



**HAL**  
open science

# Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest : approches combinées géophysiques, pétrophysiques, géochronologiques et modélisations 2D

Julien Baptiste

## ► To cite this version:

Julien Baptiste. Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest : approches combinées géophysiques, pétrophysiques, géochronologiques et modélisations 2D. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2016. Français. NNT : 2016ORLE2052 . tel-01549122

**HAL Id: tel-01549122**

**<https://theses.hal.science/tel-01549122>**

Submitted on 28 Jun 2017

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

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

**ÉCOLE DOCTORALE**  
**ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)  
Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

**THÈSE** présentée par :  
**Julien BAPTISTE**

soutenue le : 16 décembre 2016

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**  
Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre

**Cartographie structurale et lithologique du  
substratum du Bassin parisien et sa place dans la  
chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest**

Approches combinées : géophysiques, pétrophysiques,  
géochronologiques et modélisations 2D

**THÈSE dirigée par :**  
**Michel FAURE**

Professeur, Université d'Orléans

**RAPPORTEURS :**  
**Denis GAPAIS**  
**Karel SCHULMANN**

Directeur de Recherche, Université de Rennes 1  
Professeur, Université de Strasbourg

---

**JURY:**

**Michel FAURE**  
**Denis GAPAIS**  
**Guillaume MARTELET**  
**Karel SCHULMANN**  
**Laurent BECCALETTO**  
**Jean-Bernard EDEL**

Professeur, Université d'Orléans  
Directeur de Recherche, Université de Rennes 1  
Ingénieur-chercheur, BRGM  
Professeur, Université de Strasbourg  
Ingénieur-chercheur, BRGM  
Maître de Conférences, Université de Strasbourg









# REMERCIEMENTS

---

*Un jour en 2013, en fait le 16 juin 2013, un mail de Mr Guillaume Martelet arrive dans ma boîte mail avec en pièce jointe, un sujet de thèse... « Tiens de la géophysique..., pour un géologue..., bizarre » pensais-je. Ce même Mr Martelet évoqua je cite : « Nous savons ici que trouver le candidat à 8 pattes maîtrisant toutes les composantes de notre sujet relèverait du miracle »... « Tu m'étonnes !», m'exclamais-je. « Mais finalement, pourquoi ce candidat ne serait-il pas moi ?», m'interrogeais-je, ce sujet m'emballa...*

*...et voilà où nous en sommes.*

*Donc un énorme Merci à toute l'équipe d'encadrement pour m'avoir accordé leur confiance afin de mener à bien ce projet, plus particulièrement :*

*Merci à Michel Faure, mon directeur de thèse, qui a partagé toutes ces expériences et ces connaissances sur la chaîne varisque, de m'avoir montré de beaux affleurements au sein du Massif armoricain et d'avoir dirigé ces travaux.*

*J'exprime toute ma gratitude à ce fameux Mr Martelet pour CE petit mail anodin qui finalement m'a permis de réaliser cette fantastique thèse dans des conditions exceptionnelles. Je le remercie également pour m'avoir plongé dans ce vaste univers qu'est la géophysique aéroportée et d'avoir finalement réussi à faire d'un géologue, un être à double personnalité. Aussi merci Guillaume d'avoir été présent de la première jusqu'à la toute dernière seconde.*

*Je remercie tout particulièrement Laurent Beccaletto de m'avoir ouvert au monde des bassins permo-carbonifères, bien cachés sous la couverture du Bassin parisien, pour sa culture géologique, pour les nombreuses discussions (géologiques ou non) et d'avoir été présents à chaque moment jusqu'au dernier. Je vais même te remercier pour ton côté... pointilleux, tatillon...enfin tu vois ce côté qui finalement, fait que tout prend un peu plus de sens qu'avant.*

*Merci à Eric Lasseur, qui, même sans trop de dynamique des bassins, ni de craie, a participé à la construction de ce projet et qui a été présent aux moments cruciaux ; qui a même ajouté sa petite touche perso à la fin de ces travaux.*

*Enfin, merci à Yan Chen de m'avoir ouvert les portes de la pétrophysique, sans quoi ces travaux n'auraient pas abouti.*

*Je tiens à remercier grandement Karel Schulmann et Denis Gapais d'avoir accepté de rapporter et d'examiner ces travaux de thèse et à Jean-Bernard Edel d'avoir examiné mes travaux et d'avoir apporté de très bon conseils.*

*Ce projet de thèse a fait l'objet d'un co-financement entre la Région Centre-Val de Loire et le BRGM, je les en remercie.*

*D'un point de vue technique, je vais remercier les personnes de LAB qui m'ont permis de réaliser mes analyses, à savoir, Hubert Haas pour la mise à disposition des labos et des outils pour les mesures de densité, à Mollud et à Sébastien pour leur aide. Un grand merci également à Raphaël qui a su m'aider et réparer de manière splendide le matériel utilisé pour les mesures de densité ainsi que pour son soutien. Je remercie également Guillaume Wille pour les images MEB réalisées sur les zircons et les analyses microsondes, Philippe Lach pour la partie datations des monazites. Je tiens à remercier aussi Cédric Duée pour son implication dans la partie analytique des monazites...peut-être une nouvelle passion ??*

*Pour clore cette partie, je remercie Marc Pujol de Géosciences Rennes pour les datations LA-ICP-MS sur zircons. Merci à Hervé Théveniaut de m'avoir confié le kappamètre sans lequel rien de cela n'aurait pu aboutir.*

*Le bon déroulement d'une thèse dépend aussi de toutes les personnes qui nous entourent au quotidien. Alors je ne vais pas faire du cas par cas, ce serait trop long...alors je vais remercier toute l'équipe GAT au complet, ces personnes qui m'ont accueilli, soutenu, conseillé, supporté enfin bref pour leur bonne humeur ; par ordre alphabétique merci à : Anne Bialkowski, Aurélien Leynet, Betty Lanson, Christine Brossard, Claire Luquet, Claudine Delaporte, David Dessandier, Florence Quesnel, François Prognon, Frédéric Lacquement, Hélène Tissoux, José Perrin, Martine Daniel, Mercedes Garcia, Olivier Rouzeau, Pascal Marteau, Philippe Brinon, Pierre Nelhig, Pierre-Alexandre Reninger, Robert Wyns, Stéphane Chevrel...j'espère n'avoir oublié personne.*

*Je remercie tout particulièrement Fred pour la mission de terrain dans le bassin de Laval, tout le temps que tu as passé à me montrer des jolis carnets de terrain et à m'éclaircir ? les idées sur les Ardennes, pour les vannes et d'avoir pensé à la couleur ! Et merci PA de m'avoir accompagné dans les Vosges, sous un climat hostile, heureusement la*

*cascade du Howald et la choucroute étaient là pour nous remonter le moral – merci aussi pour toutes les discussions.*

*Je n'oublie pas l'unité GBS, sans les énumérer, ils sauront se reconnaître, merci pour tout leur soutien.*

*Merci à Jeremie Melleton pour le coup de main essentiel sur toute la partie géochronologie.*

*Un grand merci aux thésards (et ex-thésard) de l'ISTO, du BRGM pour leur bonne humeur, les discussions et les escapades au V&B...toute la clique, Kévin, Alex, Hugo, Anthony, Carole, Val, Anaëlle, Vincent, Adrien, Maxime, Rabi, Léo...*

*Merci à Geoffrey Aertgeerts pour longues discussions sur le Massif Armoricaïn et à Simon Andrieu pour la partie Dogger. Merci à Marc le blond pour le rhum banane flambée.*

*Merci à tous ceux que j'aurais pu oublier...*

*La fin de ces remerciements approche...*

*Ces presque dernières lettres vont droits à ma famille, mon frère, ma belle-sœur, Isa et toute la famille du Jura qui m'ont toujours soutenu, épaulé.*

*Je ne les remercierai jamais assez : mes amis géologues de Besançon (qui ne sont plus tellement des géologues) et Charly qui n'a pas la chance d'être géologue, qui, finalement, font aussi un peu partie de la famille ; ceux-ci se reconnaîtront si un jour ils daignent lire ces mots et le pavé qui suit...merci à eux d'être ce qu'ils sont depuis plusieurs années, de leur présence dans les bons et les...toujours dans les bons moments.*

*Plus qu'un énorme Merci à mes parents qui m'ont laissé évoluer au fil du temps et de m'avoir soutenu dans tous mes projets, sans eux, rien de tout cela n'aurait été possible.*

*Papa, tout l'aboutissement de ce travail est pour toi.*

*Et pour finir, ces derniers mots...les plus importants pour la personne la plus importante, pour celle qui m'a soutenu jusqu'à la dernière seconde et pour celle qui a cru en moi, qui a su être patiente et qui a été ma plus grande motivation Jéro, ces derniers mots sont pour toi.*



# TABLE DES MATIÈRES

---

<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>7</b>
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	<b>13</b>
<b>CHAPITRE 1 Contexte géologique général</b> .....	<b>17</b>
<b>I. Cadre géologique général</b> .....	<b>19</b>
I.1. Le Bassin parisien .....	19
I.2. Les témoins de l'orogène varisque en Europe .....	20
<b>II. L'histoire de la chaîne varisque en Europe de l'ouest</b> .....	<b>28</b>
II.1 Les reliques d'un socle icartien .....	28
II.2. Les témoins de la chaîne cadomienne .....	28
II.3. Le magmatisme cambro-ordovicien .....	30
II.4. La phase éo-varisque .....	32
II.5. La phase varisque <i>s.s</i> .....	34
II.6. Les grandes phases de déformation .....	36
II.7. Le magmatisme dévono-carbonifère .....	38
II.8. Les bassins permo-carbonifères.....	41
<b>III. Les unités pré-mésozoïques du pourtour du Bassin parisien</b> .....	<b>42</b>
III.1. La délimitation des domaines géologiques .....	42
III.2. Lithologie des unités lithostratigraphiques .....	45
III.2.a. Le Massif armoricain.....	45
III.2.b. Le Massif central .....	54
III.2.c. Les Vosges.....	55
<b>IV. La caractérisation du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien : les travaux antérieurs</b> .....	<b>58</b>



IV.1. Les données sismiques .....	58
IV.1.a. Le programme ECORS - DEKORP-S .....	58
IV.1.b. Le programme ARMOR .....	60
IV.2. Le programme Géologie Profonde de la France .....	61
IV.3. La lithologie et la structure du substratum pré-mésozoïque .....	61
<b>IV. Problématique .....</b>	<b>64</b>
<b>CHAPITRE 2 : Les données géophysiques et la carte structurale du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien.....</b>	<b>67</b>
Introduction .....	69
<b>I. Les données géologiques : un prérequis indispensable.....</b>	<b>70</b>
<b>II. Les données géophysiques.....</b>	<b>71</b>
II.1. Les données aéromagnétiques .....	71
II.1.a. Localisations et caractéristiques des levés aéromagnétiques.....	72
II.1.b. Compilation de la carte aéromagnétique du Bassin parisien.....	73
II.2. La gravimétrie.....	76
II.3. Opérateurs appliqués aux données magnétiques et gravimétriques .....	78
<b>III. Interprétations des cartes géophysiques .....</b>	<b>84</b>
III.1. Méthode.....	84
III.2. Extension des grands accidents et prolongements des unités lithostratigraphiques	85
III.2.a. L'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP).....	86
III.2.b. Le bloc de la Manche .....	87
III.2.c. Le bloc du Léon.....	87
III.2.d. Le bloc Cadomien .....	90
III.2.e. Le bloc nord-armoricain .....	90
III.2.f. Le bloc centre-armoricain .....	91
III.2.g. Le bloc ligérien.....	93
III.2.h. Le bloc des Mauges.....	93

III.2.i. Le bloc Haut-Bocage – Plateau d’Aigurande.....	94
III.2.j. Le bloc Morvan -Vosges .....	95
III.2.k. Le bloc Evry - Tonnerre .....	96
III.2.l. Le bloc de la Seine .....	97
III.2.m. Le bloc Vosges Septentrionales et le bloc de la Sarre .....	97
III.2.n. Le bloc Ardennes – Pays de Bray .....	100
<b>IV. Résultats et Discussion.....</b>	<b>100</b>
<b>CHAPITRE 3 : Réalisation de la carte géologique et des cartes lithologiques du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien .....</b>	<b>105</b>
<b>Introduction .....</b>	<b>107</b>
<b>I. Les caractéristiques pétrophysiques des roches.....</b>	<b>109</b>
I.1. La susceptibilité magnétique.....	109
I.2. Les mesures de densité des roches.....	111
<b>II. Campagne de terrain : mesure de susceptibilité magnétique et de densité.....</b>	<b>112</b>
II.1. Localisation et méthodologie .....	112
II.2. Synthèse des mesures de susceptibilité magnétique et de densité.....	114
II.2.a. Le domaine nord-armoricain .....	116
II.2.b. Le Massif de Montmarault et le Morvan .....	117
II.2.c. Les Vosges Septentrionales .....	119
II.3. Influence de l’altération des roches sur les mesures pétrophysiques .....	121
<b>III. Les données de forage : une information ponctuelle de la géologie du substratum .....</b>	<b>122</b>
III.1. Localisation des forages .....	123
III.2. Descriptions macroscopiques .....	124
III.3. Mesures pétrophysiques sur les carottes de forage .....	126
<b>IV. Méthode d’élaboration de la carte géologique du substratum pré-mésozoïque– exemple de la partie SW du Bassin parisien.....</b>	<b>128</b>

<b>V. Méthode d'élaboration de la carte géologique du substratum pré-mésozoïque étendue vers le nord et l'est du Bassin parisien</b> .....	<b>145</b>
V.1. Méthodologie.....	145
V.2. Elaboration des cartes géologiques et lithologiques.....	156
V.2.a. Le domaine nord-armoricain .....	156
V.2.b. Le massif de Montmarault.....	164
V.2.c. Le bloc Morvan –Vosges Moyennes et Méridionales.....	167
V.2.d. Le bloc Evry-Tonnerre .....	174
V.3. Incertitude.....	178
<b>VI. Synthèse : Cartes géologique et lithologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien</b> .....	<b>180</b>
<b>CHAPITRE 4 : Géochronologie, modélisation géophysique 2D et place du substratum du Bassin parisien dans la chaîne varisque</b> .....	<b>191</b>
Introduction .....	193
<b>I. Apport de la géochronologie</b> .....	<b>194</b>
I.1. Descriptions microscopiques des échantillons prélevés sur carottes.....	194
I.1.a. La diorite de Moulins – échantillon MO1 .....	194
I.1.b. Le granite de Sennely – échantillon SE .....	194
I.1.c. Le granite de Blancafort – échantillon BL1a .....	195
I.1.d. Le granite de Blancafort – échantillon BL2e.....	196
I.2. Méthodes analytiques.....	198
I.2.a. Méthode U/Pb sur zircon par ablation laser couplée à un ICP-MS (LA-ICP-MS) .....	198
I.2.c. Méthode U/Pb sur monazite par ablation laser couplée à un ICP-MS (LA-ICP-MS).....	199
I.3. Résultats des datations sur zircons et sur monazites.....	199
I.3.a. La diorite de Moulins- échantillon MO .....	199
I.3.a.i.Morphologie et structure du zircon .....	199

I.3.a.ii. Calcul de l'âge de la granodiorite de Moulins .....	201
I.3.b. Le granite de Sennely - Echantillon SE .....	201
I.3.b.i. Morphologie et structure des zircons et des monazites .....	201
I.3.b.ii. Calcul des âges des zircons et monazites du granite de Sennely.....	203
I.3.c. Le granite de Blancafort - échantillons BL1a et BL2e .....	205
I.3.c.i. Morphologie et structures du zircon et de la monazite .....	205
I.3.c.ii. Calcul des âges des grains de zircon et monazite du granite de Blancafort	207
I.4. Synthèse des âges obtenus sur zircon et monazite.....	213
<b>II. Apport de la modélisation géophysique 2D.....</b>	<b>215</b>
II.1. Méthodologie.....	216
II.2. Modélisations de la suture éo-varisque dans la partie SW du Bassin parisien.....	217
II.2.a. Profil NSE 1 .....	218
II.2.b. Profil NSE 2.....	222
II.2.c. Synthèse des coupes géophysiques NSE 1 et NSE 2.....	224
II.3. Modélisation de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP).....	225
II.3.a. Description générale de l'anomalie .....	225
II.3.b. Le profil AMBP 1 : première approche.....	226
II.3.c. Le profil AMBP 2 .....	232
II.3.d. Le profil AMBP 3.....	234
II.4. Nature et Origine de l'AMBP.....	236
II.4.a. Environnement géologique et structural de l'AMBP .....	236
II.4.b. Hypothèses sur la nature lithologique de la source de l'AMBP .....	239
II.4.c. Âge de mise en place des roches responsables de l'AMBP .....	240
<b>III. Zonation de la chaîne varisque au sein du substratul pré-mésozoïque du Bassin parisien.....</b>	<b>243</b>
III.1. La zone rhénohercynienne .....	243
III.2. La zone saxothuringienne.....	244

III.3. La zone Teplá -Barrandien .....	245
III.4. Les Vosges Septentrionales.....	245
III.5. Les domaines armoricains et le bloc Evry-Tonnerre .....	246
III.6. La zone moldanubienne – marge nord du Gondwana.....	247
<b>IV. Synthèse : évolution géodynamique du substratum du Bassin parisien .....</b>	<b>250</b>
<b>CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>255</b>
<b>LISTE DES FIGURES.....</b>	<b>261</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>273</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>273</b>
<b>Editing du levé aéromagnétique de la région Bourgogne .....</b>	<b>301</b>
I. Présentation des données aéromagnétiques du levé Bourgogne.....	301
II. Méthode d’editing des données aéromagnétiques du levé Bourgogne.....	302
III. Micro-levelling par écrêtage sur le champ magnétique total .....	306
<b>Colonnes lithostratigraphiques des formations paléozoïques du Massif armoricain</b>	<b>309</b>
<b>Tableau des mesures de densité réalisées sur les échantillons de terrain et sur les carottes de forage .....</b>	<b>317</b>
<b>Tableau des valeurs pétrophysiques des lithologies présentes à l’affleurement.....</b>	<b>321</b>
<b>Tableau des mesures pétrophysiques réalisées sur les carottes de forage.....</b>	<b>353</b>
<b>Liste des forages.....</b>	<b>357</b>

# INTRODUCTION GÉNÉRALE

---

Les témoins de la chaîne varisque affleurent en Europe de manière discontinue depuis les Sudètes polonaises jusqu'au sud du Portugal. Les formations issues de l'orogène varisque y compris les formations permienes constituent le soubassement des bassins sédimentaires méso-cénozoïques au travers de toute l'Europe comme par exemple le Bassin de l'Elbe en Espagne, le bassin Molassique Suisse, la plaine du Pô en Italie, le Bassin pannonien situé entre les Carpates et les Alpes de l'est ou encore les bassins du Sud-Est, le Bassin aquitain et le Bassin parisien en France. Ces bassins recouvrent sur de grandes surfaces les vestiges de la chaîne varisque, masquant la continuité des structures et des lithologies varisques.

Le Bassin parisien est un bassin intracratonique composé de sédiments méso-cénozoïques qui reposent en discordance sur des formations varisques/cadomiennes qui affleurent sur son pourtour (Massif armoricain, du Massif central, des Vosges et des Ardennes). Son évolution est considérée comme étant intimement liée aux rejeu de certains accidents crustaux tels que par exemple la faille de Bray.

Sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien, le prolongement de grands objets géologiques tels que les cisaillements crustaux et plus particulièrement les zones de suture varisques restent encore largement débattus. Ainsi, les modèles de zonations lithotectoniques ainsi les reconstructions géodynamiques de la chaîne varisque en Europe de l'ouest ne font pas l'unanimité.

Parmi les objets géologiques de première importance, l'extension des cisaillements nord et sud armoricains, ou encore la position de la suture éo-varisque font toujours débat. Leur étude et plus largement la caractérisation lithologique du substratum sous la couverture sédimentaire apporterait donc un nouvel éclairage sur l'architecture du substratum du Bassin parisien. En conséquence, cette connaissance permettrait de proposer de nouvelles hypothèses sur les relations entre ces massifs, de disposer d'un schéma structural d'ensemble cohérent entre les massifs, ainsi que de replacer les zonations de la chaîne varisque sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien.

Les interfaces substratum/bassin ont fait l'objet de nombreuses études depuis la deuxième moitié du vingtième siècle suite aux développements des méthodes géophysiques (aéromagnétisme, gravimétrie, sismiques...) ainsi qu'à l'amélioration des techniques de

forages profonds en vue d'explorations d'hydrocarbures. La synthèse des méthodes géophysiques et des forages profonds a déjà donné lieu à l'élaboration d'un écorché anté-triasique du substratum du Bassin parisien (Weber, 1973, Debeglia, 1980).

Depuis la fin des années 2000, de nouvelles données géophysiques haute-résolution ont été acquises de la pointe de la Bretagne jusqu'à l'extrémité orientale de la Bourgogne, offrant une emprise géophysique inédite à l'échelle du Bassin parisien. Les premières interprétations de ces données (Martelet *et al.*, 2014) ont fait apparaître leur potentiel, soulignant le besoin de les intégrer dans les réflexions sur la cartographie des structures, de la lithologie du substratum et de la place de ce dernier au sein de la chaîne varisque occidentale.

Ce travail de thèse s'applique, par une approche pluridisciplinaire associant géologie, géophysique, pétrophysique des roches, données de forages profonds, géochronologie et modélisations géophysiques 2D, à caractériser la structure et la nature lithologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien. In fine un schéma structural ainsi qu'un découpage de cartes lithologiques du substratum sera proposé. Ces cartes serviront de support pour tracer les zonations varisques au sein du substratum du Bassin parisien et discuter de son évolution géodynamique dans le cadre varisque.

Ce travail de thèse se divise en quatre parties :

Le **Chapitre 1** présente le contexte géologique du Bassin parisien ainsi qu'une revue des différentes zonations de la chaîne varisque en Europe de l'ouest et des principaux événements ayant conduit à la formation de cette chaîne. Ces données géologiques forment la base des discussions et permettent de préciser la problématique géologique de la thèse.

Le **Chapitre 2** introduit les données géophysiques, à savoir l'aéromagnétisme et la gravimétrie, qui constituent un support essentiel pour ces travaux de thèse. Les traitements appliqués aux données et leur utilisation conjointe au travers d'une méthodologie nouvelle sont présentés. Au cours de ce chapitre est produit un schéma structural du substratum du Bassin parisien qui délimite les domaines géologiques et unités lithostratigraphiques dans la continuité de celles décrites à l'affleurement.

Le **Chapitre 3** présente les données pétrophysiques de susceptibilité magnétique et de densité des roches mesurées sur des échantillons de terrain, ainsi que les informations lithologiques issues de forages. Pour chaque unité lithostructurale définie à l'étape précédente, l'information lithologique et pétrophysique est injectée dans le schéma structural afin de produire des cartes lithologiques détaillées du substratum.

Le **Chapitre 4** présente des données géochronologiques réalisées sur des échantillons prélevés sur des carottes de forages ayant atteint le substratum, puis des modélisations géophysiques 2D de la suture éo-varisque et de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Ces nouvelles données apportent des informations supplémentaires pour la réalisation d'un schéma des zonations de la chaîne varisque en France. Le résultat des modélisations et du schéma aboutiront à la discussion des modèles des zonations varisques proposées dans la littérature et la proposition d'une reconstruction géodynamique schématique du substratum du Bassin parisien durant la période varisque à tardi-varisque.





# CHAPITRE 1

---

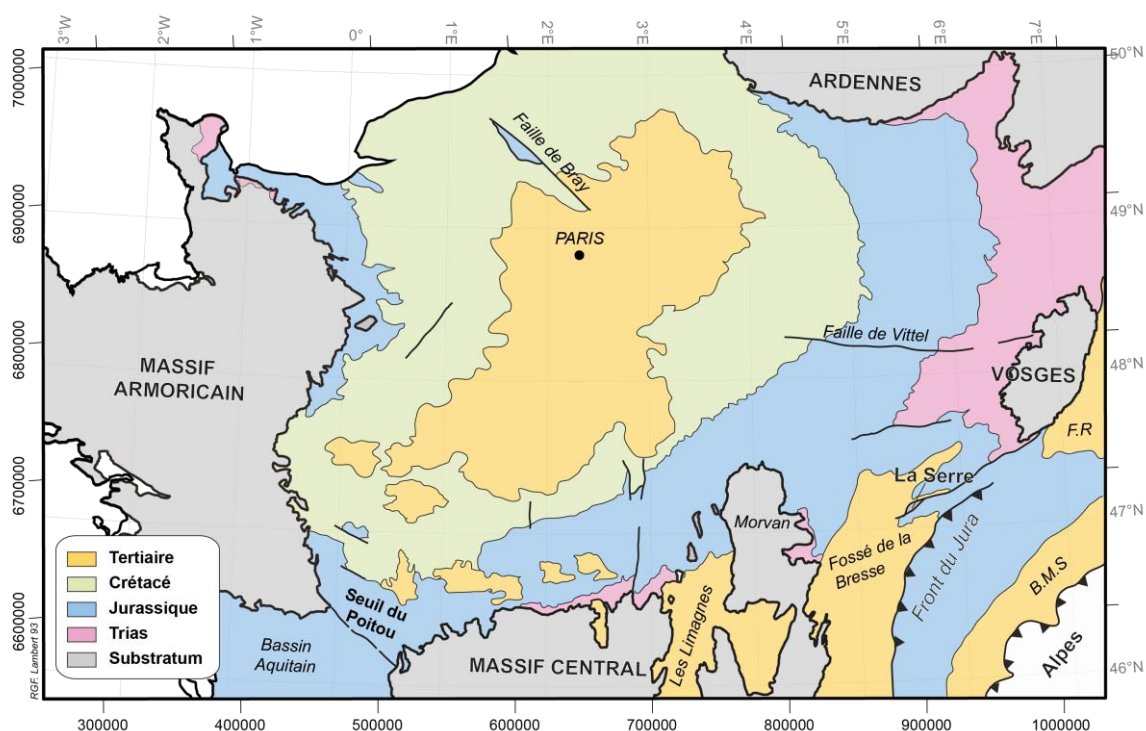
## CONTEXTE GÉOLOGIQUE GENERAL



## I. Cadre géologique général

### I.1. Le Bassin parisien

Le Bassin parisien est un bassin sédimentaire intracratonique qui couvre une grande partie du nord de la France (Pomerol, 1978; Mégnien, 1980). Il est limité par le Massif armoricain à l'ouest, le Massif central au sud, le fossé de la Bresse au sud-est, les Vosges à l'est et les Ardennes au nord (Fig. I.1). D'après les données paléogéographiques, le Bassin parisien est connecté au bassin de Londres au nord-ouest (Dercourt *et al.*, 2000) et au bassin belge au nord.



**Figure I.1 :** Carte géologique simplifiée du Bassin parisien montrant les principaux dépôts sédimentaires ainsi que les limites d'affleurement des massifs varisques/cadomiens (contours d'après Chantraine *et al.*, 2003a). F.R : Fossé Rhénan, B.M.S : Bassin Molassique Suisse.

Le Bassin parisien est caractérisé par des affleurements concentriques de roches sédimentaires méso-cénozoïques qui ont été exhumées lors des déformations et des phases d'érosion crétacées et tertiaires (Cavelier *et al.*, 1979; Perrodon et Zabek, 1990). Parmi ces phases, la compression pyrénéenne débutant à partir du Crétacé supérieur, a induit des plissements de la couverture sédimentaire comme peut en témoigner l'actuel anticlinal de Bray (Lacombe et Obert, 2000). Ensuite, une courte période d'extension lors de l'Oligocène, est à l'origine des fossés d'effondrement des Limagnes, de la Bresse ou encore du fossé Rhénan (Fig. I.1).

La tectonique alpine miocène a induit une compression NW-SE formant des anticlinaux d'axes N-S dans les séries sédimentaires (Perrodon et Zabek, 1990) et NE-SW dans le Jura.

Les sédiments méso-cénozoïques du Bassin parisien reposent en discordance sur un substratum cadomien ou varisque. Il est reconnu que l'évolution méso-cénozoïque du Bassin parisien est reliée à la paléogéographie de l'orogène varisque et des structures qui en ont résulté (Masclé et Cazes, 1987; Lorenz, 1992; Lacombe et Obert, 2000; Le Roux, 2000). Les formations sédimentaires du Bassin parisien masquent l'extension des structures varisques et cadomiennes, ainsi que les lithologies des formations affleurantes de son substratum.

Les formations constituant le substratum du Bassin parisien affleurent donc sur son pourtour au sein de quatre massifs : le Massif armoricain, le Massif central, les Vosges et les Ardennes (Fig. I.1). L'étude de ces massifs permet de reconstruire en partie la géodynamique de la chaîne varisque en Europe de l'ouest.

## **I.2. Les témoins de l'orogène varisque en Europe**

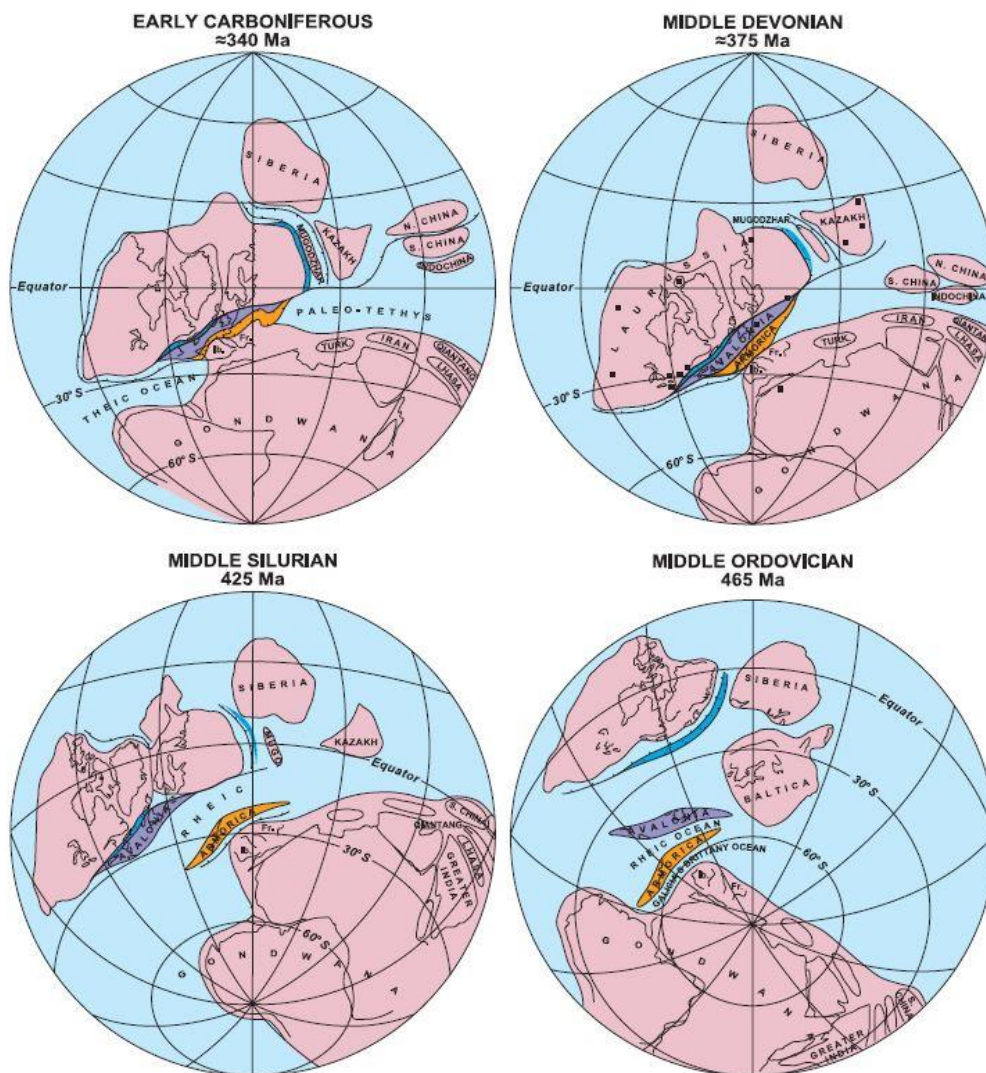
La chaîne varisque d'Europe est un segment d'une chaîne de montagne qui, à la fin du Carbonifère, formait une cordillère étendue sur environ 10 000 km dont les témoins se retrouvent du Texas à l'ouest, jusqu'aux Sudètes polonaises à l'est en passant par les Appalaches, l'Amérique Centrale et les Mauritanides d'Afrique de l'ouest.

Aujourd'hui, la chaîne varisque d'Europe occidentale et centrale, démembrée et érodée, s'étend sur près de 3000 km depuis les Sudètes polonaises à l'est, jusqu'au nord de l'Afrique en passant par le sud de la péninsule ibérique où elle est marquée par la virgation ibéro-armoricaine (Matte, 1991, 1986). Elle constitue, à l'heure actuelle, le soubassement des bassins sédimentaires méso-cénozoïques comme par exemple, en France, le Bassin parisien, le Bassin aquitain et les bassins du SE.

Il est difficile de présenter une succession précise des événements ayant conduit à la structuration de la chaîne varisque, les modèles de reconstitution tectonique, paléogéographique et géodynamique du cycle varisque étant encore largement débattus (*Shelley et Bossière, 2000; Cartier et al., 2001; Faure et al., 2008a; Ballèvre et al., 2009, 2014; Guillot et Ménot, 2009; Ducassou et al., 2010; Nance et al., 2010; Martínez-Catalán, 2011; Edel et al., 2015*).

Les modèles géodynamiques proposés diffèrent selon : i) le nombre de domaines continentaux impliqués, ii) le nombre d'océans séparant ces domaines, iii) la chronologie des

événements structurant la chaîne varisque. Ici, seuls les principaux domaines continentaux et océaniques associés aux données géologiques des massifs varisques en France seront décrits.



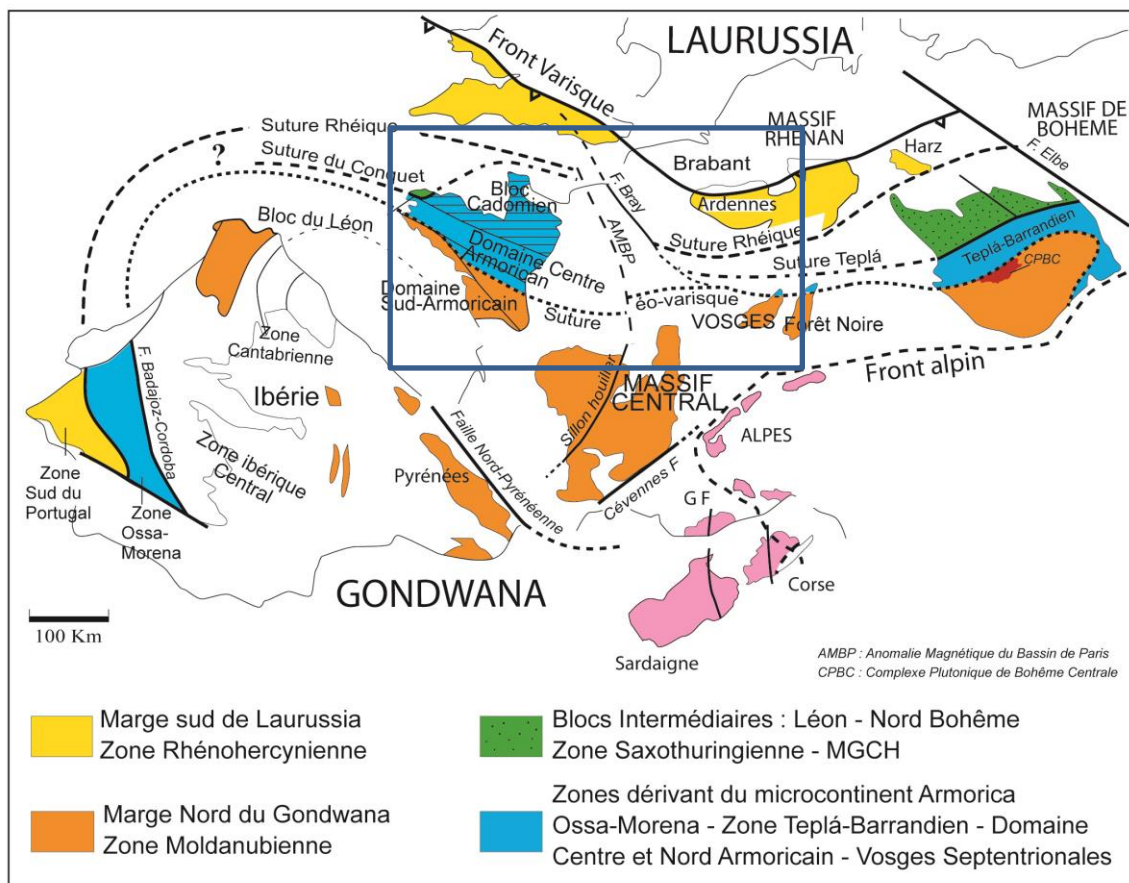
**Figure I.2 :** Essai de reconstruction géodynamique de la chaîne varisque depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère (d'après Matte, 2001).

Il fait actuellement consensus que l'ensemble des structures tectoniques ainsi que les événements magmatiques et métamorphiques observés témoignent de la collision entre deux continents : la Laurussia au nord et le Gondwana au sud (Fig. I.2) (Matte, 1991, 1986) ainsi que des microcontinents tels que l'Iberia-Armorica et l'Avalonia (Autran et Cogné, 1980; Bard *et al.*, 1980; Tait *et al.*, 1997; Cocks, 2000; Franke, 2000; Robardet, 2003; Voo, 2005; von Raumer *et al.*, 2003) dérivant de la marge nord du continent gondwanien.

La chaîne varisque montre en coupe, une structure en éventail, ou à double déversement, marquée par des chevauchements vers le nord dans la partie nord et vers le sud

dans la partie sud qui pourraient dépendre des directions de pendage initiaux des plans de subduction. Ces plans de subduction seraient vers le sud pour les zones Rhénohercynienne et Saxothuringienne et vers le nord pour la zone Moldanubienne (Matte, 1986; Franke, 1989; Matte *et al.*, 1990; Oncken *et al.*, 1995; Schulmann *et al.*, 2009; Žák *et al.*, 2011).

La chaîne varisque fait suite à l'ouverture et à la fermeture de plusieurs domaines océaniques qui permettent de diviser la chaîne varisque en plusieurs zones lithotectoniques majeures, soit du nord au sud : la zone rhénohercynienne, la zone saxothuringienne, la zone cadomienne et la zone moldanubienne. Pour le massif de Bohême, la zone Teplá-Barrandien, possible équivalent de la zone cadomienne, est également décrite (Fig. I.3).



**Figure I.3 :** Carte schématique de la distribution des zones lithotectoniques varisques en Europe (modifié d'après Faure *et al.*, 2005). MGCH : Mid-German Crystalline High, CPBC : Complexe Plutonique de Bohême Centrale.

La zone rhénohercynienne appartient à la marge sud du continent Laurussia (Fig. I.3). Elle affleure dans : les Ardennes, le massif schisteux Rhénan, le massif du Harz, dans les Cornouailles au sud-ouest de l'Angleterre (Franke et Engel, 1982; Holder et Leveridge, 1986), et possiblement dans le sud du Portugal (Fig. I.3) bien que ceci soit remis en question

par la géochronologie des ophiolites (Azor *et al.*, 2008). Toutefois, l'existence de l'océan Rhénohercynien (ou Rhéique) est suggérée par la présence de basaltes de type MORB dans le Massif Rhéna ainsi que par les séries ophiolitiques du Lizard d'âge dévonien à carbonifère en Cornouaille (Floyd, 1984; Holder et Leveridge, 1986; Leveridge et Hartley, 2006).

La zone rhénohercynienne correspond à un bassin d'avant-pays varisque dont les sédiments, déposés en contexte de marge passive, forment désormais une chaîne d'avant-pays plissée (Fold-and-thrust belt) (Behrmann *et al.*, 1991; Oncken *et al.*, 1999, 2000). La zone rhénohercynienne correspond au socle cadomien avalonien surmonté par des sédiments clastiques dévoniens qui dérivent de sources issues de l'érosion de la chaîne calédonienne au nord (Franke, 2000). Au sud, cette zone est caractérisée par un socle métamorphique cadomien surmonté par des séries volcaniques d'affinité d'arc datées du paléozoïque inférieur (Franke et Oncken, 1995; Oncken *et al.*, 1999). Elle est limitée au sud par la zone des phyllites qui affleure dans le sud-ouest du massif Rhéna et qui marque la suture avec la zone saxothuringienne. La fermeture du bassin rhénohercynien au Carbonifère est enregistrée dans des greywackes turbiditiques dérivant de la marge active au sud-est du micro-continent appelé « Mid-German Crystalline High » (MGCH ; Holder et Leveridge, 1986; Oncken, 1997; Altherr *et al.*, 1999; Oncken *et al.*, 2000; Franke, 2000).

*La Mid-German Crystalline High* (MGCH) est une trace de la marge active au sud-est de la zone rhénohercynienne (Oncken, 1997; Oncken *et al.*, 2000, 1999; Franke, 2000) qui fait suite à la fermeture de l'océan Rhéique et qui marque la limite avec la zone saxothuringienne. La MGCH est constituée d'orthogneiss ordoviciens, d'un arc-magmatique dévono-carbonifère, de roches métamorphiques de haute-pression ainsi que de migmatites.

En France, le domaine du Léon (Fig. I.3) est un bon candidat pour être un équivalent latéral de la MGCH (Cabanis *et al.*, 1979; Faure *et al.*, 2005, 2008a; Ballèvre *et al.*, 2009). La suture entre le domaine du Léon et le domaine armoricain au sud-est est, dans ce cas, alors dénommée la suture du Conquet (Fig. I.3) (Faure *et al.*, 2008b). À l'est, l'arc magmatique mis en évidence dans les Vosges Septentrionales provenant de la subduction de la lithosphère rhénohercynienne (Edel et Schulmann, 2009) pourrait également appartenir à ce segment de la MGCH (Edel *et al.*, 2013) où la faille de Lalaye-Lubine marquerait alors la suture avec le domaine Moldanubien au sud. Dans ce dernier cas, le domaine cadomien présent dans le nord de la Bretagne serait manquant.



La zone saxothuringienne (ST) correspond à la marge sud-est de l'océan rhénohercynien et dérive du microcontinent Armorica (Franke, 2000; Matte, 2001). La zone ST est divisée en deux entités structurales comprenant des séquences para-autochtones et allochtones. L'unité para-autochtone est formée d'un socle cristallin néoproterozoïque ainsi que d'une séquence cambro-ordovicienne témoignant d'un épisode de rifting et d'une couverture sédimentaire d'âge Paléozoïque inférieur (Behr *et al.*, 1984; Franke, 1984, 1989, 2000). L'unité allochtone est formée de sédiments ordoviciens à dévoniens ainsi que de flyschs métamorphisés formant des séries de nappes métamorphiques dont le degré augmente vers le sommet de la série (Konopásek et Schulmann, 2005; Linnemann et Romer, 2010). Des roches basiques, de types MORB, métamorphisées dans le faciès éclogite sont aussi décrites (Oncken *et al.*, 1995, 2000; Franke, 2000). Dans le massif de Bohême, la zone ST est limitée au sud par la suture Teplá (Fig. I.3).

La zone Teplá-Barrandien (TB) appartient au microcontinent Armorica (Lardeaux *et al.*, 2014). C'est l'un des fragments le mieux conservé de l'orogène cadomienne en Europe Centrale. La zone ST est formée d'un socle néoproterozoïque comprenant des flyschs ainsi que des roches volcaniques d'affinité d'arc, surmonté par des sédiments paléozoïques débutant par des dépôts silico-clastiques grossiers cambriens et se terminant par des turbidites dévoniennes. Le volcanisme acide présent au sein des séries cambriennes témoigne d'un épisode de subduction au nord-ouest de la zone TB (Patocka *et al.*, 1993; Franke, 2000). L'évolution volcanique et sédimentaire au cours de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien suggère, quant à elle, un épisode de rifting et la mise en place des dépôts au sein d'une marge passive. Le tout a été affecté par un métamorphisme et une tectonique plicative au Dévonien supérieur (Franke, 2000).

L'intense activité magmatique mise en évidence au sein du Complexe Plutonique de Bohême Centrale (CPBC, Fig. I.3) pourrait témoigner d'un arc volcanique tardi-dévonien à carbonifère inférieur. Ce magmatisme se traduit par la mise en place de tonalites, de granodiorites associées à des granites et des trondhjemitites ainsi qu'à des intrusions basiques (gabbros, diorites, monzodiorites).

Certains auteurs (Lardeaux *et al.*, 2014) font le lien entre cet arc magmatique décrit dans le massif de Bohême et la partie septentrionale des Vosges. Dans ce cas, cette partie des Vosges serait à corrélérer avec la zone Teplá-Barrandien et non la MGCH.

La zone moldanubienne se retrouve d'est en ouest dans la chaîne varisque en Europe. Pour certains auteurs, elle constituerait la racine métamorphique de la chaîne Varisque (Schulmann *et al.*, 2009), mais pour d'autres, elle résulte de deux événements synmétamorphes superposés : une phase "éo-varisque" d'âge dévonien et une phase "varisque s.s." d'âge carbonifère. Au nord, la zone moldanubienne est en contact avec les zones Teplá-Barrandien dans le Massif de Bohême (Fig. I.3) et avec le microcontinent Armorica dans le sud du Massif armoricain (Fig. I.3). Cette zone est considérée comme étant la marge nord du Gondwana, déformée et métamorphique. Elle est caractérisée par un empilement de nappes métamorphiques dans lesquelles les unités de plus haut grade surmontent les unités de plus bas grade (par exemple Matte et Burg, 1981; Burg *et al.*, 1984) qui se retrouvent en France dans la partie sud du Massif armoricain, dans le Massif central et la partie méridionale des Vosges (par exemple Ledru *et al.*, 1989; Faure *et al.*, 2008a; Faure, *et al.*, 2009) et en Bohême (par exemple Lardeaux *et al.*, 2014 pour une revue complète).

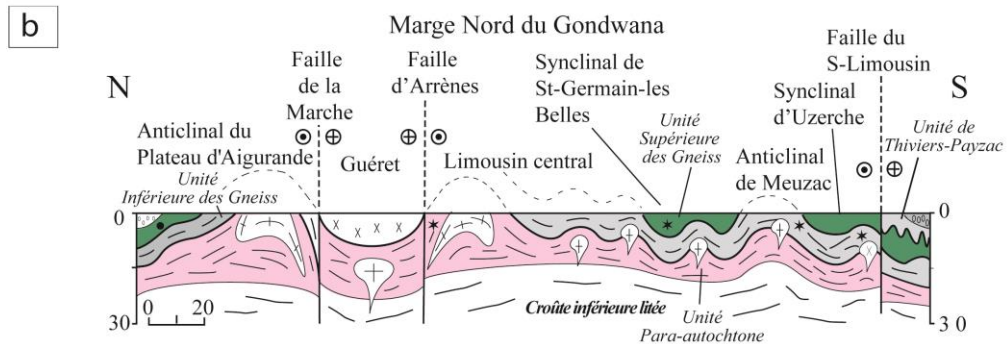
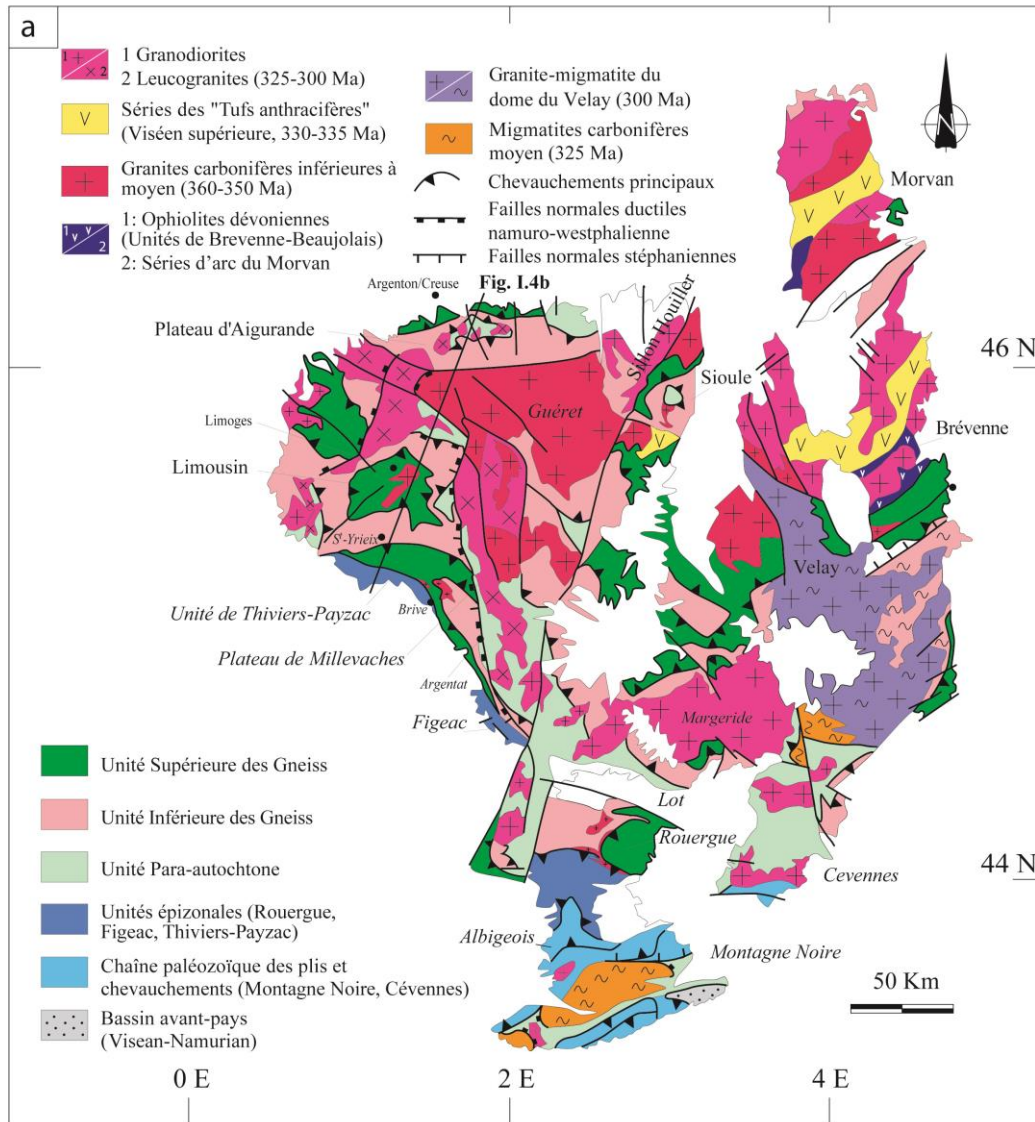
La marge Nord du Gondwana en France correspond à la partie méridionale du Massif armoricain ainsi qu'à la totalité du Massif central (Fig. I.4a) et des Pyrénées. Ces deux secteurs sont formés d'un empilement de nappes crustales syn-métamorphiques mises en place durant la phase éo-varisque comme en témoigne par exemple le complexe de Champtoceaux dans le sud du Massif armoricain (Ballevre *et al.*, 1989; Ballèvre *et al.*, 1994, 2009; Bosse *et al.*, 2000; Faure *et al.*, 2005, 2008a). Ces nappes sont caractérisées par une zonation métamorphique qui est plus intense vers le sommet (Fig. I.4b). Parmi elles, se trouvent du sommet vers la base :

- La nappe des Mauges, uniquement représentée dans le sud du Massif armoricain. Elle est constituée de sédiments néoprotérozoïques (briovériens) métamorphisés dans le faciès schiste vert dans lesquels s'intercalent des séries méta-volcaniques basiques, recouverts par des roches sédimentaires (conglomérats, grès, silt) d'âge cambrien ou ordovicien, dépourvues de métamorphisme et de déformation ductile.
- L'Unité Supérieure des Gneiss (USG) est l'unité qui a subi le métamorphisme de plus haute pression. Les protolithes, proches de ceux de l'Unité Inférieure des Gneiss (voir ci-dessous) comprennent des métasédiments ainsi que des orthogneiss contenant des boudins d'éclogites et de granulites de haute pression. Le "groupe" ou "complexe" leptyno-amphibolite correspond à un magmatisme bimodal qui pourrait être le témoin de la phase d'ouverture de l'océan Galice-Massif central (ou Médio-Européen) à l'Ordovicien inférieur (Faure *et al.*, 2005).

- L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG) est formée de roches métamorphiques de moyenne pression – moyenne température comprenant des métagrauwackes, des métapélites et métarhyolites recoupés par des granites cambriens ou ordoviciens, eux-mêmes métamorphisés et déformés en orthogneiss, durant les événements tectono-métamorphiques éo-varisques (Faure *et al.*, 2005).
- L'Unité Para-autochtone (UP) est formée de métapélites et de quartzites métamorphisés dans les faciès schiste vert à amphibolite de bas grade. Cette unité chevauche les séries sédimentaires paléozoïques. Elle affleure surtout dans les Cévennes, l'Albigeois, en Vendée et aussi sur le Plateau d'Aigurande (micaschistes d'Eguzon). Dans certains modèles, elle est aussi représentée par l'unité de Mauves-sur-Loire dans la partie méridionale du Massif armoricain (Bosse *et al.*, 2000; Ballèvre *et al.*, 2009, 2013; Pitra *et al.*, 2010).
- La zone des plis et chevauchements n'est représentée que dans les Pyrénées, en Montagne Noire et dans le Viganais. Elle consiste en des sédiments cambro-ordoviciens sur lesquels reposent en discordance des sédiments terrigènes puis carbonatés d'âge dévonien et des turbidites du Carbonifère inférieur peu ou pas métamorphisés.

Dans le Massif central, il est également possible de définir deux autres unités ayant été formées durant la phase varisque s.s. :

- L'unité de la Brévenne qui se situe exclusivement dans la partie est du Massif central (Fig. I.4a). Cette unité ne se retrouve pas dans le Massif armoricain. Dans ce secteur, cette unité est chevauchante sur l'unité supérieure des gneiss. Elle est essentiellement composée de roches basiques et ultrabasiques ainsi que de roches acides datées du Dévonien supérieur (Pin et Paquette, 1998).
- L'unité de Thiviers-Payzac qui est l'unité tectonique la plus élevée structurellement dans le Massif central (Fig. I.4a). Elle est constituée de métagrauwackes cambriens, de rhyolites ainsi que de quartzites n'ayant jamais atteint le métamorphisme haute-pression de l'unité supérieure des gneiss sous-jacente (Faure *et al.*, 2005). En Vendée, l'unité de Chantonay pourrait correspondre à l'unité de Thiviers-Payzac mais avec un grade métamorphique moins marqué (Wyns *et al.*, 1989; Duguet, 2003).



**Figure I.4 :** **a)** Schéma structural simplifié du Massif central ; **b)** Coupe schématique interprétative montrant la succession des nappes métamorphiques ; (modifié d'après Faure et al., 2005)

## **II. L'histoire de la chaîne varisque en Europe de l'ouest**

L'histoire de la chaîne varisque en Europe de l'ouest fait suite à une phase orogénique plus ancienne ayant donné naissance à la chaîne cadomienne.

### **II.1 Les reliques d'un socle icartien**

Bien qu'en Europe de l'ouest les témoins de l'histoire anté-varisque soient rares, des reliques de croûtes continentales anciennes sont reconnues directement à l'affleurement, comme c'est le cas par exemple dans le nord du Massif armoricain (Cotentin et Trégor) (Fig. I.5). Ces témoins se traduisent aussi indirectement par des âges paléoprotérozoïques et archéens rencontrés soit dans des zircons hérités dans des orthogneiss cambro-ordoviciens, soit dans des grains détritiques dans les roches sédimentaires. Ces âges peuvent s'étendre de 2.9 Ga à 2.1 Ga notamment dans le Limousin (Lafon, 1986; Melleton *et al.*, 2010), en Montagne Noire (Gebauer *et al.*, 1989; Lescuyer et Cocherie, 1992; Cocherie *et al.*, 2005; Lin *et al.*, 2016) ou en Corse (Paquette *et al.*, 2003).

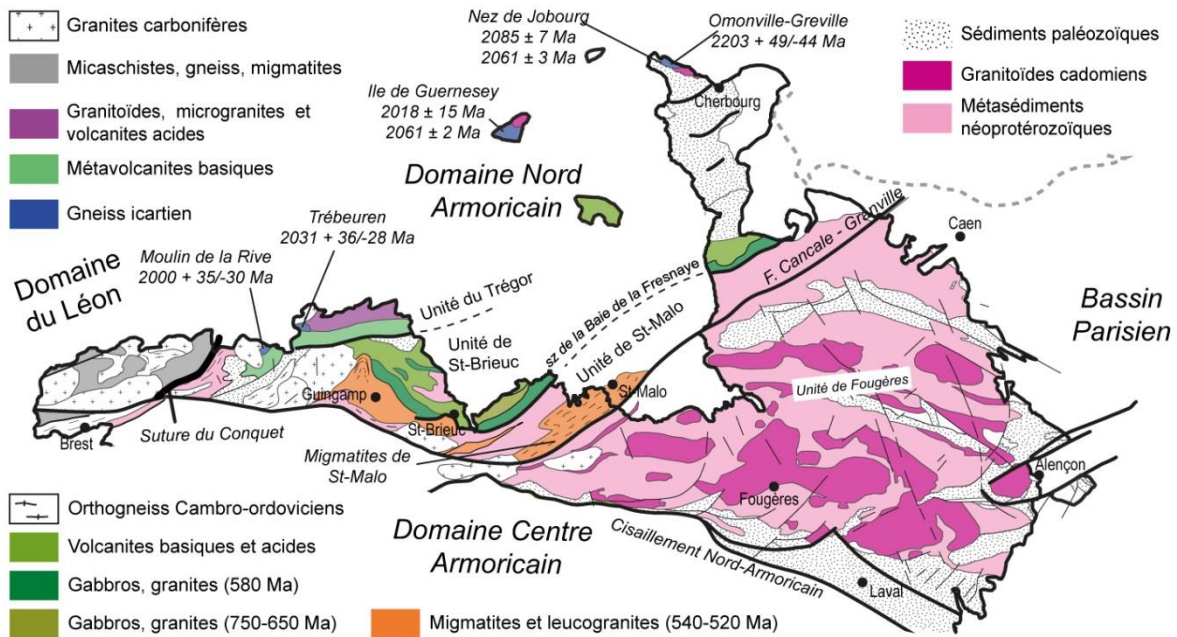
Dans le nord du domaine nord-armoricain affleurent les roches les plus anciennes (paléoprotérozoïques) au sein des séries néoprotérozoïques. Ces formations appartiennent au socle icartien (Auvray *et al.*, 1980; Vidal *et al.*, 1981) et affleurent exclusivement dans l'unité du Trégor, sur l'île anglo-saxonne de Guernesey et dans le Cotentin à proximité de la Hague (Fig. I.5).

### **II.2. Les témoins de la chaîne Cadomienne**

La chaîne cadomienne (650-540Ma) est considérée comme étant un fragment de la chaîne Panafricaine (Chantraine *et al.*, 2001) dont les témoins s'étendent depuis la côte Est du continent Nord-Américain jusqu'en Europe Centrale (Strachan et Taylor, 1990; Nance et Murphy, 1996). En France, et plus précisément dans le domaine nord-armoricain, les vestiges de cette chaîne sont bien préservés et ont été peu déformés lors des phases varisques. Ces vestiges constituent le « bloc Cadomien » qui est composé de roches néoprotérozoïques qui surmontent localement un socle icartien (2 Ga). Le bloc cadomien du domaine nord-armoricain est limité au sud par le cisaillement nord-armoricain, qui marque la frontière avec le domaine Centre Armoricain situé au sud (Fig. I.5).

Ce domaine est séparé en cinq unités (Auvray *et al.*, 1980; Brown, 1995; Egal *et al.*, 1996; Strachan *et al.*, 1996; Chantraine *et al.*, 2001) :

- L'unité du Trégor, où se trouvent les vestiges du socle icartien (Fig. I.5). Ces roches se présentent sous forme d'orthogneiss œillés enclavés au sein de granites non déformés datés aux environs de 615 Ma (Graviou *et al.*, 1988). Cette unité correspond à un complexe volcano-plutonique intermédiaire à acide mis en place autour de 615 Ma (Chantraine *et al.*, 2001) sur lequel reposent des basaltes en coussins. Cette unité est très peu affectée par les déformations varisques.
- L'unité de St-Brieuc, constituée de plusieurs formations, montre un métamorphisme croissant du nord vers le sud : une succession volcano-sédimentaire de type arc ; une suite volcanique bimodale associée à un épisode de rifting daté entre 610 et 588 Ma (Egal *et al.*, 1996) ; des intrusions plutoniques de type gabbro et granodiorite ; des orthogneiss, témoins d'un socle plus ancien appelé Pentévrien dont le fonctionnement est probablement lié à un arc précoce daté à 750 Ma (Thiéblemont *et al.*, 1999) établi sur une croûte icartienne. Les formations de l'unité de St-Brieuc témoignent donc d'une subduction fonctionnant à partir de 750 Ma qui aboutira à la formation de la chaîne cadomienne.
- L'unité de Guingamp, essentiellement constituée de migmatites dont le protolithe semble être grauwakeux (Chantraine *et al.*, 2001) ainsi que de leucogranites d'âge Cambrien inférieur ( $533 \pm 12$  Ma ; Hebert *et al.*, 1993).
- L'unité de St-Malo, composée de formations sédimentaires néoprotérozoïques affectées par un métamorphisme d'intensité progressive pouvant aller jusqu'à la fusion partielle ; fusion qui donne naissance aux « migmatites de St-Malo » (Fig. I.5). Il s'en suit un épisode magmatique mis en évidence par la mise en place de leucogranites datés aux environs de 540 – 550 Ma (Peucat, 1986; Egal *et al.*, 1996). Cette unité sera par la suite associée à l'unité de Guingamp.
- L'unité de Fougères, constituée d'une épaisse série néoprotérozoïque faiblement métamorphisée et recoupée par des plutons de granite et de granodiorite datés aux environs de 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982) et d'origine crustale (Brown *et al.*, 1990). Ces intrusions développent dans leur encaissant un métamorphisme de contact comme en témoignent des schistes tachetés et cornéennes. Dans cette unité, la déformation se traduit par des plissements des séries sédimentaires de direction NW–SE à plans axiaux verticaux à schistosité sub-verticale.



**Figure 1.5 :** Schéma structural du domaine du Léon et du domaine nord-armoricain montrant : la géologie de chaque unité (d'après Chantraine et al., 2003a; Faure et al., 2008b; Ballèvre et al., 2013) ainsi que la distribution des reliques du socle icartien et leur âge (d'après Calvez et Vidal, 1978; Auvray et al., 1980; Piton, 1985; Dupret et al., 1990; Samson et D'lemos, 1998; Inglis et al., 2004).

Outre le fait que les témoins de l'histoire cadomienne se retrouvent dans le domaine nord-armoricain, le domaine centre-armoricain expose largement des formations briovériennes. Malgré tout, il semble que la déformation anté-varisque y fut de moindre ampleur par rapport à l'unité de Fougères, si l'on tient compte des levés cartographiques ayant mis en évidence des orientations de pli N70-90°E (Trautmann et al., 1994) ou N65-75°E (Herrouin et al., 1989; Dadet et al., 1995) incompatibles avec les directions N100-110°E varisques.

Dans le sud du Massif armoricain, et plus précisément au sein de l'unité des Mauges, se retrouvent des roches néoprotérozoïques faiblement déformées, plissées et par endroit métamorphisées dans le faciès schiste vert sur lesquelles reposent en discordance des formations sédimentaires paléozoïques. L'ensemble des micaschistes des Mauges appartient donc à la même croûte continentale que celle des domaines centre-armoricain et nord-armoricain qui aurait donc subi la même déformation cadomienne.

### II.3. Le magmatisme Cambro-Ordovicien

Au Paléozoïque inférieur, la bordure nord du Gondwana est marquée par une forte activité volcanique dont les témoins s'étendent depuis la péninsule Ibérique jusqu'en Europe de l'est. Deux pics d'activité volcanique sont identifiés au cours du Cambrien et à

l'Ordovicien inférieur. Bien que ces successions d'évènements magmatiques soient encore sujettes à débat, il semblerait que le premier épisode magmatique intervienne au Cambrien comme en témoignent les roches magmatiques datées entre 518 et 502 Ma dans la zone rhénohercynienne (Kemnitz *et al.*, 2002). Ces roches magmatiques d'affinité d'arc sont associées à des sédiments volcano-détritiques déposés en domaine de bassin d'arrière-arc. Ces roches magmatiques seraient donc reliées à l'ouverture de l'océan Rhéique (Franke, 1984, 2000; Stampfli *et al.*, 2002; von Raumer *et al.*, 2002, 2003) et donc au détachement du microcontinent Avalonia, faisant suite à la fermeture plus au nord de l'océan Iapetus (par exemple Nance *et al.*, 2010 et références incluses). Les témoins de cet épisode de rifting sont principalement observables dans le Massif de Bohême ainsi que dans le domaine nord-armoricain. En effet, dans le domaine nord-armoricain, au sein de la province du Maine, des grabens d'orientation N20°E montrent d'épaisses séries détritiques associées à la mise en place d'édifices volcaniques dont les calderas ont été reconstituées (Le Gall, 1993). De plus, les témoins d'une activité magmatique sont préservés au sein de la nappe des Mauges et plus particulièrement dans le Choletais (Thiéblemont *et al.*, 1987, 2001).

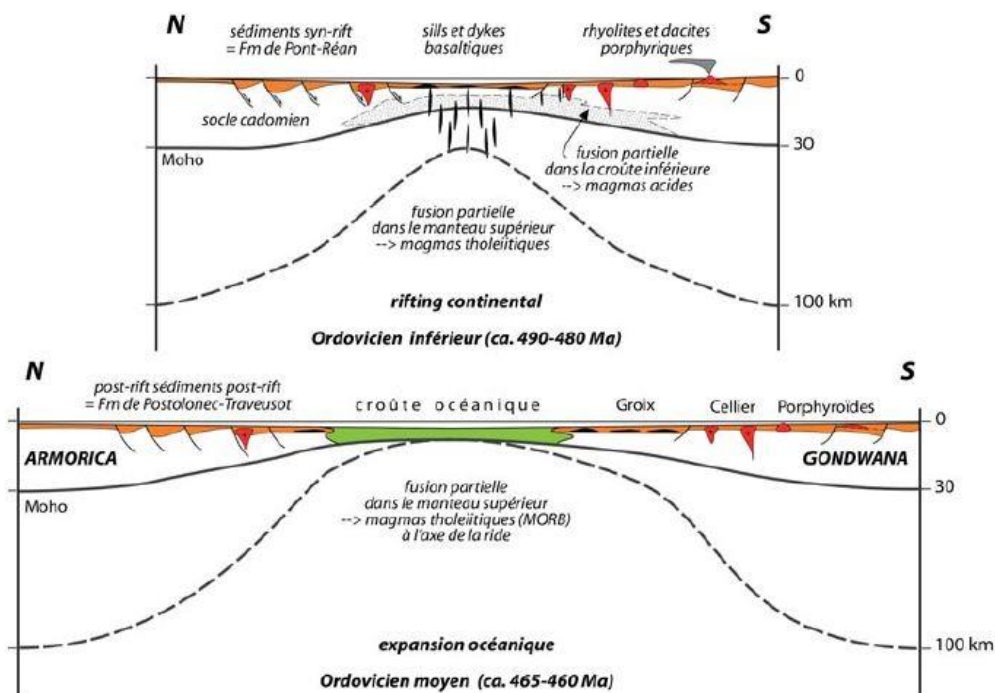
Le deuxième évènement est associé à un épisode de rifting d'âge Ordovicien inférieur qui correspondrait au détachement du microcontinent Armorica de la marge nord du continent Gondwanien (Matte, 2001). Les témoins de cet épisode de rifting se retrouvent dans l'abondant volcanisme felsique ordovicien connu en Vendée (Ballèvre *et al.*, 2012) ainsi qu'au travers d'intrusions plutoniques tel que l'orthogneiss de Lanvaux ou dans la plupart des orthogneiss du Limousin (notamment au sein de l'USG et de l'UIG du Massif armoricain et du Massif central) ou encore dans les variations latérales de faciès et d'épaisseur des sédiments ordoviciens interprétées comme étant liées à des basculements de blocs (Brun *et al.*, 1991). En outre, au nord du complexe métamorphique de Champtoceaux, les basaltes et gabbros tholéïtiques de Drain ainsi que les roches basiques et ultrabasites de la baie d'Audierne correspondent aux reliques de l'océan Médio-Européen qui séparait l'Armorica du Gondwana (Faure *et al.*, 2005, 2008 ; Ballèvre *et al.*, 2009).

La fermeture de l'océan Médio-Européen (ou Galice Massif-Central) est à l'origine de la première phase varisque majeure appelée la phase *éo-varisque*. La fermeture de l'océan Rhéique, quant à elle, est à l'origine de la formation de la chaîne varisque (la phase varisque *s.s.*).



## II.4. La phase éo-varisque

Cet évènement est bien représenté dans la partie sud du Massif armoricain, notamment au sud de la branche nord du cisaillement sud-armoricain (CSA) où elle est à l'origine de la structuration des grands domaines sud-armoricains ainsi que de la structuration des unités ophiolitiques (Faure *et al.*, 2008; Aertgeerts, 2016). Au nord de ce cisaillement, la phase éo-varisque joue un rôle négligeable, excepté pour l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Cartier et Faure, 2004). Cette phase pourrait débuter au Cambrien où, dans le domaine centre-armoricain, les formations briovériennes sont rattachées à des dépôts liés à l'érosion des massifs cadomiens dans un bassin de type molassique équivalent à l'unité de Fougère. De fait, ces formations pourraient aussi correspondre à des dépôts cambriens associés à un rifting, mais en l'absence de datation précise, le Cambrien est considéré comme absent du domaine centre -armoricain.



**Figure 1.6 :** Un modèle d'évolution géodynamique du Massif armoricain au cours de l'Ordovicien (d'après Ballèvre *et al.*, 2013)

C'est à l'Ordovicien inférieur que l'épisode extensif prend toute son importance (Fig. I.6). Il est marqué par le dépôt des formations des « grès armoricains » et du « Pont-Réan » (Fig. I.6). Ces formations témoignent de la présence d'une marge continentale passive au sud du Massif armoricain. L'importance de cet épisode est aussi soulignée dans le sud, sur la marge nord du Gondwana, par l'intense activité volcanique qui intervient aux

alentours de 480 Ma, avec l'injection des porphyroïdes vendéens (Ballèvre *et al.*, 2012). L'étendue du domaine océanique médio-européen est sujet à controverse. En effet, les données paléomagnétiques (Robardet *et al.*, 1993) ne montrent pas l'existence d'un vaste domaine océanique ni l'existence d'une éventuelle microplaque armoricaine. Néanmoins, les auteurs s'accordent sur l'existence d'un domaine océanique de faible envergure (quelques centaines de kilomètres) s'ouvrant et se refermant sur une période de temps très courte (80 Ma). Ceci expliquerait le fait que cet océan ne soit pas repérable par le paléomagnétisme (voir par exemple Faure, *et al.*, 2009). Durant l'Ordovicien, l'océan Médio-européen se développe pour atteindre sa largeur maximale au Silurien inférieur. L'amincissement de la croûte de la marge nord du continent gondwanien se traduit par une fusion partielle du manteau (Fig. I.6) et un magmatisme bimodal qui serait à l'origine du complexe leptyno-amphibolite.

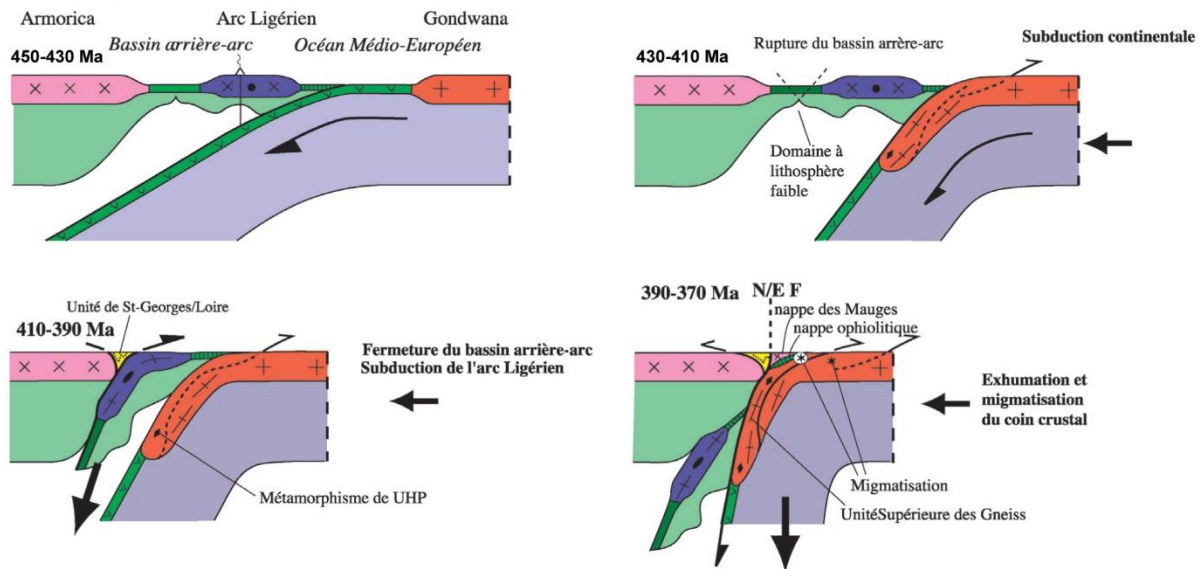
Un premier stade de subduction vers le nord s'initie au cours du Silurien inférieur : il en résulte le plongement de la plaque gondwanienne sous la plaque armoricaine (Faure *et al.*, 2008a; 2009). Cette subduction entraîne la formation d'un arc volcanique (Fig. I.7), dont les traces, à l'heure actuelle, ne sont malheureusement pas observables. Cet arc pourrait avoir été subduit lors de l'enfouissement total de l'océan Médio-européen à partir du Silurien supérieur (Fig. I.7) (Faure *et al.*, 2008a). L'autre hypothèse serait que l'unité de Chantonay pourrait représenter cet arc (Ducassou *et al.*, 2011). Dans le même temps, au cours du Silurien inférieur, la plaque Baltica entre en collision avec le microcontinent Avalonia, ce qui donne naissance à la chaîne calédonienne dont l'évolution aura pour conséquence la fermeture de l'océan Iapetus au nord et donc de la collision entre la Laurussia et le Gondwana.

Au Dévonien inférieur, l'enfouissement de la marge nord du Gondwana entraîne l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc qui pourrait donner naissance au rift du Layon, qui à l'heure actuelle, correspond à l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Fig. I.7). Dans cette unité s'observent des fragments de roches magmatiques basiques sous forme d'olistolithes (Cartier et Faure, 2004), témoins d'un magmatisme d'arc. Le bassin de Saint-Georges-sur-Loire se referme progressivement au cours du Dévonien supérieur dont en résulte probablement l'enfouissement total de la lithosphère océanique de ce bassin (Fig. I.7).

La disparition de l'océan Medio-européen s'effectue donc par subduction vers le nord (dans l'orientation actuelle) sous le microcontinent armoricain et donne naissance à la chaîne éo-varisque. La suture éo-varisque est observable uniquement dans le domaine Nantais, sur la faille de Nort-sur-Erdre qui marque la bordure sud de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire,

laquelle est bordée par des gabbros, des basaltes, des roches sédimentaires et des serpentinites.

C'est au cours du Dévonien supérieur et du Carbonifère que le serrage tectonique de l'ensemble de ces unités amène à leur exhumation.



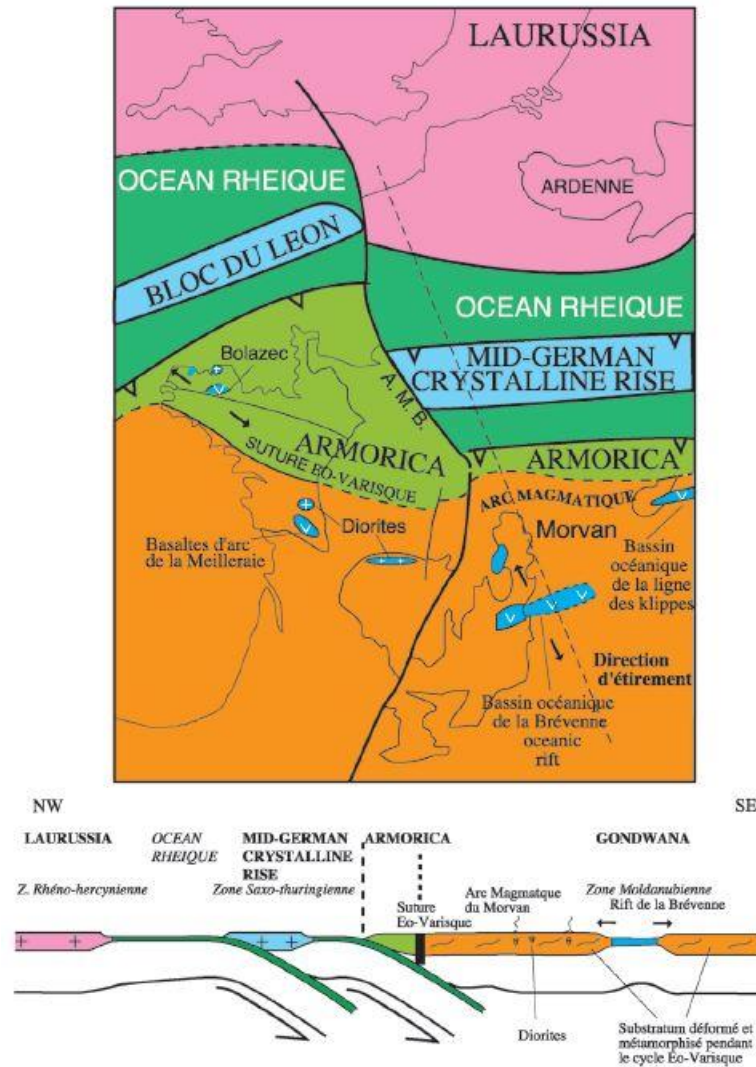
**Figure 1.7 :** Un modèle d'évolution géodynamique de la chaîne éo-varisque au cours du Silurien au Dévonien dans le Massif armoricain et l'ouest du Massif central (d'après Faure et al., 2008)

## II.5. La phase Varisque s.s

La phase varisque s.s est responsable de la création du relief de la chaîne varisque. Débutant au Dévonien supérieur, elle résulte de l'accommodation de deux subductions océaniques vers le sud sous le Gondwana. Cette phase résulte de la fermeture de l'océan Rhéique et de l'océan Saxothuringien au nord, impliquant la collision entre la MGCH et la plaque armoricaine déjà accolée au continent gondwanien au sud (Fig. I.8). Ceci implique l'existence de deux zones de suture : une première qui correspond à la suture Rhéique, dont quelques traces se retrouvent au sud de l'Angleterre par les biais des ophiolites du Lizard, le long de la faille de Bray et entre les Vosges et les Ardennes ; la deuxième correspond à la suture nommée suture du Conquet (Faure et al., 2005) séparant le domaine du Léon, du domaine nord-armoricain. La collision entre le domaine du Léon et la plaque Armorica reste encore mal caractérisée, notamment en termes de chronologie.

Dans le sud du Massif armoricain et dans le Massif central, cet événement correspond à la phase tectono-métamorphique varisque principale. Elle se traduit principalement par

l'exhumation des unités enfouies lors de la phase éo-varisque ainsi que par l'activation des grands accidents transcurrents comme par exemple la faille de Nort-sur-Erdre (suture éo-varisque).



**Figure I.8** : Un modèle de reconstitution géodynamique du Dévonien moyen à supérieur montrant la double subduction océanique vers le Sud, la formation d'arcs et de bassins d'arrière-arc dans le NE du Massif central et les Vosges (d'après Faure et al., 2009)

Dans le nord-est du Massif central, les ophiolites observées en Brévenne ainsi que la présence de laves basaltiques et andésitiques, de pyroclastites associées à des roches sédimentaires dans les séries de la Somme et du Morvan suggèrent la succession du nord vers le sud d'un arc magmatique du Morvan et d'un bassin d'arrière-arc associé ; celui-ci serait celui de la Brévenne (Fig. I.8). La ligne des klippes décrites dans les Vosges Moyennes pourrait correspondre à la même configuration avant sa tectonisation. Par conséquent, une

reconstruction géodynamique de la subduction vers le sud de l'océan Saxothuringien entre la MGCR et le Gondwana est proposée (Fig. I.8) (Faure *et al.*, 2005; Faure, et al., 2009).

Dans les Vosges Septentrionales, au Dévonien supérieur, le retrait de la subduction rhénohercynienne donne naissance à un bassin d'arrière-arc où se mettent en place des tholéiites continentales et où se déposent des sédiments dévoniens comme en témoignent respectivement, le massif de Schirmeck et la série de la Bruche. L'évolution de la subduction rhénohercynienne entraîne par la suite la fermeture d'un bassin d'arrière-arc, formé durant la fermeture de l'océan Rhéique. Les témoins de ce bassin montrent des blocs ophiolitiques qui correspondent à l'actuelle ligne des klippes (Pin et Carne, 1988; Skrzypek *et al.*, 2011). Ce bassin est comparable à celui de la Brévenne. Cette évolution a pour conséquence une activité magmatique très importante du Carbonifère supérieur jusqu'au Permien (*par exemple* Tabaud, 2012 pour une revue détaillée).

## **II.6. Les grandes phases de déformation**

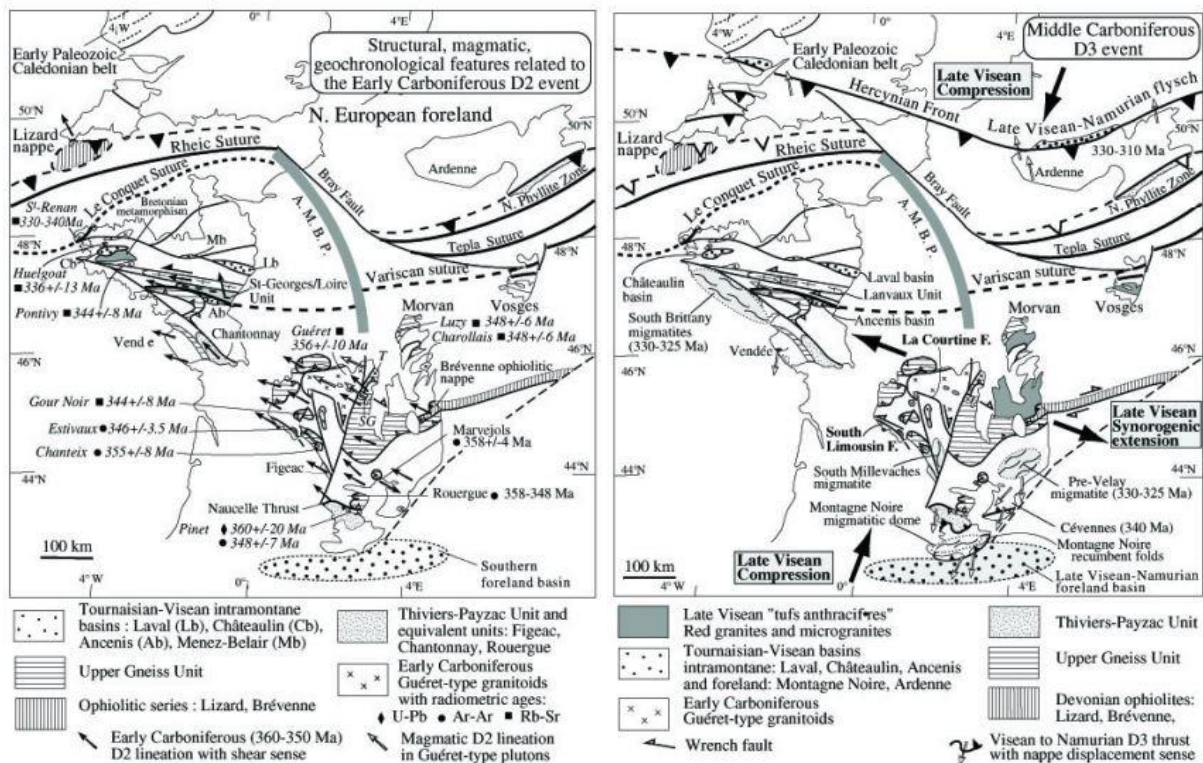
Au cours du cycle varisque et plus principalement au cours de la phase éo-varisque, trois phases de déformation ont été reconnues au sein du Massif armoricain et du Massif central. Parmi elles, les phases appelées D1, D2 et D3 surviennent postérieurement à la phase D0 qui représente des événements plus précoces. Le lecteur trouvera une revue complète de ces événements dans (Faure *et al.*, 2005). L'évolution chronologique de ces événements est toujours en débat (Faure *et al.*, 2005, 2008a, Ballèvre *et al.*, 2009, 2014). La description de ces événements est réalisée sur la base des interprétations de Faure *et al.*, (2005).

La phase D0 correspond au métamorphisme de haute pression qui pourrait être daté du Silurien et qui débute lors de la subduction de la plaque gondwanienne sous la plaque armoricaine. Présentement, les roches de haute pression se retrouvent sous forme de boudins restitiques au sein des migmatites ou dans le cœur des amphibolites qui se développent lors de la rétro-morphose des éclogites au cours de leur exhumation. Pour d'autres auteurs, cette phase précoce de haute pression serait datée du Dévonien supérieur, vers 360 Ma (Bosse *et al.*, 2000).

L'évènement D1 correspond au stade le plus précoce de la déformation. Il pourrait être daté du Dévonien. Il correspond à une linéation NE-SW associée à un cisaillement vers le SW synchrone d'un métamorphisme moyenne pression/moyenne température et d'un épisode d'anatexie de l'encaissant des reliques des éclogites (Floc'h, 1983; Faure *et al.*, 1997; Roig et



Faure, 2000). Cet événement est à l'origine de l'empilement des nappes du complexe de Champtoceaux.



**Figure 1.9** : Carte schématique des événements tectono-métamorphiques D2 et D3 dans le Massif armoricain et le Massif central : a) au cours du Dévonien supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur, b) durant le Carbonifère moyen

L'évènement D2 est le mieux représenté au sein du Massif armoricain et du Massif central (Fig. I.9a) mais reste encore mal compris. Dans le Massif central et dans la partie sud du Massif armoricain, il est caractérisé par une linéation NW–SE associée à un cisaillement vers le NW (Fig. I.9a) bien visible dans l'unité para-autochtone ainsi que dans l'UIG mais peu visible dans l'USG.

Les critères de cisaillement vers le NW sont aussi observables dans la nappe ophiolitique de Brévenne, en particulier, au sein d'une shear-zone mylonitique associée à des plis isoclinaux parallèles à une linéation d'étirement NW–SE (Leloix *et al.*, 1999) où se développe un métamorphisme de moyenne pression et moyenne température.

Dans le domaine centre-armoricain, la phase bretonne, reconnue par l'érosion ou le non dépôt des sédiments dévoniens, est corrélée à cet évènement D2. Au sud-est, l'unité de Saint-Georges-sur-Loire chevauche l'unité de Lanvaux vers le nord (Cartier *et al.*, 2001).

Aussi, l'orthogneiss de Lanvaux et les métasédiments encaissants montrent des critères de cisaillement senestre vers le NW associés à une foliation verticale (Faure et Cartier, 1998).

Ces cisaillements senestres sont aussi reconnus le long de la faille Nort-sur-Erdre où ils seraient à l'origine de l'ouverture en pull-apart du bassin d'Ancenis au Tournaisien (Diot, 1980).

L'évènement D3 est principalement représenté dans le sud-est du Massif central, dans les Cévennes et l'Albigeois (Fig. I.9b). Dans le domaine centre-armoricain, il se manifeste par la sédimentation syn-tectonique chaotique des dépôts terrigènes dans les bassins carbonifères de Laval, Châteaulin et Ancenis ainsi que par les chevauchements vers le nord, affectant ces bassins.

Dans le nord-est du Massif central, l'évènement D3 est contemporain de l'extension syn-orogénique correspondant à l'étalement de la chaîne varisque, accommodée par des décrochements et une forte activité magmatique. Notamment le dépôt des formations volcano-sédimentaires des "Tufs anthracifères" (Fig. I.4a) associé au désépaississement crustal est contemporain de la tectonique en plis et chevauchements du sud du Massif central (Cévennes, Albigeois, Montagne Noire).

## **II.7. Le magmatisme dévono-carbonifère**

Le Massif armoricain, le Massif central et les Vosges sont les témoins d'intenses épisodes magmatiques lors de l'orogène varisque. Très peu de traces d'un éventuel magmatisme lors de la phase D0 sont mises en évidence. Ces traces pourraient être représentées par les quelques roches magmatiques calco-alcalines présentes au sein de blocs épars présents dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire.

Le magmatisme relié à la mise en place des nappes, rattachée à l'évènement D1, se retrouve au sein des migmatites de l'USG et de l'UIG qui sont datées entre 385 et 375 Ma. Ces migmatites impliquent un important épisode de fusion crustale (Duthou *et al.*, 1984; Lafon, 1986; Cocherie *et al.*, 2005; Faure *et al.*, 2008a).

L'évènement magmatique le plus précoce (Duthou, 1978; Duthou *et al.*, 1984) se retrouve dans la partie sud du Massif armoricain et dans le Limousin où se mettent en place des diorites, des tonalites et des gabbros au sein de la "ligne tonalitique du Limousin" (Didier et Lameyre, 1969; Peiffer, 1986) d'âge dévonien. En Vendée, la diorite de Montcoutant est datée à  $370 \pm 6$ –11 Ma (Cuney *et al.*, 1993). Dans le Seuil du Poitou, secteur qui marque la continuité vers l'ouest des structures et lithologie de la partie sud du Massif armoricain, les diorites et monzogranites échantillonnés dans des forages ont donné des âges compris entre

360 ±3 Ma to 349 ±5 Ma (Bertrand *et al.*, 2001). Cette ligne tonalitique est considérée comme étant une racine d'un arc magmatique liée à une subduction (Shaw *et al.*, 1993; Faure *et al.*, 1997). Les monzogranites et granodiorites formant le massif de Guéret ont également été datés entre 360–350 Ma (Berthé *et al.*, 1979; Cartannaz *et al.*, 2006), scellant cette première phase magmatique (Faure *et al.*, 2009). Dans le même temps, les reliques ophiolitiques de Brévenne ont fourni un âge à 365 ± 10 Ma (Pin et Paquette, 1998).

L'activité volcanique est très importante au Viséen inférieur. Elle se retrouve dans les plutons granitiques per-alumineux mis en place le long des cisaillements sud-armoricains, dans le Morvan ainsi que dans les Vosges Méridionales.

Dans la partie sud du Massif armoricain, le massif d'Aubiers-Gourgé est composé de granodiorites et de leucomonzogranites syn-tectoniques, datés aux environs de 340 Ma et mis en place lors du cisaillement dextre régional (Rolin *et al.*, 2004, 2009). Le granite de Cerqueux et la granodiorite de Vallières respectivement datés à 344 ± 5 Ma et 336 ± 3 Ma (Rolin *et al.*, 2004) sont considérés comme des satellites du massif d'Aubiers-Gourgé (Rolin *et al.*, 2009) et seraient liés, à plus grande échelle, au jeu dextre de la faille de Cholet (Rolin *et al.*, 2004, 2009).

A l'est du Sillon Houiller, dans le Morvan, des granitoïdes calco-alcalins potassiques se mettent en place entre 348 et 345 Ma (Viallette, 1973; Duthou *et al.*, 1984; Supply, 1985; Rolin et Stussi, 1991; Delfour et Guerrot, 1997) selon des directions E-W/NE-SW, qui traduiraient une direction de raccourcissement générale NE-SW et d'allongement NW-SE (Rolin et Stussi, 1991). Cette direction est reconnue dans l'ensemble du Massif central (Faure, 1995).

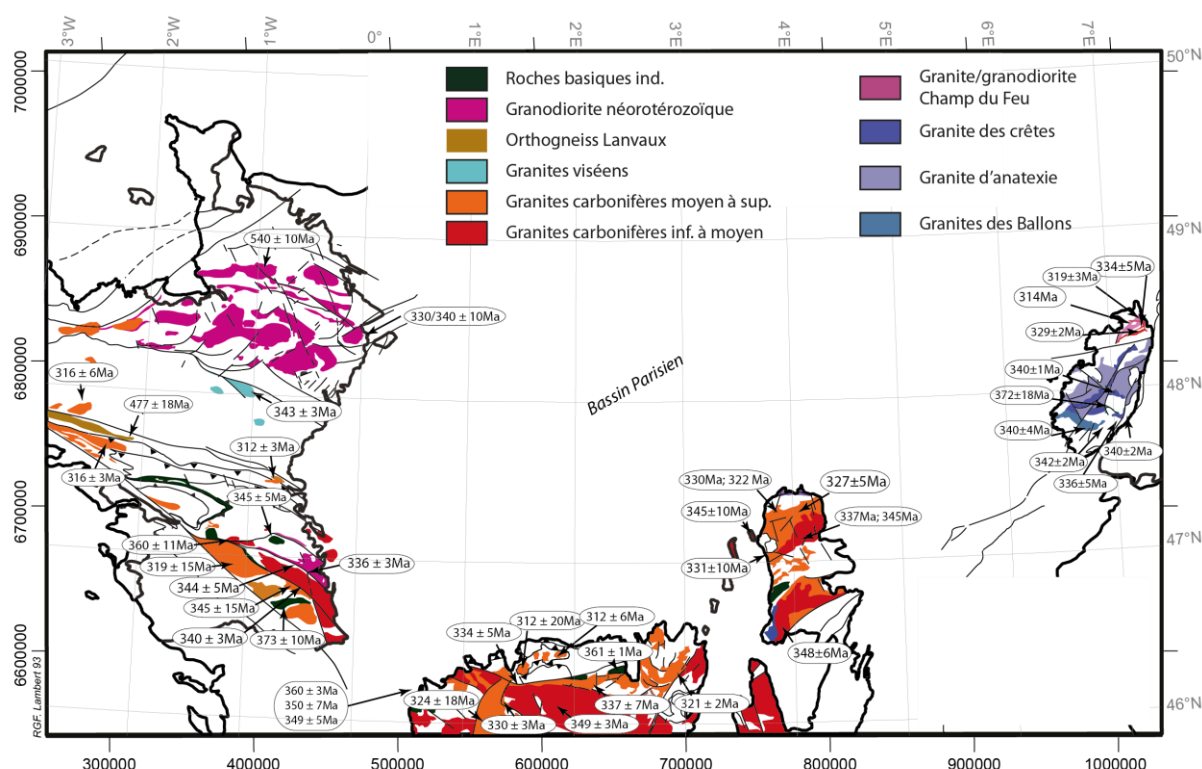
A partir du Viséen supérieur, dans les Vosges Méridionales, l'évolution de la subduction rhénohercynienne entraîne une forte activité magmatique marquée par la mise en place de granites et de plutonites basiques associées, aux alentours de 340 Ma (Schaltegger *et al.*, 1996). Cette activité volcanique dans le nord du Massif central et dans les Vosges Méridionales est le résultat d'une intense période de fusion crustale de la chaîne varisque qui perdurera jusqu'à la fin du Carbonifère (cf. Faure, *et al.*, 2009). Dans le domaine centre-armoricain, des granites à deux micas se mettent en place le long du cisaillement nord-armoricain aux alentours de 340 Ma comme par exemple le granite du Pertre (Vernhet *et al.*, 2009).



En surface, l'ensemble volcano-sédimentaire des tufs anthracifères composé d'ignimbrites, de coulées ainsi que de dykes rhyo-dacitiques est le témoin de cette forte activité magmatique. Cet ensemble est daté aux environs de 335 Ma (Faure *et al.*, 2000).

Dans les Vosges Septentrionales, le volcanisme est à son paroxysme durant le Carbonifère moyen (335 à 325 Ma Tabaud, 2012 et références incluses) avec la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin le long de bandes de direction NE-SW qui caractérisent le magmatisme du Champ du Feu (Altherr *et al.*, 2000).

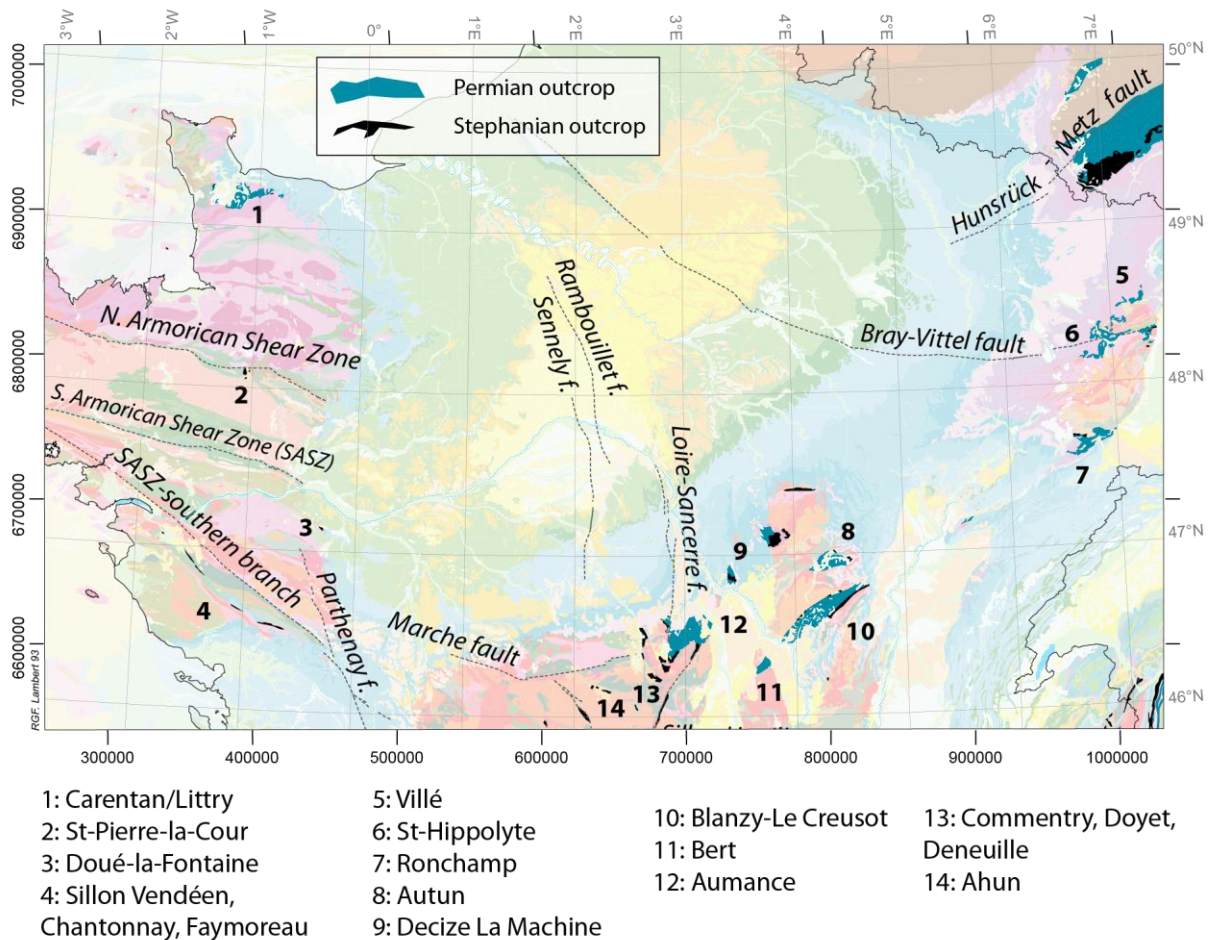
Durant le Carbonifère supérieur, aux alentours de 325 à 310 Ma, les plutons granitiques sont très abondants dans toute la chaîne varisque. Dans la partie sud du Massif armoricain, ils sont représentés par des leucogranites (ou granites à deux micas) syntectoniques (Jégouzo, 1980; Tartèse *et al.*, 2011a, 2012), mis en place le long du cisaillement sud-armoricain, dans un contexte extensif (Gapais *et al.*, 1993, 2015; Turrillot *et al.*, 2009; Edel *et al.*, 2015). Le champ de déformation est donc caractérisé à cette époque par un étirement NW-SE.



**Figure I.10 :** Carte des âges des roches magmatiques sur le pourtour du Bassin parisien, références citées dans le texte.

## II.8. Les bassins permo-carbonifères

A la fin du Carbonifère, au Westphalien et Stéphanien, le magmatisme est associé à une sédimentation dans les bassins intra-montagneux d'âge stéphano-permien (Fig. I.11) dont la direction d'étirement maximum devient NNE-SSW.



**Figure I.11** : Carte de localisation des bassins stéphaniens et permien sur le pourtour du Bassin parisien (modifié d'après Beccaletto et al., 2015.)

Ces bassins sont essentiellement constitués de sédiments silico-clastiques associés à des niveaux de houille déposés dans un environnement fluviatile ou lacustre. Ils sont interprétés comme étant des bassins sédimentaires intra-montagneux résultant de l'extension NE-SW post-collisionnelle de la chaîne varisque (Ménard et Molnar, 1988; Malavieille, 1993). Ils accompagnent les uplifts des formations de haut-grade métamorphique qui s'associent à des détachements, comme c'est le cas par exemple pour le bassin de l'Aumance dans le Massif de Montmarault (Fig. I.11) (Joly et al., 2007a). Ces bassins se mettent en place sous forme de demi-graben ou de « pull-apart » qui font suite à la réactivation fragile de grands cisaillements tels que le Sillon Houiller ou la faille d'Argentat (Burg et al., 1994; Faure, 1995), la faille

d'Autun ou encore la faille de Metz (Fig. I.11) formant ainsi des bassins intramontagneux multidirectionnels (Van Den Driessche et Brun, 1992; Malavieille, 1993; Costa et Rey, 1995). Il est à noter que certains de ces bassins montrent des critères de sédimentation synchrone d'une phase de raccourcissement (Bonijoly et Castaing, 1983, 1986; Bles *et al.*, 1989; Genna et Debriette, 1994). Celle-ci est interprétée comme liée à une rotation progressive des axes principaux de la déformation finie et corrélativement du tenseur des contraintes.

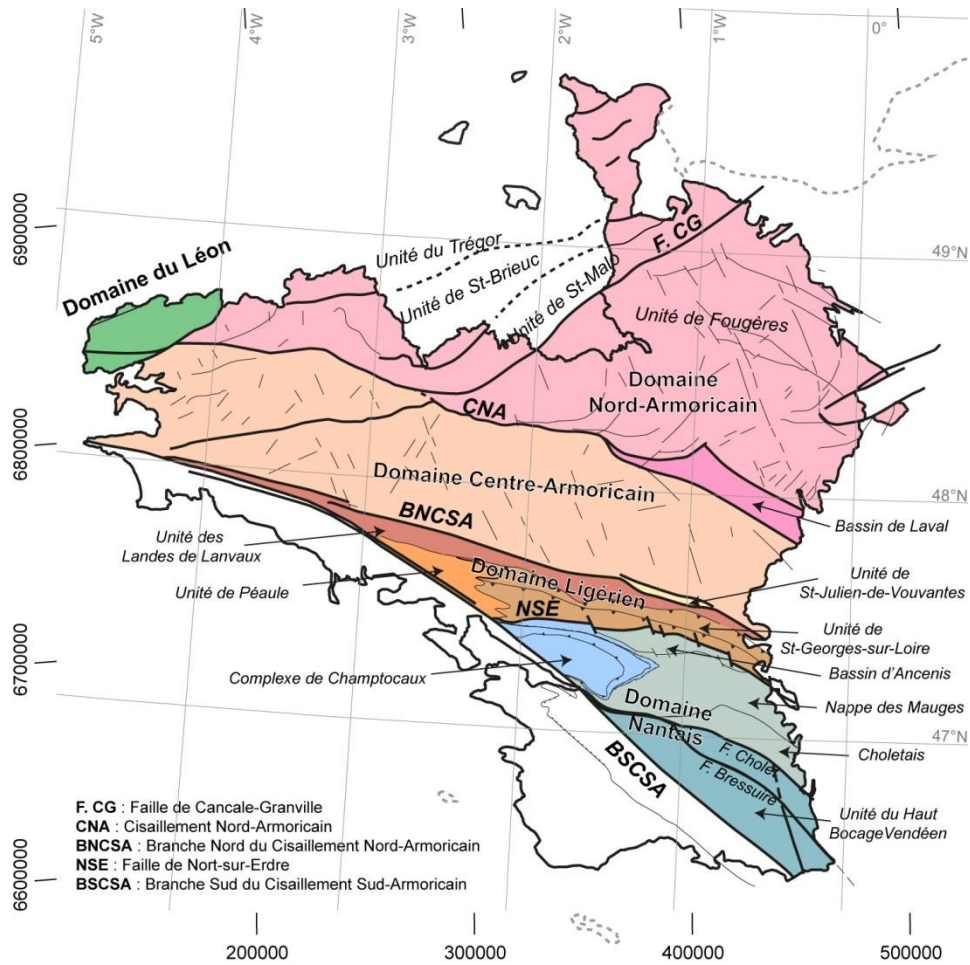
### **III. Les unités pré-mésozoïques du pourtour du Bassin parisien**

L'histoire de la chaîne varisque en France est donc à l'origine de la structuration des massifs affleurants sur le pourtour du Bassin parisien. Ces massifs sont découpés par de grands accidents crustaux qui délimitent des domaines géologiques. Ces domaines géologiques sont découpés en unités lithostratigraphiques c'est-à-dire en unités qui possèdent un environnement paléogéographique qui leur est propre.

#### **III.1. La délimitation des domaines géologiques**

Le Massif armoricain est constitué de six grands domaines : i) le domaine du Léon, ii) le domaine nord-armoricain, iii) le domaine centre-armoricain, iv) le domaine ligérien, v) le domaine nantais et vi) le domaine sud armoricain. Ce dernier, ainsi que le domaine du Léon, ne peuvent pas, par extension latérale, être prolongés sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien. Par conséquent, leurs lithologies ne seront pas traitées dans cette étude.

Ces différents domaines sont séparés par des cisaillements crustaux. Le domaine nord-armoricain est séparé au sud du domaine centre-armoricain par le cisaillement nord-armoricain (Fig. I.12) (CNA; Chauris, 1969; Watts et Williams, 1979). Plus au sud, le cisaillement sud-armoricain (CSA) est divisé en plusieurs branches dont les majeures sont la branche nord qui sépare le domaine centre-armoricain du domaine ligérien et la branche sud qui sépare le domaine nantais du domaine sud-armoricain (Fig. I.12). Ces deux domaines sont séparés par la faille de Nort-sur-Erdre (NSE) (Fig. I.12), interprétée comme étant la trace de la suture éo-varisque (Matte, 1986; Le Corre *et al.*, 1991; Ballèvre *et al.*, 1992; Lardeux et Cavet, 1994; Faure *et al.*, 1997; Cartier *et al.*, 2001; Bitri *et al.*, 2003). Au sud, les failles de Cholet et de Bressuire sont des ramifications de la branche sud du CSA (Fig. I.12) (Rolin et Colchen, 2001).

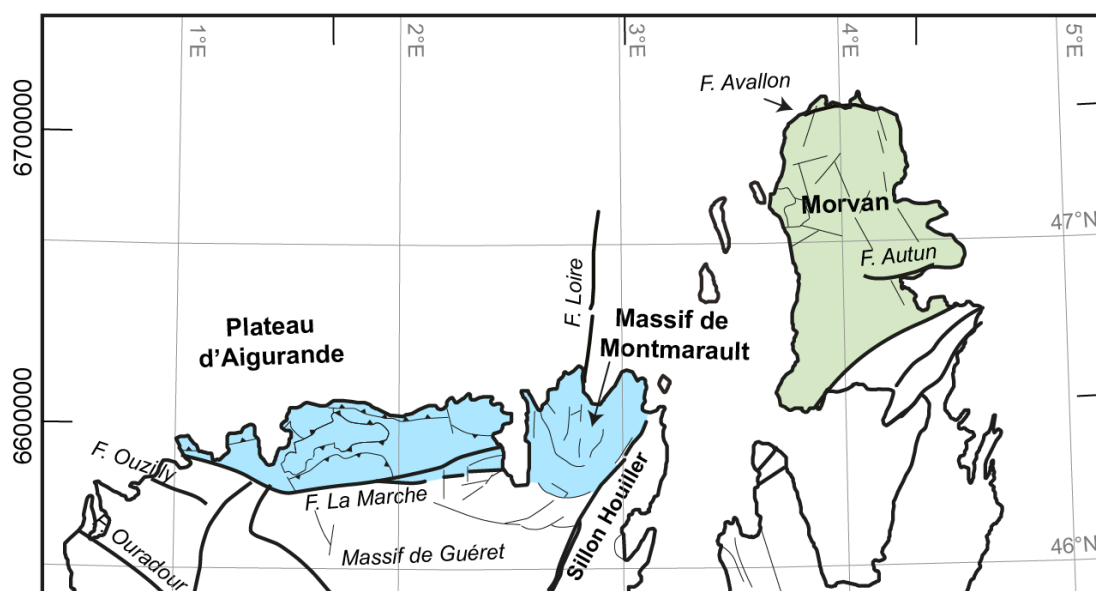


**Figure I.12** : Schéma structural du Massif armoricain mettant en avant les différents domaines, les unités ainsi que les structures majeures (contours d'après Chantraine et al., 2003a).

D'après des études structurales détaillées dans le Seuil du Poitou (Rolin et Colchen, 2001; Rolin *et al.*, 2009), les accidents sud-armoricains s'avèrent être connectés avec les accidents du Confolentais et du Plateau d'Aigurande.

Dans le Confolentais, les failles d'Ouzilly et d'Ouradour sont orientées NW-SE (**Fig. I.13**). Dans le Plateau d'Aigurande, la faille de la Marche est la structure majeure et la limite sud de cette région (**Fig. I.13**). Le plateau d'Aigurande est surtout représenté par des chevauchements qui constituent les contacts entre les différentes unités métamorphiques. Plus à l'est, le Massif de Montmarault est limité par le Sillon Houiller de direction NE-SW (**Fig. I.13**). Au nord de ce massif, une faille de direction N-S marque la trace de la faille de la Loire (**Fig. I.13**) qui affecte aussi la couverture sédimentaire. Le Massif de Montmarault est aussi recoupé par des failles normales de direction NW-SE qui bordent les bassins stéphanoperniens.

A l'est du Sillon Houiller, dans le Morvan, deux structures principales de direction E-W sont observées (**Fig. I.13**) : la faille d'Avallon matérialisée par un cisaillement senestre, limitant le granite d'Avallon au nord et au sud, la faille normale d'Autun, bordant le bassin permien d'Autun (**Fig. I.11**). Quelques grands axes NE-SW recoupent le Morvan et peuvent être interprétés comme des segments du Sillon Houiller.



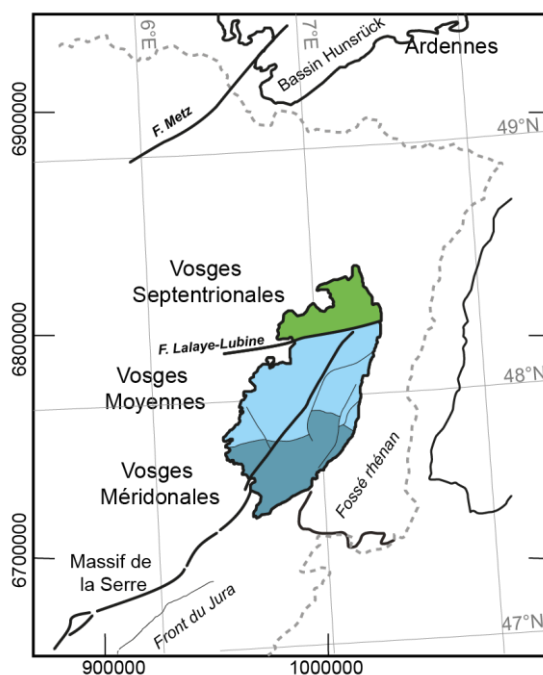
**Figure I.13** : Schéma structural de la partie nord du Massif central.

Les Vosges Moyennes et Méridionales sont recoupées par la faille de Sainte-Marie-aux-Mines qui est une faille majeure de direction N30°E ayant un jeu cisailant senestre (**Fig. I.14**). Elle-même est limitée au nord par la faille de Lalaye-Lubine de direction E-W (**Fig. I.14**). Cette dernière sépare les Vosges Moyennes des Vosges Septentrionales.

Plus au nord, la faille de Metz de direction N45°E borde la partie nord d'un grand bassin stéphano-permien, le bassin d'Hunsrück (**Fig. I.14**). Elle est aussi considérée comme la trace de la « zone nord des phyllites » matérialisant la suture entre la zone rhénohercynienne au nord et la zone saxothuringienne au sud (Franke, 2000).

Dans le nord du Bassin parisien, la faille de Bray de direction N130°E affecte la couverture sédimentaire. Elle serait l'expression d'une zone de suture reconnue en profondeur, ayant joué en cisaillement dextre lors de l'orogène varisque (Matte *et al.*, 1986) puis rejouée lors de l'évolution géodynamique du Bassin parisien (Lacombe et Obert, 2000)





**Figure I.14** : Schéma structural des Vosges et de l'extrémité sud du massif des Ardennes.

### III.2. Lithologie des unités lithostratigraphiques

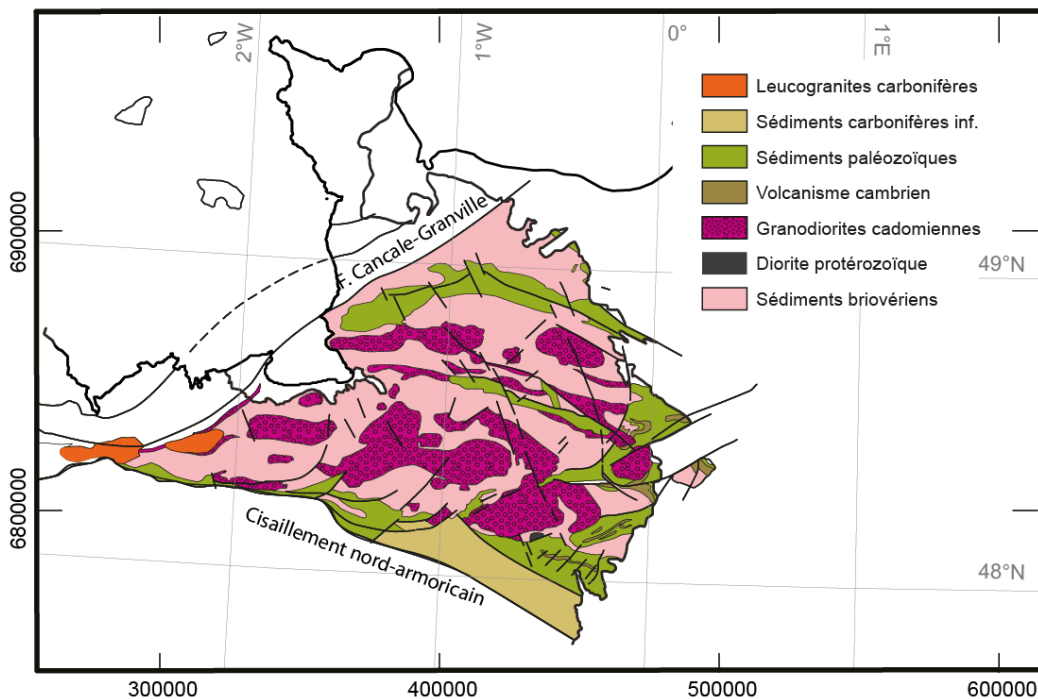
Les témoins de la chaîne varisque en France affleurent au sein de quatre principaux massifs : les Ardennes, les Vosges, le Massif armoricain et le Massif central. Les formations lithologiques constituant ces massifs affleurent sur le pourtour du Bassin parisien et sont, par extension, présentes sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque. Compte tenu de la faible quantité de données disponibles sous le bassin de Paris (cf. Chapitre 2), les formations paléozoïques des Ardennes ne seront pas étendues sous couverture. Par conséquent, la nature lithologique de ce massif ne sera pas décrite. Aussi, seule la partie nord du Massif central comprenant le Plateau d'Aigurande et le Morvan est susceptible d'être prolongée sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien avec les données dont nous disposons. La partie sud de ce massif sera donc ignorée dans nos descriptions.

#### III.2.a. Le Massif armoricain

Comme décrit ci-dessus, au sein du Massif armoricain se trouvent les témoins d'une histoire anté-varisque qui correspond à la formation de la chaîne cadomienne dont en résulte le domaine armoricain et le domaine centre armoricain.

### Le domaine nord-armoricain

Le domaine nord-armoricain est aussi appelé bloc cadomien. Il est limité à l'ouest par la faille de Cancale-Granville le séparant des unités de la cordillère cadomienne et au sud par le CNA (Fig. I.15). Ce domaine est essentiellement constitué de sédiments néoprotozoïques (briovériens), montrant des alternances successives de niveaux volcano-sédimentaires où se retrouvent des laves basiques (spilite de Vassy) intercalées avec des niveaux grésos-conglomératiques. Ces dépôts sont recoupés par des granites et des granodiorites datés aux environs de 540 Ma qui scellent la tectonique cadomienne. Ces granites développent une auréole métamorphique allant des schistes tachetés aux cornéennes à tourmaline. Sur ces terrains se sont déposées des formations volcano-sédimentaires cambriennes (Fig. I.15) qui se développent au sein du graben du Maine (Le Gall, 1993).



**Figure I.15 :** Carte géologique simplifiée du domaine nord-armoricain (modifié d'après Chantraine et al., 2003a).

Ces niveaux volcaniques sont principalement constitués de rhyolites, d'ignimbrites et d'andésites. Ce volcanisme est surtout représenté au sein des secteurs d'Alençon et de Charnie-Cœvrons. Au-dessus se retrouvent des dépôts sédimentaires paléozoïques, ordoviciens à siluriens où alternent des séries grésos-silteuses, argileuses et des ampélites. Dans le domaine nord-armoricain, l'Ordovicien moyen est caractérisé par des niveaux ferrugineux métriques qui s'observent notamment dans le secteur de May-sur-Orne.

### *Le bassin de Laval*

Ce bassin est situé à la limite entre le domaine nord-armoricain et le domaine centre-armoricain et montre une orientation N110°E (Fig. I.12). Il est séparé au nord et au sud par les branches du CNA. La sédimentation septentrionale et méridionale du bassin de Laval montre des hétérogénéités (Houlgatte *et al.*, 1988; Le Gall *et al.*, 2011; Trautmann *et al.*, 2011). Au nord, les sédiments et volcanites cambriens sont bien représentés en Charnie alors qu'au sud les premiers sédiments visibles sont ceux de l'Ordovicien. Néanmoins, d'un point de vue lithologique, le bassin de Laval est constitué d'une sédimentation paléozoïque sans lacune jusqu'au Dévonien moyen. Ces sédiments sont essentiellement des grès et des siltites durant l'Ordovicien, des grès et ampélites pour le Silurien et le Dévonien est un peu plus hétérogène. La série lithologique du bassin de Laval est divisée en cinq formations comprenant de la base vers le sommet une sédimentation silico-clastique puis grésocarbonatée, évoluant vers des grès calcareux, des siltites et des psammites et des dépôts plus argileux vers le sommet. Ces terrains sont surmontés par des sédiments carbonifères (Fig. I.15) dont la formation de l'Huisserie datée du Tournaisien (Carbonifère inférieur) qui comprend à sa base des intrusions basaltiques mises en place au sein des alternances grésoconglomératiques et argileuses. Quelques niveaux de houille sont également retrouvés. Les schistes viséens de Laval forment une masse hétérogène d'argilites ardoisières. Plus à l'ouest, aux alentours de Saint-Pierre-La-Cour, un bassin stéphanien est localisé le long d'un accident de direction N-S (Fig. I.11).

### *Le domaine centre-armoricain*

Ce domaine est limité au nord par le CNA et au sud par la branche nord du CSA (Fig. I.12). Il est constitué de sédiments faiblement métamorphisés dont l'âge est attribué au Briovérien (Fig. I.16). Sur ces terrains reposent en discordance des formations sédimentaires paléozoïques qui débutent par le dépôt des « grès armoricains ». Cette formation est composée essentiellement d'une alternance de grès quartzitiques avec des niveaux argileux où se trouvent des lentilles de fer oolithique (Fig. I.16). Les formations paléozoïques montrent une succession de plis de direction N90–110°E passant à N130°E à l'extrême est du Massif armoricain (Gumiaux *et al.*, 2004). La sédimentation est continue jusqu'aux schistes ampélitiques siluriens, avec l'alternance de niveaux gréseux et argileux. L'ensemble de ces lithologies est recoupé au nord de ce domaine par des granites viséens comme ceux de Craon ou encore du Pertre (Vernhet *et al.*, 2009) et par des leucogranites d'âge Carbonifère



supérieur au sud, comme par exemple le granite de Lizio mis en place le long de la branche nord du CSA (Fig. I.15) (Tartèse *et al.*, 2011b).

Au sud, l'unité de St-Julien-de-Vouvantes forme une étroite bande de sédiments paléozoïques coincée au nord et au sud entre deux branches anastomosées de la branche nord du CSA (Cartier et Faure, 2004). Cette unité a longtemps été considérée comme un bassin de type « pull-apart » ouvert au Carbonifère et remaniant des formations plus anciennes (siluro-dévoniennes) sous forme d'olistolithes (Dubreuil et Cavet, 1989). À l'heure actuelle, cette unité est considérée comme une entité cohérente constituée de sédiments d'âge Briovérien à Silurien avec quelques dépôts dévoniens affleurant de manière très éparse, insérée et cisailée durant le fonctionnement du CSA. La lithologie étant sensiblement similaire à celle des formations septentrionales, cette unité est regroupée avec le domaine centre-armoricain pour la suite de nos travaux dont la limite sud est la branche la plus au sud de la branche nord du CSA (Fig. I.12).

### Le domaine ligérien

Ce domaine est souvent rattaché au domaine méridional qui est le domaine nantais (Diot, 1980 ; Cartier et Faure, 2004). Nous préférons ici, d'après le découpage de Chantraine *et al.*, (2003), scinder ces domaines en deux domaines distincts de part et d'autre de la faille de NSE (Fig. I.12). Ce domaine est donc séparé au nord par la branche nord du CSA et au sud par la faille de NSE. Il comprend cinq unités distinctes (Ducassou *et al.*, 2011) : l'unité de St-Julien-Vouvantes, l'unité des Landes de Lanvaux, l'unité de St-Mars-La-Jaille et l'unité de Saint-Georges-sur-Loire auxquelles s'ajoute l'unité de Péaule (Chantraine *et al.*, 2003; Béchenec *et al.*, 2013a, 2013b). Dans nos travaux, l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes est rattachée au domaine Centre Armoricaïn. L'unité de Saint-Mars-La-Jaille est quant à elle, regroupée avec l'unité de Saint-Georges-sur-Loire dont elle en constitue la partie septentrionale (Cartier et Faure, 2004; Ducassou *et al.*, 2011).

#### *L'unité des Landes de Lanvaux*

Cette unité regroupe des dépôts sédimentaires paléozoïques schisto-gréseux dont les formations sommitales sont les ampélites siluriennes. Le tout montre un métamorphisme de faciès schiste vert (Lardeux et Cavet, 1994) à l'est de cette unité, et dont les conditions s'accroissent vers l'ouest au faciès amphibolite (Béchenec *et al.*, 2013a). L'orthogneiss de Lanvaux (Fig. I.16) témoigne de la mise en place d'un granite ordovicien (Béchenec *et al.*,

2013a) déformé et métamorphisé. Dans la partie ouest, l'orthogneiss de Lanvaux orienté NW-SE est bien visible (Fig. I.16). Vers l'est, il s'ennoie progressivement sous les sédiments briovériens et montre un pointement au niveau du massif de Saint-Clément-de-la-Place (Vidal, 1980) (Fig. I.16). La granodiorite de Saint-Lambert est intrusive au sein de l'orthogneiss de Lanvaux. Cette dernière montre des structures S/C qui révèlent la mise en place de ce pluton lors du cisaillement dextre du CSA (Faure et Cartier, 1998). L'unité des Landes de Lanvaux a subi une déformation polyphasée. En effet, les foliations mesurées démontrent que cette unité est un antiforme dont le cœur est l'orthogneiss de Lanvaux.

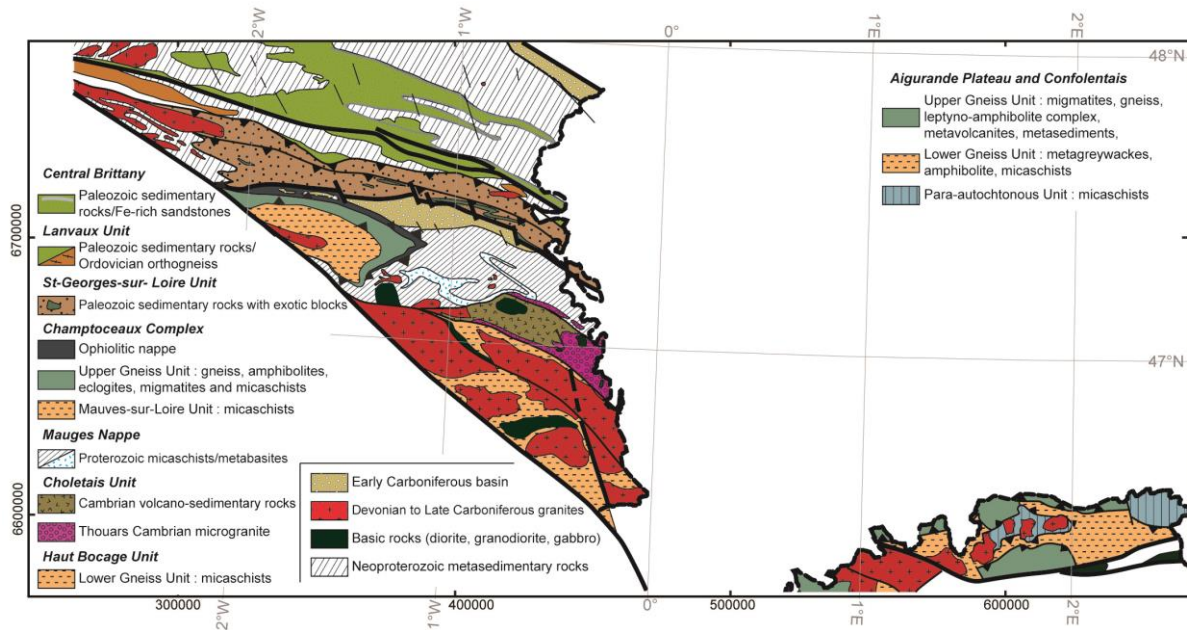
#### *L'unité de Péaule*

Même si cette unité n'affleure pas à la frontière du Bassin parisien, elle constitue tout de même le soubassement du bassin de Saint-Georges-sur-Loire. Les formations constituant cette unité sont principalement des schistes, des micaschistes et des gneiss au faciès schiste vert et au faciès amphibolite au rapprochement du CSA. Ces lithologies sont datées du Briovérien (Plaine *et al.*, 1984) ou anté-Ordovicien (Béchenec *et al.*, 2013a). Cette unité est recoupée par des leucogranites carbonifères syn-tectoniques (Berthé *et al.*, 1979; Jégouzo, 1980; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Tartèse *et al.*, 2011a, 2012) mis en place lors du jeu dextre du CSA en contexte extensif (Gapais *et al.*, 1993, 2015; Edel *et al.*, 2015). Parmi eux, le massif de Questembert affleure largement le long du CSA, étendu selon une direction proche E-W (Fig. I.16). Ce pluton disparaît sous l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Fig. I.16). Plus à l'est, au sein du massif de Bécon, affleure un leucogranite qui pourrait représenter la continuité vers l'est du pluton de Questembert (Fig. I.16).

#### *L'unité de Saint-Georges sur Loire*

Dans certains travaux, la partie nord de cette unité est aussi appelée unité de Saint-Mars-la-Jaille ; seule la partie sud porte le nom d'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Chantraine *et al.*, 2003b). Ici, ces deux parties sont regroupées en une seule comme cela est le cas dans différents travaux (Cartier et Faure, 2004; Ducassou *et al.*, 2010). Cette unité est séparée de l'unité septentrionale des Landes de Lanvaux par un chevauchement vers le nord (Fig. I.12). Au sud, sa bordure marque la limite avec le domaine nantais par l'intermédiaire de la faille de NSE (Fig. I.12). Cette unité est divisée en deux parties : une partie nord constituée essentiellement de sédiments pélitiques, chevauchée par une partie sud de même nature mais présentant des lentilles de diverses lithologies comprenant entre autre : des grès, des radiolarites, des calcaires et des métavolcanites basiques et acides (Fig. I.16), le tout étant

considéré comme un olistostrome (Cartier et Faure, 2004). Cette dernière hypothèse est remise en question par de récentes études (Ducassou *et al.*, 2011). L'âge des sédiments n'est encore pas bien défini. Aujourd'hui, ils sont considérés d'âge Ordovicien à Silurien (Cartier et Faure, 2004). Dans la partie la plus au sud de cette unité, se trouve un complexe volcanique, parfois associé à une série volcano-sédimentaire dont les analyses géochimiques montrent une affinité d'arc voir d'arrière-arc (Cartier et Faure, 2004) ; la partie sud de cette unité serait le témoin d'un épisode de rifting intracontinental.



**Figure I.16 :** Carte géologique de la partie sud du Massif armoricain ainsi que du nord-est du Massif central (modifié d'après Chantraine *et al.*, 2003a).

L'unité de Saint-Georges-sur-Loire est déformée lors d'une phase de plissement qui pourrait correspondre à l'évènement D1 puis par une phase principale ductile correspondant à un mouvement transtensif vers le NW qui pourrait être relié à l'évènement D2 (Cartier et Faure, 2004).

### Le domaine nantais

L'appellation de ce domaine est celle de Chantraine *et al.*, (2003). Ce domaine est séparé du domaine ligérien au nord par la faille de NSE et au sud par la branche sud du CSA (Fig. I.12). À l'ouest, ce domaine est pincé entre ces deux accidents majeurs. Vers l'est, ce domaine s'ouvre et se prolonge sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien. Il comprend plusieurs unités qui sont, du nord vers le sud : i) les unités sédimentaires d'Ancenis, Châteaupanne et de Tombeau-Leclerc, ii) le complexe métamorphique de Champtoceaux, iii) la nappe des Mauges comprenant le Choletais et iv) l'unité du Haut-

Bocage vendéen, partie nord et sud (Fig. I.16). Ces unités ont été accolées, déformées voire même métamorphisées pendant la collision varisque. De ce fait, les unités sédimentaires se retrouvent en contact avec des unités métamorphiques, qui, à l'origine, étaient à une profondeur plus importante.

#### *Les unités sédimentaires*

Elles comprennent les formations sédimentaires du bassin d'Ancenis, de Châteaupanne et de Tombeau-Leclerc. Ces deux dernières sont considérées comme étant des unités à part entière (Ducassou *et al.*, 2010). Néanmoins, l'étendue géographique de ces unités étant très restreinte, seul le bassin d'Ancenis sera individualisé au cours de ces travaux. Le bassin d'Ancenis est limité au nord par la faille de NSE. Il se serait mis en place dans un bassin de type « pull-apart » lors d'un cisaillement senestre de la faille de NSE (Diot, 1980). Il est composé principalement de sédiments terrigènes dévoniens à carbonifère inférieur (Cavet *et al.*, 1971; Ballèvre et Lardeux, 2005). L'unité de Châteaupanne se situe entre le bassin d'Ancenis au nord et la nappe des Mauges au sud. Elle est principalement constituée de sédiments dévoniens faiblement déformés et faiblement métamorphisés. L'unité du Tombeau-Leclerc est située au nord de l'unité de Châteaupanne et elle est constituée de sédiments dévoniens faiblement déformés mais non métamorphisés (Ducassou *et al.*, 2010). Ces deux dernières unités sont limitées par un accident tectonique. Elles constituent la couverture sédimentaire s'étant déposée sur les micaschistes briovériens de la nappe des Mauges.

#### *Le complexe de Champtoceaux*

Outre les unités sédimentaires, la partie sud de la faille de NSE constitue un empilement de nappes métamorphiques mises en place durant la phase éo-varisque (Burg, 1981; Matte, 1991; Bosse *et al.*, 2000; Le Hébel *et al.*, 2002). Le complexe de Champtoceaux est un antiforme dont l'axe est sensiblement orienté vers l'est, plongeant sous la nappe des Mauges et dont la formation est reliée au cisaillement dextre de la branche sud du CSA (Martelet *et al.*, 2004). Le cœur de cet antiforme est recoupé par le leucogranite syntectonique de Vigneux daté du Carbonifère (Fig. I.16). Le complexe de Champtoceaux expose donc une succession de nappes métamorphiques (Fig. I.16) qui sont décrites, du sommet vers la base :

- L'unité de Drain-Le Hâvre est divisée en deux parties : la formation du Hâvre constituée de micaschistes où se trouvent localement des lentilles d'amphibolite et la

formation de Drain constituée de serpentinites, de gabbros, de basaltes ainsi que de roches sédimentaires silico-clastiques métamorphisées. La formation de Drain est interprétée comme une partie de l'ophiolite appartenant à l'océan Médio-Européen, démembrée le long de la suture éo-varisque (Marchand, 1981; Ballèvre *et al.*, 1994; Faure *et al.*, 2008). Cette unité représente donc une nappe ophiolitique qui constitue avec les formations de Pont de Barel, les termes basiques les plus au nord de ce complexe.

- L'unité de Champtoceaux est constituée de trois nappes distinctes : les formations de Champtoceaux, les Folies Siffait et enfin les termes inférieurs du Cellier et de St-Mars-du-Désert. Les formations de Champtoceaux appartiennent à l'allochtone supérieur. Elles sont caractérisées par des orthogneiss, des migmatites et de rares lentilles de serpentinite. Les Folies Siffait sont composées d'amphibolites et de péridotites serpentinisées. Enfin, les formations du Cellier de St-Mars-du-Désert sont rattachées à l'allochtone inférieur (Bosse *et al.*, 2000; Ballèvre *et al.*, 2009, 2013) ou à l'allochtone supérieur (Faure *et al.*, 2008a). Elles sont essentiellement formées d'orthogneiss, de leptynites et de micaschistes à rares lentilles témoins d'un métamorphisme éclogitique.
- L'unité de Mauves-sur-Loire appartient, selon les modèles, à l'unité para-autochtone (Bosse *et al.*, 2000; Ballèvre *et al.*, 2009, 2013; Pitra *et al.*, 2010) ou à l'allochtone inférieur (Faure *et al.*, 2008a). Quoiqu'il en soit, les formations de Mauves-sur-Loire ont subi des conditions métamorphiques de plus bas grade que les nappes supérieures. Cette unité est formée de micaschistes associés à des paragneiss et des quartzites.

### *La nappe des Mauges*

La nappe des Mauges est la partie supérieure du complexe de Champtoceaux. Elle est limitée au nord par la faille de NSE, et au sud par la faille de Cholet (Fig. I.12). Elle expose des micaschistes d'origine à la fois pélitique alternant avec des termes plus grauwackeux ainsi que des roches basiques métamorphisées (Fig. I.16) (Wyns et Le Métour, 1983; Cabanis et Wyns, 1986; Wyns *et al.*, 1998). Ces dernières sont des schistes amphibolitiques connus sous le nom de formation de Beaupréau (Wyns *et al.*, 1998). Elles dérivent d'un matériel magmatique dont la géochimie montre un caractère sub-alcalin qui pourrait traduire la mise en place de ces roches dans un contexte extensif (Thiéblemont *et al.*, 2011). L'origine de cette nappe est encore mal connue mais il est clair que les protolithes sont des roches d'âge néoprotérozoïque déformées pendant la phase orogénique cadomienne. Ces micaschistes sont

surmontés en discordance par les formations sédimentaires dévoniennes du Tombeau-Leclerc, ordoviciennes à Châteaupanne et cambriennes dans le Choletais (Fig. I.16).

### *Le Choletais*

Le Choletais ne forme pas une unité à part entière mais s'individualise par les lithologies volcano-plutoniques qui le caractérisent (Fig. I.16). A sa base se retrouvent des sédiments grossiers, conglomératiques cambriens qui pourraient provenir de l'érosion de la nappe des Mauges (Thiéblemont *et al.*, 2011). Le complexe de Thouars-Cholet regroupe principalement des roches plutoniques dont le magmatisme est bimodal (Fig. I.16). Les roches plutoniques se mettent en place sous forme de dykes et sont de nature rhyolitique, dacitique et également microgranitique. Toutes ces formations recoupent à la fois les sédiments cambriens mais également la nappe des Mauges, plus au nord. Par ailleurs, le massif de Vézins expose une granodiorite à biotite et amphibole d'âge Viséen (Thiéblemont *et al.*, 2011) Au sud, le massif de Thouars est composé de l'association de granodiorites où se retrouvent des termes plus basiques, comme le montre le gabbro de Massais, dont le magma proviendrait d'une source identique (Thiéblemont *et al.*, 2011). Ce magmatisme est également interprété comme lié à une phase d'extension dans le domaine nantais.

### *L'unité du Haut Bocage vendéen*

Pour nos travaux, les unités nord et sud du Haut-Bocage vendéen (Rolin *et al.*, 2004) sont regroupées en une seule (Fig. I.16). Cette unité est délimitée au nord par la faille de Cholet qui la sépare de la nappe des Mauges, et au sud par la branche sud du CSA (Fig. I.12). L'ensemble de cette unité est recoupé par un réseau de failles de direction N110°E appartenant au réseau de failles du CSA (Rolin et Colchen, 2001). Parmi ces failles se trouve l'accident de Bressuire (Fig. I.12).

Cette unité est recoupée par de nombreux plutons granitiques. Elle est aussi composée de roches para-dérivées fortement migmatisées au contact de la faille de Cholet qui constituent la formation de la Tessouale dont l'âge n'est pas déterminé. Plus au sud, cette unité expose un vaste complexe granitique/granodioritique d'âge Dévonien à Carbonifère dans lequel se retrouvent notamment les leucogranites syn-tectoniques carbonifères (Fig. I.16) de Mortagne et de Bressuire. La partie la plus méridionale comprend également des micaschistes paradérivés plissés (Rolin *et al.*, 2004) recoupés par des plutons dioritiques (Fig. I.16) comme l'attestent les diorites dévoniennes de Montcoutant et du Tallud.

### *Le Seuil du Poitou*

Quelques rares affleurements de granite se retrouvent au travers des formations sédimentaires du Bassin parisien. Ils témoignent de la continuité lithologique entre la partie sud-armoricaine et le nord du Massif central. Ces rares affleurements sont surtout des leucogranites et microgranites parfois très altérés. Des travaux ont également mis en évidence des diorites, des granites et monzogranites sous la couverture au droit de plusieurs forages (Rolin et Colchen, 2001). Il est reconnu que les structures et les lithologies présentes sous la couverture sédimentaire dans le Seuil du Poitou sont intimement liées à celles du Confolentais et du Plateau d'Aigurande (Rolin et Colchen, 2001; Rolin *et al.*, 2009).

### III.2.b. Le Massif central

#### *Le Confolentais*

Cette région, fortement granitisée, est située à l'ouest du Massif central, dans la partie la plus méridionale de la zone d'étude (Fig. I.12). Elle est composée de granites, de diorites quartzifères ainsi que de roches métamorphisées d'origine volcano-sédimentaire appartenant à l'USG. Les diorites du Confolentais (Fig. I.16) représentent la partie la plus occidentale de la ligne tonalitique du Limousin (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Peiffer, 1986). Plus à l'est, des diorites et gabbros dévoniens affleurent également le long de la faille de la Marche (Fig. I.16) (Peiffer, 1986; Cuney *et al.*, 1993; Pin et Paquette, 2002).

#### *Le Plateau d'Aigurande*

L'extension du Plateau d'Aigurande est limitée au nord par la couverture sédimentaire du Bassin parisien (Fig. I.12). Au sud, le Plateau d'Aigurande est limité par la faille de la Marche (Fig. I.12). Comme le complexe de Champtoceaux, le Plateau d'Aigurande est un empilement de nappes métamorphiques plissées en antiforme selon un axe ENE-WSW et recoupées par les granites Carbonifères (Fig. I.16) de Crozant, Méasnes et Crevant (Quenardel et Rolin, 1984; Faure *et al.*, 1990). Du sommet vers la base, les nappes sont caractérisées par : i) l'USG constituée d'une série magmatique bimodale formant le groupe leptyno-amphibolite, de rares boudins d'éclogite, des gneiss à biotite-sillimanite-grenat et de migmatites, ii) l'UIG formée de métagrauwackes, de micaschistes, de quartzites, de métaconglomérats, de métarhyolites et d'amphibolite n'ayant jamais atteint les conditions éclogitiques, et iii) le para-autochtone composé de micaschistes à muscovite et andalousite.

#### *Le Massif de Montmarault*

À l'est du Plateau d'Aigurande, le massif de Montmarault expose des granites à deux micas et des monzogranites d'âge Carbonifère supérieur (Fig. I.17) dont celui de Montmarault dont la mise en place est liée au jeu normal précoce du Sillon Houiller (Joly *et al.*, 2007b). L'encaissant de ces granites est constitué de gneiss et de migmatites appartenant à l'USG ou à l'UIG (Fig. I.17). Vers le nord, il s'agit d'amphibolites appartenant à l'USG et vers le sud, il s'agit de méta-grauwackes de l'UIG. Dans la partie septentrionale, affleurent des bassins stephano-permiens dont le principal est celui de l'Aumance (Fig. I.11). La limite orientale de ce massif est le Sillon Houiller qui marque une séparation entre ces terrains et ceux du Morvan (Fig. I.13).

### Le Morvan

La partie nord du Morvan est occupée par de nombreux plutons granitiques (Fig. I.17). Elle comprend trois axes magmatiques principaux orientés NE-SW. Ces granites sont de nature variée, ils comprennent des granites à biotite et amphibole, des leucogranites à biotite et cordiérite ainsi que des leucogranites à deux micas (Rolin et Stussi, 1991 et références incluses). La partie la plus septentrionale du massif du Morvan est recoupée par la faille d'Avallon de direction E-W (Fig. I.13). Cette faille est bordée au sud par des migmatites de l'UIG (Fig. I.17) et au nord par le leucogranite à deux micas d'Avallon (Fig. I.17). Le long de cette faille se trouvent également des sédiments carbonifères associés à des rhyolites (Fig. I.17). Dans la partie occidentale du Morvan affleurent les témoins d'une caldera stephano-permienne appelée caldera de Montreuillon (Carpena *et al.*, 1984; Guerin et Monnier, 1984)

### III.2.c. Les Vosges

Les Vosges sont divisées en trois secteurs : les Vosges Septentrionales séparées des Vosges Moyennes et Méridionales par l'accident E-W de Lalaye-Lubine (Fig. I.14).

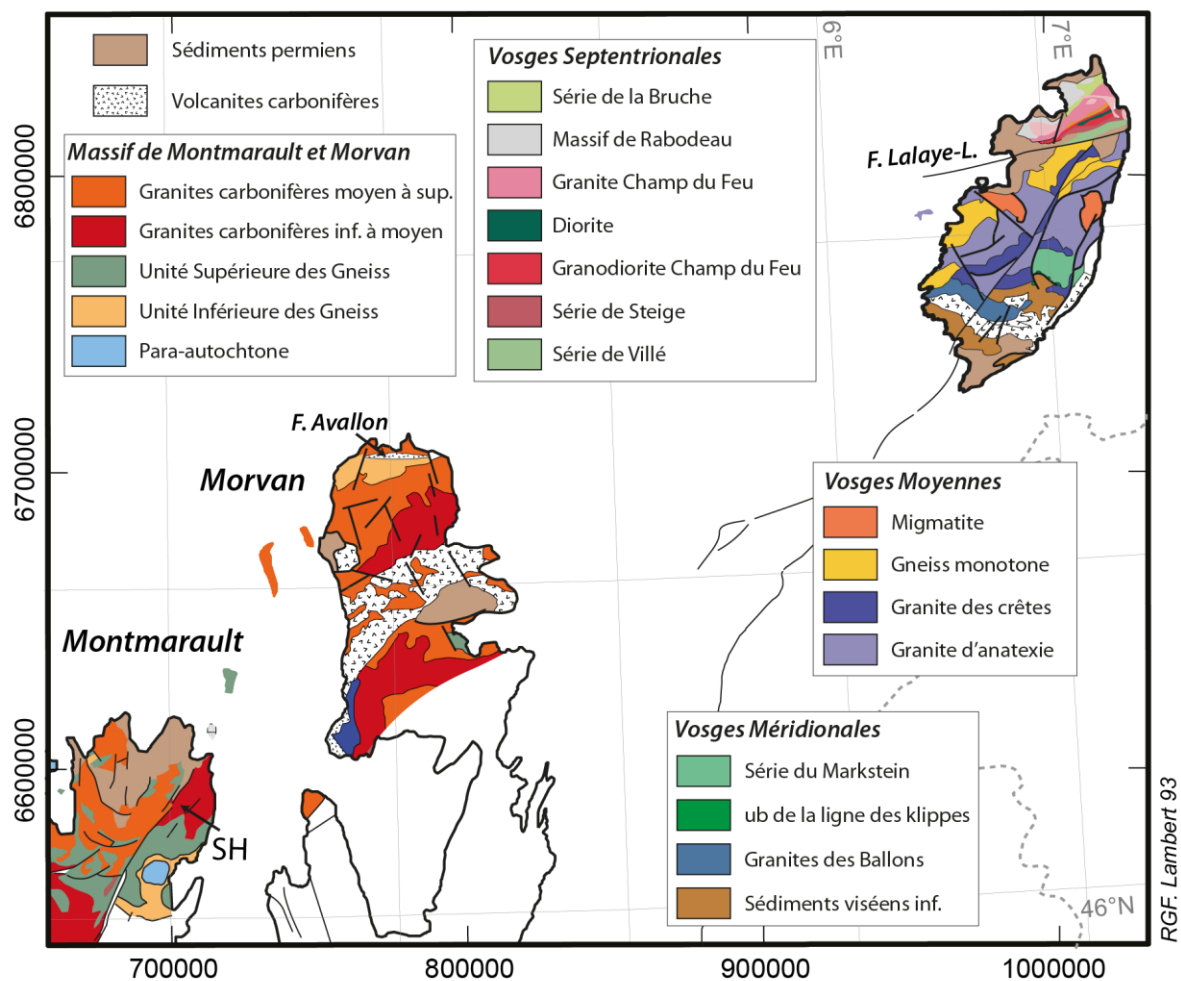
#### Les Vosges Septentrionales

Les Vosges du nord sont caractérisées par plusieurs séries sédimentaires, magmatiques et métamorphiques qui sont décrites du nord au sud :

*La série de la Bruche* (Fig. I.17) est composée d'une série volcano-sédimentaire dévonienne à carbonifère inférieur (Juteau, 1971; Rizki et Baroz, 1988; Wickert et Eisbacher,



1988). Cette série est surmontée par des sédiments et des roches volcaniques acides du Permien (Carasco, 1987).



**Figure I.17** : Carte géologique du Massif de Montmarault, du Morvan (modifié d'après Chantraine et al., 2003a) et des Vosges (modifié d'après Tabaud, 2012).

Le Massif de Rabodeau (Fig. I.17) expose des roches magmatiques d'affinité calco-alcaline (Rizki et Baroz, 1988) datées du Dévonien au Viséen (Ikenne et Baroz, 1985) intercalées dans les séries sédimentaires de la Bruche.

Le massif du champ du Feu est un vaste complexe magmatique orienté dans une direction NE-SW (Fig. I.17) divisé en plusieurs groupes (Altherr et al., 2000) : des roches magmatiques témoins d'un magmatisme précoce formant la « bande médiane », les granodiorites du Howald, « les vieux granites » correspondant au granite de Belmont, les « jeunes granites » que sont les granites d'Andlau, Senones et Natzwiller et enfin les granites peralumineux de Kagenfels, Kreuzweg et Grendelbruch.

*La série de Steige* (Fig. I.17) est constituée essentiellement de métapélites dont le protolithe, daté de l'Ordovicien au Silurien, se serait déposé dans un environnement marin peu profond (Tobschall, 1975).

*La série de Villé* (Fig. I.17) est formée de métapélites, de schistes et de quartzites métamorphisés au faciès schiste vert, datés du Cambrien supérieur à l'Ordovicien (Doubinger et von Eller, 1963; Ross, 1964; Reitz et Wickert, 1989).

### Les Vosges Moyennes et Méridionales

Le secteur des Vosges Moyennes est séparé au nord par la faille de Lalaye-Lubine et s'arrête au sud, au niveau de la ligne des klippes (Skrzypek *et al.*, 2011). Cette région est surtout constituée de roches métamorphiques associant granulites, amphibolites, gneiss et migmatites (Fig. I.17) de haut degré métamorphique (Skrzypek, 2011). Ces séries sont divisées en deux parties : les granulites felsiques d'origine ignée et les séries gneissiques monotones et variées dont les âges des protolithes sont Cambriens (Skrzypek, 2011). Ces roches métamorphiques forment l'encaissant des roches plutoniques comme le granite à biotite et amphibole des Crêtes (Fig. I.17).

*L'unité du Markstein* englobe les ophiolites de la ligne des klippes (Fig. I.17) qui forme la base de l'unité (Jung, 1928; Schneider *et al.*, 1990). Les klippes sont surmontées de sédiments essentiellement pélitiques, conglomératiques parfois carbonatés, dévoniens à viséen inférieur (Corsin et Mattauer, 1957; Corsin et Ruhland, 1959; Maass et Stoppel, 1982) avec au sommet, des flyschs viséens terminant la sédimentation dans cette unité (Krecher *et al.*, 2007).

Plus au sud, les sédiments sont des calcaires dévoniens associés à des grauwackes turbiditiques (Maass et Stoppel, 1982) ainsi que des argilites et grauwackes turbiditiques viséens. Le tout est recoupé par un magmatisme bimodal composé de rhyolites et de basaltes (Schaltegger *et al.*, 1996) ainsi que d'andésites. Au sommet, la sédimentation de nature détritique est datée du Namurien au Westphalien. Dans ces séries s'intercalent des roches pyroclastiques d'origine ignimbrétique. Ces terrains sont également recoupés par des plutons granitiques comme le granite des ballons (Fig. I.17) qui sont associés à des roches basiques qui se mettent en place au cours du Viséen (Schaltegger *et al.*, 1996). Dans la partie sud des Vosges Septentrionales, le bassin de Ronchamp expose des sédiments stéphaniens (Fig. I.11).

## **IV. La caractérisation du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien : les travaux antérieurs**

Les investigations des interfaces bassin/substratum du Bassin parisien, du Bassin aquitain et des bassins du sud-est ont débuté au milieu du 20<sup>ème</sup> siècle. Ces investigations ont suivi l'amélioration des méthodes géophysiques et des techniques de forages pétroliers et gaziers profonds dont le Paléozoïque ainsi que le Mésozoïque étaient les cibles : pour le Bassin parisien (Goguel, 1954; Lienhardt, 1961).

Les premières études géologiques du Bassin parisien ont été publiées dans les années 1960 à 1970 (Sapin, 1967; Héritier et Villemin, 1971; Gérard, 1971; Weber, 1973) donnant lieu à plusieurs synthèses traitant de la localisation des formations pré-mésozoïques constituant le substratum du Bassin parisien (Autran *et al.*, 1980; Debeglia, 1980).

Plus récemment, l'acquisition et l'interprétation des données aéromagnétiques, gravimétriques et sismiques ont donné naissance à de nouvelles synthèses géodynamique et paléogéographiques de la partie occidentale de la chaîne varisque (Matte et Hirn, 1988; Bois *et al.*, 1994; Edel, 2008).

Ces travaux ont mis en évidence l'extension latérale des formations présentes à l'affleurement sous la couverture du Bassin parisien. Les interprétations et les résultats de ces travaux antérieurs constituent une base pour ces travaux de thèse.

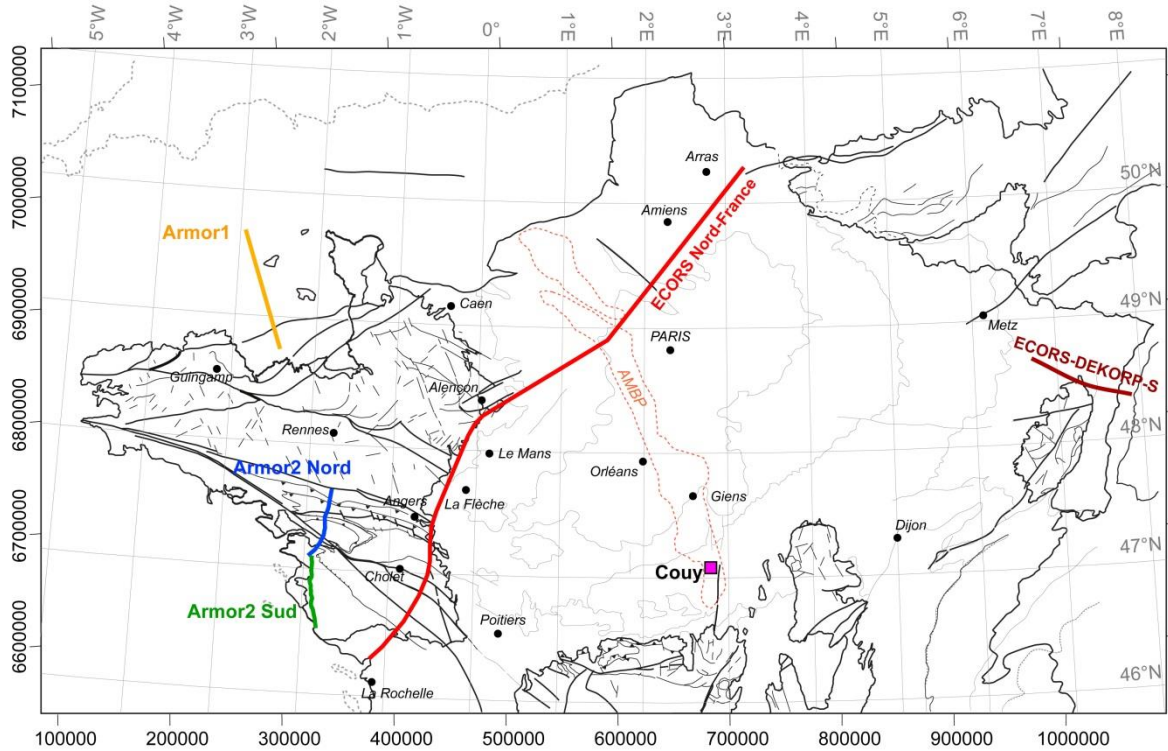
### **IV.1. Les données sismiques**

#### **IV.1.a. Le programme ECORS - DEKORP-S**

Le profil sismique ECORS-Nord de la France s'étend du front varisque au nord jusqu'à l'extrême nord du Golfe de Gascogne (Fig. I.18). Ce programme, débuté en 1983, consiste en une série de levés sismiques destinés à préciser la structure profonde de la croûte varisque ainsi que la profondeur du Moho, de connaître les relations entre les sédiments du bassin parisien et son substratum et à caractériser l'origine des sources magnétiques et gravimétriques du Bassin parisien et plus particulièrement la source de l'AMBP (Bois et Allègre, 1983).

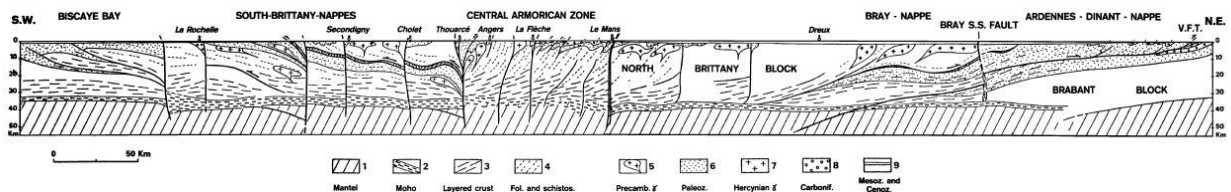
La première partie du levé sismique ECORS comprend un sondage de sismique réflexion verticale pour la zone Nord de la France, du Front Varisque au Nord jusqu'à Dreux au SW dont Cazes *et al.*, (1985, 1986) en ont proposé une interprétation préliminaire. Sur ce

même profil ont été effectués des sondages de sismique réfraction, de sismique réflexion à grand angle ainsi que magnétotelluriques (Pham *et al.*, 2000).



**Figure I.18 :** Localisation des profils sismiques ECORS, ECORS-DEKORP-S, Armor et du forage de Couy.

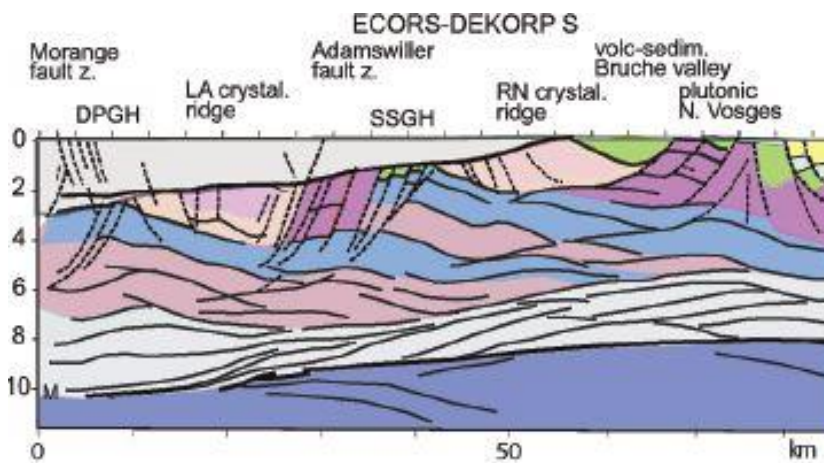
La deuxième partie s'étend de Dreux jusqu'à La Rochelle, en passant par Le Mans, La Flèche et Cholet (Fig. I.18). Elle consiste en un sondage de sismique réflexion à grand angle. Le tracé de ce sondage permet de recouper perpendiculairement les structures cadomiennes et varisques du Massif armoricain présentes sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien. Une interprétation générale est proposée dévoilant le double déversement de la chaîne varisque (Fig. I.19)



**Figure I.19 :** Interprétation du profil sismique ECORS Nord France selon Matte et Hirn, (1988).

Dans les Vosges, le profil sismique ECORS-DEKORP-S est un profil levé en 1988, de 139 km suivant une direction grossièrement E-W. L'extrémité ouest du profil se situe au sein

du Bassin parisien et l'extrémité est se situe en Forêt Noire et recoupe la partie nord des Vosges Septentrionales (Brun et Wenzel, 1991; Wenzel et Brun, 1991) (Fig. I.18). Les premières études de ce profil ont porté uniquement sur la partie est, c'est-à-dire, sur l'étude structurale du graben du Rhin. Plus récemment, ce profil a été retraité sur son intégralité, et complété par des données gravimétriques et aéromagnétiques apportant une nouvelle vision des structures sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien (Fig. I.20) (Edel et Schulmann, 2009).



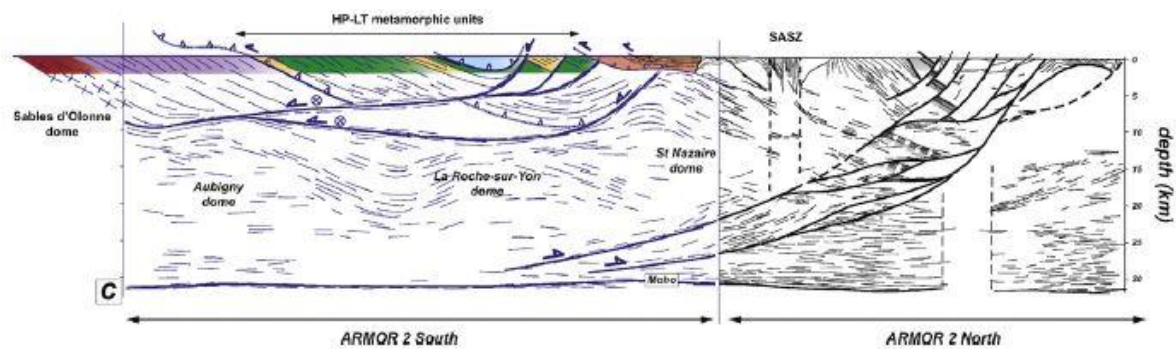
**Figure I.20 :** Interprétation du levé sismique ECORS-DEKORP-S (d'après Edel et Schulmann, 2009).

#### IV.1.b. Le programme ARMOR

Ce programme se divise en trois parties :

- en 1994, le premier levé sismique Armor1 est réalisé dans la partie nord de la Bretagne–Cotentin afin d'obtenir de nouvelles données concernant la structure profonde du domaine Cadomien au sein du Massif armoricain (Andréo, 1995; Bitri *et al.*, 1997)
- En 2000, le profil sismique Armor2 nord a été réalisé dans la partie sud du Massif armoricain (Fig. I.18). Ce profil a été acquis par la Compagnie Générale de Géophysique dans le but d'imager le complexe de Champtoceaux ainsi que les cisaillements crustaux hercyniens (Bitri *et al.*, 2003). Les interprétations de ce levé (Fig. I.21) ont été appuyées par une modélisation gravimétrique (Martelet *et al.*, 2004).
- En 2002, le profil Armor2 sud a été réalisé dans le prolongement du profil Armor2 nord (Fig. I.18), afin de compléter le levé précédent et d'offrir un autre regard sur cette partie

interne de la chaîne varisque dans le sud du Massif armoricain (Fig. I.21) (Bitri *et al.*, 2010).



**Figure I.21** : Interprétation des profils sismiques Armor2 nord et Armor2 sud (d'après Bitri *et al.*, 2003, 2010).

## IV.2. Le programme Géologie Profonde de la France

### *Le forage de Couy*

Mené par le BRGM, le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et la Direction de la Recherche du Ministère chargé de l'Éducation Nationale, le chantier du forage de Couy (Fig. I.18) a débuté en 1983. Son but était de déterminer la source de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (AMBP). Ne pouvant pas excéder une profondeur de 3500m selon les modélisations géophysiques (Guillen et Debeglia, 1984; Galdeano et Guillon, 1985; Autran *et al.*, 1986), la source de l'anomalie magnétique devait être atteinte par le forage. Malheureusement, le forage a atteint à 3500m, le complexe leptyno-amphibolite (gla) de l'USG, reconnu dans le Massif central.

D'après les mesures pétrophysiques réalisées sur les lithologies du forage, l'USG ne peut pas expliquer l'anomalie magnétique. Malgré tout, ce forage informe sur l'extension, au nord, de la tectonique de nappe du Massif central dans une zone non affleurante ; information qui sera prise en compte pour la cartographie du substratum et les futures modélisations de cette zone clé.

## IV.3. La lithologie et la structure du substratum pré-mésozoïque

L'interprétation conjointe des données gravimétriques et aéromagnétiques de basse résolution conduit à la réalisation d'un premier écorché anté-triasique, dans la partie SW du Bassin parisien dans un premier temps (Weber, 1973a) qui fut ensuite étendu à l'ensemble du bassin (Fig. I.22) (Debeglia, 1980). Ce premier écorché informe sur une pseudo-lithologie



déduite des anomalies gravimétriques et magnétiques ainsi que des données de forages profonds.

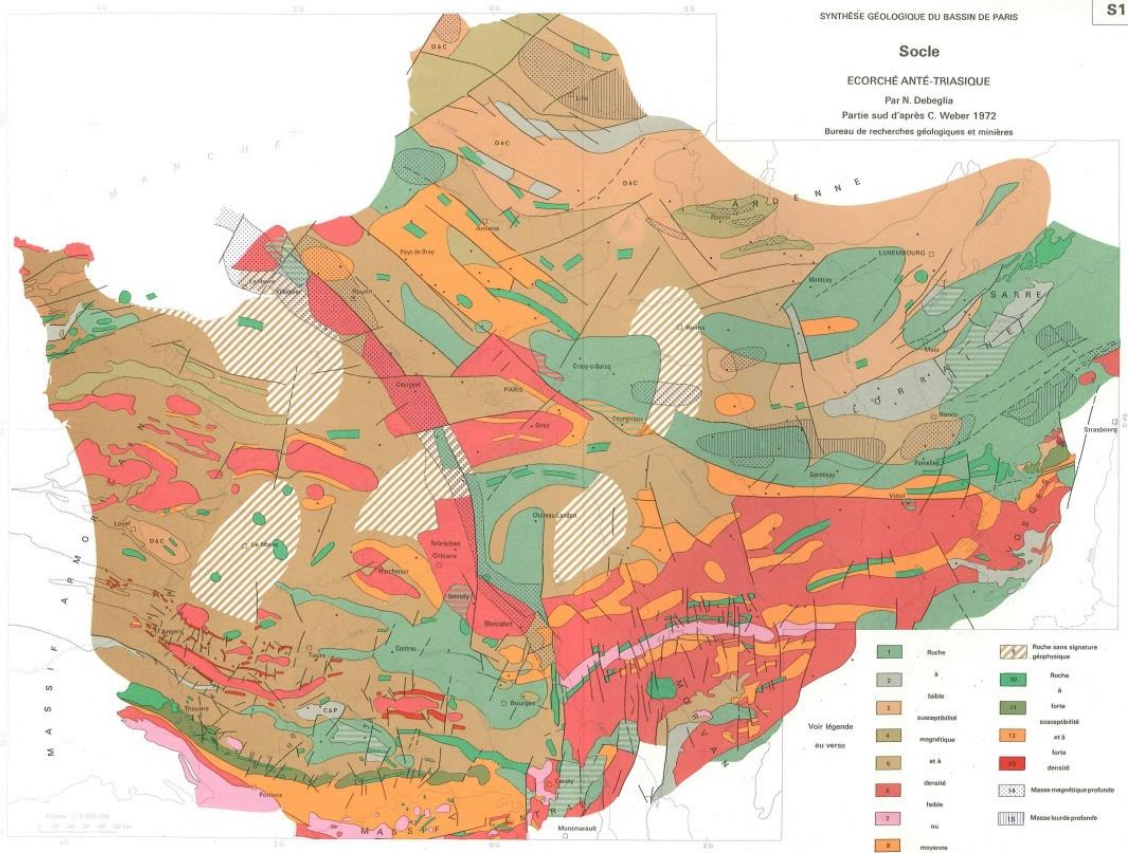
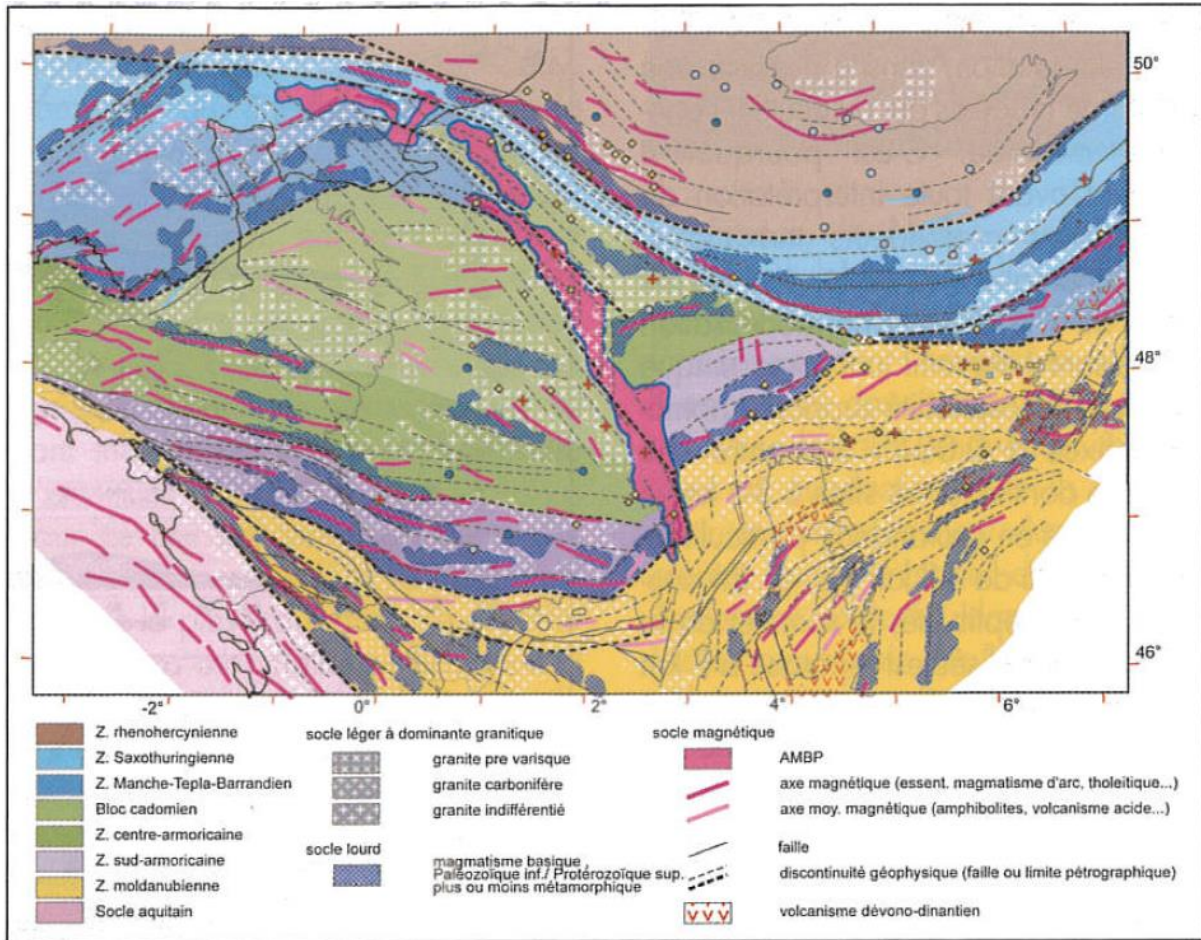


Figure I. 22 : Écorché anté-triasique du Bassin parisien (d'après Debeglia, 1980).

Le dernier schéma structural géophysique du substratum du Bassin parisien proposé par Edel, (2008) s'appuie sur l'interprétation des données aéromagnétiques et gravimétriques de faible à moyenne résolution (Fig. I.23). Ce schéma est basé sur la localisation des corps granitiques et des corps basiques.



**Figure I. 23** : Schéma structural interprétatif du substratum du Bassin parisien (d'après Edel, 2008).

Plus récemment, basée sur la combinaison des données gravimétriques et aéromagnétiques, (Martelet *et al.*, 2013) proposent une méthode simple et rapide de caractérisation des signatures géophysiques du substratum du Bassin parisien appliquée à la région Centre qui consiste en une classification statistique des réponses gravimétriques et aéromagnétiques. Néanmoins, cette méthode seule ne permet pas de définir précisément la lithologie associée aux anomalies géophysiques.



## IV. Problématique

La chaîne varisque résulte de l'ouverture et de la fermeture de plusieurs domaines océaniques. Le nombre de domaine ainsi que leur position paléogéographique restent toujours en débat. En effet, ces modèles sont basés sur l'interprétation des reliques affleurantes de la chaîne varisque. Ces reliques affleurent de manière éparse dans toute l'Europe et parfois dans de mauvaises conditions.

En France, les témoins de la chaîne varisque affleurent au sein du Massif armoricain, du Massif central, des Vosges et des Ardennes. Or, la couverture sédimentaire du Bassin parisien masque en très grande partie l'extension des structures varisques/cadomiennes de ces massifs ainsi que leurs connexions éventuelles.

Les reconstructions tectoniques de la chaîne varisque sont nombreuses (Matte, 1986; 2001; Franke, 2000, 2014 ; Faure *et al.*, 2005, 2009; Edel, 2008 ; Guillot et Ménot, 2009; Martínez-Catalán, 2011; Lardeaux *et al.*, 2013; Edel *et al.*, 2015). Néanmoins, en France, l'existence et la localisation des zones de suture sont toujours débattues.

Six de ces modèles sont présenté (Fig. I.24a, b, c, d, e, f). Ces schémas des zonations de la chaîne varisque permettent de se rendre compte des différentes interprétations concernant la place du Bassin parisien au sein de la chaîne varisque. Le Bassin parisien se localise sur la transition entre les structures de Bohême et de l'Ibérie (Fig. I.24).

Dans ces schémas, le nombre et la localisation des sutures diffèrent selon les auteurs et certains d'entre eux ne considèrent aucune suture dans leur modèle (Fig. I.24d). La place de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris est également débattue, certains la voit comme une faille de transfert (Fig. I.24a), d'autre comme une zone de suture océanique (Fig. I.24e) ou comme un cisaillement senestre (Fig. I.24c, d, f) ou ne la considèrent pas (Fig. I.24b). De plus, les Vosges Septentrionales sont attribuées à la zone saxothuringienne (Fig. I.24a, b, c), à la zone Teplá-Barrandien (Fig. I.24c, f) ou encore au Gondwana (Fig. I.24d).

Ces modèles soulèvent plusieurs questions :

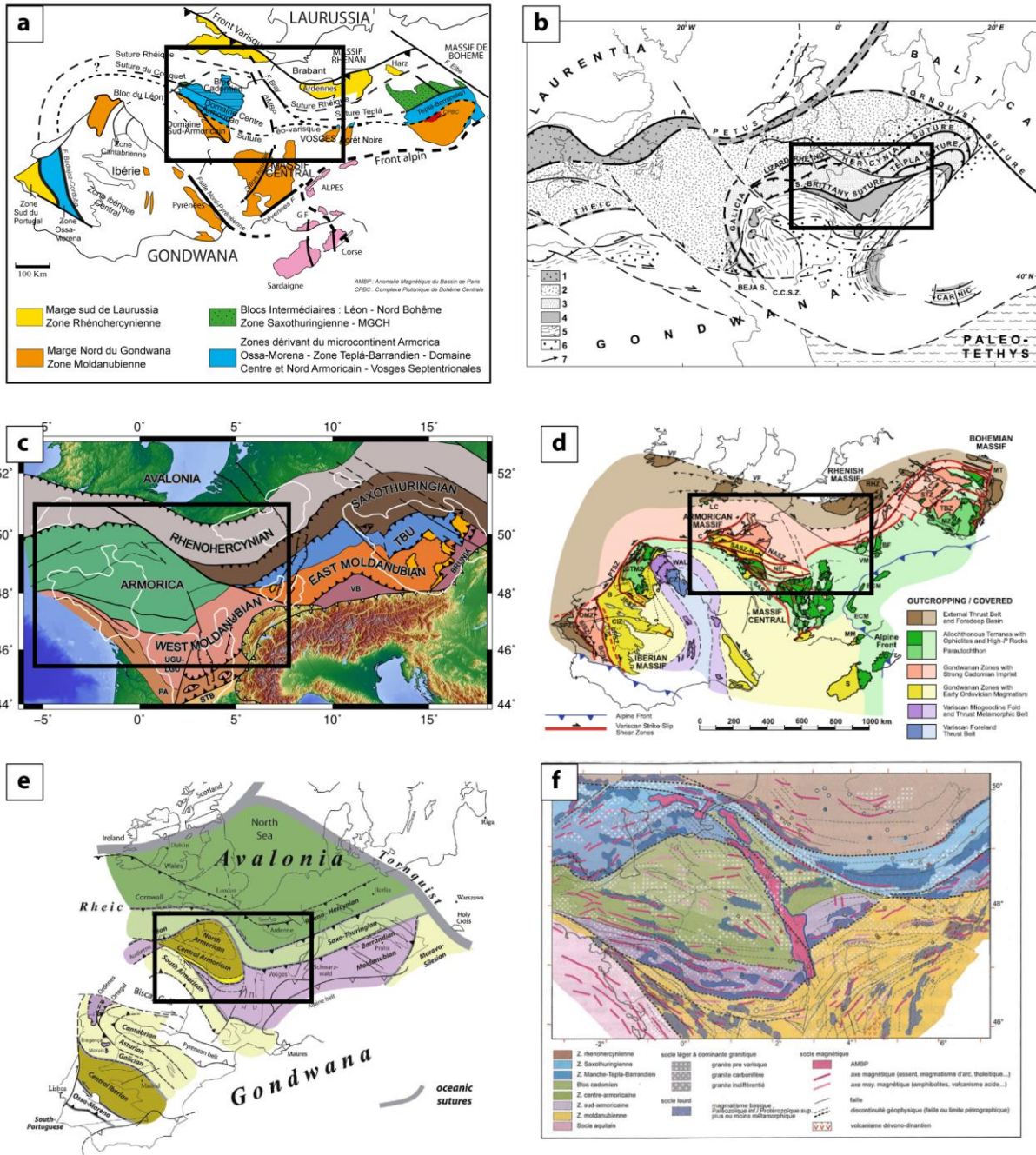
- Combien de zones lithotectoniques sont présentes au sein du substratum du Bassin parisien ? Et donc combien de zones de suture existe-t-il et où sont-elles localisées ?
- Quelles sont les relations structurales entre ces différentes zones ?
- Est-il possible de déterminer à quelle zone appartiennent les Vosges Septentrionales ?
- De quelle manière les structures et les lithologies affleurantes peuvent-elles être prolongées sous couverture ?

- Quelle est la géométrie et la nature de la source de l'AMBP ? Et quelle est sa place dans l'histoire de la chaîne varisque ?

Ces questions peuvent être résumées en une seule : quelles sont la structure et la nature lithologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien ?

L'étude la plus récente concernant la caractérisation structurale du substratum du Bassin parisien date d'une dizaine d'année (Edel, 2008). Pour la caractérisation de sa lithologie, il faut remonter à une trentaine d'année environ (Debeglia et Weber, 1980). Pourtant, la caractérisation structurale et lithologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien est primordiale pour proposer un modèle pertinent de la tectonique de la chaîne varisque en France. Actuellement, de nouvelles données géophysiques haute résolution sont disponibles. De plus, les concepts géologiques ayant évolués, ces travaux antérieurs peuvent être réactualisés.

Pour répondre à ces questions, une méthodologie innovante basée sur le couplage des méthodes géophysiques (aéromagnétisme et gravimétrie) avec les données géologiques, les caractéristiques pétrophysiques des roches affleurantes, les informations de forages profonds, les données sismiques, les données géochronologiques et la modélisation 2D a pour finalité de proposer : i) Un schéma structural du substratum, ii) des cartes lithologiques du substratum pré-mésozoïques du Bassin parisien et iii) une carte proposant une nouvelle délimitation des zones lithotectoniques de la chaîne varisque en France.



**Figure 1.24 :** Exemples de reconstruction des zonations varisques en Europe, **a)** d'après Faure et al., 2005, **b)** d'après Matte, 2001, **c)** d'après Lardeaux et al., 2013, **d)** d'après Martínez-Catalán, 2011, **e)** d'après Ballèvre et al., 2009, **f)** d'après Edel, 2008. Le rectangle représente l'emprise de la zone d'étude.

## CHAPITRE 2

---

LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET LA CARTE  
STRUCTURALE DU SUBSTRATUM PRÉ-MÉSOZOÏQUE  
DU BASSIN PARISIEN



## Introduction

Le Chapitre 1 offre une vision générale sur le découpage des zones varisques et révèle les problématiques de ce découpage au sein du Bassin parisien. En effet, l'extension des cisaillements crustaux et des éventuelles sutures reconnues à l'affleurement, marquant la limite des zones lithotectoniques au sein du substratum du Bassin parisien, est sujette à débat. De plus, la continuité des lithologies sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien reste très mal contrainte. Ces débats sont liés à la présence d'un manque d'information causé par la présence de la couverture sédimentaire du Bassin parisien.

L'aéromagnétisme et la gravimétrie sont les deux méthodes les plus adaptées à la caractérisation des interfaces bassin/substratum (Salem *et al.*, 2010; Fairhead *et al.*, 2011; Martelet *et al.*, 2013) car :

- Elles offrent une vision continue et homogène du substratum.
- Elles possèdent une pénétration importante qui permet de caractériser les objets géologiques qui se situent au minimum dans la première moitié de la croûte.
- Elles permettent d'avoir un aperçu du substratum en faisant abstraction de la couverture sédimentaire.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier les réponses aéromagnétiques et gravimétriques du substratum afin de caractériser et de cartographier les structures. Les limites des domaines géologiques et des unités lithostratigraphiques seront définies sous couverture et seront présentées dans un schéma structural du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien.

Pour cela, dans ce chapitre, les données géologiques, aéromagnétiques et gravimétriques utilisées pour cartographier le substratum sont présentées. Afin de faire ressortir certains traits spécifiques de la géologie en profondeur, les données aéromagnétiques et gravimétriques ont fait l'objet de prétraitements dont les caractéristiques sont décrites.

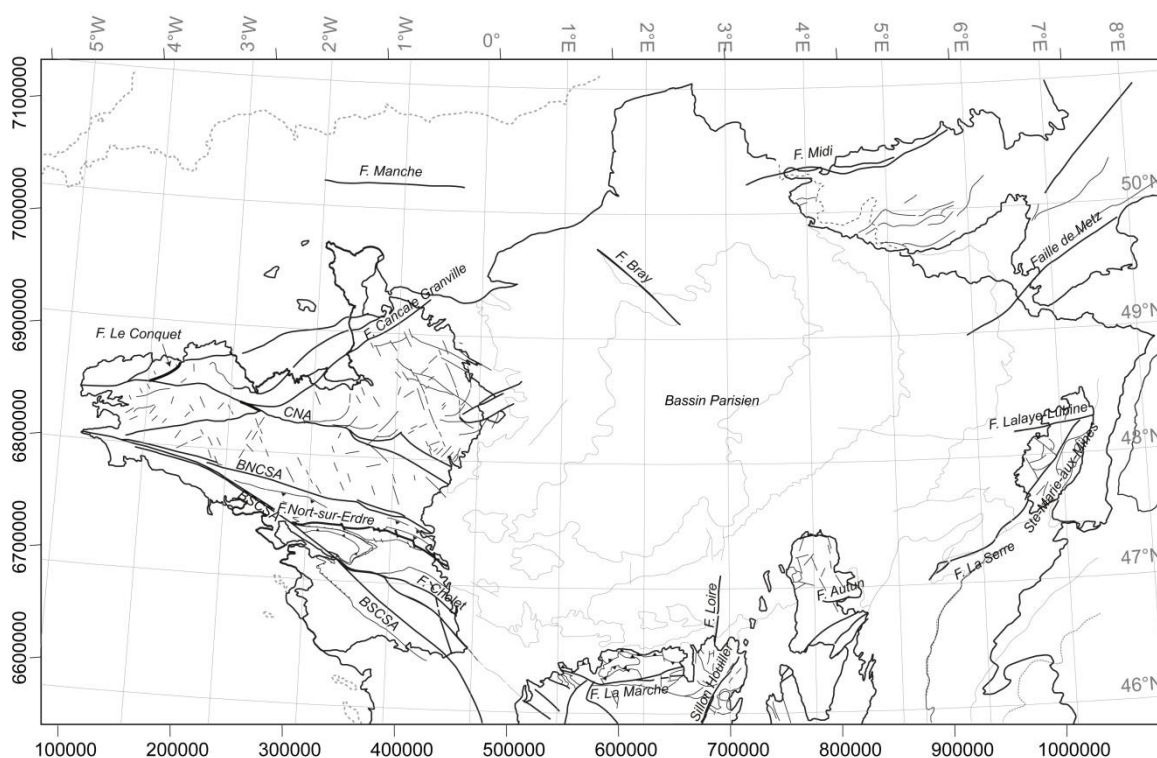
Dans ce chapitre, les structures caractérisées et étendues sous couverture définissent des blocs structuraux. Ces blocs structuraux ont uniquement une connotation géophysique. Lorsque cela est possible, ces blocs sont interprétés en termes d'unités lithostratigraphiques puis en termes de domaines géologiques. Avec l'apport de données de terrains et de forages, ces délimitations seront utilisées pour déterminer la lithologie du substratum au cours du chapitre.

Les données géophysiques présentées ici ne sont pas spécifiques à la caractérisation des structures du substratum ; elles serviront également de base pour la caractérisation lithologique du substratum au cours du chapitre 3.

## I. Les données géologiques : un prérequis indispensable

Les données géologiques disponibles à la périphérie du Bassin parisien représentent le premier point d’ancrage pour l’interprétation des données géophysiques (cf. chapitre 1). Les structures constituant et/ou délimitant les massifs varisques et cadomiens ont fait l’objet de nombreux travaux (cf. chapitre 1) ; en se basant sur la compilation de ces études ainsi que sur la carte géologique de la France au 1/1000000<sup>e</sup> (Chantraine *et al.*, 2003a), un schéma structural des terrains se situant en périphérie du Bassin parisien a été synthétisé.

Mettant en avant les structures principales connues à l’affleurement sur les différents massifs (Fig. II.1), ce schéma constitue un prérequis indispensable à la recherche des structures sous couverture. Comme énoncé dans le chapitre 1, les unités lithostratigraphiques sont séparées par des cisaillements crustaux.



**Figure II.1 :** Schéma structural synthétisé mettant en avant les structures majeures présentes sur le pourtour du Bassin parisien (modifié d’après Chantraine *et al.*, 2003a).

## II. Les données géophysiques

### II.1. Les données aéromagnétiques

L'étude des données aéromagnétiques fournit des informations sur les géométries, les structures et les lithologies du sous-sol jusqu'à quelques kilomètres de profondeur.

Les levés aéromagnétiques mesurent l'intensité du champ magnétique toutes les secondes, le long des lignes de vol (soit tous les 7 m environ). Cette mesure, dite de « champ total », est la somme de trois effets :

- i) Une composante externe liée à l'interaction des vents solaires avec la haute atmosphère terrestre.
- ii) Une composante interne, dite « champ principal », produite par effet dynamo induit par les mouvements relatifs du noyau externe fluide autour du noyau interne solide riche en fer.
- iii) Une composante résultant de l'effet magnétique des roches de la partie externe de la croûte continentale.

Cette dernière composante, induite par l'effet magnétique des roches, est celle qui nous intéresse ici. Cet effet est produit dans les roches soit par aimantation propre (on parle alors « d'aimantation rémanente »), soit par effet d'induction du champ magnétique principal dans les roches (on parle alors « d'aimantation induite »). Ces concepts seront abordés plus en détails lorsqu'il sera question de l'acquisition de l'aimantation au travers des propriétés pétrophysiques des roches (chapitre 3).

Afin d'interpréter correctement la partie du champ magnétique terrestre liée à l'effet des roches crustales, il est nécessaire, au préalable, de s'affranchir des deux autres composantes. La composante externe produit essentiellement des variations temporelles rapides du champ magnétique, dites diurnes. Ces variations ne sont pas prédictibles et ont des amplitudes tout à fait comparables à celles induites par les roches ; elles doivent donc être soustraites du champ magnétique. Ce procédé est réalisé dès l'acquisition : pendant les vols, ces variations sont enregistrées sur une station fixe, au sol. Considérant que la composante diurne est identique sur cette station et dans l'avion, le fait de retrancher l'enregistrement au sol à l'enregistrement dans l'avion permet de s'affranchir de cette composante.

La deuxième composante du champ magnétique dont nous souhaitons nous affranchir est la composante interne du champ magnétique de la Terre. Cette composante varie



lentement dans le temps (elle est dite « séculaire ») et produit à la surface de la Terre des variations spatiales de grande longueur d'onde ; la source étant profonde (noyau terrestre). Le champ magnétique terrestre principal est ainsi enregistré en continu dans des observatoires magnétiques répartis sur le globe et ses variations spatiales sont mesurées par les missions satellitaires depuis plusieurs dizaines d'années. Ainsi, la modélisation de ce champ à l'échelle du globe et au cours du temps peut être réalisée. Ces modèles sont appelés IGRF (International Geomagnetic Reference Field). Ils fournissent la valeur du champ magnétique principal en tout point du globe ; et leurs réalisations d'année en année restituent la variation séculaire du champ.

Ainsi, pour retirer la composante du champ magnétique principal aux données aéromagnétiques, la valeur de l'IGRF est retirée, à l'endroit et au moment de chaque mesure. Cette action s'apparente au retrait d'une composante grande longueur d'onde du signal magnétique ; on parle également du retrait d'un « régional ». La carte qui en résulte dite « anomalie magnétique » restitue l'effet des roches de la partie supérieure de la croûte continentale : c'est le document produit à l'issue de tout levé magnétique et la base d'interprétation de cette technique géophysique.

Les anomalies magnétiques peuvent être interprétées en carte : les contrastes de propriétés magnétiques entre formations géologiques engendrent un partitionnement cartographique, suivant des intensités, anisotropies, textures, discontinuités ou variations de longueur d'onde des signaux magnétiques. Ceci traduit différentes caractéristiques pétrophysiques et géométriques des roches du sous-sol. Ce type d'analyse est développé en termes de structures (ci-après) et en termes de variations lithologiques (chapitre 3).

L'analyse quantitative des variations des anomalies magnétiques peut aussi être menée sous forme de modèles géométriques du sous-sol, en coupe (chapitre 4) et/ou en 3D ; l'information cartographique est alors propagée dans la 3<sup>ème</sup> dimension verticale. Pour cela, les caractéristiques de longueur d'onde et les variations d'intensité du signal magnétique sont exploitées au maximum.

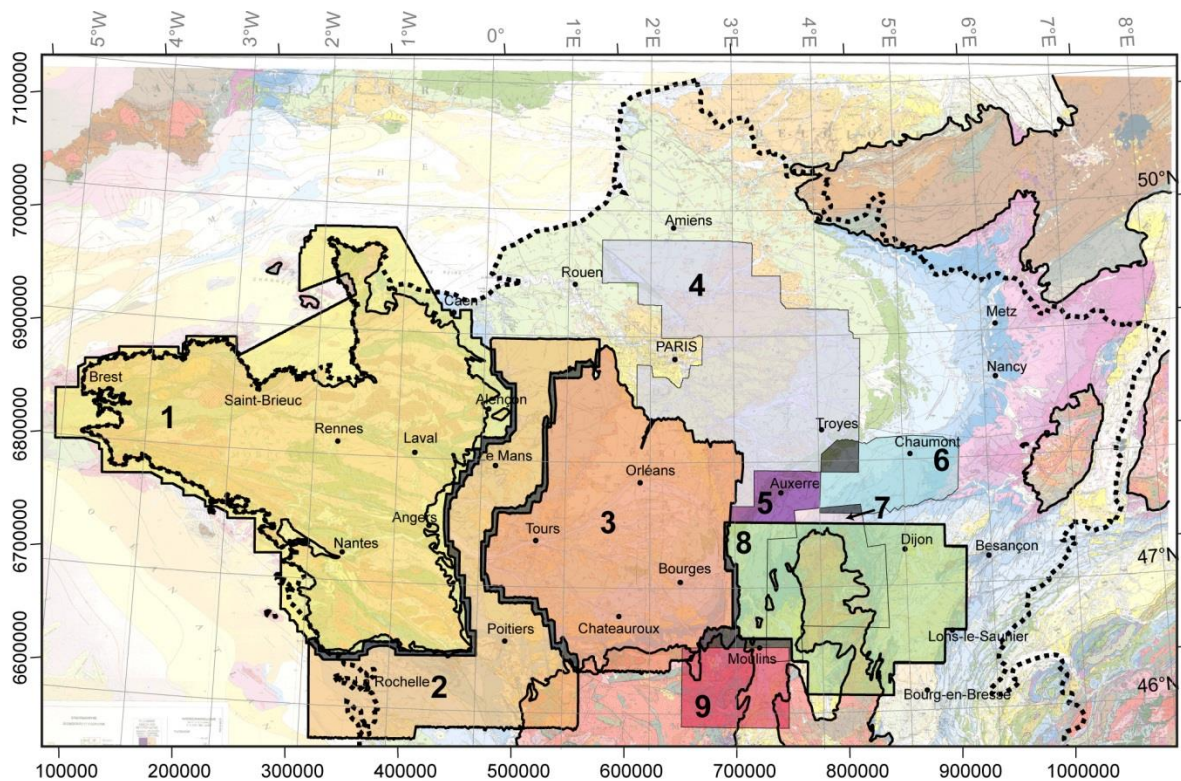
#### II.1.a. Localisations et caractéristiques des levés aéromagnétiques

De 1998 à 2011, le BRGM a constitué, en plusieurs levés, une couverture géophysique aéroportée haute résolution depuis le Massif armoricain à l'ouest, jusqu'aux premiers contreforts du Jura à l'est, en passant par les Pays de la Loire, la région Centre et le sud de la région Bourgogne.

L'emprise de ces levés est présentée dans la Figure II.2. Les lignes de vol de ces levés sont orientées N-S et espacées de 1 km, parfois resserrées à 500 m. L'altitude de vol moyenne est de 120 m pour le levé Bretagne-Cotentin (Bonijoly *et al.*, 1999) et de 85 m pour les levés des Pays de la Loire, de la Région Centre (Martelet *et al.*, 2013) et de la Bourgogne, offrant un corpus de données aéromagnétiques haute résolution encore jamais exploité à l'échelle du Bassin parisien. Tous ces levés numériques de haute résolution, à l'exception du levé Bourgogne, ont déjà fait l'objet d'un premier traitement visant à supprimer, des données acquises, toutes les anomalies générées par des sources anthropiques, qui se manifestent généralement sous la forme d'anomalies de courtes longueurs d'onde. J'ai personnellement mise en œuvre ce procédé, appelé editing, sur le levé Bourgogne, afin de l'intégrer dans la carte de compilation. Le principe d'editing est présenté en annexe.

### II.1.b. Compilation de la carte aéromagnétique du Bassin parisien

Pour étendre la zone d'investigation à certaines parties cruciales du Bassin parisien, des levés plus anciens de moyenne/basse résolution réalisés dans les années 1950 à 1990 ont été compilés aux levés numériques haute résolution. Les caractéristiques de ces levés sont présentées Tableau II.1. Ces anciens levés, uniquement disponibles sous forme « papier », ont été digitalisés et retraités pour permettre leur intégration.



**Figure II. 2 :** Couverture des levés aéromagnétiques haute et moyenne résolution du Bassin parisien. La numérotation renvoie aux levés présentés dans le tableau II.1. En arrière-plan : carte géologique de la France au 1/1000000<sup>e</sup> (Chantraine et al., 2003a). En noir : zone de recouvrement des levés.

Lors de l’acquisition de ces anciens levés, un facteur permettant de corriger l’effet régional était généralement appliqué. Néanmoins, afin d’obtenir des cartes aéromagnétiques cohérentes avec les nouveaux levés numériques, ces anciennes données ont été retraitées afin de pouvoir y soustraire l’IGRF. Dans un premier temps, sur chacune des cartes digitalisées, la valeur de cette composante régionale a été réaffectée. Ceci a permis de recalculer les valeurs des données aéromagnétiques brutes. Dans un deuxième temps, pour chaque levé, la valeur de l’IGRF de l’époque d’acquisition de ces différents levés a été soustraite. Ce retraitement permet ainsi d’homogénéiser les valeurs aéromagnétiques avec celles des levés plus récents. Ce retraitement est également nécessaire pour proposer une compilation correcte des levés sur la plus grande emprise possible du Bassin parisien : l’assemblage des levés est appelé *merging*.

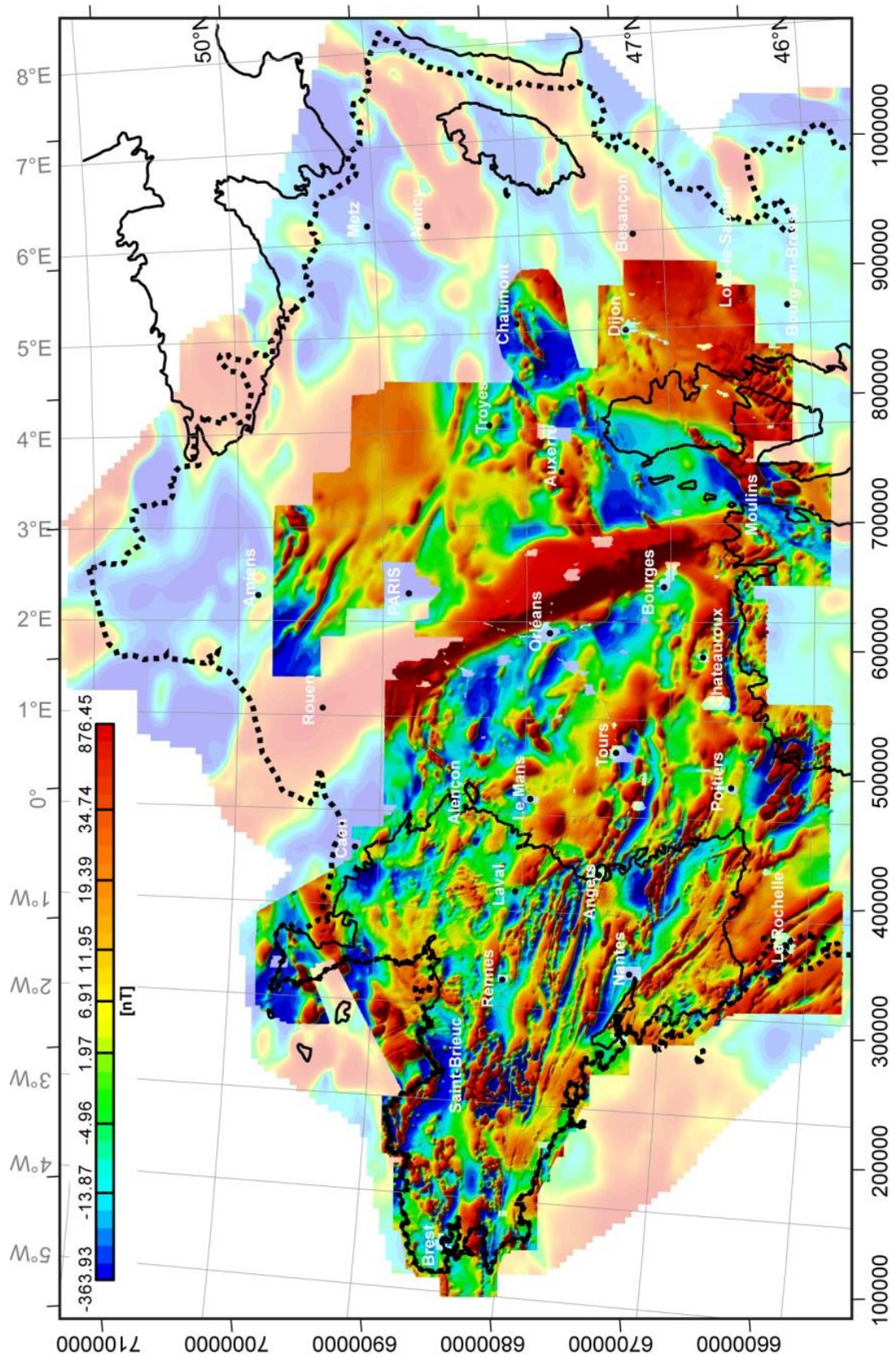
N° du levé	Région	Année	Altitude de vol (m)	Espacement des lignes de vol	Contracteur	Client	Carte
1	Bretagne - Cotentin	1998	120	1 x10 km	Sander	Min Ind	Nouvelle compilation réduite au pôle prolongée à 600m
2	Pays de la Loire	2010	85	1 x10 km	TerraQuest	BRGM	
3	Centre	2009	85	1 x10 km	TerraQuest	BRGM Region	
4	Bassin de Paris	1985	610	1,5 x 2 km	CGG	CGG	
5	La Puisaye	1985	610	1,5 x 2 km	CGG	Total	
6	Bassin Alsace-Lorraine	1956	600	2 km	SARM	SNPA	
7	Morvan	1965	1200	2 x 5 km	CGG	CNRS	
8	Bourgogne	2011	85	1 x10 km	TerraQuest	BRGM	
9	Nord Massif Central	1972	600 - 1200	2 x 10 km	CGG	CNRS/INAG	

Carte aéromagnétique de la France (CGG, 1964 ; Espacement des lignes : 10km – Gradient vertical de l’anomalie magnétique réduite au pôle prolongée à 3000m)

**Tableau II.1 :** Liste des levés aéromagnétiques disponibles et compilés.

Le procédé de *merging* permet de combiner, de manière continue et homogène, les cartes géophysiques afin de n’en faire qu’une seule. L’assemblage a été réalisé sous le logiciel Geosoft® en utilisant la méthode d’assemblage de part et d’autre d’une ligne de suture. Cette ligne de suture est définie, manuellement ou automatiquement, dans la zone de recouvrement de deux grilles (Fig. II.2). De part et d’autre de cette suture, les valeurs d’anomalies magnétiques sont ajustées de manière à produire une transition lisse d’une grille à l’autre et exempte de bruit. La carte résultant de l’assemblage des grilles listées au Tableau II.1, (Fig. II.3), constitue la base sur laquelle pourront être appliqués différents opérateurs qui ont pour but de faire ressortir les traits spécifiques de la géologie du substratum. Afin d’étendre l’emprise des investigations au-delà du Bassin parisien, le levé aéromagnétique général de la France acquis en 1964 de résolution beaucoup plus faible (Tableau II.1) complète les cartes aéromagnétiques.





**Figure II.3 :** Nouvelle carte de l'anomalie magnétique, réduite au pôle et prolongée à 600 m, résultant de l'assemblage des levés numériques haute résolution et digitalisés de moyenne/basse résolution. En transparence : levé aéromagnétique général de la France.

## II.2. La gravimétrie

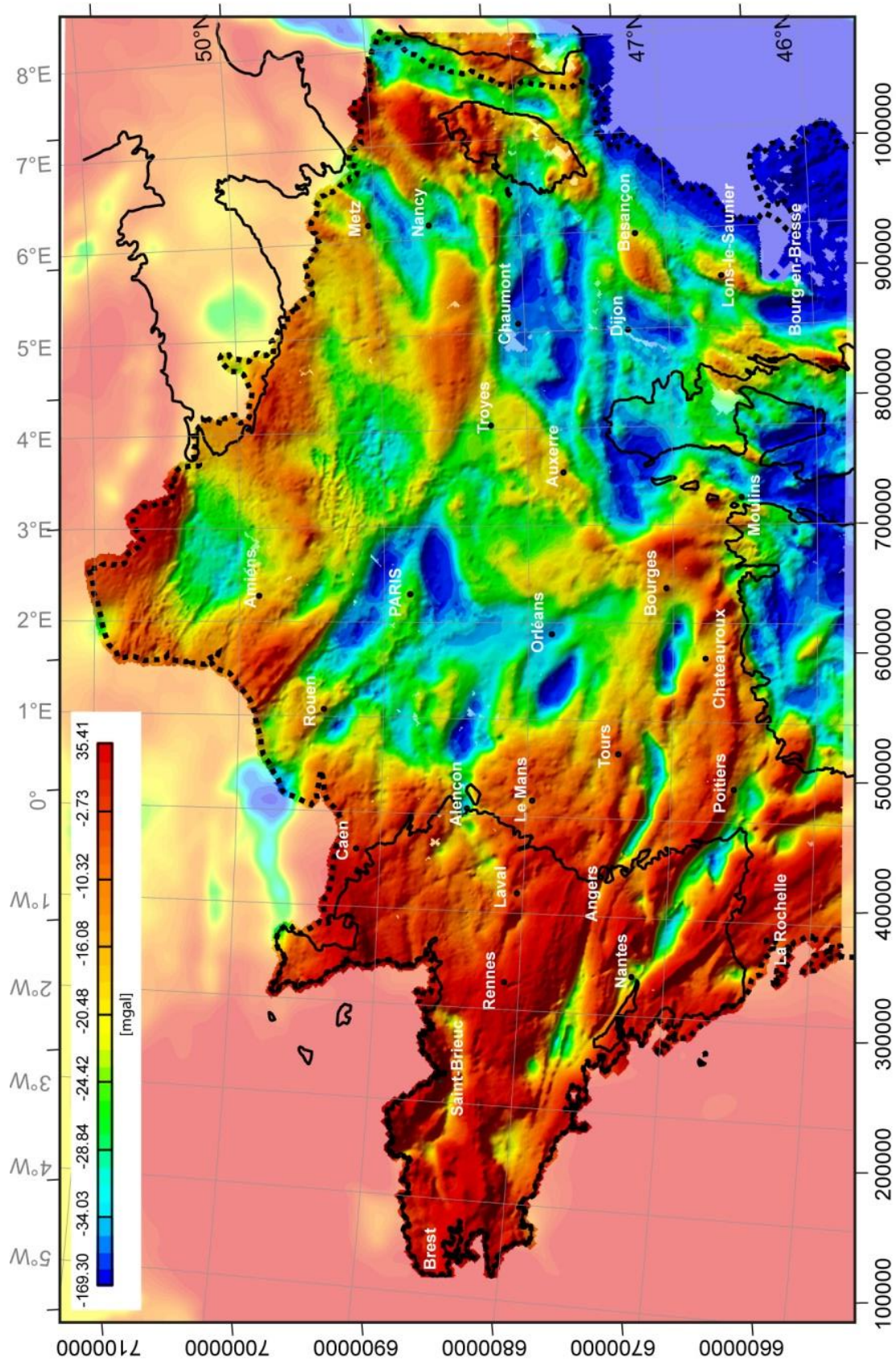
Les variations cartographiques du champ de pesanteur résultent des variations de densité des roches en profondeur. Ces variations sont caractérisées par leur intensité, leur forme et leur longueur d'onde, qui dépendent de la géométrie, de la profondeur et de la densité des objets géologiques profonds. Le champ de pesanteur mesuré à la surface de la Terre dépend aussi de divers paramètres tels que l'altitude de mesure qui doit être réduite de façon adéquate pour ne restituer que sa composante d'origine géologique. Cette réduction aboutit à l'anomalie de Bouguer qui ne contient plus que les effets des contrastes de densité sous la topographie et peut donc être interprétée en termes de géologie. À plus petite échelle, les variations de profondeur du Moho ou encore des anomalies thermiques peuvent aussi induire des variations de grandes longueurs d'onde du champ de pesanteur.

L'anomalie gravimétrique de Bouguer est particulièrement adaptée pour déterminer la localisation, les racines et la géométrie des plutons granitiques (Vignerresse, 1978, 1990, 1995; Ameglio, 1998). En effet, en général, les granites ont une densité moyenne plus faible que leur encaissant et les recourent généralement de façon nette. Ces corps granitiques sont donc à l'origine d'un déficit relatif de masse dans la croûte qui se traduit par une anomalie gravimétrique négative généralement bien marquée. Au contraire, les corps géologiques dont les densités sont fortes, en relatif, sont à l'origine d'anomalies gravimétriques positives.

Les données gravimétriques utilisées proviennent de l'ensemble des campagnes de mesures conduites en France depuis le milieu du 20<sup>e</sup> siècle et compilées par le BRGM au titre du Code Minier dans la Banque Gravimétrique de la France (BGF) (Martelet *et al.*, 2009). La densité des stations couvrant la zone d'étude est d'environ 1 station/km<sup>2</sup> et leur répartition est hétérogène. Les données sont rattachées au réseau de référence CGF65. Toutes les corrections avec une référence de 2600 kg/m<sup>3</sup> ainsi que les corrections de terrain calculées à une distance de 167 km (Martelet *et al.*, 2002) sont incluses afin d'obtenir l'anomalie de Bouguer.

Dans le Bassin parisien, l'anomalie de Bouguer restitue l'effet de la pile sédimentaire qui peut atteindre jusqu'à 3500 m d'épaisseur en son centre, superposé à l'effet des roches du substratum sous-jacent.





**Figure II.4 :** Carte de l'anomalie de Bouguer de la France, en relief. En arrière-plan : Carte de l'anomalie de Bouguer Terre-Mer.

Comme pour l'anomalie magnétique, la carte de l'anomalie de Bouguer (Fig. II.4) constitue une base à laquelle sont appliqués différents opérateurs afin de faire ressortir des traits spécifiques de la géologie du substratum en termes de structures et de lithologies.

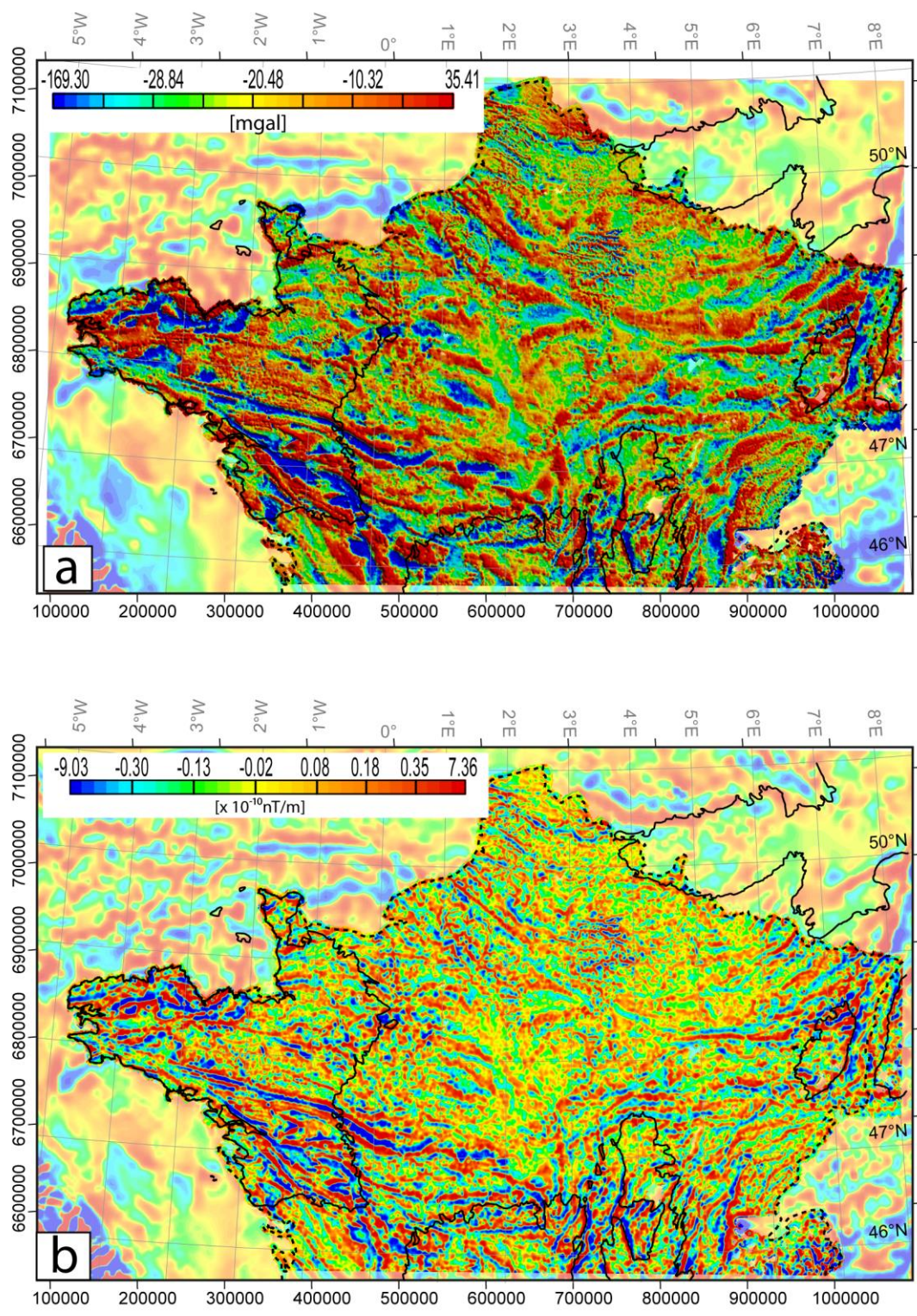
### **II.3. Opérateurs appliqués aux données magnétiques et gravimétriques**

Afin de faciliter les interprétations et d'accentuer certaines caractéristiques des données gravimétriques et aéromagnétiques, différents opérateurs ont été appliqués. Ici, les caractéristiques générales de ces opérateurs qui sont utiles pour la suite des travaux ainsi que les cartes qui en résultent sont présentées (Fig. II.5a, b, c, d, e, f). Néanmoins, nous invitons le lecteur à se référer à (Blakely, 1996; Nabighian *et al.*, 2005) pour une description exhaustive de ces traitements ainsi que de leur historique.

*La réduction au pôle* (RAP) (Fig. II.3) est le premier opérateur généralement mis en œuvre sur les données magnétiques. L'aspect de l'anomalie magnétique dépend de la géométrie de la source ainsi que de son aimantation. Néanmoins, l'anomalie magnétique dépend aussi de l'inclinaison et de la déclinaison magnétique du champ magnétique terrestre actuel à l'endroit où se situe le corps géologique. Dans le cas général où une roche est plongée dans le champ magnétique principal de la Terre, non vertical, le champ magnétique induit dans cette roche est bipolaire, c'est-à-dire, caractérisé par une partie négative et positive dont le degré d'asymétrie dépend de l'orientation du corps et de l'orientation du champ terrestre.

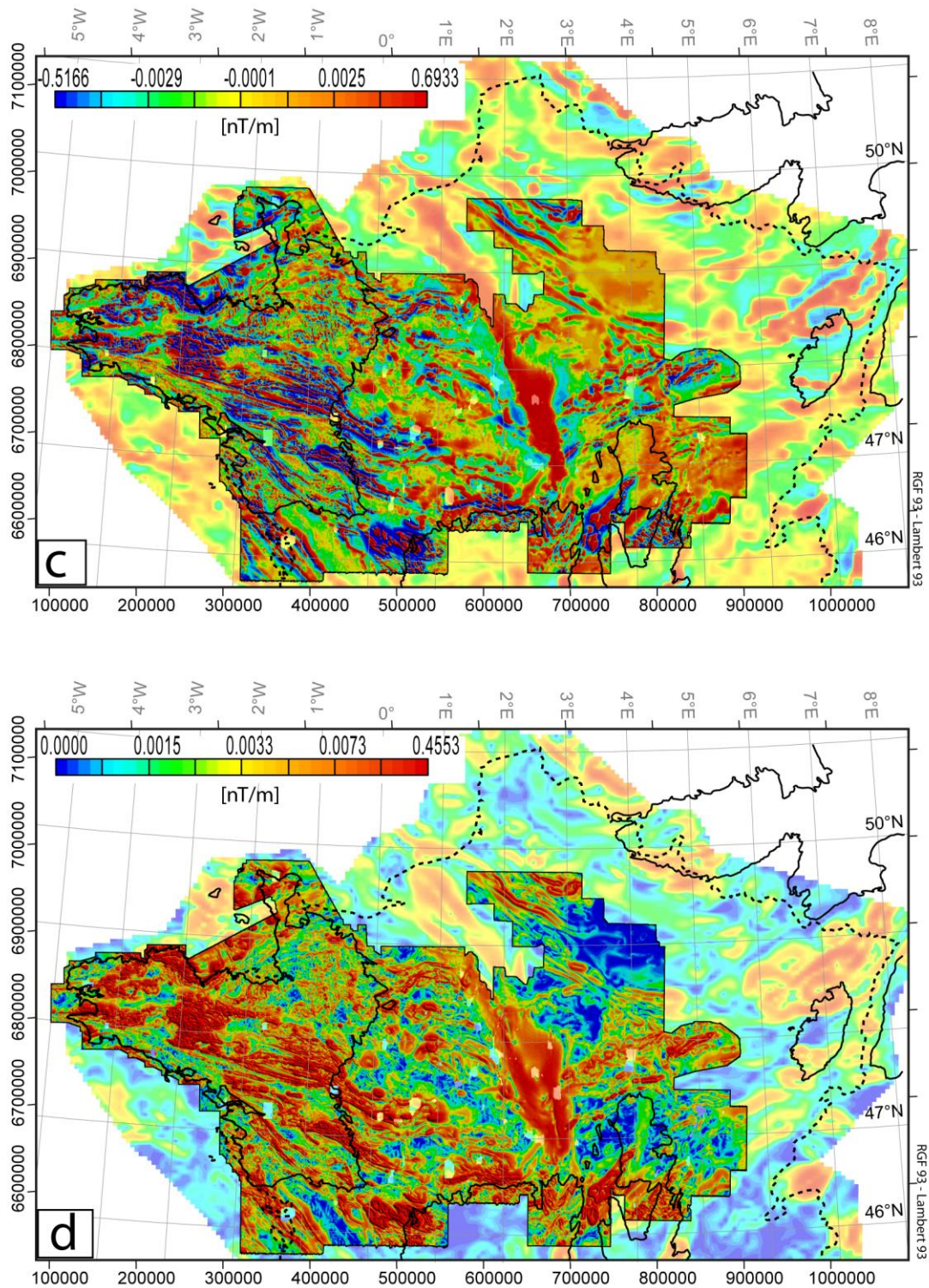
L'opérateur de réduction au pôle supprime la bipolarité des anomalies magnétiques, causée par des directions de magnétisation non verticales, en recalculant les valeurs d'anomalies magnétiques comme si celles-ci avaient été mesurées à l'aplomb du pôle magnétique, là où la direction du champ magnétique est verticale. Il en résulte que, sur la carte, le maxima de l'anomalie magnétique réduite au pôle est situé à l'aplomb de sa source à condition que l'aimantation des corps soit de nature induite (Fig. II.6). Ce traitement simplifie donc la forme de l'anomalie magnétique (Baranov, 1957; Baranov et Naudy, 1964) et en facilite son interprétation (Blakely, 1996). L'opérateur de réduction au pôle est le seul opérateur à avoir été appliqué avant le processus d'assemblage des cartes géophysiques afin de tenir compte des inclinaisons et déclinaisons du champ magnétique à l'époque de chaque levé.





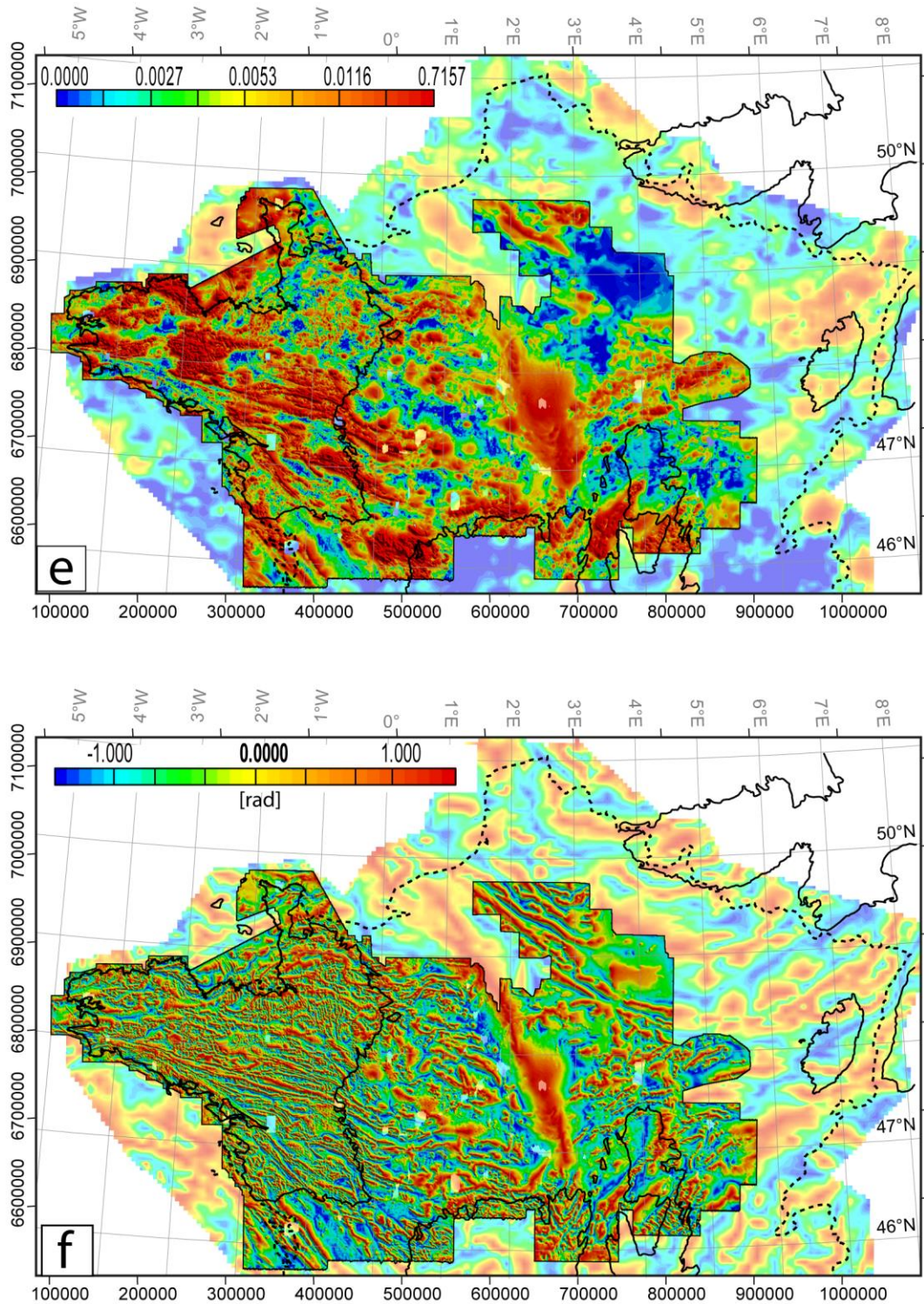
**Figure II.5 :** Cartes gravimétriques et aéromagnétiques selon les opérateurs appliqués : **a)** gradient vertical de l'anomalie de Bouguer, **b)** dérivée seconde de l'anomalie de Bouguer. En arrière-plan : carte de l'anomalie de Bouguer terre-mer selon les opérateurs appliqués.





**Figure II.5 (suite) :** Cartes aéromagnétiques et gravimétriques selon les opérateurs appliqués : **c)** gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle à 600 m, **d)** gradient horizontal de l'anomalie magnétique réduite au pôle à 600 m. En arrière-plan : carte du levé aéromagnétique générale de la France selon les opérateurs appliqués.





**Figure II.5 (suite) :** Cartes aéromagnétiques et gravimétriques selon les opérateurs appliqués : e) signal analytique de l'anomalie magnétique à 120 m, f) Tilt derivative de l'anomalie magnétique réduite au pôle à 600 m. En arrière-plan : carte du levé aéromagnétique générale de la France selon les opérateurs appliqués.

Le gradient vertical (GV) ou dérivée verticale du champ s'applique à l'anomalie de Bouguer (Fig. II.5a, b) et à l'anomalie magnétique réduite au pôle (Fig. II.5c). La dérivée première (Fig. II.5a, c) ou encore seconde (Fig. II.5b) permet de mieux individualiser les sources proches (Elkins, 1951; Gérard et Griveau, 1972).

Cet opérateur permet de renforcer les structures géophysiques des corps à l'origine de l'anomalie en s'affranchissant des composantes régionales de grande longueur d'onde mettant ainsi en évidence, soit la localisation des corps, soit un contact lithologique ou structural entre deux corps (Fig. II.6). Plus l'ordre de dérivation est élevé, plus les courtes longueurs d'onde seront renforcées donnant plus de détails sur les sources mais aussi amplifiant ainsi les bruits contenus dans le signal (Fig. II.5b) (Baranov, 1953).

Le gradient horizontal (GH) est utilisé pour amplifier visuellement l'effet magnétique et gravimétrique des contacts géologiques (Blakely et Simpson, 1986; Pedersen, 1989). Cet opérateur est basé sur le calcul de la « plus grande pente » en tout point d'une carte d'anomalies, dont la formule est présentée ci-dessous :

$$GH(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial y}\right)^2}$$

où GH est l'opérateur de gradient horizontal calculé selon x et y et g, la composante du champ gravimétrique ou magnétique. Pour cet opérateur, les maxima délimitent le pourtour des corps géologiques mettant en avant les contacts lithologiques (Fig. II.5d).

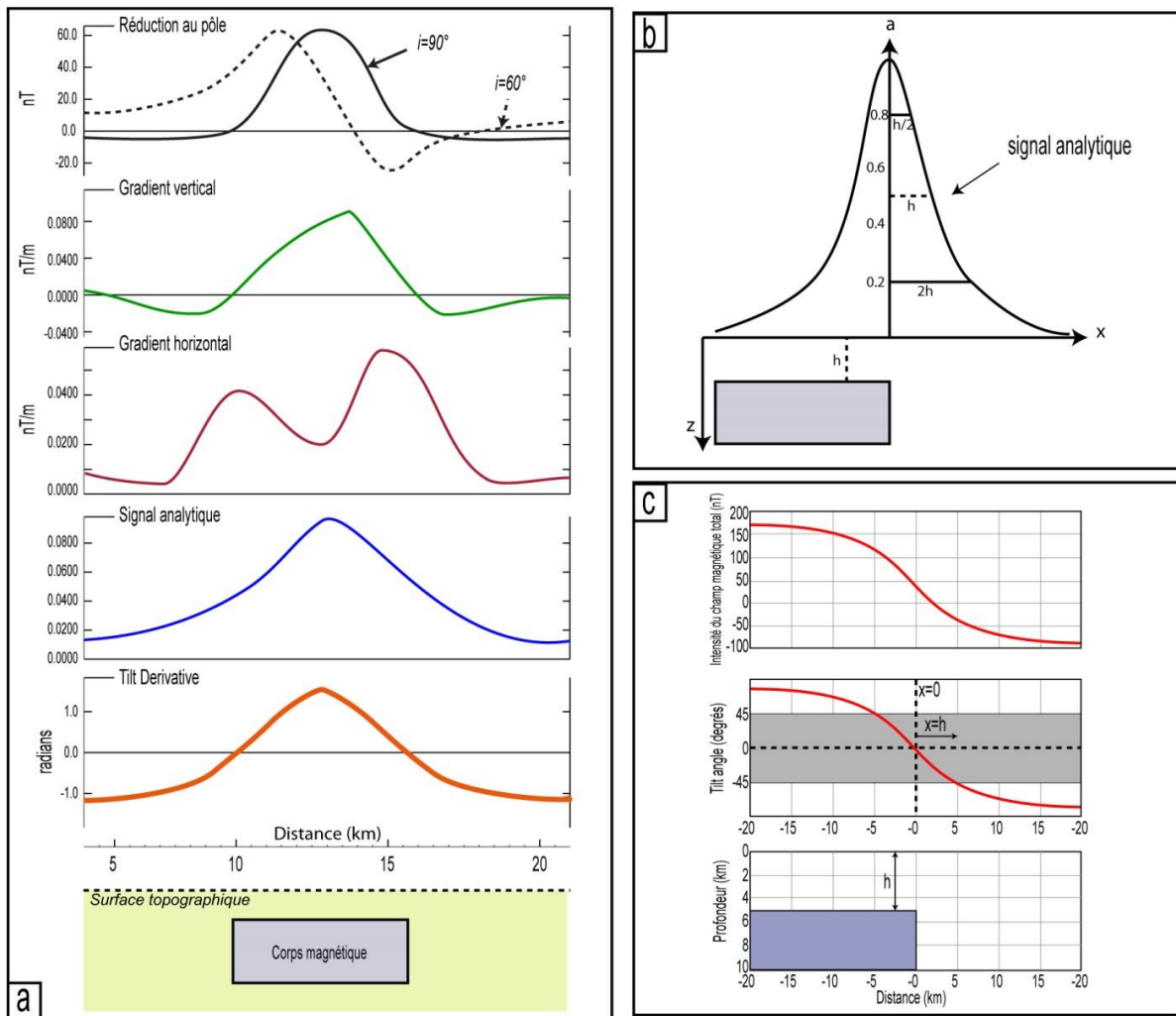
Le signal analytique (SA) (Fig. II.5e) réalisé sur le champ total de l'anomalie magnétique ou de l'anomalie de Bouguer, traite les anomalies magnétiques et gravimétriques de telle sorte que le maxima du signal analytique soit à l'aplomb exact de l'arête supérieure des sources de l'anomalie (Fig. II.6) (Nabighian, 1972; Roest *et al.*, 1992). Le signal analytique (A) est défini par l'équation suivante :

$$|A(x, y, z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$$

où A est l'opérateur de signal analytique calculé selon x, y et z, et M, la composante du champ gravimétrique ou magnétique.

Dans le cas de l'anomalie magnétique, l'opérateur de SA est indépendant du champ magnétique régional, de la direction de magnétisation et de la rémanence. Il peut également

être utilisé pour calculer les profondeurs de sources magnétiques (Roest *et al.*, 1992; Hsu *et al.*, 1998; Salem et Ravat, 2003) ou gravimétriques (Fig. II.6) (Debeglia et Corpel, 1997). Cet opérateur est particulièrement adapté pour localiser les sources des anomalies à faible profondeur. En revanche, il perd de son efficacité lorsque la profondeur de la source s'approche de son extension latérale (Reeves, 2005).



**Figure II.6 :** a) Réponses magnétiques théoriques en fonction des différents opérateurs appliqués, b) estimation de la profondeur de la source par la méthode du signal analytique (d'après Nabighian *et al.*, 1972), c) estimation de la profondeur de la source par la méthode du tilt derivative (d'après Salem *et al.*, 2007).

Chaque corps étant responsable d'une anomalie, l'interprétation du SA devient complexe lorsque plusieurs corps sont en contact, ce qui est très généralement le cas. L'interprétation du SA devient donc moins aisée si plus d'une source est présente : elle ne permet pas une lecture fine de la localisation des sources. De plus, cet opérateur n'est pas adapté pour l'analyse structurale. Pour cela, le tilt derivative est un outil plus adapté.

Le tilt derivative ou tilt angle (tilt) (Fig. II.5e) (Miller et Singh, 1994; Verduzco *et al.*, 2004) est défini par l'équation :

$$\text{TILT} = \tan^{-1} \frac{\text{gradient vertical}}{\text{gradient horizontal}}$$

Le tilt derivative est relativement indépendant de la profondeur de la source. Il permet d'appréhender l'allure, la direction et la texture des anomalies. Cet opérateur est principalement utilisé pour localiser les contours des sources : la valeur 0 du signal signe le contour du corps à l'origine de l'anomalie (Fig. II.6). Étant défini par un rapport, il ne donne aucune information quant à l'intensité du signal, il est exprimé en radian (Fig. II.5e). C'est également un outil qui permet de calculer la profondeur des corps à l'origine de l'anomalie magnétique (Fig. II.6) (Salem *et al.*, 2007). Le tilt sera utilisé ici pour délimiter le contour des corps magnétiques en support du signal analytique ainsi que pour tracer les structures du substratum.

### **III. Interprétations des cartes géophysiques**

#### **III.1. Méthode**

L'objectif ici est d'identifier et de délimiter les blocs structuraux géophysiques constituant le substratum sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque du Bassin parisien. Ces blocs structuraux sont définis par la géophysique ; ils réfèrent à des zones dont : i) les limites sont définies par des discontinuités majeures et ii) les textures géophysiques et les directions des structures géophysiques sont similaires. Les limites de ces blocs structuraux seront ensuite comparées aux structures connues à l'affleurement. Les blocs structuraux délimités seront interprétés en termes de domaines géologiques ou d'unités lithostratigraphiques en fonction des accidents qui les délimitent. Si aucune correspondance latérale n'est observable alors aucun nom de domaine ou d'unité ne leur sera attribué.

Pour définir ces blocs structuraux, les cartes géophysiques auxquelles les opérateurs décrits ci-dessus ont été appliqués, sont utilisées ; pour les données magnétiques, les cartes du gradient vertical et du tilt derivative sont les plus adaptées à l'interprétation structurale ; pour les données gravimétriques, la carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer est la plus adaptée car elle s'affranchit des grandes longueurs d'onde et renforce l'aspect structural du substratum. Les autres cartes géophysiques telles que les cartes du signal analytique de l'anomalie magnétique ou du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer sont aussi utilisées ponctuellement pour compléter les interprétations..

Lorsqu'une signature géophysique varie latéralement, cela signifie que la nature du corps responsable de l'anomalie change également : il s'agit alors d'une discontinuité. Une discontinuité peut donc se traduire soit par un contact entre deux lithologies de nature différente, soit par un contact tectonique, c'est-à-dire, par une faille. Afin de déterminer le type de discontinuité, la forme et l'impact de la discontinuité doivent être étudiés. Quand une discontinuité s'observe cartographiquement sur une distance de plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres d'extension latérale, il s'agit alors d'une discontinuité dite « majeure ». Cette dernière s'interprète généralement en géologie par un accident tectonique important.

L'interprétation structurale du substratum se décompose en trois étapes qui consistent à :

- Tracer les axes gravimétriques principaux, positifs et négatifs, qui témoignent d'une continuité lithologique et/ou structurale et qui marquent les principales discontinuités au sein du substratum.
- Suivre les directions des réponses magnétiques, également appelées trends magnétiques, afin de déterminer les directions des structures géophysiques et tracer les discontinuités mineures interprétées comme des failles.
- Analyser les différents tracés géophysiques et les interpréter en termes de structures géologiques dans le but de prolonger les accidents principaux connus à l'affleurement et délimiter, dans la mesure du possible, les domaines géologiques et unités lithostratigraphiques sous couverture.

### **III.2. Extension des grands accidents et prolongements des unités lithostratigraphiques**

La description des interprétations est réalisée par domaine ou par unité lithostratigraphique comme définis à l'affleurement.

### III.2.a. L'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP)

Située en plein centre du Bassin parisien, l'AMBP est une anomalie magnétique d'intensité élevée (Rothe, 1930; Le Mouél, 1969) localisée le long d'une étroite bande qui s'étend du nord au sud sur environ 600 km (Fig. II.7). Les hypothèses ainsi que les structures de l'AMBP seront exposés plus en détail dans la partie modélisation (chapitre 4).

Il est difficile d'observer des structures au sein de l'AMBP sur la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle (Fig. II.2). Néanmoins, sur les cartes du gradient vertical et du tilt derivative de l'anomalie magnétique, des informations structurales sont observables. Tout d'abord, il apparaît clairement que l'AMBP divise le Bassin parisien en deux parties distinctes : une partie ouest et une partie est. La zone d'influence des structures associées à l'AMBP est limitée à l'ouest par des axes magnétiques de direction N150-160°E (Fig. II.7) et des discontinuités gravimétriques de direction identique qui séparent les axes N110°E des axes négatifs de direction N150-160°E comme les axes d'Etampes et de Sennely (Fig. II.8). À l'est, l'attitude des structures est un peu différente : les trends magnétiques ainsi que les axes gravimétriques de direction N45°E buttent contre la bordure est de l'AMBP. Dans la partie centrale de l'AMBP, les cartes du gradient vertical et du tilt derivative de l'anomalie magnétique montrent des trends de direction N170°E à N-S vers le sud et une allure circulaire au centre. Vers le nord, les trends sont orientés N140°E à N-S.

À l'ouest de l'AMBP, quelques anomalies magnétiques sont décalées vers le SE par les discontinuités de direction N150-160°E (Fig. II.7). De plus, les textures et les directions gravimétriques principales N110°E paraissent similaires à l'ouest de l'AMBP et dans sa partie centrale (Fig. II.8). Les trends magnétiques semblent aussi être reliés dans ces mêmes secteurs (Fig. II.9). À l'est, seules les anomalies gravimétriques hétérogènes appartenant au bloc est semblent se superposer à l'AMBP. Par conséquent, il est possible de séparer l'emprise du bloc structural de l'AMBP en traçant une discontinuité majeure qui débute au sud par une direction N170°E passant à une direction N120°E puis de nouveau à une direction N170°E ; cette faille correspond à la faille dite de l'AMBP (Fig. II.10). Cette discontinuité majeure correspond à la délimitation entre la partie ouest et la partie est du substratum du Bassin parisien. Les discontinuités mineures mises en évidence au sein de l'AMBP sont principalement orientées selon les directions N150-160°E et N20-30°E (Fig. II.9).

Par conséquent, cette remarquable anomalie magnétique et les structures qui y sont associées constituent un bloc structural géophysique à part entière (Fig. II.11).

### III.2.b. Le bloc de la Manche

Les données magnétiques disponibles dans ce secteur sont celles du levé magnétique général de la France et sont de basse résolution ; elles ne permettent donc pas de déduire des structures détaillées sous couverture. Toutefois, seule une anomalie magnétique positive majeure déjà connue sous le nom d'anomalie magnétique de la Manche, de direction N60°E, est visible. En outre, les données gravimétriques de moyenne résolution sont disponibles sur cette zone et permettent de tracer des discontinuités majeures.

La première discontinuité de direction N60°E est soutenue par une anomalie gravimétrique positive qui se prolonge vers le nord-est en s'orientant progressivement dans une direction N45°E (Fig. II.8). Au nord-ouest, ce bloc présente une discontinuité E-W, elle aussi portée par une anomalie gravimétrique positive (Fig. II.8). À l'est, la gravimétrie devient plus contrastée : une discontinuité majeure bien marquée sépare une anomalie gravimétrique positive au nord, d'un axe négatif légèrement plus au sud (Fig. II.8). À l'extrême est de ce bloc, quelques discontinuités de direction N130-140°E semblent recouper les axes gravimétriques de direction E-W et les décaler légèrement vers le SE (Fig. II.8).

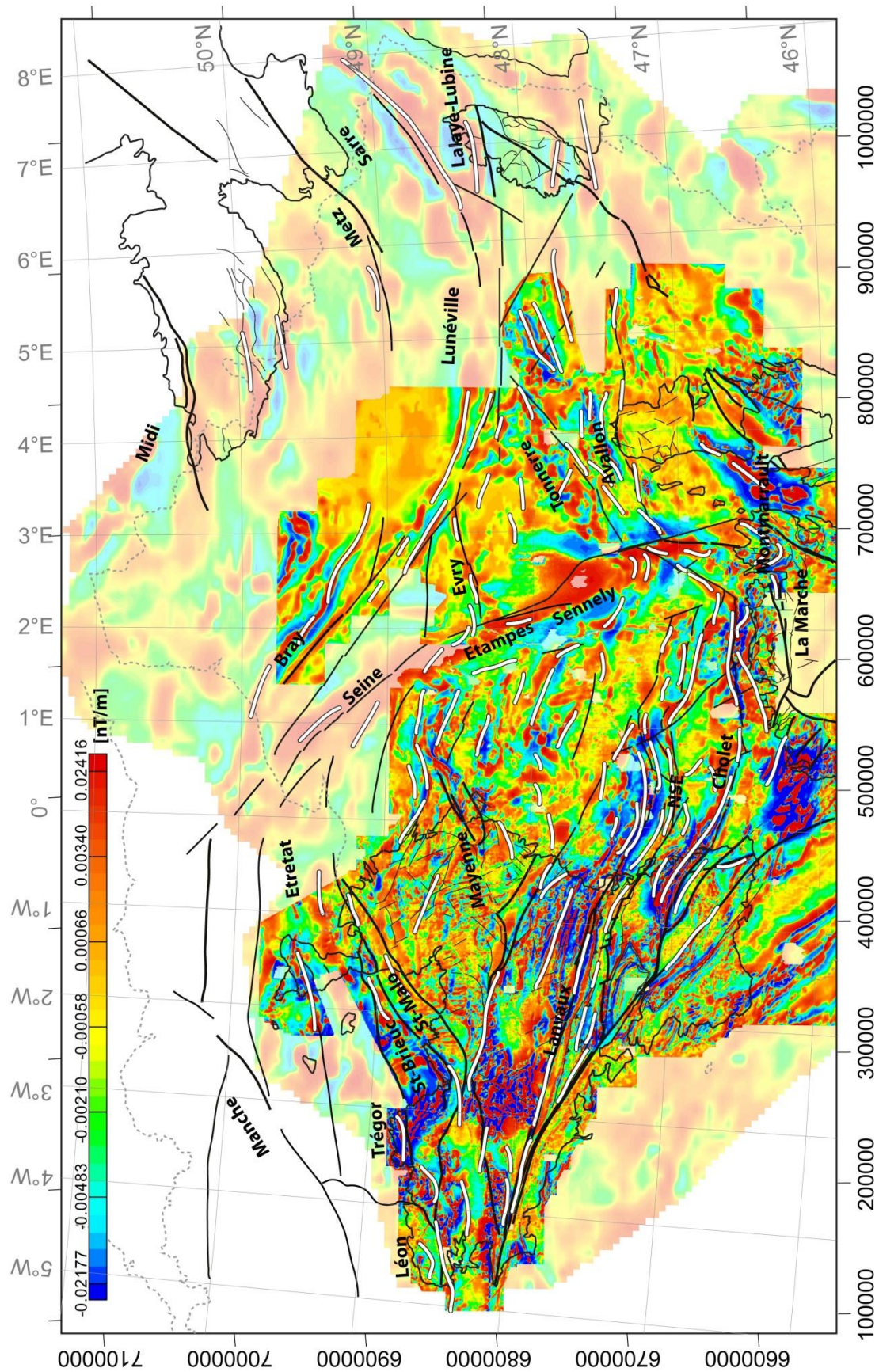
### III.2.c. Le bloc du Léon

Bien que les données aéromagnétiques de haute résolution ne soient pas disponibles en mer pour le bloc du Léon, il est possible d'émettre quelques hypothèses quant à son extension grâce aux données gravimétriques.

Le Léon est principalement marqué par une anomalie gravimétrique négative suivant un axe d'environ N60°E (Fig. II.8). Cet axe est délimité à l'est par une anomalie gravimétrique positive correspondant à l'unité lithostratigraphique du Trégor et limite donc sa frontière avec le bloc cadomien (Fig. II.11). Cette discontinuité suit un axe globalement N-S de façon très irrégulière et correspond très certainement à l'extension vers le nord de la faille de Le Conquet (Fig. II.10). Au nord, l'extension de la limite entre le Léon et le Trégor est stoppée par la discontinuité majeure de la Manche précédemment décrite, suivant une direction N60°E (Fig. II.8). Le bloc du Léon possède donc une extension relativement réduite, comprise entre la faille de la Manche au nord, le CNA au sud et la faille de Le Conquet à l'est (Fig. II.10 ; Fig. II.11).

Toutefois, ces interprétations structurales sont à prendre avec précaution car elles ne sont malheureusement pas confirmées par les données aéromagnétiques haute résolution ni par des textures gravimétriques et magnétiques remarquables.





**Figure II. 7 :** Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle prolongée à 600 m présentant les directions des axes magnétiques principaux ainsi que les discontinuités majeures.





### III.2.d. Le bloc Cadomien

Le bloc cadomien réfère au regroupement des unités lithostratigraphiques du Trégor et de Saint-Brieuc. Ces dernières sont regroupées car elles présentent des signatures géophysiques similaires.

Au nord, l'unité du Trégor est affectée par une anomalie gravimétrique positive de direction N80°E (Fig. II.8) qui est associée à un axe magnétique de même direction localisé dans le Cotentin (Fig. II.7). Cette unité lithostratigraphique présente également des axes gravimétriques positifs et négatifs (Etretat) de direction N70°E, visibles au nord-ouest de ce bloc (Fig. II.8). Au sud et sud-est, le Trégor est délimité par la faille de la baie de la Fresnaye de direction N60°E qui constitue la limite nord-ouest de l'unité de Saint-Brieuc (Fig. II.10).

L'unité lithostratigraphique de Saint-Brieuc est caractérisée par une anomalie gravimétrique positive en forme d'arc de cercle (Fig. II.8) et par une forte anomalie magnétique très texturée (Fig. II.7). Cette unité se confond au nord-est avec le Trégor et forme ainsi le bloc cadomien. Cette unité se biseaute vers l'est, sur le prolongement de l'accident de Cancale-Granville (Fig. II.11).

### III.2.e. Le bloc nord-armoricain

Le bloc structural nord-armoricain est délimité au sud par le CNA dont l'extension sous couverture sera expliquée ci-après. Au nord, ce bloc est limité par le prolongement de la faille de Cancale-Granville qui, à l'est, montre une direction N50-60°E, et au nord, une direction presque E-W. Les directions des structures géophysiques E-W se stoppent sur l'anomalie gravimétrique négative de la Seine, de direction quasiment NE-SW (Fig. II.8). Dans son ensemble, ce bloc structural est aussi limité vers l'est par les structures N150-160°E associées à la zone de déformation localisée à proximité de l'AMBP (Fig. II.7 ; Fig. II.8). Les signatures géophysiques de ce bloc sont hétérogènes et peu contrastées. Seul un axe d'anomalie gravimétrique négative, axe de la Mayenne, est notable par sa continuité et sa forme arquée (Fig. II.8). Quelques anomalies magnétiques positives circulaires sont également visibles, réparties de manière éparses (Fig. II.7). Les directions principales des quelques anomalies gravimétriques positives sont N110°E (Fig. II.8) et un certain nombre de trends magnétiques montre des directions N60°E (Fig. II.9) symbolisant des failles mineures qui affectent l'ensemble de ce bloc (Fig. II.10). Il est à noter que la texture des signatures géophysiques est sensiblement différente des autres secteurs.

Au vue de ces délimitations, le bloc structural nord-armoricain est interprété géologiquement comme étant l'association des unités lithostratigraphiques de Saint-Malo et de Fougères qui forment le domaine nord-armoricain (Fig. II.11).

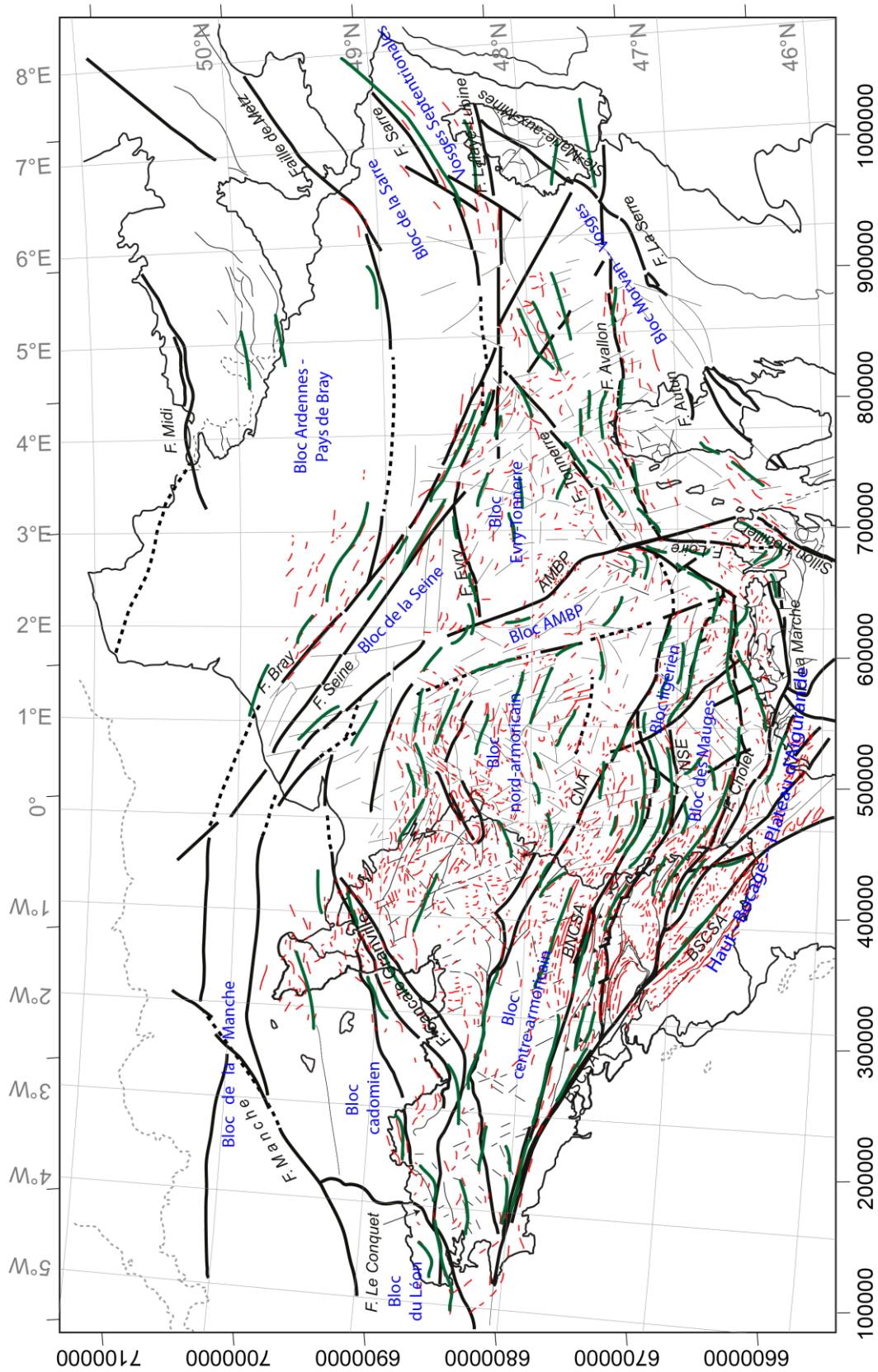
#### III.2.f. Le bloc centre-armoricain

Le bloc structural centre-armoricain est délimité au nord par le CNA, dont la branche principale, d'un point de vue géophysique, est représentée, sous couverture, par la limite sud du bassin de Laval (Fig. II.11).

Le prolongement du CNA est défini, d'une part, par un alignement de directions N110°E, et d'anomalies magnétiques circulaires, visibles dans les signatures magnétiques de la partie affleurante du Massif armoricain (Fig. II.7). D'autre part, le CNA tronque les signatures gravimétriques et magnétiques du bloc centre-armoricain ; cette discontinuité est donc une limite majeure. Cette limite marque une frontière nette entre les signatures gravimétriques et magnétiques très bien structurées du bloc centre-armoricain et les textures géophysiques très hétérogènes du bloc nord-armoricain. Les axes gravimétriques et les trends magnétiques montrent une direction globale N110°E à l'affleurement, passant à une direction N130°E puis N60° avant d'être tronqués par le prolongement du CNA. Au sud, le bloc centre-armoricain est limité par la branche nord du cisaillement sud armoricain.

Au vue de ces délimitations, le bloc structural centre-armoricain est rattaché au domaine géologique centre-armoricain comme il a été décrit dans le chapitre 1 (Fig. II.11).





**Figure II.9 :** Carte des directions magnétiques établies à partir de la carte du Tilt derivative (en rouge) et les directions magnétiques principales (vert). En tiret, les discontinuités mineures mises en évidence par les cartes gravimétriques et magnétiques.

### III.2.g. Le bloc ligérien

Le domaine ligérien est défini à l’affleurement par les unités des Landes de Lanvaux et de Saint-Georges-sur-Loire (Fig. I.12). D’un point de vue géophysique, cela se traduit par la division du bloc ligérien en deux parties : nord et sud.

La partie nord du bloc ligérien correspondant à l’unité lithostratigraphique des Landes de Lanvaux, est relativement bien définie par une anomalie gravimétrique négative continue sur une distance de plus de 150 km (Lanvaux, Fig. II.8) ainsi que par des trends magnétiques de direction commune N110°E (Fig. II.7). La limite nord de l’anomalie gravimétrique négative de Lanvaux représente une discontinuité majeure avec les signatures géophysiques du bloc septentrional. Cette discontinuité représente l’extension vers l’est de la branche nord du CSA. La branche nord du CSA, prolongée sous la couverture sédimentaire, suit une direction N110°E puis N60°E et se fait tronquer par l’extension vers l’est du CNA (Fig. II.10), tout comme les signatures géophysiques du domaine centre armoricain. La bordure sud de l’anomalie gravimétrique négative de Lanvaux représente la limite avec la partie sud du bloc Ligérien qui réfère à la limite nord de l’unité lithostratigraphique de Saint-Georges-sur-Loire (Fig. II.11). À l’affleurement, cette unité est séparée en deux par un chevauchement à vergence nord, mais, sous couverture, cet accident n’est pas mis en évidence par les signatures géophysiques.

À l’affleurement, cette unité est à la fois caractérisée par de faibles anomalies magnétiques et gravimétriques ainsi que par quelques anomalies magnétiques positives disséminées qui ne se retrouvent pas sous la couverture du Bassin parisien (Fig. II.7, 8). Le bloc structural ligérien est limité au sud par une anomalie gravimétrique positive discontinue (axe de St-Georges, Fig. II.8). La limite sud de cette discontinuité constitue donc le prolongement de la faille de Nort-sur-Erdre qui définit la bordure sud du domaine géologique ligérien.

### III.2.h. Le bloc des Mauges

Géologiquement, la nappe des Mauges constitue la partie nord du domaine nantais. Ce domaine géologique regroupe le complexe de Champtoceaux, la nappe des mauges ainsi que l’unité du Haut Bocage. D’un point de vue géophysique, ces secteurs sont décrits individuellement à l’exception du complexe de Champtoceaux dont les signatures géophysiques ne sont pas prolongeables plus à l’est, sous couverture.

La partie sud du bloc structural des Mauges est la plus contrastée en termes de signatures gravimétriques et magnétiques. À l’affleurement, cette partie correspond au Choletais. L’axe de Cholet correspond à un axe gravimétrique positif très bien marqué et continu sur plus de 150 km à l’instar de l’axe de Lanvaux (Fig. II.8) ainsi qu’à des anomalies magnétiques positives bien structurées, proches du Massif armoricain, mais plus éparses vers l’est, sous couverture (Fig. II.9). La direction principale de ces axes gravimétriques et des trends magnétiques est tout d’abord N110°E, et passe progressivement à une direction E-W au nord du Massif central (Fig. II.7, 8). La limite sud de l’axe de Cholet correspond au prolongement de la faille de Cholet qui est recoupée à de multiples reprises par des accidents de direction N150-160°E (Fig. II.10). La faille de Cholet marque la limite sud du bloc des Mauges (Fig. II.10). L’allure des trends magnétiques est très rectiligne sur plus de 150 km aux abords de cette discontinuité majeure et devient plus chaotique en s’éloignant de cette faille.

Le bloc des Mauges correspond donc à la nappe des Mauges dont la limite est matérialisée par la faille de NSE (Fig. II.11). L’extension des failles de Cholet et de NSE bute à l’est, sur des discontinuités de direction N150-160°E appartenant à la zone de déformation associée aux structures du bloc de l’AMBP (Fig. II.11).

### III.2.i. Le bloc Haut-Bocage – Plateau d’Aigurande

La géologie du Haut Bocage vendéen et du Plateau d’Aigurande est sensiblement similaire (cf. Chapitre 1). Il en est de même pour les signatures gravimétriques et magnétiques. Ces deux unités présentent des anomalies magnétiques et gravimétriques faibles qui alternent seulement au nord du Plateau d’Aigurande avec des anomalies plus fortes (Fig. II.7, 8). Les directions des trends magnétiques passent d’une direction N130°E décrite sur le Massif armoricain à une direction E-W (Fig. II.9), caractéristique des directions reconnues à l’affleurement, sur le Plateau d’Aigurande.

Les axes gravimétriques et magnétiques sont continus entre ces deux massifs. Il apparaît clairement, en poursuivant sous couverture les structures affleurantes, que la branche sud de la faille de Cholet est connectée avec la faille de La Marche (Fig. II.9). Cette dernière est bien délimitée par une anomalie gravimétrique négative (Fig. II.8). L’extension vers le nord du Plateau d’Aigurande est limitée par la branche nord de la faille de Cholet (Fig. II.11). Vers l’est, le Plateau d’Aigurande se poursuit par des structures de direction E-W recoupées par des failles de direction N150-160°E (Fig. II.11).



Le massif de Montmarault est la continuité géologique du Plateau d'Aigurande. Néanmoins, d'un point de vue géophysique, les signatures magnétiques et gravimétriques sont à la fois différentes et leur direction change totalement. Les trends magnétiques et les axes gravimétriques montrent des directions à la fois NW-SE et NE-SW respectivement à l'ouest et à l'est, séparées par des axes N-S suivant le tracé de la faille de la Loire (Fig. II.7 ; Fig. II.8). Les axes gravimétriques positifs et négatifs sont associés respectivement à des axes magnétiques négatifs et positifs (Fig. II.7 ; Fig. II.8). Vers l'est, les trends magnétiques et les discontinuités associées butent sur le Sillon Houiller qui s'étend dans une direction N20°E et semble s'arrêter brusquement (Fig. II.11).

D'un point de vue géologique, ces unités appartiennent à la marge nord du Gondwana (cf. Chapitre 1). D'après leurs similitudes en termes de structures géophysiques, ces unités sont décrites comme appartenant au bloc structural Haut-Bocage – Plateau d'Aigurande avant de les interpréter en termes de domaine géologique.

### III.2.j. Le bloc Morvan -Vosges

Les données aéromagnétiques levées sur le Morvan sont très peu contrastées. Seule une forte anomalie magnétique ayant une direction N30°E est relativement bien visible (Fig. II.7). De plus, la partie centrale du Morvan est recoupée par une discontinuité magnétique de direction N-S (Fig. II.7) malgré le fait qu'aucune structure de cette direction ne soit observable à l'affleurement. Les données gravimétriques sont aussi très peu contrastées dans le Morvan (Fig. II.8).

À l'extrême nord du Morvan, l'axe gravimétrique négatif d'Avallon s'individualise très nettement (Fig. II.8). Cet axe est délimité au nord et au sud par des anomalies gravimétriques positives (Fig. II.8) et également par quelques anomalies magnétiques positives éparées (Fig. II.7) de direction globalement E-W. Suivant la direction des anomalies gravimétriques et magnétiques, il est possible de prolonger la faille d'Avallon. Vers l'ouest, cette faille bute sur la discontinuité de l'AMBP selon une direction N50-60°E, et sur la faille de la Serre, à l'est. La faille d'Avallon sépare le bloc Morvan-Vosges en deux parties selon une direction E-W: une partie nord et une partie sud (Fig. II.11).

La partie nord, correspond au prolongement vers l'ouest des Vosges Moyennes et Méridionales. Dans cette partie, les directions E-W sont prédominantes, tant en gravimétrie qu'en magnétisme (Fig. II.7, 8). Au nord de cette partie, les anomalies gravimétriques comme magnétiques passent progressivement d'une direction E-W à N70°E puis N60°E (Fig. II.7, 8),

devenant parallèles à la discontinuité de Tonnerre qui marque la limite nord-est du bloc structural Morvan-Vosges (Fig. II.11). Même si l'intégralité des signatures magnétiques et gravimétriques se réoriente contre l'axe de Tonnerre de direction N45°E, il semblerait tout de même que quelques structures E-W recoupent cette discontinuité majeure.

L'ensemble du bloc structural Morvan-Vosges est recoupé par des structures orientées globalement NW-SE à N-S localement (Fig. II.10). La limite nord de ce bloc est très bien marquée par l'axe gravimétrique positif de direction E-W correspondant à la trace de la faille de Lalaye-Lubine (Fig. II.11).

Il est à préciser que le manque d'informations aéromagnétiques haute résolution dans la partie moyenne et méridionale des Vosges limite fortement l'interprétation plus détaillée des relations structurales entre le Morvan et les Vosges.

### III.2.k. Le bloc Evry - Tonnerre

Le bloc structural Evry-Tonnerre se situe dans la partie est du Bassin parisien ; il est limité à l'ouest par la discontinuité de l'AMBP (Fig. II.10). À l'est, il est limité par une discontinuité de direction N110°E qui résulte de l'interférence de plusieurs structures : le prolongement des failles de la Seine, de la faille de Bray ainsi que de celle de Lalaye-Lubine (Fig. II.10).

Dans sa partie centrale, les signatures gravimétriques sont très peu contrastées et hétérogènes (Fig. II.8). Les signatures magnétiques sont également peu contrastées (Fig. II.7). Il est tout de même possible de distinguer, d'après les trends magnétiques, une discontinuité de direction N10°E correspondant à la trace de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay (Fig. II.10). Quelques trends de direction E-W indiquent le prolongement vers l'ouest de la faille de Lalaye-Lubine (Fig. II.10). Le prolongement de cette faille est recoupé par des failles mineures de direction N150-160°E (Fig. II.10).

Les limites nord et sud du bloc Evry-Tonnerre sont nettement mieux représentées par les signatures géophysiques : la limite nord de ce bloc structural est soutenue par l'axe gravimétrique et magnétique positif de direction N70°E d'Evry ; la limite sud est marquée par une anomalie gravimétrique positive continue (Fig. II.8) ainsi que par des anomalies magnétiques positives plus éparées correspondant à l'axe de Tonnerre (Fig. II.7).

Au vue des délimitations de ce bloc ainsi que de ces signatures géophysiques, le bloc structural d'Evry ne peut être rattaché géologiquement à une unité lithostratigraphique ou à un domaine géologique ; son appellation reste donc bloc Evry-Tonnerre (Fig. II.11).

### III.2.1. Le bloc de la Seine

Au nord du bloc structural d'Evry-Tonnerre, le bloc de la Seine est séparé en deux parties, sud-ouest et nord-est, par une discontinuité de direction N130°E correspondant à une faille majeure parallèle à la faille de Bray (Fig. II.7, 8).

La partie nord-est est surtout représentée par un axe gravimétrique négatif orienté dans une direction N130°E qui se prolonge vers le sud-est. Il semblerait que cet axe gravimétrique négatif se prolonge jusque dans le bloc de la Sarre, matérialisant un arc de cercle d'anomalie gravimétrique négative (Fig. II.8).

La partie sud-ouest est représentée par deux axes gravimétriques positifs et négatifs orientés N130°E (Fig. II.8). Ces axes gravimétriques positifs et négatifs de la Seine semblent rejoindre les axes gravimétriques positifs et négatifs d'Etretat vers le nord-ouest, dans la Manche (Fig. II.8).

La limite sud du bloc Evry-Tonnerre est représentée par l'axe gravimétrique négatif E-W d'Evry (Fig. II.8). Cette limite est étayée par la direction N130°E des trends magnétiques qui, au nord de cet axe, change brutalement pour se réorienter selon la direction N70°E (Fig. II.9).

Comme pour le bloc structural d'Evry-Tonnerre, le bloc de la Seine ne peut être directement relié à une unité lithostratigraphique ou à un domaine géologique (Fig. II.11).

### III.2.m. Le bloc Vosges Septentrionales et le bloc de la Sarre

Les signatures géophysiques des Vosges Septentrionales sont très bien structurées (Fig. II.7, 8). Elles sont marquées par des alternances d'axes gravimétriques et magnétiques positifs et négatifs relativement cohérents selon une direction générale N45°E (Fig. II.7, 8). Ces signatures géophysiques sont stoppées au sud par l'axe gravimétrique positif très net et continu correspondant à l'extension vers l'ouest de la faille de Lalaye-Lubine (Fig. II.10). La limite de l'extension vers le NW de ce bloc structural est marquée par une discontinuité majeure limitant le nord de la forte anomalie magnétique positive de direction N45°E (Fig. II.7). Cette discontinuité limite le sud de l'axe gravimétrique négatif de la Sarre (Fig. II.8).

Cet axe gravimétrique négatif ainsi que les axes gravimétriques positifs de la Sarre semblent rejoindre l'axe positif de Lunéville (Fig. II.8).

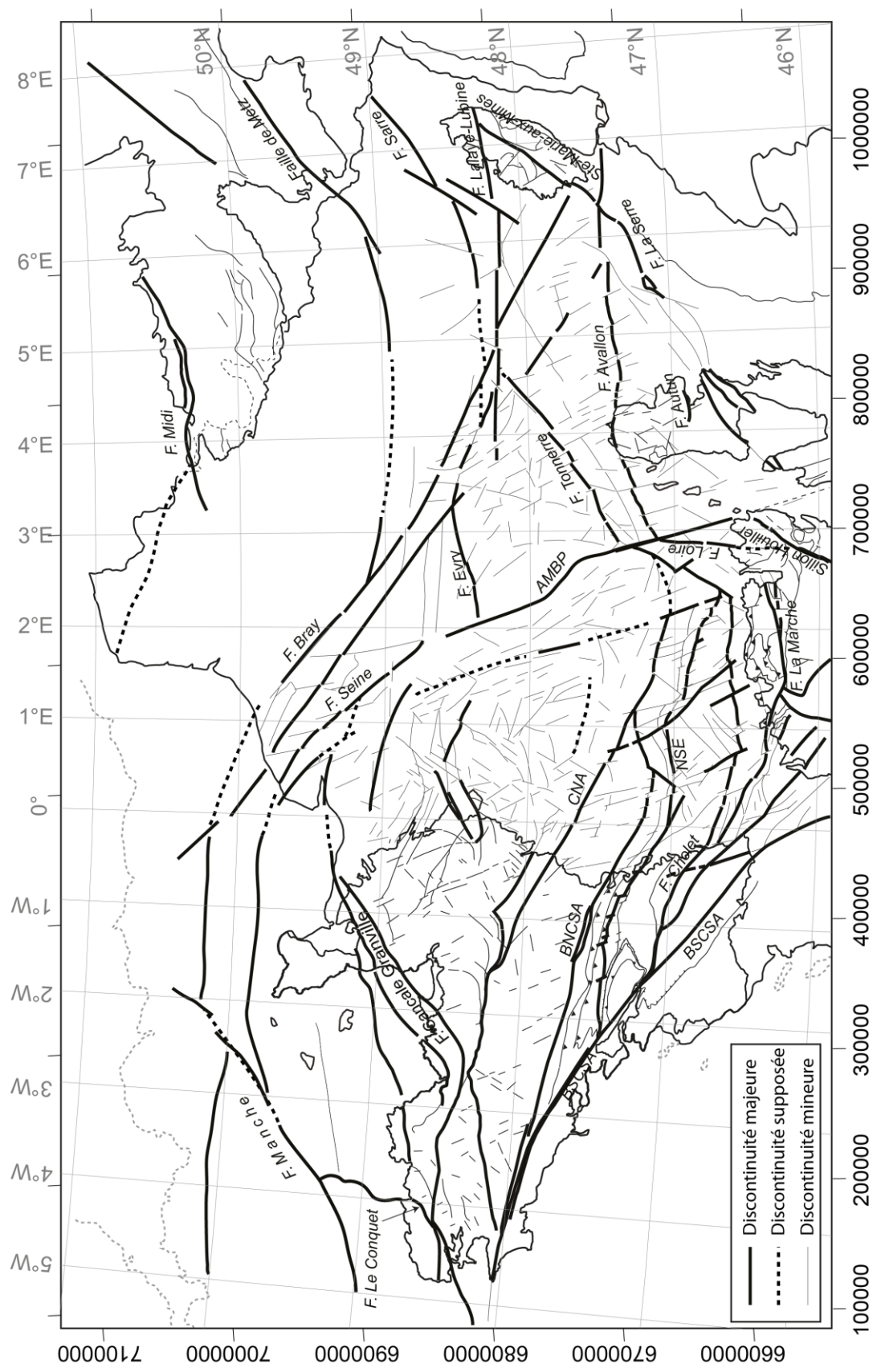
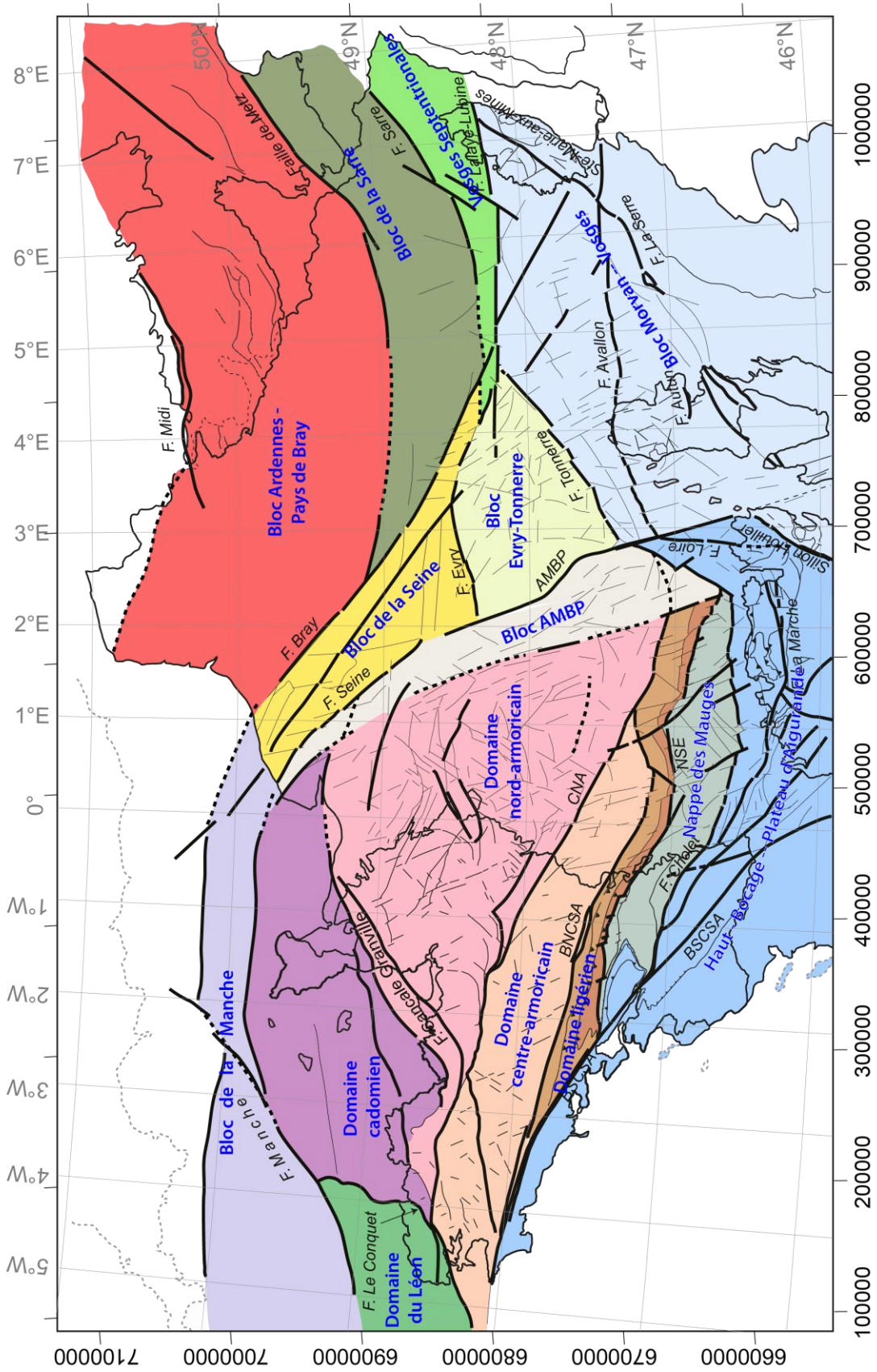


Figure II. 10 : Schéma structural du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien. Abréviations : voir dans le texte.



**Figure II. 11** : Schéma structural interprétatif de la délimitation des domaines géologiques et blocs du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien. Descriptions incluses dans le texte.

Il semble que ces axes forment un autre bloc structural dont les directions principales N45°E se recourbent dans une direction N110-120°E à l'approche du prolongement de la trace de la faille de Bray. Il est à noter que ce secteur est aussi limité au nord par la faille de Metz (Fig. II.11).

L'appartenance des Vosges Septentrionales à un domaine géologique est sujette à controverse (cf. Chapitre 1). Deux blocs structuraux sont alors décrits sans pouvoir être rattachés à un domaine géologique : le bloc Vosges Septentrionales et le bloc de la Sarre (Fig. II.11).

### III.2.n. Le bloc Ardennes – Pays de Bray

La trace de la faille de Bray est reconnue à l'affleurement car elle affecte la couverture sédimentaire. Le tracé de cette faille (axe de Bray) est marqué par une anomalie gravimétrique positive (Fig. II.8) et par des trends magnétiques de direction N130°E relativement concordants avec les axes gravimétriques (Fig. II.7). Cette anomalie gravimétrique alterne vers l'est, avec des anomalies gravimétriques de plus petite taille et de même direction qui correspondent aux différentes failles ; les traces de ces failles sont connues à l'affleurement, comme par exemple, la faille de la Somme.

Vers le sud, l'axe gravimétrique positif de Bray tend vers une direction E-W (Fig. II.8) ; tendance soulignée également par les directions magnétiques (Fig. II.7).

À l'est, la faille de Metz suit un axe gravimétrique positif qui se scinde en deux. Il semble que le prolongement de la faille de Metz suive l'axe le plus au nord (Fig. II.8). Cet axe débute par une direction N45°E puis E-W pour rejoindre l'extension sud de la trace de la faille de Bray (Fig. II.11).

## IV. Résultats et Discussion

Au cours de ce chapitre, un nouveau schéma structural du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien a été proposé sur la base des interprétations conjointes des données aéromagnétiques et gravimétriques couplées aux données géologiques. Les levés aéromagnétiques numériques récents ont été assemblés aux levés « papiers » que nous avons digitalisés puis retraités. Les cartes aéromagnétiques et gravimétriques brutes n'étant pas adaptées à une interprétation structurale, différents opérateurs plus appropriés pour ce type d'interprétation, ont été appliqués : le gradient vertical pour les données aéromagnétiques et gravimétriques ainsi que le tilt derivative pour les données aéromagnétiques.

À partir d'une analyse complète des axes gravimétriques et magnétiques ainsi que des directions des anomalies magnétiques, il a été possible d'étendre, sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien, les structures connues à l'affleurement. Il est important de noter qu'une telle carte, aussi pertinente soit-elle, ne peut se réaliser sans une combinaison des deux méthodes géophysiques et d'une bonne connaissance des structures géologiques à l'affleurement.

Au vu des écorchés anté-triasiques (Weber, 1973 ; Debeglia, 1980) ou du dernier schéma structural déjà proposés (Edel, 2008), la carte structurale du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien qui résulte de ces interprétations offre une nouvelle vision sur : i) l'extension des grands accidents connus à l'affleurement, ii) la délimitation des domaines géologiques et des unités lithostratigraphiques décrites à l'affleurement et iii) les structures mineures affectant le substratum. Parmi ces interprétations, il en ressort plusieurs points clés :

- Le Bassin parisien est divisé en deux parties par les structures associées à l'AMBP, de direction N150-N160°E qui délimitent le bloc de l'AMBP (Fig. II.11).
- Le domaine du Léon a une faible extension spatiale ; il est limité au nord par la faille de la Manche et ne possède pas de signatures géophysiques qui permettent de l'associer à d'autres unités.
- À l'ouest de l'AMBP, le CNA tronque de manière nette la branche nord du CSA, délimitant ainsi le domaine centre-armoricain.
- La nappe des Mauges est une unité lithostratigraphique qui se referme vers l'est, sur le prolongement de la faille de NSE ; aucune signature géophysique ne permet de définir son prolongement dans la partie est du Bassin parisien.



- La faille de NSE semble se prolonger à l'est de l'AMBP suivant le tracé de la faille de Tonnerre, dans une direction N60°E.
- Il n'est pas clairement établi que le Sillon Houiller puisse se prolonger sous la couverture sédimentaire en direction du Morvan. Quoique difficile à établir de façon formelle, il est probable que le Sillon Houiller ait un lien structural avec la discontinuité de l'AMBP.
- La faille d'Avallon sépare la connexion Morvan-Vosges en deux parties nord et sud dont les directions géophysiques sont sensiblement différentes.
- Les Vosges Septentrionales ne sont pas caractérisées par des signatures géophysiques similaires à d'autres domaines du substratum du Bassin parisien, tout comme le domaine du Léon.
- Le domaine de la Sarre est recoupé par l'extension, vers le sud, de la faille de Bray.
- La faille de Bray se prolonge au sud de l'extension vers l'est de la faille de Lalaye-Lubine et se trouve être décalée par celle-ci, dans un mouvement apparaissant senestre.
- Le bloc de la Seine semble être connecté au bloc de la Manche.
- Le bloc d'Evry-Tonnerre est difficilement corrélable avec d'autres blocs structuraux même si les signatures géophysiques le caractérisant se rapprochent visuellement de celles du domaine nord-armoricain.

#### Les directions des accidents affectant le substratum

Le substratum est affecté par de nombreuses failles, majeures comme mineures, de directions différentes selon les domaines où elles sont localisées.

Parmi ces accidents, nous pouvons retenir principalement les directions suivantes :

- N80°E, dans le bloc de la Manche et du Trégor,
- N50-60°E, très présente dans le domaine nord-armoricain et constitue également la direction de la faille de Tonnerre,
- N130°E qui correspond à la direction des failles de Bray et de la Seine,
- N100 à 120°E, qui sont les directions des accidents armoricains,
- N90°E correspondant aux directions dans le nord du Massif central ainsi que dans la partie sud-est du Bassin parisien, le Pays de Bray, le bloc Evry-Tonnerre, le sud du bloc de la Seine et dans la Manche,
- N45°E, direction portant les structures de la Sarre et de la faille de Metz,

- N150-160°E, directions des structures associées à l'AMBP ainsi que celle de la faille de Parthenay, et de nombreuses discontinuités mineures qui affectent l'ensemble du substratum du Bassin parisien,
- N20-30°E, directions de la faille de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges et du Sillon Houiller ainsi que des directions qui affectent l'ensemble du substratum du Bassin parisien.

Cette étude structurale ne permet pas d'attribuer des noms de domaines géologiques à tous les blocs structuraux. Pour cela, des informations sur les lithologies constituant ces blocs doivent être apportées.

Le schéma structural est un support dans lequel i) les informations géologiques (pétrophysiques, forages...) seront apportées afin de déterminer la lithologie du substratum du Bassin parisien (Chapitre 3) et qui sera ii) complété par des données géochronologiques et géométriques (modélisations géophysiques 2D) afin de proposer une carte des zonations de la chaîne varisque en France (Chapitre 4).



## CHAPITRE 3

---

RÉALISATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE ET DES  
CARTES LITHOLOGIQUES DU SUBSTRATUM PRÉ-  
MESOZOÏQUE DU BASSIN PARISIEN



## Introduction

Au cours du chapitre 2, les cartes aéromagnétiques et gravimétriques qui serviront également de base de travail dans ce chapitre ont été présentées. À ces cartes, nous avons appliqué des opérateurs qui ont permis d'exploiter le maximum d'informations en vue des interprétations structurales. Nous avons ensuite combiné les informations issues des structures géophysiques avec les données structurales géologiques, connues à l'affleurement, dans le but de réaliser le schéma structural du substratum du Bassin parisien. Cette première étape nous a permis de délimiter des blocs structuraux géophysiques que nous avons interprétés, dans la mesure du possible, en termes de domaines géologiques ou d'unités lithostratigraphiques sous couverture. Ce schéma structural ainsi proposé (Chapitre 2) est un point d'ancrage important pour la réalisation de la carte géologique du substratum. Il permet en effet de restreindre le nombre de lithologies assignables aux signatures géophysiques au sein de chaque unité lithostratigraphique ainsi que chaque bloc structural géophysique et d'offrir une continuité de l'information géologique dans chaque domaine.

Au sein de chacune de ces unités lithostratigraphiques, tenter d'interpréter les seules signatures géophysiques en termes de lithologie est spéculatif et fournirait, au mieux, un résultat qualitatif. Pour aller plus loin et assoir les interprétations lithologiques des cartes géophysiques, il est nécessaire, au préalable, d'acquérir une connaissance accrue des caractéristiques pétrophysiques des roches, à savoir, leur susceptibilité magnétique et leur densité. Même si certaines études ont permis d'établir une classification magnétique des roches (par exemple Clarke et Emerson, 1991), les valeurs de susceptibilité magnétique sont parfois sensiblement similaires entre plusieurs lithologies ; il en est de même pour les densités des roches. Aussi, il est nécessaire de caractériser la pétrophysique des roches dans un secteur restreint, *i.e.* dans chaque unité lithostratigraphique pour ensuite les comparer, dans cette unité, aux signatures géophysiques.

Pour interpréter les signatures magnétiques et gravimétriques du substratum en termes de nature lithologique, nous avons donc cherché à obtenir sur le terrain les caractéristiques pétrophysiques (susceptibilité magnétique et densité des roches) susceptibles d'être comparables à celles des roches du substratum. De nombreuses mesures ont été effectuées directement à l'affleurement et des calculs de densité ont été réalisés en laboratoire sur des roches échantillonnées sur le terrain. En complément, des données de forages pétroliers



profonds ayant atteint le substratum et qui apportent ponctuellement une information directe sur la nature et la profondeur du substratum ont également été utilisées.

La méthodologie employée pour la cartographie sous la couverture sédimentaire du sud-ouest du Bassin parisien est présentée dans un article publié en juin 2016 dans la revue *Tectonophysics*. Cette méthodologie est ensuite étendue plus au nord et à l'est afin de couvrir une plus grande étendue du Bassin parisien.

Ce travail sera illustré en particulier par une carte géologique de synthèse basée sur les signatures géophysiques remarquables du substratum et par une série de cartes lithologiques informant sur les différentes lithologies du substratum pouvant se retrouver sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque du Bassin parisien.

# I. Les caractéristiques pétrophysiques des roches

## I.1. La susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique d'une roche réfère à sa capacité à être magnétisée par un champ magnétique externe, comme par exemple le champ magnétique terrestre (Dearing, 1999). Le champ magnétique terrestre induit une magnétisation à toute roche comprise dans la croûte à des profondeurs telles que leur température reste inférieure à l'isotherme de leur point de Curie. Chaque roche possède ainsi une réponse magnétique qui lui est propre et qui, au premier ordre, dépend du volume de magnétite qu'elle contient (Fig. III.1) (Clark et Emerson, 1991). Néanmoins, la capacité d'une roche à être magnétisée dépend d'autres facteurs :

- la composition chimique de la roche, notamment sa composition en fer ;
- la composition en fer des minéraux et le volume de celui-ci dans la roche ;
- les types de magnétisation de la roche (induite ou rémanente) ;
- l'intensité et l'orientation du champ magnétique réducteur, en fonction de la localisation de la roche à la surface de la Terre.

D'autres facteurs peuvent influencer la magnétisation des roches, comme les processus géologiques (altération, hydrothermalisme, diagénèse, déformation...).

La susceptibilité magnétique ( $\kappa$ ) d'une roche est définie par l'équation :

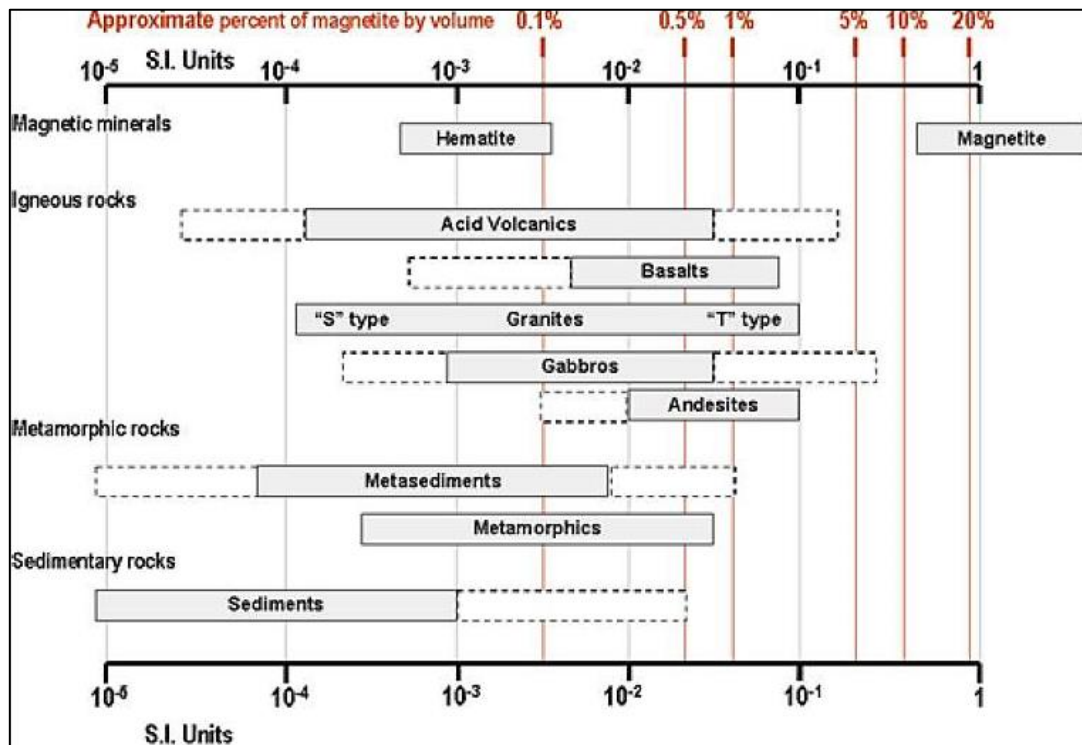
$$\kappa = \frac{M}{H}$$

où M est la magnétisation par unité de volume (aimantation induite) et H, l'intensité du champ magnétique terrestre local (champ magnétique appliqué).

Chaque espèce minérale possède une susceptibilité magnétique qui peut être répartie dans une des trois classes suivante :

- les minéraux diamagnétiques sont caractérisés par une faible susceptibilité magnétique négative qui est due au fait que leur aimantation induite (M) est opposée au champ magnétique appliqué (H). Tous les matériaux présentent un comportement diamagnétique dont les plus communs sont l'air, l'eau, le quartz, les feldspaths, la calcite ou encore le graphite. Leur susceptibilité étant faible, ils sont la plupart du temps non visibles à l'échelle des cartes aéromagnétiques.

- Les minéraux paramagnétiques possèdent une faible susceptibilité magnétique positive. Une grande majorité des minéraux sont paramagnétiques comme le pyroxène, l'amphibole, les micas ou encore le grenat. La contribution des minéraux paramagnétiques dans les signatures magnétiques est faible à cause de leur faible susceptibilité magnétique. Il est néanmoins possible, dans certains environnements magnétiques, de mettre en évidence certaines lithologies possédant ce type d'aimantation.
- Les minéraux ferromagnétiques sont ceux qui montrent les plus fortes valeurs de susceptibilité magnétique et donc les plus fortes signatures magnétiques. Les minéraux les plus caractéristiques portant cette propriété sont la magnétite, la pyrrhotite, la titanomagnétite, l'ilménite et l'hématite. Ces minéraux sont, dans la majorité des cas, porteurs d'aimantation rémanente.



**Figure III.1 :** Synthèse des susceptibilités magnétiques typiques de certaines roches et minéraux communs (adapté de Clark et Emerson 1991).

Lorsqu'une roche est soumise à un champ magnétique externe lors de sa mise en place, certains minéraux constituant cette roche ont la capacité d'être à leur tour, la source d'un champ magnétique secondaire lorsque l'application du champ magnétique est interrompue : on parle alors d'aimantation rémanente. Les minéraux riches en fer tels que la magnétite ou la pyrrhotite ont cette capacité à produire un effet de rémanence.

Peu d'anomalies rémanentes sont identifiables sur les cartes présentées dans le Chapitre 2 ; quelques anomalies au sein du domaine nord-armoricain pourraient être considérées rémanentes. Il est tout de même certains que les niveaux de fer ordoviciens sont rémanents (Corpel et Weber, 1970).

Pour la cartographie, l'opérateur du signal analytique permet de s'affranchir de cette composante (chapitre 2). Sinon, dans la grande majorité des cas, l'effet de rémanence est négligeable. Pour cette raison, nous n'avons acquis sur les roches de la zone d'étude des données de susceptibilité magnétique.

## **I.2. Les mesures de densité des roches**

La densité est le paramètre pétrophysique à l'origine des anomalies gravimétriques. Une bonne connaissance de la densité des roches permet donc une interprétation optimale de la carte gravimétrique. Les mesures de densité ont été effectuées au laboratoire du BRGM sous la supervision d'Hubert Haas, sur des échantillons prélevés sur le terrain par la méthode de double-pesées. Cette méthode consiste à peser dans un volume d'eau, un échantillon dit « mouillé » c'est-à-dire une roche saturée en eau. Cet échantillon est ensuite séché durant 24h en étuve afin d'obtenir un échantillon « sec ». Cette méthode permet d'obtenir la masse volumique de l'échantillon en tenant compte de sa porosité dont les formules utilisées sont présentées ci-dessous :

$$\text{Porosité (\%)} = (M3 - M1) / (M3 - M2) \times 100$$

$$\text{Masse volumique réelle (g/cm)}^3 = M1 / (M1 - M2)$$

$$\text{Masse volumique apparente (g/cm)}^3 = M1 / (M3 - M2)$$

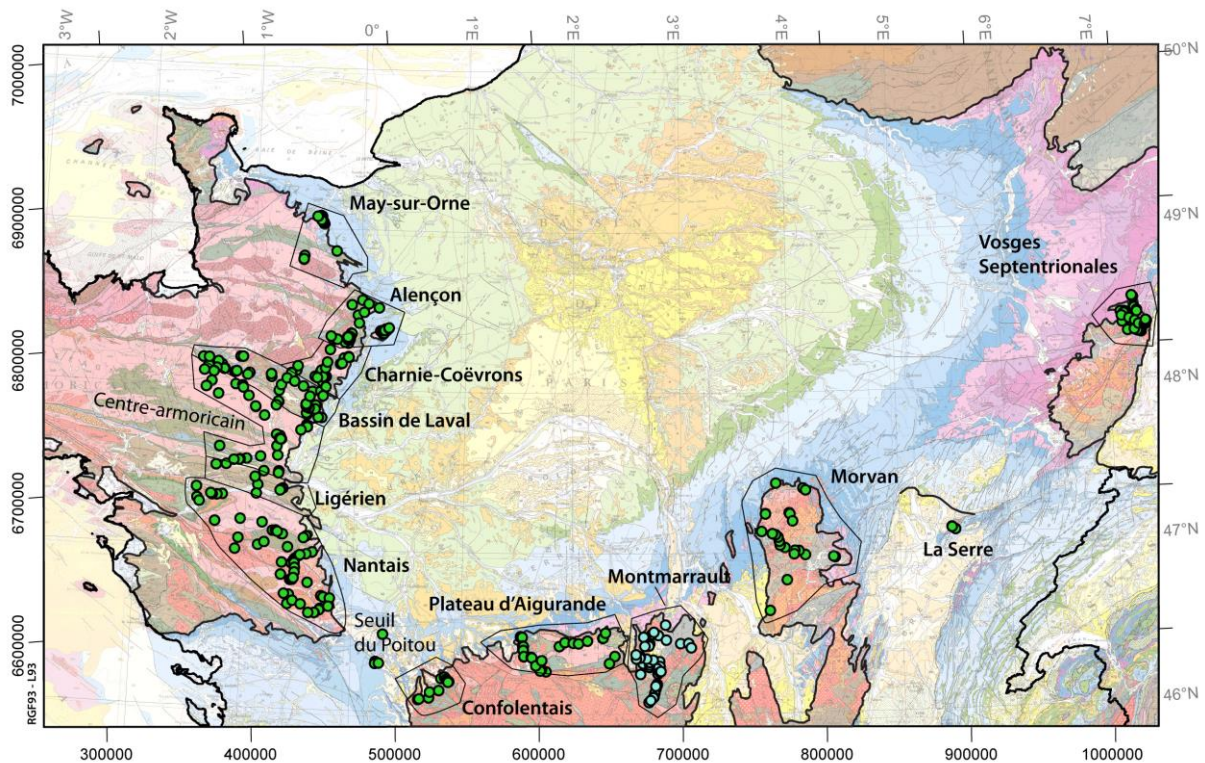
où M1 est la masse de l'échantillon sec, M2 la masse de l'échantillon dans un volume d'eau et M3 la masse de l'échantillon saturé en eau.

Dans le cadre de ces travaux, la masse volumique réelle sera utilisée car elle représente la densité de la roche en considérant une porosité nulle et se rapproche donc plus des densités de la roche saine. La porosité est un bon indicateur du facteur d'altération de la roche.

## II. Campagne de terrain : mesure de susceptibilité magnétique et de densité

### II.I. Localisation et méthodologie

Les lithologies susceptibles de constituer le substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien affleurent sur son pourtour. Une campagne systématique de mesures pétrophysiques a donc été réalisée sur la bordure est du Massif armoricain, la bordure nord du Massif central, ainsi qu'au sein des Vosges septentrionales en passant par le Massif de La Serre et le Morvan (Fig. III.2). Cela a permis de constituer une base de données pétrophysiques des roches à l'affleurement à partir de laquelle seront interprétées les signatures géophysiques du substratum en termes de lithologies, le plus précisément possible.

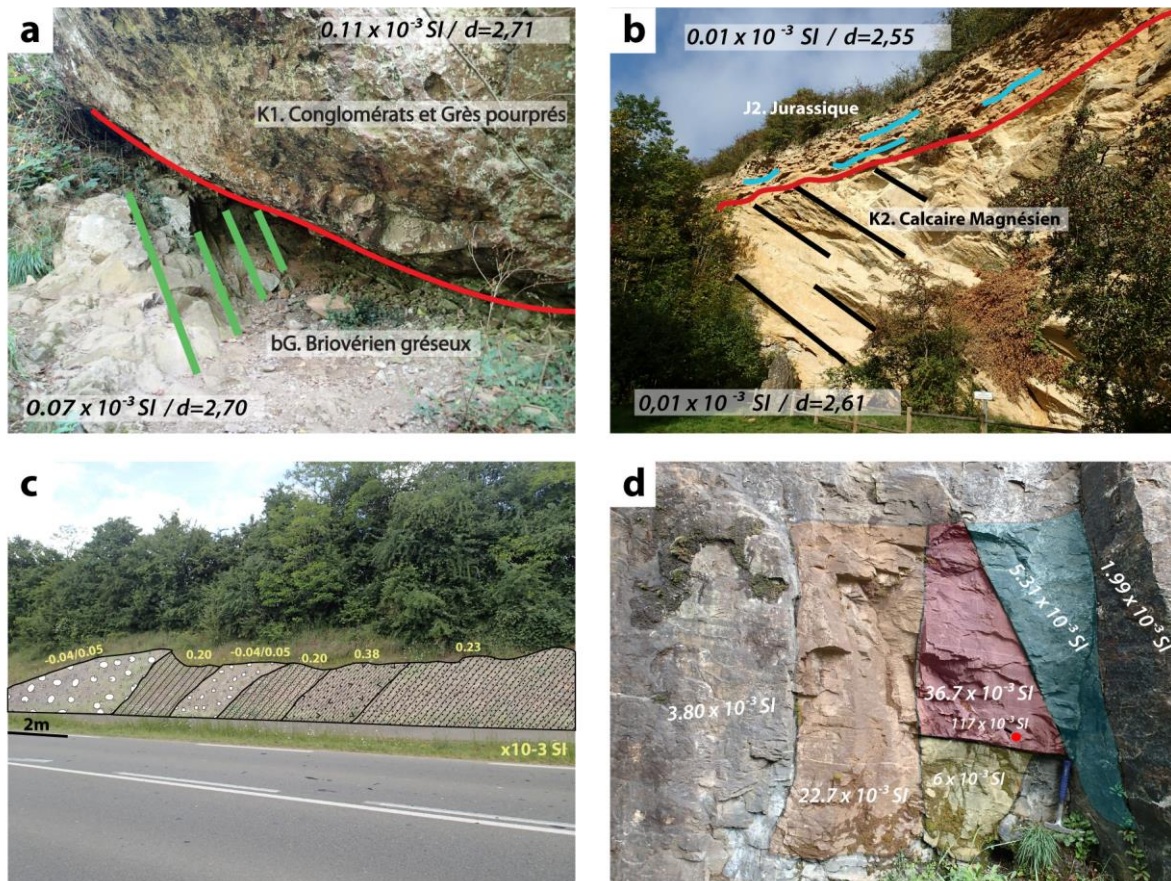


**Figure III.2** : Carte des secteurs étudiés et localisation des affleurements. En vert : Affleurements visités dans nos travaux, en bleu : données de terrain d'après Joly, (2007). En arrière-plan : carte géologique de la France au 1/1000000ème (Chantraine et al., 2003a).

Afin d'optimiser l'échantillonnage, seuls les secteurs « clés », c'est-à-dire présentant des contrastes gravimétriques et magnétiques bien marqués, ont été ciblés. Ainsi, le Massif armoricain a été divisé en sept secteurs dont trois sont situés au sein du domaine nord-armoricain : May-sur-Orne, Alençon et Charnie-Coëvrons (Fig. III.2).



Le secteur de May-sur-Orne a été choisi car il offre la possibilité d’observer de manière optimale les discordances entre les flyschs briovériens et les grès cambriens (Fig. III.3a), ainsi qu’entre le substratum et la couverture sédimentaire méso-cénozoïque du Bassin parisien (Fig. III.3b). Ce secteur est aussi connu pour ses anciennes exploitations des niveaux de fer oolithique (Puzenat, 1939; Joseph, 1982).



**Figure III.3** : Exemple de mesures de susceptibilité magnétique (SI) et de densité (d) : **a**) discordance des grès cambriens sur les grès briovériens (en rouge) dans le secteur de May-sur-Orne ; ici, les caractéristiques pétrophysiques sont sensiblement similaires entre les deux lithologies, **b**) discordance (en rouge) des calcaires jurassiques peu denses sur les calcaires magnésiens cambriens plus denses dans le secteur de May-sur-Orne, **c**) exemple de variations mineures des valeurs de susceptibilité magnétique au sein de la formation volcano-sédimentaire du Carbonifère inférieur dans le Bassin de Laval, **d**) exemple de variations importantes des valeurs de susceptibilité magnétique au sein du groupe leptyno-amphibolite du Plateau d’Aigurande.

Le secteur d’Alençon montre en carte, des signatures géophysiques complexes qui contrastent avec les signatures des différents secteurs. Ce secteur a été couvert car il permet de mesurer les caractéristiques pétrophysiques des roches volcaniques cambriennes et des granodiorites cadomiennes. Dans ce secteur affleure également la série sédimentaire ordovicienne dans sa quasi-totalité.



Enfin, le secteur de Charnie-Coëvrons expose aussi une importante série rhyolitique cambrienne et propose la coupe complète des formations cambriennes.

Les autres secteurs correspondent, à quelques différences près, aux unités lithostratigraphiques de la partie sud du Massif armoricain (Fig. III.2). Le Massif central est séparé en trois secteurs : le Confolentais, le Plateau d'Aigurande et le Massif de Montmarault (Fig. III.2). Le Morvan et le Massif de la Serre ont également été couverts (Fig. III.2). Enfin, malgré l'absence de données aéromagnétiques haute-résolution dans les Vosges Septentrionales, ce secteur a tout de même été couvert en vue de le caractériser pétrophysiquement.

Pour chaque secteur, les susceptibilités magnétiques mesurées sur le terrain ont été réalisées directement sur les affleurements (exemple Fig. III.3a ; b ; c ; d) à l'aide d'un kappamètre portable (KT-9, Exploranium, Canada) dont l'intervalle de mesure s'étend de  $-999$  à  $999 \times 10^{-3}$  SI avec une erreur de  $1 \times 10^{-5}$  SI. Parce que la reproductibilité des mesures est influencée par la surface sur laquelle les mesures sont effectuées (Lecoanet *et al.*, 1999), ces mesures ont été réalisées en mode « PIN » qui réduit l'effet des aspérités de la surface rocheuse par l'application automatique d'un facteur correctif.

Le nombre de mesures effectuées dépend à la fois de la taille de l'affleurement ainsi que de sa qualité. Pour la plupart des affleurements, une cinquantaine de mesures de susceptibilité magnétique a été effectuée au minimum afin d'obtenir les valeurs les plus représentatives possible avec le moins d'erreur possible. Pour le massif de Montmarault, les valeurs de pétrophysiques utilisées ont été acquises par Joly, (2007) avec un appareillage et une méthodologie similaire.

Pour les mesures de densité, des échantillons d'environ 1kg ont été prélevés sur les affleurements où la roche était la moins atteinte par l'altération (cf. Chapitre 2, II.3).

Au total, dans le cadre de nos travaux, 340 affleurements ont été visités, 8790 mesures de susceptibilité magnétiques ont été réalisées et 97 échantillons ont été ramenés au laboratoire pour déterminer leur densité.

## **II.2. Synthèse des mesures de susceptibilité magnétique et de densité**

Les mesures de susceptibilité magnétique sur affleurement ne peuvent pas être utilisées directement pour interpréter les cartes aéromagnétiques sous couverture. Une étape de modélisation est nécessaire afin de faire le lien entre l'étendue spatiale, la géométrie et la

profondeur du corps responsable de l'anomalie magnétique. Néanmoins, ces données peuvent être interprétées de manière relative (les unes par rapport aux autres) et mises en regard des signaux géophysiques des roches affleurantes. En se basant sur la classification de Clark et Emerson (1991) (Fig. III.1) et les intervalles de classification de Théveniaut et Clarke, (2013), les mesures magnétiques sont réparties en 3 intervalles : i) depuis les valeurs négatives jusqu'à  $4 \times 10^{-4}$  SI, ii) de  $4 \times 10^{-4}$  à  $5 \times 10^{-3}$  SI et iii) supérieures à  $5 \times 10^{-3}$  SI, correspondant respectivement aux classes faible, moyenne et forte (par exemple Fig. III.4). De même que les valeurs de susceptibilité magnétique, les densités ont également été divisées en 3 classes : i) inférieures à 2.65, ii) de 2.65 à 2.8 et iii) supérieures à 2.8, correspondant respectivement aux classes faible, moyenne et forte (par exemple Fig. III.4).

Les variations des valeurs de susceptibilité magnétique peuvent être très importantes ne serait-ce qu'à l'échelle de l'affleurement (par exemple Fig. III. 3c ; 3d). Un traitement statistique a été réalisé dans le but de faire ressortir les intervalles de susceptibilité magnétique dans lesquels les valeurs mesurées à l'affleurement sont le plus représentées. Ce traitement calcule le pourcentage de valeurs situées dans des classes prédéfinies. Les lithologies peuvent simplement être représentées et classées au sein de graphiques (par exemple Fig. III.4) montrant les intervalles de valeurs fortes, moyennes ou faibles.

Dans ces graphiques (par exemple Fig. III.4), les barres colorées représentent les intervalles où le pourcentage des valeurs mesurées est le plus fort. Ce pourcentage varie en fonction du secteur étudié, il est de 14% dans le domaine nord-armoricain (Fig. III.4), 17% pour la partie sud-armoricaine et le Plateau d'Aigurande et de 10% pour le Morvan (Fig. III.5) et les Vosges Septentrionales (Fig. III.6). Les barres grises symbolisent les intervalles où le pourcentage de valeurs mesurées se situe au-dessus de 2%. Enfin, les points gris symbolisent les valeurs ponctuelles mesurées en dehors des intervalles représentatifs. Nous allons décrire ici les caractéristiques pétrophysiques des formations affleurantes dans le domaine nord-armoricain, le Massif de Montmarault, du Morvan et des Vosges Septentrionales. Pour le bassin de Laval, les domaines centre-armoricain, ligérien et nantais ainsi que pour le Plateau d'Aigurande, les caractéristiques pétrophysiques sont décrites dans l'article de Baptiste *et al.*, (2016), inséré dans la suite de ce chapitre.

Pour le domaine nord-armoricain, le domaine centre-armoricain et le Plateau d'Aigurande, les densités sont également représentées. Les chiffres entre parenthèse représentent le nombre de mesures effectuées. Dans le cas où la lithologie n'a fait l'objet de

mesure, une valeur a tout de même été attribuée en fonction des densités mesurées pour cette même lithologie dans un autre secteur ou unité-lithostructurale.

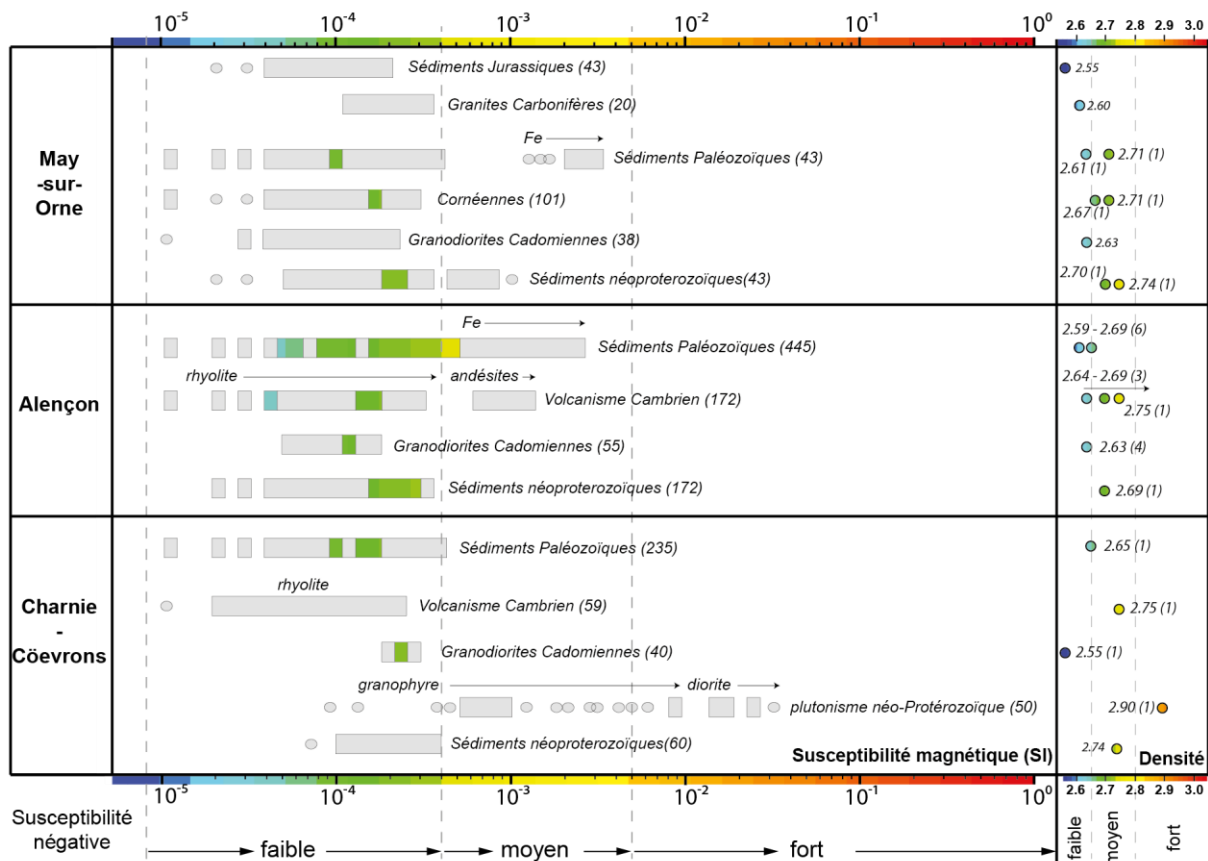
### II.2.a. Le domaine nord-armoricain

Dans le domaine nord-armoricain, les mesures des caractéristiques pétrophysiques ont été effectuées selon trois secteurs : May-sur-Orne au nord, Alençon au centre et Charnie-Coëvrons au sud (Fig. III.2). Ces trois secteurs sont complémentaires et permettent de se rendre compte des caractéristiques pétrophysiques de l'ensemble de la pile lithostratigraphique des formations paléozoïques, des sédiments néoprotérozoïques et des granodiorites cadomiennes.

Au sein du domaine nord-armoricain, les valeurs de susceptibilité magnétique sont homogènes et se regroupent principalement dans la classe des faibles susceptibilités (Fig. III.4). C'est particulièrement le cas pour les sédiments et les granodiorites néoprotérozoïques dans les trois secteurs, ainsi que pour les rhyolites cambriennes des secteurs de May-sur-Orne et d'Alençon ; celles-ci montrent des gammes de susceptibilité magnétique allant de  $10^{-5}$  SI à des valeurs légèrement inférieures à  $4 \times 10^{-4}$  SI et pouvant approcher la valeur de  $10^{-3}$  SI pour les sédiments néoprotérozoïques (Fig. III.4). Les gammes de variations des densités dans ces trois secteurs se recouvrent très nettement pour ces lithologies ; en moyenne, elles sont comprises entre 2,6 et 2,74 avec un maximum de 2,75 pour les roches volcaniques cambriennes (Fig. III.4).

Seules trois lithologies font exception par leurs plus fortes valeurs de susceptibilité magnétique : les niveaux de fer ordoviciens qui ont des susceptibilités magnétiques moyennes pouvant atteindre  $3 \times 10^{-3}$  SI, les andésites cambriennes avec des susceptibilités un peu plus faibles, proches de  $10^{-3}$  SI, et enfin les diorites néoprotérozoïques qui possèdent les susceptibilités magnétiques les plus importantes qui peuvent atteindre environ  $1 \times 10^{-1}$  SI (Fig. III.4). Toutefois, ce sont les valeurs de densité mesurées qui permettent de mieux les distinguer : les diorites ont les densités les plus fortes (2,9), viennent ensuite les andésites (2,75) et les niveaux de fer (2,71) (Fig. III.4).

Les valeurs de susceptibilité magnétique et de densité concernant les lithologies du domaine centre-armoricain, de la partie sud du Massif armoricain et de la partie nord du Massif central sont décrites dans l'article de Baptiste *et al.*, (2016), présenté au cours de ce chapitre.



**Figure III.4 :** Intervalles de valeurs de susceptibilité magnétique et de densité des lithologies affleurant au sein du domaine nord-armoricain.

## II.2.b. Le Massif de Montmarault et le Morvan

Des mesures de susceptibilité magnétique et de densité ont été acquises sur l'ensemble du Massif de Montmarault lors des travaux de thèse de Joly (2007). La méthodologie utilisée étant similaire à la nôtre, ces valeurs ont été directement reprises pour nos travaux (Tableau. III.1). Dans ce massif, les lithologies et leurs caractéristiques pétrophysiques sont hétérogènes.

Les valeurs de susceptibilité magnétique sont homogènes et très faibles (proche de 0) pour les formations composant la couverture sédimentaire du Bassin parisien ainsi que pour les sédiments permien et stéphanien (Tableau III.1). Les densités de ces formations permettent de les différencier : les formations stéphanien sont plus denses avec des valeurs de densité autour de 2,58 alors que les sédiments mésozoïques ont des densités faibles dont de l'ordre de 2,40.

Formation	Rock type	n	Density (g.cm <sup>-3</sup> )	n	Susceptibility (μSI)
Mesozoic cover	Mainly calcareous sediments	3	2.35 - 2.45	3	5 - 19
Permian basin	Sandstone	4	2.31 - 2.41	5	12 - 38
Stephanian coal basin	Sandstone	3	2.50 - 2.58	5	13 - 39
Montmarault leucogranite	Leucogranite	5	2.59 - 2.65	6	2475 - 3725
Namurian Montmarault granite	Porphyroid granite	5	2.62 - 2.68	20	10 - 13200
Late Carboniferous Gueret granite	Calc-alkaline porphyroid granite	2	2.59 - 2.65	5	2050 - 2950
Devonian diorite	Diorite	2	2.74 - 2.82	5	11850 - 18150
Metamorphic basement	Migmatite	5	2.69 - 2.75	7	1520 - 2280
Metamorphic basement	Gneiss	4	2.73 - 2.83	5	585 - 715
Metamorphic basement	Micaschist	2	2.71 - 2.79	2	585 - 715

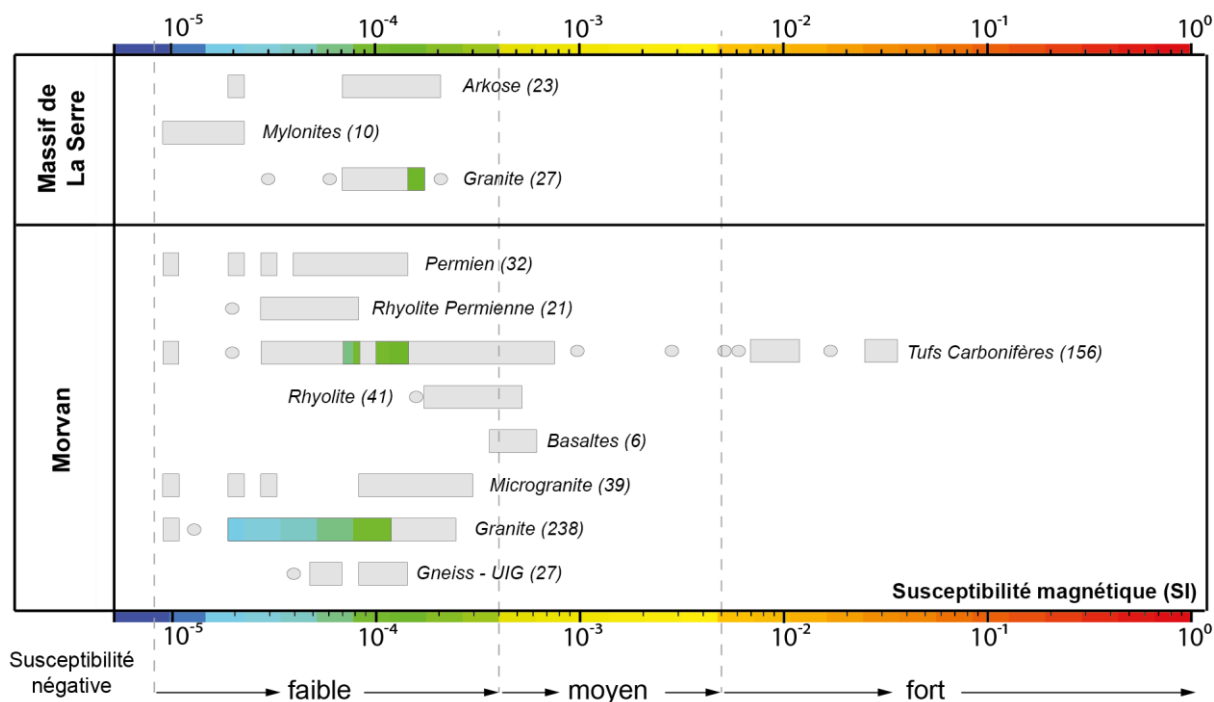
**Tableau III.1** : Valeurs des susceptibilités magnétiques et des densités mesurées au sein du Massif de Montmarault (d'après Joly et al., 2008).

Les roches plutoniques telles que les leucogranites, le granite de Montmarault, le granite de Guéret et les diorites dévoniennes montrent les susceptibilités magnétiques les plus élevées : les leucogranites ont des valeurs moyennes pouvant atteindre  $3,7 \times 10^{-3}$  SI ; le granite de Montmarault possède des susceptibilités magnétiques fortes dont les maximales sont de l'ordre de  $10^{-2}$  SI ; le granite de Guéret montre des susceptibilités moyennes comprises entre  $2 \times 10^{-3}$  et  $2,97 \times 10^{-3}$  SI ; enfin les diorites ont des valeurs fortes comprises entre  $1,2 \times 10^{-2}$  et  $1,8 \times 10^{-2}$  SI. Les gammes de susceptibilité magnétiques pour les leucogranites et les granites de Montmarault sont extrêmement étendues (Tableau III. 1).

Les granites montrent des densités similaires. Ces dernières sont rassemblées dans des intervalles de faible à moyenne densité allant de 2,59 à 2,68 (Tableau III.1). Enfin, les diorites affichent les plus fortes densités (2,82, Tableau III.1).

Les gneiss et micaschistes ont des valeurs de susceptibilité magnétique similaires (entre  $6 \times 10^{-4}$  et  $7,2 \times 10^{-4}$  SI) et des densités moyennes qui se recouvrent entre 2,71 et 2,83 (Tableau III.1). Les migmatites ont des susceptibilités magnétiques moyennes s'approchant de  $2 \times 10^{-3}$  SI et des densités moyennes de 2,69 à 2,75 (Tableau III.1).

Dans le Morvan (Fig. III.2), seules les susceptibilités magnétiques ont été mesurées. Les valeurs sont très homogènes et surtout concentrées dans la classe des faibles susceptibilités (Fig. III.5). Les quelques mesures effectuées sur les basaltes sont situés dans la classe des susceptibilités magnétiques moyennes. Les tufs carbonifères sont, quant à eux, les plus magnétiques avec des valeurs de susceptibilité magnétique pouvant atteindre environ  $4 \times 10^{-2}$  SI (Fig. III.5). Il apparaît clairement que les contrastes magnétiques notables dans le secteur du Morvan, sont générés pour l'essentiel par les tufs carbonifères et les basaltes.



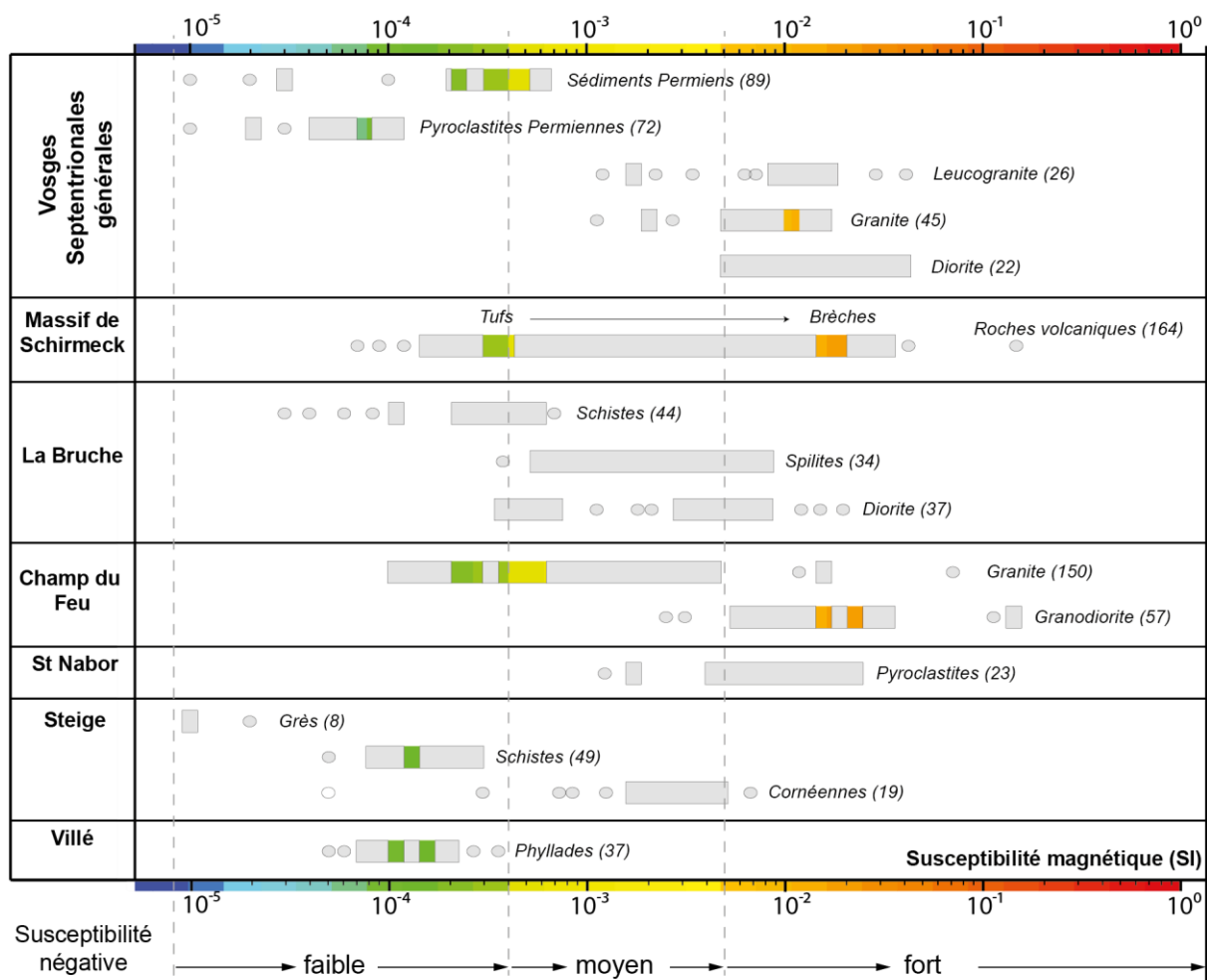
**Figure III.5 :** Intervalles de valeurs de susceptibilité magnétique des lithologies affleurant au sein du Morvan.

### II.2.c. Les Vosges Septentrionales

Les signatures géophysiques disponibles pour les roches à l’affleurement étant de basse résolution et les caractéristiques pétrophysiques étant homogènes dans ce secteur aucune extension des lithologies n’a été réalisée sous couverture. Les susceptibilités magnétiques sont tout de même décrites dans ce secteur afin d’apporter des pistes quant à l’appartenance des Vosges Septentrionales à un domaine géologique et de tenter de rattacher ce secteur à une zone lithotectonique varisque.

De manière générale, les pyroclastites et les sédiments permien ont des valeurs de susceptibilité magnétique faible à moyenne situées entre  $10^{-5}$  et  $7 \times 10^{-3}$  SI (Fig. III.6). Les granites, leucogranites et diorites présentent des susceptibilités magnétiques fortes atteignant  $4 \times 10^{-2}$  SI (Fig. III.6). Contrairement aux autres domaines et secteurs, il n’est pas possible de différencier les leucogranites et les diorites par leur susceptibilité magnétique.

Le Massif de Schirmeck est essentiellement constitué de roches volcaniques. Ce secteur montre une large gamme de susceptibilité magnétique avec les brèches qui apparaissent plus magnétiques que les tufs volcaniques (Fig. III.6).



**Figure. III.6 :** Intervalles de valeurs de susceptibilité magnétique des lithologies affleurant au sein des Vosges Septentrionales. Pour la localisation des secteurs, se référer au chapitre 1, Fig. I.17.

Dans la série de la Bruche, les spilites et diorites ont des valeurs de susceptibilité magnétique plus importantes ( $1 \times 10^{-2}$  SI) que les schistes encaissants ( $7 \times 10^{-4}$  SI), permettant ainsi de les distinguer (Fig. III.6).

Les granodiorites du Champ du feu possèdent des propriétés magnétiques très fortes dont les valeurs sont regroupées aux environs de  $2 \times 10^{-2}$  SI ; elles sont sensiblement similaires à celles des granites et diorites présents dans l'ensemble des Vosges Septentrionales (Fig. III.6). Les granites ont une susceptibilité magnétique plus faible d'environ  $6 \times 10^{-4}$  SI et dont les valeurs les plus élevées peuvent refléter l'association avec les granites du champ du feu.

Les séries de Saint-Nabor, Steige et Villé affichent des gammes de susceptibilité magnétique hétérogènes (Fig. III.6). Les fortes valeurs de susceptibilité magnétique des pyroclastites de Saint-Nabor peuvent atteindre  $3 \times 10^{-2}$  SI. Cette gamme de susceptibilité magnétique se retrouve également dans les séries situées plus au nord, notamment dans les



granites et granodiorites (Fig. III.6). Enfin, les schistes et phyllades de Steige et Villé ont des susceptibilités magnétiques faibles alors que celles des cornéennes de Steige sont situées dans la gamme de susceptibilité magnétique moyenne (Fig. III.6).

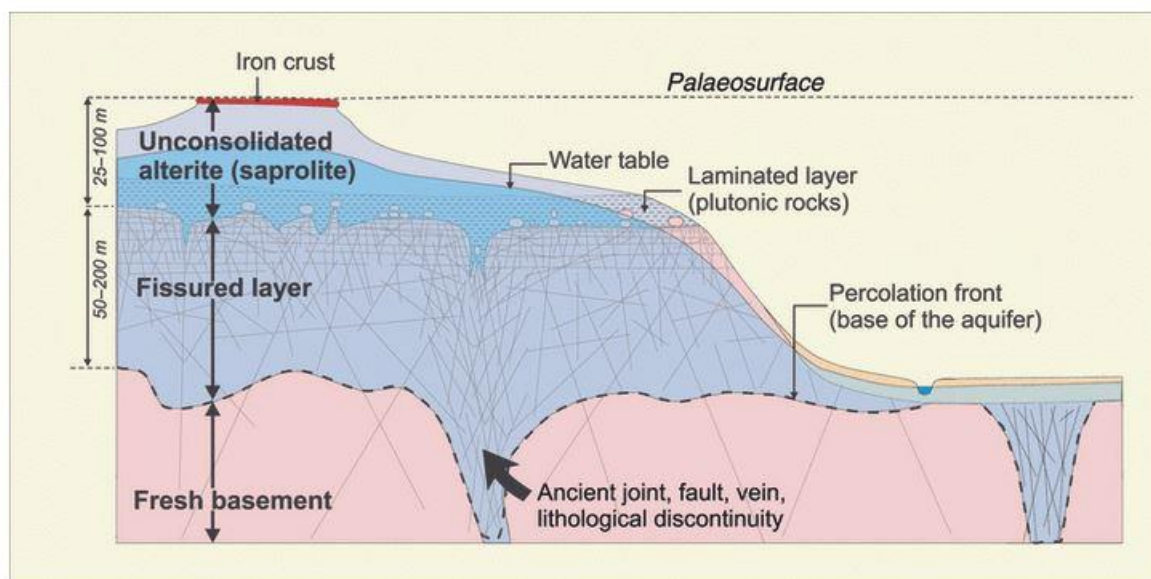
Dans les Vosges Septentrionales, les susceptibilités magnétiques sont en général plus élevées que dans les autres secteurs. Ceci peut être en partie dû à la présence d'un important volume de roches magmatiques magnétiques mis en place dans ce secteur.

### **II.3. Influence de l'altération des roches sur les mesures pétrophysiques**

Au cours de leur histoire, les roches présentes à l'affleurement au sein des différents massifs ont développé un profil latéritique sous l'effet d'une ou plusieurs phases d'altération. Le degré d'altération de ces roches dépend du niveau dans lequel elles se situent au sein du profil latéritique (Fig. III.7).

Autour du Bassin parisien, à l'affleurement, les roches sont toutes altérées mais à des degrés différents. Les roches visitées et échantillonnées sur les terrains entourant le Bassin parisien appartiennent à deux horizons : la saprolite aussi appelé horizon feuilleté dans le cas où des roches grenues sont affectées et l'horizon fissuré (Fig. III.7). Le lecteur trouvera une revue exhaustive sur les caractéristiques des horizons des profils latéritiques dans Dewandel *et al.*, (2006).

La saprolite (ou horizon feuilleté) préserve les structures de la roche parente (foliation, stratification). Dans cet horizon, les micas sont totalement transformés en argile. Par ailleurs, les sulfures et les minéraux ferromagnésiens sont oxydés. Le fer issu du processus d'oxydation est utilisé dans la précipitation de grains de goethite : minéral faiblement magnétique. Dans le cas où des minéraux ferromagnétiques tels que la magnétite ou l'hématite sont absents, les principaux porteurs de l'aimantation sont les minéraux paramagnétiques c'est-à-dire les minéraux ferromagnésiens. Par conséquent, dans la saprolite (ou l'horizon feuilleté), les valeurs de susceptibilité magnétique peuvent être légèrement sous-estimées. Il est aussi certain que l'altération des minéraux denses ferromagnésiens a un faible impact sur les valeurs de densité en les sous-estimant légèrement. Toutefois, cet impact est à prendre en compte.



**Figure III.7 :** *Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'une roche parente (d'après Wyns, 2002).*

L'horizon fissuré est celui qui se rapproche le plus de la roche parente saine. Cet horizon est caractérisé par la présence d'un réseau de fracture important (Fig. III.7). La minéralogie de la roche parente initiale est préservée même s'il est possible que les minéraux ferromagnésiens présentent un début de transformation en chlorite ou en vermiculite. Le début d'oxydation des minéraux ferromagnésiens peut aussi provoquer la précipitation de grains de goethite mais en très faible quantité. Les mesures de susceptibilité magnétique réalisées au sein de cet horizon ne sont par conséquent pas ou peu affectées. Néanmoins, il est possible que les mesures de densité soient légèrement sous-estimées à cause de l'altération des minéraux ferromagnésiens (minéraux généralement denses).

Lors des campagnes de terrain, l'échantillonnage dans l'horizon fissuré a donc été favorisé afin de minimiser l'effet de l'altération dans les mesures de densité.

### **III. Les données de forage : une information ponctuelle de la géologie du substratum**

Durant les années 1960 à 1980, le Bassin parisien a fait l'objet de campagnes de forage en vue d'explorations pétrolières. Une partie de ces forages a atteint les roches du substratum pré-mésozoïque, dont les lithologies ont été décrites par l'intermédiaire de remontées de boues de forage (cuttings) ou de carottes (Fig. III.8). Bien entendu, les forages sont les seuls à apporter des informations directes sur les lithologies constituant le substratum.

Néanmoins, ces informations sont ponctuelles et les descriptions sont parfois à prendre avec précaution selon la lithologie ; par exemple, l'observation des cuttings ne permet pas de différencier un orthogneiss d'un granite, ou encore une argilite d'un schiste (dans les deux cas, les minéralogies sont similaires) alors que cela serait primordial pour la compréhension d'un environnement tectonique : domaine sédimentaire ou métamorphique.

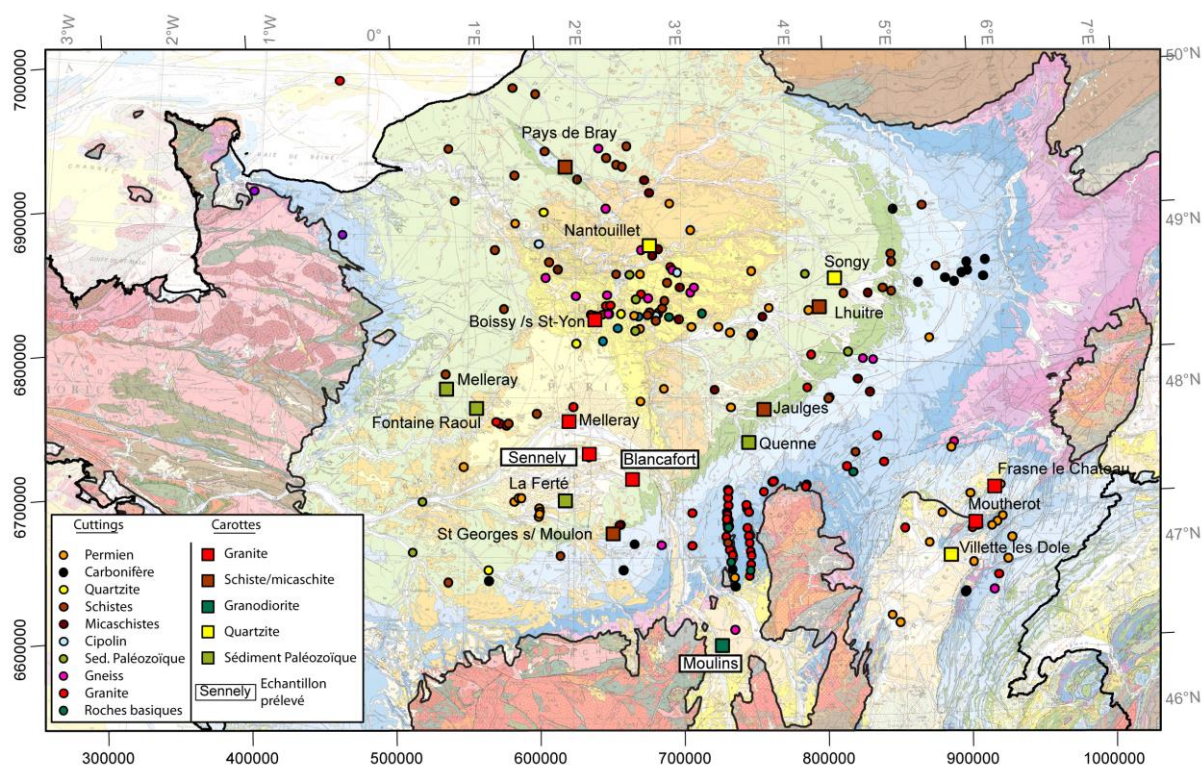
Ci-après, les données de forage proviennent de la compilation des bases de données du Bureau Exploration-Production Pétrolière (BEPH) ainsi que de la banque de données du sous-sol du BRGM (BSS).

### III.1. Localisation des forages

Les données de 235 forages ayant atteint les lithologies du substratum ont été utilisées. Les témoins de la majeure partie des forages atteignant les roches du substratum ont été remontés sous forme de cuttings. Ces forages se situent majoritairement aux alentours de la ville de Paris ainsi qu'aux abords du Morvan (Fig. III.8). De manière générale, peu de forages ont été réalisés à proximité des massifs affleurants (zone non intéressante pour l'exploration des hydrocarbures).

Les lithologies atteintes recourent l'essentiel des séries connues à l'affleurement : schistes/micaschistes néoprotérozoïque jusqu'aux sédiments permien en passant par les séries sédimentaires paléozoïques. Quelques roches basiques sont également atteintes mais leurs descriptions, trop brèves, ne permettent pas d'en préciser la nature exacte. Certaines appellations de lithologie sont à prendre avec précaution ; par exemple l'appellation schiste ou micaschiste, habituellement réservée aux roches de nature métamorphique est utilisée pour décrire argilites indurées, et ne correspond donc pas à des roches métamorphiques *sensu stricto*.

Par ailleurs, nous avons eu accès aux carottes de 18 forages ayant atteint le substratum du Bassin parisien (Fig. III.8), qui sont entreposées dans les bâtiments de la société Total localisée à Boussens (31). Ces quelques forages carottés ont fait l'objet, sur place, de descriptions macroscopiques ainsi que de mesures de susceptibilité magnétique directement sur les carottes. Parmi ces forages, certains échantillons ont été prélevés afin de mesurer leur densité. Les valeurs de susceptibilité magnétique et de densité sont présentées dans le Tableau III.2.



**Figure III.8 :** Localisation des forages (carottés et cuttings) ayant atteint le substratum du Bassin parisien. Sources : base de données BEPH et banque de données du sous-sol du BRGM. Les carottes ont toutes été observées, les noms encadrés correspondent aux échantillons qui ont fait l'objet de datations (Chapitre 4).

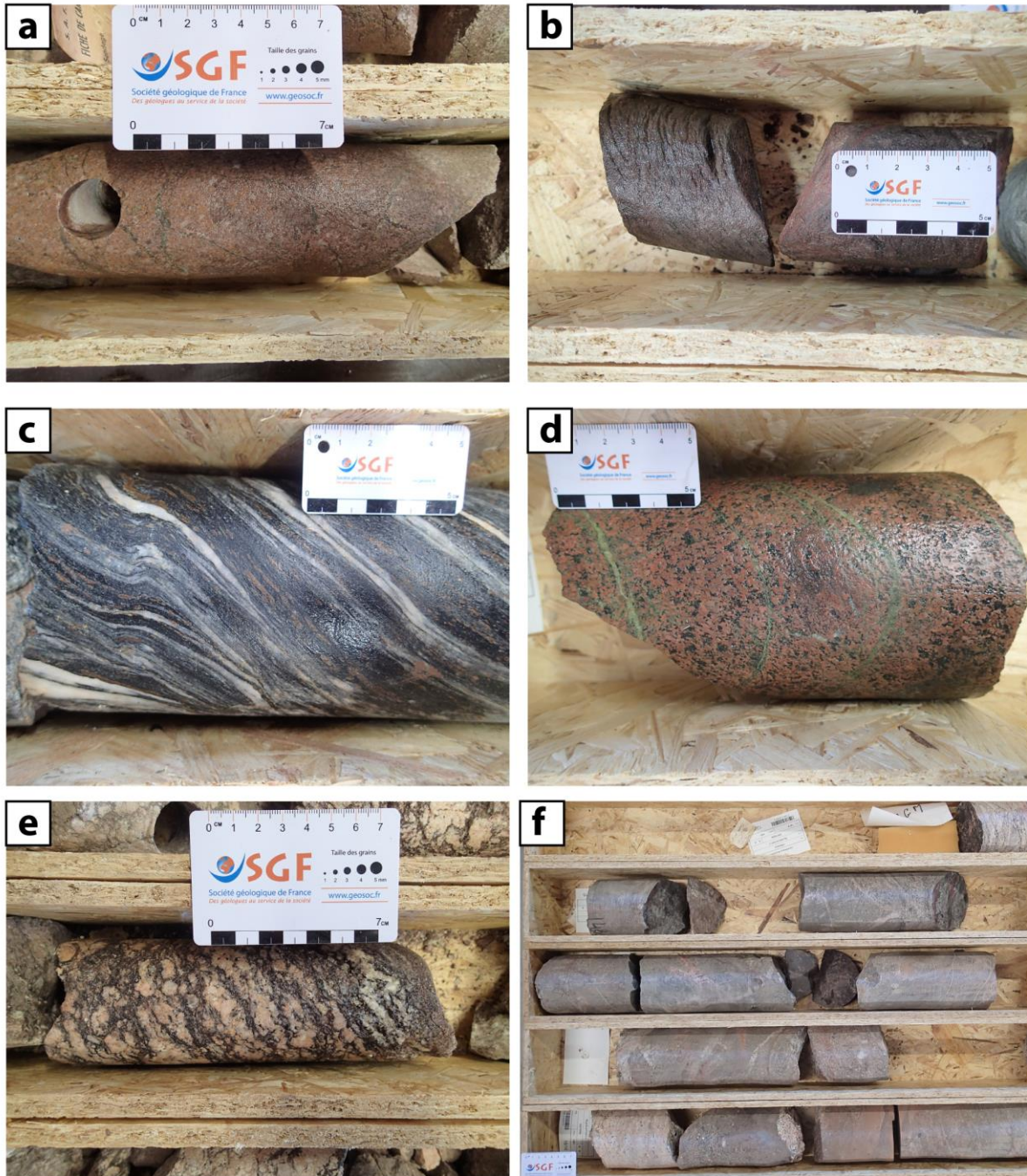
### III.2. Descriptions macroscopiques

Les observations macroscopiques réalisées sur les carottes de forage permettent de se rendre compte des lithologies constituant le substratum du Bassin parisien. Seuls les forages de Quenne, Jaulges, Lhuitre, Moulines, Sennely et Blancafort sont décrits car ils apportent un intérêt particulier pour la suite des interprétations lithologiques. Les forages de Moulines, Sennely et de Blancafort ont également été échantillonnés spécifiquement dans le but d'être décrit plus en détail en microscopie optique et en vue de déterminer leur âge ; les données géochronologiques sont présentées au chapitre 4.

La lithologie atteinte par le sondage de Quenne, initialement décrite comme étant un schiste ou micaschiste, correspond à une roche d'origine sédimentaire gréseuse à microconglomératique dont l'âge n'est pas déterminé (Fig. III.9a).

La lithologie atteinte par le forage de Jaulges correspond à une alternance d'argilites et de roches massives gréseuses faiblement métamorphisées de couleur rougeâtre à verdâtre correspondant très probablement aux flyschs briovériens (Fig. III.9b).





**Figure III.9 :** Photographies des carottes ayant atteint le substratum du Bassin parisien : **a)** microconglomérat de Quenne, **b)** flyschs briovériens de Jaulges, **c)** quartzophyllades de Lhuître, **d)** granodiorite de Moulins, **e)** granite de Sennely, **e)** vue générale des lithologies atteintes par le forage de Blancafort.

Le forage de Lhuître atteint des quartzophyllades composées de quartz étirés et plissés situés au sein d'une matrice schisteuse (Fig. III.9c).

La granodiorite de Moulins est très peu affectée par l'altération. C'est une roche massive, de couleur rosâtre à légèrement verdâtre localement, en raison de la présence de

chlorite dans l'assemblage minéralogique à quartz, feldspath et amphibole ; de plus, des veines verdâtres à chlorite recourent l'intégralité de la carotte (Fig. III.9d).

Le granite de Sennely est fortement altéré : sur une grande partie de la carotte, le granite se présente sous forme d'altérites rougeâtres (oxydation, Fig. III.9e). Néanmoins, la structure initiale du granite est localement préservée : une foliation sub-horizontale marquée par des lits de biotite ainsi que par des feldspaths potassiques est observée (Fig. III.9e). Il est difficile de déterminer si la foliation est d'origine magmatique ou métamorphique.

Le granite de Blancafort est également marqué par l'altération mais de degré moindre par rapport au granite de Sennely. La carotte de Blancafort est caractérisée par deux lithologies distinctes intercalées : une première de nature granitique dont la foliation est marquée par des phénocristaux d'orthose ; la deuxième lithologie est plus sombre car plus riche en biotite (Fig. III.9f). Le contact entre ces deux lithologies est net et continu. Localement, le granite semble avoir subi une déformation ductile. La foliation peut donc être localement d'origine magmatique ou métamorphique. Davantage de précisions seront apportées par les observations microscopiques de ces faciès (chapitre 4).

### III.3. Mesures pétrophysiques sur les carottes de forage

Dans l'ensemble, les formations sédimentaires et granitiques atteintes par les forages montrent des caractéristiques pétrophysiques homogènes et cohérentes avec celles mesurées à l'affleurement pour ces mêmes formations (Tableau III.2). Seule la granodiorite de Moulins est fortement magnétique avec une susceptibilité pouvant atteindre  $1.32 \times 10^{-1}$  SI (Tableau III.2) ; susceptibilité magnétique comparable avec celle mesurée dans les granodiorites du champ du feu des Vosges Septentrionales (Fig. III.6). Toutefois, la densité de cette granodiorite est faible pour ce type de roche (2,71) (Tableau III.2).

La densité du granite de Blancafort se situe dans la gamme moyenne (de 2,73 à 2,76, Tableau III.2) ; cette densité est probablement due à l'intercalation des niveaux plus sombres. Les quartzophyllades de Lhuitre possèdent la plus forte valeur de densité (2,86, Tableau III.2).

La densité du granite de Sennely n'a pas pu être déterminée à cause du trop fort degré d'altération de l'échantillon et les grès de Nantouillet n'ont pas été échantillonnés.



Nom du forage	Lithologie	Susceptibilités magnétiques ( $\times 10^{-3}$ SI)		Densités	
		n		n	
Blancafort	Granite déformé	40	0.01 - 0.3	2	2.73 - 2.76
Boissy ss st Yon	Granite déformé	16	0.09 - 0.13	1	2.67
Fontaine Raoul	Argilite verdâtre	15	0.2 - 0.29	2	2.73 - 2.75
Frasnes-le-Château	Leucogranite	10	0.03 - 0.13	1	2.60
Jaulges	Schiste briovérien	12	0.12 - 0.28	1	2.77
La Ferté	Schiste et quartzite	8	0.07 - 0.21	1	2.67
Lhuitre	Quartzophyllade	12	0.18 - 0.42	1	2.86
Melleray	Argilite et siltite	6	0.01 - 0.14	1	2.69
Moulins	Granodiorite	15	11.9 - 132	1	2.71
Nantouillet	Grès fin rougeâtre	6	0.15 - 0.4		nd
Quenne	Grès et conglomérats	8	0.06 - 0.1	1	2.62
Saint Georges Sur Moulons	Argilite verdâtre	5	0.09 - 0.36	1	2.78
Sennely	Granite déformé	12	0 - 0.12		nd
Songy	Quartzite	6	-0.04 - 0.1	1	2.65

**Tableau III.2 :** Valeurs de susceptibilité magnétique et de densité mesurées sur les carottes des forages ayant atteint le substratum du Bassin parisien. Pour la localisation des forages, se référer à la figure III. 8. n : nombre de mesures.

#### **IV. Méthode d'élaboration de la carte géologique du substratum pré-mésozoïque– exemple de la partie SW du Bassin parisien**

La méthodologie utilisée pour réaliser la carte géologique et les cartes lithologiques du substratum est présentée dans la partie sud-ouest du Bassin parisien. Cette méthodologie et les cartes qui en résultent est décrite dans un article publié dans la revue *Tectonophysics* en juin 2016 (Baptiste *et al.*, 2016).

Cet article traite du prolongement de la partie centre-armoricaine sous la couverture du Bassin parisien et de sa connexion avec l'unité du Haut Bocage, le Confolentais et le Plateau d'Aigurande.

Cet article reprend à la fois les données géologiques énoncées dans le chapitre 1, le panel de données géophysiques ainsi que le schéma structural décrit et réalisé dans le chapitre 2, ainsi que la librairie des mesures pétrophysiques réalisées sur le terrain, présentée plus tôt dans ce chapitre.



## Mapping of a buried basement combining aeromagnetic, gravity and petrophysical data: The substratum of southwest Paris Basin, France



Julien Baptiste<sup>a,b,\*</sup>, Guillaume Martelet<sup>b</sup>, Michel Faure<sup>a</sup>, Laurent Beccaletto<sup>b</sup>, Pierre-Alexandre Reninger<sup>b</sup>, José Perrin<sup>b</sup>, Yan Chen<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 7327, Université d'Orléans, Campus Géosciences, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

<sup>b</sup> Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM), UMR 7327, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 4 March 2016

Received in revised form 25 May 2016

Accepted 29 May 2016

Available online 31 May 2016

#### Keywords:

Aeromagnetic

Gravity

Paris Basin

Variscan substratum

Petrophysical data

Undercover mapping

### ABSTRACT

Aeromagnetic and gravity data have proven to be among the most effective methods for mapping deeply buried basin/basement interfaces. However, the data interpretation generally suffers from ambiguities, due to the non-uniqueness of the gravity and magnetic signatures. Here, we tie the gravity and magnetic signatures with a petrophysical characterization of the lithologies outcropping around the French Paris Basin. Our methodology investigates the lithology and structure of its hidden Variscan substratum at the junction between the Armorican Massif and Massif Central. Our approach is based on the combination of potential field data, magnetic susceptibilities measured in the field, density values of sample rocks and information documented in boreholes, in order to propose a new interpretative geological map of the buried substratum of the Paris Basin. The petrophysical description is combined with geophysical patterns of the substratum, mapped through statistical unsupervised classification of suitably selected magnetic and gravity maps. The first step of interpretation consists in extending the outcropping major structures below the Meso-Cenozoic sedimentary cover of the Paris Basin. The litho-structural units, in between these major structures, are then interpreted separately. The second step consists in assigning lithologies within each unit, with respect to its magnetization and density (as derived from the petrophysical compilation), and mapping its extension under cover, integrating punctual borehole information. Overall, with a special emphasis on relating geophysical signatures and petrophysical characteristics of litho-structural units, this methodology permits a precise structural and lithological cartography of a segment of the buried Variscan substratum. In the southwestern part of the Paris Basin, this approach reveals: i) the limited eastward extension of Central Brittany, ii) the eastward extension of the major Cholet fault, iii) the emphasis on N150E-N160E striking fault and their N30E conjugates, controlling the opening of Permo-Carboniferous basins, and iv) the eastward extension of the Eo-Variscan suture.

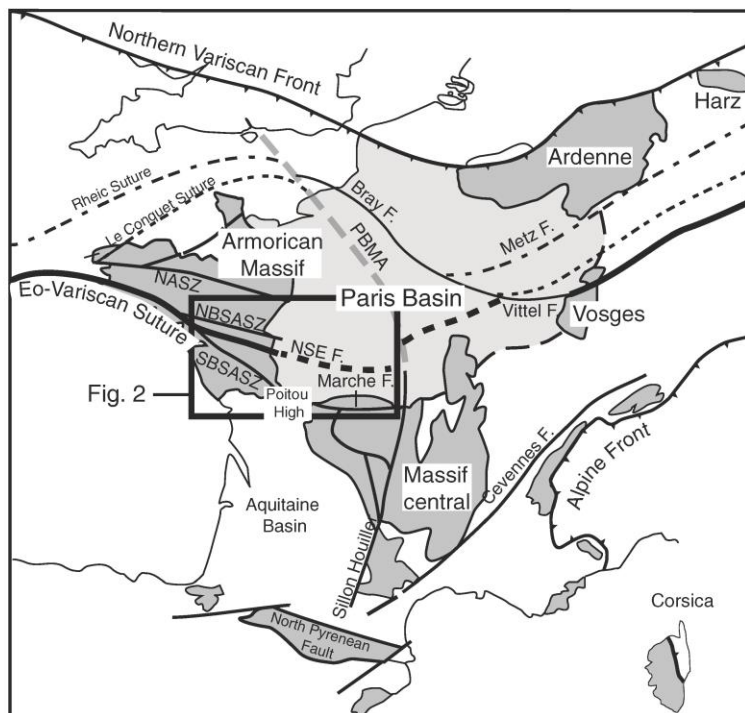
© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

The European Variscan belt belongs to a several thousand-km-long Late Paleozoic orogen extending from the Appalachians in the eastern North America, to Polish Sudetes, through the Mauritanides in West Africa. This belt, formed by Proterozoic to Carboniferous rocks, constitutes the Pre-Mesozoic basement of a large part of Western and Central Europe. In France, the Variscan belt presently crops out in several massifs, namely: Massif Central, Armorican, Ardennes, and Vosges Massifs and in the basement of the Cenozoic Alpine and Pyrenean belts. The continuity between these massifs is hidden by several Mesozoic to Cenozoic sedimentary basins, such as the Paris or Aquitaine Basin (Fig. 1).

The Paris Basin is an intraplate sedimentary basin, set up on the Variscan substratum that crops out in the above massifs (Pomerol, 1978; Mégnien, 1980; Perrodon and Zabek, 1990; Guillocheau et al., 2000; Chantraine et al., 2003) (Fig. 1). It is well known that lithologies and structures of the southern part of the Armorican Massif and the Massif Central are closely related (Autran and Lameyre, 1980; Matte and Hirn, 1988; Virlogeux et al., 1999; Faure et al., 2005; Cartannaz et al., 2006; Gébelin et al., 2007; Ballèvre et al., 2009; Rolin et al., 2009); however, their connection is still poorly known, as it hidden by the Meso-Cenozoic Paris Basin sedimentary cover. Both massifs are composed of several litho-tectonic units separated by crustal-scale shear zones, such as the North Armorican Shear Zone (NASZ) and the South Armorican Shear Zone (SASZ), in the Armorican Massif or the Marche Fault in the Massif Central (Fig. 1). In addition, the North-south fault of the Armorican Massif (NSE F.; Fig. 1) is acknowledged as the Eo-Variscan suture (Fig. 1) (Matte, 1986; Le Corre et al., 1991; Ballèvre et al., 1992; Lardeux and Cavet, 1994; Faure et al., 1997;

\* Corresponding author at: Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM), UMR 7327, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France.  
E-mail address: [j.baptiste@brgm.fr](mailto:j.baptiste@brgm.fr) (J. Baptiste).



**Fig. 1.** Map of the Pre-Permian basement in France with Variscan sutures (modified from Faure, 2014). In dark grey: outcrops of the Variscan basement. NASZ: North Armoricain Shear Zone, NBSASZ: Northern Branch of the South Armoricain Shear Zone, SBSASZ: Southern Branch of the South Armoricain Shear Zone, NSE F: North-sur-Erdre Fault corresponding to the Eo-Variscan suture, PBMA: Paris Basin Magnetic Anomaly. In light grey: outcrop of the Meso-Cenozoic Paris Basin.

Cartier et al., 2001; Bitri et al., 2003). The eastward extension of the Armorican litho-structural units has already been integrated in large-scale geodynamic reconstructions of the Variscan belt, either based on geological evidence (e.g. Matte, 1986; Faure et al., 2005; Ballèvre et al., 2009; Martínez Catalán, 2012; Edel et al., 2015) or on low to medium-resolution regional geophysics (e.g. Edel, 2008). There is no agreement on the limits and nature of the units, and geodynamic significance is still under debate. A way to ascertain these models would be to fill the geological observation gap caused by the Meso-Cenozoic sedimentary cover of the Paris Basin by new high resolution data.

In the second half of the 20th century, the Paris Basin substratum started being investigated using gravity data (Goguel and Francia, 1954), deep boreholes (Lienhardt, 1961) or deep seismic profiles (Matte and Hirn, 1988). A combination of gravity and intermediate to low resolution aeromagnetic data was used in the southwestern part of the Paris Basin (Weber, 1973). The extension of this last study to the entire Paris Basin led to the first version of a pseudo-lithological and structural sketch of the pre-Mesozoic substratum of the Paris Basin (Debeglia and Weber, 1980). More recently, on the basis of the combination of new high resolution magnetic data and updated gravity data, Martelet et al. (2013) proposed a method to characterize the substratum geometry of the central-south part of the Paris Basin, but no detailed lithological interpreted map was produced yet.

In addition, a map of the buried substratum around the Poitou High was proposed on the base of detailed structural analysis and drilling information (Rolin and Colchen, 2001). Because we now benefit from recent high resolution aeromagnetic data on the entire southwestern part of the Paris Basin, we are now able to address the litho-structural pattern of its buried substratum with an unprecedented resolution. Complemented by a characterization of the field petrophysical properties of the various litho-structural units, our work ascertain cartographic

interpretations of the geophysical signatures. Our methodology emphasizes the processing of interpretation of potential field data to derive a high-resolution structural map. Combining the latter with field petrophysical properties, lithologies were then interpreted in each litho-structural unit, leading to a new geological map of the Paris Basin substratum.

The extensions of the litho-structural units as well as the lithologies of the Variscan and their regional geological implications are further discussed.

## 2. Geological setting

The Paris Basin is a low subsidence Meso-Cenozoic sedimentary basin. It is composed of silico-clastic and calcareous rocks (Pomerol, 1978; Mégnien, 1980; Perrodon and Zabek, 1990; Guillocheau et al., 2000; Beccalotto et al., 2011). It is set up on a Variscan substratum including Permo-Carboniferous basins. In the study area, the formations constituting the Variscan substratum of the Paris Basin laterally outcrop in the Armorican Massif to the west and the Massif Central, to the south, respectively (Fig. 2a).

The Armorican Massif is composed of several litho-structural units separated by crustal-scale faults and characterized by distinct lithologies and tectonic evolutions (Fig. 2a). The North Armoricain Shear Zone (NASZ; Chauris, 1969; Watts and Williams, 1979), the northern and the southern branches of the South Armoricain Shear Zone (NBSASZ and SBSASZ, respectively) (Jégouzo, 1980) and the North-sur-Erdre fault (NSE) are the main Variscan structures of the central and southeastern part of the Armorican Massif (Fig. 2a). The NASZ and the SBSASZ delimit the Central Brittany to the north and south, respectively (Fig. 2a). Central Brittany consists of folded and weakly metamorphosed Neoproterozoic sediments, unconformably overlain by weakly



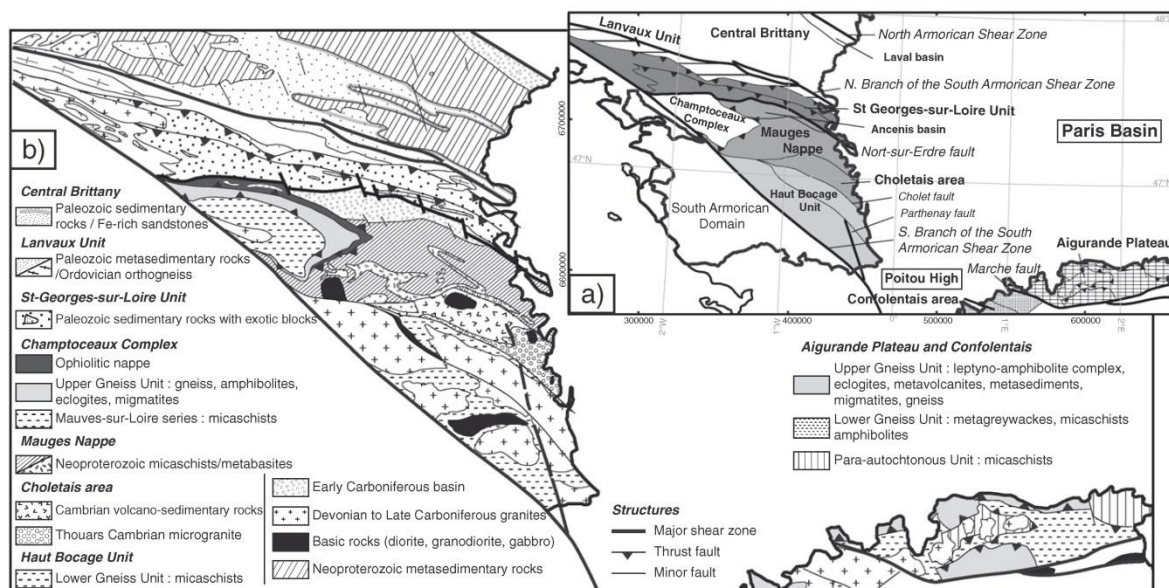


Fig. 2. Geological map of the southeastern part of the Armorican Massif and the northwestern part of the Massif Central: a) Major structures and litho-structural unit delimitations, b) Main lithologies within the litho-structural units (modified from Chantraine et al., 2003).

deformed Paleozoic sediments, intruded by Carboniferous granites (Fig. 2b) (Vernhet et al., 2009). Located along the NASZ, the southerly early Carboniferous Laval basin is superimposed on the Neoproterozoic to Paleozoic series (Fig. 2b). It is composed of early Carboniferous sedimentary rocks interbedded with acidic and basic volcanic rocks (Le Hérisse and Plaine, 1982). The Laval basin was folded during the Late Carboniferous (Houlgatte et al., 1988).

Between the NBSASZ and the NSE fault, the Paleozoic series of the St-Georges-sur-Loire unit overthrusts to the NW the Lanvaux unit (Fig. 2a). The NW-SE striking Lanvaux unit is composed of Neoproterozoic and early Cambrian metasediments overlain by Paleozoic weakly metamorphosed sediments (Lardeux and Cavet, 1994), and intruded by an early Ordovician granite deformed into an orthogneiss (Fig. 2b), called the St-Clément-de-la-Place (Vidal, 1980). This orthogneiss is intruded by two granitic plutons: i) the Bécon granite (Chauris and Lucas, 1964; Cavet et al., 1970, 1976) and ii) the St-Lambert granodiorite showing S/C structures, emplaced during the Carboniferous dextral shearing of the NBSASZ (Faure and Cartier, 1998). The Lanvaux unit experienced a polyphase deformation (Faure and Cartier, 1998). The foliation attitude documents an antiform, the core of which is constituted by the orthogneiss. Outcropping at the junction between the Lanvaux and St-Georges-sur Loire unit, the Questembert leucogranite, emplaced during the late Carboniferous (Tartèse et al., 2011a, 2011b) is a *syn*-tectonic granite related to the SASZ shearing (Berthé et al., 1979; Bernard-Griffiths et al., 1985).

To the south, the St-George-sur-Loire unit is divided into two sub-units (Fig. 2a): the blocky sub-unit in the south overthrusts to the NW the northerly Sandstone-Pelite sub-unit (Cartier et al., 2001; Cartier and Faure, 2004).

The south of Nort-sur-Erdre fault is a metamorphic nappe stack: described in the southern part of the Armorican Massif (Burg, 1981; Matte, 1991; Bosse et al., 2000; Le Hébel et al., 2002) and in the northern part of the Massif Central (Quenardel and Rolin, 1984; Faure et al., 1990). The structure and the lithology of the metamorphic Champtoceaux Complex in the Armorican Massif and of the Aigurande Plateau in the Massif Central are quite similar (Fig. 2b) (e.g. Faure et al., 2005; Ballèvre et al., 2009). However the Armorican Massif exposes peculiar units absent in

the Massif Central. The uppermost unit of the nappe stack, called the Mauges nappe (Fig. 2a), consists of Neoproterozoic metagauwackes interbedded with meta-volcanics (Wyns and Le Métour, 1983; Cabanis and Wyns, 1986; Wyns et al., 1998), and unconformably overlain by Cambrian sedimentary rocks and felsic volcanites, and Ordovician sandstones (Fig. 2b). This Paleozoic sedimentary and volcanic series is widely exposed in the Choletais area (Cavet et al., 1966). The Cambrian Thouars microgranitic massif associated with basic rocks (gabbros, quartz diorites) intrudes within the Neoproterozoic micaschists, the volcanic series and the dyke complex (Fig. 2b; Thiéblemont et al., 1987, 2001). To the north of the Mauges nappe, the Ancenis basin is located along the NSE fault (Fig. 2a). It is made of Devonian to early Carboniferous deposits (Fig. 2b) (Cavet et al., 1971; Ballèvre and Lardeux, 2005), superimposing the Neoproterozoic micaschists (Fig. 2b).

Another unit, exposed uniquely in the Armorican Massif is the "Drain Unit" consisting of serpentinite, gabbro, basalt and siliceous sedimentary rocks, interpreted as dismembered ophiolites along the Eo-variscan suture (Marchand, 1981; Ballèvre et al., 1994; Faure et al., 2008). The underlying unit, called the Champtoceaux complex, is an imbrication of crustal-scale thrust sheets characterized by highly deformed and metamorphosed gneiss and eclogites (Marchand, 1981; Ballèvre et al., 1989, 1994; Bosse et al., 2000). Lastly, the lowermost unit exposed in this area consists of a micaschist and paragneiss suite, named the Mauves-sur-Loire series (Fig. 2b). The entire stack of nappes from the Mauges nappe to the Mauves-sur-Loire series is folded in a km-scale antiform with a steeply eastward plunging axis probably related to the dextral shearing of the SASZ (Martelet et al., 2004). Carboniferous plutons occupy the core of this antiform (e.g. Wyns et al., 1998).

The Aigurande Plateau also consists of a stack of metamorphic nappes, refolded as an ENE-SSW striking antiform, and intruded by several two-mica granitic plutons (Quenardel and Rolin, 1984; Faure et al., 1990). From top to bottom, the litho-tectonic units are characterized by: i) the Upper Gneiss Unit (UGU) composed of a bimodal magmatic series, named leptynite-amphibolite complex with eclogites, and migmatites; ii) the Lower Gneiss Unit (LGU) made of metagauwackes, micaschists, metarhyolites and amphibolites that never experienced a HP metamorphism; iii) the Para-autochthonous Unit composed of low-grade



micaschists (Fig. 2b). The left-lateral Marche fault, main Variscan structure of the northern part of the Massif Central (e.g. Quenardel and Rolin, 1984), is the southern boundary of the Aigurande Plateau (Fig. 2a). A reasonable correlation between the Champtoceaux Complex and the Mauves-sur-Loire Unit in the Armorican Massif and the UGU and LGU in the Massif Central, respectively has been proposed (e.g. Faure et al., 2005).

Previous structural and lithological analyses within the Poitou High (Rolin and Colchen, 2001) documented the close connection between the Haut Bocage unit and the Confolentais area. In the Poitou High, the substratum that crops out in rare valleys is made of Carboniferous granite. Below the sedimentary cover of the Poitou High, the SBSASZ eastward extension splits into several branches which separate structures and lithologies of the Haut Bocage and Confolentais units (Fig. 2a) (Rolin and Colchen, 2001). The Haut Bocage unit is composed of anatectic gneiss and Neoproterozoic micaschists (Fig. 2b). The Confolentais unit is made of granites, metavolcanites and metasediments belonging to the UGU (Fig. 2b). Both units are intruded by late Devonian gabbro, granodiorites and diorites that also crop out along the left-lateral Marche fault (Peiffer, 1986; Cuney et al., 1993; Pin and Paquette, 2002). In the Confolentais area can be found the westernmost expression of the Limousin tonalite belt (Bernard-Griffiths et al., 1985; Peiffer, 1986).

### 3. Aeromagnetic and gravity data

#### 3.1. Processing of aeromagnetic data

Magnetic measurements monitor the spatial variations of magnetic properties of the underground, from the surface of the Earth down to several kilometers. The French Geological Survey (BRGM) conducted a fixed-wing magnetic survey in 1998 over Brittany (Bonijoly et al., 1999; Truffert et al., 2001) and from August 2008 to October 2010 over the Pays de la Loire (PaL) and Région Centre (Martelet et al., 2013) covering the Armorican Massif and the southwestern part of the Paris Basin (Fig. 3a). These surveys were flown at an average 85 m and 120 m ground clearance for Région Centre, PaL and Brittany, respectively. For the three surveys, the flight path was oriented N–S, with a line-spacing of 500 m reduced to 250 m over key areas for the Brittany survey and 1 km reduced to 500 m for PaL and Région Centre surveys; perpendicular control tie lines were also flown every 10 km. The surveys overlap with each other on a 3 to 5 km band at their periphery. In order to get rid of punctual artifacts related to human activities, the data were upward continued to an elevation of 600 m. This removed the short wavelength cultural noise without significantly smoothing the data, with regards to the aims and regional extent of the study. Magnetic anomaly 250 m regular grids were produced using the minimum curvature gridding method (Taylor and Mason, 1972), separately, for each survey.

In addition three grid transforms were applied to emphasize various properties of the buried substratum:

- The reduction to the pole (RTP; Fig. 3b): it contributes to simplify the magnetic signal interpretation (Blakely, 1996). Taking into account the Earth field direction, this operator relocates the magnetic anomaly on top of its causative body. When induced magnetization predominates, anomaly bipolarities are removed, so that RTP positive anomalies indicate a local increase of magnetic susceptibility at depth.
- The vertical derivative (Fig. 3c): it enhances local signal gradients while regional trends are removed. Magnetization in the Meso-

Cenozoic Paris Basin is weak and sedimentary cover thickness vary smoothly over large distances; therefore, they generate long wavelength components in the magnetic map, which are removed by the vertical gradient operator. Consequently the map of the magnetic vertical gradient highlights the magnetic contrasts within the underlying substratum (e.g. Weber, 1973; Martelet et al., 2013).

- The Tilt derivative (TILT) or Tilt angle processing (e.g. Miller and Singh, 1994; Verduzco et al., 2004) is powerful for structural interpretation as it depicts equally the edge of deep and shallow magnetic sources (Miller and Singh, 1994). It is an effective method for mapping contacts or faults, weakly contrasted magnetized bodies, located under a sedimentary cover (Fairhead et al., 2011). The TILT map was used to highlight the structures of the underlying substratum and the magnetic body contours which are defined by the zero value in the TILT map (Fig. 3d).

The vertical derivative and the tilt derivative operators were applied on the anomaly reduced to the pole (RTP). In order to avoid artifacts at survey junctions, the magnetic transforms were applied separately, survey by survey, before merging. The merge of the three magnetic surveys was carefully achieved, using a standard grid stitching algorithm.

#### 3.2. Processing of gravity data

Gravity data derive from the compilation of ground gravity surveys conducted in France since the middle of the 20th century and compiled in the Banque Gravimétrique de la France (BGF) (Martelet et al., 2009). In the study area, the average station coverage is about 1 station/km<sup>2</sup>. Data are tied to the CGF65 base station network. In order to derive the Bouguer anomaly, all standard corrections are included, with a reference density of 2600 kg/m<sup>3</sup>, and terrain corrections computed to a distance of 167 km (Martelet et al., 2002). Taking into account the accuracy of 1) the network, 2) the gravity measurements and their positioning and 3) the terrain corrections, the RMS error on the Bouguer anomaly is 0.32 mGal in the study area. The Bouguer anomaly map presented in Fig. 4a locates the main regional density contrasts, from the surface down to several kilometers at depth.

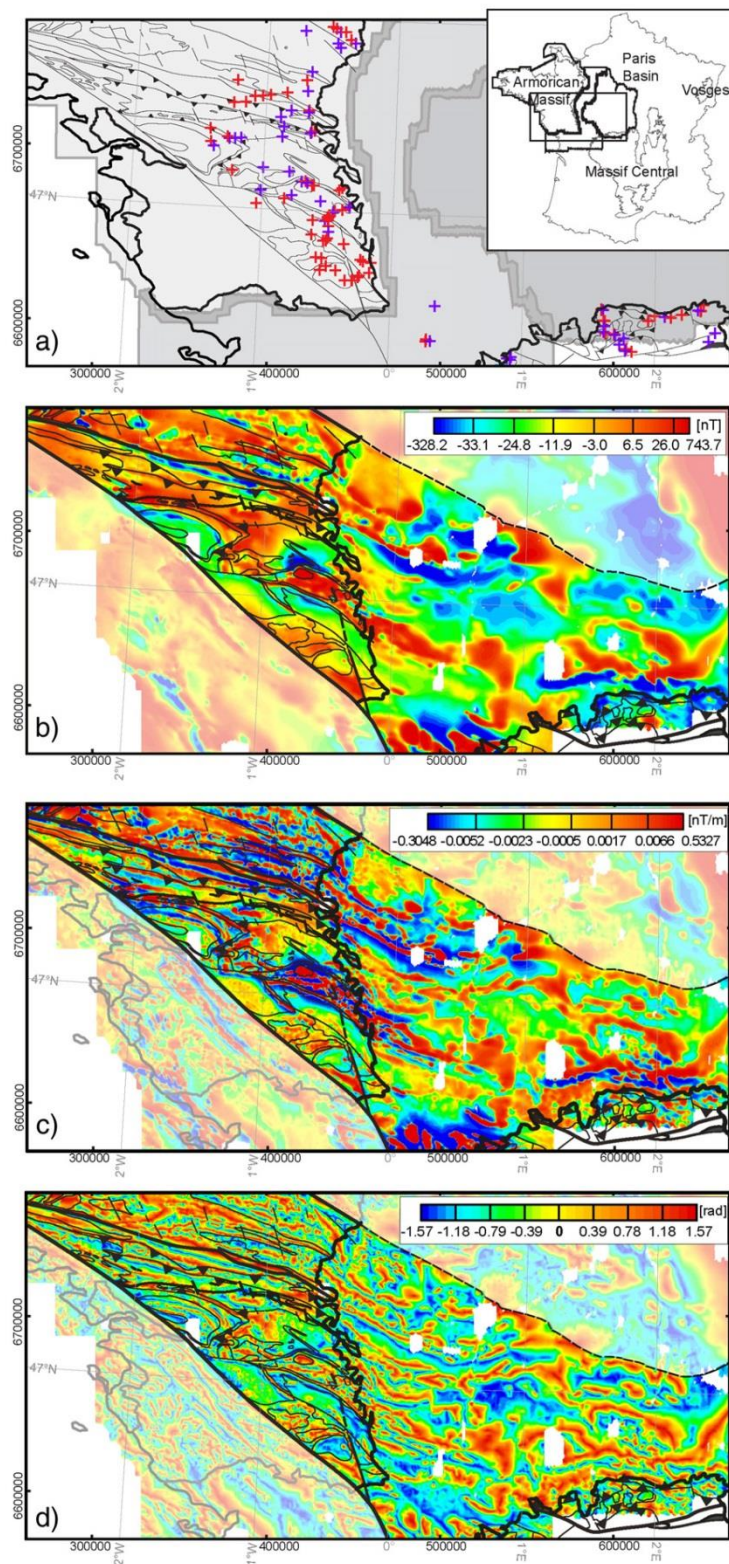
A map of the vertical derivative of the Bouguer anomaly is presented in Fig. 4b. The first order of the vertical gradient of the Bouguer anomaly has long been used for separating close structures (Elkins, 1951; Gérard and Griveau, 1972; Goguel, 1972). Here, this operator is used to highlight density contrasts within the Paris Basin substratum. As for the magnetic map, the regional effect of the Meso-Cenozoic sedimentary pile results in smooth and long wavelength signals and is therefore strongly attenuated by this operator (see Martelet et al., 2013 for more details). Positive and negative signals of the vertical gradient feature relatively high and low density rocks at depth, respectively.

### 4. Measurements of field rock properties

Gravity and magnetic map usually display “averaged” geophysical signatures of geological bodies as compared to the lithological variations at the outcrop scale; the discrimination of the magnetic and gravity causative lithologies suffering from ambiguities. An extensive campaign of petrophysical sampling and measurements was conducted in order to take into account this scale effect in our geophysical maps interpretation. It was designed to derive reliable petrophysical “statistic signatures” for the main lithologies encountered in the study area.

**Fig. 3.** a) Location map of the three aeromagnetic surveys used in this study. From west to east: Brittany, Pays de Loire (PaL), Région Centre Crosses: location of the petrophysical field samples; in red: magnetic susceptibility only, in purple: magnetic susceptibility and density. b) Map of the magnetic anomaly reduced to the pole. c) Map of the magnetic vertical gradient. d) Map of the magnetic tilt derivative. Structural and lithological contours (thin black lines) and massif boundaries (thick black lines) are superimposed (modified from Chantraine et al., 2003).







#### 4.1. Magnetic susceptibility

The magnetic susceptibility of a rock refers to its ability to become magnetized by an external magnetic field such as the Earth's field (e.g. Dearing, 1999). Rocks have various magnetic responses due to their magnetic properties, which to the first order, depend on the volume content of magnetite (Clark and Emerson, 1991). Magnetic susceptibility field measurements were carried out using a hand-held kappameter (KT-9, Exploranium, Canada). The measuring range of KT-9 susceptibility meters is from  $-999$  to  $999 \times 10^{-3}$  SI units with a sensitivity of  $1 \times 10^{-5}$  SI. Because reproducibility of measures is influenced by the irregularity of the rock surface (Lecoanet et al., 1999), measures were achieved in the "Pin-mode" of the kappameter which takes into account a geometric factor to reduce roughness effects.

About 4050 magnetic susceptibility measurements were taken directly on 130 outcrops, all along the southeastern border of the Armorican Massif and the northwestern border of the Massif Central and Poitou High (Fig. 3a). Within each litho-structural unit, most of the outcropping lithologies were sampled. The compilation of these measurements is presented in Fig. 5. For each litho-structural unit, we numerated the magnetic susceptibility measurements within constant intervals of variation. In Fig. 5, the colored bars highlight the most represented magnetic susceptibility ranges, whereas the grey intervals indicate ranges with few randomly distributed data.

As an aid for the interpretation, the magnetic susceptibility was subdivided into three representative ranges, based on the classification of Clark and Emerson (1991) and the separation range of Théveniaut and Clarke (2013): i) from negative values to  $4 \times 10^{-4}$  SI, ii) from  $4 \times 10^{-4}$  to  $5 \times 10^{-3}$  SI and iii) above  $5 \times 10^{-3}$  SI, designated as low, intermediate and high magnetic susceptibility ranges, respectively. Ferric sandstones in Central Brittany exhibit the highest magnetic susceptibility of the study area (Fig. 5). Basic rocks (gabbro-diorite, granodiorite and amphibolite), and Cambrian felsic volcanites are also within the high magnetic susceptibility range, due to their high amount of ferromagnetic minerals, such as magnetite, in their mineralogical composition (Thiéblemont et al., 2011). Granite, leptynite, orthogneiss, migmatite, Neoproterozoic metasedimentary and Paleozoic sedimentary rocks, micaschists and metasediments are within the low magnetic susceptibility range, given that they are mainly composed of diamagnetic (quartz, plagioclase) and paramagnetic minerals. Some Paleozoic sedimentary rocks, basalts, metabasites, meta-gabbro, diorites and amphibolites are within the intermediate range, since they contain paramagnetic minerals, and a small amount of iron-bearing minerals (amphibole, biotite or clay minerals).

Induced magnetization is predominant in the area, but several bimodal anomalies in the RTP map (Fig. 3b) indicate some remnant magnetized rocks. To the north, the Fe-rich Ordovician sandstones of Central Brittany, mainly composed of magnetite, have been studied in detail (Corpel and Weber, 1970): their Koenigsberger ratio is around 6 but the remnant component of magnetization is almost collinear to the ambient magnetic field and therefore does not strongly affect the mapping of this unit. Also, the granodiorite within the Choletais area and the diorite plutons within the Confolentais area are partly remnant magnetized, but their magnetic anomalies almost perfectly match their field cartographic limits (Fig. 3b). This suggests that i) the effect of the remnant magnetization is weak, or ii) their direction of remnant magnetization is close to the induced magnetization. In these three cases, the location of the magnetic causative bodies is only slightly affected by the remnant magnetization and these lithologies also display a high magnetic susceptibility in the field (Fig. 5). Consequently, we made the assumption that the interpretation of the magnetic maps could be achieved considering the magnetic susceptibility only.

Globally, there is a significant overlap between the magnetic susceptibility ranges of the various lithologies; however, this overlap is rather limited between lithologies within each litho-structural unit. This

observation is crucial for the geophysical maps interpretation, as described in the following paragraphs.

#### 4.2. Density

Density is the petrophysical property influencing the gravity data. For this study, 54 unweathered rock samples from most of the lithologies were collected all along the Armorican and Massif Central borders in 48 outcrops (Fig. 3a). The densities of these samples were measured using the double weighting method, with a ca.  $0.01 \text{ g/cm}^3$  uncertainty. The density determination of some lithologies was not possible due to bad outcropping conditions. In this case, a density value was affected with respect to the density average of the same lithology in the other litho-structural units.

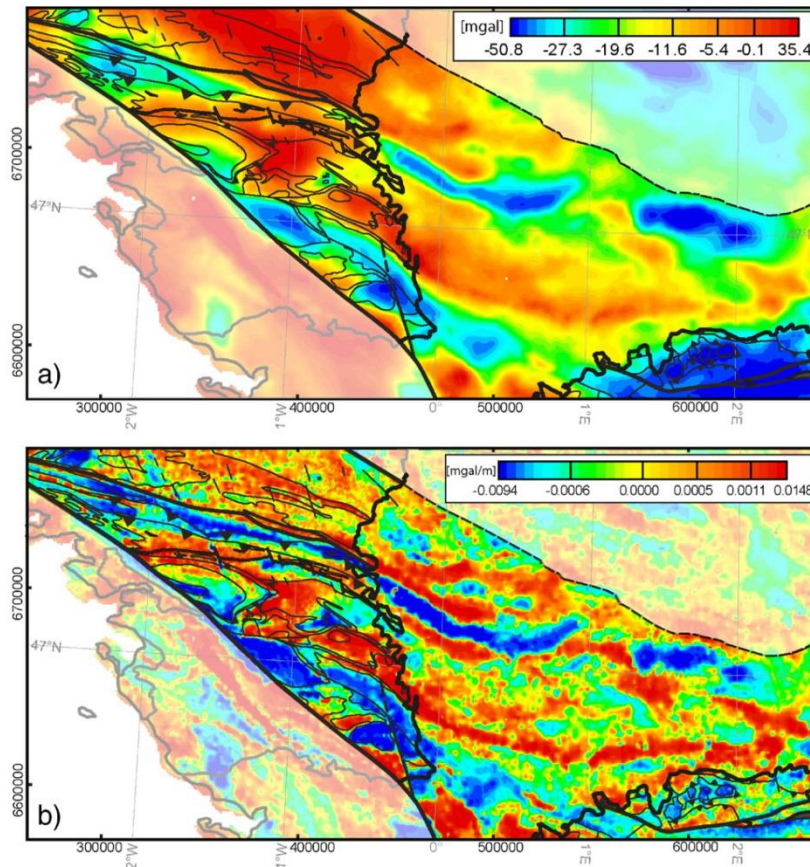
As for the magnetic susceptibilities, the densities were subdivided into three representative groups: i) from  $2.55$  to  $2.65 \text{ g/cm}^3$ , ii) from  $2.65$  to  $2.8 \text{ g/cm}^3$ , and iii) above  $2.8 \text{ g/cm}^3$  for low, intermediate and high densities, respectively (e.g. Edel, 2008) (Fig. 5).

### 5. Geophysical signatures of the Paris Basin substratum

The previous studies investigating the substratum of the Paris Basin using magnetic and gravity data manually outlined the main geophysical anomalies. They were interpreted with simplified lithological attributions, based on the substratum nature documented in some boreholes as well as some rock property data (Weber, 1973; Debeglia and Weber, 1980). More recently, Martelet et al. (2013) proposed a map of petrophysical signatures of the substratum of the south-central part of the Paris Basin, based on a numerical classification combining gravity and magnetic data. We used the same approach to achieve a simplified magnetic-gravity signature of the substratum of the study area.

We agree with previous studies that considered the magnetic effect of the Meso-Cenozoic sedimentary cover of the Paris Basin, almost "transparent" for the magnetic field (Weber, 1973); therefore the magnetic map mostly features the buried substratum. Nevertheless the Meso-Cenozoic sedimentary pile at least attenuates the intensity of the magnetic response of the substratum and increases the wavelength of the substratum anomalies, as the sedimentary cover gets thicker; from 0 to about 2000 m in the study area. The gravity field contains both the effects of the substratum and of the sedimentary basin. The vertical gradient of the Bouguer anomaly used for our classification attenuates the long wavelengths of the Meso-Cenozoic sedimentary pile (Debeglia and Weber, 1985; Martelet et al., 2013). Aiming at the same goals as Martelet et al. (2013), the map of the magnetic anomaly reduced to the pole that was introduced in our classification, followed two considerations: 1) displaying information of the structure and magnetization of the substratum as detailed as possible; 2) being physically as homogeneous as possible with the gravity first vertical derivative. We added a third consideration: 3) reducing as much as possible the variable smoothing and attenuating effect of the Meso-Cenozoic sedimentary pile. Combining the characteristics of RTP and the TILT fulfils the three conditions. These two magnetic maps were combined with the vertical gradient of the Bouguer anomaly to obtain synthesized signatures of magnetic and gravity data. The three layers were combined into a ternary image, using a standard image fusion procedure. We then performed a numerical classification of this ternary image using unsupervised isodata clustering (e.g. Venkateswarlu and Raju, 1992). Based on their gravity and magnetic signatures, all pixels of the map were statistically distributed among 6 classes (Fig. 6a) which well figure the geophysical signatures of the outcropping geology. This map displays self-consistent cartographic bodies, which are compatible with known geological patterns. It features 2 levels of magnetic intensity (from light to dark green) and an intermediate average magnetic/gravity signature (in white) as well as 3 levels of gravity intensity (from light to dark blue). These synthesized geophysical signatures can be related





**Fig. 4.** a) Map of the Bouguer anomaly. b) Map of the vertical gradient of the Bouguer anomaly. Structural and lithological contours (thin black lines) and massif boundaries (thick black lines) are superimposed (modified from Chantraine et al., 2003).

to the simplified 3-levels categorization of the petrophysical magnetization/density parameters (Fig. 5). This map combines magnetic and gravity signatures and it is used as a support for the following structural and lithological interpretations.

## 6. Geological map of the pre-Mesozoic substratum

The first step of the interpretation consists in extending below the Paris Basin sedimentary cover the major structures recognized in the field (Fig. 2a) in order to delineate the Variscan litho-structural units under cover. The structural interpretation (Fig. 6b) uses all geophysical enhanced maps presented in Section 3 supported by the synthesized geophysical signatures map (Fig. 6a). The second step consists in interpreting the lithological nature of the hidden substratum, using the combined petrophysical characteristics of rocks (Fig. 5), the synthesized geophysical signatures of the substratum (Fig. 6a) and the structural sketch map including available boreholes (Fig. 6b).

### 6.1. Undercover delineation of structural features

Manually interpreted geophysical trends deriving from the magnetic and gravity maps are outlined in red in Fig. 6a. They underline the N110E-N120E and N90E striking structural directions of the Armorican Massif and the Massif Central, respectively, known in the field. In addition to these trends, main geophysical structures and discontinuities were interpreted. The interpretative structural map (Fig. 6b) showing

the extension of the structural units below the Paris Basin cover is discussed from north to south.

Central Brittany is limited to the north by the NASZ. Its extension constitutes the northern limit of the study area; it is defined regionally by a major N110°E-oriented disharmony between the strong magnetic signals of Central Brittany to the south, and the northern weak magnetic signals (Fig. 3b). It is also outlined by a successive E-W striking chaplet of magnetic anomalies bounded the NASZ to the north, which can be outlined from the field to the easternmost part of the studied area (Baptiste et al., 2015) (Fig. 3c, Fig. 3d). The Lanvaux unit is marked by a well-defined NW-SE striking elongated low density anomaly, known as Lanvaux orthogneiss (Fig. 4b); it is bounded to the north by the NBSASZ. Following the magnetic and gravity trends under cover (Fig. 6a), the strike of the NBSASZ changes eastwards from NW-SE to NE-SW and joins the NASZ, limiting Central Brittany to the east (Fig. 6b). The southern border of the noticeable Lanvaux low gravity anomaly defines the limit between the Lanvaux unit and the northern part of St-Georges-sur-Loire unit (Fig. 6b).

In the field, the St-Georges-sur-Loire unit is characterized by low magnetic (Fig. 3b) and gravity signal (Fig. 4b), and by scattered moderate intensity magnetic anomalies (Fig. 3c) and a high intensity gravity anomaly, to the north and south, respectively. Predominant NW-SE/E-W striking geophysical trends are also observed (Fig. 6b). Under the Paris Basin sedimentary cover, the northern and southern part cannot be separated by geophysical data. The southern border of the high intensity gravity anomaly defines the southern limit of the St-Georges-

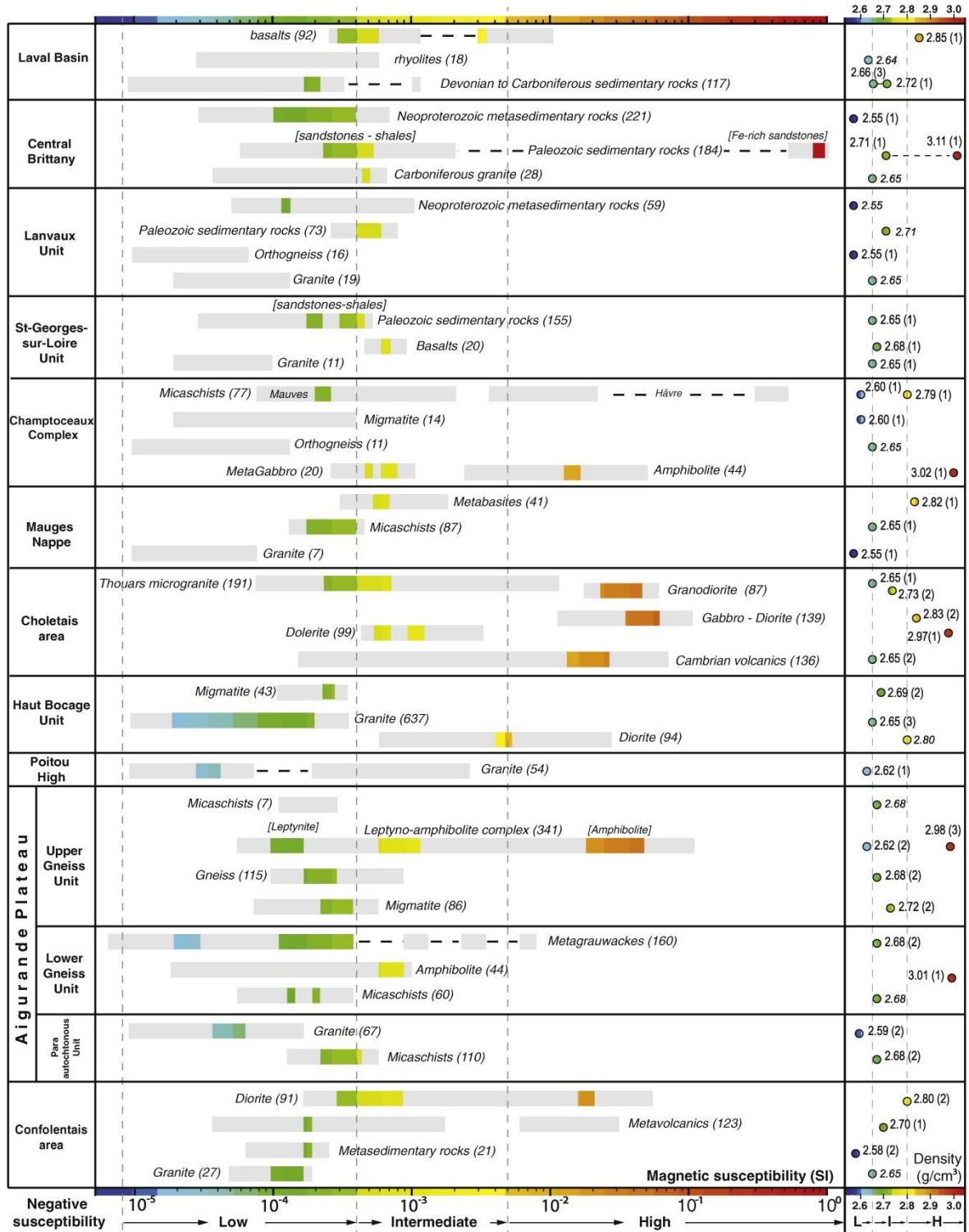
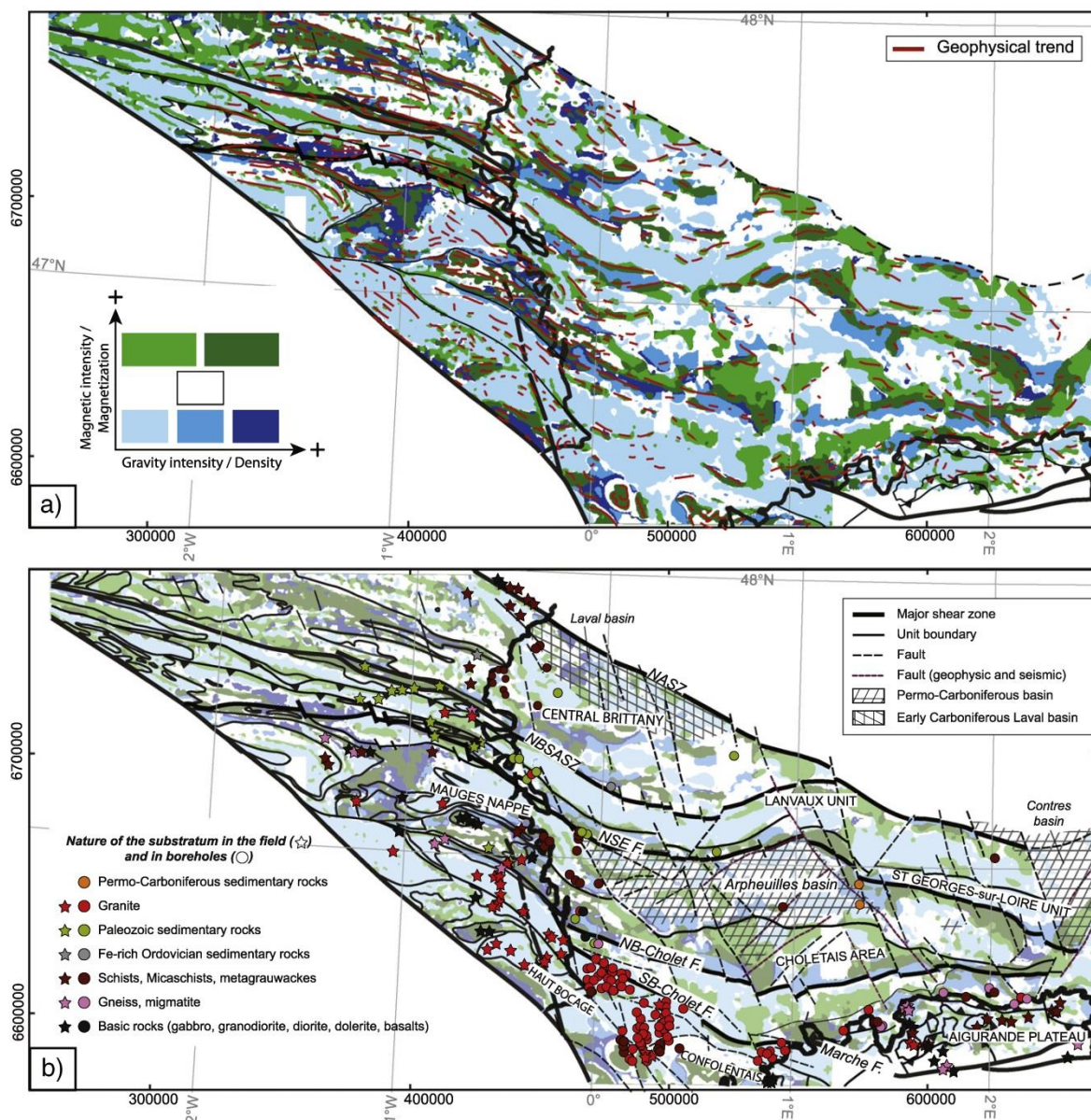


Fig. 5. Magnetic susceptibilities and average density values of the main lithologies sampled in the field, within each litho-structural unit. L: low, I: intermediate; H: high densities; refer to the text for explanations. In brackets: number of magnetic susceptibility measurements and number of density samples. Location of the sampling sites is documented in Fig. 3a.





**Fig. 6.** a) Map of synthesized geophysical signatures resulting from the classification of the magnetic (magnetic anomaly reduced to the pole and magnetic tilt derivative) and gravity (vertical gradient of the Bouguer anomaly) signatures. Magnetic and gravity trends are superimposed (red lines). b) Interpretative structural sketch map of the Pre-Mesozoic substratum, of the southwestern part of the Paris Basin, with the location of the Permo-Carboniferous basins, the lithology of the studied outcrops (colored stars) and the lithology of the substratum in boreholes (colored circles).

sur-Loire unit (Fig. 4b); it defines the cartographic trace of the NSE Eo-Variscan suture (Fig. 6b).

The Choletais area, marked by an E-W striking high gravity elongated anomaly, extending 150 km eastwards below the Paris Basin sedimentary cover (Fig. 4b), is bounded to the south, by the northern branch of the Cholet fault (Fig. 6b). This noticeable anomaly defines the southward boundary of the Mauges nappe. Along this fault, the magnetic and gravity trends strike E-W in continuity along more than 150 km (Fig. 6a). Northwards, the geophysical trends become less and less continuous (Fig. 6a), suggesting the decreasing gradient of

deformation away from the fault, as observed in the Armorican Massif (Thiéblemont et al., 2011). To the east (around 2°E), the E-W striking Cholet fault marks the northern limit of NW-SE geophysical trends of the Aigurande Plateau. Altogether, these features suggest that the Cholet fault can be considered as a major shear zone.

In the east of the study area (around 2°E), the NSE fault and the northern branch of the Cholet fault almost meet, closing the Mauges nappe and the Choletais area, to the east (Fig. 6a). To the south of the Cholet fault, low gravity anomalies (Fig. 4b) and signatures (Fig. 6a) and NW-SE striking geophysical trends (Fig. 6a) are predominant; this



refers to the Haut Bocage unit and Confolentais area connection. To the east of the Haut Bocage unit, the direction of geophysical trends progressively changes from NW-SE to E-W, featuring the connection between the Haut Bocage unit and Aigurande Plateau.

In the easternmost part of the studied area, all these units are interrupted by NE-SW striking structures bounding the Permo-Carboniferous Contres basin, well characterized on seismic profiles and in deep boreholes (Fig. 6b; Beccaletto et al., 2015).

At the regional scale, all structures are offset by N150E-N160E-striking faults and, to a lesser extent, by their conjugate N20E-N30E striking faults (Fig. 6b). In agreement with Martelet et al. (2013), two kinematics are interpreted along the N150E-N160E faults: i) a dextral motion highlighted by the offset of preexisting structures and lithological markers, and ii) a vertical movement documented by the attenuation and the spreading of the magnetic signal from west to east. In the southeastern part of the Armorican Massif, the N150E striking Partenay fault is described as a middle to upper Visean dextral shear zone (Rolin et al., 2009). The seismic information confirms the role of these faults during the opening of Carboniferous or Permian Arpheuilles and Contres basins (Fig. 6b; Beccaletto et al., 2015). Moreover, they were interpreted as Permian or Triassic fracture zones reactivated during the opening of the North Atlantic Ocean and Gulf of Biscaye (Vignerresse, 1988). They are also known throughout the Armorican Massif, where they bound small Tertiary basins. Based on these information, the N150E-N160E striking faults can be interpreted as Variscan faults, reactivated during the tectonic evolution of the Paris Basin, strongly affecting present-day geometry in the southwestern part of the basin.

The N30E striking normal faults, mainly located in the Mauves nappe (Fig. 6b), are also interpreted as Variscan structures reactivated during the Permo-Carboniferous, controlling the geometry of the Arpheuilles basin (Fig. 6b; Beccaletto et al., 2015).

6.2. Interpretation of the undercover lithologies

Based on the geophysical signatures and the structural information, we propose a geological map displaying the interpreted lithologies assigned to the dominant geophysical signatures (Fig. 7a) and an interpretative cross section based on geological information observed in the field (Fig. 7b). This geological map as well as its tectonic implications are discussed in each litho-structural unit.

6.2.1. Central Brittany

Central Brittany is mainly composed of Neoproterozoic metasedimentary rocks and Paleozoic sedimentary rocks intruded by Carboniferous granites (Fig. 2). In this litho-structural unit, high magnetization and density signatures (Fig. 6a) unambiguously refer to the Fe-rich Ordovician sandstone (up to 0.8 SI and 3.11 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5). This marker extends eastwards, bounding the NBSASZ (Fig. 8a); its presence is confirmed at 300 m depth under cover by a borehole (Fig. 6b).

Contrary to previous models (Weber, 1971, 1973; Debeglia and Weber, 1980), the Paleozoic rocks can be discriminated from the Neoproterozoic ones using the petrophysical information. Paleozoic rocks including Fe-rich sandstones displaying low magnetization and density (from 1.5 to 5 × 10<sup>-4</sup> SI and 2.71 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5) can be traced

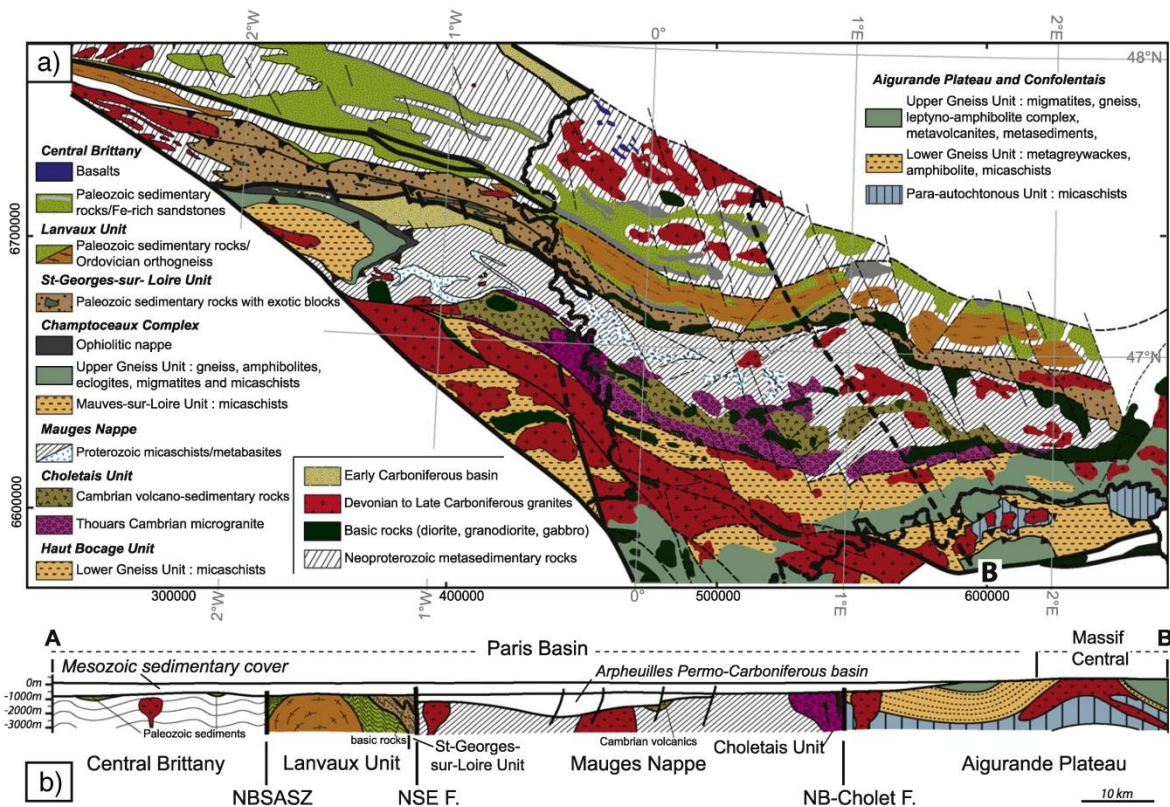
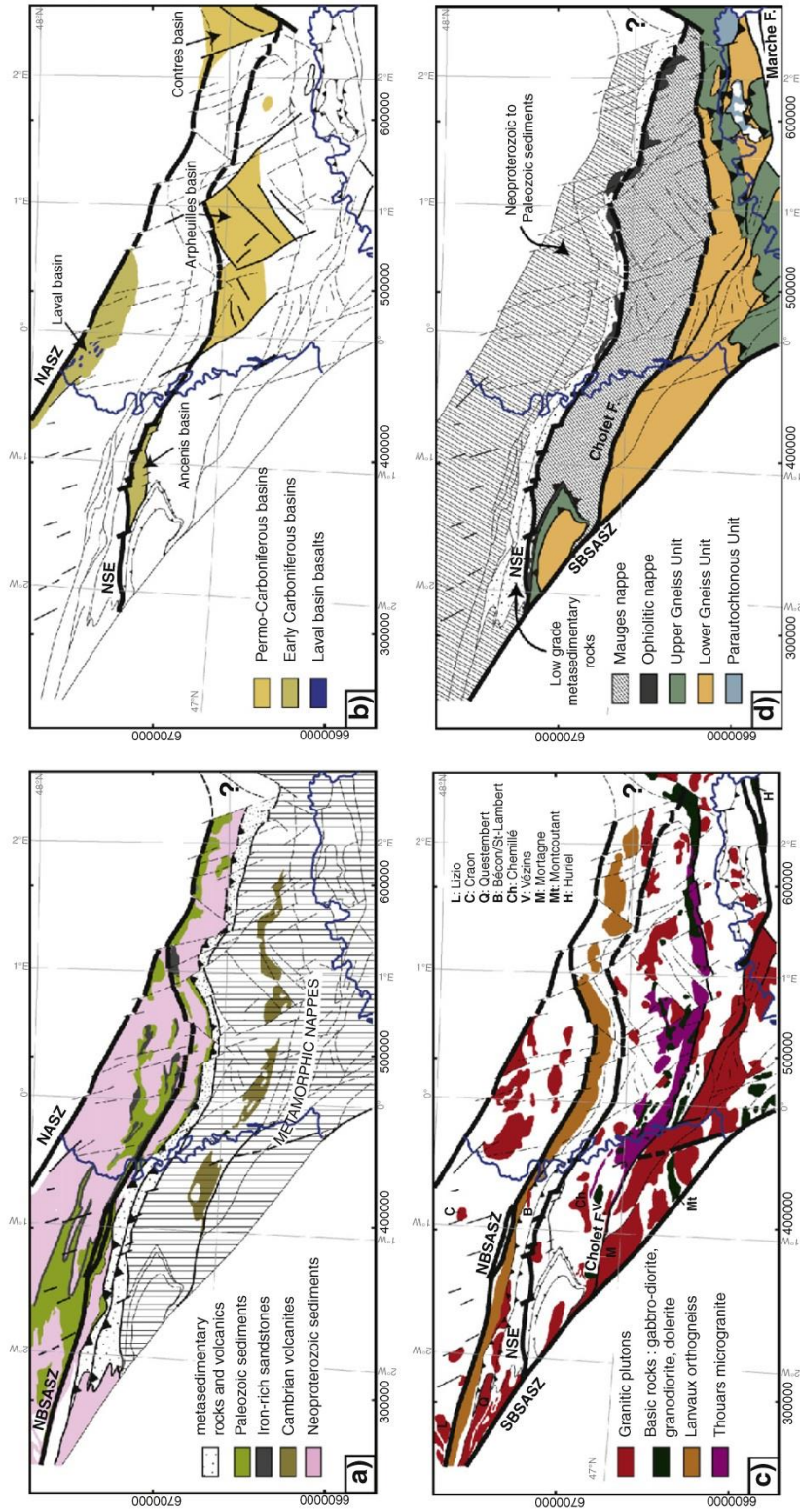


Fig. 7. a) Interpretative geological map of the Pre-Mesozoic substratum of the southwestern part of the Paris Basin. This map synthesizes the information coming from the potential field data (aeromagnetic and gravity enhanced maps), the classified geophysical signatures, the structural sketch map and the petrophysical characteristics of rock samples. For clarity reasons, Permo-Carboniferous basins are not represented in this map. The thick black dotted line locates the cross section presented in panel b. b) Interpretative geological cross-section of the Pre-Mesozoic substratum of the southwestern part of the Paris Basin inferred from the geophysical information processed in this study, and the extension of the structures known in the field.





**Fig. 8.** Decomposition of the geological map into its main lithological ensemble: a) Sedimentary rocks and volcanics; b) Permo-Carboniferous basins, using geophysical and seismic data (modified from Beccalotto et al., 2015); c) magmatic intrusions; d) metamorphic nappes. Blue lines: massif boundaries (modified from Chantaline et al., 2003).



eastwards (Fig. 7a). In the field, geophysical signatures of the Neoproterozoic metasedimentary rocks are heterogeneous, with intermediate magnetic susceptibility and low density (from  $10^{-4}$  to  $3 \times 10^{-4}$  SI and  $2.55 \text{ g/cm}^3$ ; Fig. 5). They are also intruded by moderately magnetic and dense ( $3.11 \text{ g/cm}^3$ ) gabbroic dykes (Vernhet et al., 2009). Thus the map exhibits a succession of thin E-W trends with intermediate to high magnetic and intermediate gravity signatures that can be identified under the sedimentary cover and grouped with the Neoproterozoic metasedimentary rocks (Fig. 6a). The Laval basin has intermediate to low magnetic and gravity signatures as well as peculiar E-W trending texture (Fig. 6a) well visible in the magnetic vertical gradient (Fig. 3c). This E-W trending signature is likely related to interbedded basalts with intermediate magnetization and density (up to  $10^{-2}$  SI and  $2.85 \text{ g/cm}^3$ ; Fig. 5) as observed in the field (Fig. 8b). This feature allows delimiting the southern extension of the Laval basin under the Paris Basin cover (Fig. 8b). Furthermore, the low magnetic and gravity signatures (Fig. 6a) are related to Carboniferous granite intrusions (less than  $5 \times 10^{-4}$  SI and  $2.65 \text{ g/cm}^3$ ; Fig. 5). Witnesses of these granitic plutons are mapped in the field, bounded and affected by the dextral shearing of the NASZ: the Pertre granite emplaced at  $343 \pm 3 \text{ Ma}$  (Vernhet et al., 2009) and the Craon granite (e.g. Le Gall et al., 2011; Trautmann et al., 2011). The location and the shape of the undercover granites suggest that they probably are affected by the NASZ shearing (Fig. 8c).

Overall, the Central Brittany litho-structural unit, delimited to the south by clear markers of Fe-rich Ordovician sandstones, appears also limited to the east, at the junction between the NASZ and the NBSASZ (Fig. 6b). In the southwestern part of the Paris Basin, these interpretations are consistent with the tectonic sketch of major Armorican shear zones proposed by Martínez Catalán (2012). The southern part of Central Brittany is structured by patterns of Neoproterozoic and Paleozoic sedimentary rocks. In its northwestern part, the early-Carboniferous Laval basin is developed along the NASZ; it is delimited by low magnetic and gravity signatures (Fig. 6b) related to granitic bodies (Fig. 7a), to the south.

#### 6.2.2. The Lanvaux unit

In agreement with previous works, the eastern extension of the Lanvaux negative gravity anomaly (Fig. 4b) is well documented along more than 200 km (Weber, 1973; Debeglia and Weber, 1980; Autran et al., 1994; Martelet et al., 2013). This anomaly is interpreted as deriving from the low magnetization and low density signatures of the Lanvaux orthogneiss, confirmed by the petrophysical measurements (from  $10^{-5}$  to  $0.7 \times 10^{-4}$  SI and  $2.55 \text{ g/cm}^3$ ; Fig. 5). In the field, the Carboniferous Bécon and the St-Lambert granites display low magnetic susceptibilities and densities comparable to those of the orthogneiss (from  $2 \times 10^{-5}$  to  $10^{-4}$  SI; Fig. 5); it is therefore not possible to discriminate the older Lanvaux orthogneiss ( $477 \pm 18 \text{ Ma}$ ; Guerrot et al., in Janjou, 1998) from the Carboniferous granites. The Carboniferous granites being mainly located along the SBSASZ (Fig. 8c), we consider that the low magnetic and gravity signatures are related to the Lanvaux orthogneiss (Fig. 8c). Eastwards, under cover, the strike of the NW-SE Lanvaux orthogneiss evolves to an E-W and progressively NE-SW direction, parallel to the NBSASZ (Fig. 8c). Lanvaux unit is an antiform (Faure and Cartier, 1998), with Neoproterozoic metasedimentary and Paleozoic sedimentary rocks similar to those of the Central Brittany and with comparable petrophysical characteristics (Fig. 5). The succession of geophysical signatures of metasedimentary and sedimentary rocks as well as the orthogneiss observed in the field extends eastwards under the Paris Basin sedimentary cover. This suggests that the unit has the same antiformal structure, throughout its eastward extension (Fig. 7b). At the southern border of the Lanvaux unit, the magnetic signature of the Paleozoic rocks highlights the tectonic limit with the St-Georges-sur-Loire unit (Fig. 6b).

#### 6.2.3. The St-Georges-sur-Loire unit

Whereas cartographically well marked under cover, the eastern extension of the St-Georges-sur-Loire unit has various geophysical signatures (Fig. 6a), rather magnetic and dense. Cartographically, these signatures cannot be formally related to the northern/southern parts of the unit, as observed in the field (Fig. 2a). The northern part of the unit is marked by low magnetic and gravity signatures (Fig. 6a) related to a granitic pluton (up to  $10^{-4}$  SI and  $2.65 \text{ g/cm}^3$ ; Fig. 5), located at the junction between the Lanvaux and the St-Georges-sur-Loire units, mostly hidden below the Paleozoic series (up to  $5 \times 10^{-4}$  SI and  $2.68 \text{ g/cm}^3$ ). Granites located along the SBSASZ (Fig. 8c) belong to a leucogranite belt displaying dextral shearing, associated with the emplacement of the leucogranite plutons (Berthé et al., 1979; Jégouzo, 1980; Vignerresse and Brun, 1983; Gapais et al., 1993; Turrillot et al., 2009). Among them, Questembert and Lizio leucogranites (Fig. 8c) emplaced at  $316 \pm 3 \text{ Ma}$  and  $316 \pm 6 \text{ Ma}$  (Tartèse et al., 2011b; Tartèse et al., 2011a), in agreement with the St-Lambert granite located to the Lanvaux unit, which displays S/C structures suggesting an emplacement during the dextral shearing of the NBSASZ at  $312 \pm 3 \text{ Ma}$  (Faure and Cartier, 1998). Under cover, these low magnetic and gravity signatures are not observed (Fig. 6a), thus these granites cannot be extended eastward, suggesting a limited eastward extension of the leucogranite belt.

The southern part of the unit, the blocky sub-unit is characterized by scattered high magnetic and various low to high gravity signatures (Fig. 6a). Below the Paris Basin sedimentary cover, the high magnetic and gravity signatures elongated eastwards throughout the map, likely correspond to basic rocks, as interpreted by Martelet et al. (2013). These basic rocks can be variously interpreted in terms of lithology: i) basaltic or gabbroic olistostoliths as described in this unit in the Armorican Massif (Cartier and Faure, 2004), ii) interbedded basalts related to the opening of a back-arc basin (Ducassou et al., 2011) or iii) mafic rocks such as the ophiolites which sporadically crop out along the NSE fault (Marchand, 1981; Faure et al., 2008; Ballèvre et al., 2009). In the eastern part of the St-Georges-sur-Loire unit, the depth of the contact between the substratum and the sedimentary cover is defined at about 500 m, and the bodies responsible for the magnetic signal are located at more than 1500 m depth (Martelet et al., 2013). Consequently the magnetic susceptibility of the magnetic source has to be strong enough to produce such a magnetic signature. According to the magnetic susceptibility measured in the field in St-Georges-sur-Loire unit, we cannot interpret the source as basalts since they do not yield a high magnetic susceptibility (from 6 to  $8 \times 10^{-4}$  SI; Fig. 5). The third hypothesis better complies with the petrophysical signatures and with other evidence reported in the literature. Indeed, the interpretation of the Armor2 seismic profile, located in the southern part of the Armorican Massif (Bitri et al., 2003), suggested the presence of the northern part of the Champtoceaux complex beneath St-Georges-sur-Loire unit. The northern part of this complex crops out as ophiolitic series along the NSE fault; it is made of high magnetic susceptibility and high density rocks, such as amphibolite, and micaschists (from  $1.1$  to  $1.5 \times 10^{-2}$  SI,  $3.02 \text{ g/cm}^3$  and up to  $0.3$  SI,  $2.79 \text{ g/cm}^3$ , respectively; Fig. 5). Therefore, contrary to previous sketch (Weber, 1973; Debeglia and Weber, 1980), our results reveal the eastward extension of ophiolitic series marking the NSE Eo-Variscan suture (Fig. 8d); it is supported by high magnetic and gravity signatures which extend up to the eastern part of the study area limiting St-Georges-sur-Loire unit to the south.

#### 6.2.4. The Mauges nappe and the Champtoceaux complex

The Mauges nappe, mainly composed of Neoproterozoic micaschists (Fig. 2), exhibits both low magnetic and gravity signatures (Fig. 6a) that may account for hidden granitic plutons. Granitic rocks crop out locally, as for instance the Chemillé pluton intruding the Mauges micaschists, displaying low magnetic susceptibility and density (up to  $8 \times 10^{-4}$  SI and  $2.55 \text{ g/cm}^3$ ; Fig. 5). Similar low geophysical signatures depicted in the undercover extension of the Mauges nappes (Fig. 6a) suggest the



presence of punctual granitic plutons, probably similar to the Chemillé granite (Fig. 8c). Also, metabasites interbedded in the micaschists yield higher magnetic susceptibility and density ranges (from 5 to  $7 \times 10^{-4}$  SI and 2.82 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5) than the surrounding micaschists. These signatures trace the eastward extension of the Mauges nappe under the sedimentary cover of the southern part of the Paris Basin (Fig. 7a).

The Choletais area is composed of Cambrian acidic volcanites, intruded by microgranite, granodiorite and gabbro-diorite, unconformably covering the Neoproterozoic rocks (Fig. 2). Among them, the Vézins granodiorite (Fig. 8c) emplaced at  $345 \pm 5$  Ma (Thiéblemont et al., 2011) is supposed to be a syn-kinematics intrusion related to the dextral shearing of the Cholet fault (Rolin et al., 2009). In the Choletais area, the magnetic susceptibilities and density measurements do not discriminate the gabbro-diorite suites from the granodioritic plutons (from  $4$  to  $7 \times 10^{-2}$  SI, 2.83 g/cm<sup>3</sup> and from  $2$  to  $5 \times 10^{-2}$  SI, 2.73 g/cm<sup>3</sup>, respectively; Fig. 5). For this reason, these lithologies are grouped together as “basic rocks” in the interpretative geological map (Fig. 7a). The Cambrian volcanics are discriminated by a lower density compared to basic rocks (2.65 g/cm<sup>3</sup> and from 2.73 to 2.83 g/cm<sup>3</sup>, respectively; Fig. 5). As previously described (Weber, 1971), in the southern part of the Mauges nappe, the northern branch of the Cholet fault is bounded to the north by an unexpected E-W striking high density elongated anomaly, which extends 200 km eastwards (Fig. 4b). It is superimposed, in the Armorican Massif, to the low magnetization and low density Thouars microgranite (from  $1$  to  $7 \times 10^{-4}$  SI and 2.65 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5). The high intensity anomaly can however be explained by the close association of acidic and basic magmatism composing the Thouars massif (Mathieu, 1943, 1958; Weber, 1971) emplaced at  $519 \pm 10$  Ma (Thiéblemont et al., 2011). The high resolution geophysical data enhance this dual anomaly: it highlights punctual high magnetization signatures associated with high density anomaly (Fig. 6a) related to basic rocks (from  $3$  to  $6 \times 10^{-2}$  SI and up to 2.83 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5) and the presence of high density intrusive dolerite (2.97 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5) located along the Cholet fault, at the junction between the Mauges nappe and the Haut Bocage unit.

The early Carboniferous Ancenis basin is marked by a low gravity anomaly (Fig. 4b) likely related to a hidden granitic pluton (Fig. 8c) as previously described by Martelet et al. (2013) as well as E-W striking high magnetic trends well defined in the vertical gradient of the magnetic anomaly. This contrast can reasonably be related to the northern extension of the Champtocéaux complex, corresponding to the ophiolitic nappe, buried below the Ancenis basin, along the NSE fault, also interpreted in Armor2 seismic profile (Bitri et al., 2003).

Following the NSE fault to the east, the Permo-Carboniferous Arpheuilles basin, recognized by seismic profiles under cover (Beccalotto et al., 2015) and two boreholes (Fig. 6b), exhibits a peculiar texture in the magnetic first vertical derivative (Fig. 3c) and tilt (Fig. 3d) maps. This texture allows delimiting the extension of the Arpheuilles basin (Fig. 8b). Superimposed on the magnetic texture, high intensity magnetic anomalies are interpreted as the presence of Cambrian volcanic rocks (Fig. 7a) underlying Arpheuilles basin, accompanied by granitic plutons highlighted by their low gravity signatures (Fig. 6a). Our results show that, to the north, Arpheuilles basin is bounded by the NSE fault and controlled by N150E striking faults as well as their N30E-N40E conjugates (Fig. 8b). This suggests that the Arpheuilles basin may be the lateral equivalent of the early Carboniferous Ancenis basin.

#### 6.2.5. The Aigurande Plateau and its connection with the Haut Bocage unit

This area consists in a stack of metamorphic nappes intruded by granitic plutons (Fig. 2). Under cover, the Cholet fault delimits the northern contact of the high grade metamorphic nappes with the Mauges nappe, composed of low grade micaschists (Fig. 8d).

In the northern part of the Aigurande Plateau, the Lower Gneiss Unit (LGU), is mainly composed of low magnetic susceptibility and density

micaschists and metagrawackes (up to  $4 \times 10^{-4}$  SI and 2.8 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5), and intermediate magnetic and high density amphibolite (from 5 to  $9 \times 10^{-4}$  SI, 3.01 g/cm<sup>3</sup>). The Upper Gneiss Unit (UGU) was discriminated from the LGU by both the high magnetic and density signatures (Fig. 6a) deriving from the amphibolites within the leptynite-amphibolite complex (from  $1.5 \times 10^{-2}$  to  $5 \times 10^{-2}$  SI and 2.98 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5). Consequently, the LGU/UGU contact can be mapped under the Paris Basin sedimentary cover, bounded to the north by the northern branch of the Cholet fault (Fig. 7a). The LGU micaschists are associated with the Haut Bocage unit described in the field (Fig. 6b; Fig. 7a), which consist of a stack of metamorphic nappes, refolded in an ENE-SSW striking antiform/synform succession, intruded by Carboniferous granites (Fig. 7b).

The micaschists of the Para-autochthonous unit displaying low to intermediate magnetic susceptibility and density (up to  $4 \times 10^{-4}$  SI and 2.68 g/cm<sup>3</sup>), related to low to intermediate magnetic and gravity signatures (Fig. 6a), has no characteristic signature that can be mapped under the Paris Basin sedimentary cover.

In this area, granitic plutons belong to the Hercynian Mortagne – Marche leucogranites belt (Vignerresse, 1988; Gapais et al., 1993; Vignerresse, 1999; Rolin and Colchen, 2001; Rolin et al., 2009; Edel et al., 2015; Gapais et al., 2015). These granites are largely represented in the Haut Bocage unit and Massif connection (Fig. 7a).

#### 6.2.6. The Poitou High: the Haut Bocage unit and the Confolentais area junction

Largely represented in the field, in the Haut Bocage unit and the Confolentais area (Fig. 6b), the low magnetic and gravity signatures (Fig. 6a) are related to granitic plutons (from  $0.8 \times 10^{-5}$  to  $10^{-4}$  SI and 2.65 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5). Under cover, equivalent magnetic and gravity signatures related to granitic plutons described in the Poitou High (from  $2.5$  to  $4 \times 10^{-5}$  SI and 2.62 g/cm<sup>3</sup>; Fig. 5), mark the connection between the southern part of the Haut Bocage unit and Confolentais area (Fig. 7a). As largely recovered in boreholes (Fig. 6b), granitic plutons represent the main rocks of the substratum in this area (Fig. 7a). These granitic plutons consist in leucomonzogranites, leucogranites, granodiorites and calc-alkaline diorites. They belong to a granitic belt emplaced from late Devonian to early-Carboniferous and are associated with the shearing of the various branches of the SASZ (see Rolin et al., 2009 for more information). Using the geophysical signatures of the substratum (Fig. 6a), it is not possible to discriminate the various leucomonzogranites, leucogranites and granodiorites.

Under the sedimentary cover, the southern part of the Poitou High is marked by punctual high magnetic and gravity signatures (Fig. 6a) related to the calc-alkaline diorite plutons exposed in the field, both in Confolentais area and Haut Bocage unit (Fig. 6b). These diorite plutons emplaced at  $373 \pm 10$  Ma (Cuney et al., 1993) and from  $360 \pm 3$  Ma to  $349 \pm 5$  Ma (Bertrand et al., 2001; Alexandre et al., 2002) for the Montcoutant and various Poitou High diorite plutons, respectively, are associated with the dextral shearing of the SBSASZ (Fig. 8c) (see Rolin et al., 2009 for more information). In the southern Aigurande Plateau, Huriel diorite intrusion (Fig. 8c) emplaced at  $361 \pm 1$  Ma (Pin and Paquette, 2002) and post-date the dextral shearing of the Marche fault (Rolin et al., 2009). Diorite plutons have consistent high magnetic susceptibility and density (up to  $1.5 \times 10^{-2}$  SI and 2.80 g/cm<sup>3</sup> and from  $3$  to  $6 \times 10^{-3}$  SI, and 2.80 g/cm<sup>3</sup>, respectively; Fig. 5). These basic rocks are discriminated i) from the intermediate magnetic and low density signatures corresponding to the LGU host micaschists, in the Haut Bocage unit, and ii) from the high magnetic and intermediate signatures related to the metavolcanites belonging to the UGU (up to 0.3 SI; Fig. 5), in the Confolentais area (Fig. 7a).

## 7. Summary and conclusion

Our paper outlines the benefit of a joint interpretation of potential fields (high-resolution aeromagnetic and gravity data) and



petrophysical characterization (magnetic susceptibility and density measurements on rock samples), in order to derive reliable lithological and structural mapping of a buried substratum.

In order to propose a geological map of the hidden substratum of the southwestern part of the Paris Basin, our methodology, is divided into five successive stages: i) the potential field data were processed, with the aim to get specific information (geophysical contrasts, structural features...), ii) magnetic susceptibilities and densities were measured on field rock samples along the eastern border of the Armorican Massif and the northern border of the Massif Central, leading to a petrophysical library of lithologies, iii) using selected magnetic and gravity maps, a map of geophysical signatures was synthesized using an unsupervised classification, featuring 6-levels of magnetic/gravity intensities, iv) the combined analysis and interpretation of magnetic and gravity trends with the synthesized geophysical signatures, allowed extending the Variscan litho-structural units below the Paris Basin sedimentary pile, v) relating the geophysical signatures to the petrophysical characteristics (density and magnetization) within each litho-structural unit, allowed interpreting a geological map of the substratum. This updated study reveals new geological information: i) the limited eastward extension of Central Brittany, bordered to the east by the NE-SW striking NBSASZ; ii) the eastward extension, along ca. 150 km, of the Cholet fault, interpreted as a major fault, delineating the northern limit of the Aigurande Plateau; iii) the emphasis on a series of N150E-N160E and N30E striking normal Variscan fault, reactivated during the tectonic history of the Paris Basin, especially controlling the opening of Permo-Carboniferous basins; iv) the extension of the Nort-sur-Erdre fault considered as an ophiolitic suture, documented by the presence of high magnetic and density rocks along the southern part of the St-Georges-sur-Loire unit.

Overall, our methodology provides keys for extensive mapping of buried basement using magnetic, gravity and petrophysical data. In the near future, this study will be extended to the entire Paris Basin in order to propose a complete geological map of the pre-Mesozoic substratum of the Paris Basin.

## Acknowledgments

This work is part of a PhD Thesis co-funded by Région Centre and BRGM. We thank an anonymous reviewer and J.B. Edel for useful and constructive comments, which contributed to improving the manuscript. Geophysical maps were drawn using Geosoft® software.

## References

- Alexandre, P., Le Carlier de Veslud, C., Cuney, M., Ruffet, G., Virlogeux, D., Cheilletz, A., 2002. Datation 40Ar/39Ar des leucogranites sous couverture du complexe plutonique de Charroux-Civray (Vienne). *Compt. Rendus Geosci.* 334, 1141–1148. [http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01859-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01859-X).
- Autran, A., Lameyre, J., 1980. Conclusions générales. Les granitoïdes de France. *Mémoires BRGM* 107, 87–99.
- Autran, A., Lefort, J.P., Debeglia, N., Edel, J.B., Vignerresse, J.L., 1994. Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. In: Chantaine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, IGCP-Project 233. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 49–72.
- Ballèvre, M., Lardeux, H., 2005. Signification paléogéologique et paléogéographique des bivalves du Carbonifère inférieur du bassin d'Ancenis (Massif armoricain). *Comptes Rendus Palevol* 4, 109–121. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crpv.2004.11.011>.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Géoscience* 341, 174–201. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>.
- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J.-C., Christian, J., Wyns, R., 1994. Eo-Hercynian events in the Armorican Massif. In: Chantaine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, IGCP-Project 233. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 183–194.
- Ballèvre, M., Paris, F., Robardet, M., 1992. Corrélatons ibéro-armoricaines au Paléozoïque: une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 315, 1783–1789.
- Ballèvre, M., Pinaron, J.-L., Kienast, J.-R., Vuichard, J.-P., 1989. Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite in eclogite-facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Brittany, France). *J. Petrol.* 30, 1321–1349.
- Baptiste, J., Martelet, G., Faure, M., Beccaletto, L., Perrin, J., 2015. Up-to-date Regional Gravity and Aeromagnetic Data to Unravel the Geological Patterns of the Pre-Mesozoic Substratum of the Paris Basin. *Variscan 2015: The Variscan Belt: Correlations and Plate Dynamics*, Jun 2015, Rennes, France.
- Beccaletto, L., Capar, L., Serrano, O., Marc, S., 2015. Structural evolution and sedimentary record of the Stephano-Permian basins occurring beneath the Mesozoic sedimentary cover in the southwestern Paris basin (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 429–450.
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., Marc, S., 2011. Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines. *Marine and Petroleum Geology, Thematic Set on the Implications of basin dynamics on petroleum systems* 28, 861–879. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006>.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 235–250. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90024-X](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(85)90024-X).
- Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(79\)90019-1](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(79)90019-1).
- Bertrand, J.M., Leterrier, J., Cuney, M., Brouand, M., Stussi, J.M., Delaperrière, E., Virlogeux, D., 2001. Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentaïs, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géol. Fr.* 1, 167–189.
- Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J.-P., Chantaine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C., Truffert, C., 2003. Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme GéoFrance 3D). *Comptes Rendus Géoscience* 335, 969–979. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2003.09.002>.
- Blakely, R.J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Bonijoly, D., Perrin, J., Truffert, C., Asfrane, F., 1999. Couverture géophysique aéroportée du Massif armoricain, magnétisme et radiométrie spectrale. *Rapport BRGM R 40471*.
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geological Journal*, 35, 297–325. <http://dx.doi.org/10.1002/gj.864>.
- Burg, J.-P., 1981. Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale: signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 293, 849–854.
- Cabanis, B., Wyns, R., 1986. Le volcanisme précambrien des Mauges (sud-est du Massif armoricain) et ses caractères géochimiques. *Hercynica, Rennes II* (1), 71–78.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Le Métour, J., Fabbri, O., 2006. Famenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *Comptes Rendus Géoscience* 338, 214–221. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2005.12.003>.
- Cartier, C., Faure, M., 2004. The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 945–958. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0398-3>.
- Cartier, C., Faure, M., Lardeux, H., 2001. The Hercynian orogeny in the south Armorican massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligérian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. *Terra Nova* 13, 143–149.
- Cavet, P., Arnaud, A., Barbaroux, L., Blaise, J., Brossé, R., Chauris, L., Gruet, M., Lardeux, H., Rivière, J.-M., 1970. Carte géologique de La France (1/50000), feuille Chalonnnes-sur-Loire (453). BRGM, Orléans.
- Cavet, P., Arnaud, A., Blaise, J., Brossé, R., Chauris, L., Gruet, M., Lardeux, H., 1976. Carte géologique de la France (1/50000), feuille Angers (454). BRGM, Orléans.
- Cavet, P., Gruet, M., Pillet, J., 1966. Sur la présence du Cambrien à Paroixides à Cléré-sur-Layon (Maine et Loire) dans le Nord-Est du Bocage vendéen (Massif Armoricain). *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 263, 1685.
- Cavet, P., Lardeux, H., Philippot, A., 1971. Ordovicien et Silurien aux environs de Montjean et Chalonnnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricain). *Mémoires BRGM* 73, 199–212.
- Chantaine, J., Autran, A., Cavellier, C. and collab., 2003. Carte Géologique de la France au 1/1000000<sup>e</sup>. BRGM (6<sup>ème</sup> édition), Orléans, France.
- Chauris, L., 1969. Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 268, 2859–2861.
- Chauris, L., Lucas, G., 1964. Les environs de Bécon-les-Granits (Maine-et-Loire) (Feuille d'Ancenis au 80.000e). *Bulletin de la Carte Géologique de France* LX-277, 25–33.
- Clark, D., Emerson, D., 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Explor. Geophys.* 22, 547–555. <http://dx.doi.org/10.1071/EG991547>.
- Corpel, J., Weber, C., 1970. Contribution de l'étude de l'aimantation rémanente à la géologie du synclinal ferrifère de Segré. *Rapport BRGM/70-SGN-029-GPH* (23 pp).
- Cuney, M., Stussi, J.-M., Brouand, M., Dautel, D., Michard, A., Gros, Y., Poncet, D., Bouton, P., Colchen, M., Vervialle, J.-P., 1993. Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la Ligne Tonalitique Limousine en Vendée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 316, 1383–1390.
- Dearing, J., 1999. *Magnetic susceptibility. Environmental Magnetism: A Practical Guide*. Quaternary Research Association, London, pp. 35–62.
- Debeglia, N., Weber, C., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mémoires du BRGM* n°102.
- Debeglia, N., Weber, C., 1985. Geologic mapping of the basement of the Paris basin (France) by gravity and magnetic data interpretation. In: Hinze, W.J. (Ed.), *The Utility*



- of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. Society of Exploration Geophysicists.
- Ducassou, C., Ballèvre, M., Lardeux, H., Robin, C., 2011. Evidence for pre-orogenic, Early Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Palaeozoic cover of the Mauges Unit (Upper Allochthon, Armorican massif, France). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 100, 1451–1475. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-010-0605-3>.
- Edel, J.B., 2008. Structure et nature du socle anté-permien du Bassin de Paris d'après les données gravimétriques et magnétiques – Le problème de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP). *Géochronique* 105, 31–37.
- Edel, J.-B., Schulmann, K., Lexa, O., Diraison, M., Géraud, Y., 2015. Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian–Armorican oroclinal bending: preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain). *Tectonophysics* 657, 172–186. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.002>.
- Elkins, T., 1951. The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics* 16, 29–50. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1437648>.
- Fairhead, J.D., Salem, A., Cascone, L., Hammill, M., Masterton, S., Samson, E., 2011. New developments of the magnetic tilt-depth method to improve structural mapping of sedimentary basins. *Geophys. Prospect.* 59, 1072–1086. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.01001.x>.
- Faure, M., 2014. Le substratum de la France métropolitaine: de la formation du Gondwana à la constitution de la Pangée, une histoire de 600 Ma. *Géologues* 180, 13–21.
- Faure, M., Cartier, C., 1998. Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de-la-Place (unité de Lanvaux, Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 326, 795–802. [http://dx.doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80245-0](http://dx.doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80245-0).
- Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armorican. *Tectonics* 27, TC2005. <http://dx.doi.org/10.1029/2007TC002115>.
- Faure, M., Leloix, C., Roig, J.Y., 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société géologique de France* 168, 695–705.
- Faure, M., Mezeme, E.B., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.-Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armorican. *J. Virtual Explor.* 19, 1–25.
- Faure, M., Prost, A.E., Lasne, E., 1990. Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bulletin de la Société Géologique de France VI* 189–197. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.V1.189>.
- Gapais, D., Brun, J.-P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., Veslud, C.L.C.D., 2015. Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186, 117–129. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.186.2-3.117>.
- Gapais, D., Lagarde, J.L., Le Corre, C., Audren, C., Jegouzo, P., Casas Sainz, A., Van Den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II* 316, 1123–1129.
- Gébelin, A., Brunel, M., Monié, P., Faure, M., Arnaud, N., 2007. Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif Central, France: structural and 40Ar/39Ar investigations. *Tectonics* 26.
- Gérard, A., Griveau, P., 1972. Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir de cartes transformées en gradient vertical. *Geophys. Prospect.* 20, 459–481. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00648.x>.
- Goguel, J., and Francia, 1954. Levé gravimétrique détaillé du Bassin parisien. Ministère de l'Industrie et de l'Énergie. Direction des Mines. Imprimerie Nationale.
- Goguel, J., 1972. Tendances modernes dans l'interprétation géologique des données gravimétriques. *Bull. BRGM* 43–50.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.-P., Gaullier, J.-M., Gaumet, F., others, 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodin. Acta* 13, 189–245.
- Houllgatte, E., Le Hérisse, A., Pelhate, A., Rolet, J., 1988. Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géol. Fr.* 1, 27–46.
- Janjou, D., avec la collaboration de Lardeux, H., Chantraine, J., Callier, L., Étienne, H., 1998. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Segré (422). BRGM, 68 p. Carte géologique par D. Janjou et coll. Orléans (1998).
- Jégouzo, P., 1980. The south Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology, Shear zones in rocks* 2, 39–47. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90032-2](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(80)90032-2).
- Lardeux, H., Cavet, P., 1994. Paleozoic of the Ligierian domain. In: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, IGCP-Project 233. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 152–156.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le massif armoricain. *Scientific Geological Bulletin*, 44, 31–103.
- Le Gall, J., Vernhet, Y., Lacquement, F., Gauquelin, J.-L., Robert, A., Cocherie, A., Naveau, J., 2011. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Laval (319). Orléans: BRGM, 261 p. Carte géologique par Le Gall J., Gigot P., Savaton P., Lacquement F., Poprawsky Y., Vernhet Y. (2011).
- Le Hébel, F., Vidal, O., Kienast, J.-R., Gapais, D., 2002. Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale: une unité de HP–BT dans la chaîne hercynienne. *Compt. Rendus Geosci.* 334, 205–211. [http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01746-7](http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01746-7).
- Le Hérisse, A., Plaine, J., 1982. Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du Synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 294, 1199–1202.
- Lecoanet, H., Lévêque, F., Segura, S., 1999. Magnetic susceptibility in environmental applications: comparison of field probes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 115, 191–204. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00066-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00066-7).
- Lienhardt, M.J., 1961. Étude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté permien du bassin de Paris. *Annales de la Société Géologique du Nord* 81, 233–241.
- Marchand, J., 1981. Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 293, 223–228.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics* 382, 117–128. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.009>.
- Martelet, G., Debeglia, N., Truffert, C., 2002. Updating and validating the French gravity terrain corrections out to a distance of 167 km. *Comptes Rendus Géoscience*, 334, 449–454.
- Martelet, G., Pajot, G., Debeglia, N., 2009. Nouvelle carte gravimétrique de la France; RCGF09 – Réseau et Carte Gravimétrique de la France, 2009. Rapport BRGM/RP-57908-FR (77 p).
- Martelet, G., Perrin, J., Truffert, C., Deparis, J., 2013. Fast mapping of magnetic basement depth, structure and nature using aeromagnetic and gravity data: combined methods and their application in the Paris Basin: fast mapping of a buried basement using magnetic and gravity data. *Geophys. Prospect.* 61, 857–873. <http://dx.doi.org/10.1111/1365-2478.12024>.
- Martínez Catalán, J.R., 2012. The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *Int. J. Earth Sci.* 101, 1299–1314. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0715-6>.
- Mathieu, G., 1943. Révision de la feuille de Saumur au 1/80000ème. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, 212, p119–129.
- Mathieu, G., 1958. Les grandes lignes de la Vendée. *Ibid.* 253 46p.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90237-4](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(86)90237-4).
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309–337. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90328-P](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(91)90328-P).
- Matte, P., Hirn, A., 1988. Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan crust in western France. *Tectonics* 7, 141–155.
- Mégnién, C., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris, I, Stratigraphie et paléogéographie. *Mémoires du BRGM* 101 466pp.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt; a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics* 32, 213–217.
- Peiffer, M.-T., 1986. La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 303, 305–310.
- Perrodan, A., Zabek, J., 1990. Paris Basin; interior cratonic basins. *AAPG Mem.* 51, 633–679.
- Pin, C., Paquette, J.-L., 2002. Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge dévono-dinantien du nord du Massif Central, témoin d'une marge active hercynienne: arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodin. Acta* 15, 63–77. [http://dx.doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01079-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01079-8).
- Pomerol, C., 1978. Paleogeographic and structural evolution of the Paris Basin, from the Precambrian to the present day, in relation to neighboring regions. *Geologie En Mijnbouw Journal of Geosciences* 57, 533–543.
- Quenardel, J.-M., Rolin, P., 1984. Palaeozoic evolution of the Plateau d'Aigurande (NW Massif Central, France). *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 14, 63–70. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.014.01.06>.
- Rolin, P., Colchen, M., 2001. Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, n° 1-2, 87–116.
- Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Cartannaz, C., Cocherie, A., Thiery, V., Quenardel, J.-M., Rossi, P., 2009. Famenno-Carboniferous (370–320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armorican and French Massif Central). *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 231–246. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.180.3.231>.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Vignerresse, J.-L., 2011a. Granite petrogenesis revealed by combined gravimetric and radiometric imaging. *Tectonophysics* 501, 98–103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.02.003>.
- Tartèse, R., Poujol, M., Ruffet, G., Boulvais, P., Yamato, P., Košler, J., 2011b. New U–Pb zircon and 40Ar/39Ar muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France). *Compt. Rendus Geosci.* 343, 443–453. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2011.07.005>.
- Taylor, H.L., Mason, M.C., 1972. A systematic approach to well surveying calculations. *Soc. Pet. Eng. J.* 12, 474–488. <http://dx.doi.org/10.2118/3362-PA>.
- Théveniaut, H., Clarke, B., 2013. Large scale magnetic susceptibility soil mapping: a proxy for geological mapping and exploration from Bogoso (Ghana). *Explor. Geophys.* 44, 48. <http://dx.doi.org/10.1071/EG12019>.
- Thiéblemont, D., Augier, R., Ferry, J.-N., Laurent-Charvet, S., Maleyx, C., Ravoux, A., Lebrét, P., Guerrot, C., Chretien, P., 2011. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Vihiers (511). BRGM, Orléans (122 p).
- Thiéblemont, D., Cabanis, B., Le Métour, J., 1987. Étude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale: la série bimodale ordovico-silurienne du Choletais (Massif vendéen). *Géol. Fr.* 1, 65–76.
- Thiéblemont, D., Guerrot, C., Le Métour, J., Jézéquel, P., 2001. Le complexe de Cholet-Thouars: un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, n°1-2, 7–17.
- Trautmann, F., Lacquement, F., Vernhet, Y., Pivette, B., avec la collaboration de Cocherie A., Guerrot, C., Thiéblemont, D., Tegye, M., Denis, E., 2011. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Vitry (318). BRGM, Orléans 131 p. Carte géologique par Lacquement F., Trautmann F., Vernhet Y. (2011).



- Truffert, C., Gumiaux, C., Chantraine, J., Perrin, J., Galdeano, A., Gapais, D., Ballèvre, M., Asfirane, F., Guennoc, P., Brun, J.-P., 2001. Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 333, 263–270.
- Turrillot, P., Augier, R., Faure, M., 2009. The top-to-the-southeast Sarzeau shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 247–261. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.180.3.247>.
- Venkateswarlu, N.B., Raju, P.S.V.S.K., 1992. Fast isodata clustering algorithms. *Pattern Recogn.* 25, 335–342. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-3203\(92\)90114-X](http://dx.doi.org/10.1016/0031-3203(92)90114-X).
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *Lead. Edge* 23, 116–119.
- Vernhet, Y., Plaine, J., Trautmann, F., Pivette, B., avec la collaboration de Chevremont, P., Bourdillon, C., Cocherie, A., 2009. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Cossé-le-Vivien (355), Orléans, BRGM 222 p. Carte géologique par Vernhet, Y., Plaine, J., Trautmann, F., Clément J.P., 2009.
- Vidal, P., 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mémoire de la Société géologique Minérale de Bretagne*, Rennes 21, 162–958.
- Vignerresse, J.-L., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géol. Fr.* 4, 3–10.
- Vignerresse, J.L., 1999. Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. *Tectonophysics* 307, 277–295. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00104-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00104-3).
- Vignerresse, J.-L., Brun, J.-P., 1983. Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale; apport de la gravimétrie. *Bulletin de la Société Géologique de France S7-XXV*, 357–366. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXV.3.357>.
- Virlogeux, D., Roux, J., et Guillemot, D., 1999. Apport de la géophysique à la connaissance géologique du Massif de Charroux-Civray et du socle Poitevin. Dans « Etude du Massif de Charroux-Civray ». *Actes Journées Sciences CNRS-ANDRA, Poitiers*, 13-14, 10,33–61.
- Watts, M.S., Williams, G.D., 1979. Faults rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struct. Geol.* 1, 323–332.
- Weber, C., 1971. Le socle antépermien sous la bordure sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bulletin BRGM* 177–189 section I n°3.
- Weber, C., 1973. Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bulletin BRGM* 219–343 sect. II, n°3 et 4.
- Wyns, R., Le Métour, J., 1983. Le Précambrien du massif vendéen. Etude détaillée de deux coupes de référence (coupes de l'Evre et de la Divatte) et synthèse des données récentes. Document BRGM, 68.
- Wyns, R., Lardeux, H., Moguedet, G., Duermael, G., Gruet, M., Biagi, R., avec la collaboration de Ballèvre, M., Chevremont, P., 1998. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Chemillé (483). BRGM, Orléans 72 p.

## **V. Méthode d'élaboration de la carte géologique du substratum pré-mésozoïque étendue vers le nord et l'est du Bassin parisien**

### **V.1. Méthodologie**

La méthodologie mise en œuvre dans la partie sud-ouest du Bassin parisien est efficace lorsque les signatures géophysiques sont très bien contrastées, ce qui est particulièrement le cas dans ce secteur. Dans les secteurs où la géophysique ne montre pas de signatures caractéristiques ou que ces dernières ne sont pas assez contrastées, la méthode de classification des signatures géophysiques du substratum est plus difficile à mettre en oeuvre. Dans le domaine nord-armoricain ou dans la partie est du Bassin parisien, les données géophysiques sont très peu contrastées. Ces secteurs seront interprétés « manuellement » et individuellement (Fig. III.10) en comparant chacune des signatures magnétiques et gravimétriques du substratum avec les caractéristiques pétrophysiques des roches affleurantes mesurées sur le terrain et en laboratoire.

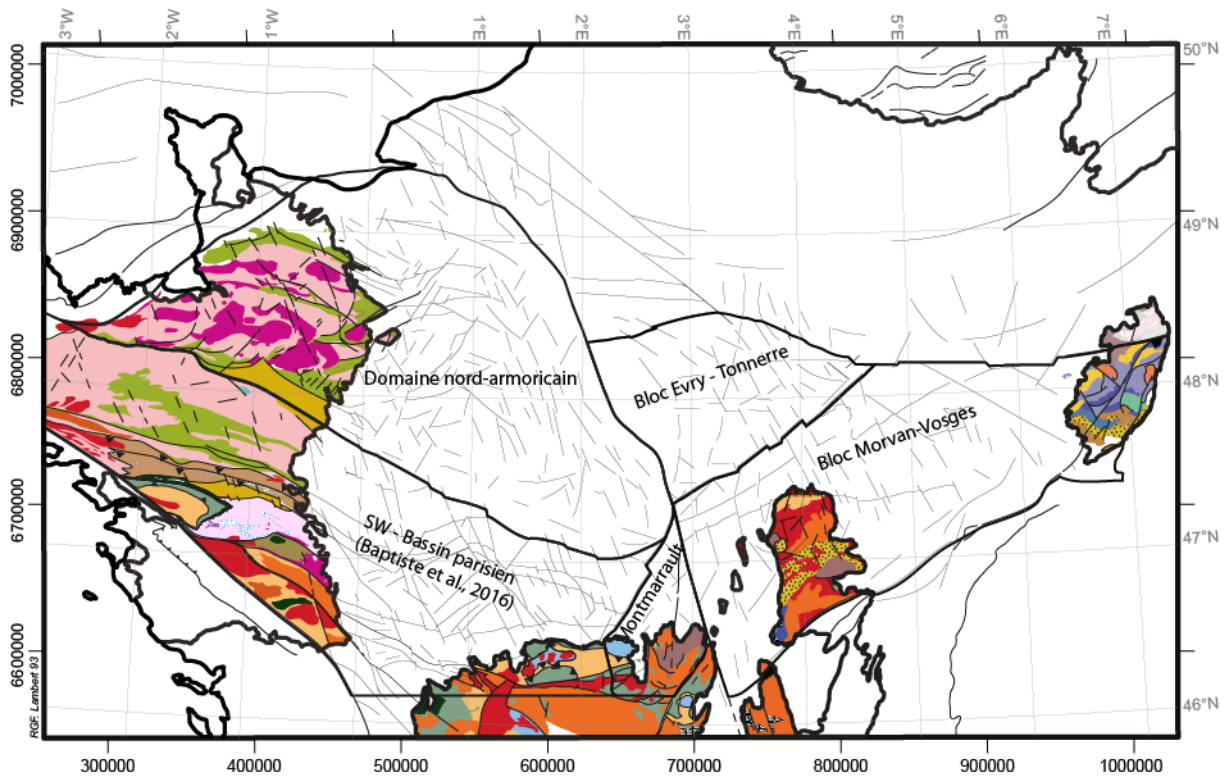
Suivant le même raisonnement que les travaux publiés, le schéma structural du substratum du Bassin parisien sera utilisé comme base pour les interprétations. En effet, la délimitation des unités lithostratigraphiques ainsi que des blocs structuraux permet de restreindre le choix des possibilités en termes de lithologies assignables aux signatures géophysiques du substratum. Les interprétations seront donc réalisées par domaines et par blocs structuraux dont le découpage est présenté dans la Figure III 10.

Un point clé est la comparaison entre les signatures géophysiques des lithologies présentes à l'affleurement (Fig. III.11) et leur caractéristiques pétrophysiques. Cette première étape permet d'identifier les niveaux repères ainsi que leur texture géophysique. Ces observations ont été synthétisées dans un « catalogue » des réponses géophysiques des roches à l'affleurement (Fig. III 12).

Ce catalogue permet donc de comparer les réponses magnétiques et gravimétriques des roches avec les mesures de susceptibilité magnétique et de densité réalisées sur le terrain (Fig. III 12). La cohérence de ces comparaisons est également discutée dans ce catalogue.

La deuxième étape correspond à la comparaison des réponses magnétiques et gravimétriques à l'affleurement avec celles observées au sein du substratum du Bassin parisien. Enfin l'analyse des réponses géophysiques ainsi que de la forme et de la texture des

anomalies nous apportent des informations supplémentaires quant à la lithologie susceptible de constituer le substratum.



**Figure III.10** : Carte de localisation des blocs structuraux ayant servi de base aux interprétations.

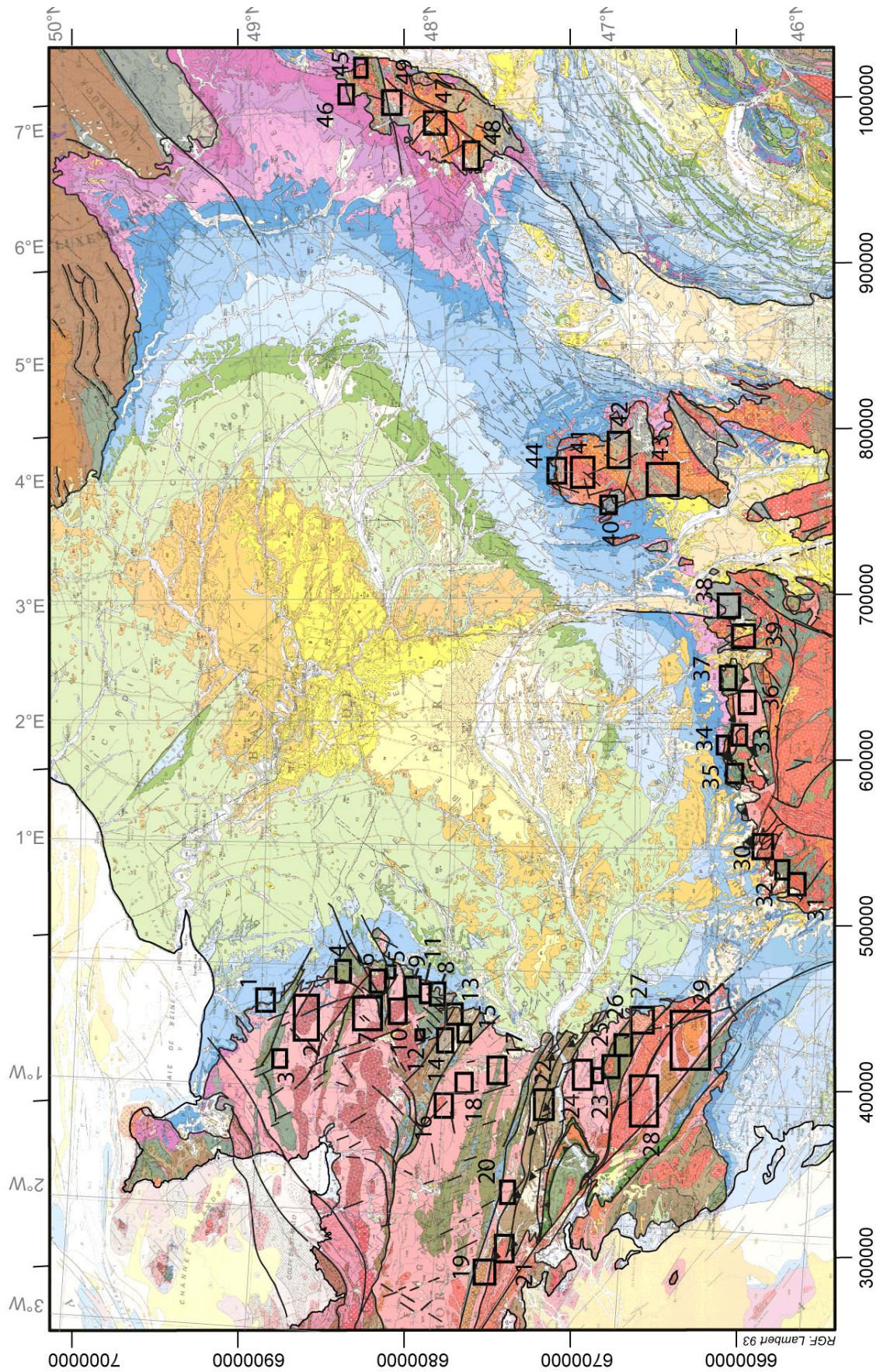
Nos interprétations ont été établies sur la base des cartes géophysiques sur lesquelles nous avons appliqué les opérateurs présentés dans le chapitre 2.

Les interprétations des signatures magnétiques sont basées sur la combinaison des cartes du gradient vertical et du tilt derivative de l'anomalie magnétique réduite au pôle : le tilt derivative permet de localiser et de tracer les contours des corps géologiques et le gradient vertical indique les contrastes d'aimantation du substratum sous couverture.

Les cartes magnétiques utilisées pour le domaine nord-armoricain, le massif de Montmarault et le sud du bloc Morvan-Vosges résultent des données haute-résolution : (120m d'altitude) ; les cartes magnétiques utilisées pour le nord du bloc Morvan-Vosges et le bloc Evry-Tonnerre sont de moyenne résolution (600m d'altitude).





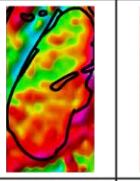
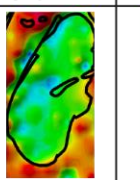
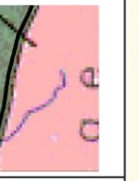
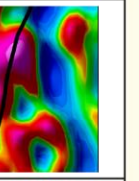
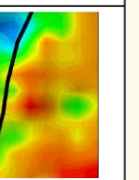

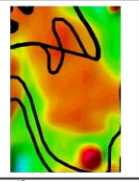
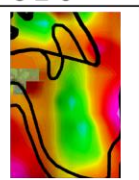

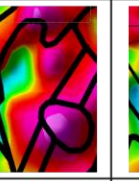


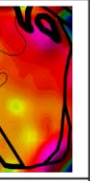
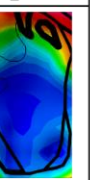
Les interprétations des signatures gravimétriques sont réalisées à partir de la carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer : cette carte renseigne sur les contrastes de densité du substratum.




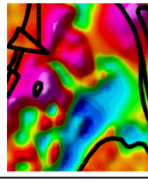
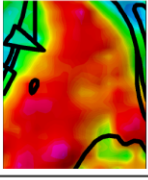

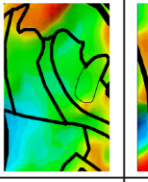
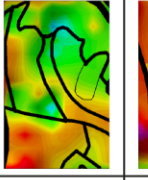

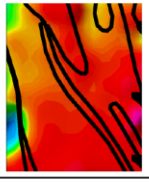
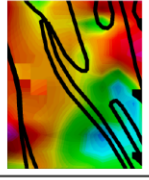
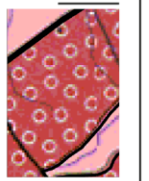
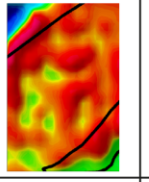
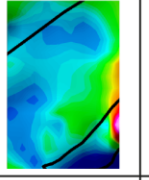

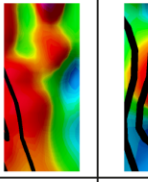
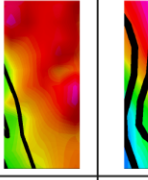




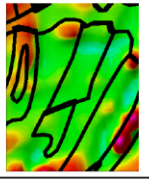





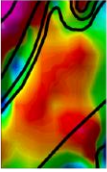


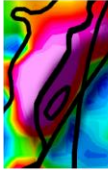


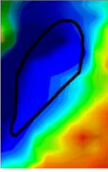

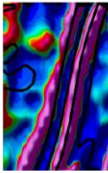
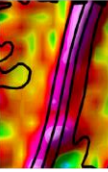


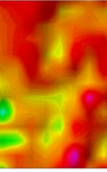

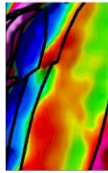
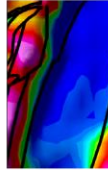

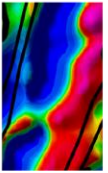
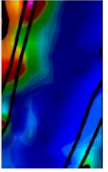
**Figure III.11** : Localisation des vignettes décrites dans le catalogue pétrophysique (Fig. III.12). En arrière-plan : carte géologique de la France au 1/1000000<sup>ème</sup> (d'après Chantraine et al., 2003a).


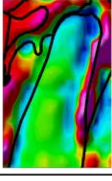
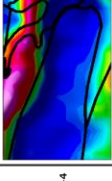

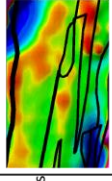
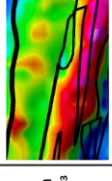



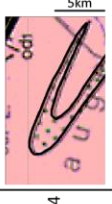
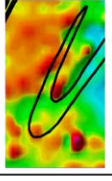
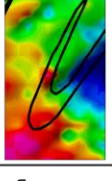


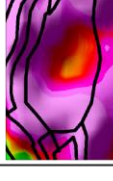
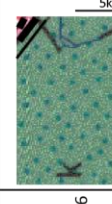
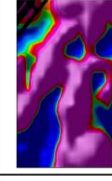

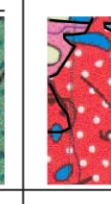
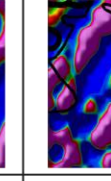
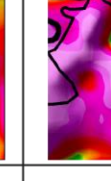


Carte géologique au 1/1000000ème		Gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle			Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer			Traits structuraux et commentaires		
N°	Vignette	Age	Lithologie	Vignette	Description	$\kappa$ (SI)	Vignette	Description	d	
<b>MASSIF ARMORICAIN</b>										
<b>Domaine Nord-Armoricain</b>										
<b>Secteur de May-Sur-Orne</b>										
1		o - Ordovicien	Grès à niveaux de fer oolithiques		Gradient fort à très fort ponctuellement	Moyen $10^{-3}$ à $3 \times 10^{-3}$		Gradient faible à très faible	Faible à Moyen 2.61 - 2.71	Synclinal dissymétrique de grande longueur d'onde. Présence des niveaux de fer dans le coeur du synclinal
2		3 - Néoprotérozoïque	Granodiorite Cadomienne		Gradient hétérogène, texturé	Faible $3 \times 10^{-5}$ à $2 \times 10^{-4}$		Gradient homogène et texture lisse - Intensité moyenne	NA	Granodiorite non enracinée, intrusive dans les sédiments Briovériens et recoupée par une faille normale
3		b2 - Briovérien Sup.	Alternance de grès, silt, argillites		Gradient hétérogène, très faible à fort	Faible à Moyen $2 \times 10^{-5}$ à $10^{-3}$		Gradient fort homogène et texture lisse	Moyen 2.70 - 2.74	Flyschs monotones plissés ayant une densité moyenne supérieure à celle des lithologies environnantes Valeur $\kappa$ n'est pas assez élevée pour expliquer la réponse magnétique
<b>Secteur d'Alençon</b>										
4		o - Ordovicien	sédiments Paléozoïques (cf log secteur Alençon)		Gradient moyen vers la base de la formation et plus fort vers le sommet	Faible à Moyen $10^{-5}$ à $2.5 \times 10^{-3}$		Gradient moyen homogène au coeur du pli	Moyen 2.65 à 2.69	Synclinal de grande longueur d'onde. Présence des niveaux de fer peu magnétiques vers le sommet de la série ordovicienne
5		k - Cambrien	Roches basiques andésitiques sous forme de coulées		Gradient fort marqué par des pics circulaires	Faible à Moyen $10^{-2}$ à $1.5 \times 10^{-3}$		Gradient fort, non texturé et homogène	Fort (andésite) 2.85	Coulées andésitiques intercalées dans les séries cambriennes - structures qui expliquent l'hétérogénéité du gradient vertical magnétique
6		3 - Néoprotérozoïque	Granodiorite Cadomienne		Gradient homogène et lisse dans des valeurs moyennes	Faible à Moyen $5 \times 10^{-5}$ à $2 \times 10^{-4}$		Gradient négatif bien marqué	Faible 2.62 - 2.64	Granodiorite non enracinée, intrusive dans les sédiments briovériens


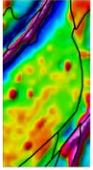
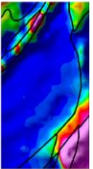

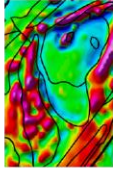
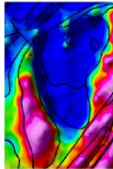

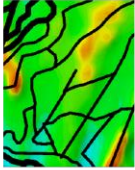
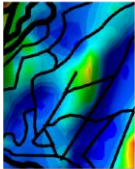

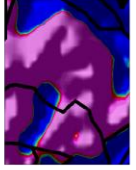


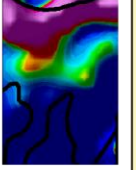


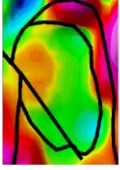
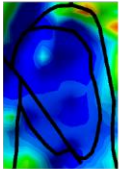

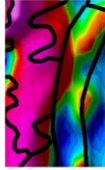
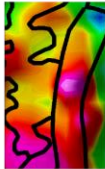


N°	Vignette Geol	Age	Lithologie	Vignette - Mag	Description	k (SI)	Vignette - gravi	Description	d	Commentaires
7		b2 - Briovérien Sup.	Alternance de grès, silt, argillites		Gradient texturé, hétérogène, très faible à fort	Faible à Moyen $2 \times 10^{-5}$ à $3.8 \times 10^{-4}$		Gradient fort homogène et texture lisse	Moyen 2.69	Flyschs monotones plissés ayant une densité moyenne supérieure aux lithologies environnantes
<b>Secteur de Charnie - Cœvrons</b>										
8		k-o-s-d - Cambrien à Dévonien	Sédiments Paléozoïques (cf log secteur Charnie Cœvrons)		Gradient moyen Texture lisse et homogène	Faible à Moyen $10^{-2}$ à $5.2 \times 10^{-4}$		Gradient hétérogène moyen à fort	Moyen 2.72	Plissement dissymétrique Hétérogénéité des lithologies
9		k - Cambrien	Rhyolites Cambriennes		Gradient fort Texture lisse et homogène	Faible $10^{-2}$ à $2.3 \times 10^{-4}$		Gradient hétérogène faible à fort	Moyen 2.65	Plissement dissymétrique Hétérogénéité des lithologies. Le volcanisme rhyolitique sous forme de coulées n'a pas de signature propre
10		3 - Néoprotéro- zoïque	Granodiorite Cadomienne		Anomalie texturée, hétérogène, moyenne à forte	Faible $1.9$ à $3 \times 10^{-4}$		Gradient faible, homogène	Faible 2.55	La susceptibilité magnétique n'explique pas le gradient de l'anomalie magnétique. L'origine doit provenir des corps intrusifs dans la granodiorite
11		b2 - Briovérien Sup.	Alternance de grès, silt, argillites		Anomalie texturée, hétérogène, fort et faible gradient	Faible à Moyen $7 \times 10^{-5}$ à $4 \times 10^{-4}$		Gradient fort homogène et texture lisse	NA	Flyschs monotones, plissés. Présence de corps magnétiques intercalés pour expliquer le gradient magnétique
12		3 - Néoprotéro- zoïque	Granophyre (bordure ouest) et diorite (bordure est)		Gradient très fort Aimentation rémanente ?	Faible à fort $8 \times 10^{-5}$ à $3 \times 10^{-2}$		Fort gradient dans la partie ouest	Fort (diorite) 2.90	Pluton de diorite. Le granophyre présent sur la partie ouest explique la densité plus faible.
<b>Bassin de Laval</b>										
13		d1 - Dévonien	Sédiments Dévoniens à Carbonifères (cf log secteur Bassin de Laval)		Gradient moyen Peu texturé, quelques anomalies positives	Faible à Moyen $10^{-5}$ à $1.3 \times 10^{-3}$		Fort gradient, homogène	Faible à Moyen 2.66 - 2.72	La présence ponctuelle de roches volcaniques (rhyolites) peut expliquer les pics positifs magnétiques

N°	Vignette Geol	Age	Lithologie	Vignette - Mag	Description	$\kappa$ (SI)	Vignette - gravi	Description	d	Commentaires
14		h2 - Carbonifère Inf.	Schistes - Fm des schistes de Laval		Gradient fort, homogène et texture lisse	Faible à Moyen $10^{-2}$ à $1.3 \times 10^{-3}$		Gradient hétérogène moyen à fort et texture lisse	Moyen 2.72	Schistes monotones plissés et homogènes
15		h1 - Carbonifère Inf.	Alternance de grès, silts et conglomérats à intercalations de spilites et tufs spilitiques		Gradient fort, présentant plusieurs pics positifs	Faible à Fort $2.4 \times 10^{-5}$ à $10^{-2}$		Gradient fort et homogène	Fort 2.85	Plissement de longueurs d'onde kilométriques. Anomalies bien structurées dans la direction de plissement régional
<b>Domaine Centre Armoricaïn</b>										
16		17 - Carbonifère	Leucogranite		Gradient faible bien délimité	Faible à Fort $4 \times 10^{-5}$ à $5 \times 10^{-4}$		Gradient très faible bien marqué	Faible 2.62	Pluton granitique ancré le long de la branche sud du cisaillement Nord-Armoricain
17		o - Ordovicien	Grès de la Fm des «grès armoricains» et sédiments Paléozoïques		Gradient très fort et très bien structuré. Aimantation rémanente	Faible à très Fort $6 \times 10^{-5}$ à 0.9		Gradient très fort et très bien structuré	Moyen à Fort 2.71 (grès) 3.11 (Fer)	Niveaux de fer sous forme de lentilles dans les grès Anomalies remarquables; très bien structurées et orientées dans la direction du plissement régional
18		b2k - Briovérien Sup.	Alternance de grès, silts, argillites		Gradient hétérogène, texturé	Faible à Moyen $2 \times 10^{-5}$ à $7 \times 10^{-4}$		Gradient fort hétérogène, texturé	Moyen 2.69	Flyschs monotones plissés
<b>Domaine Ligérien</b>										
<i>Unité des Landes de Lanvaux et unité de Saint-Georges-sur-Loire</i>										
19		8 - Ordovicien	Orthogneiss de Lanvaux		Gradient hétérogène de moyen à fort, à texture lisse	Faible $1.1 \times 10^{-5}$ à $7 \times 10^{-5}$		Gradient très faible, homogène à texture lisse	Faible 2.55	Remarquable par son anomalie négative très bien marquée, orientée dans la direction structurale régionale
20		b2k - Briovérien Sup.	Alternance de grès, silts, argillites		Gradient hétérogène, texturé	Faible à Moyen $4 \times 10^{-2}$ à $10^{-3}$		Gradient très faible, et homogène à texture lisse	ND	La gravimétrie est influencée ici par la présence de l'orthogneiss de Lanvaux. Seul le magnétisme est à prendre en compte



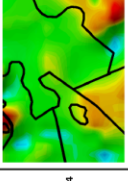
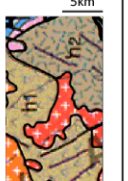
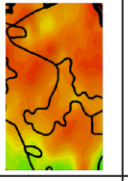
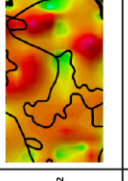

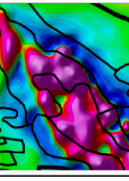
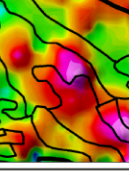

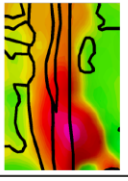





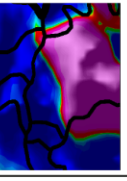
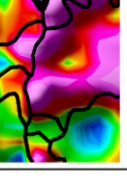
N°	Vignette Geol	Age	Lithologie	Vignette - Mag	Description	$\kappa$ (SI)	Vignette - gravi	Description	d	Commentaires
21		17 - Carbonifère	Leucogranites		Gradient homogène, moyen et à texture lisse	Faible $1.9 \times 10^{-5}$ à $10^{-4}$		Gradient homogène, faible et à texture lisse	Faible 2.65	Leucogranite syn-cinématique enraciné et bien délimité par les anomalies magnétiques et gravimétriques
22		od1 - Ordovicien à Dévonien	Grès et argillites - Série à olistholites dans la partie sud		Gradient hétérogène, moyen à fort	Faible à Moyen $2.9 \times 10^{-5}$ à $10^{-3}$		Gradient hétérogène, moyen à fort au nord Gradient fort, homogène au sud	Faible (grès) 2.56 Moyen (basaltes) 2.68	Série sédimentaire plissée. Au nord, signatures géophysiques hétérogènes. Au sud, la présence des blocs induit une anomalie positive en gravimétrie.
<b>Domaine Nantais</b>										
<i>Nappe des Mauges et unité du Haut Bocage</i>										
23		17 - Carbonifère	Leucogranites de Chemillé		Gradient homogène, faible	Faible $10^{-2}$ à $7.5 \times 10^{-5}$		Gradient homogène, faible à texture lisse	ND	Granite enraciné, intrusif dans les micaschistes encaissants
24		b - Briovérien	Micaschistes et metabasites		Gradient hétérogène, moyen à fort	Faible à Moyen $1.2 \times 10^{-4}$ à $2 \times 10^{-3}$		Gradient hétérogène, moyen à fort	Moyen (micaschistes) 2.65 Fort (métabasites) 2.82	Métabasites intercalées dans les micaschistes. Pas de signatures géophysiques propres.
25		15 - Carbonifère	Granite à amphibole et biotite. Granodiorite de Vézins		Fort gradient à texture lisse	Fort $2 \times 10^{-2}$ à $7 \times 10^{-2}$		Gradient plus faible au centre.	Moyen 2.72	Granite enraciné. Marqué par une légère diminution du gradient gravimétrique et un par fort gradient magnétique
26		k - Cambrien	Volcanites Cambriennes		Fort gradient orienté	Faible à Fort $1.4 \times 10^{-4}$ à $8 \times 10^{-2}$		Fort gradient à texture lisse	Moyen 2.66	Intercalations de roches volcaniques acides et basiques dans la série sédimentaire Cambrienne. L'anomalie gravimétrique n'est pas induite par ces séries.
27		5 - Cambrien	Granite rose et gabbro-diorite Massif de Thouars		Fort gradient bien structuré	Faible à Fort $1.4 \times 10^{-4}$ à $8 \times 10^{-2}$		Fort gradient à texture lisse	Fort 2.81 - 2.86	Le massif de Thouars est constitué d'un magmatisme bi-modal qui explique l'anomalie gravimétrique forte ainsi que l'aspect texturé de l'anomalie magnétique

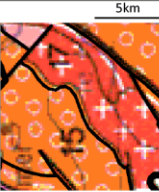
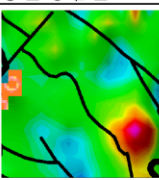

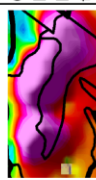

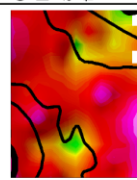


N°	Vignette Geol	Age	Lithologie	Vignette - Mag	Description	$\kappa$ (SI)	Vignette - gravi	Description	d	Commentaires
28		17 - Carbonifère	Leucogranite Granite de Mortagne		Gradient hétérogène moyen à fort (ponctuel)	Faible $10^{-5}$ à $3.5 \times 10^{-4}$		Gradient faible très bien marqué	Faible 2.57 - 2.61	Leucogranite syn-cinématique bien marqué par sa signature gravimétrique faible et son grain magnétique
29		14 - 15 - Dévonien b - Briovérien	Diorite de Montcoucutant (14) et Monzogranite (15)  Micaschiste (b)		Diorite : Fort gradient, texturé et linéaire le long des accidents. Monzogranite : gradient moyen, homogène et lisse	Faible à Moyen (Diorite) $5.5 \times 10^{-4}$ à $2.5 \times 10^{-2}$		Diorite : Fort gradient, homogène  Monzogranite : gradient très faible, homogène et lisse	ND	Diorites et Monzogranites intrusifs dans les micaschistes. Ces deux lithologies ont des signatures relativement bien marquées. Les micaschistes n'ont pas de signatures propres.
<b>MASSIF CENTRAL</b>										
<b>Confolentais</b>										
30		17 - Carbonifère	Leucogranite et monzogranite		Gradient homogène dans les valeurs moyennes	Faible $5 \times 10^{-5}$ à $2 \times 10^{-4}$		Gradient homogène dans les valeurs faibles	ND	Granites enracinés. Pas de différences notables entre les leucogranites et les monzogranites
31		14 - Dévonien	Diorite		Fort gradient à texture lisse	Faible à Fort $1.8 \times 10^{-4}$ à $6 \times 10^{-2}$		Fort gradient à texture lisse et homogène	2.78 - 2.81	Diorite Dévonienne très bien caractérisée par ces réponses magnétiques et gravimétriques
32		k - Cambrien	Micaschistes et méta-volcanites		Gradient hétérogène de très faible à très fort	Faible à Fort $3.5 \times 10^{-5}$ à $3 \times 10^{-2}$		Fort gradient à texture lisse et homogène	ND	Série métamorphique dont la lithologie est très hétérogène ce qui influence une réponse magnétique ; la réponse gravimétrique semble être cohérente
<b>Plateau d'Aigurande</b>										
33		17 - Carbonifère	Leucogranite		Gradient homogène dans les valeurs moyennes	Faible $10^{-5}$ à $1.8 \times 10^{-4}$		Gradient homogène dans les valeurs faibles	Faible 2.59	Leucogranite enraciné ; très bonne cohérence entre les réponses magnétiques et gravimétriques
34		k - Cambrien	Migmatite		Faible gradient, hétérogène	Faible à Moyen $7 \times 10^{-5}$ à $6 \times 10^{-4}$		Gradient fort, texturé	Moyen 2.72	Les migmatites se présentent sous forme de pli avec les séries basiques de l'USG ; la réponse magnétique n'est pas claire.

N°	Vignette Geol	Age	Lithologie	Vignette - Mag	Description	$\kappa$ (SI)	Vignette - gravi	Description	d	Commentaires
35		k - Cambrien	Amphibolite et groupe leptyno-amphibolite à relique d'éclérite		Gradient hétérogène, de très faible à fort localement	Faible à Fort $5 \times 10^{-5}$ à $10^{-1}$		Gradient hétérogène, de faible à fort, à texture lisse	Faible à Fort (leptynite) 2.61 - 2.64 (amphibolite) 2.96 - 2.98 - 3.01	Les réponses magnétiques semblent être portées par les amphibolites
<b>Unité Inférieure des Gneiss</b>										
36		bk - Briovérien sup.	Métagrauwackes dominant		Gradient très hétérogène, de faible à fort localement	Faible à Fort $5 \times 10^{-5}$ à $10^{-1}$		Gradient très hétérogène, de moyen à fort localement	Moyen 2.68	Les signatures géophysiques sont hétérogènes : malgré tout, les réponses magnétiques et gravimétriques sont plus faibles que celles de l'USG
<b>Para-autochtone</b>										
37		bo - Briovérien à Ordovicien	Micaschiste dominant Micaschiste d'Eguzon		Gradient très hétérogène, de très faible à fort localement	Faible à Fort $1.2 \times 10^{-4}$ à $6 \times 10^{-4}$		Gradient faible, homogène et à texture lisse	Moyen 2.67 - 2.69	La réponse magnétique est très hétérogène et la réponse gravimétrique semble être influencée par les plutons granitiques intrusif dans les micaschistes
<b>Massif de Montmarrauit</b>										
38		r - Permien	Grès dominant Bassin d'Aumance		Gradient moyen hétérogène, à lisse	Faible $< 10^{-5}$ (Joly, 2007)		Gradient faible, bien marqué	Très Faible 2.36 (Joly, 2007)	Bassin silico-clastique, lithologie peu magnétique qui « masque » le signal ; densité faible mais le signal peut, ici, être induit par des granites sous-jacents.
39		18-19 - Carbonifère	Granite et leucogranite		Gradient très fort, bien délimité et à texture lisse	Faible $< 10^{-5}$ à $1.3 \times 10^{-5}$ (Joly, 2007)		Gradient fort, bien délimité, texturé	Faible 2.62 - 2.63 - 2.65 (Joly, 2007)	Granite avec forte réponse magnétique. Sous-paquage de diorite envisageable d'après les modélisations de Joly, 2007
<b>Morvan</b>										
40		r - Permien	Rhyolite et tuf volcanique caldera de Montreuillon		Gradient hétérogène, faible à fort et à texture lisse	Faible $10^{-4}$ à $1.5 \times 10^{-4}$		Gradient homogène, faible à texture lisse		Roches volcano-sédimentaires dont les réponses géophysiques sont proches de celles du Bassin d'Aumance



N°	Vignette Geol	Age	Lithologie	Vignette - Mag	Description	$\kappa$ (SI)	Vignette - gravi	Description	d	Commentaires
41		15 - 16 - 17 - Dévonien à Carbonifère	Leucogranite et granite à deux micas		Gradient hétérogène, moyen et localement fort à texture lisse	Faible $10^{-5}$ à $2.5 \times 10^{-4}$		Gradient hétérogène, moyen et localement fort à texture lisse	ND	Plutons granitiques dominants
42		h1 - h2 - Carbonifère	Tufs volcaniques « Tufs anthracifères »		Gradient homogène, fort et à texture lisse	Faible à Fort $10^{-5}$ à $3.5 \times 10^{-2}$		Gradient hétérogène, moyen à fort, présentant quelques pics forts	ND	Tufs volcaniques bien définis par leur réponse géophysique
43		h1 - h2 - Carbonifère	Tufs basaltiques		Gradient texturé, très fort, bien délimité	Faible à Moyen $3.8 \times 10^{-4}$ à $5 \times 10^{-4}$		Gradient texturé, fort, avec quelques pics localement	ND	Tufs volcaniques et coulées basaltiques ; semblent être dans l'alignement de la diorite de Moulins ; la susceptibilité magnétique n'étant pas assez forte pour cette réponse
44		h2 Carbonifère bK Briovérien sup.	Schiste et rhyolite Gneiss		Schiste et rhyolite : gradient fort, homogène et lisse (Gneiss : gradient moyen, homogène et lisse)	Faible à Moyen $2 \times 10^{-4}$ à $5.5 \times 10^{-4}$		Schiste et rhyolite : gradient moyen, homogène et lisse Gneiss : gradient fort, homogène et lisse	ND	Le Carbonifère affleure sur une bande E-W de quelques kms, le long de la faille d'Avallon ; la réponse magnétique et gravimétrique est cohérente avec celles des tufs anthracifères ; les gneiss sont eux plus denses
<b>VOSGES</b>										
<b>Vosges septentrionales</b>										
45		17 - Carbonifère	Granite et granodiorite Champ du Feu		Gradient fort et homogène	Faible à Fort $10^{-4}$ à $1.5 \times 10^{-1}$		Gradient fort et homogène	ND	La complexité de mise en place de ces corps granitiques à l'affleurement (mélange des magmas) se reflète dans les réponses géophysiques où les granites ne ressortent pas
46		d2h - Dévonien	Série volcano- sédimentaire Massif de Schirmeck		Gradient fort et homogène	Faible à Fort $7 \times 10^{-5}$ à $4 \times 10^{-2}$		Gradient hétérogène, texturé faible à fort	ND	Les roches volcano-sédimentaires dévonniennes ont une réponse magnétique bien marquée qui permet de les distinguer ici

N°	Vignette Geol	Age	Lithologie	Vignette - Mag	Description	κ (SI)	Vignette - gravi	Description	d	Commentaires
<b>Vosges Moyennes et Méridionales</b>										
47		15 - 17 - Dévonien à Carbonifère	Granite et granodiorite	ND	ND	ND		Gradient moyen, homogène et lisse, quelques pics de fort gradient localement	ND	Granite monotone
48		h1 - h2 - Carbonifère	Roches volcaniques : tufs basiques, basaltes et diorites	ND	ND	ND		Gradient fort, homogène et légèrement texturé	ND	La forte réponse gravimétrique est cohérente avec l'emprise des roches basiques.
49		bk - Briovérien sup.	Gneiss monotone	ND	ND	ND		Gradient hétérogène moyen à fort, et peu texturé	ND	Gneiss monotones plus denses que les granites intrusifs dans cette série

**Figure III.12 :** *Catalogue des réponses magnétiques et gravimétriques des différentes lithologies à l’affleurement sur le pourtour du Bassin parisien et leurs caractéristiques pétrophysiques (k : susceptibilité magnétique et d : densité).*

## V.2. Elaboration des cartes géologiques et lithologiques

Deux « types » de cartes ont été réalisés : carte géologique et carte lithologique. Les cartes géologiques sont basées sur l’interprétation des signatures géophysiques, sans tenir compte des données forages ; par exemple, même si une signature gravimétrique faible indique la présence d’un granite, il n’est pas impossible, dans un forage, de trouver des roches encaissantes à la surface du substratum localisées au-dessus de ce granite. C’est pourquoi, les cartes lithologiques sont proposées. Ces cartes renseignent sur la succession verticale des lithologies qui pourraient être présentes à la surface du substratum. Dans certains cas, l’ordre de succession de ces lithologies peut être déterminé.

### V.2.a. Le domaine nord-armoricain

Les signatures magnétiques et gravimétriques du domaine nord-armoricain sont peu contrastées. À l’affleurement, il est néanmoins possible de distinguer quelques signatures caractéristiques. Dans le secteur de May-sur-Orne, partie la plus septentrionale du domaine nord-armoricain, les niveaux de fer ordoviciens montrent de fortes signatures magnétiques (Fig. III.12). Ceci est dû à leur susceptibilité magnétique dont les valeurs sont comprises entre  $10^{-3}$  et  $3 \times 10^{-3}$  SI. Ces niveaux, intercalés dans les séries sédimentaires ordoviciennes, se situent donc au milieu de la pile sédimentaire paléozoïque. Les densités mesurées au sein de cette pile sédimentaire indiquent de faibles valeurs (2.61 pour les calcaires du cambrien). L’épaisse série sédimentaire paléozoïque a donc pour effet de créer des anomalies gravimétriques négatives qui se reflètent dans la faible signature gravimétrique de ces niveaux de fer (Fig. III.12).

Dans le secteur d’Alençon, ces mêmes niveaux de fer sont présents au sein des séries grésos-silteuses de l’Ordovicien moyen. Leur susceptibilité magnétique, qui peut atteindre  $2,5 \times 10^{-3}$  SI, contraste avec les signatures des autres lithologies. Comme dans le secteur de May-sur-Orne, les signatures gravimétriques des séries paléozoïques sont assez faibles (Fig. III.12).

Les secteurs d’Alençon et de Charnie-Cœvrons sont marqués au Cambrien par une intense activité volcanique dont témoignent les andésites et rhyolites cambriennes affleurantes. Les andésites possèdent une susceptibilité moyenne pouvant atteindre

$1,5 \times 10^{-3}$  SI, qui se traduit par de fortes signatures magnétiques (Fig. III.12). Les signatures gravimétriques de ces roches basiques sont fortes (Fig. III.12), ce qui est cohérent avec leur densité de 2,85. Ce sont les signatures gravimétriques des andésites qui les différencient des formations ferrugineuses ordoviciennes. Les rhyolites cambriennes ont des signatures magnétiques moyennes, lisses et homogènes, qui ne correspondent pas à leur faible voire très faible valeur de susceptibilité magnétique ( $10^{-5}$  à  $2,3 \times 10^{-4}$  SI). Les signatures gravimétriques des rhyolites sont hétérogènes et ne permettent pas de les distinguer des autres formations : il est donc difficile de cartographier les rhyolites sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien. Il est néanmoins très probable que les rhyolites soient spatialement associées aux andésites lorsque ces dernières sont cartographiées sous couverture.

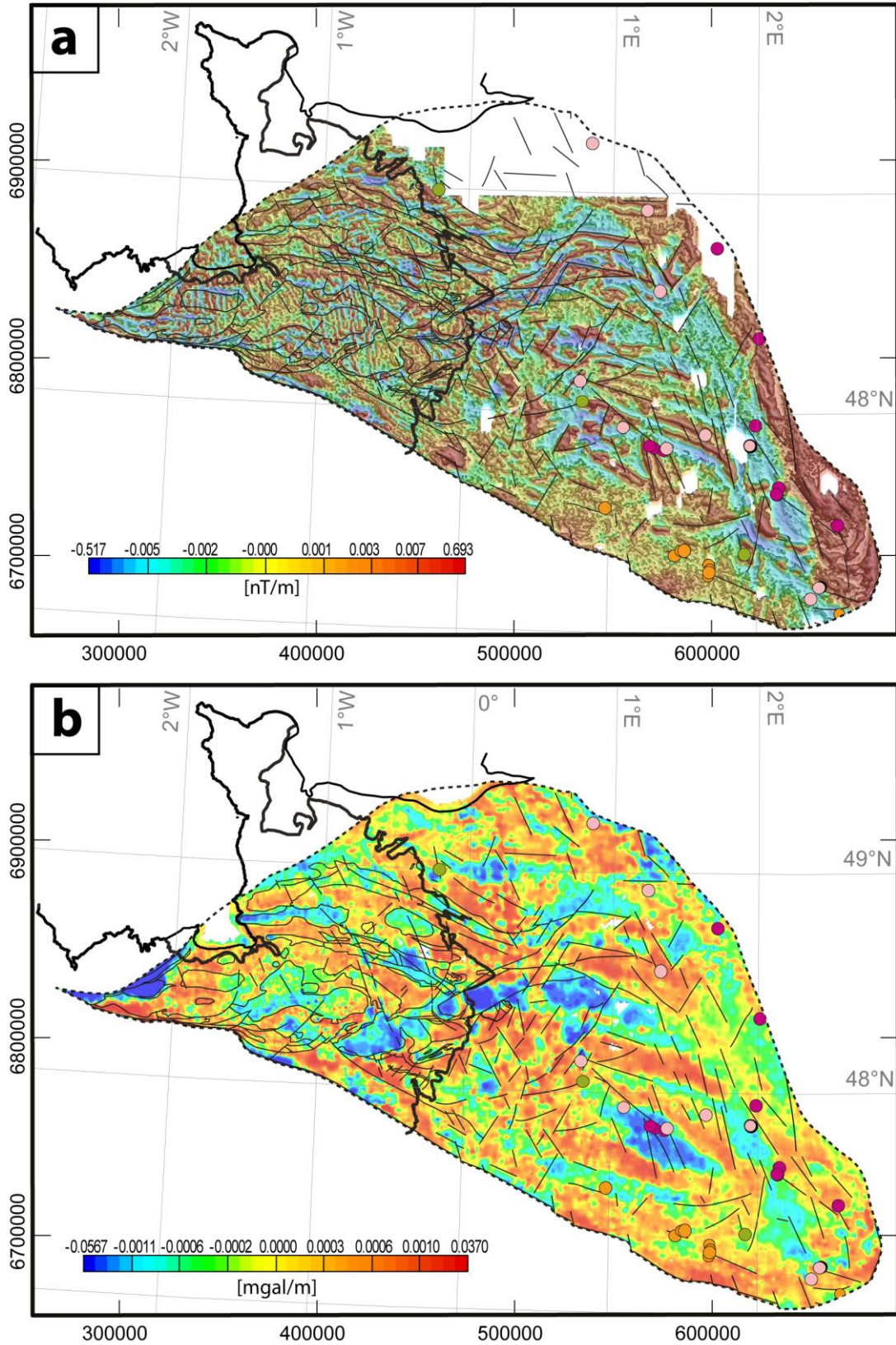
Localement, dans le secteur de Charnie-Cœvrons, il est possible d'observer un pluton de diorite dont les signatures magnétiques et gravimétriques sont fortes. Ces signatures sont cohérentes avec la forte susceptibilité magnétique ( $3 \times 10^{-2}$  SI) et la forte valeur de densité (2,90) de la diorite (Fig. III.12).

De manière plus générale, les sédiments briovériens ont des signatures magnétique très hétérogènes (de très fortes à très faibles). Pourtant les susceptibilités magnétiques mesurées dans ces formations sont faibles à moyennes ( $2 \times 10^{-5}$  à  $3 \times 10^{-3}$  SI). Les signatures magnétiques doivent donc être induites par des corps plus profonds. Toutefois, la densité moyenne de 2,74 mesurée pour ces formations confirme les fortes signatures gravimétriques pour les sédiments briovériens.

En résumé, à l'affleurement, il apparaît que le gradient magnétique est fort lorsque les sédiments briovériens sont en contact avec les granodiorites cadomiennes ou tout autre granite. Il en est de même pour les contacts entre les roches andésitiques cambriennes et les niveaux de fer ordoviens ou d'autres lithologies.

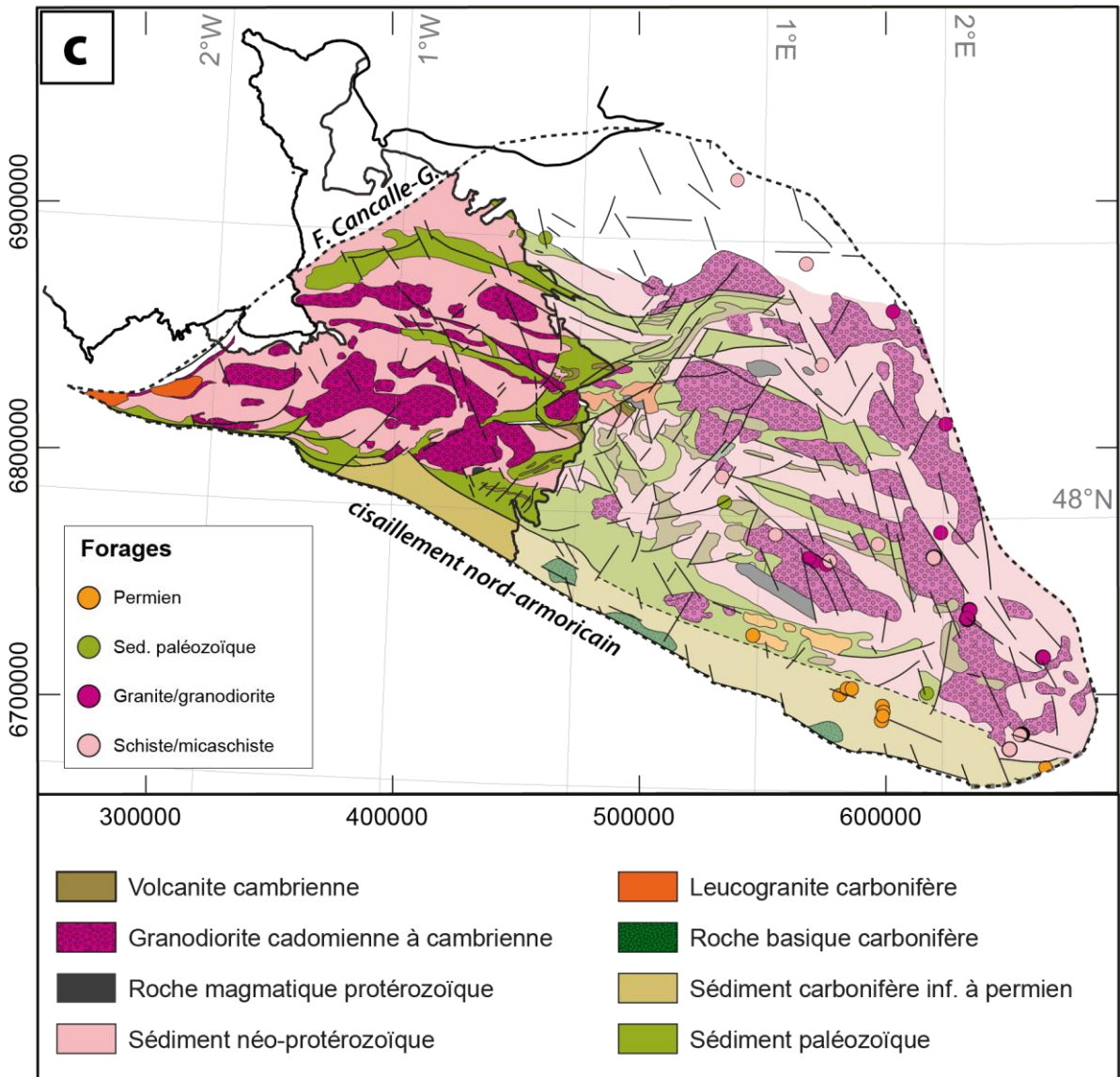
Les fortes signatures gravimétriques correspondent surtout aux sédiments briovériens, formation la plus représentée au sein du domaine nord-armoricain et qui possède une valeur de densité de 2,74. En effet, les andésites cambriennes sont plus denses mais beaucoup plus localisées et intrusives dans des séries sédimentaires peu denses (2,61 à 2,71). Aussi, les signatures magnétiques hétérogènes des sédiments briovériens permettent de les distinguer très facilement des andésites qui possèdent une texture magnétique homogène.

Les sédiments paléozoïques peuvent montrer des signatures gravimétriques proches de celles des granodiorites cadomiennes. Néanmoins, l'aspect texturé et hétérogène des signatures magnétiques des granodiorites permet de les distinguer.



**Figure III. 13 :** *a) Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, b) Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer. Les forages touchant le substratum sont aussi représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.13c.*





**Figure III. 13 (suite) : c)** carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum pour le domaine nord-armoricain. Les forages touchant le substratum sont aussi représentés sur ces figures.

De plus, la forme cartographique des contours est un critère pour discriminer les deux formations : les plutons de granodiorite auront une forme plus arrondie (de type « pluton »).

Sous la couverture sédimentaire, aux abords des terrains affleurants ainsi que dans la partie centrale du domaine nord-armoricain, de fortes signatures magnétiques circulaires (Fig. III.13a) sont associées à des signatures gravimétriques hétérogènes (Fig. III.13b). Cette association de signature est rattachée aux roches volcaniques cambriennes (Fig. III.13c). Selon le prolongement de l'axe N60°E du secteur d'Alençon, les fortes signatures magnétiques sont relativement fines et continues (Fig. III.13a). Elles bordent un accident de

direction N30°E et semblent correspondre également aux roches volcaniques cambriennes (Fig. III.13c).

Les signatures gravimétriques faibles à moyennes renvoient très probablement aux signatures des granodiorites cadomiennes (Fig. III.13b). Ces signatures gravimétriques faibles sont généralement soulignées par des contours dont les signatures gravimétriques sont fortes (Fig. III.13b). De plus, leur aspect magnétique texturé similaire à l'aspect observé à l'affleurement (Fig. III.12) étaye cette interprétation (Fig. III.13a). Vers l'est du domaine nord-armoricain, plusieurs sondages atteignant ces granodiorites confirment leur présence (Fig. III.13c).

Dans la partie centrale du domaine nord-armoricain, les signatures magnétiques sont rectilignes et régulières (Fig. III.13a). Elles entourent très généralement les granodiorites cadomiennes. Entre chacune de ces signatures, l'aspect est beaucoup plus hétérogène (Fig. III.13a). Ces signatures magnétiques hétérogènes correspondent à de fortes signatures gravimétriques (Fig. III.13b) ; cette association de signature est caractéristique des signatures des sédiments briovériens (Fig. III.13c). Il est envisageable qu'une telle hétérogénéité des signatures magnétiques soit en partie due à des roches basiques intercalées dans les flyschs briovériens.

Les sédiments paléozoïques sont plus difficiles à cartographier. En effet, leurs signatures magnétiques et gravimétriques sont faibles à moyennes les distinguant très peu des autres lithologies. Dans la partie sud du domaine nord-armoricain, l'absence de signatures magnétiques notables est à souligner (Fig. III.13a). De plus, les signatures gravimétriques sont globalement dans des valeurs moyennes mais elles sont hétérogènes (Fig. III.13a).

La présence de l'épaisse série sédimentaire paléozoïque (notamment cambrienne), à l'affleurement dans le secteur de Charnie-Coëvrons, engendre le fait que ces signatures soient interprétées comme des sédiments paléozoïques au sens large (Fig. III.13c). Sinon, dans le reste du domaine nord-armoricain, les sédiments paléozoïques correspondent aux signatures magnétiques et gravimétriques faibles à moyennes et dont les textures sont hétérogènes (Fig. III.13c).

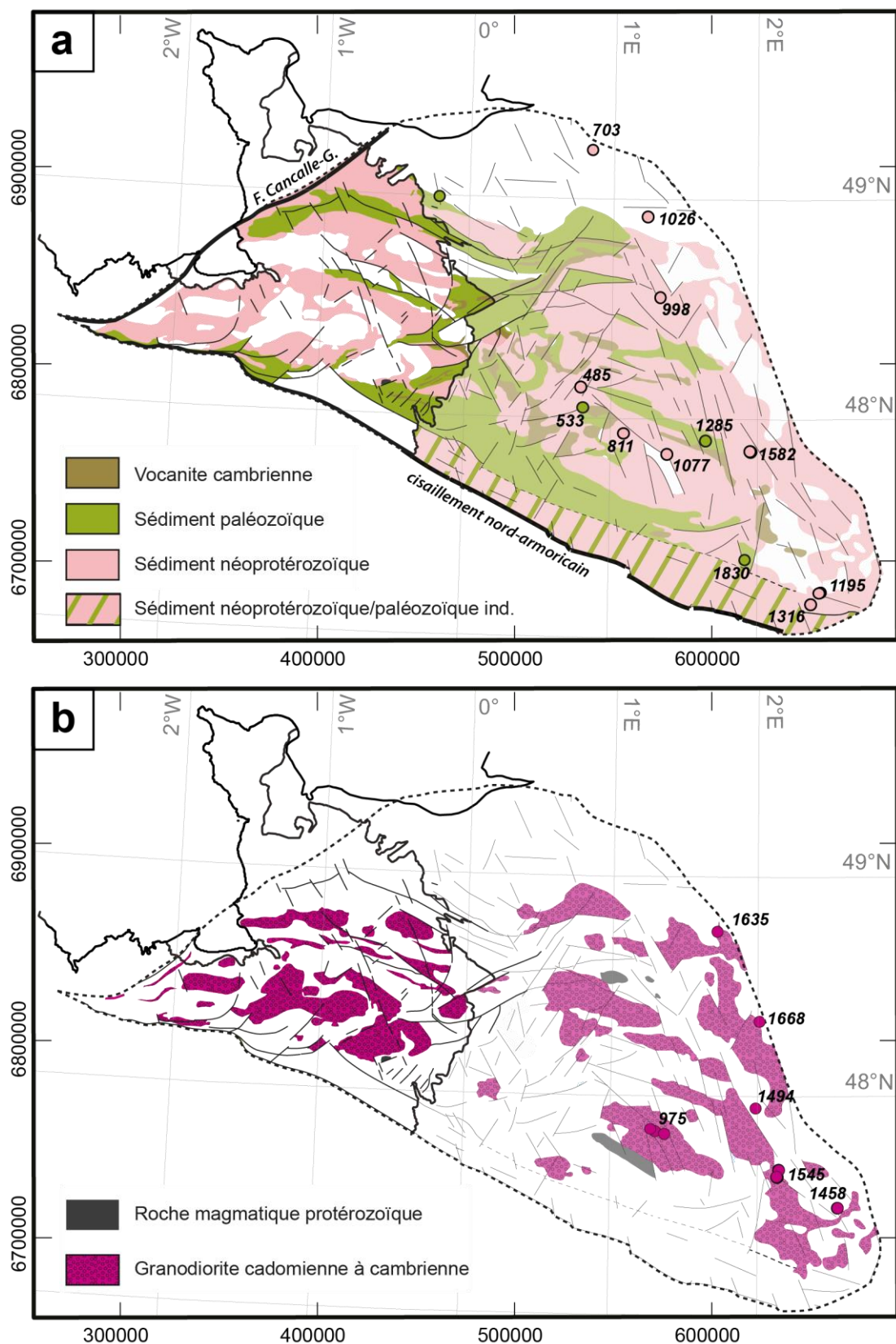
Quelques fortes signatures magnétiques (Fig. III.13a) et gravimétriques (Fig. III.13b) homogènes montrent des formes circulaires ou allongées. Ces signatures particulières correspondent très certainement à des roches basiques protérozoïques (Fig. III.13c) telles que des diorites, dont la diorite de Neau est un bon exemple (Fig. III.12).

La carte géologique proposée (Fig. III.13c) résulte donc de l'interprétation des anomalies magnétiques et gravimétriques majeures du substratum. Il est néanmoins possible localement que des forages atteignent des lithologies qui ne correspondent pas aux signatures géophysiques visibles. Par exemple, certains forages atteignent des sédiments briovériens alors que les faibles signatures gravimétriques suggèrent la présence d'un corps granitique (Fig. III.13c). Ceci pourrait être expliqué par le fait que la granodiorite cadomienne se situe à une profondeur plus importante que les sédiments briovériens et que l'influence de sa densité prédomine sur l'effet de ces sédiments.

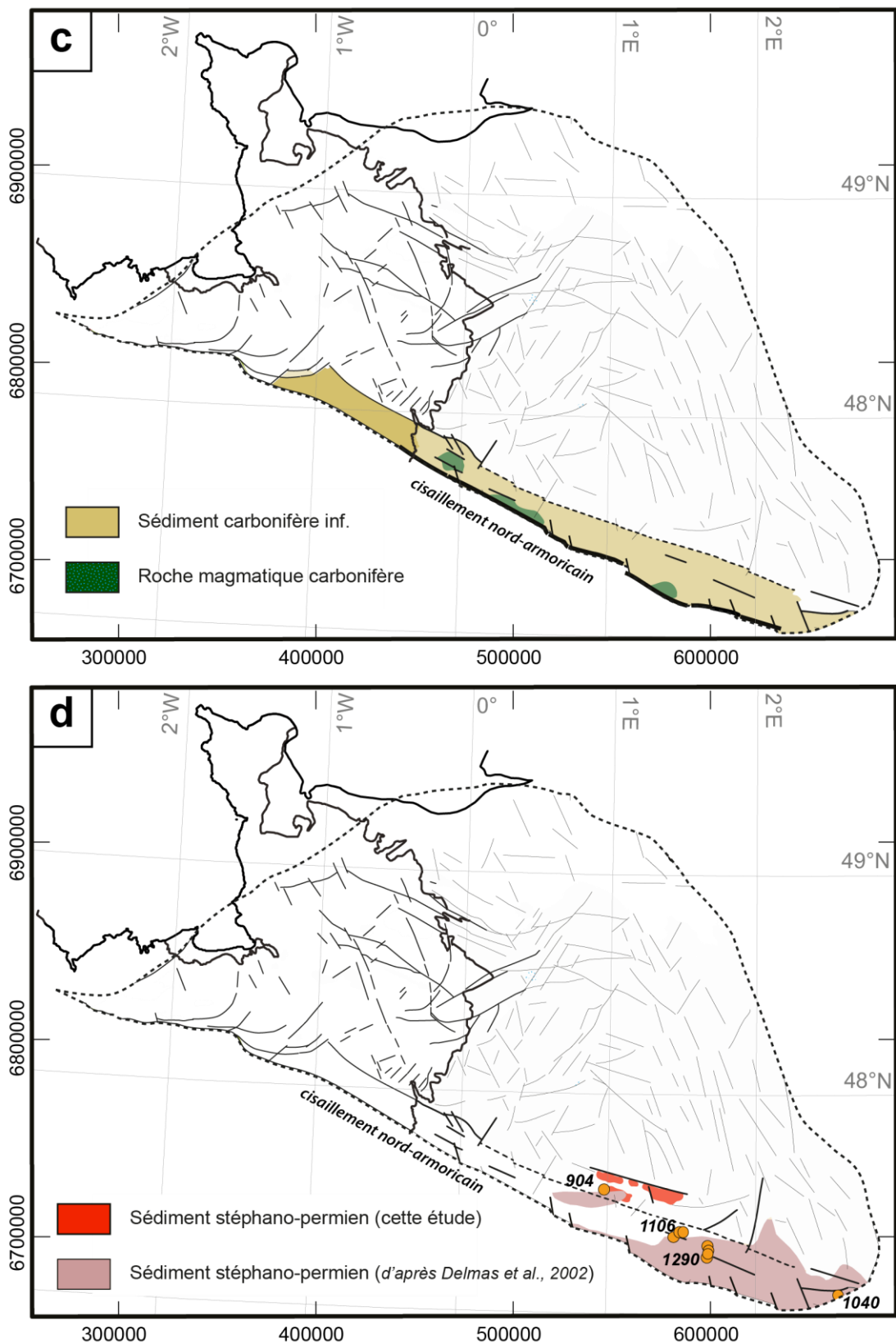
Une déclinaison de la carte géologique en plusieurs cartes lithologiques est donc proposée en tenant compte à la fois des signatures géophysiques, mais aussi des données de forage. Ces cartes lithologiques permettent d'émettre des hypothèses quant à la présence d'une lithologie à la surface du substratum en ne tenant pas compte seulement des signatures géophysiques.

Il est envisageable que la majeure partie du substratum pré-mésozoïque du domaine nord-armoricain soit constituée de sédiments briovériens (Fig. III.14a). Certains sondages atteignent des sédiments briovériens alors que les signatures géophysiques suggèrent la présence des granodiorites cadomiennes (Fig. III.13c).

Dans la partie sud du domaine nord-armoricain, il est également probable que les sédiments paléozoïques recouvrent les granodiorites cadomiennes (Fig. III.14a). Dans la partie est du domaine nord-armoricain, les forages ont atteint les granodiorites cadomiennes, il est donc certain de les retrouver au sommet du substratum dans ce secteur (Fig. III.14b). Dans la majeure partie du substratum se retrouvent des corps granitiques interprétés comme des granodiorites cadomiennes orientées dans une direction N110°E dans la partie centrale du domaine et orientées dans les directions N150-160°E correspondant aux accidents qui affectent le substratum (Fig. III.14b).



**Figure III.14:** Domaine nord-armoricain : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : **a)** des sédiments néoprotozoïques et paléozoïques, **b)** des granodiorites cadomiennes. Les forages ayant atteint le substratum ainsi que les profondeurs du substratum sont figurés. Légende des forages : voir Fig. III.13c.



**Figure III.13 (suite):** Domaine nord-armoricain : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : **c)** des sédiments et roches magmatiques carbonifères, **d)** des sédiments permien. Les forages ayant atteint le substratum ainsi que les profondeurs du substratum sont figurés. Légende des forages : voir Fig. III.13c.



La partie sud du domaine nord-armoricain montre un grain magnétique particulier. Seul un alignement de fortes anomalies magnétiques circulaires est localisé sous couverture le long du CNA, dans le prolongement du bassin de Laval (Fig. III.13a). Ces signatures peuvent correspondre à des roches basiques profondes qui seraient associées au Bassin de Laval (Fig. III.14c). De plus, l'extension du bassin de Laval qui se suit vers l'est, au sud du CNA, est supposée par les roches basaltiques qui se retrouvent dans les signatures magnétiques au sud du CNA (Baptiste *et al.*, 2016).

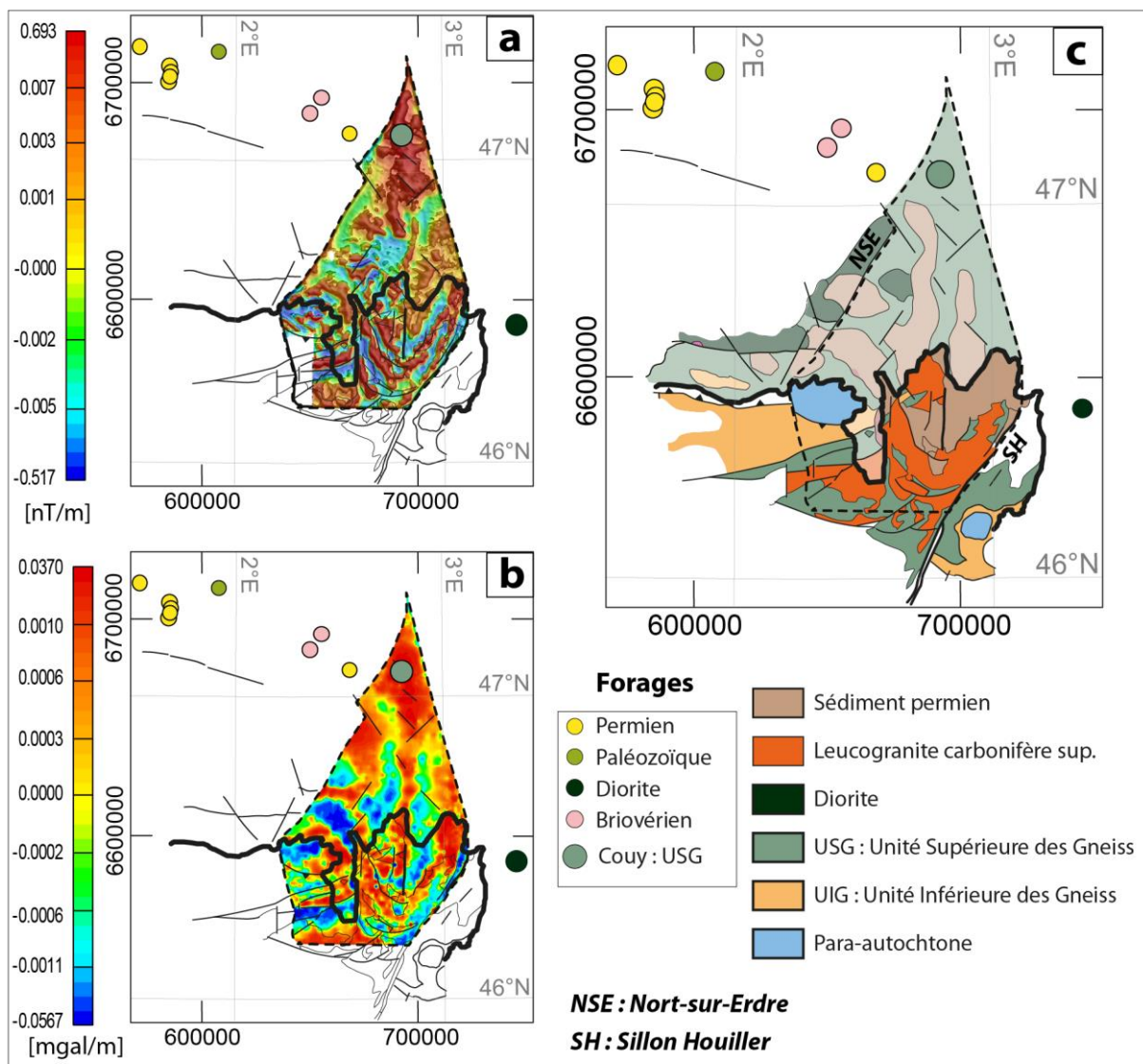
Suivant l'extension vers l'est du bassin de Laval, aucune autre anomalie magnétique n'est observable, le fond magnétique étant plutôt homogène (Fig. III.13a). Dans cette même région, les anomalies gravimétriques sont plus contrastées et il est possible d'observer quelques fortes anomalies gravimétriques allongées selon des axes N90-100°E ainsi que d'autres anomalies, plus faibles et de même direction (Fig. III.13b). Les données de sismique pétrolière et de forages disponibles sur la partie sud-est de ce domaine (Delmas *et al.*, 2002) et récemment retraitées et interprétées (Beccaletto *et al.*, 2015) attestent de la présence du bassin stéphano-permien de Contres sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien (épaisseur maximum de 2500m). Cette épaisse série sédimentaire a certainement pour effet d'atténuer sensiblement les signatures magnétiques des roches sous-jacentes et serait la cause du grain magnétique particulier dans ce secteur.

Au sein du bassin de Laval, il existe un bassin stéphanien à Saint-Pierre-la-Cour, localisé le long d'une faille normale de direction N-S (Fig. I.11) qui atteste du fait que les dépôts du Stéphanien ont dû recouvrir les dépôts du Carbonifère inférieur. Il est donc envisageable que les dépôts sédimentaires du Carbonifères inférieur se prolongent sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien. Il n'est pas exclu que ces dépôts carbonifères constituent le substratum du bassin stéphano-permien de Contres plus à l'est (Fig. III.14d).

#### V.2.b. Le massif de Montmarault

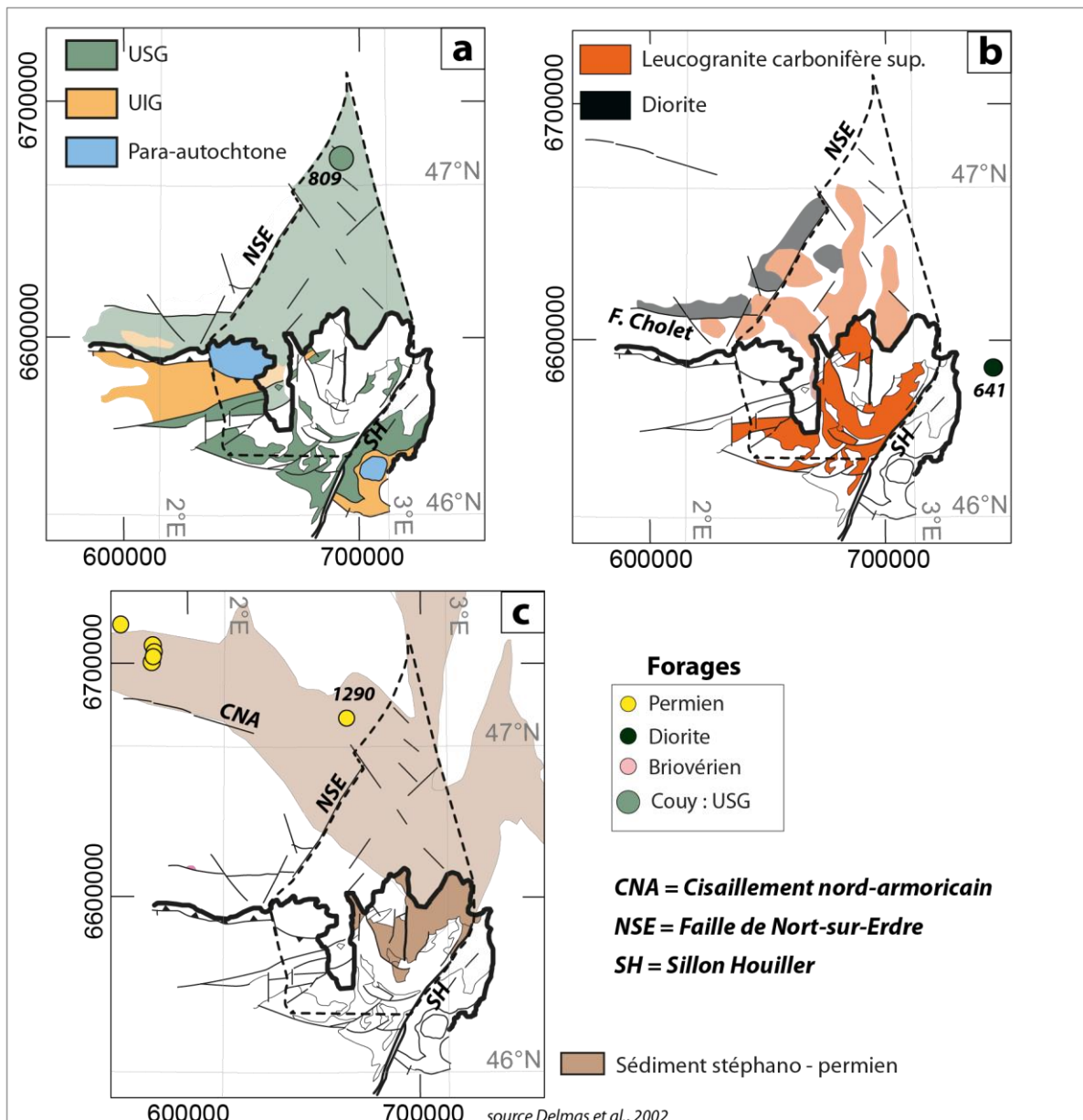
Ce secteur est de taille relativement modeste par rapport aux autres domaines et blocs structuraux. Il constitue l'extension vers l'est du Plateau d'Aigurande et se localise à la jonction entre les parties ouest et est du Bassin parisien. Il est limité à l'est par le Sillon Houiller. Ce secteur est par ailleurs localisé à l'extrémité sud de l'AMBP, ce qui a pour conséquence de masquer une grande partie des signatures magnétiques des formations situées dans la partie supérieure du substratum, sous la couverture.

À l’affleurement, ce secteur est marqué par des alternances de fortes anomalies magnétiques (Fig. III.15a) et gravimétriques (Fig. III.15b), les fortes anomalies magnétiques correspondant cartographiquement à de faibles anomalies gravimétriques et *vice-versa* (Fig. III.12). Les travaux de Joly *et al.*, (2008) montrent qu’il est possible d’expliquer ces anomalies par la présence d’un sous-plaquage des granites par des diorites ; la forte valeur de susceptibilité magnétique des diorites explique les fortes anomalies magnétiques et la faible densité des granites correponds aux faibles anomalies gravimétriques (Fig. III.12).



**Figure III. 15 :** Massif de Montmarault : **a)** Carte du gradient vertical de l’anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, **b)** Carte du gradient vertical de l’anomalie de Bouguer et **c)** carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures.

Le bassin stéphano-permien de l'Aumance constitue la majeure partie au nord-est de ce secteur. Les données de forage et l'interprétation de profils sismiques (Delmas *et al.*, 2002; Beccaletto *et al.*, 2015) permettent de prolonger les dépôts silico-clastiques de ce bassin vers le nord, le connectant structurellement avec ceux du bassin de Contres. Dans la partie nord de l'extension du secteur de Montmarault, le forage de Couy atteste de la présence du groupe leptyno-amphibolite appartenant à l'unité supérieure des gneiss (Fig. III.15c). Ces lithologies sont parfaitement identifiables dans la partie affleurante de ce massif.



**Figure III.16 :** Prolongement vers le nord du Massif de Montmarault : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : a) des terrains métamorphiques, b) des

*roches basiques et granitiques et c) des dépôts stéphano-permiens. Les forages ayant atteint le substratum ainsi que les profondeurs du substratum sont figurés.*

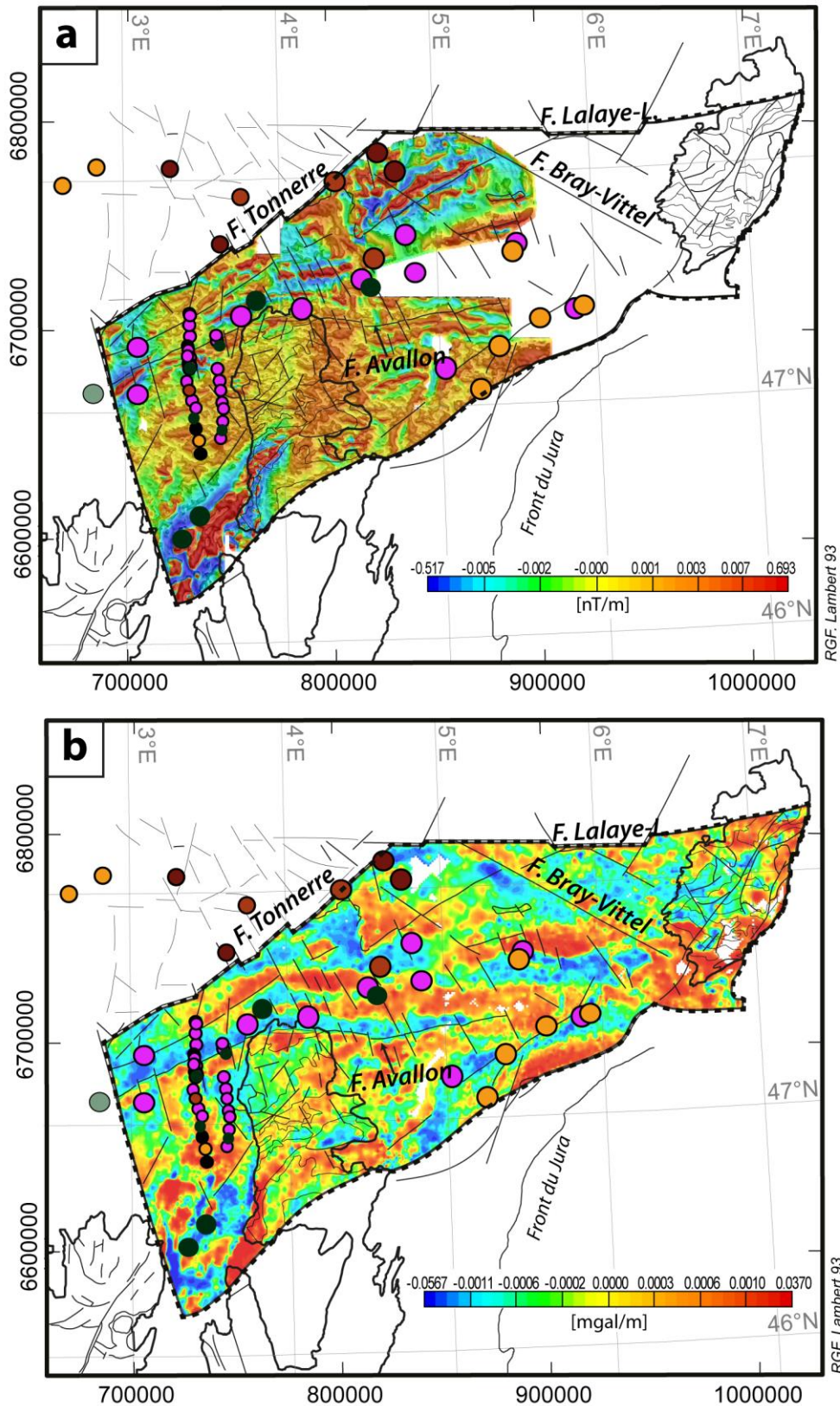
Sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien, la forte anomalie gravimétrique (Fig. III.15b) peut être expliquée par les fortes densités de l'USG (2.86, Fig. III.15c). Les faibles anomalies gravimétriques (Fig. III.15b) sont, quant à elles, rattachées à des corps granitiques (Fig. III.15c) probablement similaires à ceux de Montmarault dont l'âge est carbonifère inférieur ( $321 \pm 5\text{Ma}$ , Joly *et al.*, 2007) et dont la densité est d'environ 2.64.

Par conséquent, la majeure partie du substratum sous couverture de la zone du Massif de Montmarault est composée de roches métamorphiques appartenant à l'USG (Fig. III.16a). Cette lithologie est recoupée ponctuellement par des granites carbonifères (Fig. III.16b) sous plaqués dans la plupart du temps par des diorites quartzifères. Vers le nord, l'extension du bassin stéphano-permien de l'Aumance recouvre ces lithologies (Fig. III.16c).

#### V.2.c. Le bloc Morvan –Vosges Moyennes et Méridionales

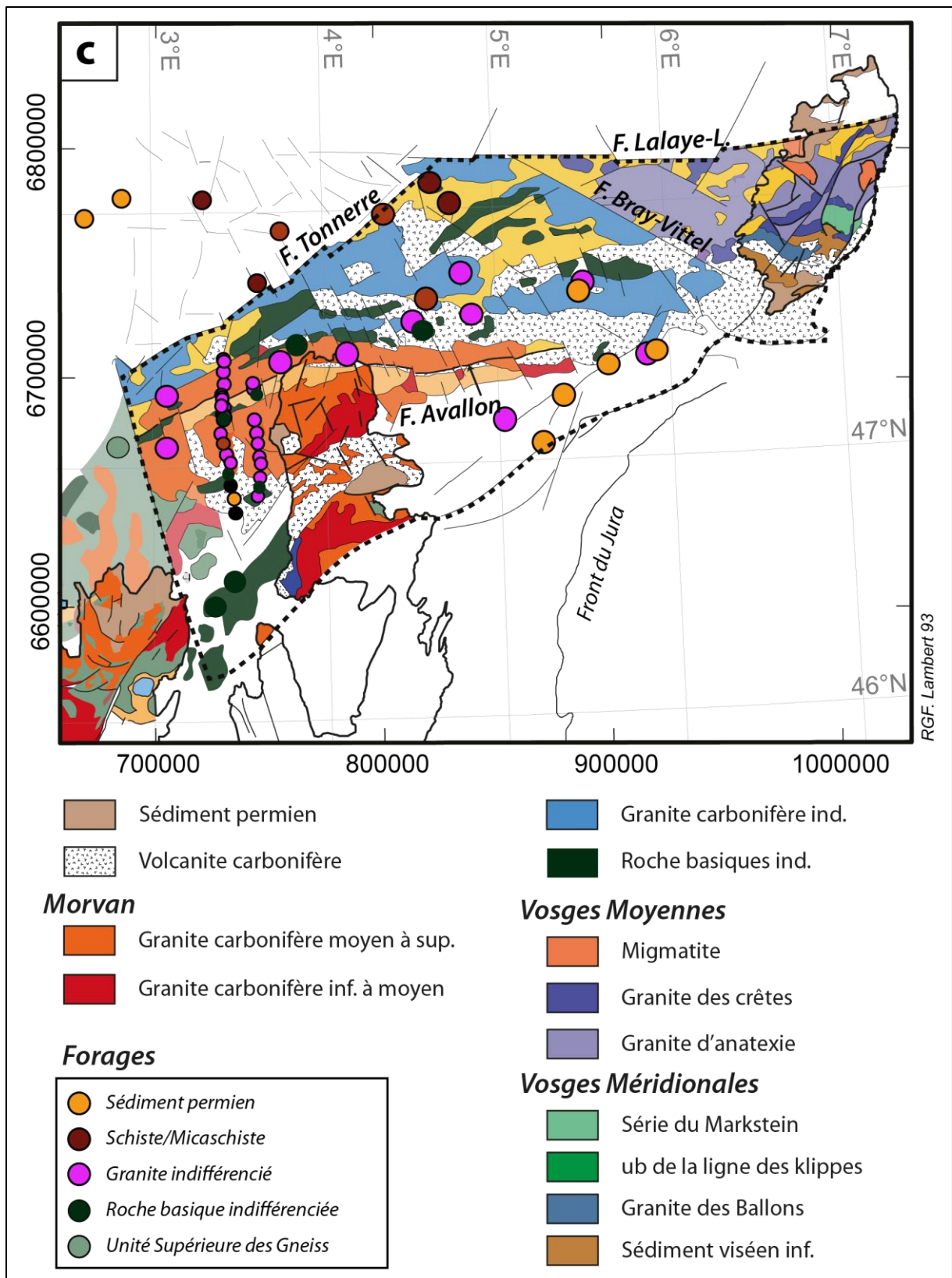
La jonction entre le massif de Montmarault à l'ouest et le Morvan à l'est, montre des signatures magnétiques (Fig. III.17a) et gravimétriques (Fig. III.17b) moyennes à faibles, homogènes et lisses : ces signatures témoignent de l'extension vers l'ouest, sous couverture, des plutons granitiques, comme le confirment les forages atteignant le substratum dans ce secteur (Fig. III.17c). À l'est du Sillon Houiller, les granites ne présentent pas d'anomalies magnétiques fortes (Fig. III.17a) et ne sont très certainement pas associés à des diorites. Dans la partie sud-ouest, les quelques fortes anomalies magnétiques (Fig. III.17a) et gravimétriques (Fig. III.17b) sont interprétées comme étant reliées aux lithologies de l'USG (Fig. III.17c).

Le Morvan est essentiellement composé de roches granitiques dont les susceptibilités magnétiques et les signatures gravimétriques sont sensiblement homogènes et donc peu discriminantes (Fig. III.5). Seuls les tufs Carbonifères montrent quelques valeurs de susceptibilité magnétique pouvant aller jusqu'à  $10^{-3}$  SI ; cette lithologie offre un contraste magnétique avec les autres lithologies qui se repèrent à l'affleurement (Fig. III.12). Selon les signatures magnétiques (Fig. III.17a), il est donc possible d'étendre vers l'ouest la formation des tufs anthracifères (Fig. III.17c). Les granites, arkoses, mylonites et roches volcaniques telles que les rhyolites ne peuvent pas être différenciées par leurs caractéristiques pétrophysiques (Fig. III.5).



**Figure III. 17:** Bloc Morvan-Vosges : a) Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, b) Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.17c.





**Figure III. 17 (suite) :** Bloc Morvan-Vosges : c) carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. ub : ultrabasites.

Au nord du Morvan, la faille d'Avalon est bordée au sud par deux types de signatures géophysiques : la plus remarquable est une signature gravimétrique intense (Fig. III.17b) accompagnée de signatures magnétiques moyennes (Fig. III.17a) ; la deuxième est beaucoup plus discrète, et correspond à une signature magnétique plus forte que la précédente (Fig. III.17a) associée à une signature gravimétrique moins forte (Fig. III.17b).

À l'affleurement, la première signature remarquable correspond aux gneiss migmatitiques de l'unité inférieure des gneiss (Fig. III.12). La deuxième signature témoigne de la présence d'un fin niveau de sédiments carbonifères associés à des rhyolites. Par conséquent, de part et d'autre du Morvan, il est possible de suivre de manière continue cette intense signature gravimétrique (Fig. III.16b) et de prolonger à la fois l'unité inférieure des gneiss et une fine bande de l'ensemble volcano-sédimentaire carbonifère sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien (Fig. III.16c).

Au nord de la faille d'Avallon, les signatures gravimétriques et magnétiques suivent des directions E-W. Les signatures gravimétriques semblent être rattachées aux signatures géophysiques des Vosges Moyennes et Méridionales (Fig. III.17b). Seule la signature gravimétrique relativement faible, homogène et continue (Fig. III.17b) atteste de la présence du granite d'Avallon, affleurant dans le Morvan et localisé le long de la faille d'Avallon (Fig. III.17c). La présence de ce granite à la surface du substratum est confirmée par quelques forages qui atteignent cette lithologie vers l'ouest (Fig. III.17c).

Les fortes signatures gravimétriques entourant le granite d'Avallon sont à la fois associées à des signatures magnétiques fortes et moyennes. L'association des signatures magnétiques et gravimétriques fortes peut témoigner de la présence de roches basiques au sein du substratum (Fig. III.17c). Cette hypothèse est confirmée par des données de forage. Malheureusement, la description des niveaux atteints par ces forages n'est pas assez détaillée pour préciser la nature exacte de ces roches. Ces roches basiques sont aussi repérables dans tout le secteur nord du bloc Morvan-Vosges par l'association de signatures magnétiques et gravimétriques intenses.

Le bloc Morvan-Vosges est séparé en deux par l'extension vers le sud-est de la faille de Bray-Vittel. Dans sa partie ouest, les faibles signatures magnétiques (Fig. III.17a) et gravimétriques (Fig. III.17b) sont corrélables avec des corps granitiques (Fig. III.17c). L'absence de description de ces roches dans les forages ne permet pas de leur attribuer une nature plus précise. Les signatures géophysiques n'étant pas assez contrastées, la

différenciation de ces corps granitiques est extrêmement difficile. Ces granites sont donc cartographiés sous l'appellation de granites indifférenciés (Fig. III.17c).

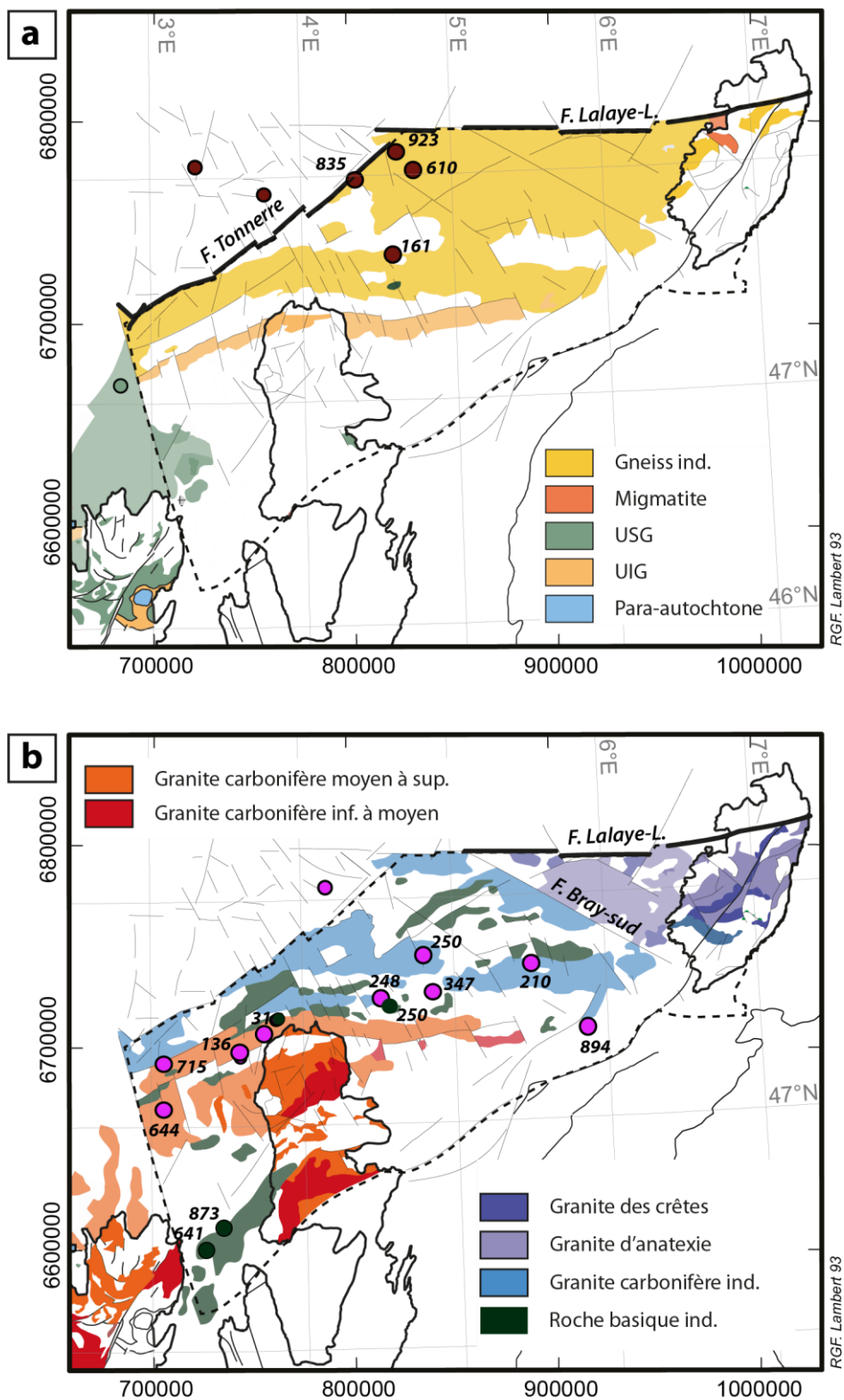
Dans la partie est du bloc Morvan-Vosges, à l'approche des Vosges Moyennes et Méridionales, les données aéromagnétiques ne sont pas disponibles ; seules les données gravimétriques sont utilisables. Les contrastes gravimétriques sont plus faibles que dans la partie ouest (Fig. III.17b). Les faibles signatures gravimétriques sont interprétées comme les granites d'anatexie (Fig. III.17b) visibles à l'affleurement (Fig. III.12).

Les signatures gravimétriques caractéristiques des Vosges Moyennes butent contre le prolongement vers le sud-est de la faille de Bray ; il est donc impossible, par le biais des signatures gravimétriques, d'établir un éventuel lien entre le prolongement des granites d'anatexie des Vosges Méridionales et des granites indifférenciés de la partie ouest du bloc Morvan-Vosges (Fig. III.17c).

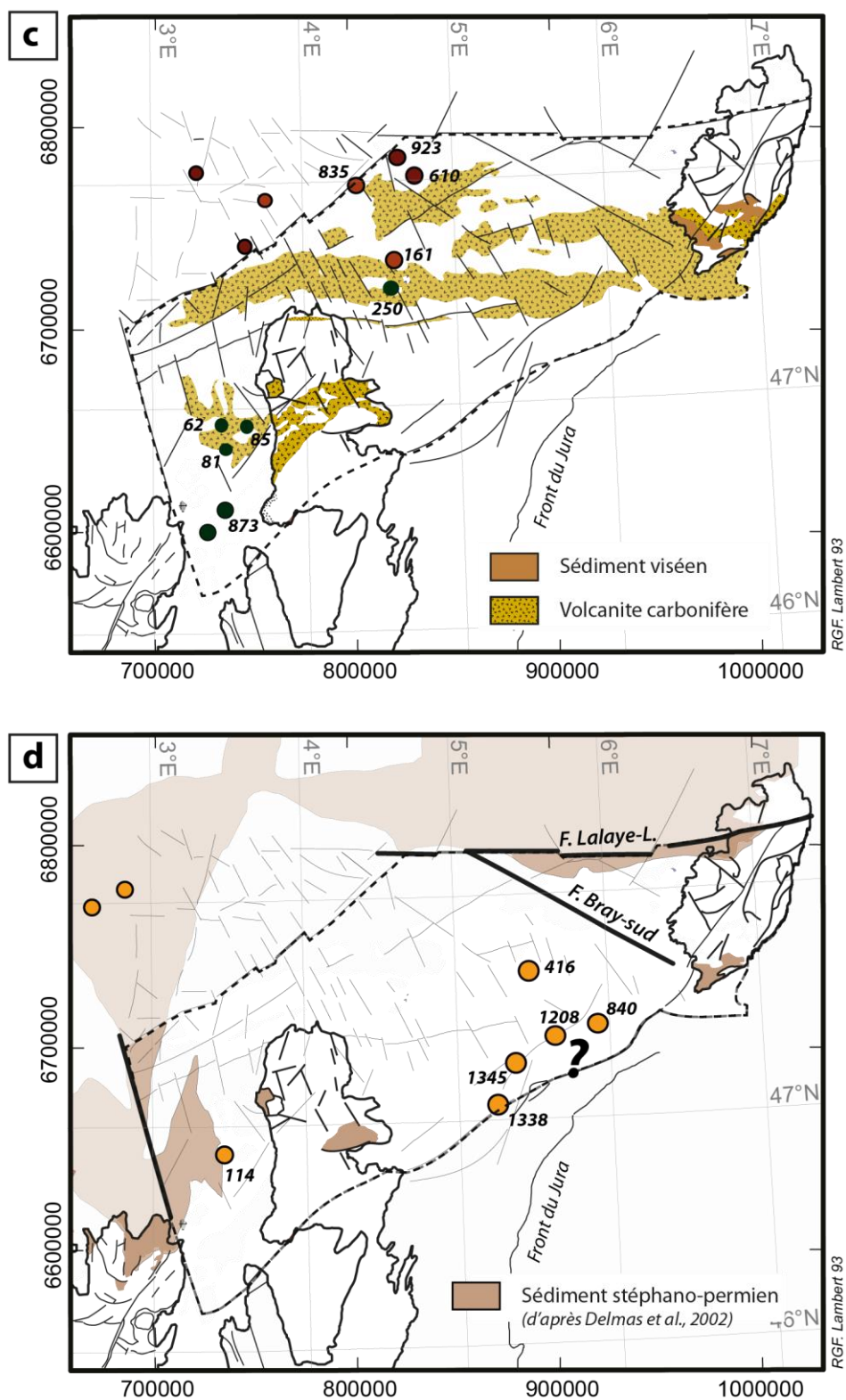
Dans les Vosges Moyennes, à l'affleurement, les gneiss se distinguent par des signatures gravimétriques légèrement plus fortes que celle des granites (Fig. III.12). Sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien, ces signatures gravimétriques moyennes sont interprétées comme étant les gneiss indifférenciés (Fig. III.17c).

Les formations volcano-sédimentaires associées aux sédiments viséens qui affleurent dans les Vosges Méridionales sont caractérisées par de fortes signatures gravimétriques (Fig. III.12). Ces mêmes anomalies sont visibles sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien (Fig. III.17b) : elles sont donc interprétées comme étant les formations carbonifères (Fig. III.17c). Localement, l'extension de cette lithologie est associée à des roches basiques. Il est envisageable que ces roches basiques soient des basaltes carbonifères mis en place dans les sédiments viséens comme en témoigne leur présence à l'affleurement au sein des Vosges Méridionales (Fig. III.12).

Au sein du bloc Morvan-Vosges, les lithologies du substratum atteintes par les forages sont assez cohérentes avec les signatures géophysiques des lithologies observées à l'affleurement. Néanmoins, trop peu de forages atteignant le substratum sont disponibles. Par conséquent, une déclinaison de cartes qui décomposent les lithologies en fonction de leur nature est proposée.



**Figure III.18:** Bloc Morvan-Vosges : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : **a)** des terrains métamorphiques, **b)** des roches basiques et granitiques. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.17c.



**Figure III.18 (suite):** Bloc Morvan-Vosges : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : **c)** des formations volcano-sédimentaires carbonifères **d)** des dépôts stéphano-permiens. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.17c.



La majeure partie du substratum dans le bloc Morvan-Vosges semble être constituée de terrains métamorphiques (Fig. III.18a). Il est toutefois impossible d'en déterminer la nature exacte. Une grande partie de ce bloc est également recoupée par des granites (Fig. III.18b), pour lesquels, la nature et l'âge ne peuvent être précisés. Seul le granite d'Avallon peut être tracé sous couverture (Fig. III.18b). Toutefois, les granites des parties ouest et est ne sont pas corrélables par leur signature géophysique (Fig. III.18b). L'extension sous couverture des formations volcano-sédimentaires viséennes pourrait éventuellement se connecter avec les mêmes formations présentes dans le Morvan (Fig. III.18c). Les sédiments stéphano-permiens sont quant à eux difficilement caractérisables par leur signature géophysique. Ces sédiments ont tout de même été tracés (Fig. III.18b) sur la base de Delmas *et al.*, (2002).

#### V.2.d. Le bloc Evry-Tonnerre

Ce bloc structural est celui qui pose le plus de problème quant à l'interprétation lithologique. Peu de contraintes géologiques et géophysiques sont en effet disponibles :

- Les signatures magnétiques et gravimétriques sont très peu contrastées.
- Il n'est associé structuralement à aucun autre bloc structural.
- Il ne possède aucune accroche à l'affleurement.
- Les descriptions des rares forages qui atteignent les lithologies du substratum sont souvent imprécises et n'offrent aucune information sur la nature sédimentaire ou métamorphique des lithologies (excepté pour les forages de Quenne et Jaulges).

Au cours du chapitre 2, les observations des cartes aéromagnétiques et gravimétriques suggèrent que les textures géophysiques très peu contrastées du bloc d'Evry-Tonnerre (Fig. III.19a; b) présentent des similitudes avec les signatures du domaine nord-armoricain. Dans le bloc d'Evry-Tonnerre, les forages de Quenne et de Jaulges attestent de la présence de roches i) sédimentaires (dont l'âge n'est pas connu) et ii) légèrement métamorphiques comparables aux sédiments briovériens. Sans autre information et sans pouvoir les distinguer, nous interprétons donc les signatures principales du bloc Evry-Tonnerre comme des sédiments briovériens (néoprotérozoïques) et paléozoïques (Fig. III.19c). Il est probable que ces formations constituent l'ensemble du substratum dans ce bloc (Fig. III.20a).

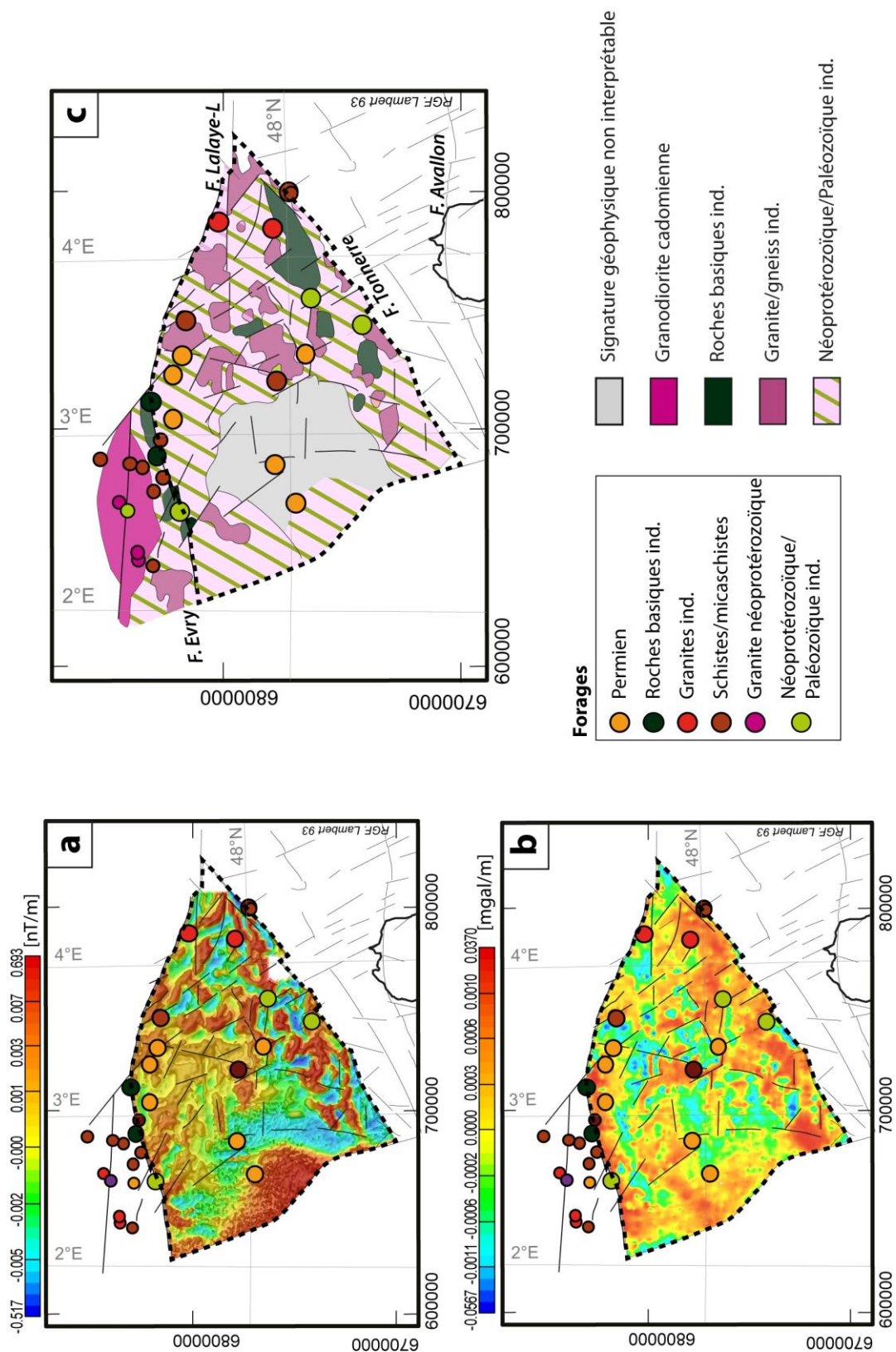
Quelques signatures gravimétriques faibles suggèrent la présence de corps peu denses qui peuvent éventuellement être interprétés comme des corps granitiques ou gneissiques. Suivant l'hypothèse d'une nature sédimentaire du substratum au sein de ce bloc, la nature de

ces corps peu denses peut être assignée à des granites cadomiens (Fig. III.20b). Là encore, aucune information de forage ne peut confirmer cette hypothèse et encore moins donner un âge à ces granites.

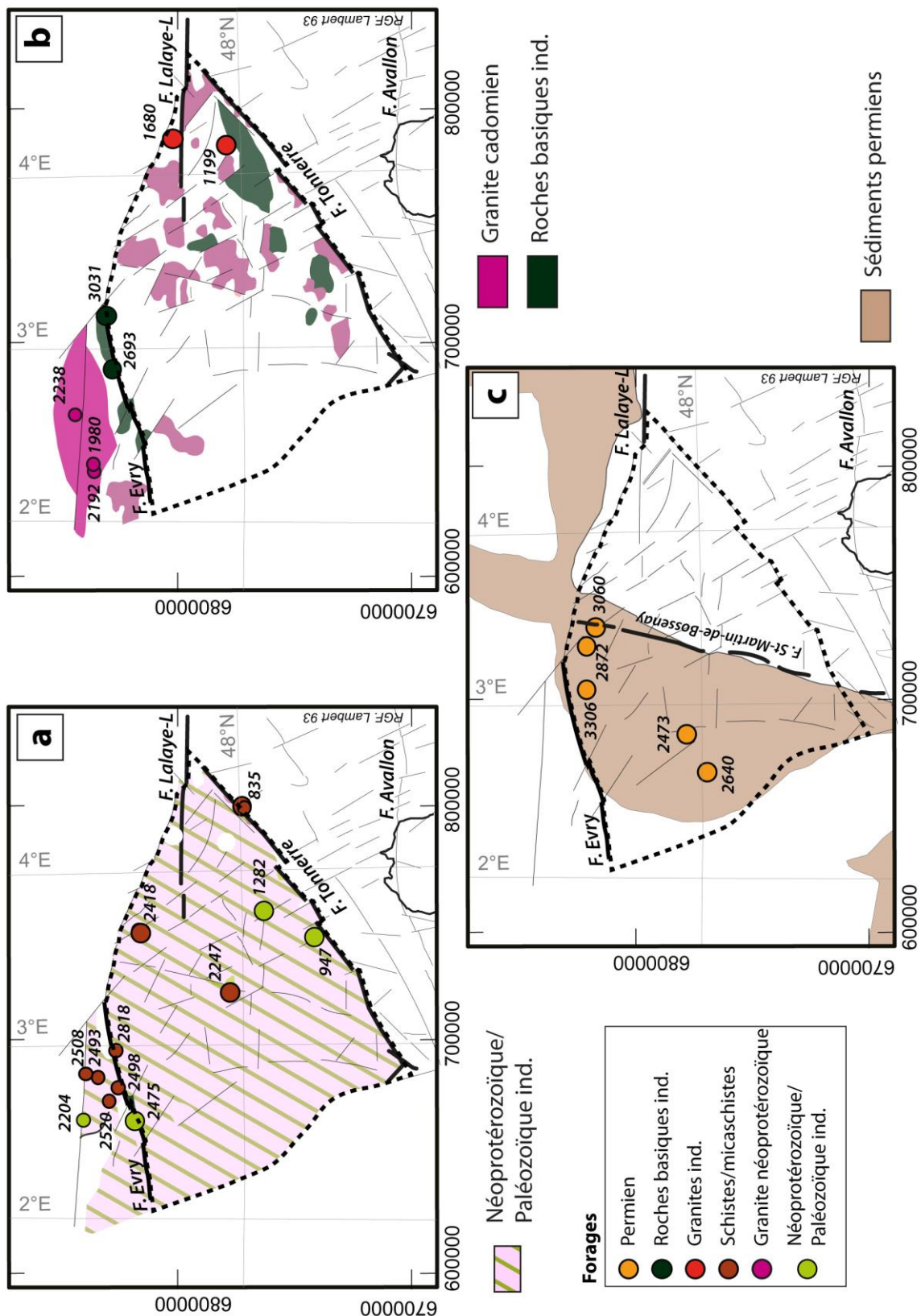
Les signatures géophysiques les plus contrastées sont localisées aux limites nord et sud de ce bloc structural. Au nord, les fortes signatures magnétiques (Fig. III.19a) et gravimétriques (Fig. III.19a) sont interprétées comme appartenant à des roches basiques (Fig. III.19c), en accord avec les données de deux forages. La limite sud, qui correspond à la faille de Tonnerre, est associée à des signatures magnétiques et gravimétriques hétérogènes et discontinues (Fig. III.19a; b).

La faille de Tonnerre étant considérée comme l'extension de la suture éo-varisque (cf. chapitre 2), il est envisageable que les signatures géophysiques correspondent à des roches basiques disloquées, localisées exclusivement le long des failles d'Evry et de Tonnerre (Fig. III.19b).

Au centre du bloc structural Evry-Tonnerre, les signatures magnétiques sont différentes de part et d'autre de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay. À l'ouest de cette faille, les signatures magnétiques sont très faibles (Fig. III.19a). Il est probable que les signatures magnétiques des lithologies constituant le substratum soient nettement atténuées par la présence d'un bassin stéphano-permien dans ce secteur (Fig. III.20c). À l'est de la faille, les signatures magnétiques sont hétérogènes et correspondent aux sédiments briovériens/paléozoïques.



**Figure III. 19 :** Bloc Evry-Tonnerre : **a)** carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, **b)** carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer et **c)** carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures.



**Figure III.20** : Bloc Evry-Tonnerre : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : **a**) des sédiments néoproterozoïques/paléozoïques, **b**) des roches basiques et granitiques et **c**) des sédiments stéphano-permiens (d'après Delmas et al., 2002). Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures.

### V.3. Incertitude

La réalisation de la carte géologique et des cartes lithologiques du substratum dans certains secteurs est difficile. La qualité des interprétations dans certains secteurs se trouve fortement dégradée par l'existence de données géophysiques de basse résolution ou par des signatures géophysiques très peu contrastées.

La carte d'incertitude (Fig. III.21) présente le degré de confiance avec lequel la carte géologique a été réalisée. Cette carte est divisée en quatre secteurs dans lesquels la résolution des données géophysiques, les contrastes des signatures magnétiques et gravimétriques ainsi que les accroches géologiques sont prises en considération.

Cette carte a été réalisée manuellement, sur la base de nos facilités ou difficultés à interpréter les signatures géophysiques du substratum du Bassin parisien.

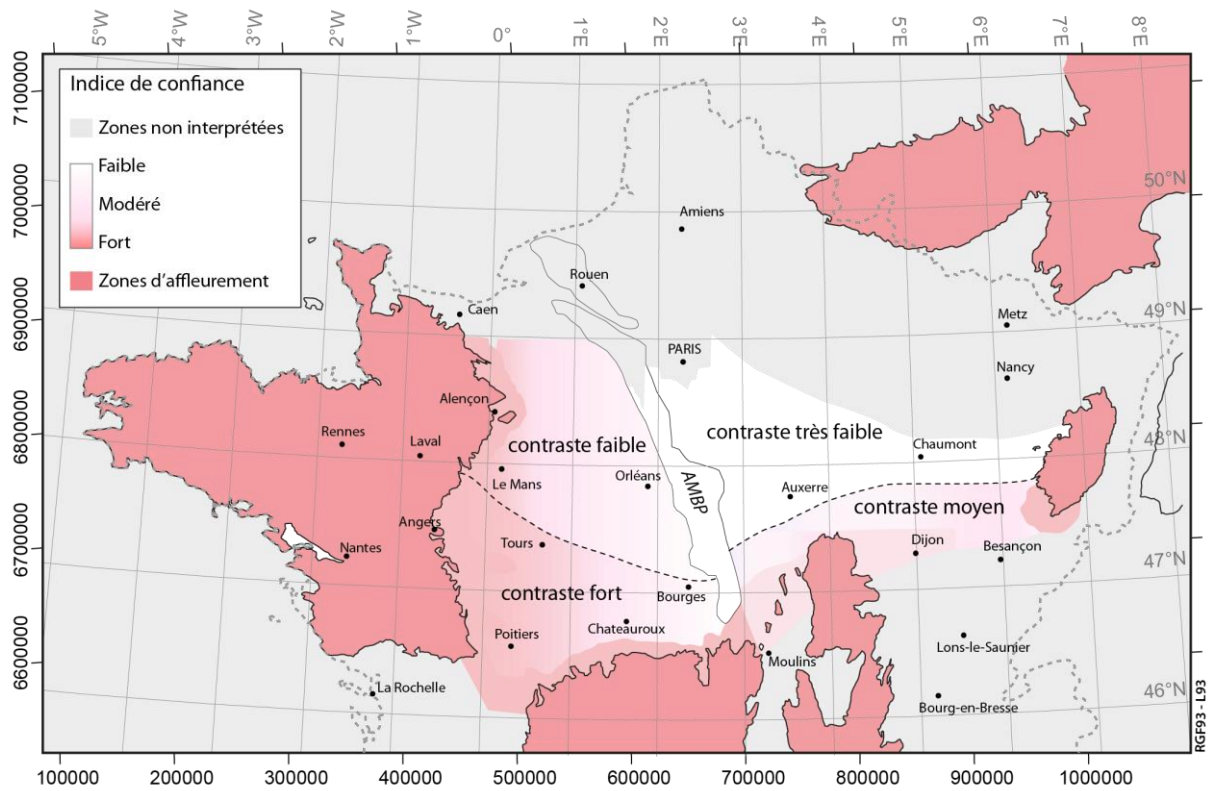
Il est à noter que la partie SW du Bassin parisien est la mieux contrainte à la fois en termes de résolution des données aéromagnétiques et gravimétriques, qu'en termes de contrastes des signatures géophysiques et de contraintes structurales.

Le domaine nord-armoricain souffre de ces lithologies dont les caractéristiques pétrophysiques ne sont pas bien contrastées.

Le bloc d'Evry-Tonnerre et le nord du bloc Morvan-Vosges sont les zones où les interprétations lithologiques sont le moins bien contraintes. Ceci étant dû à la fois à une résolution moyenne des données magnétiques et à l'absence de données aéromagnétiques entre les deux massifs.

L'AMBP est aussi un secteur où l'anomalie magnétique très forte masque les signatures des lithologies présentes à la surface du substratum.





**Figure III.21:** Carte d'incertitude présentant le degré de confiance avec lequel a été réalisée la carte lithologique, pour les différents secteurs. *Contraste : contraste moyen des signatures magnétiques et gravimétriques.*

## **VI. Synthèse : Cartes géologique et lithologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien**

La méthodologie employée dans ce travail sur le substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien (chapitre 2 et ce chapitre) est basée sur les interprétations conjointes des données aéromagnétiques, gravimétriques, structurales, pétrophysiques et géologiques. Elle a permis de :

- Proposer un schéma structural dont les failles principales délimitent les unités lithostratigraphiques et les blocs structuraux sous couverture.
- Réaliser une bibliothèque des caractéristiques pétrophysiques (susceptibilité magnétique et densité) des lithologies constituant le substratum à l’affleurement (mesures réalisées sur le terrain).
- Compiler les données de forage atteignant le substratum et les incorporer dans le schéma structural.

L’intégration de toutes ces données a permis de réaliser une carte géologique et plusieurs cartes lithologiques du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien. Dans ces travaux, il apparaît clairement que les données géophysiques et géologiques sont complémentaires et ne peuvent être utilisées indépendamment les unes des autres pour réaliser des interprétations lithologiques pertinentes. Ce type de carte ne peut se faire sans une connaissance approfondie des structures du substratum ainsi que des caractéristiques pétrophysiques des roches, et aussi, des données géologiques à l’affleurement.

Pour conclure ce chapitre, une carte géologique de synthèse est proposée (Fig. III.22). Cette carte compile toutes les interprétations lithologiques basées sur les signatures géophysiques principales du substratum précédemment décrites. En plus, une succession de cartes lithologiques montrant la localisation des différentes lithologies constituant le substratum du Bassin parisien est proposée :

- Une carte des sédiments néoprotérozoïques à paléozoïques (Fig. III.23)
- Une carte des terrains métamorphiques (Fig. III.24)
- Une carte des roches granitiques et basiques (Fig. III.25)
- Une carte des sédiments carbonifères et des roches volcaniques associées (Fig. III.26)
- Une carte des bassins permien (Fig. III.27)

Ces cartes représentent la compilation des interprétations effectuées sur chacun des secteurs du Bassin parisien.

Ces cartes nous apportent un nouvel éclairage sur la nature lithologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien ainsi que sur la succession verticale des lithologies :

- Les sédiments néoprotérozoïques et paléozoïques sont très largement représentés dans le domaine nord-armoricain. Dans la partie est du Bassin parisien (bloc Evry-Tonnerre), il est fortement probable que ce soit ces mêmes lithologies qui constituent le substratum, montrant ainsi une continuité lithologique entre le domaine nord-armoricain et le bloc Evry-Tonnerre. Parmi les sédiments paléozoïques, il est possible de retrouver des volcanites cambriennes dans le domaine nord-armoricain ainsi qu'au sein de la nappe des Mauges. Les lentilles de fer ordoviciennes se suivent également assez facilement dans l'extension du domaine centre-armoricain.
- Les terrains métamorphiques sont localisés exclusivement au sud de la faille de Nort-sur-Erdre (NSE) et de son extension vers l'ouest correspondant à la faille de Tonnerre. Dans le SW du Bassin parisien, la faille de NSE limite les terrains métamorphiques de la nappe des Mauges. L'apport des informations lithologiques permet de soutenir le fait que les failles de NSE et de Tonnerre constituent la trace de la suture éo-varisque.
- Les granites sont partie intégrante du substratum du Bassin parisien. Même si les données géophysiques seules n'apportent aucune information concernant leur âge, la continuité de certains types de pluton peut être cartée sous couverture, en suivant leurs signatures géophysiques. Ainsi, les granodiorites cadomiennes sont essentiellement localisées dans le domaine nord-armoricain et probablement dans le bloc Evry-Tonnerre si l'on émet l'hypothèse d'une continuité entre ces deux domaines. Les leucogranites carbonifères inférieurs et les monzogranites dévono-carbonifères se prolongent dans la partie sud du substratum du Bassin parisien. Les roches basiques sont également représentées au sein du substratum notamment le long des accidents majeurs : la faille de NSE, de Cholet, de Tonnerre et d'Evry soulignant ainsi l'importance de ces structures. Certaines roches basiques sont probablement associées aux dépôts volcano-sédimentaires du Carbonifère moyen. Quelques plutons granitiques ont également été tracés à l'extérieur des secteurs décrits précédemment. Ces interprétations sont basées sur les signatures gravimétriques peu denses.
- Les formations volcano-sédimentaires carbonifères sont localisées dans plusieurs secteurs : le bassin de Laval et d'Ancenis dans la partie ouest ainsi que dans le Morvan

et les Vosges Méridionales dans la partie est. Les sédiments carbonifères inférieurs constituant le bassin de Laval sont associés à du magmatisme basique. Cette association se poursuit sous la couverture sédimentaire le long du CNA et se poursuit jusqu'à la faille de NSE. Il est possible que l'extension du bassin de Laval constitue le soubassement du bassin de Contres et de l'extension vers le nord-ouest du bassin de l'Aumance. Le bassin Carbonifère inférieur d'Ancenis se poursuit très certainement sous la couverture pour se connecter au bassin d'Arpheuilles dont il en constitue le substratum. Ce bassin est localisé le long de la faille de NSE. À l'est, la formation des tufs anthracifères se prolonge de manière quasi continue sous couverture, du Morvan jusqu'aux Vosges Méridionales. Ces formations semblent être limitées au nord par les accidents E-W. Aucun indice ne permet d'affirmer que ces formations se poursuivent au-delà de la faille de Tonnerre vers le nord-ouest.

- Les bassins sédimentaires stéphano-permiens sont difficilement observables en utilisant uniquement les données aéromagnétiques et gravimétriques. Il est néanmoins possible que ces dépôts soient continus entre le bassin de l'Aumance et la proximité orientale du bassin de Laval en passant sous couverture par les bassins de Brécly et de Contres (Delmas *et al.*, 2002 ; Beccaletto *et al.*, 2015).





L'ensemble de ces éléments géologiques est remis en perspective de la zonation de la chaîne varisque au chapitre 4. Ces éléments sont complétés par des données géochronologiques et des éléments structuraux issus de modélisations géophysiques 2D dans le but d'éclaircir l'histoire géologique tardi-varisque du Bassin parisien.









F. Cancale - Granville

**Domaine nord-armoricain**

-  Sédiment paléozoïque
-  Roche volcanique cambrienne
-  Sédiment briovérien
-  Granodiorite cadomienne




CNA

**Domaine centre-armoricain**

-  Granite viséen
-  Sédiment paléozoïque
-  Grès ordoviciens à niveaux de fer
-  Sédiment briovérien à cambrien

BNCSA

**Domaine ligérien**





- Unité des Landes de Lanvaux**
-  Sédiment paléozoïque
  -  Orthogneiss de Lanvaux
  -  Sédiment briovérien à cambrien

**Unité de Saint-Georges-sur-Loire**

-  Leucogranite Carbonifère sup.
-  Sédiment paléozoïque et volcanite

F. Nort-sur-Erdre







**Domaine Nantais**

- Complexe de Champtoceaux**
-  Leucogranite Carbonifère sup.
  -  Métagabbro et amphibolite
  -  Unité Supérieure des Gneiss
  -  Unité Inférieure des Gneiss

BSCSA




F. Cholet

**Unité Haut-Bocage / Plateau d'Aigurande**

-  Granite Carbonifère moyen à sup.
-  Granite Carbonifère inf. à moyen
-  Diorite
-  Unité Supérieure des Gneiss
-  Unité Inférieure des Gneiss
-  Para-autochtone

**Légende de la carte géologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien**  
(représentation de type cartographique)

**Domaine Evry-Tonnerre**

-  Signature géophysique non interprétable
-  Granite/gneiss cadomien ?
-  Schiste/micaschiste paléozoïque ind.

F. d'Evry





**Domaine Septentrionale**

-  Série de la Bruche
-  Leucogranite
-  Granite
-  Granite du champ du feu
-  Granodiorite du champ du feu
-  Diorite
-  Série de Steige
-  Schistes de Villé






F. de Bray

F. Lalaye-Lubine

**Vosges Moyennes**

-  Gneiss
-  Migmatite
-  Granite des crêtes
-  Granite d'anatexie

**Vosges Méridionales**








-  Série du Markstein
-  ub de la ligne des klippes
-  Granite des Ballons
-  Volcanite Carbonifères
-  Sédiment Viséens inf.

Extension Sud de la F. de Bray




AMBp

F. de Tonnerre

**Morvan**



-  Roche basique ind.
-  Volcanite carbonifère
-  Granite indifférencié
-  Granite Carbonifère moyen à sup.
-  Granite Carbonifère inf. à moyen
-  Gneiss ind.
-  Unité Inférieure des Gneiss

**Massif de Montmarault**

-  Granite Carbonifère sup.
-  Unité Supérieure des Gneiss
-  Unité Inférieure des Gneiss

Sillon Houillier

**Autres**

-  Roche basique ind.
-  Pluton granitique

Ind. : Indifférencié  
sup. : Supérieur  
inf. : Inférieur

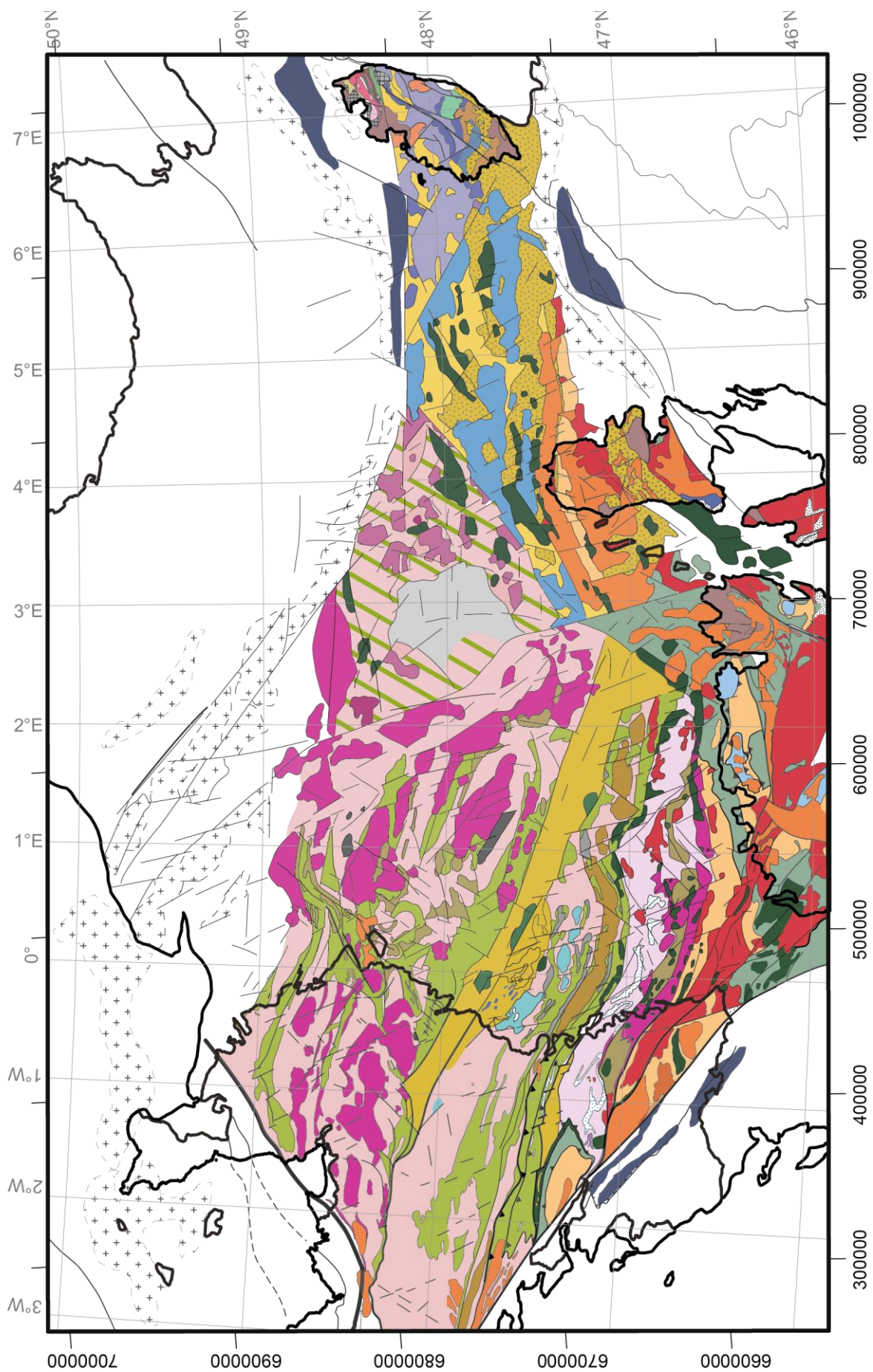


Figure III.22 : Carte géologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien

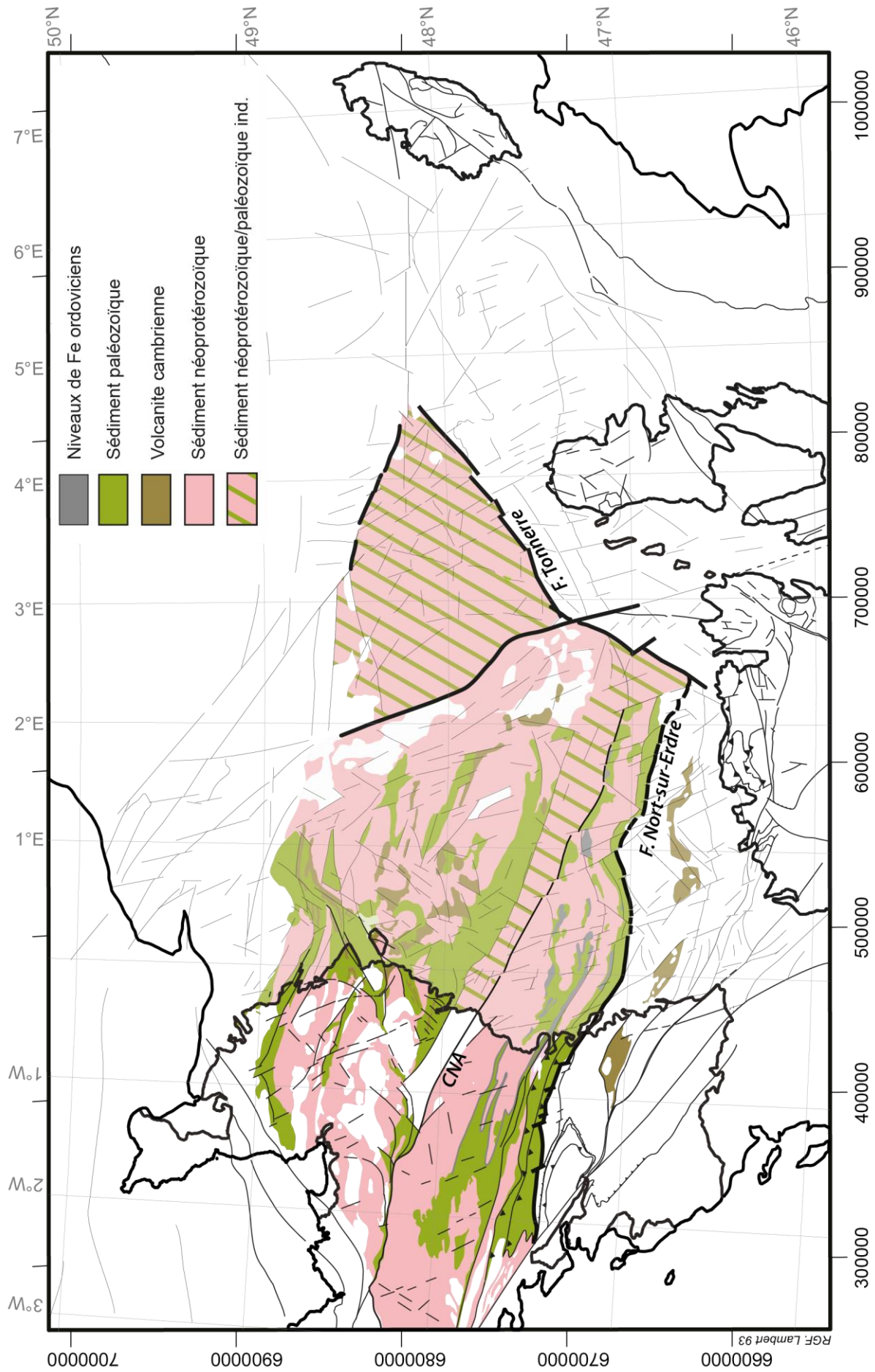


Figure III.23 : Carte lithologique interprétative des sédiments néoproterozoïques et paléozoïques.



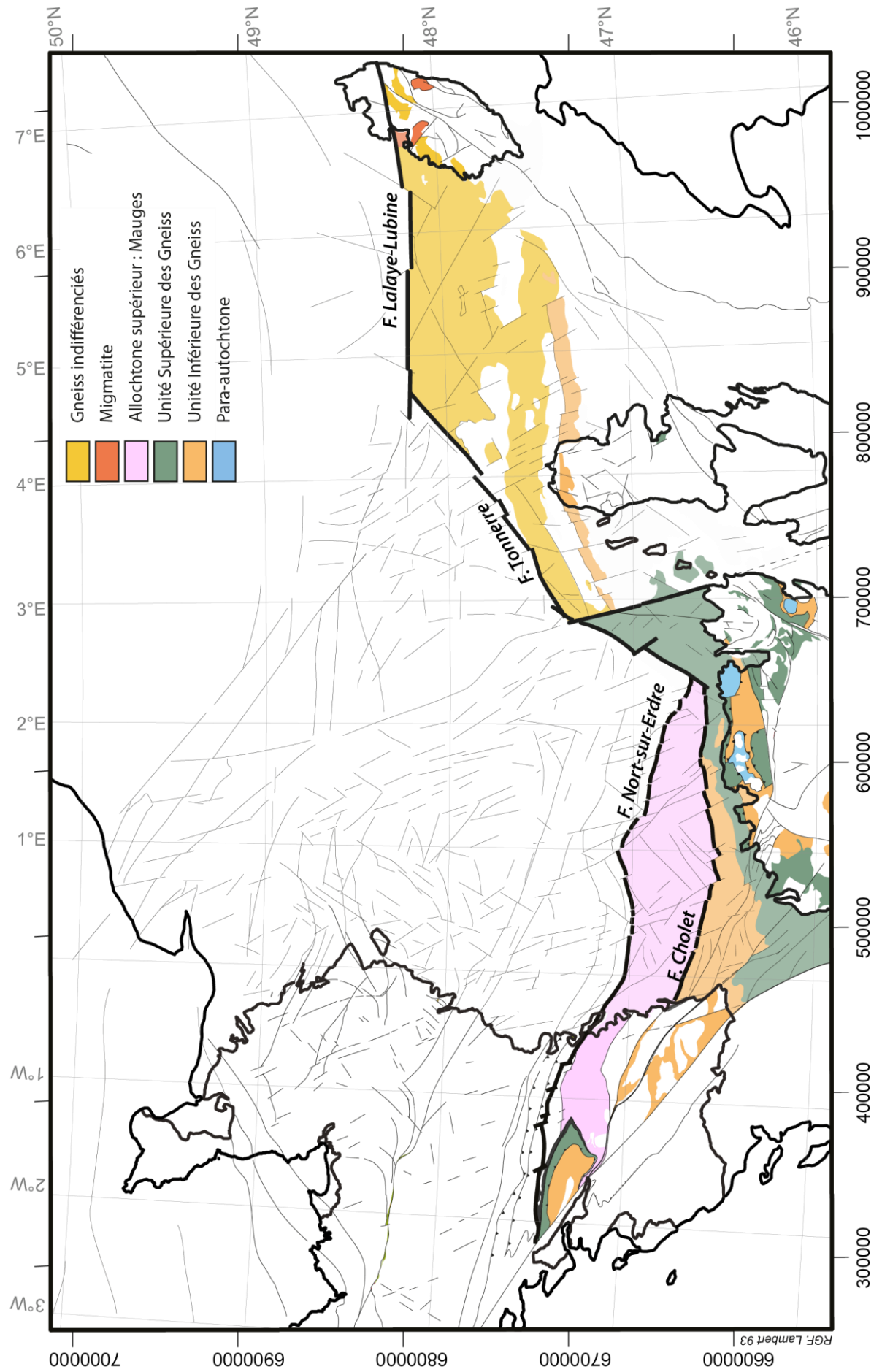


Figure III.24 : Carte lithologique interprétative des formations métamorphiques

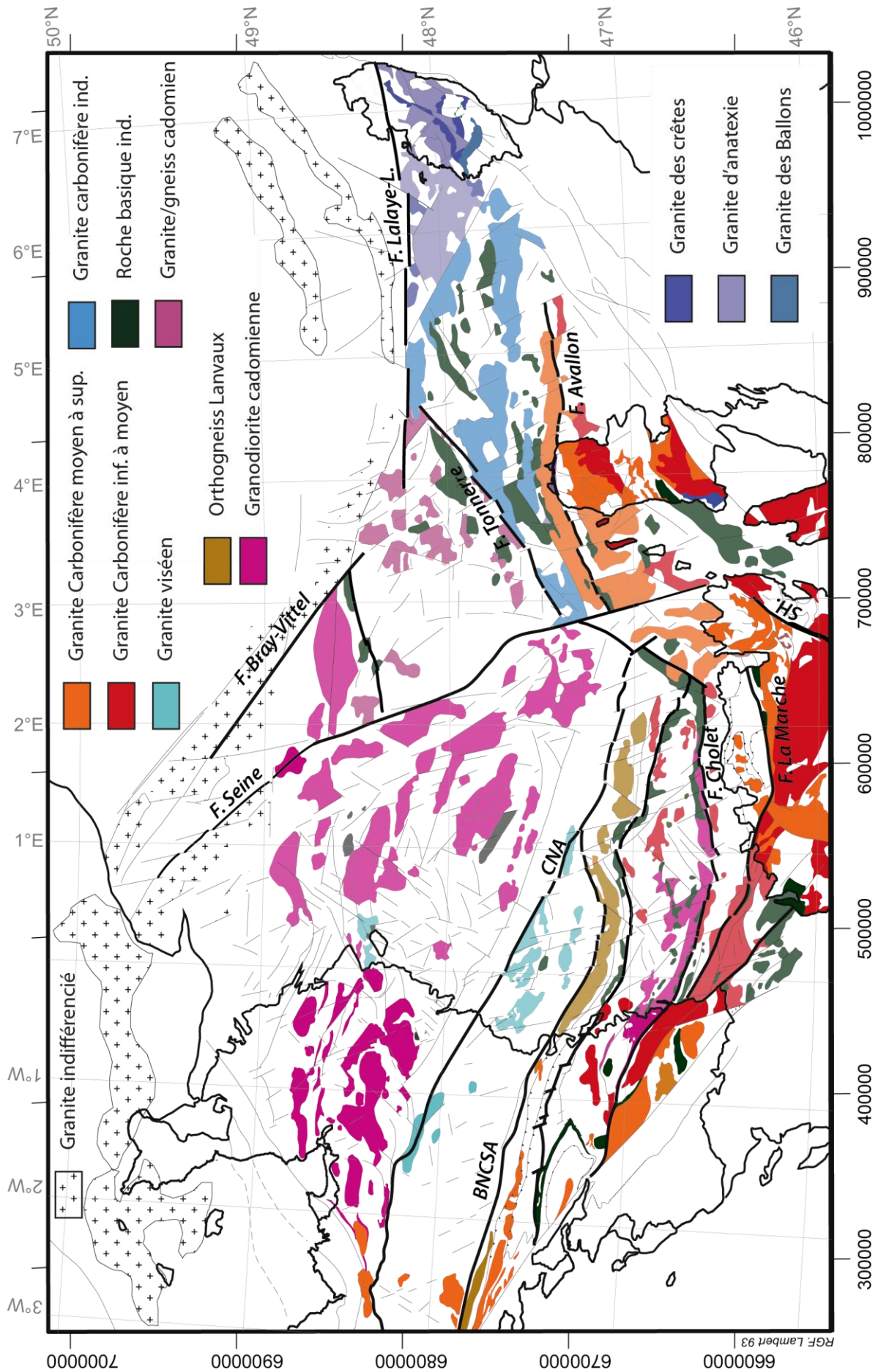


Figure III.25 : Carte lithologique interprétative des roches granitiques et roches basiques.



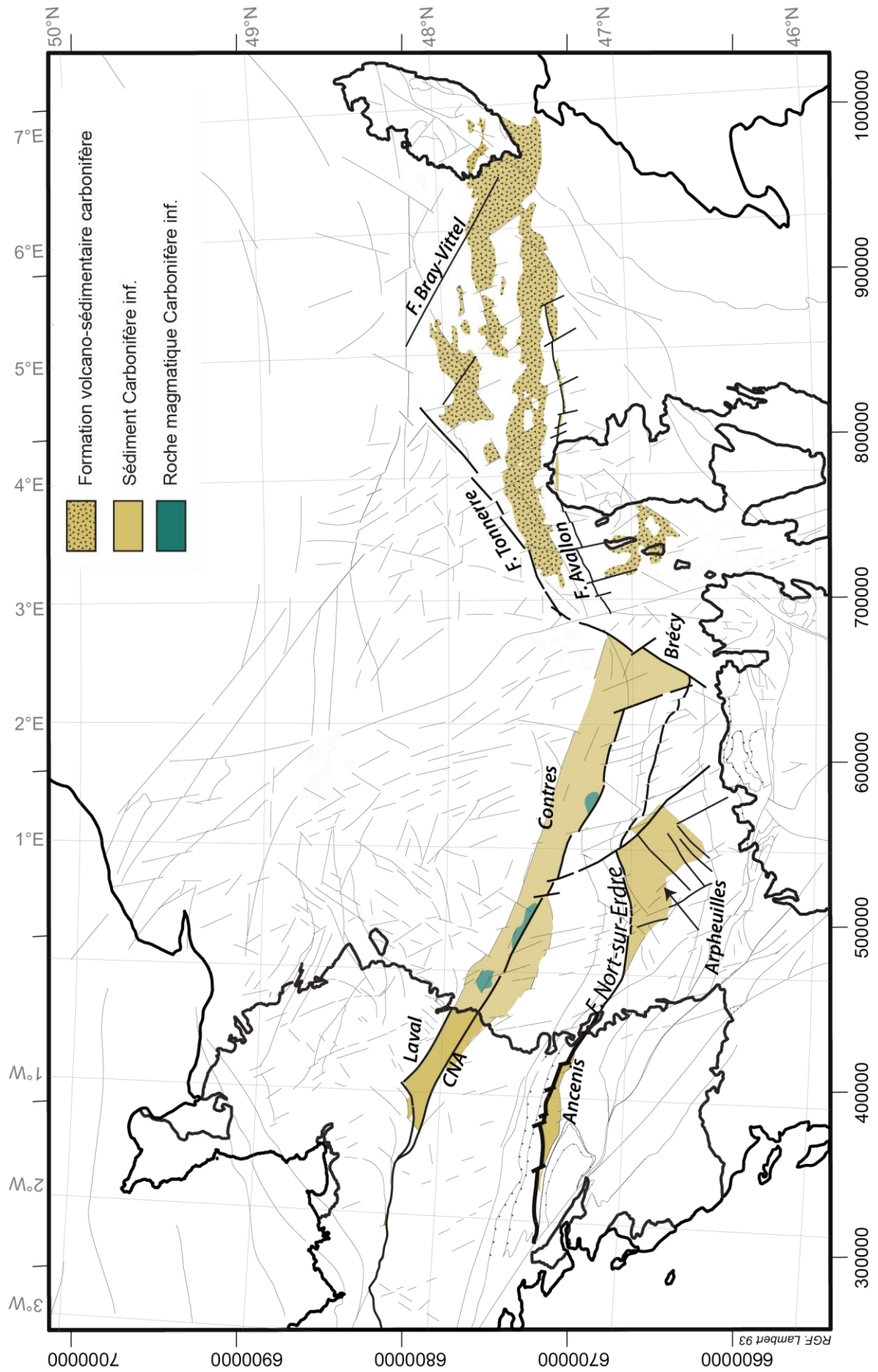


Figure III.26 : Carte lithologique interprétative des formations carbonifères inférieures à moyen.

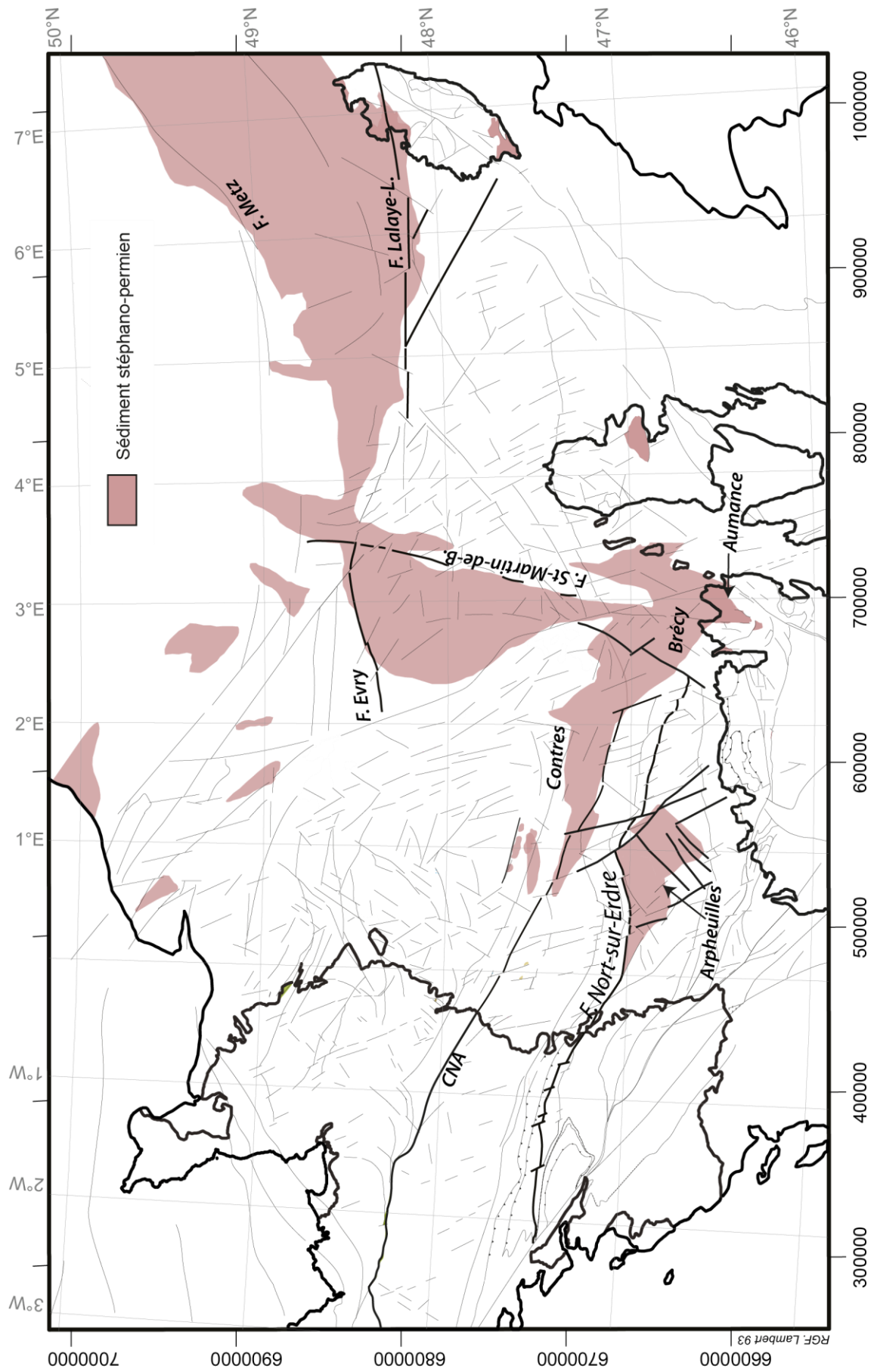


Figure III.27 : Carte lithologique interprétative des bassins stéphano-permiens (d'après Delmas et al., 2002 sauf Arpheilles).

# CHAPITRE 4

---

GÉOCHRONOLOGIE, MODÉLISATION GÉOPHYSIQUE  
2D ET PLACE DU SUBSTRATUM DU BASSIN PARISIEN  
DANS LA CHAÎNE VARISQUE



## Introduction

Dans les chapitres 2 et 3, la combinaison des interprétations des données géophysiques (aéromagnétiques et gravimétriques), des caractéristiques pétrophysiques et des données géologiques a conduit à la réalisation des cartes structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien. Ces cartes offrent une nouvelle vision modernisée des structures et des lithologies constituant le substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien.

Afin de répondre à notre problématique, c'est-à-dire de replacer le substratum du Bassin parisien dans l'évolution de la chaîne varisque en France, les cartes structurale et lithologique doivent être complétées par des données géochronologiques et des informations géométriques. Les premières permettent de préciser l'âge d'une sélection de roches magmatiques afin de discuter de leur contexte de mise en place. Les informations sur la géométrie de certains objets clés du substratum pouvant être obtenues par la modélisation géophysique sont nécessaires pour comprendre les relations entre les blocs structuraux et les domaines géologiques définis grâce aux cartes.

L'objectif de ce chapitre est donc de compléter les cartes structurales et lithologiques par des informations géochronologiques et géométriques par l'intermédiaire de modélisations géophysiques 2D afin de proposer une carte actualisée de la zonation de la chaîne varisque en France.

Les datations ont été réalisées par l'analyse des isotopes de l'uranium et du plomb par ablation laser couplée à un ICP-MS (LA-ICP-MS) sur zircons et monazites au sein des échantillons des granites de Sennely et Blancafort et de la diorite de Moulins. Ces datations qui ont pour but d'éclairer la chronologie seront corrélées aux données établies à partir des plutons connus à l'affleurement.

De plus, des coupes géophysiques de la suture éo-varisque et de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP) sont proposées afin (i) de mieux comprendre les relations structurales sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien, entre les domaines armoricains et les terrains métamorphiques du Massif central ainsi que (2) d'émettre des hypothèses quant à la nature et la formation du corps responsable de l'anomalie magnétique.

La compilation des données lithologiques, structurales, géochronologiques et géométriques offre un nouveau regard cartographique sur les zonations varisques et permet de discuter de la place du substratum du Bassin parisien au sein de la chaîne varisque en France.



## **I. Apport de la géochronologie**

Afin de préciser l'âge des échantillons de granite de Sennely et Blancafort et de la granodiorite de Moulins prélevés sur les carottes, nous avons réalisé des datations U/Pb sur les zircons et les monazites de ces roches. Les échantillons SE, BL1a et BL2e et MO représentent respectivement les granites de Sennely (SE), de Blancafort (BL) et la diorite de Moulins (MO). Ces échantillons (non orientés) sont d'abord décrits en microscopie optique puis datés selon deux méthodes analytiques différentes. Les résultats de ces âges sont ensuite discutés.

### **I.1. Descriptions microscopiques des échantillons prélevés sur carottes**

#### **I.1.a. La diorite de Moulins – échantillon MO1**

Au microscope optique, cette roche présente une texture grenue. Elle est principalement constituée de plagioclase et de quartz (65%), de chlorite (20%) et d'amphibole (10%) (Fig. IV.1a); quelques cristaux d'orthose sont également présents. Le plagioclase est de taille millimétrique à pluri-millimétrique, et est majoritairement en cours de séricitisation.

L'amphibole est de forme prismatique et présente un pléochroïsme dans les verts (Fig. IV.1b) ; il s'agit probablement de magnésio-hornblende. Elle est très souvent altérée. De la calcite est parfois présente localement au cœur de l'amphibole, qui peut être totalement pseudomorphosée en calcite.

La chlorite semble, quant à elle, correspondre à la rétro-morphose de biotite mais également d'amphibole. Les minéraux opaques sont d'ailleurs majoritairement associés à l'amphibole et à la chlorite (Fig. IV.1b). Des grains d'apatite sont disséminés dans l'ensemble de la lame mince et de manière accessoire du sphène, de l'épidote et du zircon sont observés. Les minéraux opaques, l'apatite et les minéraux accessoires représentent environ 5% de la lame mince.

#### **I.1.b. Le granite de Sennely – échantillon SE**

En microscopie optique, le granite de Sennely est principalement constitué de feldspath plagioclase, de feldspath potassique de type orthose (35%), de quartz (35%), de biotite (15%) et de séricite (15%) (Fig. IV.1c). L'orthose est présente sous forme de phénocristaux pluri-millimétriques à pluri-centimétriques souvent altérés (séricitisation). Ces grains d'orthose sont fortement fracturés ; les fissures sont remplies par de la calcite et du

mica blanc (séricite). Le feldspath est associé à des grains de quartz de relativement grande taille parfois polygonaux témoignant d'une phase de déformation ayant affecté la roche.

La biotite altérée, oxydée et qui complète cet assemblage minéralogique souligne la foliation de la lame mince. Par endroit, les biotites sont en cours de chloritisation (Fig. IV.1c). Localement, la biotite plus ou moins chloritisée moule les grains polygonaux de quartz et certains phénocristaux de feldspath soulignant là aussi, la déformation de la roche. Une « matrice » cryptocristalline interstitielle de séricite est observée dans l'ensemble de la lame mince ; cette séricite pourrait provenir de l'altération d'anciens feldspaths. La roche magmatique est recoupée par des veines tardives de calcite (Fig. IV.1c).

### I.1.c. Le granite de Blancafort – échantillon BL1a

Au microscope optique, l'échantillon BL1a montre une texture grenue. Il est principalement constitué de plagioclase et d'orthose (65%), de quartz (25%) et de biotite chloritisée (10%). Le feldspath plagioclase est de taille relativement grande (pluri-millimétrique à pluri-centimétrique). La plupart des grains de plagioclase sont en cours de séricitisation comme en témoignent les nombreuses lamelles de séricite visibles au sein de ce minéral (Fig. IV.1d). Le plagioclase présente localement des inclusions de biotite et de quartz et est également recoupé par des veines remplies de calcite. Au contraire, l'orthose est relativement saine.

Le quartz est présent de manière interstitielle ou au sein de grandes plages polycristallines, au sein desquelles, les grains de quartz montrent une extinction onduleuse qui suggère une déformation plastique. Ces plages montrent aussi une recristallisation dynamique (Fig. IV.1d) témoignant d'une déformation à haute température.

De manière générale, les micas, orientés selon une direction préférentielle, définissent une foliation. Ces minéraux sont très souvent associés aux plages de recristallisation du quartz. La biotite est généralement en cours de chloritisation ou est totalement chloritisée. La chlorite est visible dans l'ensemble de la lame mince, moulant parfois des grains de feldspath. Le rutile est associé à la biotite et à la chlorite.

Les minéraux accessoires de cet assemblage minéralogique sont l'apatite, le zircon, la monazite et des minéraux opaques ; parmi ces minéraux opaques, les oxydes de fer, la pyrite et la chalcopirite sont les plus abondants. Par ailleurs, des veines tardives de calcite recoupent l'ensemble de la lame mince.

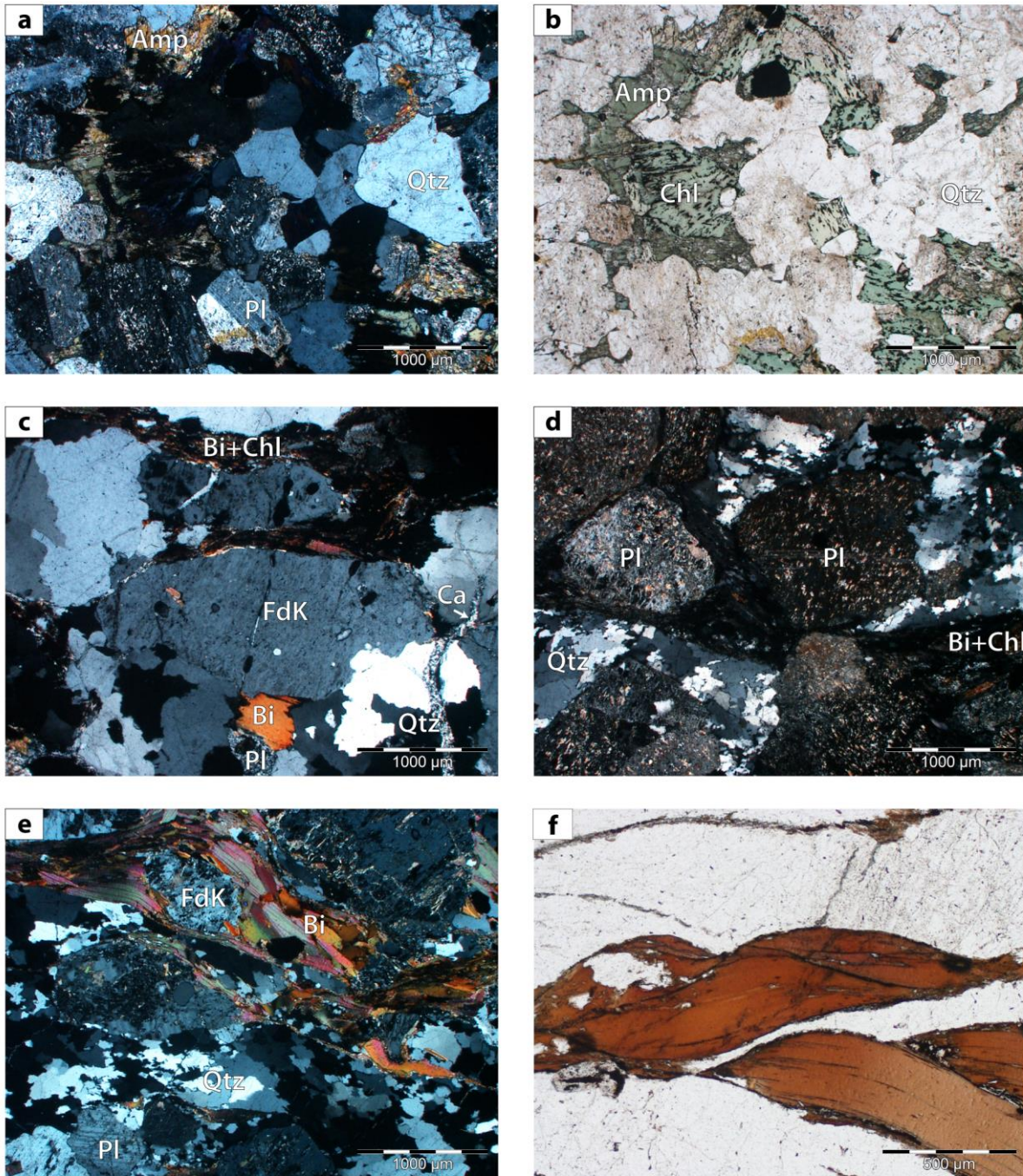
#### I.1.d. Le granite de Blancafort – échantillon BL2e

L'échantillon BL2e est essentiellement constitué de feldspath plagioclase et de feldspath potassique de type orthose (40%), de quartz (40%) et de biotite (15%). Le plagioclase et l'orthose sont présents sous forme de phénocristaux pluri-millimétriques à pluri-centimétriques et sont associés à des grains de quartz de taille nettement inférieure (Fig. IV.1e). Quelques myrmékites confirment la présence de plagioclase et de quartz.

Les grains de quartz montrent une extinction onduleuse et présentent une texture consertale témoignant d'une recristallisation dynamique (Fig. IV.1e). La forme de ces grains de quartz est caractéristique d'une déformation plastique à haute température qui se traduit également par un alignement des grains recristallisés selon une direction préférentielle. Ces grains de quartz ont donc recristallisé lors d'une phase de déformation ductile du granite.

Les micas complètent cet assemblage minéralogique. Ils sont principalement représentés par de la biotite parfois, en voie de chloritisation. Localement, il est possible de distinguer un amas de muscovite en contact avec l'orthose. De manière générale, la biotite est de taille millimétrique à pluri-millimétrique et est principalement présente sous forme d'amas orientés selon une direction préférentielle. Elle est très souvent associée au rutile. Elle présente localement une texture de déformation de type mica-fish (Fig. IV.1f). Dans ce cas, la biotite moule les phénocristaux de feldspath potassique (Fig. IV.1e) ; ce qui témoigne également qu'une phase de déformation ductile a affecté le granite de Blancafort. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la monazite et les minéraux opaques.

Par ailleurs, des carbonates sont présents dans certaines fissures tardives observées au sein des feldspaths et sont souvent associés à la chlorite. Au niveau des joints des grains de ces feldspaths, quelques micas (muscovites ?) sont visibles. Il pourrait s'agir d'une recristallisation secondaire des micas lors d'un événement hydrothermal tardif.



**Figure IV.1** : Photographies des lames minces des granites de Sennely et Blancafort et de la diorite de Moulins réalisées au microscope optique (LPNA : lumière polarisée non analysée ; LPA : lumière polarisée analysée) : **a**) échantillon MO en LPA ; **b**) en LPNA ; **c**) granite de Sennely en LPA mettant en avant l'association biotite et chlorite ainsi qu'une veine de calcite tardive recoupant le quartz et les feldspaths ; **d**) échantillon BL1a en LPA montrant la séricitisation des feldspaths et la figure de recristallisation dynamique du quartz ; **e**) échantillon BL2e en LPA où s'observent la direction préférentielle de la biotite englobant l'orthose ainsi que la figure de recristallisation dynamique du quartz ; et **f**). Mica-fish observé au sein de l'échantillon BL2e en LPNA. Bi : biotite, Pl : plagioclase, Chl : chlorite, FdK : orthose, Qtz : quartz, Amp : amphibole, Ca : calcite.

## I.2. Méthodes analytiques

Deux méthodes analytiques ont été employées pour déterminer l'âge des granites de Sennely et de Blancafort ainsi que celui de la granodiorite de Moulins ; il s'agit d'analyses des isotopes de l'uranium et du plomb par ablation laser couplée à un ICP-MS (LA-ICP-MS) sur le zircon et la monazite. Le lecteur trouvera une revue exhaustive des deux méthodes analytiques utilisées dans Cocherie et Robert (2008) et Bruguier (2009).

Des analyses géochimiques ont également été acquises sur la monazite de l'échantillon BL1a (granite de Blancafort) en complément des mesures isotopiques afin d'interpréter de manière plus pertinente les âges obtenus. Ces analyses ont été effectuées à l'aide d'une microsonde électronique Cameca SX Five équipée de 5 spectromètres WDS, au sein du service commun de microanalyses BRGM-CNRS et de l'Université d'Orléans sous la supervision de Guillaume Wille.

### I.2.a. Méthode U/Pb sur zircon par ablation laser couplée à un ICP-MS (LA-ICP-MS)

Les zircons ont été séparés à partir d'environ 1500g de roche pour l'échantillon MO1, 665g pour BL1 et 335g pour SE (séparations réalisées à Sofia, au département de minéralogie de l'Académie des Sciences de Bulgarie). Les grains de zircon ont ensuite été triés et montés en section sous une loupe binoculaire, puis fixés dans une résine et polis. Les images des structures et des zonations des zircons ont été acquises en cathodoluminescence (CL) au sein des laboratoires du BRGM à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB).

Les analyses isotopiques sur zircon ont ensuite été réalisées au laboratoire de Géosciences Rennes sous la responsabilité de Marc Poujol. L'équipement utilisé est un spectromètre ICP-MS Agilent 7700 équipé d'un pompage de l'interface renforcé, couplé à un système laser Excimer 193 nm ESI (NWR193UC). Les mesures ont été effectuées sur un pas de temps de 60 s séparé par une mesure du blanc géochimique d'une durée de 20 s. Les ablations ont été réalisées avec un spot de 25  $\mu\text{m}$  de diamètre. Toutes les neuf ablations, deux zircons standards ont systématiquement été mesurés : il s'agit du zircon Plesovice (337 Ma, Sláma *et al.*, 2008) et 91500 (1065 Ma, Wiedenbeck *et al.*, 1995). Les données ont été réduites sous le logiciel commercial Glitter (Jackson *et al.*, 2004) par Marc Poujol. Les diagrammes concordia et les diagrammes selon Tera et Wasserburg (1972) ont été générés sous le logiciel Isoplot/ex (Ludwig, 2003) à 95% de confiance en prenant des erreurs à  $2\sigma$  et les analyses sont également portées à  $\pm 2\sigma$  dans les figures. Ces erreurs sont données à  $1\sigma$  dans les tableaux d'analyse.



### I.2.c. Méthode U/Pb sur monazite par ablation laser couplée à un ICP-MS (LA-ICP-MS)

Les monazites des échantillons BL1a, BL2e et SE ont fait l'objet de datations par cette méthode. Les monazites ont été analysées directement sur lame mince avec un diamètre de spot de 15  $\mu\text{m}$ . Les images des monazites ont été acquises au MEB au sein des laboratoires du BRGM sous la supervision de Cédric Duée.

Les analyses des rapports isotopiques ont été réalisées au sein des installations du laboratoire BRGM à Orléans sous la responsabilité de Philippe Lach. Le laboratoire est équipé d'un spectromètre ICP-MS X séries II configuré en lentille Xs, et couplé à un système laser Cetac Excite 193nm à courte durée d'impulsion. L'échantillon est situé dans une cellule à deux volumes balayée à l'hélium.

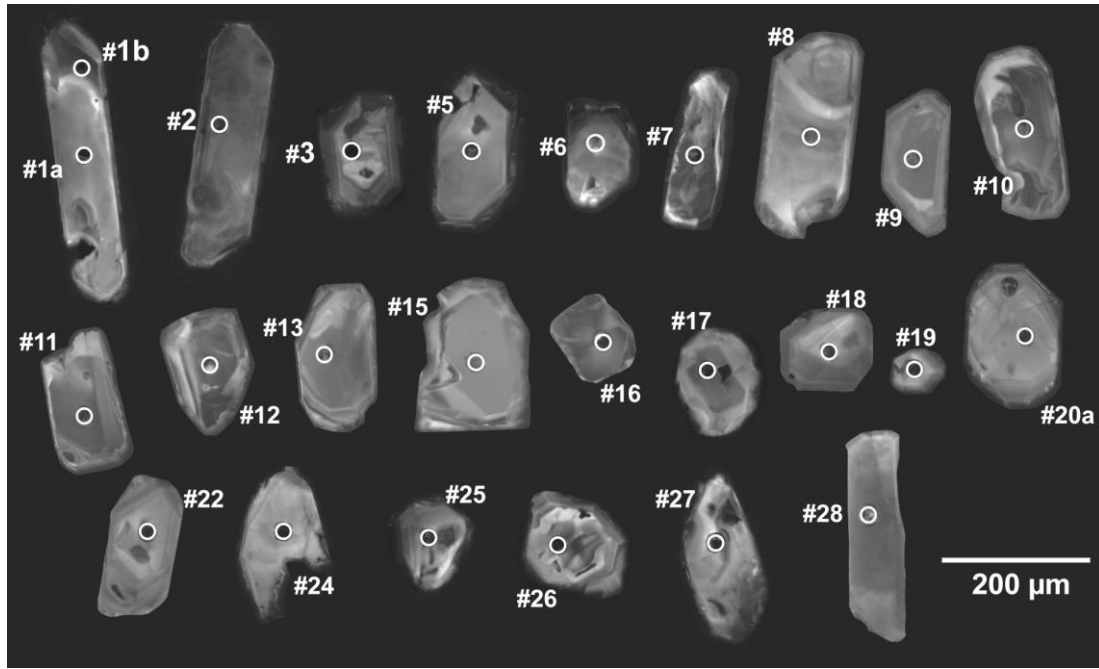
Les analyses sont standardisées par rapport à la monazite de Namaqualand (Knoper et al. 2000, datée à 1033 Ma) et un contrôle qualité a été réalisé via les standards Trebilcock ( $272 \pm 2$  Ma, Tomascak et al. 1996) et Madmon (Schulz et al. 2007, datée à 515 Ma). La réduction des données est faite sous le logiciel commercial Glitter. Les données ne sont pas corrigées du plomb commun, et les proportions de  $^{235}\text{U}$  sont recalculées à partir des proportions mesurées de  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{238}\text{U}$  et des équations de désintégration. Tous les calculs d'âge sont effectués à l'aide du programme de Isoplot/ex (Ludwig, 2003) à 95% de confiance en prenant des erreurs à  $2\sigma$  et les analyses sont également portées à  $\pm 2\sigma$  dans les figures. Ces erreurs sont données à  $1\sigma$  dans les tableaux d'analyse.

## I.3. Résultats des datations sur zircons et sur monazites

### I.3.a. La diorite de Moulins- échantillon MO

#### *I.3.a.i. Morphologie et structure du zircon*

Les grains de zircon ont été montés en section polie, en proportion représentative de l'échantillon. La majorité des grains est de forme arrondie et de taille homogène d'environ 100  $\mu\text{m}$ . Les autres populations de zircon se manifestent sous la forme de prismes trapus et de baguettes allongées. Macroscopiquement, les grains de zircon ont un aspect translucide et sont incolores à légèrement blanchâtres.



**Figure IV.2 :** Image en cathodoluminescence montrant les zonations au sein des zircons de l'échantillon MO.

L'observation des images des grains de zircon en cathodoluminescence (CL) révèle la présence de cœurs qui sont en général légèrement plus luminescents que leurs bordures excepté pour les grains 2, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 17, 28 (Fig. IV.2).

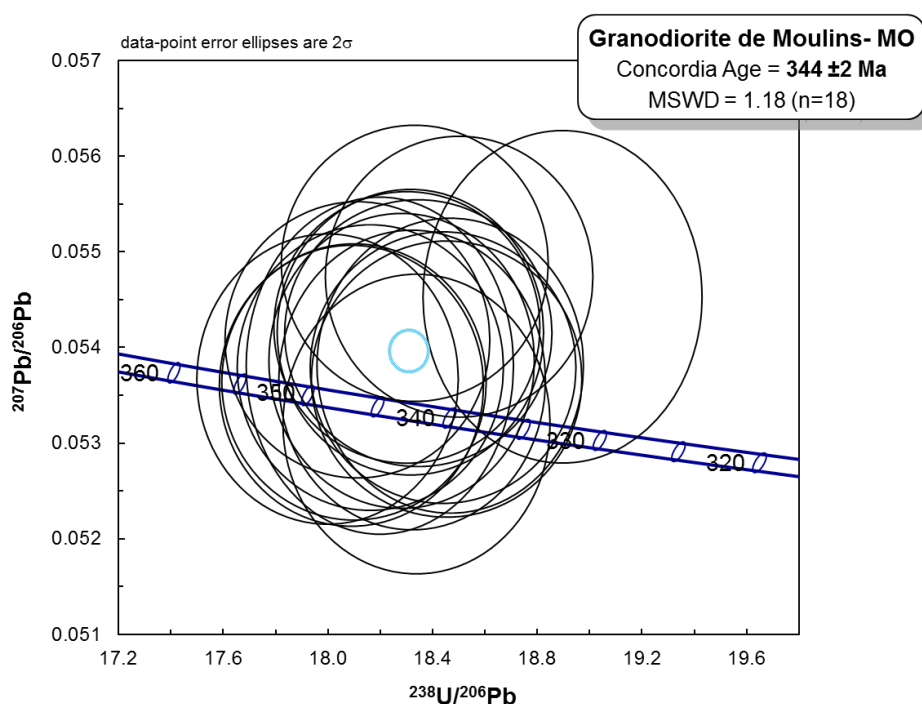
Zircons	Pb ppm	Uppm	Th/U	Pb207/U235 err	Pb206/U238 err	rho	U238/Pb206 err%	Pb207/Pb206 err%	Pb207/Pb206 err	Pb206/U238 err	Pb207/U235 err							
1a	17.6	286.4	0.75	0.4083	0.0051	0.05506	0.00063	0.92	18.162	1.14	0.05379	1.13	362.0	25.6	345.5	3.8	347.6	3.7
1b	13.2	233.6	0.45	0.4076	0.0058	0.05495	0.00063	0.80	18.198	1.15	0.05381	1.34	363.1	30.2	344.8	3.9	347.2	4.2
2	28.1	448.2	0.88	0.4010	0.0049	0.05419	0.00062	0.94	18.454	1.14	0.05367	1.10	357.2	24.7	340.2	3.8	342.4	3.5
3	39.6	772.8	0.13	0.4297	0.0051	0.05355	0.00061	0.96	18.674	1.14	0.05821	1.07	536.9	23.9	336.3	3.7	363.0	3.6
5	23.8	407.0	0.67	0.3978	0.0056	0.05292	0.00061	0.83	18.896	1.15	0.05453	1.30	392.9	28.9	332.4	3.7	340.1	4.0
6	18.8	316.7	0.56	0.4477	0.0056	0.05492	0.00063	0.93	18.208	1.15	0.05913	1.13	571.9	24.4	344.7	3.8	375.7	3.9
7	72.6	1110.9	1.02	0.4070	0.0048	0.05451	0.00062	0.97	18.345	1.14	0.05415	1.05	377.1	23.0	342.2	3.8	346.7	3.5
8	32.7	520.7	0.79	0.4116	0.0050	0.05521	0.00063	0.95	18.113	1.14	0.05408	1.09	374.1	24.5	346.4	3.8	350.0	3.6
9	24.6	419.4	0.51	0.4086	0.0050	0.05528	0.00063	0.93	18.090	1.14	0.05360	1.12	354.4	24.9	346.9	3.8	347.8	3.6
10	56.9	985.2	0.74	0.3918	0.0048	0.05121	0.00058	0.93	19.527	1.13	0.05549	1.10	431.8	24.4	321.9	3.6	335.7	3.5
11	60.4	927.8	1.02	0.4021	0.0048	0.05423	0.00061	0.95	18.440	1.12	0.05379	1.08	362.0	24.0	340.4	3.8	343.2	3.5
12	55.9	873.9	0.91	0.4083	0.0049	0.05464	0.00062	0.96	18.302	1.13	0.05421	1.07	379.6	24.1	342.9	3.8	347.7	3.5
13	13.3	223.2	0.63	0.4037	0.0052	0.05458	0.00062	0.88	18.322	1.14	0.05366	1.19	356.5	26.7	342.6	3.8	344.3	3.8
14	31.2	507.8	0.69	0.4086	0.0050	0.05525	0.00063	0.94	18.100	1.14	0.05364	1.10	355.9	24.8	346.7	3.8	347.8	3.6
15	17.7	285.6	0.79	0.4017	0.0051	0.05415	0.00061	0.89	18.467	1.13	0.05381	1.17	363.0	26.1	339.9	3.8	342.9	3.7
16	37.2	620.2	0.75	0.4043	0.0049	0.05270	0.00060	0.94	18.975	1.14	0.05564	1.10	437.8	23.8	331.1	3.7	344.7	3.5
17	14.8	239.9	0.77	0.4000	0.0052	0.05453	0.00062	0.88	18.339	1.14	0.05320	1.20	337.5	26.8	342.3	3.8	341.6	3.8
18	62.8	1212.5	0.12	0.4127	0.0049	0.05455	0.00062	0.95	18.332	1.14	0.05488	1.08	407.1	23.8	342.4	3.8	350.8	3.5
19	49.0	922.1	0.23	0.4079	0.0049	0.05405	0.00061	0.94	18.501	1.13	0.05474	1.10	401.7	24.2	339.3	3.7	347.4	3.5
20a	22.7	377.6	0.60	0.4111	0.0051	0.05556	0.00063	0.91	17.999	1.13	0.05367	1.16	357.1	25.7	348.6	3.8	349.7	3.7
22	35.8	607.7	0.55	0.4077	0.0050	0.05460	0.00062	0.92	18.315	1.14	0.05416	1.13	377.4	25.4	342.7	3.8	347.2	3.6
24	39.3	694.6	0.75	0.3770	0.0048	0.04942	0.00056	0.90	20.235	1.13	0.05533	1.17	425.4	25.8	311.0	3.4	324.8	3.5
25	34.2	604.9	0.62	0.4074	0.0050	0.05074	0.00057	0.91	19.708	1.12	0.05823	1.13	537.8	25.2	319.1	3.5	347.0	3.6
26	20.5	339.7	0.72	0.4071	0.0052	0.05335	0.00060	0.87	18.744	1.12	0.05534	1.19	425.8	26.3	335.1	3.7	346.8	3.8
27	28.7	532.8	0.37	0.4166	0.0052	0.05134	0.00058	0.91	19.478	1.13	0.05886	1.16	561.8	24.8	322.7	3.6	353.6	3.7
28	29.4	464.7	0.84	0.4062	0.0051	0.05470	0.00062	0.90	18.282	1.13	0.05386	1.17	365.0	26.2	343.3	3.8	346.1	3.7

**Tableau IV.1 :** Analyses isotopiques utilisées pour la construction du diagramme concordia de la granodiorite de Moulins.

Pour la plupart des grains, le cœur est généralement homogène, alors que les bordures montrent des zonations concentriques finement oscillantes. Quelques zonations en secteur peuvent être observées notamment dans les grains 1, 10 et 18 (Fig. IV.2).

### *I.3.a.ii. Calcul de l'âge de la granodiorite de Moulins*

Au total, 25 mesures ont été réalisées sur 24 grains de zircon. Parmi ces mesures, 18 sont concordantes (Tableau IV.1). Les rapports U/Th mesurés s'étalent entre 0,12 et 1,022 ppm avec une moyenne de 0,68 ppm. Les concentrations en U mesurées varient de 223 à 1213 ppm et ont une moyenne de 559 ppm. Enfin, les valeurs de Pb sont comprises entre 13 et 73 ppm avec une moyenne de 34 ppm (Tableau III.3). La population de 18 analyses concordantes fournit un âge concordant à  $343 \pm 2$  Ma avec un MSWD de 1.18 (Fig. IV.3).



**Figure IV.3 :** Diagramme concordia pour la granodiorite de Moulins

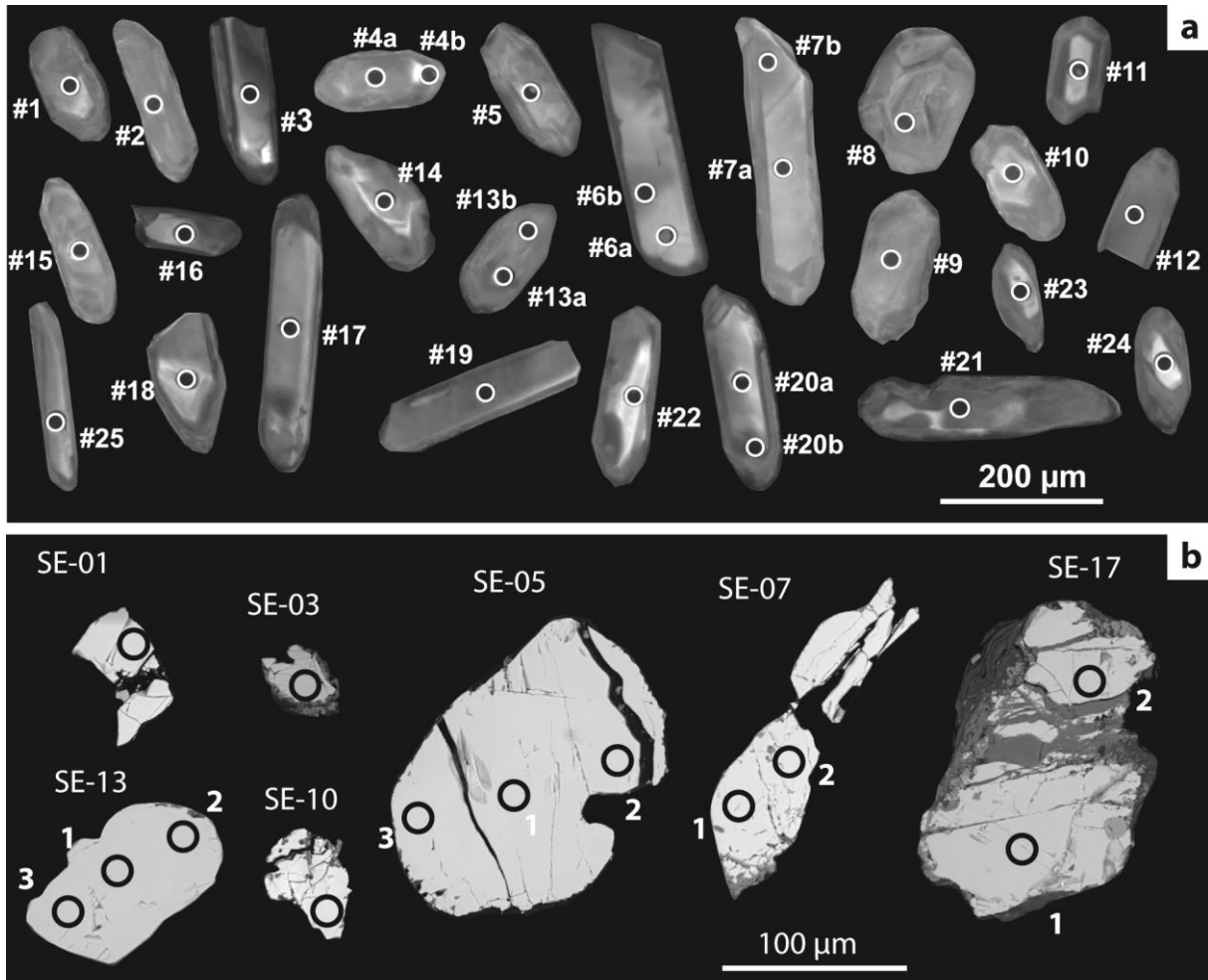
### **I.3.b. Le granite de Sennely - Echantillon SE**

#### *I.3.b.i. Morphologie et structure des zircons et des monazites*

Macroscopiquement, les grains de zircon de ce granite se manifestent majoritairement sous la forme de baguette allongée, de taille variable, d'aspect translucide et ont une couleur allant du blanc au gris. Les autres grains de zircon ont des tailles plus petites, souvent inférieures à  $50\mu\text{m}$  et sont surtout de forme ovoïde, d'aspect translucide avec une couleur qui tend vers le rose pâle. Le montage des grains a été réalisé de telle sorte que la forme et la taille des grains soient en proportions représentatives de l'ensemble de l'échantillon.

L'observation des grains en CL laisse apparaître des cœurs plus luminescents que les bordures qui apparaissent plus sombres (Fig. IV.4a). Ces images révèlent des zonations

concentriques et parfois des zonations de secteurs (10, 16, 18, 22 ; (Fig. IV.4a). Le zircon 8 présente une structure un peu plus complexe (Fig. IV.4a). Quelques golfes de corrosion semblent aussi affecter certains cœurs (5, 10, 21) (Fig. IV.4a).



**Figure IV.4 :** Image des grains de zircon et monazite analysés pour le granite de Sennely : **a)** image en cathodoluminescence des grains datés ; **b)** image en électrons rétrodiffusés (BSE) des grains de monazite de l'échantillon SE, réalisée au Microscope Electronique à Balayage (MEB).

Au MEB, la monazite ne laisse pas paraître de zonation (Fig. IV.4b). Les grains peuvent être de grande taille (environ 150μm) ou de petite taille (environ 50μm). Ils sont sub-automorphes et très fracturés (Fig. IV.4b). Les grains SE-07 et SE-17 sont recoupés par de l'apatite visible dans les tons gris foncés en CL et marquant un stade rétomorphique (Fig. IV.4b).

### I.3.b.ii. Calcul des âges des zircons et monazites du granite de Sennely

Au total, 30 analyses ont été réalisées sur 25 grains de zircon (Fig. IV.4a). Parmi ces analyses, 23 ont été retenues pour le calcul de l'âge du granite de Sennely (Tableau IV.2). Les analyses montrent des rapports U/Th qui varient entre 0,04 et 0,61 et une moyenne de 0,22. Les concentrations en U s'étalent de 144 à 1084 ppm.

Zircons	Pb ppm	Uppm	Th/U	Pb207/U235 err	Pb206/U238 err	rho	U238/Pb206 err%	Pb207/Pb206 err%	Pb207/Pb206	Pb206/U238	Pb207/U235							
1	12.5	163.8	0.33	<b>0.6378</b>	<b>0.0085</b>	<b>0.07966</b>	<b>0.00091</b>	<b>0.86</b>	<b>12.553</b>	<b>1.14</b>	<b>0.05807</b>	<b>1.24</b>	531.9	27.4	494.1	5.4	500.9	5.3
2	15.2	195.9	0.14	<b>0.6339</b>	<b>0.0079</b>	<b>0.08149</b>	<b>0.00092</b>	<b>0.91</b>	<b>12.271</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05643</b>	<b>1.13</b>	468.4	25.2	505.0	5.5	498.5	4.9
3	20.9	255.6	0.30	<b>0.6468</b>	<b>0.0081</b>	<b>0.08173</b>	<b>0.00093</b>	<b>0.91</b>	<b>12.235</b>	<b>1.14</b>	<b>0.05741</b>	<b>1.15</b>	506.9	25.2	506.4	5.5	506.5	5.0
4a	35.6	477.2	0.11	<b>0.6206</b>	<b>0.0074</b>	<b>0.08001</b>	<b>0.00090</b>	<b>0.95</b>	<b>12.498</b>	<b>1.12</b>	<b>0.05626</b>	<b>1.08</b>	461.9	23.8	496.2	5.4	490.2	4.6
4b	28.7	388.7	0.09	0.6137	0.0074	0.07871	0.00089	0.94	12.705	1.13	0.05656	1.10	473.6	24.2	488.4	5.3	485.9	4.6
5	55.9	616.1	0.61	0.7389	0.0085	0.08611	0.00097	0.97	11.613	1.13	0.06224	1.04	682.5	22.1	532.5	5.8	561.8	5.0
6a	16.9	225.7	0.22	0.6005	0.0073	0.07676	0.00087	0.93	13.028	1.13	0.05674	1.11	480.8	24.7	476.8	5.2	477.5	4.6
6b	18.7	242.6	0.25	0.6096	0.0074	0.07789	0.00088	0.93	12.839	1.13	0.05677	1.11	482.0	24.6	483.5	5.3	483.3	4.7
7a	27.8	383.8	0.10	<b>0.6037</b>	<b>0.0072</b>	<b>0.07659</b>	<b>0.00086</b>	<b>0.95</b>	<b>13.057</b>	<b>1.12</b>	<b>0.05717</b>	<b>1.08</b>	497.5	23.9	475.8	5.2	479.6	4.5
7b	25.8	331.1	0.13	<b>0.6406</b>	<b>0.0078</b>	<b>0.08210</b>	<b>0.00093</b>	<b>0.94</b>	<b>12.180</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05659</b>	<b>1.10</b>	474.9	24.4	508.7	5.5	502.7	4.8
8	60.4	1084.2	0.34	0.4337	0.0052	0.05554	0.00063	0.95	18.005	1.13	0.05664	1.09	476.9	24.1	348.5	3.8	365.8	3.7
9	22.0	286.5	0.25	0.6359	0.0078	0.08024	0.00091	0.93	12.463	1.13	0.05749	1.11	509.8	24.2	497.5	5.4	499.8	4.8
10	40.8	567.5	0.05	<b>0.6096</b>	<b>0.0072</b>	<b>0.07744</b>	<b>0.00087</b>	<b>0.96</b>	<b>12.913</b>	<b>1.12</b>	<b>0.05710</b>	<b>1.07</b>	494.6	23.5	480.8	5.2	483.3	4.5
11	23.3	315.4	0.04	<b>0.6214</b>	<b>0.0076</b>	<b>0.07988</b>	<b>0.00090</b>	<b>0.93</b>	<b>12.519</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05643</b>	<b>1.12</b>	468.6	24.5	495.4	5.4	490.7	4.7
12	24.5	305.8	0.23	<b>0.6415</b>	<b>0.0077</b>	<b>0.08160</b>	<b>0.00092</b>	<b>0.94</b>	<b>12.255</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05702</b>	<b>1.10</b>	491.8	24.3	505.7	5.5	503.2	4.8
13a	37.6	507.5	0.32	0.6200	0.0073	0.07750	0.00087	0.95	12.903	1.12	0.05803	1.07	530.4	23.6	481.2	5.2	489.8	4.6
13b	28.7	381.0	0.07	<b>0.6308</b>	<b>0.0076</b>	<b>0.08059</b>	<b>0.00091</b>	<b>0.94</b>	<b>12.408</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05678</b>	<b>1.09</b>	482.2	24.2	499.6	5.4	496.6	4.7
14	21.5	271.3	0.16	<b>0.6489</b>	<b>0.0078</b>	<b>0.08208</b>	<b>0.00093</b>	<b>0.94</b>	<b>12.183</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05734</b>	<b>1.10</b>	504.3	24.1	508.5	5.5	507.8	4.8
15	53.7	755.6	0.22	0.5652	0.0065	0.07320	0.00082	0.97	13.661	1.12	0.05600	1.04	452.0	22.6	455.4	5.0	454.9	4.2
16	32.4	417.9	0.18	<b>0.6244</b>	<b>0.0075</b>	<b>0.08042</b>	<b>0.00091</b>	<b>0.95</b>	<b>12.435</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05632</b>	<b>1.08</b>	464.2	24.0	498.6	5.4	492.6	4.7
17	11.7	144.3	0.34	<b>0.6366</b>	<b>0.0085</b>	<b>0.08033</b>	<b>0.00091</b>	<b>0.85</b>	<b>12.449</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05749</b>	<b>1.25</b>	509.9	26.9	498.1	5.5	500.2	5.3
18	15.8	204.4	0.13	<b>0.6327</b>	<b>0.0080</b>	<b>0.08114</b>	<b>0.00092</b>	<b>0.90</b>	<b>12.324</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05656</b>	<b>1.17</b>	473.6	25.8	502.9	5.5	497.8	5.0
19	19.0	250.4	0.06	<b>0.6294</b>	<b>0.0077</b>	<b>0.08130</b>	<b>0.00092</b>	<b>0.93</b>	<b>12.300</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05615</b>	<b>1.10</b>	458.1	24.2	503.8	5.5	495.7	4.8
20a	25.7	328.1	0.13	<b>0.6456</b>	<b>0.0077</b>	<b>0.08220</b>	<b>0.00093</b>	<b>0.95</b>	<b>12.165</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05697</b>	<b>1.09</b>	489.6	24.0	509.2	5.5	505.7	4.8
20b	34.3	441.5	0.28	0.6160	0.0073	0.07839	0.00088	0.95	12.757	1.12	0.05700	1.07	491.1	23.7	486.5	5.3	487.4	4.6
21	22.1	289.0	0.15	<b>0.6257</b>	<b>0.0075</b>	<b>0.08015</b>	<b>0.00091</b>	<b>0.94</b>	<b>12.477</b>	<b>1.14</b>	<b>0.05662</b>	<b>1.10</b>	476.0	24.3	497.0	5.4	493.4	4.7
22	28.3	368.0	0.36	<b>0.6004</b>	<b>0.0072</b>	<b>0.07551</b>	<b>0.00085</b>	<b>0.94</b>	<b>13.243</b>	<b>1.13</b>	<b>0.05767</b>	<b>1.09</b>	516.9	23.4	469.3	5.1	477.5	4.6
23	43.7	406.9	0.40	0.8932	0.0104	0.10247	0.00116	0.97	9.759	1.13	0.06323	1.04	716.0	22.1	628.9	6.8	648.1	5.6
24	48.6	757.0	0.28	0.5969	0.0070	0.06691	0.00075	0.96	14.945	1.12	0.06471	1.05	764.8	22.0	417.5	4.6	475.3	4.4
25	60.3	884.1	0.37	0.5555	0.0065	0.06791	0.00077	0.97	14.725	1.13	0.05933	1.06	579.3	22.9	423.5	4.6	448.6	4.3

**Tableau IV.2** : Données isotopiques mesurées sur les zircons de l'échantillon SE. En gras : données utilisées pour la construction du diagramme Tera-Wasserburg (1972) du granite de Sennely.

Enfin, les concentrations en plomb se situent entre 12 et 60 ppm avec une moyenne de 30 ppm (Tableau IV.2). Les 23 analyses sont très bien regroupées (Fig. IV.5a) et fournissent un âge à  $502 \pm 3\text{Ma}$  avec une valeur MSWD de 0,90 pour 16 analyses (Fig. IV.5b).

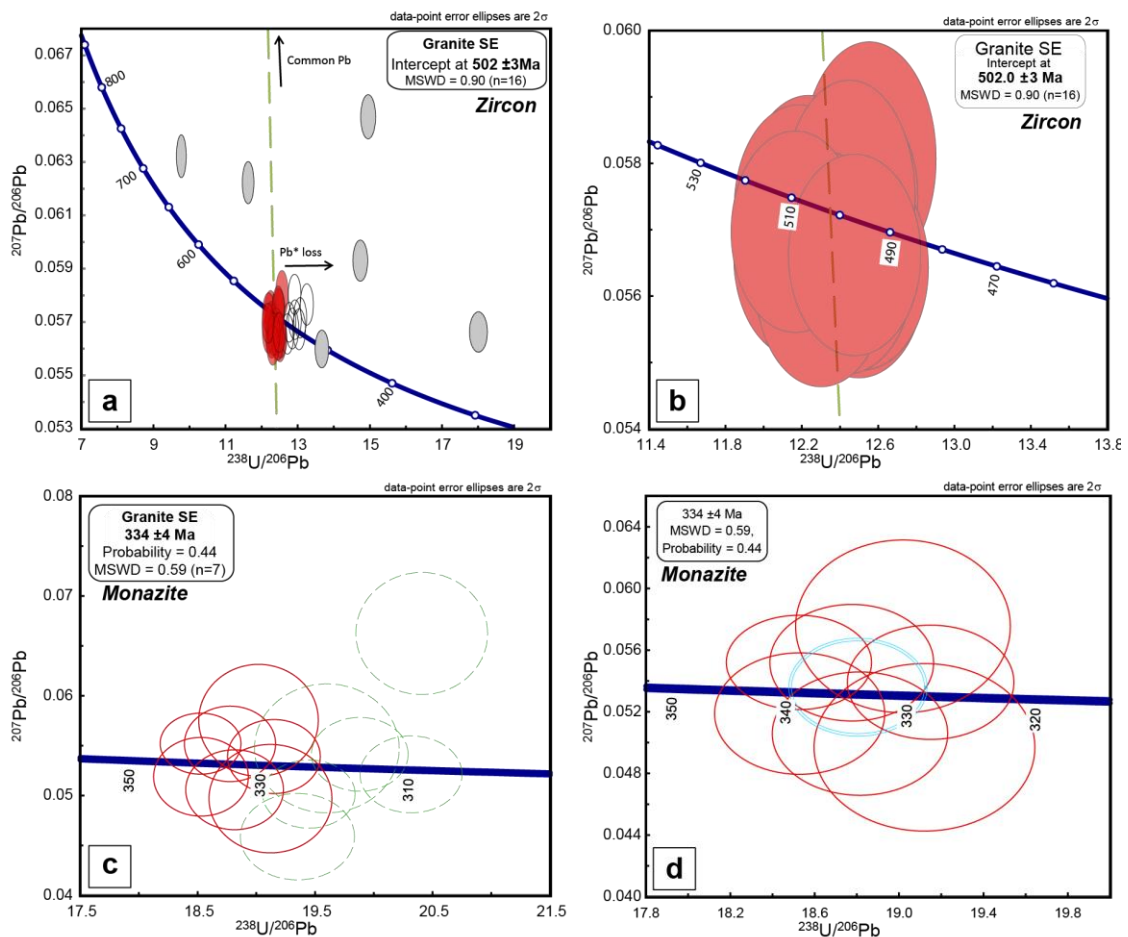
Il pourrait être envisageable de distinguer deux populations dans ce regroupement d'analyses. Or, n'ayant pas d'éléments pour les discriminer, nous faisons l'hypothèse que l'âge le plus ancien des zircons est de  $502 \pm 3\text{Ma}$  et que les âges les plus jeunes sont issus d'une perte en plomb radiogénique (Fig. IV.5a).



Monazite	Isotopic ratios			Ages (Ma)			Isotopic ratios			Ages (Ma)			Isotopic ratios			Ages (Ma)				
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\sigma$ (%)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\sigma$
se-01-1	<b>0.04969</b>	<b>8.9</b>		<b>180</b>	<b>196</b>		<b>0.05230</b>	<b>8.7</b>	<b>329</b>	<b>7</b>	<b>0.35845</b>	<b>2.2</b>	<b>311</b>	<b>23</b>		<b>0.01692</b>	<b>1.2</b>		<b>339</b>	<b>4</b>
se-03-1	<b>0.05520</b>	<b>4.5</b>		<b>420</b>	<b>98</b>		<b>0.05398</b>	<b>4.4</b>	<b>339</b>	<b>5</b>	<b>0.41101</b>	<b>1.5</b>	<b>350</b>	<b>13</b>		<b>0.01717</b>	<b>3.0</b>		<b>344</b>	<b>10</b>
se-17-1	<b>0.05058</b>	<b>6.5</b>		<b>222</b>	<b>143</b>		<b>0.05315</b>	<b>6.3</b>	<b>334</b>	<b>6</b>	<b>0.37080</b>	<b>1.8</b>	<b>320</b>	<b>17</b>		<b>0.01767</b>	<b>1.0</b>		<b>354</b>	<b>4</b>
se-17-2	0.05188	6.2		280	136		0.05397	6.1	339	6	0.38624	1.8	332	17		0.01733	1.0		347	3
se-05-1	<b>0.05518</b>	<b>5.6</b>		<b>419</b>	<b>120</b>		<b>0.05326</b>	<b>5.5</b>	<b>335</b>	<b>6</b>	<b>0.40539</b>	<b>1.7</b>	<b>346</b>	<b>16</b>		<b>0.01737</b>	<b>1.0</b>		<b>348</b>	<b>3</b>
se-05-2	<b>0.05754</b>	<b>8.0</b>		<b>512</b>	<b>166</b>		<b>0.05258</b>	<b>7.8</b>	<b>330</b>	<b>7</b>	<b>0.41728</b>	<b>2.2</b>	<b>354</b>	<b>23</b>		<b>0.01705</b>	<b>1.2</b>		<b>342</b>	<b>4</b>
se-05-3	<b>0.05391</b>	<b>5.6</b>		<b>367</b>	<b>121</b>		<b>0.05222</b>	<b>5.5</b>	<b>328</b>	<b>5</b>	<b>0.38834</b>	<b>1.7</b>	<b>333</b>	<b>16</b>		<b>0.01660</b>	<b>1.0</b>		<b>333</b>	<b>3</b>
se-07-1	0.05413	5.6		376	121		0.05030	5.5	316	5	0.37558	1.7	324	15		0.01635	1.2		328	4
se-07-2	0.05015	5.6		202	124		0.05142	5.5	323	5	0.35572	1.7	309	15		0.01632	1.0		327	3
se-10-1	<b>0.05212</b>	<b>6.0</b>		<b>291</b>	<b>132</b>		<b>0.04922</b>	<b>5.9</b>	<b>310</b>	<b>5</b>	<b>0.35383</b>	<b>1.7</b>	<b>308</b>	<b>16</b>		<b>0.01685</b>	<b>1.1</b>		<b>338</b>	<b>4</b>
SE-13-1	0.05473	9.6		401	203		0.05102	9.4	321	8	0.38484	2.6	331	27		0.01646	1.4		330	5
SE-13-2	0.06624	7.5		814	150		0.04900	7.3	308	7	0.44736	2.2	375	23		0.01654	1.3		332	4
SE-13-3	0.04588	7.7		0	167		0.05168	7.5	325	7	0.32675	2.1	287	19		0.01562	1.3		313	4

**Tableau IV.3 :** Rapports isotopiques mesurés au sein des monazites de l'échantillon SE. En gras : données utilisées pour la construction du diagramme Concordia du granite de Sennely.

Au total, 13 analyses ont été réalisées sur 7 grains de monazite (Fig. IV.4b). Aucune analyse ne contient significativement du plomb commun (Tableau IV.3). Certains âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  calculés à 0 sont en discordance inverse. L'ensemble des analyses de l'échantillon SE est reporté dans le diagramme isochrone de (Tera et Wasserburg, 1972) (Fig. IV.5c).



**Figure IV.5 :** a) Diagramme Tera-Wasserburg montrant l'ensemble des analyses et b) Zoom sur le regroupement des analyses réalisées sur le zircon du granite de Sennely c) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses de monazite du granite de Sennely, les ellipsoïdes rouges représentent les

*analyses concordantes, les verts ne sont pas utilisés pour le calcul des âges d) Zoom sur les analyses concordantes des monazites du granite de Sennely.*

Sept analyses sont concordantes et donnent un âge de  $334 \pm 4$  Ma avec un MSWD de 0.59 pour  $n=7$  (Fig. IV.5d). Les plus jeunes analyses représentées par les ellipsoïdes verts en traits pointillés (Fig. IV.5d) sont très probablement associées à une perte en plomb radiogénique.

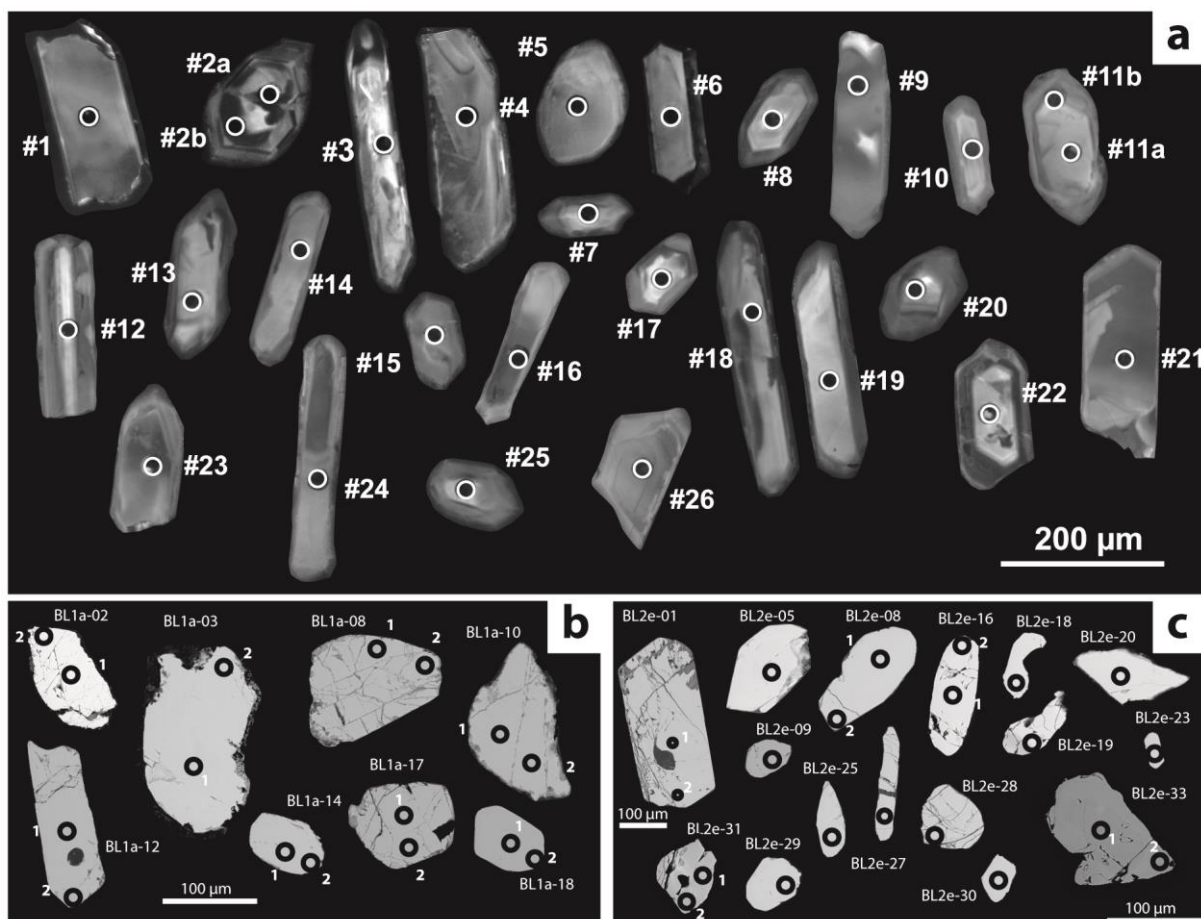
### I.3.c. Le granite de Blancafort - échantillons BL1a et BL2e

Pour cause d'une quantité de roche restreinte à notre disposition et pour être sûr de récupérer un nombre suffisant de grains de zircon, les deux faciès visibles dans la carotte de Blancafort ont été mis en commun lors de la séparation des minéraux. Les datations sur zircon sont donc communes aux deux faciès. Les analyses isotopiques de la monazite ayant été acquises sur lame mince, les deux faciès ont bien été distingués.

#### *I.3.c.i. Morphologie et structures du zircon et de la monazite*

De manière générale, les grains de zircon sont de forme prismatique et trapue. Ils se manifestent également sous la forme de baguettes allongées dont la taille est d'environ 200  $\mu\text{m}$  (Fig. IV.6a). Les grains de zircon sont incolores pour les grains plus trapus et de couleur jaunâtre pour les grains de forme plus allongée.

L'observation des images en CL montre des zonations concentriques avec des cœurs plus luminescents que les bordures dans la plupart des grains de zircon (grains 1, 6, 8, 10, 11, 14, 19, 20, 22, 25 ; Fig. IV.6a). Quelques zonations de secteurs sont également visibles (grains 9, 12, 13, 16, 18, 24 ; Fig. IV.6a).



**Figure IV.6 :** Image des grains de zircon et monazite analysés pour le granite de Blancafort : **a)** image en cathodoluminescence des grains de zircon datés de la granodiorite de Moulin ; **b)** image en électrons rétro-diffusés (BSE) au Microscope électronique à balayage des grains de monazite de l'échantillon BL1a ; **c)** image en électrons rétro-diffusés (BSE) au Microscope électronique à balayage des monazites de l'échantillon BL2e.

En image BSE, les grains de monazite sont sub-automorphes à automorphes et sont pour la quasi-totalité très fracturés. Les grains de l'échantillon BL1a sont pour la plupart arrondis et mesurent presque tous 100µm (Fig. IV.6b).

Les grains de l'échantillon BL2e sont de forme plus variable : ils peuvent être relativement grands, trapus et subautomorphes (01, 33), arrondis (08, 08, 16, 28, 29) voire même très allongés (grains 25 et 27 ; Fig. IV.6c). Leurs tailles sont également hétérogènes allant d'un peu moins de 50 µm (grains 09, 23, 30) à près de 200 µm (grain 01 ; Fig. IV.6c).

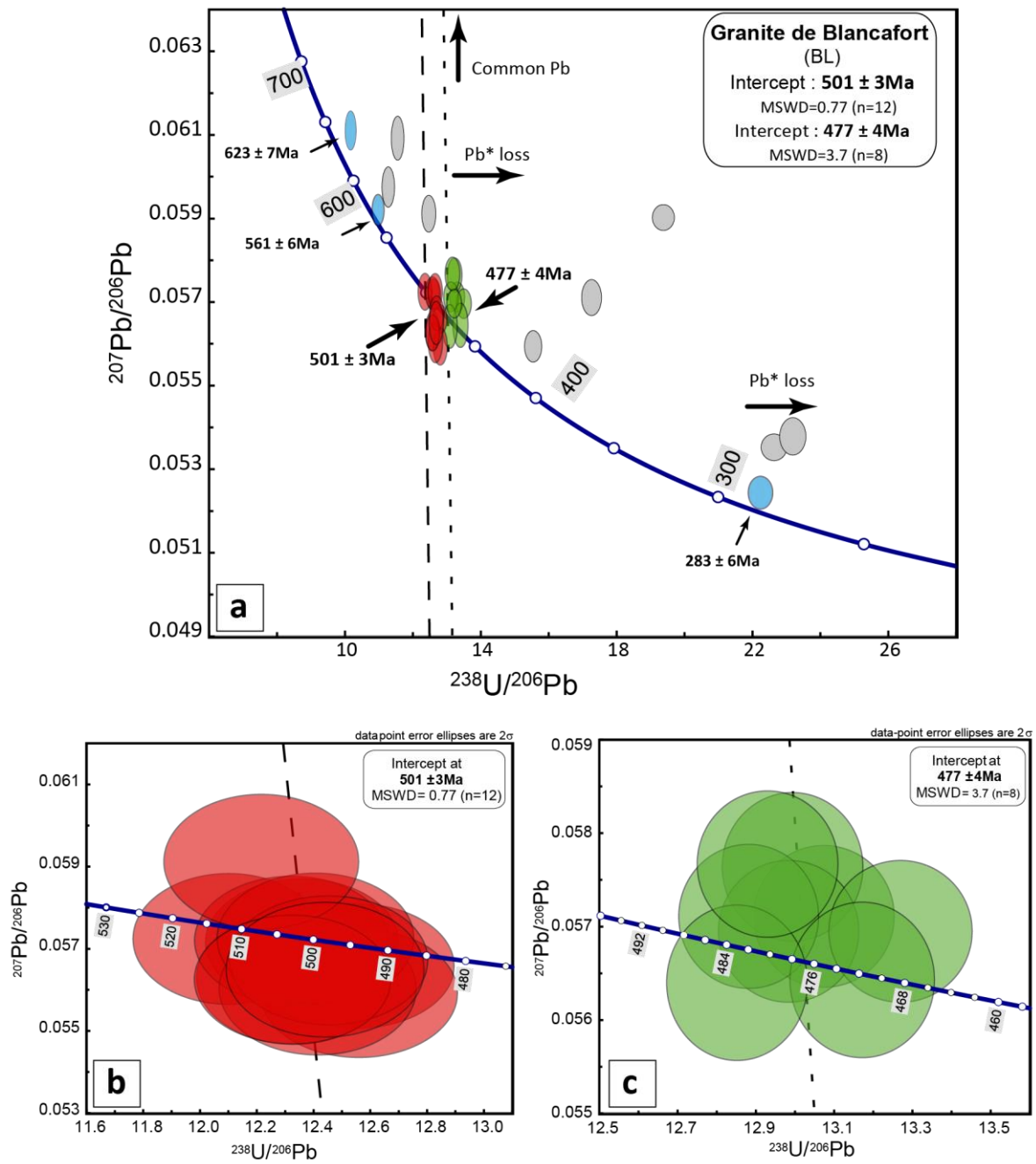
Zircon	Pb ppm	Uppm	Th/U	Pb207/U235	Pb206/U238	rho	U238/Pb206 err%	Pb207/Pb206err%	Pb207/Pb206	Pb206/U238	Pb207/U235							
1	29.3	403.1	0.10	0.6023	0.0072	0.07649	0.00086	0.94	13.074	1.12	0.05711	1.09	495.2	24.3	475.2	5.2	478.7	4.6
2a	28.3	440.4	0.20	0.5016	0.0061	0.06507	0.00073	0.93	15.368	1.12	0.05592	1.11	448.8	23.9	406.4	4.4	412.8	4.1
2b	17.2	199.8	0.53	0.6294	0.0080	0.08110	0.00092	0.89	12.330	1.13	0.05629	1.17	462.9	26.0	502.7	5.5	495.7	5.0
3	30.6	382.8	0.28	0.6216	0.0075	0.07969	0.00090	0.94	12.549	1.13	0.05658	1.10	474.5	24.3	494.3	5.4	490.9	4.7
4	32.7	792.0	0.01	0.3249	0.0040	0.04497	0.00051	0.92	22.237	1.13	0.05240	1.13	303.0	25.6	283.6	3.1	285.7	3.1
5	26.3	341.4	0.12	0.6376	0.0077	0.08091	0.00091	0.93	12.359	1.12	0.05716	1.10	497.3	24.5	501.5	5.4	500.8	4.8
6	21.0	272.5	0.30	0.6116	0.0075	0.07696	0.00087	0.92	12.994	1.13	0.05764	1.13	515.6	24.1	478.0	5.2	484.5	4.7
7	30.1	408.0	0.14	0.6047	0.0073	0.07702	0.00087	0.94	12.984	1.13	0.05695	1.09	488.9	24.2	478.3	5.2	480.2	4.6
8	16.5	166.6	0.18	0.8540	0.0106	0.10137	0.00115	0.91	9.865	1.13	0.06110	1.15	642.9	24.4	622.5	6.7	626.8	5.8
9	74.5	1844.4	0.01	0.3254	0.0039	0.04415	0.00050	0.94	22.650	1.13	0.05347	1.08	348.6	24.4	278.5	3.1	286.1	3.0
9	28.9	390.0	0.06	0.6138	0.0077	0.07962	0.00090	0.90	12.560	1.13	0.05592	1.14	449.0	24.9	493.8	5.4	486.0	4.8
10	31.8	341.6	0.27	0.7641	0.0092	0.09361	0.00106	0.94	10.683	1.13	0.05921	1.10	574.7	23.7	576.9	6.2	576.4	5.3
11a	47.6	636.6	0.27	0.5917	0.0071	0.07536	0.00085	0.94	13.270	1.13	0.05695	1.09	489.0	24.2	468.4	5.1	471.9	4.5
11b	34.9	474.7	0.12	0.6113	0.0074	0.07763	0.00088	0.94	12.882	1.13	0.05711	1.10	495.3	24.3	482.0	5.3	484.4	4.7
12	19.4	242.3	0.20	0.6521	0.0081	0.08264	0.00094	0.91	12.101	1.14	0.05724	1.14	500.1	25.2	511.9	5.6	509.8	5.0
13	11.6	151.1	0.36	0.5906	0.0077	0.07592	0.00087	0.88	13.172	1.15	0.05643	1.21	468.4	26.7	471.7	5.2	471.3	4.9
14	28.7	366.5	0.18	0.6400	0.0078	0.08115	0.00092	0.93	12.323	1.13	0.05720	1.12	498.8	24.6	503.0	5.5	502.3	4.8
15	23.8	325.9	0.10	0.6050	0.0079	0.07781	0.00089	0.88	12.852	1.14	0.05640	1.21	467.3	26.5	483.1	5.3	480.4	5.0
16	64.1	1275.7	0.11	0.4217	0.0050	0.05182	0.00059	0.96	19.298	1.14	0.05903	1.07	568.2	23.2	325.7	3.6	357.3	3.6
17	14.6	188.8	0.16	0.6222	0.0080	0.08055	0.00092	0.89	12.415	1.14	0.05603	1.18	453.2	25.8	499.4	5.5	491.2	5.0
18	24.4	295.7	0.41	0.6361	0.0079	0.08060	0.00092	0.92	12.407	1.14	0.05725	1.14	500.6	25.0	499.7	5.5	499.9	4.9
19	34.5	478.5	0.07	0.6149	0.0076	0.07734	0.00088	0.93	12.930	1.14	0.05767	1.11	517.0	23.9	480.2	5.3	486.7	4.8
20	16.9	197.5	0.15	0.7452	0.0095	0.08870	0.00101	0.89	11.274	1.14	0.06094	1.17	637.2	25.0	547.8	6.0	565.5	5.5
21	83.4	2124.0	0.02	0.3191	0.0040	0.04308	0.00049	0.90	23.213	1.14	0.05372	1.15	359.4	25.8	271.9	3.0	281.2	3.1
21	38.3	516.1	0.06	0.6279	0.0078	0.08030	0.00092	0.92	12.453	1.15	0.05672	1.13	479.8	25.1	497.9	5.5	494.8	4.9
22	27.6	354.2	0.11	0.6672	0.0084	0.08186	0.00094	0.92	12.216	1.15	0.05912	1.13	571.5	24.6	507.2	5.6	519.0	5.1
23	27.3	362.1	0.08	0.6291	0.0079	0.08113	0.00093	0.91	12.326	1.15	0.05625	1.14	461.4	25.2	502.8	5.5	495.5	4.9
24	42.3	743.1	0.17	0.4595	0.0058	0.05838	0.00067	0.92	17.129	1.15	0.05710	1.14	494.9	25.3	365.7	4.1	383.9	4.0
25	24.7	284.3	0.14	0.7498	0.0095	0.09100	0.00104	0.90	10.989	1.14	0.05977	1.15	594.8	25.1	561.4	6.2	568.1	5.5
26	25.3	333.8	0.12	0.6259	0.0081	0.08038	0.00092	0.88	12.441	1.14	0.05649	1.19	470.8	26.3	498.4	5.5	493.6	5.1

**Tableau IV.4** : Données isotopiques mesurées dans le zircon de l'échantillon BL. En gras : données utilisées pour la construction du diagramme Tera-Wasserburg du granite de Blancafort.

### I.3.c.ii. Calcul des âges des grains de zircon et monazite du granite de Blancafort

Au total, 30 analyses ont été réalisées sur 26 grains de zircon (Fig. IV.6a). Parmi ces analyses, 19 ont été retenues pour le calcul de l'âge du granite de Blancafort (Tableau IV.4). Les analyses montrent des rapports U/Th qui varient entre 0,008 et 0,53 et une moyenne de 0,17. Les concentrations en U s'étalent de 151 à 792 ppm avec une moyenne de 374 ppm et 3 analyses montrent de fortes concentrations en U avec des valeurs de 1276, 1844 et 2124 ppm (Tableau IV.4). Enfin, les concentrations en plomb se situent entre 12 et 80 ppm avec une moyenne de 32 ppm (Tableau IV.4). Les 19 analyses sont très bien regroupées autour de 500 Ma (Fig. IV.7a). Deux populations de zircon se distinguent néanmoins.

Une première population de 12 analyses fournit un âge à 501 ±3Ma avec une valeur MSWD de 0,77 (Fig. IV.7b). Une deuxième population de 8 analyses donne un âge de 477 ±4Ma (Fig. IV.7c). Deux analyses fournissent des âges plus anciens à 623 ±7Ma et 561 ±6 Ma qui correspondent à des âges hérités. Enfin, un âge plus jeune de 283 ±6 Ma est fourni par une analyse ; deux autres analyses proches de cet âge sont interprétées comme une perte en plomb radiogénique.



**Figure IV.7 :** Diagrammes isochrones Tera-Wasserburg montrant : **a)** l'ensemble des analyses, **b)** et **c)** deux zooms sur les analyses regroupées, pour le granite de Blancfort.



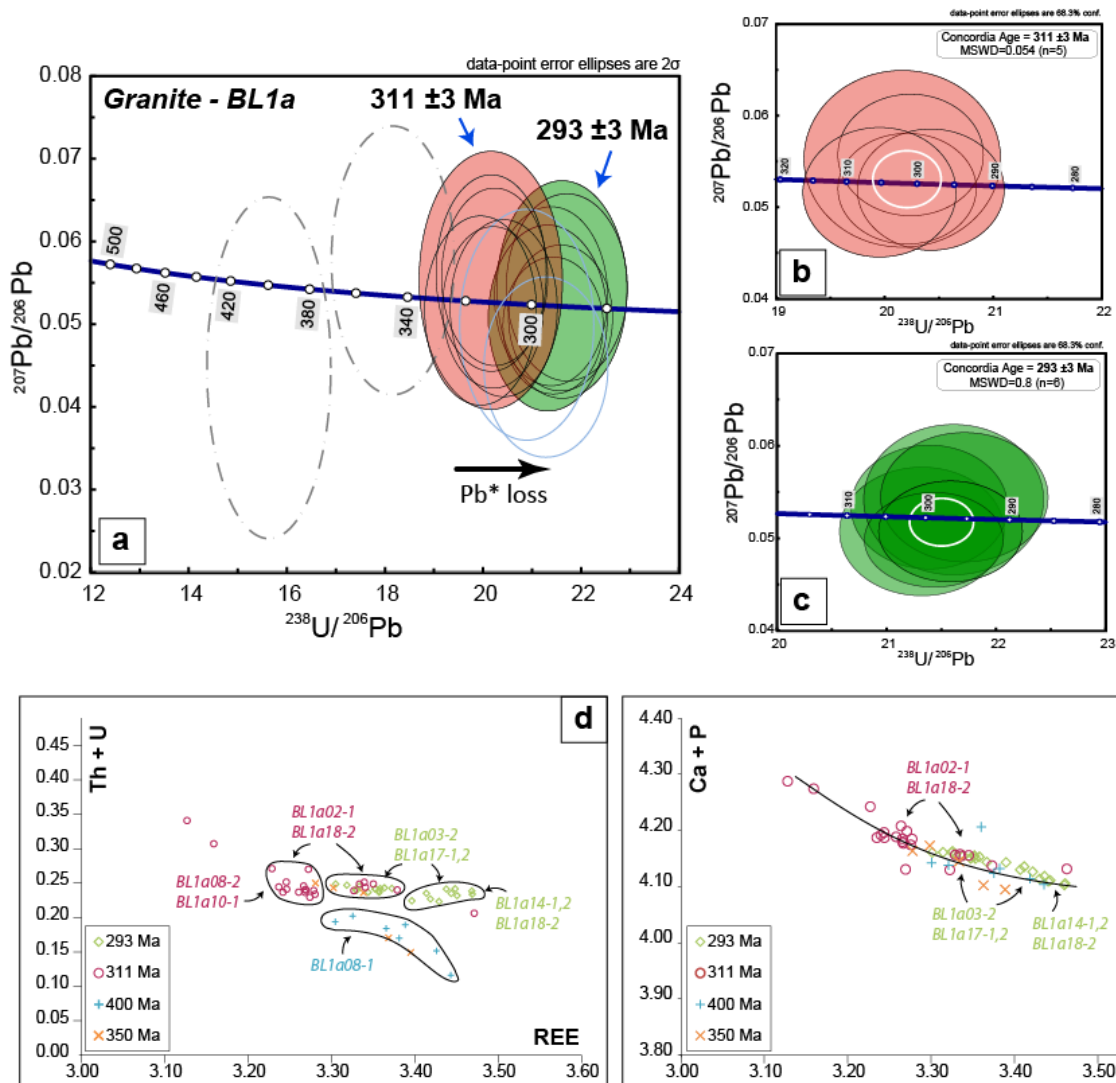
## Les datations sur monazite de l'échantillon BL1a

Au total, 16 analyses ont été acquises sur 8 grains de monazite. Les résultats de ces analyses sont présentés dans le Tableau IV.5. Aucune analyse ne contient significativement du plomb commun. Les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  calculés à 0 (Tableau IV.5), correspondent à des analyses en discordance inverse. Cette position est probablement due à l'incorporation plus importante de  $^{230}\text{Th}$ , élément intermédiaire dans la chaîne de désintégration de l'uranium 238, qui a tendance à « ajouter » du plomb 206 radiogénique et donc à diminuer le rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Monazites	Isotopic ratios		Ages (Ma)		Isotopic ratios		Ages (Ma)		Isotopic ratios		Ages (Ma)		Isotopic ratios		Ages (Ma)	
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\sigma$ (%)	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\sigma$
BL1A-02-1	0.05529	11.5	424	239	0.37799	11.2	326	31	0.04960	3.0	312	9	0.01570	1.5	315	5
BL1A-02-2	0.05571	7.9	441	166	0.37936	7.7	327	21	0.04941	2.2	311	7	0.01587	1.4	318	4
BL1A-03-1	0.05770	11.5	518	234	0.43786	11.2	369	35	0.05506	2.8	346	9	0.02010	1.4	402	6
BL1A-03-2	0.05337	8.3	345	177	0.34387	8.1	300	21	0.04675	2.2	295	6	0.01584	1.5	318	5
BL1A-08-1	0.04471	18.9	0	335	0.39416	18.6	337	53	0.06396	3.3	400	13	0.02388	1.3	477	6
BL1A-08-2	0.05202	7.7	286	166	0.35473	7.5	308	20	0.04949	2.1	311	6	0.01547	1.4	310	4
BL1A-10-1	0.05192	8.4	282	181	0.35024	8.2	305	22	0.04896	2.2	308	7	0.01635	1.3	328	4
BL1A-10-2	0.05617	8.6	459	181	0.38370	8.4	330	24	0.04958	2.3	312	7	0.01570	1.3	315	4
BL1A-12-1	0.04992	11.4	191	246	0.32924	11.2	289	28	0.04786	2.7	301	8	0.01618	1.5	324	5
BL1A-12-2	0.04481	9.9	0	160	0.29003	9.7	259	22	0.04698	2.4	296	7	0.01576	1.5	316	5
BL1A-14-1	0.04983	6.8	187	151	0.32039	6.6	282	16	0.04666	2.0	294	6	0.01590	1.4	319	4
BL1A-14-2	0.05074	7.1	229	156	0.32387	6.9	285	17	0.04633	2.0	292	6	0.01550	1.5	311	5
BL1A-17-1	0.05418	9.9	378	209	0.34540	9.7	301	25	0.04627	2.5	292	7	0.01656	1.5	332	5
BL1A-17-2	0.05444	8.5	389	180	0.34547	8.3	301	22	0.04606	2.3	290	7	0.01562	1.4	313	4
BL1A-18-1	0.05073	9.0	229	196	0.32785	8.9	288	22	0.04690	2.3	296	7	0.01573	1.5	316	5
BL1A-18-2	0.05164	9.0	270	194	0.35662	8.9	310	24	0.05012	2.3	315	7	0.01648	1.4	330	5

**Tableau IV.5:** Rapports isotopiques mesurés au sein des grains de monazite de l'échantillon SE. Les couleurs représentent les analyses ayant été utilisées pour le calcul des différents âges concordants. En rouge : âges concordants autour de 310Ma ; en vert : âges concordants aux alentours de 290Ma.

Parmi les 16 analyses, 11 analyses ont été retenues pour calculer les âges concordants ; 2 analyses sont discordantes et 3 analyses sont interprétées comme des pertes en plomb radiogénique (Fig. IV.8a). De manière générale, les 11 analyses sont très bien regroupées autour de la concordia (Fig. IV.8a). Deux âges concordants peuvent être calculés à partir de ces analyses : une population de 5 analyses montre un âge à  $311 \pm 3\text{Ma}$  avec une valeur MSWD de 0.0054 (Fig. IV.8b) et une autre population de 6 analyses permet de calculer un âge à  $292 \pm 3\text{Ma}$  avec un MSWD de 0,8 (Fig. IV.8c). Deux âges plus anciens sont également remarqués : un âge à  $400 \pm 13\text{Ma}$  et un autre à  $346 \pm 9\text{Ma}$  qui correspondent très certainement à de l'héritage.



**Figure IV.8 :** *a)* diagramme Tera-Wasserburg de l'ensemble des analyses de l'échantillon BL1a, *b)* diagramme isochrone Concordia de la population de zircons la plus âgée et *c)* diagramme isochrone Concordia de la population de monazite la plus jeune, pour l'échantillon BL1a. Graphiques des analyses géochimiques acquises sur la monazite de l'échantillon BL1a : *d)* graphique de la somme du Th et de l'U en fonction de la teneur en terres rares (REE) et *e)* graphique de la somme des concentrations en Ca et P en fonction de la teneur en terres rares (REE).

Les âges les plus jeunes peuvent être interprétés comme une perte en plomb radiogénique à partir des grains plus anciens. Or, il apparaît assez nettement que les deux populations de monazite sont discriminables par la géochimie (Tableau IV.6). En effet, la monazite la plus jeune apparaît moins concentrée en U et Th que la monazite à 311 Ma mais plus enrichie en REE (Fig. IV.8d). Par comparaison, les analyses de la monazite BL1a08-1 dont l'âge est proche de 400 Ma montrent une concentration en U et Th plus faible que les autres grains (Fig. IV.8d).

		Analyses géochimiques en wt%													
Monazite	N°Analyse	UO2	PbO	Nd2O3	CaO	P2O5	ThO2	Gd2O3	Ce2O3	SiO2	Sm2O3	La2O3	Y2O3	Pr2O3	Total
BL1a02- 1	62	0.30	0.10	11.10	1.20	29.43	5.45	2.01	28.17	0.16	2.29	14.37	2.32	2.65	99.52
	63	0.36	0.13	10.95	1.33	29.08	6.56	2.12	26.63	0.19	2.52	12.91	2.84	2.50	98.12
	64	0.34	0.15	11.09	1.31	29.22	6.54	2.13	26.80	0.18	2.44	13.09	2.77	2.49	98.54
BL1a03- 1	90	0.33	0.15	11.75	1.32	29.53	6.63	2.02	26.37	0.25	2.29	12.35	3.27	2.56	98.83
	91	0.49	0.14	11.65	1.33	29.55	6.29	2.17	26.41	0.16	2.47	12.41	3.16	2.54	98.74
	92	0.03	0.15	13.27	0.90	29.76	4.74	2.46	26.72	0.16	2.64	11.38	4.09	2.80	99.09
	93	0.07	0.12	13.44	0.80	29.75	4.10	2.45	26.90	0.14	2.68	11.31	4.10	2.81	98.68
	94	0.53	0.14	11.83	1.24	29.54	6.07	1.82	27.18	0.24	2.20	12.86	3.05	2.51	99.20
BL1a03- 2	100	0.62	0.15	11.52	1.31	29.75	6.32	1.76	27.26	0.24	2.14	13.11	2.92	2.57	99.68
	101	0.62	0.14	11.63	1.27	29.66	6.34	1.81	26.97	0.24	2.15	12.88	2.98	2.45	99.13
	102	0.59	0.14	11.69	1.25	29.83	6.17	1.75	27.30	0.22	2.11	13.10	2.84	2.62	99.61
	103	0.57	0.14	11.58	1.24	29.67	6.06	1.75	27.36	0.24	2.16	13.21	2.75	2.51	99.26
	104	0.38	0.12	11.88	1.20	29.70	5.99	1.63	28.20	0.25	2.04	13.77	2.30	2.58	100.05
BL1a08- 1	129	0.04	0.15	12.84	1.03	30.05	5.66	2.14	26.64	0.26	2.46	12.07	3.41	2.65	99.38
	130	0.01	0.15	13.02	0.99	30.28	5.48	2.12	26.61	0.22	2.47	11.84	3.72	2.64	99.55
	131	0.04	0.12	13.50	0.86	30.11	4.23	2.10	27.42	0.16	2.48	12.28	3.40	2.82	99.51
	132	0.11	0.11	13.37	0.72	30.22	3.17	2.26	27.56	0.09	2.57	12.41	3.87	2.80	99.25
	133	0.03	0.15	13.36	0.88	30.07	4.75	2.04	27.07	0.16	2.48	11.96	3.50	2.78	99.22
	134	0.00	0.15	13.02	1.16	29.47	5.26	2.10	26.77	0.26	2.41	12.17	3.21	2.71	98.69
	135	0.00	0.15	12.29	1.71	29.14	5.10	1.88	27.12	0.32	2.19	12.28	3.05	2.63	97.86
	BL1a10- 1	137	0.87	0.16	11.82	1.23	29.60	6.72	2.00	26.38	0.50	2.34	12.41	2.89	2.61
138		0.67	0.14	11.86	1.38	30.29	6.30	1.80	26.77	0.20	2.38	12.57	2.86	2.59	99.79
139		0.76	0.14	11.77	1.55	30.31	6.92	1.84	26.53	0.17	2.36	12.26	2.63	2.51	99.75
140		1.08	0.17	11.50	1.75	30.42	7.66	1.86	25.97	0.18	2.41	12.06	2.62	2.44	100.12
141		2.53	0.23	11.06	1.93	30.07	7.13	1.78	25.75	0.19	2.40	11.77	2.52	2.51	99.86
154		0.62	0.15	11.76	1.23	30.14	6.14	1.80	26.91	0.31	2.23	12.74	2.93	2.58	99.53
155		0.64	0.15	11.64	1.28	30.13	6.17	1.87	26.82	0.27	2.23	12.71	3.11	2.60	99.62
156		0.62	0.14	11.73	1.26	30.16	6.17	1.86	26.87	0.28	2.21	12.66	3.11	2.61	99.66
157		0.61	0.14	11.68	1.29	30.25	6.10	1.89	26.95	0.25	2.25	12.71	3.14	2.56	99.81
158		0.61	0.14	11.70	1.29	30.12	6.00	1.84	26.96	0.25	2.21	12.84	3.07	2.48	99.50
171		0.61	0.14	11.66	1.31	30.40	6.55	1.75	26.88	0.34	2.30	12.73	2.77	2.48	99.91
172		0.61	0.14	11.67	1.26	30.46	6.13	1.73	26.84	0.33	2.22	12.71	3.07	2.62	99.78
173		0.60	0.16	11.57	1.24	30.36	6.13	1.80	26.97	0.25	2.16	12.85	3.06	2.58	99.72
174		0.55	0.14	11.70	1.26	30.72	6.02	1.69	27.50	0.25	2.11	13.12	2.89	2.59	100.55
175		0.56	0.15	11.61	1.29	30.35	6.31	1.91	26.79	0.29	2.24	12.72	3.21	2.55	99.98
176		0.60	0.15	11.69	1.29	30.27	6.34	1.84	26.65	0.32	2.22	12.57	3.19	2.51	99.63
BL1a14 - 1	6	1.20	0.16	10.81	1.22	28.75	5.17	1.33	28.37	0.15	1.84	14.35	2.60	2.45	98.39
	7	1.16	0.14	10.67	1.26	28.59	5.25	1.34	28.50	0.16	1.82	14.55	2.53	2.45	98.42
	8	1.16	0.15	10.70	1.27	28.96	5.35	1.32	28.58	0.17	1.81	14.57	2.55	2.47	99.06
	9	1.16	0.15	10.70	1.26	28.51	5.37	1.39	28.36	0.15	1.81	14.58	2.53	2.37	98.33
BL1a14 - 2	10	1.22	0.15	10.96	1.27	28.98	5.48	1.43	28.45	0.15	1.86	14.25	2.65	2.53	99.36
	11	1.23	0.15	10.81	1.33	28.57	5.41	1.40	28.20	0.14	1.85	14.34	2.74	2.45	98.62
	12	1.28	0.13	10.85	1.27	28.88	5.20	1.36	28.02	0.17	1.87	14.12	2.68	2.44	98.27
BL1a17 - 1	27	0.58	0.14	11.46	1.34	29.31	6.16	1.92	27.02	0.16	2.34	13.05	3.06	2.61	99.13
	28	0.55	0.13	11.48	1.31	29.07	6.11	1.94	26.79	0.17	2.30	12.84	2.98	2.50	98.15
	29	0.57	0.14	11.43	1.33	29.33	6.25	2.05	26.76	0.17	2.34	12.86	3.05	2.52	98.78
	30	0.56	0.13	11.71	1.33	29.35	6.18	1.88	27.05	0.15	2.33	13.00	3.00	2.58	99.26
	31	0.58	0.14	11.42	1.37	28.98	6.12	1.90	26.86	0.14	2.33	13.01	2.96	2.47	98.28
	32	0.56	0.14	11.46	1.31	29.33	6.19	1.87	27.34	0.15	2.24	13.32	2.92	2.56	99.37
	33	0.61	0.13	11.02	1.34	29.32	6.05	1.83	26.93	0.19	2.18	13.39	3.02	2.46	98.47
BL1a17 - 2	37	0.57	0.12	10.90	1.32	29.10	6.03	1.80	27.17	0.15	2.14	13.45	2.96	2.46	98.17
	38	0.58	0.12	10.93	1.29	29.39	6.00	1.76	27.40	0.16	2.11	13.73	2.90	2.46	98.85
	39	0.57	0.13	10.52	1.25	28.86	5.56	1.49	28.10	0.15	1.86	14.49	2.75	2.39	98.12
	40	0.57	0.12	10.57	1.24	29.37	5.67	1.60	28.00	0.16	1.86	14.56	2.77	2.44	98.93
BL1a18- 2	54	0.61	0.13	11.10	1.31	28.90	5.98	1.78	27.10	0.18	2.11	13.58	2.90	2.47	98.14
	55	0.60	0.15	11.25	1.34	29.00	6.23	1.89	26.70	0.18	2.26	12.76	2.99	2.52	97.87
	56	0.57	0.14	11.52	1.33	29.02	6.14	1.93	26.60	0.18	2.34	12.66	3.01	2.52	97.95
	57	0.55	0.14	11.36	1.32	28.92	6.05	1.87	26.61	0.46	2.32	12.83	3.00	2.46	97.87

Tableau IV.6 : Analyses des compositions de la monazite datée de l'échantillon BL1a.

Cette distinction est également visible en observant la somme des concentrations en calcium (Ca) et phosphore (P) en fonction des REE (Fig. IV.8e). La monazite âgée de 311 Ma montre des sommes des concentrations en Ca et P qui sont légèrement supérieures aux autres monazites (Fig. IV.8e). Là encore, la monazite plus jeune, datée à 293 Ma, est plus enrichie en REE (Fig. IV.8e).

Par conséquent, nous interprétons les plus jeunes âges de monazite comme étant liés à un événement thermique et/ou hydrothermal important ayant affecté la monazite et non pas comme une perte en plomb radiogénique à partir des grains datés à 311 Ma.

### *Les datations sur monazite de l'échantillon BL2e*

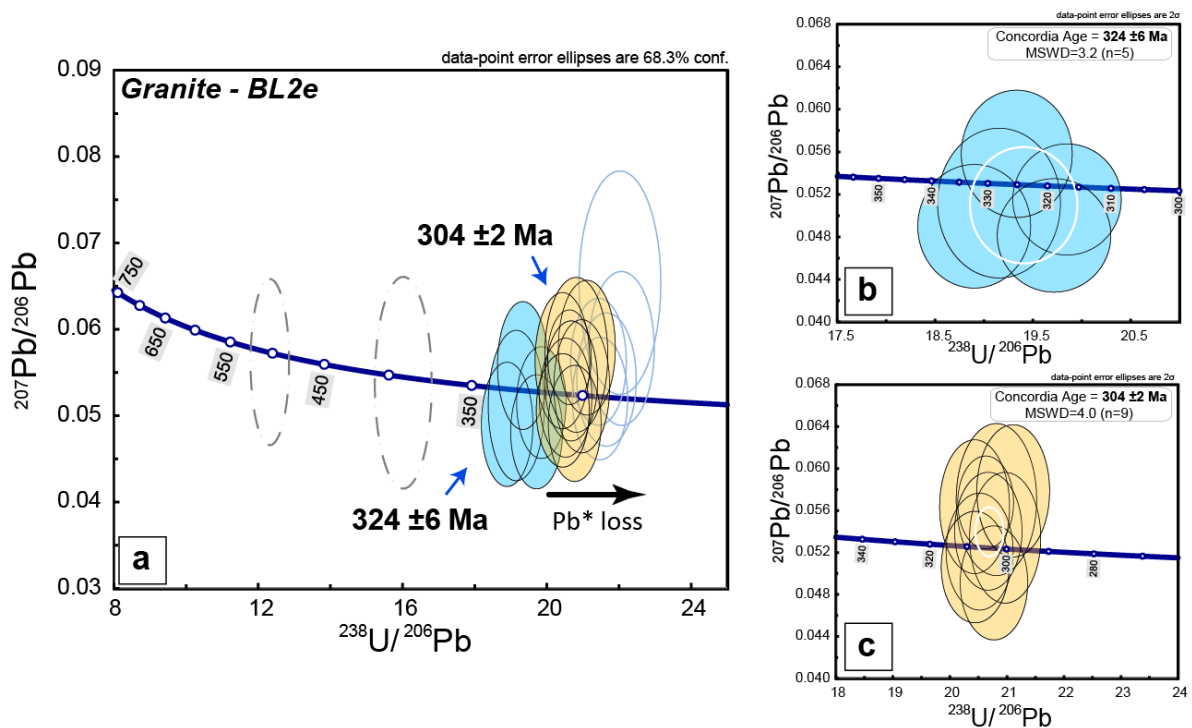
Monazite	Isotopic ratios		Ages (Ma)		Isotopic ratios		Ages (Ma)		Isotopic ratios		Ages (Ma)		Isotopic ratios		Ages (Ma)	
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\sigma$ (%)	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\sigma$
BL2E-01-1	0.05581	8.8	444	184	0.39766	8.6	340	25	0.05172	2.4	325	8	0.01639	1.3	329	4
BL2E-09-1	0.04814	9.1	106	201	0.33644	8.9	295	23	0.05072	2.4	319	7	0.01617	1.4	324	5
BL2E-19-2	0.04900	9.7	148	213	0.35720	9.5	310	25	0.05291	2.5	332	8	0.01703	1.5	341	5
BL2E-28-1	0.05118	11.2	249	239	0.36812	11.0	318	30	0.05221	2.7	328	9	0.01770	1.5	355	5
BL2E-30-1	0.05152	8.3	264	179	0.35765	8.1	311	22	0.05038	2.3	317	7	0.01636	1.3	328	4
BL2E-01-2	0.05403	8.5	372	181	0.36007	8.3	312	22	0.04837	2.3	305	7	0.01625	1.4	326	4
BL2E-08-1	0.05788	8.9	525	184	0.37769	8.7	325	24	0.04737	2.5	298	7	0.01581	1.4	317	4
BL2E-08-2	0.05705	10.4	493	214	0.37759	10.1	325	28	0.04804	2.8	303	8	0.01559	1.5	313	5
BL2E-16-1	0.05209	8.7	289	187	0.34973	8.5	305	22	0.04873	2.3	307	7	0.01594	1.4	320	4
BL2E-16-2	0.04911	9.0	153	199	0.32570	8.9	286	22	0.04814	2.3	303	7	0.01620	1.4	325	5
BL2E-18-1	0.05341	9.5	346	202	0.35096	9.3	305	25	0.04769	2.4	300	7	0.01580	1.5	317	5
BL2E-23-1	0.05677	6.4	482	136	0.37916	6.2	326	17	0.04848	1.9	305	6	0.01515	1.2	304	4
BL2E-31-2	0.05637	9.2	466	193	0.38005	9.0	327	25	0.04894	2.5	308	7	0.01612	1.4	323	5
BL2E-33-2	0.05062	8.6	224	187	0.34126	8.4	298	22	0.04892	2.4	308	7	0.01710	1.4	343	5
BL2E-25-1	0.05419	9.4	379	199	0.34478	9.2	301	24	0.04618	2.5	291	7	0.01577	1.7	316	5
BL2E-29-1	0.05625	8.6	461	181	0.36157	8.4	313	23	0.04666	2.4	294	7	0.01663	1.5	333	5
BL2E-31-1	0.05199	9.0	285	193	0.33359	8.8	292	22	0.04657	2.4	294	7	0.01590	1.4	319	4
BL2E-27-1	0.06539	13.1	787	253	0.40904	12.7	348	38	0.04540	3.4	286	10	0.01742	2.6	349	9
BL2E-05-1	0.05382	15.0	363	307	0.46286	14.8	386	47	0.06242	3.3	390	12	0.02450	1.4	489	7
BL2E-20-1	0.05779	10.2	521	209	0.36076	9.9	313	27	0.04531	2.7	286	8	0.01578	1.5	316	5
BL2E-33-1	0.05621	11.3	460	234	0.62852	11.1	495	43	0.08116	2.9	503	14	0.02742	1.2	547	7

**Tableau IV.7 :** Rapports isotopiques mesurés au sein de la monazite de l'échantillon BL2e. Les couleurs représentent les analyses ayant été utilisées pour le calcul des différents âges concordants ; en orange : les âges proches de 320Ma, en bleu : les âges proches de 304Ma et en vert : les âges proches de 293Ma.

Au total, 21 analyses ont été acquises sur 16 grains de monazite dont 14 ont été retenues pour le calcul des âges concordants (Tableau IV.7). Parmi ces analyses, aucune ne contient significativement du plomb commun.

La majorité des analyses se regroupe autour de 300 Ma le long de la concordia (Fig. IV.9a). Parmi les 14 analyses retenues, 5 analyses permettent de calculer un âge concordant à  $324 \pm 6\text{Ma}$  avec une valeur de MSWD de 3,2 (Fig. IV.9b) et 9 analyses concordantes fournissent un âge à  $304 \pm 2\text{Ma}$  avec un MSWD acceptable de 4 (Fig. IV.9c). Une analyse donne un âge plus précoce calculé à  $503 \pm 14\text{Ma}$  et une analyse fournit un âge à  $390 \pm 12\text{Ma}$  (Tableau IV.7) ; ces deux âges sont interprétés comme de l'héritage. Des âges

plus jeunes compris entre 286 et 294 Ma sont fournis par 5 analyses (Tableau IV.7). Comme pour l'échantillon BL1a, l'âge de 293 Ma est identifié. Sans analyse des compositions sur la monazite, il n'est pas possible d'affirmer si les âges plus jeunes correspondent bien à une population de monazite distincte ou à une perte en plomb radiogénique à partir des monazites datées à  $304 \pm 2\text{Ma}$ , d'autant plus que les âges calculés et les marges d'erreur sont relativement proches. L'hypothèse retenue est donc que les âges plus jeunes sont associés à une perte en plomb radiogénique sans pour autant l'affirmer.



**Figure IV.9 :** a) diagramme Tera-Wasserburg de l'ensemble des analyses de l'échantillon BL2e, b) diagramme isochrone Concordia de la population de monazite la plus âgée et c) diagramme isochrone Concordia de la population de monazite la plus jeune, pour l'échantillon BL2e.

#### I.4. Synthèse des âges obtenus sur zircon et monazite

Les analyses des grains de zircon de la granodiorite de Moulins ont donné un âge de  $344 \pm 2\text{Ma}$  interprété comme l'âge de sa mise en place.

Le granite de Sennely montre deux âges bien distincts : un premier de  $502 \pm 3\text{Ma}$  calculé à partir des analyses de zircon et un deuxième de  $334 \pm 4\text{Ma}$  calculé à partir de monazite. Le plus jeune âge est interprété comme l'âge de mise en place du granite de Sennely et l'âge le plus ancien comme un âge hérité.



Les âges calculés au sein du granite de Blancafort sont un peu plus disparates. Les datations effectuées sur zircon donnent deux âges à  $501 \pm 3\text{Ma}$  et  $477 \pm 4\text{Ma}$  et un âge plus jeune à  $283 \pm 6\text{Ma}$ . Les monazites des échantillons BL1a et BL2e fournissent des âges distincts plus jeunes :

- Deux âges à  $311 \pm 3\text{Ma}$  et  $293 \pm 3\text{Ma}$  pour l'échantillon BL1a
- Deux âges à  $324 \pm 6\text{Ma}$  et  $304 \pm 2\text{Ma}$  pour l'échantillon BL2e et éventuellement un âge proche de  $293 \text{ Ma}$  qui coïnciderait avec l'échantillon BL1a.

D'après ces analyses, les âges fournis par le zircon correspondraient à un âge hérité d'évènements cambro-ordoviciens ; ces âges sont recensés dans l'ensemble des roches granitiques des massifs varisques en France (Melleton, 2008).

La mise en place du granite BL2e serait datée par la monazite aux alentours de  $324\text{Ma}$ . Les déformations locales mises en évidence au sein de l'échantillon BL2e suggèrent que ce granite se met en place durant une phase de déformation. Le granite non déformé BL1a recouperait le granite BL2e lors de sa mise en place à  $311\text{Ma}$ .

Il est possible qu'un premier évènement thermique affecte la monazite de l'échantillon BL2e vers  $304\text{Ma}$ . L'âge d'un zircon à  $283\text{Ma}$  est cohérent avec l'âge obtenu à  $293\text{Ma}$  sur l'échantillon BL1a et probablement sur l'échantillon BL2e. Cet âge correspondrait à un évènement hydrothermal intervenant au Permien qui enrichirait la monazite en REE. Cette hypothèse d'un hydrothermalisme est étayée par la présence de la monazite au sein des veines à chlorite et pyrite.

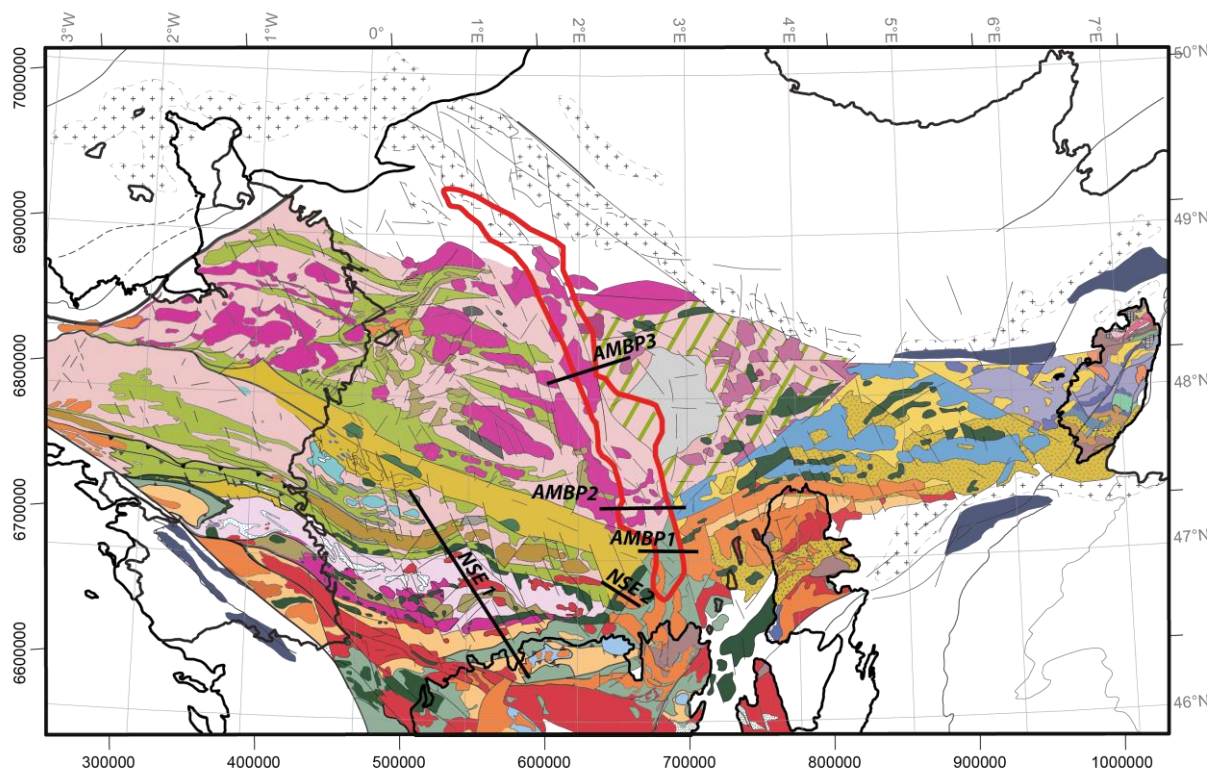
Echantillon	Lithologie	âges U/Pb zircon	Interprétation	âges U/Pb monazite	Interprétation
MO	Granodiorite	$344 \pm 2\text{Ma}$			
SE	Granite	$502 \pm 3\text{Ma}$	Héritage	$334 \pm 4\text{Ma}$	Mise en place
BL	Granite	$501 \pm 3\text{Ma}$ $477 \pm 4\text{Ma}$	Héritage		
BL2e	Granite déformé			$324 \pm 6\text{Ma}$	Mise en place syn à post tectonique
				$304 \pm 2\text{Ma}$	Hydrothermalisme
				293?	Hydrothermalisme
BL1a	Granite			$311 \pm 3\text{Ma}$	Mise en place - recoupe BL2e
				$293 \pm 3\text{Ma}$	Hydrothermalisme

**Tableau IV.8 :** Tableau récapitulatif des âges obtenus sur zircons et monazites des granites de Sennely et Blancafort et de la granodiorite de Moulins.

## II. Apport de la modélisation géophysique 2D

La modélisation géophysique est un outil performant pour proposer une hypothèse sur la géométrie des corps responsables des anomalies magnétiques et gravimétriques en profondeur. Elle permet de voir en coupe de manière détaillée comment se superposent les différentes unités. La modélisation 2D permet de calculer les anomalies magnétiques et gravimétriques induites par des objets géométriques en fonction de leur forme, de leur profondeur ainsi que des caractéristiques pétrophysiques qui leur sont attribuées. L'effet magnétique et gravimétrique généré par ces objets est calculé et comparé aux signaux mesurés. Ces objets sont ensuite interprétés comme des corps géologiques. Cependant, si aucune information extérieure ne vient contraindre le modèle, il existe théoriquement une infinité de modèles pouvant expliquer une anomalie. Pour cette raison, il est essentiel d'injecter dans la modélisation le maximum d'informations pour obtenir une modélisation aussi contrainte que possible. Les contraintes peuvent être de nature diverses : structurales, lithologiques, éléments de géométrie, de profondeur ou encore des caractéristiques pétrophysiques assignées à un corps. C'est pourquoi les cartes lithologiques constituent un point d'ancrage précieux pour la réalisation des profils de modélisation 2D suivant des hypothèses réalistes. Ces cartes contraignent les structures et les lithologies attendues en profondeur. En plus de ces cartes, les caractéristiques pétrophysiques déterminées sur le terrain contraignent les valeurs de susceptibilité magnétique et de densité attribuées aux corps modélisés.

Les modélisations 2D ont été réalisées le long de cinq profils (Fig. IV.10) afin de caractériser deux objets géologiques clés : deux profils recoupent la suture éo-varisque dans la partie SW du Bassin parisien et 3 profils recoupent l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP). Le choix s'est porté sur ces deux objets compte tenu de : i) leur importance dans l'histoire tectonique varisque, ii) la disponibilité des données contraignant la géologie du substratum tels que les forages ou les profils sismiques.



**Figure IV.10 :** Localisation des profils géophysiques modélisés. En fond : carte géologique du substratum du Bassin parisien, légende : voir Fig. II.

## II.1. Méthodologie

Les modélisations géophysiques 2D (c'est-à-dire en considérant une extension infinie des corps modélisés perpendiculairement aux profils) ont été réalisées de manière directe, avec le module GM-SYS<sup>®</sup> du logiciel Geosoft. Ce programme permet de calculer les réponses magnétiques et gravimétriques le long d'un profil géologique. Son interface permet de créer et de manipuler rapidement un objet géophysique tout observant sa réponse calculée et en ajustant sa concordance avec les réponses géophysiques mesurées. Ce module permet également de tester rapidement des alternatives possibles.

Les modélisations prennent en compte à la fois les anomalies magnétiques et gravimétriques. Cette démarche permet de contraindre les corps géologiques étant à l'origine de ces anomalies, en tenant compte à la fois, de leur susceptibilité magnétique, de leur densité ainsi que de leur environnement géologique.

Les modélisations sont calculées à partir de la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle prolongée à 600m et de la carte de l'anomalie de Bouguer. Pour chacun des profils, l'effet gravimétrique du Moho et des croûtes moyenne et inférieure est pris en compte. La profondeur du Moho est issue d'une compilation de données sismo/sismiques exhaustive

(Navarro 2005, *non publié*) et les interfaces croûte inférieure/croûte moyenne et croûte moyenne/croûte supérieure sont choisies subparallèles au Moho à des profondeurs moyennes de 25 km et 15 km (d'après Bitri *et al.*, 2003; Martelet *et al.*, 2004).

La profondeur du substratum appliquée dans les modèles correspond aux courbes isobathes de la base du Trias. Localement, la profondeur du substratum est basée sur l'interprétation des profils sismiques (Beccaletto *et al.*, 2015). La surface topographique est issue du MNT à 50 m de résolution de l'IGN. Dans chaque profil, l'effet de la couverture sédimentaire anté-Trias a été pris en compte. L'épaisseur de la couverture sédimentaire est déterminée grâce aux données de forage lorsque celles-ci sont disponibles ou simplement par l'épaisseur comprise entre la surface topographique et la profondeur du toit du Trias.

Afin d'éviter les effets de bord, les modèles ont été étendus aux extrémités des profils présentés d'au moins un tiers de leur emprise horizontale : cela pour prendre en compte l'effet géophysique des corps géologiques situés au-delà des extrémités des profils et qui influent de façon sensible sur les extrémités du modèle. Les susceptibilités magnétiques attribuées aux différents corps géologiques correspondent, pour chaque lithologie, aux moyennes des valeurs comprises dans les intervalles représentatifs (cf. chapitre 3). Les valeurs de densité ont parfois été légèrement augmentées au cas par cas, afin de corriger l'erreur des mesures liée à l'altération de certains échantillons.

## **II.2. Modélisations de la suture éo-varisque dans la partie SW du Bassin parisien**

La suture éo-varisque est représentée par la faille de Nort-sur-Erdre (NSE). Cette faille délimite la partie sud de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire composée essentiellement de sédiments briovériens et paléozoïques et par l'orthogneiss de Lanvaux. Cette faille délimite aussi la partie nord des micaschistes briovériens constituant la nappe des Mauges qui caractérisent la partie sommitale d'un empilement de nappes métamorphiques dont témoigne le complexe de Champtoceaux.

À l'affleurement, le complexe de Champtoceaux est imagé par le profil sismique Armor1 (Bitri *et al.*, 1997). Les interprétations de ce profil montrent une série de chevauchements vers le nord qui recoupe l'antiforme de Champtoceaux. Les modélisations gravimétriques confirment la structuration du complexe de Champtoceaux mise en évidence par le profil sismique Armor1 (Martelet *et al.*, 2004) et montrent l'enfouissement de ce complexe sous une épaisse série de micaschistes briovériens appartenant à la nappe des Mauges.

La première modélisation (profil NSE1) réalisée le long de la suture éo-varisque a pour but (i) d'investiguer l'allure des nappes métamorphiques sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien et (ii) de mieux comprendre les relations entre la nappe des Mauges et l'unité de Saint-Georges-sur-Loire.

L'objectif du deuxième profil (profil NSE2) est d'établir les relations entre les différents domaines géologiques armoricains dans une zone où la faille de NSE change brutalement de direction. Ce profil sert également à étayer les interprétations structurales concernant le tracé de la faille de NSE sous couverture dans ce secteur.

### II.2.a. Profil NSE 1

Le profil est réalisé le long d'une coupe orientée NW-SE sur une distance d'environ 160 km (Fig. IV.10). Pour ce modèle, la coupe géologique schématisée proposée par Baptiste *et al.*, (2016) sert de point d'ancrage géométrique et lithologique. Les distances sont données en km, 0 km correspondant à l'extrémité nord de la coupe.

Le profil de l'anomalie magnétique présente cinq pics positifs de courte longueur d'onde et d'intensité variable dont le maximum atteint une intensité de 80nT à 110 km (Fig. IV.11a). Le profil gravimétrique est hétérogène, la partie NW montre une intensité assez élevée de l'ordre de -10mgals jusqu'à 20 km, ensuite une forte anomalie négative localisée à 40 km atteint une intensité de -30 mgals. Cette anomalie négative est suivie d'une anomalie positive. (Fig. IV.11a). De 55 à 100 km, l'intensité du signal gravimétrique est légèrement croissante alors que l'intensité du signal magnétique est constante jusqu'à 90 km où elle augmente brutalement. Le maxima magnétique à 110 km est associé au maxima gravimétrique d'une intensité proche de 0 mgal (Fig. IV.11a). De 130 à 155 km, l'intensité du signal gravimétrique chute drastiquement après un replat de 120 à 130 km. Cette attitude du signal gravimétrique est associée à une intensité du signal magnétique constante proche de 0 nT (Fig. IV.11a). Les interprétations des coupes géophysiques et géologiques sont commentées du nord-ouest au sud-est :

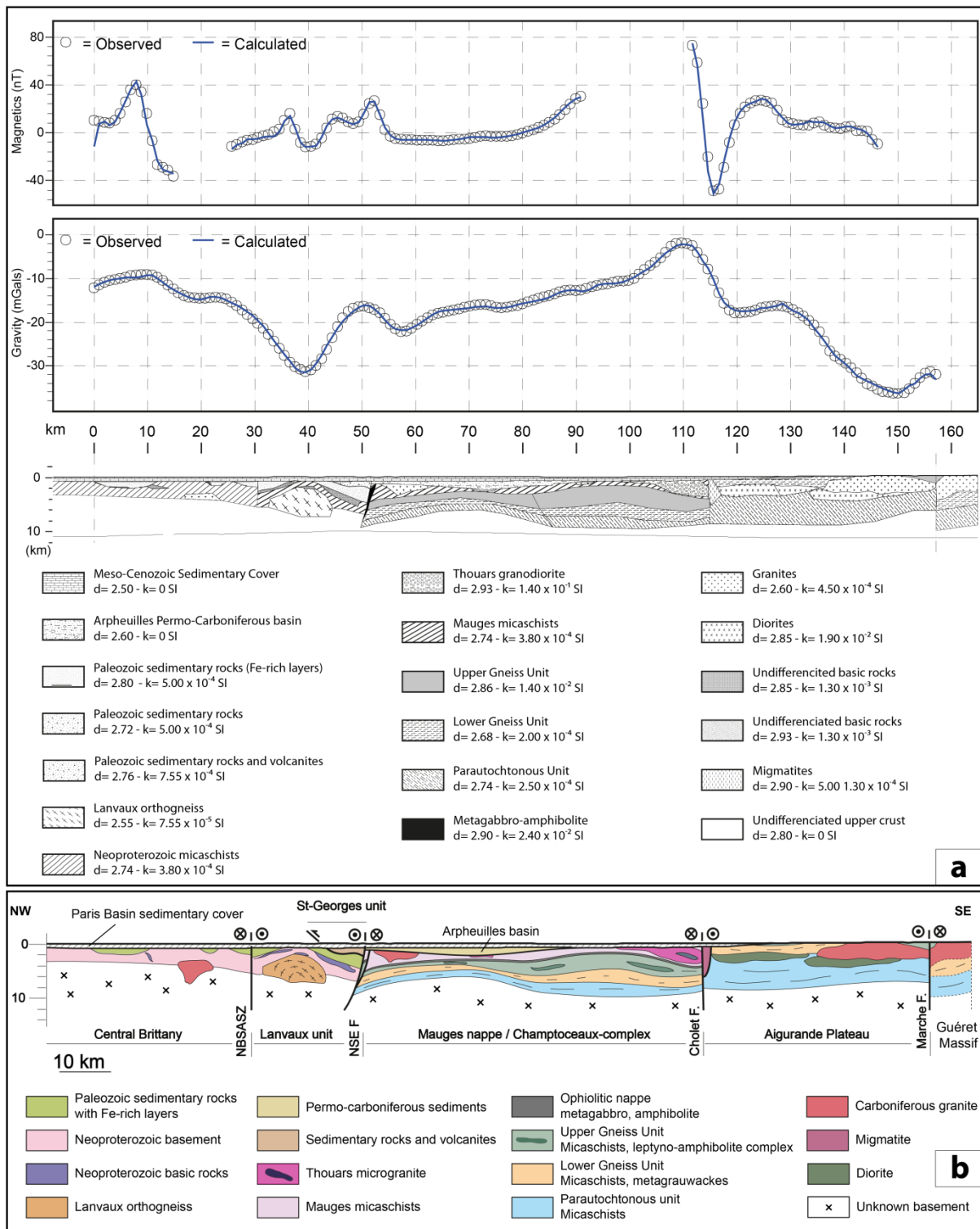
La première anomalie magnétique positive localisée à 5 km est de courte longueur d'onde et montre une intensité proche de 40nT (Fig. IV.11a). Cette anomalie est induite par des corps de forte susceptibilité magnétique localisés à une faible profondeur (Fig. IV.11a). Ces corps sont interprétés comme étant les niveaux de fer ordoviciens intercalés dans la série sédimentaire paléozoïque du domaine centre-armoricain (Fig. IV.11b). Au même endroit, le



signal gravimétrique est positif ; il montre une intensité de -10 mgals et est de plus grande longueur d'onde, il est donc relié à des variations de densité plus profondes du substratum (Fig. IV.11a). La seule présence des micaschistes briovériens d'une densité de 2,74 ne permet pas d'expliquer cette anomalie gravimétrique ; qui peut être expliquée par la présence d'un corps plus dense situé sous les sédiments briovériens. Il est donc probable que dans le domaine nord-armoricain, l'épaisseur des sédiments briovériens et paléozoïques soit d'environ 3 km et que la remontée de la croûte supérieure plus dense (2,80) soit à l'origine du fort signal gravimétrique (Fig. IV.11a ; b).

Entre 30 et 45 km, le signal de l'anomalie magnétique montre un pic positif de courte longueur d'onde qui est associé à une anomalie gravimétrique fortement négative (Fig. IV.11a). Ces anomalies correspondent à des sources différentes ; l'anomalie gravimétrique négative étant générée par un corps profond de faible densité alors que les anomalies magnétiques sont créées par des corps de petite taille localisés à une profondeur plus superficielle (Fig. IV.11a). Les sédiments néoprotérozoïques et paléozoïques seuls ne peuvent expliquer ces anomalies. Le corps peu dense correspondrait à l'orthogneiss de Lanvaux dont la faible densité de 2,55 pourrait générer l'anomalie gravimétrique. Les corps magnétiques sont interprétés comme étant des roches basiques intercalées dans les sédiments briovériens de l'unité de Lanvaux (Fig. IV.11b). Même denses, ces corps n'influencent que très peu le signal gravimétrique.

De 45 à 55 km, deux pics magnétiques positifs et successifs de courte longueur d'onde sont associés à une anomalie gravimétrique de longueur d'onde moyenne (Fig. IV.11a). Le premier pic magnétique est très certainement induit par un corps basique intercalé dans la série briovérienne. Le deuxième pic est provoqué par un corps fortement magnétique, étroit et situé à une profondeur assez faible. L'anomalie gravimétrique est induite par une source dense et peu profonde (Fig. IV.11a). Le fort signal gravimétrique et magnétique pourrait être expliqué par la présence d'un corps basique, mis en évidence par la carte géologique (Fig. IV.10), bordant la faille de NSE qui serait légèrement inclinée vers le nord. Ce corps basique est interprété comme étant un fragment de la nappe ophiolitique de l'unité supérieure des gneiss (USG), constitué de métagabbro et d'amphibolite (Fig. IV.11b). Toutefois, ce corps ne permet pas d'expliquer la totalité du signal gravimétrique.



**Figure IV.11** : Profil NSE 1 : **a**) Coupe géophysique réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques, **b**) Coupe géologique interprétative.

Il est probable que le signal gravimétrique soit également induit par le bassin de Saint-George-sur-Loire dans lequel des roches basiques sont également reconnues (Cavet *et al.*,

1986; Dubreuil, 1986; Cartier et Faure, 2004) (Fig. IV.11a ; b). L'anomalie gravimétrique négative à 55 km est générée par un corps granitique de faible densité (Fig. IV.11a ; b).

De 60 à 90 km, le signal magnétique est homogène et son intensité est proche de 0 nT (Fig. IV.11a) ; à partir de 90 km, le signal magnétique augmente brutalement. Le signal gravimétrique est légèrement croissant vers le SE et montre quelques irrégularités. Cette légère augmentation du signal gravimétrique suggère que le corps responsable de l'anomalie se rapproche de la surface ou s'épaissit vers le SE. Dans ce secteur, la forte densité de l'USG est considérée comme la plus influente sur le signal gravimétrique (Fig. IV.11a). Cette nappe porte également le signal magnétique. L'effet combiné du rapprochement de la surface de l'USG et de son épaississement vers le SE explique l'attitude des signaux magnétiques et gravimétriques (Fig. IV.11a). Les hétérogénéités de courte longueur d'onde dans le signal gravimétrique (Fig. IV.11a) sont principalement provoquées par les variations d'épaisseur du bassin stéphano-permien d'Arpheuilles (Fig. IV.11b) dont la géométrie et l'épaisseur sont issues de l'interprétation des profils sismiques (Beccaletto *et al.*, 2015).

Entre la faille de NSE et la faille de Cholet, les nappes métamorphiques décrivent une succession d'antiformes et de synformes de faible amplitude (Fig. IV.11b). Ces nappes montrent également un enfouissement vers le nord jusqu'à la faille de NSE et plutôt une remontée vers le sud. Dans ce modèle, la nappe des Mauges a une épaisseur de l'ordre de 2 à 4 km (Fig. IV.11b). Cette épaisseur est plus vraisemblable et mieux contrainte que l'épaisseur de 10 km proposée dans les modélisations gravimétriques antérieures (Martelet *et al.*, 2004).

Ensuite, à partir de 100 km, l'augmentation des intensités des signaux magnétiques et gravimétriques se traduit par des anomalies positives (Fig. IV.11a). Ces anomalies sont de courte longueur d'onde suggérant la présence d'un corps à la fois dense et magnétique à proximité de la surface du substratum (Fig. IV.11a). Ces anomalies sont interprétées comme étant provoquées par le magmatisme bimodal du massif de Thouars (Fig. IV.11b). À l'est, la granodiorite de Thouars est limitée par la faille de Cholet.

Au sud-est de la faille de Cholet, à partir de 110 km, le signal magnétique montre une anomalie de courte longueur d'onde associée à une anomalie gravimétrique positive de courte longueur d'onde également (Fig. IV.11a). Ces anomalies ne peuvent s'expliquer que par la présence d'un corps dont la susceptibilité magnétique et la densité sont simultanément élevées. Un peu plus au sud-est, l'intensité du signal magnétique est constante alors que l'intensité du signal gravimétrique chute brutalement décrivant une forte anomalie négative (Fig. IV.11a).

Par conséquent, le corps magnétique dense est associé à un corps dont la densité est beaucoup plus faible et dont l'épaisseur ainsi que l'extension latérale sont importantes (Fig. IV.11a). Toutefois, sa prolongation vers le sud-est est nécessaire pour conserver une intensité du signal magnétique constante (Fig. IV.11a). Dans ce secteur, l'épaisseur de l'USG est trop faible pour expliquer les anomalies magnétiques et gravimétriques positives.

Au sein du plateau d'Aigurande, les corps magnétiques et denses sont interprétés comme étant un corps dioritique subhorizontal, c'est-à-dire laccolithique, localisé à l'interface entre l'unité para-autochtone et l'unité inférieure des gneiss (UIG) (Fig. IV.11b). L'anomalie gravimétrique négative est générée par le pluton granitique carbonifère de Crozant (Fig. IV.11b). Il est envisageable que les diorites soient présentes sous le pluton granitique (Fig. IV.11b) : ceci expliquerait à la fois l'anomalie magnétique positive et l'anomalie gravimétrique négative. Le sous-plaquage des granites par des diorites est décrit dans les modélisations réalisées dans le massif de Montmarault (Joly *et al.*, 2008).

## II.2.b. Profil NSE 2

Le profil NSE 2 est une coupe d'environ 32 km traversant la suture éo-varisque (Fig. IV.10). Dans les descriptions suivantes, la distance de 0 km correspond au NW de la coupe. Dans ce secteur, la faille de NSE passe d'une direction globalement E-W à une direction NE-SW. Ici, la coupe géophysique a pour but d'imager cette zone clé pour aider à la compréhension des relations entre les unités armoricaines et les structures associées à l'AMBP.

Selon la carte géologique (Fig. IV.10), la faille de NSE met en contact les lithologies sédimentaires de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire avec les terrains métamorphiques appartenant à l'USG. Des corps de roches basiques parallèles à la faille de NSE sont aussi présents. Vers le SE, des granites orientés N-S recoupent l'USG (Fig. IV.10).

Le profil de l'anomalie magnétique montre une anomalie positive dissymétrique de forte intensité (environ 45 nT) localisée autour de 18 km (Fig. IV.12). Les intensités magnétiques chutent fortement vers le NW alors que cette diminution est plus progressive vers le SE (Fig. IV.12). Le profil gravimétrique montre une anomalie positive dont l'intensité atteint environ -12 mgals à 12 km (Fig. IV.12). L'intensité du signal gravimétrique chute fortement vers le NW, à l'égal du signal magnétique (Fig. IV.12). Vers le NW, de 20 à 30 km, le signal gravimétrique est hétérogène et montre une succession d'anomalies positives et négatives de faible amplitude (Fig. IV.12).

Le long de cette coupe, le bassin stéphano-permien de Contres a été modélisé (Fig. IV.11). Les données utilisées pour tracer ce bassin sont issues de Beccaletto *et al.*, (2015).

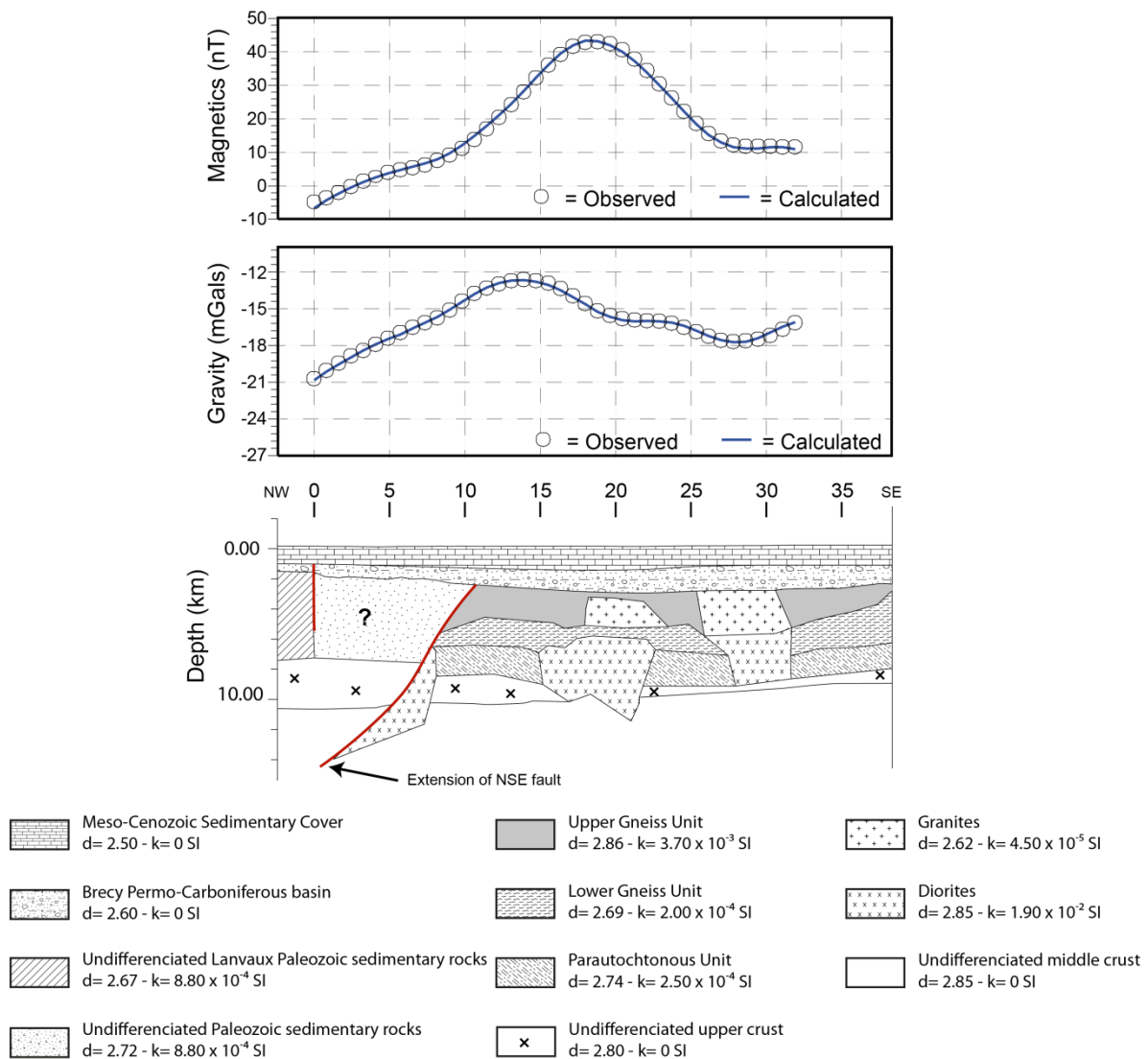
L'anomalie magnétique de grande longueur d'onde implique la présence d'un corps possédant une forte susceptibilité magnétique situé à une profondeur plutôt importante. Au vu de l'extension des structures modélisées précédemment (Fig. IV.11), les seuls corps géologiques dont la valeur de susceptibilité magnétique pourrait expliquer cette anomalie sont : la nappe ophiolitique constituée de métagabbro et d'amphibolite, la granodiorite de Thouars, les niveaux de fer ordoviciens ou encore des diorites. D'un point de vue structural, le profil NSE 2 se situe entre l'extension supposée de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et de Lanvaux et l'extension vers le nord du Plateau d'Aigurande (Fig. IV.10). La nappe ophiolitique présente au sein du complexe de Champtoceaux n'est pas présente au sein du Massif central ; les niveaux de fer paléozoïques ne sont présents qu'au sein du domaine centre-armoricain dont l'extension se termine plus à l'ouest (limité par l'extension de la branche nord du cisaillement sud armoricain plus à l'ouest) ; la granodiorite de Thouars recoupe la nappe des Mauges qui n'est pas décrite au sein du Massif central. Par conséquent, l'anomalie magnétique est vraisemblablement expliquée par la présence de diorites localisées en profondeur, au SE de la faille de NSE (Fig. IV.12). La coupe géophysique montre un pluton de diorite dont le sommet est à environ 5,7 km de profondeur sur une largeur d'environ 7,3 km et une épaisseur maximum de 5,8 km (Fig. IV.12).

L'anomalie gravimétrique positive est de grande longueur d'onde (Fig. IV.12). La carte lithologique du substratum indique la présence de l'USG ainsi que de corps granitiques. La densité de 2.86 de l'USG permet d'expliquer la plus grande longueur d'onde positive de l'anomalie gravimétrique (Fig. IV.12). Les anomalies gravimétriques négatives, locales, s'expliquent par la présence de corps granitiques intrusifs dans les formations métamorphiques (Fig. IV.12). La succession d'anomalies gravimétriques positives et négatives s'explique donc par la présence de l'USG dans laquelle des granites sont intrusifs. Ces granites sont localement sous plaqués par des diorites comme c'est le cas pour le Plateau d'Aigurande et le Massif de Montmarault (Fig. IV.12).

Vers le NW, le contact entre les unités de Saint-Georges-sur-Loire et de Lanvaux et des nappes métamorphiques est incliné vers l'ouest. Ce contact correspond à la trace cartographique de la faille de NSE (Fig. IV.12). Un pluton de diorite permet d'expliquer le léger ressaut de l'anomalie magnétique vers le NW (Fig. IV.12). Vers le SE, la succession des



nappes métamorphiques s'arrête contre les granites sub-verticaux qui correspondent à l'extension vers le nord des plutons granitiques de Montmarault.



**Figure IV.12 :** Profil NSE 2 : Coupe géophysique réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques.

### II.2.c. Synthèse des coupes géophysiques NSE 1 et NSE 2

Cette modélisation permet de montrer que :

- Les sédiments néoprotérozoïques et paléozoïques dans le domaine centre-armoricain ont une épaisseur n'excédant pas 4 km.

- Le bassin de Saint-Georges-sur-Loire est relativement moins épais que les coupes proposées sur la base des données affleurantes (Cartier *et al.*, 2004 ; Ducassou *et al.*, 2011). Il semblerait que ce bassin se referme vers l'est.
- La faille de NSE est bordée par des roches basiques qui peuvent être interprétées comme des métagabbros à l'ouest et des diorites à l'est. La présence de roches basiques le long de cette faille suggère qu'elle constitue une suture.
- La faille de NSE montre un léger pendage vers le nord qui s'incline davantage vers l'est où la faille prend une direction NE-SW.
- Le profil NSE 2 témoigne de l'absence de la nappe des Mauges au nord de la faille de NSE. La nappe des Mauges n'est donc pas présente dans la partie est du Bassin parisien.
- Le plateau d'Aigurande est un antiforme recoupé par des granites carbonifères et des diorites subhorizontales. Ces dernières sont présentes au sein de l'unité para-autochtone ainsi qu'en dessous des leucogranites.

### **II.3. Modélisation de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP)**

#### II.3.a. Description générale de l'anomalie

Située en plein coeur du Bassin parisien, l'AMBP est une anomalie magnétique d'intensité élevée (Rothe, 1930; Le Mouël, 1969) localisée le long d'une étroite bande qui s'étend du nord au sud sur environ 600 km. Plusieurs hypothèses sur la nature de la source de l'AMBP ont été proposées : des roches basiques à ultrabasiques mises en place le long d'une discontinuité crustale (Gérard et Weber, 1971; Mégnien, 1971; Weber, 1973b; Bayer *et al.*, 1987), des roches basiques d'âge Dévonien mises place durant un épisode de rift avorté (Autran *et al.*, 1986), des formations de fer rubané (Banded Iron Formation ; Galdeano et Guillon, 1985) ou encore des roches basiques horizontales (Matte et Hirn, 1988). Cette anomalie a aussi été interprétée comme une structure pré-varisque (Dupis *et al.*, 1990; Pham *et al.*, 2000) ou encore des roches basiques mises en place le long d'une discontinuité transtensive ouverte lors d'une phase compressive de direction NNW-SSE (Edel et Weber, 1995). Une autre hypothèse suggère que l'AMBP représenterait la trace d'une faille transformante au sein de l'océan Rhéique (Faure *et al.*, 1997). Une hypothèse émise postérieurement au forage de Couy suggère qu'une partie de l'anomalie magnétique pourrait être provoquée par la présence de pyrrhotite au sein du complexe leptyno-amphibolitique de l'unité supérieure des gneiss (Guillen *et al.*, 1990).

De nouvelles données géophysiques de haute résolution sont désormais disponibles. Le schéma structural ainsi que les cartes lithologiques actualisées du substratum du Bassin parisien permettent de mieux comprendre l'environnement géologique dans lequel se situe cette anomalie. De plus, les concepts géologiques ont nettement évolué. C'est pourquoi nous proposons de nouvelles modélisations qui réactualisent les hypothèses quant à la nature, le mode de mise en place et le rôle de l'AMBP dans l'évolution du substratum du Bassin parisien.

Trois coupes géophysiques sont ainsi proposées (Fig. IV.10). Le premier profil, qui passe par le forage de Couy, sert de test pour la caractérisation pétrophysique du corps susceptible d'être responsable de l'AMBP. Il est également utilisé pour contraindre la densité de ce corps et déterminer son influence sur l'anomalie gravimétrique. Les deux autres profils serviront à valider le premier profil, tester les caractéristiques pétrophysiques et caractériser latéralement le corps magnétique.

### II.3.b. Le profil AMBP 1 : première approche

Malgré le fait qu'il n'apporte pas d'information sur la nature de la source de l'AMBP, le forage de Sancerre-Couy constitue un niveau de contrainte. En effet, ce forage montre que la source de l'anomalie ne peut se situer qu'à une profondeur supérieure à 3500m à partir du niveau topographique. De plus, le forage confirme la présence du groupe leptyno-amphibolitique appartenant à l'USG.

D'après les modélisations précédentes et les données de forage, il est possible de dire :

- Le toit du corps responsable de l'anomalie magnétique se situe à une profondeur supérieure à 3,5 km.
- La valeur de susceptibilité magnétique de 0.017 SI attribuée à la source de l'AMBP par Autran *et al.*, (1986) est trop faible car le corps magnétique modélisé doit se situer à une profondeur inférieure à 3500 m.
- L'anomalie magnétique implique un volume de roches magnétiques très important et profond.

La profondeur limite est définie lorsque la température de Curie est atteinte, c'est-à-dire à la profondeur à laquelle l'aimantation des minéraux magnétiques devient nulle. La magnétite est le principal minéral porteur de l'aimantation et son point de Curie est atteint aux environs de 580°C. En considérant un gradient thermique normal actuel de 30°C/km pour le

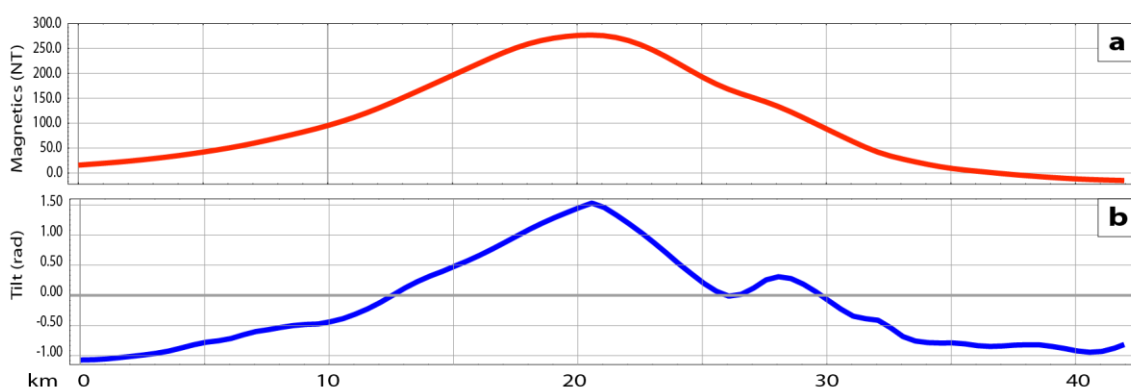
Bassin parisien, le point de Curie devrait être atteint aux environs de 20 km de profondeur. Il est donc supposé que le corps responsable de l'anomalie magnétique se situe entre 3,5 km et 20 km.

En étudiant la forme de l'anomalie ainsi que les formes des signaux après application de différents opérateurs, il est possible d'appréhender une géométrie préliminaire ainsi qu'une probable délimitation des sources. Ainsi, l'anomalie magnétique réduite au pôle et prolongée à 600 m (Fig. IV.13a) montre :

- Un maxima relativement élevé à 276.7 nT,
- Une légère dissymétrie par rapport à son maxima, la pente ouest étant légèrement plus redressée que la pente est,
- La longueur d'onde atteinte par le maxima de l'anomalie est assez faible, ce qui suggère une aspérité au toit de la source,
- Un léger ressaut vers l'est suggérant soit une deuxième source soit une remontée vers la surface de la source.

La courbe du tilt derivative (Fig. IV.13b) montre quant à elle :

- une très légère dissymétrie du signal principal suggérant un bloc incliné vers l'ouest,
- deux pics dont les valeurs sont supérieures à 0 : le premier, à l'ouest, recoupe la valeur 0 à 12.5 km et recoupe très légèrement la valeur 0 à 25.75 km,
- le deuxième pic recoupe la valeur 0 à 29.5 km suggérant la présence d'une deuxième source relativement proche de la première.



**Figure IV.13 :** Profil AMBP 1 : a) Anomalie magnétique réduite au pôle de l'AMBP et b) Tilt derivative de l'AMBP. Localisation du profil Fig. IV.10.

Notre première modélisation du corps à l'origine de l'AMBP a été réalisée avec une susceptibilité magnétique de 0,017 SI, comme l'avaient utilisé Autran *et al.*, (1986). Sans

surprise, cette susceptibilité est trop faible pour générer une anomalie suffisante lorsque le toit du corps magnétique est situé à une profondeur supérieure à 3500 m.

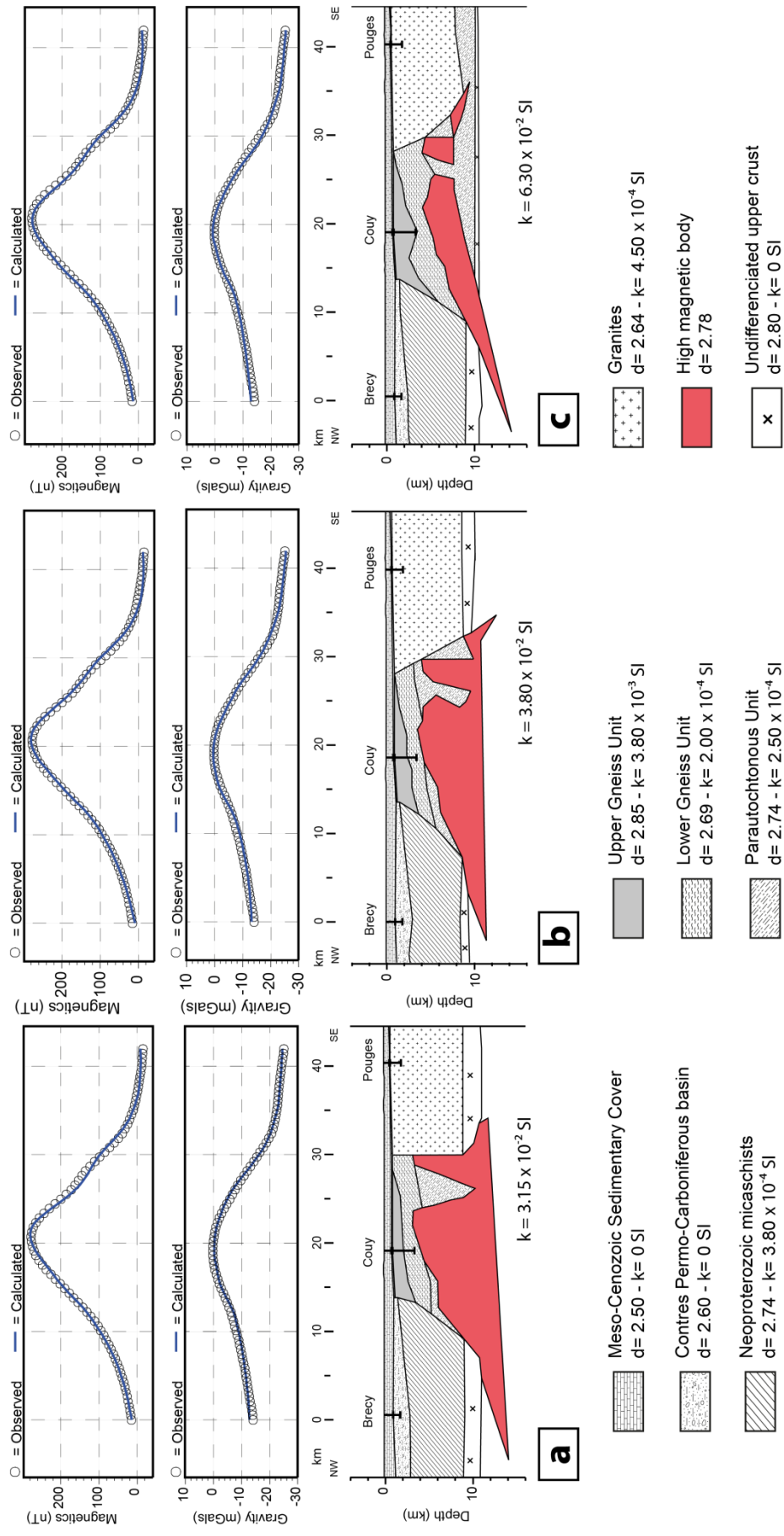
D'autres tests ont été réalisés ensuite afin de déterminer la valeur de base pour laquelle un corps magnétique générera une anomalie assez forte à une profondeur inférieure à 3500 m. Parmi ces tests, trois valeurs de susceptibilité magnétique ont été retenues pour le profil 1 : 0,0315 SI, 0,038 SI et 0,063 SI : ces valeurs représentent les bornes de la gamme de susceptibilités magnétiques pouvant être affectées au corps magnétique ainsi qu'une valeur intermédiaire (0,038 SI).

La valeur de 0,0315 SI a été attribuée au corps magnétique uniquement dans le profil AMBP 1. Cette valeur est encore légèrement trop faible pour expliquer l'anomalie magnétique car avec cette susceptibilité magnétique, le toit du corps ne se situe pas en dessous de 3500 m de profondeur. Toutefois, ce modèle sert de comparaison avec les autres modèles. Le but ici est de se rendre compte de l'évolution de la géométrie, de la profondeur ainsi que de l'épaisseur de ce corps magnétique en fonction des susceptibilités magnétiques qui lui sont attribuées.

La première coupe géophysique réalisée avec une susceptibilité magnétique de 0,0315 SI (pour le corps magnétique) révèle un corps principal dont le toit, situé à une profondeur de 3300 m, d'une épaisseur d'environ 8000 m et d'une largeur de 30000 m. (Fig. IV.14a). La légère dissymétrie du signal magnétique est bien reliée au fait que le toit du corps soit incliné vers l'ouest (Fig. IV.14a).

Vers l'est, à environ 30 km (0 km étant le début de la coupe à l'ouest), l'anomalie magnétique ainsi que le tilt derivative montrent un léger ressaut positif (Fig. IV.13). Ce ressaut est interprété comme résultant d'une deuxième source située à proximité du corps principal. Nous proposons que cette source soit une aspérité verticale du corps principal (Fig. IV.14a). De fait, ce corps est séparé dans sa partie supérieure du corps principal entre 24 et 29 km (Fig. IV.14a). Cette proposition est la plus adaptée pour calculer un signal magnétique se rapprochant au mieux du signal magnétique mesuré.





**Figure IV.14 :** Coupes géophysiques de l'AMBP réalisées à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques le long du profil AMBP 1 en attribuant différentes susceptibilités magnétiques (au corps magnétique) : **a)** 0.0315 SI, **b)** 0.038 SI et **c)** 0.063 SI.

La deuxième coupe géophysique a été calculée en attribuant une susceptibilité magnétique de 0.038 SI (Fig. IV.14b). Ce modèle montre un corps d'une largeur de 37 km et d'une épaisseur d'environ 7000 m. La profondeur minimale du toit de ce corps serait de 3430 m ; profondeur atteinte quelques kilomètres à l'est du forage de Couy (Fig. IV.14b). Comme pour le premier modèle, un deuxième corps sub-vertical serait présent aux côtés du corps principal. Ce corps, d'une emprise inférieure, est nécessaire pour expliquer le léger ressaut de l'anomalie magnétique vers l'est. Le toit de ce corps est atteint à une profondeur d'environ 3870 m (Fig. IV.14b).

Dans ce modèle, l'épaisseur attribuée à l'USG n'est pas assez importante pour atteindre la base du forage de Couy (Fig. IV.14b), par conséquent, soit la susceptibilité magnétique est trop faible soit la densité affectée à l'USG est trop forte pour une épaisseur de plus de 2000 m.

La troisième coupe a été réalisée avec un corps magnétique dont la susceptibilité magnétique est de 0.063 SI (Fig. IV.14c). La géométrie, la profondeur et l'épaisseur du corps diffèrent des deux autres modèles. Ce profil montre un corps arqué, incliné vers l'ouest, qui se redresse progressivement au centre du profil puis s'incline vers l'est (Fig. IV.14c). Le toit du corps se situe à une profondeur minimale de 4000 m et présente une épaisseur pouvant atteindre 5000 m (Fig. IV.14c). Pour cette susceptibilité magnétique, la base du corps magnétique n'est plus subhorizontale mais inclinée vers l'ouest (Fig. IV.14c). Le corps subvertical, modélisé à l'est dans les profils précédent, laisse place à un corps plus étroit et moins épais, dont le toit est situé à une profondeur de 3950 m et dont la base se situe aux environs de 8000 m de profondeur (Fig. IV.14c).

Dans les trois coupes, le profil de l'anomalie gravimétrique montre une anomalie positive localisée au même endroit que le maxima de l'anomalie magnétique. Cette anomalie gravimétrique a une intensité proche de 0 mgal et est de plus courte longueur d'onde que l'anomalie magnétique du corps principal (Fig. IV.14).

Deux hypothèses sont possibles : i) le corps magnétique est très dense et possède donc une influence importante sur le signal gravimétrique et ii) l'USG contribue largement au signal gravimétrique. Le long de cette coupe géophysique, la carte géologique indique la présence de l'USG qui se retrouve dans le forage de Couy. La moyenne des densités mesurées

sur les lithologies constituant l'USG dans ce forage est de 2,86. Cette valeur de densité est cohérente avec les mesures effectuées sur l'USG dans la partie sud du Massif armoricain et dans le Massif central (chapitre 3). La première hypothèse (i) implique que la source de l'AMBP possède une densité supérieure à 2,86 alors que la deuxième (ii) suggère que sa densité est inférieure à 2,86.

La longueur d'onde de l'anomalie gravimétrique suggère que la source est située à faible profondeur. Le forage de Couy indique une épaisseur d'environ 2000 m de lithologies constituant l'USG. L'USG permet donc ici d'expliquer la forte anomalie gravimétrique. Toutefois, les 2000 m affectés à l'USG avec une densité de 2,86 génèrent une anomalie trop importante. Par conséquent, il convient d'affecter une densité beaucoup plus faible à l'AMBP pour diminuer le signal gravimétrique impliqué par l'USG. Il s'avère que plus la densité du corps magnétique sera forte, plus la profondeur du corps sera importante et donc la valeur de susceptibilité magnétique devra être augmentée.

D'après nos différents tests, la densité du corps constituant l'AMBP peut être comprise entre 2,76 et 2,80 pour respecter les signaux gravimétrique et magnétique mesurés avec la susceptibilité magnétique choisie. La densité moyenne de 2,78 a été choisie comme meilleur compromis entre la profondeur, l'épaisseur ainsi que la susceptibilité magnétique du corps responsable de l'AMBP.

La diminution de l'intensité du signal gravimétrique à l'ouest du profil est générée par une lithologie moyennement dense (Fig. IV.14). D'après la carte géologique et les caractéristiques pétrophysiques attribuées, cette lithologie est interprétée comme correspondant aux sédiments briovériens et paléozoïques (Fig. IV.14). Le contact entre les lithologies sédimentaires et les nappes métamorphiques est incliné vers le NW (Fig. IV.14). D'après la carte structurale, ce contact correspond à la trace de la faille de NSE. Il est envisageable que cet accident affecte le corps magnétique.

Vers le SE, la diminution importante de l'intensité du signal gravimétrique est reliée à la présence de corps peu denses interprétés comme étant les granites du Morvan. Le contact entre les nappes métamorphiques et les granites est vertical pour la première coupe (Fig. IV.14a) et incliné vers l'est pour la deuxième (Fig. IV.14b) et troisième coupe (Fig. IV.14c).

Dans la troisième coupe (Fig. IV.14c), l'épaisseur de lithologie peu dense attribuée aux granites ne permet plus d'expliquer l'anomalie gravimétrique à l'est. La présence de terrains métamorphiques pouvant être l'unité du para-autochtone sous les granites est

envisagée (Fig. IV.14c). Dans cette troisième coupe, l'épaisseur de l'USG est conforme aux données du forage de Couy (Fig. IV.14c).

Les trois modèles réalisés le long du profil AMBP 1 montrent globalement la même structure, à savoir :

- un corps principal de l'AMBP vers l'ouest et un corps plus étroit et sub-vertical vers l'est,
- la surface modélisant le toit du corps de l'AMBP est inclinée vers l'ouest,
- une extension horizontale du corps de l'AMBP d'environ 30 km ainsi qu'une épaisseur comprise entre 5000 à 8000 m selon les susceptibilités magnétiques attribuées,
- deux structures (failles) majeures séparant les nappes métamorphiques des terrains sédimentaires à l'ouest, et des plutons granitiques à l'est.

Il apparaît clairement dans cette coupe que la densité attribuée au corps magnétique de l'AMBP dépend directement de l'épaisseur de l'USG. Plus cette épaisseur sera importante, moins la densité du corps magnétique sera forte. Or, plus la densité du corps magnétique sera forte, plus sa profondeur devra être élevée et donc sa susceptibilité magnétique devra être augmentée.

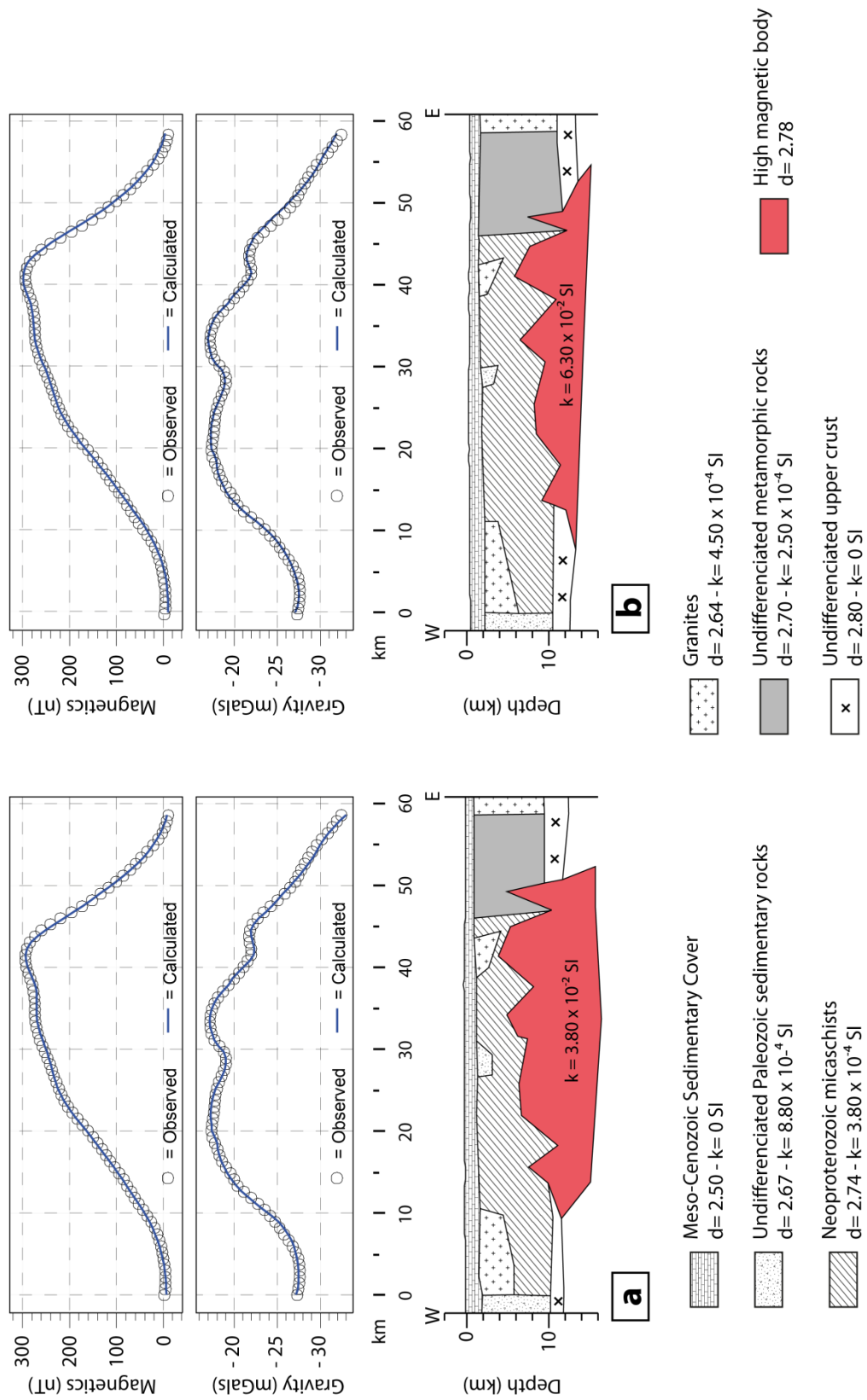
Pour ces modèles, la densité de 2,78 est retenue. Cette valeur est un bon compromis pour calculer l'effet de la densité du corps magnétique tout en conservant une susceptibilité magnétique réaliste.

Au travers de ces modèles, nous retiendrons les deux susceptibilités magnétiques les plus élevées pour réaliser les modélisations le long des deux autres profils à savoir 0,038 SI et 0,063 SI ; la susceptibilité magnétique de 0,0315 SI étant trop faible.

### II.3.c. Le profil AMBP 2

Le signal magnétique de très grande longueur d'onde de l'AMBP est surmonté de trois pics positifs de plus courte longueur d'onde dont le principal atteint 300 nT à 42 km (Fig. IV.15). Ce maximum peut correspondre à l'endroit où la source de l'anomalie magnétique est la moins profonde. L'anomalie gravimétrique est plus hétérogène et montre une alternance de signaux positifs et négatifs. Deux modèles de la source de l'AMBP sont proposés : un premier

modèle où la susceptibilité magnétique de 0.038 SI (Fig. IV.15a) est attribuée au corps magnétique et un deuxième où la susceptibilité magnétique est de 0.063 SI (Fig. IV.15a).





**Figure IV.15** : Coupe géophysique de l'AMBP réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques le long du profil AMBP 2 en attribuant différentes susceptibilités magnétiques (au corps magnétique) : **a)** 0.038 SI et **b)** 0.063 SI.

Dans les deux coupes géophysiques, la géométrie du corps responsable de l'anomalie magnétique de grande longueur d'onde est sensiblement la même (Fig. IV.15a ; b). Ce corps montre une succession de cinq aspérités (pics) qui remontent la source de l'anomalie vers la surface. Les seules différences entre les deux profils proposés se rapportent à l'épaisseur et la profondeur du corps magnétique : dans le premier profil, le toit du corps est localisé à une profondeur minimale de 4 km et montre une épaisseur maximale d'environ 12000 m (Fig. IV.15a) alors qu'il serait localisé à 5300 m dans le deuxième profil avec une épaisseur maximale de 9200 m (Fig. IV.15b).

Contrairement au profil AMBP 1, l'anomalie gravimétrique positive n'est pas corrélée à l'anomalie magnétique positive (Fig. IV.15). Même si peu d'informations lithologiques sont disponibles dans ce secteur, il serait envisageable que le signal gravimétrique soit principalement influencé par la densité de 2.74 des sédiments briovériens. Les anomalies gravimétriques négatives seraient induites par la présence locale des sédiments paléozoïques ainsi que par des granites intrusifs dans les séries briovériennes (Fig. IV.15).

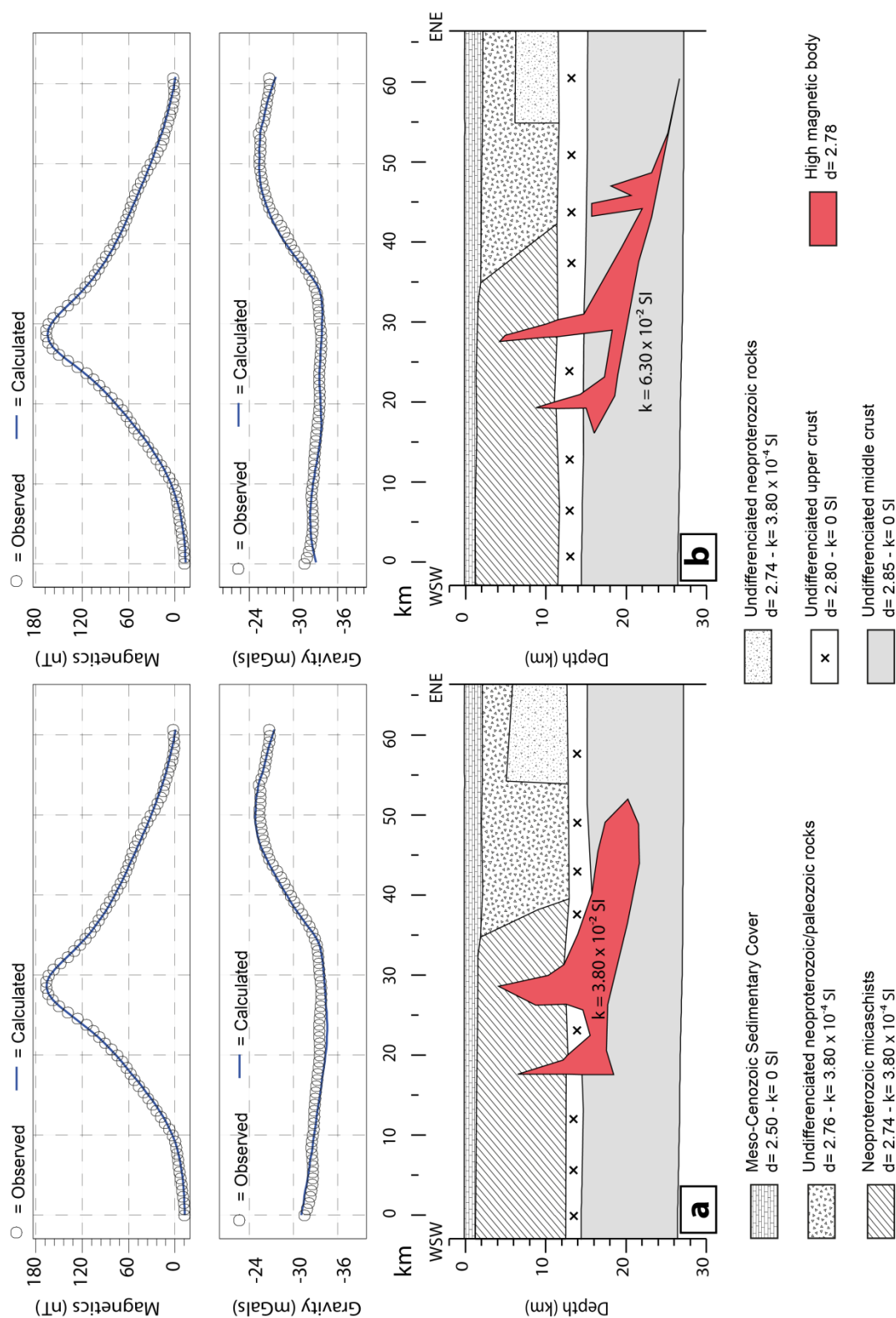
Vers l'est, l'intensité du signal gravimétrique chute, tout en montrant un ressaut à 45 km (Fig. IV.15). Ce ressaut s'explique par une discontinuité entre les lithologies briovériennes et les terrains métamorphiques indifférenciés qui appartiennent au bloc Morvan-Vosges (Fig. IV.15). Plus à l'est, le corps granitique expliquant la diminution du signal correspond au granite d'Avallon.

#### II.3.d. Le profil AMBP 3

Le signal magnétique montre un maximum positif, étroit, d'une intensité proche de 180 nT à 45 km (Fig. IV.16). Un léger ressaut positif est présent vers l'est du profil. Le profil gravimétrique est plat et homogène de 0 à 35 km (Fig. IV.16). À partir de 35 km, l'anomalie gravimétrique devient positive et de moyenne longueur d'onde. Dans cette coupe, l'anomalie magnétique positive n'est pas corrélée à l'anomalie gravimétrique positive (Fig. IV.16).

Les deux modélisations (Fig. IV.16), réalisées suivant les mêmes hypothèses de susceptibilité magnétique que précédemment, montrent des géométries du corps magnétique de l'AMBP différentes. La première coupe montre un corps subhorizontal qui s'étend sur

environ 30 km (Fig. IV.16a). Ce corps est limité à l'ouest par une structure verticale. Dans l'ensemble, le corps magnétique est légèrement incliné vers l'est (Fig. IV.16a).



**Figure IV.16 :** Coupes géophysiques de l'AMBP réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques le long du profil AMBP 3 en attribuant différentes susceptibilités magnétiques (au corps magnétique) : **a)** 0.038 SI et **b)** 0.063 SI.

Le corps magnétique montre une aspérité majeure qui contraint la forme très étroite de l'anomalie magnétique (Fig. IV.16). La profondeur du toit de cette aspérité serait ici de 4130 m. Vers l'est, la profondeur du corps serait au maximum de 22 km et de 18 km à l'ouest (Fig. IV.16).

La deuxième coupe révèle la présence de trois aspérités principales (Fig. IV.16b). Le corps est là aussi incliné vers l'est et présente une profondeur maximale de 27 km. Cette profondeur paraît élevée, d'autant plus qu'au-delà de 20 km environ le corps ne devrait plus être aimanté. Ici, le modèle montre que la susceptibilité magnétique de 0,063 SI est trop élevée pour être attribuée à la source de l'AMBP. Dans l'ensemble, la géométrie paraît similaire à celle modélisée par la première coupe mais le corps magnétique possède une épaisseur moins importante dans la deuxième coupe.

L'attitude de l'anomalie gravimétrique est expliquée par une discontinuité inclinée vers l'est, entre des lithologies moyennement denses à l'ouest et des lithologies légèrement plus denses à l'est (Fig. IV.16). Les contraintes lithologiques sont très faibles dans ce secteur. Les lithologies à l'ouest et à l'est sont interprétées comme des sédiments briovériens sans pouvoir expliquer la différence de densité.

## **II.4. Nature et Origine de l'AMBP**

Au travers des modélisations géophysiques ainsi que des cartes lithologiques nous renseignant sur l'environnement géologique de l'AMBP, des hypothèses quant à sa nature probable et aux origines de sa formation sont proposées.

### **II.4.a. Environnement géologique et structural de l'AMBP**

Les cartes lithologiques réalisées et les trois coupes géophysiques précédemment modélisées, permettent de replacer l'AMBP dans son cadre structural.

L'anomalie magnétique du Bassin de Paris est bordée à l'est par la faille de l'AMBP, accident majeur de direction N150-N160°. Dans la partie centrale de l'AMBP, le tracé de cette faille recoupe l'anomalie magnétique (Fig. IV.17a). Cet accident est lui-même associé à d'autres accidents parallèles, principalement situés à l'ouest de l'AMBP.

D'après les modèles proposés, le toit du corps qui pourrait être à l'origine de cette anomalie serait localisé à une profondeur d'environ 4 km dans la partie sud, de 4,3 km à 5,3 km dans sa partie centrale et d'environ 4 km dans la partie nord. L'idée précédemment évoquée (Autran *et al.*, 1986) d'une structure qui s'enfouit progressivement vers le nord n'est donc pas confirmée par notre étude.

Les ressauts dans le signal magnétique (trends ; Fig. IV.17a) correspondent à des anomalies gravimétriques négatives (Fig. IV.17b). Ces trends magnétiques correspondent aux aspérités du corps responsable de l'anomalie. Chaque trend correspond à des « plus magnétiques » et sont reliés à la remontée du corps au contact d'une faille (Fig. IV.17c) : les failles normales impliquent un affaissement vers l'ouest du corps, impliquant une légère atténuation du signal magnétique (Fig. IV.17a).

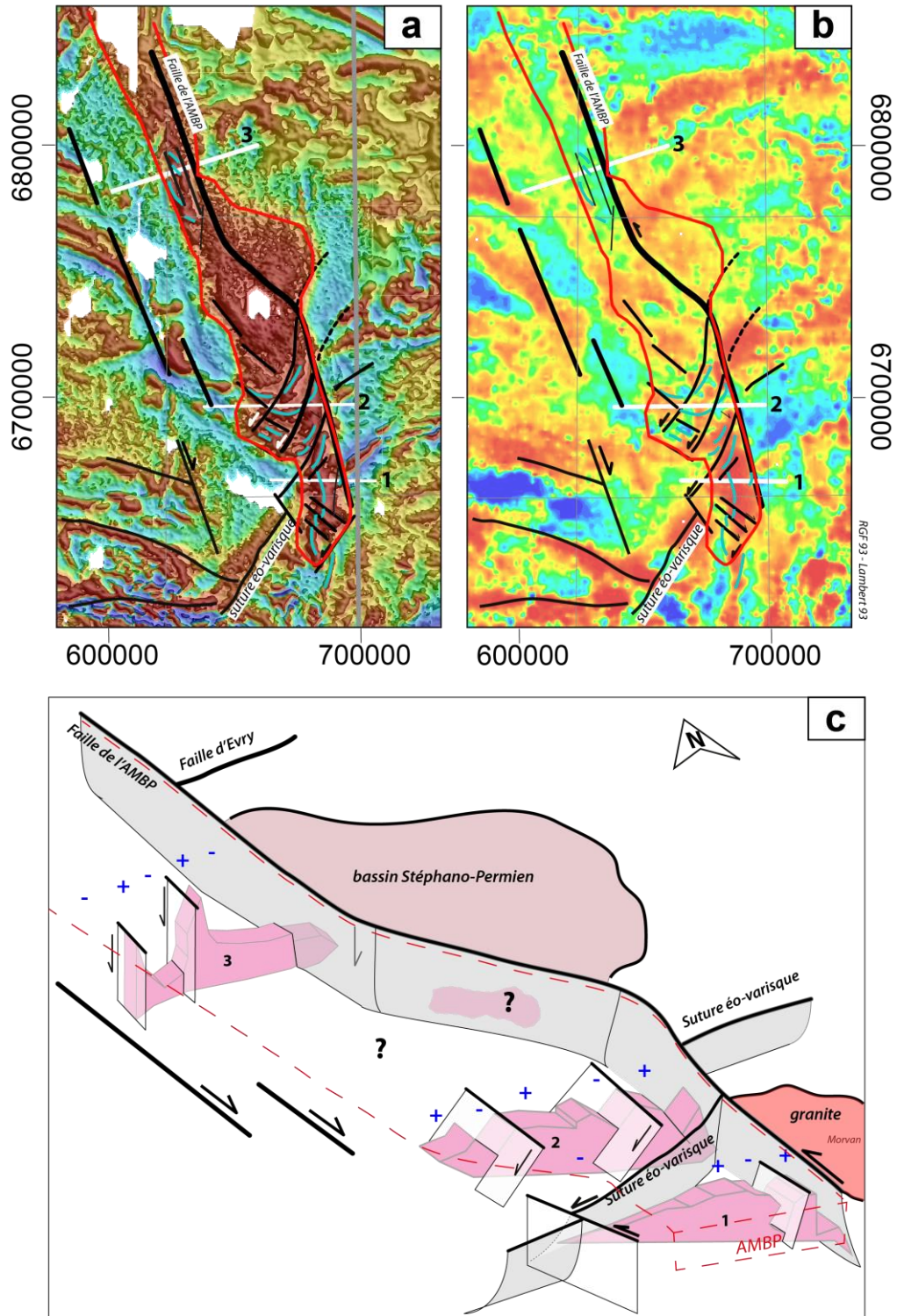
À l'ouest, il ne paraît pas y avoir de faille majeure délimitant le corps magnétique. Dans la partie sud de l'anomalie, le premier profil montre un corps assez massif qui se biseaute vers le nord, entre la faille de l'AMBP et la faille de NSE (Fig. IV.17c). La suture éo-varisque affecte le corps magnétique sous forme d'un cisaillement senestre (Fig. IV.17a ; b). Au nord de la suture éo-varisque, le corps magnétique est plus large (Fig. IV.17c). Il est recoupé par des failles de direction NE-SW parallèles à la suture comme le montrent les cartes magnétique (Fig. IV.17a) et gravimétrique (Fig. IV.17b). Sur les profils de modélisation 2D, les failles apparaissent sub-verticales et proches d'une direction N-S ; c'est probablement une direction et d'un pendage apparent dû à l'angle selon lequel les profils recoupent les structures.

Au nord, le troisième profil montre une structure légèrement différente. Il semblerait que le corps magnétique soit plus fin et localisé plus en profondeur (Fig. IV.17c). Les aspérités visibles sur la carte du tilt magnétique sont dues à la remontée de ce corps le long de deux failles de direction N-S (Fig. IV.17c).

Ces hypothèses suggèrent le jeu de plusieurs familles de faille :

- Dans la partie sud, le corps magnétique est séparé des granites du Morvan par un jeu senestre le long de la faille de l'AMBP (Fig. IV.17c).
- Cartographiquement, la suture éo-varisque orientée NE-SW montre un jeu senestre (Fig. IV.17a) alors qu'en coupe, cette faille pourrait montrer un jeu normal.
- Les failles de direction N150-160° montrent un jeu dextre dans la partie ouest, et un jeu normal qui affecte le corps magnétique dans la partie nord de l'AMBP (Fig. IV.17c).

- La faille de l'AMBP est bordée au NE par un bassin permien qui suggère un jeu en faille normale. Ce jeu est traduit par le fait que cette faille recoupe l'AMBP en son centre : la partie NE de l'AMBP est beaucoup plus diffuse sur la carte magnétique suggérant un enfouissement du corps magnétique vers le NE (Fig. IV.17a).





**Figure IV.17 :** a) Carte du tilt derivative (en relief), surimposée à la carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique, b) carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer et c) coupe schématique de l'AMBP réalisée à l'aide des coupes géophysiques, pour un corps magnétique d'une susceptibilité magnétique de 0.038 SI. Les « + » correspondent au trend du tilt derivative, les « - » à l'atténuation du gradient vertical magnétique.

#### II.4.b. Hypothèses sur la nature lithologique de la source de l'AMBP

Les caractéristiques pétrophysiques utilisées dans les coupes géophysiques rejettent l'hypothèse de roches mantelliques de type ultrabasites ou éclogites comme source de l'AMBP. D'après nos tests lors des modélisations, de telles roches pourraient expliquer l'anomalie magnétique mais sont trop denses pour expliquer les réponses gravimétriques de l'AMBP. Il est certain que l'AMBP ne correspond pas à une zone de suture océanique.

D'un point de vue structural, la faille de l'AMBP correspond très certainement à un accident crustal qui se localise sur une zone de fracture dont l'extension vers le sud pourrait être rattachée au Sillon Houiller.

La tomographie sismique montre des vitesses plus rapides et homogènes vers l'ouest que vers l'est de l'AMBP ; cela étaye l'hypothèse que la faille de l'AMBP pourrait correspondre à une dislocation crustale (Averbuch et Piromallo, 2012; Gaudot, 2016). Une relation avec un panneau lithosphérique coincé le long de la faille de Bray (Averbuch et Piromallo, 2012) ne peut être mise en évidence ici.

La susceptibilité magnétique utilisée ici se mesure sur le terrain dans les roches intermédiaires à basiques : la granodiorite de Vézins dans le Choletais, les diorites du Confolentais, la diorite de Moulins dans le Morvan ou encore les leucogranites et granodiorites du Champ du Feu dans les Vosges Septentrionales. Une densité de 2,74 a été mesurée pour la granodiorite de Vézins, une autre de 2,80 pour les diorites du Confolentais. La densité de 2,76 à 2,80 est donc cohérente avec ces mesures pour des diorites/granodiorites.

Dans le massif de Montmarault les signatures géophysiques sont sensiblement similaires aux signaux de l'AMBP : des anomalies magnétiques fortes associées à des anomalies gravimétriques faibles. Les modélisations géophysiques réalisées dans ce secteur suggèrent la présence d'un sous-plaquage de diorite sous les granites (Joly *et al.*, 2007). De plus, au sein du massif un mélange de magma basique et acide est reconnu (Turland, 1990).

Ces hypothèses suggèrent donc une nature intermédiaire à basique de la source de l'AMBP ; les meilleurs candidats sont des roches plutoniques intermédiaires à acides de type diorites/granodiorites, possiblement associées à des granites.

#### II.4.c. Âge de mise en place des roches responsables de l'AMBP

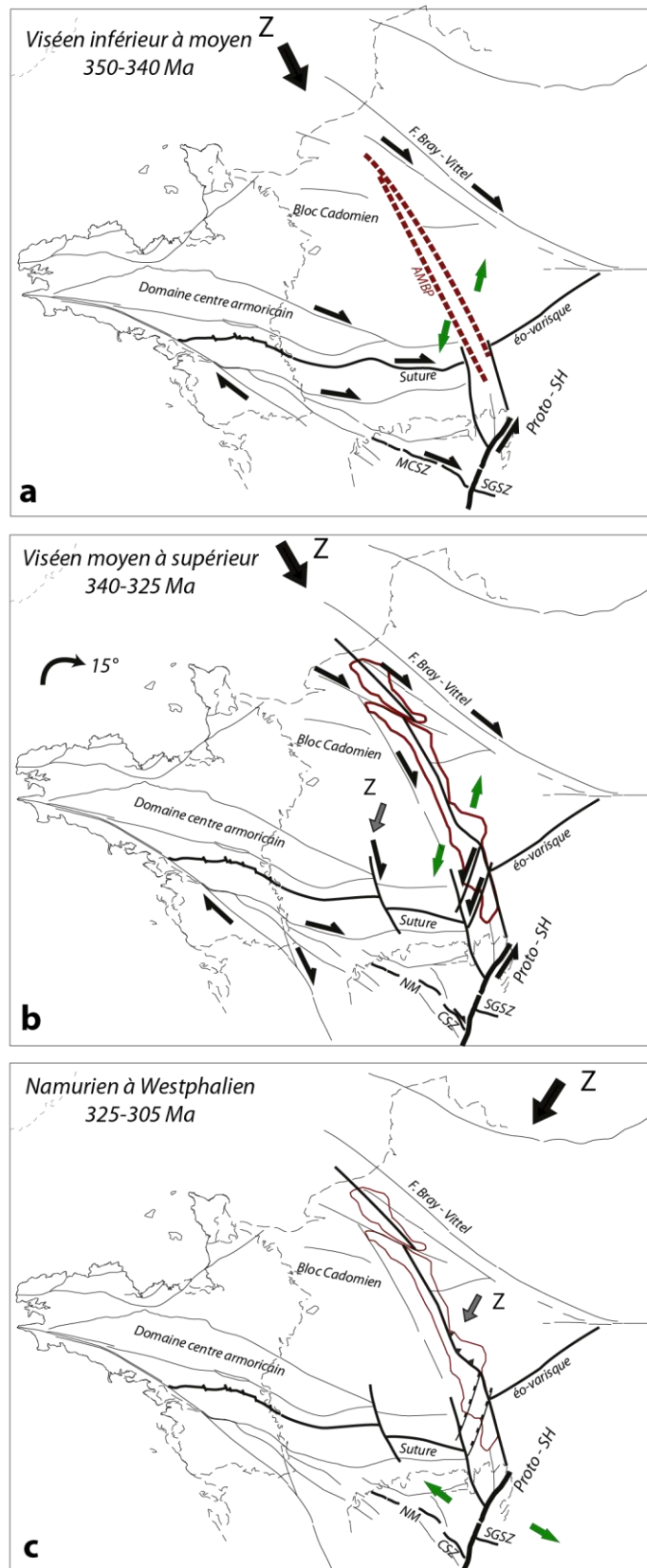
D'après les hypothèses émises sur la nature de l'AMBP, le corps responsable de l'AMBP peut s'être mis en place à différentes périodes (voir références dans la partie II.1.a) : Cadomien, Ordovicien, Dévonien ou Carbonifère.

La première coupe géophysique réalisée dans la partie sud de l'AMBP (AMBP 1) suggère que le corps magnétique recoupe les nappes tectoniques du Massif central prolongées sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien. La mise en place de ces nappes correspond à l'évènement D1 qui intervient aux alentours de 380 Ma (Faure *et al.*, 2005). La mise en place de ce corps est donc postérieure à la mise en place des nappes métamorphiques, donc postérieure à 380 Ma.

Actuellement, l'AMBP suggère une ouverture d'environ 70 km suivant un mouvement senestre (Fig. IV.17). Il est envisageable qu'avant l'ouverture de l'AMBP et la mise en place des roches plutoniques, les deux bordures extérieures, est et ouest, de l'AMBP étaient « jointes ».

Pour expliquer la mise en place de ces roches, il convient de se placer dans une phase d'extension. La forme et les structures associées à l'AMBP suggèrent un mouvement senestre accompagné d'une ouverture NE-SW d'environ 70 km. Edel et Weber, (1995) propose comme hypothèse la mise en place de magma basique le long d'une faille crustale transtensive de direction NNW-SSE lors d'un raccourcissement maximum de direction NNW-SSE. Selon (Thiery *et al.*, 2009), cette phase d'ouverture est possible dès le Viséen inférieur jusqu'au Viséen supérieur où le raccourcissement maximum (Z) est de direction NNW-SSE. L'ouverture oblique de l'AMBP induirait une direction de raccourcissement local de N20°E (Rolin *et al.*, 2009 ; Thiery *et al.*, 2009) (Fig. IV.18a). Par ailleurs, une rotation horaire d'environ 15° du bloc armoricain a été proposée au cours du Viséen moyen (Fig. IV.18b) (Gumiaux *et al.*, 2004). La forme arquée de la dislocation de l'AMBP avec une partie qui se referme vers le nord pourrait être accentuée par cette rotation (Fig. IV.18a).

Le Viséen est marqué par d'importants évènements magmatiques. Dans le Massif armoricain, des monzogranites et leucomonzogranites se mettent en place le long des cisaillements armoricains (Rolin *et al.*, 2009 et références incluses), la granodiorite de Vézins se met également en place à 345 ±5Ma (Thiéblemont *et al.*, 2011). Dans le sud des Vosges, les granites et roches basiques associées se mettent également en place au cours du Viséen (par exemple Schaltegger *et al.*, 1996).



**Figure IV.18 :** a) Au Viséen inférieur à moyen, sous l'effet d'une contrainte compressive NW-SE, la dislocation de l'AMBP s'ouvre selon une direction NE-SW, b) au Viséen moyen à supérieur la rotation horaire de 15° du bloc armoricain favorise l'ouverture de la dislocation de l'AMBP et permet le jeu conjugué des cisaillements dextres de direction N150-N160°E et N20-30°E senestres (a et b, modifiés d'après Thiery et al., 2009), c) entre le Namurien et le Westphalien, la contrainte compressive étant

*NE-SW, l'accident de l'AMBP rejoue en chevauchement vers le SW, l'étirement principal étant NW-SE, les accidents N20-30°E jouent en faille normale. NM : Faille nord-Millevaches, CSZ : shear-zone de La Courtine, SGSZ : shear-zone de St-Gervais l'Hermitage, Z : raccourcissement maximum.*

Dans le Massif central, le granite de Messeix et la diorite quartzifère de Ribière se sont mis en place au même moment le long du cisaillement senestre du proto-Sillon Houiller (PSH) à  $326 \pm 4$  Ma (Thiery *et al.*, 2009). La mise en place du granite déformé de Sennely à  $334 \pm 4$  Ma ainsi que celle du granite de Blancafort à  $324 \pm 6$  Ma (chapitre 1, section I.4) pourraient être syn à post-cinématique le long de la faille de l'AMBP et des structures parallèles associées. Le granite de Montmarault, plus au sud, dont la mise en place est datée  $321 \pm 2$  Ma (Joly *et al.*, 2007) scelle le jeu sénestre du Sillon Houiller.

Le pendage vers l'est mis en évidence dans la modélisation du profil AMBP 3 pourrait être expliqué par un rejeu en chevauchement vers le sud-ouest de la faille de l'AMBP en réponse à un raccourcissement maximum NNE-SSW daté du Namurien au Westphalien (Fig. IV.18c) et correspondrait à la phase de déformation D3 (Faure *et al.*, 2005). Cette phase compressive est accompagnée d'un étirement maximal orienté NNW-SSE qui pourrait expliquer le jeu en faille normale localisé le long des accidents NNE-SSW au sein de l'AMBP (Fig. IV.18c).

Enfin, le jeu normal tardif de la faille de l'AMBP observé dans les modélisations (Fig. IV.17c) est possible à partir du Stéphanien ; période correspondant à l'extension post-orogénique, localisée dans l'ensemble de la chaîne varisque (Burg *et al.*, 1994 ; Faure *et al.*, 2005). Ce jeu normal serait accompagné par la mise en place du bassin stéphano-permien localisé à l'est de la dislocation de l'AMBP (Fig. IV.17c). Il serait également envisageable que de tels bassins puissent s'être mis en place au-dessus des corps basiques de l'AMBP. A l'ouest de l'AMBP, comme suggéré par Baptiste *et al.*, (2016), l'ouverture des bassins permien de Contres et d'Arpheuilles semble également être contrôlée par les failles N150-160°E parallèles à l'AMBP – et par leurs conjuguées N70°E.

La mise en place des granodiorites, diorites et granites qui seraient à l'origine de l'AMBP pourrait donc se produire entre le Viséen inférieur et le Viséen supérieur lors d'un étirement NNE-SSW créant une ouverture le long de la faille de l'AMBP. Cette ouverture se produirait sous l'action d'un raccourcissement NNW-SSE (Thiery *et al.*, 2009).

### **III. Zonation de la chaîne varisque au sein du substrat pré-mésozoïque du Bassin parisien**

La compilation des interprétations structurales, lithologiques, géochronologiques et des interprétations issues des modélisations 2D, permet de proposer un schéma de la zonation de la chaîne varisque en France.

La carte structurale seule, proposée dans le chapitre 2, ne permet pas de déduire les zonations varisques au sein du substratum. L'apport des informations concernant la nature des lithologies du substratum dans ce schéma structural offre la possibilité de réaliser un tel schéma.

Au cours du chapitre 1, les zones lithotectoniques de la chaîne varisque ont été décrites. Ces zones sont constituées de lithologies différentes qui témoignent de leur évolution géodynamique.

Les cartes du substratum du Bassin parisien, que nous proposons, apportent un éclairage nouveau concernant les liens structuraux et lithologiques entre les zones varisques et permettent de discuter des différents modèles paléogéographiques et paléotectoniques de la chaîne varisque en France présentés dans le chapitre 1.

#### **III.1. La zone rhénohercynienne**

La zone rhénohercynienne (RH) est constituée d'un socle métamorphique cadomien surmonté par des séries volcaniques de type arc du paléozoïque inférieur ainsi que par des greywackes turbiditiques. Au sud de cette zone, la suture avec la zone saxothuringienne est la zone des phyllites. Cette suture est la suture Rhéique dont la trace, en France, correspondrait à la faille de Metz.

Aucune information lithologique n'a été apportée dans cette zone. Les interprétations sont basées sur la continuité des structures géophysiques et des données bibliographiques (cf. chapitre 1). Dans le schéma structural proposé, cette zone correspond au bloc Ardennes-Pays de Bray (Fig. IV.19).

La suture Rhéique est continue d'ouest en est : elle correspond à l'extension vers l'ouest de la faille de Metz (Fig. IV.20). Cette dernière se rattache à la faille de Bray qui se prolonge dans la Manche selon une direction E-W (Fig. IV.20). Tous les modèles de reconstruction paléogéographique s'accordent sur ce tracé de la suture Rhéique.



### III.2. La zone saxothuringienne

La zone saxothuringienne (ST) est formée d'un socle cristallin néoprotérozoïque surmonté d'une séquence cambro-ordovicienne et d'une couverture sédimentaire d'âge Paléozoïque inférieur, ainsi que par des sédiments ordoviciens à dévoniens et de flyschs métamorphisés formant des séries de nappes métamorphiques. La suture de cette zone, avec la zone Teplá-Barrandien/Armorica, est la suture du Conquet à l'ouest et la suture Teplá à l'est.

L'extension sous couverture de cette zone est encore mal contrainte. Même si tous les modèles la décrivent comme étant localisée entre la suture Rhéique et la suture Teplá à l'est, son extension vers l'ouest est plus problématique. Toutefois, les nouvelles informations structurales et lithologiques apportent quelques éclairages.

Dans le bloc de la Sarre (Fig. IV.19), le forage de Lhuître, montre des roches métamorphiques fortement déformées dont la densité de 2.86 peut expliquer l'axe lourd de Lunéville (chapitre 2, Fig. II.7). Cette lithologie est interprétée comme la couverture sédimentaire métamorphique et plissée constituant la zone saxothuringienne et Mid-German crystalline High (MGCH). Cette zone bute contre l'extension vers le SE de la faille de Bray (Fig. IV.19). Au SW de la faille de Bray, le sondage de Quenne confirme la présence de roches sédimentaires dans le bloc Evry Tonnerre. Malheureusement, l'âge de ces sédiments n'est pas déterminé. De plus, les flyschs briovériens peu métamorphiques retrouvés dans le forage de Jaulges montrent que le bloc d'Evry-Tonnerre est différent de celui de la couverture de la zone ST. Il est donc probable que le bloc Evry-Tonnerre ne corresponde pas à la zone ST comme proposé par (Ballèvre *et al.*, 2009).

Dans le bloc de la Seine (Fig. IV.19), l'anomalie gravimétrique positive peut correspondre au prolongement de l'axe de Lunéville qui serait décalé par le cisaillement dextre de la faille de Bray. Le bloc structural de la Seine appartiendrait donc à la zone ST-MGCH (Fig. IV.20). Cette hypothèse va à l'encontre des différents modèles de reconstruction paléogéographique. Toutefois, le modèle de Faure, *et al.*, (2009) considère la continuité du domaine saxothuringien au SW de la faille de Bray.

La succession des axes gravimétriques négatifs et positifs visibles dans le bloc de la Seine semble être rattachée à cette même succession visible dans la Manche. La zone ST se poursuivrait donc dans la Manche et serait limitée à l'est par la faille de l'AMBP (Fig. IV.19). Cette hypothèse assigne donc le bloc de la Manche au domaine ST (Fig. IV.20). Enfin la zone ST se prolongerait vers l'ouest tout en étant décalée en senestre par la faille de la Manche (Fig. IV.20). Le domaine du Léon appartient à la MGCH selon Faure *et al.*, (2008) même si

les données géophysiques ne permettent pas de le confirmer : ce domaine ne peut se rattacher géophysiquement à un autre domaine. Le domaine du Léon est séparé des domaines cadomiens et armoricains par la suture du Conquet (Fig. IV.20). Les modèles décrits au chapitre 1 prennent en compte cette zone de suture excepté le modèle de Lardeaux *et al.*, (2014) qui ne prolonge pas la zone ST à l'ouest de la faille de Bray.

### **III.3. La zone Teplá -Barrandien**

La zone Teplá -Barrandien est rattachée au bloc cadomien (Fig. IV.19). Cette zone est formée d'un socle néoprotérozoïque comprenant des flyschs ainsi que des roches volcaniques cambriennes d'affinité d'arc, surmontés par des sédiments paléozoïques débutant par des dépôts grossiers cambriens et se terminant par des turbidites dévoniennes. Des roches volcaniques acides sont présentes au sein des séries. Le tout a été affecté par un métamorphisme et une série de plissements au Dévonien supérieur.

Le domaine cadomien se biseaute progressivement le long des failles de la baie de la Fresnaye (F. Fresnaye, Fig. IV.20) au sud et de l'AMBP à l'est (Fig. IV.20). Ce domaine est en contact avec la zone ST par l'intermédiaire de la faille de l'AMBP (Fig. IV.20). À la suite des modélisations géophysiques, nous étayons l'idée que l'AMBP ne correspond pas à une zone de suture océanique mais à un cisaillement d'échelle crustale. La faille de l'AMBP décale le prolongement vers l'est de la suture du Conquet. Cette suture pourrait donc correspondre à la faille d'Evry (Fig. IV.20). Cette hypothèse n'a encore jamais été proposée dans les différents modèles de la chaîne varisque en France.

Toutefois, le bloc cadomien tel qu'il est représenté ici (Fig. IV.19) correspond aux délimitations proposées par Edel *et al.*, (2015) ; dans ce modèle, le bloc cadomien est attribué à la zone Teplá -Barrandien. Quoiqu'il en soit, d'un point de vue géodynamique, cette zone correspond à la microplaque Armorica (Fig. IV.20).

### **III.4. Les Vosges Septentrionales**

Les Vosges Septentrionales sont délimitées au nord par la suture Teplá et au sud par la faille de Lalaye-Lubine (Fig. IV.20). Aucune nouvelle information lithologique n'a été apportée sous couverture pour ce secteur, les données aéromagnétiques n'étant pas disponibles. Dans ce secteur, les caractéristiques pétrophysiques sont totalement différentes des autres blocs structuraux et domaines géologiques. Seules quelques similitudes dans les signatures géophysiques suggèrent un lien éventuel entre les Vosges Septentrionales et le

domaine cadomien. Ce lien est proposé par (Edel *et al.*, 2015). Nous faisons l'hypothèse que les Vosges Septentrionales appartiennent à la zone Teplá-Barrandien (Fig. IV.20) comme le suggèrent également Lardeaux *et al.*, (2014).

### **III.5. Les domaines armoricains et le bloc Evry-Tonnerre**

Les domaines armoricains (Fig. IV.19) sont principalement constitués de flyschs néoprotérozoïques (briovériens) faiblement métamorphiques recoupés par des granites et granodiorites cadomiens et ordoviciens. Ces séries sont surmontées par des sédiments cambriens intercalés de roches volcaniques basiques et acides et de sédiments ordoviciens à dévoniens déformés mais non métamorphisés. La suture entre les domaines armoricains et la marge nord du Gondwana est la suture éo-varisque de Nort-sur-Erdre (cf. chapitre 1).

Les domaines nord et centre-armoricain ainsi que le domaine ligérien et la nappe des Mauges sont très bien contraints par les données géophysiques (Fig. IV.19). Au travers des informations lithologiques et des modélisations, il apparaît donc que le bloc structural AMBP appartient au domaine nord-armoricain. À l'est de la faille de l'AMBP, le bloc Evry-Tonnerre (Fig. IV.19) est constitué de flyschs briovériens et de sédiments paléozoïques (reconnus en forages), qui sont rattachés aux lithologies du domaine nord-armoricain. Dans ce cas, la faille d'Evry marque donc la suture entre le domaine ST au nord et le domaine nord-armoricain au sud (Fig. IV.20) comme suggéré précédemment.

La faille de NSE limite le domaine ligérien de la nappe des Mauges (Fig. IV.19), attribuée au domaine armoricain. Néanmoins, les modélisations confirment que les nappes métamorphiques de la marge nord du Gondwana sont présentes sous la nappe des Mauges. La faille de NSE marque donc la suture éo-varisque entre l'Armorica et la marge nord du Gondwana (zone Moldanubienne) au sud (Fig. IV.20).

À l'est de la faille de l'AMBP, la suture éo-varisque se poursuit et correspond à la faille de Tonnerre (Fig. IV.20). Les failles de NSE et de Tonnerre marquent une frontière lithologique très nette entre les terrains métamorphiques au sud et les terrains sédimentaires au nord.

L'extension vers l'est de la suture éo-varisque n'est pas proposée dans le modèle de Ballèvre *et al.*, (2009) qui considère l'AMBP comme une suture océanique. Les modélisations réalisées dans nos travaux vont à l'encontre de cette hypothèse.

Le modèle de Martínez-Catalán, (2011) ne prend pas en compte l'existence de la microplaque Armorica. Ce modèle considère que les zones de suture sont des cisaillements d'échelle crustale comme c'est le cas pour les cisaillements armoricains. Néanmoins, dans ce modèle, l'extension vers l'ouest de ces grands cisaillements est cohérente avec le schéma que nous proposons. Les seules différences sont issues de l'interprétation de ces cisaillements.

### **III.6. La zone moldanubienne – marge nord du Gondwana**

La zone moldanubienne (marge nord du Gondwana) correspond à un empilement de nappes métamorphiques dont le degré de métamorphisme est plus important vers le sommet. Ces nappes sont surmontées par la nappe des Mauges (Fig. IV.19) composée de micaschistes briovériens faiblement métamorphiques sur lesquels reposent les sédiments et roches volcaniques cambriennes du Choletais.

Dans le schéma proposé (Fig. IV.19), en accord avec tous les schémas des zonations de la chaîne varisque proposés dans la littérature (cf. chapitre 1), la zone moldanubienne s'étend (en France), de la partie sud du Massif armoricain comprenant l'unité para-autochtone du complexe de Champtoceaux en passant par le nord du Massif central, le Morvan, jusqu'aux Vosges Méridionales et Moyennes (Fig. IV.20).

La zone moldanubienne est limitée par la faille de NSE dans la partie sud-ouest, par la faille de Tonnerre dans la partie est et par la faille de Lalaye-Lubine dans la partie nord-est du Bassin parisien (Fig. IV.20).





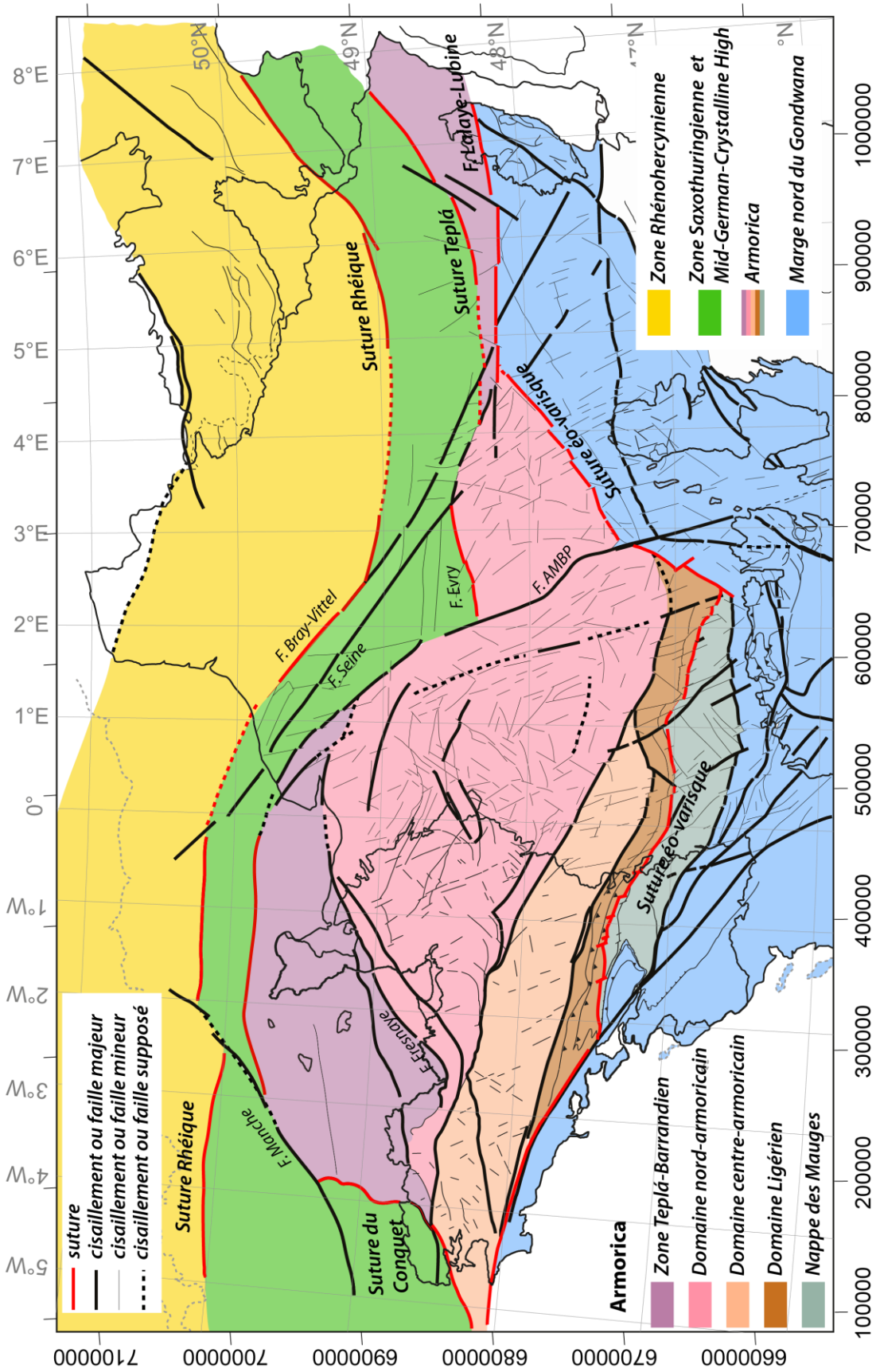


Figure IV.20 : Schéma structural de la zonation de la chaîne varisque en France

#### IV. Synthèse : évolution géodynamique du substratum du Bassin parisien

Suite à ces travaux de thèse, des informations structurales et lithologiques au sein du substratum du Bassin parisien ont été apportées. Une hypothèse sur la nature et la mise en place du corps à l'origine de l'AMBP a été proposée. Suite à ces interprétations, un schéma proposant un nouveau découpage des zones varisques en France a été réalisé (Fig. IV.20).

Afin d'expliquer les relations entre ces différentes zones, nous proposons une évolution géologique synthétique et schématique qui prend en compte les nouvelles informations géologiques du substratum du Bassin parisien. Cette évolution ne tient pas en compte de la paléogéographie des anciens océans ou continents, et se limite à l'échelle du Bassin parisien. Reconstruire l'histoire de la chaîne varique en Europe avec

Les descriptions ci-dessous font références à la Figure. IV.21 :

Il est probable que les roches responsables de l'AMBP se mettent en place le long d'une faille née d'une zone de faiblesse d'échelle crustale. Au Dévonien moyen à supérieur, la faille le long de laquelle se mettrait en place le corps responsable de l'AMBP pourrait correspondre à une faille transformante au sein de l'océan Rhéique (Faure, *et al.*, 1997). Cette faille correspondrait à un cisaillement crustal dextre qui accommoderait la subduction de deux sens opposés : vers le sud pour l'océan Rhéique (Franke, 1989 ; Matte, 1986) dont témoignerait le bassin océanique de la Brévenne (Leloix *et al.*, 1999) et vers le nord pour le bloc Aquitainien (Ziegler, 1990) en accord avec la présence des diorites du Limousin qui seraient issues d'un arc magmatique (Faure *et al.*, 1997). La faille de l'AMBP décale ici, les zones rhénohercynienne, saxothuringienne, armoricaine et moldanubienne. Nous proposons le modèle d'évolution géodynamique suivant :

- a) Du Faménien au Tournaisien, le Massif central, le domaine centre armoricain ainsi que la partie sud du massif armoricain sont caractérisés par des linéations correspondant à la phase D2 (Faure *et al.*, 2005). Cette phase se traduit notamment par un cisaillement senestre associé à une linéation plane le long de la branche nord du cisaillement sud armoricain, affectant l'orthogneiss de Lanvaux et son encaissant (Faure et Cartier, 1998). L'ouverture du bassin d'Ancenis pourrait s'être effectué le long d'un cisaillement senestre (Diot, 1980 ; Dubreuil, 1986).
- b) À partir du Tournaisien jusqu'au Viséen inférieur, la direction de raccourcissement maximum est NW-SE. La cinématique du proto-Sillon Houiller (PSH) devient senestre. Il est probable que la cinématique de la faille de l'AMBP devienne

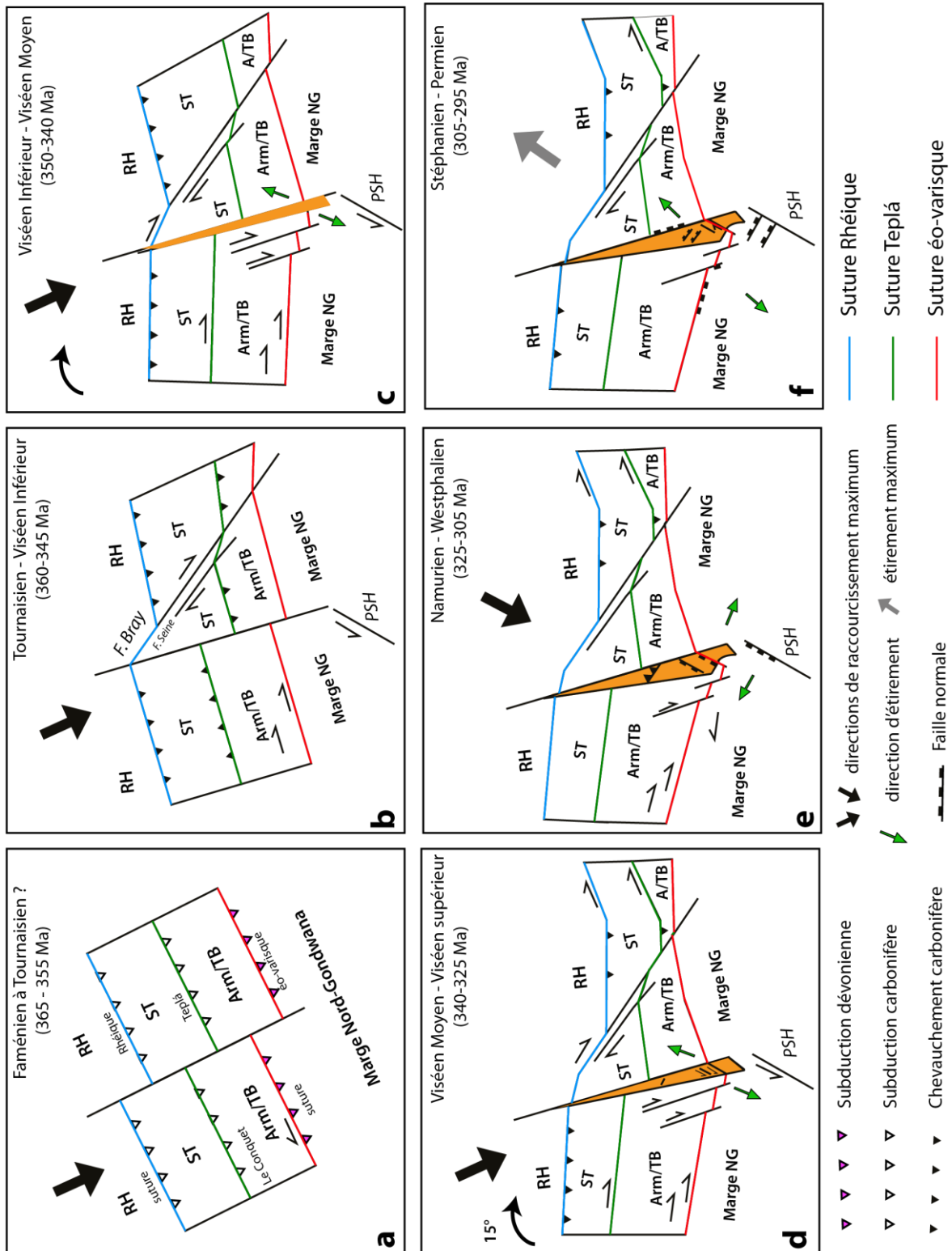
également senestre. Cette cinématique est interprétée comme postérieure au jeu dextre Faménien-Tournaisien (Cartannaz *et al.*, 2006) du cisaillement Nord-Millevalches-La courtine car ce cisaillement est recoupé par le cisaillement senestre du PSH (Thiery *et al.*, 2009). Durant cette période, le SW du bassin parisien comprenant la partie sud du massif Armoricaire, la partie nord et nord-ouest du massif Central en passant par le seuil du Poitou, est marquée par d'importants événements magmatiques. Les plutons granitiques se mettent en place le long des grands cisaillements crustaux de cinématiques principalement dextres (voir Rolin *et al.*, 2009 et références incluses). Au nord-est, il est probable que les cisaillements dextres des failles de Bray et de la Seine s'initient.

- c) Du Viséen inférieur au Viséen moyen, la direction de raccourcissement régionale pourrait être orientée NNW-SSE (Edel et Weber, 1995 ; Thiery *et al.*, 2009). Cette direction permettrait d'expliquer l'initiation d'une ouverture le long de la faille de l'AMBP. Durant cette période, les structures N150-160°E telles que l'accident de Parthenay fonctionnent en cisaillement dextre (Rolin *et al.*, 2009). Ces accidents sont à l'origine du décalage vers le SE des grands cisaillements armoricains et plus particulièrement de la faille de NSE. Les monzogranites, granodiorites et leucomonzogranites se mettent également en place durant cette période dans le SW du Bassin parisien, ainsi que dans les Vosges Méridionales et Moyennes. La diorite de Moulins se met également en place dans le Morvan à 344 ±2Ma. Là encore, les accidents de Bray et de la Seine fonctionnent en cisaillement dextre.
- d) Durant le Viséen moyen à supérieur, l'activité volcanique est très importante. Pendant cette période se met en place la formation des tufs anthracifères dans toute la partie est du Bassin parisien ainsi que dans les Vosges Méridionales. Aussi, cette période est marquée par des intrusions de granite dans tout le Massif central ainsi que dans la partie SW du Bassin parisien, et les Vosges Septentrionales. Une rotation horaire de 15° du bloc armoricaire est proposée à la suite de Gumiaux *et al.*, (2004). Cette rotation ferait suite à une direction de raccourcissement local de N20°E. Elle serait accommodée par les cisaillements senestres de direction NE-SW qui sont mis en évidence au sein de l'AMBP. Cette rotation entraînerait une rupture le long de la faille de l'AMBP aménageant une ouverture qui serait propice à la remontée de magma basique à intermédiaire mettant en place des diorites ou des granodiorites comme pourrait en témoigner à l'affleurement, la diorite des Montées datée à 335 ±3 Ma

(Cartannaz *et al.*, 2006). Le granite de Messeix et la diorite quartzifère de Ribière se sont mis en place au même moment le long du PSH à  $326 \pm 4$  Ma (Thiery *et al.*, 2009). La mise en place du granite déformé de Sennely à  $334 \pm 4$  Ma serait également liée à cette phase extensive. Nous avons aussi décrit la mise en place syn à post-cinématique du granite de Blancafort à  $324 \pm 6$  Ma. Le granite de Montmarault plus au sud, dont la mise en place est datée à  $321 \pm 2$  Ma (Joly *et al.*, 2008), scelle le jeu sénestre du PSH. Il est donc envisageable que le jeu sénestre du PSH soit terminé à la transition Viséen – Namurien (Thiery *et al.*, 2009). Le fonctionnement majeur du cisaillement dextre ayant lieu le long de la faille de Bray est daté à 330 Ma (Matte *et al.*, 1986). Il est probable que durant cette période, les cisaillements dextres du domaine armoricain continuent de fonctionner comme failles conjuguées des accidents NE-SW.

- e) La période Namuro-Westphalienne est marquée par un changement du champ de contraintes qui devient NNE-SSW et qui correspond à la phase de déformation D3 de Faure *et al.*, (2005). Cette période est caractérisée par la mise en place de grandes lignées de leucogranites, localisées le long des cisaillements armoricains, et de l'accident d'Avallon. Cette période pourrait correspondre à la fin du fonctionnement de la faille de l'AMBP et donc à la fin du magmatisme à l'origine de l'AMBP. Le jeu dextre des cisaillements armoricains et plus particulièrement de la faille de NSE pourrait expliquer le recoupement des roches à l'origine de l'AMBP mis en évidence par nos modélisations géophysiques (Fig. IV.17c) ainsi que l'âge de  $311 \pm 3$  Ma de la monazite du granite de Blancafort. Des granites namuriens se mettraient en place lors du jeu ductile du PSH (Joly *et al.*, 2008) même si le jeu cisailant du PSH à cette période est controversé. Il est aussi probable que durant cette période, les failles NW-SE mises en évidence au sein de l'AMBP jouent en faille normale et affectent les roches basiques à l'origine de l'AMBP.
- f) La période permo-stéphanienne est marquée par la formation de bassins sédimentaires mis en place en contexte de demi-graben ou de pull-apart visibles à l'affleurement et également sous couverture (Burg *et al.*, 1994; Faure, 1995; Beccaletto *et al.*, 2011, 2015). Ces bassins s'installent le long des accidents crustaux tels que la faille de NSE (bassin d'Arpheuilles), le PSH (bassin de l'Aumance) ou encore le long de la faille de l'AMBP. Durant cette période, la contrainte est extensive, les linéations d'étirement sont majoritairement orientées NNE-SSW (Faure *et al.*, 2005). Des coulées volcaniques acides et basiques sintercalent dans l'ensemble de ces bassins. Les âges de

293 ± 3Ma calculés dans les granites de Blancafort pourraient correspondre à cet évènement connu au Stéphanien.



**Figure IV.21 :** Schéma simplifié de l'évolution des domaines paléogéographiques de la chaîne varisque en France. Voir les explications dans le texte. RH : zone Rhénohercynienne, ST : zone Saxothuringienne, Arm/TB (A/TB) : Armorica/zone Teplá-Barrandienne, PSH : proto-Sillon Houiller, NG : Nord-Gondwana





# CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

---

La connexion structurale et lithologique entre le Massif armoricain, le Massif central et les Vosges est masquée par la couverture sédimentaire du Bassin parisien, ce qui se traduit par de grandes incertitudes lors des tentatives de reconstruction des zonations varisques.

Pour combler ce manque d'information, nous avons utilisé une méthodologie intégrée basée sur le couplage des méthodes géophysiques (aéromagnétisme et gravimétrie) avec les données géologiques, les caractéristiques pétrophysiques des roches affleurantes, les informations de forages profonds, les données sismiques, les données géochronologiques et les résultats issus de modélisation 2D.

L'intégration de ces données permet de proposer :

- i) Un schéma structural actualisé du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien montrant le prolongement des cisaillements majeurs et de la suture éo-varisque, dont la trace correspond à la faille de Nort-sur-Erdre (NSE) à l'ouest du Bassin parisien et à la faille de Tonnerre à l'est.
- ii) De nouvelles cartes lithologiques du substratum pré-mésozoïques du Bassin parisien, qui précisent l'extension des lithologies constituant sa surface. Ce type de carte est inédit à l'échelle de la partie sud du Bassin parisien.

En appui de ces cartes, des datations ont été réalisées sur des échantillons des granites et granodiorites prélevés sur des carottes des forages de Sennely, Blancafort et Moulins ayant atteint le substratum. Ces datations montrent que le granite de Sennely et de Blancafort se sont mis en place lors d'une phase de déformation au Viséen moyen à supérieur et qu'un deuxième pluton granitique recoupe le granite de Blancafort au Namurien.

De plus, sur la base des cartes structurales et lithologiques, nous avons proposé des modèles géophysiques (i) de la faille (NSE) reconnue comme la suture éo-varisque dans le SW du Bassin parisien et (ii) de l'AMBP.

Les modélisations de la faille de NSE montrent que:

- i) Cette faille présente un léger pendage vers le nord et qu'elle est bordée par des roches basiques appartenant à la nappe ophiolitique du complexe de Champtoceaux.
- ii) Qu'elle sépare les terrains métamorphiques au sud des terrains sédimentaires paléozoïques au nord.

Les coupes géophysiques traversant l'AMBP suggèrent que le corps responsable de cette anomalie est un ensemble de plutons magmatiques de géochimie intermédiaire à acide mis en place le long d'une faille crustale. D'après les cartes structurales et lithologiques, la reconstruction de l'environnement géologique de l'AMBP suppose que les roches plutoniques se sont mises en place entre le Viséen inférieur et le Viséen supérieur dans une ouverture NNE-SSW créée sous l'action d'un raccourcissement maximum NNW-SSE.

L'intégration de tous ces résultats a abouti à la réalisation d'une carte proposant une nouvelle délimitation des zones lithotectoniques de la chaîne varisque en France. Parmi ces zones, la zone saxothuringienne s'étend du nord des Vosges jusque dans la Manche en passant par le centre du substratum du Bassin parisien. Le domaine nord-armoricain s'étend dans la partie est jusqu'à l'extension vers le SE de la faille de Bray-Vittel. Dans la partie centrale du Bassin parisien, le domaine nord-armoricain est limité au nord par la faille d'Evry correspondant à la trace de la suture Teplá. Enfin au sud, la zone Moldanubienne correspondant à la marge nord du Gondwana, est limitée au nord par la faille de NSE et de Tonnerre constituant la trace de la suture éo-varisque dans le SW et le SE du Bassin parisien.

Enfin cette nouvelle cartographie a permis de discuter l'évolution géodynamique varisque du substratum Bassin parisien en y incluant nos nouvelles données géochronologiques et nos hypothèses sur la nature, la place et le rôle de l'AMBP au cours de la période varisque à tardi-varisque.

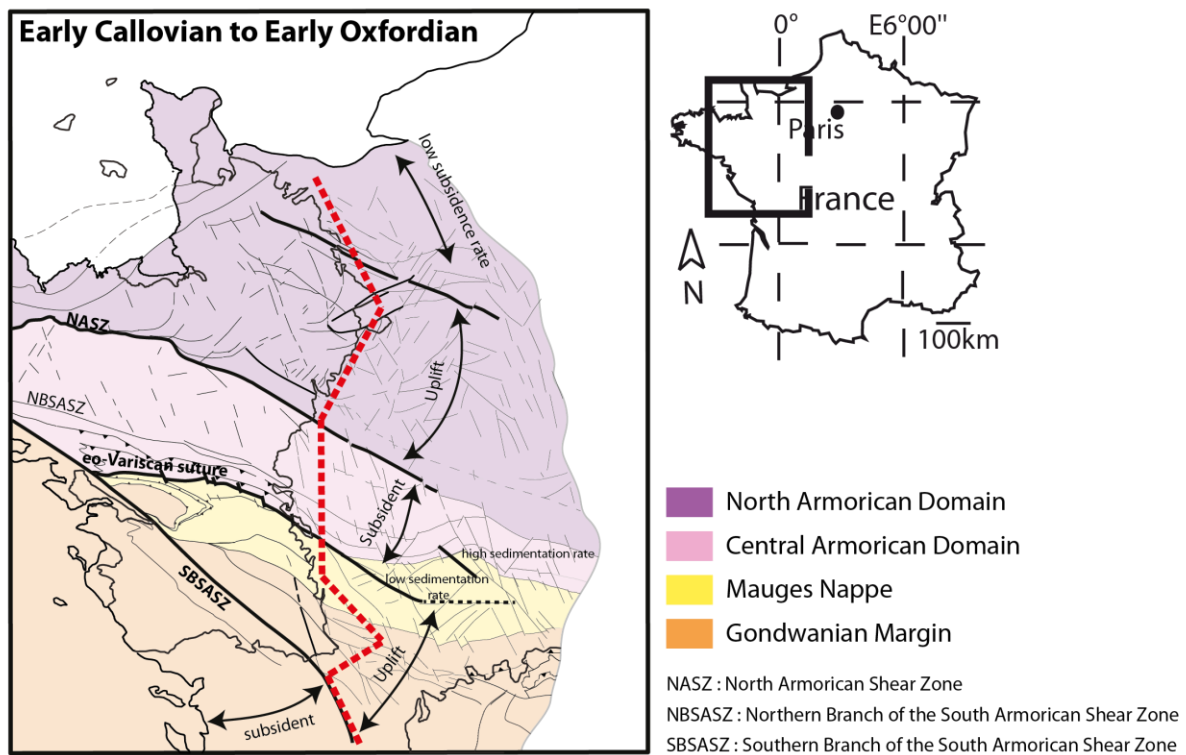
Notre reconstruction géodynamique est basée sur le prolongement des structures et des lithologies telles qu'elles sont reconnues à l'affleurement. Il est évident que l'évolution des connaissances géologiques pourra faire évoluer ces hypothèses quant à la place du substratum du Bassin parisien dans l'évolution de la chaîne varisque. À l'heure actuelle, les reconstructions géodynamiques sont nombreuses et sont parfois contradictoires; proposer une reconstruction complète de la chaîne varisque à l'échelle européenne d'après nos données seules serait purement spéculatif.

L'acquisition de nouvelles données aéromagnétiques haute-résolution dans la partie nord du Bassin parisien, des Vosges septentrionales jusque dans la Manche en passant par les Ardennes et la Normandie apporterait de précieuses informations sur : i) les relations structurales et lithologiques entre les parties est et ouest du substratum du Bassin parisien, ii) l'extension des lithologies au sein du substratum dans la partie nord du Bassin parisien.

Ces travaux de thèse ouvrent d'autres perspectives, plus appliquées :

- *L'héritage structural dans la dynamique de remplissage du Bassin parisien*

Avant d'être actualisé par nos travaux, la structuration et la nature du substratum pré-mésozoïque étaient reconnues sous forme de « blocs », relativement mal caractérisés. Il est cependant connu que la déformation des bassins intracratoniques et surtout la dynamique de la subsidence au Méso-Cénozoïque varie spatialement en relation avec ces blocs.



**Figure V.1** : Relations entre la structuration du substratum du Bassin parisien et les variations du taux de subsidence le long d'un transect dans la partie ouest du Bassin parisien du Callovien inférieur à l'Oxfordien inférieur (en collaboration avec Simon Andrieu). Interprétation du transect : d'après Andrieu et al., 2016.

Une relation étroite entre la nature du substratum et l'histoire thermique du bassin (Prijac *et al.*, 2000), particulièrement dans les premiers stades de la subsidence du Bassin (Trias, Jurassique inférieur), ainsi qu'un contrôle des anciennes structures sur la dynamique de remplissage du bassin sont soupçonnés (Edel *et al.*, 2006; Andrieu *et al.*, 2016), mais peu comprise du fait de la méconnaissance du substratum du Bassin parisien. De nombreuses études dans différents bassins montrent également que l'orientation et la nature des accidents du substratum influence la réactivation des accidents du substratum selon les directions de contraintes issues des différentes phases tectoniques compressives et extensives enregistrées durant le Mésozoïque et le Tertiaire dans le Bassin parisien (Guillocheau *et al.*, 2000; Briaies *et al.*, 2016) est également enregistrées dans les dépôts sédimentaires du Bassin parisien.

Les cartes lithologiques et structurales du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien issue de ce travail de thèse peuvent aider à la compréhension (i) de la dynamique de remplissage du Bassin parisien durant la période méso-cénozoïque et (ii) des variations des taux de subsidence et de sédimentation, et éventuellement (iii) des paléoenvironnements des dépôts sédimentaires.

- *Applications aux ressources (minières, géothermie, hydrocarbures...)*

La caractérisation du substratum et sa relation avec l'histoire méso-cénozoïque a des implications fondamentales; d'une part dans le substratum, pour le potentiel minier notamment, et d'autre part dans les bassins sur la structuration des réservoirs profonds et leur histoire thermique, qui intéressent les industriels des domaines des hydrocarbures, des ressources en eau et de la géothermie.

De même, les bassins sédimentaires permo-carbonifères, qui marquent la transition entre l'orogène varisque et la sédimentation mésozoïque, sont connus de longue date à l'affleurement pour l'exploitation houillère; mais leur extension sous couverture (comme dans le Bassin parisien) reste très mal contrainte (localisation, extension, épaisseur), alors que certains d'entre eux auraient plusieurs kilomètres d'épaisseur. Ce déficit de connaissances rend leur potentiel industriel quasi-inexploré. C'est pourquoi les cartes lithologiques du substratum du Bassin parisien montrant l'extension des bassins de Laval et d'Arpheuilles sous couverture constituent un support clé dans l'éventualité de phase d'exploration de ces bassins en France.

La méthodologie utilisée durant ces travaux de thèse peut également être utilisée à des fins de cartographie prédictive des ressources. Elle peut être étendue à l'étude des substratums



des différents bassins sédimentaires tels que le Bassin aquitain ou les bassins du SE ou encore à des zones où les lithologies à l’affleurement sont rares : en Afrique, en Guyane ou en contexte de marge continentale comme par exemple au Gabon. Néanmoins, une connaissance des caractéristiques pétrophysiques ainsi que des contraintes géologiques apportées notamment par des forages sont nécessaire afin de proposer les cartes les plus pertinentes.

En France, les indices miniers se retrouvent au sein des formations varisques/cadomiennes sur le pourtour du Bassin parisien. La carte géologique du substratum pourrait permettre de localiser l’extension des lithologies stratégiques sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien.



# LISTE DES FIGURES

---

## Chapitre 1

- Figure I.1 :** Carte géologique simplifiée du Bassin parisien montrant les principaux dépôts sédimentaires ainsi que les limites d’affleurement des massifs varisques/cadomiens (contours d’après Chantraine *et al.*, 2003a). F.R : Fossé Rhéna, B.M.S : Bassin Molassique Suisse. .. 19
- Figure I.2 :** Essai de reconstruction géodynamique de la chaîne varisque depuis l’Ordovicien jusqu’au Carbonifère (d’après Matte, 2001). ..... 21
- Figure I.3 :** Carte schématique de la distribution des zones lithotectoniques varisques en Europe (modifié d’après Faure *et al.*, 2005). MGCH : Mid-German Crystalline High, CPBC : Complexe Plutonique de Bohème Centrale. .... 22
- Figure I.4 :** **a)** Schéma structural simplifié du Massif central ; **b)** Coupe schématique interprétative montrant la succession des nappes métamorphiques ; (modifié d’après Faure *et al.*, 2005) ..... 27
- Figure I.5 :** Schéma structural du domaine du Léon et du domaine nord-armoricain montrant : la géologie de chaque unité (d’après Chantraine *et al.*, 2003a; Faure *et al.*, 2008b; Ballèvre *et al.*, 2013) ainsi que la distribution des reliques du socle icartien et leur âge (d’après Calvez et Vidal, 1978; Auvray *et al.*, 1980; Piton, 1985; Dupret *et al.*, 1990; Samson et D’lemos, 1998; Inglis *et al.*, 2004). ..... 30
- Figure I.6 :** Un modèle d’évolution géodynamique du Massif armoricain au cours de l’Ordovicien (d’après Ballèvre *et al.*, 2013) ..... 32
- Figure I.7 :** Un modèle d’évolution géodynamique de la chaîne éo-varisque au cours du Silurien au Dévonien dans le Massif armoricain et l’ouest du Massif central (d’après Faure *et al.*, 2008) ..... 34
- Figure I.8 :** Un modèle de reconstitution géodynamique du Dévonien moyen à supérieur montrant la double subduction océanique vers le Sud, la formation d’arcs et de bassins d’arrière-arc dans le NE du Massif central et les Vosges (d’après Faure *et al.*, 2009) ..... 35

<b>Figure I.9 :</b> Carte schématique des évènements tectono-métamorphiques D2 et D3 dans le Massif armoricain et le Massif central : <b>a)</b> au cours du Dévonien supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur, <b>b)</b> durant le Carbonifère moyen .....	37
<b>Figure I.10 :</b> Carte des âges des roches magmatiques sur le pourtour du Bassin parisien, références citées dans le texte. ....	40
<b>Figure I.11 :</b> Carte de localisation des bassins stéphaniens et permien sur le pourtour du Bassin parisien (modifié d'après Beccaletto <i>et al.</i> , 2015.).....	41
<b>Figure I.12 :</b> Schéma structural du Massif armoricain mettant en avant les différents domaines, les unités ainsi que les structures majeures (contours d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2003a).....	43
<b>Figure I.13 :</b> Schéma structural de la partie nord du Massif central. ....	44
<b>Figure I.14 :</b> Schéma structural des Vosges et de l'extrémité sud du massif des Ardennes. ..	45
<b>Figure I.15 :</b> Carte géologique simplifiée du domaine nord-armoricain (modifié d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2003a). ....	46
<b>Figure I.16 :</b> Carte géologique de la partie sud du Massif armoricain ainsi que du nord-est du Massif central (modifié d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2003a). ....	50
<b>Figure I.17 :</b> Carte géologique du Massif de Montmarault, du Morvan (modifié d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2003a) et des Vosges (modifié d'après Tabaud, 2012). ....	56
<b>Figure I.18 :</b> Localisation des profils sismiques ECORS, ECORS-DEKORP-S, Armor et du forage de Couy. ....	59
<b>Figure I.19 :</b> Interprétation du profil sismique ECORS Nord France selon Matte et Hirn, (1988). ....	59
<b>Figure I.20 :</b> Interprétation du levé sismique ECORS-DEKORP-S (d'après Edel et Schulmann, 2009).....	60
<b>Figure I.21 :</b> Interprétation des profils sismiques Armor2 nord et Armor2 sud (d'après Bitri <i>et al.</i> , 2003, 2010). ....	61
<b>Figure I. 22 :</b> Écorché anté-triasique du Bassin parisien (d'après Debeglia, 1980).....	62
<b>Figure I. 23 :</b> Schéma structural interprétatif du substratum du Bassin parisien (d'après Edel, 2008).....	63

**Figure I.24** : Exemples de reconstruction des zonations varisques en Europe, **a)** d'après Faure *et al.*, 2005, **b)** d'après Matte, 2001, **c)** d'après Lardeaux *et al.*, 2013, **d)** d'après Martínez-Catalán, 2011, **e)** d'après Ballèvre *et al.*, 2009, **f)** d'après Edel, 2008. Le rectangle représente l'emprise de la zone d'étude..... 66

## Chapitre 2

**Figure II.1** : Schéma structural synthétisé mettant en avant les structures majeures présentes sur le pourtour du Bassin parisien (modifié d'après Chantraine *et al.*, 2003a)..... 70

**Figure II. 2** : Couverture des levés aéromagnétiques haute et moyenne résolution du Bassin parisien. La numérotation renvoie aux levés présentés dans le tableau II.1. En arrière-plan : carte géologique de la France au 1/1000000<sup>e</sup> (Chantraine *et al.*, 2003a). En noir : zone de recouvrement des levés. .... 74

**Tableau II.1** : Liste des levés aéromagnétiques disponibles et compilés. .... 74

**Figure II.3** : Nouvelle carte de l'anomalie magnétique, réduite au pôle et prolongée à 600 m, résultant de l'assemblage des levés numériques haute résolution et digitalisés de moyenne/basse résolution. En transparence : levé aéromagnétique général de la France. .... 75

**Figure II.4** : Carte de l'anomalie de Bouguer de la France, en relief. En arrière-plan : Carte de l'anomalie de Bouguer Terre-Mer..... 77

**Figure II.5** : Cartes gravimétriques et aéromagnétiques selon les opérateurs appliqués : **a)** gradient vertical de l'anomalie de Bouguer, **b)** dérivée seconde de l'anomalie de Bouguer. En arrière-plan : carte de l'anomalie de Bouguer terre-mer selon les opérateurs appliqués.... 79  
..... 80

**Figure II.5 (suite)** : Cartes aéromagnétiques et gravimétriques selon les opérateurs appliqués : **c)** gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle à 600 m, **d)** gradient horizontal de l'anomalie magnétique réduite au pôle à 600 m. En arrière-plan : carte du levé aéromagnétique générale de la France selon les opérateurs appliqués. .... 80  
..... 81

**Figure II.5 (suite)** : Cartes aéromagnétiques et gravimétriques selon les opérateurs appliqués : **e)** signal analytique de l'anomalie magnétique à 120 m, **f)** Tilt derivative de



l'anomalie magnétique réduite au pôle à 600 m. En arrière-plan : carte du levé aéromagnétique générale de la France selon les opérateurs appliqués. ....	81
<b>Figure II.6 :</b> <b>a)</b> Réponses magnétiques théoriques en fonction des différents opérateurs appliqués, <b>b)</b> estimation de la profondeur de la source par la méthode du signal analytique (d'après Nabighian <i>et al.</i> , 1972), <b>c)</b> estimation de la profondeur de la source par la méthode du tilt derivative (d'après Salem <i>et al.</i> , 2007). ....	83
<b>Figure II. 7 :</b> Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle prolongée à 600 m présentant les directions des axes magnétiques principaux ainsi que les discontinuités majeures. ....	88
<b>Figure II.8 :</b> Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer présentant les axes gravimétriques principaux ainsi que les discontinuités majeures. ....	89
<b>Figure II.9 :</b> Carte des directions magnétiques établies à partir de la carte du Tilt derivative (en rouge) et les directions magnétiques principales (vert). En tiret, les discontinuités mineures mises en évidence par les cartes gravimétriques et magnétiques. ....	92
<b>Figure II.10 :</b> Schéma structural du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien. Abréviations : voir dans le texte. ....	98
<b>Figure II.11 :</b> Schéma structural interprétatif de la délimitation des domaines géologiques et blocs du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien. Descriptions incluses dans le texte.	99

### Chapitre 3

<b>Figure III.1 :</b> Synthèse des susceptibilités magnétiques typiques de certaines roches et minéraux communs (adapté de Clark et Emerson 1991). ....	110
<b>Figure III.2 :</b> Carte des secteurs étudiés et localisation des affleurements. En vert : Affleurements visités dans nos travaux, en bleu : données de terrain d'après Joly, (2007). En arrière-plan : carte géologique de la France au 1/1000000ème (Chantraine <i>et al.</i> , 2003a). ..	112
<b>Figure III.3 :</b> Exemple de mesures de susceptibilité magnétique (SI) et de densité (d) : <b>a)</b> discordance des grès cambriens sur les grès briovériens (en rouge) dans le secteur de May-sur-Orne ; ici, les caractéristiques pétrophysiques sont sensiblement similaires entre les deux lithologies, <b>b)</b> discordance (en rouge) des calcaires jurassiques peu denses sur les calcaires magnésiens cambriens plus denses dans le secteur de May-sur-Orne, <b>c)</b> exemple de variations	

mineures des valeurs de susceptibilité magnétique au sein de la formation volcano-sédimentaire du Carbonifère inférieur dans le Bassin de Laval, <b>d)</b> exemple de variations importantes des valeurs de susceptibilité magnétique au sein du groupe leptyno-amphibolite du Plateau d’Aigurande. ....	113
<b>Figure III.4</b> : Intervalles de valeurs de susceptibilité magnétique et de densité des lithologies affleurant au sein du domaine nord-armoricain. ....	117
<b>Tableau III.1</b> : Valeurs des susceptibilités magnétiques et des densités mesurées au sein du Massif de Montmarault (d'après Joly <i>et al.</i> , 2008). ....	118
<b>Figure III.5</b> : Intervalles de valeurs de susceptibilité magnétique des lithologies affleurant au sein du Morvan. ....	119
<b>Figure. III.6</b> : Intervalles de valeurs de susceptibilité magnétique des lithologies affleurant au sein des Vosges Septentrionales. Pour la localisation des secteurs, se référer au chapitre 1, Fig. I.17. ....	120
<b>Figure III.7</b> : Modèle conceptuel d’un profil d’altération d’une roche parente (d’après Wyns, 2002). ....	122
<b>Figure III.8</b> : Localisation des forages (carottés et cuttings) ayant atteint le substratum du Bassin parisien. Sources : base de données BEPH et banque de données du sous-sol du BRGM. Les carottes ont toutes été observées, les noms encadrés correspondent aux échantillons qui ont fait l’objet de datations (Chapitre 4). ....	124
<b>Figure III.9</b> : Photographies des carottes ayant atteint le substratum du Bassin parisien : <b>a)</b> microconglomérat de Quenne, <b>b)</b> flyschs briovériens de Jaulges, <b>c)</b> quartzophyllades de Lhuitre, <b>d)</b> granodiorite de Moulins, <b>e)</b> granite de Sennely, <b>e)</b> vue générale des lithologies atteintes par le forage de Blancfort. ....	125
<b>Tableau III.2</b> : Valeurs de susceptibilité magnétique et de densité mesurées sur les carottes des forages ayant atteint le substratum du Bassin parisien. Pour la localisation des forages, se référer à la figure III. 8. n : nombre de mesures. ....	127
<b>Figure III.10</b> : Carte de localisation des blocs structuraux ayant servi de base aux interprétations. ....	146

<b>Figure III.11</b> : Localisation des vignettes décrites dans le catalogue pétrophysique (Fig. III.12). En arrière-plan : carte géologique de la France au 1/1000000 <sup>ème</sup> (d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2003a).....	147
<b>Figure III.12</b> : Catalogue des réponses magnétiques et gravimétriques des différentes lithologies à l'affleurement sur le pourtour du Bassin parisien et leurs caractéristiques pétrophysiques (k : susceptibilité magnétique et d : densité).....	156
<b>Figure III.13</b> : <b>a)</b> Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, <b>b)</b> Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer. Les forages touchant le substratum sont aussi représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.13c. ....	158
<b>Figure III.13 (suite)</b> : <b>c)</b> carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum pour le domaine nord-armoricain. Les forages touchant le substratum sont aussi représentés sur ces figures.....	159
<b>Figure III.14</b> : Domaine nord-armoricain : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : <b>a)</b> des sédiments néoprotérozoïques et paléozoïques, <b>b)</b> des granodiorites cadomiennes. Les forages ayant atteint le substratum ainsi que les profondeurs du substratum sont figurés. Légende des forages : voir Fig. III.13c. ....	162
<b>Figure III.14 (suite)</b> : Domaine nord-armoricain : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : <b>c)</b> des sédiments et roches magmatiques carbonifères, <b>d)</b> des sédiments permien. Les forages ayant atteint le substratum ainsi que les profondeurs du substratum sont figurés. Légende des forages : voir Fig. III.13c. ....	163
<b>Figure III. 15</b> : Massif de Montmarault : <b>a)</b> Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, <b>b)</b> Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer et <b>c)</b> carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. ....	165
<b>Figure III.16</b> : Prolongement vers le nord du Massif de Montmarault : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : <b>a)</b> des terrains métamorphiques, <b>b)</b> des roches basiques et granitiques et <b>c)</b> des dépôts stéphano-permiens. Les forages ayant atteint le substratum ainsi que les profondeurs du substratum sont figurés. ....	166

<b>Figure III. 17:</b> Bloc Morvan-Vosges : <b>a)</b> Carte du gradient vertical de l’anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, <b>b)</b> Carte du gradient vertical de l’anomalie de Bouguer. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.17c. ....	168
<b>Figure III. 17 (suite) :</b> Bloc Morvan-Vosges : <b>c)</b> carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum. Les forages ayant atteints le substratum sont également représentés sur ces figures. ub : ultrabasites. ....	169
<b>Figure III.18:</b> Bloc Morvan-Vosges : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : <b>a)</b> des terrains métamorphiques, <b>b)</b> des roches basiques et granitiques. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.17c. ....	172
<b>Figure III.18 (suite):</b> Bloc Morvan-Vosges : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : <b>c)</b> des formations volcano-sédimentaires carbonifères <b>d)</b> des dépôts stéphano-permiens. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. Légende des forages : voir Fig. III.17c. ....	173
<b>Figure III. 19 :</b> Bloc Evry-Tonnerre : <b>a)</b> carte du gradient vertical de l’anomalie magnétique réduite au pôle superposée à la carte du tilt derivative en relief, <b>b)</b> carte du gradient vertical de l’anomalie de Bouguer et <b>c)</b> carte géologique basée sur les signatures géophysiques principales du substratum. Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures.....	176
<b>Figure III.20 :</b> Bloc Evry-Tonnerre : cartes lithologiques interprétatives et décomposées montrant la localisation : <b>a)</b> des sédiments néoprotérozoïques/paléozoïques, <b>b)</b> des roches basiques et granitiques et <b>c)</b> des sédiments stéphano-permiens (d’après Delmas <i>et al.</i> , 2002). Les forages ayant atteint le substratum sont également représentés sur ces figures. ....	177
<b>Figure III.21:</b> Carte d’incertitude présentant le degré de confiance avec lequel a été réalisée la carte lithologique, pour les différents secteurs. Contraste : contraste moyen des signatures magnétiques et gravimétriques.....	179
<b>Figure III.22 :</b> Carte géologique du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien.....	185
<b>Figure III.23 :</b> Carte lithologique interprétative des sédiments néoprotérozoïques et paléozoïques.....	186
<b>Figure III.24 :</b> Carte lithologique interprétative des formations métamorphiques .....	187

<b>Figure III.25</b> : Carte lithologique interprétative des roches granitiques et roches basiques.	188
<b>Figure III.26</b> : Carte lithologique interprétative des formations carbonifères inférieur à moyen.....	189
<b>Figure III.27</b> : Carte lithologique interprétative des bassins stéphano-permiens (d'après Delmas <i>et al.</i> , 2002 sauf Arpheuilles. ....	190

## Chapitre 4

<b>Figure IV.1</b> : Photographies des lames minces des granites de Sennely et Blancafort et de la diorite de Moulins réalisées au microscope optique (LPNA : lumière polarisée non analysée ; LPA : lumière polarisée analysée) : <b>a)</b> échantillon MO en LPA ; <b>b)</b> en LPNA ; <b>c)</b> granite de Sennely en LPA mettant en avant l'association biotite et chlorite ainsi qu'une veine de calcite tardive recoupant le quartz et les feldspaths ; <b>d)</b> échantillon BL1a en LPA montrant la séricitisation des feldspaths et la figure de recristallisation dynamique du quartz ; <b>e)</b> échantillon BL2e en LPA où s'observent la direction préférentielle de la biotite englobant l'orthose ainsi que la figure de recristallisation dynamique du quartz ; et <b>f)</b> Mica-fish observé au sein de l'échantillon BL2e en LPNA. Bi : biotite, Pl : plagioclase, Chl : chlorite, FdK : orthose, Qtz : quartz, Amp : amphibole, Ca : calcite. ....	197
<b>Figure IV.2</b> : Image en cathodoluminescence montrant les zonations au sein des zircons de l'échantillon MO. ....	200
<b>Tableau IV.1</b> : Analyses isotopiques utilisées pour la construction du diagramme concordia de la granodiorite de Moulins.....	200
<b>Figure IV.4</b> : Image des grains de zircon et monazite analysés pour le granite de Sennely : <b>a)</b> image en cathodoluminescence des grains datés ; <b>b)</b> image en électrons rétrodiffusés (BSE) des grains de monazite de l'échantillon SE, réalisée au Microscope Electronique à Balayage (MEB).....	202
<b>Tableau IV.2</b> : Données isotopiques mesurées sur les zircons de l'échantillon SE. En gras : données utilisées pour la construction du diagramme Tera-Wasserburg (1972) du granite de Sennely. ....	203



<b>Tableau IV.3</b> : Rapports isotopiques mesurés au sein des monazites de l'échantillon SE. En gras : données utilisées pour la construction du diagramme Concordia du granite de Sennely. ....	204
<b>Figure IV.5</b> : <b>a</b> ) Diagramme Tera-Wasserburg montrant l'ensemble des analyses et <b>b</b> ) Zoom sur le regroupement des analyses réalisées sur le zircon du granite de Sennely <b>c</b> ) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses de monazite du granite de Sennely, les ellipsoïdes rouges représentent les analyses concordantes, les verts ne sont pas utilisés pour le calcul des âges <b>d</b> ) Zoom sur les analyses concordantes des monazites du granite de Sennely. ....	204
<b>Figure IV.6</b> : Image des grains de zircon et monazite analysés pour le granite de Blancafart : <b>a</b> ) image en cathodoluminescence des grains de zircon datés de la granodiorite de Moulins ; <b>b</b> ) image en électrons rétro-diffusés (BSE) au Microscope électronique à balayage des grains de monazite de l'échantillon BL1a ; <b>c</b> ) image en électrons rétro-diffusés (BSE) au Microscope électronique à balayage des monazites de l'échantillon BL2e. ....	206
<b>Tableau IV.4</b> : Données isotopiques mesurées dans le zircon de l'échantillon BL. En gras : données utilisées pour la construction du diagramme Tera-Wasserburg du granite de Blancafart. ....	207
<b>Figure IV.7</b> : Diagrammes isochrones Tera-Wasserburg montrant : <b>a</b> ) l'ensemble des analyses, <b>b</b> ) et <b>c</b> ) deux zooms sur les analyses regroupées, pour le granite de Blancafart. ...	208
<b>Tableau IV.5</b> : Rapports isotopiques mesurés au sein des grains de monazite de l'échantillon SE. Les couleurs représentent les analyses ayant été utilisées pour le calcul des différents âges concordants. En rouge : âges concordants autour de 310Ma ; en vert : âges concordants aux alentours de 290Ma. ....	209
<b>Figure IV.8</b> : <b>a</b> ) diagramme Tera-Wasserburg de l'ensemble des analyses de l'échantillon BL1a, <b>b</b> ) diagramme isochrone Concordia de la population de zircons la plus âgée et <b>c</b> ) diagramme isochrone Concordia de la population de monazite la plus jeune, pour l'échantillon BL1a. Graphiques des analyses géochimiques acquises sur la monazite de l'échantillon BL1a : <b>d</b> ) graphique de la somme du Th et de l'U en fonction de la teneur en terres rares (REE) et <b>e</b> ) graphique de la somme des concentrations en Ca et P en fonction de la teneur en terres rares (REE). ....	210
<b>Tableau IV.6</b> : Analyses des compositions de la monazite datée de l'échantillon BL1a. ....	211

<b>Tableau IV.7</b> : Rapports isotopiques mesurés au sein de la monazite de l'échantillon BL2e. Les couleurs représentent les analyses ayant été utilisées pour le calcul des différents âges concordants ; en orange : les âges proches de 320Ma, en bleu : les âges proches de 304Ma et en vert : les âges proches de 293Ma. ....	212
<b>Figure IV.9</b> : <b>a)</b> diagramme Tera-Wasserburg de l'ensemble des analyses de l'échantillon BL2e, <b>b)</b> diagramme isochrone Concordia de la population de monazite la plus âgée et <b>c)</b> diagramme isochrone Concordia de la population de monazite la plus jeune, pour l'échantillon BL2e. ....	213
<b>Tableau IV.8</b> : Tableau récapitulatif des âges obtenus sur zircons et monazites des granites de Sennely et Blancafort et de la granodiorite de Moulins. ....	214
<b>Figure IV.10</b> : Localisation des profils géophysiques modélisés. En fond : carte géologique du substratum du Bassin parisien, légende : voir Fig. II. ....	216
<b>Figure IV.11</b> : Profil NSE 1 : <b>a)</b> Coupe géophysique réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques, <b>b)</b> Coupe géologique interprétative. ....	220
<b>Figure IV.12</b> : Profil NSE 2 : Coupe géophysique réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques. ....	224
<b>Figure IV.13</b> : Profil AMBP 1 : <b>a)</b> Anomalie magnétique réduite au pôle de l'AMBP et <b>b)</b> Tilt derivative de l'AMBP. Localisation du profil Fig. IV.10. ....	227
<b>Figure IV.14</b> : Coupes géophysiques de l'AMBP réalisées à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques le long du profil AMBP 1 en attribuant différentes susceptibilités magnétiques (au corps magnétique) : <b>a)</b> 0.0315 SI, <b>b)</b> 0.038 SI et <b>c)</b> 0.063 SI. ....	230
<b>Figure IV.15</b> : Coupe géophysique de l'AMBP réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques le long du profil AMBP 2 en attribuant différentes susceptibilités magnétiques (au corps magnétique) : <b>a)</b> 0.038 SI et <b>b)</b> 0.063 SI. ....	234
<b>Figure IV.16</b> : Coupes géophysiques de l'AMBP réalisée à partir des anomalies magnétiques et gravimétriques le long du profil AMBP 3 en attribuant différentes susceptibilités magnétiques (au corps magnétique) : <b>a)</b> 0.038 SI et <b>b)</b> 0.063 SI. ....	236
<b>Figure IV.17</b> : <b>a)</b> Carte du tilt derivative (en relief), surimposée à la carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique, <b>b)</b> carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer et <b>c)</b> coupe schématique de l'AMBP réalisée à l'aide des coupes géophysiques, pour un corps magnétique	

d'une susceptibilité magnétique de 0.038 SI. Les « + » correspondent au trend du tilt derivative, les « - » à l'atténuation du gradient vertical magnétique. .... 239

**Figure IV.18 :** **a)** Au Viséen inférieur à moyen, sous l'effet d'une contrainte compressive NW-SE, la dislocation de l'AMBP s'ouvre selon une direction NE-SW, **b)** au Viséen moyen à supérieur la rotation horaire de 15° du bloc armoricain favorise l'ouverture de la dislocation de l'AMBP et permet le jeu conjugué des cisaillements dextres de direction N150-N160°E et N20-30°E senestres (a et b, modifiés d'après Thiery *et al.*, 2009), **c)** entre le Namurien et le Westphalien, la contrainte compressive étant NE-SW, l'accident de l'AMBP rejoue en chevauchement vers le SW, l'éirement principal étant NW-SE, les accidents N20-30°E jouent en faille normale. NM : Faille nord-Milleval, CSZ : shear-zone de La Courtine, SGSZ : shear-zone de St-Gervais l'Hermitage, Z : raccourcissement maximum. .... 241

**Figure IV.19 :** Schéma structural interprétatif de la délimitation des domaines géologiques et blocs du substratum pré-mésozoïque du Bassin parisien. Les flèches indiquent les liens entre les différents blocs structuraux et domaines géologiques. .... 248

**Figure IV.20 :** Schéma structural de la zonation de la chaîne varisque en France. .... 249

**Figure IV.21 :** Schéma simplifié de l'évolution des domaines paléogéographiques de la chaîne varisque en France. Voir les explications dans le texte. RH : zone Rhénohercynienne, ST : zone Saxothuringienne, Arm/TB (A/TB): Armorica/zone Teplá-Barrandienne, PSH : proto-Sillon Houiller, NG : Nord-Gondwana ..... 253

## Conclusions générales

**Figure V.1 :** Relations entre la structuration du substratum du Bassin parisien et les variations du taux de subsidence le long d'un transect dans la partie ouest du Bassin parisien du Callovien inférieur à l'Oxfordien inférieur (en collaboration avec Simon Andrieu). Interprétation du transect : d'après Andrieu *et al.*, 2016. .... 257



# REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

# A.

---

- Aertgeerts, M., 2016. Petrological study of the Champtoceaux and Audierne complex ophiolitic relics : characterisation of fibrous minerals in mafic and ultramafic rocks  
Thèses à Université de Nantes.
- Altherr, R., Henes-Klaiber, U., Hegner, E., Satir, M., Langer, C., 1999. Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): from subduction to collision. *Int. J. Earth Sci.* 88, 422–443. doi:10.1007/s005310050276
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51–73. doi:10.1016/S0024-4937(99)00052-3
- Améglio, L., 1998. Gravimétrie et forme tridimensionnelle des plutons granitiques - contribution aux études structurales. Toulouse III, 246p.
- Andréo, P., 1995. Apports de données de sismique réfraction à la connaissance du domaine Cadomien de Bretagne Nord. (Rapport BRGM No. R38646).
- Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E., Saucède, T., 2016. Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: From the western France platform to the western Tethyan domain. *Sediment. Geol.* 345, 54–84. doi:10.1016/j.sedgeo.2016.09.005
- Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l’orogène varisque dans l’Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne, in: *Congrès Géologique International, XXVI, Colloque C.* pp. 90–111.
- Autran, A., Debeglia, N., Donsimoni, M., Feys, R., Greber, C., 1980. Socle du bassin. In : Mégnien, C., Ed., *Synthèse géologique du bassin de Paris. Stratigraphie et pélogéographie.* Mémoire BRGM 17–36.
- Autran, A., Castaing, C., Debeglia, N., Guillen, A., Weber, C., 1986. Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l’interprétation de l’anomalie magnétique du bassin de Paris: hypothèse d’un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. *Bull Soc Géol Fr* 8, 125–141.
- Auvray, B., Charlot, R., Vidal, P., 1980. Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): age et signification. *Can. J. Earth Sci.* 17, 532–538. doi:10.1139/e80-050
- Averbuch, O., Piromallo, C., 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics* 558, 70–83.
- Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L.M., Matas, J., 2008. Rhenic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics* 27, TC5006. doi:10.1029/2008TC002306



## B.

---

- Ballèvre, M., Pinardon, J.-L., Kienast, J.-R., Vuichard, J.-P., 1989. Reversal of Fe-Mg Partitioning Between Garnet and Staurolite in Eclogite-facies Metapelites from the Champtoceaux Nappe (Brittany, France). *J. Petrol.* 30, 1321–1349. doi:10.1093/petrology/30.6.1321
- Ballèvre, M., PARIS, F., ROBARDET, M., 1992. Ibero-Armorican correlation during the Palaeozoic confrontation of paleobiogeographic and tectonometamorphic data. *Comptes rendus Acad. Sci. Ser. II* 315, 1783–1789.
- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J.-C., Christian, J., Wyns, R., 1994. Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif, in: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, IGCP-Project 233. Springer Berlin Heidelberg, pp. 183–194.
- Ballèvre, M., Lardeux, H., 2005. Signification paléoécologique et paléogéographique des bivalves du Carbonifère inférieur du bassin d'Ancenis (Massif armoricain). *Comptes Rendus Palevol* 4, 109–121. doi:10.1016/j.crpv.2004.11.011
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de la recherche dans le domaine de l'orogénie* Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 174–201. doi:10.1016/j.crte.2008.11.009
- Ballèvre, M., Fourcade, S., Capdevila, R., Peucat, J.-J., Cocherie, A., Fanning, C.M., 2012. Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France): Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Res., Advances in High-Resolution Ion-Microprobe Geochronology* 21, 1019–1036. doi:10.1016/j.gr.2011.07.030
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du Massif armoricain: actualité de la recherche. *Bull. Société Géologique Minéralogique Bretagne* 500, 5–96.
- Ballèvre, M., Catalán, J.R.M., López-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Fernández, R.D., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Barreiro, J.G., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Poujol, M., Ruffet, G., Martínez, S.S., 2014. Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French–Spanish project. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 77–113. doi:10.1144/SP405.13
- Baptiste, J., Martelet, G., Faure, M., Beccaletto, L., Reninger, P.-A., Perrin, J., Chen, Y., 2016. Mapping of a buried basement combining aeromagnetic, gravity and petrophysical data: The substratum of southwest Paris Basin, France. *Tectonophysics* 683, 333–348. doi:10.1016/j.tecto.2016.05.049
- Baranov, V., 1953. Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol. *Geophys. Prospect.* 1, 171–191.

- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359–382.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics* 29, 67–79.
- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, P., Ribeiro, A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Mem BRGM* 108, 233–246.
- Bayer, R., Guillen, A., Weber, C., 1987. Investigation par forage profond de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (région de Sancerre): modélisation préalable à partir des données magnétiques et gravimétriques. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 305, 203–208.
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., Marc, S., 2011. Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): Insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines. *Mar. Pet. Geol., Thematic Set on the Implications of basin dynamics on petroleum systems* 28, 861–879. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006
- Beccaletto, L., Capar, L., Serrano, O., Marc, S., 2015. Structural evolution and sedimentary record of the Stephano-Permian basins occurring beneath the Mesozoic sedimentary cover in the southwestern Paris basin (France). *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 429–450. doi:10.2113/gssgfbull.186.6.429
- Béchenec, F., Thiéblemont, D., 2013a. avec la collaboration de Cocherie A., Lucassou F. (2013) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Elven (385). Orléans : BRGM, 135 p. Carte géologique par Béchenec F. et al. (2013).
- Béchenec, F., Thiéblemont, D., 2013b. avec la collaboration de Guerrot C., Cocherie A., Lucassou F (2013) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Baud (384). Orléans : BRGM, 143 p. Carte géologique par Béchenec F. et al. (2013).
- Behr, H.-J., Engel, W., Franke, W., Giese, P., Weber, K., 1984. The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics* 109, 15–40. doi:10.1016/0040-1951(84)90168-9
- Behrmann, J., Drozdowski, G., Heinrichs, T., Huch, M., Meyer, W., Oncken, O., 1991. Crustal-scale balanced cross sections through the Variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment. *Tectonophysics* 196, 1–21. doi:10.1016/0040-1951(91)90287-3
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 235–250. doi:10.1016/0012-821X(85)90024-X
- Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42. doi:10.1016/0191-8141(79)90019-1
- Bertrand, J.M., Leterrier, J., Cuney, M., Brouand, M., Stussi, J.M., Delaperrière, E., Virlogeux, D., 2001. Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie Fr.* 1, 167–189.
- Bitri, A., Brun, J.-P., Chantraine, J., Guennoc, P., Marquis, G., Marthelot, J.-M., Perrin, J., Pivot, F., Truffert, C., 1997. Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord

- (France): sismique réflexion verticale et sondage magnétotellurique (projet GéoFrance 3D — Armor). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 325, 171–177. doi:10.1016/S1251-8050(97)88285-7
- Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J.-P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C., Truffert, C., 2003. Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme GéoFrance 3D). *Comptes Rendus Geosci.* 335, 969–979. doi:10.1016/j.crte.2003.09.002
- Bitri, A., Brun, J.-P., Gapais, D., Cagnard, F., Gumiaux, C., Chantraine, J., Martelet, G., Truffert, C., 2010. Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/GéoFrance 3D Program). *Comptes Rendus Geosci.* 342, 448–452. doi:10.1016/j.crte.2010.03.006
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494–1498.
- Blakely, R.J., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Bles, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169, 79–111.
- Bois, C., Allegre, C.J., 1983. The Structure and Dynamics of Continental Crust: The French ECORS Programme. *First Break* 1. doi:10.3997/1365-2397.1983011
- Bois, C., Cazes, M., Choukroune, P., Gariel, O., Hirn, A., Le Gall, B., Lefort, J.P., Matte, P., Pinet, B., 1994. Seismic reflection images of the pre-Mesozoic crust in France and adjacent areas, in: *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer, pp. 3–48.
- Bonijoly, D., Castaing, C.H., 1983. Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann Soc Geol Nord* 103, 187–199.
- Bonijoly, D., Castaing, C., 1986. Ouverture et évolution structurale de quelques bassins houillers de directions orthogonales, dans le Massif Central français. *Ann Soc Geol Nord* 106, 189–200.
- Bonijoly, D., Perrin, J., Truffert, C., Asfirane, F., 1999. Couverture géophysique aéroportée du Massif armoricain. *Rapp. BRGM* 40471, 75.
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geol. J.* 35, 297–325. doi:10.1002/gj.864
- Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.-J., Serrano, O., 2016. Response of a low-subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene-early Eocene period in the Paris Basin. *Solid Earth* 7, 205.
- Brown, M., Power, G.M., Topley, C.G., D’Lemos, R.S., 1990. Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 51, 181–213. doi:10.1144/GSL.SP.1990.051.01.12
- Brown, M., 1995. The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): distortion of an active continental margin during south-

west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géologie Fr.* 3, 3–22.

- Bruguier, O., 2009. Géochronologie U-Pb par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS): Principes, Complexités et Perspectives. Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Montpellier.
- Brun, J.-P., Ballard, J.-F., Le Corre, C., 1991. Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. *J. Struct. Geol.* 13, 419–429. doi:10.1016/0191-8141(91)90015-B
- Brun, J.P., Wenzel, F., 1991. Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. *Geology* 19, 758–762. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0758:CSSOTS>2.3.CO;2
- Burg, J.P., 1981. Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale: signification des linéations d'étirement EW dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *CR Acad Sci Paris II* 293, 849–854.
- Burg, J.P., Matte, P., Leyreloup, A., Marchand, J., 1984. Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 14, 47–61. doi:10.1144/GSL.SP.1984.014.01.05
- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994. Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes* 319, 1019–1032.

## C.

---

- Cabanis, B., Peucat, J.J., Michot, J., Deutsch, S., 1979. Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord-armoricain); étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist. *Bull. BRGM -4* 357–364.
- Cabanis, B., Wyns, R., 1986. Le volcanisme précambrien des Mauges (sud-est du Massif armoricain) et ses caractères géochimiques. *Hercynia, Rennes II* (1) 71–78.
- Calvez, J.Y., Vidal, P., 1978. Two billion years old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 395–399. doi:10.1007/BF00372286
- Carasco, B., 1987. Les grabens stéphano-permiens de l'est de la France: Evolution tectono-sédimentaire, développement des facies lacustres carbonates et sapropéliques. *Strasbourg 1*.
- Carpina, J., Doubinger, J., Guerin, R., Juteau, J., Monnier, M., 1984. Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique; caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. Geol. Fr.* S7–XXVI, 839–859. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXVI.5.839
- Cartannaz, C., Rolin, P., Le Métour, J., Fabbri, O., 2006. Fammenian–Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *Comptes Rendus Geosci.* 338, 214–221. doi:10.1016/j.crte.2005.12.003

- Cartier, C., Faure, M., 2004. The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 945–958. doi:10.1007/s00531-004-0398-3
- Cartier, C., Faure, M., Lardeux, H., 2001. The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. *Terra Nova* 13, 143–149. doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00334.x
- Cavelier, C., Mégnien, C., Pomerol, D., Rat, P., 1979. Le bassin de Paris. *Bulletin D'Information Des Géologues Du Bassin De Paris* 16 3–52.
- Cavet, P., Dubreuil, M., Blaise, J., Willefert, S., 1986. Les Ampélites du Houx (Silurien). Leurs relations avec les unités paléozoïques de Lanvaux: les Ponts de Cé et de Saint-Georges-sur-Loire (Massif Armoricaïn). *Bull. Société Sci. Nat. Ouest Fr.* 8, 136–143.
- Cavet, P., Lardeux, H., Philippot, A., 1971. Ordovicien et Silurien aux environs de Montjean et Chalonnnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricaïn). *Mém BRGM* 73, 199–212.
- Cazes, M., Mascle, A., Torrelles, X., Bois, C., Damotte, X., Matte, P., Raoult, X., Pham, V.N., Hirn, A., Galdeano, X., 1986. Large Variscan overthrusts beneath the Paris basin. *Nature* 323, 144–147.
- Cazes, M., Toreilles, G., Bors, C., Damotte, B., Galdeano, A., Hirn, A., Mascle, A., Matte, P., Pham, V.N., Raoult, J.F., 1985. Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France. Premiers résultats du profil ECORS. *Bull Soc Géol Fr Paris* 8 I 925–981.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafriean belt. *Tectonophysics* 331, 1–18. doi:10.1016/S0040-1951(00)00233-X
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 2003a. and collab. Carte Géologique de la France au 1/1000000e. BRGM(6ème édition), Orléans. France.
- Chantraine, J., Béchenec, F., Rabu, D., 2003b. Notice explicative de la carte 1/250000 du Massif armoricaïn 107 p.
- Chauris, L., 1969. Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *CR Acad Sci Fr* 268, 2859–2861.
- Clark, D., Emerson, D., 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Explor. Geophys.* 22, 547–555. doi:10.1071/EG991547
- Coeherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M., Laumonier, B., 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). *Bull. Société Géologique Fr.* 176, 269–282.
- Coeherie, A., Robert, M., 2008. Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U–Pb zircon geochronology: A review of recent advances. *Gondwana Res., Micro-chronology and evolution of the planet Earth* 14, 597–608. doi:10.1016/j.gr.2008.01.003
- Cocks, L.R.M., 2000. The Early Palaeozoic geography of Europe. *J. Geol. Soc.* 157, 1–10. doi:10.1144/jgs.157.1.1

- Corpel, J., Weber, C., 1970. Contribution de l'étude de l'aimantation rémanente à la gîtologie du synclinal ferrifère de Segré. Rapport BRGM/70-SGN-029-GPH. 23 pp.
- Corsin, P., Mattauer, M., 1957. Quelques nouveaux gisements fossilifères du Massif des Ballons (Vosges méridionales). *Comptes Rendus Somm. Société Géologique Fr.* 5, 92–94.
- Corsin, P., Ruhland, M., 1959. Les gisements à plantes du Viséen dans les Vosges méridionales. *COMPTE RENDUS Hebd. SEANCES Acad. Sci.* 248, 2145–2149.
- Costa, S., Rey, P., 1995. Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex. *Geology* 23, 905–908.
- Cuney, M., Stussi, J.-M., Brouand, M., Dautel, D., Michard, A., Gros, Y., Poncet, D., Bouton, P., Colchen, M., Vervialle, J.-P., 1993. Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la Ligne Tonalitique Limousine en Vendée. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 316, 1383–1390.

## D.

---

- Dadet, P., Herrouin, Y., Bardy, P., Lebreton, P., Trautmann, F., Carn, A., 1995. Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Pipriac (387) 75p.
- Dearing, J., 1999. Magnetic susceptibility. *Environ. Magn. Pract. Guide* 6, 35–62.
- Debeglia, N., 1980. Carte du socle, écorché anté-triasique. In: Mégnien C., Ed., Synthèse géologique du bassin de Paris, Atlas. Mémoire BRGM, 102.
- Debeglia, N., Corpel, J., 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. *GEOPHYSICS* 62, 87–96. doi:10.1190/1.1444149
- Delfour, J., Guerrot, C., 1997. Age viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre): contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géol Fr* 2, 3–12.
- Delmas, J., Houel, P., Vially, R., 2002. Paris Basin, Petroleum potential. IFP Reg. Rep.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielink, B., *et al.*, 2000. Atlas peri-Tethys, Palaeogeographical maps CCGM/CGMM, Paris, 24 maps and explanatory notes, I-XX 269 pp.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S., 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol., Hydro-ecological functioning of the Pang and Lambourn catchments, UKResults from the Lowland Catchment Research (LOCAR) initiative* 330, 260–284. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.026
- Didier, J., Lameyre, J., 1969. Les granites du Massif Central Français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24, 219–238. doi:10.1007/BF00376049
- Diot, H., 1980. Recherches structurales dans la partie orientale du Domaine Ligérien. Thèse Nantes.



- Doubinger, J., von Eller, J.-P., 1963. et ELLER, JP von,(1963) Découverte de Chitinozoaires d'âge silurien dans les schistes de Steige (Vallée de l'Andlau, Vosges). CR Acad Sci Paris 256, 469–471.
- Dubreuil, M., 1986. Evolution géodynamique du Paléozoïque Ligérien (Massif Armoricaïn) (Thèse d'état). Université de Nantes.
- Dubreuil, M., Cavet, P., 1989. avec la collaboration de Blaise J., Estéoule-Choux J., Gruet M., Lardeux H., - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Mars-la-Jaille (421). Orléans : BRGM, 73 p. Carte géologique par Dubreuil M., Blaise J., Cavet P., Diot H., Gruet M. (1988).
- Ducassou, C., Ballèvre, M., Lardeux, H., Robin, C., 2010. Evidence for pre-orogenic, Early Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Palaeozoic cover of the Mauges Unit (Upper Allochthon, Armorican massif, France). *Int. J. Earth Sci.* 100, 1451–1475. doi:10.1007/s00531-010-0605-3
- Ducassou, C., Poujol, M., Hallot, E., Bruguier, O., Balleve, M., 2011. Petrology and geochronology of the high-K calc-alkaline Mésanger magmatism (Armorican massif, France): a ca. 320 Ma old volcano-plutonic association. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 467–477. doi:10.2113/gssgfbull.182.6.467
- Duguet, M., 2003. Evolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Payzac dans la chaîne hercynienne française (Massif central et Vendée) (phdthesis). Université d'Orléans.
- Dupis, A., Baltenberger, P., Fabriol, H., Gasmi, M., Ghorbel, N., 1990. Contribution de la magnéto-tellurique et de la sismique à l'étude de l'anomalie magnétique du Bassin parisien. *Bull Soc Géol Fl* 990, 5.
- Dupret, L., Dissler, E., Doré, F., Gresselin, F., Gall, J.L., 1990. Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 51, 115–131. doi:10.1144/GSL.SP.1990.051.01.08
- Duthou, J.L., 1978. Les granitoides du Haut Limousin (Massif central français). Chronologie Rb-Sr de leur mise en place. Le thermométamorphisme carbonifère. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 229–235.
- Duthou, J.L., Cantagrel, J.M., Didier, J., Vialette, Y., 1984. Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  system. *Phys. Earth Planet. Inter.* 35, 131–144. doi:10.1016/0031-9201(84)90039-6
- Edel, J.B., Weber, K., 1995. Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. *Geol. Rundsch.* 84, 412–432. doi:10.1007/BF00260450

## ***E.***

---

- Edel, J.-B., Schulmann, K., Rotstein, Y., 2006. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. *Int. J. Earth Sci.* 96, 305. doi:10.1007/s00531-006-0092-8

- Edel, J.B., 2008. Structure et nature du socle anté-permien du bassin de Paris d'après les données gravimétriques et magnétiques; le problème de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (AMBP). *Géochronique* 105, 31–37.
- Edel, J.-B., Schulmann, K., 2009. Geophysical constraints and model of the “Saxothuringian and Rhenohercynian subductions – magmatic arc system” in NE France and SW Germany. *Bull. Société Géologique Fr.* 180, 545–558. doi:10.2113/gssgfbull.180.6.545
- Edel, J.B., Schulmann, K., Skrzypek, E., Cocherie, A., 2013. Tectonic evolution of the European Variscan belt constrained by palaeomagnetic, structural and anisotropy of magnetic susceptibility data from the Northern Vosges magmatic arc (eastern France). *J. Geol. Soc.* 2011–138. doi:10.1144/jgs2011-138
- Edel, J.-B., Schulmann, K., Lexa, O., Diraison, M., Géraud, Y., 2015. Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian–Armorican oroclinal bending: Preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain). *Tectonophysics* 657, 172–186. doi:10.1016/j.tecto.2015.07.002
- Egal, E., Guerrot, C., Le Goff, E., Thiéblemont, D., Chantraine, J., 1996. The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.* 281–318.
- Elkins, T.A., 1951. The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics* 16, 29–50.

## ***F.***

---

- Fairhead, J.D., Salem, A., Cascone, L., Hammill, M., Masterton, S., Samson, E., 2011. New developments of the magnetic tilt-depth method to improve structural mapping of sedimentary basins. *Geophys. Prospect.* 59, 1072–1086. doi:10.1111/j.1365-2478.2011.01001.x
- Faure, M., Prost, A.E., Lasne, E., 1990. Deformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Soc. Geol. Fr.* VI, 189–197. doi:10.2113/gssgfbull.VI.1.189
- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132–153. doi:10.1029/94TC02021
- Faure, M., Leloix, C., Roig, J.-Y., 1997. L'Evolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Société Géologique Fr.* 168, 695–705.
- Faure, M., Cartier, C., 1998. Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de-la-Place (unité de Lanvaux, Massif armoricain). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 326, 795–802. doi:10.1016/S1251-8050(98)80245-0
- Faure, M., Monié, P., Pin, C., Maluski, H., Leloix, C., 2000. Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb–Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *Int. J. Earth Sci.* 91, 53–75. doi:10.1007/s005310100202

- Faure, M., Mézème, E.B., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.-Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *J. Virtual Explor.* 19, 1–25.
- Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008a. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Tectonics* 27, TC2005. doi:10.1029/2007TC002115
- Faure, M., Sommers, C., Melleton, J., Cocherie, A., Lautout, O., 2008b. The Léon Domain (French Massif Armoricaïn): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise? Structural and geochronological insights. *Int. J. Earth Sci.* 99, 65–81. doi:10.1007/s00531-008-0360-x
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l’orogénie varisque: Une vision moderne de la recherche dans le domaine de l’orogénie* Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 202–213. doi:10.1016/j.crte.2008.12.001
- Floc’h, J.P., 1983. La série métamorphique du Limousin central. Université de Limoges.
- Floyd, P.A., 1984. Geochemical characteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic lavas within the Hercynian troughs of SW England. *J. Geol. Soc.* 141, 61–70. doi:10.1144/gsjgs.141.1.0061
- Franke, W., Engel, W., 1982. Variscan sedimentary basins on the continent, and relations with South-West England. *Proc. Ussher Soc.* 5, 259–269.
- Franke, W., 1984. Late events in the tectonic history of the Saxothuringian zone. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 14, 33–45. doi:10.1144/GSL.SP.1984.014.01.04
- Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 230, 67–90. doi:10.1130/SPE230-p67
- Franke, W., Oncken, O., 1995. Zur prädevonischen Geschichte des Rhenohercynischen Beckens. *Nova Acta Leopoldina NF* 71, 53–72.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 35–61. doi:10.1144/GSL.SP.2000.179.01.05
- Franke, W., 2014. Topography of the Variscan orogen in Europe: failed–not collapsed. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1471–1499. doi:10.1007/s00531-014-1014-9

## ***G.H.***

---

- Galdeano, A., Guillon, J.C., 1985. Interprétation des données magnétiques et gravimétriques. *Etude Croûte Terr. Par Sismique Profonde Profil Nord Fr. Struct. Hercynienne Tech. Rueil* 127–140.
- Gapais, D., Lagarde, J.-L., Le Corre, C., Audren, C., Jegouzo, P., Casas Sainz, A., Van Den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d’extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 316, 1123–1129.

- Gapais, D., Brun, J.-P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., Veslud, C.L.C.D., 2015. Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 117–129. doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.117
- Gaudot, I., 2016. Analyse des intercorrélations du champ d'onde sismique ambiant - Application à la tomographie de l'Ouest de la France (phdthesis). Université de Nantes.
- Gebauer, D., Williams, I.S., Compston, W., Grünenfelder, M., 1989. Evolution of the European Continental Crust: Deep Drilling, Geophysics, Geology and Geochemistry The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics* 157, 81–96. doi:10.1016/0040-1951(89)90342-9
- Genna, A., Debriette, P.-J., 1994. Structures en fleur dans le bassin houiller d'Alès. Implications structurales. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes* 318, 977–984.
- Gérard, A., 1971. Apports de la gravimétrie à la connaissance de la tectonique profonde du bassin de Paris. *Bull. Bur. Rech. Géologiques Minières Sect. 1*, 75–87.
- Gérard, A., Weber, C., 1971. L'anomalie magnétique du Bassin de Paris interprétée comme élément structural majeur dans l'histoire géologique de la France. *CR Acad Sci Paris Sér. D* 272, 921–923.
- Gérard, A., Griveau, P., 1972. Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir de cartes transformées de gradient vertical. *Geophys. Prospect.* 20, 459–481.
- Goguel, J., 1954. Levé gravimétrique détaillé du Bassin parisien. Imprimerie Nationale.
- Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B., Vidal, P., 1988. The Cadomian Orogeny in the northern Armorican Massif: petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica* 1, 1–13.
- Guerin, R., Monnier, M., 1984. Relations entre histoire structurale et volcanisme dans le complexe volcanique acide stéphano-permien du Morvan occidental (Blismes-Montreuil) (Massif Central français). *Comptes-Rendus Séances Académie Sci. Sér. 2 Mécanique-Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 299, 37–42.
- Guillen, A., Debeglia, N., 1984. Contribution à l'étude de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (Doc. du BRGM).
- Guillen, A., Bayer, R., Millon, R., Rousset, D., 1990. Evolution des hypothese et modelisation pour l'interpretation de l'anomalie magnetique du bassin de Paris (region de Sancerre). *Bull. Soc. Geol. Fr. VI*, 739–748. doi:10.2113/gssgfbull.VI.5.739
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., others, 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodin. Acta* 13, 189–245.
- Guillot, S., Ménot, R.-P., 2009. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque: Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogénie* Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 253–265. doi:10.1016/j.crte.2008.11.010

- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J.P., Chantraine, J., Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodin. Acta* 17, 289–307. doi:10.3166/ga.17.289-307
- Hebert, R., Hallot, E., Guerrot, C., Chantraine, J., 1993. New structural, petrological and radiometric constraints within the Cadomian belt : chronology of events in the Baie de Saint-Brieuc, Northern Armorican Massif (France). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 316, 395–401.
- Héritier, F., Villemin, J., 1971. Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull BRGM* 2, 11–30.
- Herrouin, Y., Dadet, P., Guigues, J., Laville, P., Talbo, H., 1989. Notice explicative de la carte géologique de France au 1: 50000, feuille Bain-de-Bretagne (388). BRGM Orléans 82p.
- Holder, M.T., Leveridge, B.E., 1986. Correlation of the Rhenohercynian Variscides. *J. Geol. Soc.* 143, 141–147. doi:10.1144/gsjgs.143.1.0141
- Houllatte, E., Le Hérisse, A., Pelhate, A., Rolet, J., 1988. Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géologie Fr.* 1, 27–46.
- Hsu, S., Coppens, D., Shyu, C., 1998. Depth to magnetic source using the generalized analytic signal. *GEOPHYSICS* 63, 1947–1957. doi:10.1190/1.1444488

## ***I.J.K.***

---

- Ikenne, M., Baroz, F., 1985. Mise en évidence des caractères orogénique, tholéitique et calcoalcalin du volcanisme dévono-dinantien dans le massif du Rabodeau (Vosges septentrionales): apport à la reconstitution géotectonique des Vosges. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 301, 529–532.
- Inglis, J.D., Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Hamilton, M., 2004. U–Pb geochronological constraints on the tectonothermal evolution of the Paleoproterozoic basement of Cadomia, La Hague, NW France. *Precambrian Res.* 134, 293–315. doi:10.1016/j.precamres.2004.07.003
- Jégouzo, P., 1980. Shear zones in rocks The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 2, 39–47. doi:10.1016/0191-8141(80)90032-2
- Joly, A., 2007. Relations plutons et discontinuités lithosphériques - Approche pluridisciplinaire de la mise en place de plutons granitiques le long du Sillon Houiller (Massif Central Français). Apports des études de terrain et des données gravimétriques, magnétiques et ASM pour des modélisations 3D. (phdthesis). Université d'Orléans.
- Joly, A., Chen, Y., Faure, M., Martelet, G., 2007a. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault—Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 1. Geochronology, mineral fabrics, and tectonic implications. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, B10104. doi:10.1029/2006JB004745

- Joly, A., Chen, Y., Faure, M., Martelet, G., 2007b. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault—Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 1. Geochronology, mineral fabrics, and tectonic implications. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, B10104. doi:10.1029/2006JB004745
- Joly, A., Martelet, G., Chen, Y., Faure, M., 2008. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault—Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 2. Gravity, aeromagnetic investigations, and 3-D geologic modeling. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113, B01404. doi:10.1029/2006JB004744
- Joseph, P., 1982. Le minerai de fer oolithique ordovicien du Massif Armoricaïn: sédimentologie et paléogéographie. Ecole Nationale des Mines de Paris.
- Jung, J., 1928. Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine: Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace... Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine.
- Juteau, T., 1971. Nouvelles données cartographiques, pétrographiques et chimiques sur le massif devono-dinantien du Rabodeau (Vosges septentrionales); pétrogenèse d'une série spilite-keratophyre "hercynotype" complexe. *Sci. Terre* 16, 45–106.
- Kemnitz, H., Romer, R.L., Oncken, O., 2002. Gondwana break-up and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). *Int. J. Earth Sci.* 91, 246–259. doi:10.1007/s005310100209
- Konopásek, J., Schulmann, K., 2005. Contrasting Early Carboniferous field geotherms: evidence for accretion of a thickened orogenic root and subducted Saxothuringian crust (Central European Variscides). *J. Geol. Soc.* 162, 463–470. doi:10.1144/0016-764904-004
- Krecher, M., Behrmann, J.H., Müller-Sigmund, H., 2007. Sedimentology and tectonic setting of Devonian-Carboniferous turbidites and debris flow deposits in the Variscan Vosges Mountains (Markstein Group, NE-France) [Sédimentologie und tektonisches Milieu von devono-karbonischen Suspensionsstrom- und Trümmerstromablagerungen im Variszikum der Vogesen (Markstein Gruppe, NE-Frankreich)]. *Z. Dtsch. Ges. Für Geowiss.* 158, 1063–1087. doi:10.1127/1860-1804/2007/0158-1063

## **L.**

---

- Lacombe, O., Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 330, 793–798. doi:10.1016/S1251-8050(00)00228-7
- Lafon, J.M., 1986. Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du massif central français, le Rouergue oriental et le Limousin central.
- Lardeux, H., Cavet, P., 1994. Paleozoic of the Ligerian Domain, in: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, IGCP-Project 233*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 152–156.



- Lardeaux, J.M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J.B., tipska, P., 2014. The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 7–44. doi:10.1144/SP405.14
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le massif armoricain. *Sci Geol Bull* 44, 31–103.
- Le Gall, J., 1993. Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). *Mémoires de Géosciences Rennes*, 52.
- Le Gall, J., Vernhet, Y., Lacquement, F., Gauquelin, J.-L., Robert, A., Cocherie, A., Naveau, J., 2011. Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Laval (319). Orléans : BRGM, 261 p. Carte géologique par Le Gall J., Gigot P., Savaton P., Lacquement F., Poprawsky Y., Vernhet Y. (2011).
- Le Hébel, F., Vidal, O., Kienast, J.-R., Gapais, D., 2002. Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale : une unité de HP–BT dans la chaîne hercynienne. *Comptes Rendus Geosci.* 334, 205–211. doi:10.1016/S1631-0713(02)01746-7
- Le Mouél, J.-L., 1969. Sur la distribution des éléments magnétiques de France.
- Le Roux, J., 2000. Structure of the northeastern Paris basin. *Bulletin D'Information Des Géologues Du Bassin De Paris* 37 13–34.
- Lecoanet, H., Lévêque, F., Segura, S., 1999. Magnetic susceptibility in environmental applications: comparison of field probes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 115, 191–204. doi:10.1016/S0031-9201(99)00066-7
- Ledru, P., Lardeaux, J.-M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français. *Bull. Société Géologique Fr.* 8, 605–618.
- Leloix, C., Faure, M., Feybesse, J.-L., 1999. Hercynian polyphase tectonics in the northeast French Massif Central: the closure of the Brévenne Devonian–Dinantian rift. *Int. J. Earth Sci.* 88, 409–421. doi:10.1007/s005310050275
- Lescuyer, J.-L., Cocherie, A., 1992. Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des schistes X de la Montagne Noire (Massif central français). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 314, 1071–1077.
- Leveridge, B., Hartley, A.J., 2006. The Variscan Orogeny: the development and deformation of Devonian/Carboniferous basins in SW England and South Wales. *Geol. Engl. Wales* edited PJ Brenchley PF Rawson Lond. Geol. Soc. Lond. 2006, 225–255.
- Lienhardt, M., 1961. Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté permien du bassin de Paris. *Ann. Société Géologique Nord* 81, 233–241.
- Lin, W., Faure, M., Li, X., Chu, Y., Ji, W., Xue, Z., 2016. Detrital zircon age distribution from Devonian and Carboniferous sandstone in the Southern Variscan Fold-and-Thrust belt (Montagne Noire, French Massif Central), and their bearings on the Variscan belt evolution. *Tectonophysics* 677–678, 1–33. doi:10.1016/j.tecto.2016.03.032

- Linnemann, U., Romer, R.L., 2010. Pre-Mesozoic geology of Saxo-Thuringia. From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen. Schweizerbart, Stuttgart.
- Lorenz, C., 1992. Large deformations of the sedimentary cover in the west and southwest of the Paris Basin; their contribution to the understanding of the structure of the basement. Bulletin D'Information Des Géologues Du Bassin De Paris 29 5–17.
- Ludwig, K.R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Kenneth R. Ludwig.

## **M.**

---

- Maass, R., Stoppel, D., 1982. Nachweis von Oberdevon bei Markstein (Bl. Munster, Südvogesen). Z. Dtsch. Geol. Ges. 403–408.
- Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. Tectonics 12, 1115–1130.
- Marchand, J., 1981. Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). CR Acad Sci Paris 293, 223–228.
- Martelet, G., Debeglia, N., Truffert, C., 2002. Updating and validating the French gravity terrain corrections out to a distance of 167 km. Comptes Rendus Geosci. 334, 449–454.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). Tectonophysics 382, 117–128. doi:10.1016/j.tecto.2003.12.009
- Martelet, G., Pajot, G., Debeglia, N., 2009. Nouvelle carte gravimétrique de la France; RCGF09–Réseau et Carte Gravimétrique de la France, 2009. Rapport BRGM/RP-57908-FR.
- Martelet, G., Perrin, J., Truffert, C., Deparis, J., 2013. Fast mapping of magnetic basement depth, structure and nature using aeromagnetic and gravity data: combined methods and their application in the Paris Basin: *Fast mapping of a buried basement using magnetic and gravity data*. Geophys. Prospect. 61, 857–873. doi:10.1111/1365-2478.12024
- Martínez-Catalán, J.R., 2011. The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. Int. J. Earth Sci. 101, 1299–1314. doi:10.1007/s00531-011-0715-6
- Masclé, A., Cazes, M., 1987. La couverture sédimentaire du bassin Parisien le long du profil ECORS-Nord de la France. Rev. Inst. Fr. Pétrole 42, 303–316. doi:10.2516/ogst:1987018
- Matte, P., Burg, J.P., 1981. Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 9, 353–358. doi:10.1144/GSL.SP.1981.009.01.31

- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374. doi:10.1016/0040-1951(86)90237-4
- Matte, P., Respaut, J.-P., Maluski, H., Lancelot, J., Brunel, M., 1986. La faille NW-SE du Pays de Bray: un décrochement ductile dextre hercynien: déformation à 30 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage "Pays de Bray 201." *Bull Soc Géol Fr* 8, 1.
- Matte, P., Hirn, A., 1988. Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan Crust in western France. *Tectonics* 7, 141–155. doi:10.1029/TC007i002p00141
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W., 1990. International IGCP Conference Project 233 Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics* 177, 151–170. doi:10.1016/0040-1951(90)90279-H
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309–337. doi:10.1016/0040-1951(91)90328-P
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122–128. doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x
- Mégnién, C., 1971. Observations sur les ondulations tectoniques du bassin de Paris et hypothèse sur une dislocation majeure du socle. *Bull BRGM* 1, 31–40.
- Mégnién, C., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris, I, Stratigraphie et paléogéographie. *Mémoires du BRGM* 101.
- Melleton, J., Cocherie, A., Faure, M., Rossi, P., 2010. Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U–Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Res.* 17, 13–25. doi:10.1016/j.gr.2009.05.007
- Ménard, G., Molnar, P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature* 334, 235–237.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *J. Appl. Geophys.* 32, 213–217. doi:10.1016/0926-9851(94)90022-1

## ***N.O.***

---

- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507–517.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics* 70, 33ND–61ND.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., 1996. Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.* 333–346.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana*

- Res., The Rheic Ocean: Palaeozoic Evolution from Gondwana and Laurussia to Pangaea 17, 194–222. doi:10.1016/j.gr.2009.08.001
- Oncken, O., Masonne, H.J., Schwab, M., 1995. Rhenohercynian foldbelt: autochthon and non-metamorphic nappe units-metamorphic evolution. *Pre-Permian Geol. Cent. West. Eur.* Springer Berl. 82–86.
- Oncken, O., 1997. Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). *Geol. Rundsch.* 86, 2–20. doi:10.1007/s005310050118
- Oncken, O., von Winterfeld, C., Dittmar, U., 1999. Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). *Tectonics* 18, 75–91. doi:10.1029/98TC02763
- Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., Schrader, S., 2000. Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 199–216. doi:10.1144/GSL.SP.2000.179.01.13

## **P.**

---

- Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Pin, C., Orsini, J.-B., 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chem. Geol.* 198, 1–20. doi:10.1016/S0009-2541(02)00401-1
- Pasteels, P., Doré, F., 1982. Age of the Vire-Carolles granite. *Numer. Dating Stratigr.* Wiley N. Y. 784–790.
- Patocka, F., Vlasimsky, P., Blechová, K., 1993. Geochemistry of early Paleozoic volcanics of the Barrandian basin (Bohemian Massif, Czech Republic): Implications for paleotectonic reconstructions. *Jb Geol BA* 136, 873–896.
- Pedersen, L.B., 1989. Relations between horizontal and vertical gradients of potential fields. *Geophysics* 54, 662–663.
- Peiffer, M.-T., 1986. La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 303, 305–310.
- Perrodon, A., Zabek, J., 1990. Paris Basin: Chapter 32: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: *Analog Basins* 134, 633–679.
- Peucat, J.J., 1986. Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc.* 143, 875–885. doi:10.1144/gsjgs.143.6.0875
- Pham, V.N., Boyer, D., Le Mouél, J.-L., 2000. Nouveaux arguments sur l'origine de l'anomalie magnétique du Bassin parisien (AMBP) d'après les propriétés électriques de la croûte. *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 331, 443–449.

- Pin, C., Carme, F., 1988. Ecailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la «Ligne des Klippes», Vosges méridionales (France). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 306, 217–222.
- Pin, C., Paquette, J.-L., 1998. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 222–238. doi:10.1007/s004100050334
- Pin, C., Paquette, J.-L., 2002. Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge dévono-dinantien du nord du Massif Central, témoin d'une marge active hercynienne: arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodin. Acta* 15, 63–77. doi:10.1080/09853111.2002.10510739
- Piton, P., 1985. Etude géochimique et géochronologique de la croûte continentale protérozoïque (1.8–2.2) au Nord du Massif Armoricaire. Rap. Diplôme D'Etudes Approfondies Univ Rennes Rennes Fr.
- Pitra, P., Ballèvre, M., Ruffet, G., 2010. Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *J. Metamorph. Geol.* 28, 183–208. doi:10.1111/j.1525-1314.2009.00862.x
- Plaine, J., Hallégouët, B., Quété, Y., 1984. Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Questembert (418). Orléans BRGM. Carte géologique par Plaine et al. (1984), 63 p.
- Pomerol, C., 1978. Paleogeographic and structural evolution of the Paris Basin, from the Precambrian to the present day, in relation to neighboring regions. *Geol. En Mijnb. J. Geosci.* 57, 533–543.
- Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M., Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. *Tectonophysics* 323, 1–38. doi:10.1016/S0040-1951(00)00100-1
- Puzenat, L., 1939. La sidérurgie armoricaine, Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Imprimerie de l'Ouest-Éclair, Rennes, France.

## ***Q.R.***

---

- Quenardel, J.-M., Rolin, P., 1984. Palaeozoic evolution of the Plateau d'Aigurande (NW Massif Central, France). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 14, 63–70. doi:10.1144/GSL.SP.1984.014.01.06
- Reeves, C., 2005. Aeromagnetic surveys: principles, practice and interpretation. Course Unit I 50.
- Reitz, E., Wickert, F., 1989. Late Cambrian to Early Ordovician acritarchs from the Ville Unit, northern Vosges Mountains, France. *Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. Monatshefte* 6, 375–384.
- Rizki, A., Baroz, F., 1988. Le volcanisme tholéitique du massif de Schirmeck (Vosges septentrionales, France), témoin d'une zone de convergence de plaques au

- Paléozoïque supérieur. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 307, 511–516.
- Robardet, M., 2003. The Armorica “microplate”: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Early Palaeozoic Palaeo(bio)geographies of Western Europe and North Africa* 195, 125–148. doi:10.1016/S0031-0182(03)00305-5
- Robardet, M., Blaise, J., Bouyx, E., Gourvennec, R., Lardeux, H., Le Hérisse, A., Le Menn, J., Melou, M., Paris, F., Plusquellec, Y., Poncet, J., Régnault, S., Rioult, M., Weyant, M., 1993. Paléogéographie de l’Europe occidentale de l’Ordovicien au Dévonien = Palaeogeography of Western Europe from the Ordovician to the Devonian. *Bull. Société Géologique Fr.*
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125.
- Roig, J.Y., Faure, M., 2000. Polyphase shear tectonics in the South Limousin (French Massif Central) and its interpretation in a polycyclic evolution model of the Hercynian belt. *Bull. Société Géologique Fr.* 171, 295–307.
- Rolin, P., Audru, J.-C., Poncet, D., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., Farjanel, G., Fauconnier, D., Lemordant, Y., Soyer, C., 2004. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bressuire (538). BRGM, Orléans 109 p.
- Rolin, P., Colchen, M., 2001. Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie Fr.* 1, 87–116.
- Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Cartannaz, C., Cocherie, A., Thiery, V., Quenardel, J.-M., Rossi, P., 2009. Famenco-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricaïn and French Massif Central). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 180, 231–246. doi:10.2113/gssgfbull.180.3.231
- Rolin, P., Stussi, J.M., 1991. Decrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Société Géologique Fr.* 162, 123–130. doi:10.2113/gssgfbull.162.1.123
- Ross, P.-H., 1964. Fossilfunde in den Steiger und Weiler Schiefer (Vogesen): Stratigraphie und Tektonik der Steiger und Weiler Schiefer I. Vandenhoeck & Ruprecht.
- Rothe, J., 1930. Interprétations géologiques des mesures magnétiques dans le bassin de Paris. *C. R. Acad. SCI, Paris* 191 1144–1147.

## S.

---

- Salem, A., Ravat, D., 2003. A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data. *GEOPHYSICS* 68, 1952–1961. doi:10.1190/1.1635049
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *Lead. Edge* 26, 1502–1505. doi:10.1190/1.2821934



- Salem, A., Williams, S., Samson, E., Fairhead, D., Ravat, D., Blakely, R., 2010. Sedimentary basins reconnaissance using the magnetic Tilt-Depth method. *Explor. Geophys.* 41, 198–209. doi:10.1071/EG10007
- Samson, S.D., D'lemos, R.S., 1998. U–Pb geochronology and Sm–Nd isotopic composition of Proterozoic gneisses, Channel Islands, UK. *J. Geol. Soc.* 155, 609–618. doi:10.1144/gsjgs.155.4.0609
- Sapin, S., 1967. Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine dans le sud-ouest du bassin de Paris. *Bull. Société Géologique Fr.* 9, 327–354.
- Schaltegger, U., Schneider, J.-L., Maurin, J.-C., Corfu, F., 1996. Precise UPb chronometry of 345–340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the Southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 403–419. doi:10.1016/S0012-821X(96)00187-2
- Schneider, J.-L., Hassenforder, B., Paicheler, J.-C., 1990. Une ou plusieurs lignes des klippen des Vosges du Sud (France) ? Nouvelles données sur la nature des klippen et leur signification dans la dynamique varisque. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 311, 1221–1226.
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Štípská, P., Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogénie* Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 266–286. doi:10.1016/j.crte.2008.12.006
- Shaw, A., Downes, H., Thirlwall, M.F., 1993. The quartz-diorites of Limousin: Elemental and isotopic evidence for Devonian–Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. *Chem. Geol.* 107, 1–18. doi:10.1016/0009-2541(93)90098-4
- Shelley, D., Bossière, G., 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *J. Struct. Geol.* 22, 757–776. doi:10.1016/S0191-8141(00)00007-9
- Skrzypek, E., 2011. Structural, petrological and geochronological contribution to intracontinental tectonics of the European Variscan Belt (Sudetes, Vosges Mts) (phdthesis). Université de Strasbourg.
- Skrzypek, E., Tabaud, A.-S., Edel, J.-B., Schulmann, K., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., 2011. The significance of Late Devonian ophiolites in the Variscan orogen: a record from the Vosges Klippen Belt. *Int. J. Earth Sci.* 101, 951–972. doi:10.1007/s00531-011-0709-4
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hancher, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.11.005
- Stampfli, G.M., von Raumer, J.F., Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.* 263–280.

- Strachan, R.A., D’Lemos, R.S., Dallmeyer, R.D., 1996. Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.* 319–332.
- Strachan, R.A., Taylor, G.K., 1990. *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Springer.
- Supply, J.-P., 1985. Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées = U-Pb geochronology of granites and their related uraniferous mineralizations in Morvan.

## T.

---

- Tabaud, A.-S., 2012. Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM) (phdthesis). Université de Strasbourg.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch.* 86, 585–598. doi:10.1007/s005310050165
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Chevalier, T., Paquette, J.-L., Ireland, T.R., Deloule, E., 2012. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water–rock interaction processes. *J. Geodyn., Geodynamics and Orogenesis* 56–57, 86–107. doi:10.1016/j.jog.2011.05.003
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Vignerresse, J.-L., 2011a. Granite petrogenesis revealed by combined gravimetric and radiometric imaging. *Tectonophysics* 501, 98–103. doi:10.1016/j.tecto.2011.02.003
- Tartèse, R., Poujol, M., Ruffet, G., Boulvais, P., Yamato, P., Košler, J., 2011b. New U-Pb zircon and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France). *Comptes Rendus Geosci.* 343, 443–453. doi:10.1016/j.crte.2011.07.005
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 281–304. doi:10.1016/0012-821X(72)90128-8
- Théveniaut, H., Clarke, B., 2013. Large scale magnetic susceptibility soil mapping: a proxy for geological mapping and exploration from Bogoso (Ghana). *Explor. Geophys.* 44, 48–55. doi:10.1071/EG12019
- Thiéblemont, D., Cabanis, B., Le Métour, J., 1987. Étude géochimique d’un magmatisme de distension intracontinentale: la série bimodale ordovico-silurienne du Choletais (Massif vendéen), *Geol. France* 1, 65–76.
- Thiéblemont, D., Egal, E., Guerrot, C., Chantraine, J., 1999. Témoins d’une subduction «éocadomienne»(665-655 Ma) en Bretagne nord: arguments géochimiques. *Géologie de la France* 1, 3–11.
- Thiéblemont, D., Guerrot, C., Le Métour, J., Jézéquel, P., 2001. Le complexe de Cholet-Thouars: un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie Fr.* 1, 7–17.

- Thiéblemont, D., Augier, R., Ferry, J.-N., Laurent-Charvet, S., Maleyx, C., Ravoux, A., Le Bret, P., Guerrot, C., Chretien, P., 2011. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Vihiers (511). BRGM, Orléans 122 p.
- Thiery, V., Rolin, P., Marquer, D., Cocherie, A., Fanning, C.M., Rossi, P., 2009. Visean sinistral wrench faulting along the Sillon Houiller in the French Massif Central: Late Variscan tectonic implications. *Bull. Société Géologique Fr.* 180, 513–528.
- Tobschall, H.J., 1975. Geochemische Untersuchungen zum stofflichen Bestand und Sedimentationsmilieu palaozoischer mariner Tone: die Gehalte der Hauptelemente und der Spurenelemente Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba in den Steiger Schiefen (-Vogesen). *Chem. Erde.*
- Trautmann, F., Becq-Giraudin, J.-F., Carn, A., 1994. Notice explicative de la carte géologique de France au 1/50000, feuille Janzé (353). BRGM, Orléans 78p.
- Trautmann, F., Lacquement, F., Vernhet, Y., Pivette, B., 2011. ,avec la collaboration de Cocherie A., Guerrot C., Thiéblemont D., Tegye M., Denis E. (2011) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Vitré (318). Orléans : BRGM, 131 p. Carte géologique par Lacquement F., Trautmann F., Vernhet Y. (2011).
- Turrillot, P., Augier, R., Faure, M., 2009. The top-to-the-southeast Sarzeau shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica. *Bull. Société Géologique Fr.* 180, 247–261. doi:10.2113/gssgfbull.180.3.247

## V.

---

- Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodin. Acta* 5, 85–97.
- Verduzco, B., Fairhead, J., Green, C., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *Lead. Edge* 23, 116–119. doi:10.1190/1.1651454
- Vernhet, Y., Plaine, J., Trautmann, F., Pivette, B., 2009. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Cossé-le-Vivien (355). BRGM, Orléans 222 p.
- Vialette, Y., 1973. Age des granites du Massif Central. *Bull. Soci233t233 G233ologique Fr.* S7–XV, 260–270. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XV.3-4.260
- Vidal, P., 1980. L'Évolution polyorogénique du Massif armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Institut de géologie, Rennes, France.
- Vidal, P., Auvray, B., Charlot, R., Cogné, J., 1981. Precadomian relicts in the Armorican Massif: Their age and role in the evolution of the western and central European Cadomian-Hercynian belt. *Precambrian Res.* 14, 1–20. doi:10.1016/0301-9268(81)90032-2
- Vignerresse, J.L., 1978. Damped and constrained least-squares method with application to gravity interpretation. *J. Geophys.* 45, 17–28.
- Vignerresse, J.L., 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geol. J.* 25, 249–260. doi:10.1002/gj.3350250308

- Vignerresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249, 173–186. doi:10.1016/0040-1951(95)00004-7
- von Raumer, J., Stampfli, G., Borel, G., Bussy, F., 2002. Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *Int. J. Earth Sci.* 91, 35–52. doi:10.1007/s005310100200
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents — the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics, Collisional Orogenesis in the Geological Record and Modern Analogues* 365, 7–22. doi:10.1016/S0040-1951(03)00015-5
- Voo, R. van der, 2005. *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press.

## **W.Z.**

---

- Watts, M.J., Williams, G.D., 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struct. Geol.* 1, 323–332. doi:10.1016/0191-8141(79)90007-5
- Weber, C., 1973a. Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques.
- Weber, C., 1973b. Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Section 2: Géologie Appliquée, Chronique des Mines*, 3 219–292.
- Wenzel, F., Brun, J.-P., 1991. A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 140–150. doi:10.1016/0012-821X(91)90200-2
- Wickert, F., Eisbacher, G.H., 1988. Two-sided Variscan thrust tectonics in the Vosges Mountains, northeastern France. *Geodin. Acta* 2, 101–120. doi:10.1080/09853111.1988.11105160
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. I., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J. c., Spiegel, W., 1995. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and Re Analysis. *Geostand. Newsl.* 19, 1–23. doi:10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x
- Wyns, R., Le Métour, J., 1983. Le Précambrien du Massif vendéen: étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Évre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. Bureau de recherches géologiques et minières.
- Wyns, R., Lardeux, H., Weyant, M., 1989. Présence de Dévonien dans le groupe de Réaumur (synclinal de Chantonay, Vendée), conséquences sur l'évolution géodynamique varisque. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 308, 855–860.
- Wyns, R., Lardeux, H., Moguedet, G., Duermael, G., Gruet, M., Biagi, R., 1998. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Chemillé (483). BRGM Orléans.

- Wyns, R., 2002. Climat, eustatisme, tectonique: quels contrôles pour l'altération continentale? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bull Inf Géol Bass Paris* 39, 5–16.
- Žák, J., Verner, K., Finger, F., Faryad, S.W., Chlupáčová, M., Veselovský, F., 2011. The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos* 121, 25–40. doi:10.1016/j.lithos.2010.10.002
- Ziegler, P.A., 1990. Geological atlas of western and central Europe. Geological Society of London.





# ANNEXES

---

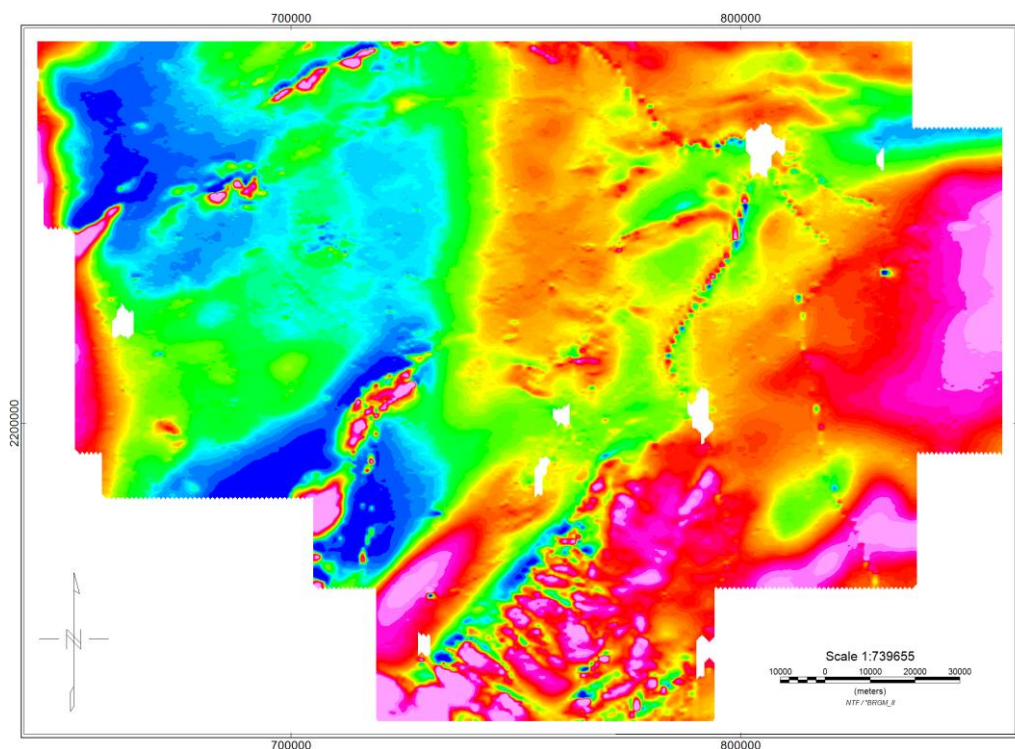
<b>Editing du levé aéromagnétique de la région Bourgogne .....</b>	<b>301</b>
I. Présentation des données aéromagnétiques du levé Bourgogne .....	301
II. Méthode d'editing des données aéromagnétiques du levé Bourgogne.....	302
III. Micro-levelling par écrêtage sur le champ magnétique total .....	306
<b>Colonnes lithostratigraphiques des formations paléozoïques du Massif armoricain</b>	<b>309</b>
<b>Tableau des mesures de densité réalisées sur les échantillons de terrain et sur les carottes de forage .....</b>	<b>317</b>
<b>Tableau des valeurs pétrophysiques des lithologies présentes à l'affleurement.....</b>	<b>321</b>
<b>Tableau des mesures pétrophysiques réalisées sur les carottes de forage .....</b>	<b>353</b>
<b>Liste des forages .....</b>	<b>357</b>



# Editing du levé aéromagnétique de la région Bourgogne

## I. Présentation des données aéromagnétiques du levé Bourgogne

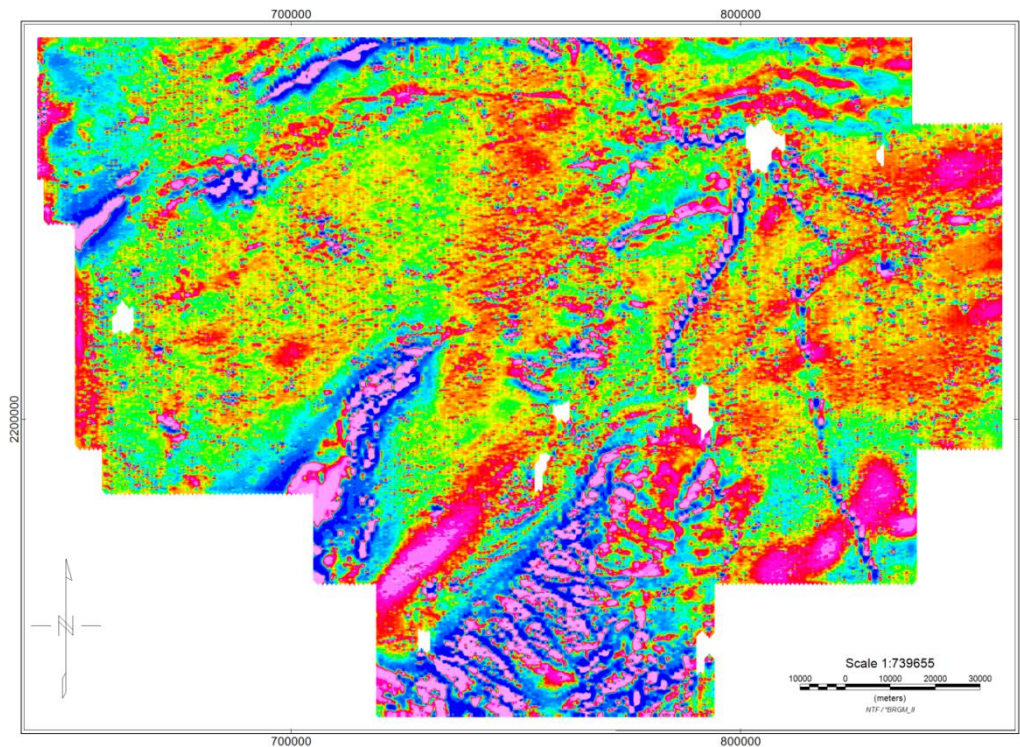
Mis en œuvre par la compagnie Terraquest (Canada), sous la supervision du BRGM en 2011, le levé aéromagnétique du sud de la région Bourgogne est un levé aéromagnétique haute résolution. Les lignes de vol de ce levé sont orientées N-S et espacées de 1 km. L'altitude de vol moyenne est de 85 m pour ce levé. La grille d'anomalie magnétique brute présente, outre les anomalies d'origine géologique, quelques anomalies magnétiques de courtes longueurs d'ondes apparentées à des bruits anthropiques (Fig.A.1).



**Figure A.1** : Grille de l'anomalie magnétique brute du levé Bourgogne.

Lorsqu'un opérateur, visant à renforcer les courtes longueurs d'onde tel que le gradient vertical est appliqué, des anomalies de très courtes longueurs d'ondes sont mises en évidence (Fig.A.2). Ces anomalies correspondent à des bruits anthropiques qui peuvent être générés par des voies ferrées, des hangars métalliques, des transformateurs électriques ou encore par des lignes électriques haute tension.

Ces anomalies magnétiques anthropiques de courtes longueurs d'ondes doivent être retirées des données aéromagnétiques brutes. Ce procédé est appelé « editing ».



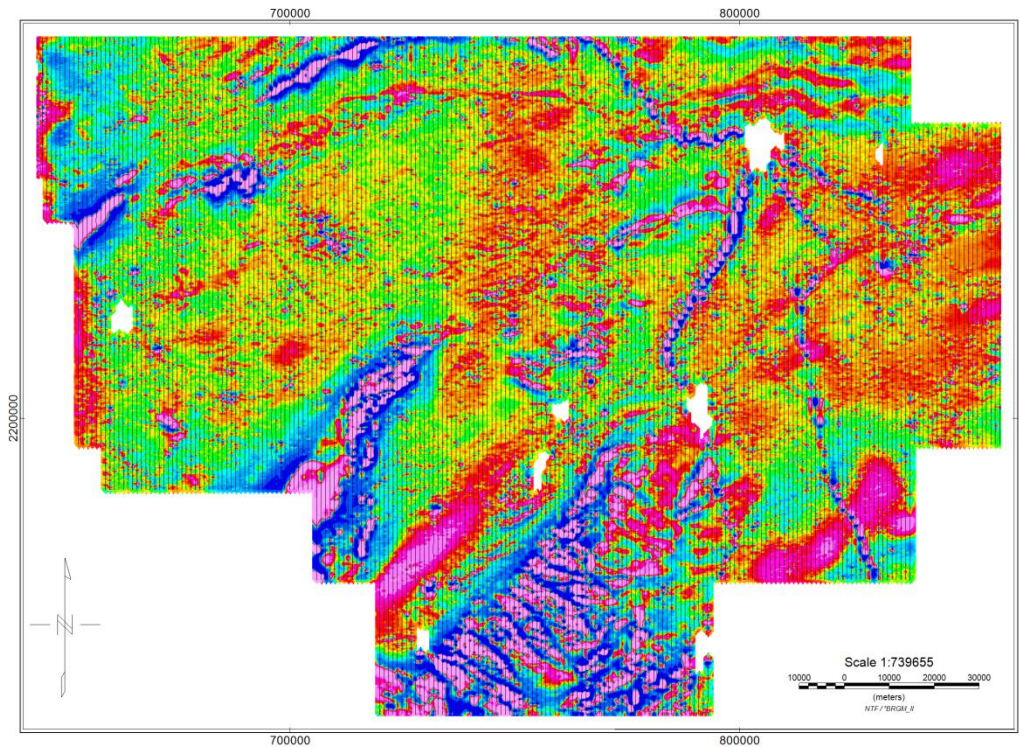
*Figure A.2 : Grille du gradient vertical de l'anomalie magnétique brute du levé Bourgogne.*

## **II. Méthode d'editing des données aéromagnétiques du levé Bourgogne**

La phase d'editing se décompose en quatre étapes :

### **i) Première étape : identification des sources anthropiques :**

Cette étape est réalisée manuellement directement sur la base de données brute du champ magnétique total, le long des 265 lignes de vol (Fig. A.3). Chaque ligne de vol est observée de manière à repérer les anomalies anthropiques ; la grille du gradient vertical (Fig. A.2), surimposée aux cartes IGN au 1/25000<sup>ème</sup> sont utilisées pour repérer plus facilement les anomalies haute fréquence et étayer les hypothèses quant à l'origine anthropique ou géologique des anomalies de manière aussi discriminante que possible.

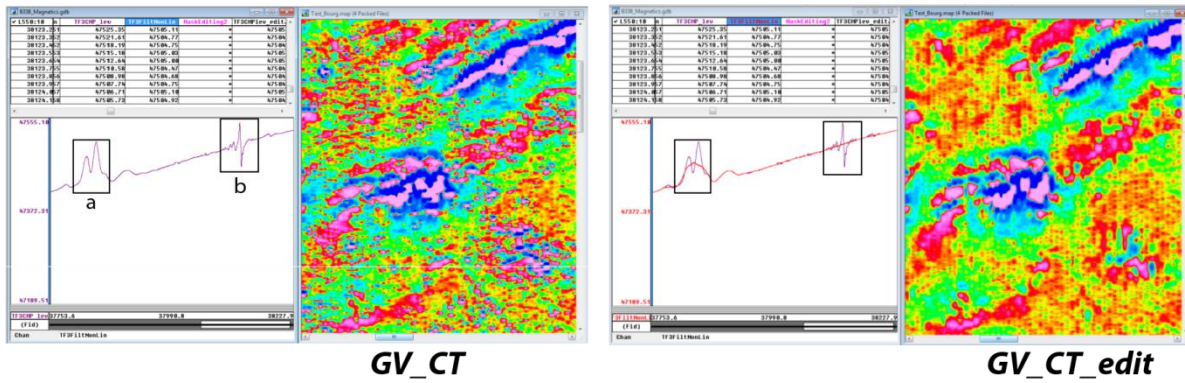


**Figure A.3 :** Grille du gradient vertical de l'anomalie magnétique brute du levé Bourgogne dont les lignes de vol de direction N-S sont surimposées (en noir).

ii) Deuxième étape : application d'un filtre non linéaire

Lorsqu'une anomalie magnétique anthropique est repérée, celle-ci est remplacée par la valeur d'un filtre non linéaire appliqué sur les valeurs du champ magnétique total (CT\_FiltNonlin ; Fig.A.4). Le filtre non linéaire est idéal pour repérer et supprimer les anomalies de très courtes longueurs d'ondes interprétées comme du bruit anthropique. Ce filtre permet de remplacer les valeurs bruitées par des valeurs estimées, basées sur les valeurs initiales environnantes. Si elles ne sont pas considérées comme du bruit, les données magnétiques initiales sont conservées. Les avantages de ce filtre sont que les valeurs initiales sont préservées et que les anomalies de très courtes longueurs d'onde sont simplement et efficacement effacées. Or, le filtre non linéaire ne fonctionne que sur des critères de longueur d'ondes et pourrait donc retirer des anomalies liées à des sources géologiques si celles-ci sont petites et superficielles. C'est pourquoi chaque anomalie doit être traitée individuellement (Fig. A.4).





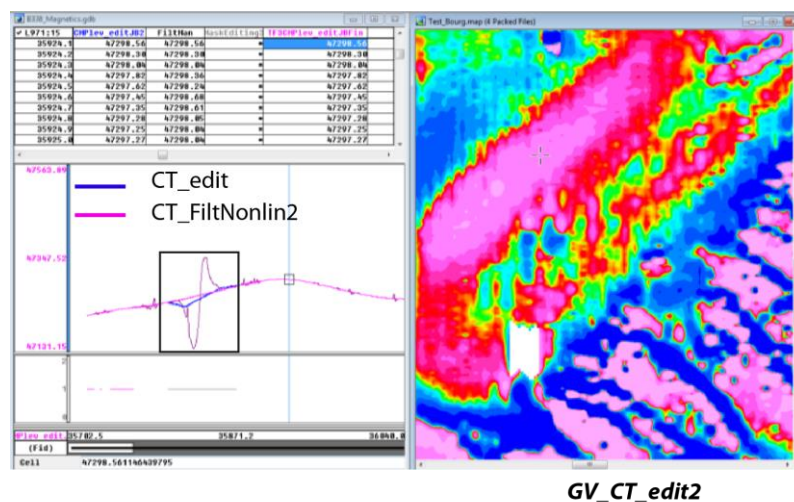
	CT	CT_FiltNonlin	mask_edit	CT_edit
a	V0	Vy	1	<b>V0</b>
b	V1	Vx	*	<b>Vx</b>

CT\_edit=mask\_edit==dummy?CT\_FiltNonlin:CT

**Figure A.4 :** Exemple d'application du filtre non linéaire ( $CT\_FiltNonlin$ ) sur le champ total ( $CT$ ) : l'anomalie géologique (a) est préservée, l'anomalie (b) est anthropique, elle est donc remplacée par la valeur  $Vx$  du filtre non linéaire.

### iii) Troisième étape : application ponctuelle d'un second filtre non linéaire

Lors de la première phase d'édition, certaines anomalies anthropiques ne peuvent être correctement traitées, ces anomalies étant d'amplitude trop forte (Fig. A.5). Une deuxième phase d'editing similaire à la première est réalisée, au cas par cas, en appliquant un second filtre non linéaire ( $CT\_FiltNonlin2$  ; Fig.A.5) plus strict, visant tout de même à respecter l'allure de l'anomalie magnétique originale (Fig.A.5).



CT	CT_FiltNonlin	mask_edit	CT_edit	CT_FiltNonlin2	mask_edit2	CT_edit2
V0	Vy	1	V0	Vy'	1	V0
V1	Vx	*	Vx	Vx'	*	Vx'

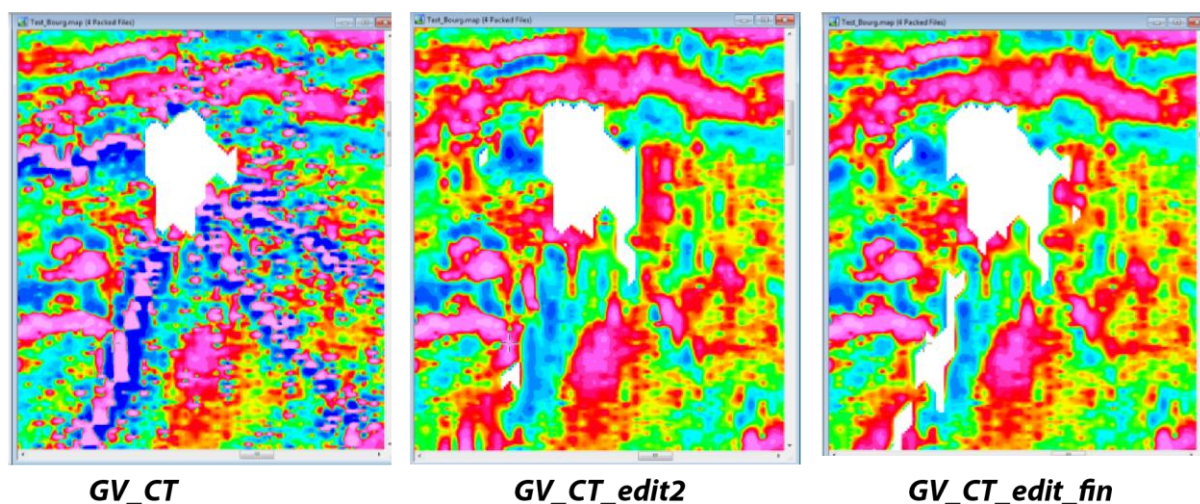
CT\_edit2=mask\_edit2==dummy?CT\_FiltNonlin2:CT\_edit

**Figure A.5:** Exemple d'application du deuxième filtre non linéaire ( $FiltNonlin2$ ) sur le champ total édité ( $CT\_edit$ ).



iv) Quatrième étape : suppression des données :

Cette dernière étape n'est utilisée que très localement lorsque les deux étapes précédentes ne suffisent pas pour traiter les anomalies anthropiques ; cela est particulièrement le cas le long des lignes de voies ferrées car les anomalies générées par ces dernières sont trop fortes. Cette étape vise à supprimer directement la donnée brute, laissant un « blanc » sur les cartes aéromagnétiques (Fig.A.6).



CT	CT_FiltNonlin	mask_edit	CT_edit	CT_FiltNonlin2	mask_edit2	CT_edit2	CT_edit_fin
V0	Vy	1	V0	Vy'	1	V0	V0
V1	Vx	*	Vx	Vx'	*	Vx'	*

**Figure A.6 :** Exemple de suppression de données réalisé sur le champ total édité deux fois (*CT\_edit2*) et comparaison entre les différents gradients verticaux où des zones « blanches » sont générées lorsque les deux phases d'éditations préalables ne peuvent corriger les bruits anthropiques.

Cette méthode d'editing possède quelques avantages et inconvénients :

*Avantages*

- Cette méthode est simple à mettre en œuvre.
- Le filtre non linéaire est efficace pour supprimer les anomalies de très courtes longueurs d'onde correspondant aux anomalies anthropiques.
- Le filtre non linéaire conserve les valeurs initiales aux abords de la partie affectée par le bruit.
- Le filtrage manuel permet d'avoir un contrôle sur le type d'anomalie.

*Inconvénient :*

- Sans contrôle manuel, le filtre non linéaire peut supprimer ou atténuer des anomalies générées par des sources géologiques.

Il est donc nécessaire de corriger les erreurs générées entre les différentes lignes de vol, on parle alors de micro-levelling.

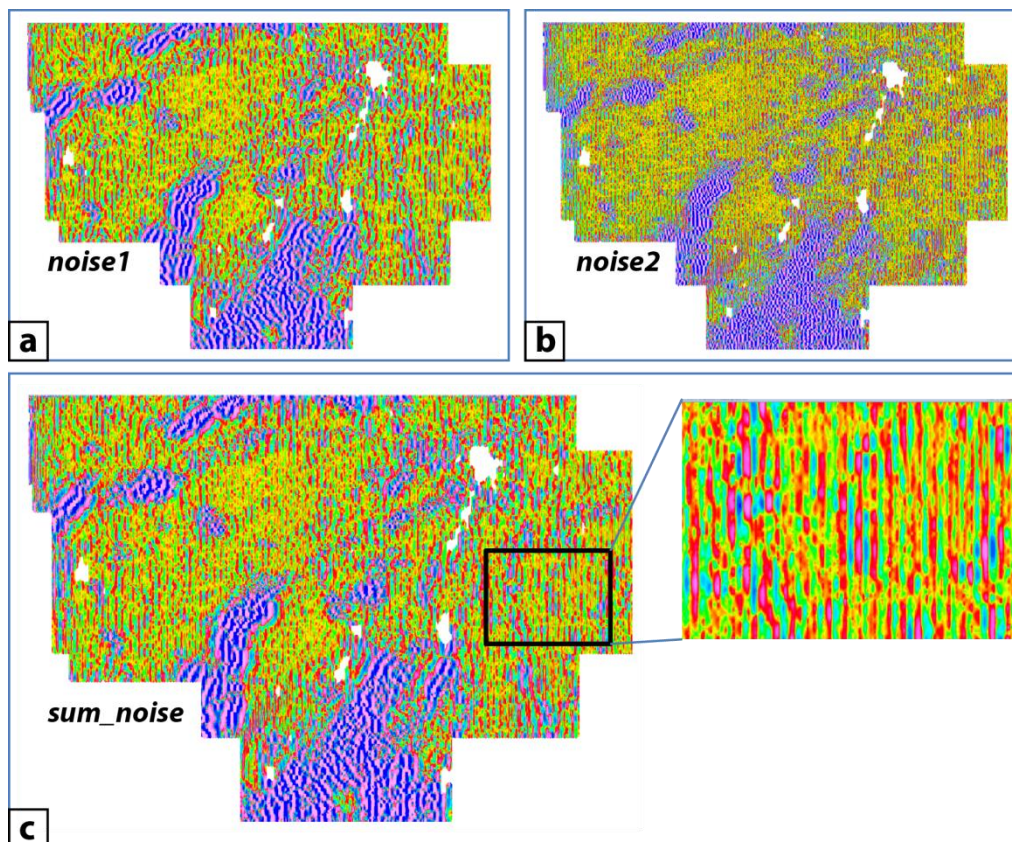
### III. Micro-levelling par écrêtage sur le champ magnétique total

Le micro-levelling permet de corriger de manière empirique, les défauts de nivellement entre lignes de vol qui subsistent malgré tout le soin apporté aux étapes précédentes.

Le micro-levelling se décompose en quatre étapes :

i) Première étape : création d'une carte d'erreur

Afin de créer une carte d'erreur correspondant à des anomalies de courtes longueurs d'ondes générées le long des lignes de vol, deux filtres ont été appliqués simultanément : le Butterworth qui permet de filtrer les courtes longueurs d'onde de manière simple et rapide selon une longueur d'onde choisie, et le directional Cosine qui est un filtre directionnel permettant d'appliquer un filtre dans une direction préférentielle.



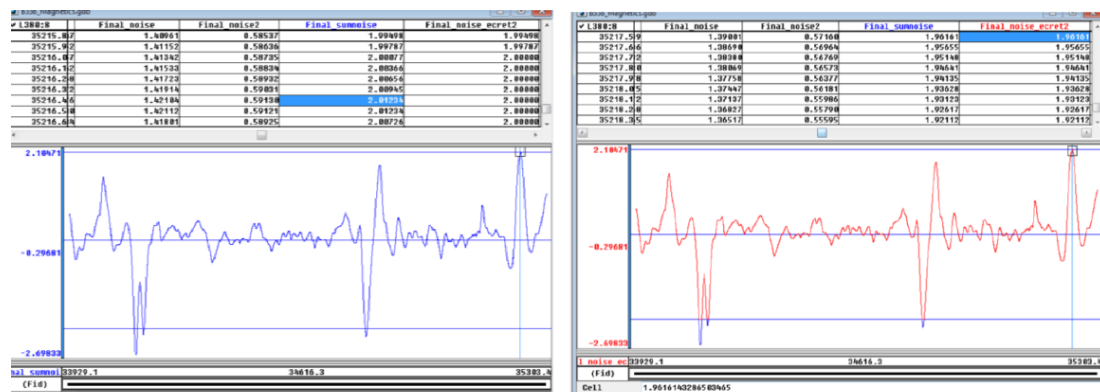
**Figure A.7 :** Grilles d'erreur générées après application des deux filtres laissant passer exclusivement les courtes longueurs d'onde inférieures à : a) 4 km et b) 2 km ; c) grille correspondant à la somme des grilles noise1 et noise2 et exemple d'erreur le long des lignes N-S.

Dans le cas de l'éditing des données aéromagnétiques du levé de la région Bourgogne, l'utilisation du filtre Butterworth permet de filtrer les longueurs d'ondes inférieures à 2 km (Fig. A.7a) et à 4 km (Fig. A.7b) dans la direction des lignes de vol (N-S). Ces deux grilles ont été additionnées pour obtenir une grille générale des bruits de direction N-S (Fig. A.7c).

Cette méthode permet d'extraire l'erreur générée le long des lignes de vol des données aéromagnétiques mais peut aussi comprendre des anomalies géologiques de courte longueur d'onde.

### ii) Deuxième étape : écrêtage des données

L'écrêtage est destiné à récupérer les anomalies de courtes longueurs d'ondes géologiques de la carte d'erreur. Une valeur maximale considérée comme la valeur maximale de l'erreur est déterminée. Toute valeur supérieure à cette dernière est alors considérée comme géologique. La valeur d'écrêtage utilisée dans ces travaux de thèse est la valeur 2 limite (Fig.A.8). La part du bruit dépassant ce seuil est réinjecté dans les données de valeurs du champ magnétique total.



noise1	noise2	sum_noise	sum_noise_ecret2
1.39001	0.57160	1.96161	1.96161
1.46000	0.58023	<b>2.04023</b>	<b>2</b>

$$\text{sum\_noise} = \text{noise1} + \text{noise2}$$

$$\text{sum\_noise\_ecret2} = \text{sum\_noise} > 2 ? 2 : (\text{sum\_noise} < -2 ? -2 : \text{sum\_noise})$$

**Figure A.8:** Exemple d'écrêtage des données. Seules les valeurs d'erreur supérieures à 2 sont corrigées. Les autres sont alors conservées.

### iii) Troisième étape : soustraction du bruit aux valeurs du champ magnétique total

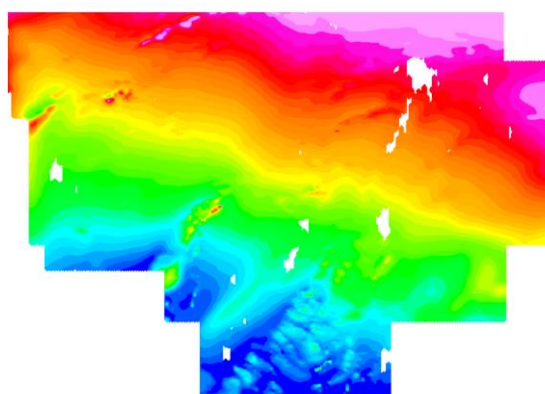
La dernière étape consiste à soustraire le bruit aux valeurs du champ magnétique total édité (CT\_edit\_fin). Ainsi, les anomalies géologiques de courtes longueurs d'onde



apparentées à des sources géologiques sont conservées au sein de valeurs originales et les erreurs générées par les phases d'editing sont corrigées (Fig. A.9). Une grille éditée des anomalies magnétiques est alors générée (CT\_edit\_fin\_miclev2) ; à cette carte est retirée la valeur de l'IGRF afin d'obtenir une carte d'anomalie magnétique exploitable.

CT_edit_fin	sum_noise	sum_noise_ecret2	CT_edit_fin_miclev2
47502.89	1.96161	1.96161	<b>47500.92</b>
47502.86	<b>2.04023</b>	<b>2</b>	<b>47500.86</b>

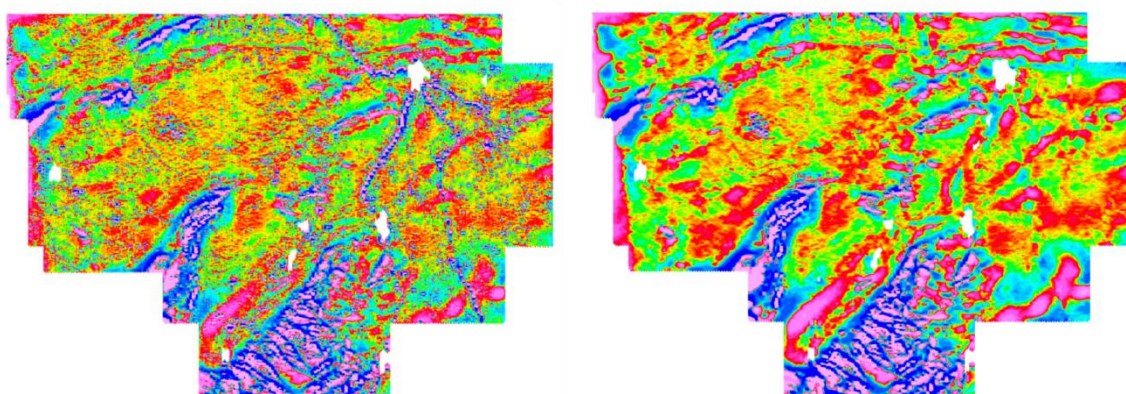
$$CT\_edit\_fin\_miclev2 = CT\_edit\_fin - sum\_noise\_ecret2$$



**CT\_edit\_fin\_miclev2**

**Figure A.9 :** Exemple de la réinjection des anomalies magnétiques aux valeurs du champ magnétique total et grille du champ magnétique total éditée.

La grille du champ magnétique total obtenue après l'édition des données est donc nettoyée de tout bruit anthropique (Fig. A.9). Cette grille servira de base pour l'application de différents traitements visant à faire ressortir les traits spécifiques de la géologie comme par exemple l'opérateur de gradient vertical qui est désormais exploitable (Fig. A.10).



**GV\_CT**

**GV\_CT\_edit\_fin\_miclev2**

**Figure A.10 :** Comparaison des grilles de gradient vertical du champ magnétique total : GV\_CT : grille initiale ; GV\_CT\_edit\_fin\_miclev2 : grille après editing.

# Colonnes litho-stratigraphiques des formations paléozoïques du Massif armoricain

Les colonnes litho-stratigraphiques (log) ont été réalisées sur la base des données géologiques extraites des cartes géologiques au 1/50000<sup>ème</sup> dans six secteurs : May-sur-Orne, Alençon, Charnie-Coëvrons, bassin de Laval, centre armoricain et Angers (Fig. A.11). Les logs de chacune des cartes géologiques ont été compilés dans le but d'obtenir une colonne litho-stratigraphique synthétique pour chaque secteur.

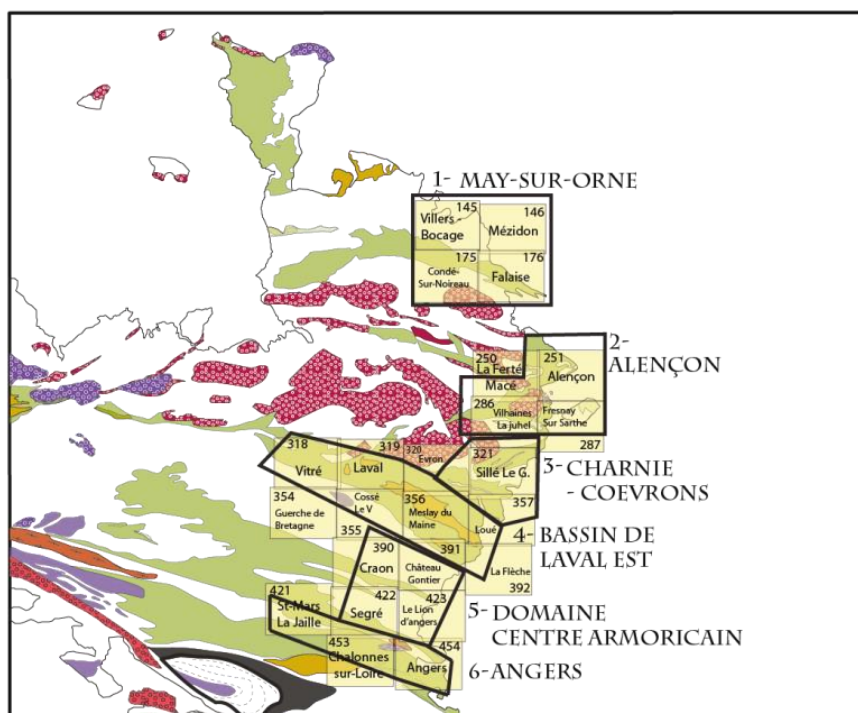
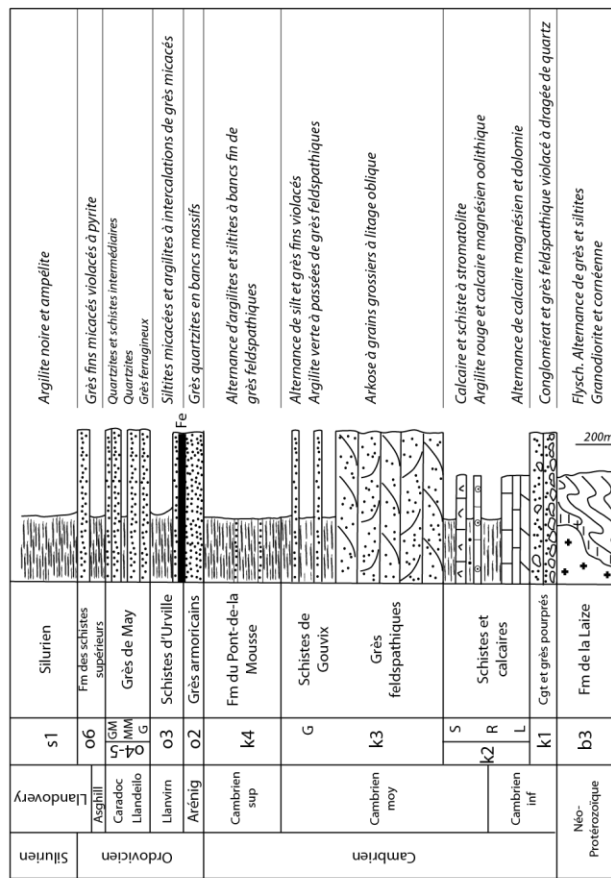


Figure A.11 : Localisation des secteurs ainsi que des cartes géologiques correspondantes.

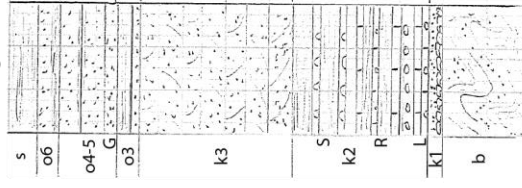
## Log n°1 - Secteur de May-sur-Orne



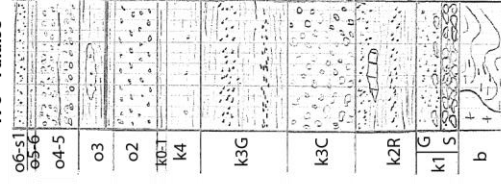
146 - Mézidon  
Urville



145 - Villers  
Bocage



176 - Falaise



175 - Condé sur  
Noireau

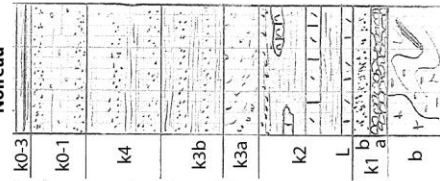


Figure A.12 : logs stratigraphiques du secteur de May-sur-Orne



## Log n°2 - Secteur d'Alençon

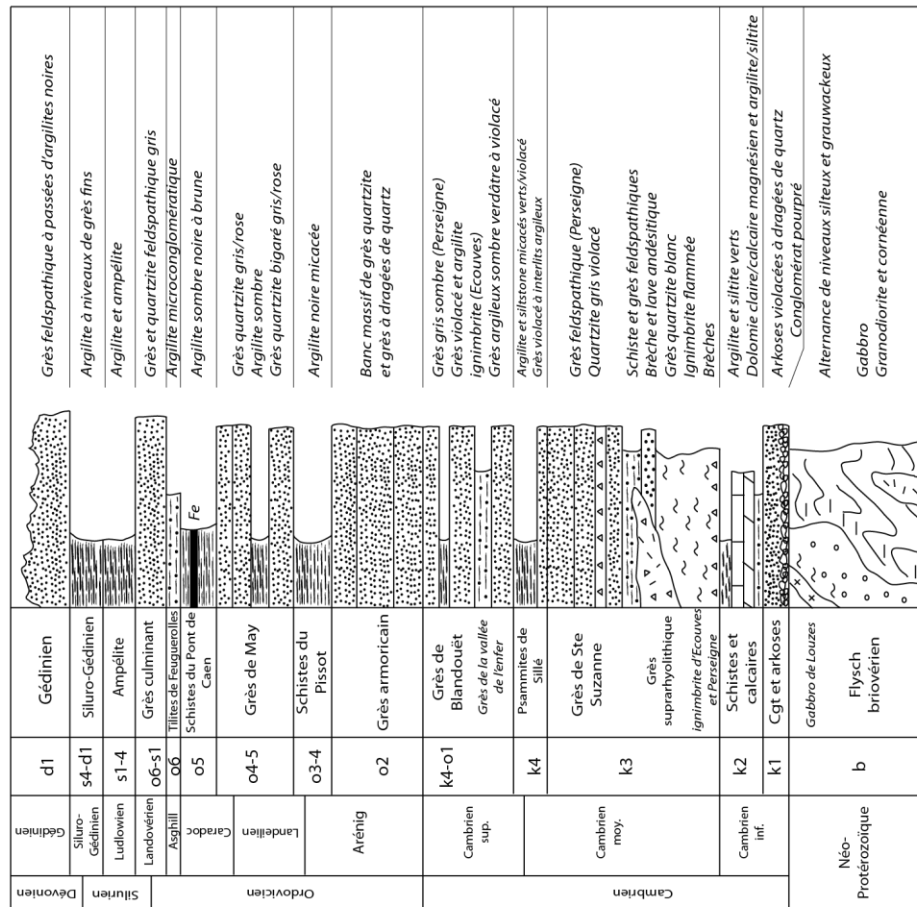
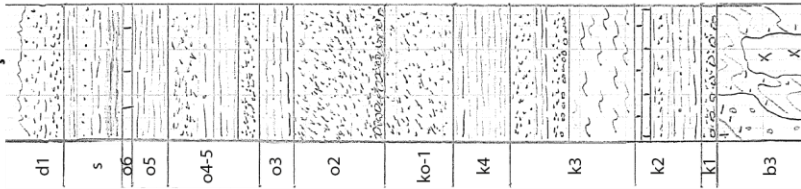
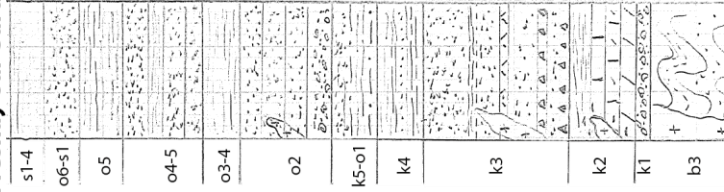


Figure A.13 : logs stratigraphiques du secteur d'Alençon.

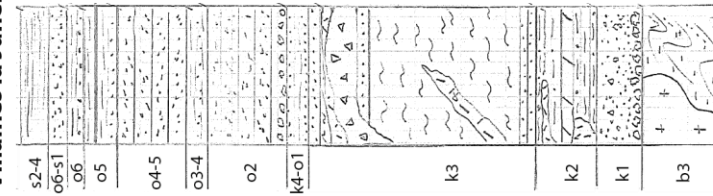
## 251 Alençon



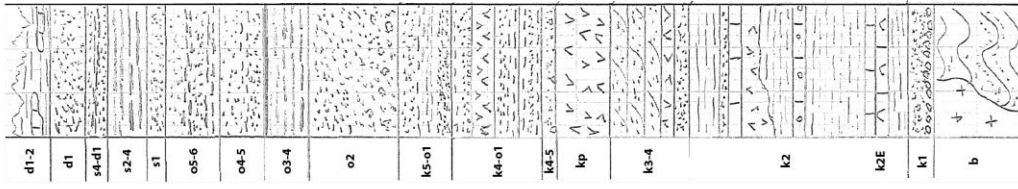
## 287 Fresnay-sur-Sarthe



## 286 Villaines la Juhe



321 - Sillé le Guillaume  
Charnie et Coëvrons



Log n°3 - Secteur de Charnie-Coëvrons

Lockovien	s3-4	Fm du val	Siltite/argillite sombres, dyke doléritique et grès sombre micacé
Pridoli	s2-3	Fm de la Lande	Schiste et ampélite
	s1	Muréle grès charniant	Grès quartzite blanc à gris sombre
Ordovicien	o5b-6	Fm du Pont de Caen	Banc grés-micacé à intercalations d'argillite noire
	o4-5	Fm de St-Germain	Grès sombre verdâtre à intercalations d'argillites micacées
	o2b-5a	sur Ile	Quartzite gris/rose micacés
	o3-4	Schiste du Pissot	Argillite et siltite noires
Arenig	o2	Grès armoricain	Grès quartzite blanc
	k5-o1	Grès de Blandouët	Grès ferrugineux et grès argileux violacé
Cambrien	k4	Pammittes de Sillé	Grès vert et siltite micacés
	k4-5	Grès feldspathiques	Pyroclastite de Sillé
	kp	Pyroclastites de Voutré	Argillite et siltite verts
	k3	Grès de Ste-Suzanne	Grès feldspathique
Cambrien inf.	k2G	Schistes et calcaires	Brèche et tuf violacés
	k2		Tuffite violacée
	k2E		Grès violacé à lingules
	k1	Conglomerats et arkoses	Grès violacé à lingules
Briovérien	b	Briovérien	Pyroclastite
	k1		Siltite verdâtre
Neoproterozoïque	b	Briovérien	Siltite et argillite
	k1		Dolomie et calcaire magnésien noir à stromatolites
			Siltite verdâtre
			Poundingues à galets de dolérites et arkose et grès violacés
			Flysch terrigène, alternance de grès et silt à galets
			Granodiorite et cornéenne

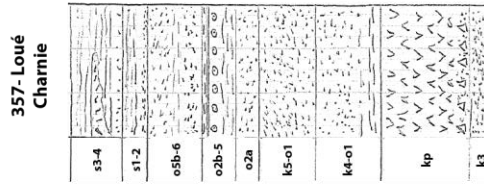
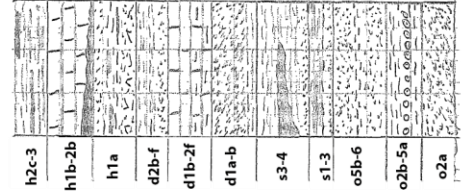


Figure A.14 : logs stratigraphiques du secteur de Charnie-Coëvrons.

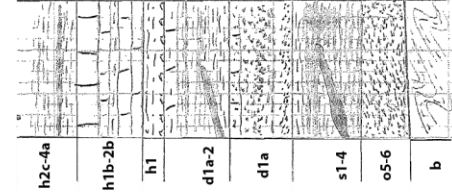
# Log n°4 - Secteur Bassin de Laval

Stéphano-nien	h5	St-Pierre La Cour	Siltite et shale à niveau houiller
Namurien	h3	Fm La Baconière	Argilite à charbon Conglomérat et grès
	h2c-3	Fm Heurtelise	Siltites Shale noir à charbon et débit ardoisier
Viséen	h1c-2c	Fm de Laval/Sablé	Calcaire gris/noir à crinoïdes à intercalations argileuses
	h1b	Fm Changé	Siltstone et calcaire
Tournaisien	h1	Fm de l'Huissier	Tufs spilitiques Spilite en coulées grès et siltite - volcanico-sédimentaire Alternance de grès et siltite Silt et podingue à intercalations volcaniques Tuf rhyolitique Conglomérats grossiers
	d2b-f	Fm de Montguyon	Siltite/argilite micacées Grès calcaireux
Émsien	d1b-2a	Fm de St-Cénéry	calcaire bioclastique massif Siltite/argilite micacées et
	d1a	Fm de Gahard	Grès quartzitique à interfils argileux
Ludlow	s3-4	Fm du Val	Silt micacée sombre à petit bancs de quartzite sombre
	s1-3	Fm Lande Murée	Grès gris sombre pyriteux et ampélite
Pridolien	o5b-6	St-Germain sur ille	Grès et pelite gréseuse à interfils schisteux
	o3-5a	Fm d'Andouillé	Siltite noire micacée à débit ardoisier
Arenig	o2	Grès américain	Conglomérat de base - grès quartzite blanc
	b	Briovérien	Flysch

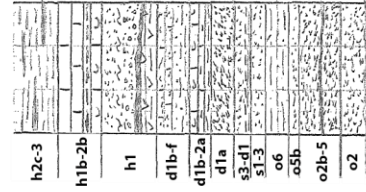
## 357 - Loué



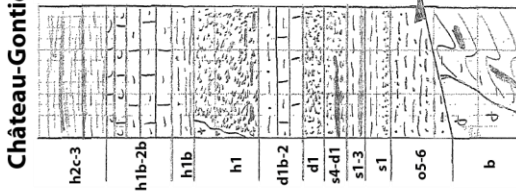
## 392 - La Flèche



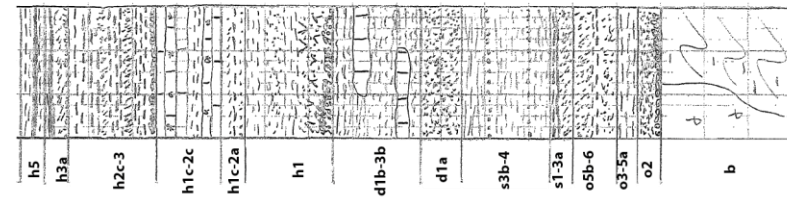
## 320 - Evron



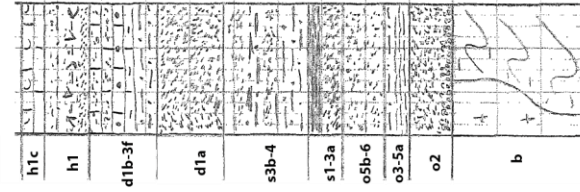
## 320



## 319 - Laval



## 318 - Vitré



## 356

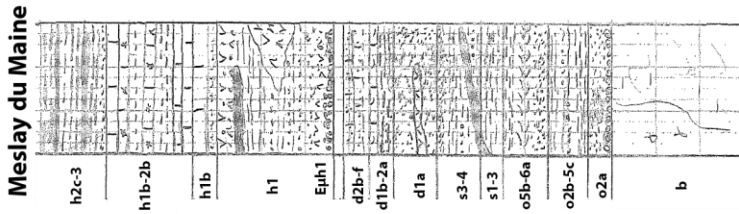


Figure A.15 : logs stratigraphiques du secteur Bassin de Laval.

## Log n°5 - Seceur Centre armoricain

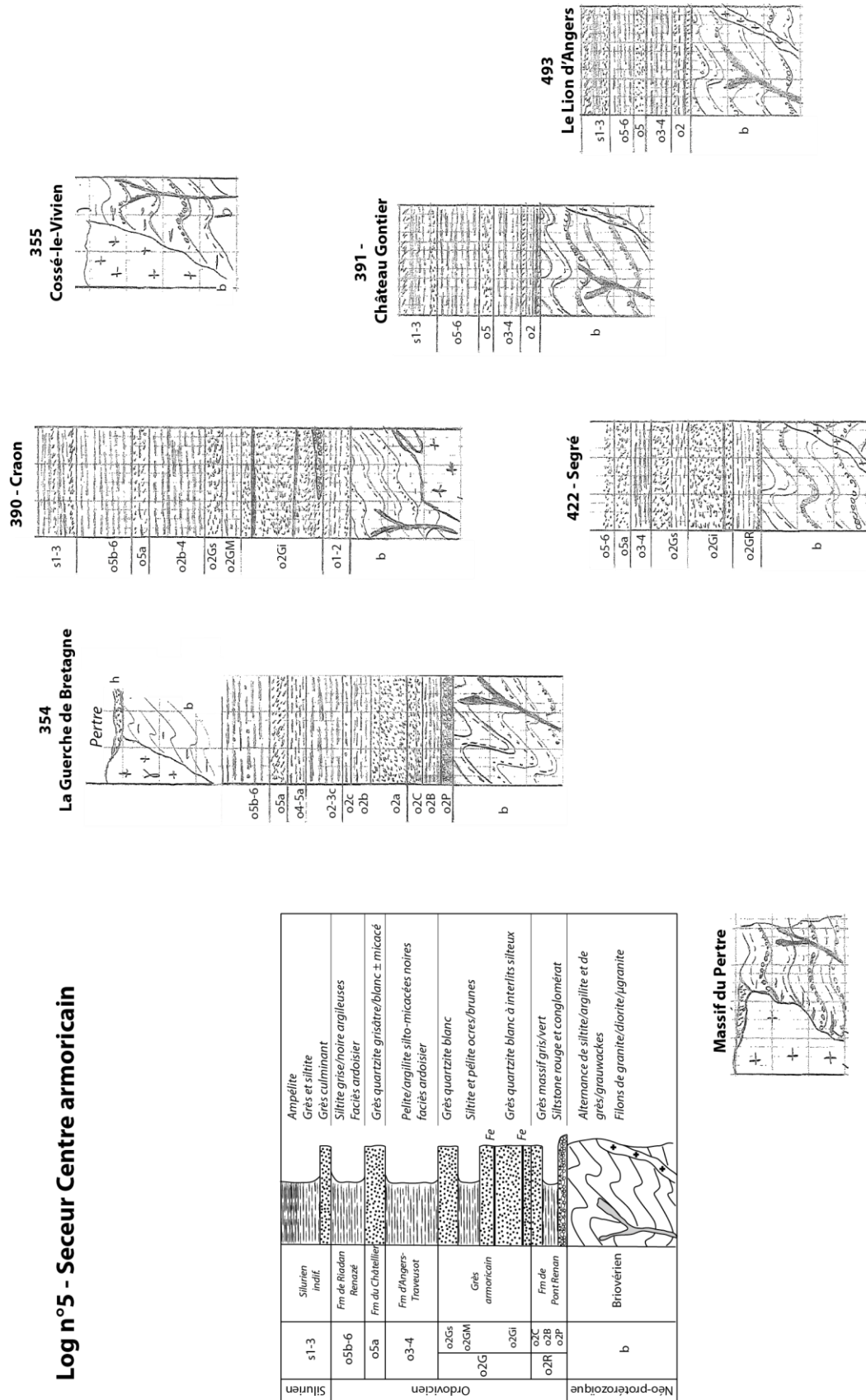
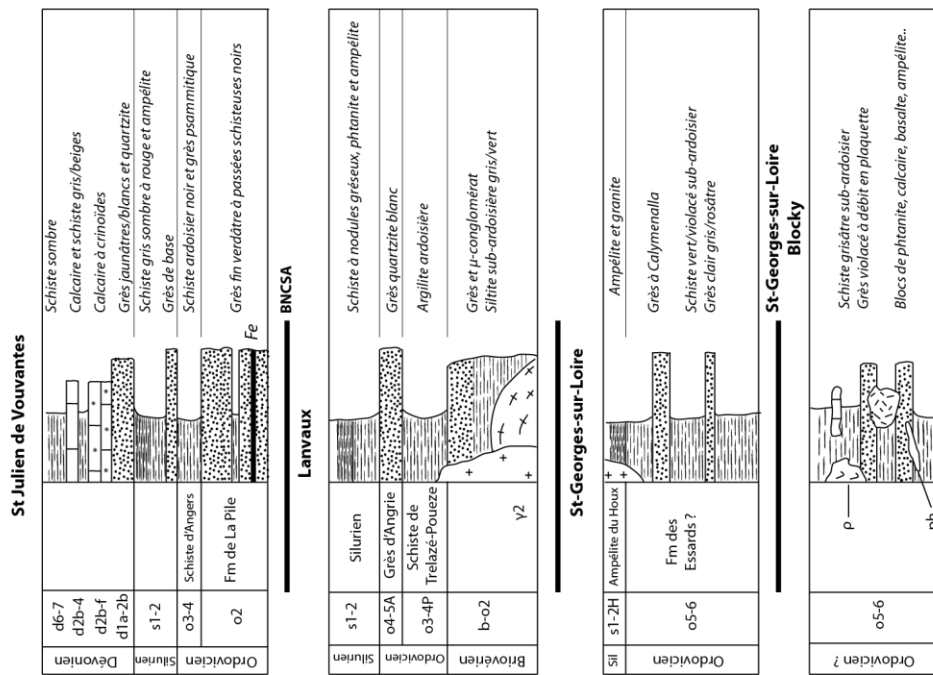


Figure A.16 : logs stratigraphiques du secteur centre armoricain.

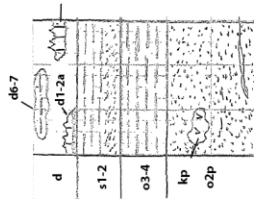


# Log n°6 - Secteur d'Angers

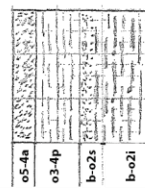
L'appellation des formations ainsi que leur âge sont encore débattus



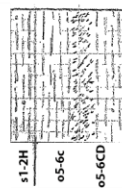
## 421 - St Mars la Jaille



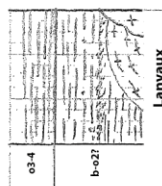
### St Julien Lanvaux



### Lanvaux St-Georges



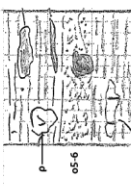
## 453 Chalonnes-sur-Loire



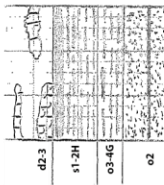
### Lanvaux St-Georges



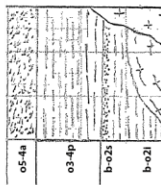
### no block Block



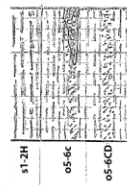
## 422 - Segré



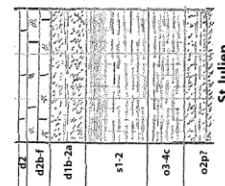
### St Julien Lanvaux



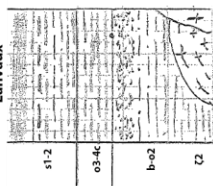
### Lanvaux St-Georges



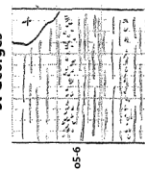
## 454 - Angers



### St Julien Lanvaux



### Lanvaux St-Georges



### no block Block

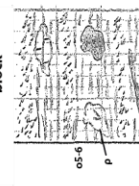


Figure A.17 : logs stratigraphiques du secteur d'Angers.





## **Tableau des mesures de densité réalisées sur les échantillons de terrain et sur les carottes de forage**

---

Formules de calcul :

$$\text{Porosité (en \%)} = (M3 - M1) / (M3 - M2) \times 100$$

$$\text{Masse volumique réelle (en g/cm3)} = M1 / (M1 - M2)$$

$$\text{Masse volumique apparente (en g/cm3)} = M1 / (M3 - M2)$$

Numéro éprouvette	Porosité (%)	Masse volumique réelle (g / cm3)	Masse volumique apparente (g / cm3)	Masse de l'éprouvette sèche M1 (g)	Masse dans l'eau saturée de l'éprouvette M2 (g)	Masse dans l'air saturée de l'éprouvette M3 (g)
AN001	2.53	2.61	2.55	516.87	319.13	522.00
AN003	0.79	2.67	2.65	1391.34	869.86	1395.50
AN007	2.69	2.63	2.56	533.45	330.86	539.06
AN009	3.20	2.73	2.65	543.48	344.61	550.06
AN012	0.65	2.62	2.60	2725.59	1686.05	2732.43
AN014	0.62	3.04	3.02	1221.57	819.26	1224.10
AN017	3.10	2.68	2.60	769.22	482.34	778.41
AN018	6.20	2.65	2.49	960.75	598.23	984.71
AN019	0.66	2.84	2.82	733.53	475.19	735.25
AN020	0.14	2.71	2.70	755.61	476.59	756.00
AN023	0.96	2.69	2.66	759.04	476.75	761.78
AN024	-1.48	2.70	2.74	510.11	321.06	507.35
AN027a	8.45	2.69	2.46	518.40	325.48	536.21
AN027b	5.54	2.66	2.52	588.64	367.69	601.60
CH002	0.36	2.73	2.72	2513.56	1593.51	2516.90
CH006d	0.33	2.86	2.85	2257.02	1468.26	2259.61
CH006g	0.68	2.83	2.81	1527.05	986.51	1530.76
CH010	0.83	2.67	2.65	2819.97	1763.02	2828.81
CH011	1.79	2.62	2.57	1113.62	687.94	1121.39
CH013	0.74	2.99	2.97	1530.02	1018.22	1533.83
CH014	0.24	2.66	2.65	1966.46	1225.93	1968.27
CH015	1.35	2.72	2.68	2438.16	1540.90	2450.42
CH021	0.98	2.63	2.61	919.52	570.36	922.97
LA001	3.66	2.62	2.52	3163.40	1955.30	3209.30
LA004	1.17	2.65	2.62	830.40	517.20	834.10
LA005	0.82	2.90	2.87	522.40	342.00	523.90
LA010	11.23	2.72	2.42	1237.16	783.00	1294.60
LA015	5.43	2.65	2.51	697.30	434.20	712.40
LA016	1.01	2.69	2.67	1108.60	697.00	1112.80
LA017	2.12	2.63	2.57	508.20	314.60	512.40
LA019	2.81	2.85	2.77	934.30	606.30	943.80
LA023a	0.91	2.84	2.81	462.50	299.60	464.00
LA023a	3.45	2.63	2.54	2394.00	1484.30	2426.50
LA023d	0.26	2.64	2.64	413.60	257.20	414.00
LA028a	0.69	2.70	2.68	778.90	490.40	780.90
LA028b	0.51	2.73	2.72	1537.90	974.80	1540.80
LA028c	1.89	2.76	2.70	2511.90	1600.20	2529.50
LA029	2.38	2.60	2.54	734.10	451.50	741.00
LA030	4.59	2.71	2.58	366.10	230.90	372.60
LA031	2.22	2.72	2.66	623.50	394.60	628.70
LA035a	4.25	2.69	2.57	805.30	505.40	818.60
LA035b	5.37	2.68	2.54	613.30	384.40	626.30
LA038	0.62	2.69	2.67	991.70	623.20	994.00
LA041	3.79	2.68	2.58	4066.60	2550.00	4126.40
LA042	1.57	2.64	2.60	713.10	442.90	717.40
LA044	0.78	2.75	2.73	1192.40	759.10	1195.80
LA049	3.40	2.69	2.60	932.90	586.30	945.10
LA052	4.32	2.59	2.48	343.80	211.00	349.80
LA056a	3.15	2.67	2.59	796.10	498.20	805.80
LA056b	1.57	2.64	2.60	545.40	339.10	548.70
LA057a	1.60	2.62	2.58	1713.40	1060.20	1724.00
LA057b	1.90	2.62	2.57	2599.10	1606.60	2618.30
LA057c	1.74	2.64	2.60	2327.10	1446.90	2342.70
LA057d	3.12	2.64	2.55	1589.30	986.50	1608.70
LA058	0.75	2.66	2.64	1479.00	922.10	1483.20
LA059	8.94	2.66	2.42	1867.80	1166.30	1936.70
LA05ii	0.91	2.90	2.87	471.30	308.60	472.80
LA061	2.64	2.64	2.57	1458.70	906.10	1473.70
LA062	6.30	2.55	2.39	1836.80	1115.70	1885.30
LA066	4.98	2.57	2.44	681.80	416.70	695.70
LA069	5.00	2.35	2.23	482.30	276.92	493.10
LA072	3.29	2.63	2.54	431.60	267.20	437.20
LA079	0.60	2.97	2.95	735.70	488.00	737.20
LA080	5.60	2.69	2.54	1008.10	633.80	1030.30
LA081	6.72	2.62	2.45	1033.90	639.70	1062.30
LA082	6.14	2.62	2.46	3338.70	2063.90	3422.10
LA083a	0.76	2.60	2.58	1739.70	1070.00	1744.80
LA083d	1.55	2.64	2.60	773.50	480.70	778.10
LA086	7.39	2.74	2.54	1036.60	658.40	1066.80
LA090	4.91	2.74	2.61	1137.20	722.50	1158.60
LA100b	4.45	3.11	2.98	1258.40	854.30	1277.20
LA100b	0.21	2.71	2.70	1281.20	808.50	1282.20
LA101	1.14	2.81	2.78	1096.70	706.40	1101.20
Li001	0.72	2.70	2.68	1587.75	999.56	1592.03
Li004	5.76	2.96	2.79	649.32	429.84	662.74

	Porosité	Masse volumique réelle	Masse volumique apparente	Masse de l'éprouvette sèche	Masse dans l'eau de l'éprouvette saturée	Masse dans l'air de l'éprouvette saturée
Noméro éprouvette	(%)	(g/cm3)	(g/cm3)	M1 (g)	M2 (g)	M3 (g)
MC001	0.67	2.64	2.62	2619.64	1627.40	2626.38
MC004	5.45	2.52	2.38	1425.71	860.22	1458.28
MC009	0.50	2.80	2.78	3047.11	1958.38	3052.59
MC009	0.41	2.82	2.81	1059.18	683.65	1060.73
MC011	4.73	2.68	2.56	1621.14	1017.07	1651.11
MC013b	0.92	2.73	2.70	1129.06	715.12	1132.91
MC014a	3.94	2.70	2.60	2267.48	1428.92	2301.89
MS002	0.45	2.61	2.60	1152.10	711.30	1154.10
MS011	0.16	2.71	2.71	851.30	537.10	851.80
MS012	1.42	2.40	2.36	279.82	163.12	281.50
MS018	2.11	2.67	2.61	830.60	519.40	837.30
MS019	2.46	2.71	2.64	569.20	359.00	574.50
MS025	1.45	2.74	2.70	616.00	391.00	619.30
MS026	1.10	2.70	2.67	608.60	383.30	611.10
MS026a	0.58	2.72	2.71	2055.20	1300.00	2059.60
MS027a	1.62	2.74	2.70	432.60	274.80	435.20
MS027b	0.67	2.74	2.72	776.30	493.20	778.20
PA001	0.61	2.73	2.72	1941.04	1231.03	1945.43
PA005a	0.62	2.66	2.64	1888.33	1178.01	1892.76
PA005f	0.73	3.05	3.02	1370.41	920.50	1373.71
PA009	1.59	2.63	2.59	3293.98	2041.3	3314.2
PA013	0.32	3.02	3.01	2011.49	1346.30	2013.62
PA016	1.37	2.72	2.68	1555.55	983.35	1563.47
PA017a	0.41	2.97	2.96	963.28	639.44	964.60
PA017b	0.43	2.72	2.71	1734.44	1096.47	1737.17
PA018a	0.76	2.63	2.61	1214.91	753.67	1218.43
PA018b	0.36	2.99	2.98	1377.07	915.89	1378.74
PA018c	0.36	2.85	2.84	1564.43	1015.93	1566.43
PA021	3.30	2.61	2.53	1573.78	971.85	1594.32
PA024	1.80	2.72	2.67	1621.36	1025.67	1632.25
PA024	1.83	2.74	2.69	990.73	629.21	997.46
PA027	1.49	2.72	2.68	1688.99	1067.40	1698.39
PA028a	0.28	2.81	2.80	1187.79	765.38	1188.96
PA028b	0.25	2.71	2.70	1395.42	880.00	1396.71

	Porosité	Masse volumique réelle	Masse volumique apparente	Masse de l'éprouvette sèche	Masse dans l'eau de l'éprouvette saturée	Masse dans l'air de l'éprouvette saturée
Nom du forage	(%)	(g/cm3)	(g/cm3)	M1 (g)	M2 (g)	M3 (g)
Blancafort a	1.30	2.73	2.69	277.80	176.05	279.14
Blancafort b	0.40	2.76	2.75	302.26	192.72	302.70
Boissy	2.62	2.67	2.60	233.25	145.80	235.60
Moulins	0.56	2.71	2.70	434.40	274.23	435.30
Quenne	3.68	2.62	2.52	340.76	210.70	345.73
St-Georges-sur-Moulons	1.20	2.78	2.75	125.45	80.30	126.00
Songy	0.30	2.65	2.65	444.10	276.82	444.60
La Ferte	0.63	2.67	2.66	167.40	104.80	167.80
Lhuitre	1.53	2.86	2.82	348.90	227.00	350.80
Fontaine-Raoul a	10.55	2.73	2.44	373.75	236.66	389.92
Fontaine-Raoul b	0.16	2.75	2.74	519.70	330.67	520.00
Frasnes	3.94	2.60	2.50	249.80	153.79	253.74
Jaulges	6.65	2.77	2.59	99.97	63.90	102.54
Melleray	10.69	2.69	2.40	110.10	69.16	115.00



## **Tableau des valeurs pétrophysiques des lithologies présentes à l’affleurement**

---

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI									
AL001	48 19 14.37	6835929.80	ARMORICAIN	ALENCON	251	schistes et ampelites	s 1-4	argilite	Très bonne		0.21	0.43	0.08	0.27	0.52	0.27	0.38	0.35		
						calcaire de vaux	o6	calcaire	Très bonne		0.30	0.35	0.43	0.30	0.44	0.39	0.37	0.29		
						schistes du pont de Caen	o5	argilite Fe	Très bonne		0.36	0.31	0.34	0.30						
											0.01	0.17	0.11	0.04	0.10	0.13	0.10	0.11		
											0.01	0.10	0.16	0.11	0.10	0.12	0.00	0.07		
0.97	0.88	0.98	0.71	0.69	0.51	1.09	0.81													
0.91	0.74	0.76	1.08	0.89	1.02	0.82	1.13													
0.53	0.56	0.64	1.12	0.98	0.93	0.63														
AL002	478817.93	6825576.23	ARMORICAIN	ALENCON	251	schistes du pont de Caen	o5	argilite	Très bonne		0.32	0.38	0.36	0.35	0.39	0.14	0.07	0.17		
						siluro-gedinien	s4-d1	argilite	moyenne		0.17	0.29	0.24	0.22	0.17	0.27	0.27	0.32		
											0.25	0.10	0.10	0.16	0.22	0.17	0.10	0.06		
											0.19	0.05	0.55	0.47	0.11	0.06	0.49	0.52		
											0.36	0.31	0.59	0.38	0.32	0.26	0.17	0.28		
0.20																				
0.41	0.22	0.23	0.32	0.34	0.34	0.21	0.29													
0.27	0.56	0.19	0.26	0.25	0.37	0.33	0.25													
0.34	0.22	0.26	0.32	0.30	0.20	0.32	0.21													
0.34	0.58	0.25	0.14	0.34	0.13															
0.11	0.10	0.09	0.11	0.12	0.16	0.16	0.16													
0.07	0.11	0.13	0.09	0.13	0.11	0.09	0.13													
0.08	0.16	0.14	0.13	0.13	0.09	0.05	0.13													
0.12	0.14	0.10	0.12	0.12	0.11	0.16	0.11													
0.16	0.16	0.12	0.11	0.13	0.11	0.11	0.09													
0.12																				
0.16	0.12	0.18	0.06	0.14	0.15	0.13	0.13													
0.15	0.45	0.15	0.15	0.14	0.16															
0.46	0.31	0.38	0.58	0.46	0.49	0.46	0.38													
0.41	0.31	0.31	0.37	0.50	0.44															
0.10	0.15	0.35	0.22	0.10	0.29	0.30	0.26													
0.26	0.26	0.17	0.18	0.28	0.19	0.15	0.16													
0.25	0.34	0.22	0.19	0.24																
0.10	0.11	0.08	0.10																	
0	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0													
0	0	0.02	0	0.01	0.02	0.01	0.04													
0.07	0.05	0.09	0.06	0.04	0.04	0.04	0.07													
0.07	0.05	0.06	0.03	0.07	0.04	0.02	0.04													
0.07	0.07	0.11																		
0.03	0.05	0.03	0.04	0.02	0.09	0.08	0.07													
0.05	0.05	0.05																		
0.03	0.07	0.06	0.02	0.08	0.04	0.11	0.12													
0.07	0.05	0	0.08	0.04	0.04	0.14	0.18													
0.06	0.04	0.03																		



Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI													
AN005	424978.34	6705094.59	ARMORICAIN	ST GEORGES	454	St Georges Sur Loire	o5-d2B	basalte	Très bonne		0.63	0.66	0.62	0.76	0.62	0.5	0.52	0.73	0.52	0.5	0.59	0.67		
AN006	424483.94	6704553.23	ARMORICAIN	ST GEORGES	454	St Georges Sur Loire	o5-d2B	radiolarite /matrice	Très bonne		0.36	0.29	0.22	0.19	0.27	0.31	0.09	0.06	0.56	0.56				
AN007	409000.17	6708484.39	ARMORICAIN	ST GEORGES	453	St Georges Sur Loire	o5-d2B	Grès	Très bonne	2.63	-0.13	-0.11	-0.06	-0.09	0.02	0	0	0						
AN008	407464.26	6713984.62	ARMORICAIN	ST GEORGES	453	St Georges Sur Loire	o5-d2B	Pélite-mudstone	Très bonne		0.07	0.06	0.05	0.03	0.1	0.06	0.06	-0.03	0.01	0.01	0	0	0.08	0.01
AN009	407967.10	6702423.17	ARMORICAIN	MAUGES	453	Micaschiste des Mauges	ε - δ q	micaschiste	Bonne	2.73	0.23	0.09	0.35	0.24	0.24	0.17	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
AN010	384309.71	6702089.78	ARMORICAIN	CHAMPTOCEAUX	452	Gabbro de Drain	θ	Gabbro	Moyenne		0.46	0.54	0.34	0.37	0.45	0.39	0.33	0.46	0.39	0.32	0.32	0.32	0.32	0.39
AN011	380628.44	6707787.88	ARMORICAIN	CHAMPTOCEAUX	482	Micaschiste du Havre	ε ta	Micaschiste	Moyenne		1.64	1.51	1.79	0.62	1.32	1.19	0.57	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44
AN012	377362.66	6707887.46	ARMORICAIN	CHAMPTOCEAUX	482	Champtoceaux	ζM	Migmatites	Bonne	2.62	0.46	0.23	0.23	0.11	0.27	0.06	0.28	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
AN013	378997.49	6683603.80	ARMORICAIN	MAUGES	482	La pommerate	γ1	Granite	Bonne		0.03	-0.01	0.05	-0.02	-0.11	0.07	-0.06	-0.08	-0.08	-0.08	-0.08	-0.08	-0.08	-0.08
AN014	376342.40	6702713.83	ARMORICAIN	CHAMPTOCEAUX	452	Champtoceaux	δ	Oudon	Très bonne	3.04	2.41	4.53	2.87	6.33	3.13	5.22	3.85	2.92	2.92	2.92	2.92	2.92	2.92	2.92
AN015	366420.32	6707599.54	ARMORICAIN	CHAMPTOCEAUX	452	Orthogneiss de St Mars	ζγ	Orthogneiss	Moyenne		0.65	0.62	0.91	0.7	14.4	0.62	0.69	0.73	0.73	0.73	0.73	0.73	0.73	0.73
AN016	366699.56	6699933.71	ARMORICAIN	CHAMPTOCEAUX	482	Mauves sur Loire	ε2a	Micaschiste	Mauvaise		14.7	30.4	26	46.4	0.7	0.65	22	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64
AN017	368226.93	6697426.59	ARMORICAIN	CHAMPTOCEAUX	482	Mauves sur Loire	ε2a	Micaschiste	Très bonne	2.68	5.54	22	14.7	11.1	13.9	8.36	14.1	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63
AN018	411960.47	6682448.06	ARMORICAIN	MAUGES	483	Chemillé	γ3bm	Granite	Très bonne	2.65	18.1	37.1	33.1	9.93		12.3	25.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9
											0.06	0.11	0.06	0.04	-0.05	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
											-0.03	0.05	0.08	0.11	0.09									
											0.12	0.21	0.04	0.14	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
											0.34	0.23	0.12	0.15	0.2	0.13								
											0.09	0.05	0.1	0.04	0.04	0.15	0.08	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
											0.01	0.04	0.01	0.02	0.17	0.09	0.03	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
											0	-0.01	-0.01	-0.02	0.05	-0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
											-0.1	-0.07												







Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																																																																																																						
CH006	44674196	6661623.43	ARMORICAIN	CHOLETAIS	512	Gabbro de Massais	p8	gabbro	Excellente	2.83 2.86	34.50	32.60	33.50	60.00	39.70	20.50	35.00	42.20	43.70	47.90	52.40	48.90	41.60	38.70	47.10	48.20	38.90	44.50	36.70	36.90	48.80	41.70	51.70	45.00	36.90	32.50	31.60	23.60	55.40	47.80	25.50	26.80	28.90	43.20	50.50	49.70	50.00	56.70	40.70	42.10	44.10	53.90	35.60	48.50	40.00	65.90	36.90	45.60	30.60	36.50	54.00	48.40	55.40	44.20	63.50	57.00	33.00	32.20	51.20																																												
											0.21	0.22	0.17	0.23	0.29	0.35	0.20	0.25	0.24	0.19	0.32	0.45	0.23	0.33	0.25	0.23	0.39	0.29	0.28	0.25	0.39	0.23	0.32	0.35	0.27	0.26	0.25	0.33	0.35	0.30	0.35	0.28	0.66	0.41	0.49	0.31	0.23	0.14	0.22	0.16	0.20	0.22	0.18	0.27	0.11	0.27	0.34	0.12	0.10	0.14	0.13	0.21	0.24	0.01	0.08																																																
CH007	442388.59	6660310.94	ARMORICAIN	CHOLETAIS	511	Granite de Thouars	yR	granite rose	Bonne		0.74	0.90	0.70	1.68	1.19	0.82	0.80	1.32	1.57	0.83	0.91	0.54	1.91	1.08	0.54	0.93	1.30	1.67	1.76	1.09	1.52	1.56	2.20	2.80	1.98	2.77	2.95	1.36	1.37	3.04	1.00	1.51	2.30	2.76	0.94	2.44	1.01	1.70	4.52	2.82	2.63	6.07	4.69	6.09	3.12	2.99	4.81	5.59	3.42	3.33																																																					
											0.65	0.55	0.61	0.60	0.56	0.61	0.66	0.56	0.77	0.56	0.50	0.54	0.59	0.54	0.58	0.51	0.63	0.52	0.64	0.59	0.52	0.79	0.59	0.57	0.75	0.57	0.48	0.48	0.50	0.55	0.53	0.45	0.56	0.69																																																																					
CH008	437507.82	6659348.25	ARMORICAIN	CHOLETAIS	511	Dolerite d'Argenton	y	granophyre	Excellente		1.07	1.35	1.09	1.03	1.94	1.41	1.35	1.22	1.44	1.26	0.89	1.13	1.06	1.13	1.30	0.97	1.14	1.09	0.78	0.79	1.05	1.08	0.97	0.99	1.79	1.66	1.53	0.95	0.94	1.04	1.68	1.51	13.10	24.00	15.00	48.60	31.50	43.20	42.50	16.30	13.80	12.90	15.10	30.30	21.60	18.50	12.10	14.20	11.10	17.20	26.80	14.60	23.10	24.50	16.30	13.70	11.10	15.30	33.80	27.10	15.60	13.60	14.50	11.40	11.30	12.50	12.10	23.70	3.56	3.02	4.48	8.20	7.73	5.40	5.84	2.57	8.51	7.48	4.15	6.32	9.45	9.66	3.57	5.00	0.82	0.70	0.51	0.23	7.57	1.50	0.24	0.25	0.27	0.22	0.19	0.24	0.20	0.49	0.25	0.23	0.25	0.74	0.60
											0.65	0.55	0.61	0.60	0.56	0.61	0.66	0.56	0.77	0.56	0.50	0.54	0.59	0.54	0.58	0.51	0.63	0.52	0.64	0.59	0.52	0.79	0.59	0.57	0.75	0.57	0.48	0.48	0.50	0.55	0.53	0.45	0.56	0.69																																																																					
CH009	43821129	6659703.85	ARMORICAIN	CHOLETAIS	538	Rhyolites du choletais	op	rhyolite	Très bonne		13.10	24.00	15.00	48.60	31.50	43.20	42.50	16.30	13.80	12.90	15.10	30.30	21.60	18.50	12.10	14.20	11.10	17.20	26.80	14.60	23.10	24.50	16.30	13.70	11.10	15.30	33.80	27.10	15.60	13.60	14.50	11.40	11.30	12.50	12.10	23.70	3.56	3.02	4.48	8.20	7.73	5.40	5.84	2.57	8.51	7.48	4.15	6.32	9.45	9.66	3.57	5.00	0.82	0.70	0.51	0.23	7.57	1.50	0.24	0.25	0.27	0.22	0.19	0.24	0.20	0.49	0.25	0.23	0.25	0.74	0.60																																
											0.65	0.55	0.61	0.60	0.56	0.61	0.66	0.56	0.77	0.56	0.50	0.54	0.59	0.54	0.58	0.51	0.63	0.52	0.64	0.59	0.52	0.79	0.59	0.57	0.75	0.57	0.48	0.48	0.50	0.55	0.53	0.45	0.56	0.69																																																																					

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10 <sup>-3</sup> SI																
											22.20	16.00	12.10	15.60	21.80	23.10	16.90	2.87	6.57	6.13	7.86	9.91	16.60	12.30	17.30	12.60	
CH010	429645.70	665488.41	ARMORICAIN	CHOLETAIS	511	Rhyolites du choletais	qp	rhyolite	Moyenne	2.67	17.20	10.30	18.20	22.80	11.50	14.50	6.40	16.50	24.50	21.00	12.50	16.70	20.50	22.40	21.30	16.60	
CH011	432238.34	6654044.64	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Granodiorite de Voultgeon	py4	granodiorite	Très bonne	2.62	1.85	1.65	2.03	1.44	1.37	2.08	6.44	8.01	11.50	9.95	12.10	9.81	12.40	11.70	11.30	9.34	
CH012	425440.77	6654631.79	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Monzogranite de Moulins	Ly3Mm	Monzogranite	Moyenne		0.11	0.07	0.08	0.08	0.13	0.09	0.09	0.06	0.09	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07	0.09	0.10	0.09
CH013	436990.19	6658867.78	ARMORICAIN	CHOLETAIS	538	Dolerite d'Argenton	δ	gabbro dolérite	Excellente		0.05	0.09	0.02	0.09	0.10	0.08	0.11	0.12	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	
CH014	437068.04	6659008.12	ARMORICAIN	CHOLETAIS	538	Dolerite d'Argenton	yR	granite rose	Excellente		0.08	0.12	0.12	0.10	0.09	0.10	0.10	0.07	0.09	0.08	0.06	0.07	0.08	0.10	0.11	0.08	
CH015	434779.72	6657291.25	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Diatexites de la Tessouale	M2	granite d'anatexite	Bonne		0.09	0.08	0.06	0.08	0.09	0.09	0.06	0.07	0.09	0.06	0.08	0.09	0.09	0.06	0.07		
CH016	433790.06	6656192.55	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Moulins-Les Aubiers-Gourgé	y4M	granite	Mauvaise		1.29	1.50	2.03	1.25	1.87	1.97	0.97	1.27	10.10	7.02	7.55	9.38	9.42	6.00	9.21	16.70	
CH017	433920.48	6655486.24	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Moulins-Les Aubiers-Gourgé	y4M	granite	Bonne		0.94	0.75	1.04	2.15	2.48	1.64	1.09	1.08	12.80	17.20	8.64	9.65	15.20	7.32	16.60	17.50	
											2.99	32.60	25.10	58.80	89.50	72.60	17.40	12.60	40.80	52.20	34.20	7.68	6.34	17.70			
											0.45	0.48	0.56	0.40	0.43	0.26	0.42	0.45	0.40	0.41	0.57	0.52	0.42	0.40	0.59	0.56	
											0.53	0.52	0.47	0.56	0.37	0.50	0.45	0.40	0.42	0.43	0.55	0.55	0.56				
											0.42	0.43	0.55	0.55	0.56				2.100	23.50	23.00	11.10	12.00	12.20	16.40	10.60	
											0.24	0.21	0.23	0.25	0.18	0.27	0.18	0.23	0.24	0.21	0.23	0.25	0.18	0.27	0.18	0.23	
											2.72	0.28	0.25	0.30	0.22	0.22	0.21	0.22	0.27	0.26	0.24	0.23	0.25	0.24	0.26	0.20	
											0.23	0.24	0.25	0.23	0.18	0.23	0.20	0.25	0.22	0.24	0.25	0.23	0.18	0.23	0.20	0.25	
											0.21	0.22	0.21	0.22	0.17	0.26	0.22	0.22	0.21	0.22	0.21	0.22	0.17	0.26	0.22	0.22	
											0.18	0.18	0.22	0.23	0.23	0.25	0.17	0.29	0.24	0.18	0.22	0.23	0.23	0.25	0.17	0.29	
											0.25	0.17	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.25	0.17	0.15	0.13	0.13	0.17	0.13	0.15	
											0.16	0.19	0.15	0.18	0.12	0.14	0.12	0.13	0.16	0.19	0.15	0.18	0.12	0.14	0.12	0.13	
											0.15	0.21	0.18	0.20	0.19	0.17	0.16	0.22	0.15	0.21	0.18	0.20	0.19	0.17	0.16	0.22	
											0.22	0.23	0.20	0.13	0.14	0.17	0.17	0.15	0.22	0.23	0.20	0.13	0.14	0.17	0.17	0.15	
											0.15								0.15								



Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																		
CH018	434074.49	6654380.36	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Leucogranite	f12	granite	Moyenne		0.08	0.05	0.07	0.06	0.07	0.09	0.05	0.05	0.10	0.06	0.05	0.05	0.07	0.09	0.08	0.06	0.08		
CH019	434165.93	6654187.02	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Leucogranite	Y2-3	granite	Mauvaise		0.03	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.03	0.01	0.04	0.00	0.04	0.03	0.05	0.03	
CH020	434419.02	6650927.43	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Moulins-Les Aubiers-Gourgé	Y3M	granite	Bonne		0.05	0.06	0.07	0.09	0.11	0.08	0.10	0.08	0.10	0.08	0.06	0.10	0.10	0.08	0.11	0.06	0.06	0.09	0.12
CH021	434189.94	6647742.75	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Moulins-Les Aubiers-Gourgé	Y3Mg	granite	Bonne	2.63	0.07	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.08	0.08	0.11	0.08	0.05	0.11	0.08	0.09	0.10	0.11
CH022	424709.20	6646228.98	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	538	Bretignolles	Op θ	pegmatite blocs dolérite	Mauvaise Mauvaise		0.02	0.00	0.08	0.39	0.36	0.22	0.29	0.01	0.01	0.59	0.55	0.55	0.41	0.42	0.35	0.71	0.61	0.61	
CH023	43160.75	6642578.54	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	538	Granite de Bressuire	Y2gm	granite	Moyenne		0.03	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.07	0.03	0.03	0.08	0.06	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.07	
CH024	432670.05	6642688.81	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	538	Granite de Bressuire	Y2gm	granite	Moyenne		0.01	0.05	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.03	
CH025	433465.26	6643779.52	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	538	Granite de Bressuire	Y2gm	granite	Excellente		0.02	0.02	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04	0.06	0.09	0.09	
CH026	430164.98	6632413.79	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	564	Diorite de Montcoutant	η	diorite	Bonne		2.21	3.18	1.10	1.74	4.16	3.20	4.59	3.79	1.85	2.58	4.13	4.80	2.46	3.40	1.30	2.71	2.36	4.48	
CH027	443229.17	6640523.50	ARMORICAIN	TESSOUALE	538	Leucogranite	Y2-3	granite	Moyenne		1.62	4.47	4.09	2.11	3.88	4.00			0.07	0.05	0.11	0.04	0.07	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	
											0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.02	0.03	0.06	0.07	0.01	0.09	0.07	0.04	0.01	0.04	
											0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.07	0.04	0.04	

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																																															
CH028	42682108	6633038.49	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	564	Montcontant	η	diorite	Moyenne		1.05	1.00	1.37	1.08	1.07	13.30	1.27	0.97	1.44	1.61	4.12	3.81	1.03	15.80	0.77	1.35	2.41	0.78	0.71	0.70	0.93	0.69	0.61	0.96	1.04	0.65	1.71	0.63	78.00	0.66	0.61	0.65	0.93	0.97	1.24													
CH029	429104.21	6625899.02	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	564	Largeasse	py2-3L	granite	Bonne		0.08	0.10	0.05	0.04	0.06	0.10	0.07	0.09	0.09	0.11	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.07	0.08	0.04	0.07	0.08	0.07	0.09	0.07	0.06	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.01	0.08												
CH030	432743.33	6628122.38	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	564	Largeasse	py2-3L	granite	Bonne		0.13	0.08	0.09	0.11	0.08	0.01	0.01	0.10	0.10	0.11	0.09	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13	0.10	0.14	0.14	0.13	0.12	0.09	0.11	0.12	0.08	0.08	0.14	0.11	0.13	0.13	0.10	0.12	0.11	0.11	0.12	0.08	0.14											
CH031	438443.35	6625641.99	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	564	Pougne-Herisson	γ2P-H	granite	Moyenne		0.11	0.12	0.09	0.09	0.07	0.10	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.10	0.15	0.00	0.05	0.10	0.07	0.07	0.07	0.12	0.09	0.12	0.10	0.10	0.13	0.12	0.07	0.07	0.04	0.07	0.09	0.05	0.08	0.14	0.12	0.12												
CH032	452171.43	6622577.82	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	565	Granite de Parthenay	γ2MP	granite	Très bonne		0.06	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.09	0.04	0.06	0.04	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.06	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07												
CH033	451277.91	6621666.98	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	565	Granite de Parthenay	γ2MP	granite	Excellente		0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.04	0.08	0.09	0.02	0.07	0.04	0.08	0.08	0.09												
CH034	448077.80	6619670.00	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	565	Le Tallud	η2-3	diorite	Volante		5.20	5.60	4.58	6.07	8.75	5.59	6.62	26.30	17.20	15.50	19.20	20.00	18.90	8.76	4.24	4.20	2.77	5.27	6.02	21.70	14.90	5.20	22.00	4.11	14.00	12.00	14.30	15.10	15.20	0.09	0.11	0.07	0.10	0.10	0.11	0.11	0.09	0.11	0.12	0.09	0.06	0.12	0.11	0.06	0.08			
CH035	447845.12	6619666.69	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	565	Le Tallud	η2-4	diorite	Bonne		0.09	0.11	0.07	0.10	0.10	0.11	0.11	0.09	0.11	0.12	0.09	0.06	0.12	0.11	0.06	0.08	0.11	0.07	0.11	0.07	0.11	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11	0.09	0.11	0.09	0.11	0.09	0.11	0.09	0.11										
CH036	443720.86	6619670.41	ARMORICAIN	HAUT BOCAGE	565	Neuvy-Bouin	γ2M-N	granite	Blocs		0.09	0.08	0.08	0.08	0.05	0.07	0.11	0.10	0.10	0.01	0.05	0.08	0.08	0.15	0.02	0.08	0.05	0.07	0.11	0.15	0.13	0.07	0.11	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08									
CH037	452724.90	6631334.51	ARMORICAIN	TESSOUALE	565	Granite de Lageon	py2-3M	granite	Blocs		0.07	0.08	0.06	0.08	0.05	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.13	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	0.09	0.09	0.12	0.10	0.10	0.03	0.03	0.03	0.06	0.10	0.08	0.04	0.03	0.05	0.25	0.05	0.07	0.13	0.07	0.06	0.17					
CH038	454266.33	6630423.51	ARMORICAIN	TESSOUALE	565	Moulins-Les Aubiers-Gourgé	γ2MM	granite	Très bonne		0.06	0.03	0.03	0.03	0.06	0.10	0.08	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.07	0.13	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.06	0.09	0.09	0.12	0.10	0.03	0.08	0.08	0.07	0.06	0.03	0.03	0.03	0.06	0.10	0.08	0.04	0.03	0.05	0.25	0.05	0.07	0.13	0.07	0.06	0.17
CH039	458712.43	6629663.66	ARMORICAIN	TESSOUALE	565	Moulins-Les Aubiers-Gourgé	γ3M	granite	Moyenne		0.06	0.03	0.03	0.03	0.06	0.10	0.08	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.07	0.13	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.06	0.09	0.09	0.12	0.10	0.03	0.08	0.08	0.07	0.06	0.03	0.03	0.03	0.06	0.10	0.08	0.04	0.03	0.05	0.25	0.05	0.07	0.13	0.07	0.06	0.17

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI												
											0.04	0.06	0.07	0.10	0.07	0.06	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.15	
CH040	457676.74	6624016.47	ARMORICAIN	TESSOUALE	565	Granite de La Peyratte	Y2-3M	granite	Moyenne		0.04	0.06	0.07	0.10	0.07	0.06	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.15	
LA001	452750.73	677297125	ARMORICAIN	BASS LAVAL	357	val	s3-4	intrusion	Pierrier	2.62	-0.06	-0.15	-0.07	-0.13	-0.10	-0.08	-0.09	-0.09	-0.07	-0.16	-0.12	-0.10	-0.14
LA002	45633167	6775911.78	ARMORICAIN	CHA_COE	357	gres armoricain	o2	gres	Bonne		-0.13	-0.07	-0.02	-0.03	-0.12	-0.07	-0.11	-0.06	-0.13	-0.07	-0.03	-0.12	-0.07
LA003	448834.76	6783229.48	ARMORICAIN	CHA_COE	320	gres de Ste Suzanne	k3	gres	Bonne		-0.12	0.01	0.12	0.03	0.10	0.03	0.00	0.00	-0.09	-0.01	-0.05	-0.07	-0.03
LA004	456332.59	6775910.71	ARMORICAIN	CHA_COE	357	gres de ste suzanne	kv	pyroclastites	Médiocre	2.65	0.02	0.03	0.06	0.04	0.06	0.04	0.00	0.02	0.00	-0.01	-0.03	0.04	0.03
LA005	45039186	6782350.82	ARMORICAIN	CHA_COE	321	diorite de Neau	δN	diorite	Assez bonne		32.20	25.60	26.30	25.70	17.70	18.40	32.00	19.20	25.20	14.60	17.20	18.50	25.40
LA007	43698139	679054122	ARMORICAIN	BASS LAVAL	320	gahard	d1a	silt-gres	Très bonne		4.95	4.86	2.10	6.03	1.80	2.80	3.12	8.19	0.19	0.14	0.07	0.05	0.3
LA008	43253128	6785924.80	ARMORICAIN	BASS LAVAL	320	st cenere	d1b-2a	silt-gres	Très bonne		0.44	0.88	0.88	0.57	0.56	0.69	0.99	0.94	0.35	0.31	0.16	0.49	0.041
LA009	43249172	6785527.88	ARMORICAIN	BASS LAVAL	320	st cenere	d1b-2a	gres calcaireux	Très bonne		0.41	0.32	0.26	0.33	0.29	0	0.09	0.06	-0.07	0.03	-0.01	0	0.01
LA010	451869.39	6754936.04	ARMORICAIN	BASS LAVAL	392	change	h1b-2c	calcaire	Bonne	2.72	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0.04	0.01	0	0	0.01	0.01	0
LA012	450955.26	6754816.91	ARMORICAIN	BASS LAVAL	392	gahard	d1a	silt-gres	Très bonne		0.24	0.20	0.20	0.21	0.23	0.27	0.30	0.23	0.19	0.27	0.09	0.06	0.10
											0.26	0.02	0.18	0.26	0.19	0.21	0.15	0.21	0.26	0.02	0.18	0.26	0.19
											0.24	0.15	0.10	0.18	0.19	0.05	0.08	0.12	0.22	0.18	0.13	0.21	0.13
											0.09	0.18	0.07	0.04	0.06	0.08	0.14	0.15	0.09	0.18	0.21	0.22	0.19
											0.06	0.10	0.07	0.19	0.13	0.13	0.17	0.07	0.06	0.10	0.07	0.19	0.13
											0.09	0.15	0.16	0.21	0.10	0.17	0.08	0.20	0.09	0.15	0.16	0.21	0.10
											0.21	0.19	0.18	0.10	0.06				0.21	0.19	0.18	0.10	0.06
											-0.14	-0.10	-0.10	-0.08	-0.07	-0.05	-0.04	-0.04	-0.03	-0.03	-0.01	-0.01	-0.01
											0.04	0.05	0.08	0.14					0.04	0.05	0.08	0.14	

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																	
LA012	450955.26	6754846.91	ARMORICAIN	BASS LAVAL	392	gahard	d1a	rhyolite	Très bonne		0.41	0.15	0.50	0.48	0.17	0.54	0.48	0.42	0.41	0.15	0.22	0.25	0.10	0.06	0.03	0.26		
LA015	443190.15	6756836.94	ARMORICAIN	BASS LAVAL	391	huisserte	h1	gres	Bonne	2.65																		
LA016	442823.74	6757859.31	ARMORICAIN	BASS LAVAL	391	change	h1b-2c	calcaire	Moyenne	2.69	0.04	0.02	0.06	0.04	0.02	-0.02	-0.06	0.03	0.00	-0.07	0.06	0.09	-0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	
LA017	444614.00	676265.57	ARMORICAIN	BASS LAVAL	356	gahard	d1a	gres	Très bonne	2.63	0.00	0.00	0.00	-0.01	-0.01	-0.06	-0.04	-0.11	0.00	-0.11	-0.03	0.00	-0.04	-0.03	0.00	-0.04	0.00	
LA018	442895.57	6762066.19	ARMORICAIN	BASS LAVAL	356	huisserte	h1	tufs spilites	Moyenne		0.53	0.46	0.28	0.30	0.30	0.30	0.30	0.27	0.43	0.68	0.95	0.37	0.34	1.08	0.45	0.43	1.07	
LA019	442522.44	6762974.85	ARMORICAIN	BASS LAVAL	356	huisserte	h1	spilites	Moyenne	2.85	0.34	0.52	1.07	0.53	0.34	0.65	0.72	0.98	1.00	0.56	1.01	0.50	0.40	0.92	0.36	0.81		
LA020	429384.32	6762088.11	ARMORICAIN	BASS LAVAL	320	huisserte	h1	siltite volc	Bonne		0.33	0.43	0.34	0.45	0.40	0.44	0.77	0.45	0.43	0.49	0.55	0.51	0.32	0.47	0.31	0.32		
LA023	423313.38	6766130.92	ARMORICAIN	BASS LAVAL	356	st germain sur ille	c5b-6	rhyolite	Excellente	2.63	0.51	0.48	0.36	0.52	0.39	0.27	0.46	0.44	1.01	0.35								
LA026	429384.32	6762088.11	ARMORICAIN	BASS LAVAL	320	huisserte	h1	gres	Excellente	2.64	3.50	5.25	4.98	3.46	3.06	4.36	4.38	4.23	3.32	5.80	3.25	4.13	3.30	3.09	3.32	3.87		
LA028	440751.68	6776492.58	ARMORICAIN	BASS LAVAL	356	huisserte	h1	conglomerats	Très bonne		3.69	7.12	3.80	3.68	5.90	6.37	3.79	6.12	2.85	5.72	6.63	5.20	5.27	9.51	8.63	5.95	9.92	
											8.31	6.33																
											0.29	0.23	0.38	0.34	0.42	0.28	0.20	0.21	0.24	0.33	0.12	0.10	0.28	0.13	0.35	0.21		
											0.20	0.35	0.27	0.53	0.54	0.51	0.47	0.30	0.37	0.37	0.33	0.24	0.30	0.17	0.46	0.37		
											0.21	0.32	0.39	0.40	0.39	0.27	0.31	0.39	0.21	-0.06	0.06	0.09	0.07	0.01	0.00	0.14	-0.03	
											0.07	-0.07	-0.02	0.06	0.00	0.05	0.06	0.08	2.70	0.10	0.03	0.05	0.08	0.00	0.15	0.03	0.00	
											0.03	-0.07	-0.02	-0.02	0.02													
											0.14	0.12	0.18	0.23	0.12	0.24	0.22	0.13		0.11	0.07	0.35	0.15	0.25	0.06	0.13	0.20	
											0.23	0.10	0.28	0.23	0.23	0.20	0.23	0.13		0.23	0.10	0.28	0.21	0.33	0.11	0.26	0.36	
											0.14	0.28	0.21	0.33	0.11	0.26	0.36	0.28		0.20	0.07	0.08	0.35	0.24	0.35	0.13	0.09	
											0.21	0.23	0.28	0.21	0.25	0.11				0.21	0.23	0.28	0.21	0.25	0.11			
											0.23	0.23	0.38	0.57	0.37	0.33	0.42	0.44		0.40	0.34	0.33	0.38	0.37	0.39	0.42	0.40	
											2.73	0.35	0.28	0.39	0.44	0.44	0.31	0.27	0.46		0.35	0.28	0.39	0.44	0.44	0.31	0.27	0.46
											0.35	0.34	0.36	0.33	0.45	0.51	0.48	0.44		0.35	0.34	0.36	0.33	0.45	0.51	0.48	0.44	
											0.27																	







Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																								
LA049	494863.84	6814779.62	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de Ste Suzanne	k3	gres	Moyenne	2.69	0.12	0.10	0.06	0.04	0.10	0.11	0.05	0.09	0.06	0.08	0.10	0.09	0.04	0.07	0.03	0.10									
LA050	495813.58	6812700.74	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de Ste Suzanne	k3	rhyolite ep	Très bonne		-0.05	-0.04	-0.04	-0.04	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04			
LA051	496741.86	6812917.62	ARMORICAIN	ALENCON	287	flysch briovérien	b	flysch	Bonne		0.17	0.05	0.06	0.15	0.15	0.08	0.06	0.10	0.16	0.26	0.22	0.26	0.17	0.25	0.16	0.02	0.09	0.07	0.15	0.05	0.12	0.24	0.24		
LA052	496459.90	6814882.30	ARMORICAIN	ALENCON	287	p sammites de Sillé	k4	argilite	Moyenne	2.59	0.06	0.10	0.19	0.20	0.10	0.16	0.12	0.09	0.16	0.13	0.06	0.13	0.08	0.05	0.05	0.12	0.17	0.14	0.25	0.25	0.26	0.25	0.25		
LA053	496495.83	6814927.32	ARMORICAIN	ALENCON	287	p sammites de Sillé	k4	argilite	Moyenne		0.14	0.18	0.13	0.15	0.20	0.17	0.13	0.07	0.10																
LA056	500238.10	6816658.47	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de May	o4-5	gres	Excellente	2.65	-0.13	-0.13	-0.12	-0.10	-0.09	-0.05	-0.04	-0.03	-0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.04	0.06	0.03	0.06	0.08	0.07	0.21	0.31	0.31	0.31		
LA056	500238.10	6816658.47	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de May	o4-5	gres	Excellente	2.65	0.04	0.07	0.09	0.08	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.05	0.06	0.06	0.04	0.07	0.09	0.09	0.03	0.05	0.08	0.29	0.24	-0.03	0.00		
LA056	500238.10	6816658.47	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de May	o4-5	gres	Excellente	2.65	0.18	0.22	0.36	-0.03	-0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.06	0.04	0.07	0.09	0.13	0.11	0.12	0.15	0.29	0.26	-0.02	0.00
LA056	500238.10	6816658.47	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de May	o4-5	gres	Excellente	2.65	0.04	0.06	0.03	0.07	0.08	0.08	0.10	0.15	0.00	0.04	0.04	0.07	0.08	0.08	0.10	0.15	0.00	0.11	0.15	0.18	0.22	0.38	-0.03	-0.01	0.00
LA056	500238.10	6816658.47	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de May	o4-5	gres	Excellente	2.65	0.00	0.02	0.02	0.03	0.05	0.06	0.04	0.07	0.09	0.00	0.02	0.03	0.05	0.06	0.04	0.07	0.09	0.07	0.13	0.12	0.12	0.15	0.30	0.26	0.15
LA056	500238.10	6816658.47	ARMORICAIN	ALENCON	287	gres de May	o4-5	gres	Excellente	2.65	0.33	-0.03	-0.02	0.03	0.04	0.06	0.11	0.12	0.12	0.03	0.04	0.06	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.06	0.06
LA057	479562.20	6820068.25	ARMORICAIN	ALENCON	251	pluton cadomien	yc	granodiorite	Blocs	2.62	2.62																								
LA057	479562.20	6820068.25	ARMORICAIN	ALENCON	251	pluton cadomien	yc	granodiorite	Blocs	2.64	2.64																								
LA058	483062.29	6827508.41	ARMORICAIN	ALENCON	251	gres de May	o4-5	gres	Très bonne	2.66	0.05	0.06	0.04	-0.01	0.05	0.00	0.02	-0.08	0.02	0.01	-0.02	0.03	0.01	-0.01	0.00	0.01	0.01	-0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	-0.06	0.00	



Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI									
											0.05	0.11	0.05	0.05	0.07	0.09	0.07	0.11	0.04	0.12
LA084	398583.97	6777333.10	ARMORICAIN	CENTRE ARMO	355	Granite du Perre	YL	granite	Assez bonne		0.05	0.11	0.05	0.05	0.07	0.09	0.07	0.11	0.04	0.12
LA086	40345158	678593169	ARMORICAIN	BASS LAVAL	319	val	s3-4	silt-gres	Bonne	2.74	0.16	0.13	0.15	0.18	0.17	0.09	0.04	0.24	0.16	0.24
LA088	397377.49	6797226.67	ARMORICAIN	BASS LAVAL	319	lande muree	s1-3	gres	Moyenne		0.00	0.05	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03
LA089	399039.28	6797194.26	ARMORICAIN	BASS LAVAL	319	lande muree	s1-3	gres	Mauvaise		-0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.01	0.00
LA090	418675.02	6783164.10	ARMORICAIN	BASS LAVAL	319	schiste de laval	h2c-3	silt-gres	Excellente	2.74	0.37	0.34	0.34	0.32	0.46	0.26	0.34	0.37	0.38	0.34
LA092	402855.33	6770030.22	ARMORICAIN	CENTRE ARMO	355	Briovérien	b	flysch	Moyenne		0.34	0.36	0.32	0.35	0.31	0.26	0.33	0.30	0.34	0.36
LA094	407522.94	6762642.15	ARMORICAIN	CENTRE ARMO	355	Briovérien	b	flysch	Très bonne		0.32	0.41	0.29	0.35	0.32	0.39	0.39	0.38	0.33	0.41
LA096	42448199	6742185.75	ARMORICAIN	CENTRE ARMO	391	Angers-Traveusot	o3-4	silt	Assez bonne		0.29	0.38	0.41	0.32	0.39	0.46	0.33	0.40	0.29	0.38
LA100	424896.72	6739857.82	ARMORICAIN	CENTRE ARMO	391	Grès armoricain	o2	silt-gres	Excellente	2.71	0.35	0.29	0.33	0.34	0.40	0.46	0.35	0.38	0.28	0.28
											0.24	0.37	0.36	0.37	0.33	0.36	0.26	0.29	0.24	0.31
											0.37	0.31	0.36						0.25	0.17
											0.21	0.36	0.39	0.34	0.29	0.22	0.28	0.31	0.21	0.36
											0.18	0.17	0.29	0.34	0.11	0.16	0.26	0.09	0.35	0.42
											0.21	0.14	0.14	0.13	0.13	0.24	0.15	0.14	0.21	0.21
											0.28	0.30	0.10	0.18	0.24	0.25	0.34	0.28	0.28	0.28
											0.31	0.26	0.30	0.23	0.25	0.17			0.31	0.21
											0.34	0.41	0.43	0.44	0.36	0.44	0.29	0.28	0.25	0.44
											0.36	0.50	0.32	0.33	0.30	0.28	0.34	0.41	0.36	0.50
											0.21	0.27	0.31						0.21	0.27
											0.00	-0.02	0.00	0.00	0.00	-0.01	-0.02	-0.01	0.00	-0.02
											0.00	-0.02							0.00	-0.02
											0.26	0.15	0.22	0.23	0.23	0.24	0.18	0.16	0.26	0.15
											0.09	0.09	0.28	0.17	0.23	0.09	0.27	0.34	0.09	0.09
											0.27	0.24	0.30	0.05					0.27	0.24



Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI									
LV003	395963.22	6725844.72	ARMORICAIN	ANGERS	422	La Poueze	o3-4P	ardoise	Bonne		0.56 0.42 0.40 0.40 0.52	0.43 0.53 0.51 0.36 0.33	0.39 0.43 0.50 0.37 0.52	0.52 0.43 0.43 0.45 0.49	0.48 0.33 0.39 0.53 0.45	0.47 0.29 0.33 0.45 0.60				
								veines Qz	Bonne		1.69 0.63	0.53 0.62	0.70 0.63	0.54 0.63	1.62 0.70	0.60				
LV004	392424.75	6725773.84	ARMORICAIN	ANGERS	421	La Poueze	o3-4P	ardoise	Bonne		0.53 0.33 0.42 0.46	0.44 0.37 0.38 0.46	0.32 0.40 0.53 0.40	0.49 0.44 0.40 0.40	0.36 0.41 0.46 0.46	0.41 0.47 0.33				
MC001	495605.37	6604648.10	SEUIL POITOU	SEUIL POITOU	589	Chairoix-Civray	Y2M	granite	Très bonne	2.64	0.03 0.00 0.04 0.02	0.04 0.06 0.01 0.04	0.03 0.04 0.00 0.03	0.04 0.00 0.01 0.02	0.03 0.05 0.05 0.04	0.02 0.03 0.04 0.03				
MC002	490457.13	6585807.57	SEUIL POITOU	SEUIL POITOU	612	Chairoix-Civray	I7-8	calcaire à silex	Moyenne		-0.04 -0.03	-0.04 -0.02	0.02 0.00	0.00 0.00	-0.05 -0.06	-0.04 -0.04				
MC003	490442.34	6584424.11	SEUIL POITOU	SEUIL POITOU	612	Chairoix-Civray	Y1-2M	granite	Moyenne		1.12 0.57	1.39 0.96	2.52 1.29	1.07 2.10	0.80 0.67	2.22 0.20	0.26 1.23			
MC004	492749.55	6584640.62	SEUIL POITOU	SEUIL POITOU	612	Chairoix-Civray	Y1	granite	Volante	2.52	0.07 0.04	0.04 0.00	0.02 0.02	0.00 0.02	0.00 0.37	0.20 0.37				
MC005	520069.58	6559402.79	CENTRAL	CONFOLENT	638	Massif de Pressac-Abzac	η2M	diorite	Mauvaise		13.40 14.90 15.60	17.70 12.80 23.80	11.70 12.00 17.30	12.50 10.50 20.30	19.30 12.60 17.90	11.90 16.50 15.00	16.20 15.00			
MC006	520911.88	6559813.25	CENTRAL	CONFOLENT	638	Massif d'Esse	Y3M	granite	Excellente		0.11 0.08 0.45 0.45	0.07 0.05 0.12 0.13	0.10 0.10 0.12 0.11	0.11 0.06 0.17 0.16	0.10 0.05 0.12 0.16	0.10 0.14 0.15 0.10				
MC007	527601.96	6560535.36	CENTRAL	CONFOLENT	639	Massif de Saint-Barbant	η1-2M	diorite	Moyenne		17.00 19.00	19.00 13.00	16.40 11.00	16.40 5.92	17.70 10.70	12.30 16.60	24.10 15.00			
MC008	528226.08	6564539.68	CENTRAL	CONFOLENT	639	Massif de Saint-Barbant	η3	diorite	Bonne		29.00 18.40 25.30	19.40 23.20 19.20	15.70 23.80 18.30	22.10 18.70 21.30	21.30 37.00 18.60	20.80 27.40 23.10	19.90 16.90 19.10	24.90 29.80		
MC009	534634.61	6565591.75	CENTRAL	CONFOLENT	639	Massif de Saint-Barbant	η1-2	diorite	Bonne	2.80 2.82	0.72 0.81	0.52 0.81	0.92 0.55	0.66 0.88	0.77 0.78	0.82 0.70	0.71 0.75			
MC010	536139.42	6573947.29	CENTRAL	CONFOLENT	639	Unité de la Gartempe	E2	micaschiste	Mauvaise		0.26	0.12	0.19	0.18	0.19	0.13	0.13			
MC011	538610.39	6574925.17	CENTRAL	CONFOLENT	639	Bussières-Potlevine	tfp3	quartzophyllade	Moyenne	2.68	0.16 0.09	0.12 0.18	0.13 0.11	0.12 0.12	0.25 0.18	0.19 0.18	0.07 0.07	0.21 0.07		
MC012	539610.36	6573341.41	CENTRAL	CONFOLENT	639	Formation de Darnac	XA	leptynite	Mauvaise		0.07 0.04	0.09 0.12	0.12 0.12	0.09 0.15	0.12 0.09	0.15 0.02	0.06			
MC013	539823.18	6573352.38	CENTRAL	CONFOLENT	639	Formation de Darnac	pt	métatufs	Très bonne	2.73	0.70 0.89	0.96 6.53	0.22 0.89	28.20 2.89	7.19 0.98	29.00 1.06	12.90 0.51	16.20 1.26		





Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																
MS010	452670.47	6892863.38	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	schistes et calcaires	k2L	calcaire	Très bonne		-0.04	0.02	0.01	-0.01	-0.02	0.01	0.04	0.07	0.02	-0.03	-0.10	-0.06	-0.10	0.01	0.05	-0.03	
MS011	453094.36	6892703.14	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	schistes et calcaires	k2L	calcaire	Excellente	2.71	-0.04	-0.12	-0.14	-0.12	-0.06	0.05	-0.05	0.05	-0.02	-0.01	0.04	-0.06	-0.08	-0.16	-0.13	-0.11	-0.07
MS012	453033.52	6892688.74	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	conglomérats et arkoses	k1	gres	Bonne		-0.07	0.01	0.00	-0.06	-0.12	0.00	0.04	-0.04	-0.09	-0.08	-0.10	0.04	-0.03	-0.10	0.02	-0.09	-0.04
MS013	453027.92	6892661.15	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	flysch briovérien	b3	flysch	Bonne		-0.06	-0.01	-0.15	-0.07	-0.13	-0.05	-0.16	-0.03	-0.19	-0.16	-0.12	-0.16	-0.06	-0.06	-0.06	-0.03	-0.03
MS014	453414.15	6892636.22	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	conglomérats et arkoses flysch briovérien	k1 b3	gres-cgt flysch	Bonne Bonne		-0.11	0.00	0.03	-0.03	-0.06	-0.14	-0.06	0.00	-0.19	-0.18	-0.15	-0.07	-0.20	-0.06	-0.03	0.00	0.00
MS015	453470.84	6892655.90	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	schistes et calcaires	k2L	calcaire	Très bonne		0.15	0.10	0.18	0.06	0.16	0.01	0.03	0.15	0.21	0.08	0.04	0.14	0.07	0.07	0.10	0.15	0.15
MS016	453500.38	6892674.67	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	schistes et calcaires jurassique	k2R J	argilite calcaire	Très bonne Très bonne		-0.02	-0.14	-0.08	-0.14	-0.20	-0.12	-0.17	-0.11	-0.05	-0.09	-0.03	-0.07	-0.16	-0.03	-0.16	-0.09	-0.09
MS017	455510.31	6888753.59	ARMORICAIN	MAY S ORNE	146	schistes et calcaires conglomérats et arkoses flysch briovérien	k2L k1 b3	calcaire gres-cgt flysch	Très bonne Bonne Bonne		-0.16	0.03	0.02	-0.05	0.06	-0.06	0.02	-0.16	0.03	0.01	-0.10	-0.13	-0.02	-0.15	-0.17	-0.12	-0.13
MS018	455018.55	6892933.20	ARMORICAIN	MAY S ORNE	146	flysch briovérien	b3	flysch	Très bonne	2.67	0.59	0.47	0.76	0.70	0.16	0.15	0.68	0.61	0.49	0.76	0.58	0.37	0.29	0.71	0.81	1.00	0.46
MS019	454951.44	6890187.05	ARMORICAIN	MAY S ORNE	146	flysch briovérien	b3	flysch	Très bonne	2.71	0.26	0.17	0.10	0.21	0.19	0.24	0.16	0.24	0.28	0.17	0.10	0.21	0.19	0.24	0.16	0.24	0.24
MS020			ARMORICAIN	MAY S ORNE	146	flysch briovérien	b3	flysch	Mauvaise		0.12	0.07	0.43	0.20	0.11	0.17	0.14	0.12	0.19	0.27	0.24	0.46	0.20	0.14	0.24	0.19	0.14
											0.08	0.37	0.29	0.25	0.05	0.06	0.14	0.11	0.11	0.10	0.09	0.14	0.03	0.20	0.10	0.11	0.11
											0.11	0.07	0.23	0.18	0.09	0.17											

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																	
MS021	453454.16	6891444.55	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	flysch briovérien	b3	flysch	Moyenne		0.38	0.47	0.26	0.40	0.39	0.32	1.13	0.43	1.40	0.20	0.26	0.64	0.34	0.23	0.39	0.30		
MS022	451037.36	6894090.31	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	schistes et calcaires	k2L	calcaire	Bonne		0.09	0.14	0.08	0.02	0.22	0.16	0.29	0.40	0.34	0.14	0.22	0.15	0.20	0.21	0.32	0.26	0.25	
MS023	451153.72	6894103.35	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	schistes et calcaires	k2S	calcaire	Moyenne		0.22	0.18	0.17	0.09	0.29	0.22	0.14	0.25	0.21	0.21	0.21	0.16	0.31	0.37				
MS024	45084166	6894024.23	ARMORICAIN	MAY S ORNE	145	flysch briovérien	b3	flysch	Moyenne		-0.08	-0.10	-0.08	-0.02	-0.02	-0.04	-0.01	-0.03	-0.03	-0.09	-0.03	0.02	0.00	-0.07	-0.02	-0.02	-0.02	-0.05
MS025	441674.68	6866898.06	ARMORICAIN	MAY S ORNE	175	corneenne	bk	Cornéenne	Très bonne	2.74	0.14	0.11	0.11	0.06	0.20	0.18	0.15	0.27	0.13	0.04	0.05	0.06	0.03					
MS026	441136.98	6864276.04	ARMORICAIN	MAY S ORNE	175	pluton cadomien	y4	granodiorite	Très bonne	2.7	0.22	0.07	0.03	0.03	0.16	0.12	0.18	0.08	2.72	0.10	0.01	0.09	0.11	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06
MS027	441138.83	6864313.00	ARMORICAIN	MAY S ORNE	175	corneenne	bk	Cornéenne	Moyenne	2.74	0.11	0.10	0.11	0.04					2.74	0.10	0.10	0.09	0.07	0.18	0.01	0.03	0.04	0.04
MS028	441197.67	6864347.56	ARMORICAIN	MAY S ORNE	175	pluton cadomien	y4	granodiorite	Très bonne		0.12	0.10	0.17	0.21	0.15	0.14	0.07	0.15	0.18	0.12	0.08	0.12	0.17	0.14	0.18	0.07	0.07	0.07
MS029	441220.83	6864361.82	ARMORICAIN	MAY S ORNE	175	pluton varisque	y2	Leucogranite	Très bonne		0.22	0.25	0.11	0.06	0.01	0.06	0.08	0.17	0.27	0.27	0.18	0.33	0.28	0.24	0.32	0.14	0.32	0.32
MS030	441151.31	6864642.98	ARMORICAIN	MAY S ORNE	175	corneenne	bk	Cornéenne	bonne		0.20	0.30	0.21	0.26					0.20	0.09	0.11	0.06	0.11	0.26	0.16	0.13	0.05	0.05
MS031	464057.03	6869981.90	ARMORICAIN	MAY S ORNE	176	gres armoricain	o2	grès quartzite	Excellente	2.74	0.26	0.30	0.26	0.31	0.30	0.15	0.23	0.22	0.25	0.28	0.13	0.26	0.13	0.15	0.23	0.15	0.15	0.15
											0.06	0.26	0.25	0.35	0.23	0.13	0.10	0.32	0.06	0.21	0.29	0.28	0.03	0.13	0.18	0.29	0.29	0.29
											0.19	0.21	0.18	0.16	0.23	0.09	0.22	0.24	0.30	0.15	0.09	0.20	0.24	0.29	0.34	0.21	0.24	0.21
											0.10	0.22	0.12	0.20	0.24	0.29	0.34	0.21	0.10	0.22	0.12	0.20						



Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10 <sup>-3</sup> SI											
PA007	593315.50	6593372.53	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Supérieure des Gneiss	λ3M	leptynite de Messant	Moyenne		0.12 0.07 0.16 0.10 0.20 0.31	0.14 0.14 0.16 0.11 0.18 0.09	0.13 0.14 0.14 0.17 0.14 0.06	0.09 0.10 0.19 0.20 0.15 0.08	0.07 0.10 0.17 0.20 0.12 0.08	0.15 0.10 0.10 0.10 0.26 0.15	0.13 0.10 0.12 0.07 0.10 0.11	0.13 0.22 0.15 0.08 0.11				
PA008	593799.04	6588954.55	CENTRAL	AIGURANDE	615	Granite de Crozant	γ1c	granite	Très bonne		0.05 0.04 0.00 0.09	0.04 0.04 0.05 0.05	0.05 0.02 0.01 0.07	0.06 0.00 0.06 0.02	0.07 0.06 0.02 0.06	0.06 0.05 0.03 0.03	0.02 0.00 0.03 0.03	0.05 0.00 0.01				
PA009	593802.04	6589134.43	CENTRAL	AIGURANDE	615	Granite de Crozant	γ1c	granite	Très bonne	2.63	0.05 0.01 0.07	0.06 0.04 0.05	0.05 0.05 0.04	0.06 0.06 0.04	0.06 0.05 0.04	0.06 0.05 0.06	0.08 0.05 0.05	0.02 0.05 0.05	0.06 0.05			
PA010	598954.52	6588606.61	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Inférieure des Gneiss	λ3c	leptynite	Très bonne		0.03 -0.04	-0.02 0.02	0.04 0.04	0.07 0.04	0.04 -0.04	0.07 0.04	0.04 0.00	0.00 0.04	0.04 0.00			
PA011	598861.59	6588633.59	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Inférieure des Gneiss	ε2	micaschiste	Très bonne		0.29 0.13 0.20 0.20 0.19 0.09	0.18 0.27 14.00 0.23 0.26 0.19	0.26 0.14 0.16 0.35 0.31 0.36	0.21 0.21 0.21 0.28 0.36 0.27	22.00 0.19 0.14 0.31 0.13 0.28	0.19 0.19 0.22 0.17 0.23 0.26	0.19 0.15 0.22 0.23 0.26 0.31	0.20 0.22 0.17 0.16 0.31				
PA012	598982.50	6588558.64	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Inférieure des Gneiss	ε1	micaschiste	Très bonne		0.09 0.37 0.10	0.06 0.07 0.08	0.19 0.14 0.30	0.13 0.18 0.13	0.10 0.14 0.13	0.10 0.13 0.14	0.32 0.14 0.21	0.38 0.21				
PA013	599312.27	6588175.89	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Inférieure des Gneiss	rö	amphibolite	Bonne	3.02	0.66 0.69 0.81 0.69 0.63	0.73 0.56 0.59 0.71 0.85	0.67 0.67 0.61 0.78 0.89	0.64 0.61 0.74 0.76 0.95	0.59 0.71 0.66 0.66 0.64	0.66 0.78 0.57 0.78 0.55	0.89 0.74 0.76 0.75 0.70	0.70				
PA014	609136.38	6578565.77	CENTRAL	AIGURANDE	616	Gabbro-diorite de la Marche	nö	Diorite	Mauvaise		1.81 18.30 6.25 35.30	5.80 5.71 5.72 47.90	9.58 0.89 14.40 44.60	29.50 19.70 4.89 9.95	18.00 6.58 43.50 0.64	2.42 23.20 30.50 0.55	3.40 17.00 35.60	9.25 1.94 15.60				
PA015	606018.47	6580059.96	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Supérieure des Gneiss	ζ1-2	gneiss	Bonne		0.51 0.22	0.55 0.27	0.02 24.00	0.15 0.20	0.10 0.25	0.02 0.22	0.48 0.32	0.17 0.24				
PA016	605155.99	6579131.62	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Supérieure des Gneiss	ζ1-2	gneiss	Bonne	2.72	0.33 0.21 0.25 0.22 0.15	0.24 0.12 0.24 0.21 0.20	0.47 0.22 0.21 0.17 0.34	0.34 0.28 0.26 0.15 0.22	0.25 0.17 0.29 0.31 0.17	0.50 0.47 0.11 0.06 0.13	0.11 0.28 0.22 0.24 0.24					
PA017	602046.21	6582686.44	CENTRAL	AIGURANDE	615	Unité Supérieure des Gneiss	rö	amphibolite	Bonne	2.72 2.97	50.40 7.22 24.00 0.21	5.04 54.60 42.20 0.32	8.79 32.90 46.80 0.38	47.80 36.30 44.00 0.42	58.00 50.10 0.26 0.39	42.80 15.10 0.13 0.41	23.20 23.30 0.21 0.08	35.70 46.10 0.83				







Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																								
MO008	781543.36	6660362.50	CENTRAL	MORVAN	524	Faisceau du Morvan	h2y	granite	Moyenne		0.09	0.06	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.05	0.06	0.04	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.05	0.06	0.04	0.02	
MO009	775138.59	6664721.72	CENTRAL	MORVAN	524	Faisceau du Morvan	yh2	granite	Moyenne		0.12	0.20	0.18	0.12	0.11	0.15	0.23	0.11	0.11	0.09	0.12	0.11	0.17	0.16	0.12	0.19	0.21	0.10	0.12	0.15	0.16	0.12	0.19	0.13	0.18
MO010	771726.71	6666335.19	CENTRAL	MORVAN	523	Dommartin	py2-3	granite	Très bonne		0.05	0.07	0.08	0.10	0.10	0.12	0.07	0.09	0.09	0.06	0.08	0.11	0.12	0.08	0.07	0.03	0.06	0.08	0.11	0.14	0.11	0.07	0.11	0.09	0.11
MO011	771146.34	6668983.78	CENTRAL	MORVAN	523	Pierre qui Vire	y1c	granite	Très bonne		0.02	0.03	0.04	0.04	-0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	
MO012	770292.15	6671849.29	CENTRAL	MORVAN	523	Blismes	fp2	tufs-rhyol	Moyenne		0.06	0.10	0.08	0.11	0.03	0.01	0.05	0.06	0.04	0.04	0.13	0.06	0.04	0.11	0.08	0.08	0.00	0.08	0.03	0.01	0.08	0.08	0.08	0.00	0.00
MO013	768546.32	6673536.58	CENTRAL	MORVAN	523	Dommartin	py2-3	granite	Très bonne		0.05	0.02	0.00	0.08	0.10	0.16	0.07	0.14	0.08	0.06	0.17	0.14	0.07	0.11	0.08	0.04	0.10	0.12	0.21	0.05	0.09	0.10	0.10	0.12	0.14
MO014	766345.60	6674265.45	CENTRAL	MORVAN	496	Blismes	h5p	tufs-rhyol	Très bonne		0.03	0.12	0.20	0.08	0.02	0.09	0.14	0.02	0.03	0.15	0.09	0.06	0.12	0.09	0.20	0.18	0.16	0.06	0.13	0.15	0.14	0.09	0.09	0.04	0.08
MO015	758878.74	6675769.49	CENTRAL	MORVAN	496	Montreuilion	r2p	rhyolite	Très bonne		0.12	0.11	0.11	0.13	0.15	0.09	0.13	0.13	0.13	0.11	0.07	0.14	0.08	0.05	0.16	0.12	0.07	0.11	0.07	0.14	0.08	0.05	0.16	0.12	0.07
MO016	761526.85	6688101.81	CENTRAL	MORVAN	496	Pierre qui Vire	y2-3	granite	Moyenne		0.03	0.04	-0.01	0.04	0.03	0.04	0.07	0.07	0.03	-0.04	0.04	-0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	
MO017	761516.82	6687882.92	CENTRAL	MORVAN	496	Pierre qui Vire	y2	granite	Très bonne		0.05	0.06	0.07	0.10	0.09	0.01	0.07	0.06	0.05	0.04	0.10	0.07	0.04	0.06	0.05	0.06	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07	0.04	0.08	
MO018	768643.69	6709289.40	CENTRAL	MORVAN	466	Saint léger	y1	granite	Très bonne		0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.08	0.00	0.02	0.09	0.00	0.02	0.09	0.08	
											0.09	0.06	0.10	0.06	0.04	0.06	0.07	0.04	0.01	0.08	0.07	0.05	0.01	0.06	0.04	0.02	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.03	0.01	0.05	
											0.00	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.02	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.02	0.08	
											0.07	0.03	0.01	0.03	0.06	0.03	0.04	0.08	0.07	0.03	0.01	0.03	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.07	0.03	0.06	0.03	0.04	0.08	0.08	
											0.08	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10 <sup>-3</sup> SI																							
										D																							
MO018	768643.69	6709289.40	CENTRAL	MORVAN	466	Saint léger	Y1	granite	Très bonne	0.03	0.04	0.05	0.07	0.05	0.07	0.01	0.06	0.16	0.11	0.13	0.13	0.10	0.05	0.09	0.06								
MO019	787534.78	6705926.17	CENTRAL	MORVAN	467	Quarré	ζY1	gneiss	Moyenne	0.09	0.10	0.13	0.08	0.09	0.09	0.14	0.12	0.11	0.06	0.09	0.05	0.12	0.05	0.10	0.04	0.11	0.11	0.10	0.11				
MO020	788354.54	6704624.43	CENTRAL	MORVAN	467	Sincey	p	rhyolite	Très bonne	0.25	0.36	0.42	0.44	0.47	0.39	0.25	0.23	0.27	0.20	0.25	0.36	0.42	0.32	0.36	0.40	0.21	0.31	0.27	0.20	0.37	0.47	0.31	
										0.35	0.23	0.21	0.21	0.43	0.29	0.41	0.16	0.21	0.29	0.27	0.19	0.37	0.27	0.21	0.26	0.27	0.26						
MO021	778009.41	6688828.97	CENTRAL	MORVAN	497	Settons	pV	microgranite	Bonne	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	-0.03	-0.40	0.02	-0.03	0.01	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03			
MO022	778496.03	6688137.26	CENTRAL	MORVAN	497	Pierre qui Vire	Y1-2	granite	Très bonne	0.05	0.03	0.07	0.03	-0.01	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.01	0.00	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03			
MO023	780381.20	6683154.65	CENTRAL	MORVAN	497	Settons	pV	microgranite	Excellente	0.23	0.24	0.18	0.23	0.26	0.30	0.13	0.11	0.17	0.10	0.15	0.12	0.09	0.23	0.14	0.17	0.19	0.22	0.09	0.20	0.15	0.21	0.23	
										0.19	0.16	0.16	0.14	0.12				0.14	0.15	0.06	0.03	0.10	0.16	0.13	0.10	0.09	0.17	0.07	0.08	0.16	0.15	0.21	
LS1	893601.17	6677816.75	LA SERRE	LA SERRE	501	La Serre	Y2M	granite	Moyenne	0.15	0.15	0.15	0.13	0.16	0.17	0.16	0.08	0.15	0.15	0.15	0.13	0.16	0.17	0.16	0.08	0.17	0.09	0.17	0.16	0.17	0.16	0.08	
LS2	891081.16	6679562.02	LA SERRE	LA SERRE	501	La Serre	ay	arkose	Moyenne	0.03	0.02	0.02	0.17	0.14	0.16	0.10	0.08	0.12	0.10	0.11	0.18	0.12	0.08	0.10	0.12	0.11	0.11	0.14	0.19	0.15	0.16	0.10	0.16
LS3	89192.97	6679338.19	LA SERRE	LA SERRE	501	La Serre	ζ	mylonite	Moyenne	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02		
VO1	1016332.77	6838722.57	VOSGES	N_VOSGES	271	Nideck	r2a	tufs	Bonne	0.07	0.05	0.09	0.08	0.07	0.05	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.12	0.11	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.12	0.02	0.06	0.05	0.07
VO2	1016305.71	6838931.09	VOSGES	N_VOSGES	271	Nideck	p	rhyolite	Bonne	0.09	0.03							0.03	0.07	0.04	0.09	0.09	0.08	0.06	0.13	0.06	0.05	0.07	0.10	0.04	0.01	0.05	0.04
VO3	1016238.23	6838987.08	VOSGES	N_VOSGES	271	Nideck	r3	grès	Très bonne	0.36	0.45	0.50	0.46	0.49	0.47	0.38	0.44	0.60	0.46	0.40	0.32	0.36	0.32	0.44	0.52	0.59	0.55	0.57	0.40	0.42	0.37	0.65	0.46
										0.39	0.43	0.38	0.48	0.62	0.49	0.37	0.28																

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																																																																			
VO4	1016152.23	6838409.84	VOSGES	N_VOSGES	271	Nideck	h2	schiste	Bonne		0.35	0.26	0.42	0.32	0.46	0.36	0.46	0.31	0.29	0.34	0.31	0.30	0.31	0.38	0.31	0.21	0.32	0.33	0.21	0.20	0.24	0.31	0.27	0.30	0.29																																											
VO5	1016532.19	6839705.01	VOSGES	N_VOSGES	271	Nideck	r3	grès	Très bonne		0.22	0.22	0.23	0.31	0.25	0.25	0.28	0.29	0.24	0.40	0.38	0.30	0.32	0.32	0.32	0.26	0.20	0.23	0.38	0.30	0.25	0.40	0.22	0.27	0.33	0.24	0.28	0.21																																								
VO6	1010005.63	6824311.39	VOSGES	N_VOSGES	271	Fm sédimentaires	d3-4	schiste	Très bonne		0.53	0.58	0.41	0.51	0.47	0.53	0.51	0.55	0.53	0.48	0.59	0.59	0.54	0.33	0.23	0.40	0.69	0.40	0.24	0.41	0.33	0.36	0.32	0.30	0.38	0.49	0.46	0.38	0.43	0.47	0.31	0.28	0.31	0.38																																		
VO7	1009181.28	6821533.61	VOSGES	N_VOSGES	306	Fm volcaniques	η	diorite	Mauvaise		0.52	0.55	0.42	0.35	8.00	8.30	0.58	0.48	0.54	0.39	0.45	0.41	0.41	0.43	0.57	0.66	0.44	0.56	0.50	0.54	0.55	0.64	12.20	19.80	7.40	2.15	4.29	1.13	4.69	4.81	3.31	15.20	2.97	5.63	6.56	1.80	2.95	8.51																														
VO8	1010301.89	6828715.23	VOSGES	N_VOSGES	271	Fm volcaniques	pK1	tufs	Excellente		0.31	0.46	0.46	0.29	0.23	0.21	0.76	0.38	0.76	0.37	0.25	0.32	0.35	0.46	0.19	0.07	0.69	0.09	0.12	0.17	0.21	0.23	0.25	0.24	11.70	5.43	4.56	2.65	1.54	0.64	0.64	0.55	0.50	0.28	0.23	0.27	0.22	0.26	0.60	0.17	0.30	0.81	0.62	0.63	0.41	0.73	0.67	0.79	0.61	0.39	0.35	0.34	0.36	0.17	0.25	0.49	0.66	0.85	0.54	0.65	9.57	5.05	8.22	3.68	25.10	0.53	148.00	1.78
VO9	1007885.77	6828681.91	VOSGES	N_VOSGES	270	Fm volcaniques	tfK3	tufs	Très bonne		31.30	40.60	25.90	6.25	6.08	1.34	2.88	5.74	2.56	9.18	7.23	2.59	1.61	2.29	0.67	1.59	0.82	0.58	10.20	14.40	30.50	24.20	23.80	13.80	10.30	14.70	20.40	29.40	15.30	45.20	23.40	24.90	20.20																																			
VO10	1010173.92	6827575.27	VOSGES	N_VOSGES	271	Fm volcaniques	brK3	breche volc	Bonne		24.90	18.60	12.80	18.10	20.60	17.70	25.30	23.90	16.60	17.70	21.70	12.90	33.20	18.00	15.00	17.30	20.20	20.60	16.00	14.80	19.20	14.80	16.30	29.10	18.80	33.90	16.10	12.00	21.00	15.30	20.60	18.10	20.00	25.60	1.07	3.62	3.14	1.01	2.14	2.36	1.19	1.98	2.48	1.68	0.74	0.91	0.86	4.17	5.56	5.94	0.97																	
VO11	1008626.68	6825709.52	VOSGES	N_VOSGES	270	Fm volcaniques	aK1	tufs	Bonne		0.46	0.39	0.34	0.39	0.39	0.32	0.35	0.40	0.21	0.33	0.38	0.38	0.45	0.34	0.45	0.33	0.20	0.20	0.33	0.38	0.38	0.45	0.34	0.45	0.34	0.45	0.34	0.45	0.34	0.45	0.33	0.20																																				

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI									
VO12	1016657.67	6831036.79	VOSGES	N_VOSGES	271	Fm volcaniques	K3	spilite	Bonne		0.65 3.64 3.59 1.31 1.53	0.68 5.13 3.04 1.39 1.67	1.42 8.70 4.99 0.38 1.72	1.02 8.70 1.16 0.84 0.60	1.87 6.96 8.19 0.92 1.67	2.32 4.33 3.03 1.04	2.49 1.42 0.83 0.20 0.09			
VO13	1017398.65	6831494.84	VOSGES	N_VOSGES	271	Fm sédimentaires	d5	schiste	Bonne		0.12 0.12	0.11 0.04	0.10 0.06	0.03 0.08	0.10 0.12	0.12 0.09	0.09			
VO14	1019156.40	6829655.83	VOSGES	N_VOSGES	271	Kagentfels	y3	granite	Bonne		0.17 0.11 0.21	0.17 0.62 0.41	0.17 0.14 0.28	0.22 0.30 0.24	0.29 2.40 0.20	0.53 0.74 0.20	0.11 0.83			
VO15	1019152.56	6828701.40	VOSGES	N_VOSGES	271	La Serva	EY3-4	granite	Bonne		0.80 0.17 0.35 0.39	1.71 0.17 0.34 0.29	2.24 0.64 0.33 0.21	0.47 0.20 0.19 0.13	0.23 0.18 0.35 0.21	0.63 0.17 0.31 0.56	0.84 0.50 0.49			
VO16	1018208.32	6819779.42	VOSGES	N_VOSGES	307	Fm volcaniques	η	diorite	Excellente		80.90 40.20 20.00	19.20 23.20 9.01	34.70 31.50 11.90	41.30 8.55 13.70	7.83 5.13 18.20	5.58 7.46 10.70	12.00 8.41 16.30	10.70		
VO17	1016724.83	6817069.42	VOSGES	N_VOSGES	307	Champ du Feu	Y	granite	Bonne		8.86 12.50 25.10	14.00 146.00	12.80 11.00	10.10 15.80	6.87 19.70	10.30 13.40	5.80 24.60	9.79 15.90		
VO18	1017243.85	6817505.35	VOSGES	N_VOSGES	307	Champ du Feu	Y	granite	Bonne		19.60 23.80 15.70 18.40 13.80	32.20 27.50 8.89 16.60	18.10 5.48 13.30 2.54	22.90 23.00 16.90 3.14	24.90 14.70 14.50 19.90	22.80 14.40 22.60 16.00	20.40 12.60 17.40 10.30	16.30 17.00 17.80 142.00		
VO19	1014062.28	6823795.84	VOSGES	N_VOSGES	271	Natzwiller/Andlau	py3-4	granite	Bonne		11.20 0.96 0.85	15.10 1.34 1.22	17.30 2.60 2.48	17.70 0.79 0.54	1.99 3.44 0.41	2.93 0.82 0.57	2.11 1.48 0.56	1.22 0.84 0.51		
VO20	1014946.50	6822271.40	VOSGES	N_VOSGES	307	Champ du Feu	Y/L	granite	Très bonne		2.36 0.24 0.39	2.21 0.26 0.32	0.29 0.28 0.38	0.35 0.10 0.30	0.18 0.14 0.63	3.82 71.00 0.48	0.27 0.30 2.13	0.25 0.30 0.57		
VO21	1014171.39	6824529.22	VOSGES	N_VOSGES	271	Natzwiller/Andlau	py3-4	granite	Moyenne		0.66 0.28	0.30 0.21	0.29 0.13	0.16 0.34	0.24 0.18	0.14 0.18	0.15 0.21	0.25 0.39		
VO22	1014030.47	6823974.90	VOSGES	N_VOSGES	271	Natzwiller/Andlau	py3-4	granite	Bonne		0.88 0.61 0.84 1.31 1.11	0.76 0.57 0.64 3.10 0.40	0.53 0.75 0.66 1.51 0.54	0.59 4.70 0.45 11.80 0.69	0.48 0.69 1.73 2.31 0.43	0.33 0.68 0.49 1.35 1.82	0.40 4.12 0.48 1.06 0.42	0.49 2.21 0.48 1.82 0.78		
VO23	1017935.10	6822253.28	VOSGES	N_VOSGES	307	Fm volcaniques	S	pyroclastites	Moyenne		9.40 1.82 1.70	15.60 4.04 1.24	23.60 4.17 7.24	23.10 13.90 5.45	19.80 5.43 8.90	13.40 16.00 10.60	14.00 11.90 19.90	9.91 13.60 10.57		

Nom	X_LA93	Y_L93	MASSIF	SECTEUR	CARTE	FORMATIONS	ETAGE	LITHOLOGIE	QUAL AFFLEUREMENT	D	SUSCEPILITE MAGNETIQUE x10-3 SI																																		
VO24	1013037.48	6815729.35	VOSGES	N_VOSGES	307	Steige	s5-4	schiste	Très bonne		0.11	0.09	0.17	0.09	0.08	0.14	0.09	0.10	0.05	0.09	0.12	0.09	0.11	0.15	0.09	0.24	0.22	0.21	0.18	0.13	0.17	0.14	0.12	0.18	0.14	0.21	0.25	0.26	0.21	0.25	0.29	0.28			
VO25	1022408.16	6814772.35	VOSGES	N_VOSGES	307	Kohlbaechel	r2b	gres	Mauvaise		0.02	0.03	0.02	0.10	0.00	-0.02	0.03	0.00	0.01																										
VO26	1021484.99	6815081.51	VOSGES	N_VOSGES	307	Triembach	r1b	argilites	Mauvaise		1.49	1.87	1.49	1.19	1.89	1.84																													
VO27	1020253.29	6815712.93	VOSGES	N_VOSGES	307	Villé	ε	phyllades	Bonne		0.04	0.07	0.09	0.17	0.10	0.15	0.20	0.12																											
VO28	1019770.40	6815446.23	VOSGES	N_VOSGES	307	Villé	ε	phyllades	Bonne		0.14	0.10	0.05	0.11	0.17	0.10	0.12	0.16																											
VO29	1017717.96	6816319.44	VOSGES	N_VOSGES	307	Steige	s5-4	schiste	Bonne		0.13	0.12	0.15	0.11	0.16	0.16	0.22	0.14																											
VO30	1020604.05	6820090.74	VOSGES	N_VOSGES	307	Champ du Feu	γL	granite	Très bonne		14.10	14.50	15.30	25.50	33.50	27.90	24.70	22.70																											
VO31	1024581.08	6819514.65	VOSGES	N_VOSGES	307	Ste Marie aux Mines	γfb	granite	Bonne		6.46	9.04	12.10	7.17	14.50	30.20	39.50	28.20																											
VO32	1025221.53	6819975.94	VOSGES	N_VOSGES	307	Ste Marie aux Mines	γfb	granite	Bonne		2.67	2.20	1.93	5.88	7.92	16.00	11.40	16.10																											
VO33	1025498.96	6821638.94	VOSGES	N_VOSGES	307	Ste Marie aux Mines	γfb	granite	Bonne		14.10	12.00	5.62	12.70	13.10	12.40																													
VO34	1025609.09	6822386.27	VOSGES	N_VOSGES	307	Triembach	t1b	gres	Moyenne		10.70	12.30	10.70	11.50	9.52	16.20	5.62	8.99																											
VO35	1026036.73	6822210.51	VOSGES	N_VOSGES	307	Steige	Sδ	comeenes	Moyenne		11.20	8.47	6.35	14.60	11.70	10.90	5.86	13.20																											
VO36	1025374.79	6822708.22	VOSGES	N_VOSGES	307	Grès Vosgien	t1b	gres	Moyenne		9.51	14.50	13.60	11.00	12.70	10.10	9.12	9.42																											
											-0.07	0.01	-0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	-0.04																											
											0.01	0.02	0.00																																
											2.43	1.86	0.74	1.23	0.86	0.05	1.99	3.55																											
											3.94	5.20	4.74	7.14	1.94	3.34	6.64	4.50																											
											3.80	2.82	0.30	1.71																															
											0.02	-0.01	0.00	0.01	-0.05	-0.06	-0.05	-0.01																											
											-0.08	-0.08	-0.04																																





## **Tableau des mesures pétrophysiques réalisées sur les carottes de forage**

---

**Nom du sondage :** Saint Georges Sur Moulons - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K17	5_9	1728,3 - 1729,3	Schistes gris plissés	0.23
K17	9_9	1732,3 - 1733,3	Schistes gris plissés	0.09
K19	4_5	1864 - 1865	Schistes verdâtres/lie de vin	0.31
K21	5_6	1877 - 1878	Schistes verdâtres/lie de vin	0.36 0.36

**Nom du sondage :** Jaulges - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K15	1_5	1293 - 1294	Schistes Brio	0.12 0.17 0.15 0.14
K15	3_5	1295 - 1296	Schistes Brio	0.2 0.23 0.24 0.21
K15	5_5	1297 - 1297,3	Schistes Brio	0.23 0.26 0.28 0.28

**Nom du sondage :** Quenne - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K1	1_2	945,5 - 951	Roche à passées gréseuses (métam ?)	0.1 0.08 0.06 0.09
K1	2_2	951 - 952	Roche à passées gréseuses (métam ?)	0.07 0.06 0.07 0.09

**Nom du sondage :** Boissy ss st Yon - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
	1_11	2067-2068	Gneiss à grains grossiers altéré	0.13 0.09 0.12 0.1
	4_11	2070 - 2071	Gneiss à grains grossiers altéré	0.09 0.09 0.09 0.1
	8_11	2074 - 2075	Faciès sombre à fd K isolés	0.09 0.09 0.09 0.1
	10_11	2076 - 2077	Faciès sombre à fd K isolés	0.1 0.13 0.09 0.12

**Nom du sondage :** La Ferté - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K4	1_2	1888,5 - 1889,5	Schistes à alternance Qz/bio	0.21 0.18 0.17 0.09
K4	2_2	1889,5 - 1890,5	Schistes à alternance Qz/bio	0.07 0.12 0.12 0.17

**Nom du sondage :** Sennely - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K21	1_2	2136 - 2137	Granite altéré	0.03 0.04 0.01 0
K21	2_2	2137 - 2138	Granite altéré	0.12 0.1 0.1 0.1
K22	5_5	2143 - 2144	Granite altéré	0.04 0.04 0.06 0.06

**Nom du sondage :** Blancafort - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K5	1_16	1475 - 1476	Gneiss altérés	0.01 0.08 0.08 0.25 0.25 0.09 0.22
K5	8_16	1482 - 1483	Gneiss altérés	0.13 0.09 0.13 0.25 0.24 0.16 0.18
K5	14_16	1488 - 1489	Gneiss altérés	0.28 0.24 0.21 0.02 0.13 0.3 0.06
K5	15_16	1489 - 1490	Gneiss altérés	0.17 0.16 0.21 0.24 0.05 0.16 0.28
K5	16_16	1490 - 1491	Gneiss altérés	0.2 0.18 0.24 0.18 0.14 0.24 0.14
				0.17 0.21 0.28 0.04 0.18

**Nom du sondage :** Frasnès-le-Château - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K14	1_4	1068 - 1069	Granite	0.09 0.09
K14	4_4	1071 - 1072	Granite	0.07 0.09
K15	1_6	1072 - 1073,1	Granite	0.03 0.07
k15	4_6	1075,2 - 1076,2	Granite	0.12 0.1
K15	6_6	1077,3 - 1078,7	Granite	0.1 0.13

**Nom du sondage :** Nantouillet - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K41	3_4	2443,25 - 2443,95	Grès fins rougeâtres	0.32 0.29
K41	4_4	2443,95 - 2444,55	Grès fins rougeâtres	0.17 0.15
K42	1_2	2444,8 - 2445,65	Grès fins rougeâtres	0.4 0.4

**Nom du sondage :** Fontaine Raoul - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K5	1_3	860 - 860,60	Faciès schistes verts silto-gréseux	0.21 0.21 0.24
K5	3_3	861,6 - 862,6	Faciès schistes verts silto-gréseux	0.29 0.29 0.2
K6	1_5	890 - 891	Faciès schistes verts silto-gréseux	0.28 0.28 0.29
K6	4_5	893 - 894	Faciès schistes verts silto-gréseux	0.28 0.28 0.2
K7	1_2	895,2 - 897	Faciès schistes verts silto-gréseux	0.21 0.21 0.21

**Nom du sondage :** Songy - 101

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K11	2_4	2071 - 2071,9	Quartzite	0 0
K12	1_2	2073,5 - 2074,5	Quartzite	0.01 0.01
K13	2_2	2076,4 - 2077,4	Quartzite	-0.04 -0.01

**Nom du sondage :** Moulins - 102

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K10	1_3	647,8 - 648	Diorite	55.8 48.2 56.1 15.7 72.9
K10	2_3	648,8 - 649,8	Diorite	11.9 41 79.9 62.4 132
K10	3_3	649,8 - 650,8	Diorite	93.1 117 55 102 89.6

**Nom du sondage :** Melleray - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K10	1_4	535 - 536	Ensemble argilo-silteux	0.09 0.1
K11	2_2	543 - 543,5	Ensemble argilo-silteux	0.01 0.05
K12	3_4	546 - 547	Ensemble argilo-silteux	0.12 0.14

**Nom du sondage :** Lhuitre - 1

N°carotte	N°Caisse	Profondeur	Lithologie	Susceptibilité magnétique K (10-3 SI)
K12	2_6	3731 - 3732	Schistes lustrés	0.18 0.36 0.32 0.25
K12	4_6	3733 - 3734	Schistes lustrés	0.24 0.21 0.41 0.28
K12	6_6	3735 - 3736	Schistes lustrés	0.42 0.4 0.22 0.25



## Liste des forages

---

ID Forage	N°Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
05231X0011		699590	2238000	ACHUN	AH 1	30.7	Keuper	Socle cristallin - Microgranite	MICROGRANITE
03298X1081	14-3886	638916	2344613	AMBREVILLE	ABE 1	2473.1	Buntsandstein	Permo-Trias, à vérifier	PERMO-TRIAS
05493X0006		687700	2219600	ANLEZY	AY 1	109	Keuper		CARBONIFERE
04358X0041		715980	2281240	ANNEOT	AN 1	318	Keuper	Socle cristallin - Diorite	DIORITE
04663X0017		714852	2280730	ANNEOT	AN 4	105	Keuper	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04664X1011		715720	2281080	ANNEOT	AN 2	110	Keuper	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04664X1012		715510	2280980	ANNEOT	AN 3	109	Keuper	Socle cristallin - Granite	GRANITE
05437X0002	14-3260	518520.1	2210155	ARPHEUILLES	APH 1	828	Buntsandstein	Permien, puis Stéphaniens à 1244 m (K)	CARBONIFERE
03005X0002	14-2487	777042	2367108	ARRENTIERES	ART 1	1259	Buntsandstein	Socle métamorphique - Gneiss (K)	GNEISS
01046X0071	14-3362	623890	2489506	ARSY	ARY 1	1818.6	Chaunoy probable	Socle métamorphique - Micaschistes	MICASCHISTE
01027X0009	14-1597	577426.3	2489913.6	AUX MARAIS	AMS 101	1187.8	Trias	Socle métamorphique - Paragneiss plagioclasiques à feldspaths altérés (K)	PARAGNEISS
04578X0009	14-3185	471695	2264465	BALLAN MIRE	BAL 1	760	Trias	Socle sédimentaire paléozoïque - Argiles schisteuses rouges, lustrées et quartz	SEDIMENT PALEO
	16-1131	807577	2249734.1	BARGES		1136	Permo-Trias	Granite rose	GRANITE
02571X0030	14-4208	591580.2	2394657.5	BEDEVRET	BCV 1	1980.5	Keuper	Conglomérat métamorphisé à quartz écrasés et micaschistes	MICASCHISTE
01904X0053	14-4306	795362.3	2440243	BELVAL EN ARGONNE	BVL 1	1822	Buntsandstein	Socle sédimentaire métamorphique - Séricitochistes et argiles micacées	SERICITOSCHISTE
00434X0001	14-1132	531745.9	2553011	BERNEVAL	BRV 101	809	Rhénien	Socle sédimentaire métamorphique - Chloritochistes altérés	CHLORITOSCHISTE
	14-4115	612032.9	2218241	BERTRAY	BTY 1	1314	Buntsandstein probable	Permien (à 2842 m Stéphaniens)	CARBONIFERE
05235X0003		700737	2223270	BICHES	BH 1	46	Lettenkohle	Socle cristallin - Microgranite	GRANITE
05501X0001		700205	2219260	BICHES	BH 2	84.5	Muschelkalk	Socle volcanique - Tuf dacitique	SOCLE VOLCANIQUE ?
05227X0002		686900	2224900	BILLY-CHEVANNES	BC 1	815	Lettenkohle	Socle cristallin - Granite	SOCLE ERUPTIF
04325X0003	14-3269	618054	2281194.1	BLANCAFORT	BLT 1	1458.5	Buntsandstein	Granite gris-rose à deux micas, plus ou moins altéré au sommet (K)	GRANITE
	14-3680	632916.2	2395545	BLANDY	BNY 1	-	Trias	Socle sédimentaire - Silt rouges et grès + débris de schistes - FG	SEDIMENT MESO
00446X0001	14-2066	547631.7	2548970.2	BLANGY	BG 101	796	Rhénien	Socle sédimentaire métamorphique - Schistes métamorphiques verdâtres	SCHISTE



ID Forage	N° Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
0258X0098	14-4073	617699.1	23951618	BOIS BRULE	BBL 1D	2446	Keuper	Permien ? (FG) - Conglomérats et grès feldspathiques grossiers rouges	PERMIEN
0257X0004	14-2087	590477.8	2394902.5	BOISSY SOUS SAINT YON	BSY 1	1981.3	Keuper	Socle sédimentaire métamorphique - Schistes et conglomérats	SCHISTE
05426X0001	14-3122	490122.00	2208968.00	BOUSSAY	BAY 1	942.5	Permo-Trias	Silurien - Schistes verts à noirs sériciteux, silto-gréseux	SCHISTE ARDOISIER
0520X0001	14-3302	619627.00	2236212.00	BRECY	BRC 1	1040	Buniansandstein ?	Permien, puis Stéphanien à 1707 m	CARBONIFERE
02196X0085	14-4445	598288.4	2401996.5	BRETIGNY	BRT 1D	2192	Keuper	Granite à deux micas	GRANITE
04657X0003		684160.00	2269500.00	BREUGNON	BR 1	73.7	Trias	Socle cristallin - Granite	GRANITE
02582X0267	14-3960	621064.00	2394564.2	BREVIANDE	BVD 1D	2846	Keuper inférieur	Socle sédimentaire métamorphique - Argiles dolomitiques et dolomies métamorphosés	CIPOLIN
	14-1642	685475.00	2332224.9	BRION		1715	Permo-Trias	Grès grossiers	PERMO-TRIAS
01855X0057	14-3878	643910.4	2427439.5	BRUYERES	BRU 1	2569	Keuper	Socle métamorphique - Gneiss	GNEISS
04086X0005		841068.00	2310180.00	BUSSIÈRES	BU 2	210.5	Buniansandstein	Socle métamorphique - Orthogneiss	ORTHOGNEISS
01814X0095	14-4397	558206.4	2432216.1	CASSIN	CSN 1	1532.4	Keuper probable	Socle métamorphique - Schistes verts chloriteux et gneiss (K)	SCHISTE
0118X0020	14-3677	353083.00	2479945.9	CASTILLY	CSY 1	23	Trias		CAMBRIEN
02586X0082	14-3313	621994.00	2386077.4	CHAILLY	CH 101	2162	Permo-Trias	Socle sédimentaire paléozoïque - Argiles rouges ou vertes avec quartzites et con	PERMIEN ?
02988X0035	14-3665	741100.5	2369640.1	CHAMPIGNY	CPY 1	1680.6	Buniansandstein	Socle granitique	GRANITE
01845X0176	14-4220	614286.00	242391100	CHAMPIGNY SUR MARNE	CSM 1D	2591	Chaunoy probable	Socle sédimentaire paléozoïque ante-Permien - Argiles gris-noir	SEDIMENT PALEO
04953X0013		683850.00	2250900.00	CHAMPLIN	CP 1	125.2	Trias	Socle cristallin - Microranite	GRANITE
04957X0007		684650.00	2250500.00	CHAMPLIN	CP 4	72.6	Lettenkohle	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04957X0008		684900.00	2249600.00	CHAMPLIN	CP 3	55.4	Lettenkohle	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04957X0009		684338.00	2248610.00	CHAMPLIN	CP 2	62	Keuper	Socle cristallin - Granite	GRANITE
02213X0035	14-3800	656602.2	2411919.8	CHAMPOTRAN	CHN 1	2822	Permo-Trias	Socle métamorphique - Gneiss	GNEISS
02213X0027	14-3875	658885.7	2415381.4	CHAMPOTRAN	CHN 3	2862	Permo-Trias	Socle métamorphique - Gneiss	GNEISS
	16-1036	871673.9	2255150.9	CHAMPVANS	Jura	675	Buniansandstein	Argiles rouges	PERMIEN
05498X0030		689800.00	2207600.00	CHAMPVERT	CT 1	135	Trias		CARBONIFERE
02592X0077	14-3691	648767.7	2393125.4	CHARMOTTES	CHM 1	2810	Permo-Trias	Socle métamorphique - Micaschistes et gneiss	MICASCHISTE - GNEISS
05235X0002		700850.00	2229230.00	CHATILLON	CZ 1	50.5	Lettenkohle	Socle cristallin - Microranite	MICROGRANITE

ID Forage	N° Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
01648X0042	14-4032	633958.3	2441757.5	CHAUCONIN	CAN 1	2457	Keuper	Socle métamorphique (Fd + chlorites)	MICASCHISTE
04377X0001	14-1787	766386.0	2292123.0	CHAUME	CHE 1	248	Rhétien	Granite peu altéré (granite ou gneiss Brgm 80)	GRANITE
01932X0039	14-4458	861344.5	2437116.4	CHAUMONT	CMN 1	997.8	Buntsandstein	Wesphalien	CARBONIFERE
02584X0030	14-3560	634422.0	2396766.1	CHAUNOY	CNY 1	2493	Keuper	Socle sédimentaire métamorphique - Schistes phylliteux gris	SCHISTE
02584X0031	14-3633	634717.4	2397809.4	CHAUNOY	CNY 2	2479	Keuper inférieur	Schistes métamorphiques	SCHISTE LUSTRE
02208X0043	14-3676	637232.1	2400617.8	CHAUNOY	CNY 8	2508	Keuper		SCHISTE
04953X0004		683800.0	2258400.0	CHEVANNES-CHANGY	CC 3	47	Mittelkeuper	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04953X0005		683700.0	2257100.0	CHEVANNES-CHANGY	CC 4	42.5	Mittelkeuper supérieur	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04953X0009		683480.0	2254490.0	CHEVANNES-CHANGY	CC 2	53.4	Mittelkeuper	Socle cristallin - Microranite	MICROGRANITE
04953X0010		684500.0	2253900.0	CHEVANNES-CHANGY	CC 7	56.5	Mittelkeuper supérieur	Socle cristallin - Granite	GRANITE
02923X0043	14-4240	577705.6	2375583.0	CHICHENY	CIN 1	1668	Keuper probable	Socle non précisé (volcanique ?), altéré jusqu'à 1707 m	QUARTZITE
05433X0001	14-3273	518109.9	2217560.1	CLION	CLN 1	877	Buntsandstein probable	Socle sédimentaire métamorphique - Quartzophyllades gris-foncé très tectonisées	QUARTZITE
03006X0021	14-3382	784112.0	2366548.1	COLOMBE	CO 1	180	Buntsandstein	Socle métamorphique - Gneiss	GNEISS
02205X0108	14-4158	618613.9	2406807.1	COMBS LA VILLE	CLV 1	2204	Keuper	Socle sédimentaire - Conglomérat à éléments siliceux et matrice gréseuse	SEDIMENT PALEO
02283X0054	14-3834	840057.8	2421667.6	COMMERCY	CMY 1	1359	Buntsandstein	Permo-Carbonifère	PERMO-CARBONIFERE
	14-1641	535639.0	2265046.9	CONTRES		1106	Trias	Permien	PERMIEN
01875X0039	14-3457	698915.7	2427085.1	CORFELIX	CFX 1	3403.2	Buntsandstein	Permien (K)	PERMIEN
04378X0001	14-1788	771113.0	2288127.0	CORPOYER	COR 1	250	Rhétien	Socle gabbroïque altéré jusqu'à 258 m	GABBRO
02207X0064	14-4052	627207.7	2407529.0	COUBERT	COB ID	2527.5	Keuper	Socle métamorphique - Gneiss oeilé et quartzites à galène	GNEISS OEILLE
01925X0003	14-2453	826986.9	2432127.1	COURCELLES	COU 1	1590.5	Buntsandstein - Grès vosgiens	Socle sédimentaire dévonien - Schistes noirs et quartzites à cassures lustrées	SCHISTE - QUARTZITE
02253X0047	14-3639	763086.5	2412631.9	COURDEMANGES	CDM 1	2103	Buntsandstein	Socle métamorphique - Chloritochistes verts	CHLORITOSCHISTE
05204X0018		638317.0	2235785.0	COUY	COU 1	809.8	Trias moyen	Permien	GNEISS
01855X0050	14-3433	642614.3	2429545.2	CRECY	CRY 1	2575	Donnemaie probable	Socle métamorphique - Leptynite	LEPTYNITE
01846X0305	14-4132	621616.0	2424005.0	CROISSY BEAUBOURG	CBG ID	2745	Chaunoy probable	Socle sédimentaire paléozoïque - Argiles plus ou moins dolomitiques	PERMIEN
01553X0007	14-1513	656424.4	2455331.9	CROUY SUR OURCQ	CRO 1	2821.7	Donnemaie ?	Permien à vérifier (K)	PERMIEN

ID Forage	N° Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Soie (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
02273X0102	14-3587	814941.4	2420558.7	CULEY	CEY 1	1735	Buntsandstein	Stéphanien, puis Westphalien à 1789 m	CARBONIFERE
04657X0002		684350.0	2264180.0	CUNCY	CY 1	73	Trias germanique	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04665X0010		696850.0	2264450.0	CUZY	CU 1	129.7	Keuper	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04961X0014		698530.0	2259400.0	DIROL	DL 1	79.5	Keuper	Socle volcanique - Dacite	GRANITE
02597X0098	14-3444	657699.3	2387715.3	DONNEMARIE	DOE 1	3306	Trias	Permien, à vérifier (K)	PERMIEN
04673X0002		738870.0	2279090.0	EPOISSES	EP 1	119	Trias	Socle cristallin - Granite	GRANITE
16-1127	879178.0	2229590.0	ETERNOZ	Jura	1312	Buntsandstein	Argilites gréseuses - Argilites brunes - rouges	PERMIEN	
01291X0140	14-3360	641771.5	2473324.6	FEIGNEUX	FEX 1	2461.1	Chaunoy probable	Permo-Trias, à vérifier (K)	PERMO-TRIAS
03616X0001	14-3232	508932.0	2330052.0	FONTAINE RAOUL	FRL 1	811	Trias	Socle sédimentaire métamorphique - Argilites micacées, schistes et grès	SERICOSCHISTE
14-4271	684384.7	2384379.4	FONTENAY DE BOSSERY	FDB 1	3060	Buntsandstein	Permien	Permien	PERMIEN
04383X0001	14-1789	792119.1	2295410.1	FRAIGNOT	FRA 1	347	Trias	Granite altéré (granite ou gneiss Brgm 80)	GRANITE
16-1096	869399.0	2279300.0	FRASNE LE CHATEAU		894	Buntsandstein	Granite à biotite	Granite	GRANITE
16-1090	858530.1	2252060.0	GENDREY	Jura	632	Buntsandstein		Permien	PERMIEN
16-1092	854355.9	2250464.0	GENDREY		575	Buntsandstein	Granite à biotite	Granite	GRANITE
03014X0001	14-1113	822989.7	2382197.0	GERMISAY	GER 1	1429	Buntsandstein	Permien	PERMIEN
16-1162	799174.9	2189135.0	GIGNY	Jura	1256	Trias	Grès rougeâtres	Permien	PERMIEN
14-3006	845055.5	2427860.9	GIRONVILLE		1121	Muschelkalk	Westphalien	Carbonifère	CARBONIFERE
01928X0006	14-3006-A	845055.5	2427860.9	GIRONVILLE		No	No	Westphalien	CARBONIFERE
05186X0003	14-3300	568167.0	2227671.9	GIROUX	GIR 1	1298.5	Trias	Socle sédimentaire métamorphique - Schistes lustrés lites de vin + chlorite (Silur)	SCHISTE LUSTRE
02623X0030	14-3605	738968.7	2400244.1	GRANDVILLE	GV 109	2555	Buntsandstein	Permien	PERMIEN
02202X0110	14-3403	622469.2	2410425.1	GRISY	GRY 1	2238	Trias	Roche cristalline acide altérée au sommet	GRANITE
00801X0001	14-2053	591697.0	2511200.3	HARDIVILLIERS	HD 101	1323	Trias indéf.	Gneiss (K)	GNEISS
02262X0088	14-4004	780214.7	2412980.2	HEILTZ LE HUTIER	HLH 1	1976	Buntsandstein	Micaschistes	MICASCHISTE
02606X0149	14-3928	676304.7	2387982.2	HERME	HRM 1D	2872.1	Buntsandstein	Permien (à vérifier)	PERMO-TRIAS
02591X0085	14-3445	642023.9	2394423.1	HEURTEBISE	HTE 1	2693	Buntsandstein probable	Socle volcanique (roche basique microgrenue verte)	ROCHE BASIQUE
01232X0001	14-1516	492353.4	2473917.1	HOULBEC	HO 1	703	Lias	Paléozoïque ? - Schistes lustrés gréseux	SCHISTE LUSTRE
01843X0213	14-3874	630077.6	2436970.3	ILE DU GORD	IDG 1	2352	Keuper inférieur	Micaschistes et gneiss	MICASCHISTE - GNEISS

ID Forage	N° Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
01837D0324	14-4209	605093.8	2424111.8	IVRY	IVR 101D	2333	Keuper	Argiles grises micacées schistosees	SCHISTE
05223X0002		685800.0	2233300.0	JAILLY	JY 1	67	Lettenkohle	Socle cristallin - Aplites	GRANITE
03687X0003	14-1587	708075.0	2330850.0	JAULGES	JA 1	1282.5	Buntsandstein	Schistes micacés chloriteux et sériciteux	SCHISTE
	16-1006	850100.0	2205959.9	JURA	Jura	498	Oligocène	Argiles rouges	PERMIEN
	16-1010	850690.0	2206560.0	JURA	Jura	412	Trias	Schistes Noirs	CARBONIFERE
02997X0001	14-2808	766366.5	2371761.7	JUVANZE	JZ 101	1420	Buntsandstein	Socle sédimentaire - Conglomérat à clastes éruptifs et métamorphiques	SEDIMENT PALEO
	14-3484	132268.314	2510252.65	KULZENNI		1710	Buntsandstein	Autunien (2235m) - Granodiorite (3145m)	GRANODIORITE
01258X0002	14-2263	554360.2	2466535.2	LA CHAPELLE EN VEXIN	LCV 1	1455	Hettangien	Socle sédimentaire métamorphique - Quartzites roses (K)	QUARTZITE
04965X0013		698780.0	2242650.0	LA COLANCELLE	LC 1	29.3	Lettenkohle	Socle cristallin - Microgranite	MICROGRANITE
02196X0083	14-4128	599818.0	2401619.4	LA CROIX BLANCHE	LCX 1D	2007	Keuper	Éléments de quartz roses et micas	SEDIMENT PALEO
02196X0082	14-4429	599807.0	2401601.3	LA CROIX BLANCHE	LCX 3 D	2097	Keuper	Gneiss Verdâtre puis brun violacé	GNEISS
02196X0086	14-4439	599805.9	2401593.3	LA CROIX BLANCHE	LCX 4 D	2093.5	Keuper Supérieur	Gneiss bruns rouges	GNEISS
02197X0171	14-4447	601033.4	2402402.7	LA CROIX BLANCHE EST	LXE 1	1980	Trias inférieur	Socle magmatique métamorphique - Socle cristallin à quartz et feldspath	SOCLE CRISTALLIN
04616X0003	14-3287	571239.9	2266050.1	LA FERTE	LFE 1	1830	Trias	Schistes siluriens à briovériens (d'après Sapin)	SEDIMENT PALEO
02187X0042	14-4415	577242.0	2408387.2	LA FILLOLIERE	LFI 1	1906	Keuper	Gneiss	GNEISS
02211X0023	14-3432	640533.9	2418613.8	LA HOUSSAYE EN BRIE	LHB 101	2538	Trias	Schistes métamorphiques	SCHISTE
02208X0064	14-3641	638662.2	2405879.4	LA SABLIERE	LSB 1	2507	Keuper	Socle métamorphique - Schistes phylliteux lustrés et grès sériciteux	SCHISTE LUSTRE
01818X0070	14-4475	556002.5	2421346.2	LA TROCHE	LTC 1	1589	Keuper		GNEISS
02212X0028	14-4375	649111.9	2415161.2	LA VIGNOTTE	LVI 1	2624	Keuper	2624-2633m socle détritique - 2633-2645m Gneiss et micaschistes	MICASCHISTE
	14-4232	796174.0	2434954.5	LAHEYCOURT	LHC 1D	2026.5	Buntsandstein	Socle sédimentaire métamorphique - Argiles plus ou moins schisteuses	SERICITOSCHISTE
	14-4275	773453.3	2352826.3	LANDOMONT	LDM 1	923	Buntsandstein	Micaschistes (K)	MICASCHISTE
	14-3400	88184.553	2463733.096	LENKETT		2657	Permo-Trias	Monzonite - gneiss granulitique ?	GNEISS
02282X0001	14-2492	833431.6	2424086.6	LEROUVILLE	LR 1	1364	Buntsandstein	Stéphanien, puis Namuro-Westphalien à 1565 m (K)	CARBONIFERE
02571X0029	14-4304	587766.8	2395683.6	LES BERGERS	LBG 1D	2093.2	Trias	Socle métamorphique - Conglomérat	METACONGLOMERAT
01466X0102		414614.9	2449869.9	LES CINQ SOUS		79	Trias indéf.		CAMBRIEN

ID Forage	N° Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
03242X0003		487022.0	2353690.0	LES ETILLEUX	MBP 1	485.7	Permo-Trias	Socle sédimentaire métamorphique - Schistes sériciteux	SCHISTE
02263X0031	14-3409	790047.8	2416359.3	LES QUATRE BRAS	LQB 1	1816	Buntsandstein	Permien puis schistes métamorphiques à 1920 m	SCHISTE LUSTRE
0370X0001	14-1206	753755.0	2339820.1	LES RICEYS	LYR 1	835.5	Trias inférieur	Micaschistes et gneiss (K)	MICASCHISTE
02585X0188	14-3863	618503.8	2384676.5	LES ROCHES MOREAU	LRM 1	2475	Keuper	Socle sédimentaire - Argilles silteuses rouges localement schisteuses	SEDIMENT PALEO
02255X1001	14-3443	746356.7	2402343.0	LHUITRE	LHE 1	2533	Buntsandstein	Permien puis séricitoschistes à 3711.5 m	SERICITOSCHISTE
02196X0070	14-4404	598829.5	2409418.5	LONGJUMEAU	LJU 1	2024.5	Keuper	Gneiss	GNEISS
01047X0137	14-3364/A	627343.7	2480924.7	LONGUEIL		247	Permo-Trias?	Micaschistes	MICASCHISTE
01825X0113	14-4345	564467.6	2427039.8	L'ORME	ORM 1D	1859	Keuper	Socle sédimentaire métamorphique - Roche siliceuse plus ou moins quartzitique	METASEDIMENT
04062X0005		787260.0	2313730.0	LUGNY	LG 1	250	Trias	Socle cristallin - Microgranite	MICROGRANITE
01004X0001	14-2351	533809.6	2492231.4	LYONS LA FORET	LF 101	1334	Hettangien	Paléozoïque ? - Schistes rouges et quartz (K)	SCHISTE
05147X0002	14-3188	465540.0	2229169.9	MAILLE	mai-01	420.5	Lias Moyen	Paléozoïque ? Schistes sériciteux	SEDIMENT PALEO
02583X0056	14-3881	626983.3	2395812.5	MAINCY	MY 1	2392	Donnemarie probable	Argiles et schistes micacés à chlorite	SCHISTE
01517X0010	14-1757	550948.4	2444550.6	MANTES	MTS 101	1366	Rhéten-Keuper	Socle paléozoïque	SEDIMENT MESO
03963X0003	14-1225	524873.0	2319636.9	MARCHENOIR	MAR1	971.4	Trias	Socle cristallin - Granite à deux micas (Morre et Planat, 1963) (K)	GRANITE
03617X0061		522710.0	2320775.0	MARCHENOIR	Mar 02	957.1	Rhéten	Socle cristallin - Granite à deux micas	GRANITE
03964X0050		529700.0	2318450.0	MARCHENOIR	Mar 03	?	?	Socle cristallin - Granite à deux micas	GRANITE
03964X0055		530934.0	2319819.0	MARCHENOIR	Mar 04	1077.4	Permo-Trias	Socle sédimentaire métamorphique - Schistes noirs lustrés	SCHISTE LUSTRE
02572X0050	14-3481	595990.6	2395663.1	MAROLLES EN HUREPOIX	MRL 5	2007	Keuper	Keuper ou socle paléozoïque - Conglomérats à grès, quartzites, schistes	SCHISTE - QUARTZITE
02237X0025	14-3486	711319.7	2401633.2	MARSANGIS	MSG 1	2835	Buntsandstein	Permien	PERMIEN
02544X0001	14-1518	527483.3	2399316.9	MARVILLE	MVE 1	998	Trias	Paléozoïque ? - Schistes lustrés (K)	SCHISTE LUSTRE
	16-1041	867988.1	2252060.0	MAZEROLLES	Jura	470	Buntsandstein	Argiles	PERMIEN
03246X0501	14-3167	488293.1	2343202.0	MELLERAY	MEY 1	533.2	Sinemurien	Paléozoïque ? - Argilles schisteuses micacées	SEDIMENT PALEO
03637X0279		573855.0	2320900.0	MELLERAY	GMEL 1	1618	Keuper	Socle métamorphique - Orthogneiss mylonitique	ORTHOgneiss

ID Forage	N° Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
03637X0280		573245	2321390	MELLERAY	GMEL 2	1582	Keuper	Socle métamorphique - Roche cristallophyllienne altérée à quartz, feldspath et muscovite	SOCLE METAM
04925X0001	14-3277	609797	2249817	MENETOU	MEN 1	1193	Trias	Micaschistes, altérés jusqu'à 1203 m (K)	MICASCHISTE
04928X0009		608790	2249478	MENETOU	MEN 2	nd	nd	Socle métamorphique - Micaschistes	MICASCHISTE
	16-1034	875319.9	2259042	MISEREY	Jura	630	Buntsandstein		PERMIEN
01546X0110	14-4444	622332.3	2441140.5	MITRY MORY	MTR 1 D	2383.5	Donnemarie probable	Socle métamorphique - Biotites et muscovites avec quartz laiteux et feldspaths b	GNEISS
04673X0005		738290	2277580	MONBERTHAULT	MR 1	17.6	Hettangien	Socle cristallin - Granite	GRANITE
	16-1118	855478.1	2226699.9	MONTBARREY	Jura	1446	Buntsandstein	Argilites gréseuses	PERMIEN
00804X0001	14-1588	611363.9	2513261.6	MONTDIDIER	MD 101	1205	Trias	Schistes sériciteux et chloriteux	SCHISTE
04957X0010		684400	2248750	MONTENOISON	MN 1	79.3	Keuper	Socle cristallin - Microgranite	SOCLE VOLCANIQUE
05231X0012		700360	2232460	MONT-ET-MARRE	MM 1	40.6	Lettenkohle	Socle cristallin - Microgranite	MICROGRANITE
05501X0002		699800	2215180	MONTIGNY-SUR-CANNES	MC 1	163.3	Muschelkalk	Socle cristallin - Microgranite	MICROGRANITE
	16-1223	881760	2244254	MONTROND LE CHATEAU	Jura	1087	Buntsandstein	Argiles rouges	PERMIEN
	17-1007	881520	2166270	MOULINS		641	Stampien	Gneiss	GNEISS
	17-1008	689750	2177700	MOULINS		873.5	Stampien	Gneiss	GNEISS
	16-1035	855939	2254778	MOUTHEROT		632.5	Buntsandstein	Schistes cristallins puis Gneiss oeilés (1450m)	GNEISS OEILLE
01547X0016	14-1820	627944.8	2444627.9	NANTOUILLET	NT 1	2440	Trias infid.	Socle métamorphique - Quartzophyllades à chlorite et quartzites	QUARTZITE-SCHISTE
	14-3577	411971.55	2556940.382	NAUTILE		601	Perno-Trias	Autuno-Stéphaniens (1010m) - Socle Paléozoïque - microgranite(1031m)	GRANITE
	14-3578	753250	2338825	NEUVILLE	NE 1	870			SCHISTE
	16-1097	873537.9	2280400	OISELAY	Jura	785	Buntsandstein	Grès et pétite	PERMIEN
04653X0006		684180	2273980	OISY	OY 1	130	Trias germanique	Socle cristallin - Pegmatite	PEGMATITE
04655X0007		683900	2274760	OISY	OY 2	152.2	Trias germanique	Socle cristallin - Pegmatite	GRANITE
03652X0168	14-3747	622799	2335877	PANNES	PAS 1	2640	Buntsandstein	Permien ?	PERMIEN
04953X0003		683550	2259350	PARIGNY	PY 1	50.8	Keuper	Socle granitique	GRANITE
00788X0205	14-1869	554400.7	2509159.2	PAYS DE BRAY	PB 401	1055		Roches verdâtres à surfaces de glissement, localement gneissiques	SCHISTE
01022X0001	14-1870	568810.4	2498476.2	PAYS DE BRAY	PB 402	1167.5	Perno-Trias	Schistes bruns rougeâtres	SCHISTE
04965X0012		697800	2248510	PAZY	PZ 1	47.8	Lettenkohle	Socle cristallin - Granite	GRANITE
	16-1099	833198	2260480	PONTAILLER	Jura	1345	Buntsandstein	Grès	PERMIEN



ID Forage	N°Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
05213X0008	14-4046	659680	2235760.1	POUGUES	PGU 1	644	Permo-Trias	Arène granitique jusqu'à 725 m puis granite rose altéré	GRANITE
01802X 0001	14-1530	520665.7	2440168.2	PREY	PRE 1	1026	Keuper probable - Perno-Trias (JB)	Paléozoïque ? - Schistes lustrés	SCHISTE LUSTRE (?)
04035X0016	14-1550	698425	2308350	QUENNE	QU 1	947	Perno-Trias	Micaschistes à chlorite et séricite (Brgm 80)	MICASCHISTE - GNEISS
01928X 0012	14-2480	849148	2429579.2	RAULECOURT	RAU 1	1062.5	Trias-inférieur	Westphalien (K)	CARBONIFERE
03633X 0008	14-3233	575995	2331561	REBRECHEN	RBN 1	1494	Buntsandstein probable	Granite à biotite (Mercier, 1966), altéré au sommet	GRANITE
02292X 0027	14-1003	859862.9	2425441.7	ROYAUMEIX	RO 1	1055.1	Buntsandstein - Conglomérat inférieur	Stéphanien puis Westphalien à 1613 m (K)	CARBONIFERE
04665X0009	14-4201	738438.6	2346609.7	RUMILLY LES VAUDES	RLV 1	1199		Granite ou gneiss à 2 micas, quartz et chlorite	GRANITE
04957X0020		697160	2262040	SAINT-DIDIER	SD 1	120.4	Hettangien	Socle cristallin - Granite	GRANITE
05223X0001		683250	2242400	SAINT-FRANCHY	SF 1	98.5	Mittelkeuper	Socle cristallin - Granite	GRANITE
04863X0018		684200	2237800	SAINT-FRANCHY	SF 2	205.5	Lettenkohle	Socle volcanique - Tuf dacitique	SCHISTE
04086X0034		709150	2273800	SAINT-PÈRE-SOUS-VEZELAY	SP 1	57.6	Trias	Socle cristallin - Granite	GRANITE
05227X0001		838850	2306420	SAULLES	SL 1	405.5	Trias	Permien	PERMIEN
03995X 0006	14-2719	687750	2229400	SAXI-BOURBON	SA 1	89.5	Lettenkohle	Socle cristallin - Aplite	GRANITE
04311X 0004	14-3251	588316.9	2300129	SENNELY	SEY 2	1545	Muschelkalk-Buntsandstein	Granite gris-rose (Mercier, 1966) (K)	GRANITE
03356X0001	14-1217	587103	2296889	SENNELY	SEY 301	2125	Trias	Granite à deux micas, très altéré (K)	GRANITE
	16-1161	782025	2344340	SILVAOUVRES	SIL 1	610.9		Micaschistes à chlorite, séricite et sillimanite	MICASCHISTE
02583X0051	14-3685	804758	2183939.9	SIMANDRE		1097.3	Trias	Grès argileux	PERMIEN
ND		632660.3	2392015.1	SIVRY	SVY 1	2498	Donnemarie probable	Schistes sombres	SCHISTE
ND		538626	2268050	Soings	SG 22			Perno-Trias, à vérifier (Trias probable)	PERMIEN
01896X0026	14-3230	540706	2268010	Soings	SG 20			Perno-Trias, à vérifier (Trias probable)	PERMIEN
01887X 0012	14-3408	756795.3	2423400.8	SONGY	SY 101	2069	Keuper inférieur	Paléozoïque ? - Quartzites blancs	QUART ZITE
		736101.2	2425403.4	SOUDRON	SDN 1	2493	Muschelkalk	Paléozoïque ? - Grès quartzites localement ferrugineux	SEDIMENT PALEO
04927X0001	14-3266	500085	2289160.1	St CYR DU GAULT		904	Perno-Trias	Perno-Trias	PERMO-TRIAS
	14-3124	604819.1	2243588	St GEORGES SUR MOULON	SGS 1	1316	Lettenkhole ?	Permien puis schistes métamorphiques à 1639 m ?????	SCHISTE
	14-3701	628210.2	2397697.8	St GERMAIN	SGA 1	247.7	Keuper inférieur		SCHISTE
	14-4496	597387.6	2469541.8	St-JEAN	STJ 1	1867	Keuper	Gneiss (1867m)	GNEISS

ID Forage	N° Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOÏQUE	Niveau atteint	Classification
	16-1102	824649.9	2239799.9	St-JEAN DE LOSNE	Jura	1338	Buntsandstein	Grès	PERMIEN
00807X 0003	14-2486	604443	2500421.9	St-JUST EN CHAUSSEE	SJC 101	1502	Trias	Schistes lustrés	SCHISTE LUSTRE
02613X 0063	14-3675	706933	2395299.6	St JUST SAUVAGE	SJS 3 D	3051	Muschelkalk	Micaschistes à biotite	MICASCHISTE
02615X 0002	14-3242	699737.8	2382063.4	St MARTIN DE BOSSENAY	SMB 201	2418	Muschelkalk	Socle métamorphique (Brgm 80) - A vérifier	SCHISTE
02616X 0018	14-3407	700251.2	2383705.4	St MARTIN DE BOSSENAY	SMB 17	2424.7	Muschelkalk	Phyllites fortement plissées	PHYLLITES
02615X 0055	14-3669	699394.5	2382930.8	St MARTIN DE BOSSENAY	SMB 18 D	2946	Trias	Schistes verdâtres très micacés	SCHISTE
	14-2718	550536.99	2326598.07	St SIGISMOND	SSG 1	1285	Trias	Schistes micacés sériciteux vert-bruns (K)	SCHISTE
04943X 0002	14-4047	659470	2258330.1	Ste COLOMBE	SCB 1	715	Permo-Trias	A rène granitique jusqu'à 830 m puis granite rose altéré	GRANITE
	16-1203	873021	2216209	THESY		1057	Buntsandstein	Granite à biotite	GRANITE
ND		689212	2219960	Thianges	TG 1	114.7		Permien	PERMIEN
00806X 0003	14-2500	597258.9	2504992.2	THIEUX	TH 101	1408	Trias	Paléozoïque ? - Schistes quartziteux lustrés	SCHISTE LUSTRE
	14-4064	796376.2	2414554.4	TROIS FONTAINES	TF 106	1796	Buntsandstein		SCHISTE
01354X 0131	14-1001	816929.8	2474403.3	VACHERAUVILLE	VAC 1	1484.6	Trias inférieur	Permien puis schistes tachetés et phyllites à 2142 m	SCHISTE-DIABASE
	16-1139	869933.1	2208026	VALEMPOLIÈRES		1328	Buntsandstein	Socle métamorphique à quartz et biotite	GNEISS
	14-4224	608541.6	2499008.1	VALESCOURT	VET 1	1539	Keuper	Schistes lustrés à séricite et quartzites (K)	SCHISTE LUSTRE
	14-4058	596445.3	2377508.1	VALPUISEAUX	VAX 101	2297.6	Donnemaire probable	Dolomie rose et blanche métamorphisée	CIPOLIN
01348X 0002	14-3312	796762.3	2471511.9	VARENNES	VAR 1	1636.2	Buntsandstein	Stéphanien (K)	CARBONIFÈRE
01856X 0026	14-4002	647476.8	2425614.4	VAUXPLEURS	VXP 1	2605	Keuper	Trias ou Paléozoïque ? - Conglomérats	SEDIMENT MESO ?
04374X 0032S		772490	2302100	VAUXPLEURS	VX 1	1619	Trias	Socle sédimentaire - Schistes	SCHISTE
	16-1104	852397.9	2274180	VELESME	Jura	1208	Muschelkalk	Grès	PERMIEN
01511X 0001	14-1491	534682	2458548.4	VERNON	VN 101	1059	Keuper	Permo-Trias, à vérifier (K)	PERMIEN
02573X 0073	14-4017	600440.2	2396627.4	VERT LE GRAND	VLG 1	1965	Keuper	Roche schisteuse micacée, riche en chlorite	SCHISTE
02572X 0057	14-4095	599842.9	2396481.3	VERT LE GRAND	VLG 2	1955.5	Keuper		GNEISS
ND		599818	2401630	Vert-le-Grand	VLG 3D	1956		(2007) Socle métamorphique (?) - Quartz roses à inclusions noires et vertes	
02577X 0074	14-3532	606575.8	2386282.1	VIDELLES	VDL 1	2293	Keuper	Dolomie métamorphisée (cipolin)	CIPOLIN
04608X 0019		552737	2261012	Villefranche-sur-Cher	VR 3	1290	Rhétien	Permo-Trias, à vérifier	PERMO-TRIAS

ID Forage	N°Archive	X_L2E	Y_L2E	Nom	Abrev	PROF Toit Socle (m)	Dernier niveau MESOZOIQUE	Niveau atteint	Classification
04904X0079		553569	2258485	Villefranche-sur-Cher	VR 1	1290	Rhétien	Permo-Trias, à vérifier	PERMO-TRIAS
04904X0087		552666	2255005	Villefranche-sur-Cher	VR 5	nd	nd	Permo-Trias, à vérifier	PERMO-TRIAS
		553253	2256990	Villefranche-sur-Cher	VR 2			Permo-Trias, à vérifier	PERMO-TRIAS
03316X0038	14-3736	674234.1	2344215	VILLENEUVE SUR YONNE	VSY 101	2247	Buntsandstein	Micaschistes et quartz	MICASCHISTE
	16-1091	839938.97	2231319.99	VILLETTE LES DOLE		1150	Buntsandstein	Quartzites arkosiques à muscovite	QUARTZITE
02574X0085	14-4129	608645	2396480.1	VILLOISON	VLN 1D	2400	Keuper	Quartzites à biotite et micaschistes	QUARTZITE - MICASCHISTE
02594X0074	14-3417	665090.1	2397544.1	VULAINES	VUS 1	3031	Buntsandstein	Roche basique microgrenue verte	ROCHE BASIQUE
01928X 0001	14-2568	848425.1	2435248.9	XIVRAY MARYOISIN	XMI 1	1169	Buntsandstein	Stéphanien puis Wesphalien à 1425 m (K)	CARBONIFERE
00765X0004	14-2082	487909.7	2510154.7	YVETOT	YV 101	834	Lias	Paléozoïque ? - Schistes arkosiques	SCHISTE











**Julien BAPTISTE**

## **Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest**

Cartographier le substratum cadomien/varisque sous couverture du Bassin parisien constitue un chaînon clé pour la compréhension géodynamique du bâti varisque ouest européen.

Nous avons mené cet exercice au travers d'une étude pluridisciplinaire combinant des couvertures géophysiques (gravimétrie et aéromagnétisme) réactualisées ou nouvelles, des informations géologiques acquises sur le terrain ou sur carottes de forages pétroliers et un catalogage de propriétés pétrophysiques des roches.

Sur une large moitié sud du Bassin parisien, du Massif armoricain aux Vosges, nous avons : i) réalisé un schéma structural du substratum du Bassin parisien, ii) proposé une carte géologique détaillée, sous couverture, iii) réactualisé la carte de zonation de la chaîne varisque en France, intégrant de nouvelles datations sur carottes de forages ayant atteint le substratum. D'après ces résultats, la suture éo-varisque se poursuit d'ouest en est, de la partie sud-armoricaine jusqu'au nord des Vosges, le domaine nord-armoricain se prolonge jusqu'à la faille de Bray et la zone saxothuringienne est continue d'est (Vosges) en ouest (Manche).

Egalement, à l'aide de modélisations conjointes de gravimétrie et magnétisme, intégrant l'information recueillie dans le forage de Couy, la nature du substratum environnant désormais mieux connu, ainsi que les contraintes pétrophysiques nouvelles, nous proposons que la source de l'AMBP soit un corps plutonique intermédiaire à acide.

Pour finir, en compilant la bibliographie et nos résultats, nous proposons que ce corps se soit mis en place entre le Viséen inférieur et le Viséen supérieur, dans une ouverture NNE-SSW selon un raccourcissement maximal NNW-SSE.

Mots clés : Bassin parisien, substratum, varisque, aéromagnétisme, gravimétrie, AMBP

## **Structural and lithological mapping of the Paris Basin substratum – geodynamical implications of the West European Variscan belt**

Mapping the cadomian/variscan basement buried beneath the Paris basin is a key objective to improve the geological knowledge of the Variscan belt in West Europe.

We address this objective using a combination of new and updated potential field data (aeromagnetic and gravity), as well as information provided by field studies and drill cores, and a library of petrophysical characteristics measured on field samples.

On a large southern half of the Paris basin, from the Armorican Massif to the Vosges: i) we made a new interpretative structural sketch map under the sedimentary cover, ii) we proposed a detailed geological map of the Paris basin substratum, iii) we updated the tectonic sketch of the Variscan belt in France, supported by new geochronological determinations on deep drill cores. Altogether, these results show that the eo-Variscan suture is extended from the southern part of the Armorican Massif to the northern Vosges. Eastwards, the North-Armorican domain reaches the Bray fault; and the Saxothuringian zone is extended from the Vosges to the English Channel.

In addition, based on combined aeromagnetic and gravity 2D modelling constrained by Couy deep borehole data, the PBMA source is interpreted as a deep intermediate-alkaline plutonic body.

Finally, compiling bibliographic information together with our new results, we hypothesize that this magmatic body could have been emplaced in the early to late Visean period, during a NNE-SSW opening under a NNW-SSE shortening.

Keywords : Paris basin, substratum, Variscan, aeromagnetic, gravity, PBMA



**BRGM.**, 3 Avenue Claude Guillemin,  
45060, Orléans Cedex 2  
**ISTO.**, UMR CNRS 6113, Université  
d'Orléans, BP6759, Orléans

