû au très faible rapport signal sur bruit et à la présence d'objets anthropiques produisant des anomalies magnétiques de très forte amplitude qui rendent l'ajustement difficile.

Les principales anomalies correspondent à des pylônes électriques (figure 5.44) et un grillage à l'ouest ; elles ne présentent pas d'intérêt. La carte montre la présence d'une multitude d'anomalies magnétiques dipolaires traduisant la présence dans le premier mètre du sous sol d'objets de petite taille à forte aimantation (objets vraisemblablement métalliques). On observe bien le paléo méandre de la Blind à l'ouest. Ce paléo méandre a été étudié en méthodes électrique et géoradar en réalisant plusieurs profils orthogonaux et parallèles à son cours [Lalande et Guillemoteau, 2007].

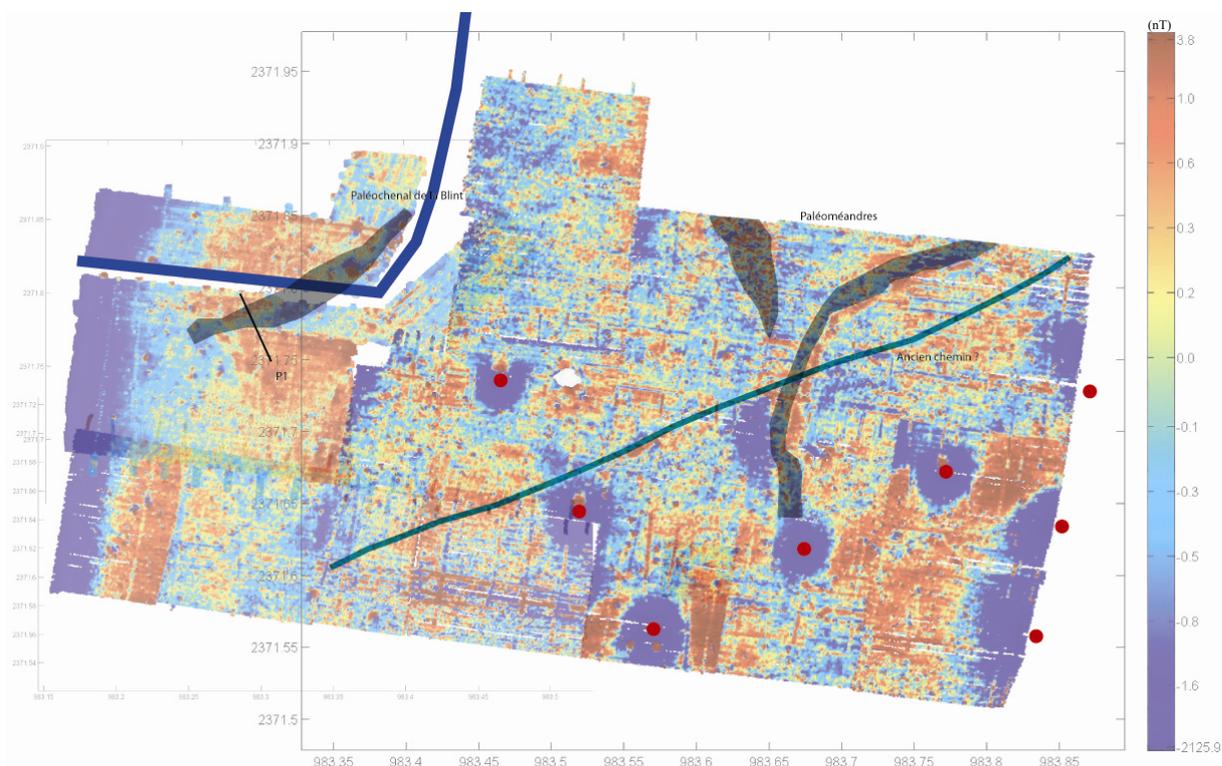


Figure 5.44- Carte magnétique de Mussig et interprétation : les pylônes électriques sont indiqués par des disques rouges, le cours actuel de la Blind par un trait bleu épais, le profil modélisé par un trait noir et les paléo méandres par des surfaces grisées.

Une modélisation sur un des profils orthogonaux au paléo méandre a été réalisée (figure 5.45) en considérant une couche aimantée (graviers du Rhin sous le sol tourbeux) dont on fait varier la topographie du toit pour expliquer les données (figure 4.45). Le profil du paléo méandre obtenu est très similaire à ce que l'on observe sur les interprétations des profils électriques [Lalande et Guillemoteau, 2007] et des trous à la tarière ont également confirmé le résultat obtenu [Schmitt et al., 2006].

D'autres anomalies magnétiques de forme similaire sont observées et correspondent très vraisemblablement à des paléo méandres. La question qui n'est pas tranchée actuellement est d'établir les relations entre chacun de ces paléo méandres. Enfin on observe à travers toute la carte magnétique une linéation qui pourrait correspondre à un ancien chemin.

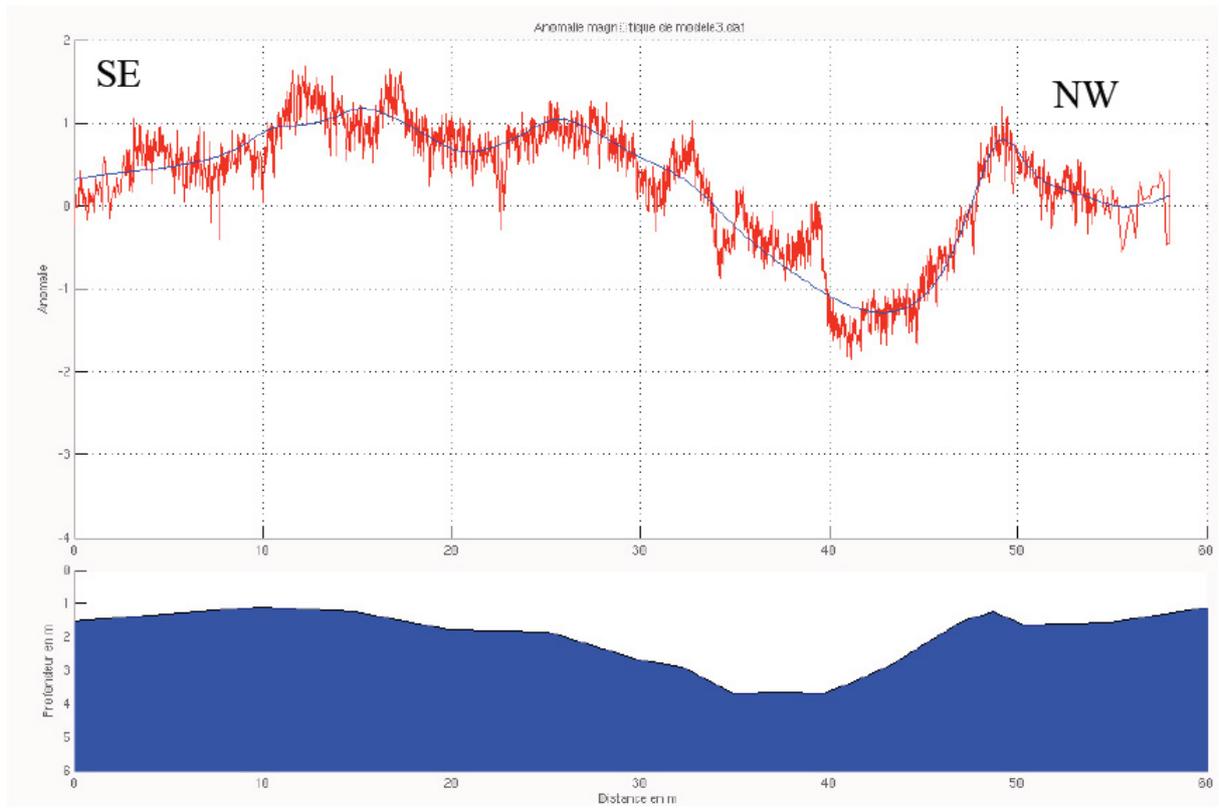


Figure 5.45- Modélisation d'un profil magnétique à travers le paléo méandre de la Blind.

Conclusions et perspectives

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le présent travail avait pour principal but la mise en œuvre de la mesure magnétique à l'aide de capteurs vectoriels de type fluxgate et l'application à une région du fossé Rhéna.

Le contrôle et l'amélioration de la qualité de la mesure magnétique vectorielle.

Nous avons vu dans le chapitre 1 que les magnétomètres vectoriels trois composantes présentent des avantages par rapport à d'autres capteurs magnétiques qui sont scalaires. En plus de leur faible consommation, de leur légèreté et de leur bas coût, les capteurs vectoriels fluxgate permettent de corriger les effets d'aimantations parasites liées au système de mesure, chose qui n'est pas possible avec les capteurs scalaires. L'inconvénient des capteurs fluxgate est qu'ils ne sont pas absolus et sujets à trois types d'erreurs liées aux défauts électroniques et à leur fabrication. Nous avons mis en œuvre un algorithme permettant de corriger simplement ces erreurs qui sont les erreurs d'orthogonalité et sur chacune des trois sondes, les erreurs de sonde et de zéro. L'application en cartographie magnétique implique que l'on est obligé de faire un étalonnage avant et après chaque série de mesures. Nous avons détaillé dans ce travail une méthode mathématique simple et originale pour corriger à la fois les défauts des capteurs et les aimantations parasites liées au système de mesure. Au vu des tests présentés, ce type de mesure magnétique s'avère de qualité égale, voire supérieure à ce qui est habituellement pratiqué. Grâce à la mise en œuvre de la mesure multi-capteurs, nous arrivons à couvrir de grandes surfaces de terrains beaucoup plus rapidement que précédemment.

La validation de différentes configurations d'acquisition.

Le premier système de mesure a été initialement conçu pour des mesures au sol. Le dispositif s'est montré performant. Nous avons alors eu la volonté de le mettre en œuvre dans des aéronefs, d'une part un avion sans pilote et d'autre part un avion monomoteur avec pilote. Le même principe d'étalonnage des capteurs a pu être utilisé. Le principal avantage de cette technique est qu'elle est très simple à mettre en œuvre car elle ne nécessite aucune modification de l'aéronef ni l'utilisation de méthodes de compensation magnétique. Les jeux de données obtenus montrent une bonne qualité similaire à ce que l'on obtient au sol. Par

exemple pour l'avion monomoteur on obtient un écart-type final du bruit des données de 1 à 2 nT.

Néanmoins des améliorations restent à faire concernant en particulier la numérisation des signaux des sondes qui varient très rapidement en raison des mouvements des capteurs. L'essentiel du bruit résiduel nous paraît dû à ces variations mal numérisées par l'électronique actuelle. Une nouvelle électronique est en cours de conception. Sa cadence d'échantillonnage plus élevée et l'utilisation d'un numériseur 24 bits devraient permettre de faire un grand pas dans la précision des mesures.

Calcul des transformées des cartes magnétiques.

Ayant calculé des grilles magnétiques, une phase importante pour une meilleure interprétation et celle liée aux méthodes mathématiques de transformation avec le moins d'a priori possible sur la répartition des aimantations dans le sous sol. Nous avons discuté dans le chapitre 3 l'ensemble des opérateurs classiquement utilisés en méthodes potentielles. Chacune des transformations à ses avantages et ses inconvénients. Par exemple un prolongement vers le haut permet de mieux faire ressortir des anomalies de grande longueur d'onde le plus souvent liées à des aimantations profondes. Une dérivation verticale permet l'amplification des anomalies de courte longueur d'onde de façon à mieux distinguer les aimantations à faible profondeur. Le signal analytique permet de mieux localiser les sources. Deux définitions ont été proposées sans justification théorique ni pour l'une, ni pour l'autre. Le signal analytique vectoriel proposé par Roest et al., [1992] est beaucoup plus utilisé que le signal analytique scalaire d'Ofeogbu et al. [1990]. Utilisant les deux méthodes, nous n'avons pas obtenu des résultats très différents et nous ne pouvons pas conclure concernant les qualités de l'un par rapport à l'autre. Quoi qu'il en soit, une étude menée par Baala [2004] dans son travail de thèse a montré que cette transformation analytique présente des défauts, en particulier la dépendance entre la forme du signal analytique et les paramètres magnétiques directionnels. Ces défauts peuvent partiellement être corrigés à l'aide de la théorie du signal monogénique que nous avons également mise en œuvre. Une manière de caractériser la profondeur des sources est l'utilisation de la couche équivalente qui permet de calculer une estimation de la distribution d'aimantations dans le sous-sol. Enfin nous avons discuté une méthode récente de transformation dite « tilt-angle ». Pour un cas synthétique, Salem et al. [2007] ont montré qu'avec cet opérateur, l'estimation de la profondeur de la structure source est possible, étant

égale à la distance entre la valeur nulle et la valeur $\pm 45^\circ$ de l'angle. Le cas synthétique proposé par Salem et al. [2007] n'a pas beaucoup d'intérêt, car il s'agit d'une structure infinie vers le bas. Utilisant le cas synthétique, nous avons montré que pour une demi-plaque mince, modèle plus naturel, la distance entre la valeur nulle et la valeur $\pm 45^\circ$ de l'angle correspond à la profondeur multipliée par 0,414. Cependant, un autre cas, la plaque fine de largeur finie, montre qu'il n'y a pas de relation linéaire entre la profondeur et les isocourbes du tilt-angle. En plus, la valeur 0° qui devrait rester à l'aplomb de la limite de la structure, s'en écarte notablement.

L'interprétation des anomalies magnétiques observées.

La connaissance de la géologie de la zone à étudier est importante pour mieux interpréter les différentes cartes d'anomalie magnétique. Dans notre zone d'étude, entre Colmar et Sélestat, les structures géologiques sont diverses et peuvent être caractérisées, pour certaines d'entre elles par la sismique réflexion. Nous distinguons une formation diapirique, des failles varisques et des failles normales dont certaines pourraient avoir rejoué jusqu'au Quaternaire. Ces informations ont été confrontées à l'ensemble des cartes transformées surtout celles du tilt-angle. On en tire un schéma structural plus précis que ce qui était proposé jusqu'alors [Lutz et al., 1999]. On a mis en rapport les linéations magnétiques et la tectonique. La linéation magnétique de direction NE-SO correspond très vraisemblablement à un diapir bien identifié en sismique. Au S-E de la zone, les anomalies observées sur les cartes magnétiques transformées et en particulier celle du tilt-angle ne peuvent s'expliquer que par la présence de sources fortement aimantées qui sont engendrées par des dépôts volcaniques liés à l'activité volcanique du Kaiserstuhl. Cette cartographie des dépôts volcaniques est impossible avec les données sismiques. L'interprétation de l'anomalie magnétique de grande longueur d'onde observée au centre de la zone d'étude est liée à une variation d'aimantation dans le socle. Les données gravimétriques suggèrent aussi la présence d'une anomalie profonde. A partir des données sismiques, Lutz et al. [1999] et Rotstein et al. [2008] ont proposé une remontée du socle associée à une structure varisque qui aurait été réactivée lors de l'ouverture du fossé Rhénan. Nous proposons une profondeur de 8 km pour la structure aimantée et nous observons une direction similaire à ce qui est proposé à partir de l'interprétation sismique. Dans la zone des dépôts volcaniques, les cartographies à 50 m du sol et au sol permettent de mieux contraindre leur profondeur. Nous obtenons une profondeur comprise entre 100 et 130

m. Ce résultat est confirmé par l'étude d'un profil en couche équivalente qui donne une profondeur de 84 m. Il est important car il montre que les dépôts volcaniques ne se situent pas au niveau de la surface d'érosion, à 180 m de profondeur, mais au dessus, ce qui implique que le fonctionnement du Kaiserstuhl est notablement plus récent que la reprise de la sédimentation dans le fossé Rhéna.

Enfin, les anomalies magnétiques de plus courtes longueurs d'onde ont été étudiées en deux endroits et nous avons montré qu'en dépit de la faible aimantation de la partie superficielle du sous-sol, on peut localiser et caractériser des paléo-chenaux de taille métrique.

Références
Bibliographies

Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abragam, A., 1961. Principles of Nuclear Magnetism. Oxford University Press. London.

Auster, H. U., Fornacon, K. H., Georgescu, E., Glassmeier, K. H. and Motschmann, U. 2002. Calibration of flux-gate magnetometers using relative motions. *Meas. Sci. Technol.*, 13, 1124-1134.

B

Baala, M., 2005. Etude quantitative des anomalies magnétiques par le signal analytique : application à des données océaniques. Thèses de doctorat, Université Louis Pasteur.

Baranov, V., and Naudy, H., Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79, 1964.

Baranov, V., A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383, 1957.

Baranyi, I., Lippolt, H-J and Todt, W., 1976. Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingebietes: II die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen, *Oberrheinische geologische Abhandlungen* 25, pp. 41-62.

Bergerat, F., 1977. La fracturation de lavant-pays Jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin, analyse et essai d'interprétation dynamique. *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2)XIX(4): 325-338.

Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plateforme européenne. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 317 p.

Bitterly, J., Cantin, J. M., 1979. Les magnétomètres fluxgate. Principe de fonctionnement, caractéristiques et performances, application à la magnétométrie d'observatoire. Exposé présenté à la journée d'étude sur les capteurs magnétiques organisée par l'ENS-IEG et le STCAN, Grenoble, 15 Novembre 1979. Institut de Physique du Globe de Paris, Service des Observatoires Magnétiques Austraux.

Blakely, R. J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Références bibliographiques

- Boës, E., Beiner, M., Bernard, L., ERTLEN, D., Gebhardt, A., Goepp, S., Guibert, P., Lasserre, M., Munsch, M., Schmitt, L., Schwartz, D., Tegel, W., Thomas, Y et Vigreux, T., 2007. Paysages et peuplements du secteur ello-rhénan (Région Alsace), entre forçage environnemental et contrôle humain. Approche intégrée du Néolithique au Moyen Age. Rapport Collectif de Recherche. Service Régional de l'Archéologie d'Alsace. 94 pages.
- Bonjer, K-P., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern borderfault of the Southern Rhine Graben. *Tectonophysics*, 275: 41-69.
- Bosum, W and Hahn, A., 1967. Aeromagnetic surveying in the upper Rhine Graben. *Abh. geol. Landesamt Baden-Württ.* 6, 89-91.
- Brauer, P., Merayo, J.M.G., Risbo, T. and Primdahl, F. 2002. Magnetic Calibration of Vector Magnetometers: Linearity, Thermal Effects and Stability. Workshop on Calibration of Space-Borne Magnetometers, TU-Braunschweig, March 9, 1999, in: "Ground and In-Flight Space Magnetometer Calibration Techniques", ed.'s: A. Balogh and F. Primdahl, ESA SP-490.
- Brun, J. P and Wenzel, F., 1991. Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS DEKORP seismic reflection data. *Geology*: Vol. 19, No. 7, pp. 758–762.
- Brun, J-P, Gutscher, M-A, DEKORP-ECORS team., 1992a. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics* 208:139–147.
- Buchner, F., 1981. Rhinegraben: horizontal stylolites indicating stress regimes of earlier stages of rifting. *Tectonophysics*, 73, pp. 113-118.

C

- Caruso, M. J., Bratland, T., Smith, C. H. and Schneider, R., 1998. A new perspective on magnetic field sensing. *Sensors Magazine*, pp. 1-19.
- Caruso, M.J., 2000. Applications of magnetic sensors for low cost compass systems. In: *IEEE Positioning, Location, and Navigation Symposium*, San Diego, USA, pp. 177-184.
- Chorowicz, J. and Deffontaines, B., 1993. Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data. *J. Geophys. Res.*, 98, 14339-14351.
- Courtot, C., Gannot, E. and Wendling, E., 1972. Le bassin potassique de Mulhouse et ses environs. *Étude du Tertiaire. Bull. Sci. Géol.* 25, pp. 69–91.
- Christensen, A.N and Dransfield, M.H., 2002. Airborne vector magnetometry over banded iron- formations: 72nd Ann.Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys., 13-16.

D

- Dampney, C. N. G., 1969. The equivalent source technique. *Geophysics*, 34, 39-53.
- Dèzes, P., Schmid, S and Ziegler, P-A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System; interaction of the Alpine and Tyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, pp. 1–33.
- Dimitropoulos, P. D., Avaritsiotis, J. N and Hristoforou, E., 2001. Boosting the performance of miniature Fluxgates with novel signal extraction techniques. *Sensors and Actuators*, vol.90, Issues 1-2, pp. 56–72.
- Dohr, G., 1970. Reflexionsseismische Messungen im Oberrheingraben mit digitaler Aufzeichnungstechnik und Bearbeitung, in *Graben Problems*, edited by J. H. Illies and St. Mueller, Schweizerbart, Stuttgart, pp. 207-218.
- Dransfield, M.H, Christensen, A.N and Liu, G 2003. Airborne vector magnetics mapping of remanently magnetised banded iron-formations at Rocklea, Western Australia. ASEG 16th Geophysical Conference and Exhibition, February 2003, Adelaide.
- Duringer, P., 1988. Les conglomérats des bordures du rift Cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. Thèse, Université de Strasbourg I.

E

- Edel, J.B., Fuchs, K., Gelbke, C and Prodehl, C., 1975. Deep structure of the southern Rhine Graben area, from seismic refraction. *J. Geophys.* 41, 333–356.
- Edel, J-B, Campos-Enriquez, O., Goupillot, M et Kiro, K-N., 1982. Levé magnétique du fossé Rhénan supérieur. *Interprétation géologique. Bull Bur Rech Géol Min* 2:179–192.
- Edel, J.B., Lutz, H et Elsass, P., 2002. Le socle varisque et les tectoniques rhénanes dans le fossé Rhénan méridional: traitement et interprétation de la carte gravimétrique du fossé à partir du levé haute densité des MDPA. *Geol. Fr.* 3, 43–59.
- Edel, J.B., Whitechurch, H and Diraison, M., 2006. Seismicity wedge beneath the Upper Rhine Graben due to backwards Alpine push?. *Tectonophysics*, 428 (1-4), 49-64.
- Erdelyi, A., Magnus, W., Oberhettinger, F and Tricomi, F.G. 1954. *Tables of intergral transforms. Vol, 2* (New York: McGraw_Hill) p, 246.

F

Felsberg, M., Gerald, S., 2001. The monogenic signal. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 49(12):3136–3144.

Fuchs, K., Bonjer, K-P., Gajewski, D., Lüschen, E., Prodehl, C., Sandmeier, K-J., Wenzel, F and Wilhelm, H., 1987. Crustal evolution of the Rhinegraben area. 1. Exploring the lowest crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments, *Tectonophysics*, 141, 261-275.

G

Gabor, D., 1946. Theory of communication. *Journal of I.E.E. London*, Vol.93, No, 3, Nov, pp. 429-441.

Gajewski, D., 1989. Compressional- and shear-wave velocity models of the Schwarzwald derived from seismic refraction data, in *The German Continental Deep Drilling Program (KTB) - site selection studies in the Oberpfalz and Schwarzwald*, edited by R. Emmermann and J. Wohlenberg, pp. 363-383, Springer, Berlin- Heidelberg.

Gordon, D.I., Brown, R.E. 1972. Recent Advances in Fluxgate Magnetometry. *IEEE Transactions on magnetics*, vol. MAG-8, no. 1, March 1972.

Gouws, D. J. and Van der Merwe, E. F., 2003. The Implementation of a magnetic sensor on dynamic platform, *Proceedings of the Republic of South Africa Ballistic Symposium*, Lyttelton, Pretoria, 6 & 7 August 2003.

Granet, M., Stoll, G., Dorel, J., Achaeur, U., Poupinet, G. and Fuchs, K., 1995a. Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. *Geophys. J.Int.*, 121, 33-48.

Granet, M., Willson, M. and Achaeur, U., 1995b. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 281-296.

Granet, M., Judenherc, S and Souriau, A., 2000. Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques: l'apport de la tomographie télésismique et de l'anisotropie sismique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 171, 149-167.

Graven, P. and Kenny, T. W., 1996. Laboratory (and on-orbit) Magnetometer Calibration without Coil Facilities or Orientation Information. *Proceedings 1996 AIAA Small Satellite Conference*.

Grauch, V.J.S., 2001. High-resolution aeromagnetic data, a new tool for mapping Intrabasinal faults: Example from the Albuquerque basin, New Mexico. *Geology* 29, No. 4, 367–370.

Références bibliographiques

Groom, R. W., Ruizhong Jia, J and Lo, B. 2004. Magnetic Compensation of magnetic noise related to aircraft's maneuvers in airborne survey. Extended Abstract SAGEEP 2004.

H

Hahn, S. L., 1996. Hilbert Transforms in Signal Processing. Boston, MA: Artech House.

Hahn, S. L., 2005. Wigner distribution and ambiguity functions of 2-D quaternionic and monogenic signals. IEEE Transactions on Signal Processing, vol., 53, NO. 8, pp 3111-3128.

Harwick, C. D., 1984. Non-oriented cesium sensors for airborne magnetometry and gradiometry. Geophysics 49, 2024-2031.

Hirth, C., 1971. Eléments d'explication à la formation des Rieds ello-rhénans au nord de Colmar du début du post-glaciaire à la canalisation du Rhin au XIXè siècle. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Colmar, 54, pp. 21-44.

How, H., 2000. Development of High-Sensitivity Fluxgate Magnetometer Using Single-Crystal Yttrium Iron Garnet Thick Film as the Core Material, ElectroMagnetic Applications, Inc.

Hsu, S.-K., J.-C. Sibuet, and C.-T. Shyu., 1996, High-resolution detection of geological boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique: Geophysics, 61, 373–386.

Hsu, S. K., Coppens, D., and Shyu, C. T., 1998, Depth to magnetic source using the generalized analytic signal: Geophysics, 63, 1947–1957.

I

Illies, J.H., 1975b. Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system. Tectonophysics, 29, pp. 251-264.

Illies, J.H., 1977. Ancient and recent rifting in the Rhinegraben, Geol. Mijnb. 56, pp. 329–350.

K

Kraml, M., Keller, J and Henjes-Kunst, F., 1999. Time constraints for the carbonatitic intrusions of the Kaiserstuhl Volcanic Complex, Upper Rhine Graben, Germany. Journal of Conference Abstracts 4, p. 322.

L

- Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, D. and Dupin, J.M., 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (Eastern France). *Tectonics*, 12: 874-888
- Lalande, J-M et Guillemoteau, J., 2007. Caractérisation de paléo-chenaux par méthodes géophysiques de subsurface sur le site archéologique de Mussig. *Projet de recherche Ecole/Master 1 GER de l'EOST*, 48 pages.
- Liaghat, C., Villemin, Th. et Jouanne, F., 1998. Déformation verticale actuelle dans la partie sud du fossé d'Alsace (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes*. 327. 55-60.
- Leach, B. W., 1980. Aeromagnetic compensation as a linear regression problem. *Information Linkage between Applied Mathematics and Industry, II*. Academic Press, London, 139-161.
- Leliak, P., 1960. Identification and evaluation of magnetic field sources of magnetic airborne detector equipped aircraft. *Inst. Radio Eng. Trans., Aerospace and Navigation Electr.*, 8,95-105.
- Le Mouél, J.L., 1970. Le levé aéromagnétique de la France. Calcul des composantes du champ à partir des mesures de l'intensité. *Ann. de Géophysique*, 26, pp. 229-258.
- Lopes Cardozo, Gideon G-O and BEHRMANN, Jan H. 2006. Kinematic analysis of the Upper Rhine Graben boundary fault system. *J. struct. geol.*, vol. 28, n°6, pp. 1028-1039.
- Lüschen, E., Wenzel, F., Sandmeier, K-J., Menges, D., Rühl, Th., Stiller, M., Janoth, W., Keller, F., Söllner, W., Thomas, R., Krohe, A., Stenger, R., Fuchs, K., Wilhelm, H and Eisbacher, G., 1989. Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Schwarzwald, in *The German Continental Deep Drilling Program (KTB) - site selection studies in the Oberpfalz and Schwarzwald*, edited by R. Emmermann and J. Wohlenberg, pp. 297-362, Springer, Berlin-Heidelberg.
- Lutz, M and Cleintuar, M., 1999. Geological results of a hydrocarbon exploitation campaign in the southern Upper Rhine Graben (Alsace Centrale, France). *Bull.appl.Geol.*, 4(Suppl), 3-80.

M

- Mason, R. G., 1958. A magnetic survey off the west coast of the United States between latitudes 30° and 36° N, longitudes 121° and 128° W. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1, 320-329.

Références bibliographiques

- Marklund, G. T., Blomberg, L. G., and Persson, S., 2001. Astrid-2, an advanced microsatellite for auroral research. *Annales Geophysicae* 19,589-592.
- Maus, S., Macmillan, S., Chernova, T., Choi, S., Dater, D., Golovkov, V., Lesur, V., Lowes, F., Lühr, H., Mai, W., McLean, S., Olsen, N., Rother, M., Sabaka, T., Thomson, A., Zvereva, T. and International Association of Geomagnetism, Aeronomy (IAGA), Division V, Working Group VMOD, 2005. The 10th generation international geomagnetic reference field. *PEPI*, 151, 320-322.
- Merayo, J. M. G., Primdahl, F., rauer, P., Risbo, T., Olsen, N. and Sabaka, T., 2001. The orthogonalization of magnetic systems. *Sensors and Actuators*, 89,185-196.
- Merle, O., Michon, L., Camus, G. and Goer, A., 1998. L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif Central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 169, 615-626.
- Michon, L. 2000. Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand; France.
- Michon, L., van Balen, R-T., Merle, O and Pagnier, H., 2003. The Cenozoic evolution of the Roer Valley rift system integrated at a European scale, *Tectonophysics*, 367 , pp. 101–126
- Miller, H.G and Singh, V., 1994. Potential field tilt- a new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32, 213-217.
- Mohan, N.L., 1993. Discussion on “Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal” by W.R. Roest, J. Verhoef and M. Pilkington (*Geophysics*, 57, 116–125). *Geophysics* 58, pp. 1214–1216.
- Mohan, N. L., and Anand Babu, L., 1995. An Analysis of 3D Analytic Signal, *Geophysics* 60, 531–536.
- Moldovanu, A., Chiriac, H., Macoviciuc, M., Diaconu, E., Ioan, C., Moldovanu, E and Tomut, M., 1997. Functionnal study of fluxgate sensors with amorphous magnetic materials *Cores. Sensors and Actuators A*, vol. 59, pp. 105-108.
- Munschy, M., Boulanger, D., Ulrich, P. et Bouiflane, M., 2007. Magnetic cartography for UXO detection and characterization: use of multi-sensor Fluxgate 3-axis magnetometers and methods of interpretation. *J. Applied Geophys.*, 61, 168-183.

N

- Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507-517.
- Nabighian, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of tow-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section, *Geophysics*, 39, 85-92.
- Nabighian, M. N. 1984. Toward a Three-dimensional Automatic Interpretation of Potential Field Data 6ia Generalized Hilbert Transforms: Fundamental Relations, *Geophysics* 49, 780–786.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., and Ruder, M.E., 2005. 75th Anniversary. The historical development of the magnetic method in exploration: *Geophysics*, vol. 70, No 6, 33ND – 61ND.
- Nelson, J. B. 1986. An Alternate Derivation of the Three-dimensional Hilbert Transform Relations from First Principle. *Geophysics* 51, 1014–1015.
- Neugebauer, H-J., Woitdt, W-D and Wallner, H., 1983. Uplift, Volcanism and Tectonics: Evidence for Mantle Diapirs at the Rhenish Massif. *In*: Fuchs, K., Von Gelhen, K., Malzer, H., Murawski, H and Semmel, A (Eds). Plateau uplift. The Renish Shield – A case history. Springer-Verlag, Berlin, 381-403.

O

- Ofoegbu, C. O., and Mohan, N. L., 1990. Interpretation of Aeromagnetic Anomalies o6er Part of Southeastern Nigeria Using Three-dimensional Hilbert Transform, *Pure Appl. Geophys.* 13–29.
- Olsen, N., Toffner-Clausen, L., Risbo, T., Brauer, P., Merayo, J., Primdahl, F. And Sabaka, T., 2001. In-flight calibration methods used for the Ørsted mission. *in*: A. Balogh, F. Primdahl (Eds.), *Proceedings of the Workshop on Calibration of Space-Borne Magnetometers*, Braunschweig, 9 march 1999, “Ground and In-Flight Space Magnetometer Calibration Techniques”, ESA-SP 490.
- Olsen, N., Toffner-Clausen, L., Sabaka, T., Brauer, P., Merayo, J., Jorgensen, J.L., Léger, J-M., Nielsen, O., Primdahl, F. and Risbo, T., 2003. Calibration of the Ørsted vector magnetometer. *Earth planets Space*, 55, 11-18.

P

- Parker, R. L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 31, 447-455.

Références bibliographiques

Patzelt, G., 1968. Prospection magnétique en Alsace. Etude de la région de Colmar et Neuf-Brisach. Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, Strasbourg.

Pedersen, L. B., 1989. Relations between horizontal and vertical gradients of potential fields. *Geophysics*, 54, 662-663.

Pratt, D.A and Foss, C.A., 2005. Realistic potential field survey simulation to test survey design, sensor package, target resolution and processing systems. KEGS Advances in Airborne Geophysics Workshop, Toronto, March.

Primdahl, F., 1979. The fluxgate magnetometer. *J. Phys. E: Sci. Instrum.* 12,241-253.

Primdahl, F., Brauer, P., Merayo, J. M. G., Petersen, J. R and Risbo, T., 2002. Determining the direction of a geometrical/optical reference axis in the coordinate system of a triaxial magnetometer sensor. *Meas. Sci. Technol.* 13, 2094-2098.

R

Raikes, S and Bonjer, K-P., 1983. Large-scale mantle heterogeneity beneath the Renish Massif and its vicinity from teleseismic P-residuals measurements. *In: : Fuchs, K., Von Gelhen, K., Malzer, H., Murawski, H and Semmel, A (Eds). Plateau uplift. The Renish Shield – A case history.* Springer-Verlag, Berlin, 315-331.

Reford, M. S., and Sumner, J. S., 1964. Aeromagnetism. *Geophysics*, 29, 482–516.

Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J. and Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, vol 55, pp. 80-91.

Ripka, P., 1992. Review of fluxgate sensors. *Sensors and Actuators A*, vol. 33, pp.129-141.

Ripka, P., 2000. New directions in fluxgate sensors. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials.* vol. 215-216, pp. 735-739.

Ripka, P., 2003. Advances in fluxgate sensors. *Sensors and Actuators A*, vol. 106, pp. 8-14.

Ripka, P and Billingsley, S., 2000. Crossfield effect at fluxgate. *Sensors and Actuators A*, vol. 81, pp. 176-179.

Risbo, T., Brauer, P., Merayo, J. M. G., Nielsen, O. V., Petersen, J. R., Primdahl, F and Richter, I., 2003. Ørsted pre-flight magnetometer calibration mission. *Meas. Sci. Technol.*, 14,674-688.

Roest, W. R., Verhoef, J. and Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57,116-125.

Références bibliographiques

Rotstein, Y., Edel, J-B., Gabriel, G., Boulanger, D., Schaming, M and Munsch, M., 2006. Insight into the structure of the Upper Rhine Graben and its basement from a new compilation of Bouger Gravity; *Tectonophysics*, 425, 55-70.

Rotstein, Y., Schaming, M., 2008. Tectonic implications of faulting styles along a rift margin: the boundary between the Rhine graben and the Vosges mountains. *Tectonics*. Vol.27, TC 2001.

Ruizhong Jia, J., Groom, R. W. and Lo, B. 2004. The use of GPS sensors and numerical improvements in Aeromagnetic Compensation. SEG Technical Program Expanded. 74th SEG Conference, Denver, USA. 1221-1224.

S

Sabaka, T. J., Olsen, N., and Purucker, M. E., 2004. Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Orsted and CHAMP data. *Geophys. J. Int.* 159, 521-547.

Saiagh, H. 1966. Prospection magnétique en Alsace. Contribution à l'étude de « seuil d'Erstein ». Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, Strasbourg.

Salem, A., Ravat, D., Gamey, T. J. and Ushijima, K., 2002. Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 49, 231-244.

Salem, A., William, S., Fairhead, D., Ravat, D and Smith, R., 2007. Tilt-depth method: a simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* December, Meter Reader: 1502-5

Salem, A., William, S., Fairhead, D., Smith, R and Ravat, D., 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, 73, NO. 1 _ JANUARY-FEBRUARY 2; P. L1-L10, 7 FIGS.

Sander, E.L. and Mrazek, C.P., 1982. Regression technique to remove temporal variation from geomagnetic survey data. *Geophysics* v. 47 no. 10, pp. 1437-1443.

Sharma, P.V., 1978. *Geophysical Methods in Geology*; Elsevier North-Holland Inc., New York, 407 p

Schlenger, C.M., 1985. Magnetization of the lower crust and interpretation of regional magnetic anomalies: Example from Lofoten and Vesteralen, Norway. *J. Geophys. Res.* 90B, 11, 484-11, 504

Schleider, H., Keller, J and Kramm, U., 1990. Isotope studies on alkaline volcanics and carbonatites from the Kaiserstuhl, Federal Republic of Germany. *Lithos*, 26, 21-35.

Références bibliographiques

- Schmitt, L., Boës E., Schwartz, D., Gebhardt, A., Goepf, S., Argant, J., Beiner, M., Lasserre, M., Munsch, M., et Bouiflane, M., 2006. Paléo-dynamique fluviale holocène et anthropisation d'une dépression tourbeuse de la plaine alluviale du Rhin Supérieur (France). Premiers résultats. Poster, International Colloquium "OL'MAN RIVER, Geo-archaeological aspects of rivers and river plains". Working Group on Geo-Archaeology, International Association of Geomorphologists, Ghent, Belgium, 22-24 September 2006.
- Schuler, M., 1990. Environnements et paléoclimats paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés Rhéna, rhodanien et de Hesse. Doc. B.R.G.M., 190, 503p
- Schumacher, M-E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21 , pp. 1–17.
- Schwab, K. 1987. Compression and right-lateral strike-slip movements at the South Hunsrück borderfault (southwest Germany). *Tectonophysics*, 137, 115-126.
- Shuang Qin., 1994. An analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies. *Geophys. Prospect.*, 42, 665-675.
- Shuang, Q., Agarwa, B.N.P and. Shaw, R.K., 1996. Comment on An analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies. *Geophysical prospecting* v. 44, issue 5, pp. 911.
- Sissingh, W., 1998. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine Foreland events. *Tectonophysics*, 300: 249-84.
- Sittler, C., 1965. Le Paléogène des fossés Rhéna et Rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24, 392p.
- Sittler, C., 1969. Le fossé Rhéna en Alsace, aspect structural et histoire géologique. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamique*, (2)6(5): 465-494.
- Sittler, C., 1972. Le Sundgau, aspect géologique et structural. *Bull. Sci. Géol.* 25, pp. 93–118.
- Sittler, C., 1985. Les hydrocarbures d'Alsace dans le contexte historique et géodynamique du fossé Rhéna. *Soc. Nat. Elf Aquitaine Production, BCREDP* 9, pp. 336-371.
- Spreux, A., 1971. Prospection magnétique en Alsace. Etude de la région du haut-Rhin. Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, Strasbourg.

T

- Talwani, M, Worzel, J-L and Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 64(1), 49-59,
- Talwani, M and Heirtzler, J.R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape. In: G.A. Parks, Editor, *Computers in the Mineral Industries, Part I: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences* vol. 9, pp. 464–480.
- Trujillo, H., Cruz, J., Rivero, M and Barrios, M., 1999. Analysis of the fluxgate response through a simple SPICE model. *Sensors and Actuators A*, vol. 75, pp. 1-7.
- Thompson, D. T., 1982. EULDPH-A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47-31-37.

V

- Verduzco, B., Fairhead, J.D; Green, C.M and Mackenzie, C; 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *SEG the Leading Edge* February, 116-119.
- Villemin, T., 1986. Tectonique en extension, fracturation et subsidence: le fossé Rhénan et le bassin Sarre-Nahé. Thèse de Doctorat de l'université Paris VI, Paris, 270 p.
- Villemin, T and Bergerat, F., 1987. L'évolution structurale du fossé Rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension, *Bull. Geol. Fr.* 8, pp. 245–255.
- Villemin, T., Alvarez, F and Angelier, J., 1986. The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift, *Tectonophysics* 128, pp. 47–59.
- Von Eller, J.P., 1984. Guide géologique régionale de la France: Vosges-Alsace. *Masson, Paris*, 182p.

W

- Wimmenauer W., 1962. Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls. Teil IV: Die Gesteine der phonolitischen Familie. Teil V: Die subvulkanischen Breccien. *Neues Jahrbuch der Mineralogie, Abhandlungen*, 98:367–415.
- Wimmenauer, W., 1974. The alkaline province of the Central Europe and France. In: SØRENSEN (Eds). *The alkaline rocks*. John Wiley & Sons, 622p.

Z

- Ziegler, P.A., 1992. European cenozoic rift system. *Tectonophysics*, Vol. 208, pp. 91-111.

Résumé:

Cartographies aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude structurale d'une région du fossé Rhénan

Des cartographies aéromagnétiques et magnétiques ont été réalisées dans une région du fossé Rhénan. L'enjeu est double, d'une part la mise en œuvre et l'amélioration de la qualité de la mesure magnétique vectorielle et d'autre part l'étude structurale de la région cartographiée. L'originalité de ce travail de thèse est l'utilisation pour la cartographie magnétique, des magnétomètres vectoriels trois composantes type fluxgate dans différentes configurations d'acquisition en particulier aériennes. Pour améliorer la qualité des mesures, un protocole de traitement reste obligatoire. Concernant les capteurs fluxgates nous avons constaté qu'ils sont sujets à des défauts de fabrication, qui impliquent que l'on est obligé de l'étalonner. Une méthode mathématique simple a été proposée pour corriger à la fois les défauts des capteurs et les aimantations parasites liées au système d'acquisition. L'aspect multi-échelle de nos cartographies a été discuté : trois jeux de données ont été testés au sol, à 50 m et 150 m d'altitude utilisant des aéronefs (avion sans et avec pilote). L'objectif est de mieux contraindre les variations d'aimantation en fonction de la profondeur. L'apport de la cartographie magnétique à la compréhension de la structure de la région étudiée a ensuite été validé par la compilation des cartes d'anomalies magnétiques transformées, la sismique réflexion, la géologie de la région et la modélisation.

Mots clés :

Capteur magnétique vectoriel fluxgate ; Cartographie magnétique et aéromagnétique ; Multi-échelle ; Fossé Rhénan.

Abstract:

Aeromagnetic and magnetic multi-scale mapping: Structural study in an area of Rhine graben

Aeromagnetic and magnetic mapping were realized in the Rhine graben area. The stake is double, on one hand implementation and improvement of the magnetic vector measurement quality and on the other hand the structural study of this area. The originality of this works is using fluxgate vector magnetometer 3-axis for magnetic mapping in various acquisition configurations, airborne in particular. To improve the quality of measurement, a protocol of treatment remains necessary. The main problems in using fluxgate magnetometers arise from defect related to manufacturing but these can be overcome using a simple mathematical method of calibration. This method also has the advantage of compensating magnetometer defects and interference magnetization generated by the measuring equipment. We discussed the multi-scale magnetic mapping: data carried out on the ground, at an altitude of 50 m and 150 m using successively unmanned aerial vehicles (UAV's) and piloted aircrafts. The purpose of the interpretation is to define the location and magnetization of structural elements for each recognized magnetic anomaly depending to depth. The contribution of magnetic mapping in understanding of structural study of the Rhine graben area was then validated by compilation of transformed magnetic anomaly maps, seismic reflection, geology of the area and synthetic modeling.

Keywords:

Fluxgate vector magnetometers ; Magnetic and aeromagnetic survey ; Multi-scales mapping ; Upper Rhine graben.