

École Doctorale des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED 413)
Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

THÈSE présentée par :

Sonia Brahimi

Soutenue le : **10 avril 2019**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Géophysique - Géologie

Caractérisation géophysique (méthodes potentielles, imagerie sismique) de structures géologiques : des terranes panafricains de la chaîne trans-saharienne, aux vallées-tunnel et incisions glaciaires de Mer du Nord et d'Algérie

THÈSE dirigée par :
Dr. Munsch Marc

Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :
Dr. Eschard Rémi
Dr. Quesnel Yoann

Total, Paris
CEREGE, CNRS, Université Aix Marseille

EXAMINATEURS :
Dr. Ghienne Jean-François (co-encadrant)
Pr. Liégeois Jean-Paul
Pr. Shulmann Karel

CNRS, Université de Strasbourg
Musée Royal de l'Afrique Centrale, Belgique
Université de Strasbourg



École Doctorale des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED 413)
Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

THÈSE présentée par :

Sonia Brahimi

Soutenue le : **10 avril 2019**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Géophysique - Géologie

Caractérisation géophysique (méthodes potentielles, imagerie sismique) de structures géologiques : des terranes panafricains de la chaîne trans-saharienne, aux vallées-tunnel et incisions glaciaires de Mer du Nord et d'Algérie

THÈSE dirigée par :
Dr. Munsch Marc

Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :
Dr. Eschard Rémi
Dr. Quesnel Yoann

Total, Paris
CEREGE, CNRS, Université Aix Marseille

EXAMINATEURS :
Dr. Ghienne Jean-François (co-encadrant)
Pr. Liégeois Jean-Paul
Pr. Shulmann Karel

CNRS, Université de Strasbourg
Musée Royal de l'Afrique Centrale, Belgique
Université de Strasbourg

À mes parents,

À Moh,

À pps

Remerciements

Il y a déjà quatre années de cela alors que je venais d'arriver à Strasbourg en provenance d'Alger, en vue de réaliser une thèse de doctorat, je ne savais pas encore que je m'apprêtais à vivre une expérience aussi enrichissante que passionnante ! Aujourd'hui, en clôturant ce manuscrit de thèse, comment ne pas éprouver une chaleureuse pensée à l'égard de toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à sa concrétisation.

Je voudrais tout d'abord remercier grandement mes directeurs de thèse, Marc Munsch et Jean-François Ghienne, de m'avoir accompagné et soutenu avec abnégation et patience tout au long de ce projet. Marc, merci de m'avoir initiée à la méthode magnétique et plus encore en m'inculquant le goût. Géologue que j'étais (car je suis partiellement géophysicienne maintenant !), tu as été très patient avec moi en m'apprenant les bases, les outils de traitement et interprétations de la méthode, sachant que les fonctions mathématiques n'étaient pas mon point fort. Par-dessus tout, je te remercie de m'avoir associée aux autres projets de recherche et missions de terrain, que sont les cartographies magnétiques au sol pour l'archéologie et la dépollution pyrotechnique en Égypte et en France. Sans nul doute, ton optimisme, ton enthousiasme inaltérable, ta sympathie et ta bonne humeur ont été pour moi la source de ma motivation. Je te répète pour la énième fois, je ne suis pas une tunisienne et bel et bien une ALGERIENNE. Jean-François, merci de m'avoir ouvert ton univers 'les paléoglaciations'. Merci pour toutes les discussions pertinentes que nous avons eu à échanger ainsi que les cours accélérés sur les paléovallées glaciaires. La mission des Evettes bien que courte a été très intéressante. Tu m'as appris tellement de choses en un temps record. Merci pour ta rigueur et ton suivi acharné dans mon travail, ce qui m'a permis d'aller à chaque fois très loin dans les analyses des données. Jean-François et Marc, un grand Merci pour vous deux, d'avoir d'emblée cru en moi, d'avoir apprécié mes efforts et mon travail et bien plus encore de m'avoir donné cette chance de vivre une si belle expérience !

J'adresse tout mon respect et mes remerciements à Monsieur Karel Schuman d'avoir présidé la séance ainsi que tous les membres qui m'ont fait l'honneur d'examiner mon travail et de m'avoir fait part de leurs chaleureuses félicitations. Je remercie Messieurs Rémi Eschard et Yoann Quesnel d'avoir accepté de rapporter cette thèse. Je les remercie sincèrement pour l'intérêt dont ils ont témoigné dans ma thèse et pour les questions qu'ils ont soulevées. Je remercie vivement Monsieur Jean-Paul Liégeois d'avoir participé au jury et plus particulièrement d'avoir accepté de collaborer avec nous. Merci pour toutes les discussions que nous avons eu à échanger par plus d'une centaine de mails. Merci d'avoir bien voulu te déplacer à Strasbourg pour discuter avec moi-même Jean-François et Marc et de m'avoir accueillie une petite semaine à Tervuren, me consacrant tout le temps qu'il faut en me donnant aussi l'occasion de faire connaissance avec Monsieur Jean Boissonnas et toute l'équipe du Musée royal de l'Afrique centrale.

Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur Amar Bourmatte, c'est avec lui que j'ai commencé les premiers pas du projet doctoral à Alger, autant que directeur de thèse (côté algérien). Les circonstances m'ont obligée à poursuivre la thèse à Strasbourg, j'y reviendrai !

Cette thèse n'a pu être réalisée sans l'accord de collaboration, conclu avec la Société nationale pour la recherche, la production, le transport, la transformation, et la commercialisation des hydrocarbures (SONATRACH) et l'Agence Nationale pour la Valorisation des Ressources en

Hydrocarbures (ALNAFT). Je tiens à remercier ces deux sociétés de m'avoir offert la possibilité d'utiliser exclusivement des données originales. Je tiens à remercier le personnel de l'exploration de Boumerdès (Algérie), pour m'avoir accompagnée dans toutes les démarches de la collecte des données, tout particulièrement, Mme Benantar Hassaim, Mme Hakima de département d'Illizi, Mme Doudi-Hamdi, Mr Bellahcene, Mr Djebbar, Mr Medaouri, Mr Badji et Mr Mahiout.

Je remercie tous mes collègues de la Team GEOLS, pour leur bonne humeur et leur sympathie, tant de cafés et discussions partagées, je ne pourrais citer toutes les personnes présentes, mais elles se reconnaîtront. Particulièrement, je remercie Julia Autin pour sa sympathie, sa disponibilité et l'aide qu'elle m'a apportée pour l'utilisation de Petrel. Sans oublier, le personnel administratif, Binta, Ghenima, Joelle et Betty, merci pour tout le travail que vous faites et votre sympathie !

Bien sûr, une pensée profonde pour mes collègues doctorants et post-doctorant du laboratoire, merci pour la bonne atmosphère et ambiance, les pauses café et déjeuner partagés avec vous. Une pensée toute particulière que je tiens à transmettre à l'équipe UPM, avec qui j'ai passé des réunions aussi intéressantes que drôles : Rozan (merci pour les restos de la bonne bouffe syrienne), Bruno (l'escroc italien), Pauline (P1, Bretonne Patate), Jeannette (niçoise), Polo La sciences P2, et Polo P3. Sans oublier mes autres collègues : Benoit, Francis et Rodolphe (merci pour votre grande générosité et votre sympathie), Médé (Le Hoggar et Tassili quand tu veux et tes savonnettes artisanales sont très douces et parfumées), Charlotte, Simon, Chao, Pauline C, Momo, Meme, Julie, Jeanne V, Pierre et Alexis (Fachistes), Quantin, Patricia, Jordan, Coralie, Jarluca, Nicolo.....

Un très grand MERCI à toute ma famille, mes parents, mes sœurs et mon frère, mes grands-parents, qui m'ont gratifié de leur amour et fourni les motivations qui ont permis à l'aboutissement de ce projet de thèse, ainsi que tout leur soutien au cours de mon parcours scolaire. Je leur adresse toute ma gratitude du fond du cœur. Merci à ma mes beaux-parents d'être présent dans la dernière ligne droite 😊

Enfin, un grand merci à mon époux, moh, qui m'a soutenu, réconforté dans les moments difficiles et redonné du courage. Malgré les 1400 km qui nous séparaient, t'as su être patient et présent, et surtout supporter mes coups de stress ingérables. Tout simplement merci d'être à mes côtés 😊

SOMMAIRE

Résumé étendu.....	15
Chapitre I: Introduction	
Contexte de l'étude.....	25
Problématiques et déroulement du manuscrit.....	27
Chapitre II: Données et méthodes d'interprétation	
1. Données.....	34
1.1. Levés aéromagnétiques de la zone sud-est de la plateforme saharienne (Algérie).....	34
1.1.1. Historique, caractéristiques et paramètres des levés.....	34
1.1.2. Traitement des données	37
1.1.3. Calcul et compilation des grilles.....	40
1.2. Données aéromagnétiques de la zone centrale du Graben de Viking (Norvège)	47
2. Méthodes d'interprétations des données de méthodes potentielles.....	49
2.1. Opérateurs de transformation des données	50
2.1.1. Double réduction au pôle	50
2.1.2. Dérivée verticale fractionnaire	51
2.1.3. Gradient horizontal.....	51
2.1.4. Tilt-depth.....	52
2.1.5. Signal analytique	52
2.2. Modélisation 2D.....	52
3. Logiciels et programmes de traitement, interprétation et modélisation des données	54
Chapitre III: Caractérisation des structures du socle des bassins sahariens	
1. Introduction	61
2. Geological Setting.....	64
3. Potential field data.....	70
3.1. Magnetic and gravimetric datasets.....	70
3.2. Potential Field transforms	70
4. Magnetic and gravimetric interpretation.....	76
4.1. Eastern unit Set	78
4.2. Central unit set	80
4.3. Western Unit set	83
4.4. Northern unit Set.....	84
4.5. Forward modeling	86
5. Discussion.....	89
5.1. Comparison with the geological framework	89

5.1.1.	Around the western boundary of the Saharan Metacraton.....	91
5.1.2.	The LATEA metacraton	92
5.1.3.	The LATEA metacraton	94
5.1.4.	The Pharusian belt	95
5.1.5.	The boundary zone between the Tuareg Shield and the WAC	96
5.1.6.	Northern units.....	98
5.2.	Extension of geophysical units below Phanerozoic cover and implications	99
5.3.	Relations between geophysical units and Phanerozoic sedimentary basins.....	102
5.4.	Relations between geophysical units and Late-Ediacaran to Quaternary intraplate magmatism	108
5.5.	Further considerations.....	111
6.	Conclusion.....	115
	References	118

Chapitre IV: Caractérisation sismique des incisions glaciaires ordoviciennes (Bassin d'Ilizi)

1.	Introduction	143
2.	Contexte géologique	145
2.1.	Bassin d'Ilizi et zones limitrophes.....	145
2.2.	Paléovallées et incisions glaciaires ordoviciennes	148
2.3.	Evolution du système pétrolier Ordovicien-Silurien	153
3.	Caractérisation sismique des incisions glaciaires du secteur NE d'Ilizi.....	153
3.1.	Données sismiques	153
3.2.	Méthode d'interprétation	153
3.2.1.	Stratigraphie : du toit du socle au Silurien inférieur	155
3.2.2.	Structure du socle.....	156
3.2.3.	Succession préglaciaire	156
3.2.4.	Unités glaciaires.....	157
3.2.5.	Succession post-glaciaire.....	158
3.3.	Architecture stratigraphique des unités glaciaires.....	158
3.3.1.	Superposition/ juxtaposition.....	160
3.2.2.	Morphologie des incisions glaciaires, hypothèses sur leur origine.....	165
4.	Relation entre incisions glaciaires et structures du socle.....	173
4.1.	Paléovallées et incisions glaciaires dans le bassin d'Ilizi.....	173
4.2.	Paléovallées et incisions à l'affleurement	176
4.3.	Un impact de l'héritage structural ?.....	177
5.	Conclusions	179

Chapitre V: Caractérisation magnétique des vallées glaciaires pléistocènes et ordoviciennes

1. CARACTERISATION 3D DE VALLEES TUNNEL EN MER DU NORD CENTRALE (NORVEGE) : APPORT DES DONNEES AEROMAGNETIQUES	185
1.1. Introduction	187
1.2. Geological setting.....	188
1.3. From magnetic data to anomalies	191
1.3.1. Magnetic data	191
1.3.2. Extraction of high-frequency magnetic anomalies.....	191
1.4. Magnetic characterization of tunnel valleys	194
1.4.1. The mapping of tunnel valleys	194
1.4.2. Magnetic and geometric properties of tunnel valleys.....	197
1.4.2.1. Two-dimensional forward modeling	197
1.4.2.2. Euler deconvolution and Complex Magnetic Anomaly (CMA)	201
1.5. Magnetic vs. seismic tunnel valley characterizations	203
1.6. Synthesis and perspectives: magnetic methods for tunnel valley characterization.....	205
2. PALEOVALLEES ORDOVICIENNES : DES AFFLEUREMENTS AU BASSIN PAR LE MAGNETISME ?	215
2.1. Influence des paramètres géologiques sur la signature magnétique des paléovallées.....	216
2.1.1. Modèles synthétiques à géométrie simple.....	217
2.1.2. Modèle synthétique à géométrie complexe.....	221
2.2. Influence des anomalies liées au socle sur la signature magnétique des vallées	223
2.2.1. Modèles simples synthétiques.....	224
2.2.2. Modèle magnétique 2D appliqué au bassin d'Ilizi.....	228
2.3. Evaluation de la résolution d'un exemple de levé aéromagnétique d'Ihriri.....	231
3. Conclusion du chapitre	235
Conclusions et perspectives	239
Références bibliographiques	248

Résumé étendu

Les méthodes géophysiques représentent un outil de prédilection pour l'étude de la géologie de subsurface, présentant l'avantage de pouvoir imager de vastes surfaces incluant des zones difficiles d'accès. Elles permettent de répondre à un très large éventail d'enjeux, allant des études techniques sur des objets anthropiques ou archéologiques aux risques géotechniques de proche surface et jusqu'à l'étude de la structure du globe, des bassins sédimentaires aux structures internes profondes. L'application principale de ces méthodes réside dans la prospection des ressources naturelles (hydrocarbures, mines et géothermie).

L'exploration et l'exploitation des hydrocarbures utilisent le plus souvent les méthodes sismiques et diagraphiques, bien adaptées à l'études des séquences stratifiées qui sont les principales cibles. Les méthodes potentielles (magnétisme et gravimétrie) sont quant à elles traditionnellement utilisées pour la reconnaissance initiale de la géologie des bassins à une échelle régionale, pour imager la profondeur et la structuration du socle ; dans une moindre mesure, ces méthodes peuvent aussi apporter des informations précieuses sur les architectures sédimentaires, à la condition que des données à haute résolution (espacement entre profils réduit) soient disponibles. Mieux encore, les résultats qui découlent des méthodes sismiques et de forage peuvent aussi être réexploiter conjointement avec les méthodes potentielles pour obtenir des résultats plus attrayants. Les bassins sédimentaires de la plate-forme saharienne, reposant sur un socle complexe protérozoïque structuré lors de l'orogénèse panafricaine, et dont la pile sédimentaire résulte des nombreux événements tectono-stratigraphiques ayant affecté la marge nord du Gondwana depuis 560 millions d'années (transgression-régression, glaciations, orogènes varisque et alpine...), accueillent des systèmes pétroliers avec d'importantes réserves : c'est pourquoi leur géologie a été, et est toujours, intensément étudiée.

Des données aéromagnétiques couvrant le Bassin d'Illizi (SE algérien) sont disponibles, bien que largement sous-exploitées : Comment peuvent-elles contribuer à la compréhension du fonctionnement de ce bassin sédimentaire ? A partir de cette question, ce travail de recherche a consisté en l'application des méthodes magnétique et sismique avec pour objectif la caractérisation des vallées glaciaires ordoviciennes du bassin d'Illizi et des Tassili n'Ajjer. L'idée étant de contribuer aux débats portant sur leur distribution dans le temps et dans l'espace ou sur l'importance du contrôle des structures héritées de l'orogénèse panafricaine sur leur distribution. Il est cependant rapidement apparu que les anomalies magnétiques sont majoritairement associées aux structures du socle panafricain. La faible résolution des

données ne permet pas en effet une détection de la signature magnétique des vallées, qui sont en revanche relativement bien reconnues par l'imagerie sismique. Afin d'appréhender la signature magnétique des vallées tunnel ordoviciennes, une étude magnétique détaillée est effectuée sur un secteur particulier de la Mer du Nord (Norvège), sur la base de données magnétiques de très haute résolution. Les résultats, révélant un réseau complexe de linéations d'anomalies magnétiques de courtes longueurs d'ondes associées aux vallées tunnel, servent comme support de base dans la prédiction de la signature magnétique des vallées glaciaires de l'Ordovicien Terminal.

Ce travail s'est alors organisé selon 4 axes de recherche :

- Structure géophysique (magnétisme et gravimétrie) du socle de la plate-forme saharienne, implications pour l'orogénèse panafricaine ;
- Analyse sismique (2D, 3D) et caractérisation d'un réseau de vallées glaciaires ordoviciennes dans le bassin d'Illizi et relation spatiale avec les accidents panafricains ;
- Caractérisation magnétique de réseau de vallées glaciaires à partir d'un analogue quaternaire (Mer du Nord, Norvège) ;
- Modélisation magnétique synthétique des vallées glaciaires ordoviciennes et perspective sur le domaine de faisabilité d'une caractérisation magnétique des vallées glaciaires ordoviciennes.

1. Structure géophysique (magnétisme et gravimétrie) du socle de la plate-forme saharienne, implications pour l'orogénèse panafricaine

La ceinture Trans-Saharienne est l'un des plus importants systèmes orogéniques du cycle panafricain qui, à la fin du Néoprotérozoïque, a conduit à la formation du Supercontinent Gondwana. Elle est marquée par l'ouverture et la fermeture de domaines océaniques, la collision de blocs continentaux et la déformation d'importants bassins sédimentaires syn-orogéniques. Elle s'étend linéairement sur un axe submériidien en Afrique de l'Ouest, sur une distance de 3000 km, et comprend les boucliers Touareg et Nigérien ainsi que leurs équivalents sous les bassins sédimentaires phanérozoïques pétrolifères de la plate-forme saharienne.

L'analyse par méthodes potentielles (magnétisme et gravimétrie) des structures crustales des terranes du bouclier Touareg et principalement leur extension sous les bassins sahariens a débuté avec une compilation des grilles de données magnétiques et gravimétriques de basse

(satellitaire) et haute résolution (aérienne). Un certain nombre d'unités géophysiques ont été délimitées sur la base de l'analyse des différentes cartes transformées. Chaque unité est définie en fonction de la signature magnétique et/ou gravimétrique qui lui est propre (taille, intensité, orientation des anomalies). Les unités sont délimitées par des linéaments géophysiques de premier ordre, correspondant soit aux changements significatifs de la disposition des anomalies, soit à des gradients abrupts. Des sous-unités et linéaments de second ou troisième ordre ont aussi été définis.

Au final, une carte de compartimentalisation géophysique des structures crustales à l'échelle continentale est obtenue et plusieurs aspects ont pu être discutés, à savoir :

- (i) Comparaison avec le cadre géologique : la structure globale de la nouvelle compartimentalisation géophysique des structures crustales est compatible avec celle établie par les études géologiques. Toutefois, de nouvelles contraintes sont apportées, permettant une meilleure compréhension de développement de la ceinture orogénique Trans-Saharienne ;
- (ii) Extension des unités géophysiques sous les bassins phanérozoïques : cette étude permet une visualisation des terranes du bouclier Touareg sur plus de 1000 km sous les bassins sédimentaires. La concordance entre la structuration géophysique et géologique des terranes en affleurement a permis de déterminer avec confiance la structure et la nature des terranes sous les bassins telle qu'elle est définie par les données géophysiques. Des structures à terminaisons courbes ont été cartographiées pour la première fois mais leur origine dans le contexte Trans-Saharien reste mal comprise ;
- (iii) Relation entre unités géophysiques et bassins sédimentaires phanérozoïques : Cette corrélation met en lumière le rôle important de l'héritage structural des terranes panafricains sur la configuration postérieure des bassins sédimentaires ;
- (iv) Organisation et signature des unités géophysiques et rhéologie des terranes : Cette étude a permis d'établir une carte rhéologique montrant la compartimentation du socle du Bouclier Touareg jusqu'à l'Atlas Saharien. Ces unités mettent en évidence le comportement rhéologique contrasté des terranes pendant l'échappement tectonique vers le nord ;
- (v) Mise en évidence d'un domaine Est-Ouest : Cette étude a permis d'imager le nord de la marge du Gondwana avec la mise en évidence originale d'un domaine rigide orienté E-W localisé entre la bordure nord des terranes panafricains et la bordure sud de l'Atlas Saharien. La découverte de cette structure crustale permettra d'élucider la relation entre la ceinture Trans-Saharienne panafricaine et la ceinture cadomienne européenne, d'où émergeront ensuite les terranes péri-gondwaniens.

2. Analyse sismique (2D, 3D) et caractérisation d'un réseau de vallées glaciaires ordoviciennes dans le bassin d'Ilizi, et relation spatiale avec les accidents panafricains

Au cours de l'Ordovicien supérieur, un changement climatique majeur conduit au développement d'inlandsis d'envergure continentale sur le Supercontinent Gondwana, dont l'extension culminera à l'Ordovicien terminal (Hirnantien, 445,6-443,7 Ma). Les archives sédimentaires glaciaires générées par les cycles d'avancée et de recul des fronts glaciaires depuis les domaines internes vers les domaines de plate-forme sont préservées au sein des bassins de la plate-forme saharienne. Les paléovallées glaciaires et en particulier les vallées tunnel, qui font partie des principales structures sédimentaires glaciaires préservées, constituent l'objet principal de ces travaux de recherches. La juxtaposition des remplissages de vallées tunnel et des argiles siluriennes représente un système pétrolier complet, ces dernières constituant à la fois la roche mère et la couverture. Par conséquent, la caractérisation et la délimitation des réseaux de vallées tunnel sont essentielles pour l'exploration et l'exploitation des hydrocarbures.

Nous avons cartographié les paléovallées du NE du bassin d'Ilizi (Algérie) sur la base de la sismique réflexion. Les morphologies documentées ici sont par la suite utilisées pour le calcul des modèles magnétiques 2D (cf. point 4). Les principales phases d'interprétation des données sismiques ont porté sur :

- (i) L'interprétation sismique des grandes interfaces stratigraphiques, à savoir les toits du socle, du cambro-ordovicien préglaciaire et la base des argiles siluriennes, donnant les épaisseurs de la succession préglaciaire, et l'épaisseur et l'enveloppe des dépôts glaciaires de l'Ordovicien ;
- (ii) l'interprétation sismique détaillée de l'architecture stratigraphique et de la morphologie des unités glaciaires, permettant de caractériser la géométrie et la superposition des surfaces d'érosion glaciaire. Ceci permet de faire la distinction entre juxtaposition (réseaux) et superposition (générations) des paléovallées ;
- (iii) La localisation des accidents tectoniques (failles, flexures) afin de discuter les relations spatiales entre paléovallées et structure du socle. Une corrélation est réalisée entre la répartition des paléovallées (des bassins d'Ilizi et Murzuq et ceinture tassilienne) et les linéations magnétiques des structures panafricaines (cf. point 1). Ceci permet de généraliser les observations géologiques faisant un lien entre héritage structural et dynamique(s) glaciaire(s) à l'Ordovicien terminal.

3. Caractérisation magnétique de réseaux de vallées glaciaires à partir d'un analogue quaternaire (Mer du Nord, Norvège)

En Mer du Nord, et plus généralement au NW de l'Europe, le remplissage des vallées tunnel formées lors des grandes glaciations quaternaires correspondent à des aquifères majeures (à terre) ou à des réservoirs de gaz (en mer). Dans le cadre de ce travail, la caractérisation magnétique des vallées tunnel quaternaires de la Mer du Nord (Norvège) constitue une étude analogue pour les paléovallées ordoviciennes. Les données magnétiques interprétées ont révélé des anomalies de courtes longueurs d'ondes directement liées aux vallées tunnel quaternaires. La particularité de ces structures est que leur remplissage soit caractérisé par un contraste d'aimantation avec les sédiments encaissant. L'interprétation qualitative et quantitative des données magnétiques a été réalisée par plusieurs approches, qui sont :

- (i) L'extraction des anomalies de hautes fréquences associées aux vallées tunnel, ce qui a nécessité une modélisation magnétique des anomalies de grandes longueurs d'ondes trouvant leur origine dans la structure crustale du rift du Graben Viking. Il en résulte des profils d'anomalies de courtes longueurs d'ondes ;
- (ii) La cartographie détaillée du réseau de vallées tunnel sur les cartes magnétiques par application des opérateurs de transformations propres aux méthodes potentielles ;
- (iii) La modélisation magnétique 2D des vallées tunnel basée sur des données à haute résolution. Cette approche utilise initialement des géométries simples afin d'estimer les propriétés magnétiques liées aux vallées. Par la suite des géométries contraintes par des preuves de terrain (bathymétrie et sismique) sont incorporées progressivement aux modèles ;
- (iv) L'application de la déconvolution eulérienne et l'inversion linéaire des données magnétiques, qui permettent d'obtenir des profondeurs approximatives des vallées, sans recours à une contrainte géologique ;
- (v) Une corrélation des résultats obtenus par les méthodes d'interprétation magnétique avec l'interprétation sismique des vallées réalisée par ailleurs : la bonne adéquation des réseaux cartographiés démontrant l'intérêt des méthodes potentielles pour la caractérisation des paléovallées glaciaires.

4. Modélisation magnétique synthétique des vallées glaciaires ordoviciennes et perspective sur les domaines de faisabilité en vue de leur caractérisation magnétique

La modélisation magnétique à deux dimensions des paléovallées glaciaires ordoviciennes sur la base des résultats de l'interprétation sismique d'Ilizi a pour objectif de caractériser la

signature magnétique des vallées que l'on pourrait attendre dans l'éventualité d'un levé magnétique de très haute résolution dans la zone des bassins et/ou autour de la ceinture tassilienne. S'il a été démontré avec l'étude magnétique des vallées tunnel quaternaires qu'elles se caractérisent par des anomalies de courtes longueurs d'ondes bien différenciées. Qu'en est-il de la signature magnétique des paléovallées glaciaires Ordoviciennes ? Dans quelles mesures et conditions les paléovallées ordoviciennes de subsurface pourraient-elles être détectées par des mesures magnétiques ?

En vue de caractériser les anomalies magnétiques générées par les paléovallées glaciaires et dont on connaît, par la géologie, la position stratigraphique au premier ordre (distance au socle, épaisseur sédimentaire sus-jacente), plusieurs étapes ont été suivies :

(i) La première étape est un calcul des modèles magnétiques synthétiques 2D de vallées aux géométries variables (largeur, épaisseur du remplissage, pente des flancs), avec différentes orientations des axes de vallées, dans différentes configurations de position stratigraphique des vallées par rapport au toit du socle. Ceci permet de déterminer les paramètres pertinents permettant de quantifier les propriétés magnétiques des paléovallées et de pouvoir définir le type d'anomalies magnétiques à rechercher et leur limite de détectabilité ;

(ii) En associant aux modèles synthétiques de vallées des anomalies liées aux structures de socle, il est possible de voir dans quelle mesure les hétérogénéités du socle (intrusion, juxtapositions pétrographiques, rejet de faille...) ont un effet sur l'identification et la distinction de l'anomalie magnétique associée par une paléovallée. Pour se rapprocher du cas réel, un modèle a été calculé pour un profil magnétique extrait du levé aéromagnétique couvrant la zone SE d'Illizi, combiné avec une donnée sismique ;

(iii) Une tentative de caractérisation des structures glaciaires (incisions, paléorelief de préglaciaire...) pouvant avoir une signature magnétique semblable à celles obtenues par modélisation a été effectuée dans la zone d'Ihriri ;

(iv) La dernière étape a porté sur les paramètres de vol, le domaine de faisabilité et les moyens nécessaires qui permettraient l'optimisation d'une future cartographie aéromagnétique des paléovallées glaciaires ordoviciennes dans et autour du bassin d'Illizi.

Par ce travail, nous avons démontré que l'utilisation de la méthode potentielle magnétique se révèle très efficace dans la détermination de la géométrie et des propriétés physiques des structures de subsurface. Une approche conjointe associant des « preuves de terrain » (géologie, pétrophysique, sismique) permet en plus de mieux contraindre les objets imagés par le magnétisme. La méthode magnétique peut ainsi parfaitement mettre en évidence aussi

bien des structures sédimentaires très localisées (un chenal d'une centaine de mètres) que des structures de socle à l'échelle crustale (à l'échelle du NW de l'Afrique). Bien que la méthode sismique soit la plus utilisée et adaptée pour les prospections des hydrocarbures, elle reste une technique lourde à mettre en place et très coûteuse, qui ne fournit de plus que des informations sur des zones d'envergure limitée. En revanche, les levés magnétiques, en dépit des a-priori nécessaires à leur interprétation, se révèlent un moyen rapide et peu onéreux permettant d'apporter des informations géologiques de premier choix dès lors que les paramètres d'acquisition sont adaptés aux objets à documenter.

CHAPITRE I

Introduction

Sommaire

Contexte de l'étude.....	25
Problématiques et déroulement du manuscrit	27

Contexte de l'étude

L'identification et la distribution des incisions et paléovallées glaciaires ont fait l'objet de nombreux travaux en Algérie, tant dans les affleurements des Tassili n'Ajjer (Beuf et al., 1971 ; Hirst et al., 2002 ; Eschard et al., 2005 ; Zazoun et Mahdjoub, 2011 ; Deschamps et al., 2013) qu'en subsurface dans le bassin d'Illizi (Hirst et al., 2002 ; Roussé et al., 2009 ; Hirst, 2012 ; Lang et al., 2012 ; Perron et al., 2018) en se basant sur des corrélations de données de puits. Hormis les rapports internes de la Sonatrach, dont ceux de Robertson & Sonatrach (2002) et Sonatrach (2013), aucune étude n'a été publiée dans la littérature géologique sur la caractérisation sismique détaillée des paléovallées et incisions glaciaires de l'Ordovicien supérieur dans le bassin d'Illizi. L'objectif initial de cette thèse était alors de caractériser ces structures dans le NE du bassin d'Illizi (SE d'Algérie, étoile verte sur les figures I-1 et 2) par méthodes magnétiques et sismiques. Une telle caractérisation doit permettre de contribuer aux débats portant sur leur distribution dans le temps et dans l'espace, ou sur l'importance d'un contrôle de leurs répartitions par les structures héritées de l'orogénèse panafricaine (étoile et cadre rouge sur les figures I-1, 2) (Beuf et al., 1971 ; Robertson., 2002 ; Ghienne et al., 2003 ; Zazoun et Mahdjoub, 2011 ; Lang et al., 2012 ; Perron et al., 2018).

Si ces structures sont bien identifiables en imagerie sismique, spécialement en sismique 3D, il est cependant rapidement apparu que les anomalies magnétiques du bassin d'Illizi sont majoritairement associées aux structures du socle panafricain. La faible résolution des données ne permet pas, à priori, la détection de la signature magnétique des vallées. Par ailleurs, les données aéromagnétiques disponibles pour le bassin d'Illizi, bien que largement sous-exploitées par des études antérieures, doivent elles-mêmes pouvoir contribuer à la compréhension du fonctionnement de ce bassin sédimentaire. Cette réflexion a très vite dérivé vers une interprétation magnétique à l'échelle continentale (NW Afrique) pour pouvoir comprendre l'héritage de l'orogénèse panafricaine et le rôle qu'elle a joué dans la structuration crustale des bassins sahariens, dont le bassin d'Illizi.

Afin d'appréhender la signature magnétique des vallées tunnel ordoviciennes, une étude magnétique détaillée a été également effectuée sur un secteur particulier de la Mer du Nord (Norvège), représentant un analogue bien contraint.

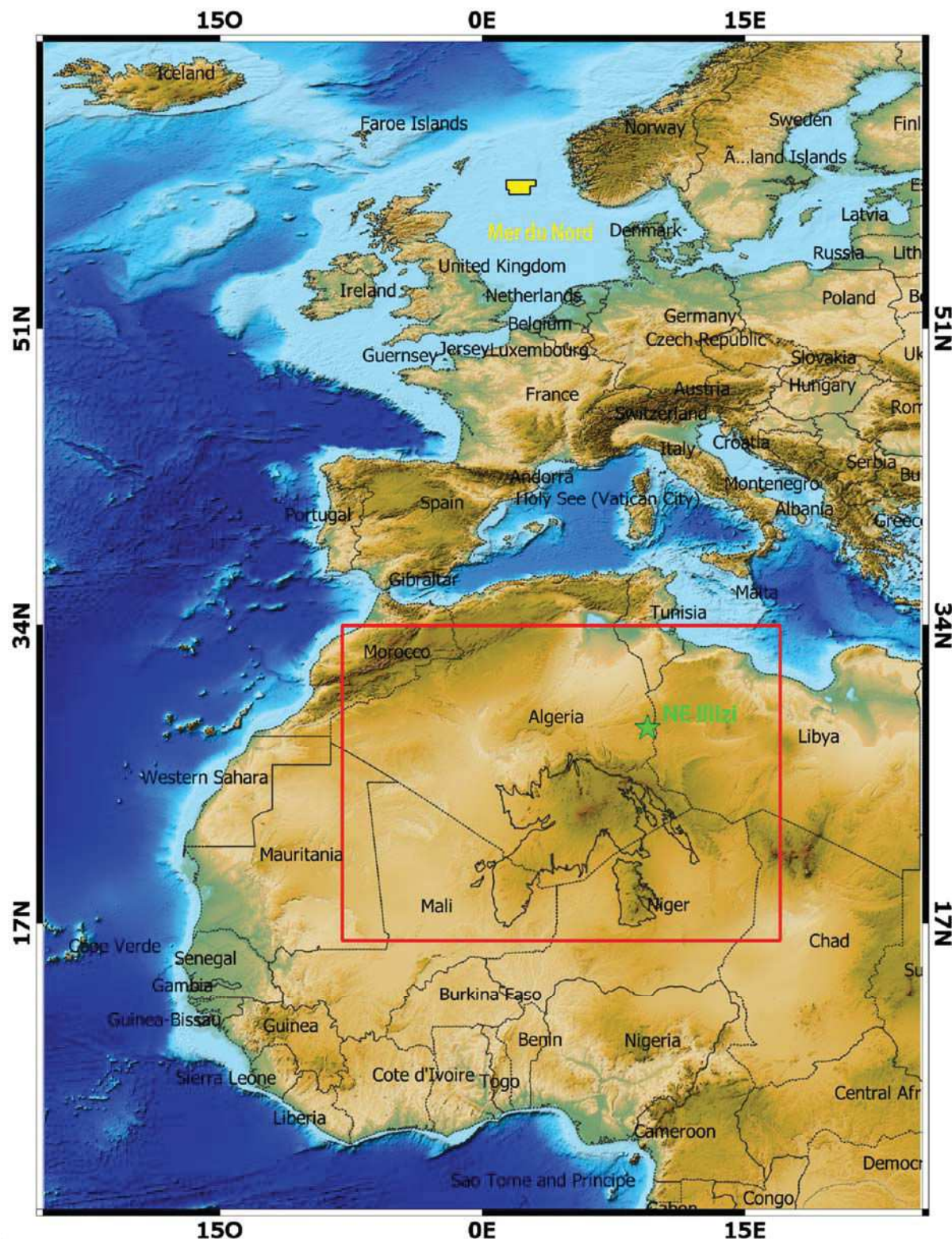


Figure I-1 : Localisation géographique des zones d'études. L'étoile verte localise le NE du bassin d'Illizi (cf. chapitre IV, V-2) ; le cadre rouge localise le périmètre d'étude du NW de l'Afrique (cf. chapitre III) ; le rectangle jaune localise le périmètre couvert par les données aéromagnétiques dans le Graben Viking, mer du Nord, secteur Norvégien.

Sur la base de données magnétiques de très haute résolution, les résultats révèlent un réseau complexe de linéations d'anomalies magnétiques de courtes longueurs d'ondes associées aux vallées tunnel du Pléistocène (étoile et cadre jaune sur les figures I-1 et 2). Ces résultats servent comme support pour la prédiction de la signature magnétique des vallées glaciaires de l'Ordovicien supérieur, en parallèle des interprétations sismiques des incisions du bassin d'Illizi et de la caractérisation magnétique et sismique du socle sous-jacent. Cela permet de définir un cadre de base pour la conception des modèles magnétiques bidimensionnels des incisions ordoviciennes.

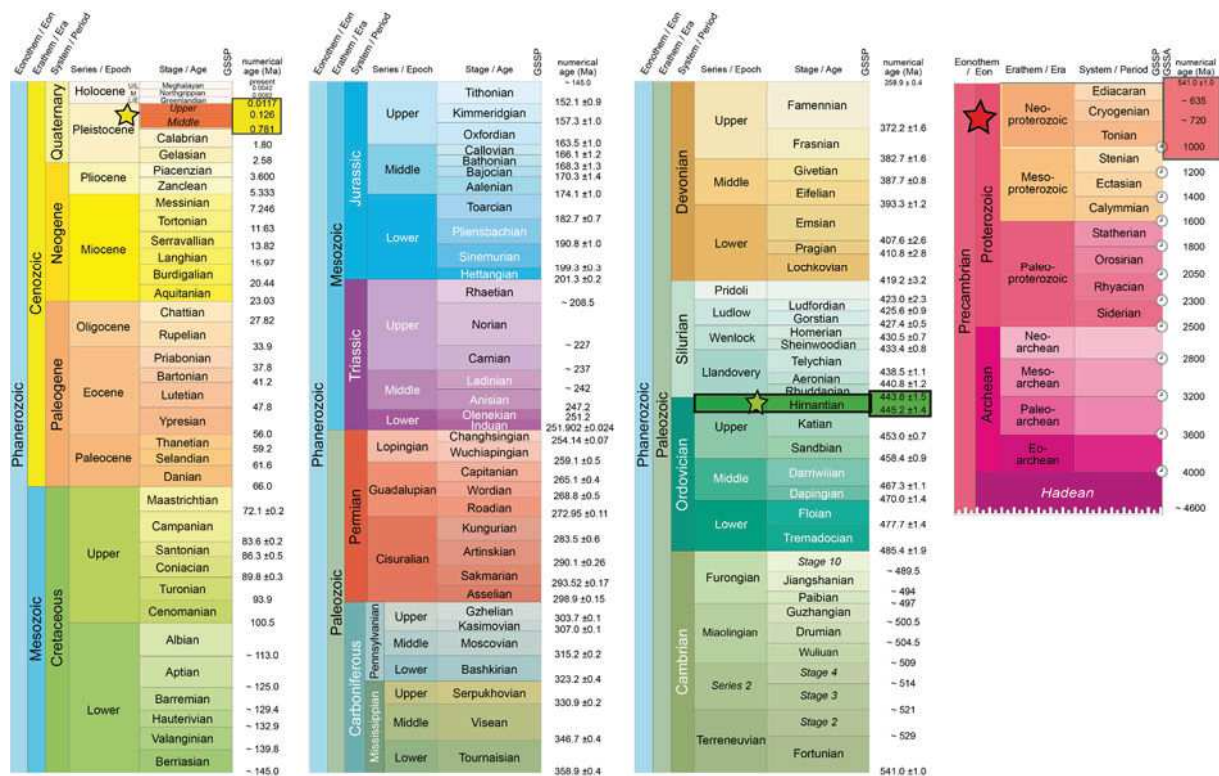


Figure I-2 : Échelle stratigraphique (www.stratigraphy.org, charte 2018) indiquant les intervalles de temps géologiques correspondant aux problématiques abordées dans ce manuscrit de thèse.

Problématiques et déroulement du manuscrit

Après cette introduction constituant le premier chapitre, le manuscrit de thèse est organisé en quatre chapitres.

Le 2^{ème} chapitre présente l'ensemble des données magnétiques utilisées dans ce travail ainsi que les méthodes d'interprétations. La première partie présente une description des paramètres des levés aéromagnétiques des deux zones d'étude (Algérie, Norvège), leurs traitements et calcul des grilles. La deuxième partie résume les méthodes d'interprétation des données magnétiques et gravimétriques utilisées dans les chapitres III et V-1. Les logiciels et

programmes utilisés pour le traitement et l'interprétation des données des méthodes potentielles et sismiques seront présentés brièvement en fin de chapitre.

Le 3^{ème} chapitre porte sur la caractérisation des structures du socle des bassins sahariens. L'étude directe de la structuration du socle protérozoïque par l'orogénèse panafricaine trans-saharienne au nord-ouest de l'Afrique est uniquement possible sur les affleurements du bouclier Touareg. La plus grande partie de ce socle est masquée sous les formations sédimentaires paléozoïques et mésozoïques des bassins sahariens. Dans le but de caractériser l'architecture du socle de cette partie nord de la ceinture trans-saharienne et en particulier le substratum du bassin d'Illizi, les données de méthodes potentielles (magnétisme et gravimétrie) ont été analysées. La compartimentalisation en unités géophysiques associées aux structures crustales à l'échelle NW de l'Afrique (cadre rouge sur la figure I-1) est ainsi mise en évidence, d'où la série de questions

Dans quelle mesure les terranes géologiques et les unités géophysiques peuvent-ils être corrélés ?

Quelle est la relation entre les unités géophysiques et les bassins sédimentaires phanérozoïques ?

Quel est le comportement rhéologique des terranes pendant l'échappement tardi-orogénique vers le nord ?

Comment les données des méthodes potentielles peuvent contribuer à la compréhension du fonctionnement de ce bassin d'Illizi ?

Ce chapitre prend la forme d'un manuscrit publié dans la revue *Earth Science-Reviews* (Brahimi et al., 2018).

Le 4^{ème} chapitre porte sur la caractérisation sismique (2D et 3D) des incisions glaciaires ordoviciennes (Bassin d'Illizi). Sur la base des données sismiques de haute résolution, une analyse est effectuée sur l'intervalle cambro-ordovicien afin de caractériser la géométrie et la distribution stratigraphique des incisions et paléovallées glaciaires de l'Ordovicien supérieur du bassin d'Illizi (SE d'Algérie ; étoile verte sur la figure. I-1). Ceci permet de discuter des géométries ainsi que des juxtapositions et/ou superpositions des érosions glaciaires, apportant des éléments de réponse à deux questions

Quelle est l'origine et le calendrier des incisions glaciaires dans le NE du bassin d'Illizi ?

Quelle est l'importance du contrôle des linéaments structuraux hérités (magnétiques et tectoniques) sur la distribution des paléovallées glaciaires ordoviciennes ?

Le 5^{ème} et dernier chapitre porte sur la caractérisation magnétique des vallées tunnel pléistocènes de mer du Nord (zone centrale du Viking Graben, Norvège) et les incisions glaciaires de l'Ordovicien terminal du bassin d'Illizi (Algérie). Un chantier analogue en mer du nord (cadre jaune sur la figure I-1) est utilisé comme preuve de concept pour la caractérisation magnétique des vallées tunnel en utilisant un jeu de données aéromagnétiques de haute résolution. Cette étude démontre la possibilité de détecter des anomalies magnétiques de courte longueur d'onde bien différenciées, qui serait à l'origine par les vallées tunnel lorsque les paramètres de l'acquisition aéromagnétique sont bien adaptés.

Peut-on localiser des vallées tunnel et déterminer leur géométrie et profondeur en se basant sur la méthode magnétique ?

Cette étude est présentée sous forme d'un manuscrit soumis à la revue « *Geophysical Journal International* ».

La deuxième partie de ce chapitre qui présente des modélisations magnétiques 2D des paléovallées glaciaires ordoviciennes est réalisée sur la base des résultats de l'interprétation sismique du chapitre IV. Dans l'éventualité d'un futur levé magnétique de très haute résolution couvrant une zone dans les bassins et/ou autour de la ceinture tassilienne, cette modélisation cherche à répondre à deux questions

*Qu'en est-il de la signature magnétique des paléovallées glaciaires ordoviciennes ?
Dans quelle mesure les paléovallées ordoviciennes de subsurface pourraient-elles être détectées par des anomalies magnétiques, permettant ainsi une connexion directe affleurement/bassin ?*

Enfin, une conclusion générale permet d'intégrer l'ensemble des résultats obtenus et conclusions discutées, mais aussi de présenter quelques perspectives ouvertes émanant de ces travaux de recherche.

CHAPITRE II

Données et méthodes d'interprétation

Sommaire

1. Données.....	34
1.1. Levés aéromagnétiques de la zone sud-est de la plateforme saharienne (Algérie) ...	34
1.1.1. Historique, caractéristiques et paramètres des levés	34
1.1.2. Traitement des données	37
1.1.3. Calcul et compilation des grilles	40
1.2. Données aéromagnétiques de la zone centrale du Viking Graben (Norvège).....	47
2. Méthodes d'interprétation des données de méthodes potentielles	49
2.1. Opérateurs de transformation des données	50
2.1.1. Double réduction au pôle :	50
2.1.2. Dérivée verticale fractionnaire	51
2.1.3. Gradient horizontal.....	51
2.1.4. Tilt-depth.....	52
2.1.5. Signal analytique	52
2.2. Modélisation 2D	52
3. Logiciels et programmes de traitement, interprétation et modélisation des données	54

Dans ce chapitre sont présentés les données magnétiques utilisées et l'ensemble des traitements conduisant à l'obtention de grilles interprétées dans les chapitres III et V-1. La deuxième partie du chapitre donne les principaux éléments utilisés pour le calcul des grilles transformées en magnétisme.

1. Données

Dans le cadre des deux interprétations développées dans les chapitres III et IV, un accord de collaboration a été conclu avec la Société nationale pour la recherche, la production, le transport, la transformation, et la commercialisation des hydrocarbures (SONATRACH) et l'Agence Nationale pour la Valorisation des Ressources en Hydrocarbures (ALNAFT), l'université de la Technologie et des Sciences Houari Boumediene (USTHB, Alger) et l'Ecole et Observatoire des Sciences et de la Terre (EOST, Strasbourg) en vue de la délivrance et de l'autorisation d'utiliser les données magnétiques, gravimétriques et sismiques du bassin Illizi et la consultation de divers rapports internes de la SONATRACH. L'utilisation des données aéromagnétiques de la zone centrale du Viking Graben dont l'interprétation est présentée dans le chapitre V-1 s'inscrit quant à elle dans une coopération de recherche académique conclue entre l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS, Strasbourg) et la société géophysique norvégienne TGS-NOPEC (<https://www.tgs.com/>).

1.1. Levés aéromagnétiques de la zone sud-est de la plateforme saharienne (Algérie)

1.1.1. Historique, caractéristiques et paramètres des levés

Les levés aéromagnétiques utilisés dans notre étude ont été acquis par la compagnie américaine Aero-Service Corporation (ASC). ASC a intégralement couvert le territoire algérien (2,382 millions km²) par un levé aéromagnétique (Fig. II-1) et ce en deux parties : la première partie a été réalisée en 1969, avec l'acquisition au-dessus des bassins sédimentaires du Sahara central pour le compte de la SONATRACH ; la deuxième partie de la prospection a été réalisée entre 1971 et 1974 et elle a couvert le reste du territoire algérien, non survolé en 1969, pour le compte de la Société Nationale de Recherche et Exploitation Minière (SONAREM).

Un levé magnétique sur une zone localisée dans Hassi-Berkine (au sud du bassin de Berkine) est aussi utilisé. Il a été survolé en 2006, par la compagnie pétrolière américaine ANADARKO, en collaboration avec la SONATRACH.

Pour les levés aéromagnétiques acquis en 1969 ne subsistent que les cartes du champ magnétique qui ont été établies à diverses échelles régionales (1/200 000 et 1/500 000). Les distances entre les lignes de vol étaient de 5 km pour les profils et de 25 km pour les traverses (Fig. II-1).

Les levés aéromagnétiques acquis entre 1971 et 1974 ont été effectués à 150 m au-dessus du sol, suivant des lignes de vol distantes en moyenne de 2 km, mais qui pouvaient atteindre les 10 km, avec un pas de mesure de 46 m (Fig. II-1).

Les zones considérées intéressantes à l'époque de l'acquisition ont un maillage plus serré que le reste, avec un espacement de lignes de 0.5 à 1 km pour les profils et de 5 à 10 km pour les traverses.

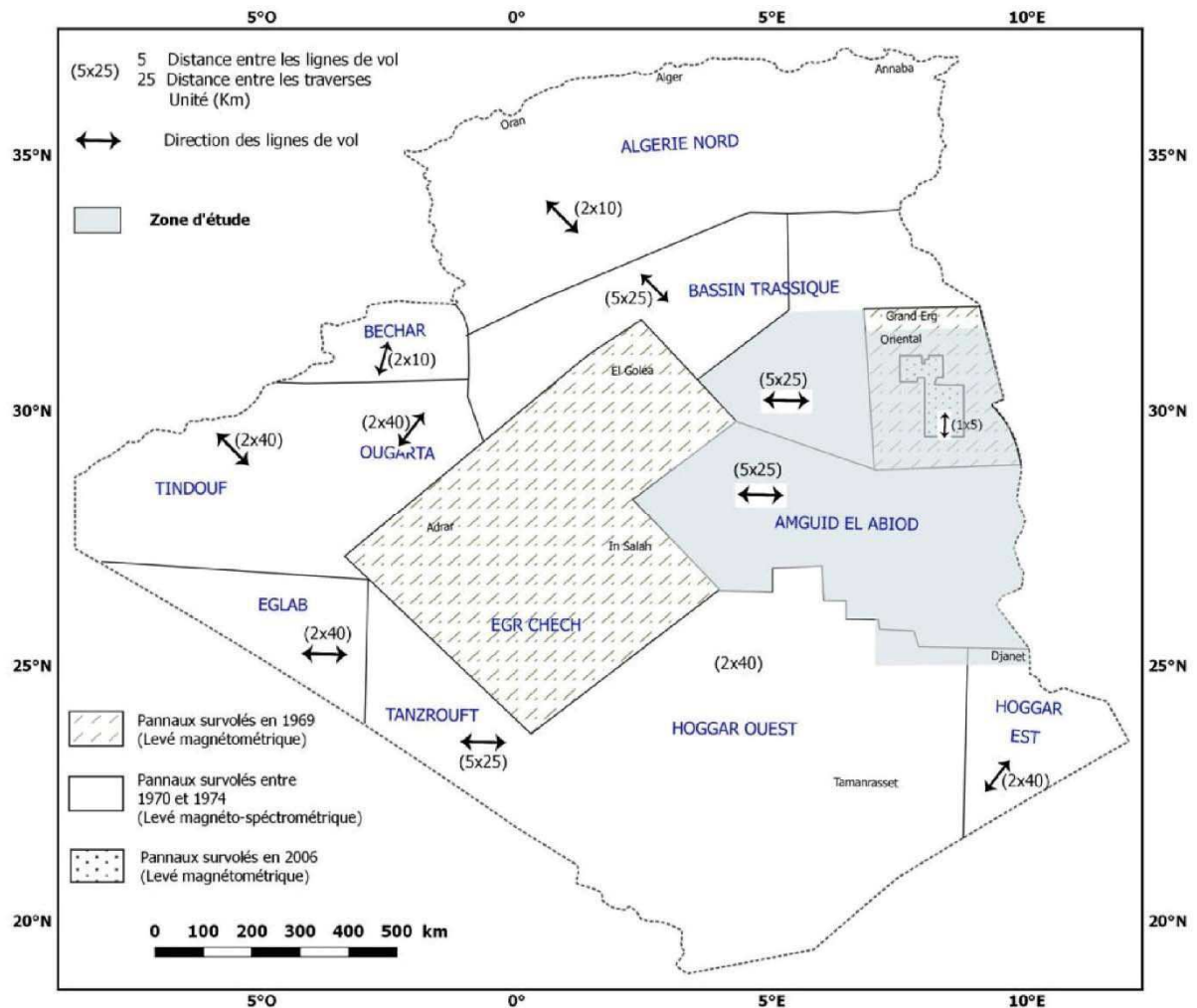


Figure II-1 : Localisation et paramètres des levés aéromagnétiques couvrant le territoire algérien.

Huit fichiers de données magnétiques (Fig. II-2), sous format ascii, ont été recueillis. Le nom de chaque fichier de données est composé comme suit :

- deux caractères pour le nom de la région.
- deux chiffres indiquant le numéro de la zone UTM.
- un chiffre pour le numéro de segment.

Par exemple pour le fichier DI322 : DI : région Dider ; 32 : zone UTM 32 ; 2 : segment 2.

- L'entête contient différents paramètres des fichiers de mesure des levés magnétiques d'Aero-service.

- Chaque ligne de vol commence par :
 - une ligne de 77 tirets
 - les informations relatives à la ligne de vol : son numéro, son azimut et le nombre de points de données qu'elle contient
 - une deuxième ligne de 77 tirets.
- Ensuite viennent les enregistrements de données proprement dits. Chaque enregistrement comprend sept champs :
 - coordonnées en projection géographique (Long, Lat en degrés décimaux) et UTM (X, Y en mètre)
 - champ magnétique total (nT)
 - altitude radar (m)
 - fiducial

Les levés d'Aero-Service sont regroupés en blocs (Figs. II-1 et 2), où les profils des lignes de vol sont plus ou moins perpendiculaires aux principales directions des structures géologiques. Les paramètres de navigations sont résumés dans le Tableau II-1.

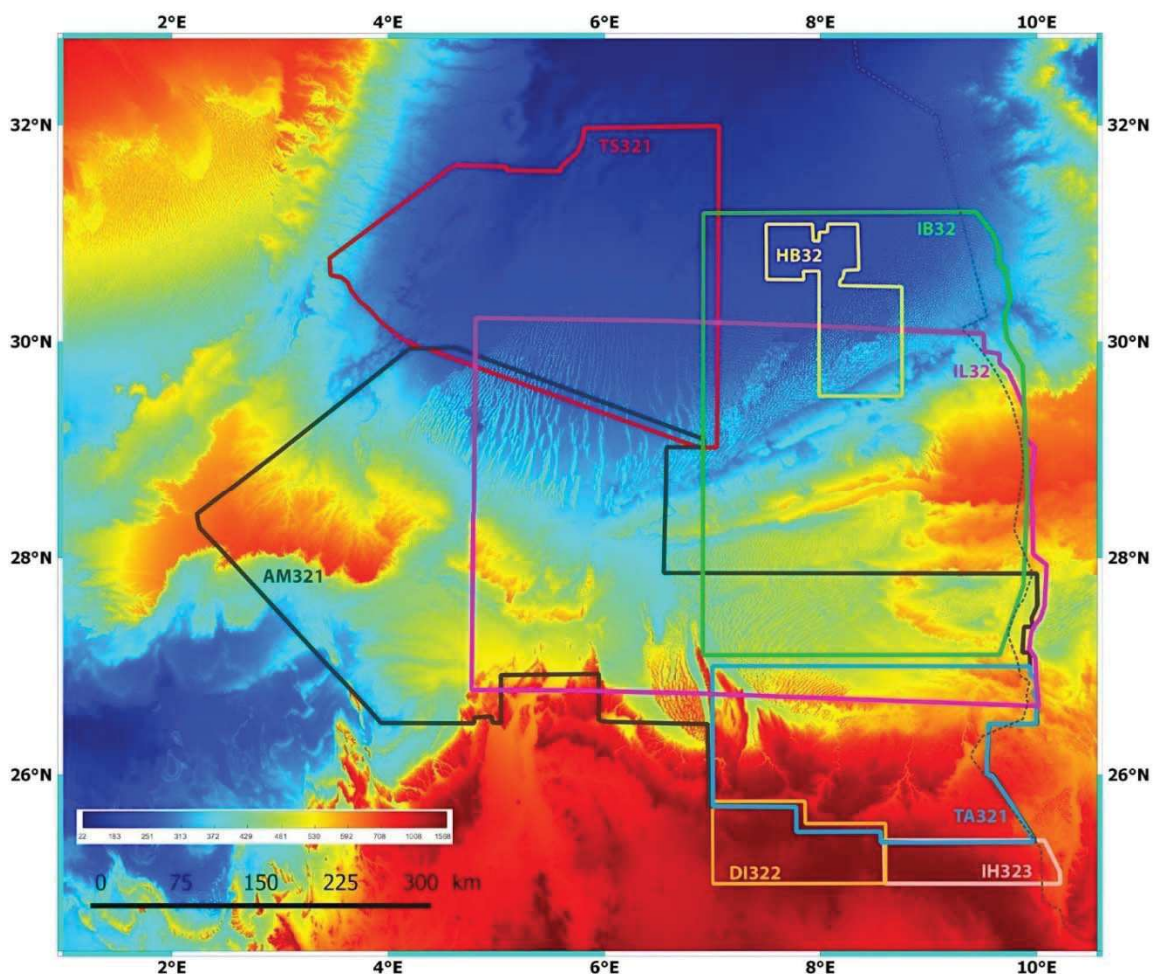


Figure II-2 : Périmètres des levés aéromagnétiques couvrant le bassin d'Illizi sur un fond de modèle numérique de terrain SRTM 90 m. Les rectangles en couleur représentent les différents levés utilisés, (Voir Tableau II-1 pour les paramètres des levés).

Levés	Direction des profils	Direction des traverses	Espacement des lignes de profils (km)	Espacement des traverses(km)	Pas d'échantillonnage (m)	Longueur volée (km)	Hauteur de vol (m)
IH323	N45	N168	1.1 à 2	38.8 à 40	46	5848.8	150
DI322	N90	N180	1.7 à 2	38.8 à 40	46	103420	150
AM321	N90	N180	2.3 à 5	24 à 25	46	72703	150
TS321	N90	N180	3 à 5	24 à 25	46	22918	150
HB32	N180	N90	0.9 à 1	5	13	18782	150
IB32	/	/	/	/	/	Grille	150
IL32	/	/	/	/	/	Grille	150

Tableau II-1 : Paramètres des levées aéromagnétiques (Voir figure II-2 pour la localisation)

1.1.2. Traitement des données

Selon les rapports des levés d'Aero-Service, les données magnétiques ont été corrigées lors de la première compilation effectuée par la même compagnie. Le traitement préliminaire a consisté particulièrement au contrôle du positionnement de l'avion à l'aide d'une caméra. En raison de la précision avec laquelle doit être déterminée la valeur du champ magnétique aux points d'intersection des lignes avec les traverses appelés nœuds, la position relative de chaque nœud était déterminée par une recherche directe sur les deux films pris lors du vol le long des lignes et des traverses. Ensuite les données magnétiques ont subi les compensations et les corrections de variation diurne et du champ magnétique régional (IGRF).

Dans les rapports d'Aero-Service, il est indiqué que les données retranscrites sur bandes magnétiques représentent les valeurs mesurées du champ magnétique total auxquelles a été soustrait l'IGRF65, époque de la compilation des données. Or, les données ont des valeurs de 33000 à 34 000 nT. Ces valeurs ne peuvent donc pas correspondre aux anomalies du champ magnétique (qui ne dépassent pas quelques milliers de nano Tesla) ni aux valeurs d'un champ magnétique total, qui lui, doit avoir des valeurs de l'ordre de 40 000 nT dans cette région. Par conséquent, le résultat le plus probable est que l'IGRF65 a été soustrait et une constante de 34000 nT a été ajoutée pour une raison inconnue (Asfirane, 1994 ; Bournas, 2004).

Lors des traitements que nous avons réalisés, la première étape a consisté à définir par des marqueurs le début et fin de chaque profil et traverse. Cette étape est importante pour le calcul des différences de champ aux points de croisement et la visualisation des données le long des profils. Les fichiers de données des levés aéromagnétiques d'Aero-Service utilisés dans cette

étude ne comportaient pas ce type de marqueurs, ce qui a fait que nous avons eu à les ajouter manuellement (Fig. II-3).

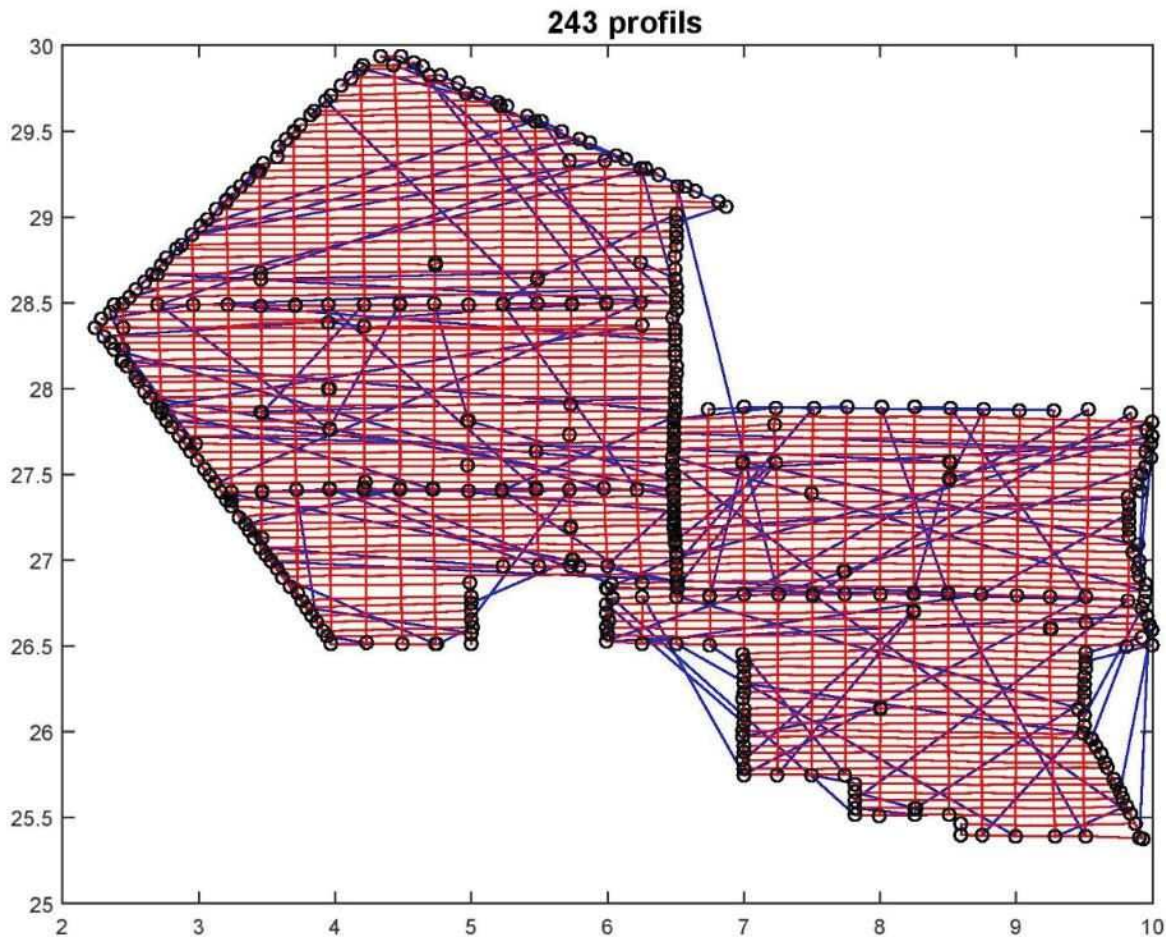


Figure II-3 : Plan de vol du levé aéromagnétique AM321. Les lignes rouges représentent les profils E-W et les traverses N-S ; les petits cercles noirs représentent les marqueurs de début et fin des lignes de vol.

➤ *Réduction des erreurs aux points de croisement*

Pour s'assurer de la qualité d'un levé magnétique, une des méthodes couramment utilisée est de calculer les différences de champ magnétique aux points de croisement. L'avantage de ce type de contrôle est qu'il prend en compte l'ensemble des défauts possibles du levé. Par exemple, si le levé est « parfait » mais que l'avion n'arrive pas à être à la même altitude entre les profils et les traverses, les différences de champ aux points de croisement ne seront pas nulles. Ce calcul est fait automatiquement et les écart-types des différences de champ aux points de croisement sont donnés dans le tableau II-1 pour chacun des levés. Les écart-types sont compris entre 1,2 et 21,0 nT et trop importants pour trois levés. Il existe différentes méthodes pour

réduire ces différences de champ (Coyle et al., 2014). Celle utilisée dans le logiciel du laboratoire consiste à considérer que chaque profil et traverse est entaché d'une erreur constante. La recherche de ces constantes correspond à un problème inverse linéaire qui est résolu dans le logiciel et qui permet en corrigeant de ces constantes de calculer le nouvel écart-type des différences de champ aux points de croisement (Fig. II-4). Par exemple, pour le levé AM321 l'écart-type passe de 4,6 à 3,9 nT ce qui reste important. L'étape suivante consiste à ne pas prendre en compte pour le calcul des constantes des points de croisements dont la différence dépasse un certain seuil. Cela a un sens car, souvent, ces différences importantes sont dues à des gradient horizontaux locaux importants combinés à des erreurs de positionnement non négligeables. Pour l'exemple du levé AM321, on seuille à ± 3 nT et on obtient finalement un écart-type aux points de croisement de 0,9 nT (Fig. II-4 et Tableau II-2). Ces données corrigées sont celles qui seront utilisées pour le calcul des grilles.

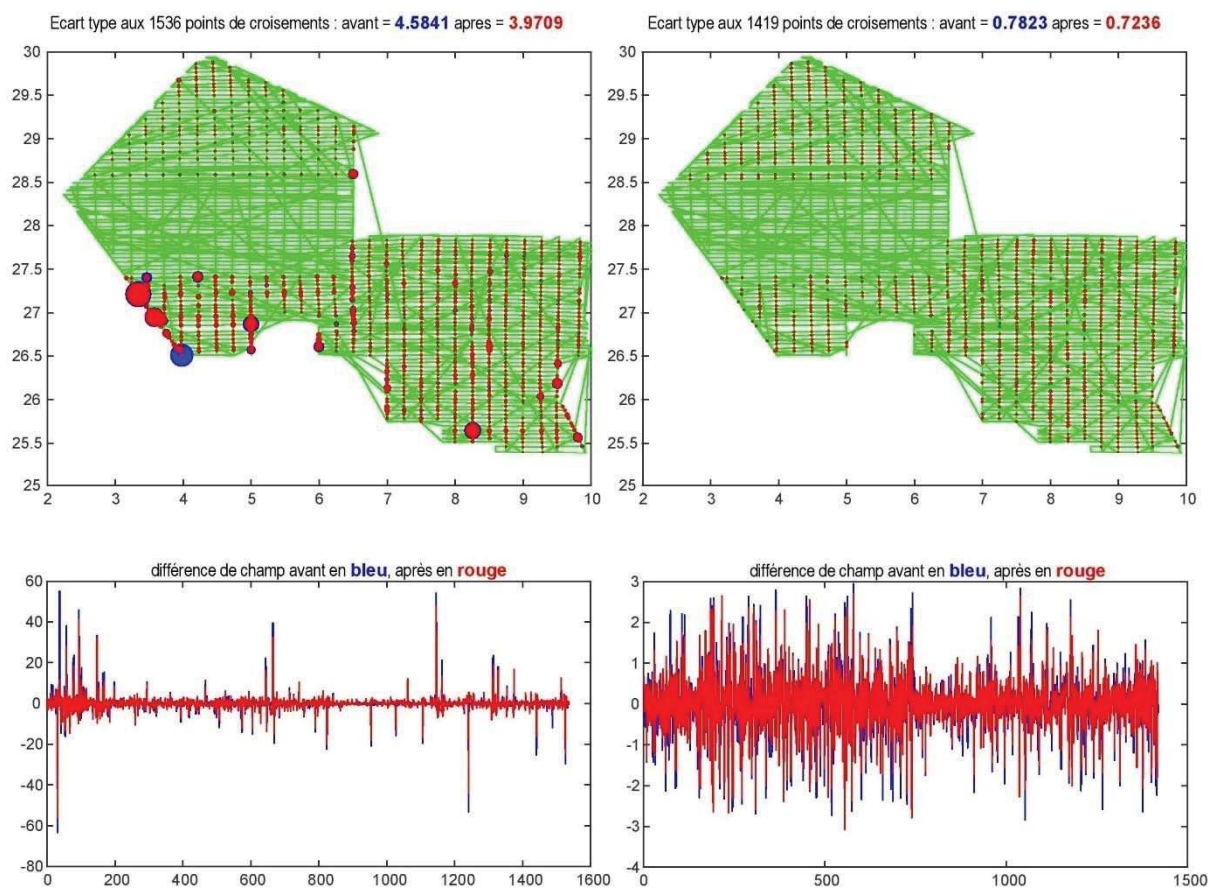


Figure II-4 : Réduction des écart-types des différences de champ magnétique aux points de croisement pour le levé AM321. Valeurs des différences de champ magnétique initiales en bleu et après calcul des constantes en rouge. La partie gauche de la figure montre les résultats sans seuil et la partie droite avec un seuil de ± 3 nT.

Levés	Nombre de profils	Nombre de traverses	Nombre point créés	Ecart type_Avant	Ecart type_Après	Nombre de mesures
DI322	87	5	201	21	3.09	140722
IH323	70	4	113	12.95	1.38	84714
AM321	243	30	1536	4.58	0.91	984063
TS321	114	14	560	1.78	0.62	378103
HB32	196	41	2462	1.19	0.86	1164426

Tableau II-2 : Différences de champ magnétique aux points de croisement avant et après corrections pour chacun des levés utilisés.

1.1.3. Calcul et compilation des grilles

Le calcul de grilles correspondant aux fichiers de données aéromagnétiques est fait à partir des anomalies magnétiques. La mise en carte des fichiers de mesure requiert un calcul d'interpolation/extrapolation à partir des mesures pour obtenir les valeurs aux nœuds des grilles. Plusieurs méthodes existent et généralement leur principe est de ne pas nécessairement respecter les données mesurées. Par ailleurs le choix du pas de la grille est un paramètre important à considérer. Il dépend essentiellement de l'espacement des profils et dans une moindre mesure de la distance moyenne entre les points de mesure. Un pas de grille trop grand ne peut pas prendre en compte les données de petites longueurs d'ondes et un pas de grille trop petit peut créer un signal entre profils qui n'aurait pas de sens. Le plus souvent, le pas de la grille est pris entre $1/3$ et $1/4$ de la distance entre les lignes de vol (Coyle et al., 2014).

Dans notre étude, nous avons utilisé une méthode de calcul de grilles basée sur la fonction *gridfit* (d'Errico, 2006). Un pas de grille de 800 m est retenu pour toutes les grilles de données. Pour trouver un bon compromis entre la qualité du résultat et le respect des données un paramètre « smooth » est utilisé. Une fois la grille calculée, les données le long des profils sont visualisées et comparées au profil provenant de la grille par interpolation. La figure II-5 illustre le résultat : si le paramètre smooth a une valeur trop forte (1 pour l'exemple), les données de plus courte longueur d'onde ont leur amplitude atténuée sur la grille alors que s'il est fixé à une valeur plus faible (0,04 pour l'exemple) les données sont bien respectées. Un smooth faible explique nécessairement bien les données mais il peut aussi créer un signal qui n'existe pas entre les données. Il faut donc trouver un compromis pour la valeur de smooth en procédant par essai/erreur.

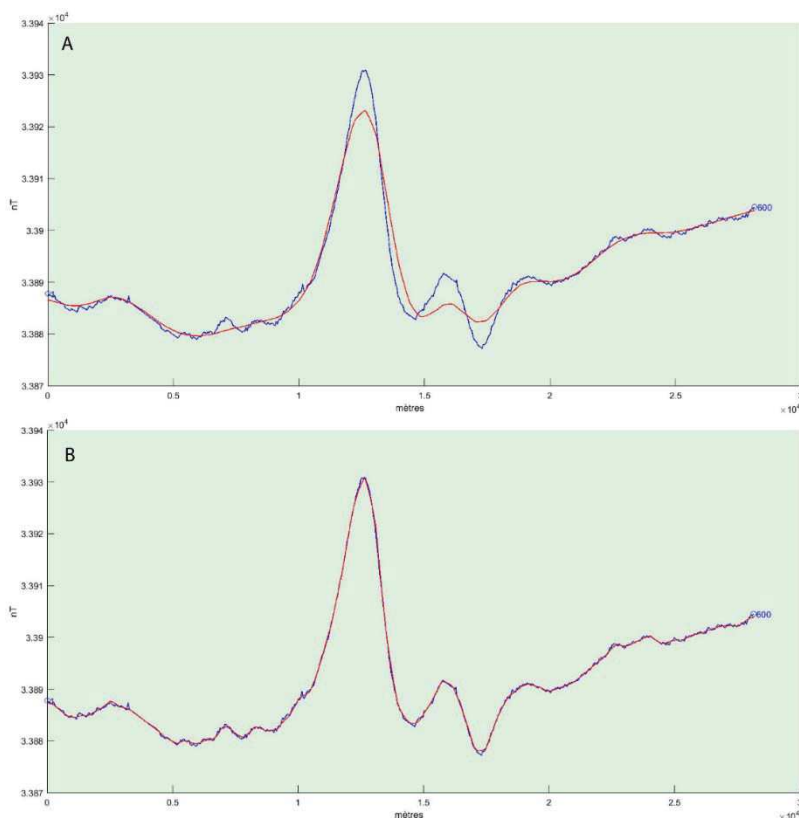


Figure II-5 : Profil magnétique du levé IH321 en bleu, calcul des données du profil par interpolation en rouge et ce pour deux valeurs de smooth, (A) $S=1$ et (B) $S=0,04$.

Avant de calculer les grilles en général, ou bien en observant des défauts de celles-ci, un contrôle est effectué sur toutes les données de profil afin d'éliminer des données que nous jugeons aberrantes. De façon général, avec les données dont nous disposons, les bruits à éliminer sont les pics, hautes fréquences d'origine anthropique et autres bruits résiduels.

- *Pics* : quelques mesures aberrantes sont rencontrées et les valeurs correspondantes sont éliminées (Fig. II-6A) ;
- *Hautes fréquences d'origine anthropique* : des hautes fréquences d'origine anthropique sont détectées sur quelques profils. Il peut s'agir de bâtiments, routes, lignes électriques, réseaux. En ajustant bien le paramètre smooth, ces signaux ne sont pas pris en compte (Fig. II-6B) ;
- *Autre bruit résiduel* : un bruit de l'ordre de 0,5 à 1,5 nT crête à crête est rencontré sur la majorité des profils du levé IH323M. Ce bruit n'est pas expliqué. Il peut être dû à des corrections inadéquates des variations diurnes, défaut des magnétomètres, bruit magnétique du porteur. En ajustant bien le paramètre smooth, ces signaux ne sont pas pris en compte. (Fig. II-6C)

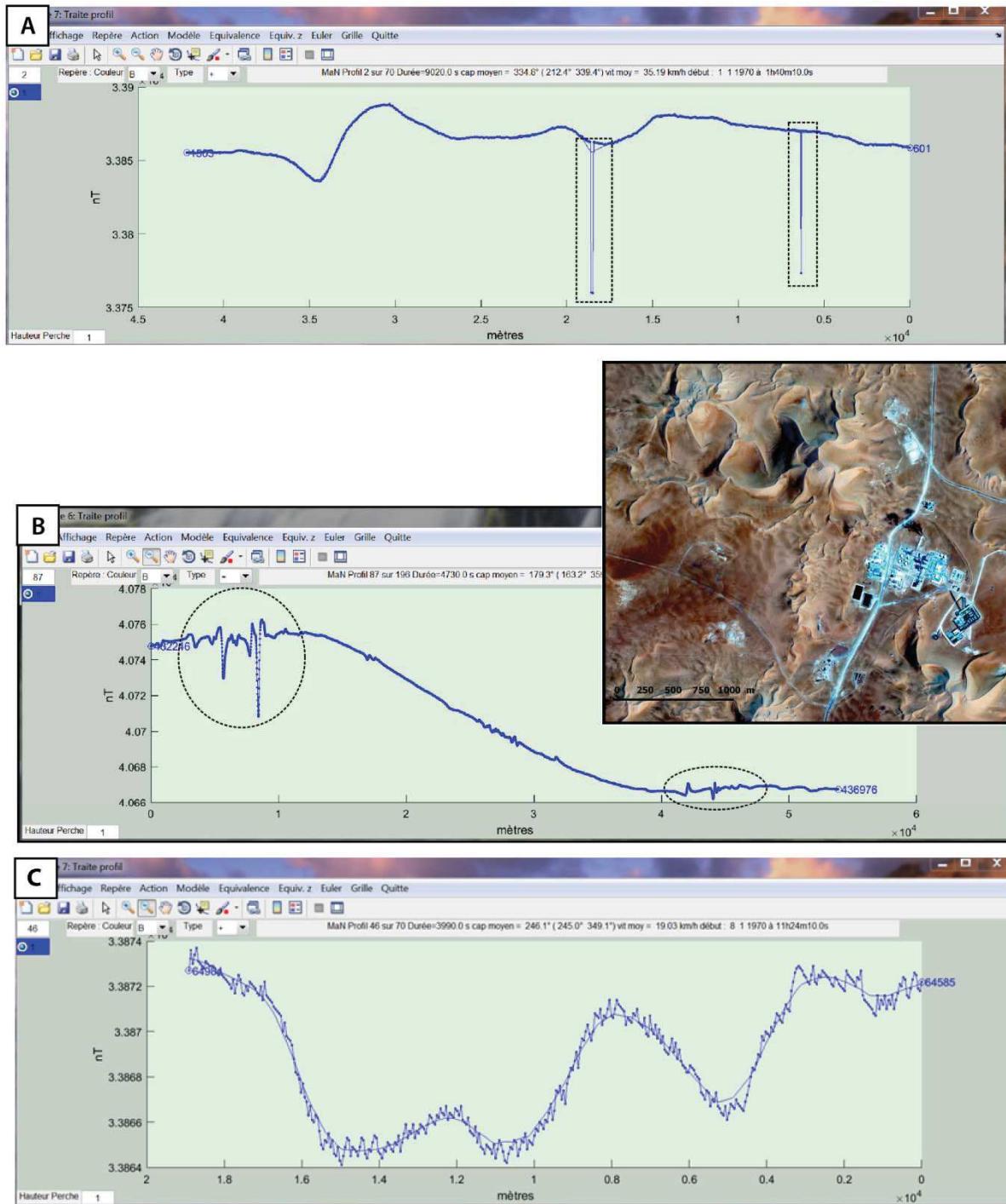


Figure II-6 : Exemples de bruits magnétiques le long des profils magnétiques. (A) Pics ; (B) bruit anthropique ; (C) bruit résiduel. La courbe lisse bleue résulte du calcul des données du profil par interpolation à partir de la grille.

➤ *Cartes d'anomalies magnétiques calculées :*

La carte calculée pour le levé aéromagnétique *IH321* a une superficie de 7000 km² (Fig. II-7). Ce levé présente un espacement très grand entre les lignes de traverses, ce qui signifie qu'il y a peu de points de croisements entre les profils et les traverses (113 points, Tableau II-2). Ce levé couvre la partie la plus à l'est du Tassili n'Ajjer (SE Algérie, voir chapitre III).

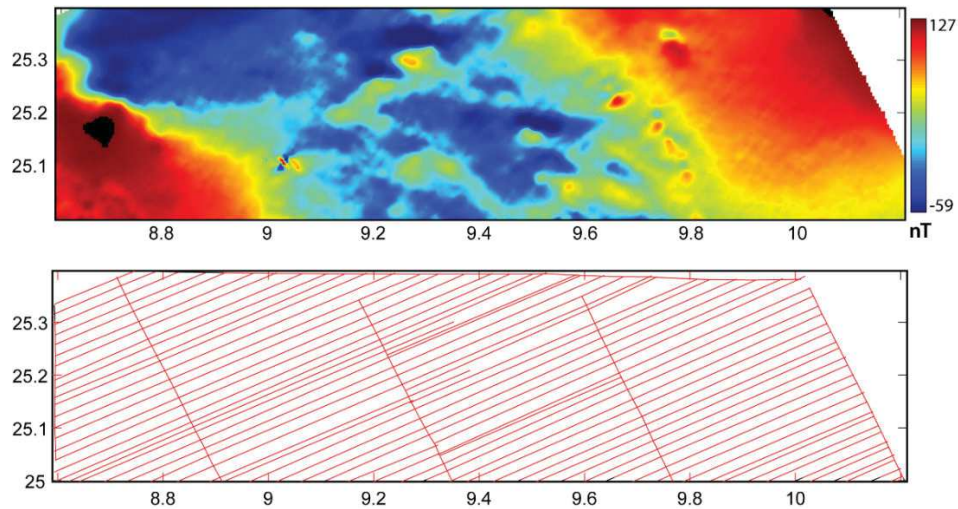


Figure II-7 : Carte magnétique et plan des lignes de vol du levé d'Ihriri (IH323).

La carte calculée pour le levé aéromagnétique *DI321* a une superficie de 12 000 km² (Fig. II-8). La grille calculée est bien ajustée aux profils de mesures. Pareillement au levé *IH321*, ce levé présente des traverses très espacées par rapport aux espacements des profils. Ce levé couvre la partie ouest du Tassili n'Ajjer (voir chapitre III).

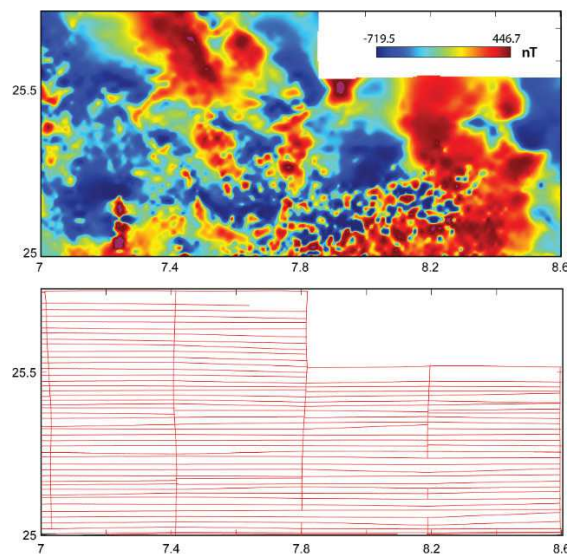


Figure II-8 : Carte magnétique et plan des lignes de vol du levé de Dider (DI322).

La carte calculée pour le levé aéromagnétique *AM321* couvre une importante superficie de 198 695 km² (Fig. II-9). Le plan de vol est illustré dans la figure II-4. La carte couvre la partie méridionale du bassin d'Illizi, la région d'Amguid El Biodh et la partie orientale du bassin de Mouydir (voir chapitre III).

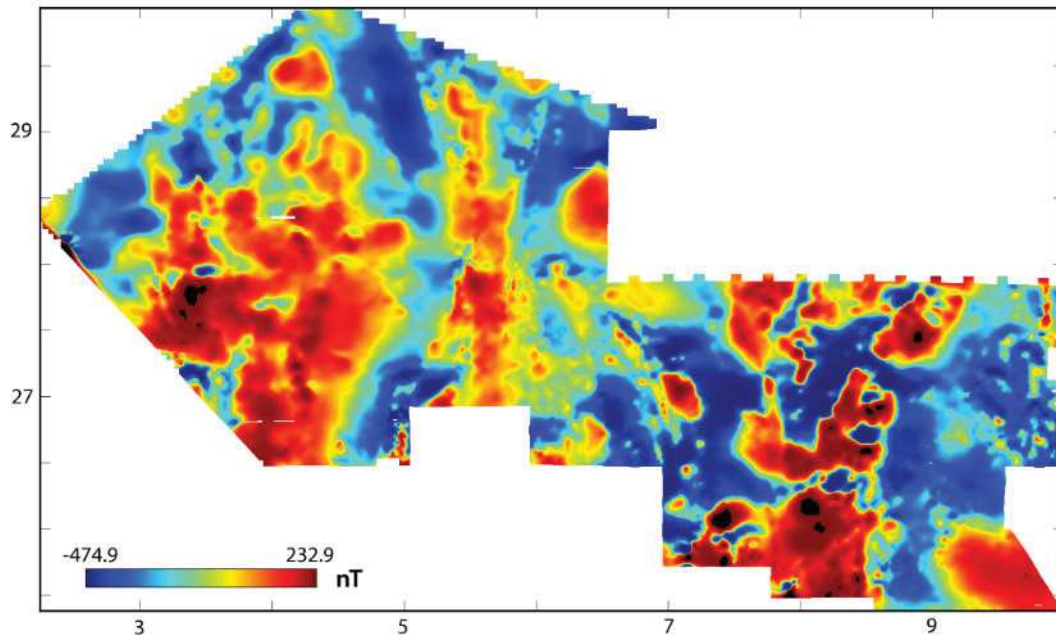


Figure II-9 : Carte magnétique et plan des lignes de vol du levé d'Amguid (AM321).

La carte calculée pour le levé aéromagnétique *TS321* a une superficie de 78 000 km² (Fig. II-10). Elle couvre la zone nord d'Amguid El Biodh et Hassi Messaoud dans la région de Ouargla (voir chapitre III).

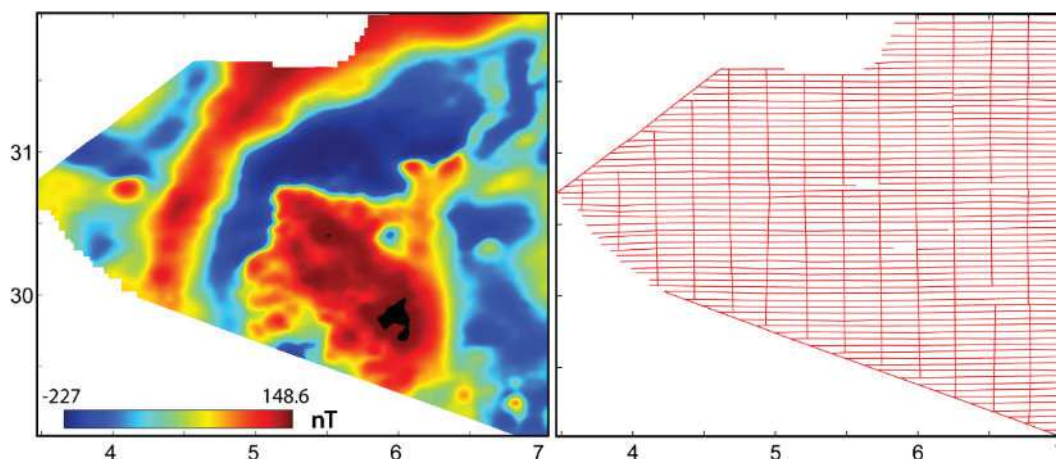


Figure II-10 : Carte magnétique et plan des lignes de vol du levé de la province Triasique (TS321).

La carte calculée pour le levé aéromagnétique *HB321* a une superficie de 12 800 km² ((Fig. II-11). Elle est localisée au sud du bassin de Berkine (voir chapitre III). Les lignes de vol du levé sont étroitement espacées par rapports à celles des autres levés.

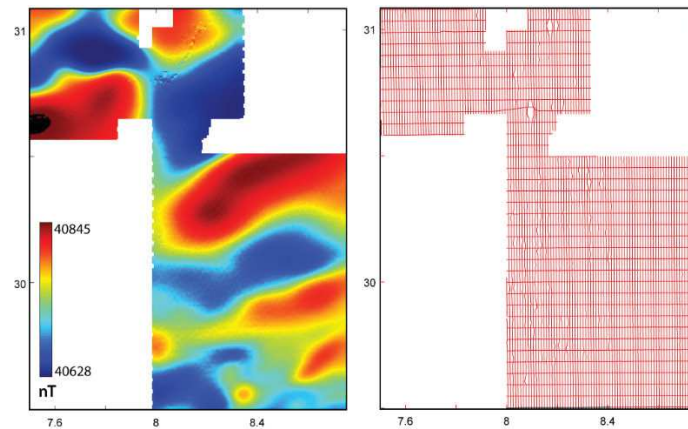


Figure II-11 : Carte magnétique et plan des lignes de vol du levé Hassi-Berkine (*HB321*).

Pour le levé *IL32*, nous ne disposons pas des données mais uniquement des valeurs numériques aux nœuds de la grille qui a été calculée (Fig. II-12). La carte aéromagnétique a une superficie de 196 770 km². Initialement, cette carte était en format papier, avec des isocourbes d'anomalies magnétiques, elle a ensuite été interpolée en utilisant un interpolateur inconnu. Nous avons récupéré une grille de données ayant un pas de 2 km. Cette carte couvre tout le bassin d'Illizi et la région d'Amguid (Voir chapitre III).

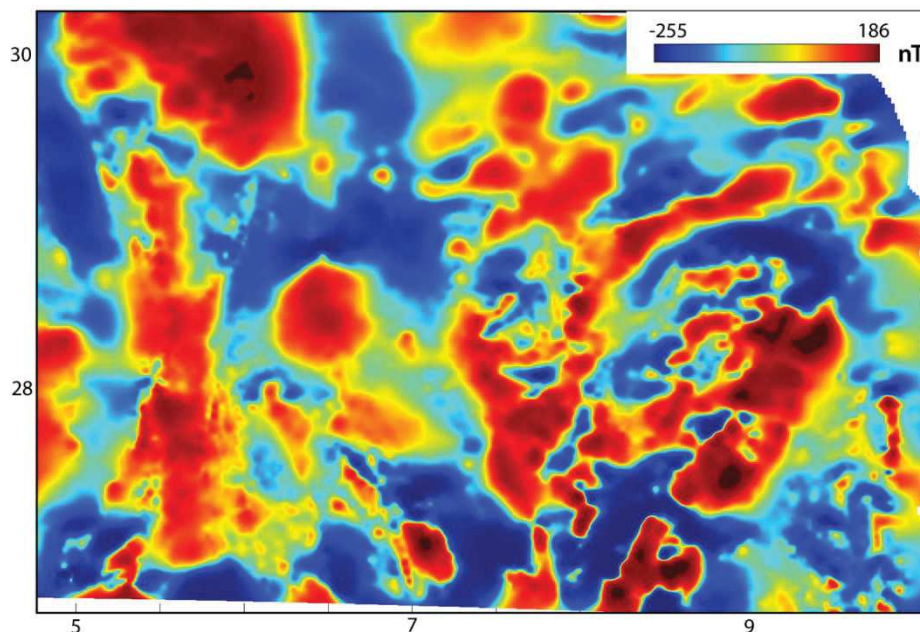


Figure II-12 : Carte magnétique de la grille de donnée du bassin d'Illizi (*IL32*)

La carte aéromagnétique calculée pour la grille *IB32* a une superficie de 128 800 km². Pareillement que la grille *IL32*, nous n'avons obtenu que la grille qui a été digitalisée et interpolée (Fig. II-13). Cette carte couvre tout le bassin d'Illizi et la partie méridionale du bassin de Berkine.

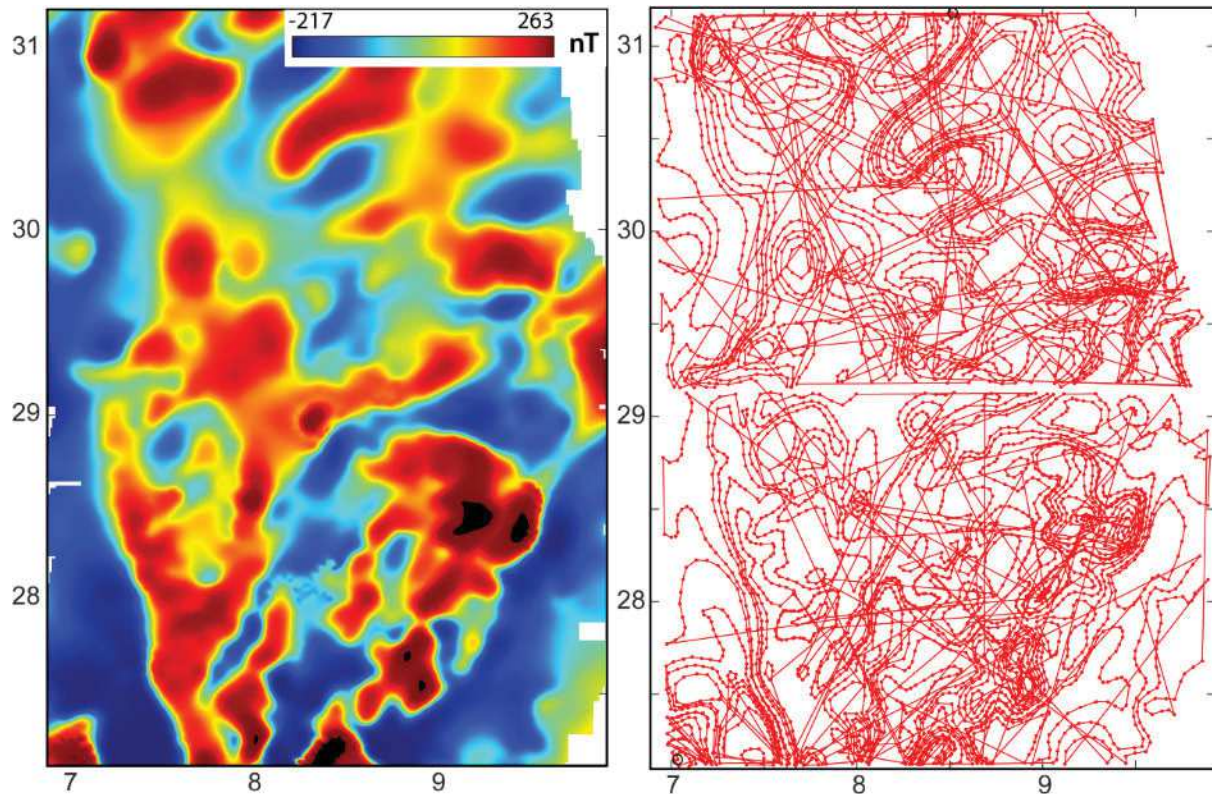


Figure II-13 : Carte magnétique (à gauche) de la grille de donnée des bassins d'Illizi-Berkine (*IB32*) et carte des isocourbes d'anomalies digitalisées de la carte en format papier.

➤ *Compilation de grilles*

Avant de procéder à l'interprétation des données couvrant la zone de la plateforme saharienne, une compilation des cartes magnétiques a été effectuée. Les différentes étapes nécessitent de :

- 1) adopter le même pas pour chacune des grilles (800 m) ;
- 2) s'assurer que les grilles se recoupent géographiquement ;
- 3) calculer la nouvelle grille en utilisant *gridfit*. En effet les nœuds de chacune des grilles ne sont pas nécessairement localisés exactement aux mêmes endroits et il faut trouver un moyen pour les moyennner lorsque plusieurs valeurs existent au voisinage d'un nœud de la grille de synthèse (Fig. II-14).

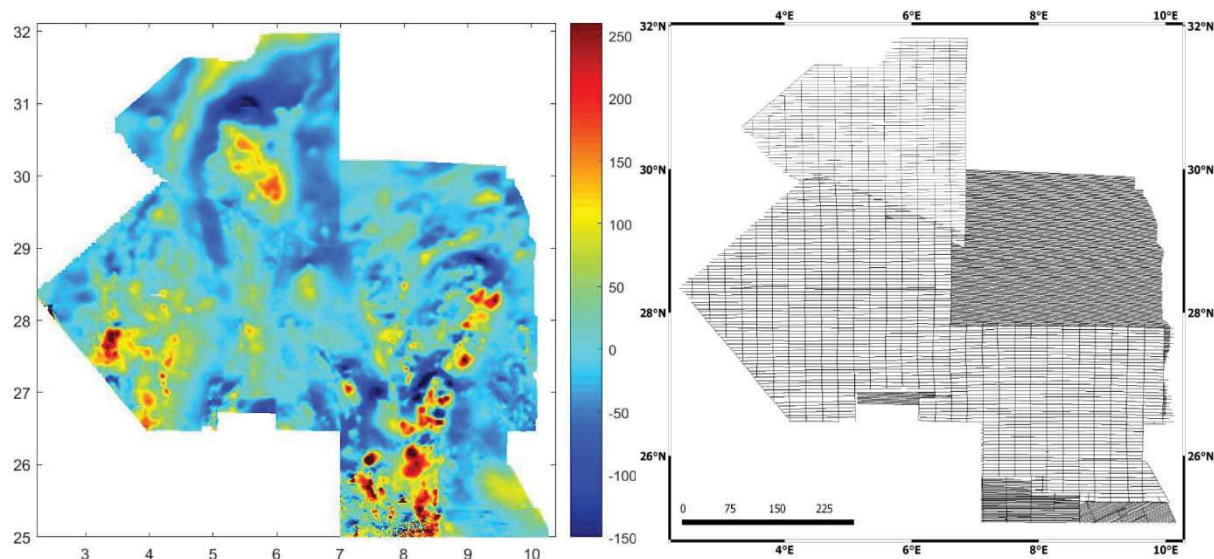


Figure II-14 : Carte magnétique globale (à gauche) compilant les différentes cartes calculées des levés et grilles aéromagnétiques (à droite).

1.2. Données aéromagnétiques de la zone centrale du Viking Graben (Norvège)

Les données aéromagnétiques ont été acquises par TGS-NOPEC en 1994 dans la zone sud du Viking Graben. Le levé est nommé VGVG-94.

- *Paramètres techniques d'acquisition utilisés (selon le rapport de TGS) :*

Magnétomètres	2 x Geometrics G 822A Cesium Vapor
Compensateurs	RMS Instruments AADC II real time digital compensator
3 axes magnétomètre	Develco, Fluxgate
Avion	Piper Navajo PA 31

- *Paramètres contenus dans les fichiers de mesures*

-A16	Line name
-I8	Shot point number
-F10.6	Latitude
-F10.6	Longitude
-F8.0	UTM easting
-F8.0	UTM northing
-F7.1	Altitude (Mètre)
-I3	Julian day
-F6.0	Time (Sec)
-F8.1	Total magnetic field - raw (nT)
-F10.4	Vertical gradient - raw (pT/m)
-F10.4	Vertical gradient adjusted (pT/m)
-F10.4	Magnetic anomalies adjusted (nT)
-F10.4	Vertical gradient adjusted for mapping (pT/m)
-F10.4	Magnetic anomalies adjusted for mapping (nT)

Les "anomalies magnétiques ajustées" correspondent à la dernière ligne du fichier et constituent les données utilisées pour cette étude. Elles prennent en compte l'ensemble de corrections réalisées selon les spécifications courantes en aéromagnétisme (Coyle et al., 2014).

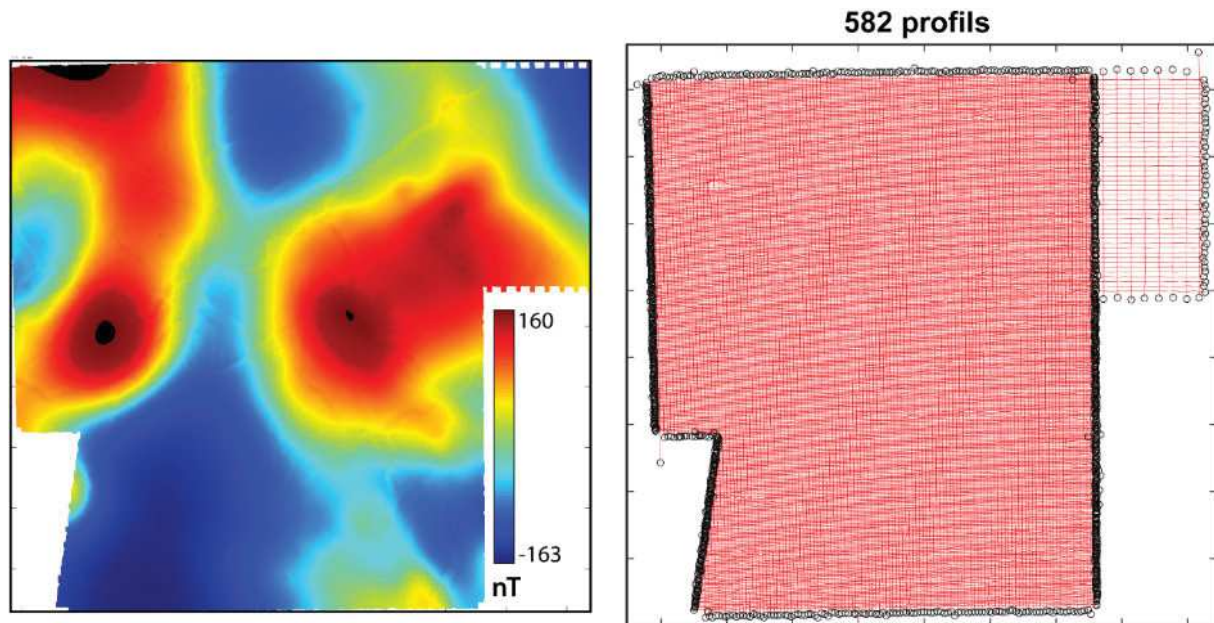


Figure II-15 : Carte et lignes de vol aéromagnétiques de la zone centrale du Viking Graben

- *Les paramètres des lignes de vol du levé magnétique (Fig. II-15)*

- Espacement de profils 200 m
- Espacement de traverses 600 m
- Altitude de vol 100 m
- Longueur des lignes 44 730 km

- *Traitement des données par TGS-Nopec*

- Les données magnétiques acquises au-dessus du Viking Graben ont subi une série de corrections classiques par le contracteur.

- Correction manuelle des erreurs de positionnement.

- Correction et modification manuelle des pics présents dans les profils magnétiques.

- Soustraction de l'IGRF-90 aux données (Finlay et al., 2010).

- Correction de nivellement (levelling), afin de réduire les écart-types aux points de croisement à quelques nT.

- Réduction des écart-types des mesures magnétiques aux points de croisement entre les profils et les traverses par micro-levelling (Keating, 1983). Finalement, l'écart type aux points de croisement a été réduit d'une valeur initiale de 20.3 nT à 0.1 nT.

-Des filtres passe-bas ont été appliqués aux données afin d'atténuer les signaux de haute fréquence.

Comme précédemment, nous avons vérifié les écart-types aux points de croisement. Les résultats montrent qu'il est constant à 0.1 (Fig. II. 16) avant et après le calcul des constantes des lignes et traverses. La grille a été ensuite calculé avec un pas de 100 m (Fig. II-15).

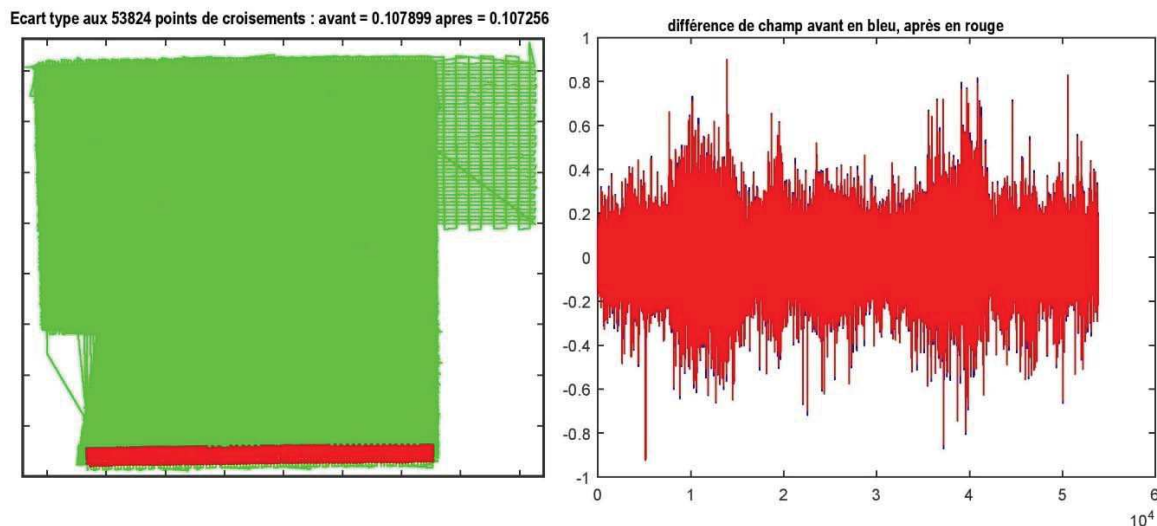


Figure II-16 : Réduction des écart-types des mesures magnétiques aux points de croisement du levé aéromagnétique VGVG-94 de la Mer du Nord.

2. Méthodes d'interprétation des données de méthodes potentielles

En magnétisme comme en gravimétrie nous nous intéressons à la mesure d'un vecteur champ qui est la conséquence de l'existence d'une force qui est due à la présence de masses en gravimétrie et d'aimantations qui sont des vecteurs en magnétisme. Pour les deux méthodes, les caractéristiques d'une anomalie dépendent fortement de la distance entre l'objet créant l'anomalie et le lieu de mesure, profil ou carte. Plus la mesure est éloignée de l'objet plus l'anomalie est étalée et perd de l'amplitude. De plus, en magnétisme la forme de l'anomalie dépend aussi de la direction de l'aimantation et du champ magnétique régional.

En magnétisme la direction du champ magnétique peut varier beaucoup dans la zone de mesure. Le problème est qu'il n'est pas possible de mesurer ses trois composantes dans un référentiel fixe. Le laboratoire utilise des capteurs vectoriels mais ceux-ci ne peuvent être orientés avec suffisamment de précision durant les mesures. On ne mesure donc que l'intensité du champ magnétique, pas sa direction. La notion d'anomalie magnétique correspond alors à la différence entre l'intensité du champ magnétique mesuré et celle d'un modèle, l'IGRF en général. On devrait donc écrire anomalie de l'intensité du champ magnétique et pas anomalie magnétique

au sens d'une différence de vecteurs. L'approximation toujours utilisée consiste à considérer que l'intensité du champ magnétique est faible comparé à celle du champ magnétique régional. On montre alors que l'anomalie de l'intensité du champ magnétique est la projection du champ d'anomalie dans la direction du champ magnétique régional. On peut donc à partir des anomalies de l'intensité du champ magnétique calculer le champ d'anomalie.

Pour mon travail d'interprétation je n'ai pas fait de développements théoriques, mais utilisé les opérateurs de transformation des données définis en méthodes potentielles et utilisé des programmes de modélisation et dans une moindre mesure d'inversion de données de profil magnétiques.

2.1. Opérateurs de transformation des données

Une des méthodes d'interprétation des données magnétiques consiste à utiliser des opérateurs dits de transformation en méthodes potentielles. Le principe consiste à transformer les profils ou les cartes sans faire de supposition sur les sources afin de mieux identifier les aimantations dans le sous-sol. Les principaux opérateurs utilisés dans cette thèse (cf. chapitre III et IV) sont décrits ci-dessous.

2.1.1. Double réduction au pôle :

Le premier opérateur de transformation utilisé pour interpréter les cartes d'anomalies magnétiques est généralement la double réduction au pôle (DRP). L'avantage de cet opérateur est l'élimination de l'asymétrie des anomalies (constituées généralement d'une partie positive et négative), liées aux directions de l'aimantation et au champ magnétique régional (Baranov, 1957).

L'application de la DRP consiste à rendre verticaux les vecteurs aimantation et champ magnétique régional. Elle permet de localiser les maxima ou minima d'anomalies à l'aplomb des sources aimantées (Fig. II-17B). La direction du champ magnétique régional correspondant à une zone d'étude est obtenue à partir du modèle IGRF (Thébault et al., 2015) de l'époque de la mesure. Pour la direction de l'aimantation, si on considère que l'aimantation est induite, alors elle est parallèle au champ magnétique régional. En présence d'aimantation rémanente il faut la définir pour faire le calcul. Cependant, sauf en milieu volcanique, on considère de façon générale que l'aimantation est induite. Le calcul de DRP, comme celui des autres opérateurs est fait en domaine spectral, car les équations y sont beaucoup plus simples et applicables numériquement. La DRP est définie par la formule suivante dans le domaine spectral

$$H_{drp}(u, v) = \left(\frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{iLu + iMv - N\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \left(\frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{ilu + imv - n\sqrt{u^2 + v^2}} \right)$$

avec (u, v) les fréquences spatiales dans les directions Nord et Est, (L, M, N) le vecteur unitaire du champ magnétique régional et (l, m, n) le vecteur unitaire de l'aimantation. Le spectre de la carte magnétique est multiplié par l'opérateur et après le calcul de la transformée de Fourier inverse on obtient la carte réduite au pôle.

2.1.2. Dérivée verticale fractionnaire

La dérivée verticale fractionnaire (Fig. II-17C) est généralement calculée après la DRP (Cooper et Cowan, 2003), en utilisant la formule suivante dans le domaine spectral

$$(au + bv + ic\sqrt{u^2 + v^2})^n$$

avec (u, v) les fréquences spatiales dans les directions Nord et Est, (a, b, c) les coordonnées du vecteur unitaire dans la direction de dérivation et (n) un nombre réel positif pour la dérivation ou négatif pour l'intégration. L'intérêt est aussi que n n'a pas être entier et la notion de dérivée ou intégrale à un ordre réel à un sens. Cela permet beaucoup de souplesse pour l'utilisation de ce type de transformée puisque l'on peut observer un continuum entre les données et l'ordre de dérivation final et l'illustration en est donnée au chapitre V-1. Concernant la dérivée fractionnaire verticale, il suffit de poser $a = b = 0, c = 1$.

2.1.3. Gradient horizontal

La méthode du gradient horizontal est généralement utilisée pour localiser les bordures des sources magnétiques ou gravimétriques (Fig. II-17F). Cette méthode ne nécessite que le calcul des deux dérivées horizontales fractionnaires au pas de la carte d'anomalie magnétique ou gravimétrique. L'amplitude du gradient horizontal (Grauch et Cordell, 1987) est exprimée comme suit

$$H_{hg}(x, y) = \left[\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

avec $\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}, \frac{\partial F(x, y)}{\partial y}$ les dérivées partielles de la grille dans les directions Nord et Est.

2.1.4. Tilt-depth

La transformation de Tilt-depth (Fig. II-17E) calcule l'inverse de la tangente du rapport du module des dérivées partielles horizontales avec la dérivée verticale du champ magnétique (Miller & Singh 1994, Verduzco et al. 2004, Salem et al. 2008). L'équation de cette transformation s'écrit

$$H\theta(x, y) = \tan^{-1} \frac{\frac{\partial F(x, y)}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y}\right)^2}}$$

avec $\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}$, $\frac{\partial F(x, y)}{\partial y}$, $\frac{\partial F(x, y)}{\partial z}$ les dérivées partielles de la grille dans les trois directions. Cet opérateur fournit par ailleurs une estimation sur les profondeurs des contacts verticaux (Salem et al., 2007) à condition d'avoir fait une DRP préalablement (Salem et al., 2007 ; 2008).

Cet opérateur étant un rapport de dérivées, il a pour conséquence de transformer au même ordre d'amplitude les anomalies de faible ou forte amplitude.

Les valeurs obtenues pour les profils ou les cartes sont des angles variants entre $\pm 90^\circ$. La courbe 0° correspond au contour qui délimite l'emplacement spatial des bordures des sources correspondant à des contacts verticaux et la distance entre les courbes 0° et $\pm 45^\circ$ correspond à la profondeur des sources correspondant à des contacts verticaux.

2.1.5. Signal analytique

Le signal analytique (Nabighian, 1972 ; 1974 ; Roest et al., 1992) localise des maxima sur les contours des sources magnétiques ou gravimétriques et il est défini comme la racine carrée de la somme des carrés des dérivées partielles, c'est-à-dire

$$H_{sa}(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial z}\right)^2}$$

avec $\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}$, $\frac{\partial F(x, y)}{\partial y}$, $\frac{\partial F(x, y)}{\partial z}$ les dérivées partielles de la grille dans les directions x, y, z .

2.2. Modélisation 2D

Dans les chapitres III et V, des modèles 2D ont été calculés pour différentes structures. Les programmes utilisés pour la modélisation utilisent pour les calculs la méthode de Talwani et al., (1964). En résumé, la modélisation consiste à définir un modèle de répartition d'aimantation

ou de masse dans le sous-sol et à comparer son anomalie magnétique ou gravimétrique à celle mesurée. Le travail consiste alors à modifier la géométrie des objets et leur aimantation ou densité de manière à ce que l'anomalie calculée corresponde à l'anomalie mesurée.

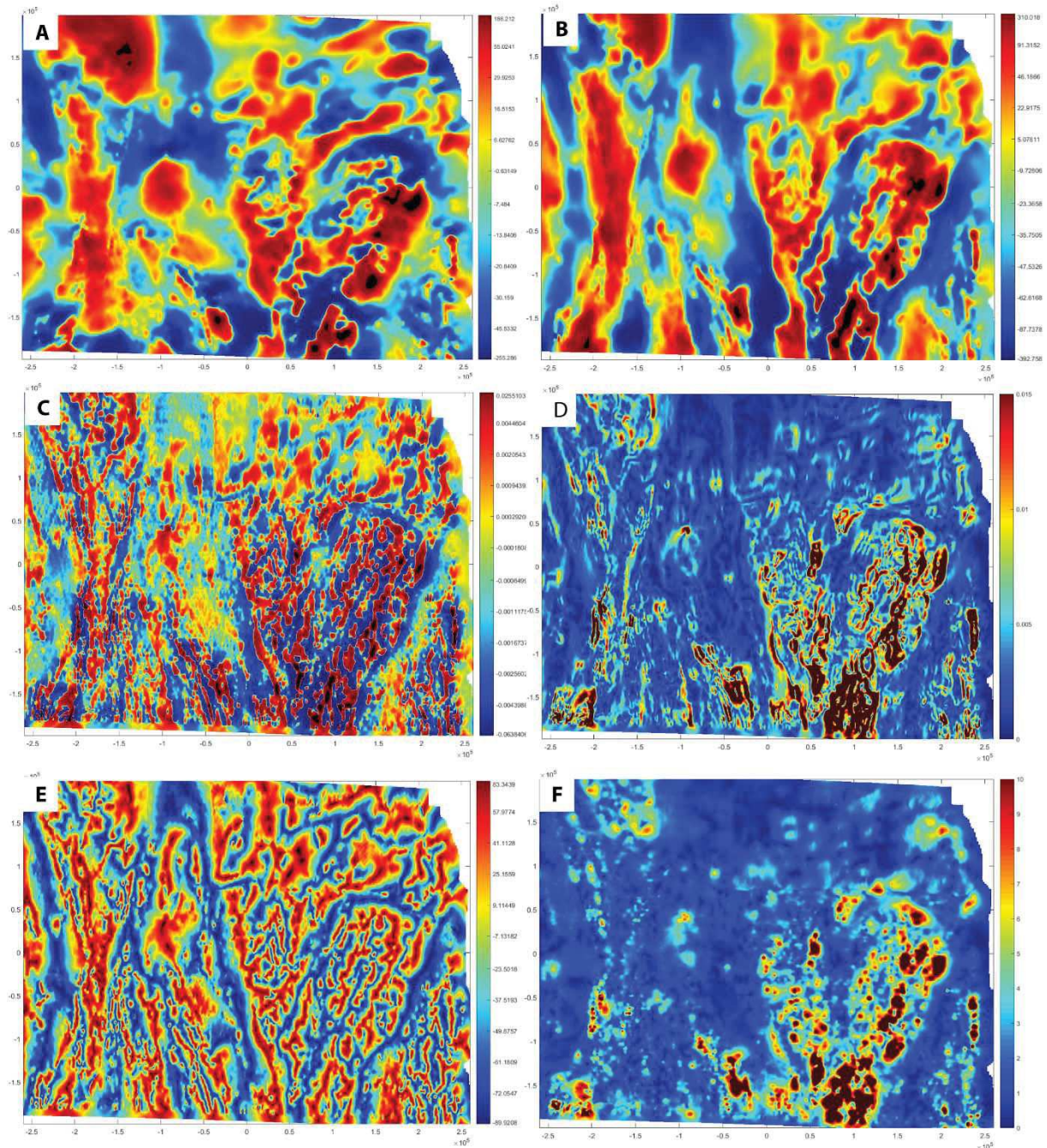


Figure II-17 : Application des différents opérateurs de transformation sur (A) la carte d'anomalie magnétique du bassin d'Illizi (IL32) ; (B) carte de double réduction au pôle ; (C) carte de dérivée verticale fractionnelle à l'ordre 1.3 ; (D) Carte du gradient horizontal à l'ordre 1 ; (E) Carte de Tilt-depth ; (D) Carte du signal analytique.

3. Logiciels et programmes de traitement, interprétation et modélisation des données

Les traitements, interprétations et modélisations 2D des données géophysiques ont nécessité l'utilisation de divers logiciels et programmes.

- **QGIS (outils SIG)**

QGIS, logiciel libre du Système d'Informations Géographiques (*QGIS 3.2*, 2018), a servi de base pour toutes les interprétations proposées dans cette étude. Dans le but de visualiser, corrélérer et interpréter les données disponibles, un projet a été créé pour chaque zone d'étude et pour chaque problématique soulevée. Nous avons répertorié des cartes géologiques, des cartes structurales, des modèles numériques de terrain, des cartes magnétiques et gravimétriques et leur transformées. De plus, nous avons conçu à l'aide de ce logiciel les cartes géologiques utilisées dans les chapitres III et IV (Figs III-1 et IV-1).

- **Programmes APPLIMAG et MODGM2D**

Les applications *APPLIMAG* et *MODGM2D* développées par le laboratoire utilisent le logiciel Matlab (<http://www.mathworks.fr>). *APPLIMAG* est utilisé pour tous les traitements et l'interprétation des données magnétiques et gravimétriques. *MODGM2D* est le programme de modélisation/inversion qui permet de calculer les anomalies magnétiques et gravimétriques de structures à deux dimensions. Le programme utilise les équations de la méthode de Talwani et al. (1964).

- **OASIS MONTAJ**

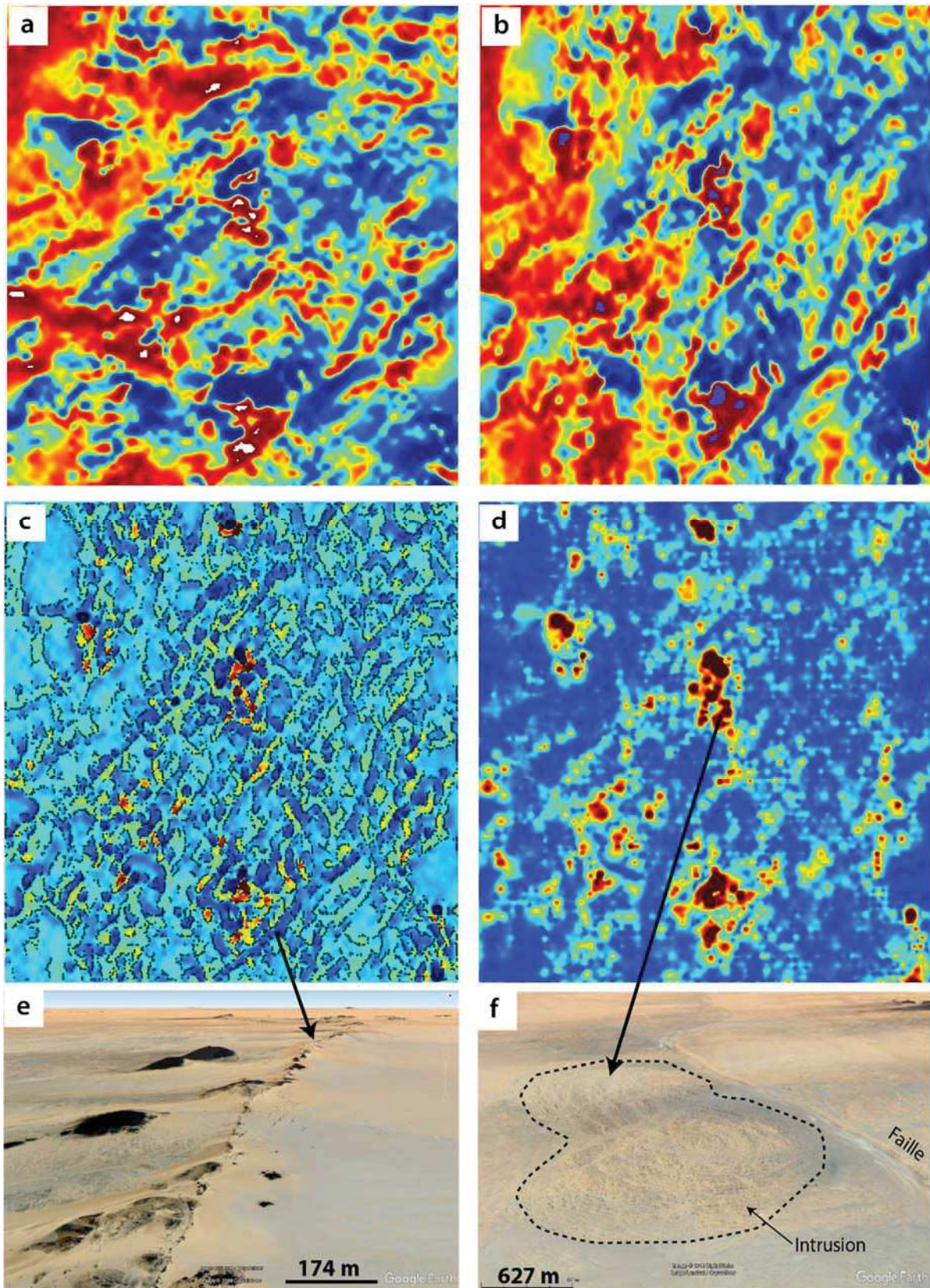
OASIS MONTAJ de GEOSOFT (Oasis Montaj, 2018) est un programme couramment utilisé en géophysique par les industriels. Il a été utilisé pour extraire des profils 2D des cartes magnétiques et gravimétriques dans l'objectif de calculer des modèles 2D sous le module GMSYS1-2D. Ce module permet une modélisation 2D conjointe des profils magnétiques, gravimétriques et des sections sismiques (Chapitre III, IV, V), et pareillement que *MODGM2D*, ce programme est aussi basé sur la méthode de Talwani et al. (1964).

- **PETREL**

PETREL (Schlumberger, 2017) a été utilisé pour l'interprétation des données sismiques 2D et 3D (cf. chapitre IV). Le module « Petrel Seismic Interpretation » est essentiellement utilisé pour notre étude. Ce logiciel dispose de divers outils permettant de répondre aux problématiques structurales et stratigraphiques les plus complexes, de l'exploration régionale au développement de réservoirs.

CHAPIRE III

The Tuareg shield terranes revisited and extended towards the northern Gondwana margin: magnetic and gravimetric constraints



Cartes magnétiques transformées (a. Anomalies magnétiques ; b. Anomalies magnétiques réduite au pôle ; c. Dérivée verticale ; d. Signal analytique) ; mettant en évidence linéations magnétiques et (f) failles et (f) intrusions magmatiques (images de Google-Earth) dans le socle du Hoggar sur. (Echelle de cartes magnétiques : 1x1 degré décimal)

Sommaire

1. Introduction	61
2. Geological Setting	64
3. Potential field data.....	70
3.1. Magnetic and gravimetric datasets	70
3.2. Potential Field transforms.....	70
4. Magnetic and gravimetric interpretation	76
4.1. Eastern unit Set.....	78
4.2. Central unit set.....	80
4.3. Western Unit set	83
4.4. Northern unit Set	84
4.5. Forward modeling.....	86
5. Discussion	89
5.1. Comparison with the geological framework	89
5.1.1. Around the western boundary of the Saharan Metacraton: UE1, UE2, UE3 and UC1	91
5.1.2. The LATEA metacraton: UC2 and UC3	92
5.1.3. The LATEA metacraton: UC2 and UC3	94
5.1.4. The Pharusian belt: UC4, UC5 and UC6	95
5.1.5. The boundary zone between the Tuareg Shield and the WAC: Uw1 and Uw2 (and Uw3-6)	96
5.1.6. Northern units (UN1 and UN2).....	98
5.2. Extension of geophysical units below Phanerozoic cover and implications	99
5.3. Relations between geophysical units and Phanerozoic sedimentary basins.....	102
5.4. Relations between geophysical units and Late-Ediacaran to Quaternary intraplate magmatism	108
5.5. Further considerations	111
6. Conclusion.....	115
Acknowledgements	117
References	118

L'objectif initial de cette étude constituant ce troisième chapitre était de contribuer aux débats portant sur l'importance du contrôle des structures de socle héritées sur la distribution des paléovallées glaciaires de l'Ordovicien terminal (cf. Chapitre IV). L'idée était de mettre en évidence une corrélation spatiale entre les linéations magnétiques d'origine tectonique et les paléovallées. Pour cela, une connaissance approfondie des structures issues de l'orogène panafricain était nécessaire sur l'ensemble de la partie sud-orientale de la plateforme saharienne algérienne. Cependant, il est bien vite apparu qu'à partir des données de méthodes potentielles disponibles, restées jusqu'ici largement sous-exploitées, il était possible de proposer une révision de la compartimentalisation du socle panafricain. Si le bassin d'Illizi et les régions voisines constituent le chantier phare de cette thèse, cette compartimentalisation du socle a imposé d'étendre l'interprétation des structures panafricaines à l'échelle NW de l'Afrique. Cette étude aboutit finalement à une révision de l'évolution protérozoïque à phanérozoïque de ce domaine.

Ce travail prend la forme d'un manuscrit publié dans la revue « *Earth Science-Reviews* » (Brahimi et al., 2018). Nous en présentons brièvement un résumé en français, avant de passer à la présentation du manuscrit en anglais dans sa version acceptée. La reproduction de l'article de la version imprimée de l'article n'est sans doute pas légale sans l'autorisation du journal.

STRUCTURE GEOPHYSIQUE (MAGNETISME ET GRAVIMETRIE) DU SOCLE DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE, IMPLICATIONS POUR L'OROGENESE PANAFRICAIN

Résumé :

La ceinture orogénique trans-saharienne est l'un des plus importants systèmes du cycle panafricain qui, à la fin du Néoprotérozoïque, a conduit à la formation du supercontinent Gondwana. Elle est marquée par l'ouverture et la fermeture de domaines océaniques, la collision de blocs continentaux et la déformation d'importants bassins sédimentaires syn-orogéniques. Elle s'étend linéairement sur un axe submériidien, sur une distance de 3000 km en Afrique de l'Ouest, et comprend les boucliers Touareg et Nigérien ainsi que leurs équivalents sous les bassins sédimentaires phanérozoïques pétrolifères de la plate-forme saharienne.

L'analyse par méthodes potentielles (magnétisme et gravimétrie) des structures crustales des terranes du bouclier Touareg et principalement leur extension sous les bassins sahariens

début avec une compilation des grilles de données magnétiques et gravimétriques de basse (satellites) et haute (aériennes) résolution. Les unités géophysiques sont définies sur la base de l'analyse des différentes cartes transformées. Chaque unité est définie en fonction de la signature magnétique et/ou gravimétrique qui lui est propre (taille, intensité et orientation des anomalies). Les unités sont délimitées par des linéaments géophysiques de premier ordre, correspondant soit à des changements significatifs de la disposition des anomalies, soit à des gradients abrupts. Des sous-unités et linéaments de second ou troisième ordre sont également définis.

Au final, une carte de compartimentalisation géophysique des structures crustales à l'échelle continentale est obtenue et plusieurs aspects sont discutés dans ce travail :

- (i) *Comparaison avec le cadre géologique* : l'architecture d'ensemble de cette nouvelle compartimentalisation géophysique des structures crustales est compatible avec celle établie par les études géologiques et géochimiques antérieures (Liégeois, 2019). Toutefois, de nouvelles contraintes sont apportées, permettant une meilleure compréhension du développement de la ceinture orogénique trans-saharienne.
- (ii) *Extension des unités géophysiques sous les bassins phanérozoïques* : cette étude permet une visualisation des terranes du bouclier Touareg sur plus de 1000 km sous les bassins sédimentaires. La concordance entre la structuration géophysique et géologique des terranes en affleurement a permis de déterminer la structure et la nature des terranes sous les bassins telle que définie par les données géophysiques. Des structures à terminaisons courbes sont cartographiées pour la première fois mais leur origine dans le contexte trans-saharien reste mal comprise.
- (iii) *Relation entre unités géophysiques et bassins sédimentaires phanérozoïques* : ce travail met en lumière le rôle important de l'héritage structural (terranes panafricains, cratons et métacratons, zones de cisaillement crustal...) sur la configuration des séries sédimentaires des bassins nord-et sud-sahariens.
- (iv) *Organisation et signature des unités géophysiques et rhéologie des terranes* : cette étude permet d'établir une carte rhéologique montrant la compartimentation du socle du bouclier Touareg jusqu'à l'Atlas saharien. Ces unités mettent en évidence, particulièrement, le comportement rhéologique contrasté des terranes panafricains pendant l'échappement tectonique vers le nord.
- (v) *Mise en évidence d'un domaine transverse d'orientation Est-Ouest* : cette étude a permis d'imager le nord de la plate-forme nord-gondwanienne avec la mise en évidence inédite

d'un domaine rigide orienté E-W localisé entre la bordure nord des terranes panafricains et la bordure sud de l'Atlas Saharien. La prise en compte de cette entité d'échelle crustale permettra d'élucider la relation entre la ceinture trans-saharienne panafricaine et la ceinture cadomienne européenne d'où émergeront ensuite les terranes péri-gondwaniens.

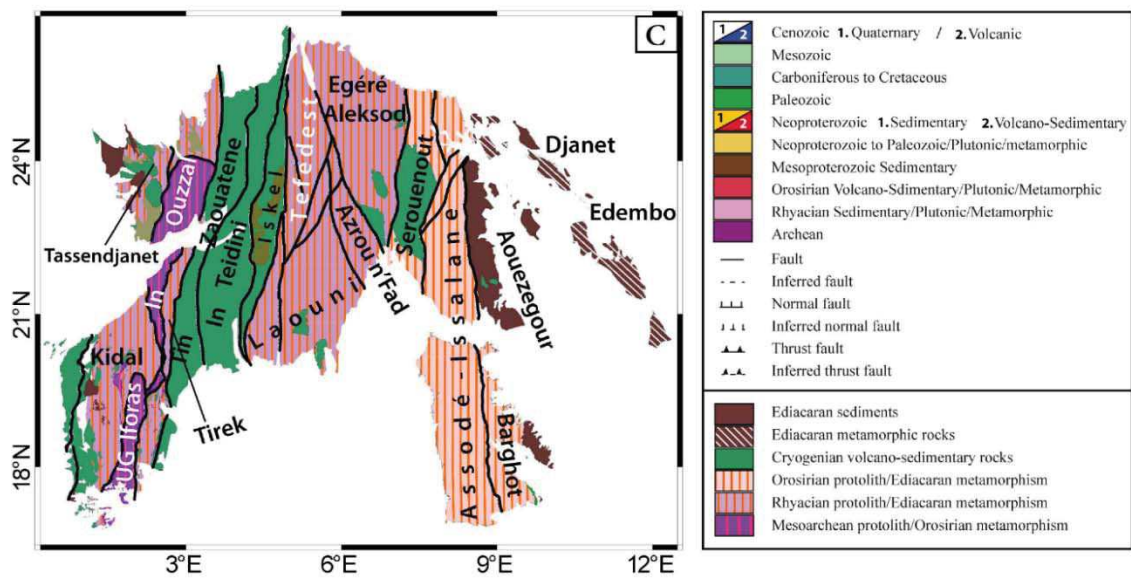
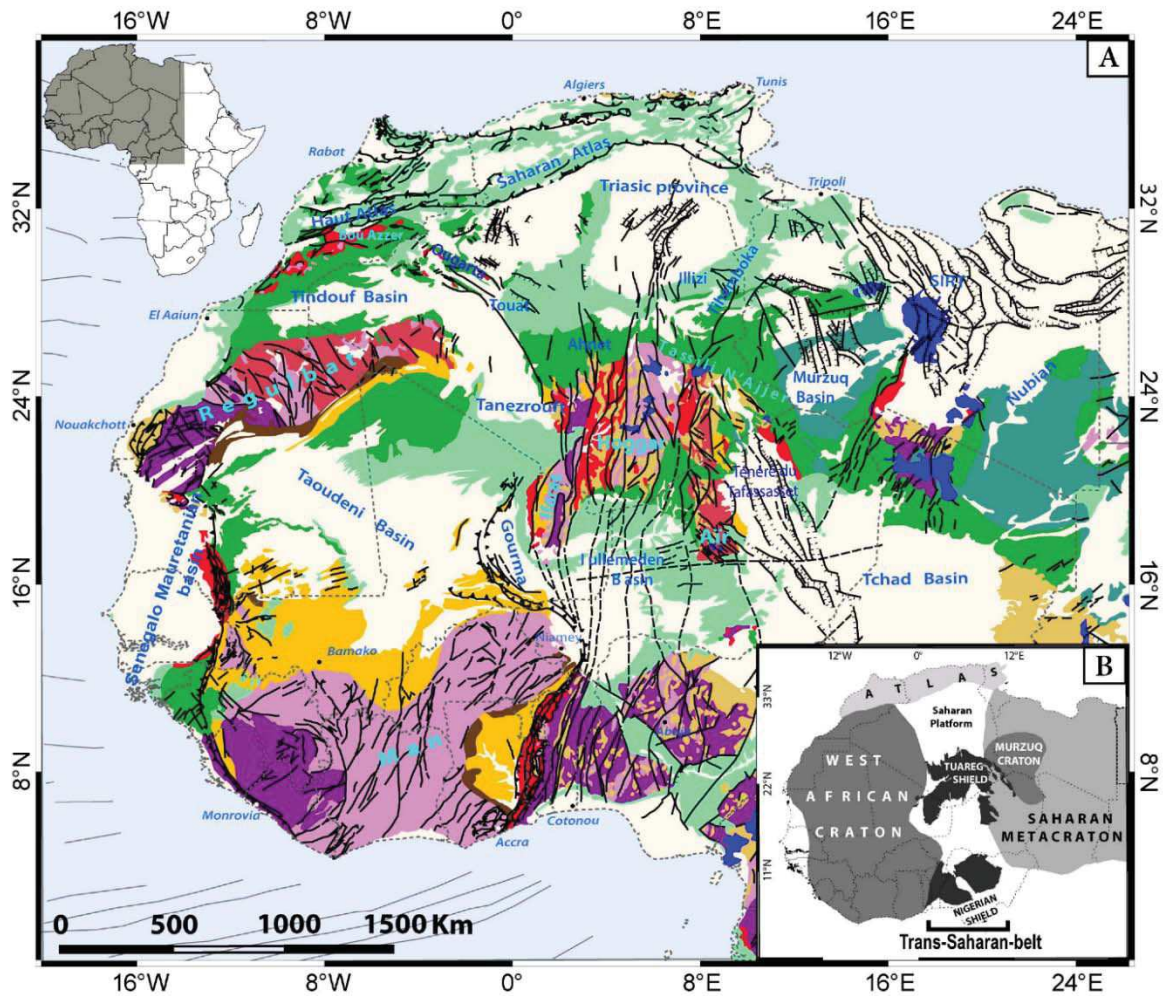
1. Introduction

The Trans-Saharan Belt is one of the most important orogenic system constitutive of the Pan-African orogenic cycle (Fig. III-1), which, at the end of the Neoproterozoic (~540 Ma), led to the formation of the Gondwana Supercontinent (Bertrand and Caby, 1978; Black et al., 1979; Caby et al., 1981; Trompette, 1994; Kröner and Stern, 2005; Fritz et al., 2013; Oriolo et al., 2017). This belt represents a major crustal growth event, but also a major place where pre-existing cratons have been variably reactivated (metacraton sensu Liégeois et al., 2013).

The Trans-Saharan Belt formed in between the West African Craton (WAC) to the west, and the Saharan Metacraton (SmC) to the east (Fig. III-1B). It extends from north to south over a distance of 3000 km, including the Nigerian Shield and the Tuareg Shield as well as their prolongations beneath the Phanerozoic North- and South-Saharan sedimentary basins (Coward and Ries, 2003). In this study, we focus more particularly on the crustal-scale structure of the Tuareg Shield and their oil-rich northern counterparts beneath the North Sahara basins (Beuf, 1971; Fabre, 1976; Black et al., 1994; Boote et al., 1998; Fekirine and Abdallah, 1998; Bumby and Guiraud, 2005; Guiraud et al., 2005; Craig et al., 2008; Eschard et al., 2010; Galeazzi et al., 2010).

Following several decades of geological studies (structural geology, geochronology, petrology), the overall Neoproterozoic development of the Trans-Saharan Belt is understood as resulting from the development and closure of separate oceanic domains located in between older continental domains. The general closure occurred at c. 600 Ma. It resulted from a process of post-collisional indentation of the WAC causing the expulsion of lithospheric/crustal blocks to the north, along submeridian strike-slip shear zones (Bertrand et al., 1978; Black et al., 1994; Liégeois et al., 1994; Coward and Ries, 2003; Haddoum et al., 2013). This process was associated to post-collisional lateral continental escape tectonics, initially described in the Aïr along the Saharan Metacraton (SmC), which acted as a large rigid body (Black and Liégeois, 1993; Liégeois et al., 1994). As a consequence, the Tuareg Shield is composed of both old cratonic terranes more or less reactivated and young juvenile terranes (Black et al., 1994; Liégeois et al., 2003; Fig. III-1C). An outstanding situation here is the preservation of the entire width of the orogen from the western indenter (West African

Craton) towards the inland continent (Saharan Metacraton), no later oceanic openings that could have dispersed the different protagonists having existed (Fig. III-1B).



The effects of the Phanerozoic evolution are limited to intraplate deformation (Boote et al., 1998; Haddoum et al., 2001) and magmatism (Derder et al., 2016 and references therein) during the Paleozoic and the Cenozoic (Galeazzi et al., 2010), the latter timespan being associated with the doming of the Tuareg Shield (Rougier et al., 2013) and coeval volcanism (Liégeois et al., 2005). This means that the Trans-Saharan trans-current mega shear zones exposed in the Tuareg Shield, the most important of them delineating the Tuareg terranes, preserved at outcrop a linear disposition, whose continuation to the north might have impacted the development of sedimentary basins and intervening structural highs in northern Sahara (e.g. Coward and Ries, 2003; Eschard et al., 2010; Craig et al., 2008; Fig. III-1A). This questions the distribution and geometries of the northward prolongation of the Tuareg terranes. Do they maintain essentially submeridian dispositions further north beneath the basins? Or, as it is frequently the case for similar structure worldwide (Ramsay, 1980; Sacchi and Cadoppi, 1988; Gray et al., 2008; Johnston et al., 2013; Brooke-Barnett and Rosenbaum, 2015) are they associated with major curvature and/or oroclinal structures?

Preliminary gravimetric (Takherist, 1991) and magnetic (Bournas et al., 2003) regional studies have confirmed the first-order geological framework established for the Tuareg Shield, showing in addition the continuation for hundreds of kilometers of some of the Pan-African structures beneath the sedimentary cover, their reconnaissance being facilitated by their Variscan reworking that can be important (e.g. Haddoum et al., 2001; Coward and Ries, 2003). In the present contribution, we take advantage of potential field methods to track Pan-African structures far deeper under the whole of the North Sahara sedimentary basins, offering a >1000 km extension of the study area. In particular, we are able to highlight curved terminations, which in the Trans-Saharan context have been so far poorly documented. Further, it provides an original perspective of the terrane compartmentalization scheme based on the geophysics, allowing a fruitful comparison with the geological tectonostratigraphic delineation. Finally, we discuss implications regarding the tectonic significance of the Trans-Saharan structures in the Pan-African context, their impact on the development of the overlying Phanerozoic sedimentary basins and on the distribution of post-Pan-African magmatism.

Figure III-1: (A) Geological map of North West Africa modified from BRGM (Milesi et al., (2004) and Thiéblemont (2016)); (B) Distribution of main geotectonic entities; (C) A focus on the Tuareg Shield showing terranes and their boundaries.

2. Geological Setting

West Africa is made of several major geological domains (Fig. III-1):

(1) To the north, the Maghrebian orogenic system is a result of the Late Cretaceous-Cenozoic convergence of African and European continents through the subduction of the Tethys Ocean towards the north. Overall, two parallel belts can be distinguished. Along the Mediterranean Sea, the Rif (Morocco) and Tell (Algeria) system form the Maghrebides that is a classical Alpine belt that resulted from the closure of the Tethys oceanic domain with a current complex plate configuration in the western Mediterranean domain (Frizon de Lamotte et al., 2006 and references therein; Fig. III-1). The most southern belts, the High Atlas to the west in Morocco and the Saharan Atlas together with the Aurès and the High Plateau domain in Algeria, are by contrast intracontinental belts that resulted from the inversion of pre-existent continental Mesozoic rift systems (e.g. Frizon de Lamotte et al., 2009). This inversion occurred in two phases, first between the Middle Eocene and the Aquitanian (major folds) and second during the Pleistocene (folds and thrusts) (Benaouali-Mebarek et al., 2006 and references therein).

(2) The West African Craton (Jessell et al., 2016) is mostly stable for 2 Ga (Rocci et al., 1991; Schofield et al., 2006; De Waele et al., 2015). It comprises two large shields (Man and Reguibat) with 2.35-2.0 Ga juvenile mostly greenschist volcano-sedimentary rocks and granitoid —Birimian series affected by the Eburnean orogeny— to the east, and with Archean (3.5-2.7 Ga) nuclei to the west (Fig. III-1A). Three smaller basement inliers are only composed of Paleoproterozoic rocks: the Kayes and Kenieba inliers to the west and those of the Anti-Atlas range to the north (Lelubre, 1979; Ennih and Liégeois, 2008; Abati et al., 2012; Wane et al., 2017). The WAC comprises three main intracratonic basins (the large central Taoudeni basin and the smaller Tindouf and Volta basins, to the north and south-west, respectively) and the Gourma aulacogen to the east (Moussine-Pouchkine and Bertrand-Sarfati, 1978; Villeneuve, 2005; Deynoux et al., 2006; Lottaroli et al., 2009). These basins comprise mostly Tonian to Devonian-Carboniferous sediments. The West African Craton is surrounded by Pan-African belts, including the Trans-Saharan Belt. At the end of the Neoproterozoic, following the closure of several oceans, the West African Craton played the role of a rigid indenter during the subsequent convergence including a slightly oblique collision to the east towards the Trans-Saharan Belt and a nearly tangential collision to the north in the Anti-Atlas where its margin was metacratonized (Ennih and Liégeois, 2008; Liégeois et al., 2013; Toummite et al., 2013).

(3) The Tuareg Shield (Fig. III-C1) is a 500,000 km² Cenozoic swell (Rougier et al., 2013; English et al., 2017) that brought up to the surface a Precambrian orogen that is in turn surrounded by Phanerozoic, mostly Paleozoic, sediments (Beuf, 1971; Fabre and Kazi-Tani, 2005; Eschard et al., 2010). The Tuareg Shield geology is complex due to the superposition of several collisional orogenies following ocean closures (with both continental subduction and accretion; Vanderhaeghe and Duchêne, 2010), and rifting events since the Archean with, during the Neoproterozoic Pan-African orogeny, both the collage of juvenile and old terranes (arc accretions) and the variable reworking of the latter. Early collision-related compressional events were major thrusts of juvenile terranes over cratonic blocks. Later, the general post-collisional northerly-directed tectonic escape of all the Tuareg terranes, coeval with metacratonization of the continental terranes in the 630-580 Ma period (Liégeois et al., 1987; 1998; 2003; Abdallah et al., 2007) induced large offsets estimated to hundreds of kilometers in response to the WAC indentation (Black et al., 1994; Liégeois et al., 2003). The final late Murzukian compressional event (575-555 Ma) concerned only the western margin of the SmC in Eastern Hoggar (Fezaa et al., 2010). This event resulted in a major intracontinental metacratonization (Liégeois et al., 2013), when the WAC convergence was already finished, leaving intact the Murzuq cratonic nucleus and variably affecting the Eastern Hoggar terranes (Fezaa et al., 2010; Liégeois et al., 2013).

The definition of 23 terranes accounts for this polyphased evolution (Black et al., 1994; Fig. III-1C). Terrane clusters define several major geotectonic entities. In the center, the LATEA metacraton (Laouni–Azrou-n'Fad–Tefedest–Egéré–Aleksod terranes) is composed of an Archean-Paleoproterozoic granulite-amphibolite facies basement (mostly 2.7, 2.1 and 1.9 Ga; Peucat et al., 2003; Bendaoud et al., 2008) variably reactivated during the Pan-African orogeny that generated high-temperature greenschist to amphibolite metamorphisms, locally up to eclogite-facies, large movements along mega-shear zones and intrusion of large granitoid batholiths during the 630-580 Ma period (Liégeois et al., 2003; Abdallah et al., 2007). To the west, with the exception of the In Ouzzal terrane, the terranes in between LATEA and the WAC (Iskel, In Tedeini, Tin Zaouatène, Tirek, Tassendjanet, Kidal, Tilemsi and Timetrine) are dominated by Neoproterozoic juvenile volcano-sedimentary material also intruded by large granitoid batholiths; they have been often referred to as the Pharusian belt. Immediately west of LATEA, the Iskel terrane is characterized by several Neoproterozoic age segments from 870 to 635 Ma, mostly attributed to oceanic island arc material but with also the presence of platform sediments such as stromatolite-bearing limestones (Gravelle and Lelubre, 1957; Caby et al., 1982; Bechiri-Benmerzoug et al., 2011). This terrane is considered

as resting on the LATEA lithosphere (Azzouni-Sekkal et al., 2003; Liégeois et al., 2003). The In Tedeini terrane is probably the most typical Pharusian terrane, being only made by greenschist facies volcano-sedimentary rocks, if excepting the later batholiths. The Tin Zaouatène terrane share some characteristics but involves more amphibolite-facies rocks associated with migmatites and anatectic granites (Black et al., 1994), suggesting a more continental environment. This is also the case of the Tirek, Kidal and Tassendjanet terranes where Paleoproterozoic basement is assessed apart from the Neoproterozoic volcano-sedimentary sequences (Bosch et al., 2016 and references therein). The Kidal terrane is characterized by the presence of a large subduction-related and post-collisional composite high-K calc-alkaline batholith, followed by a large alkaline-peralkaline province comprising ring-complexes, dyke swarm and lavas (Liégeois et al., 1987; Liégeois and Black, 1987). More to the west, the Tilemsi terrane is a 730-700 Ma oceanic island arc probably thrust towards the WAC as is the Timetrine terrane, a low P /high P ophiolitic sequence associated with shelf metasedimentary rocks (Black et al., 1994). Within this western assemblage of terranes is present a truly exotic terrane, the In Ouzzal terrane and its southern equivalent, but more retromorphosed, the Iforas Granulitic Unit (UGI). This terrane is made of Archean rocks that were subjected to a very high-T metamorphism ($>1000^{\circ}\text{C}$ and 10-11 kbar; Ouzegane et al., 2003) at c. 2 Ga (Haddoum et al., 1994; Peucat et al., 1996). It has been only slightly affected by the Pan-African orogeny despite its significant escape to the north during that period (Haddoum et al., 2013). The latter essentially induced faults that allowed the intrusion of some high-level granitic plutons in brittle conditions such as the Tihimatine pluton dated at 600 ± 5 Ma at a time when large high-K calc-alkaline granitoid batholiths emplaced in the adjacent terranes under ductile conditions tied to regional amphibolite facies metamorphism (Fezaa et al., in press).

To the SE of LATEA, the Serouenout terrane is mostly made of juvenile oceanic lithologies including the white schists association (Adjerid et al., 2015). As the Iskel terrane to the west, it rests upon the LATEA basement. Bounding the whole LATEA eastern flank and more to the south in Aïr (Niger), the Assodé-Issalane terrane is characterized by a high-temperature, low-pressure, amphibolite-facies metamorphism that regionally led to crustal partial melting. It resulted in abundant migmatites and the regional Renatt crustal granite, absent elsewhere in the Tuareg Shield. The Assodé-Issalane terrane is bounded on both sides by mega-shear zones (Liégeois et al., 1994). Its eastern side corresponds to the Raghane mega-shear zone that is the western boundary of the Saharan Metacraton (Abdelsalam et al., 2002).

In the LATEA metacraton, late events are limited to the intrusion of the Taourirt upper level magmatic province (550-520 Ma; Azzouni-Sekkal et al., 2003). More recently, during the Cenozoic, LATEA was the locus of an intraplate silica-undersaturated volcanism temporally linked to the doming of the Hoggar since the Eocene and/or stress-induced reactivation of the Pan-African shear zones during the Africa-Europe convergence (Benyahia et al., 2005; Liégeois et al., 2005; Rougier et al., 2013; Bouzid et al., 2015; English et al., 2017).

(4) Eastern Hoggar is comprised within the Saharan Metacraton (SmC) whose western boundary is the Raghane shear-zone (Abdelsalam et al., 2002; Fig. III-1). A metacraton is a craton that has been remobilized during an orogenic event but is still recognizable dominantly through its rheological, geochronological and isotopic characteristics (Abdelsalam et al., 2002). The SmC extends from the Tuareg Shield to the Arabian-Nubian Shield on 500,000 km² (Fig. III-1B). This is a large Archean/Paleoproterozoic continental tract that behaved as a single block during the Mesoproterozoic and the Neoproterozoic but was largely, although unevenly, remobilized during the Pan-African orogeny (Abdelsalam et al., 2002; Liégeois et al., 2013; Oriolo et al., 2017). During the main phase of the Pan-African orogeny (630-580 Ma; Bertrand et al., 1986; Liégeois et al., 1987, 1994, 2003; Abdallah et al., 2007), the SmC essentially behaved as a cratonic domain and was the locus of the sedimentation of the westerly-derived Hoggar molasse (Fezaa et al., 2010). Its most western region was metacratonized (Barghot terrane; Liégeois et al., 1994; Liégeois et al., 2013), overthrust by oceanic material (Aouzegueur terrane, including an ophiolite; Boullier, 1991) and intruded by various granitoids during all the Neoproterozoic (Liégeois et al., 1994; Henry et al., 2009; Nouar et al., 2011). Eastern Hoggar was metacratonized late in the Pan-African evolution, during the late Murzukian episode (575-550 Ma), which generated shear zones and granitoid intrusions associated with greenschist facies (Djanet terrane) or amphibolite facies (Edembo terrane) high-temperature metamorphism (Fezaa et al., 2010). To the east of the Djanet terrane, several geological and geophysical features argue for the presence of a craton beneath the Murzuq basin (Fezaa et al., 2010), this Murzuq Craton being a rigid nucleus that survived from the large metacratonization that led to the formation of the SmC (Liégeois et al., 2013).

(5) The Tuareg Shield disappears to the north below the North Sahara basins and to the south below the Iullemeden and Tim Mersoï basins (Beuf, 1971; Kogbe, 1981; Zanguina et al., 1998; Craig et al., 2008). The Phanerozoic sediment cover, deposited in an overall platform setting, initiated in the Cambrian, at least in the northern part of the platform (Eschard et al., 2005; Fabre and Kazi-Tani, 2005; Ghienne et al., 2007). It is subdivided in two main cycles—the Gondwana and Tethyan Super-Cycles of (Boote et al., 1998)— bounded by the upper

Carboniferous–lower Permian Hercynian Unconformity (Galeazzi et al., 2010). Clastic sediments, initially of local origin, then quickly derived mostly from remote southern sources during most of the Paleozoic (Meinhold et al., 2011; Avigad et al., 2017 and references therein), though northern provenances have occurred to the north of the platform in relation with uppermost Paleozoic lowermost Mesozoic topographies (Conrad, 1969). Mixed clastic-carbonate systems prevail after the Trias, when the platform was part of the southern margin of the Tethysian realm (Guiraud et al., 2005; Aloui et al., 2012). The cratonic platform includes series of intraplate fault-bounded highs to domal arches, the significance, activation and spatial distribution of which, variable through time (e.g. inversion structures), form a complex mosaic of Paleozoic to Cenozoic basins and sub-basins (Takherist, 1991; Askri et al., 1994; Boote et al., 1998; Fekirine and Abdallah, 1998; Coward and Ries, 2003; Guiraud et al., 2005; Craig et al., 2008; Eschard et al., 2010; Galeazzi et al., 2010; Ghienne et al., 2013 ; Carruba et al., 2014). Tentative prolongation of the Tuareg terranes to the south are very scarce: (i) the 4°50' shear zone (close to the western boundary of the LATEA metacraton) has been for long considered to be correlated to the Kandi fault in Benin and even to the Sobral fault in Brazil (Caby, 1989), meaning the Western Hoggar terranes must be closed quite rapidly to the south; (ii) the Eastern Hoggar molasse has been correlated to a similar series in Eastern Damagaram in southern Niger (Black et al., 1991); (iii) the shear zone bounding the Assodé-Issalane terrane to the west can be followed to the west of Air below the Phanerozoic sediments (Liégeois et al., 1994). To the north, there was tentative correlations between some Tuareg terranes and basement highs imaged by geophysics below the North Sahara basins such as the In Ouzzal terrane and the Idjerane High or the western LATEA boundary (Tefedest terrane) and the ridge expanding from the Amguid Spur to the El Abiod Arch, both of which likely corresponding to perennial highs (Takherist and Lesquer, 1989; Coward and Ries, 2003; Galeazzi et al., 2010). But as a whole, it was not easy to understand the basement evolution of the different North Sahara basins solely on the basis of the Tuareg terrane structures, in particular regarding WSW-ENE to WNW-ESE structures (e.g. Ahara, Talemzane or al Qarqaf Arches of Eschard et al., (2010)). The latter, mostly perpendicular to the Pan-African grain, would be less easily prone to (re-)activation than submeridian fault zones inherited from the Pan-African orogen (e.g. Haddoum et al., 2001).

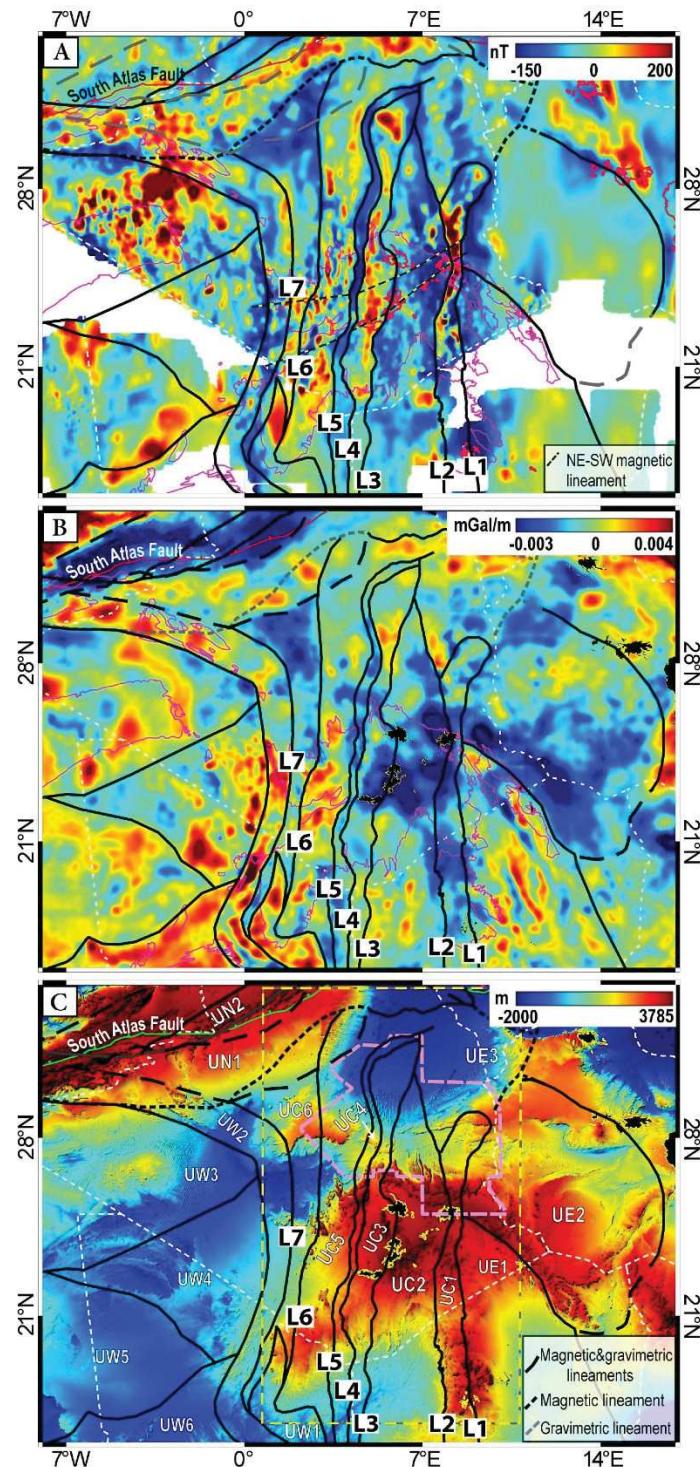


Figure III-2: Magnetic and gravimetric anomalies in and around the Tuareg Shield. (A) Magnetic anomaly map reduced to the pole from the Global Earth Magnetic Anomaly Grid (EMAG2); (B) Vertical derivative of the Bouguer anomalies from the World Gravity Map (WGM2012); (C) Digital Earth Model from the SRTM Digital Elevation Model database. Pink dashed shape outlines the global aeromagnetic grid (Surveys & Grid); Yellow dashed rectangle locates the Figure 2. UE1-3: Eastern Unit set, UC1-6: Central Unit set, UW1-3: Western Unit set, UN1-2: Northern Unit set; L1-L7: major lineaments bounding magnetic units from the Central Unit set.

3. Potential field data

3.1. Magnetic and gravimetric datasets

We are using in this study (1) a grid of magnetic data of low-resolution for the continental-scale interpretation (Fig. III-2A), which corresponds to a portion of the Global Earth Magnetic Anomaly Grid 'EMAG2'. Data used in EMAG2 was compiled from satellite, marine and airborne magnetic measurements, and the grid has a 2-arc-minute resolution (3.7 km) and corresponds to the intensity of the magnetic field 4 km above sea level (Maus et al., 2009). Data covering the Algerian territory compiled in EMAG2 was provided originally from the magnetic airborne surveys achieved by Aero Service Corporation and where upward continued 4 km above the sea level (Bournas et al., 2007); (2) A homogeneous aeromagnetic grid data with 800 m node spacing at higher resolution, covering the sedimentary basins of the central and eastern parts of the Algerian Saharan Platform. This global grid is the compilation of four surveys (Ihriri, Dider, Amguid and Triassic province) and a grid (Illizi) with the same resolution as the surveys. These data were acquired by Aero Service Corporation for the account of Algerian government-owned companies (SONATRACH and SONAREM) during the early 1970's. The flight altitude above ground is constant for all aeromagnetic surveys with an average of 150 m and constant sampling interval of 46 m along in-lines and tie-lines. Survey parameters are shown in Table III-1. The available data files contain the Total Magnetic Intensity values (TMI). According to Aero Service reports (Aero Service, 1972), grid data (Illizi) is digitized from a TMI contour map at 1: 500,000-scale. The interpolation method we use to calculate the grid data is based on the gridfit software written using MATLAB (D'Errico, 2010); (3) A reduced to the pole magnetic map in raster format (Bournas et al., 2004) covering the Hoggar area, which original data were obtained from a survey carried out by Aero Service Corporation, with 2 km line spacing and 150 m above ground level; (4) A Bouguer anomaly gravity grid extracted from World Gravity Map 'WGM2012' (Bonvalot et al., 2012; Fig. III-2B). The WGM is derived from Earth Gravity Models EGM2008 and DTU10 and includes high-resolution terrain corrections derived from ETOPO1 model (Fig. III-2C). It has been computed by the Bureau Gravimétrique International (BGI).

3.2. Potential Field transforms

The first transform used to interpret the TMI map is the double reduction to the pole (DRP). The advantage of this operator is the elimination of skewness of the anomalies, related

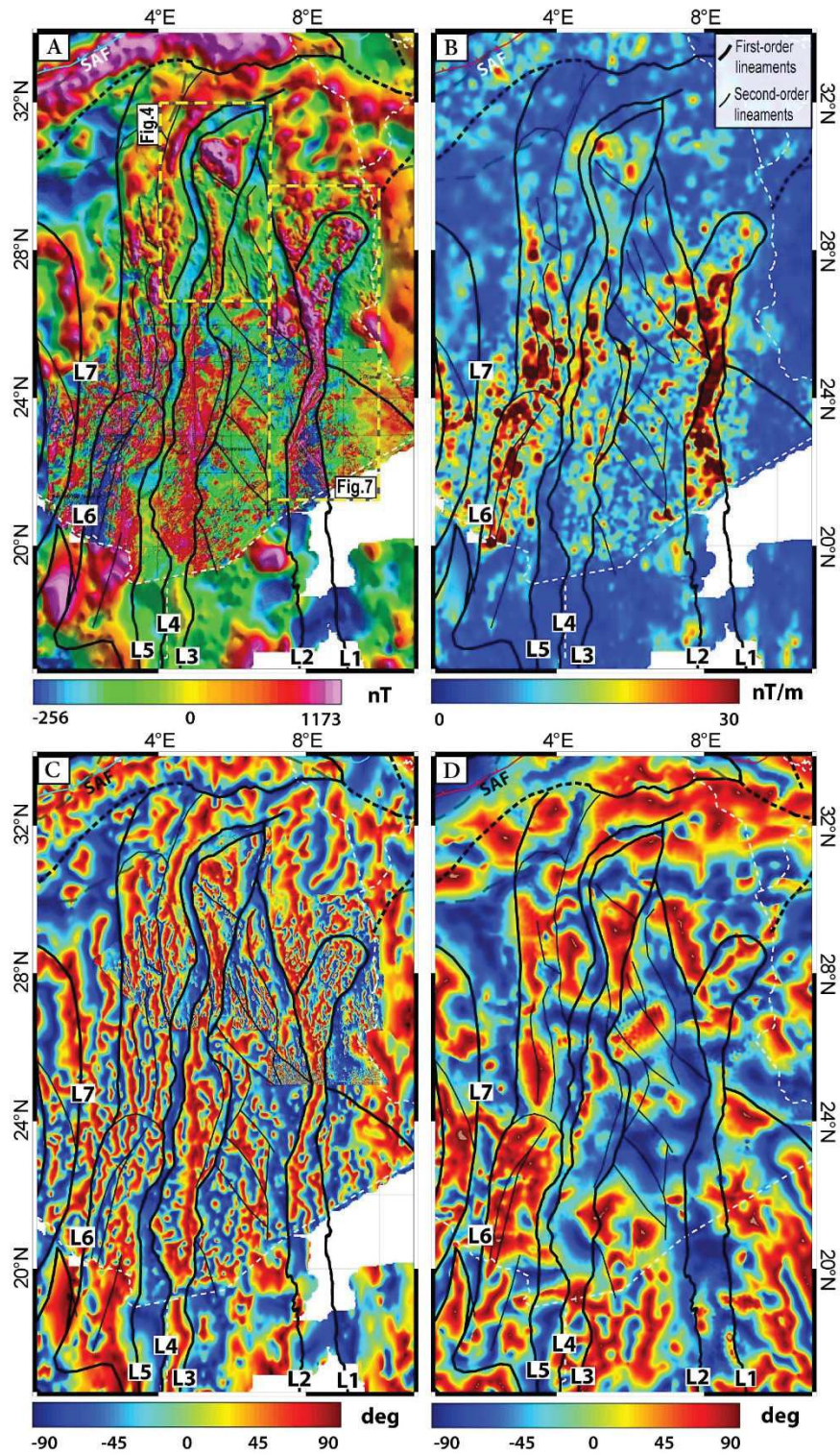


Figure III-3: Potential field data analysis of the Central unit set; (A) Double reduction to the pole (DRP) applied to the Total Magnetic Intensity map (TMI) compiled from the global aeromagnetic grid, aeromagnetic raster image of (Bournas et al., 2004) and EMAG2 grid; (B) Analytic signal magnetic map; (C) Tilt-depth after DRP using global aeromagnetic and EMAG2 magnetic maps; (D) Tilt-depth applied to Bouguer anomaly map. White dashed line: political boundaries.

Survey	Flight-line direction	Tie line direction	Spacing of flight lines (km)	Spacing of ties (km)	Length flown (km)	Radar altitude	Sampling interval
A	45N	168N	1.1 - 2	38.8 - 40	5848.8	150	46
B	90N	180N	1.7 - 2	38.8 - 40	103420	150	46
C	90N	180N	2.3 - 5	24 - 25	72703	150	46
D	90N	180N	3 - 5	24 - 25	22918	150	46

Table III-1: Parameters of the aeromagnetic surveys used in this study.

to the directions of magnetization and regional magnetic field (Baranov, 1957). The application of the DRP consists in making vertical the magnetization and regional magnetic field vectors. It permits to locate the maximum of anomalies above the vertical of the disturbing magnetized bodies (Figs III-2A and 3A). The direction of the regional magnetic field corresponding to the studied area is obtained from the IGRF12 model (Thébault et al., 2015). The magnetization is considered to be induced, since the remanent magnetization is unknown, so magnetization and the regional magnetic field both vectors are parallel. The DRP uses the following formula in the spectral domain

$$H_{drp}(u, v) = \left(\frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{iLu + iMv - N\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \left(\frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{ilu + imv - n\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \quad (1)$$

with (u, v) the spatial frequencies in the north and east directions, (L, M, N) the cosine directors of the regional magnetic field and (l, m, n) the cosine directors of magnetization.

The inclination of the regional magnetic field changes of 34° between the northern and southern limits of the grids which extend between 16°N to 33°N and thus the DRP is applied for areas of $4^\circ \times 4^\circ$ extent (Fig. III-2A).

To locate spatially the contacts of the source structures (assuming a vertical contact) and to make the magnetic anomalies easier to interpret, a tilt-angle operator is calculated from the DRP magnetic and gravimetric grids (Salem et al., 2007; 2008; Fig. III-3C-D). This operator is a normalized derivative based on the ratio of the vertical and horizontal derivatives. The operator H_θ applied to the grid is

$$H_\theta(x, y) = \tan^{-1} \frac{\frac{\partial F(x, y)}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y}\right)^2}} \quad (2)$$

with $\frac{\partial F(x,y)}{\partial x}$, $\frac{\partial F(x,y)}{\partial y}$, $\frac{\partial F(x,y)}{\partial z}$ the partial derivatives of the grid in the x, y, z directions. This operator provides an estimation of contact depths (Salem et al., 2007). The tilt-angle values range between $\pm 90^\circ$. The 0° curve corresponds to the contour which delineates the spatial location of the magnetic source edges and the distance between the 0° and $\pm 45^\circ$ curves corresponds to the depth of sources assuming a vertical contact (Fig. III-4C).

The horizontal gradient method is also used to locate edges of the magnetic bodies (Fig. III-4D). This method only requires the calculation of the two first-order horizontal derivatives of the TMI. The amplitude of the horizontal gradient (Grauch and Cordell, 1987) is expressed as

$$H_{hg}(x, y) = \left[\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (3)$$

with $\frac{\partial F(x,y)}{\partial x}$, $\frac{\partial F(x,y)}{\partial y}$ the partial derivatives of the grid in the x, y directions. For the vertical gradient (Figs III-4B-F, 5D), the computation is generally performed in the spectral domain, the operator being $(u^2 + v^2)^n$ with (u, v) the spatial frequencies in the north and east directions and n the order of derivation. To interpret easily the maps, we automatically plot the location of the maximum of the horizontal gradient in the plan view using the (Blakely and Simpson, 1986) method. The maxima identification shows the inferred boundaries, the size and the shape of the magnetic sources (Figs III-4E and 5C).

In contrast with the others potential field transforms, the analytic signal (Nabighian, 1972; 1974; Roest et al., 1992) is independent of the Earth's magnetic field parameters and of the direction of magnetization of the source bodies. The analytic signal exhibits maxima over the edges of the source bodies (Fig. III-3B). The absolute value of the analytic signal is defined as the square root of the horizontal and vertical derivatives i.e.

$$H_{sa}(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial z} \right)^2} \quad (4)$$

with $\frac{\partial F(x,y)}{\partial x}$, $\frac{\partial F(x,y)}{\partial y}$, $\frac{\partial F(x,y)}{\partial z}$ the partial derivatives of the grid in the x, y, z directions. The analytical signal is mainly used to characterize sources of spherical shape. An inversion algorithm proposed by Nodot (2014) is applied to the data in order to estimate the depth of the spherical sources (Fig. III-6A-C; Tab. III-2), using the following formula

$$H_{sa} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{3m}{(d^2+z^2)^3} \sqrt{d^4 + 4z^4} \quad (5)$$

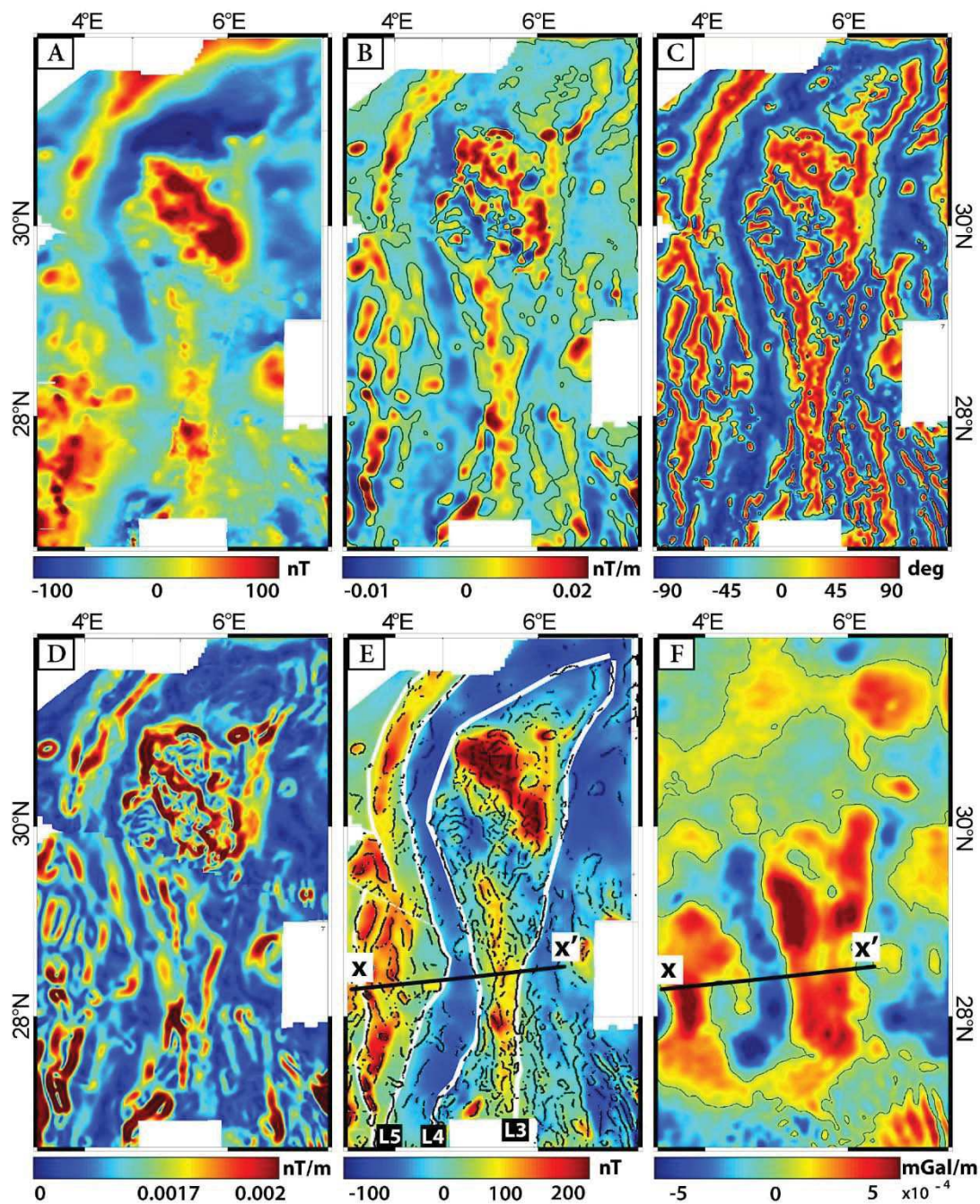


Figure III-4: Different potential field transform maps (see Fig. 3A for location); (A) Total Intensity Aeromagnetic map (TMI); (B) Vertical derivative after DRP (Gradient of 0 nT/m is plotted by black isocurves); (C) Tilt-depth applied to DRP map (0° curve is plotted by black isocurves); (D) Horizontal gradient applied to DRP map; (E) DRP map showing the plotted curves of the maximum gradient of the Horizontal gradient transform; (F) Vertical derivative applied to Bouguer anomaly (Gradient of 0 mGal/m is plotted by a black isocurves). The X-X' cross-section shows the location of the 2D forward modeling proposed in Figure 9.

with $m = \vec{J}V_s$ the magnetic moment. The algorithm searches by the least square method the position and the depth of the spherical structure that best correspond to the data. The inversion result is displayed as dots (Fig. III-6A-C) and along two N-S and E-W profiles showing the analytic signal of data and of the model obtained (Fig. III-6B-D).

A		B	
Point	Depth (km)	Point	Depth (km)
1	9	1	11.8
2	11	2	9.2
3	11	3	12
4	10	4	10.5
5	9	5	12.5
6	10		
7	10		
8	15		
9	15		
10	11		

Table III-2: Depths obtained after analytic signal inversions of magnetic maps (Fig. 6). The spherical anomalies are interpreted as batholiths (see text for details).

The interpretation of the data set is realized by cross-checking the results of each potential field transform described above (equations 1-5). The approach chosen is to divide the long-wavelength anomalies of the regional magnetic and gravimetric maps to zones, each zone being delimited by major first-order lineaments (Figs III-2, 3, 4 and 7). Most often, these lineaments are the same whatever the magnetic or gravimetric dataset. They locate the abrupt lateral changes in magnetic and gravimetric intensities, attesting the changes of magnetization or mass densities of deep crustal sources. The potential field transform maps (Figs III-3 and 4) show the 0° curve of the tilt-angle and the curves of the maximum vertical and horizontal gradients. These potential field transforms allow locating horizontally the inferred zone boundaries, assuming essentially vertical contacts. Non-vertical contacts offset the location of boundaries of a quantity of the same order than the depth of the contact.

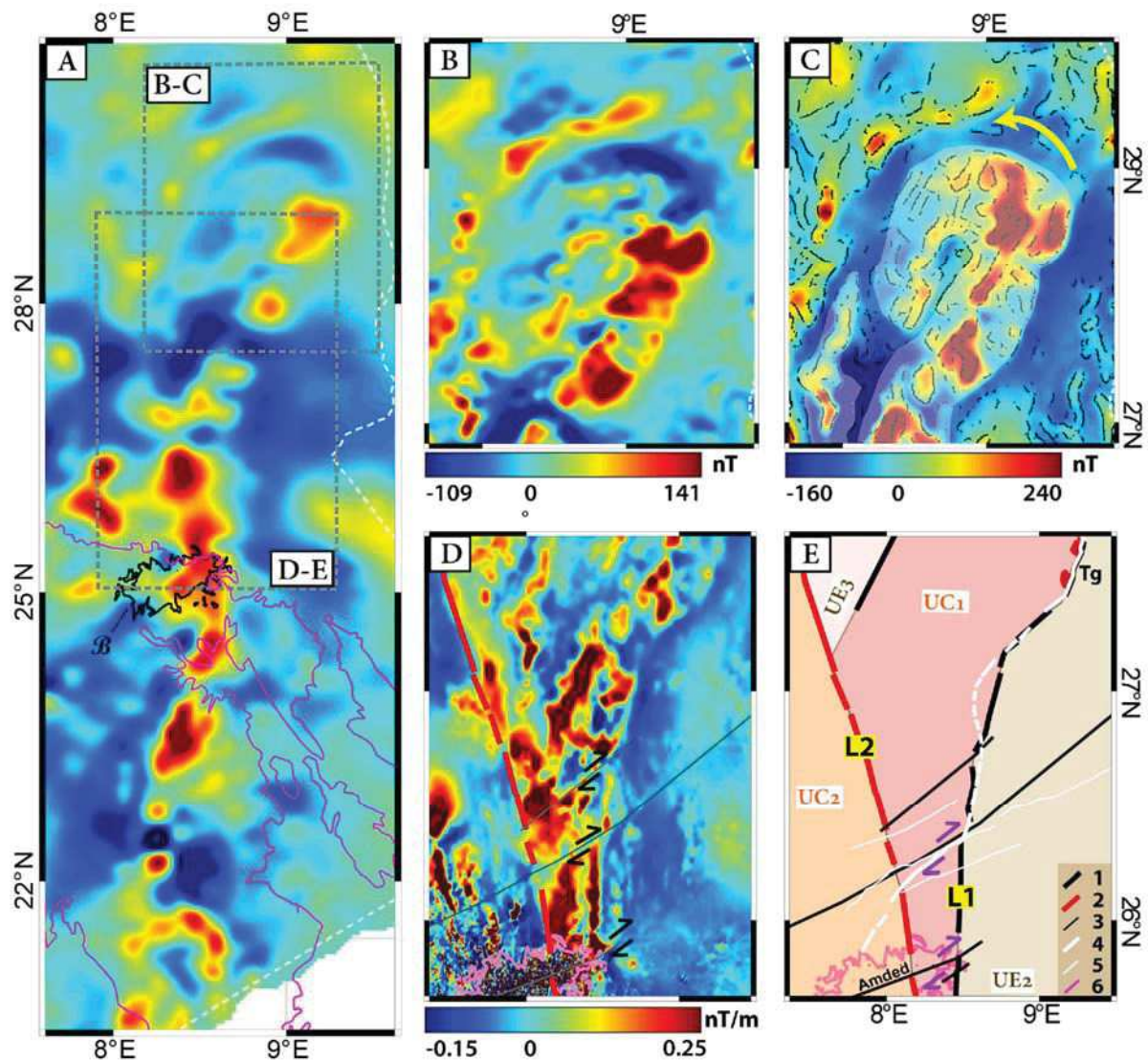


Figure III-5: The northern segment of UC1. (A) TMI map from EMAG2; (B) TMI map of the global aeromagnetic map and (C) plotted maxima of the horizontal gradient applied to DRP map (black isocurves), both evidencing the anti-clockwise curvature of UC1; (D) DRP map showing the right lateral offsets of L1, intersected by NE-SW faults, parallel to the Oued Amded lineament; (E) the Fadnoun fault, sensu Zazoun (2008), which combined a NE-SW fault and the northern segment of L1. 1) and 2) Major magnetic lineaments, respectively L1 and L2; 3) NE-SW second order magnetic lineaments, 4) Fadnoun fault, 5) Second order geological faults, 6) Cenozoic basalts (B).

4. Magnetic and gravimetric interpretation

A number of domains can be straightforwardly delineated on the basis of potential field data in the main study area, namely the North Sahara basins, as well as in surrounding areas (Fig. III-2). Below, they are referred to as geophysical units, essentially defined owing to magnetic anomalies (Figs III-2 and 3). Each of the geophysical unit shows internally a relatively

homogeneous structural grain and most often particular type of magnetic or gravimetric signatures (size, intensity, orientation of the anomalies). Units are bounded by first-order structural lineaments, corresponding to either significant change in the anomaly distribution and/or abrupt gradients in anomaly maps. Second-order lineaments are usually observed within individual geophysical units. In places, the truncation of second-order lineaments highlights first-order ones. It is worth noting that at this stage the delineation of geophysical unit does not account for any a-priori related to structures inferred from field geology (cratons, terranes, shear zones, etc.). The correlation of the geophysical and geological frameworks will be the focus of the following section.

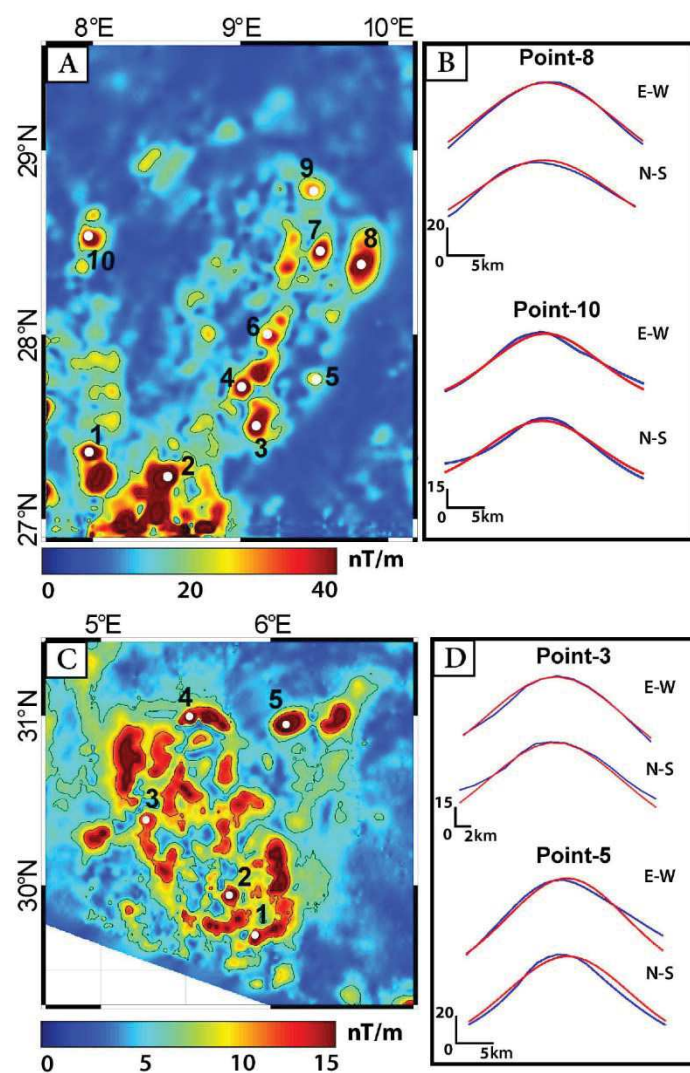


Figure III-6: Distribution of the analytic signal maxima in (A) the northern part of UC1 and (C) in the northern part of UC3; (B & D) selected examples of profiles showing the result of the analytic signal inversions (Analytic signal in red, modeled signature in blue). See Table 2 for computed depths.

In order to categorize the geophysical units and to facilitate their description, we further distinguish four unit sets. A first set, referred to as the Central unit Set, includes all the units (U1 to UC6) essentially characterizing the basement of the Saharan Platform and its southward prolongation in the axial part of the Tuareg Shield (Fig. III-1) up to Niger and Mali. All units of this first set have in common narrow ribbon-like geometries (50-200 km wide, >1000 km long) bounded by first-order lineaments with prevailing north-south orientations (Fig. III-2). The three other unit sets notably depart from this basic arrangement. The units of the Eastern unit Set (UE1-UE3) correspond to wider domains (>400 km) with largely lesser elongation ratio. First and second-order lineaments are orientated largely transverse to the overall submeridian pattern of the Central unit Set. Units of the Western unit Set (Uw1 to Uw8) are geometrically linked to an aggregate of large, ovoid- to triangular-shaped geophysical units, all together circumscribed by a narrow (<150 km) belt of units (Fig. III-7). Geophysical units constitutive of the core of the Western unit Set depict the internal structure of the well-known West African Craton. As such, they are here out of scope. Amongst units of the belt outlining the Western unit Set, only the two eastern units, i.e. units in direct contact with the Central unit Set, will be described and discussed in this contribution. Finally, a fourth set, referred to as the Northern unit Set, is evidenced, which mainly shows an overall transverse, east-west orientation. Its southern boundary sharply truncates the two western units of the Central unit Set. Two units (UN1, UN2) are here described; other units to be identified more to the north waiting for a dedicated study (work in progress). The prolongation of UN1 toward the west and east, and relationships with the Western and Eastern unit Sets, respectively, are still unclear. In the following, geophysical units are successively identified and described from east to west, and then from south to north, starting with the Eastern unit Set and ending with the Northern unit Set.

4.1. Eastern unit Set

Unit UE1

UE1 has a V-shaped geometry, open toward the SSE, wedging out to the NNW. It is characterized by long-wavelength, high-amplitude gravimetric anomalies oriented NW-SE, which are parallel to outcrop belts (Fig. III-1) and to the boundary with UE2 (Fig. III-2B). They are however largely oblique (20-30°) relative to the bounding lineament of the Central unit Set (L1). The magnetic signature of this unit is less clear (poor data cover in Niger), though NW-SE magnetic trends can be recognized in southeastern Algeria (Bournas et al., 2003).

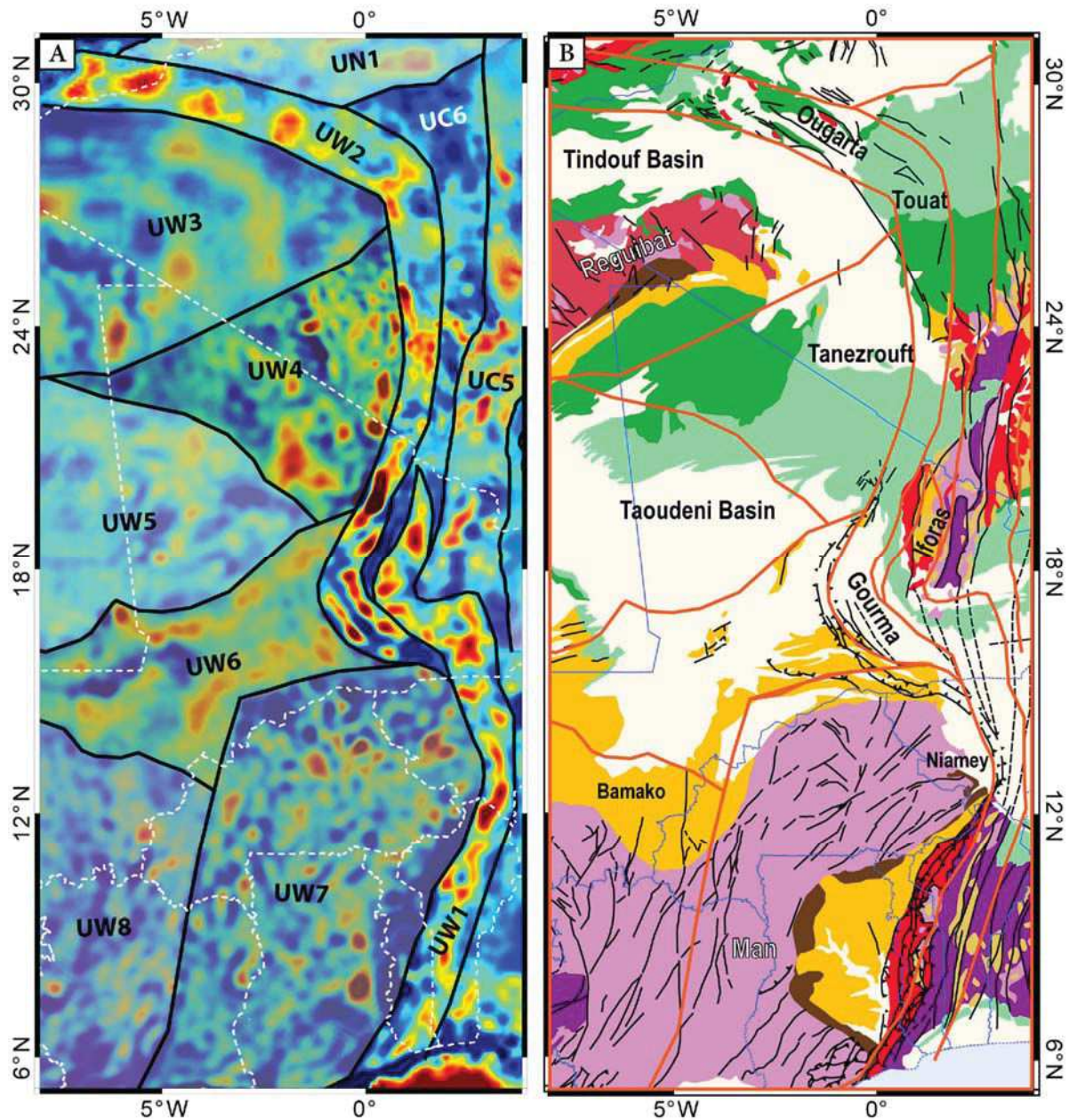


Figure III-7: Characterization of the Western unit Set highlighted by (A) the Vertical derivative of the Bouguer anomaly; to be compared with (B) the geological map (a zoom of Fig.1A).

Unit UE2

UE2 is underlined by low-amplitude magnetic anomalies with smooth appearance and low to medium-amplitude gravimetric anomalies. It shows a subcircular geometry with a diameter of 900 km (Fig. III-2A-B). Its southwestern and western boundaries are underlined by abrupt changes in gravimetric and magnetic signals, respectively. Its western part (Tihemboka area; 26° N; 9°E) is underlined by thin, higher-amplitude magnetic lineations, showing N-S or NW-SE orientations.

Unit UE3

UE3 is distinguished by its internal structuring, characterized by an assemblage of slightly curved anomalies, oriented NW-SE to E-W, whose length and width do not exceed 100 km and 30 km, respectively. In contrast, the gravimetric anomalies do not show any well-defined organization though a high-amplitude gravimetric anomaly is observed to the south-west. The eastern margin of UE3 is marked by magnetic contrasts linked to a change of magnetic fabric. However, it remains quite buried while its southern and western boundaries are marked by magnetic lineaments L1 and L2.

4.2. Central unit set

Six units (UC1- UC6) are identified in the Central unit Set, bounded by seven major meridian to submeridian lineaments (L1- L7):

Unit UC1

UC1, the easternmost unit of the Central unit Set, is bounded by L1 to the east and L2 to the west. South of 25°N, L1 is highlighted by a sharp contact between N-S-oriented anomalies within UC1 and the NW-SE-oriented magnetic and gravimetric anomalies of UE1 and UE2. This boundary unambiguously underlines the tectonic juxtaposition of the two contrasted entities. From 26°N, L1 departs from its N-S orientation, initially curving to the NNE around the UE2, then bending tightly to the N and NW, drawing a convex-to-the-NE arc with 180° of curvature (Figs III-3 and 5). The associated long-wavelength, low-amplitude magnetic anomalies reflect deep causative sources. L1 ends abruptly, abutting against L2 at ~27°N, UC1 not extending north of 29°N (Figs III-3 and 5). L2, is marked by a strong magnetic contrast, which is best observed from 21° to 30° N, until it is truncated by L3.

UC1 thus appears in map view as a >1000 km long, N-S oriented ribbon, with an average width of 90 km. It includes high-amplitude magnetic anomalies exceeding 300 nT and displays the most abundant magnetic maxima in the analytic signal map (Fig. III-6A). Related high-amplitude, long-wavelength magnetic anomalies are continuously observed on both side of the basement/sediment cover transition (Tassili n'Ajjer), with similar patterns in the Tuareg Shield and below the sedimentary cover of the North Sahara basins. High-resolution magnetic maps show in addition a signal tied to Cenozoic basaltic flows (Fig. III-5D), the influence of which is virtually not detected on the EMAG2 magnetic maps (Fig. III-5A). In the northern part of UC1, somewhat intricate third-order magnetic anomalies are deciphered, especially on

the horizontal gradient magnetic map (Fig. III-5B-C). They suggest the existence of internal structures related to the anti-clockwise rotation linked to the tight curvature of L1. The inversion of the 3D analytic signal maxima indicates that related magnetic anomalies, which have a mean size of about 20-30 km (Fig. III-5B), have depths in the 9-15 km range (Tab. III-2A). UC1 is stamped by low-amplitude gravimetric anomalies, except in its northern part, where a strong amplitude gravimetry anomaly, oriented NE-SW is present.

Unit Uc2

UC2 is bounded by lineament L2 to the east and lineament L3 to the west. L3 marks an abrupt change in magnetic contrast with intermediate- to low-amplitude magnetic anomalies to the east (UC2), and high-amplitude anomalies to the west (UC3). To the north, L2 is truncated by L3; UC2 pinching out northward and not extending up to the Northern unit Set (Figs III-2A and 3). In contrast, L3 is continuously detected up to its truncation by the Northern unit Set.

UC2 is further compartmentalized by second-order magnetic and gravimetric lineaments showing essentially NW-SE orientations. They delineate a number of magnetic subunits that together are constitutive of UC2 (Fig. III-3).

Unit Uc3

UC3 is bounded by L3 to the east and L4 to the west. L4 is interpreted from an abrupt change in magnetic signal from high- to low-amplitude magnetic anomalies (Figs III-2A and 3). It is continuously observed with a N-S orientation from latitude 16°N to 30°N. Further north, L4 is affected by a clockwise rotation, turning eastward, before its truncation by L3.

UC3 is characterized by high-amplitude N-S-oriented magnetic anomalies, which can be individually followed along several hundreds of kilometers, and by low-amplitude gravimetric anomalies, except between 27°N and 30°N, where a high-amplitude gravimetric anomaly emerges.

In the northern part of UC3, a high-amplitude magnetic core with low gravimetric signal extends up to 90 km in length and 50 km in width, oriented NW-SE (Fig. III-4). In this area, the map of the Horizontal Gradient of magnetic data shows curved magnetic foliations with a 10-km mean size, and 9-12 km depth (Fig. III-6C; Tab. III-2B).

Unit Uc4

UC4 is bounded by L4 and L5, the two major lineaments being almost parallel from south to north (Figs III-2A and 3). UC4, which is highlighted by very clear low-amplitude magnetic and gravimetric anomalies, is strikingly uniform along its full length (>1600 km). Though it is

only 50 km in width, it corresponds to a major feature within the Central unit Set. It separates a western area (UC5-6) from an eastern area (UC1-3). Whether UC4 belongs to one or to the another is unclear at this stage. However, to the north, UC4 is affected by the well-defined clockwise rotation around the UC3 magnetic core (Fig. III-4), before its truncation by L3. To better understand at the crustal scale the significance of UC4 and related contacts, a 2D model is calculated in section 4.5.

Unit UC5

UC5 is bounded by lineaments L5 to the east and L6 to the west. L6 is essentially positioned owing to a well-defined gravimetric gradient (Fig. III-3D). It coincides with a magnetic gradient, which is only clearly defined to the north. L6 ends to the north at 30° N, starting with an initial clockwise bent roughly parallel to lineaments L5 and L4, but rapidly intersected by the southern boundary of the Northern unit Set (Figs III-2 and 3).

UC5 is internally featured by high-amplitude magnetic and gravimetric anomalies (Fig. III-3). The magnetic maxima concentration (Fig. III-3B) and the high-amplitude gravimetric signal (Fig. III-3D) in its southern part seem to progressively attenuate towards the north. We note some N-S second-order magnetic structuring. In particular, the northeastern feature, which extends to the NNE up to the Northern unit Set, initiates a clockwise curvature, parallel to L6 and L5. To the north, the boundary between UC5 and UE3 remains essentially unresolved (Figs III-2A and 3A).

Unit UC6

UC6 is bounded by lineaments L6 and L7, the latter corresponding to the boundary with the Western unit Set. It is underlined by an abrupt contrast change in the magnetic and gravimetric signals and in the orientations of the anomalies. UC6 shows the poorest internal magnetic organization, when compared with the other units of the Central unit Set. Its southern part is however highlighted by high-amplitude magnetic anomaly with various orientations; the northern segment of UC6 corresponds to a large magnetic anomaly of low-amplitude. Its gravimetric signal is much more homogenous, showing a low-amplitude and long-wavelength gravimetric anomaly. In addition, the northern part is not displaying the curved anomalies that characterize UC4 and UC5 and associated lineaments but forms a funnel geometry with two triangular ends at the contacts with UW2, UN1 and UC5. The magnetic and gravimetric boundary between the UC6 and UN1 is marked by strong signals. However, we note an offset of the location between boundaries that would be inferred

separately from magnetic and gravimetric signals, the magnetic boundary being located further north relative to the gravimetric one (Fig. III-8).

4.3. Western Unit set

Unit Uw1

Uw1 is bounded to the east and west by low-amplitude gravimetric anomalies. It is underlined globally by submeridian higher-amplitude gravimetric anomalies, which are notably uniform along its full length (Fig. III-7A). Uw1 is followed >1800 km and extends from 80 to 150 km in width. Its northern part is marked by a clear bent to the east in line with the Gourma area (Fig. III-1). The northward termination of Uw1 is rather unclear. It is best delineated as a narrow tip wedging out in between to appendices originating from UC6. To the south, Uw1 is in direct contact with the Western unit Set.

Unit Uw2

Uw2 is delineated as a >2700 km belt, with a remarkably uniform width (>150 km), circumscribing a series of high- to very high-amplitude gravimetric anomalies, being in strong contrast with adjacent units (Figs III-2B and 7A). Despite this homogeneous gravimetric signature, Uw2 displays differences in its internal geometry and anomaly intensities depending of the considered zone. They are, from south to north: (i) at the latitude of the Gourma and Adrar des Iforas, the gravimetric anomalies are positive, elongated and discontinuous, arranged in several parallel curved bands, concave to the west; (ii) in the Tanezrouft region (Fig. III-1A), short-wavelength positive gravimetric anomalies are N-S oriented, slightly curved towards the east; (iii) in the Touat region (Fig. III-1A), gravimetric anomalies are of longer-wavelength and lower-amplitude and show a curvature of 45° towards NE; the extension of Uw2 along the Ougarta–Bou-Azzer axis is underlined by discontinuous, successive gravimetric anomalies (Figs III-7A and 8B).

The magnetic signature of Uw2 has fewer contrasts than the gravimetric signature but both share similar geometries. The magnetic signature is marked by low-amplitude, long-wavelength anomalies with residual high-amplitude anomalies especially in the Iforas and Tanezrouft regions. As the gravimetric signature, the magnetic signature delineates a marked curvature in the Touat region with medium-amplitude anomalies. The extension of the Uw2 magnetic signature between Ougarta and Bou-Azzer (longitude 3°W – 8°W) follows a NW-SE lineament, with a northern boundary shifted to the south if compared to that which would be defined by the gravimetry (Figs III-7 and 8). This means that there is a superposition of the southwestern part of magnetic UN1 on Uw2, if the latter is defined owing to its gravimetric

signature (Fig. III-8). Here, there is a mismatch between magnetic and gravimetric boundary (see below, UN1 description).

Units Uw3-8

To the west and south of Uw1 and Uw2, an assemblage of units is marked either by (i) high-amplitude gravimetric anomalies with curved geometries, submeridian and parallel to each other in Uw3 and Uw4, displaying NE-SW trends in Uw6 (Fig. III-7), or by (ii) high-amplitude gravimetric anomalies with poorly organized internal structuring in Uw5, Uw7 and Uw8. All these units essentially present transverse anomaly directions relative to those characterizing Uw1 and Uw2 (Figs III-2B and 7).

4.4. Northern unit Set

Unit UN1

UN1 shows magnetic and gravimetric structures transverse to those described previously. To the east, i.e. to the north of the Central unit Set, structures related to UN1 are E-W oriented, turning to the SW north of UC6, and again E-W more to the west. This globally E-W orientation implies that anomalies tied to UN1 intersect the signals associated with the Central unit Sets. As explained above, relationships are less clear approaching the boundary with the Western unit Set.

UN1 is underlined by high- and long-wavelength anomalies in both magnetic and gravimetric data sets (Fig. III-8). However, the magnetic and gravimetric anomalies tied to UN1 are not vertically superimposed and the unit delineation is here less straightforward. Its northern gravimetric boundary, as well as all of its eastern part, are at first order parallel to the Mesozoic and Cenozoic Atlasic structures, which is in contrast to the magnetic anomaly orientations essentially secant to these alpine structures (Fig. III-8). In consequence, the northern UN1 boundary adopted here is pointed on the magnetic data set, which arguably should have less interference with the Alpine structuring. In this scheme, the southwestern UN1 boundary would extend further south, thus superimposing Uw2, the delineation of which was on gravimetric grounds (Fig. III-8B; see above). Also, the boundary between UN1 and UC6 is marked by strong magnetic and gravimetric contrasts, which however do not superpose geographically. Again, the strong signal gravimetric boundary is located further south

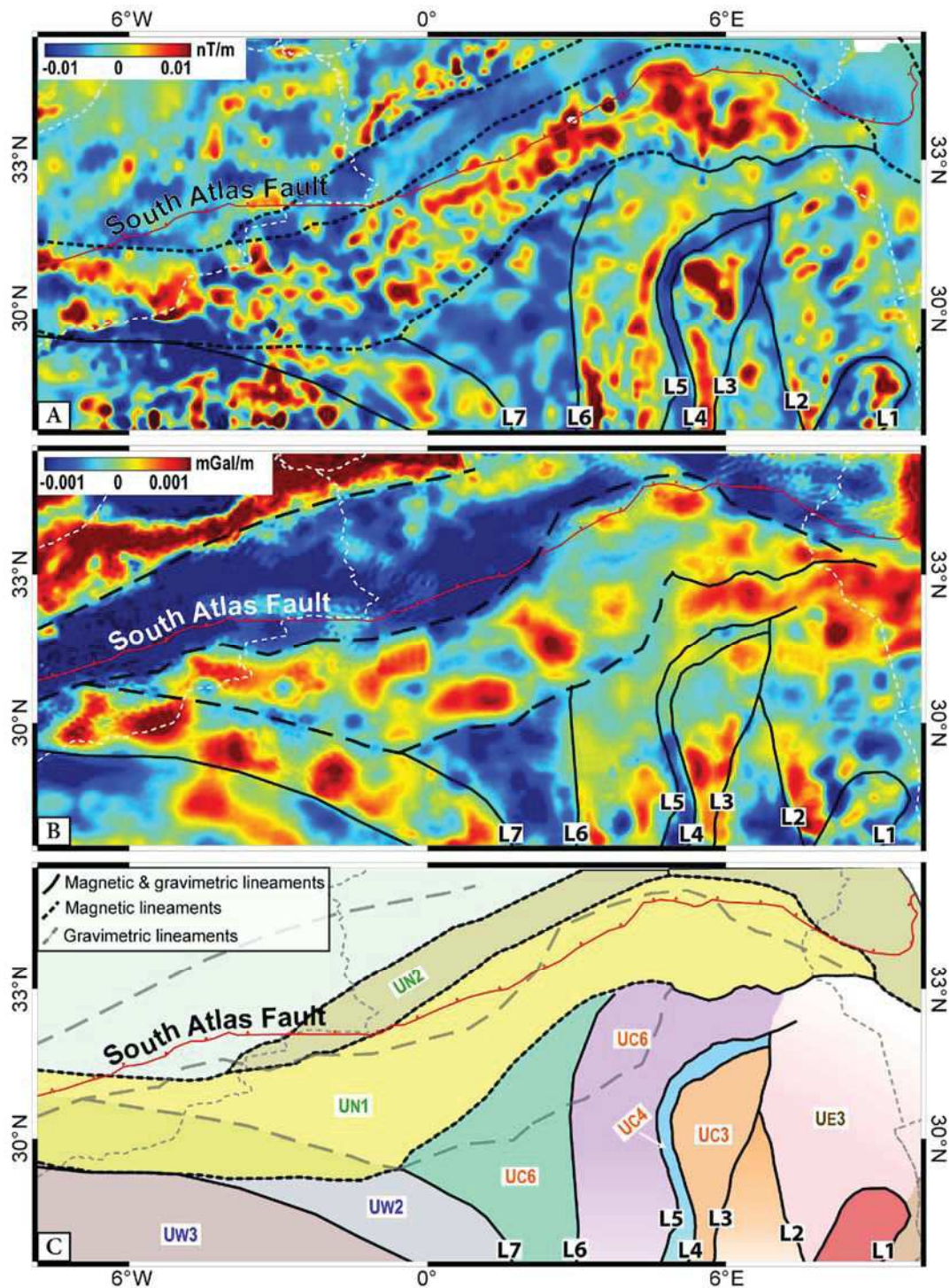


Figure III-8: Characterization of the Northern unit Set; (A) Vertical derivative applied to DRP of EMAG2 magnetic map; (B) Vertical derivative applied to Bouguer anomaly; (C) Synthetic map showing the distribution of superimposed magnetic and gravimetric boundaries discussed in the text (see Fig. III-10 for a full cover of the study area).

Unit UN2

UN2 is wrapped around UN1, sharing a parallel disposition (Fig. III-8). It is underlined by low-amplitude and long-wavelength magnetic and gravimetric anomalies. The boundary

between UN1 and UN2 is marked by a strong magnetic contrast. Again, a mismatch is noted between the northern gravimetric and magnetic boundaries of UN2, the former being located more to the north than the latter, most likely owing to interference of Phanerozoic features hindering the Pan-African structuring.

4.5. Forward modeling

UC4 has been identified as a major structure within the Central unit Set (Figs III-2 and 3). In order to investigate its crustal-scale significance and define the nature of its contacts with the adjacent units UC3 and UC5, a geological model is constructed, perpendicular to the horizontal extension of these units (Fig. III-9; X-X' cross-section in Fig. III-4) using both magnetic and gravimetric data. To calculate a synthetic model, we use the 2D gravity/magnetic interactive modeling package GM-SYS (Popowski et al., 2009). We assume a Moho depth of 40 km (Begg et al., 2009) and a top basement depth varying from 1 to 1.5 km (Takherist, 1991). According to the available magnetotelluric interpretations (Bouzid et al., 2008; Deramchi et al, 2016), the top of the lower crust can be defined at a depth of about 20 km. The curves of both the magnetic and the gravity show two maximums to the west and to the east, with a major low value in the middle, between L4 and L5 (Fig. III-9). This minimum in the two curves corresponds thus to UC4 (Fig. III-2C). The modeling can approach these curves only if considering an UC4 having an inverted-triangular shape and being relatively thin (maximum 12-15 km in the middle; Fig. III-9) implying that L4 (UC4/UC5 contact) and L5 (UC4/UC5 contact) have inward dipping contacts. It must be assigned low magnetization density values to this block, which suggests that (meta)sedimentary rocks prevail in UC4. This UC4 design means that UC3 and UC5 are in contact at a depth > 12km, L4 and L5 merging at this depth. The direction of the slope of this contact has been tested: towards the east (Fig. III-9A), subvertical (Fig. III-9B) and towards the west (Fig. III-9C and D). For matching the measured curves, in the two first cases, the upper crust of UC5 must be thicker than that of UC3; in the third case, they can be equal (Fig. III-9C) and in the last case, UC3 must be thicker than that of UC5 (Fig. III-9D). It appears that with a slope towards the east for the UC3/UC5 boundary, there is a significant discrepancy between the calculated and

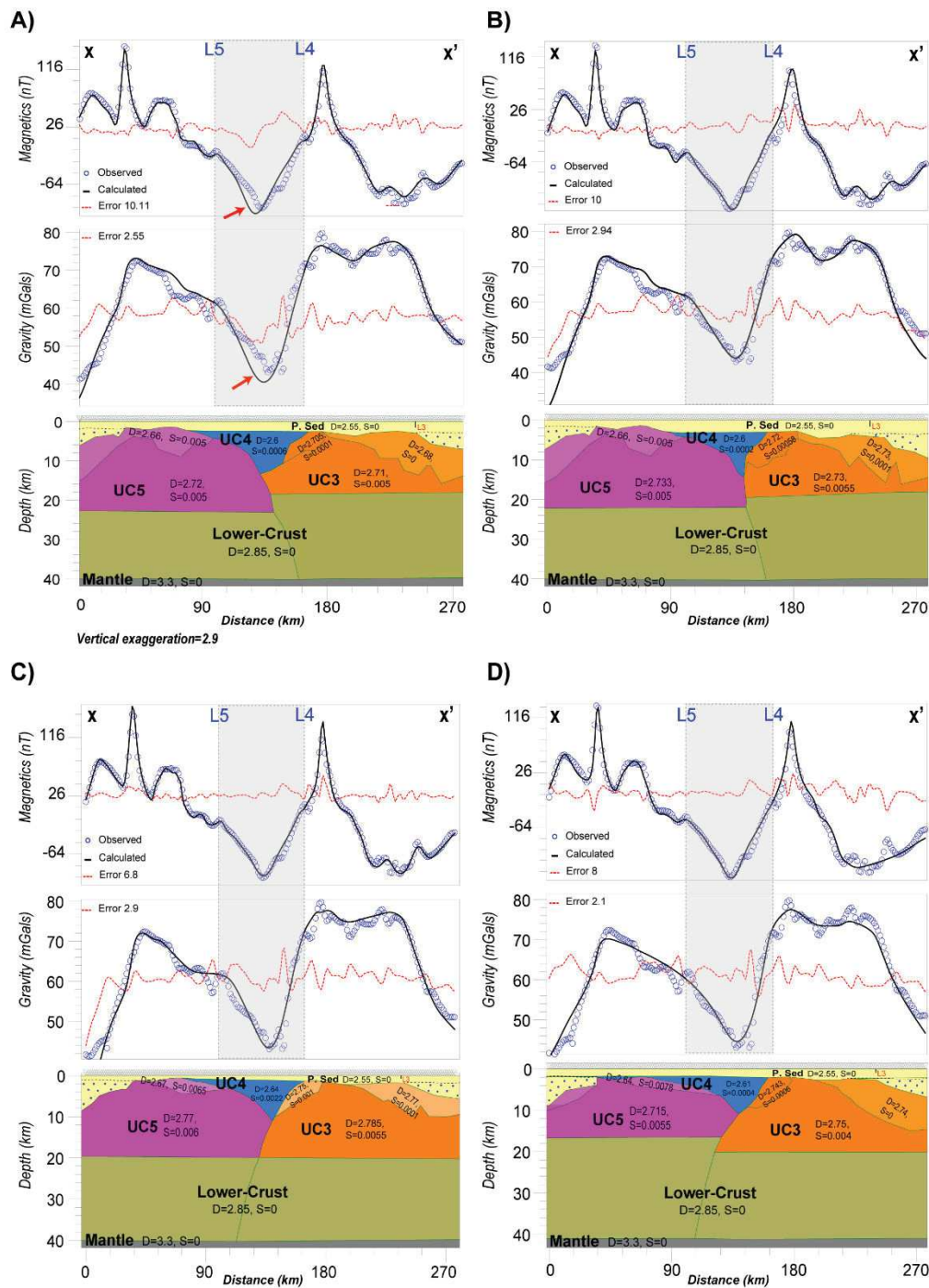


Figure III-9: Magnetic and gravimetric 2D forward modeling applied to the X-X' cross-section (UC3-5; see Fig. 4 for location). Model (A) shows the slope direction (UC3/ UC5 contact) towards the east, subvertical in (B) and towards the west in (C) and (D). The upper crust of UC3 is thinner than that of UC5 in models (A) and (B), equal in (C) and thicker for UC3 than that of UC5 in (D). Solid and dashed black lines show observed and calculated anomalies, respectively. Red arrows (A) show a discrepancy of the calculated magnetic and gravimetric curves. Shaded area: extent of UC4 at the surface, bounded by lineaments L4 and L5. P.Sed: Phanerozoic sediment (in yellow). The 2D forward modeling was performed using a geomagnetic field with an inclination of $38.34^{\circ}N$ and a declination of $-3.87^{\circ}W$. The intensity of 41000 nT is used to compute the magnetic susceptibility; density (g/cm^3).

modeled magnetic and gravimetric curves (Fig. III-9A), which is not the case in the other models (Fig. III-9B-D). An eastward slope for this contact is therefore not retained. The Uc4 inverted-triangular shape must be asymmetric for fitting the measured curves, with L4 being steeper than L5. The L4-L5 subvertical contact (Fig. III-9B) imposes an important root for Uc4 and an irregular and thick superstructure on Uc3 that are less elegant than the situation in figures III-9C and 9D that we tend to privilege. On the other hand, the modeling does not give strong argument to choose between a similar upper crust thickness (Fig. III-9C) or a thicker Uc3 upper crust (Fig. III-9D); this feature being at the depth limit of the method. So, we have very good constraints for claiming that the Uc3/Uc5 boundary at depth is either subvertical or more probably sloping west, i.e. that Uc3 is underthrust below Uc5. In addition, Uc3 and Uc5 blocks, in all models, have higher values of magnetization and densities than Uc4 and point to two or three crystalline basements in Uc3 and a crystalline basement below a mainly metasedimentary unit in Uc5.

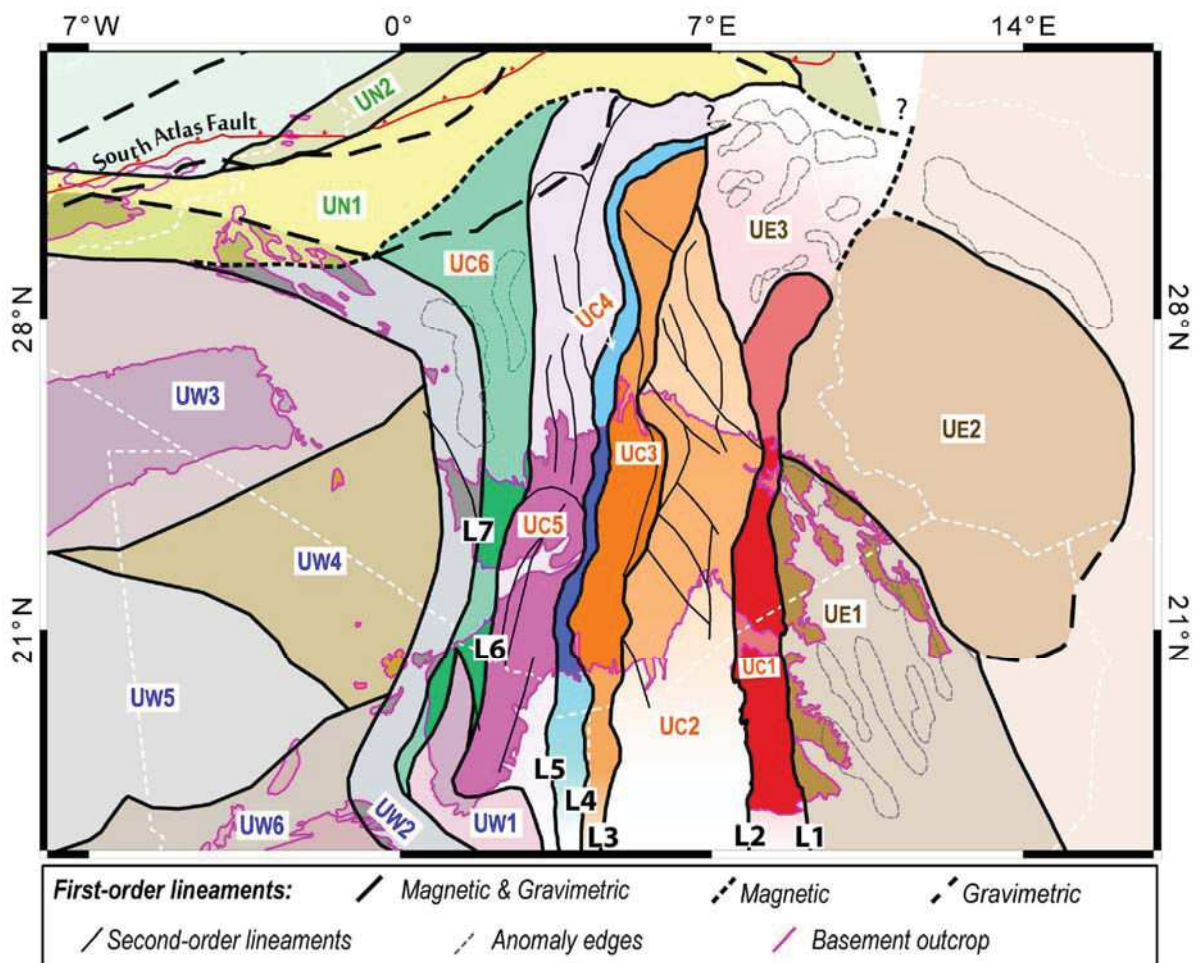


Figure III-10: summary map of the potential field data analysis in and around the Tuareg Shield.

Correlating the crustal blocks obtained by the 2D models with the geological terranes (Fig. III-1B), we argue that: (1) Uc3 corresponds to the northern extension of the Tefedest terrane (Figs III-1C and 2C), made of strongly deformed gneissic basement and granitoids. The western boundary of the Tefedest terrane (Uc3) matches that of the western boundary of the LATEA metacraton, which is located at depth more to the west than the surface boundary between LATEA and In Tedeini terrane for any model of Figure III-9; (2) Uc4 matches the metasedimentary formations (greenschist facies) of the In Tedeini terrane. The calculated models indicate that these sediments have a thickness varying from 12 (C and D) to 16km in depth (inverse triangle shape); (3) The potential data denote a prevailing crystalline nature for the Uc5 basement, which is in marked contrast with the mostly greenschist-facies metasedimentary nature of the Tin Zaouatène terrane at the surface. This suggests a limited thickness of the latter that likely lies on an underlying crystalline basement. The question of whether these greenschist metasediments are exotic relative to their basement or whether the basement is a higher-grade equivalent of the former is an issue that cannot be resolved with current data.

5. Discussion

Here below, we confront geophysical results to geological structures within and around outcrops of the Tuareg Shield (section 5.1). Then we extend the framework to the north beneath the North Sahara basins and, but in a more preliminary manner, to the south (section 5.2). Relationships with the Phanerozoic basin development and magmatism will be briefly discussed in sections 5.3 and 5.4, respectively. Section 5.5 will focus on the general implications of this work.

5.1. Comparison with the geological framework

The overall basement structure inferred from potential field data is consistent with the global structure established from geological studies (Fig. III-1C), yet fundamental new constraints are brought allowing a better understanding of the Trans-Saharan Belt development. Geophysical maps (Figs III-2, 3 and 10) display prevailing submeridian lineaments and units parallel to the Tuareg Shield terranes (Figs III-1C and 11) or more globally to the Trans-Saharan Belt, flanked on both sides by equant or at least stubby entities.

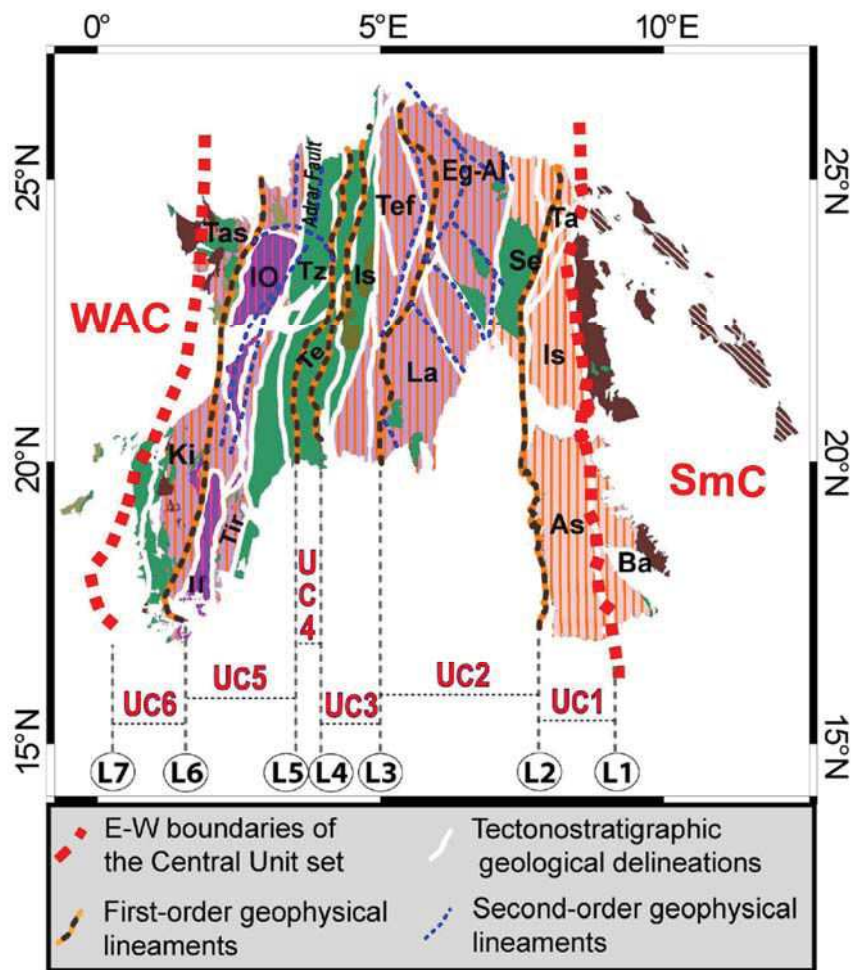


Figure III-11: Spatial correlation between the tectonostratigraphic terranes of the Tuareg Shield with the magnetic and gravimetric units and related first-order lineaments: UC1: Assodé-Issalane (As-Is) and Tazat (Tz); UC2: Serouenout (Se), Egéré-Al-Ksod (Eg-Al), Azrou n’Fad (Az), Laouni (La), UC3: Tefedest (Te) and Iskel (Is), UC4: In Teidini (It), UC5: Tin Zaouatène (Tz), Tirek (Tir), In Ouzzal (IO), In Iforas (If), UC6: Tassendjanet (Tas) and Kidal (Ki).

To the west and east, the latter correspond to the West African Craton (Jessell et al., 2016) and to the Saharan Metacraton, respectively. An exception is UE3, rather stubby in shape, but which belongs to the Trans-Saharan Belt considering the UC1 disposition (see section 5.2). In more details, the here defined overall geophysical structures can apparently depart from the geological structures but most often the observed differences actually shed light on some aspects (Pan-African vs. Eburnian structures, terrane thicknesses, terrane rheologies,...) that can be tackled by geological or geochemical studies but hardly mapped. For instance, in reactivated terranes, it is often difficult to determine the age of the deformation related to

shear zones and to attribute them e.g. to the Pan-African or Eburnian orogenies, as it is for the metamorphism (Bendaoud et al., 2008).

5.1.1. Around the western boundary of the Saharan Metacraton: UE1, UE2, UE3 and UC1

The Eastern unit Set mainly corresponds to the geological structures associated with the western part of Saharan Metacraton (Figs III-2, 10 and 12A). In particular, L1, the major lineament that separates the Eastern unit Set from the Central unit Set, corresponds closely to the major Raghane shear zone (Liégeois et al., 1994; Abdelsalam et al., 2002).

UE1 corresponds to Eastern Hoggar, including the NW-SE oriented Djanet, Edembo, Aouzegueur and Barghot terranes (Fig. III-1C). This domain, included in the SmC, was reactivated during the Murzukian orogeny (575-545 Ma) through an intracontinental metacratonization reusing Eburnian structures (Fezaa et al., 2010) with some overthrust juvenile material close to the Raghane shear zone (Henry et al., 2009; Nouar et al., 2011). The most metacratonized zones have been later superimposed by Meso-Cenozoic rifting event linked to the Atlantic Ocean opening that led in this region to the generation of the large Termit and narrower Kafra, Grein, Ténéré and Tefidet graben basins in Niger (Genik, 1992; Guiraud et al., 2005; Ahmed et al., 2016). All these basins have NW-SE orientations precisely corresponding to significant gravimetric anomalies, none of them crosscutting the Raghane shear zone (Fig. III-2B).

UE2 corresponds to the Murzuq Craton (Fezaa et al., 2010; Figs III-1B), currently mostly covered by the Murzuq basin (Echikh and Sola, 2000; Ghienne et al., 2013; Fig. III-12A). The margins of this craton are here redefined (Figs III-2C; 10 and 12). The extension of L1 (Raghane shear zone) to the north below the Phanerozoic sediments, allows indeed to precise the northern boundary of the Murzuq Craton.

UC1 corresponds closely to the Assodé-Issalane tectonostratigraphic terrane (Liégeois et al., 1994; 1998; Bournas et al., 2003; Fig. III-11), while L1 and L2 correspond closely to the two mega shear zones that bound this terrane. The main features of this terrane are the presence of a widespread leucogranite of lower crustal origin (Renatt granite) accompanied by a high-temperature amphibolite-facies metamorphism marked by abundant migmatites. The post-collisional delamination of the continental lithospheric mantle during highly transpressive movements, and consequent rise of the asthenosphere at the regional scale (Liégeois et al., 1994), caused the partial melting of Assodé-Issalane terrane. The concentration of high-amplitude magnetic signals in UC1 can be related to an entire, crustal-scale warming, which

caused high disturbance of magnetic mineral properties (Figs III-3 and 5). The analytic signal method inversion (Fig. III-6 and Tab. III-2A) in addition suggests the presence of widespread batholiths at depths from 9 to 15 km, which could be linked to the Dabaga batholiths that include abundant mafic lithologies such as diorite (Liégeois et al., 1994). The high-K calc-alkaline batholiths, largely distributed in the Tuareg Shield, have here a more important lower crust component than elsewhere and a Rb-enriched medium crust component that is absent elsewhere (Liégeois et al., 1998).

UC1 extends to the north across the poorly known Tazat terrane hindered below a metasedimentary cover (Bertrand et al., 1978), itself underlying Phanerozoic sediments and the Cenozoic basalts (Figs III-5 and 12A). So, UC1 here referred both to Assodé-Issalane and Tazat terranes (Fig. III-11).

5.1.2. The LATEA metacraton: UC2 and UC3

Taken together, UC2 and UC3 correspond accurately to the outlines of the LATEA metacraton (Laouni–Azrou-n'Fad–Tefedest–Egéré–Aleksod terranes) and also comprise the Iskel and Serouenout terranes, considered to be thrust over LATEA (Liégeois et al., 2003; Fig. III-11).

The relatively large width of UC2 is in agreement with the minor Pan-African reworking characterizing the metacratonic character of LATEA (Liégeois et al., 2003; Bendaoud et al., 2008). Within UC2, some of the NW-SE second-order geophysical lineaments corresponds to the Azrou n'Fad, Egéré-Aleksod and Laouni terrane boundaries recognized by geological mapping. In particular, the Azrou n'Fad terrane boundaries and parallel structures being associated with greenschist facies sedimentary units, including the Areghsa basin, are well identified (Fig. III-11). Other second-order structures with the same orientation, but not properly associated to Pan-African deformation (compare Figs III-1C and 11), suggest that non-negligible relative movements occurred along other mega-shear zones within LATEA. Whether they correspond to final Pan-African readjustments and/or the presence of older displaced terranes within the LATEA metacraton is open to debate. It is interesting to note that this compartmentalization based on magnetism mainly concerns the 2.1 Ga Eburnian basement of western UC2 and not the 1.9 Ga Eburnian basement of eastern UC2 (Figs III-1C and 11).

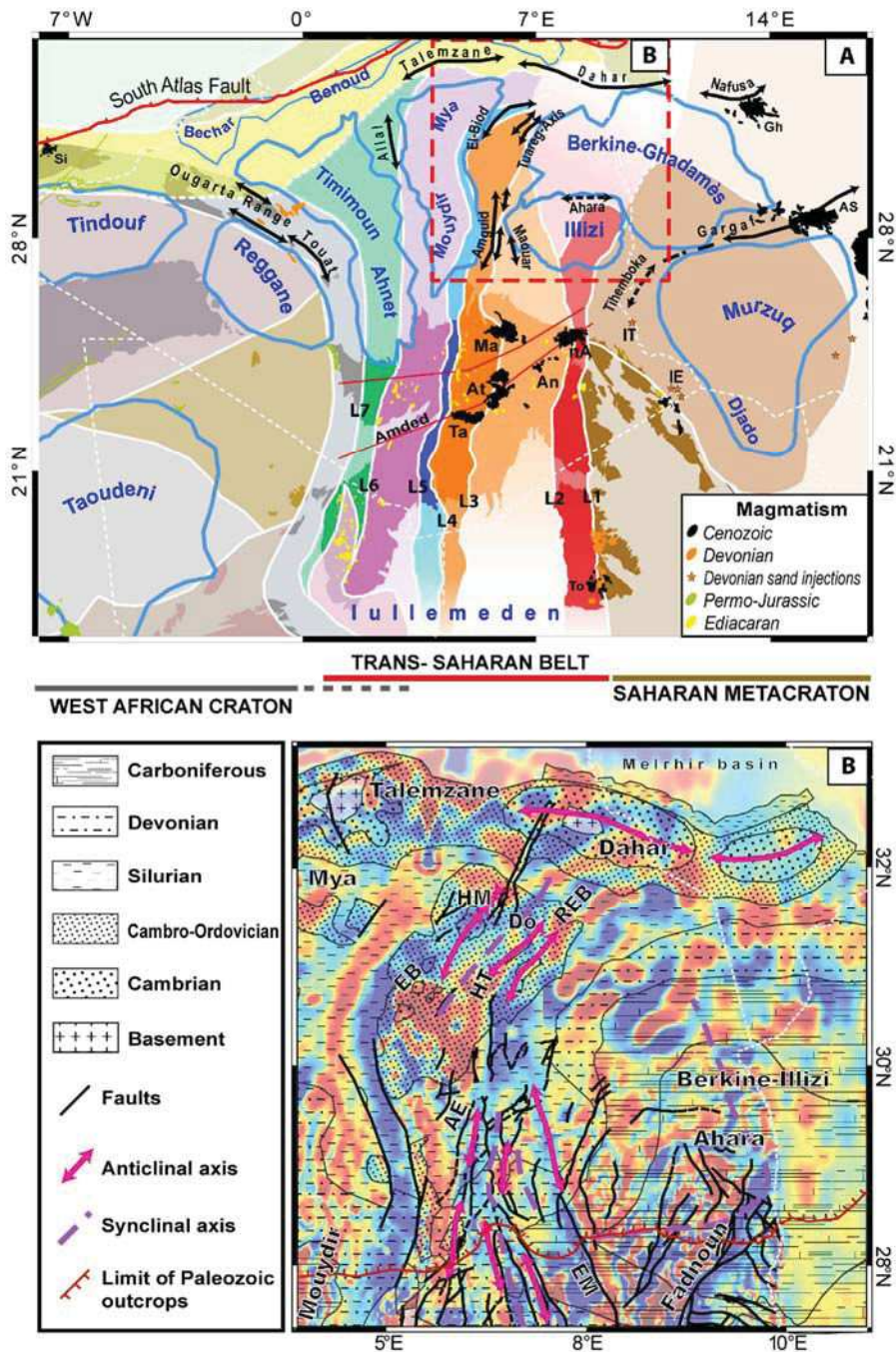


Figure III-12: (A) Disposition of post Pan-African magmatism (see inset for ages) and of North Sahara Paleozoic sedimentary basins and paleohighs, to be compared with the Pan-African crustal-scale compartmentalization based on magnetic and gravimetric anomalies. An: Anahef; AS: As Sawda; At: Atakor; Gh: Gharyan; IE: In Ezzane; Ma: Manzaz; nA: n'Ajjer; Ta: Tahalra; IT: In Teria; To: Todra; (B) Comparison of the magnetic anomalies (background) with a pre-Permian subcrop map including faults, folds and Variscan highs as reported in Galeazzi et al. (2010). Most of the structures detected within sedimentary basins superimposed high-amplitude magnetic gradients. The greater Variscan uplifts concern the El Biodh, Hassi-Tuareg above the UC3, the Hassi Messaoud field (HM) above UC4, and the Talemzane and Dahar highs associated to UN1; AE: Amguid El Biodh; Do: Dorbane; EM: Essaoui Mellen; EB: El Biodh; HT: Hassi Tuareg; REB: Rhourde El Baguel.

5.1.3. The LATEA metacraton: Uc2 and Uc3

Taken together, Uc2 and Uc3 correspond accurately to the outlines of the LATEA metacraton (Laouni–Azrou-n'Fad–Tefedest–Egéré–Aleksod terranes) and also comprise the Iskel and Serouenout terranes, considered to be thrust over LATEA (Liégeois et al., 2003; Fig. III-11).

The relatively large width of Uc2 is in agreement with the minor Pan-African reworking characterizing the metacratonic character of LATEA (Liégeois et al., 2003; Bendaoud et al., 2008). Within Uc2, some of the NW-SE second-order geophysical lineaments corresponds to the Azrou n'Fad, Egéré-Aleksod and Laouni terrane boundaries recognized by geological mapping. In particular, the Azrou n'Fad terrane boundaries and parallel structures being associated with greenschist facies sedimentary units, including the Areghsa basin, are well identified (Fig. III-11). Other second-order structures with the same orientation, but not properly associated to Pan-African deformation (compare Figs III-1C and 11), suggest that non-negligible relative movements occurred along other mega-shear zones within LATEA. Whether they correspond to final Pan-African readjustments and/or the presence of older displaced terranes within the LATEA metacraton is open to debate. It is interesting to note that this compartmentalization based on magnetism mainly concerns the 2.1 Ga Eburnian basement of western Uc2 and not the 1.9 Ga Eburnian basement of eastern Uc2 (Figs III-1C and 11).

To the north, the boundary between Uc2 and Uc3 roughly follows the eastern boundary of the Tefedest terrane recognized at outcrop. However, to the south it rather corresponds to the 4°50' shear zone that straddles the Laouni terrane, the western part of which is sometimes referred to as the Aouilène block. The high-amplitude magnetic signature of Uc3 is probably linked to relatively intense Pan-African deformation, including (i) mylonitic belts and strongly deformed granitoid batholiths (Viallette and Vitel, 1979) in the Tefedest terrane and (ii) inhomogeneous stretching resulting from both NE-SW transcurrent movements and thrusting towards the SE (Lapique et al., 1986) in the Aouilène block. Considering the important strike-slip component that occurred at the margins of Uc3, a major differential horizontal movement between Uc2 and Uc3 is likely. This suggests that the Aouilène block of Uc3 should be considered as a distinct terrane, independent from the Laouni terrane that would belong to Uc2. Though both were initially associated owing to geographical proximity (Black et al., 1994), only global similarities with the Central Hoggar (= LATEA) was inferred (Lapique et al., 1986), some authors being even reluctant to include it in LATEA (Caby, 2003).

Finally, the Iskel terrane is usually clearly differentiated from the Tefedest terrane in geological maps (Fig. III-1C), with the 4°50' shear zone as boundary but is virtually undetectable on long-wavelength magnetic anomaly maps (Figs III-2 and 3). In our framework, this boundary is only a second-order feature, which is in agreement with the model considering that this relatively thin terrane was thrust over the LATEA basement (Azzouni-Sekkal et al., 2003; Liégeois et al., 2003).

5.1.4. The Pharusian belt: UC4, UC5 and UC6

The Pharusian belt is mainly constituted by Neoproterozoic sediments and volcanic rocks intruded by granitoid batholiths. It is divided in two branches, with the In Ouzzal granulitic terrane in between. Between LATEA and the In Ouzzal terrane are located the In Teidini and Tin Zaouatène terranes (and the small Tirek terrane). To the west of the In Ouzzal terrane are the Tassendjanet, Kidal and Tilemsi terranes (Figs III-1C and 11).

UC4 corresponds roughly to the In Teidini terrane. It is characterized in geophysics by a uniform width all along its N-S extension. We however note that, in its southern part, UC4 is narrower than the In Teidini terrane (Fig. III-11). The In Teidini terrane is poorly known. It is composed of greenschist facies graywackes, volcanic and clastic rocks (Bertrand and Boissonas, 1970; Bertrand et al., 1966; Gravelle, 1969, Black et al., 1994; Boukhalifa, 2002) and is considered as a juvenile terrane probably representing an island arc accreted to LATEA but not overthrust, at the beginning of the northward tectonic escape at c. 630 Ma. Forward modeling (Fig. III-9 and section 4.5) shows that UC4 has low density and magnetization. It is in agreement with the volcano-metasedimentary nature of the In Teidini terrane, which should expand at depth (>10 km; Fig. III-9). As being concealed beneath the In Teidini terrane, the deep major suture between the two blocks UC3 and UC5 is not properly imaged but has to be positioned beneath UC4 between L4 and L5.

UC5 encompasses Tin Zaouatène, Tirek, In Ouzzal and the Granulite of Iforas Unit (UGI) terranes, which individually have contrasted characteristics. In particular, the Pharusian Tin Zaouatène terrane is composed of Neoproterozoic amphibolite-facies rocks with migmatites and granitoids. The Archean/Paleoproterozoic In Ouzzal granulitic terrane (Ouzegane et al., 2003) shows only minor Pan-African effects (brittle tectonics and upper-level granites, Fezaa et al., in press) except regarding its external shape tied to Pan-African shear zones (Haddoum et al., 2013). The western boundary of In Ouzzal appears as a subordinate feature regarding geology but corresponds in magnetic and gravimetric maps to a first-order lineament (L6; Fig.

III-11). Alternatively, it is surprising that, to the east of In Ouzzal, the major Adrar fault —the western geological boundary of the Tin Zaouatène terrane (Amara et al., 2017) —, only corresponds to a second-order geophysical lineament.

Unit UC6 encompasses the Tassendjanet terrane, the north-eastern part of the Kidal terrane — its remaining part, the Iforas composite batholith belongs to Uw1 (see below)— and a tongue extending to the south-west (Fig. III-11). We remark that, as it is observed more to the east for similar juvenile units (e.g. the Iskel terrane), the juvenile material of the Tilemsi terrane has an insignificant signature regarding the potential field data. It suggests as well a terrane with a restricted thickness, and essentially thrust over a basement. In the southern outcrop, UC6 consists of (i) an Eburnian gneissic basement covered by shelf sedimentary rocks, (ii) voluminous mafic-ultramafic rock at c. 800 Ma, some of which having been subducted and transformed in eclogites (Berger et al., 2014b), overlain by greenschist-facies Neoproterozoic andesite and related graywackes corresponding to a Cryogenian continental magmatic arc (Chikhaoui et al., 1978; Dostal et al., 1996), (iii) a few Pan-African granitoids (Tassendjanet terrane; Black et al., 1994). The north-eastern part of the Kidal terrane, which is included in UC6, is an Eburnian basement (>1.9 Ga; Bosch et al., 2016), intruded by limited Pan-African granitoids comparable to those of the Tassendjanet terrane. Pan-African Ediacaran granitoid plutons are also present in UC6 but there is no equivalent of the Iforas composite batholith characterizing the northern termination of Uw1.

To the north, UC6 enlarges significantly beneath the North Sahara basins, displaying a funnel shape before abutting the northern units. In northwestern Hoggar, UC6 is spatially coincident with the Ouallen “molassic” late-orogenic series, preserved in graben structures tied to a major crustal lineament, and whose age is late Ediacaran to lower Cambrian (Caby, 1969; Ait-Kaci Ahmed and Moussine-Pouchkine, 1987; Craig et al., 2008). The northward prolongation of this basin may explain the very peculiar nature of UC6 beneath the Phanerozoic North Sahara basins, where it displays magnetic and gravimetric low-amplitude signatures.

5.1.5. The boundary zone between the Tuareg Shield and the WAC: Uw1 and Uw2 (and Uw3-6)

The northern tip of Uw1 actually corresponds to the Iforas composite batholith, which is characterized by a transition from high-K calc-alkaline granitoids towards a major alkaline-peralkaline province made of dyke swarms, rhyolitic lava plateaus and ring-complexes

(Liégeois et al., 1987; Liégeois and Black, 1987), a setting that is not observed elsewhere in the Tuareg Shield. The southern part of Uw1 matches the 50 km wide Kandi shear zone in Benin, which is also marked by a transition from high-K calc-alkaline to alkaline magmas, all being syn-kinematic (Glodji et al., 2014 and references therein). The particular development (Boullier, 1986) and preservation of the Iforas composite batholith has been attributed to the proximity of the Gourma embayment (Liégeois et al., 1987). Similarly, it can be suggested that the juxtaposition, off the Gourma, of two units encircling the WAC (Uw1-2) relates to a tectonic evolution of a peculiar area less submitted to collisional strain.

The southern tip of the Uw2 is covered by Meso-Cenozoic sediments but lies to the east of the Gourma nappes that comprises eclogites (Jahn et al., 2001) and whose regional EW-trending stretching and mineral lineation indicate a westward tectonic transport with the nappes rooting in the suture zone (Caby, 1979) corresponding to Uw2. More to the north, it comprises the Tanezrouft Unit that includes a tight dyke swarm and associated rocks, the whole being mylonitic, possibly corresponding to the root of a paleorift (Dostal et al., 1979). Just to the west, Uw2 includes also the Permian Tadhak graben and ring-complexes (Liégeois et al., 1983; 1991). After its virgation to the WNW, Uw2 embraces the Ougarta region that can be considered as the metacratonic boundary of the West African Craton (Ennih and Liégeois, 2001; 2008), running then to the west in the Anti-Atlas mountain range. Together, Uw1 and Uw2 delineate the western metacratonic boundary of the West African Craton, generated during the collision of the latter with the Trans-Saharan terranes.

Uw3 to 6 together characterize the West African Craton. They do not have the N-S trend shown by the Central unit Set in the Tuareg Shield, which is in agreement with the nearly absence of Pan-African effects within the craton itself. This is patent when comparing the shape of Uw3-6 units with Uw1-2 units, corresponding to unaffected cratonic areas and metacratonic areas, respectively. A detailed study of these units is beyond the scope of this study (see Jessell et al., 2016 and references therein). We can note that Uw3 essentially relates to the Reguibat shield and neighboring basins such as the Tindouf basin and the triangular Uw6 to the Gourma aulacogen. To the south, the Boule-Mossi domain (Birimian) is also subdivided in two areas (not numbered); this could be due to the presence of hidden Archean units recently detected in Ghana (Petersson et al., 2016; 2018).

5.1.6. Northern units (UN1 and UN2)

UN1 and UN2 do not outcrop, with the notable exception of southern Morocco. UN2 is roughly corresponding to the Saharan Atlas, an Alpine intracontinental belt resulting from the inversion of a continental Mesozoic rift (e.g. Frizon de Lamotte et al., 2009), which is in continuation to the west with the High Atlas; the latter developed at a rheological boundary, as it is just located to the north of the rigid West African Craton, more precisely its northern metacratonic boundary corresponding to the Anti-Atlas mountains (Ennih and Liégeois et al., 2008; Gasquet et al., 2008).

UN1 is more enigmatic, due to overlying thick sedimentary piles over most of the corresponding domain, with exception of southern Morocco. To the west, regarding gravimetry, UN1 stops against UW2 (Fig. III-8B) while UN1 superimposed its magnetic signature on UW2 (Figs III-8A and 10). As UW2 corresponds to the metacratonic boundary of the West African Craton (Ennih and Liégeois et al., 2008), this indicates that the magnetic fabric of UN1 is younger than the Pan-African metacratonization. This implies a late Pan-African (<600 Ma), Variscan age or Alpine age. An Alpine age can be discarded considering the absence of current Alpine relief above UN1, Alpine compression being focussed within UN2. The Variscan orogeny clearly affected the area: the current Mesozoic Fault system, matching with the boundary between UN1 and UN2, may be viewed as the external southern limit of the Variscan deformation on the Gondwana plate in late Carboniferous times (Michard et al., 2010) and is marked by a major E-W dextral horizontal movement (e.g. Hoepffner et al., 2006; Veevers, 2013; Franke et al., 2017 and references therein). Geophysical and core data indicate that the Paleozoic sedimentary series present in the UN1 area in Algeria, including lower Cambrian strata fed from the south, are poorly deformed and only uplifted owing to several E-W oriented arches and faults (e.g. the Talemzane Arch; Boote et al., 1998; Frizon de la Motte et al., 2013). It suggests that the UN1 structures have been reactivated during the Variscan orogeny, at least regarding its western, Moroccan portion (Faik et al. 2001; Soulimani et al., 2014) —which is relatively proximal relative to the orogen (Michard et al. 2010). Reworking was however too moderate to be at the origin of the UN1 magnetic fabric. It allows the generation of the UN1 magnetic fabric to be temporally bracketed after the metacratonization of UW2 and before the Cambrian, i.e. during the late Ediacaran. This means that the curvatures shown by the Trans-Saharan Pan-African terranes to the north (Fig. III-8) were most probably generated at that time.

5.2. Extension of geophysical units below Phanerozoic cover and implications

One of the foremost objectives of the present study was to extend below the Saharan platform sediments the crustal structures defined in the Tuareg Shield, considering both geophysical units and tectonostratigraphic terranes. The agreement between the geophysical and geological terrane structures in the Tuareg Shield (Fig. III-11), where are the basement outcrops, allows to consider with confidence the terrane structure as defined by geophysics beneath the north Sahara basins (Fig. III-12B).

Our work provides new constrains regarding five main points, each of them being crucial in the understanding of the Trans-Saharan Belt evolution: (i) the termination toward the north, and associated curvature, of the Assodé-Issalane terrane a feature which in relation with the location of the northern SmC boundary; (ii) the termination toward the north of LATEA (UC2, UC3); (iii) curvature of In Teideni (UC4) and Tin Zaouatène (part of UC5); (iv) the relationships between the Trans-Saharan Belt and the metacratonic margin of the WAC; (v) the junction of submeridian, mainly Pharusian terranes (UC4-6) with a crosscutting, E-W oriented, major structure (UN1).

The northern termination of UC1, displaying a tight curvature (Figs III-3 and 5) and molding on a more rigid UE2 (Murzuq Craton; Figs III-2, 10 and 13), is in line with a highly ductile terrane, which is itself in agreement with the removal of the lithospheric mantle (see section 5.1). This indicates that the apparent imbrication of UC1 between UE2 and UE3 (Figs III-10 and 13) is not due to a ramming of UC1 within the SmC but rather indicates that UC1 is essentially thrust over the SE part of UE3. In that view, UE3 is to be understood as an element of the Trans-Saharan Belt, rather than belonging to the SmC (Figs III-12A and 13). Owing to the bent shape of UC1 to the north, along with its circumscribing anomaly, we cannot exclude that an orocline (e.g. Martínez Catalán, 2011; Johnston et al., 2013) has developed at the tip of UC1, before its truncation by shear zones along the SmC boundary. The nature of UE3, located outside the SmC and on the western side of the admittedly poorly defined northern continuation of the Raghane shear zone (L1, dotted line in Figs III-10 and 13), however remains open to debate (see Section 5.5).

The northern and southern terminations of the LATEA metacraton are well visualized. Indeed, UC2 and UC3 can be followed below the Phanerozoic basins both to the north and the south (Figs III-2, 10 and 13). Including now their extension from beneath the basins (south and north), the global shape of UC2 and UC3 is largely elongated (Figs III-12A and 13), much more than it may appear on the basis of outcrop outlines in the Tuareg Shield (Fig. III-1C).

Our unit delineations suggest the northward movement of UC2 was blocked, or at least restrained, by UE3 and that UC3 was then able to somewhat run over UC2, which is probably the cause of the development of the large shear zone bounding the Tefedest terrane to the east and of the 4°50' shear zone. Strong lithospheric linkage within LATEA however did not allow significant differential movements between UC2 and UC3.

Third, two units show distinctive curvature beneath north Sahara basins. UC4 is molded on the northern of UC3, i.e. the LATEA metacraton. Its clockwise rotation around the northern tip of UC3 indicates that the latter behaved as a more rigid block than UC4. This geometry is reminiscent of that of UC1 (Assodé-Issalane terrane) molded on the Saharan Metacraton (see above; Figs III-2A and 10). The UC4 behavior agrees with a Pan-African juvenile terrane (island-arc type) having by nature a thinner lithosphere and hence a more ductile behavior, the latter being enhanced by the thermal effects of the large batholiths that intruded this terrane during the tectonic escape. In the In Teidini terrane, even the late high-level pluton intrusions occurred in strongly ductile conditions (Boissonnas, 2008).

Considering its whole extent, UC5 is much larger than UC4 but follows the same disposition with a clockwise rotation around UC3 and UC4, abutting on UN1 (Fig. III-10). It suggests a rather deformable behavior, yet the In Ouzzal terrane has been considered as a metacraton with limited Pan-African reworking (Adjerid et al., 2008; Fezaa et al., in press). On the other hand, the metacratonization process typically leaves rather intact cratonic domains among more reactivated areas (Liégeois et al., 2013). We here propose that UC5 as a whole is a metacratonic terrane comprising a cratonic nucleus, namely the In Ouzzal terrane. If true, Archean and/or Paleoproterozoic protoliths should be found in the Tin Zaouatène terrane (Fig. III-9), constituting a test for this model. This would also explain the conundrum of a nearly not reactivated terrane during the Pan-African period but having its elongated and peculiar shape fashioned by the same Pan-African orogeny.

Fourth, the metacratonic margin of the WAC is now well differentiated. The occurrence of UW1 indicates that UC6 and UC5 does not extend to the south under the latitude 18°N and 17°N, respectively (Fig. III-7). This means that the northern prolongation of the Kandi fault, one of the main shear zone of the Trans-Saharan Belt (Glodji et al., 2014) coincides with the eastern boundary of UC5 and most probably, at depth, with the boundary between UC5 and UC3 at depth below UC4 (Fig. III-9). The data of this study give thus a tight constrain for the correlation of the Kandi Fault and the Tuareg terrane structure, which was quite flexible till now.

Uw1 and Uw2 follow the bent eastern boundary of the West African Craton —the Gourma aulacogen— and have similar very elongated shapes, 1500 km long and 80-150 km for Uw1 and 2700 km long and c. 150 km wide for Uw2 (Figs III-2B and 7A). Uw1 from latitude 6°N to 17°N and Uw2 from latitude 17°N to 25°N follow the strongly positive gravimetric anomaly interpreted as the suture zone between the West African Craton and the Pan-African belt and understood as the signature of easterly dipping 6 to 20 km thick mafic-ultramafic rocks (Bayer and Lesquer, 1978; Roussel and Lesquer, 1990). Between latitude 17°N to 20°N, we note the juxtaposition of the two units, the northern tip of Uw1 being translated eastward within the Adrar des Iforas while the southern tip of Uw2, which extends much further to the north, follows the suture-related positive gravimetric anomaly.

Fifth and finally, we remark that the northern boundaries of Uw2, Uc4-6 and Ue3 are roughly aligned and could correspond to the track of a former continental margin facing a relatively open, possibly oceanic domain, before the late-Pan-African (Cadomian) accretion of the Northern unit Set. During Ediacaran times, to the north of UN1, there is a consensus to consider this was the place of the peri-Gondwanan terranes (e.g. von Raumer et al., 2003; Giacomini et al., 2006; Drost et al., 2011; Garfunkel, 2015) with an extensive Cadomian arc running from Amazonia up to North Africa and beyond (Meert and Torsvik, 2003) that last until 540 Ma with a major sinistral shear belt along the northern boundary of West Africa (Ennih et al., 2001; Fernández-Suárez et al., 2002; Koglin et al., 2018). The consequence of the Cadomian accretion would be to have deported the continental margin to the north, the actual north-Gondwana margin as far as the Phanerozoic is concerned (see also Drost et al., 2011). A relatively rigid behavior of UN1 compared to other terranes of the Trans-Saharan Belt is suggested by (i) its orthogonal disposition and (ii) an effective stress transmission further south and to the whole of the more internal Saharan platform during the Variscan event.

As a preliminary conclusion, it thus appears that the units defined by potential field methods compare attractively with the tectonostratigraphic terranes. They however highlight specific characteristics, which are mostly the rheology and the late major tectonic movements, which are mostly transcurrent, some thrust-related, throughout the Trans-Saharan Belt. Also, a new perspective is here offered from beneath the north Sahara basins, allowing a visualization of the northward terminations of the Pan-African terranes.

These features have been enhanced in Figure III-13 where have been represented (i) the rigid cratonic cores, (ii) the more or less metacratonized areas and (iii) the true mobile belts following the results of this study. The Trans-Saharan Belt appears located between two large

bodies that are the West African Craton (WAC) and the Saharan Metacraton (SmC) and represents thus the total width of the orogen. The West African Craton is mantled by a metacratonic rim, where thrust movement towards the WAC are documented in the Gourma area (Caby et al., 2008) with thick-skin basement horsts and thin-skin eclogite-bearing nappes, as well as in the Anti-Atlas (Ennih and Liégeois, 2008; Triantafyllou, 2016).

Similar oceanic sheets thrust towards the western boundary of the SmC (Boullier, 1991; Black et al., 1994; Liégeois et al., 1994), yet they are spatially limited. No metacratonic mantling does exist along the western boundary of the SmC, which is underlined by the highly ductile UC1, closely correlated to the high-temperature, amphibolite-facies Assodé-Issalane terrane. The latter is considered to have lost its lithospheric mantle that allowed a c. 1000 km northern movement along the SmC, being responsible for the generation of the Raghane mega-shear zone (Liégeois et al., 1994). This suggests that most of the collisional compressive stress has been absorbed within the UC1 that behaved as a “lubrification” terrane (Fig. III-13), which the transcurrent movement generated the Raghane mega-shear zone. This situation may have protected the western boundary of the SmC. This peculiar behavior can be linked with the fact that this is the sole case in the studied region where there is a complete correlation between a geophysical unit (UC1) and the tectonostratigraphic entity here referred to as the Assodé-Issalane terrane.

5.3. Relations between geophysical units and Phanerozoic sedimentary basins

The spatial correspondence between the here-defined units and the domains generally referred to as basins and structural highs (archs, fault trends,...) is remarkable (Fig. III-12A). If relationships between the basement structure and basin distribution is well acknowledged in the literature (Boote et al., 1998; Coward and Ries, 2003; Craig et al., 2008; Fabre, 2005; Galeazzi et al., 2010; Eschard et al., 2010; Soulimani et al., 2014), our study shed light on the global cartography of the basement units and on processes that underpinned such a compartmentalization (Figs III-12 and 13).

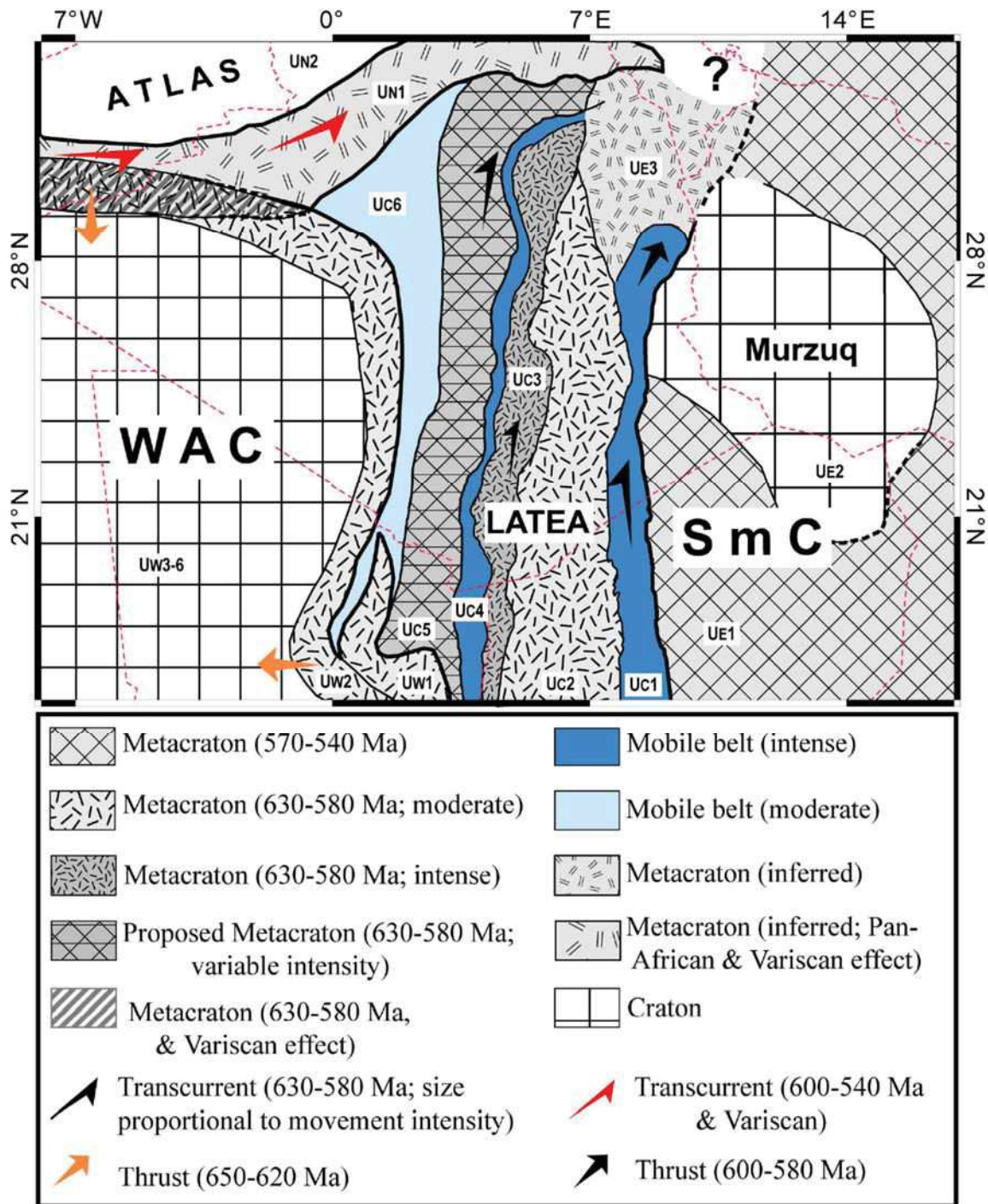


Figure III-13: Map showing the rheological behavior of the different units as outlined in this study. Rigid (meta)cratonic domains are positioned to the West (WAC) and to the east (SmC) of the Trans-Saharan Belt, itself including a terrane assemblage with differentiated rheologies including relatively thick, ribbon-shaped metacratons and thinner intervening mobile belts. To the north lies the Northern unit set, which is essentially orthogonal to the Trans-Saharan Belt dispositive, and which images the junction between the Cadomian and Pan-African orogenic belts.

At first order, published subcrop maps at the Variscan (Hercynian) unconformity show that from the WAC to the SmC, four domains have been particularly uplifted by the end of the Carboniferous compression: (1) the metacratonic margin of the WAC (UN1-2) to the west, as highlighted by the Ougarta range (Fig. III-12A); (2) the western part of the LATEA metacraton including UC3 (Tefedest) and UC4—the latter overlying the buried, western margin of UC3 (Fig. III-9)—, which together corresponds to the Amguid-El Biod Arch; (3) to the north, the E-W trending UN1, associated with a suite of major uplifts, such as the Talemzane Arch or the Tilrhemt Dome; (4) more to the east the WSW-ENE Gargaf Arch, positioned within UE2 (Murzuq Craton), which is not associated with any major feature underlined by magnetic anomalies. Additional less important highs are known and can be found in Figure III-12.

In between these major uplifts are large domains corresponding to the “sedimentary basins” formed as a result of platform-scale Paleozoic subsidence and bounded by Variscan uplifts and subsequent erosional truncation (e.g. Boote et al., 1998). Namely, they are from W to E (Fig. III-12A): (1) the Tindouf and Reggane basins lying on the WAC, inside its metacratonic margin (Uw2); (2) the Ahnet and Timimoun basins closely following UC5 contours; (3) The Mouydir and Mya basins located essentially above UC5, the south-western part of UC5 being uplifted; (4) the Illizi, Berkine, Ghadames and Murzuq basins that have in common to lie on rigid units: the Murzuq basin on UE2, the Berkine - Ghadames basin on UE2 and UE3 and the Illizi basin on UE3 and UC2, the northern tip of UC1 considered to be thrust over UE3 (see above); (5) finally, the Taoudeni Basin, a large intracratonic basin occupying approximately the center of the WAC, is bounded by large uplifted shields to the north (Reguibat Rise) and to the south (Man-Leo Shield) and is mainly located on Uw5. This basin began to develop at the end of the Mesoproterozoic (c. 1.1 Ga; Rooney et al., 2010), well before the Pan-African orogeny that induced only differential sedimentation rates and large-wavelength unconformities (Bronner et al., 1980; Villeneuve, 2005; Deynoux et al., 2006). It is thus outside of the scope of this study.

Interestingly, submeridian uplifts are typically associated with, and controlled by, fault-related structures (e.g. the Amguid-El Biod fault trend of Galeazzi et al., 2010; Fig. III-12B) or the Fadnoun fault (Zazoun, 2008; Fig. III-5D-E), whereas orthogonal, E-W trending uplifts preferentially formed as large (100-300 km) wavelength flexures, with only minor contribution of faults generally corresponding to limited inversion of Cambrian normal faults (e.g. Carruba et al., 2014).

Very limited short-wavelength deformation is observed in basins lying on large cratonic and metacratonic domains (UE1-3, UC2). By contrast, basins located on more deformed Pan-African terranes (UC3-6) were prone to deformation involving fault-related folds (Haddoum et al., 2001; 2009). The major uplift in the area of the Hassi Messaoud oil field (Fig. III-12), where Triassic strata overlay Cambrian sandstones (Boote et al., 1998), specifically superimposed the eastward bent of UC4 (Figs III-4 and 10). It can be proposed that the inverted triangular shape of UC4, as reconstructed by forward modeling (Fig. III-9), favored its uplift in a pop-up mode above the reactivated contact at depth between UC5 and LATEA (UC3).

In a similar way, it can be observed that narrow elongated metacratonic zones (resp., Uw2, UC3), marking a strongly focused deformation on the margin of a rigid body (resp., WAC and LATEA) are particularly affected by Variscan uplifts (resp., Ougarta range, Amguid High; see also Soulaïmani et al., 2014). By contrast, UC1, which share similar shape and orientation as UC3, has not been affected by Variscan uplift. It can be argued that the metacratonic areas are rigid but fractured, rendering them prone to be reactivated and to be uplifted when a far-field stress is applied (Liégeois et al., 2013), here the Variscan orogeny in Europe. Indeed (meta-) cratonic areas with thick lithospheres essentially transmit the stress while inherited mobile belts can accommodate it through a more deformable behavior. This means in turn that the presence of several individual highs in UN1 (Talemzane, Dahar) might suggest that this unit is at least partly metacratonic.

The Paleozoic sedimentary wedge of the Gondwana platform (Gondwana Cycle of Boote et al., 1998) was a relatively continuous continental-scale depositional area throughout the Paleozoic (e.g. Ghienne et al., 2007) which acquired its present configuration due essentially to disruption of its initial geometry during the Variscan event (Boote et al., 1998). During much of its evolution, there was a limited differentiation of the basinal areas, the main difference between the “basins” being the thickness of the Paleozoic cover regularly thinning to the South, i.e. essentially upstreamward.

However, second-order structures add local complexity to this basic scheme. For example, vertical movements and fault offsets developed during the Lower Ordovician (“Arenig phase”) in areas scattered from Morocco to Libya (Beuf, 1971; Galeazzi et al., 2010; Ghienne et al., 2013). These are generally understood as related to far-field tectonic, mostly extensional, events affecting more conspicuously the Gondwana margin (Ouanaimi et al., 2016, and references therein). As well, a number of Upper Silurian to Devonian uplifts, fault offsets and linked unconformities are acknowledged (Beuf, 1971; Eschard et al., 2010;

Zazoun, 2008), again potentially link with far-field extensional tectonics (Frizon de Lamotte et al., 2013). However, regarding uplifts, none of these early Devonian deformation phases, which may have activated future domains later strongly affected by the Variscan shortening (e.g. the Gargaf Arch; Carruba et al., 2014), have the importance of the late Carboniferous event. One of the best documented structural high showing a notable episodic activity is the Ahara High, which separates the Illizi Basin from the Berkine Basin, resulting in a thinner Paleozoic sequence up right and pinchout of Lower Ordovician and Devonian sequences (Eschard et al., 2010). It can be noted that the Ahara High precisely coincides with the bent tip of UC1, which was thrust over UE3 (see above) and acted repeatedly as an unstable domain during the Paleozoic. It is well known that following the nature and the direction of the far-field deformation, this is the most suitably oriented and located structures that will be reactivated (e.g., at the regional scale: (Haddoum, 2009; Galeazzi et al., 2010; Michard et al., 2010; Carruba et al., 2014; Soulaïmani et al., 2014; see also, more generally, Holdsworth et al., 2001). For example, the Devonian deformation is not intense throughout central Sahara but the associated Devonian magmatism was major in the Air area. Though far from the continental margin, the latter area was indeed localized over a major Pan-African shear zone (L1, see section 5.4).

Conversely, thick Cambrian to Ordovician successions have been deposited and locally preserved above structural highs. In spite of such a location, they have similar thicknesses to that in immediately adjacent basinal areas (e.g. at the crest of the Azzene High in between the Sbaa and Ahnet Basin, Boote et al., 1998). Such structures did not operate as syndepositional high but formed essentially as post-depositional features. If only subordinate differentiation existed during overall subsidence of the whole domain from the WAC to the SmC during much of the Paleozoic, though including, as noted above, second-order features responding to a far-field, mostly extensional stress state, major basement reworking was recorded during the Variscan shortening. At that time, distinct behavior of individual Pan-African terranes relative to the adjacent domains is patent. The same is true during the Tethyan cycle, considering that the vast Triassic Basin, initiating the thick Mesozoic succession of the North Saharan basins, developed without any major —with the exception of northern normal faults— differentiation of depositional area from one terrane to another, the most active depocenter being positioned right above the former Variscan Amguid-El Biod Arch. Again, reactivation of Pan-African faults, in places with major offsets (Hassi Touareg structure) is clearly linked to later,

localized, Upper Cretaceous to Cenozoic deformation reflecting, in the intracontinental domain, the Africa-Europe convergence.

The situation is less clear with UN1, the geological significance of which is very poorly known (see above). It functioned similarly to, and in continuity with, the other Pan-African structures up to the Carboniferous, with no (or limited) expression during the Paleozoic but enduring a large uplift at the end-Carboniferous. It seems that the UN1 domain had a key role during the Tethysian rift formation as none of them was able to crosscut this particular domain, all the related grabens being positioned to the north of UN1. As a consequence, it is suspected that the presence of the ribbon-shaped UN1 indirectly forced Mesozoic rifts and subsequent inversion structures to remain in the domain presently known as the Atlas Belt (i.e., UN2 and beyond). UN1 is thus a major crustal entity, poorly recognized so far, that controlled most of the development of the northern Sahara Platform since the Carboniferous. Though not tied genetically to Atlasic structures, the parallelism between the latter and UN1 contours highlights these relationships (Frizon de Lamotte et al., 2011; 2013).

Our subdivision of the Pan-African basement in magnetic-gravimetric units and related terrane organization help to understand the processes tied to tectonic reworking of the Pan-African structures (Haddoum et al., 2001; Soulaïmani et al., 2014), themselves strongly related to the different rheology of these terranes (Fig. III-13). Admittedly, it has less impact regarding depositional phases during which most of the basement was subsiding with only mild deformation and poor differentiation of domains tied to basement-related compartments. It is mainly when an overall compressional regime is applied to the region that the structural inheritance played a significant role.

This is well exemplified in the Sahelian basins to the south of the Tuareg Shield. Being located much further away from the Variscan orogen, no highs and basins developed at that period and the large and rather homogeneous Iullemeden basin (Kogbe, 1981; Zanguina et al., 1998) was not compartmentalized as to the north (Fig. III-12). By contrast, Cretaceous grabens developed in the southern metacratonic boundaries of the WAC (Southern UW2, northern UW1) and of the SmC (UE1) in response to the South Atlantic opening within the Central African Rift Subsystem (Genik, 1992; Ye et al., 2017 and references therein) but not in the north Saharan basins. These rifts developed without significant deformation except localized brittle faults and, although they are well marked by gravimetry (Louis and Rechenmann, 1966; Genik, 1992), they are not featured by the magnetic fabric (Fig. III-9).

5.4. Relations between geophysical units and Late-Ediacaran to Quaternary intraplate magmatism

Compared to the Pan-African magmatism (Cryogenian and above all, early Ediacaran, 630-580 Ma), the post-orogenic late Ediacaran to anorogenic Phanerozoic magmatism is very limited in volume, yet it is critical in terms of geodynamic proxies. There are four different generations: post-orogenic (570-520 Ma), lower Devonian, Permian-Jurassic and Cenozoic (Figs III-1 and 12A).

(1) The post-orogenic alkali-calcic and alkaline plutons, dykes and volcanic rocks (570-520 Ma) include the alkaline province of the Iforas batholith (Liégeois and Black, 1987), the Taourirt province (Azzouni-Sekkal et al., 2003) and additional more isolated bodies such as the Tisselliline pluton (Liégeois et al., 2003) in north-east LATEA or the Tin Bedjane pluton and associated Tin Amali dyke swarm in Eastern Hoggar (Fezaa et al., 2010). They have in common to have emplaced after the cessation of the northern post-collisional tectonic escape of the Tuareg terranes due to the WAC indentation, which terminates at around 580 Ma (Abdallah et al., 2007). The Iforas alkaline province, whose volcanic products probably covered the whole Iforas region (60,000 km²) is located at the northern tip of Uw1 (Fig. III-12A), in front of the Gourma embayment (Uw6; Fig. III-7 and section 5.1). The genesis of the Iforas alkaline province has been attributed to the oceanic slab breakoff provoked by the subduction of the WAC margin (Liégeois and Black, 1987), a complex situation that can have generated the intricate relation of Uw1-Uc6-Uw2 as well as the bend of Uw1 and Uw2 (Fig. III-7). More constraints are needed to propose a detailed model.

The other late Ediacaran plutons are located on the western margin of Uc5, corresponding to the In Ouzzal metacratonic terrane (Fezaa et al., in press), and close to the western lithospheric margin of LATEA (Azzouni-Sekkal et al., 2003), corresponding to the western boundary of Uc3 (L4) at the surface and located beneath Uc4 at depth (Fig. III-9). Finally, some plutons are located along both boundaries of Ue1, limiting it from Ue2 and Uc1. It shows that the late Ediacaran plutons intruded preferentially the more deformed metacratonic terranes (northern Uw1, western Uc6, Uc3 and Ue1), especially along the shear zones.

The early Devonian magmatism is local but paramount in the Aïr region where large alkaline ring-complexes accompanied by large ring-dykes or cone-sheets (60 km in diameter for the Meugueur-Meugueur ring, Moreau et al., 1986; Ritz et al., 1996), massif-type anorthosite (Black, 1965; Demaiffe et al., 1991) and volcanic products (Black and Girod, 1967) are observed. The emplacement of this alkaline province was controlled by structures under a

transtensional tectonic regime (Moreau et al., 1994). Other known manifestations of the early Devonian magmatism is the large Arrikine sill having an enriched mantle source (Derder et al., 2016) and the magmatically-generated (phreatic) sand injections (Moreau et al., 2012), all being located within the Murzuq cratonic periphery (Fig. III-12; Derder et al., 2016). The Devonian magmatism is thus not restricted to the UC1/ UE1 boundary (i.e., L1), yet the latter area had a preponderant role within the Devonian reworking framework.

The Jurassic magmatism is well developed in the western part of the West African craton as doleritic dyke swarms, especially on its western boundary where large sills and laccoliths are present (Deckart et al., 2005). This magmatism, precursor of the Atlantic ocean opening, belongs to the huge Central Atlantic Magmatic Province (CAMP; Marzoli et al., 1999.) By contrast, in our study area, the Permian to Jurassic magmatic event is limited to the Tadhak area (Liégeois et al., 1983; 1991), to the west of the Adrar Iforas. It is a carbonatite – nepheline syenite association whose source lies in a Dupal-type asthenospheric mantle (Weis et al., 1987) pointing, as for the Arrikine sill, to a sub-lithospheric source implying the need for the reactivation of pre-existing lithospheric structures. The latter are located within UW2, the metacratonic boundary of the West African Craton, in front of a NE-SW lineament crosscutting the Pan-African lineaments (Fig. III-12A). This may give to the intersection of the lineaments with the UW2 Pan-African structures a favorable status for this location both during Permian (end of Variscan stress) and Jurassic (Atlantic opening) (Liégeois et al., 1991).

The Cenozoic magmatism is volumetrically limited but geographically widespread in NW Africa (Liégeois et al., 2005 and references therein), being present in the Tuareg Shield but also from the Tibesti volcanoes in Chad (Deniel et al., 2015) to the large basaltic fields of Libya (Elshaafi and Gudmundsson, 2018, and references therein), in the Anti-Atlas range (Berger et al., 2014a) as well as in the Maghrebian Alpine belt (e.g. Coulon et al., 2002). The latter province is not considered here. It is known that this volcanism does not intruded the WAC (Liégeois et al., 2005); it can be seen in addition that it does not intruded as well the Murzuq cratonic nucleus (Fig. III-12A). In contrast, Cenozoic magmatism is preferentially recorded in metacratonic areas (LATEA, boundaries of the Murzuq Craton, Anti-Atlas), most often corresponding today to semi-rigid areas that were uplifted from the Middle Eocene, in relation with intraplate stress induced by the Africa-Europe Alpine collision. It should be emphasized that the potential and relative contribution to these uplifts of thermal doming vs. lithospheric buckling is still unclear (Liégeois et al., 2005; Rougier et al., 2013; English et al., 2017). Such a view would apparently minimize the role to the NE-SW oriented "Oued Ameded

lineament" in Hoggar (Fig. III-12A) sometimes considered as a primary structure linked to the Cenozoic Hoggar volcanism (Dautria and Lesquer, 1989; Aït-Hamou and Dautria, 1994), mostly because it is parallel to the alignment made by the Tahalra, Atakor, Anahef and n'Ajjer volcanic fields (Dautria and Lesquer, 1989; Aït-Hamou and Dautria, 1994), possibly extending towards the Tihemboka and Gargaf highs (i.e., reaching the Al Hasawana and As Sawda volcanic fields). However, when looking at all Hoggar Cenozoic volcanic fields, this alignment does not appear to be significant and even less if considering the major Cenozoic volcanic fields in northern Chad and Libya (Liégeois et al., 2005). In Tibesti swell, a detailed study of the relationships between structural lineaments and Cenozoic volcanism has shown that alignment of the hundreds of volcanic edifices are tightly correlated with the boundary of the relictual cratonic nuclei (including Murzuk craton) present in the Saharan metacraton and reworked by the Alpine Africa-Europe collision (Nkono et al., 2018). The secondary importance of the NE-SW lineaments (including Amded lineament) is in line with their weak signature in the maps of the present study that privilege the significance of deep structures.

The present study (Fig. III-12A) shows that (i) the Cenozoic magmatism is essentially tied to first-order magnetic lineaments corresponding to key Pan-African lineaments (In Ezzane at the UC1- UC2 boundary; along L1 in the Aïr; along L2 for the n'Ajjer volcanic field; along L3 for the Atakor, Manzaz and Egéré fields), the Tahalra fields however straddling the UC3 width; (ii) the magmatism tied to L3, i.e., a large part of the Cenozoic magmatism in Hoggar, characterizes the interior of the LATEA metacraton, rather than its boundaries; (iii) the Oued Amded lineament definitively has a magnetic signature (Figs III-2, 5D-E and 12A), though less patent than our first-order magnetic trends, and lineaments are offset when crossing this structure that thus is younger than Pan-African shear zones (see also Amara et al., 2017). We however note that the Anahef volcanism is closely tied to the Oued Amded lineament rather than to a major N-S lineament; (iv) the spatial distribution of the LATEA magmatism, specifically associated with the core of the Cenozoic swell (Fig. III-2C), characterizes the zone within the Trans-Saharan Belt where the West African and Murzuq cratons are the closest to each other.

Other fault reactivations leading to magmatism, but likely not directly tied to this specific configuration of the lithospheric framework, are noted around (Todra field of Aïr, In Ezzane) and within (Tefidet, e.g. Ahmed et al., 2016) the magnetic unit UE1. The two former case studies were already active in the Devonian and the small Tefidet field is associated with reactivation of NW-SE oriented Cretaceous grabens (Ahmed et al., 2016). We note also that,

more to the SW, the very small Tin Zaouatène field in Mali is located on a key Pan-African structure (L5, Uc4/ Uc5 boundary).

5.5. Further considerations

Our interpretation of potential data (aeromagnetism, gravimetry) has allowed to delineate contrasted geophysical units in the Trans-Saharan Belt and adjacent (meta)cratons constituting Precambrian basement both outcropping (Tuareg Shield) and buried under Phanerozoic basins (Figs III-10, 12 and 13). The Trans-Saharan Belt resulted from the collisions that followed the closure of several oceans, major ones being those which existed between the Trans-Saharan Belt and the West African Craton to the west and the Saharan metacraton to the east (Black et al., 1979; Caby et al., 1981; 2008; Liégeois et al., 1987, 1994; Boullier, 1991; Berger et al., 2014b; Adjerid et al., 2015). It has the paramount characteristic to show its total width between two large cratonic entities and to offer a several thousand kilometers long development, which permits to understand how this Precambrian orogen formed. The size of the geophysical units is roughly the same order of magnitude than the tectonostratigraphic terranes defined in the Tuareg Shield (Black et al., 1994). However, magnetic units bring complementary information to that already brought by the terrane compartmentalization (Figs III-10, 12 and 13).

This is especially the case for the magnetism that carries utmost evidence about the rheology and the deformation of the units during the major, final stages of the Pan-African orogeny in the Trans-Saharan Belt. By contrast, magnetic data as processed here give poor information allowing constraining the nature of the rocks, or about older orogenic processes. If gravimetric units of the WAC clearly denote Paleoproterozoic or older accretion events, the degree to which second-order magnetic lineaments within the LATEA metacraton (e.g. UC2, Figs III-3 and 13) are, or not, inherited from a pre-Pan-African evolution, remains unresolved. In turn, this means that the potential field data essentially bring new information on the variable behavior of the Tuareg terranes during the Pan-African orogeny, which was already proposed but not understood.

A rheological map of the studied area can thus be proposed (Fig. III-13). This constrained rheological map of the Trans-Saharan Belt towards the northern boundary of Gondwana, which appears to be in close relation with an E-W orientated, rather rigid terrane (UN1) is totally new. It suggests an attractive explanation for the cessation of the northward tectonic escape in the Tuareg Shield, which was acknowledged to be blocked at c. 580 Ma (Bertrand et al., 1986; Boullier, 1986; Ferkous and Monie, 2002; Caby, 2003; Liégeois et al., 2003;

Abdallah et al., 2007; Bosch et al., 2016). Also, in the Nigerian Shield, the closure date of the granulite and amphibolite facies rocks (Ferré et al., 2002) and the age of late granites is c. 580 Ma. The same time constrain is true in Chad for the end of the collisional magmatism (Shellnutt et al., 2017) and more broadly, in the whole Niger drainage basin (main peak of detrital monazite ages at 580 Ma; Itano et al., 2016). Globally, this could be linked, or at least combined to a global stress release as it is also the time for the final Rodinia break-up (Oriolo et al., 2017); the transversal position of UN1, participating to this major stress change especially for the Tuareg terrane escape toward the north, has potentially also contributed to stop the post-collisional NE-oriented indentation of the WAC.

We may propose that UN1 could be analogous to the Mesozoic-Cenozoic Sanandj-Sirjan shear zone of Iran, actually a large shear belt, reactivating a preexisting continental margin (Shabanian et al., 2018). This shear belt, located at the rear of a magmatic arc, so represents the internal magmatic/metamorphic part of the Zagros orogenic belt (Deevsalar et al., 2017 and references therein). A similar evolution, which could have developed the magnetic and gravimetric fabrics observed within UN1, is in line with the NW-SE Anti-Atlas structures both during Pan-African times (Gasquet et al., 2008) and the Variscan period (Michard et al., 2008). We however cannot exclude that a partially cratonized subduction-accretion complex *sensu* Zurbriggen (2017) developed north of the Trans-Saharan Belt.

Then, it was the time for the onset of an extraordinary period of erosion that affected the whole Saharan region. The rheological map (Fig. III-13) shed a strong light on the relationship between the Trans-Saharan Belt terranes and the various peri-Gondwanan Pan-African (Cadomian) terranes now scattered in Europe (e.g. Garfunkel, 2015), as well as for determining the sources of the Paleozoic sediments of several European terranes as recently envisaged (e.g. Diez-Fernandez et al., 2011; Drost et al., 2011; Henderson et al., 2016; Avigad et al., 2017; Chelle-Michou et al., 2017). If the different Tuareg terranes formed indeed the inner reaches of the northern Gondwana margin, the map (Fig. III-13) gives a key role to UN1, whatever its nature and whether or not it made a relief during the late Ediacaran, knowing that UN1 was rapidly covered by Cambrian sediments in continuity with that of the proximal more southern areas. In case of an existing topography, even if relic, this means that the late Ediacaran sediments may have been significantly deviated toward the north-east or the north-west; if not, that they were able to go directly to the north. This has to be questioned in future reconstructions essentially based on detrital dispersals (zircon, monazite, rutile).

To the west, late Ediacarian clastic rocks, partly sourced from the north (Abati et al., 2010), should accompany and postdate the UN1 emplacement along the northern boundary of the WAC and the Trans-Sahara Belt. These clastic rocks may have reached the domain corresponding to the present-day Reggane Basin, beneath which a thick Neoproterozoic succession is recognized (Askri et al., 1994; Lottaroli et al., 2009) and maybe the Tindouf Basin even if the thickness of the Ediacaran sediments is poorly known there (Villeneuve, 2005). Sedimentation, in a large “Infracambrian” (retro?) foreland setting is hypothesized at this stage. Concomitant erosion of the Trans-Saharan Belt, more specifically in areas corresponding to UC5 and UC6, would have also contributed to the basin infill. It should be noted that this depositional setting have to predate both (i) transtensive, post-orogenic movements allowing the large Ouarzazate Group and associated volcanic rocks to emplace above UW2, in the Anti-Atlas (Thomas et al., 2004; Soulaïmani et al., 2014) and in the Ougarta (Caby, 1996); and (ii) latest Ediacarian to lower Cambrian “molasses” of the Ouallen Series that filled in deep half-graben structures (Ait-Kaci Ahmed and Moussine-Pouchkine, 1987; Fabre, 2005; Deynoux et al., 2006; Amara et al., 2017). A better knowledge of the base of these thick basins is however needed for testing this proposition.

It has been for long considered that the structure of the Precambrian basement of the Tuareg Shield extends to the north and the south under the Saharan Phanerozoic sedimentary basins and that they influenced the development of the latter (e.g. Takherist, 1991; Coward and Ries, 2003; Galeazzi et al., 2010; Rougier et al., 2013). Because of lack of straightforward correlations between the Tuareg terrane structures and the highs and basins of the Sahara platform, it has been less accounted for the nature of the Pan-African terranes. The overview presented in Figure III-12A is thus original. In this platform setting, sedimentation began in the Cambrian and the actual basin differentiation occurs mainly during the Variscan orogeny with the uplift, and erosional truncation of particular areas, which generated various linear highs (Boote et al., 1998; Fig. III-12). Indeed, the resulting basin distribution is directly linked to the rheology of the underlying Proterozoic units as a result of their behavior under the stress applied on the northern plate boundary, actually through UN1. In turn, the basin development may help to decipher entirely buried units such as UE3. No surface geology information is available for this unit but detailed gravity and seismic associated with wells indicate that it is composed of a complex of basement highs and lows (Dhaoui et al., 2014), showing a mostly rigid to semi-rigid behavior compatible with a metacratonic domain. A rather homogeneous development of the sedimentation trough the Berkine and Ghadames basins, and, further, poor differentiation during the Variscan deformation suggests that the

whole domain had a metacratonic behavior. The SmC boundary, the orientation of which was essentially orthogonal to the Variscan compression, was not reactivated, deporting the deformation southward towards the Gargaf High (Carruba et al., 2014), the latter being fully positioned into the Murzuq Craton.

The response of the Saharan platform to the Alpine convergence was not uniform, depending from the structural inheritance relative to the regional tectonic stress field (e.g. Galeazzi et al., 2010; Calais et al., 2016). During the Cenozoic, the Alpine Europe-Africa convergence was more frontal than the Variscan orogeny as far as the northern boundary of Gondwana is concerned. The consequent intraplate stress was of different nature and had specific consequences. There was the inversion of the Mesozoic Tethysian rifts located in UN2 (Saharan Atlas) and the uplift of the Uw2 unit (Anti-Atlas range, Ougarta range, Tadhak-Timetrine region), the Tuareg Shield doming and associated volcanism. The uplift of Uw2 can be attributed to the rheological contrast between the WAC and the Trans-Saharan Belt, the strain being concentrated in the metacratonic boundary of the WAC. Its northern metacratonic boundary (including the Uw2/UN1 basement) was subjected to highly orthogonal stress, the WAC crust underthrusting the northern Moroccan crust (Ayarza et al., 2014).

Regarding the Central Hoggar magmatism, localization of the volcanic fields relative to the lineaments distribution and in between two rigid, cratonic domains (Fig. III-12A; see section 5.4), as well as the timing of the magmatism (Liégeois et al., 2005), suggest a peculiar stress partitioning into the whole lithospheric framework. Such a disposition can favor the channelization of sublithospheric fluxes to the thinner lithosphere zone. In a complementary way, two cratonic domains and an intervening ancient orogenic belt is a disposition that is susceptible to focus strain and fault reactivations into the more brittle, semi-rigid domains, especially here the LATEA metacraton, at the latitudes of the necking area in between the two cratons. In addition, and as already discussed for the Permian to Jurassic magmatism, we note that the volcanism characterizes more precisely lineament intersections (e.g., intersections between the Oued Amded, L3 and L2 lineaments; Fig. III-12A). Transtension may have been, in the Tuareg Shield, the response to the stress state tied to the Alpine convergence developing further north. It was a favorable setting for fault reactivations and related magmatism, especially at lineament intersections (e.g., Talwani, 1999), potentially at the origin of the entire, large-wavelength Hoggar swell since the Eocene (Rougier et al., 2013; English et al., 2017). Such a configuration is in contrast with earlier Cretaceous to Paleocene transpressive reactivations (Galeazzi et al., 2010), which are not known to have been associated with

magmatism in the study area. This can be related to the fact that, in stable continental regions, strain localization and large earthquakes result from the combination of local and transient stress perturbations near a favorably oriented fault with respect to the regional tectonic stress field (Calais et al., 2016).

6. Conclusion

Using available aeromagnetic and gravimetric data, we have been able to define and map 17 geophysical units over the Tuareg Shield and adjacent areas (North Saharan basins, West African Craton, Saharan Metacraton, i.e. on an about 2700 km x 2000 km surface (c. 5 million km²; Fig. III-2).

For the Tuareg Shield itself, the geophysical units are fully compatible with the known 23 tectonostratigraphic terranes (Black et al., 1994), yet another compartmentalization arises from our work. Magnetic and gravimetric signals offer the possibility to expand at depth interpretations about the nature and significance of geological units (i.e., terranes). The first-order major geophysical lineaments highlight the deep major boundaries of the crustal blocks, rather than some terranes boundaries, considered in our study as simple shear zones (e.g. within UC2). Indeed, the here processed data privileged the intensity of the late Pan-African post-collisional intracontinental deformation, the last major event in the region, and so the rheology of the studied terrains (Fig. III-13). In turn, this means that the extent of the defined units below the North Sahara basins, in place several thousand meters thick, can be deemed with confidence.

The main conclusions obtained from the outlined units are:

- The northern Trans-Saharan Belt is mainly characterized by strongly N-S elongated units while the units within the WAC and the SmC are much more equant. This can be linked to the post-collisional northward tectonic escape (630-580 Ma) that affected the whole domain following its initial collision with the WAC after oceanic closures.
- The WAC is surrounded by two very long and narrow metacratonic paired units (Uw1- Uw2; 4200 km x 80-150 km; Fig. III-7) from the High Atlas to the North to the central Atlantic Ocean to the south. By contrast, the SmC is bounded to the west by a highly ductile unit (UC1) corresponding to the high-temperature amphibolite-facies basement—including old protoliths— of the Assodé-Issalane terrane (Figs III-10 and 11). This can be explained by a predominant continental subduction (main ocean closure with well-marked suture zone) affecting for the WAC eastern boundary, which is in contrast to a predominant strong transcurrent event along the SmC western

boundary. The UC1 northern tip, a large bent (oroclinal?) structure masked below Phanerozoic sediments (Illizi Basin), is thrust over UE3, an entirely buried, relatively rigid unit (Figs III-10 and 13).

- The LATEA metacraton corresponds to two units, UC3 (to the west) being more deformed than UC2 (to the east). UC3 relates to the Tefedest terrane and to the part of the Laouni terrane west of the 4°50' mega-shear zone. This latter part would merit to be considered as a distinct terrane. The less deformed metacratonic UC2 is N-S elongated but showing a sharp wedging out to the north (Fig. III-10).
- A narrow (c. 50 km), highly ductile UC4 globally corresponding to the In Tedeini juvenile terrane is evidenced, which stretched along the western boundary of the LATEA metacraton. It is bounded to the west by the broader UC5 including both the Tin Zaouatène and the In Ouzzal terranes. A 2D magnetic-gravimetric model suggests a development of a deep suture zone under In Teideni terrane, leaving UC3 and UC5 one against the other at greater depths (> 10 km).
- The UC6 (Tassendjanet and Kidal terranes) represents a continental arc just to the east of the WAC. To the north of the Tuareg Shield, it expands to the west (funnel shape) beneath the Ahnet-Timimoun basins.
- Several juvenile oceanic terranes (Iskel, Serouenout, Aouzegueur, Tilemsi) do not appear as distinct units, which is likely related to the fact that they correspond to relatively thin, thrust terranes, which are thus too superficial to be highlighted by the data process used here.
- To the north, the units of the Trans-Saharan Belt are blocked by an E-W oriented UN1 (Figs III-10 and 12), the relatively deformable UC4 and UC5 wrapping around the more rigid UC2 and UC3 (Figs III-10 and 12). The contact between UN1 and Trans-Saharan Belt units was late-Pan-African in age, explaining the superimposition of the UN1 magnetic signal on that of UW2 (Figs III-10, 12 and 13). This images the relation between the N-S oriented Pan-African Trans-Saharan Belt and the E-W oriented Cadomian Belt. Before the junction with UN1, an oceanic domain to the north of the Trans-Saharan Belt most probably existed, a condition favoring the tectonic escape.
- The defined units allow the understanding of the formation of the North Sahara basins and of related intervening highs (Fig. III-12), mostly generated during the Variscan orogeny. The subcircular basins (Illizi, Berkine-Ghadames, Murzuq, Tindouf,

Reggane) developed on cratonic and moderately deformed metacratonic units while the elongated, more internally deformed basins (Mouydir-Mya, Timimoun-Ahnet) developed on the partly metacratonic Pharusien belt (UC5 including the In Ouzzal terrane and the more deformable UC6). The more uplifted domains, but with mild deformation, mostly correspond to fully metacratonic units (UC3, UW2). A localized E-W oriented high (Ahara High) developed above a (oroclinal?) bent of the northern tip of UC1, and more generalized uplift concerns all the northern reach of the platform (northern end of the Pan-African units, southern margin of the E-W oriented UN1).

- In the studied region, the Phanerozoic (Devonian, Permian-Jurassic, Cenozoic) magmatisms do not emplace in cratonic units (e.g. UE2) but rather emplaced along metacratonic boundaries, especially in LATEA along the UC2/ UC3 and the boundary and along the UE1 boundaries (Fig. III-12A). Intersection with subordinate lineaments are in particular more to Cenozoic magmatism.

In summary, this study provides for the first time a map of rheologically contrasted units below the North Sahara basins that extend unceasingly from the West African Craton to the Sahara Metacraton (Figs III-10, 12 and 13). Here, units essentially delineated on magnetism, allow getting a better understanding of the behavior of the tectonostratigraphic terranes during the northerly Pan-African tectonic escape characteristic of the Trans-Saharan Belt and during the North Sahara basin development, more specifically during Variscan intraplate reworking. This study gives also an image of the northern Gondwana margin with the existence of a relatively rigid E-W oriented unit lying to the south of the Atlas system, which is probably the key for untangle the relation between the Pan-African Trans-Saharan Belt and the European Cadomian Belt, from which peri-Gondwanan terranes will later emerge.

Acknowledgements

The authors thank the ALNAFT (National Agency for the Valorization of Hydrocarbon Resources – Algeria) and the Exploration Division of SONATRACH – Algeria, who provide access to the aeromagnetic data. SB is grateful for the financial support of the Algerian Ministry of Higher Education and Scientific Research (M.E.S.R.S) through the PNE Program (2015-2016). This manuscript was nicely improved in response to comments by Olivier Vanderhaeghe and an anonymous reviewer.

References

- Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research* 181, 115–128.
- Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2012. Insights on the crustal evolution of the West African Craton from Hf isotopes in detrital zircons from the Anti-Atlas belt. *Precambrian Research* 212–213, 263–274.
- Abdallah, N., Liégeois, J.-P., De Waele, B., Fezaa, N., Ouabadi, A., 2007. The Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U–Pb SHRIMP age, petrology, origin and geodynamical consequences for the late Pan-African magmatism of the Tuareg shield. *Journal of African Earth Sciences* 49, 153–178.
- Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.-P., Stern, R.J., 2002. The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119–136.
- Adjerid, Z., Ouzegane, K., Godard, G., Kienast, J.R., 2008. First report of ultrahigh-temperature sapphirine + spinel + quartz and orthopyroxene + spinel + quartz parageneses discovered in Al–Mg granulites from the Khanfous area (In Ouzzal metacraton, Hoggar, Algeria). *Geological Society, London, Special Publications* 297, 147–167.
- Adjerid, Z., Godard, G., Ouzegane, K., 2015. High-pressure whiteschists from the Ti-N-Eggoleh area (Central Hoggar, Algeria): A record of Pan-African oceanic subduction. *Lithos* 226, 201–216.
- Aero Service, 1972. Aero-magneto-spectrometric survey of Algeria, Final Reports, 3 volumes. Houston, Philadelphia.
- Ahmed, Y., Konaté, M., Harouna, M., 2016. Tectono-magmatic reactivation of Téfidet Cretaceous trough during Cenozoic (Aïr, Niger). *Bulletin de la Société Géologique de France* 187, 73–82.
- Aït-Hamou, F., Dautria, J., 1994. Le magmatisme cénozoïque du Hoggar: une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 5, 49–68.
- Ait-Kaci Ahmed, A., Moussine-Pouchkine, A., 1987. Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution de deux bassins molassiques intramontagneux de la chaîne Pan-Africaine: la Série pourprée de l'Ahnet, Nord-Ouest du Hoggar, Algérie. *Journal of African Earth Sciences* 6, 525–535.

- Aloui, T., Dasgupta, P., Chaabani, F., 2012. Facies pattern of the Sidi Aïch Formation: Reconstruction of Barremian paleogeography of Central North Africa. *Journal of African Earth Sciences* 71–72, 18–42.
- Amara, M., Hamoudi, M., Djemaï, S., Bendaoud, A., Dufrécho, G., Jessell, W.M., Boubekri, H., Ouzegane, K., Guemmama, M., Machane, D., 2017. New insight of the geological structures and tectonic framework of Ahnet and northwestern part of Tin Zaouatine terranes (western Hoggar, Algeria) constraints from aeromagnetic, gamma ray, and remote sensing data. *Arabian Journal of Geosciences* 10.
- Askri, H., Belmecheri, A., Benrabah, B., Boudjema, A., Boumendjel, K., Daoudi, M., Drid, M., Ghalem, T., Docca, A., Ghandriche, H., 1994. *Géologie de l'Algérie*. Boumerdès, Algeria, Schlumberger and Sonatrach 1–93.
- Avigad, D., Morag, N., Abbo, A., Gerdes, A., 2017. Detrital rutile U-Pb perspective on the origin of the great Cambro-Ordovician sandstone of North Gondwana and its linkage to orogeny. *Gondwana Research* 51, 17–29.
- Ayarza, P., Carbonell, R., Teixell, A., Palomeras, I., Martí, D., Kchikach, A., Harnafi, M., Levander, A., Gallart, J., Arboleya, M.L., Alcalde, J., Fernández, M., Charroud, M., Amrhar, M., 2014. Crustal thickness and velocity structure across the Moroccan Atlas from long offset wide-angle reflection seismic data: The SIMA experiment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 1698–1717.
- Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.-P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S., Bonin, B., 2003. The “Taourirt” magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr–Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37, 331–350.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359–382.
- Bayer, R., Lesquer, A., 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton Ouest Africain; géométrie d'une suture pan-africaine. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7–XX, 863–876.
- Bechiri-Benmerzoug, F., Liégeois, J.P., Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bechiri, H., Kheloui, R., Matukov, D.I., Sergeev, S.A., 2011. The plutons from the Cryogenian Iskel composite oceanic island arc (Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): U-Pb on zircon SHRIMP geochronology, geochemistry and geodynamical setting. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Avila, Spain, July 4-9 2011*, p. 17.

- Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J.M.A., Djomani, Y.P., Swain, C.J., Deen, T., Bowden, P., 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere* 5, 23–50.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.-L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 115–125.
- Bendaoud, A., Ouzegane, K., Godard, G., Liégeois, J.-P., Kienast, J.-R., Bruguier, O., Drareni, A., 2008. Geochronology and metamorphic $P - T - X$ evolution of the Eburnean granulite-facies metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA metacratonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications* 297, 111–146.
- Benyahia, O., Haddoum, H., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Djemai, S., Kienast, J.R., 2005. Fonctionnement et rôle des méga-zones de cisaillement dans la structuration du métacraton éburnéen du LATEA au Panafricain puis au Phanérozoïque (région de Tamanrasset, Hoggar, Algérie). *Africa Geoscience Review* 12, 261-271, 2005.
- Berger, J., Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2014a. Extreme trace elements fractionation in Cenozoic nephelinites and phonolites from the Moroccan Anti-Atlas (Eastern Saghro). *Lithos* 210–211, 69–88
- Berger, J., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Liégeois, J.-P., Kiénast, J.-R., Bruguier, O., Caby, R., 2014b. Continental subduction recorded by Neoproterozoic eclogite and garnet amphibolites from Western Hoggar (Tassendjanet terrane, Tuareg Shield, Algeria). *Precambrian Research* 247, 139–158.
- Bertrand, J-M.L., Boissonas, J., 1970. Shéma stratigraphique et structural du pharusien aux environs d'I-m Mesknane et de Tinnirt (sahara central, Algérie). In: Extrait du C.R. sommaire des séances du 19 Janvier 1970, p. 13.
- Bertrand, J-M.L., Caby, R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau* 67, 357–388.
- Bertrand, J-M.L., Boissonas, J., Caby, R., Gravelle, M., Lelubre, M., 1966. Existence d'une discordance dans l'Antécambrien du fossé pharusien de l'Ahaggar Occidental (Sahara

- Central). Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Paris, série D 262, 2197.
- Bertrand, J.-M.L., Caby, R., Ducrot, J., Lancelot, J., Moussine-Pouchkine, A., Saadallah, A., 1978. The late Pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar Shield. *Precambrian Research* 7, 349–376.
- Bertrand, J.-M.L., Michard, A., Boullier, A.-M. and Dautel, D., 1986. Structure and U-Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5: 955-972.
- Beuf, S., Biju-duval, B., de Charpal, O., Rognon, P., Gariel O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Publication Institut Français du Pétrole, Collection Science et Techniques Pétrolières, 18. Editions Technip, Paris, 464 p.
- Black, R., 1965. Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anorthosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences 260, 5829.
- Black, R., Girod, M., 1967. Contrôle structural du volcanisme ancien et récent dans les régions du Hoggar, Aïr, Nigéria et Cameroun. Presented at the Fourth Symposium of Africa Geology, Sheffield, 1967.
- Black, R., Liégeois, J.-P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society* 150, 89–98.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.-M.L., Boullier, A.-M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature* 278, 223–227.
- Black, R., Liégeois, J.-P., Navez, J., Vialette, Y., 1991. Terrains exotiques dans les zones internes de la chaîne pan-africaine trans-saharienne: les clefs fournies par l'Aïr sud-oriental (République du Niger). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes 312, 889–895.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.-P., Caby, R., Bertrand, J.-M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641–644.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494–1498.

- Boissonnas, J., 2008. Cisaillements ductiles et mise en place de plutons granitiques dans le nord de la chaîne panafricaine du Sahara central: le secteur de Tinnirt (Mouydir, Hoggar du NW, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National (Algérie)* 19, 101–113.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., Reinquin, F., Sarraillh, M., 2012. World Gravity Map, 1: 50,000,000, in: Bureau Gravimétrique International (BGI)–Commission for the Geological Map of the World (CGMW). Centre National d’Etudes Spatiales (CNES)–Institut de Recherche pour le Développement (IRD) Paris.
- Boote, D.R., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., 1998. Paleozoic petroleum systems of North Africa, 7–68. *In* Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. & Clark-Lark-Lowes, D.D. (eds) *Petroleum Geology of North Africa*, Geological Society London Special Publication 132.
- Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R., Buscail, F., Hammor, D., 2016. Orogenic development of the Adrar des Iforas (Tuareg Shield, NE Mali): New geochemical and geochronological data and geodynamic implications. *Journal of Geodynamics* 96, 104–130.
- Boukhalfa, L., 2002. Les formations volcano-sédimentaires néoprotérozoïques de la branche orientale de la chaîne pharusienne (Hoggar occidental, Algérie): lithologie et géochimie. *Mémoire du Service Géologique National (Algérie)*. 2, 9–31.
- Boullier, A-M., 1991. The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): a review. *In*: R.D. Dallmeyer and J.P. Lécorché (Editors), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 85–105.
- Boullier, A-M., 1986. Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rarhous late Pan-African shear zone, Adrar des Iforas, Mali. *Journal of Structural Geology* 8, 47–58.
- Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., Baker, H., 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences* 37, 191–205.
- Bournas, N., Hamoudi, M., Galdeano, A., Ouzegane, K., Kienast, J., 2004. The Aeromagnetic Map of Hoggar (Tuareg Shield, Algeria)–Processing and Interpretation. Presented at the 66th EAGE Conference & Exhibition.

- Bournas, N., Gacem, S., Fairhead, J.D., Hamoudi, M., Galdeano, A., 2007. Reprocessing and interpretation of the aeromagnetic data of Algeria. *Society of Exploration Geophysicists*, pp. 728–732.
- Bouزيد, A., Akacem, N., Hamoudi, M., Ouzegane, K., Abtout, A., Kienast, J.-R., 2008. Modélisation magnétotellurique de la structure géologique profonde de l'unité granulitique de l'In Ouzzal (Hoggar occidental). *Comptes Rendus Geoscience* 340, 711–722.
- Bouزيد, A., Bayou, B., Liégeois, J.-P., Bourouis, S., Bougchiche, S.S., Bendekken, A., Abtout, A., Boukhlof, W., Ouabadi, A., 2015. Lithospheric structure of the Atakor metacratonic volcanic swell (Hoggar, Tuareg Shield, southern Algeria): Electrical constraints from magnetotelluric data, in: *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, pp. 239–255.
- Bronner, G., Roussel, J., Trompette, R., Clauer, N., 1980. Genesis and Geodynamic Evolution of the Taoudeni Cratonic Basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa, *Dynamics of Plate Interiors*. Geodynamics Series vol. 1, American Geophysical Union, 81–90.
- Brooke-Barnett, S., Rosenbaum, G., 2015. Structure of the Texas Orocline beneath the sedimentary cover (southeast Queensland, Australia). *Australian Journal of Earth Sciences* 62, 425–445.
- Bumby, A.J., Guiraud, R., 2005. The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *Journal of African Earth Sciences* 43, 1–12.
- Caby, R., 1969. Une nouvelle interprétation structurale et chronologique des séries à « faciès Suggarien » et à « faciès Pharusien » dans l'Ahaggar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 268, 1248–1251.
- Caby, R., 1979. Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. Comparaison avec les Alpes occidentales. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 21, 365–376.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America. Special Paper*, vol. 230, pp.145-158.
- Caby, R. 1996. Rapport de mission de terrain dans le Grand Sud-Ouest Algérien. *Mémoires du Service géologique d'Algérie* 8, 49–51.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37, 133–159.

- Caby, R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981. Pan-African ocean closure and Continental Collision in the Hoggar-Iforas Segment, Central Sahara, in: Kröner, A. (Ed.), *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, pp. 407–434.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., Gravelle, M., 1982. Cadre géologique et géochronologique U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 677–684.
- Caby, R., Buscaïl, F., Dembélé, D., Diakité, S., Sacko, S., Bal, M., 2008. Neoproterozoic garnet-glaucophanites and eclogites: new insights for subduction metamorphism of the Gourma fold and thrust belt (eastern Mali). *Geological Society, London, Special Publications* 297, 203–216.
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., Craig, T., 2016. A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters* 43.
- Carruba, S., Perotti, C., Rinaldi, M., Bresciani, I., Bertozzi, G., 2014. Intraplate deformation of the Al Qarqaf Arch and the southern sector of the Ghadames Basin (SW Libya). *Journal of African Earth Sciences* 97, 19–39.
- Chelle-Michou, C., Laurent, O., Moyen, J.-F., Block, S., Paquette, J.-L., Couzinié, S., Gardien, V., Vanderhaeghe, O., Villaros, A., Zeh, A., 2017. Pre-Cadomian to late-Variscan odyssey of the eastern Massif Central, France: Formation of the West European crust in a nutshell. *Gondwana Research* 46, 170–190.
- Chikhaoui, M., Dupuy, C., Dostal, J., 1978. Geochemistry of late Proterozoic volcanic rocks from Tassendjanet area (NW Hoggar, Algeria). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 157–164.
- Clark, D., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17, 83–104.
- Conrad, G., 1969. L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien: (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). Thesis, Centre national de la recherche scientifique, Paris, 1969, 527 p.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., Hermitte, D., 2002. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62, 87–110.

- Coward, M.P., Ries, A.C., 2003. Tectonic development of North African basins. *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*: In: Arthur, T.J., MacGregor, D.S., Cameron, M.R. (Eds.), The Geological Society, London. Special Publication No. 207, pp. 61–83.
- Craig, J., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Luning, S., Asbali, A.I., Keeley, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., 2008. Structural styles and prospectively in the Precambrian and Paleozoic hydrocarbon systems of North Africa. *The Geology of East Libya* 4, 51–122.
- Dautria, J.M., Lesquer, A., 1989. An example of the relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics* 163, 45–61.
- De Waele, B., Lacorde, M., Vergara, F., Chan, G., 2015. New insights on proterozoic tectonics and sedimentation along the peri-Gondwanan West African margin based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Precambrian Research* 259, 156–175.
- Deckart, K., Bertrand, H., Liégeois, J.P., 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*, 82, 282–314.
- Deevsalar, R., Shinjo, R., Liégeois, J.P., Valizadeh, M.V., Ahmadian, J., Yeganehfar, H., Murata, M., Neill, I., 2017. Subduction-related mafic to felsic magmatism in the Malayer–Boroujerd plutonic complex, western Iran. *Swiss Journal of Geosciences* 1–25.
- Demaiffe, D., Moreau, C., Brown, W.L., Weis, D., 1991. Geochemical and isotopic (Sr, Nd and Pb) evidence on the origin of the anorthosite-bearing anorogenic complexes of the Aïr Province, Niger. *Earth and planetary science letters* 105, 28–46.
- Deniel, C., Vincent, P., Beauvilain, A., Gourgaud, A., 2015. The Cenozoic volcanic province of Tibesti (Sahara of Chad): major units, chronology, and structural features. *Bulletin of Volcanology*, vol. 77, no 9, p. 74.
- Deramchi, A., 2016. Magnetotelluric study of the Neoproterozoic shear zone of 4°50'. 35th International Geological Congress. Cape Town, South Africa.
- Derder, M., Maouche, S., Liégeois, J., Henry, B., Amenna, M., Ouabadi, A., Bellon, H., Bruguier, O., Bayou, B., Bestandji, R., 2016. Discovery of a Devonian mafic magmatism on the western border of the Murzuq basin (Saharan metacraton): paleomagnetic dating and geodynamical implications. *Journal of African Earth Sciences* 115, 159–176.

- D'Errico, J., 2010. Surface Fitting Using Gridfit, Matlab Central, the Mathworks. Inc.: Natick.
- Deynoux, M., Affaton, P., Trompette, R., Villeneuve, M., 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 46, 397–426.
- Dhaoui, M., Gabtni, H., Jallouli, C., Jleilia, A., Mickus, K.L., Turki, M.M., 2014. Gravity analysis of the Precambrian basement topography associated with the northern boundary of Ghadames Basin (southern Tunisia). *Journal of Applied Geophysics* 111, 299–311.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Arenas Martín, R., Abati Gómez, J., 2011. Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain. *Tectonics* 30 (3).
- Dostal, J., Caby, R., Dupuy, C., 1979. Metamorphosed alkaline intrusions and dyke complexes within the Pan-African belt of western Hoggar (Algeria): Geology and geochemistry. *Precambrian Research* 10, 1–20.
- Dostal, J., Caby, R., Dupuy, C., Mevel, C., Owen, J., 1996. Inception and demise of a Neoproterozoic ocean basin: evidence from the Ougda complex, western Hoggar (Algeria). *Geologische Rundschau* 85, 619–631.
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C., 2011. Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): evidence from U–Pb detrital zircon ages. *Gondwana Research* 19, 213–231.
- Echikh, K., Sola, M., 2000. Geology and hydrocarbon occurrences in the Murzuq Basin, SW Libya, in: *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier, pp. 175–222.
- Elshaafi, A., Gudmundsson, A., 2018. Mechanical interaction between volcanic systems in Libya. *Tectonophysics* 722, 549–565.
- English, K.L., Redfern, J., Bertotti, G., English, J.M., Yahia Cherif, R., 2017. Intraplate uplift: new constraints on the Hoggar dome from the Illizi basin (Algeria). *Basin Research* 29, 377–393.
- Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: The West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research* 112, 289–302.

- Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2008. The boundaries of the West African Craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. Geological Society, London, Special Publications 297, 1.1-17.
- Ennih, N., Laduron, D., Greiling, R., Errami, E., De Wall, H., Boutaleb, M., 2001. Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain, boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc. *Journal of African Earth Sciences* 32, 677–693.
- Eschard, R., Abdallah, H., Braïk, F., Desaubliaux, G., 2005. The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. *First Break* 23, 27–36.
- Eschard, R., Braïk, F., Bekkouche, D., Rahuma, M.B., Desaubliaux, G., Deschamps, R., Proust, J.N., 2010. Palaeohighs: their influence on the North African Palaeozoic petroleum systems, in: *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers—Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference*. Geological Society of London, pp. 707–724.
- Fabre, J., 1976, Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. In: *La couverture phanérozoïque: Alger*, Société Nationale d'Édition et de Diffusion (SNED), 422 p.
- Fabre, J., 2005. *Géologie du Sahara occidental et central*. Série/Reeks: Tervuren African Géosciences Collection. MRAC Tervuren, Belgique. 572 pp.
- Fabre, J., Kazi-Tani, N., 2005. Ordovicien, Silurien, Devonien, Permo-Carbonifère, in: *Géologie du Sahara occidental et central*, Tervuren African Geoscience. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium, pp. 147–360.
- Faik, F., Belfoul, M., Bouabdelli, M., Hassenforder, B., 2001. Les structures de la couverture Néoprotérozoïque terminal et Paléozoïque de la région de Tata, Anti-Atlas centre-occidental, Maroc: déformation polyphasée, ou interactions socle/couverture pendant l'orogénèse hercynienne? *Journal of African Earth Sciences* 32, 765–776.
- Fekirine, B., Abdallah, H., 1998. Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence Stratigraphy of the Sahara Platform, Algeria, 97–108. In Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. & Clark-Lowes, D.D. (eds) *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society London Special Publication 132.
- Ferkous, K., Monie, P., 2002. Neoproterozoic shearing and auriferous hydrothermalism along the lithospheric N–S East In Ouzzal shear zone (Western Hoggar, Algeria, North Africa). *Journal of African Earth Sciences* 35, 399–415.

- Fernández-Suárez, J., Alonso, G.G., Jeffries, T., 2002. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters* 204, 75–88.
- Ferré, E., Gleizes, G., Caby, R., 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114, 199–219.
- Fezaa, N., Liégeois, J.-P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2010. Late Ediacaran geological evolution (575–555Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research* 180, 299–327.
- Fezaa N., Liégeois J.P., Abdallah N., Bruguier, O., De Waele, B., Ouabadi A. in press. The 600 Ma-old Pan-African magmatism in the In Ouzzal terrane (Tuareg Shield, Algeria): witness of the metacratonisation of a rigid block. In: *The Geology of the Arab World - An Overview* (A. Bendaoud, Z. Hamimi, M. Hamoudi, S. Djemai and B. Zoheir, eds). Springer.
- Franke, W., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research* 48, 257–284.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K.A., Bingen, B., Collins, A.S., Fowler, A.R., Ghebreab, W., Hauzenberger, C.A., Johnson, P.R., Kusky, T.M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R.J., Viola, G., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences* 86, 65–106.
- Frizon de Lamotte, D., Michard, A., Saddiqi, O., 2006. Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 1–10.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics* 475, 9–28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.024>
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30, TC3002.

- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C., Ringenbach, J., 2013. Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: integration in the geodynamics of the Devonian world. *Tectonics* 32, 107–122.
- Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J., Druésne, D., 2010. Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview. *Marine and Petroleum Geology* 27, 143–178.
- Garfunkel, Z., 2015. The relations between Gondwana and the adjacent peripheral Cadomian domain—Constraints on the origin, history, and paleogeography of the peripheral domain. *Gondwana Research* 28, 1257–1281.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African belt. In: Michard, et al. (Ed.), *Continental evolution: The Geology of Morocco: Lecture Notes in Earth Sciences*, 116. Springer Verlag, Berlin, pp. 33–64.
- Genik, G., 1992. Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (CAR). *Tectonophysics* 213, 169–185.
- Ghienne, J.-F., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P., Salem, H.A., 2007. The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences* 183–214.
- Ghienne, J.-F., Moreau, J., Degermann, L., Rubino, J.-L., 2013. Lower Palaeozoic unconformities in an intracratonic platform setting: glacial erosion versus tectonics in the eastern Murzuq Basin (southern Libya). *International Journal of Earth Sciences* 102, 455–482.
- Giacomini, F., Bomparola, R.M., Ghezzi, C., Guldbransen, H., 2006. The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 19–42.
- Glodji, L.A., Bascou, J., Yessoufou, S., Ménot, R.-P., Villaros, A., 2014. Relationships between deformation and magmatism in the Pan-African Kandi shear Zone: Microstructural and AMS studies of Ediacaran granitoid intrusions in central Bénin (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 97, 143–160.

- Grauch, V., Cordell, L., 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics* 52, 118–121.
- Gravelle M., Lelubre, M., 1957. Decouverte de stromatolithes du groupe des Conophyton dans le Pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central) *Bulletin de la Société Géologique de France* S6-VII (4-5), 435-442.
- Gravelle, M., 1969. Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région Silet-Tibéhaouine : Contribution à la reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Sahara central. *Mém. Centre Géologique Géophysique* 21, CNRS Paris, 781 p.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 257–278.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 43, 83–143.
- Haddoum, H., 2009. Les structures hercyniennes dans la couverture sédimentaire paléozoïque de l'Ahnet Occidental et de Bled El Mass (NO Hoggar, Algérie): une conséquence du rejeu des failles panafricaines. *Bulletin du Service Géologique National* 20, 221–243.
- Haddoum, H., Choukroune, P., Peucat, J.J., 1994. Evolution of the Precambrian In-Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). *Precambrian Research* 65, 155-166.
- Haddoum, H., Guiraud, R., Moussine-Pouchkine, A., 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova* 13, 220–226.
- Haddoum, H., Mokri, M., Ouzegane, K., Aït Djaffer, S., Djemai, S., 2013. Extrusion de l'In Ouzzal vers le Nord (Hoggar occidental, Algérie): une conséquence d'un poinçonnement panafricain. *J Hydrocarb Min Environ Res* 4, 6–16.
- Henderson, B.J., Collins, W.J., Murphy, J.B., Gutierrez-Alonso, G., Hand, M., 2016. Gondwanan basement terranes of the Variscan–Appalachian orogen: Baltican, Saharan and West African hafnium isotopic fingerprints in Avalonia, Iberia and the Armorican Terranes. *Tectonophysics* 681, 278–304.
- Henry, B., Liégeois, J.P., Nouar, O., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Belhai, D., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2009. Repeated granitoid intrusions

- during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: An AMS and U–Pb zircon age study. *Tectonophysics* 474, 417–434.
- Hoepffner, C., Houari, M.R., Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 25–40.
- Holdsworth, R., Handa, M., Miller, J., Buick, I., 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction. Geological Society, London, Special Publications 184, 1–12.
- Itano, K., Iizuka, T., Chang, Q., Kimura, J.-I., Maruyama, S., 2016. U–Pb chronology and geochemistry of detrital monazites from major African rivers: Constraints on the timing and nature of the Pan-African Orogeny. *Precambrian Research* 282, 139–156.
- Jahn, B., Caby, R., Monie, P., 2001. The oldest UHP eclogites of the world: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology* 178, 143–158.
- Jessell, M.W., Begg, G.C., Miller, M.S., 2016. The geophysical signatures of the West African Craton. *Precambrian Research* 274, 3–24.
- Johnston, S.T., Weil, A.B., Gutierrez-Alonso, G., 2013. Oroclines: Thick and thin. *Geological Society of America Bulletin* 125, 643–663.
- Koglin, N., Zeh, A., Franz, G., Schüssler, U., Glodny, J., Gerdes, A., Brätz, H., 2018. From Cadomian magmatic arc to Rheic Ocean closure: The geochronological-geochemical record of nappe protoliths of the Münchberg Massif, NE Bavaria (Germany). *Gondwana Research* 55, 135–152.
- Kröner, A., Stern, R.J., 2005. AFRICA | Pan-African Orogeny, in: *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, pp. 1–12.
- Lapique, F., Bertrand, J.M., Meriem, D., 1986. A major Pan-African crustal decoupling zone in the Timgaouine area (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* (1983) 5, 617–625.
- Liégeois, J.P., Black, R., 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: *Alkaline Igneous Rocks* (J.G. Fitton and B.J.G Upton, eds), Geological Society Special Publication, London, 30, 381–401.
- Liégeois J.P., Bertrand H., Black R., Caby R., Fabre J., 1983. Permian alkaline undersaturated and carbonatite province and rifting along the West African Craton. *Nature* 305, 42–43.
- Liégeois, J.P., Bertrand, J.M., Black, R., 1987. The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. In: *African*

- Geology Review (J. Kinnaird and P. Bowden, eds), J. Wiley, London, 185-211 and Geological Journal, 22 S2, 185-211.
- Liégeois J.P., Sauvage J.F., Black R., 1991. The Permo-Jurassic alkaline Province of Tadhak, Mali: geology, geochronology and tectonic significance. *Lithos* 27, 95-105.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg Shield, Niger). *Precambrian Research*, 67, 59-88.
- Liegeois, J.-P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1–28.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37, 161–190.
- Liégeois, J.-P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg Shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. *Geological Society of America Special Papers* 388, 379–400.
- Liégeois, J.-P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N., Ouabadi, A., 2013. Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research* 23, 220–237.
- Lelubre, M., 1979. Géologie de l’Afrique. Le Craton Ouest Africain. *Precambrian Research* 8, 146–147.
- Lottaroli, F., Craig, J., and Thusu, B., 2009, Neoproterozoic–Early Cambrian (Infracambrian) hydrocarbon prospectivity of North Africa: a synthesis, in Craig, J., Thurow, J., Thusu, B., Whitham, A., and Abutarruma, Y., eds., *Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa*: Geological Society of London, Special Publication 326, p. 137–156.
- Louis, P., Rechenmann, J., 1966. Interprétation géologique de certaines anomalies gravimétriques du Ténéré (République du Niger). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série D: Sciences Naturelles*, vol. 263, no 5, p. 476-479.
- Martínez Catalán, J.R., 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra nova* 23, 241–247.

- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284, 616-618.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J., Finn, C., Von Frese, R., 2009. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics* 375, 261–288.
- Meinhold, G., Arslan, A., Lehnert, O., Stampfli, G.M., 2011. Global mass wasting during the Middle Ordovician: Meteoritic trigger or plate-tectonic environment? *Gondwana Research* 19, 535–541.
- Michard, A., Saddiki, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D., 2008. Continental evolution: the geology of Morocco – structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. *Lect. Notes Earth Sci.* 116, ISBN: 978-3-540-77075-6.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Baidder, L., Rjimati, E., Saddiqi, O., 2010. The south-western branch of the Variscan Belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, 1–24.
- Milesi, J., Feybesse, J., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampuzu, A., Muhongo, S., Lescuyer, J., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., 2004. Géologie et principaux gisements d’Afrique–Carte et SIG à 1: 10000000. Presented at the Colloquium of African Geology.
- Moreau, J., Ghienne, J-F., Hurst, A., 2012. Kilometre-scale sand injectites in the intracratonic Murzuq Basin (South-west Libya): an igneous trigger? *Sedimentology* 59, 1321–1344.
- Moreau, C., Brown, W., Demaiffe, D., DuPont, P., Rocci, G., 1986. Un des plus grands ring-dykes du monde: le Meugueur-Meugueur, massif de l’Air, Niger. *CR Acad. Sci. Paris* 303, 223–226.
- Moreau, C., Demaiffe, D., Bellion, Y., Boullier, A-M., 1994. A tectonic model for the location of Palaeozoic ring complexes in Air (Niger, West Africa). *Tectonophysics* 234, 129–146.
- Moussine-Pouchkine, A., Bertrand-Sarfati, J., 1978. Le Gourma; un aulacogène du Précambrien supérieur? *Bulletin de la Société Géologique de France* S7–XX, 851–855.

- 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., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics* 39, 85–92.
- Nkono, C., Liégeois, J.P., Demaiffe, D., 2018. Relationships between structural lineaments and Cenozoic volcanism, Tibesti swell, Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 145, 274–283
- Nodot, E., 2014. Détection et caractérisation d'objets anthropiques par méthodes géophysiques et en particulier par méthode magnétique, Ph.D. thesis Strasbourg.
- Nouar, O., Henry, B., Liégeois, J.-P., Derder, M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2011. Eburnean and Pan-African granitoids and the Raghane mega-shear zone evolution: Image analysis, U–Pb zircon age and AMS study in the Arokam Ténéré (Tuareg Shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 60, 133–152.
- Kogbe, C.A., 1981. Cretaceous and Tertiary of the Iullemeden Basin in Nigeria (West Africa). *Cretaceous Research* 2, 129–186.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers* 8, 1431–1445.
- Ouanaimi, H., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Michard, A., Baidder, L., 2016. The Atlas-Meseta Red Beds basin (Morocco) and the Lower Ordovician rifting of NW-Gondwana. *Bulletin de la Société géologique de France* 187, 155–168.
- Ouzegane, K., Kienast, J.-R., Bendaoud, A., Drareni, A., 2003. A review of Archaean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 37, 207–227.
- Petersson, A., Scherstén, A., Kemp, A., Kristinsdottir, B., Kalvig, P., Anum, S., 2016. Zircon U–Pb–Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust within the Palaeoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precambrian Research* 275, 286–309.
- Petersson, A., Scherstén, A., Gerdes, A., 2018. Extensive reworking of Archaean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U–Pb and Lu–Hf isotopes. *Geoscience Frontiers* 9, 173–189.

- Peucat, J., Capdevila, R., Drareni, A., Choukroune, P., Fanning, C., Bernard-Griffiths, J., Fourcade, S., 1996. Major and trace element geochemistry and isotope (Sr, Nd, Pb, O) systematics of an Archaean basement involved in a 2.0 Ga very high-temperature (1000° C) metamorphic event: In Ouzzal Massif, Hoggar, Algeria. *Journal of metamorphic Geology* 14, 667–692.
- Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003. U–Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg Shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 37, 229–239.
- Popowski, T., Connard, G., French, R., 2009. GMSYS Profile Modeling: Gravity & Magnetic Modeling Software for Oasis Montaj–User Guide v. 4.1. Geosoft Inc., Toronto, Ontario.
- Ramsay, J., 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology* 2, 83–99.
- Ritz, M., Brown, W.L., Moreau, C., Ohnenstetter, D., 1996. An audiomagnetotelluric study of the Meugueur-Meugueur ring structure, Aïr, Niger: ring dyke or cone sheet? *Journal of applied geophysics* 34, 229–236.
- Rocci, G., Bronner, G., Deschamps, M., 1991. Crystalline basement of the West African Craton, in: *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer, pp. 31–61.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics* 57 (1), pp.116–125.
- Rooney, A.D., Selby, D., Houzay, J.-P., Renne, P.R., 2010. Re–Os geochronology of a Mesoproterozoic sedimentary succession, Taoudeni basin, Mauritania: implications for basin-wide correlations and Re–Os organic-rich sediments systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 486–496.
- Rougier, S., Missenard, Y., Gautheron, C., Barbarand, J., Zeyen, H., Pinna, R., Liégeois, J.-P., Bonin, B., Ouabadi, A., Derder, M.E.-M., 2013. Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara Desert, Africa). *Geology* 41, 615–618.
- Roussel, J., Lesquer, A., 1991. Geophysics and the crustal structure of West Africa, in: *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer, pp. 9–28.
- Sacchi, R., Cadoppi, P., 1988. Oroclines and pseudo-oroclines. *Tectonophysics* 146, 47–58.

- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J.D., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* 26, 1502–1505.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., Ravat, D., 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics* 73, L1–L10. <https://doi.org/10.1190/1.2799992>
- Schofield, D., Horstwood, M., Pitfield, P., Crowley, Q., Wilkinson, A., Sidaty, H.C.O., 2006. Timing and kinematics of Eburnean tectonics in the central Reguibat Shield, Mauritania. *Journal of the Geological Society* 163, 549–560.
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y., Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan Zone of western Iran. *Precambrian Research* 306, 41–60.
- Shellnutt, J.G., Pham, N.H.T., Denyszyn, S.W., Yeh, M.-W., Lee, T.-Y., 2017. Timing of collisional and post-collisional Pan-African Orogeny silicic magmatism in south-central Chad. *Precambrian Research* 301, 113–123.
- Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reworking during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 98, 94–112.
- Takherist, D., 1991. Structure crustale, subsidence mesozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens (Algérie): apport de la gravimétrie et des données de puits. 207 pp. Thèse de doctorat, Université de Montpellier (unpublished).
- Takherist, D., Lesquer, A., 1989. Mise en évidence d'importantes variations régionales du flux de chaleur en Algérie. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 615–626.
- Talwani, P., 1999. Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics* 305, 371–379.
- Telford, W.M., Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Thébault, E., Finlay, C. & Toh, H., 2015. International Geomagnetic Reference Field the twelfth generation, Special issue. *Earth Planets and Space* 67 (1).
- Thiéblemont, D., 2016. An updated geological map of Africa at 1/10 000 000 scale. Presented at the 35th International Geological Congress: IGC 2016.

- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S., Gresse, P., Chevallier, L., Liégeois, J.-P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, 217–226.
- Toummite, A., Liégeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E.H., Ikenne, M., 2013. Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a metacratonic setting. *Mineralogy and Petrology* 107, 739–763.
- Triantafyllou, A., 2016. Évolution géodynamique d'un arc insulaire néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas marocain: caractérisation des processus de croissance intra-océanique et d'accrétion (Doctoral dissertation, Nantes).
- Trompette, R., 1994. Geology of western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-Africa-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema, Rotterdam, pp. 350.
- Vanderhaeghe, O., Duchene, S., 2010. Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent plate boundaries. *Terra Nova* 22, 315–332
- Veevers, J., 2013. Pangea: Geochronological correlation of successive environmental and strati-tectonic phases in Europe and Australia. *Earth-Science Reviews* 127, 48–95.
- Vialette, Y., Vitel, G., 1979. Geochronological data on the Amsinassene-Tefedest Block (Central Hoggar, Algerian Sahara) and evidence for its polycyclic evolution. *Precambrian Research* 9, 241–254.
- Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences* 43, 166–195.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 7–22.
- Wane, O., Liégeois, J.-P., Thébaud, N., Miller, J., Metelka, V., Jessell, M., 2018. The onset of the Eburnean collision with the Kenema-Man craton evidenced by plutonic and volcanosedimentary rock record of the Masssigui region, southern Mali. *Precambrian Research* 305, 444–478.
- Weis, D., Liégeois, J.-P., Black, R., 1987. Tadhak alkaline ring-complex (Mali): existence of UPb isochrons and “Dupal” signature 270 Ma ago. *Earth and planetary science letters* 82, 316–322.
- Ye, J., Chardon, D., Rouby, D., Guillocheau, F., Dall'asta, M., Ferry, J.-N., Broucke, O., 2017. Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere* GES01426.1.

- Zanguina, M., Bruneton, A., Gonnard, R., 1998. An introduction to the petroleum potential of Niger. *Journal of Petroleum Geology* 21, 83–103.
- Zazoun, R.S., 2008. The Fagnoun area, Tassili-n-Azdjer, Algeria: Fracture network geometry analysis. *Journal of African Earth Sciences* 50, 273–285.
- Zurbriggen, R., 2017. The Cenerian orogeny (early Paleozoic) from the perspective of the Alpine region. *International Journal of Earth Sciences* 106, 517–529.

CHAPITRE IV

Caractérisation sismique (2D, 3D) des incisions glaciaires ordoviciennes (Bassin d'Ilizi) : géométrie, distribution stratigraphique et impact de l'héritage structural



Vue 3D de la vallée tunnel d'Iherir (Tassili n'Ajjer, SE algérien ; Deschamps et al., 2013) ; la surface d'érosion est surlignée en rouge, son remplissage épais d'environ 300 m est constitué de lithologies claires (cf. Fig. IV-8).

Sommaire

1. Introduction.....	143
2. Contexte géologique	145
2.1. Bassin d’Illizi et zones limitrophes	145
2.2. Paléovallées et incisions glaciaires ordoviciennes	148
2.3. Evolution du système pétrolier Ordovicien-Silurien	153
3. Caractérisation sismique des incisions glaciaires du secteur NE d’Illizi.....	153
3.1. Données sismiques	153
3.2. Méthode d’interprétation	153
3.2.1. Stratigraphie : du toit du socle au Silurien inférieur	155
3.2.2. Structure du socle	156
3.2.3. Succession préglaciaire	156
3.2.4. Unités glaciaires	157
3.2.5. Succession post-glaciaire	158
3.3. Architecture stratigraphique des unités glaciaires	158
3.3.1. Superposition/ juxtaposition.....	160
3.3.2. Morphologie des incisions glaciaires, hypothèses sur leur origine	165
4. Relation entre incisions glaciaires et structures du socle.....	173
4.1. Paléovallées et incisions glaciaires dans le bassin d’Illizi.....	173
4.2. Paléovallées et incisions à l’affleurement	176
4.3. Un impact de l’héritage structural ?	177
5. Conclusions.....	179

1. Introduction

Au cours de l'Ordovicien supérieur, une évolution climatique majeure conduit au développement d'inlandsis d'envergure continentale (Fig. IV-1) sur le supercontinent Gondwana (Beuf et al., 1971 ; Deynoux, 1985 ; Hambrey, 1985 ; Sutcliffe et al., 2000 ; Ghienne, 2003 ; Le Heron et al. 2005 ; Fabre, 2005 ; Le Heron and Craig., 2008 ; Deschamps et al., 2013 ; Le Heron, 2018). Leur extension culminera à l'Ordovicien terminal (Ghienne et al., 2007, 2014 ; Le Heron, 2016 ; Pohl et al., 2016) pendant l'Hirnantien (445,2-443,8 +/- 1,5 Ma ; www.stratigraphy.org, charte 2018). Les archives sédimentaires glaciaires générées par les cycles d'avancée et de recul des fronts glaciaires depuis les domaines internes vers les domaines de plate-forme sont particulièrement bien préservées au sein des bassins de la plate-forme nord-gondwanienne depuis la Mauritanie jusqu'à l'Arabie Saoudite. Les incisions glaciaires et en particulier les vallées tunnel, qui font partie des structures glaciaires à grande échelle les plus spectaculaires (Ghienne et Deynoux, 1998 ; Le Heron et al., 2004 ; Deschamps et al., 2013), constituent un des objets de prédilection de ces travaux sur les paléoglaciations (Van der Vegt et al., 2012). La juxtaposition des remplissages glaciaires réservoir et des argiles siluriennes représente un système pétrolier complet, ces dernières constituant à la fois la roche mère et la couverture (Boote et al., 1998 ; Fekirine et Abdallah, 1998 ; Lüning et al., 2000 ; Le Heron et al., 2006 ; Belaid et al., 2010 ; Moreau, 2011 ; Galeazzi et al., 2010 ; Djouder et al., 2018).

Des études régionales effectuées à l'échelle des bassins sahariens algériens et libyens ont suggérées de manière récurrente l'existence d'une relation spatiale entre la distribution des paléovallées glaciaires de l'Ordovicien terminal et les structures tectoniques (Beuf et al., 1971 ; Robertson., 2002 ; Ghienne et al., 2003 ; Zazoun et Mahdjoub, 2011 ; Lang et al., 2012 ; Perron et al., 2018). En effet, l'orientation des paléovallées et la localisation des dépôcentres pré-hirnantien rappellent celle des grands linéaments structuraux NS à NW-SE panafricains (Craig et al., 2008 ; Brahimi et al., 2018, cf. Chapitre III).

Situé dans le SE algérien, le bassin d' Illizi et ses marges constituent la cible principale de notre étude. Les paléovallées et incisions glaciaires ordoviciennes ont fait l'objet de nombreux travaux. Après les travaux précurseurs de Beuf et al., (1971) sur l'ensemble des bordures du bouclier Touareg, des études plus détaillées ont été menées dans des zones plus restreintes portant en particulier sur l'identification et la distribution des faciès et architectures sédimentaires des incisions glaciaires à l'affleurement tant en Algérie (Robertson, 2002 ; Hirst et al., 2002 ; Zazoun et Mahdjoub, 2011 ; Deschamps et al., 2013) qu'en Libye (Moreau et al.,

2005 ; Le Heron et al., 2006, 2010 ; Ghienne et al., 2007 ; Girard et al., 2012, 2015). Leur équivalence en subsurface vers le bassin d'Illizi ont fait l'objet de nombreuses études sur la base de données pétrolières (Eschard et al., 2005 ; Roussé et al., 2009 ; Galeazzi et al., 2010 ; Hirst, 2012 ; Lang et al., 2012 ; Perron et al., 2018).

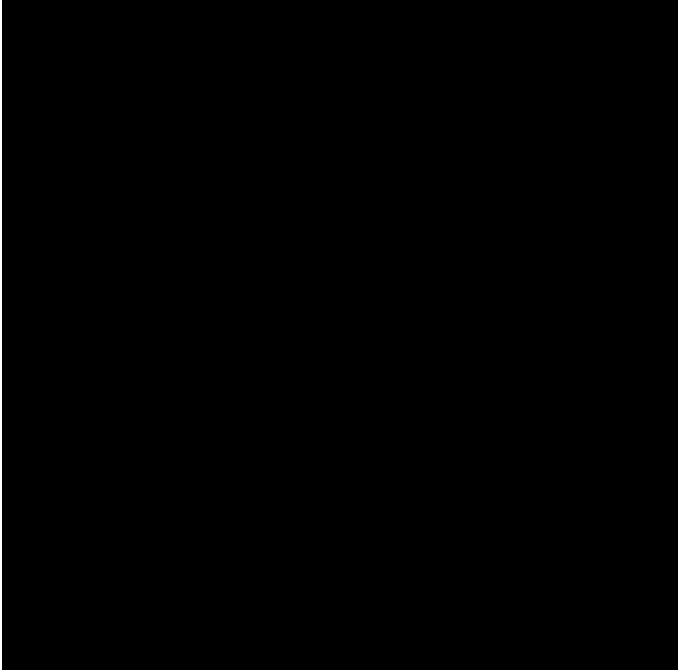


Figure IV-1 : Configuration maximale de l'inlandsis à l'Hirnantien sur le Gondwana occidental alors en position polaire à subpolaire (modifié d'après Ghienne et al., 2007, Stampfli et al., 2011 et Nutz et al., 2013). Les flèches bleues illustrent les principales orientations d'écoulements glaciaires ; l'étoile rouge localise la zone d'étude qui coïnciderait, selon cette reconstruction, avec le parallèle 70°S (en jaune les frontières de l'Algérie).

Le présent chapitre a deux grands objectifs. *Premièrement*, il s'agit de proposer une caractérisation sismique détaillée de l'architecture stratigraphique et de la morphologie des incisions glaciaires dans le NE du bassin d'Illizi. Ce travail permettra de mettre en évidence la géométrie individuelle de plusieurs incisions ainsi que leurs relations stratigraphiques, en distinguant entre juxtaposition (auquel cas, on peut parler d'un réseau) et superposition (génération) de paléovallées. En parallèle, le pointé des grandes interfaces stratigraphiques (toits du socle et du Cambro-Ordovicien préglaciaire et base des argiles siluriennes) sera réalisé. Ces résultats serviront de base pour le calcul des modèles magnétiques 2D synthétiques développés ensuite au chapitre V-2. *Deuxièmement*, les accidents tectoniques (failles, flexures) seront localisés relativement aux structures glaciogéniques afin de discuter les relations spatiales entre paléovallées/incisions et structure du socle dans les bassins d'Illizi et Murzuq et la ceinture tassilienne.

2. Contexte géologique

2.1. Bassin d' Illizi et zones limitrophes

Le bassin d' Illizi est un bassin intracratonique d' âge paléozoïque à mésozoïque localisé au SE de la plate-forme saharienne comprenant une pile sédimentaire d' environ 3000 m d' épaisseur (Figs. IV-2 et IV-4 ; Boote et al., 1998 ; Eschard et al., 2010 ; Galeazzi et al., 2010 ; English et al., 2016, 2017 ; Perron et al., 2018). Il repose sur un socle protérozoïque structuré lors de l' orogénèse panafricaine (cf. Chapitre III et Fig. III.12A). Sous la partie orientale du bassin, le linéament magnétique L1 (Fig. IV-2 et 3), identifié par l' interprétation des cartes magnétiques, marque la limite entre le Craton de Murzuq et la chaîne panafricaine. Il coïncide ici plus ou moins avec la faille de Fadnoun reconnue en surface (Fig. III-12 ; Zazoun et al., 2008 ; Lang et al., 2012). La bordure nord du bassin (môle d' Ahara) coïncide spatialement avec la structure crustale de type « oroclinale » à rotation anti-horaire qui caractérise la limite nord de l' unité de UC1. Le modèle magnétique 2D calculé sur la base d' une section sismique (section A, Fig. IV-3, localisation Fig. IV-2) démontre cependant que le linéament magnétique L1 ne correspond pas exactement à la signature magnétique du rejet de faille de Fadnoun, qui reste insignifiant à l' échelle crustale, mais plutôt au contact sous-jacent entre le Craton de Murzuq (UE2) et le terrane panafricain subméridien UC1 (terrane de Tazat en subsurface ; cf. chapitre III).

L' architecture stratigraphique paléozoïque dans son ensemble, et du bassin d' Illizi en particulier, est contrôlée par le fonctionnement de « hauts structuraux » (Figure III-12 du chapitre III) : le môle d' Ahara, séparant le bassin d' Illizi de Berkine au Nord ; le môle de Tihemboka, séparant le bassin d' Illizi du bassin de Murzuq à l' Est ; le grand axe N-S d' Amguid-El biodh séparant les bassin Illizi-Berkine des bassins de Mouydir-Oued Mya à l' Ouest. Ces hauts structuraux résultent de réactivations paléozoïques et mésozoïques des structures panafricaines (Boote et al., 1998 ; Davison et al., 2000 ; Eschard et al., 2005 ; Eschard et al., 2010 ; Brahimi et al., 2018 ; Perron et al., 2018). Les différenciations bassins/hauts fonds se sont principalement développées pendant le Cambro-Ordovicien, le Dévonien et le Carbonifère (Eschard et al., 2010). Ces hauts structuraux ont contrôlé l' architecture stratigraphique et le système pétrolier du Paléozoïque inférieur. Les séries sédimentaires très continues à l' échelle du bassin s' amincissent notablement et rapidement à l' approche de, et sur les môles, se marquant par des discordances régionales localement angulaires (Fig. IV-4, 5), parmi lesquelles on peut distinguer : (i) la discordance infra-tassilienne produite à la fin du Néoprotérozoïque, marquant la fin de l' orogénèse panafricaine (cf. Chapitre III) ; (ii) la

discordance dite Arenig (Ordovicien inférieur, Beuf et al., 1971), marquée par une phase érosion et/ou un non-dépôt dans le môle d'Ahara et une subsidence tectonique dans le centre du bassin d'Illizi (Fig. IV-4 ; Eschard et al., 2005 ,2010 ; Galeazzi et al., 2010).

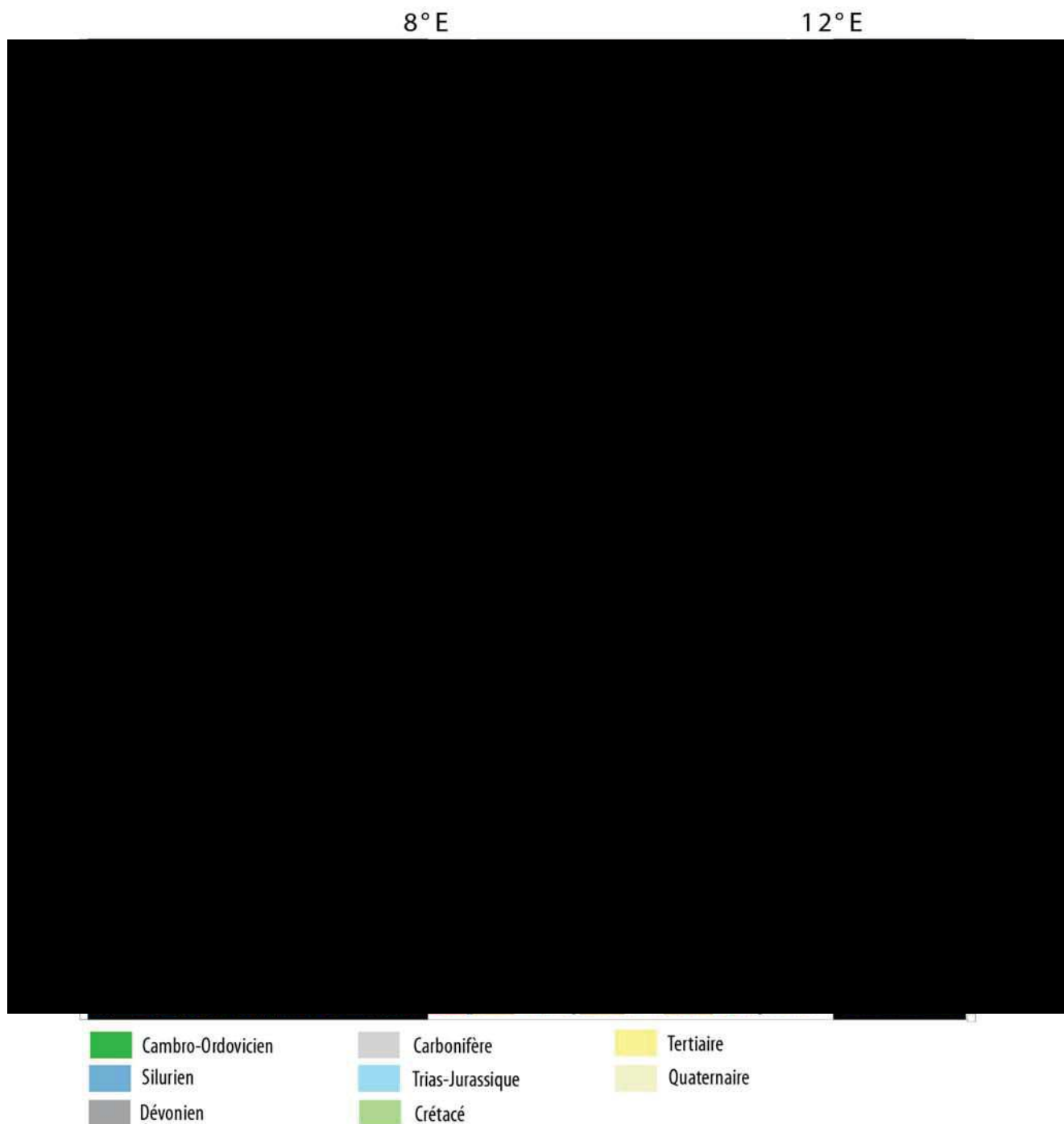


Figure IV-2 : Carte et contexte géologique du bassin d'Illizi. Les transects en bleu et rouge localisent le profil synthétique et les coupes sismiques présentés aux figures IV-3, 4 et 5. Le trait arqué en noir, traversant la zone d'étude correspond au linéament magnétique L1 (cf. Fig. III-12), assimilé localement à la faille de Fadnoun.

Une discordance importante de même âge est également identifiée sur le pourtour du bassin de Murzuq (Ghienne et al., 2013) ; (iii) la discordance calédonienne, qui marque la fin d'une longue évolution régressive au Silurien supérieur - Dévonien inférieur. Elle est associée à une réactivation locale de failles et des plissements dans les môles d'Ahara et de Tihemboka ; (iv) la discordance hercynienne ou varisque d'âge Carbonifère, marquée par une phase compressive locale des structures, notamment l'axe Amguid-El Biod et une érosion majeure perdurant localement jusqu'au Trias (Galeazzi et al., 2010 ; Perron et al., 2018). Cette discordance sépare le bassin paléozoïque de sa couverture mésozoïque qui s'épaissit vers le nord dans les bassins de Berkine-Ghadamès (Fig. IV-4).

A l'Hirnantien, l'événement glaciaire produit une surface d'érosion régionale et composite incisant parfois jusqu'au socle (Galeazzi et al., 2010 ; Lang et al., 2012). Cette discordance de ravinement est parfois associée à une discordance tectonique dite taconique (Beuf et al., 1971 ; Zazoun et Mahdjoub 2011), l'ampleur des ravinements glaciaires superimposant cependant largement les érosions d'origine tectonique. De même des déformations postglaciaires sont parfois mises en évidence (Perron et al., 2018), bien que les géométries associées restent difficilement distinguables de celles produites par les ravinements fini-glaciaires.

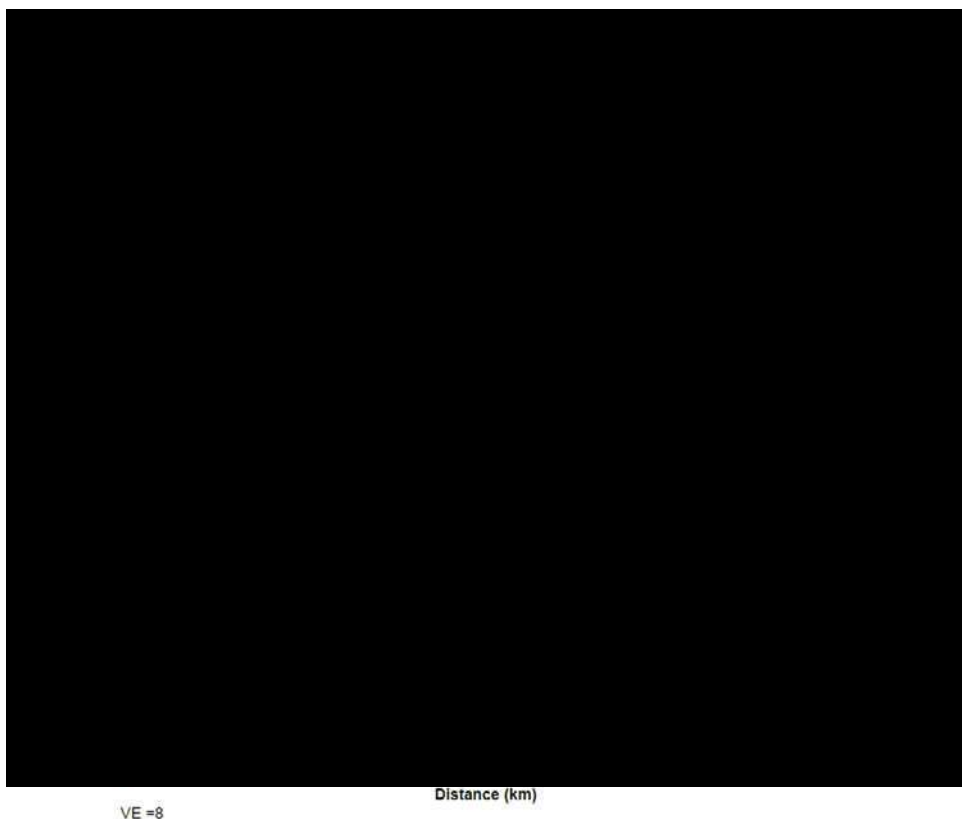


Figure IV-3 : Modèle magnétique 2D, calculé pour la section A (voir Fig. IV-2 pour la localisation) mettant en évidence le décalage notable existant entre la faille de Fadnoun telle qu'identifiée en surface (trait violet) et le linéament crustal oblique L1 (suture)

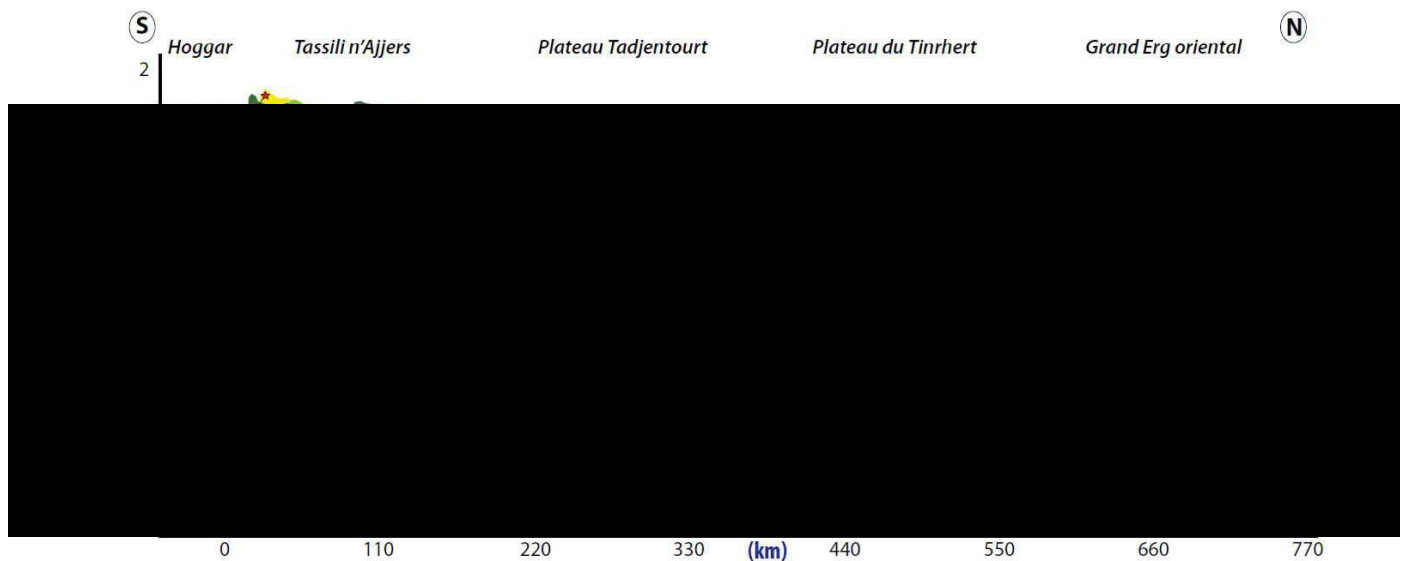


Figure IV-4 : Coupe géologique subméridienne des bassins d'Illizi et de Berkine-Ghadamès (modifiée d'après WEC, 2007). La zone d'étude, localisée au NE du bassin d'Illizi, est située sur la retombée méridionale du môle d'Ahara séparant le bassin d'Illizi du Bassin de Berkine et dont l'activité en tant que « haut structural » a été essentiellement Paléozoïque inférieur.

2.2. Paléovallées et incisions glaciaires ordoviciennes

Les archives sédimentaires glaciaires ordoviciennes sont bien préservées au sein des bassins intra-cratoniques nord-gondwaniens, en contexte tectonique stable depuis la Mauritanie jusqu'à la péninsule arabe (Beuf et al. 1971 ; Deynoux, 1985 ; Vaslet 1990 ; Ghienne, 2003 ; Le Heron et al., 2004, 2006, 2009, 2010 ; Ghienne et al., 2007, 2010, 2013 ; Heron et Craig, 2008 ; Denis et al., 2010 ; Moreau, 2011 ; Lang et al., 2012 ; Deschamps et al., 2013 ; Chatalov, 2017). Les cycles d'avancée et de recul des fronts glaciaires de l'inlandsis depuis les domaines internes vers les domaines de plate-forme ont permis l'enregistrement de successions de planchers glaciaires striés, à cannelures ou linéations glaciaires (MSGGL), et la préservation de surfaces d'érosion sous-glaciaires.

Ces dernières sont de différentes tailles, dépendant des mécanismes à l'origine de leur formation :

- Vallées tunnel qui résultent de l'érosion sous-glaciaire par l'eau de fonte, possiblement sous de fortes pressions hydrauliques, et qui ont tendance à s'écouler des régions hautes et intérieures du glacier vers les marges des fronts glaciaires (Van der Vegt et al., 2012 ; Ravier et al., 2014, 2015).

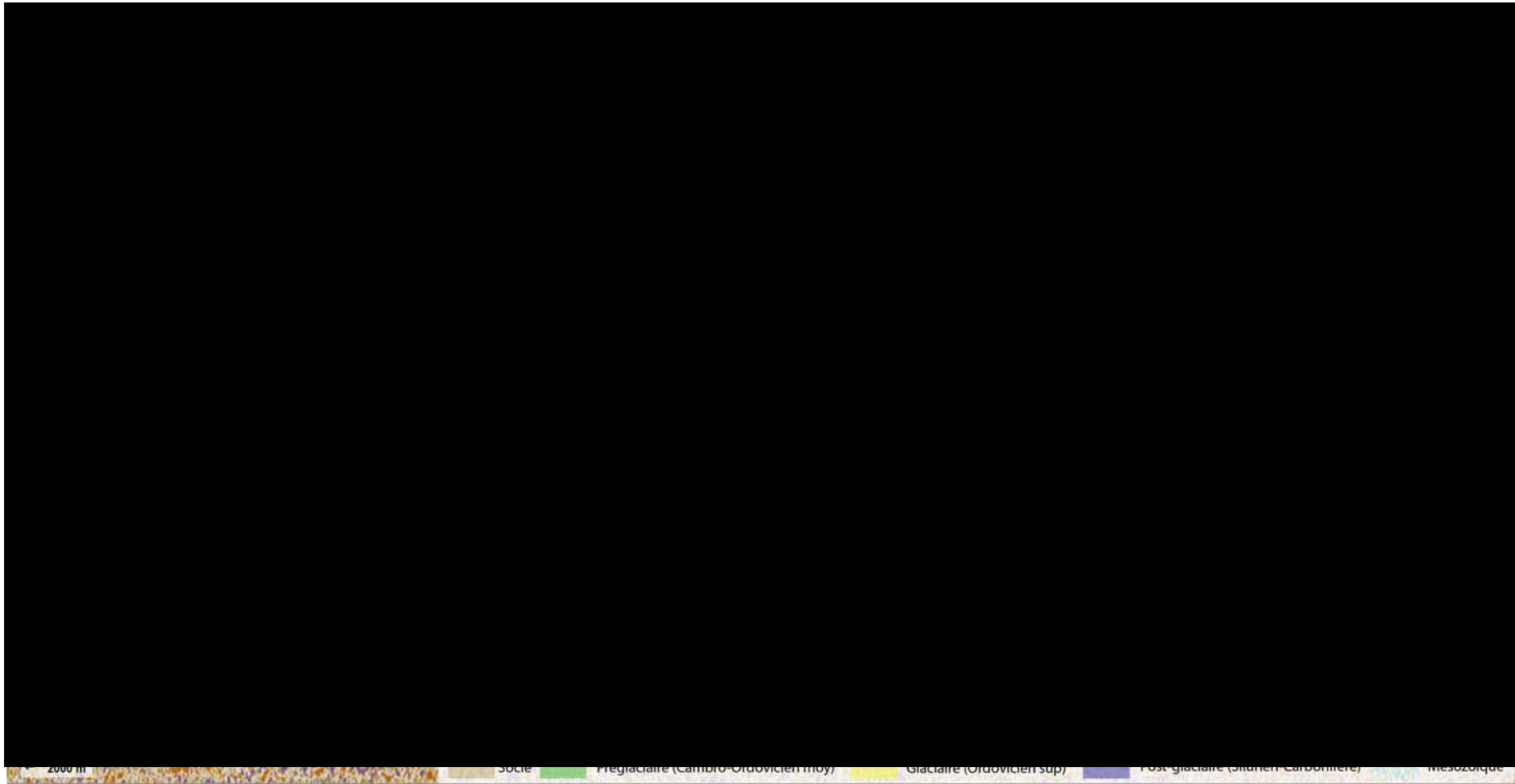


Figure IV-5 : Section sismique orientée E-W, depuis le môle de Tihemboka (à droite) vers le centre du bassin d'Ilizi (à gauche). Elle montre les principales discordances paléozoïques dans le bassin d'Ilizi, l'amincissement de la série Cambrien-Ordovicien vers le môle, ainsi que l'ampleur des érosions glaciaires et un onlap du Silurien inférieur. Voir Fig. IV-2 pour localisation. Voir également Galeazzi et al., (2010) et Perron et al. (2018) pour des exemples similaires

Ces incisions forment des dépressions linaires de quelques kilomètres de large (< 5km) et de plusieurs dizaines de kilomètres de long, qui se caractérisent par des début et fin abruptes (Ghienne & Deynoux, 1998 ; Ghienne et al., 2003 ; Hirst, 2002 ; Le Heron et al., 2004 ; Ghienne, 2009 ; Lang et al., 2012 ; Douillet et al., 2012 ; Clerc et al., 2013 ; Ravier et al., 2014, 2015 ; Girard et al., 2015). Les profondeurs observées s'échelonnent entre 50 et 300 m (Figs. IV-6 & 7 et image en tête de chapitre). Le remplissage initial est généralement constitué par une unité basale à géométrie concave, drapant la surface d'érosion, dans laquelle les déformations synsédimentaires (cisaillement sous-glaciaires, injections de sables, glissements gravitaires...) sont fréquents (Fig. IV-6 ; voir aussi Fig. IV-19)

- Grandes « vallées » glaciaires qui résultent d'érosions importantes des plateaux de sédiments préglaciaires par des fleuves de glaces ou *ice stream* (Winsborrow et al., 2010 ; Margold et al., 2015), formant une alternance d'incisions et de giga-linéations d'orientation parallèle. De tels systèmes peuvent s'étaler sur des dizaines de kilomètres de large (Moreau et al., 2005 ; Denis et al., 2007, 2010 ; Ghienne et al., 2007 ; Moreau, 2011 ; Le Heron et Craig, 2008 ; Deschamps et al., 2013).

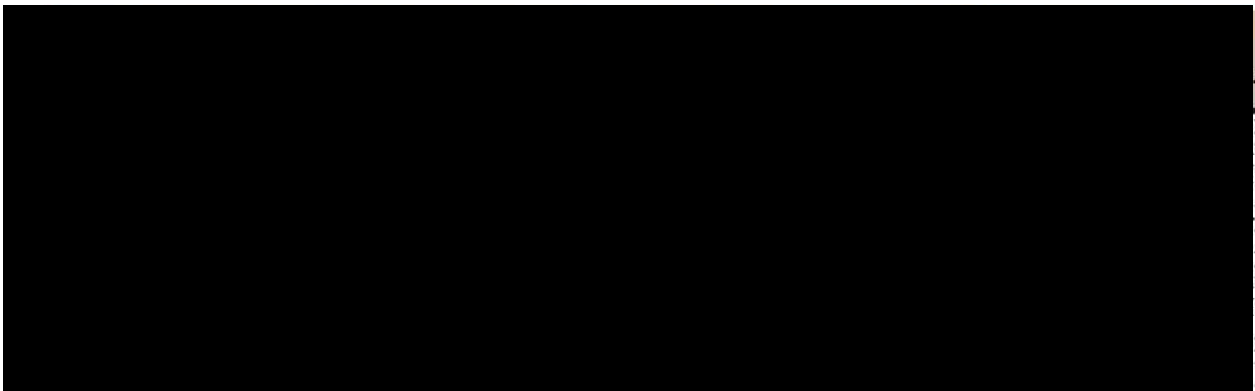


Figure IV-6 : Principaux éléments architecturaux d'une vallée tunnel à partir des exemples ordoviciens (modifié d'après Ghienne, 2009). Le remplissage principal, correspondant le plus souvent à une succession fluvio-deltaïque, vient en onlap sur une unité basale concave moulant la surface d'érosion et les déformations sous-glaciaires associées (sans échelle).

En Arabie Saoudite, des incisions de grande taille (> 10 km), plus larges que celle des vallées tunnel d'Afrique du Nord, mais plus étroites que celles associées aux fleuves de glace, sont identifiées (Vaslet, 1990 ; McGillivray & Hussein, 1992 ; Clark-Lowes, 2005 ; Tofaif et al., 2018) mais leur attribution reste problématique. Quel que soit le type d'incision, leur remplissage fait généralement suite à la dynamique de déglaciation en contexte de recul des

fronts glaciaires (Figs. IV-6 & 7 ; Le Heron et al., 2004 ; Ghienne et al., 2007 ; Douillet al., 2012 ; Girard et al., 2012 ; Ravier et al., 2015 ; Tofaif et al., 2018). La nature gréseuse de leur remplissage présente un intérêt économique pétrolier dans les bassins sahariens du fait qu'elles se trouvent immédiatement sous la roche mère du Silurien inférieur positionnée au toit de l'Ordovicien.

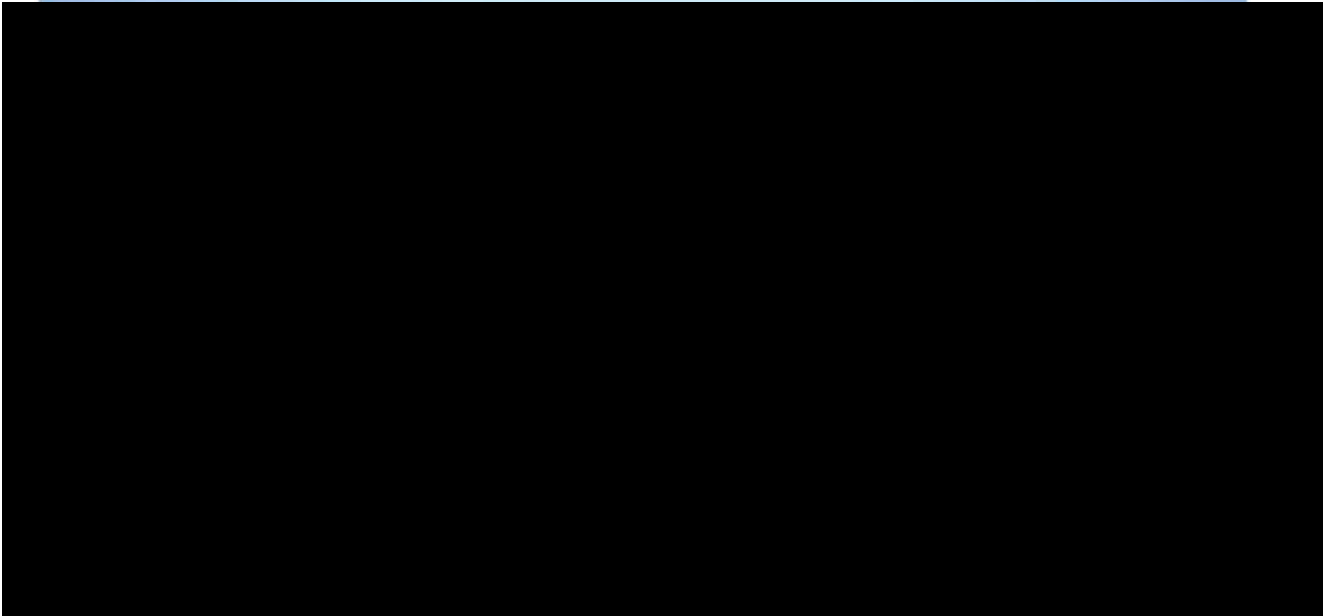


Figure IV-7 : Profonde surface d'érosion correspondant à la marge occidentale de la grande vallée tunnel identifiée dans le Gargaf (bassin de Murzuq ; Ghienne et al., 2003 ; Le Heron et al., 2004). Son remplissage apparaît sur la gauche, en onlap sur la série gréseuse tronquée (sur la droite) d'âge Ordovicien moyen. Voiture pour échelle au centre de l'image.

En Algérie, la formation Tamadjert (ou Fm. de Felar-Felar) englobe l'ensemble des dépôts glaciaires fini-Ordovicien dans les Tassili (Fig. IV-8, 9). Les dépôts de l'unité IV ou Grès d'El Golea en sont l'équivalent en subsurface (Fig. IV-9). Sa base correspond à une surface d'érosion majeure irrégulière et composite (Fig. IV-4, 5), incisant fortement les formations préglaciaires de l'Ordovicien et du Cambrien (Unités II et III ; Fig. IV-4, 5). La glaciation est immédiatement suivie d'une transgression silurienne, généralement identifiée comme transgression post-glaciaire (Lüning et al., 2000 ; Eschard et al., 2005 ; Ghienne et al., 2007b ; Davies et al., 2016 ; Girard et al., 2018). Elle est à l'origine d'épaisses couches d'argiles marines comprenant, en particulier à leur base (Rhuddanien), l'intervalle à "Hot shale" correspondant à la principale roche mère des hydrocarbures paléozoïques des bassins d'Afrique du Nord (Lüning et al., 2000 ; Legrand, 2003 ; Fello et al., 2005 ; Vecoli et al., 2009 ; English et al., 2017 ; Djouder et al., 2018) et d'Arabie (Hayton et al., 2016).

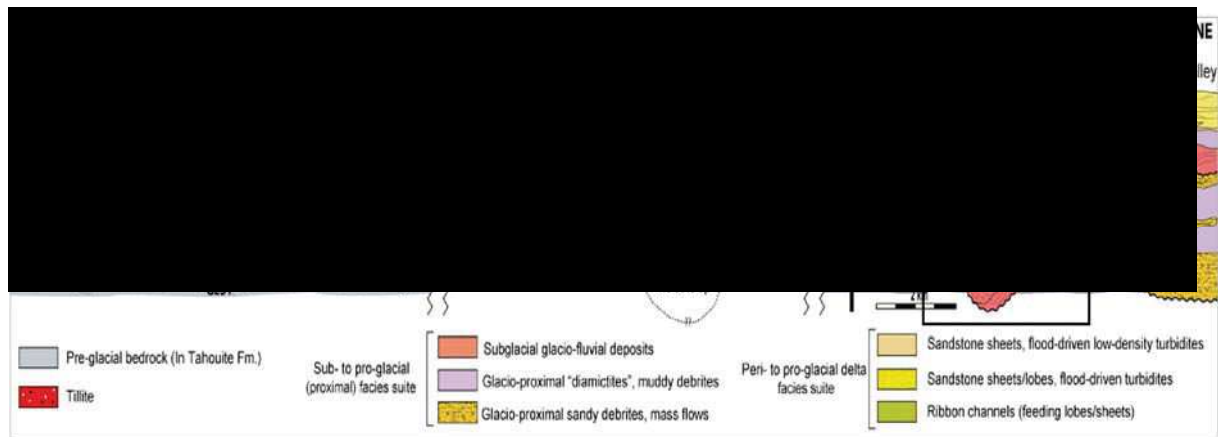


Figure IV-8 : Coupe transversale synthétique de l'architecture interne des paléovallées Ouarsisene, Dider et Iherir dans le Tassili n'Ajjer (d'après Deschamps et al., 2013). La formation Tamadjert constitue le remplissage glaciaire et la formation In Tahouite le préglaciaire d'âge Ordovicien moyen à supérieur. Les remplissages de vallées sont scellés par une dalle gréseuse. La vallée centrale d'Iherir (cadre noir) est illustrée en tête de chapitre.

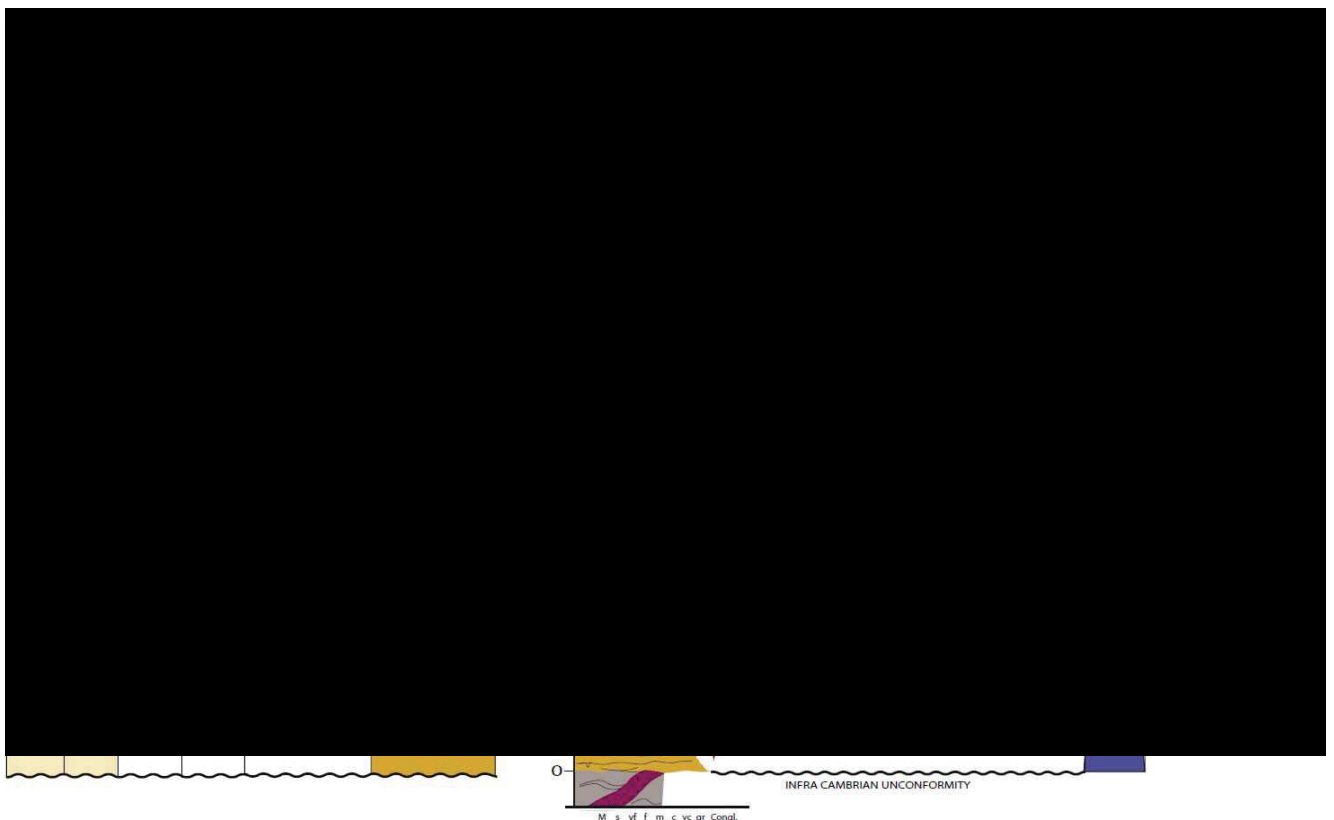


Figure IV-9 : Colonne stratigraphique synthétique depuis le toit du socle jusqu'au Silurien inférieur dans le bassin d'Illizi et le Tassili n'Ajjer (Deschamps et al., 2013, modifié d'après Eschard et al., 2005).

2.3. Evolution du système pétrolier Ordovicien-Silurien

Au centre du bassin d'Ilizi, la roche mère du Silurien inférieur a commencé à produire au Carbonifère, lors d'un premier épisode d'enfouissement marqué par des températures élevées, mais antérieurement à la formation des pièges (Boote et al., 1998 ; English et al., 2016). La production d'hydrocarbures cesse pendant l'exhumation hercynienne puis reprend et s'engage dans la fenêtre à gaz à partir du Crétacé supérieur jusqu'à l'Éocène inférieur avec un second épisode d'enfouissement, dont les paléo-températures maximales ont été estimées entre 140°C et 156°C (English et al., 2016). Ce dernier enfouissement s'est produit avant le soulèvement du Hoggar qui a entraîné le basculement du bassin d'Ilizi vers le nord avec 1 à 1.4 km de surrection, entre 28 et 27° N respectivement et la redistribution des hydrocarbures préexistants. Ce soulèvement coïncide avec le magmatisme cénozoïque du Hoggar et le début du raccourcissement tectonique atlasique plus au nord (Rougier et al., 2013 ; English et al., 2017 ; cf. aussi section 5.4 du chapitre III).

3. Caractérisation sismique des incisions glaciaires du secteur NE d'Ilizi

3.1. Données sismiques

Le bassin d'Ilizi est largement couvert par des campagnes sismiques de haute résolution 2D et 3D. Pour ce projet de recherche, plusieurs sections sismiques 2D et 3D récentes de haute résolution ont été combinées. Sauf indication, les sections sismiques illustrant ce travail sont orientées sub-perpendiculairement à l'axe des incisions.

Les données sismiques ont été compilées et interprétées sous le logiciel PETREL (Schlumberger, 2017). Les profondeurs des données sismiques sont en milli secondes - temps double (ms TWT). Une vitesse de ~ 4000 m/s pour les formations ordoviciennes (Tod et al., 2007 ; Le Heron et al., 2010) sera utilisée pour l'estimation des épaisseurs de remplissage. Pour des raisons de confidentialité, les sections sismiques sont renommées et les positionnements sont approximatifs.

3.2. Méthode d'interprétation

Le calage des données sismiques utilise les données diagraphiques (gamma-ray) d'un puits A (Fig. IV-10) pénétrant jusqu'au toit du socle traversant ainsi la totalité de l'intervalle Cambrien à Silurien. Le puits A, recoupé par trois profils sismiques, a permis de propager latéralement l'interprétation au reste des données sismiques. A défaut, l'interprétation s'est faite par prolongement et reconnaissance visuelle de réflexions caractéristiques. Les toits du socle et de

l'Ordovicien représentent, au premier ordre, les deux principaux réflecteurs. Le toit du socle se caractérise par une réflexion de forte amplitude qui constitue généralement une interface de forte réflexion séparant les séries sédimentaires à caractère sismique bien stratifié (réflecteurs marqués et organisés) du volume du socle à caractère sismique parfois chaotique mais le plus souvent surimposé par des réflexions sismiques en miroir de la couverture sus-jacente. Cependant, ce dernier est difficilement distinguable dans certaines zones, auquel cas il a été approximé en maintenant une profondeur constante sous le Cambrien stratiforme. Dans la zone d'étude, la partie inférieure des argiles siluriennes se distingue généralement par une réflexion sismique large de forte amplitude, plus localement par un réflecteur de faible à moyenne amplitude. Dans ce dernier cas, ce réflecteur est attribué au toit de l'Ordovicien (voir section 2.3.4). La réflexion de forte amplitude caractérise les "hot shales" (Fig. IV-1, Loseth et al., 2011), sous lesquelles peuvent être préservées des argiles du Silurien les plus basales, voir des sédiments glaciomarins plus ou moins argileux Ordovicien terminal (Moreau, 2011). Ensuite, nous avons interprété comme deuxième ordre, la grande base composite des surfaces d'érosions et incisions glaciaires par l'identification systématique des troncatures géométriques dans la stratigraphie sous-jacente considérée ici comme préglaciaire. La succession préglaciaire est caractérisée par des réflecteurs stratifiés, organisés et parallèles, qui sont tronqués par les surfaces d'érosions glaciaires.

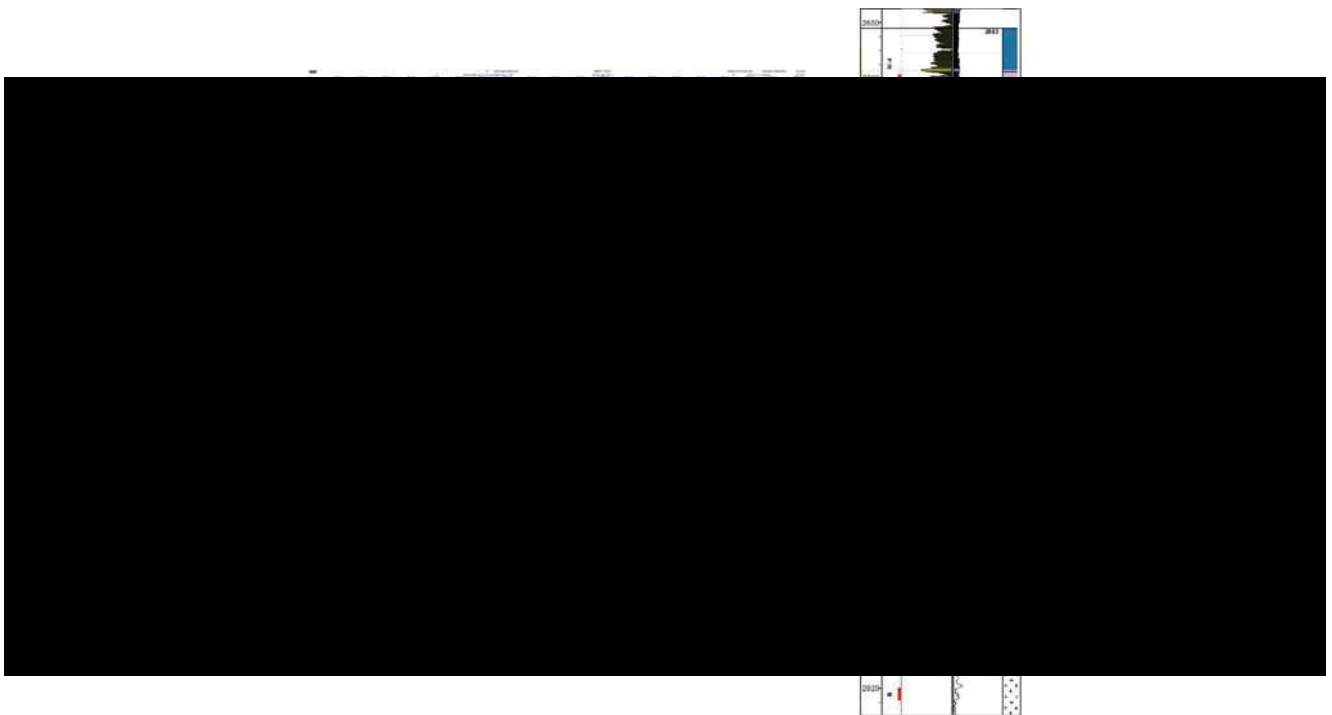


Figure IV-10 : Calage de données diagaphiques de gamma-ray du puits A, avec une section sismique. TO : Toit de l'Ordovicien ; TB : Toit du socle. (Données Sonatrach, inédites)

Localement, ces séries préglaciaires sont observées en apparente continuité jusqu'aux réflecteurs siluriens. Cette préservation—non-érosion est à l'origine des paléoreliefs de sédiments préglaciaires, bien connus à l'affleurement (Beuf et al., 1971 ; Moreau et al., 2005 ; Deschamps et al., 2013). Par contraste, et sauf exception, le remplissage sismique des incisions glaciaires est caractérisé par des géométries chaotiques, des réflecteurs courts, désorganisés, et « épais ».

Les morphologies et l'organisation stratigraphique des incisions glaciaires correspondent à des structures de troisième ordre. Leur identification est basée sur le pointé de troncatures nettes interne à la stratigraphie glaciaire et sur la reconnaissance de variations des signatures sismiques d'une incision à l'autre. Quelques rares réflecteurs stratiformes au sein de la succession glaciaire, onlapant sur les bordures des incisions (remplissages partiels) ou débordant sur les épaules des incisions ont servi de niveaux repères intermédiaires. Pour finir, le réseau des failles (décalage du toit du socle, plis et failles dans la couverture sédimentaire) a été cartographié.

Afin de minimiser les perturbations géométriques induites par les rejets de failles postérieurs au Silurien inférieur, nous avons horizontalisé la plupart des profils sur le premier réflecteur latéralement bien continu, pour toutes les sections sismiques interprétées. Le réflecteur choisi est le plus souvent localisé vers le sommet de la succession argileuse silurienne.

3.2.1. Stratigraphie : du toit du socle au Silurien inférieur

L'architecture stratigraphique de la pile sédimentaire paléozoïque du bassin d'Ilizi est illustrée par une section sismique régionale orientée E-W (Figs. IV-4 &5). Le Paléozoïque inférieur se caractérise par des réflecteurs sismiques parallèles et à faibles pendages, qui sont pour la plupart continus latéralement, hormis trois cas de figures :

- Les déformations tectoniques ;
- Les discontinuités érosives de la succession glaciaire Ordovicien terminal ;
- Les discordances stratigraphiques majeures.

Dans la section sismique de la Figure IV-5 (voir Fig. IV-2 pour localisation), qui s'étend depuis le môle de Tihemboka vers le centre du bassin d'Ilizi, nous distinguons :

- Un approfondissement du toit du socle, marqué par des rejeux et soulèvements au niveau du môle de Tihemboka à l'est de la section (Fig. IV-5), contrastant avec le centre du bassin peu à pas affecté par cette déformation cassante ;
- Un amincissement de l'intervalle cambro-ordovicien au niveau du môle de Tihemboka et épaissement vers le centre d'Ilizi (Fig. IV-5). Cet intervalle cambro-ordovicien

varie de 167 ms TWT depuis le môle de Tihemboka à 280 ms TWT vers le centre d'Illizi sur une distance de 65 km. Cela résulte des soulèvements de ce môle pendant le Cambro-Ordovicien, provoquant des érosions différentielles (Beuf et al., 1971 ; Eschard et al., 2005, 2010 ; Galeazzi et al., 2010).

- Une différenciation d'épaisseur du Silurien inférieur argileux entre le môle de Tihemboka et le centre du bassin d'Illizi. Des réflecteurs sismiques du silurien argileux sont disposés en onlap d'Ouest en Est sur la surface érosive du môle de Tihemboka.

3.2.2. Structure du socle

Le toit du socle se caractérise le plus souvent par une réflexion de forte amplitude à polarité négative (le " pic du socle " (Fig. IV-11). Ce réflecteur continu latéralement sépare les formations sédimentaires à réflexions sismiques stratifiées des blocs de socle et se compare probablement à la discordance régionale dite infra-tassilienne (Fig. IV-11).

Des failles généralement à jeu normal, ayant des pendages sub-verticaux, plus rarement inclinés, sont identifiées. Ces failles qui s'enracinent sur des accidents du socle s'organisent en trois catégories : (i) des failles localisées dans le Paléozoïque inférieur, et scellées dès le Cambrien-Ordovicien (Fig. IV-11) ; (ii) des failles correspondant à des réactivations marquant des rejets dans le toit du socle et dans les formations cambro-ordoviciennes, et s'amortissant vers le haut dans le Silurien sans rejets mais associées à des plissements très localisés (Fig. IV-5) ; (iii) des failles qui, du socle, se sont propagées dans toute la couverture paléozoïque et se terminant en structures en fleurs dans le Mésozoïque (Fig. IV-5).

3.2.3. Succession préglaciaire

L'intervalle sismique du préglaciaire cambro-ordovicien est délimité par le réflecteur du socle à sa base, assimilé à la surface infra-tassilienne (Beuf et al., 1971) ; sa limite supérieure est constituée soit par le réflecteur du toit de l'Ordovicien, la base des argiles siluriennes, ou le plus souvent par une interface discontinue et composite interprétée comme la surface d'érosion glaciaire de l'Ordovicien supérieur. Les réflecteurs parallèles, organisés et de moyenne amplitude de la séquence sismique préglaciaire se terminent contre cette surface érosive ainsi mise en évidence par des troncatures. En conséquence, la séquence sismique du préglaciaire présente un relief « paléotopographique » très irrégulier. Elle est par endroit complètement érodée si l'érosion glaciaire a atteint le socle. Les changements de directions et d'orientations des différentes surfaces érosives et incisions glaciaires de l'Ordovicien supérieur, ont morcelé la succession préglaciaire en une suite d'espaces interfluve. Dans la zone d'étude, l'épaisseur

du préglaciaire varie de 0, 50 à 130 ms TWT dans la zone d'étude. Enfin, Une discordance interne est identifiée dans la succession préglaciaire dans la zone d'étude. Elle est associée à des rejeux localisés du socle et à un basculement induisant des troncatures (Fig. IV-11). Elle doit pouvoir être corrélée avec la « discordance Arenig » (cf. section 2.1.)

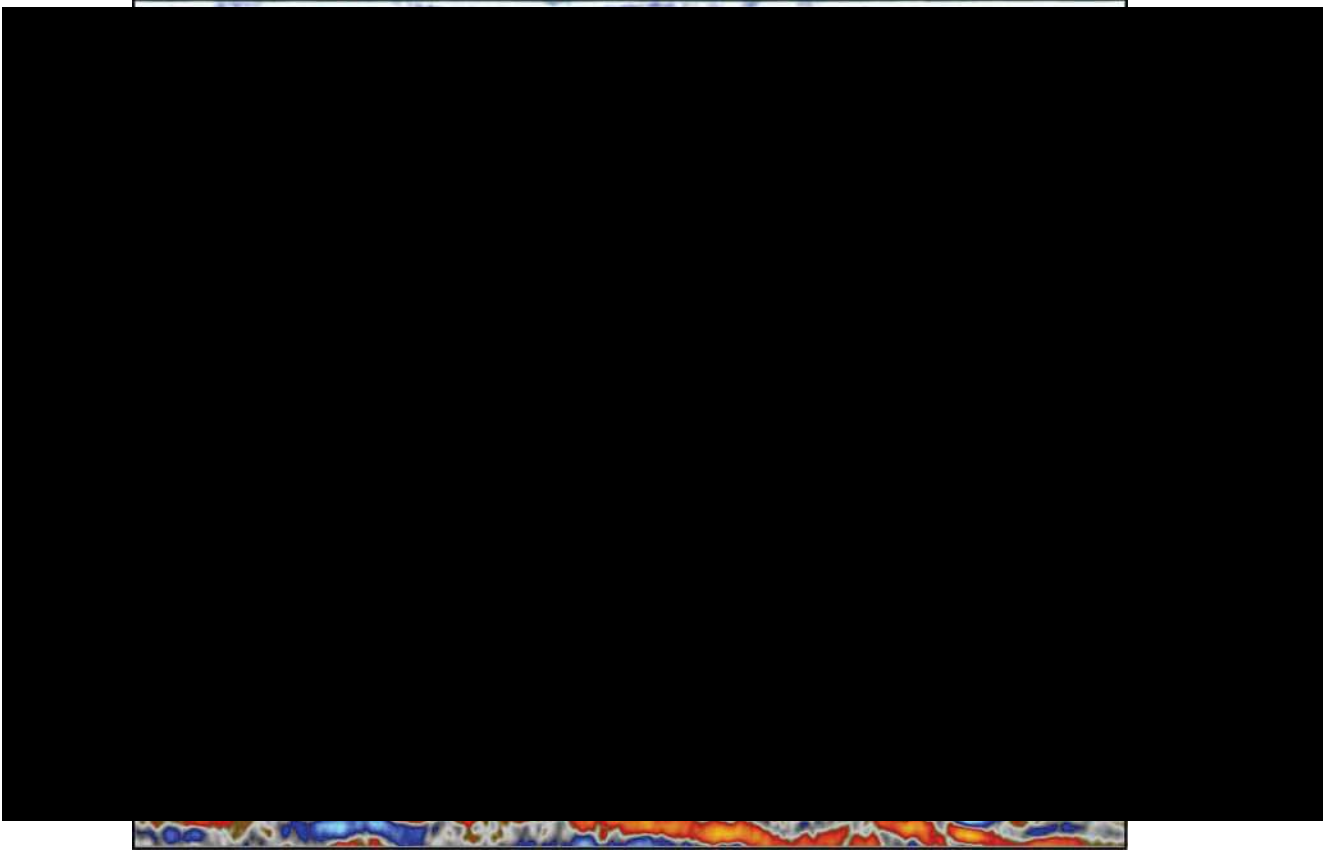


Figure IV-11 : Section sismique W-E montrant : (1) la discordance dite « Arenig » au sein de la succession préglaciaire. Elle est associée à des rejeux localisés de socle (une faille bien visible = flèche cyan) et à un basculement, induisant une troncature (flèches vertes) ; (2) Superposition de trois incisions verte, violette et bleue ; (3) Onlap des argiles du Silurien inférieur, remplissage d'est en ouest.

3.2.4. Unités glaciaires

Dans l'intervalle cambro-ordovicien s.l., nous distinguons des interfaces sismiques à relief concave très irrégulier, interprétées comme des surfaces d'érosions glaciaires, leur combinaison délimitant la base de la succession glaciaire de l'Ordovicien supérieur (Hirnantien, Unité IV/Grès d'El Golea). Cette dernière sera elle-même subdivisée en 4 unités glaciaires (section 3.3). L'amalgame de ces multiples discontinuités forme une surface basale composite, incisant peu, moyennement ou complètement les unités II et III du préglaciaire, atteignant localement le toit du socle. Dans cette succession glaciaire, nous distinguons également des incisions soulignées par des troncatures, des remplissages à caractères sismiques chaotiques, des onlaps

mais aussi des réflecteurs sismiques stratifiés très similaires à ceux de la succession préglaciaire (Voir section 2.4.2). L'intervalle glaciaire présente une épaisseur très variable dans la zone d'étude, variant entre 25 à 110 ms TWT, à une profondeur moyenne de 1680 ms TWT (Figs. IV-5, 12A).

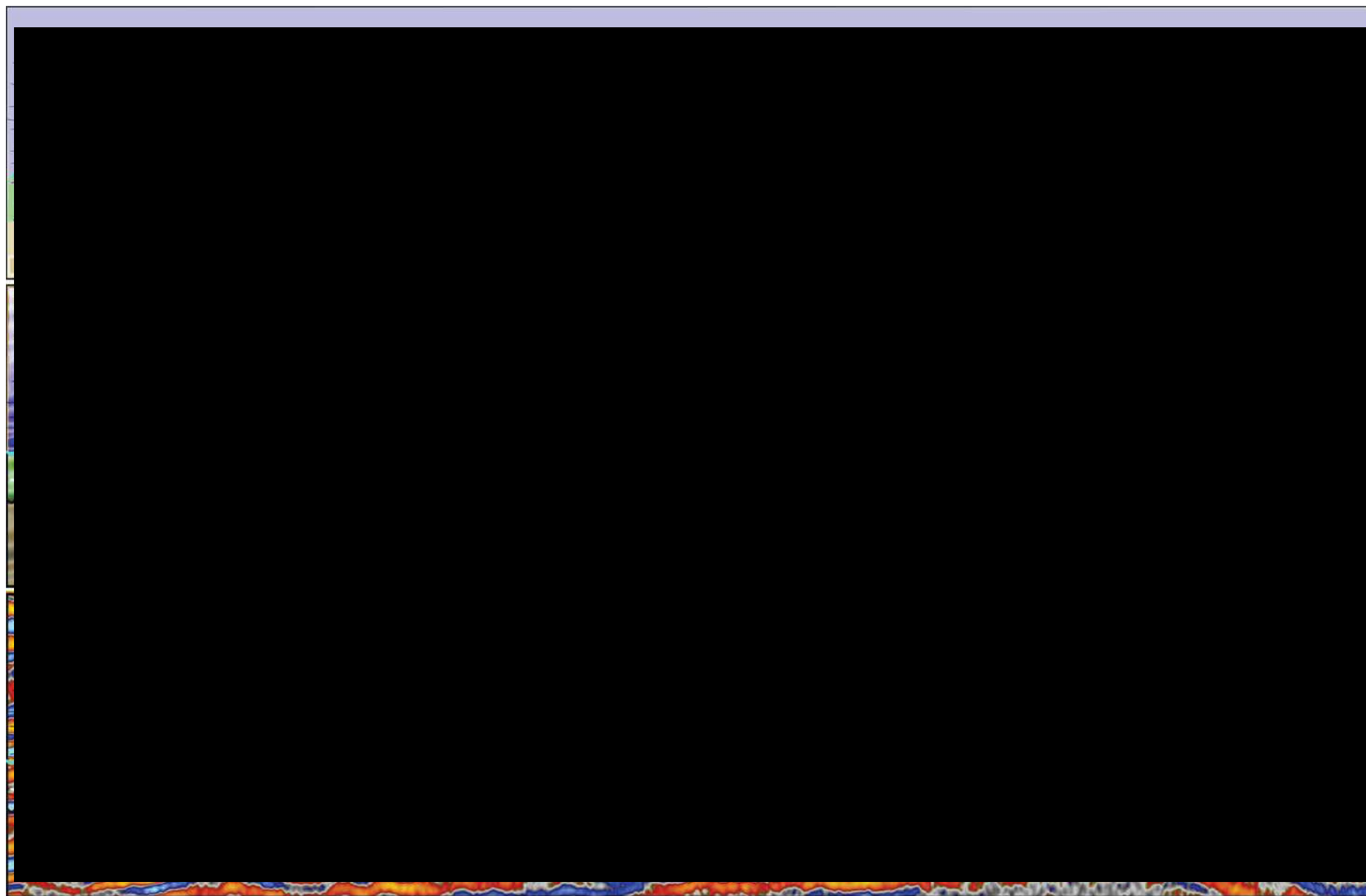
3.2.5. Succession post-glaciaire

La séquence sismique du Silurien inférieur argileux scelle l'unité glaciaire IV. La base du Silurien inférieur présente un relief topographique irrégulier. Dans les zones en creux, l'interface sismique entre la base des argiles siluriennes et les derniers sédiments glaciaires Ordovicien supérieur génère une réflexion sismique de forte amplitude à polarité négative, tandis que dans les zones hautes, le réflecteur généré par le contact entre les deux séquences sismiques est significativement réduit en amplitude. Cela traduit une répartition discontinue des argiles siluriennes « hot shales » : (i) dans les zones en creux héritées de la dernière surface glaciaire (Fig. IV-11), on note la présence des « hot shales » Silurien inférieur (Davidson et al., 2000 ; Lüning et al., 2000 ; Mohamed et al., 2016), qui sont en contact avec les derniers sédiments glaciaires ; (ii) dans les zones hautes, on note l'absence des « hot shales », et les argiles siluriennes « normales » (Djouder et al., 2018) sont en contact soit avec des sédiments transgressif de l'Ordovicien terminal (Moreau, 2011 ; Girard et al., 2018), soit avec les sédiments du préglaciaire (voir section 1.2).

3.3. Architecture stratigraphique des unités glaciaires

L'analyse sismique nous a permis d'identifier plusieurs interfaces sismiques discontinues à faibles amplitudes qui correspondent chacune individuellement à des incisions glaciaires. S'agit-il alors de plusieurs incisions synchrones ou de plusieurs générations juxtaposées qui se sont succédées à l'Ordovicien terminal ? (Voir section 2.4.1). Deux générations sont le plus souvent reconnues en subsurface (Lang et al., 2012) mais les affleurements à l'échelle régionale (Moreau et al., 2005 ; Le Heron et al., 2006 ; Ghienne et al., 2007 ; Moreau, 2011 ; Girard et al., 2012 ; Deschamps et al., 2013) suggèrent jusqu'à 6 générations d'incisions. Quel schéma peut-on alors proposer pour le NE du bassin d'Illizi ?

Nous avons d'abord pointé individuellement chacune des incisions (voir section 2.4.2), multipliant le nombre de profils et suivant progressivement leur évolution latérale lorsque cela était possible (sismique 3D), et ce afin de garantir la validité des interprétations. Dans une deuxième phase, nous avons recherché les combinaisons de profils permettant d'établir les relations stratigraphiques entre ces incisions.



3.3.1. Superposition/ juxtaposition

Les différentes surfaces d'érosion identifiées incisent à partir d'au moins quatre niveaux stratigraphiques distincts. Les incisions anciennes étant complètement remplies avant les réincisions ultérieures (Fig. IV-12, 13), c'est un total de quatre générations d'incision/remplissage qui a été mis en évidence formant un pseudo réseau anastomosé de vallées s'étalant sur une superficie de 1550 km² environ (Figs. IV-12A, 13). Chaque génération possède ses propres faciès sismiques, géométrie et orientation. On distinguera des structures verte, orange, violette et bleue attribuées respectivement aux 1^{ère}, 2^{ème}, 3^{ème} et 4^{ème} génération d'incision :

- (a) **1^{ère} génération, incision verte** : celle-ci est attribuée à une première génération (Fig. IV-12, 13A), sur la base de deux critères : (i) Elle est recoupée, au moins deux fois, par les incisions de la 2^{ème} et 3^{ème} génération (Fig. IV-1A, 13). Le flanc nord de l'incision orange de 2^{ème} génération tronque le toit du remplissage de l'incision verte. Les incisions violettes de 3^{ème} génération superposent verticalement l'essentiel de l'incision verte, en érodant progressivement dans son remplissage depuis le SE (secteur le moins érodé) vers le NW ; (ii) l'incision verte entaille les deux interfaces stratiforme ML1 et ML2 comme le montre les troncatures bien visibles sur les figures IV-12B et C, 14 et 15 ; en revanche, son remplissage se termine sous l'interface ML3. L'incision verte est tronquée à son extrémité orientale par l'érosion de la 4^{ème} génération (bleue).
- (b) **2^{ème} génération, incision orange** : cette 2^{ème} génération (Figs. IV-12A, 13B) est distinguée sur la base de deux critères : (i) après remplissage, l'incision orange est surmontée d'un réflecteur sismique intra-glaciaire identifié comme ML3. Ce réflecteur scelle son remplissage sur le côté nord. Sur son côté sud, ML3 disparaît car érodé par la 4^{ème} génération, et ce sont les sédiments de remplissage et les argiles siluriennes à faciès sismique « hot shales » qui scellent le toit du remplissage de l'incision orange ; (ii) l'orientation essentiellement E-W de l'incision orange est sub-perpendiculaire aux axes NNW-SSE des incisions violettes qui apparaissent ainsi cartographiquement discordantes. L'incision orange incise toute la séquence sismique du préglaciaire, tronquant les deux interfaces ML1 et ML2 et descendant localement jusqu'au toit du socle.

Figure IV-12 : (A) transect synthétique illustrant les relations stratigraphiques entre les unités glaciaires identifiées dans l'ensemble des sections interprétées ; (B) et (C) Section sismique NNE-SSW montrant les 4 générations d'incisions. La relation stratigraphique entre les incisions orange et verte est ici indéterminée (cf. figure IV-13, où l'indétermination est levée)

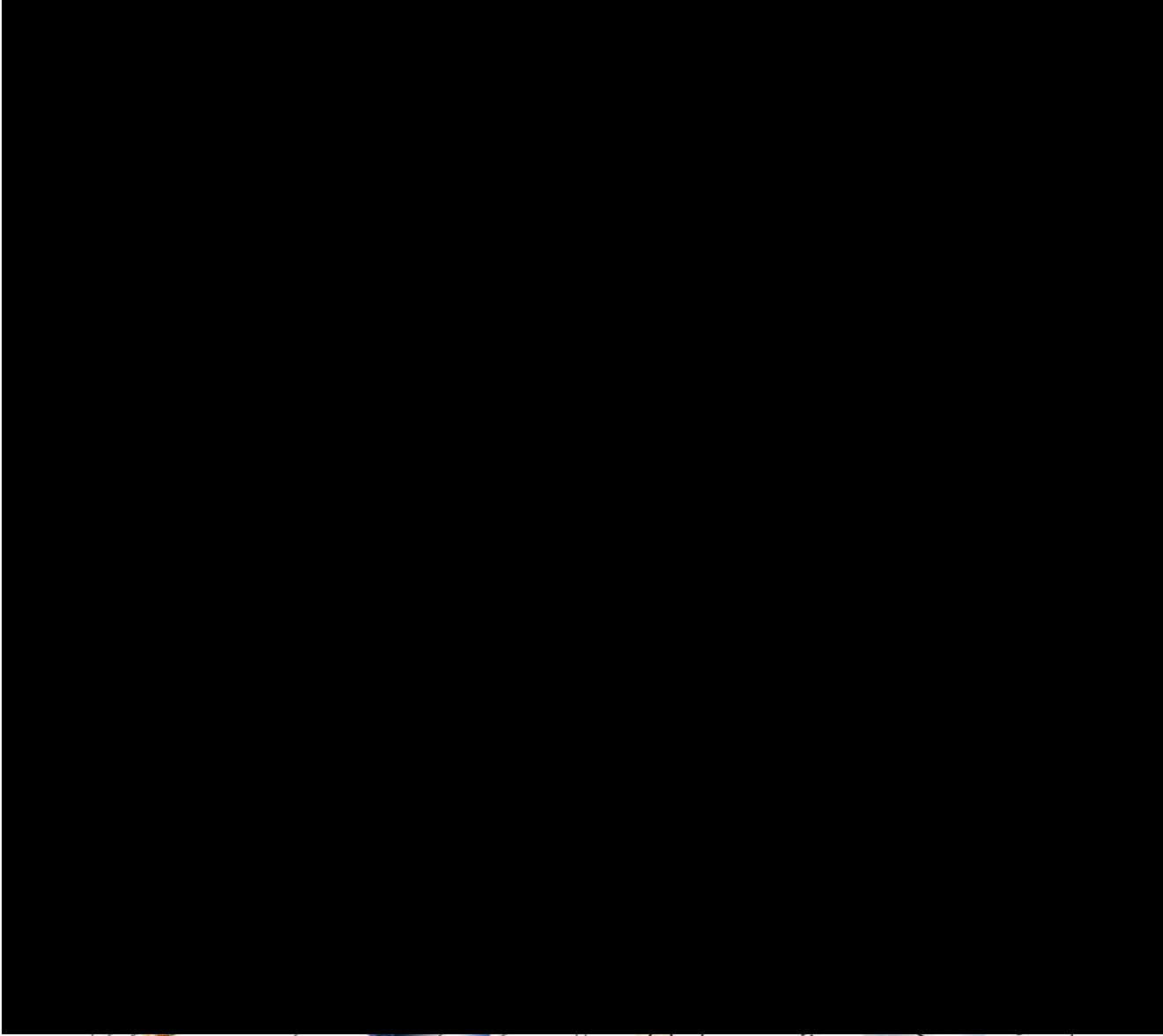
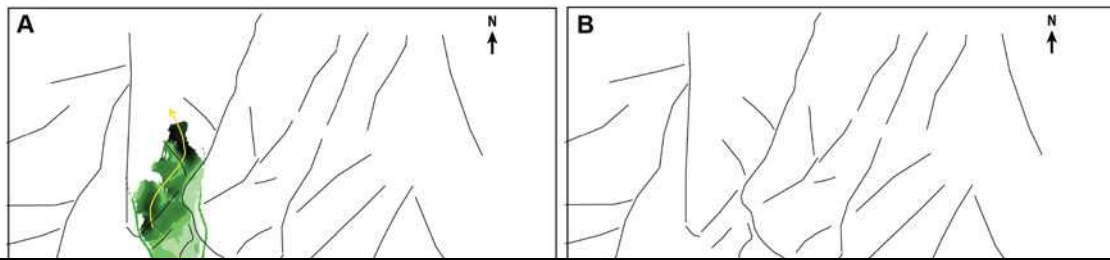


Figure IV-13 : Empilement vertical des incisions glaciaires superposées de l'Ordovicien supérieur au NE d' Illizi. Chaque génération est représentée par une couleur, les secteurs foncés représentant les maximums d'érosion. Les marges extrapolées des incisions sont marquées en tiretés. Les traits noirs représentent les failles cartographiées sur la sismique 3D. L'orientation de chacune des incisions est indiquée sur les roses diagrammes. (A, B, C et D) Géométrie individuelle de chacune des 4 générations d'incisions, de la plus ancienne (verte, 1^{ère} génération) à la plus récente (bleue, 4^{ème} génération) ; (E) Superposition verticale formant un pseudo-réseau incisant des espaces interfluves ; (F) Localisation des sections sismiques interprétées.

(c) **3^{ème} génération, incisions violettes** : quatre incisions 3a, b, c et d adjacentes sont attribuées à une 3^{ème} génération (Fig. IV-12 ; 13C). L'orientation, l'architecture interne de ces incisions et les relations stratigraphiques montrent qu'il s'agit d'un réseau incluant des confluences et des bifurcations, et non plus d'incisions isolées. Nous constatons que les incisions 3a et 3c se superposent à la paléovallée verte à laquelle elles sont parallèles, en tronquant l'interface ML3 et en érodant une bonne partie du remplissage de la paléovallée verte. L'incision 3b tronque l'interface ML3 et repose sur une succession préglaciaire bien conservée. L'incision 3d tronque ML3 et incise peu le préglaciaire.

Le toit du remplissage des incisions violettes est scellé par différentes réflexions sismiques selon leur emplacement. L'incision violette 3d est scellée par les argiles siluriennes « normales » (sans présence des hot shales), marquée par un réflecteur de moyenne amplitude à polarité négative. Les incisions 3a, b et c sont partiellement drapées par la double et large réflexion sismique de la base de l'incision bleue (voir section 3.3.2) ou par un réflecteur de faible amplitude correspondant à la base des argiles siluriennes dites normales (Fig. IV-12, 14, 15).

La grande incision NNW-SSE en position centrale forme une paléotopographie complexe alternant paléoreliefs allongés (rides) et surcreusements parallèles à l'orientation générale. Dans la partie nord, l'incision NNW-SSE semble géométriquement connectée au surcreusement le long d'un axe NNE-SSW dont la bordure occidentale n'a malheureusement pu être caractérisée.

c) **4^{ème} génération, incision bleue** : une dernière phase d'érosion est présente sur la zone d'étude. Les grands profils régionaux de sismique 2D permettent d'identifier une succession à grande échelle d'incisions larges et de paléoreliefs (giga-linéations glaciaires) parallèles et d'orientation NNE. Cette disposition est illustrée par le profil sismique composite (données 2D) et les figures IV-12A, IV-13D&F. La troncature des différents réflecteurs glaciaires est suivie d'un biseau d'aggradation de même développement vertical représentant pour l'essentiel l'onlap du Silurien inférieur sur une dernière surface d'érosion glaciaire (pour un exemple similaire à l'affleurement sur la Tihemboka : Storch et Massa, 2006 ; Moreau 2011). L'onlap vers l'WNW des réflecteurs sismiques siluriens est orthogonal à la direction NNE des incisions de la génération bleue.



Figure IV-14 : Séparation du pseudo réseau d'incisions glaciaire en 3 générations distinctes successives (vert, violet, bleu), juxtaposées et stratigraphiquement superposées.



Figure IV-15 : Séparation du pseudo réseau d'incisions glaciaires en 3 générations distinctes successives (vert, violet, bleu), juxtaposées et stratigraphiquement superposées. Cette section (SE-NW) met en évidence la superposition de l'incision bleu de la 4^{ème} génération sur le préglaciaire.

3.2.2. Morphologie des incisions glaciaires, hypothèses sur leur origine

Les incisions glaciaires sont mises en évidence par le pointé systématique des troncatures angulaires affectant soit les séquences sismiques du préglaciaire ou les réflecteurs internes à l'unité glaciaire. L'analyse sismique de leur remplissage a révélé une hétérogénéité de faciès sismiques : remplissages à faciès sismique non structuré, chaotique, ou bien stratifié et organisé ; biseaux en onlap se terminant contre les bordures internes des flancs ; ré-incisions, etc. Les différentes incisions identifiées ont des morphologies sismiques variables, des plus étroites (2 km) aux plus larges (15 km), avec des épaisseurs de remplissage faibles (50 ms TWT) à importantes (110 ms TWT). Le plus souvent, les incisions se caractérisent par des fonds plats à légèrement inclinés, passant vers les bordures à des flancs à pendage moyen à escarpé (45-65°). Le remplissage des différentes incisions est décrit ci-dessous dans l'ordre stratigraphique.

Incision verte

L'incision verte, correspond à une paléovallée isolée, au moins à l'échelle de la zone d'étude. Elle s'étend sur une longueur minimale de 13 km ; sa largeur varie entre 2 et 3.5 km (Fig. IV-16). Sa géométrie initiale est parfois difficilement discernable, du fait qu'elle a été réincisée par l'incision violette de 3^{ème} génération (Fig. IV-12, 13 et 17). Son remplissage semble être composé par deux faciès sismiques de moyenne amplitude. Les faciès supérieurs du remplissage à l'axe de cette paléovallée progradent depuis un niveau stratigraphique supérieur, au-dessus des réflecteurs du préglaciaire ML1 et ML2, depuis le SE vers le NW, où elle incise l'intégralité de la succession préglaciaire jusqu'à poser sur le toit du socle (Fig. IV-16). L'isolement relatif de cette incision, sa géométrie en section et l'existence d'un seuil entre deux surcreusements le long de son axe (Fig. IV-13) suggèrent qu'il s'agit d'une érosion de type vallée tunnel.

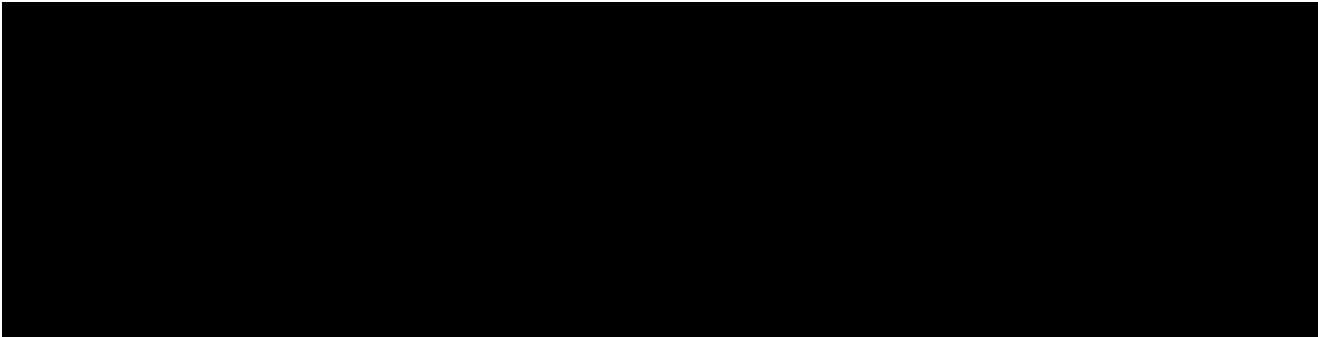


Figure IV-16 : Section sismique SW-NW montrant une coupe sub-transversale de l'incision verte. Les relations avec une faille de socle restent ambiguës : faille active lors de la mise en place de l'incision verte ? ou faille préglaciaire ?

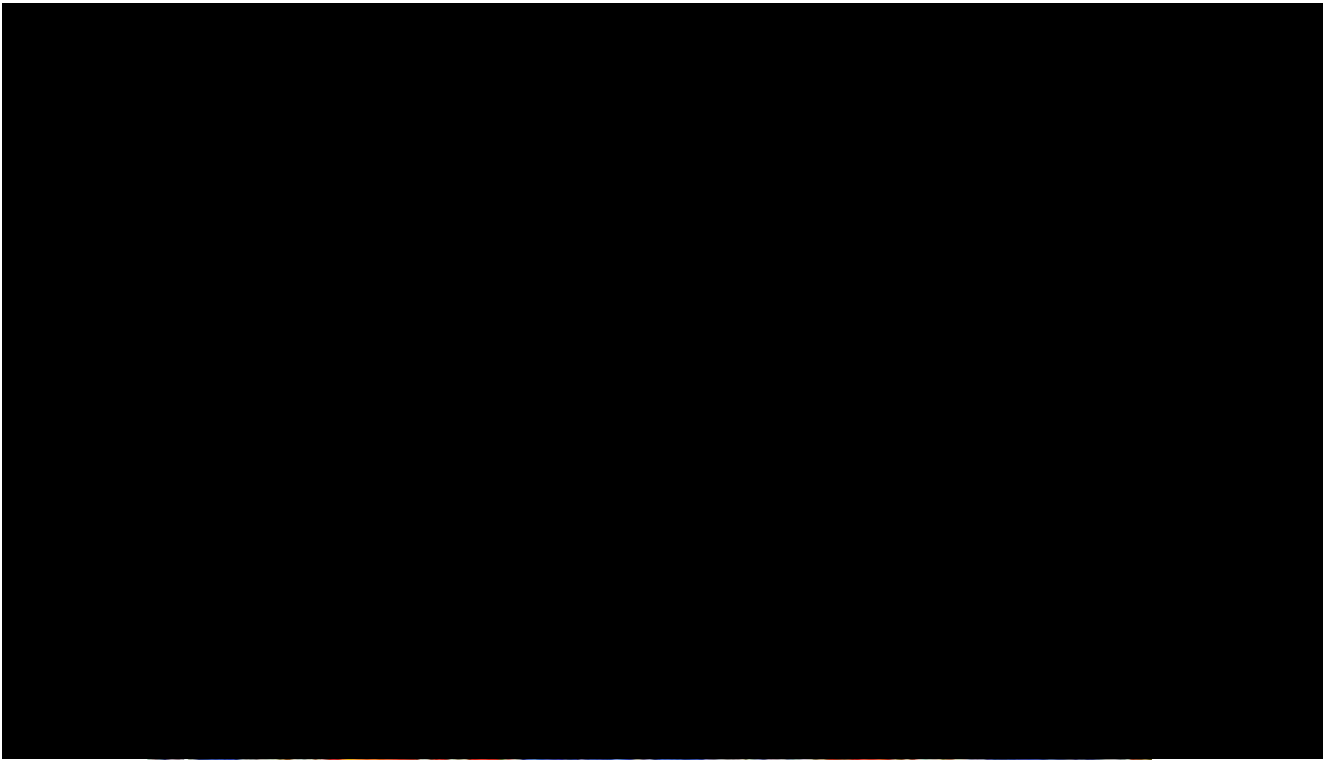


Figure IV-17 : Section sismique SE-NW montrant une géométrie de progradation des faciès du remplissage de l'incision verte du SE vers le NW. L'incision violette superpose et ré-incise le remplissage de l'incision verte

Incision orange

L'incision orange, correspondant elle aussi à une paléovallée isolée, s'étend sur une longueur minimale de 10 km ; sa largeur varie entre 2,5 et 5 km. A l'axe, elle incise l'intégralité de la succession préglaciaire, jusqu'au toit du socle. Son remplissage a une épaisseur minimale de 70 ms (\approx 140 m).

Son remplissage est caractérisé par une organisation d'unités sismiques distinctes de celles des autres incisions. On note trois sous-unités superposées : (i) une première sous-unité sismique à réflexion de moyenne à forte amplitude drapée la surface basale. Cette sous-unité semble être érodée au niveau du thalweg par l'unité sus-jacente, la réflexion sismique associée étant continue de la base jusqu'aux extrémités supérieures des flanc ; (ii) la deuxième sous-unité sismique constitue la majeure épaisseur du remplissage de l'incision. Elle est marquée par un large réflecteur sismique de forte amplitude convexe vers le bas et continue. Elle s'étale sur toute la largeur de l'incision jusqu'à draper ses épaulements et réincise systématiquement la première sous-unité au niveau du thalweg reposant alors directement sur le socle (Fig. IV-18) ; (iii) la troisième et dernière sous-unité sismique est marquée par un faciès chaotique avec de

finer réflexions perturbées de faible amplitude. Elle est partiellement érodée par l'incision glaciaire bleue de 4^{ème} génération.

La première sous-unité qui moule la troncature érosive, peut s'agir soit d'une géométrie analogue à celle de la figure IV-6, soit à des masses glissées de faciès préglaciaires. Ce réflecteur est lui-même couvert en onlap par le gros réflecteur de remplissage de cette paléovallée (Fig. IV-18). Cette disposition stratigraphique rappelle très fortement celle des vallées tunnel (Fig. IV-6 ; Le Heron et al., 2004 ; Girard et al., 2015), interprétation ici aussi en accord avec l'isolement et la géométrie de l'incision.

Sur une section plus au nord, le remplissage de l'incision orange montre seulement des réflexions sismiques plus fines et stratifiées. Cela démontre que le long de l'axe de l'incision, les faciès des unités sismiques peuvent être organisés différemment et d'une manière asymétrique.

Incisions violettes

Les incisions violettes de 3^{ème} génération présentent une grande variété de remplissages sismiques, de l'une à l'autre, voire au sein d'une même incision. La géométrie de ces incisions, leur juxtaposition, leur relative faible profondeur et l'alternance entre des paléoreliefs (méga linéations glaciaires) et des axes de surcreusement parallèles aussi SE-NW (Fig. IV-13) rappellent les géométries d'incisions glaciaires associées à des fleuves de glace (*ice stream*, Moreau et al., 2005 ; Deschamps et al., 2013) plutôt qu'à des paléovallées de type vallée tunnel.

Incision violette 3a

L'incision 3a correspond à la plus large des incisions de 3^{ème} génération. Elle s'étend sur une longueur minimale de 8 km, sa largeur varie entre 3 et 5,6 km ; l'épaisseur du remplissage est de 73 ms TWT en moyenne. Dans sa partie SE, cette incision se surimpose à l'incision verte (Fig. IV-19) qu'elle érode profondément, chacune des incisions présentant des faciès sismiques contrastés. Le remplissage de l'incision violette 3a est constitué de deux sous-unités sismiques : (i) la première sous-unité est caractérisée par une réflexion sismique de forte amplitude, large et continue sur les côtés, fine et discontinue et légèrement inclinée au centre de l'incision. En section longitudinale, des réflexions sismiques montrent une géométrie de progradation vers le NW. Cette sous-unité drape toute la surface basale de l'incision ; (ii) la deuxième sous-unité est marquée par des réflexions plus fines de moyennes à fortes amplitudes, discontinues et parfois à faciès chaotique. Cette unité s'étend tout d'abord sur la toute largeur de l'incision, puis recouvre jusqu'à ses épaulements.

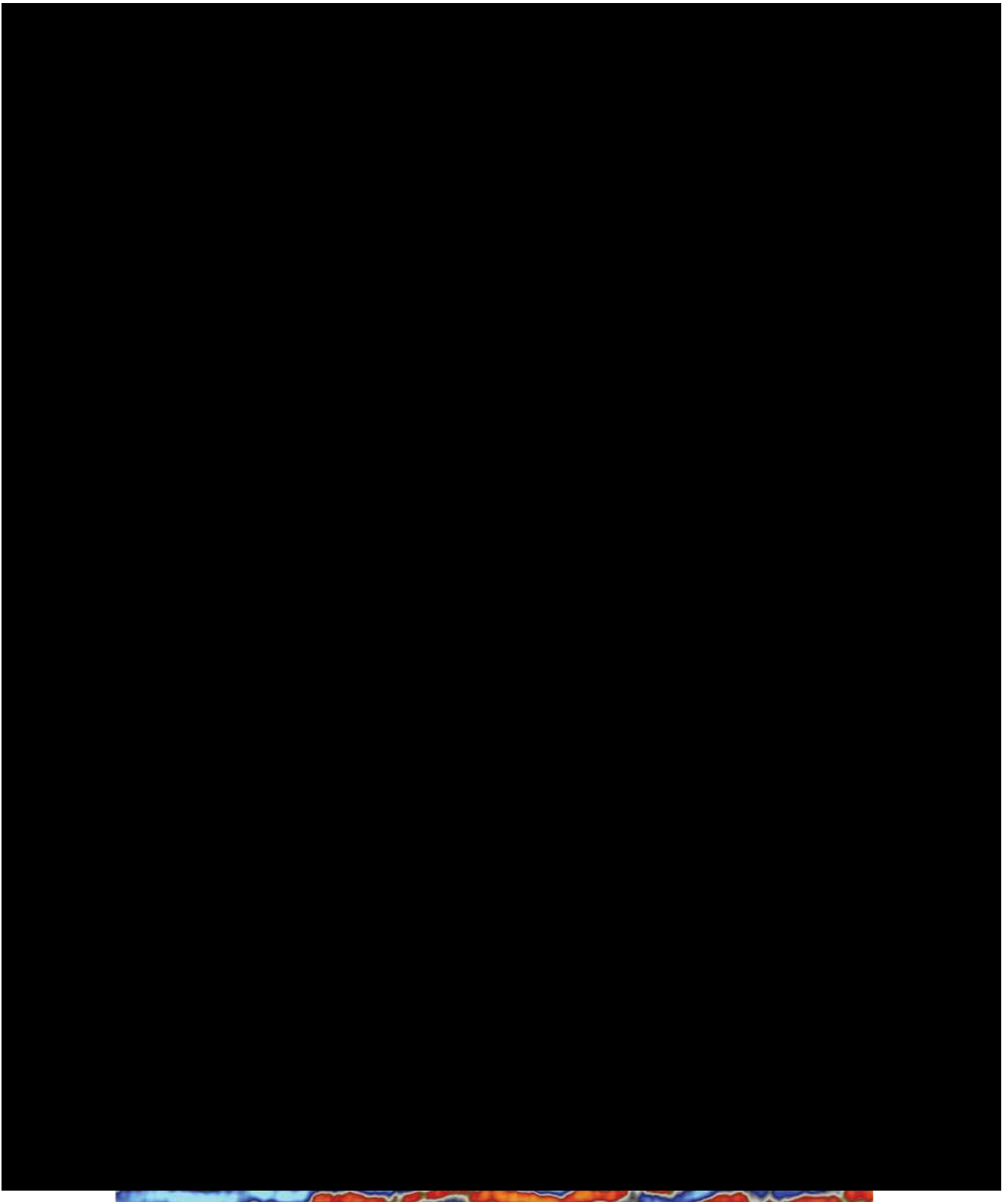


Figure IV-18 : Deux sections sismiques N-S orthogonales à l'axe montrant la morphologie et les faciès de remplissage de l'incision orange. La sous-unité basale drapant les bordures de l'incision rappelle une géométrie habituellement présente dans les vallées tunnel (cf. Fig. IV-6).



Figure IV-19 : Section sismique SE-NW montrant la morphologie et les faciès sismiques de remplissage sur une coupe transversale de l'incision violette 3a.

- **Incision violette 3b**

L'incision violette 3b s'étend sur une longueur de 6,4 km, le long d'un axe arqué, ayant une largeur relativement constante de 1,5 – 1,8 km environ ; son épaisseur de 48 - 67 ms TWT. Son remplissage se caractérise par deux sous-unités (Fig. IV-20). La partie basale est marquée par une réflexion de moyenne amplitude horizontale et continue sur la largeur de la surface basale. Elle est surmontée par la deuxième sous-unité, de faciès sismique à caractère chaotique, relativement transparente, sans réflexion notable.

- **Incision violette 3c**

L'incision violette 3c est partiellement cartographiée dans la zone d'étude (Fig. IV-21). Elle s'étend sur une longueur minimale de 8 km, pour une largeur de 2 km et une épaisseur moyenne de 68 ms TWT. Son remplissage est caractérisé par deux sous-unités sismiques. L'unité basale, la plus épaisse, est marquée par les réflexions sismiques de faible à moyenne amplitudes, discontinues et clairement inclinées vers le NW. L'orientation NW des réflecteurs progradant confirme, en dépit d'une allure apparente de paléovallée, l'appartenance de l'incision 3c au réseau des incisions violette. La deuxième sous-unité est marquée par des réflexions de moyenne amplitude, discontinues et également légèrement inclinées vers le NW (Fig. IV-21).

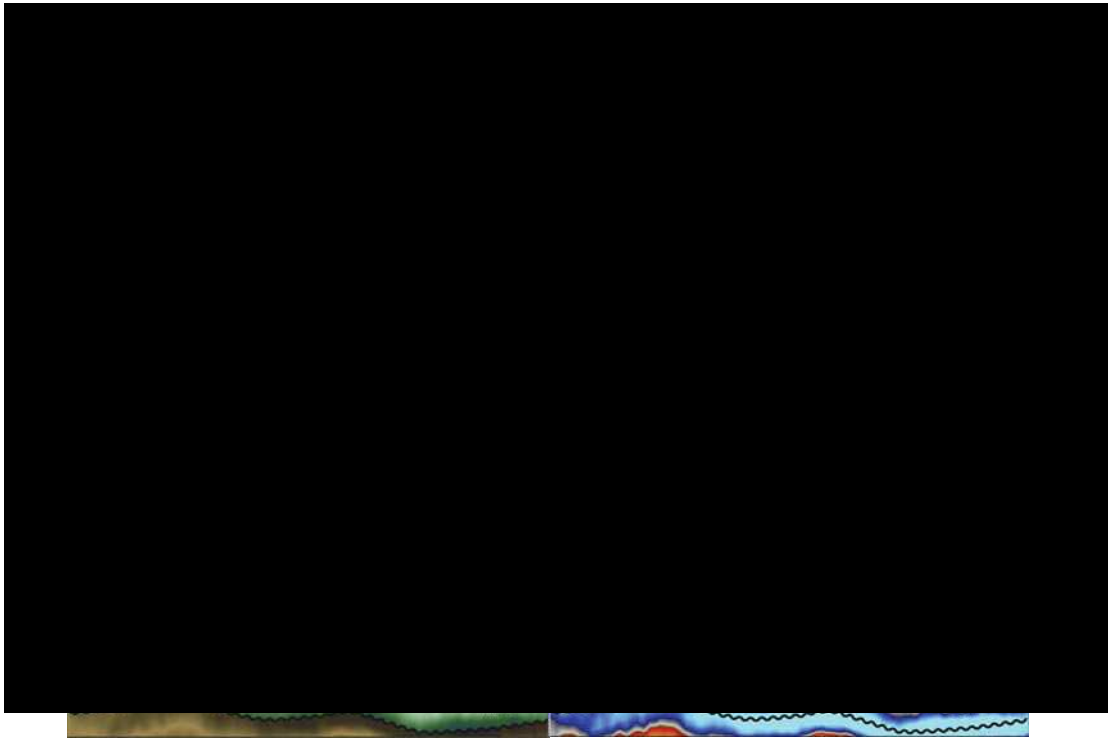


Figure IV-20 : Sections sismiques SE-NW montrant la morphologie et les faciès de remplissage sismiques sur deux coupes transversales de l'incision violette 3b.

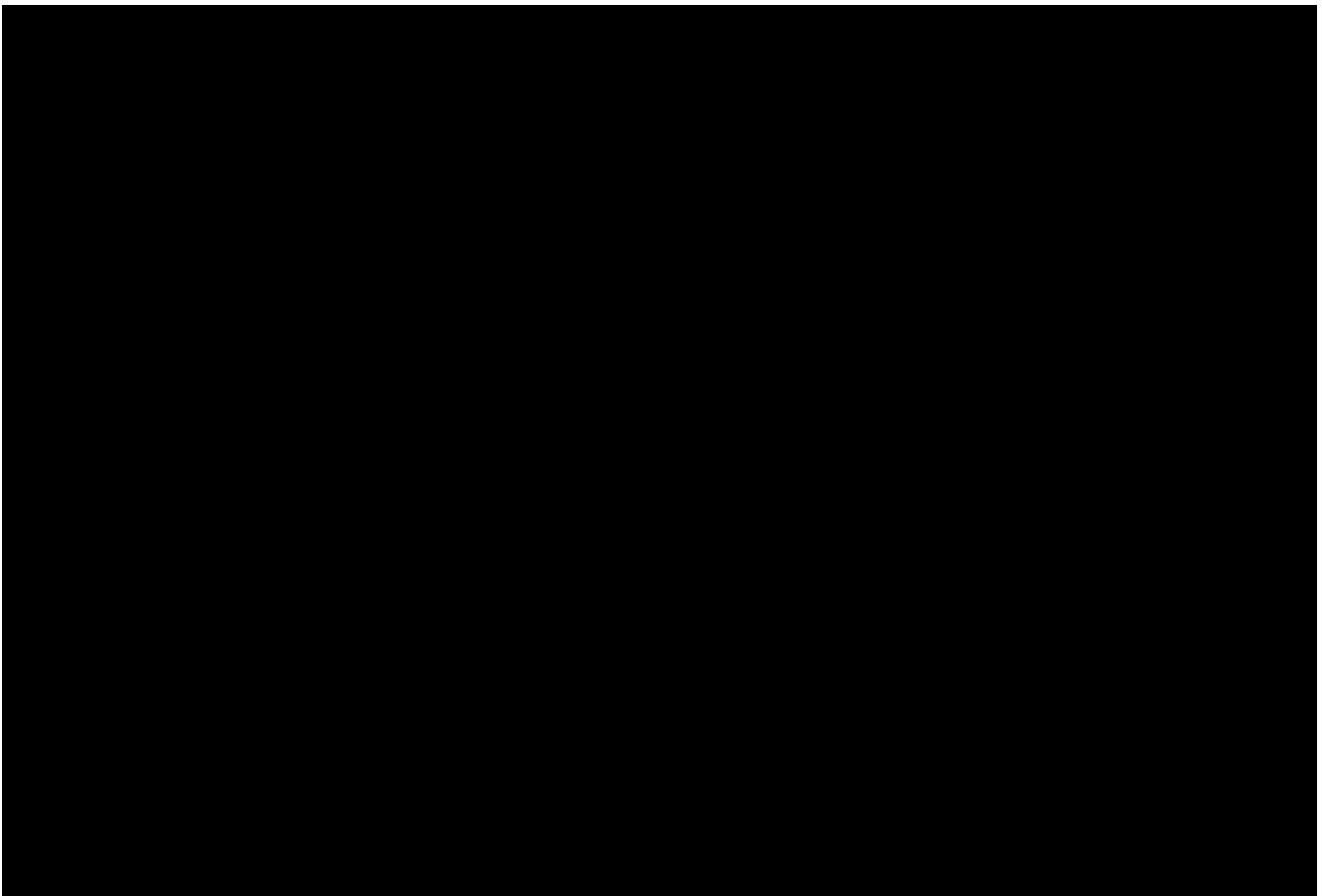


Figure IV-21 : Section sismique EEN-WWS montrant une coupe transversale de l'incision 3c superposée à l'incision verte, son remplissage étant lui-même partiellement érodé par l'incision.

- ***Incision violette 3d***

L'incision violette 3d s'étend sur une longueur minimale de 7,4 km, avec une largeur irrégulière variant entre 400 m - 3,8 km ; son épaisseur est de 40 - 62 ms TWT. Son remplissage est caractérisé par deux sous-unités (Fig. IV-22). Une sous-unité basale marquée par une réflexion discontinue, de moyenne à faible amplitude, ayant une épaisseur irrégulière. Elle est surmontée par la deuxième sous-unité à réflexion sismique de forte amplitude, continue et drapant l'unité basale, les épaulements de l'incision et s'étendant latéralement au-delà des flancs de l'incision.

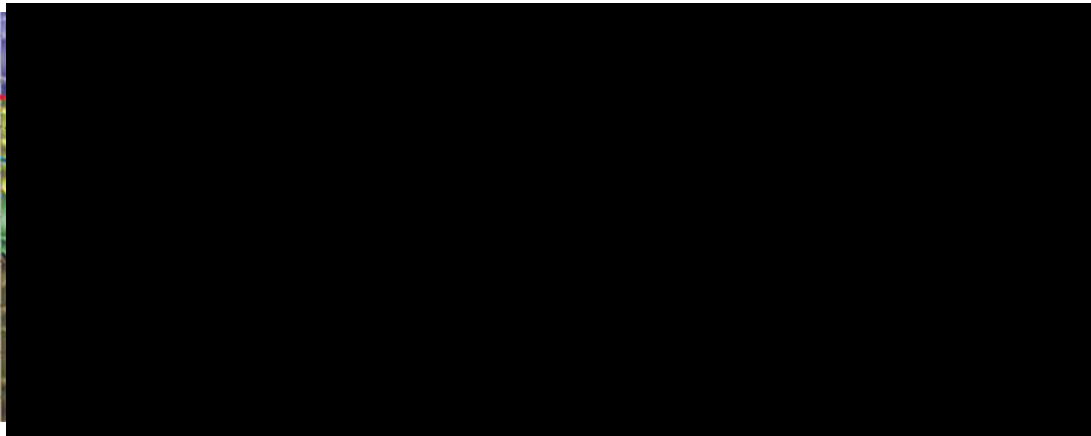


Figure IV-22 : Section sismique E-W montrant une coupe transversale de l'incision violette 3d.

Incisions bleues

Les incisions bleues représentent les plus importantes érosions dans le secteur d'étude. Elles s'étendent sur une distance minimale de 18 km tandis que leur largeur varie entre 6,2 et 15,8 km. Les profondeurs des incisions sont en moyenne de 80 – 110 ms TWT. Cependant, la plus grande partie de leur remplissage n'est pas glaciaire mais Silurien inférieur. Ces incisions sont alternées par des giga-linéations glaciaires parallèles (Fig. IV-13D, 14 et 15) résultant d'érosions importantes engendrées par l'écoulement des fleuves de glace.

3.2.3. Synthèse

L'analyse sismique de la succession glaciaire de l'Ordovicien supérieur au NE du bassin d'Illizi met en évidence un pseudo réseau d'incisions, en fait composé de quatre générations successives d'incisions glaciaires (Fig. IV-13). La morphologie de ces érosions glaciaires et les faciès sismiques de remplissage montrent clairement deux catégories d'incisions :

- Paléovallées ou vallées tunnel, représentées par les incisions orange et verte d'orientation N260 et N340, respectivement. Elles incisent complètement le préglaciaire (Fig. IV-12) et

se localisent dans la bordure sud de la giga-linéation glaciaire générée par la 4^{ème} génération. Les architectures de remplissage sont comparables à celles identifiées dans les travaux des vallées tunnel du Pléistocène dans la mer du Nord (Huuse et Lykke-Andersen, 2000 ; Stewart et al., 2012 et ses références).

- Incisions glaciaires engendrées par les fleuves de glaces, représentées par les incisions bleues et violettes. Les incisions violettes 3a, b et c se localisent dans la bordure sud et ouest de la giga-linéation glaciaire (Fig. IV-23), tandis que l'incision violette 3d est localisée dans la giga-linéation, étant la seule incision préservée de l'érosion de 4^{ème} génération. L'orientation N340 des incisions violettes est comparable à celles des « paléovallées » interprétées à proximité dans la reculée Tiguentourine (Hirst et al., 2002 ; Hirst, 2012) et des incisions identifiées sur la bordure occidentale du bassin de Murzuq (Moreau et al., 2005). Il est probable qu'elles appartiennent toutes à une même génération et donc à un même épisode d'avancée glaciaire (voir section 4.2). Les incisions bleues érodent : (i) les sédiments du préglaciaire dans l'est de la zone d'étude (Fig. IV-15, 16) ; (ii) le toit de l'incision verte à l'Est (Fig. IV-17) ; (iii) toute la partie supérieure du remplissage de la paléovallée orange, (iv) partiellement la partie supérieure du remplissage des incisions violettes 3a, b et c. Leur orientation SW-NE ne semble pas correspondre à une direction d'écoulement glaciaire identifiée à proximité.



Figure IV-23 : Représentation schématique expliquant la préservation des incisions de 1^{ère} à 3^{ème} générations au sein d'une giga-linéation glaciaire résultant de l'érosion de 4^{ème} génération.

Il faut noter que c'est au sein d'une giga-linéation glaciaire de 4^{ème} génération que l'on observe la stratigraphie préglaciaire la plus complète et que l'assemblage complexe d'incisions et remplissages d'origine glaciaire est bien préservé (Fig. IV-23F). Dans le creux des incisions de 4^{ème} génération, seule une succession préglaciaire réduite peut être préservée. Cet effet de l'érosion glaciaire tardive peut amplifier ou se surimposer aux réductions d'épaisseur de la succession cambro-ordovicienne à l'approche des hauts structuraux.

4. Relation entre incisions glaciaires et structures du socle

Dans l'objectif d'effectuer une corrélation entre la structuration du socle et la répartition des incisions et paléovallées de l'Ordovicien terminal dans et autour du bassin d'Illizi, nous avons répertorié les érosions glaciaires (Fig. IV-24) en complément à celles identifiées dans notre zone d'étude (Fig. IV-25) : (i) paléovallées identifiées dans la région de Tiguentourine, In Amenas, NE Illizi (Fig. IV-24, 26) d'après les publications de Hirst et al., (2002) et Hirst (2012) ; (ii) le réseau de vallées déterminé dans le rapport interne de Sonatrach (2013) couvrant tout le bassin d'Illizi (Fig. IV-26) ; (iii) linéations glaciaire et crêtes du préglaciaire identifiées par Moreau et al., (2005), Ghienne et al., (2007) et Girard et al., (2012) dans les secteurs de Ghat et de la Tihemboka sur la marge occidentale du bassin de Murzuq (Fig. IV-24) ; (iv) réseau identifié dans la ceinture tassilienne autour de la partie septentrionale du Hoggar (Fig. IV-27) par Beuf et al., (1971) ; Robertson (2002) ; Eschard et al., (2005) ; Deschamps et al., (2013). Toutes ces structures sont reportées et superposées sur une carte aéromagnétique globale (Fig. IV-24).

4.1. Paléovallées et incisions glaciaires dans le bassin d'Illizi

Dans la zone d'étude (Nord In Amenas, NE Illizi) sur les sections sismiques 2D aucune faille synsédimentaire n'a pu être génétiquement associée de manière indubitable avec la mise en place des incisions et paléovallées glaciaires. Les différentes failles identifiées dans la zone sont soit antérieures à l'intervalle glaciaire, et probablement associées à l'évènement Arenig, soit postérieures à l'intervalle glaciaire (compression varisque).

En carte, l'orientation de presque tous les axes d'incisions glaciaires des trois premières générations est sécante aux directions des failles et structures magnétiques (Fig. IV-13, 25). En revanche l'orientation des incisions bleues de la 4^{ème} générations coïncident avec l'orientation du linéament magnétique L1 associé à la faille de Fadnoun (cf. chapitre III et Fig. IV-25).

Dans la zone de Tiguentourine les paléovallées identifiées dans la zone de Tiguentourine (Hirst et al., 2002 ; Hirst, 2012) ont une orientation sécante aux linéations magnétiques (Fig. IV-24).

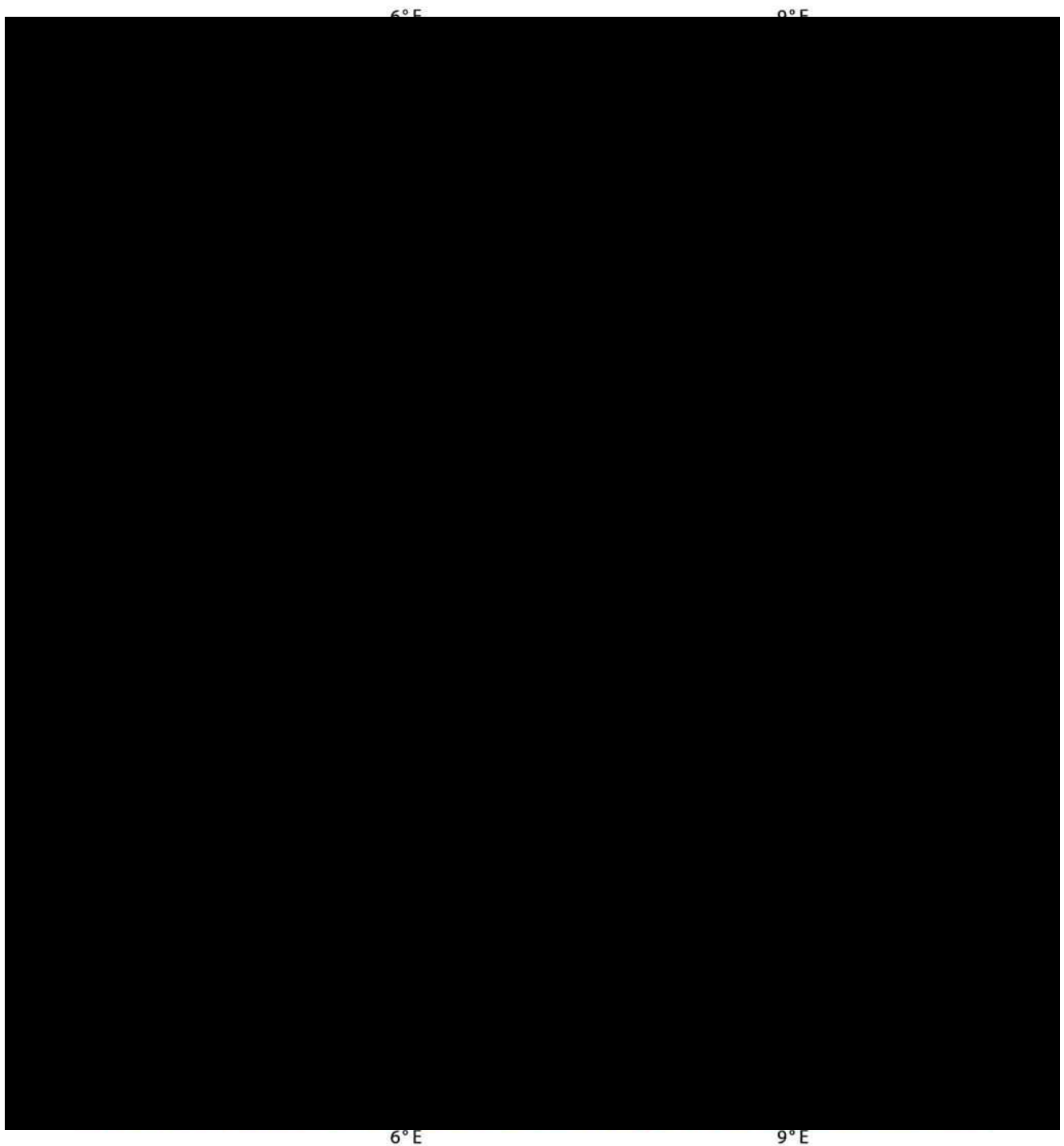


Figure IV-24 : Carte aéromagnétique montrant la répartition des axes de paléovallées et incisions glaciaires dans le bassin d'Illizi, Murzuq occidental et la ceinture tassilienne. Les rectangles jaunes localisent les agrandissements sur : (a) la zone d'étude (Fig. IV-25) ; (b) bassin d'Illizi (Fig. IV-26) ;(c) Illizi-Berkine (Fig. IV-29) (d) ceinture tassilienne (Fig. IV-27) ; (e) Tassili n'Ajjer (Fig. IV-28).



Figure IV-25 : Carte aéromagnétique du NE d' Illizi superposée au pseudo réseau de paléovallées et incisions glaciaires de la zone d' étude.

A l' échelle du bassin d' Illizi, une cartographie des paléovallées et incisions glaciaires synthétisée par Sonatrach (2013) met sur un même plan toutes les générations confondues. La vue d' ensemble de la distribution des vallées semble être globalement conforme avec les linéations magnétiques, notamment au nord de la Tihemboka et dans le nord -Est d' Illizi où des axes de vallées semblent marqués par une rotation vers le NW, mimant la virgation anti-horaire des structures magnétiques. Mais nous notons également plusieurs axes de vallées ayant une orientation sécante aux linéations magnétiques. Au minimum deux générations de vallées sont représentées sur la carte de Sonatrach (2013), dont les directions des axes sont sécantes. Quelques-unes des vallées de la carte de Sonatrach (2013) coïncident avec les incisions interprétées dans notre zone d' étude.

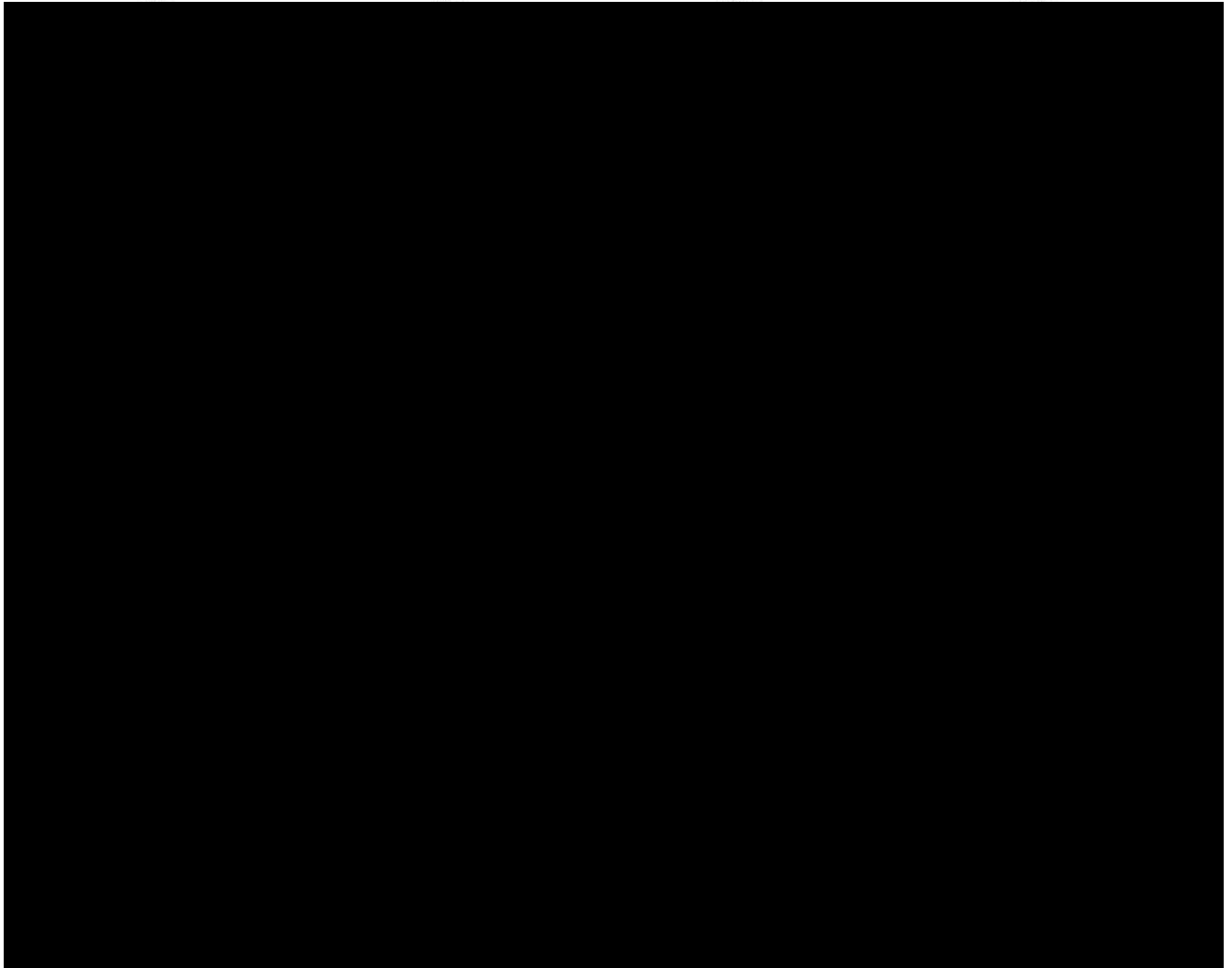


Figure IV-26 : Carte magnétique du bassin d'Ilizi montrant la distribution des incisions et paléovallées glaciaires de la Sonatrach (2013) et des paléovallées de Tiguentourine (Hirst et al., 2012). On note également la tendance des incisions à épouser la virgation magnétique anti-horaire dans le centre du bassin.

4.2. Paléovallées et incisions à l’affleurement

Les paléovallées glaciaires de l’Ordovicien supérieur d’Algérie ont été identifiées pour la première fois dans les affleurements de la ceinture tassilienne autour du massif du Hoggar par Beuf et al., (1971) (Fig. IV-27). Ultérieurement, les travaux se sont davantage concentrés sur le Tassili N'Ajjer (NE du Hoggar, Fig. IV-28) où les affleurements des paléovallées (ex : Dider, Iherir, Ouarsisene) sont bien préservés et représentatifs (Robertson, 2002 ; Eschard et al., 2005 ; Deschamps et al., 2013). Sur la base de ces travaux et sur la base des cartes géologiques de 1/200 000 couvrant les dépôts cambro-ordoviciens de la ceinture tassilienne (Fig. IV-27), nous observons que :

- (i) Les paléovallées et paléo-reliefs préglaciaires sont presque uniformément répartis avec des directions à priori totalement coïncidentes avec les failles géologiques et

linéations magnétiques de premier et second ordre à tendance NNW-SSE à NW-SE. Ces directions représentent celles des structures panafricaines. A de rares exceptions près, les failles identifiées sur les cartes géologiques NE-NW dans les Tassili N'Ajjer sont pour l'essentiel obliques voir perpendiculaires aux axes de paléovallées. Très peu de paléovallées et de paléo-reliefs divergent vers le NE-SW ou E-W. De telles orientations sont cependant identifiées dans le secteur d'Arak (Beuf et al., 1971), beaucoup plus à l'ouest, qui pourraient rappeler l'incision orange de 2^{ème} génération.

- (ii) L'espacement des paléovallées est compris entre environ 1,5 km et 15 km, la plupart étant régulièrement espacées de 2 à 7 km.
- (iii) La longueur minimale des paléovallées varie entre 8 km et 40 km au minimum. Les initiations de paléovallées sont pour la plupart identifiées sur la zone, vu que celle-ci sont délimitées par les affleurements du socle ou un ressaut de formations cambro-ordoviciennes à leur extrémité sud. Leur prolongation vers le nord ne peut être identifiée, puisqu'elles plongent systématiquement sous la couverture silurienne post-glaciaire elle-même reposant sur la « dalle transgressive » du toit de l'Ordovicien (Deschamps et al., 2013 ; Hirst, 2016 ; Girard et al., 2018).

Les paléoreliefs du préglaciaire et linéations identifiées dans la région de Ghat et dans la Tihemboka libyenne (Moreau et al., 2005 ; Ghienne et al., 2007 ; Moreau, 2011) sont légèrement sécantes sur les linéations magnétiques. La zone est localisée à cheval sur deux pays (Algérie et Libye), contrairement aux données d'Algérie, les données magnétiques disponibles du côté libyen sont satellitaires, et par conséquent les anomalies magnétiques résiduelles sont complètement lissées.

4.1. Un impact de l'héritage structural ?

La corrélation des orientations d'incisions glaciaires et des failles et linéations magnétiques ne signale pas un parallélisme systématique, bien que l'on note de nombreux cas où il y a incisions et structures du socle sont parallèles en carte. En revanche, aucune relation stratigraphique claire est constatée sur les sections sismiques interprétées. L'orientation N320 des vallées des Tassili présente une coïncidence significative avec les directions structurales. Cette même orientation caractérise aussi les structures glaciaires de la région de Ghat, dont les directions N320-350 semblent légèrement obliques aux trends magnétiques.

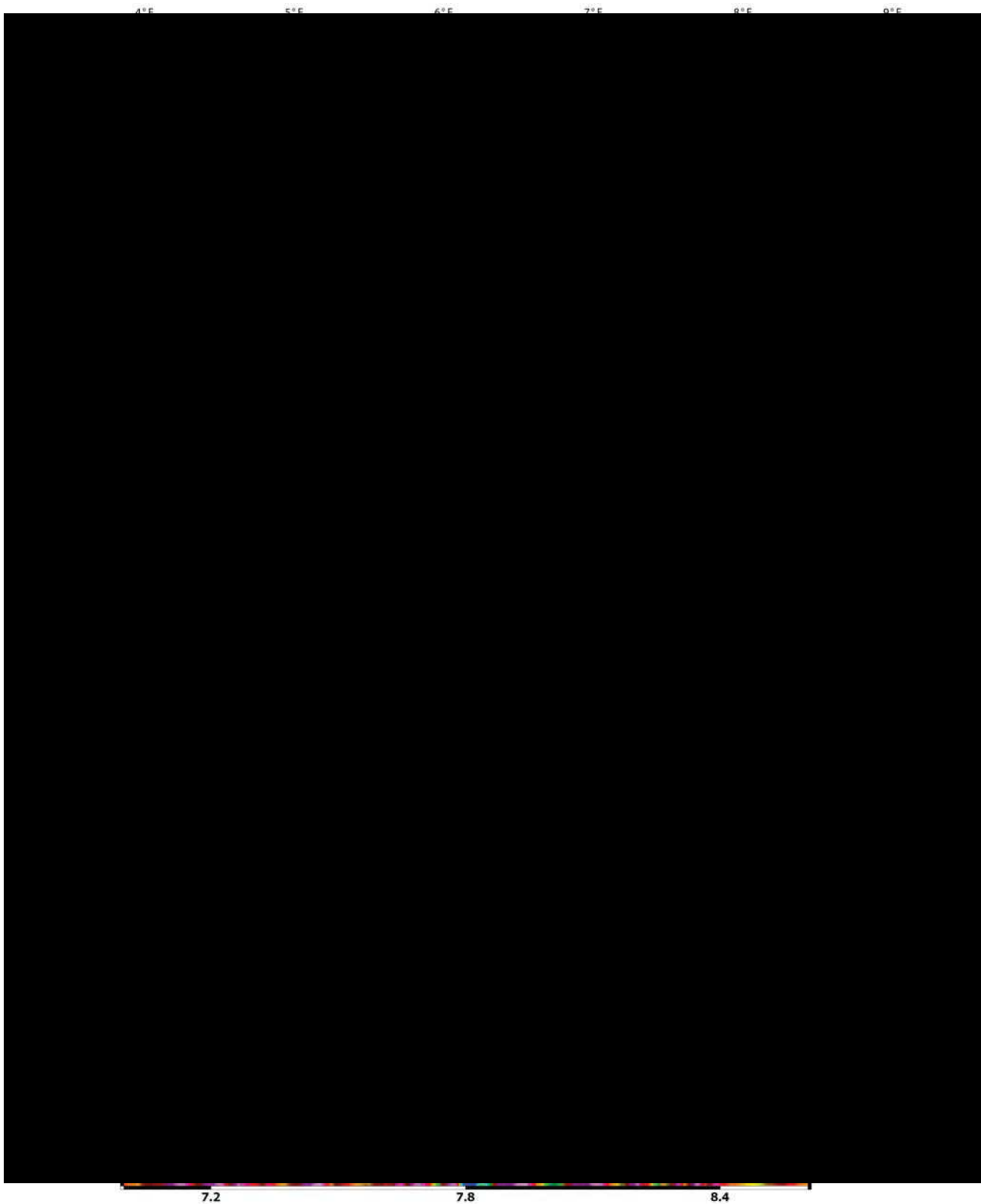


Figure IV-28 : Superposition des paléovallées des Tassili n'Ajjer sur la carte aéromagnétique.

Plus au nord dans la région de Tiguentourine (Hirst et al., 2002 ; Hirst, 2012) et dans la zone d'étude, l'orientation de la paléovallée verte de direction N340 et les incisions violettes de directions N330-340 sont par contre complètement sécantes aux directions des linéations magnétiques locales. Par conséquent, il faut se demander si cette direction N320-340 des vallées dans le bassin d' Illizi ne représente pas qu'une coïncidence entre une direction préférentielle de structuration du socle et un écoulement glaciaire généralisé dans la même direction et en fait peu influencé par les structures tectoniques.

Seule la direction des incisions bleues de la 4^{ème} génération marque un parallélisme frappant avec les directions des trends magnétiques, en particulier le grand linéament L1, cette direction étant aussi constatée à plus grande échelle sur la carte des paléovallées de Sonatrach (2013) (Fig. IV-26) et donc à distance de ce même linéament.

5. Conclusions

Quatre générations de paléovallées et incisions glaciaires ont été identifiées sur la base des interprétations sismiques de haute résolution. Leurs orientations sont localement parallèles aux directions structurales, sans que des liens génétiques clairs puissent être mis en évidence. L'influence de la structure du socle sur la géométrie de la couverture sédimentaire est bien connue (Eschard et al., 2010 ; Brahimi et al., 2018 ; Perron et al., 2018). Si aucune influence directe des réseaux de faille sur la distribution des incisions glaciaires ne peut être clairement démontrée, l'impact structural est possiblement indirect. Si on considère la distribution inhomogène de la succession préglaciaire (épaisseurs, rapports sable/argile, ...), cette conséquence de l'impact structural a pu se faire sentir sur les transmissivités du substrat sous glaciaire, générant localement à régionalement des surpressions d'eaux de fonte dans les aquifères sous-glaciaires à l'origine de structures telles que les vallées tunnel (Piotrowski et al., 2009 ; Ravier et al., 2015).

On a montré plus haut (Figs. IV-12A et 13) que l'architecture sismique associée à au moins deux générations d'incisions mises en évidences sur notre secteur d'étude sont caractéristiques des remplissages de vallées tunnel, tels ceux de la Mer du Nord (Stewart et al., 2012, 2013 et leurs références). Dans le chapitre V à suivre, nous procéderons à la caractérisation magnétique des réseaux de vallées tunnel en Mer du nord, elles aussi attribuées à plusieurs générations d'avancées glaciaires et nous verrons dans quelle mesure les paléovallées ordoviciennes pourraient être caractérisées par des données magnétiques.

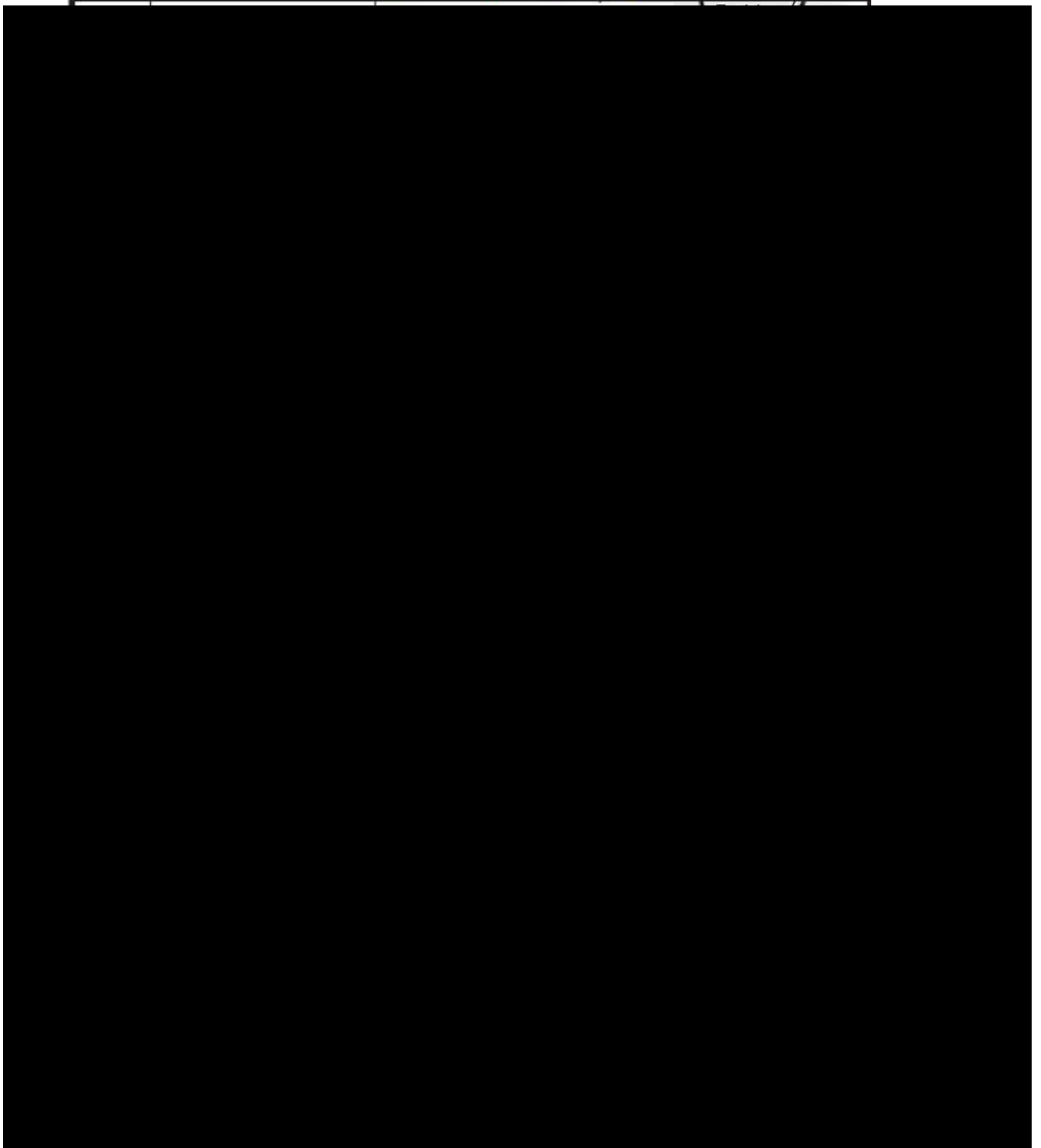
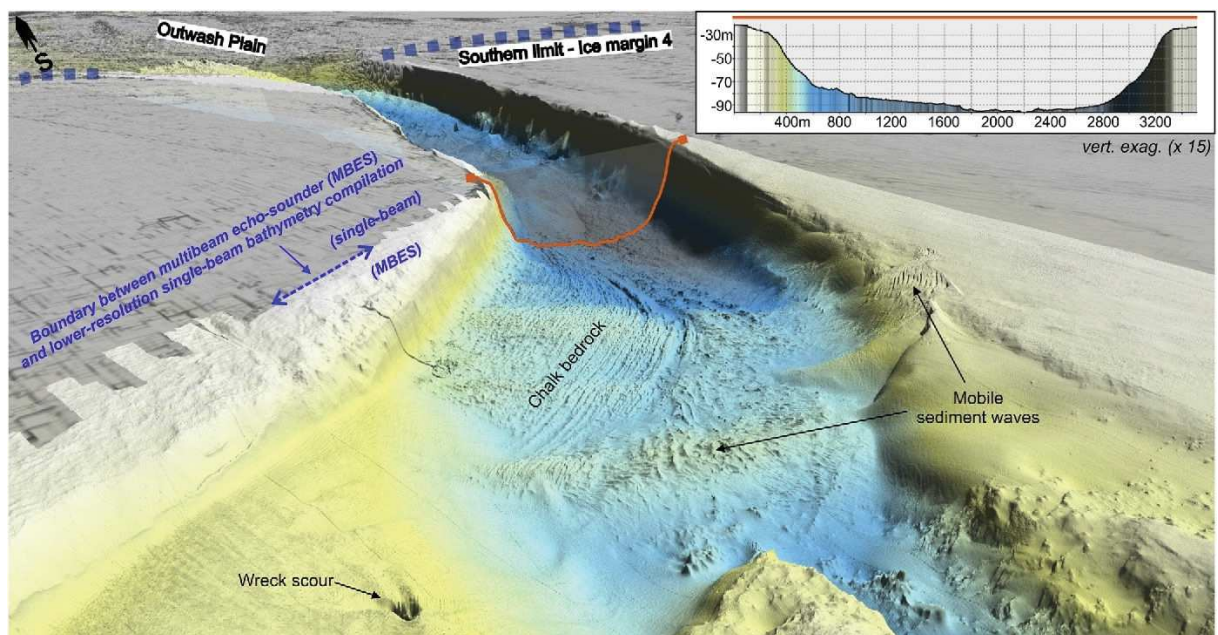


Figure IV-29 : Synthèse de la répartition des incisions, paléovallées et linéations glaciaires de l'Ordovicien identifiées dans les bassins d'Illizi et Murzuq occidental. Le fond de carte représente la carte de la trajectoire des courants glaciaires dont deux intervalles glaciaires et interglaciaires (d'après Moreau et al., 2005 ; Galeazzi et al., 2010 ; Deschamps et al., 2013). (1) incisions glaciaires identifiées par Sonatrach (2013) ; (2) bordure NE Hoggar ; (3) incisions glaciaires du Tassili n'Ajjer (Beuf et al., 1971 ; Robertson, 2002 ; Deschamps et al., 2013) ; (4) linéations glaciaires et linéations paléo-relief du préglaciaire (Moreau et al., 2005) ; (5) Paléovallée (Hirst et al., 2002 ; Hirst, 2012) ; (6) Incisions et paléovallées glaciaires identifiées dans cette étude.

CHAPITRE V

Caractérisation magnétique des vallées glaciaires : vallées tunnel du Pléistocène de Mer du Nord (Norvège) et incisions de l'ordovicien supérieur du bassin d'Ilizi, Algérie



Exemple d'une vallée tunnel quaternaire en Mer du Nord. Restée libre de sédiment, la morphologie de cette incision apparaît sur les données bathymétriques à haute résolution (Dove et al., 2017).

La genèse de ce travail de doctorat consistait en l'application des méthodes géophysiques pour l'étude des bassins de la plateforme saharienne algérienne, en particulier sa partie Est, pour laquelle des données aéromagnétiques sont disponibles (cf. Fig. II-13). S'il est rapidement apparu que le signal magnétique est dominé par la signature des structures du socle (cf. chapitre III), ces bassins sont aussi caractérisés par la présence d'incisions glaciaires d'âge ordovicien (Beuf et al., 1971) comprenant en particulier des réseaux de vallées tunnel (Hirst, 2002 ; Eschard et al., 2005 ; Deschamps et al., 2013) qui pourraient également présenter une signature magnétique spécifique. Le chapitre IV a montré la complexité stratigraphique de tels réseaux de vallées sur la base des données sismiques dans le bassin d'Illizi. Ce cinquième et dernier chapitre a pour objectif de montrer dans quelle mesure la méthode potentielle magnétique pourrait être utile à une généralisation de la cartographie des incisions glaciaires en permettant d'établir un lien entre les zones d'affleurements (ex : Tassili n'Ajjer, môle de la Tihemboka) et les zones de bassins (ex : bassin d'Illizi). L'analyse d'un jeu de données aéromagnétiques de haute résolution sur un chantier analogue de Mer du Nord est utilisée comme preuve de concept et elle constitue la première partie de ce chapitre (manuscrit soumis à la revue *Geophysical Journal International*). Elle démontre l'efficacité de la méthode magnétique pour la caractérisation de réseaux de vallées tunnel. La seconde partie, qui revient sur le cas des incisions glaciaires de l'Ordovicien, est une étude de faisabilité s'appuyant sur les résultats de la Mer du Nord mais appliquée au cadre géologique du bassin d'Illizi et du Tassili n'Ajjer. Les interprétations sismiques des paléovallées ordoviciennes d'Illizi et les interprétations sismiques et magnétiques des structures du socle traitées dans les chapitres III et IV donnent le cadre pour des calculs de modèles magnétiques à deux dimensions.

Sommaire

1. CARACTERISATION 3D DE VALLEES TUNNEL EN MER DU NORD CENTRALE (NORVEGE) : APPORT DES DONNEES AEROMAGNETIQUES.....	186
1.1. Introduction	187
1.2. Geological setting.....	188
1.3. From magnetic data to anomalies.....	191
1.3.1. Magnetic data	191
1.3.2. Extraction of high-frequency magnetic anomalies.....	191
1.4. Magnetic characterization of tunnel valleys.....	194
1.4.1. The mapping of tunnel valleys	194
1.4.2. Magnetic and geometric properties of tunnel valleys	197
1.4.2.1. Two-dimensional forward modeling	197
1.4.2.2. Euler deconvolution and Complex Magnetic Anomaly (CMA)	201
1.5. Magnetic vs. seismic tunnel valley characterizations.....	203
1.6. Synthesis and perspectives: magnetic methods for tunnel valley characterization .	205
2. PALEOVALLEES ORDOVICIENNES : DES AFFLEUREMENTS AU BASSIN PAR LE MAGNETISME ?.....	215
2.1. Influence des paramètres géologiques sur la signature magnétique des paléovallées.	216
2.1.1. Modèles synthétiques à géométrie simple.....	217
2.1.2. Modèle synthétique à géométrie complexe.....	221
2.2. Influence des anomalies liées au socle sur la signature magnétique des vallées.....	223
2.2.1. Modèles simples synthétiques.....	224
2.2.2. Modèle magnétique 2D appliqué au bassin d'Ilizi.....	228
2.3. Evaluation de la résolution d'un levé aéromagnétique (carte d'Ihriri).....	231
3. Conclusion générale du chapitre	235

1. CHARACTERISATION 3D DE VALLEES TUNNEL EN MER DU NORD CENTRALE (NORVEGE) : APPORT DES DONNEES AEROMAGNETIQUES

Cette première partie utilise un jeu de données aéromagnétiques à haute résolution acquis en 1994 et rendu disponible par la compagnie géophysique norvégienne TGS-NOPEC. Elle montre que les réseaux de vallées tunnel du Quaternaire sont très bien identifiables sur la base de données aéromagnétiques, dès lors que les paramètres de l'acquisition géophysique sont bien adaptés. Cette première partie du 5^{ème} chapitre prend la forme d'un manuscrit soumis à la revue *Geophysical Journal International*.

3D-CHARACTERIZATION OF TUNNEL VALLEYS IN THE CENTRAL NORTH SEA (NORWEGIAN SECTOR): AEROMAGNETIC DATA CONSTRAINTS

S. Brahim¹, P. Le Maire^{1,2}, J.F. Ghienne¹ and M. Munsch¹

¹ Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR7516, CNRS – University of Strasbourg/EOST, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France

² Cardem, 7 Rue de l'Uranium 67800 Bischheim, France

Corresponding author: Sonia Brahim (sonia.brahimi@unistra.fr; brahimisonia@hotmail.com).

Phone: 00333 68 85 03 80, Fax: 00 333 68 85 04 73

Abstract

Tunnel valleys are components of Quaternary glacial sedimentary wedges corresponding to elongated depressions cut subglacially into the substratum and filled in by glaciogenics and/or postglacial sediments. They constitute potential water or hydrocarbon reservoirs. A network of anastomosing tunnel valleys is mapped in the central Viking Graben, in North Sea (Norwegian sector), using high-resolution aeromagnetic data. The survey was acquired by the Norwegian geophysical company TGS-NOPEC along lines spaced 200 x 600 m apart over a 1 x 1° area. As shown in a previous study, several generations of sediment-filled tunnel valleys have been imaged by both 3D seismic and magnetic surveys. High-frequency, ribbon-like, sinuous, paired magnetic anomalies interpreted to be the signature of tunnel valleys are identified. Such magnetic anomalies have 1 to 8 nT amplitudes and reflect a magnetic susceptibility contrast between valley infills and surrounding sediments.

Interpretation of high-resolution magnetic data takes advantage of potential field fractional vertical derivative and horizontal gradient transforms, 2D forward modeling and Euler deconvolution method using complex algebra. We show that this association of method accurately maps and characterizes the magnetic and geometric properties (width, depth, incision thickness, susceptibility, structural index) of the tunnel valleys.

Key-words: Tunnel valleys, Pleistocene, magnetic anomalies, processing operators, high-frequency, 2D modeling, inversion, mapping, North-Sea

1.1. Introduction

Tunnel valleys are elongated depressions initially cut by subglacial meltwater flows into glacierized sedimentary lowlands and basins. They are generally oriented parallel to ice-flow direction, are close to retreating ice sheet margins, and may display an undulating thalweg (Huuse & Lykke-Andersen, 2000; Kehew et al., 2012; Van der Vegt et al., 2012).

In northwestern Europe, Pleistocene tunnel valleys often constitute valuable hydrocarbon or groundwater reservoirs, therefore, it is important to understand their architecture and to be able to map adequately their distribution. In consequence, a large number of geophysical explorations have investigated onshore and offshore the tunnel valley systems (e.g. BurVal Working Group, 2006; Reinhard, 2006). They revealed that the physical parameters (density, susceptibility, seismic velocity, electrical conductivity, porosity, ...) characterizing their filling differ from those of surrounding sediments. This contrast produces anomalies in geophysical measurements data and allows localization and identification of their lateral extension and insight into the nature of their sedimentary infill (e.g., Benvenuti & Moscariello, 2016).

The delineation of the buried tunnel valley network of the North Sea are largely determined by several 2D and 3D high-resolution seismic surveys linked to hydrocarbon exploration (Praeg, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000; Huuse et al., 2003; Kluiving et al., 2003; Fichler et al., 2005; Stewart & Lonergan, 2011, Van der Vegt et al., 2012; Stewart et al., 2012; Moreau et al., 2012; Stewart et al., 2013; Moreau & Huuse, 2014; Ottesen et al., 2014; Buckley, 2017). The magnetic method was also proven to be effective in delimiting the tunnel valleys in the central North Sea. However, limited magnetic studies has been conducted, generally limited to the use of high pass filtering of magnetic maps (Fichler et al., 2005; Parker, 2004; Olesen et al., 2010) and no detailed magnetic analysis has been carried out on the characterization of geometric parameters of tunnel valleys. Other geophysical methods have been routinely used to characterize the physical parameters of the sandy aquifers that are associated with the

Pleistocene tunnel valleys in the Denmark, Netherlands, northern Germany and Poland (Kluiving et al., 2003; Gabriel et al., 2003; Kirsch, 2006). Electromagnetism is the most commonly used method, because the electrical conductivity of the clay layer at the top of the valley fill differs significantly from that of the surrounding sand (Siemon et al., 2001; Christensen and Sørensen, 1998; Auken et al., 2003, Jørgensen et al., 2003; Jørgensen & Sandersen, 2006; Siemon et al., 2004 ; Rumpel et al., 2009; Steuer et al., 2009; Høyer et al., 2015). The gravimetric method has proved to be appropriate to identify the extent of buried valleys, their filling inducing significant gravimetric anomalies, since the density contrast between the valley fill and its surrounding is apparent and the sampling of the measurements is relatively dense (Lindner et al., 2000; Gabriel, 2006).

In this paper, we use high-resolution airborne magnetic data to characterize the distribution and geometrical features of buried tunnel valleys in the central North Sea region. Fractional vertical derivative and horizontal gradient transforms are used to delineate the high frequency magnetic anomalies associated to the extensive network of tunnel valleys. Two-dimension models, partially constrained by seismic and bathymetric datasets, are performed in order to determine the cross-sectional geometry and magnetic source properties of tunnel valleys. Next, the Euler deconvolution method (Thompson, 1982) is applied using complex algebra (Le Maire and Munsch, 2018) to compute the location and depth of the valleys by assuming a known structural index obtained from the 2D magnetic modeling but without assumption on the susceptibility of the valley fill. Finally, our results are compared with those obtained from a 3D seismic coverage (Fichler et al., 2005), evidencing merits of the magnetic method for the characterization of tunnel valleys.

1.2. Geological setting

The North Sea is characterized by a three-armed rift system comprising the Viking Graben, the Inner and Outer Moray Firth basins and the Central Graben (Figures V-1 and 2; Gowers et al., 1993; Ziegler, 1990; Evans, 2003). After an initial Permian-Triassic event, the current configuration of the North Sea basin essentially originates from the late Jurassic-early Cretaceous rifting event (Fig. V-2). It was followed by regional-scale thermal subsidence, uplift and denudation of the Scandinavian, British and NW European landmasses during the late Cretaceous and Cenozoic time (Riis, 1996; Faleide et al., 2002; Rasmussen et al., 2005; Gibbard and Lewin, 2016; Westaway, 2017; Lee et al., 2018), yet extensional events and episodes of basin inversion also occurred in the Paleogene and early Neogene (Ziegler, 1992; Huuse et al.,

2001; Jarsve et al., 2014; Anell et al., 2011). This polyphase development has accommodated hundreds of meters sediments supplied from the uplifted margins. Finally, in the central North Sea, the depocenter corresponds to on average of 50 km wide narrow graben —the Viking Graben—, bounded by 2500 ms TWT high shoulders (Evans, 2003), both being buried beneath an up to 3 km thick Paleogene to Quaternary successions (Fig. V-2).

Overlying the late Miocene to Pliocene Utsira Formation, the up to 1000 m thick Quaternary sediments are ascribed to the N-A-U-S-T sequence (Galloway, 2002; Ottesen et al., 2014; equivalent to the Aberdeen formation in the UK sector). The early Quaternary sediments comprise prograding depositional units predominantly sourced from the east (Scandinavia) before the incision of the Norwegian Channel (Ottesen et al., 2016, 2018). They are separated from the overlying glaciation-related sediments that include the here-studied tunnel valley networks by the Upper Regional Unconformity (URU; Ottesen et al., 2014). The corresponding sediments are upper Middle and Late Pleistocene in age since the Bruhnes-Matuyama Magnetochron reversal at 0.78 Ma is thought to be located close to the URU (Stoker et al., 1983; Sejrup et al., 1987; Ottesen et al., 2014).

Numerous generations of tunnel valley networks have been delineated in (Fichler et al., 2005) and around the study area (Lonergan et al., 2006; Stewart & Lonergan, 2011, Stewart et al., 2013); the two later being related to the Elsterian and Weichselian glaciations (Ehlers, 1996; Huuse & Lykke- Andersen, 2000; van der Vegt et al., 2012; Benvenuti & Moscarriello, 2016). Amongst the youngest (Weichselian) tunnel valleys, some have been left underfilled and are evidenced on bathymetric datasets (Jørgensen & Sandersen, 2006; Sandersen et al., 2009). In the neighboring area of the UK sector where they have been extensively mapped, tunnel valleys generally have width and length ranging between 0.3 to 3 km and 10 to 50 km, respectively, the largest ones reaching 7 km in width. Individual valley fills range from 80 to 200 m (Lonergan et al., 2006; Stewart & Lonergan, 2011; Stewart et al., 2013). Dips of the tunnel valley margins are commonly 10°, reaching in some cases 30°. In the study area, (i) the seabed is 100-160 m deep, the largest depths corresponding to an underfilled tunnel valleys; (ii) most of the tunnel valley networks are buried beneath a 50-200 ms TWT thick sediment cover; (iii) the height of individual incisions is in the 50-200 ms TWT range (Fichler et al., 2005; Ottesen et al., 2014), while the thalweg depth of the oldest, mid-Pleistocene tunnel valleys reach 500 ms TWT —including 180-200 ms TWT of water depth.

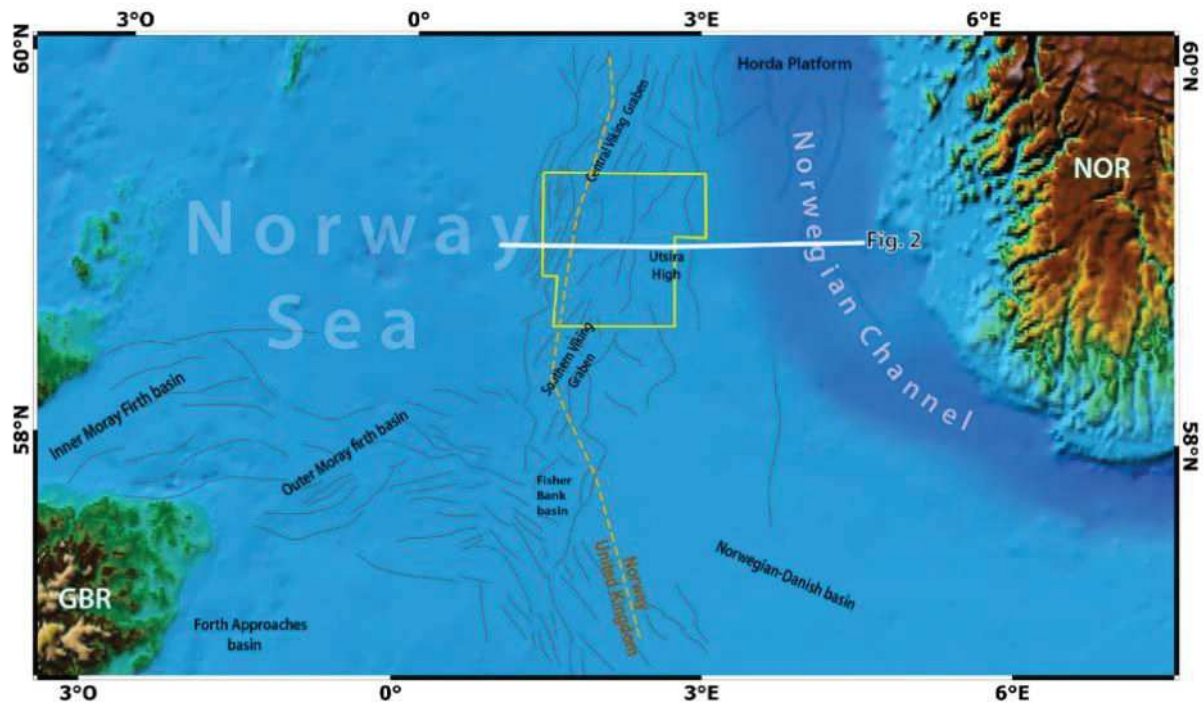


Figure V-1. Location of the Viking Graben in the framework of the North Sea; yellow rectangle shows the cover of the magnetic survey. Grey lines correspond to main structural lineaments from Evans (2003).

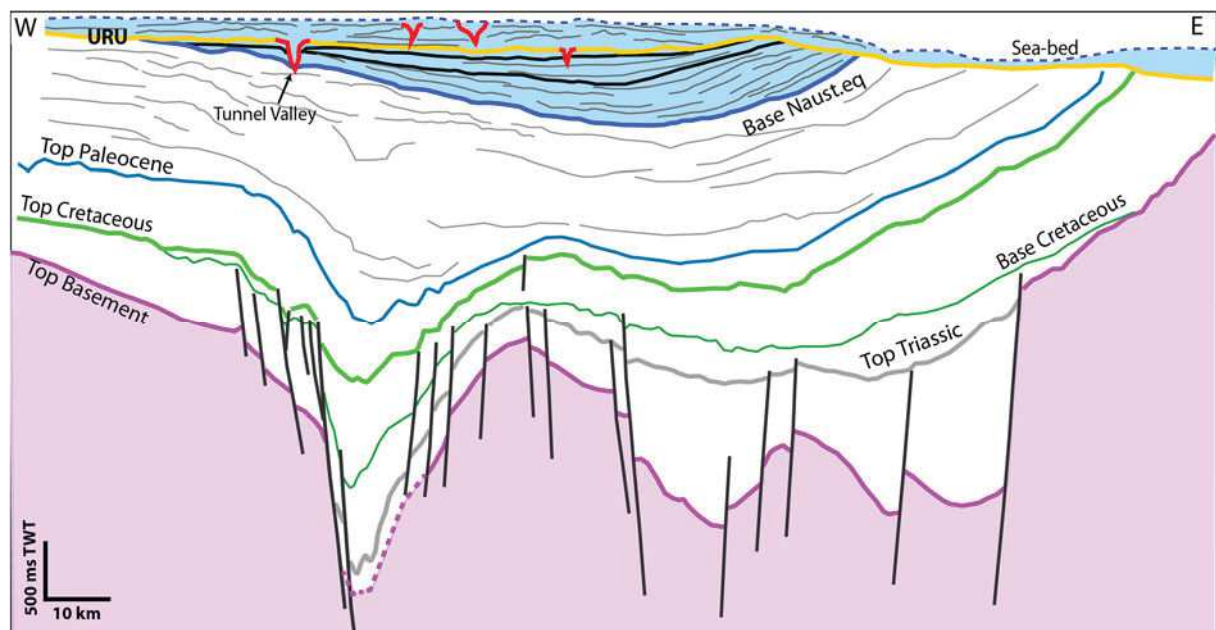


Figure V-2. Geological cross-section across the central Viking Graben (compiled from Ottesen et al., 2014 and Evans, 2003; see Figure V-1 for location). Note that mid to upper Pleistocene tunnel valleys (in red) have incised down to the early Quaternary sediments beneath the Upper Regional Unconformity (yellow line; Stewart et al., 2013; Ottesen et al., 2014, 2018). URU: Upper Regional Unconformity.

1.3.From magnetic data to anomalies

1.3.1. Magnetic data

High-resolution aeromagnetic data were acquired by TGS-Nopec in 1994 (Amarok, 1994) over the central North Sea (Norwegian sector). The survey was flown at an elevation of 100 m above the sea surface and the flight path was oriented N-S, with spacing of 200 m for the in-lines and 600 m for the tie-lines. The International Geomagnetic Reference Field (IGRF-90) was subtracted to the data (Amarok, 1994). As indicated in the TGS-NOPEC report (Amarok, 1994), statistical leveling was applied to the magnetic measurements and has allowed to reduce the initial miss-ties from 20.3 to 0.1 nT. Those errors may be related to the corrections of magnetic base station, lag and heading corrections. We have calculated the grid data with a node spacing of 100 m. The obtained Total Magnetic Intensity map (TMI) shows at first order long-wavelength magnetic anomalies ranging from -163 to 160 nT, and some weak, superimposed high-frequency anomalies (Fig. V-3a).

1.3.2. Extraction of high-frequency magnetic anomalies

This study targets the high-frequency magnetic anomalies in order to characterize potential signatures of the tunnel valleys. To proceed to the extraction of the high frequency anomalies, we have modelled the long-wavelength anomalies on the basis of an E-W regional 2D magnetic model (Maystrenko et al., 2017, their Fig. V-21) that shows the configuration of the crustal structure in the southern part of the study area (xx' in Fig. V-3A).

In order to model the long-wavelength anomalies, we used a same configuration of highly magnetized deep crustal layers and a top basement ranging from 2 to 10 km (Maystrenko et al., 2017). The calculated model reproduces first-order positive and negative parts of anomalies though it does not match closely the observed data, with a discrepancy amplitude anomaly up to 50 nT. This is due to the fact that the Maystrenko et al., (2017) framework, designed for large-scale crustal structures does not account for basement local heterogeneities. Therefore, we adjust the susceptibility values of the blocs and the top-basement depth (Fig. V-2) in order to more precisely match the observed data. The resulted curve of the difference between the observed and calculated anomalies shows residual high-frequency anomalies ranging between 1 and 10 nT (Fig. V-4d). As substantiated below, the magnetic maps (Fig. V-4b) evidence that these residual high-frequency anomalies tightly correspond to the intersection of well-organized sinuous lineations, which in the North Sea context are precisely interpreted as the signature of tunnel valley networks.

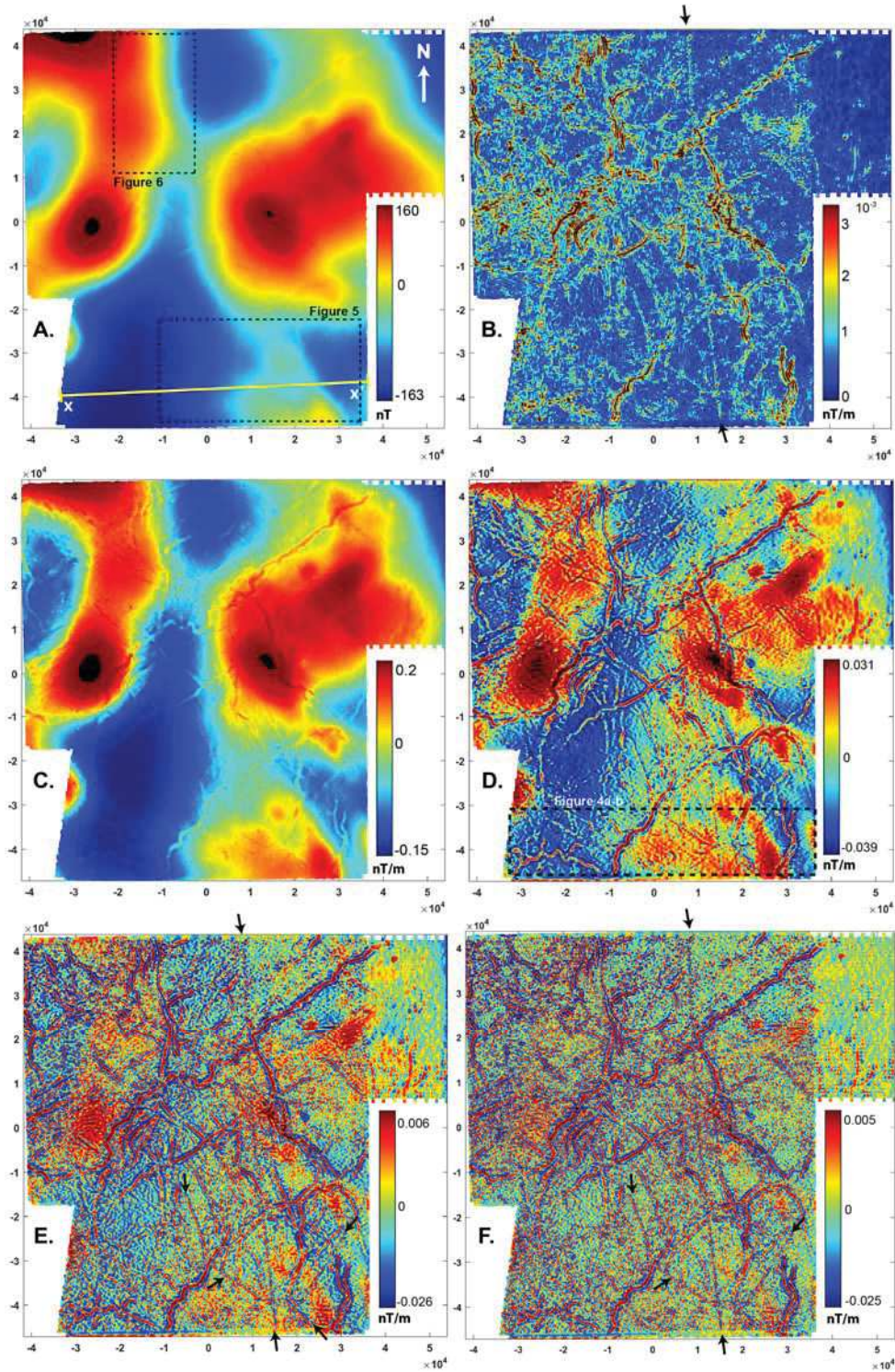


Figure V-3. (a) Total Magnetic Intensity map (linear color scalebar; see Figure V-1 for location). Dashed black rectangles correspond to location of Figures V-5 and 6; (b) Horizontal gradient map (linear color scalebar) of 1.7 order applied on a reduced to the pole magnetic map; c, d, e and f: vertical derivative (equal-area color scalebar) magnetic maps at orders of 0.5, 1.3, 1.7 and 2, respectively. Black arrows in b, e and f show straight lineations, differing from the sinuous lineations of the valleys, which are ascribed to anthropogenic structures such as pipelines.

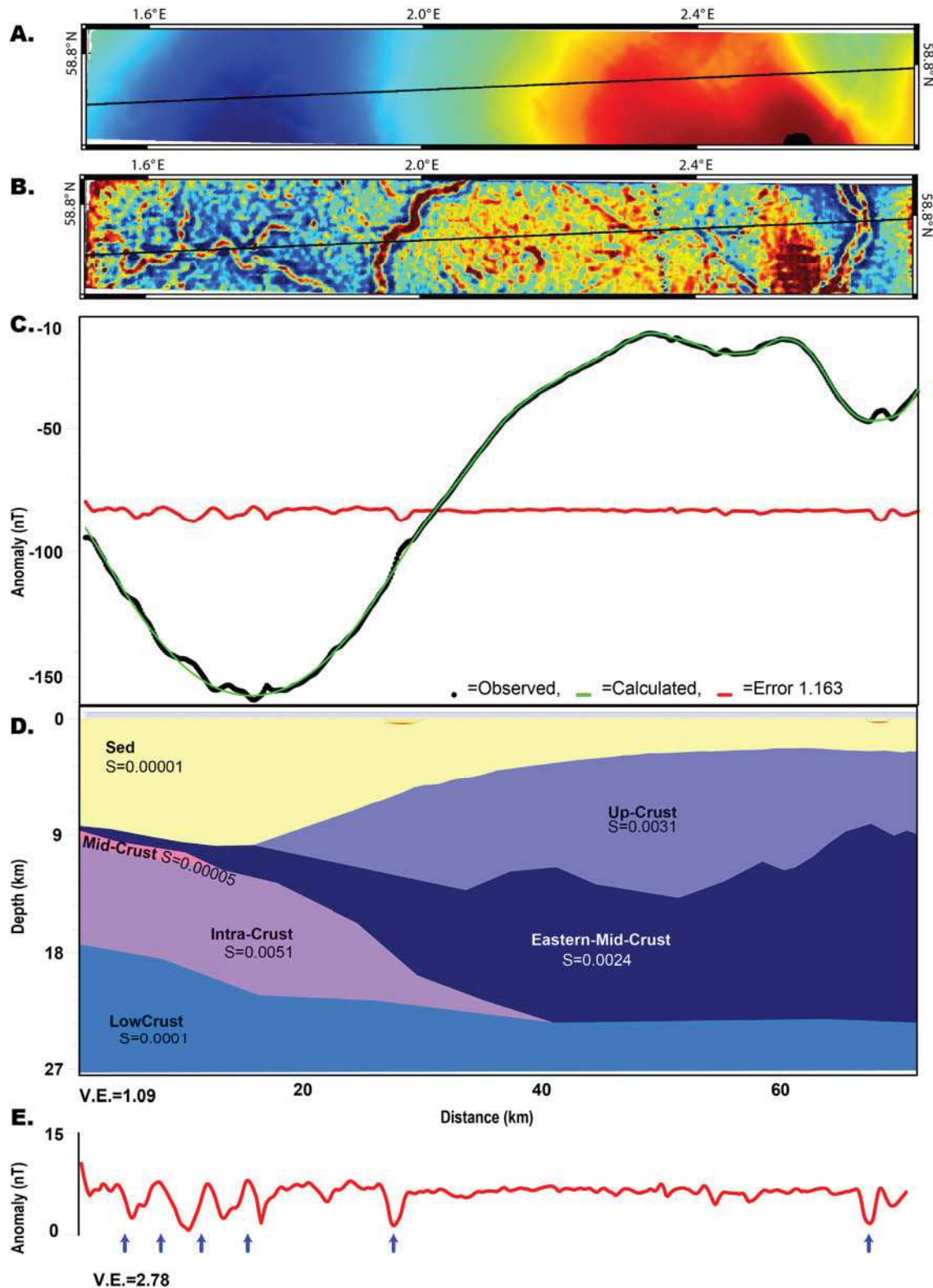


Figure V-4. Magnetic 2D forward modeling (profile $x-x'$ in Figure V-3a). (a) TMI map; (b) order 1.7 vertical derivative magnetic map; (c) calculated and observed anomalies; (d) crustal-scale magnetic model; (e) vertical exaggeration applied to the residual anomaly curve obtained in (c), showing high-frequency anomalies ascribed to tunnel valley signatures (Fichler et al., 2005).

1.4. Magnetic characterization of tunnel valleys

1.4.1. The mapping of tunnel valleys

Fractional vertical derivative and horizontal gradient transforms are computed in order to better delineate the high-frequency magnetic anomalies. Both transforms are applied to the reduced to the pole magnetic anomaly (RTP) map. Initially, the RTP is applied to the data in order to eliminate the skewness of the anomalies related to the directions of magnetization and regional magnetic field (Baranov, 1957). The application of the RTP consists in making vertical the magnetization and regional magnetic field vectors. The reduced map is calculated using a geomagnetic field with an inclination of 71.21°N and a declination of 4.98°W . Owing to the fact that the study area is located at high-latitude, no major lateral displacement or distortion of magnetic anomalies are observed.

Fractional derivative is calculated using the RTP of the TMI map (Cooper and Cowan, 2003), using the following formula in the spectral domain

$$(au + bv + ic\sqrt{u^2 + v^2})^n \quad (1)$$

with (u, v) the spatial frequencies in the north and east directions, (a, b, c) the coordinates of the unit vector of derivation and n a real number for n -order derivation or integration, n positive for derivation.

As shown on successive vertical derivative magnetic maps (Figs. V-3c to 3f), as the derivation order increases, the magnetic signature of the linear features amplifies, and the basement-induced long-wavelength magnetic anomalies attenuate. The vertical derivative map at 1.7 order ($a=b=0, c=1, n=1.7$) has been retained (Fig. V-3e) for further interpretation since it corresponds to the best compromise enhancing details relative to the high-frequency magnetic lineations without amplifying too much the noise (compare to Fig. V-3f). The correlation of the vertical derivative magnetic map of 1.7 order (Fig. V-3f) to the TMI map (Fig. V-3a) enables to distinguish the complex array of finely defined, curvilinear, cross-cutting magnetic lineations that we argue they are the signature of tunnel valleys. Whether they are buried or not is at this stage unknown.

The horizontal gradient transform is also applied to the data (Fig. V-3b), which allows to locate the maximum over the edges of the source bodies. This method requires the calculation of the two fractional horizontal derivatives of the TMI map ($a=1, b=0, c=0$ and $a=0, b=1, c=0$ and n

equal to 1.7 in equation (1)) and then the modulus map is computed (Grauch and Cordell, 1987) in the spatial domain as

$$\sqrt{\left(\frac{\partial^n T}{\partial^n x}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n T}{\partial^n y}\right)^2} \quad (2)$$

with T the RTP of the TMI map and n the order of derivation

We thus use the method of Blakely and Simpson (1986) to plot automatically the maxima in map view, i.e., on the order 1.7 horizontal gradient map (Fig. V-5). This provides an objective method for delineating the curvilinear magnetic lineations.

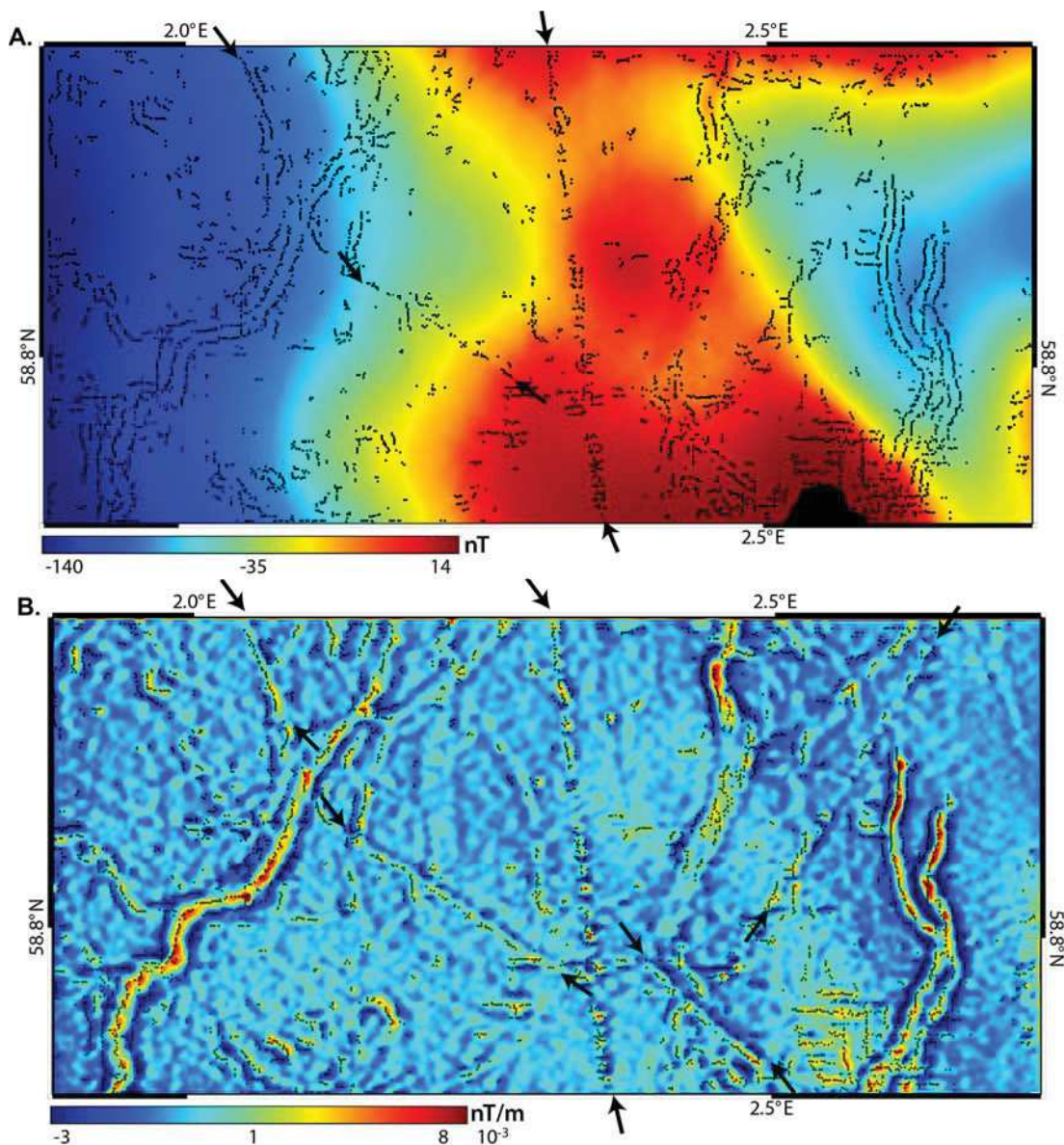


Figure V-5. Plotted maxima of the horizontal gradient on (a) the TMI, and on (b) the order 1.7 vertical derivative map (see Fig. V-3a for location). Black arrows show straight lineations representative of non-geological structures (ex. Pipeline).

Individually, the curvilinear magnetic anomalies are generally delineated by one, two or three, almost parallel maximum anomaly lineations, which characterize the narrower, intermediate and wider valleys, respectively. Regarding the latter, the minima of the vertical derivative coincide with the horizontal gradient maxima located outside the central maximum of the wide magnetic lineation (Fig. V-5). Some rare structures displaying a single, straight maximum magnetic lineation over a discontinuous line likely reflect sub-sea pipeline signatures, or other related non-geological structures (Figs. V-3 and 5).

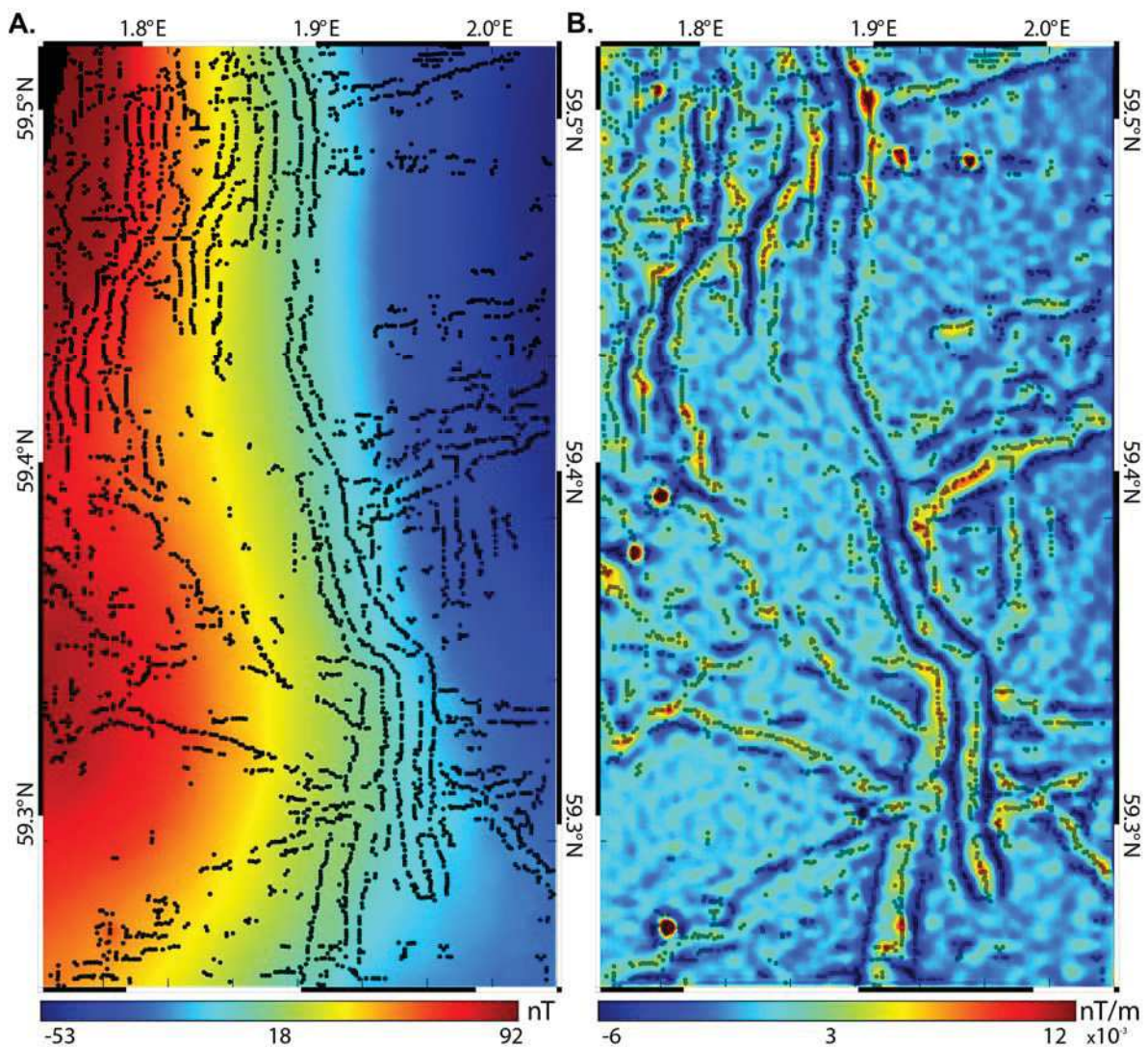


Figure V-6: Plotted maxima of the order 1.7 horizontal gradient on (a) the TMI map and on (b) the order 1.7 vertical derivative map; see Fig. V-3a for location.

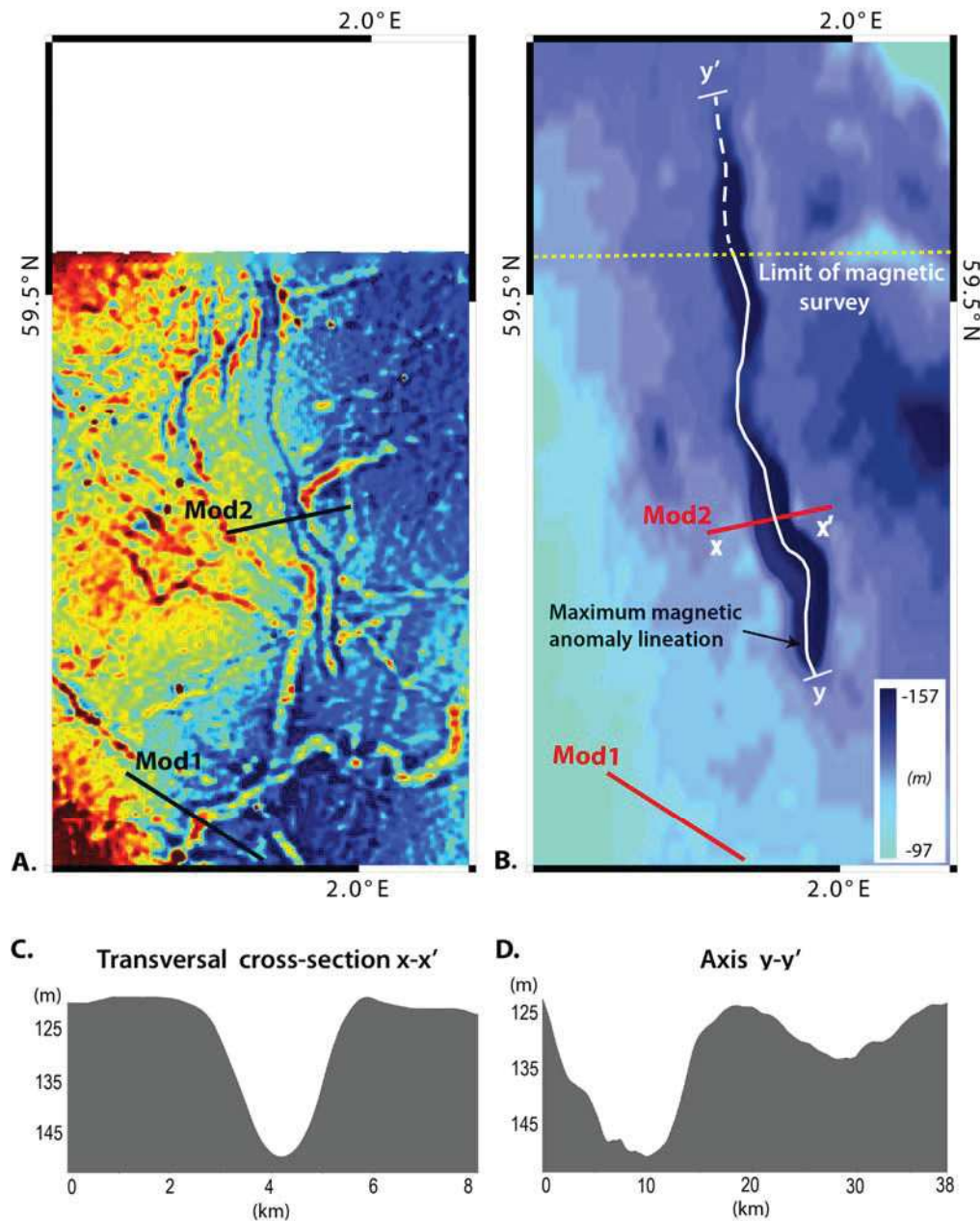


Figure V-7. 2D forward model profiles calculated for tunnel valleys. (a) vertical derivative magnetic map in order of 1.7; (b) bathymetry map (Weatherall et al., 2015) showing locations of 2D magnetic models, corresponding to a buried tunnel valley with no bathymetric expression (Mod1, Fig. V-8) and an underfilled tunnel valley (Mod2, Fig. V-9); Cross-sections (c) and (d) show bathymetric profiles perpendicular (x-x') and parallel (y-y') to the valley axis, respectively.

1.4.2. Magnetic and geometric properties of tunnel valleys

1.4.2.1. Two-dimensional forward modeling

We perform 2D forward modeling to investigate the magnetic source properties associated with sinuous magnetic anomalies by focusing on two examples for which the geometrical parameters

of tunnel valleys can be constrained either from seismic (Figure 13A-B of Ottesen et al., 2014) or bathymetric data (Fig. V-7). Firstly, we adjust at best the data using the simplest geometry, i.e., a cylinder, for which unknowns are its horizontal location and depth, and its susceptibility. Secondly, the model sources use the output parameters derived from the simple geometrical model-sources, with gradually more elaborated geometrical shapes accounting for geological constrains. Finally, in order to match the observed anomaly and using the susceptibility obtained at the first step, we formulate an inverse problem computing the topography of the magnetization layer, for which the modeled magnetic anomaly fit the data. This inverse problem is not linear and convergence is reached by iteration using the simplex search method of Lagarias et al., (1998). The starting model of this inverse problem corresponds to a layer positioned at the depth of simple models previously calculated and with point horizontal spacing of 200 m.

Model 1: buried tunnel valley

Model 1 uses a profile extracted perpendicularly to a curvilinear magnetic anomaly (Fig. V-7) displaying three extrema. It is generated by a buried tunnel valley as substantiated by 3D seismic (Fichler et al., 2005, their Figure 4a; Ottesen et al., 2014, their Figure 13a-b). Initially, a cylinder is positioned at the depth of the valley thalweg as indicated by seismic data; the susceptibility being adjusted to match the data (Fig. V-8a). The calculated anomaly is of too short-wavelength amplitude and does not reproduce the shape of the observed curve. The depth of the cylinder model-source must be unrealistically deepened beyond 1000 m, in order to partially match the shape of the observed anomaly curve, yet the minima of the anomaly is still not reproduced (Fig. V-8b). Therefore, tunnel valleys cannot be at first order modeled by a cylinder in the North Sea context. A horizontal finite-width plate is then introduced as a source geometry for the modeling, the depth of which is positioned at the top of the seismic valley fill. We adjust the width and the susceptibility of the structure to match the data. It is interesting to note that most of the data is reproduced by this very simple model-source, which definitely is to be considered most appropriate than the cylinder model-source. However, we still note a discrepancy between the modelled and observed maximum anomalies (green arrow, Fig. V-8c). To account for this discrepancy, the anomaly was then modelled using a rectangular-shape source (Fig. V-8d) by incorporating the proper valley thickness determined by the seismic data. At this stage of the forward modeling and the susceptibility of the model-source can be adequately constrained (0.00028 in cgs). To better adjust the maxima of the calculated anomaly,

an inverse trapezoidal geometry is used, bringing further information on the necessity to closely adjust the slopes of the initial rectangle-shape and therefore more closely approximate the shape of a geological valley (Fig. V-8e). The last step consists in applying the data inversion as described above to obtain the topography of the magnetized layer. It is interesting to note that the morphology obtained for the tunnel valley displays a good correlation compared to those obtained from seismic data (yellow incision in Fig. V-8F).

Vertical and horizontal derivatives anomalies are calculated for the model 1 (Fig. V-8e) at the order of 1.7, and we observed an accurate match between the width of the trapezoid model and the distance between the two minima of the vertical derivative anomaly (orange dashed curve) and the two maxima of the horizontal gradient anomaly (green dashed curve). This will allow to generalize the width of all the tunnel valley on the basis of magnetic anomaly lineations when using an automatic plot of the horizontal gradient (see below and Fig. V-11b).

Model 2: *underfilled tunnel valley*

Model 2 uses for 2D forward modeling a bathymetric profile data characterizing a tunnel valley that was left underfilled after deglaciation (Fig. V-7b and c). As for model 1, the first step consists to estimate the parameters of the magnetic sources by using a cylinder model-source (Figs. V-9a-b). As well, the data cannot be reproduced with a simple cylinder. The second step uses a horizontal-finite width plate as model-source (Fig. V-9c), positioned at the residual valley depth. Note that the data is relatively well reproduced, by adjusting the width and susceptibility of the horizontal-finite width plate. However, the small central peak of the calculated anomaly does not match precisely the data. Compared to the model 1 a negative susceptibility is used because the tunnel valley is mainly filled with water. It would be more appropriate to model the magnetic anomaly with a rectangular incision (Fig. V-9d), using the width already determined by the horizontal finite-width plate and incorporating the residual incision depth shown on bathymetric data (Fig. V-7c).

Finally, the reverse iterative method is applied (Fig. V-9e). It is interesting to note that the maxima and minima of the observed anomaly match well when readjusting the slopes of the incision (Fig. V-8e). However, the geometry of the resulting incision again includes a positive relief at the bottom of its basal surface (Fig. V-9e), which is not represented on the bathymetric cross-section (Fig. V-7c). In consequence, we added a magnetized polygon corresponding to a partial valley infill that is more magnetized than its surrounding (yellow polygon in Fig. V-9f).

As a result, this tunnel valley is demonstrated to be only partially filled, thus being underfilled rather than totally unfilled.

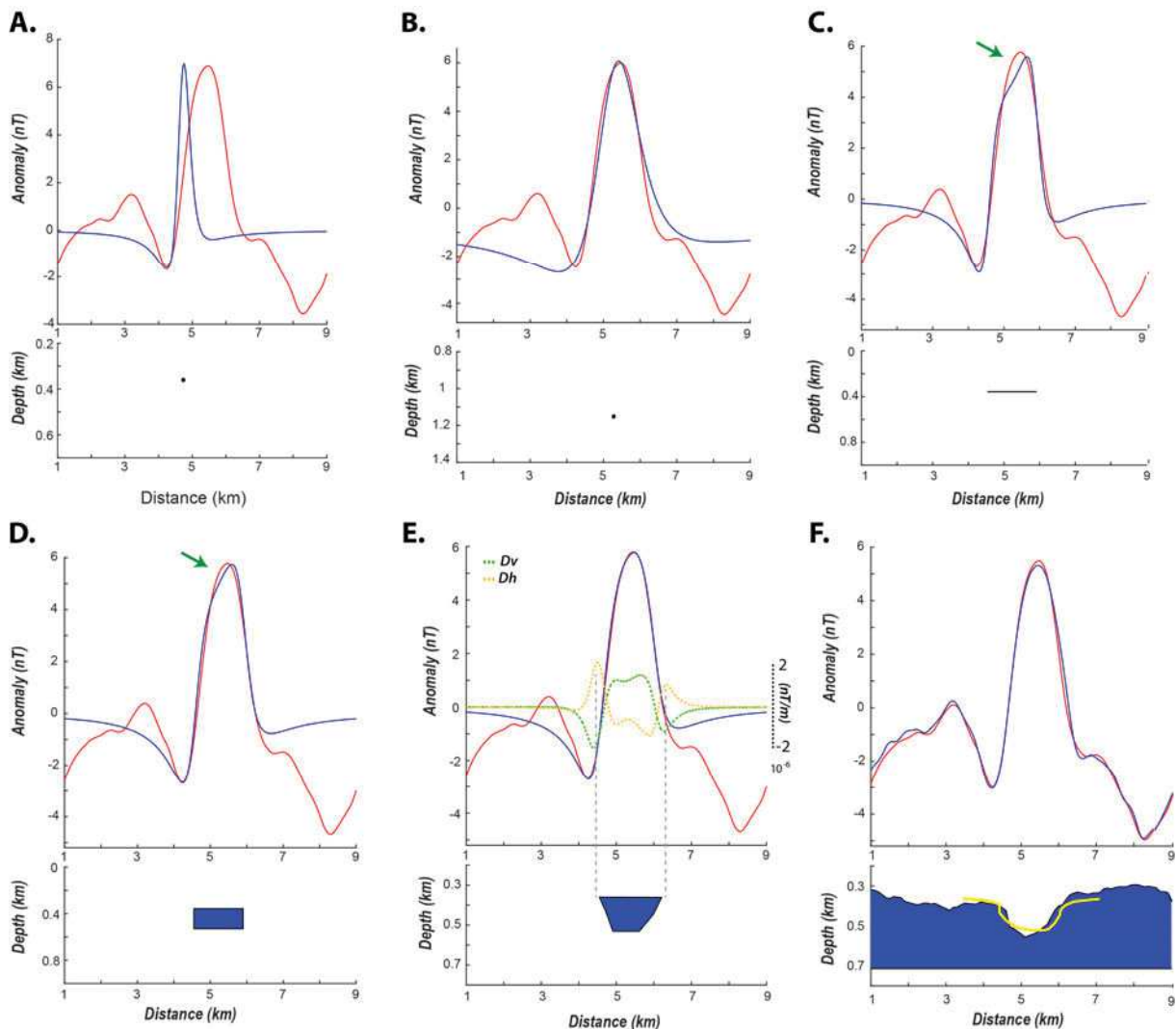


Figure V-8: Results of magnetic 2D forward modeling applied to a buried tunnel valley, by using: (a) shallow cylinder; (b) deep cylinder; (c) horizontal finite-width plate; (d) rectangular shape positioned in depth relative to seismic data (data: red curve, model: blue curve; green arrows in c and d point to the discrepancy of the observed and calculated anomalies); (e) more realistic trapezoid shape. From the latter, a 0.00028 susceptibility value is determined; additional green and orange dashed curves represent order 1.7 vertical (D_v) and horizontal (D_h) derivatives, calculated using the synthetic magnetic anomaly; the two dashed vertical lines down to the valley profile emphasize the spatial correspondence of the limits of the model-source and the minima of the vertical derivative and the maxima of the horizontal derivative. (f) iterative depth inversion and comparison with the seismic incision profile shown in yellow.

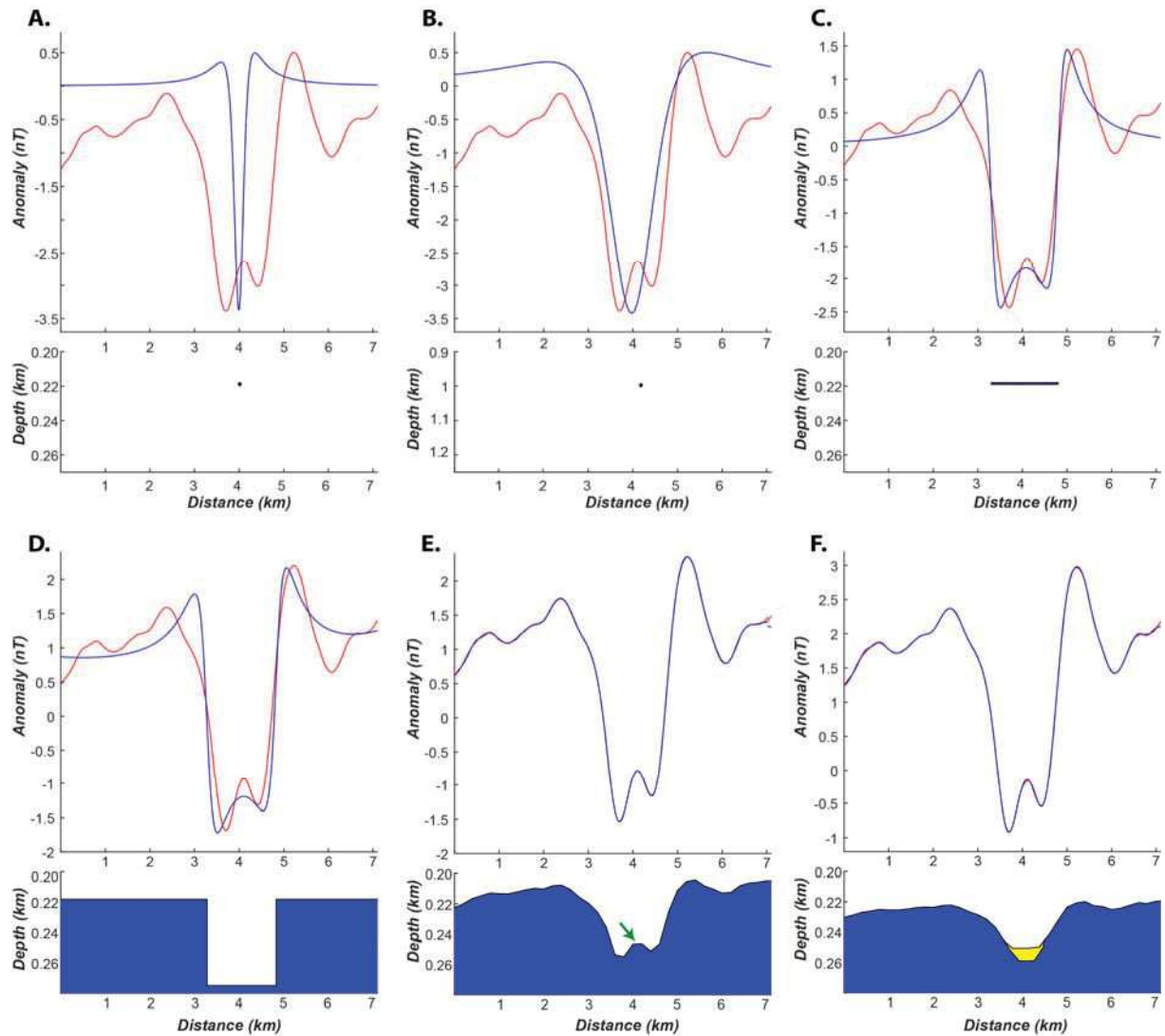


Figure V-9: Results of magnetic 2D forward modeling applied to an unfilled valley using (data: red curve, model: blue curve): (a) shallow cylinder; (b) deep cylinder; (c) horizontal finite-width plate; (d) rectangular shape; (e) iterative inversion; green arrow shows positive relief at the incision bottom, not corresponding to a bathymetric feature (Fig. V-7c); (f) iterative inversion of data minus the magnetic effect of the polygon under the bathymetric incision (yellow polygon).

1.4.2.2. Euler deconvolution and Complex Magnetic Anomaly (CMA)

Euler deconvolution (Thompson, 1982) allows to estimate the depth of a tunnel valley using magnetic data. This method determines the location and depth of the source in the least-square sense, without assumption for susceptibility but assuming a structural index value. Assuming 2D geometries, TMI along magnetic profiles can be transformed to complex magnetic anomaly (CMA) using complex algebra (Le Maire and Munsch, 2018). The CMA functions is a generalization of the 2D analytic signal theory using complex algebra (Nabighian, 1972; Le Maire and Munsch, 2018).

Le Maire and Munsch (2018) have shown that CMA are homogeneous function of degree n (Thompson, 1982) depending on the geometry, i.e.,

$$CMA(tc) = t^n CMA(c) \quad (3)$$

with $c = c_x + i c_z$ the complex coordinate.

The consequence of the homogeneity is the Euler's equation

$$(c - a). CMA^{(1)} = -n CMA^{(0)} \quad (4)$$

with $a = a_x + i a_z$ the localisation of the source, n the structural index (Thompson, 1982) and $CMA^{(1)}$ corresponds to the complex derivative of $CMA^{(0)}$.

If we rearrange the terms of the equation 4, we obtain

$$a = c + n \frac{CMA^{(0)}}{CMA^{(1)}} \quad (5)$$

Thus, the application of Euler's deconvolution to complex algebra shows a simple ratio between the function $CMA^{(0)}(c)$ and its first derivative $CMA^{(1)}(c)$. A structural index being assumed, the location and depth of the source $a = a_x + i a_z$ is directly obtained for each value of the coordinate c without using a least square procedure in a window of given width.

Magnetic anomalies of different sources most often interact. A solution to reduce this issue is to increase the order of derivation (Hsu, 2002; Cooper, 2002, 2004; Florio et al., 2006; Fedi, 2007). The generalization of equation 5 is

$$a = c + \frac{CMA^{(p-1)}}{CMA^{(p)}} (n + p - 1), \quad (6)$$

with p a real number corresponding to the order of derivation.

Figure V-10 shows for 844 magnetic profiles at right angle to the tunnel valleys, the location and the depth computation using Euler deconvolution in the complex domain. These results were obtained for four different scenarios: A) $n=1, p=1$; B) $n=1, p=1.7$; C) $n=1.5, p=1$; D) $n=1.5, p=1.7$. In complex algebra, the structural index of a cylinder is equal to 2 and for a semi-infinite plane is equal to 1. That is why we choose values 1 and 1.5 and not 2 because the cylindrical characteristic of the geometry was eliminated in the forward modelling. In each case,

we compute $a (= a_x + i a_z)$ for each value of the coordinate near the axis of tunnel valley (1.7 km on both sides). The results, displayed on Figure V-10, correspond to the mean value of a_x for the location along the profile and to the mean depth (a_z) for a colour chart.

The depth colour chart is the same for all of the four maps, ranging from 200 to 600 m. We observe in the maps with $p=1$ (Fig. V- 10a, b) that the depth values are deeper in areas where long wavelength anomalies are present (areas outlined in red, Fig. V-10a and 10c). To minimize the interaction with long wavelength anomalies, the depth calculation is done with a 1.7 order derivative (Fig. V-10c and 10d). The depths obtained are shallower: 313 m ($n=1$, $p=1.7$) and 379 m ($n=1.5$, $p=1.7$). With respect to forward models 1 and 2. The best depths are obtained for $n=1.5$ and $p=1.7$ (Table V-1, orange cells). Fig. V-10b (white rectangle) shows two sets of valley depths, suggesting the east-west oriented valley is shallower than the north-south oriented valley.

Derivative order	p=1		p=1.7	
Structural index	n=1	n=1.5	n=1	n=1.5
Forward model 1 (Figure V-8f)	379 m	569 m	309 m	464 m
Forward model 2 (Figure V-9f)	303 m	454 m	151 m	226 m

Table V-1: Estimated depth using Euler deconvolution in the complex domain, applied to the model tunnel valleys 1 and 2.

1.5. Magnetic vs. seismic tunnel valley characterizations

Most of the tunnel valleys identified by the seismic method are revealed as well by our magnetic analysis (Fig. V-11a). Only few valleys are not mapped by one or the other method. In the case of valleys not observed on the seismic map, and without proper access to the seismic data set, the reason for their non-identification cannot be properly discussed. Some of the lineations, for instance the curved magnetic anomaly lineations in the northeastern area, may alternatively correspond to morainal banks of glaciotectionic structures (Fig. V-11a). Regarding tunnel valleys that are not identified by magnetic method, two cases can be envisioned: (i) the magnetization of the valley fill is close to the one of the surrounding sediments, generating too

weak magnetic contrasts; (ii) the incision thickness and subsequent infill are reduced and magnetically undetectable.

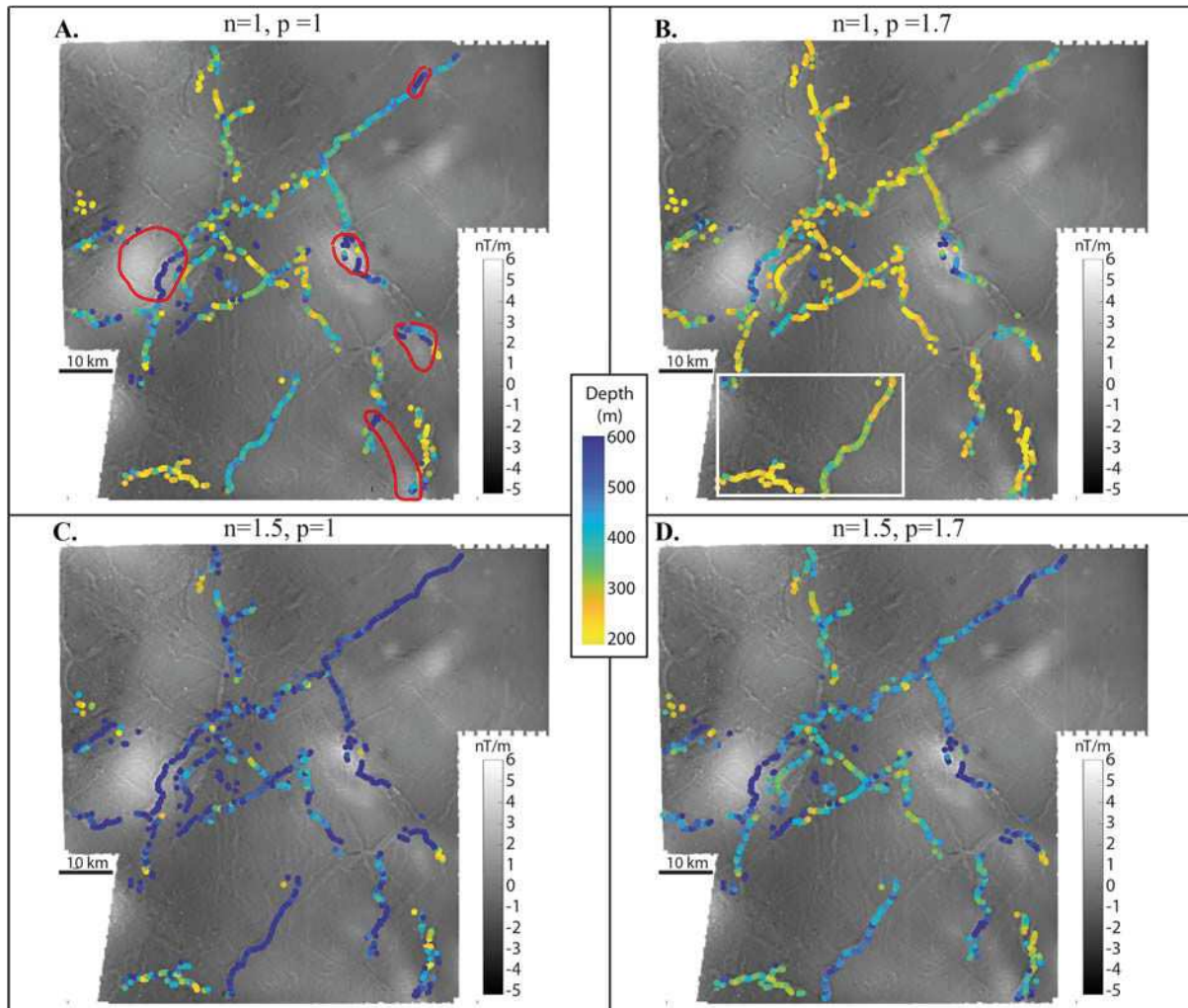


Figure V-10. Results of the depth estimation on the basis of the Euler deconvolution using complex algebra superimposed on the 1.7 order vertical derivative; Depth range is 200 to 600 m (100 m flight altitude is included within these values); n =structural index; p =derivative order; Euler' solution are calculated with: (a) $n=1$ and $p=1$; (b) $n=1$ and $p=1.7$; (c) $n=1.5$ and $p=1$; (d) $n=1.5$ and $p=1.7$

We have noted a very close correspondence of the valley location and width resulting from magnetic method analyses (Fig. V-11b) and the seismic map (Fig. V-11a, Fichler et al., 2005). Regarding the tunnel valley depths, those indicated on the seismic map (Fig. V-11a, Fichler et al., 2005) varied between 200 and 500 ms TWT, while the depth of the valleys estimated by Euler deconvolution method is varied mostly between 100 and 500 m (corrected for the aircraft's flight altitude). Taking into account a 1700 to 1900 m/s seismic velocity in this area, we consider that although the values are slightly exaggerated, we note a consistency in most

reversed depth values (Table V-1). We however observed a continuous homogeneity in reversed depth values along the tunnel valleys and even a progressive deepening of some of them, exactly as shown by the seismic data.

Moreover, the abrupt beginning and end of the tunnel valleys are clearly identified on the magnetic maps, with a relatively short length of about 13-15 km, with margin dips ranging from 1° to 10°, reaching in some cases 30° in high-depth areas.

1.6.Synthesis and perspectives: magnetic methods for tunnel valley characterization

The combined application of the magnetic derivatives transforms, the forward modeling and Euler deconvolution using complex algebra demonstrates the effectiveness of the magnetic methods to characterize tunnel valley networks.

Compared to the seismic method, the derivative transforms allow rapid delineation of the high-frequency magnetic anomaly lineations, related to the tunnel valleys. In map view, the spatial organization of the tunnel valley network has been deciphered using the fractional vertical derivative and horizontal gradient transforms (Fig. V-3). Those derived at order of 1.7 offer the greater control on the real valley delineation by plotting automatically the maxima (Fig. V-11).

The 2D forward modelling (Figs. V-8 and 9) is proved to be an appropriate method to characterize the width of the valleys and to determine the structural index by modeling the valleys as thin horizontal finite-width plate (Figs. V-8c and 9c). As mentioned above, the anomalies of the vertical and horizontal derivatives at order of 1.7 calculated to the model 1 showed the coincidence between the trapezoid model width and the extrema of the vertical derivative and horizontal gradient anomalies. This allows to generalize the width for all the tunnel valleys (Fig. V-11b).

The use of geological information's in the calculated models (Figs. V-8 and 9), such as depth and thickness, has allowed us to constrain the susceptibility values that characterize the filling of the calculated synthetic models for the valleys. According to the NAS-94 report (Britt & Olesen, 1996) on the petrophysical interpretations of sediment samples in Norway, the infilling of the modelled valleys is more likely to correspond to a clayey nature.

The derivative magnetic map analyses allow to identify three categories of magnetic anomaly lineations associated to the valleys (Figs. V-3 and 11b): (i) most of the valley infills are characterized by high frequency and high amplitude curvilinear magnetic anomalies (red lineations in Figure V-11b); (ii) only two underfilled tunnel valleys have been defined (green

lineations in Figure V-11b), which are characterized by distinctive magnetic anomalies, different from other, high and corroborated by bathymetry data (Figs. V-6, 7a-b and 11a); (iii) Few valleys are underlined by high-frequencies, low-amplitude magnetic anomalies, indicating magnetization weaker in the infilling valleys than in surrounding sediments (cyan lineations in Figure V-11b).

The application of Euler deconvolution using complex algebra allows to: (i) substantiate the structural index for a horizontal finite-width plate geometry, as already proposed on the basis of 2D forward modelling (Figs. V-8 and 9). Using $n=1.5$ for a derivation order of 1.7, the range of depth values obtained is in good agreement with the one indicated by seismic studies (Fig. V- 11a, Fichler et al., 2005); (ii) highlight longitudinal changes, if any, in tunnel valley depths. For instance, a progressive deepening is noted in places (valleys within the white rectangle in Fig. V-10b). The Euler's deconvolution method is dependent only on the structural index, which is derived from the modelling results, and completely independent from other parameters such as susceptibility and depth of the tunnel valleys.

Consequently, being able to specify a structural index $n=1.5$ for Pleistocene glacial tunnel valleys, at least in the North Sea setting, a generalized mapping of larger area can first be proceeding by applying the Euler method to estimate first-order depth. Then, introducing in 2D forward modeling a horizontal-finite width plate at the reversed depth or applying the horizontal gradient to define the valley widths. Finally, by using a susceptibility range values derived from models of this study, the thickness of valley infills can be estimated.

The use of only some 2D seismic lines, without requiring to the 3D seismic data, combined with the aeromagnetic data would allow further exploration of valley tunnel geometries. It will be possible to determine not only lateral network tunnel valley extent but also vertical overlapping of different valley generations. This advance will allow to map accurately and at a lower cost the incisions related to several glacial cycles on the scale of the North Sea or any other glaciated continental margin.

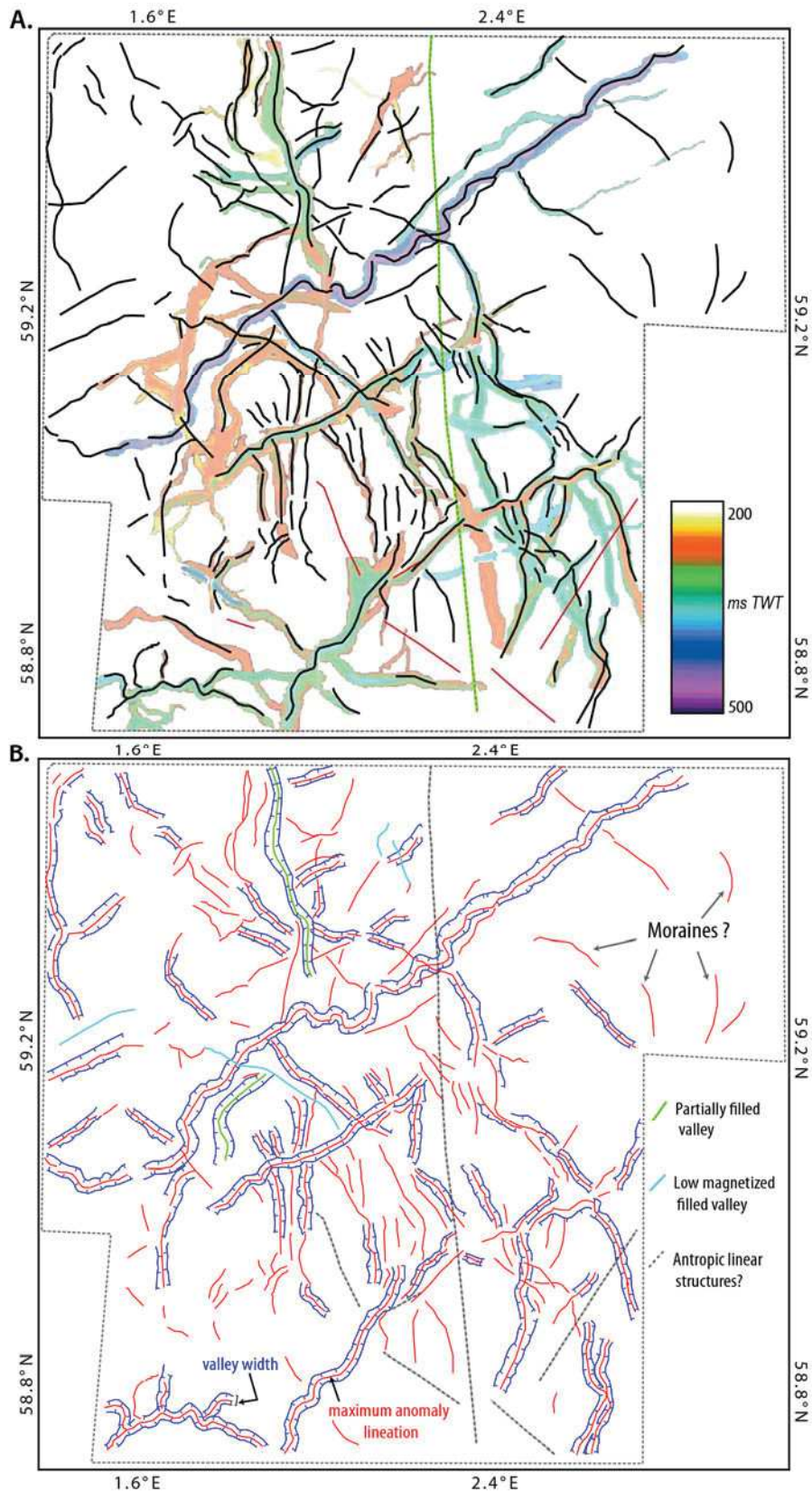


Figure V-11. Correlation magnetic and seismic tunnel valley analysis. (a) Map showing the correlation of the seismic tunnel valley and the magnetic anomaly lineations extent; black lines correspond to the maxima of vertical derivative magnetic anomalies; (b) Generalized tunnel valley widths.

Acknowledgement

The authors wish to thank TGS-NOPEC Geophysical Company for providing access to the aeromagnetic data.

References

- Amarok, A.S, 1994. Processing report of TGS-Nopec on VGVG-94, Aeromagnetic Bloc 25, Norwegian Central North Sea.
- Anell, I., Thybo, H., Rasmussen, E, 2011. A synthesis of Cenozoic sedimentation in the North Sea. *Basin Res.* 23, 1–26
- Auken E, Jørgensen F, Sørensen KI, 2003. Large-scale TEM investigation for ground-water. *Exploration Geophysics* 33:188-194
- Baranov, V, 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359–382. doi.org/10.1190/1.1438369
- Benvenuti, A., Moscariello, A, 2016. High-resolution seismic geomorphology and stratigraphy of a tunnel valley confined ice-margin fan (Elsterian glaciation, Southern North Sea). *Interpretation* 4, T461–T483. doi.org/10.1190/INT-2016-0026.1
- Blakely, R.J., Simpson, R.W, 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494–1498.
- Britt, M and Olesen, O, 1996. Magnetic susceptibility of sedimentary rocks from shallow cores off mid Norway and crystalline rocks from adjacent on land areas NAS-94 interpretation report IIB: Petrophysical data revised version. Report 96.013
- Buckley, F.A, 2017. A glaciogenic sequence from the Early Pleistocene of the Central North Sea: Early Pleistocene Glaciogenic Sequence. *Journal of Quaternary Science* 32, 145–168. doi.org/10.1002/jqs.2867
- BurVal Working Group, 2006. Groundwater Resources in Buried Valleys – a Challenge for Geosciences. Leibniz Institute for Applied Geosciences, Hannover.
- Christensen NB, Sørensen KI, 1998. Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrogeophysical investigations. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 3 (1):75-90

- Cooper, G.R.J, 2002. Fixed point inversion of geophysical data. *Computers & Geosciences* 28, 799–808. [doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00105-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00105-4)
- Cooper, G.R.J, 2004. The semi-automatic interpretation of geophysical data. *Exploration Geophysics* 35 (3), 180–185.
- Cooper, G., Cowan, D, 2003. The application of fractional calculus to potential field data. *Exploration Geophysics* 34, 6.
- Ehlers, J, 1996. *Quaternary and Glacial Geology*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 578 pp.
- Evans, D, 2003. *The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea*;[a Project of the Geological Society of London, the Geological Survey of Denmark and Greenland and the Norwegian Petroleum Society].
- Faleide, J.I., Kyrkjébo, R., Kjennerud, T., Gabrielsen, R.H., Jordt, H., Fanavoll, S., Bjerke, M.D, 2002. Tectonic impact on sedimentary processes during Cenozoic evolution of the northern North Sea and surrounding areas. *Special Publication-Geological Society of London* 196, 235–270.
- Fichler, C., Henriksen, S., Rueslaatten, H., Hovland, M, 2005. North Sea Quaternary morphology from seismic and magnetic data: indications for gas hydrates during glaciation? *Petroleum Geoscience* 11, 331–337.
- Florio, G., Fedi, M., Pasteka, R, 2006. On the application of Euler deconvolution to the analytic signal. *Geophysics* 71, L87–L93. doi.org/10.1190/1.2360204
- Jarsve, E.M., Faleide, J.I., Gabrielsen, R.H., Nystuen, J.P, 2014. Mesozoic and cenozoic basin configurations in the North Sea, in: Martinius, A.W., Ravnås, R., Howell, J.A., Steel, R.J., Wonham, J.P. (Eds.), *From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 417–452. doi.org/10.1002/9781118920435.ch15
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., Auken, E, 2003. Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics* 53, 199–213. doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.016
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E, 2006. Buried and open tunnel valleys in Denmark—erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 25, 1339–1363. doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.11.006

- Høyer, A.-S., Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., Viezzoli, A., Møller, I, 2015. 3D geological modelling of a complex buried-valley network delineated from borehole and AEM data. *Journal of Applied Geophysics* 122, 94–102. doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.09.004
- Hsu, S.-K, 2002. Imaging magnetic sources using Euler's equation. *Geophysical Prospecting*, 50(1), 15–25. [doi:10.1046/j.1365-2478.2001.00282.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2001.00282.x)
- Huuse M, Lykke-Andersen H, 2000. Over deepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quat Science Reviews* 19:1233–1253
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H., Michelsen, O, 2001. Cenozoic evolution of the eastern Danish North Sea. *Mar. Geol.* 177, 232–269.
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H., Piotrowski, J.A, 2003. Geophysical investigations of buried Quaternary valleys in the formerly glaciated NW European lowland: significance for groundwater exploration. *Journal of Applied Geophysics* 53, 153–157. doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.003
- Gabriel, G, 2006. Gravity investigation of buried Pleistocene subglacial valleys. *Near Surface Geophysics* 4. doi.org/10.3997/1873-0604.2006006
- Gabriel G., Kirsch R., Siemon B. and Wiederhold H, 2003. Geophysical investigation of buried Pleistocene subglacial valleys in Northern Germany. In: *Geophysical Investigations of Buried Quaternary Valleys in the Formerly Glaciated NW European Lowland: Significance for Groundwater Exploration* (eds M. Huuse, H. Lykke-Andersen and J.A. Piotrowski), *Journal of Applied Geophysics (Special Issue)* 53, 159–180
- Galloway, W.E, 2002. Paleogeographic Setting and Depositional Architecture of a Sand-Dominated Shelf Depositional System, Miocene Utsira Formation, North Sea Basin. *Journal of Sedimentary Research* 72, 476–490. doi.org/10.1306/110801720476
- Gibbard, P.L., Lewin, J, 2016. Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles (André Dumont medallist lecture 2014). *Geologica Belgica*.
- Gowers, M.B., Holtar, E., Swensson, E, 1993. The structure of the Norwegian Central Trough (Central Graben area). *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series* 4, 1245–1254. doi.org/10.1144/0041245
- Grauch, V., Cordell, L, 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics* 52, 118–121.

- Kirsch, R. (Ed.), 2006. *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology*. Springer.
- Kluiwing, S.J., Aleid Bosch, J., Ebbing, J.H., Mesdag, C.S., Westerhoff, R.S., 2003. Onshore and offshore seismic and lithostratigraphic analysis of a deeply incised Quaternary buried valley system in the Northern Netherlands. *Journal of Applied Geophysics* 53, 249–271. doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.002
- Lagarias, J.C., Reeds, J.A., Wright, M.H., Wright, P.E., 1998. Convergence Properties of the Nelder-Mead Simplex Method in Low Dimensions. *SIAM Journal on Optimization* 9, 112–147. doi.org/10.1137/S1052623496303470
- Lee, J.R., Candy, I., Haslam, R., 2018. The Neogene and Quaternary of England: landscape evolution, tectonics, climate change and their expression in the geological record. *Proceedings of the Geologists' Association* 129, 452–481. doi.org/10.1016/j.pgeola.2017.10.003
- Le Maire, P., Munsch, M., 2018. 2D potential theory using complex algebra: New equations and visualization for the interpretation of potential field data. *Geophysics* 83, J1–J13. doi.org/10.1190/geo2016-0611.1
- Lindner, H., Pretzschner, C., Kappler, R., Kritzner, W., Fritzsche, B., 2000. Exploration of Quaternary channels inside the town of Górlitz by gravity measurements. *Proceedings 6th Meeting Environmental and Engineering Geophysics*.
- Lonergan, L., Maidment, S.C.R., Collier, J.S., 2006. Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution. *Journal of Quaternary Science* 21, 891–903. doi.org/10.1002/jqs.1015
- Maystrenko, Y.P., Olesen, O., Ebbing, J., Nasuti, A., 2017. Deep structure of the northern North Sea and southwestern Norway based on 3D density and magnetic modelling. *Norwegian Journal of Geology*. doi.org/10.17850/njg97-3-01
- Moreau, J., Huuse, M., Janszen, A., van der Vegt, P., Gibbard, P.L., Moscariello, A., 2012. The glaciogenic unconformity of the southern North Sea. In: Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D., Dixon, R.J., Moscariello, A., Craig, J. (Eds.), *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., vol. 368, pp. 99–110.
- Moreau, J., Huuse, M., 2014. Infill of tunnel valleys associated with landward-flowing ice sheets: The missing Middle Pleistocene record of the NW European rivers? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 1–9. doi.org/10.1002/2013GC005007

- 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. doi.org/10.1190/1.1440276
- Olesen, O., Brønner, M., Ebbing, J., Gellein, J., Gernigon, L., Koziel, J., Lauritsen, T., Myklebust, R., Pascal, C., Sand, M., Solheim, D., Usov, S., 2010. New aeromagnetic and gravity compilations from Norway and adjacent areas: methods and applications. Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series 7, 559–586. doi.org/10.1144/0070559
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Bugge, T., 2014. Morphology, sedimentary infill and depositional environments of the Early Quaternary North Sea Basin (56°–62°N). *Marine and Petroleum Geology* 56, 123–146. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.04.007
- Ottesen, D., Stokes, C.R., Bøe, R., Rise, L., Longva, O., Thorsnes, T., Olesen, O., Bugge, T., Lepland, A., Hestvik, O.B., 2016. Landform assemblages and sedimentary processes along the Norwegian Channel Ice Stream. *Sedimentary Geology* 338, 115–137. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.024>
- Ottesen, D., Batchelor, C.L., Dowdeswell, J.A., Løseth, H., 2018. Morphology and pattern of Quaternary sedimentation in the North Sea Basin (52–62°N). *Marine and Petroleum Geology* 98, 836–859. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.08.022
- Parker Gay JR, 2004. Glacial till: A troublesome source of near-surface magnetic anomalies. *Applied Geophysics*.
- Praeg D, 1996. Morphology, stratigraphy and genesis of buried Mid-pleistocene tunnel-valleys in the southern North Sea basin. PhD Thesis, University of Edinburgh
- Rasmussen, E.S., Vejbaek, O.V., Bidstrup, T., Piasecki, S., Dybkjaer, K., 2005. Late Cenozoic depositional history of the Danish North Sea Basin: implications for the petroleum systems in the Kraka, Halfdan, Siri and Nini fields. In: Doré, A.G., Vining, B.A. (Eds.), *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives* pp. 1347–1358
- Riis, F., 1996. Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Glob. Planet. Change* 12, 331–357.
- Rumpel, H.-M., Binot, F., Gabriel, G., Siemon, B., Steuer, A. & Wiederhold, H., 2009. The benefit of geophysical data for hydrogeological 3D modelling - an example using the

- Cuxhaven buried valley. *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 160 (3): 259–269.
- Sandersen, P.B.E., JøRgensen, F., Larsen, N.K., Westergaard, J.H., Auken, E, 2009. Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark. *Boreas* 38, 834–851. doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00105.x
- Sejrup, H.P., Aarseth, I., Ellingsen, K.L., Reither, E., Jansen, E., Løvlie, R., Bent, A., Brigham-Grette, J., Larsen, E., Stoker, M, 1987. Quaternary stratigraphy of the Fladen area, central North Sea: a multidisciplinary study. *J. Quat. Sci.* 2, 35–58.
- Siemon B, 2001. Improved and new resistivity-depth profiles for helicopter electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics* 46:65-76
- Siemon, B., Eberle, D.G., Binot, F, 2004. Helicopter-borne electromagnetic investigation of coastal aquifers in North-West Germany. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 32, 385–395.
- Stoker, M.S., Skinner, A.C., Fyfe, J.A., Long, D, 1983. Palaeomagnetic evidence for early Pleistocene in the central and northern North Sea. *Nature* 304, 332–334.
- Steuer, A., Siemon, B., Auken, E, 2009. A comparison of helicopter-borne electromagnetics in frequency- and time-domain at the Cuxhaven valley in Northern Germany. *Journal of Applied Geophysics* 67, 194–205. doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.07.001
- Stewart, M.A., Lonergan, L, 2011. Seven glacial cycles in the middle-late Pleistocene of northwest Europe; geomorphic evidence from buried tunnel valleys. *Geology* 39, 283–286.
- Stewart, M., Lonergan, L., Hampson, G, 2012. 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the Central North Sea: tunnel valley fill sedimentary architecture. Geological Society, London, Special Publications 368, 173–184. doi.org/10.1144/SP368.9
- Stewart, M.A., Lonergan, L., Hampson, G, 2013. 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: morphology, cross-cutting generations and glacial history. *Quaternary Science Reviews* 72, 1–17. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.03.016
- Thompson, D.T, 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37. doi.org/10.1190/1.1441278

- van der Vegt, P., Janszen, A., Moscariello, A, 2012. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. Geological Society, London, Special Publications 368, 75–97. doi.org/10.1144/SP368.13
- Weatherall, P., Marks, K.M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J.E., Rovere, M., Chayes, D., Ferrini, V., Wigley, R, 2015. A new digital bathymetric model of the world's oceans: New Digital Bathymetric Model. *Earth and Space Science* 2, 331–345. doi.org/10.1002/2015EA000107
- Westaway, R, 2017. Isostatic compensation of Quaternary vertical crustal motions: coupling between uplift of Britain and subsidence beneath the North Sea: Quaternary vertical crustal motions: Britain and the North Sea. *Journal of Quaternary Science* 32, 169–182. doi.org/10.1002/jqs.2832
- Ziegler, P, 1990. Tectonic and palaeogeographic development of the North Sea rift system, in: *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*. Oxford Science Publications Oxford, pp. 1–36.
- Ziegler, P. A, 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208(1-3), 91–111. [doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90338-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90338-7)

2. PALEOVALLEES ORDOVICIENNES : DES AFFLEUREMENTS AU BASSIN PAR LE MAGNETISME ?

Les paléovallées pléistocènes de la Mer du Nord et les paléovallées ordoviciennes sont considérées comme résultantes des mêmes mécanismes de formation, présentant alors des architectures et dynamiques de remplissage comparables (Le Heron et al., 2004 ; van der Vegt et al., 2012). S'il a été démontré dans la première partie de ce chapitre que les paléovallées pléistocènes sont marquées par des anomalies magnétiques bien identifiables de courtes longueurs d'ondes, pourquoi ne serait-ce pas aussi le cas pour les paléovallées ordoviciennes d'Algérie ?

La démarche est ici d'utiliser la modélisation magnétique à deux dimensions, en utilisant les logiciels MODGM2D du laboratoire et GMSYS-2D (www.geosoft.com/gm-sys) (cf. chapitre II-3), en vue de caractériser les anomalies magnétiques qui pourraient être la signature d'un réseau ancien d'incisions glaciaires dont on connaît par la géologie la position stratigraphique au premier ordre (distance au socle, épaisseur de série sédimentaire sus-jacente). Si ce sont bien les paléovallées glaciaires ordoviciennes qui sont la cible de ce travail, la méthode pourrait s'appliquer à d'autres contextes (vallées incisées de bas niveau marin, réseaux de drainage partiellement enfouis...).

La première étape (section 2.1) consiste à calculer des modèles magnétiques synthétiques 2D de vallées aux géométries variables (largeur, épaisseur de l'incision et pente des flancs), avec différentes orientations de l'axe de vallée par rapport au champ régional, et à différentes profondeurs et distances par rapport au toit du socle, afin de

- Déterminer les paramètres pertinents permettant de quantifier les propriétés magnétiques associées aux paléovallées
- Pouvoir définir le type d'anomalies magnétiques qui les caractérisent
- Définir les conditions limites qui empêchent la détection des paléovallées.

La deuxième étape (section 2.2) consiste à associer aux modèles de vallées des signatures magnétiques de structures de socle, afin de discuter dans quelle mesure les hétérogénéités du socle (intrusion, juxtaposition pétrographique, rejet de faille...) ont, ou n'ont pas, un effet sur l'identification et la distinction de l'anomalie magnétique générée par une paléovallée. Pour se rapprocher du cas réel, on calculera ensuite un modèle pour un profil magnétique extrait du levé aéromagnétique couvrant le secteur sud-oriental du bassin d'Illizi, combiné avec la donnée sismique. Sur la section sismique seront surimposées des structures calculées dans les modèles

synthétiques simples (section 2.1), tels que rejets de faille de socle, paléovallées ordoviciennes et approfondissement du toit du socle.

La dernière étape constituera une analyse sur la qualité du levé aéromagnétique d'Ihriri (Est du Tassili n°Ajjjer, cf. chapitre II et IV) et présentera un rééchantillonnage des données de Norvège avec une résolution comparable à celle d'Ihriri. Une brève discussion portera ensuite sur les paramètres de vol, le domaine de faisabilité et les moyens nécessaires qui permettraient, dans le futur, une cartographie magnétique optimale des paléovallées glaciaires ordoviciennes.

Dans les modèles calculés ci-dessous, on considère que l'altitude de vol est de 150 m au-dessus du sol, soit la même altitude que celle des levés aéromagnétiques couvrant la partie Est de la plateforme saharienne (cf. chapitre II). Pour rappel, celle-ci était de 100 m au-dessus du niveau de la mer dans le cas norvégien, soit 197 à 259 m au-dessus de l'interface eau-sédiment pour le périmètre étudié.

2.1. Influence des paramètres géologiques sur la signature magnétique des paléovallées

Le calcul des modèles ci-dessous s'est effectué en utilisant soit MODGM2D soit GMSYS-2D (cf. chapitre II). MODGM2D est utilisé pour les modèles synthétiques à géométrie simple, tandis que GMSYS-2 est utilisé pour des modèles à géométrie complexe. En effet, ce dernier facilite la modélisation, puisqu'il permet une utilisation conjointe des deux jeux de données magnétique et sismique/coupe géologique, en permettant d'importer directement les interfaces des réflecteurs sismiques (ex. toit du socle) interprétés sous le logiciel Petrel (Cf. chapitre IV). Dans les modèles synthétiques simples, une géométrie trapézoïdale est utilisée comme représentation d'une vallée, ses dimensions correspondant à celles du trapèze représentatif des vallées de Norvège (*section 1*). Dans les modèles complexes, la géométrie des paléovallées utilisées provient soit des géométries des paléovallées interprétées par la sismique (Cf. Chapitre IV) dans le bassin d'Illizi soit des géométries définies en affleurement, dans le Tassili n°Ajjjer (Deschamps et al., 2013).

Les enveloppes de susceptibilité utilisées pour la modélisation des vallées proviennent soit des contrastes magnétiques déduits des modèles des vallées quaternaires (section V-1), soit de la littérature (NAS-94 report., 1996 ; Telford et al., 1990). En l'absence de mesures pétrophysiques sur échantillon dans la zone d'étude, seules les valeurs moyennes de susceptibilité sont utilisées pour une nature argileuse et/ou gréseuse du remplissage. Les valeurs de susceptibilité utilisées pour les différentes natures lithologiques du socle sont déduites des modèles magnétiques calculés dans le chapitre III.

2.1.1. Modèles synthétiques à géométrie simple

L'ensemble des modèles ci-dessous a été calculé en utilisant des géométries simples avec incision en trapèze inversé et remplissage uniforme. En fonction de la problématique soulevée, des paramètres spécifiques sont définis pour chaque modèle calculé. Les effets générés par l'orientation, la largeur, la profondeur des vallées et la nature lithologique de leur remplissage seront ainsi successivement discutés.

- **Morphologie**

Les réponses de trois formes différentes d'incisions de vallées sont calculées (Fig. V-12C), avec des largeurs respectivement de : (V1) 2.5 km, vallée tunnel de type Norvège ; (V2) 5 km, paléovallée de type Tassili et/ou Illizi et (V3) 20 km, incision glaciaire issue d'une dynamique de type fleuve de glace (Moreau et al., 2005 ; Deschamps et al., 2013). Epaisseur du remplissage et profondeur sont communes aux trois vallées fixées respectivement à 200 m et 360 m (toit du remplissage). La valeur de susceptibilité est de 0,00009.

Résultats

Les formes des anomalies varient pour chacune des vallées (Fig. V-12). On note en particulier que plus la largeur de la vallée augmente, plus l'amplitude de l'anomalie diminue. Pour une orientation méridienne des vallées (Fig. V-12A, courbe bleue), nous observons que : (i) l'anomalie générée par V1 présente trois extrema, soit un maximum et deux minima ; (ii) l'anomalie générée par V2 présente quatre extrema, deux maxima très proches— issu de l'effet d'interaction entre deux anomalies— et deux minima ; (iii) V3 présente deux anomalies distinctes, quatre extrema, deux maxima distants, chacun marquant les deux bords de la large vallée, et deux minima.

Implications

Comme attendu, la largeur des vallées influence considérablement la forme des anomalies. En revanche, la forme de la courbe renseigne sur la géométrie de la vallée : à partir de 2,5 km de large, les anomalies peuvent présenter deux maxima peu différenciés (V2), et au-delà de 6 km de large (V3), les bordures de vallées se marquent individuellement par deux anomalies distinctes séparées par un plateau. Dans ce dernier cas, les interactions avec la signature magnétique de blocs crustaux de taille similaire gêneront l'identification du plateau inter-anomalie.

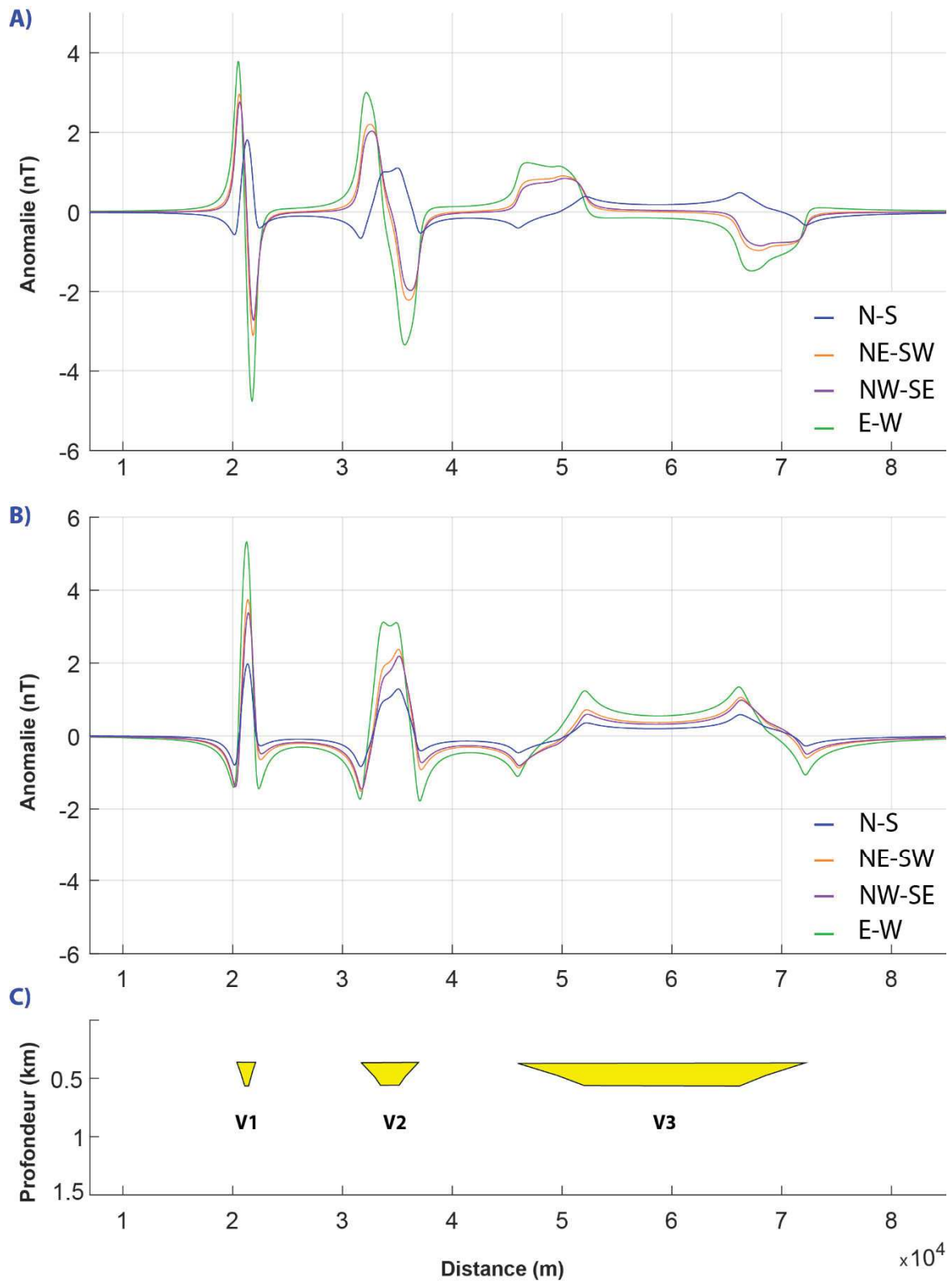


Figure V-12 : Modélisation magnétique à 2 dimensions de différentes orientations et morphologies de vallées. A) Profils d'anomalies magnétiques correspondant à 4 orientations (EW ; NE-SW ; NW-SE et N-S) des vallées V1, V2 et V3) ; B) Profils magnétiques obtenus après application de la réduction au pôle ; C) Modèles géologiques des vallées V1, V2 et V3.

- **Orientation des vallées**

Des modèles ont été calculés pour des axes de vallées à orientations variables (E-W ; N-S ; NE-SW et NW-SE, respectivement en vert, bleu, orange et violet sur la figure V-12). Seule l'incision étroite (de type V1), comparable au cas norvégien, fait l'objet de la discussion ci-dessous.

Résultats

Selon l'orientation des vallées, l'amplitude et la forme des anomalies calculées varient considérablement (Fig. V-12A). Cette variabilité dans la forme des anomalies est fortement réduite après application de l'opérateur de double réduction au pôle (Fig. V-12B). Le fonctionnement de cet opérateur a été décrit précédemment, dans les chapitres II, III et dans la section V-1 du présent chapitre.

Considérant V1 dans le cas d'une orientation méridienne (Fig. V-12A), l'amplitude de l'anomalie générée est de l'ordre de 2.36 nT ; elle est environ de 6.32 nT pour les orientations NE-SW et NW-SE et de 8.71 nT pour une orientation E-W. La forme de l'anomalie, lorsque V1 est orientée N-S, présente trois extrema, un maximum et deux minima alors qu'elle présente seulement deux extrema (un minimum, un maximum) lorsqu'elle est orientée dans les trois autres directions (E-W, NE-SW et NW-SE). Après l'application de l'opérateur de double réduction au pôle sur les profils des anomalies magnétiques (Fig. V-12B), nous observons que les formes des anomalies transformées sont uniformisées, marquées chacune par trois extrema, un maximum et deux minima. La variabilité des amplitudes est cependant maintenue, une vallée E-W présentant une anomalie d'amplitude plus de deux fois supérieure à celle d'une vallée méridienne.

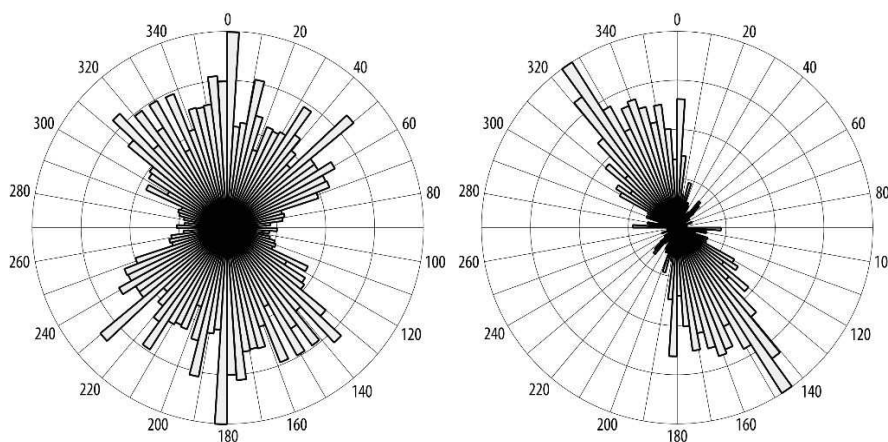


Figure V-13 : Roses d'orientation des vallées tunnel de la Mer du Nord (à gauche) et celles d'Illizi et du Tassili n'Ajjer (à droite).

Implications

Les paléovallées glaciaires d'Illizi, de Murzuq et du Tassili n'Ajjer ont une orientation préférentielle NW-SE à NNW-SSE (Fig. V-13B). Les vallées tunnel de Mer du Nord ont une orientation à plus forte variabilité distribuées du NE-SW au NW-SE (Fig. V-13A). Une seule vallée E-W avait été repérée dans la zone d'étude (voir la partie V-1 de ce chapitre). On peut alors s'attendre à ce que la forme et l'amplitude des vallées ordoviciennes soit plutôt celles présentées par les anomalies des courbes en bleu et violet (axe des vallées N-S et NW-SE ; Fig. V-12), l'amplitude de l'anomalie étant alors à mettre plutôt en relation avec la nature ou la position (cf. ci-dessous), du remplissage de la vallée qu'avec son orientation.

- **Profondeur**

Quatre modèles sont calculés pour des profondeurs de toit du remplissage à 160, 460, 760 et 1260 m (Fig. V-14). La géométrie de la vallée utilisée est de type Illizi, soit 5 km de large et 200 m d'épaisseur, orientée NW-SE. Une double réduction au pôle est appliquée (trait discontinu) pour chacune des anomalies de vallées calculées (trait continu) afin de montrer l'évolution des courbes d'anomalie avec l'enfouissement progressif de la vallée.

Résultats

Nous constatons que l'approfondissement de la vallée a des effets notables sur la forme de l'anomalie. Pour une vallée sub-affleurante (160 m au-dessous de l'altitude de vol) et une largeur de 5 km, la forme d'anomalie réduite au pôle (courbe verte discontinue) est marquée par quatre extrema, soit deux maxima et deux minima bien marqués, soit une anomalie de haute fréquence. Pour les profondeurs de 460 (bleue) et 760 m (orange), les deux maxima fusionnent et marquent plutôt un maximum élargi. La vallée positionnée à 1260 m de profondeur (rouge) donne une amplitude deux fois plus faible, marquée par un maximum et des minima fortement lissés.

Implications

Les paléovallées ordoviciennes des Tassilis, dont la disposition stratigraphique permet d'envisager le type d'anomalie de la courbe verte (faible profondeur) devraient pouvoir être aisément distinguées sur les profils magnétiques. Les paléovallées légèrement enfouies (400 m) du type des paléovallées présente autour du môle de Tihemboka, peuvent à priori être distinguables, tandis que les paléovallées sous les bassins d'Illizi et de Murzuq sont marquées par des anomalies de faible amplitude, difficilement distinguables des anomalies liées à d'autres structures. A noter aussi que la pile sédimentaire sus-jacente est considérée ici comme

parfaitement homogène magnétiquement, ce qui est peu probable. L'« amortissement » en profondeur ici modélisé représente ainsi celui qui serait effectif dans des conditions optimales (ex : absence de ferruginisation secondaire, ...).

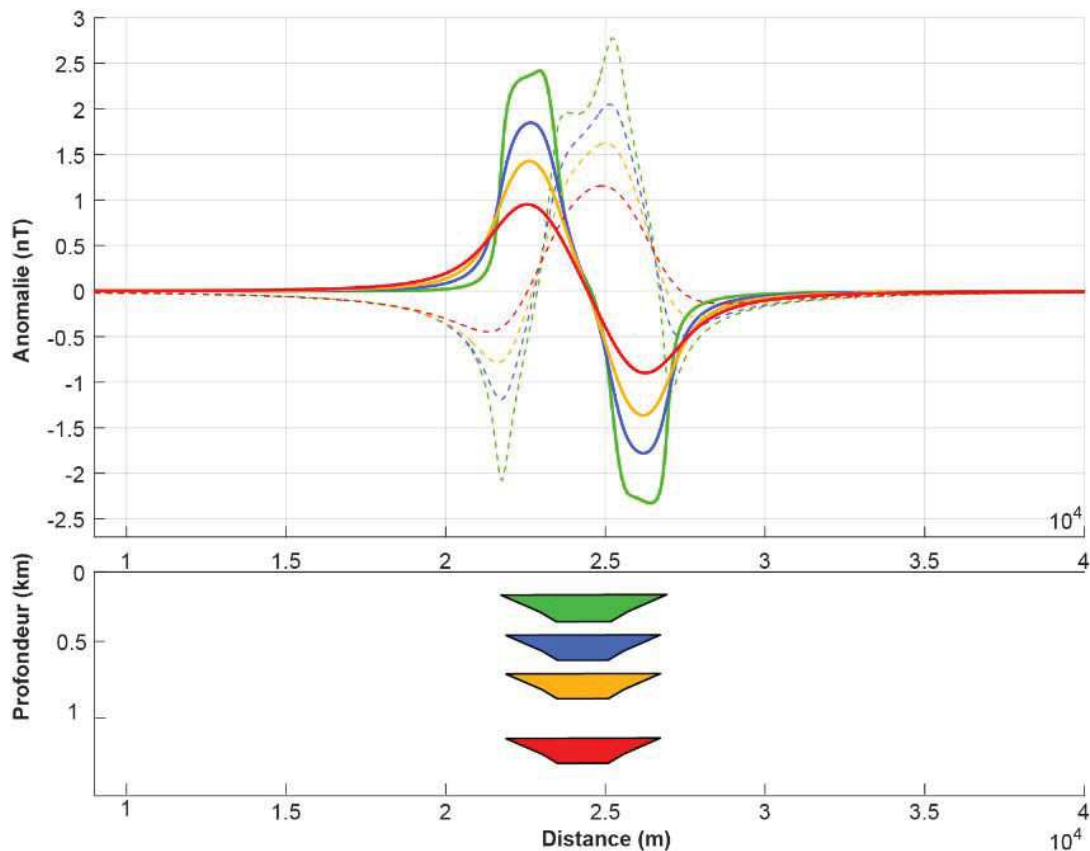


Figure V-14 : Modélisation à deux dimensions d'une vallée à différentes profondeurs sous une pile sédimentaire magnétiquement homogène : 160 m (verte), 460 (bleu), 760 (orange), 1360 (rouge). La valeur de susceptibilité est de 0.00009.

2.1.2. Modèle synthétique à géométrie complexe

L'architecture stratigraphique des paléovallées glaciaires est en réalité plus compliquée que le trapèze uniforme, présentant un remplissage de nature variable montrant des alternances de sédiments argileux et gréseux. Un modèle géologique plus complexe a alors été élaboré en s'appuyant sur le modèle stratigraphique des paléovallées glaciaires de l'Ordovicien terminal, telles qu'elles sont définies dans le Tassili n'Ajjer (pour plus de détail, voir chapitre III). Ainsi, deux modèles à géométries complexes ont été calculés, en intégrant les divers paramètres analysés dans les modèles synthétiques à géométries simples des vallées, calculés plus haut. Deux vallées glaciaires avec une orientation NS ont été modélisés et ayant : (i) une largeur de 5 km (vallée tunnel) ou 45 km (incision sous fleuve de glace) ; (ii) un remplissage à dominance argileuse avec des unités gréseuses (Fig. V-15A) ou inversement, c'est-à-dire un remplissage

gréseux entrecoupé d'unités argileuses (Fig. V-15B). L'incision sous fleuve de glace comprend, de plus, deux sous-incisions, séparées par une crête de sédiments préglaciaires de nature argileuse (« glacial ridge »). Dans les deux modèles, les vallées incisent une pile sédimentaire préglaciaire alternant sables et argiles, ayant une épaisseur d'environ 200 m. Une succession de grès de 400 m d'épaisseur, sépare le système glaciaire du toit du socle, qui lui est à 1000 m de profondeur. Une unité silurienne de 200 m d'épaisseur couvre le système glaciaire. L'aimantation du socle utilisée dans ces modèles reflète la réalité de la nature du socle de l'unité UE2 (chapitre II), ayant une valeur de susceptibilité de 0.0014 telle que déduite des modèles calculés pour les sections sismiques dans le chapitre IV.

Résultats

Nous observons dans le premier modèle (Fig. V-15A) que la forme et l'amplitude de l'anomalie magnétique résultant de la vallée tunnel de nature argileuse préserve les trois extrema (un maximum et deux minima) caractéristiques de l'anomalie magnétique de haute fréquence des vallées, telles que calculées plus haut, ou mise en évidence en Norvège. En revanche, l'anomalie dont l'origine est la vallée tunnel de nature sableuse (Fig. V-15B) est marquée par une amplitude réduite (< 1 nT) prenant la forme d'un pic triangulaire sans minima collatéraux.

Nous constatons également que les marges de l'incision sous fleuve de glace sont marquées individuellement par des anomalies à deux extrema, avec une amplitude plus élevée dans le cas où le remplissage est argileux. Le paléorelief central est marqué par une anomalie de forme et d'amplitude très semblables à celles d'une vallée tunnel, dans le cas où le remplissage de la grande vallée glaciaire est de nature sableuse. Par contre, lorsque le remplissage de la grande vallée est argileux, on observe que la signature magnétique de ce paléorelief présente des oscillations d'anomalies, pouvant facilement être confondues à un bruit de mesures ou issues d'autres hétérogénéités.

Implications

Dans un système d'incisions glaciaires, tel que celui des Tassili, des vallées à dominante argileuse, par exemple la vallée d'Iherir (Descamps et al., 2013) peuvent avoir une signature similaire à la vallée tunnel de la figure V-15A, la complexité du remplissage n'entravant pas au premier ordre la formation d'une anomalie caractéristique de vallée tunnel. Paradoxalement, la signature d'une vallée tunnel peut être comparable à la signature d'un paléorelief à nature argileuse, la forme en trapèze utilisée jusqu'ici n'étant qu'un à priori géologique et non un paramètre principal des modélisations.

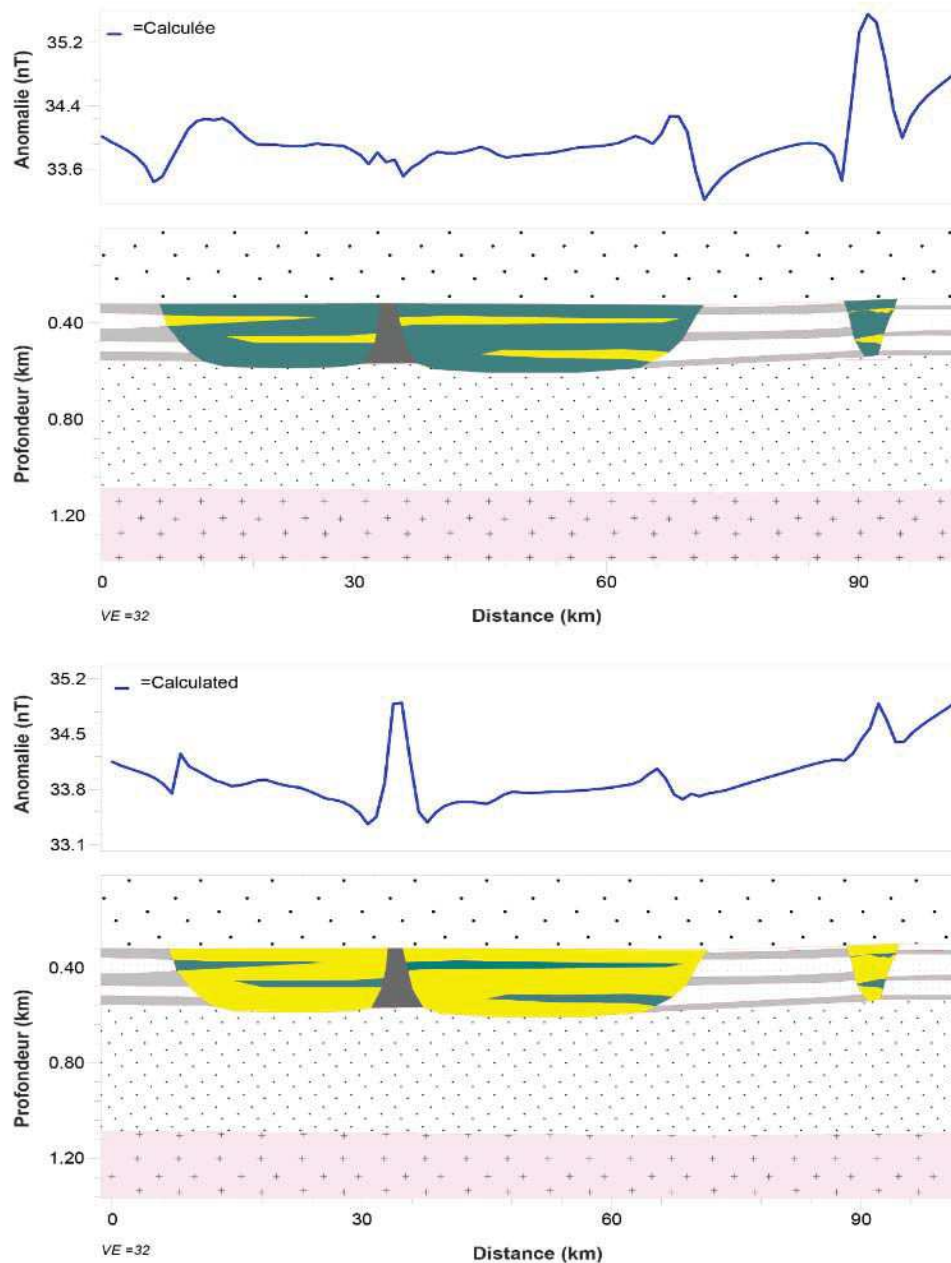


Figure V-15 : Modélisation à deux dimensions d'un système glaciaire qui se compose d'une vallée tunnel–V1, une large vallée glaciaire– V2 de type ice-stream comprenant une crête préglaciaire. A) Le remplissage des vallées est de nature argileux ; B) Le remplissage des vallées est de nature gréseux. Dans les deux cas, le paléorelief au centre de la grande incision est de nature argileuse.

2.2. Influence des anomalies liées au socle sur la signature magnétique des vallées

Les modèles ci-après permettent de discuter dans quelle mesure les hétérogénéités du socle (intrusion, juxtapositions pétrographiques, rejet de faille...) peuvent ou pas avoir un effet sur l'identification de l'anomalie magnétique générée par une paléovallée. D'abord, des modèles

synthétiques simples sont calculés individuellement pour traiter séparément des variabilités des structures de socle. Ensuite, un modèle basé sur des données réalistes est calculé, en combinant un profil magnétique extrait des données aéromagnétiques d'Ilizi avec les informations d'une section sismique.

2.2.1. Modèles simples synthétiques

- *Anomalie magnétique de vallée et intrusion de socle*

Dans le but de distinguer l'anomalie produite par une vallée de celle issue d'une intrusion localisée dans le socle panafricain, un modèle a été calculé pour une vallée placée à différentes profondeurs et pour une source ponctuelle (S1) introduite dans le socle (Fig. V-16). Pour chacune des profondeurs de la vallée, l'aimantation de la source (S1) a été ajustée de manière à ce que l'amplitude et la forme de l'anomalie correspondent le plus possible à celle de la vallée. Le toit du socle est fixé à 2000 m de profondeur.

Résultat

Les courbes d'anomalies magnétiques générées par les vallées verte, bleue et orange sont mieux différenciées avec les deux minima collatéraux parfaitement individualisés, que ceux des anomalies de la source (S) équivalente. Par contre, les anomalies en cyan et rouge correspondant à des vallées largement enfouies sont virtuellement indistinguables pour les deux structures.

Implications

- La source (S) a été placée au toit du socle (Fig. V-16) afin de générer une anomalie haute fréquence. Une source localisée à une plus grande profondeur aurait généré une anomalie de plus basse fréquence et d'amplitude plus élevée que celle d'une vallée localisée entre la surface et 700 m de profondeur.
- Les valeurs de susceptibilité (2 et 3) de la source (S) utilisées pour le calcul des deux premiers modèles est peu réaliste pour une roche de socle ce qui réduit encore les risques de confusion.
- L'anomalie d'une vallée localisée au-dessous de 700 m de profondeur peut être facilement confondue avec celle d'une source localisée dans le socle (intrusion de petite dimension).

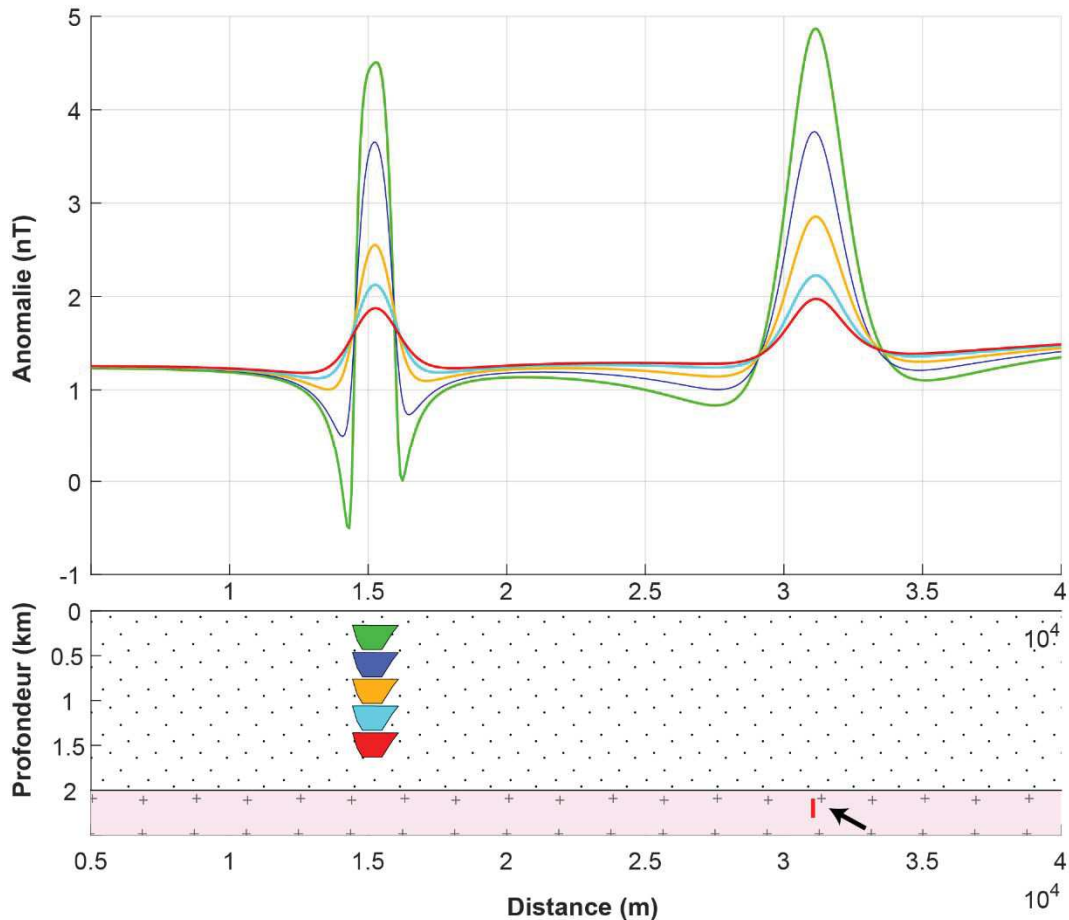


Figure V-16 : Modélisation à deux dimensions montrant une signature magnétique liée à un approfondissement d'une vallée et l'effet que peut avoir une intrusion de socle (S1) sur la reconnaissance d'une anomalie générée par l'une de ces vallées localisées à : 160 m (verte), 360 m (bleu), 760 m (orange), 1060 m (cyan), 1360 m (rouge).

- **Influence d'hétérogénéités des blocs de socle sur l'identification d'une vallée**

Afin de déterminer l'effet que peut avoir la juxtaposition de blocs de socle hétérogènes dans la détection et la reconnaissance des anomalies magnétiques associées aux vallées, un modèle géologique composé de trois blocs de socle (B1, B2 et B3) a été construit. Les blocs ont différentes natures lithologiques, présentant des valeurs de susceptibilité de 0.00035 (B1), 0.0002 (B2) et 0.00065 (B3). La profondeur des toits des blocs est commune, soit fixée à 2000 m avec absence de relief paléo-topographique. Trois vallées sont ajoutées au modèle, ayant une géométrie et une aimantation communes. Deux vallées sont placées à l'aplomb des contacts lithologique entre les blocs B1/B2 et B2/B3 et la troisième vallée est placée au-dessus de la zone centrale du bloc central (B2). Trois modèles magnétiques ont été calculés en faisant varier les profondeurs des vallées de 260, 460 à 760m. L'opérateur de dérivée verticale à l'ordre 0.8

(cf. chapitre et section V-I) est appliqué (trait discontinu, Fig. V-17) pour chacun des profils d'anomalies magnétiques.

Résultat

Les anomalies de hautes fréquences générées par des vallées localisées entre la surface et 460 m, peuvent se distinguer des anomalies de basses fréquences présentant des gradients moyens (cas des vallées localisées à l'aplomb du contact B2/B3 ; Fig. V-17). L'application de la dérivée verticale sur les profils d'anomalie fait bien ressortir les anomalies de haute fréquence des vallées en atténuant considérablement les basses fréquences générées par les blocs de socle.

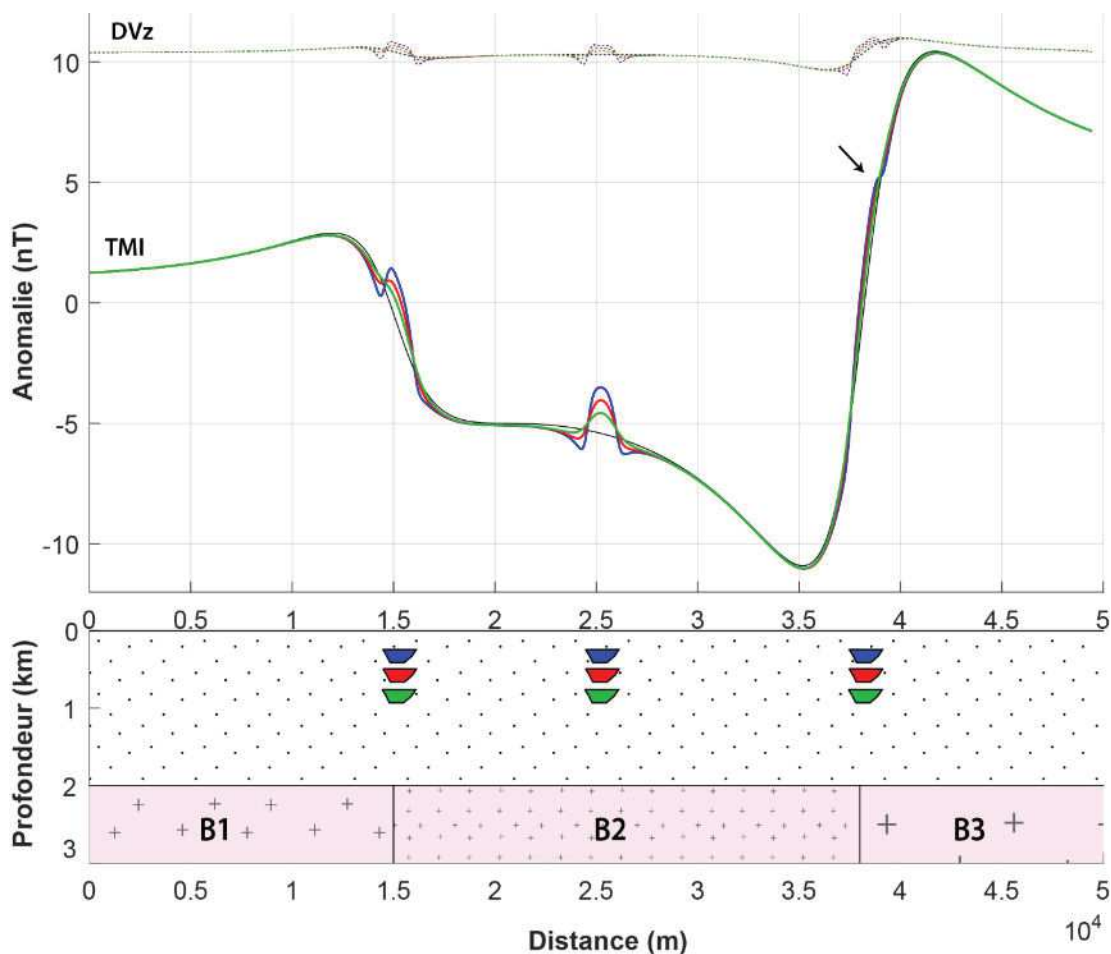


Figure V-17 : Modélisation à deux dimensions montrant l'effet des hétérogénéités de socle (B1, B2 et B3) sur la caractérisation magnétique d'une vallée. Les courbes en trait continu (au centre) indiquent les anomalies calculées pour les différentes profondeurs de vallées : 260 m (bleu), 740 m (rouge), 760 m (vert). Les courbes en trait discontinu (en haut) représentent les dérivées verticales correspondantes.

Implications

La présence des anomalies de grande longueur d'onde à moyen gradient n'empêche pas la détection des anomalies générées par des vallées, à condition que le contraste d'aimantation du remplissage de la vallée soit assez élevé et que la profondeur de la vallée ne dépasse pas les 500

m environ. L'application du gradient vertical met en évidence les anomalies de haute fréquence générées par les vallées. La localisation de vallées à l'aplomb des gradients plus fort, associés à des anomalies d'amplitude supérieure à 30 nT est gênante pour leur détection. A partir de 700 m de profondeur (courbe en vert) les amplitudes des anomalies sont atténuées et leur faible gradient empêche en pratique leur reconnaissance directe.

- **Influence d'un rejet de faille de socle sur l'identification d'une vallée**

Un modèle a été calculé pour un compartiment de socle uniformément aimanté, mais présentant deux failles avec chacune un rejet tardif de 100 m de l'interface socle/couverture sédimentaire (Fig. V-18). Le toit du socle est fixé à 2000-2100 m de profondeur. Trois vallées ont été surimposées au modèle, deux d'entre elles placées à l'aplomb des rejets de faille, la troisième en position centrale éloignée des failles. Les vallées, d'orientation méridienne, sont uniformément aimantées et à des profondeurs de 460, 760 et 1060 m. L'opérateur de dérivée verticale à l'ordre de 0.8 est appliqué aux profils d'anomalies magnétiques (profils en trait discontinu).

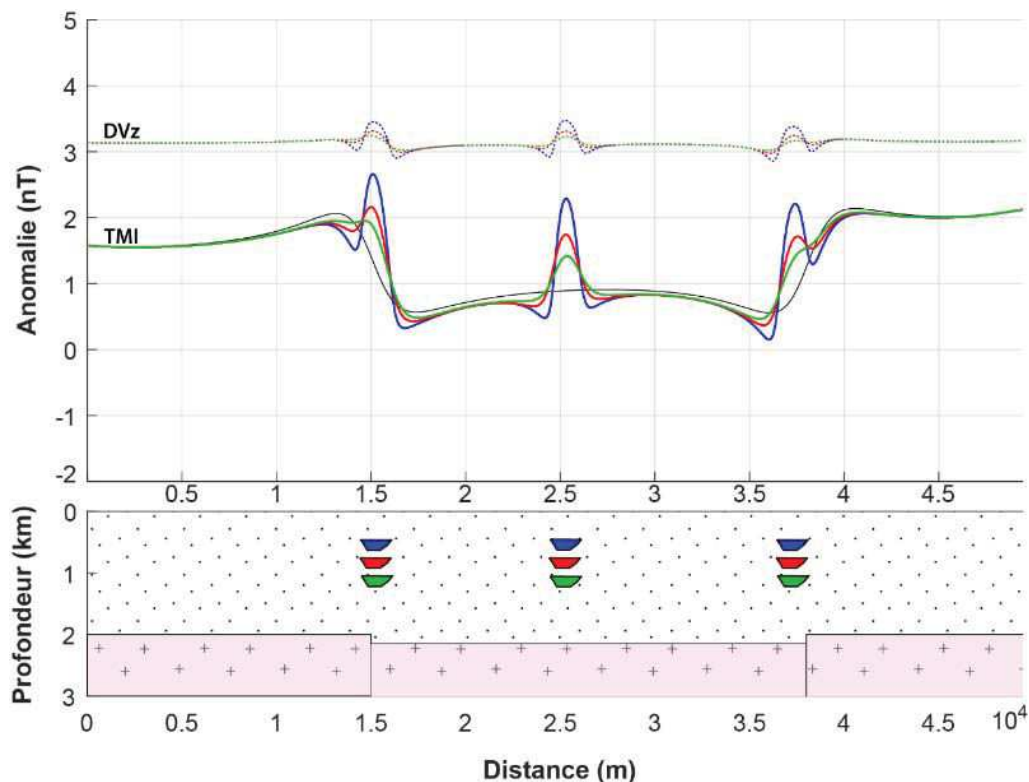


Figure V-18 : Modélisation à deux dimensions de l'effet de rejets de faille sur la caractérisation magnétique d'une vallée. Les courbes donnent les anomalies calculées pour différentes profondeurs des vallées : 460 m (bleu), 760 m (rouge), 1060 m (vert). Le trait noir correspond à la signature magnétique des rejets de socle sans la superposition de vallées. Les profils en trait discontinu (en haut) représentent les courbes de dérivées verticales pour chacune des profondeurs des vallées calculées.

Résultat

Un rejet modéré de faille de socle a un effet réduit sur la signature magnétique des vallées. Les anomalies générées par les seuls rejets sont à plus basse fréquence que celles générées par les vallées et sont bien « filtrées » par l'opérateur de dérivée fractionnaire pour ce qui est des vallées à faible et moyenne profondeur. Les amplitudes des anomalies des vallées varient inévitablement avec l'enfouissement, l'application de l'opérateur de dérivée verticale fractionnaire atteignant sa limite pour la vallée à plus grande profondeur (1060 m) quand l'anomalie de haute fréquence de la vallée verte épouse la courbe d'anomalie de basse fréquence générée par le rejet de socle (Fig. V-18).

Implications

En dépit du fréquent parallélisme entre les orientations de failles et celles des paléovallées ordoviciennes (cf. chapitre IV), si la résolution du levé est assez grande, on peut parfaitement distinguer la signature magnétique d'une vallée de largeur limitée (<5 km) de la signature d'un rejet de socle, tant que l'enfouissement (respectivement et/ou la proximité au socle) de la vallée reste inférieur (respectivement au-delà) au kilomètre

2.2.2. Modèle magnétique 2D appliqué au bassin d'Illizi

Afin de mettre en œuvre dans un contexte géologique réaliste les résultats obtenus grâce aux modèles synthétiques calculés plus haut, nous avons calculé un modèle 2D en combinant un profil magnétique et une section sismique 2D (Fig. V-19 et 20). La pertinence de cette section réside dans le fait qu'elle combine à la fois un approfondissement de socle, des rejets de faille dans le socle et la présence de paléovallées ordoviciennes. Avant de procéder au calcul du modèle, nous avons d'abord interprété sous Petrel les principaux réflecteurs (toit du socle, toit de l'ordovicien), les failles et les paléovallées. Ces objets ont ensuite été importés sous forme d'horizons sur la plateforme du programme de modélisation GMSYS-2D. Pour la conversion temps-profondeur, une vitesse de 4000 m/s a été utilisée (cf. chapitre IV). Le profil magnétique a été extrait des données aéromagnétiques (Cf. Chapitre II) couvrant la partie SE du bassin d'Illizi et le môle de Tihemboka (voir la Fig. V-22 pour sa localisation). Il a une orientation E-W et une longueur de 60 km.

Dans un premier temps, le modèle a été calculé en prenant en compte les horizons des réflecteurs sismiques, tout en ajustant les valeurs de susceptibilité magnétique jusqu'à reproduire bien les anomalies magnétiques observées. Dans un deuxième temps, des vallées à géométrie du type bassin d'Illizi (Fig. IV-19 ; cf. chapitre IV) et ayant des valeurs de susceptibilités identiques (0.00009) sont ajoutés superficiellement au modèle à différentes

profondeurs dans le but de quantifier la signature magnétique que l'on peut en attendre en fonction de leur position stratigraphique par rapport au socle. Ces positions n'ont en revanche aucune réalité géologique relativement au profil utilisé.

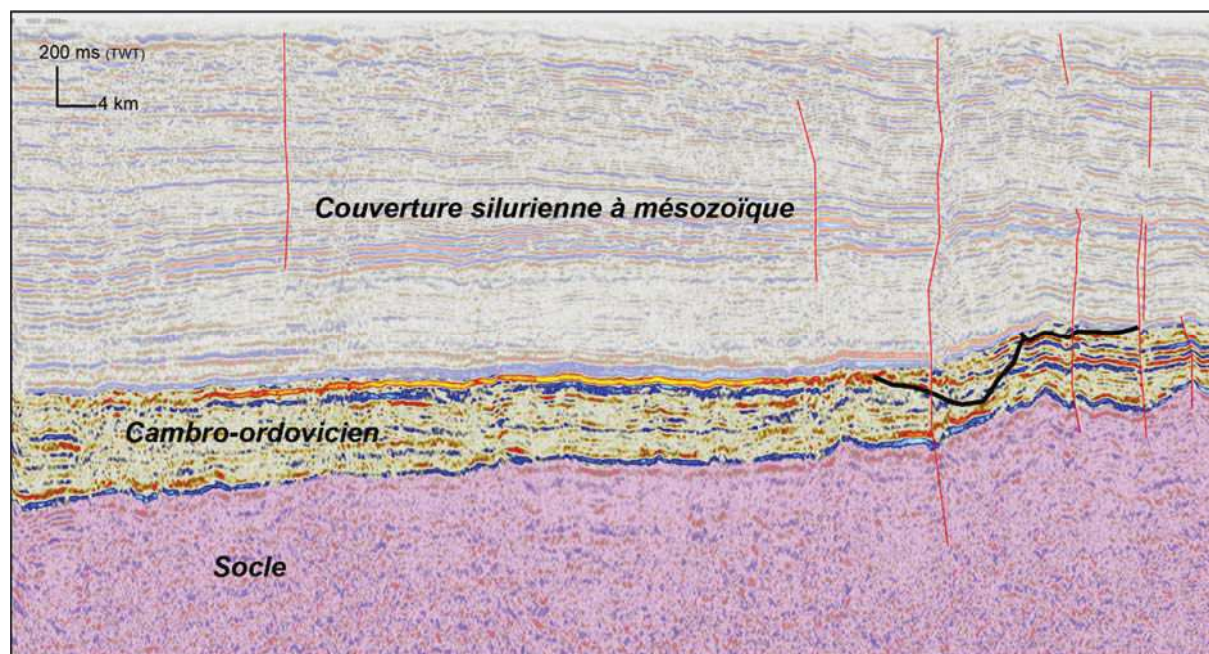


Figure V-19 : Ligne sismique 2D localisant le toit du socle, toit du cambro-ordovicien, des rejets de failles dans le socle et deux paléovallées ordoviciennes. Cette section sert de base pour le modèle de la figure V-20 (voir localisation dans la figure V-22).

Résultats

Les résultats de la modélisation montrent que les anomalies calculées (courbe rose) reproduisent de manière assez satisfaisante les anomalies observées (courbe bleu). Le modèle démontre que c'est plutôt des petites hétérogénéités de socle qui sont à l'origine des moyennes amplitudes des anomalies magnétiques observées. Les rejets de failles de socle (voir aussi section 2.3 ci-dessous) et l'approfondissement du toit du socle sont négligeables par rapport aux hétérogénéités des blocs de type 3^{ème} à 4^{ème} ordre (cf. chapitre III) ayant des profondeurs moyennes de 2 km.

Après avoir surimposé les vallées (V1 à V5) au modèle calculé, la signature magnétique des vallées de haute fréquence se superpose aux anomalies de moyennes longueurs d'ondes (courbe verte). Comme on l'a montré précédemment dans les modèles synthétiques, les vallées plus proches de la surface (V2 et V3) peuvent parfaitement être distinguées par leurs anomalies de haute fréquence. Par contre la détection des vallées profondes (V1, V4 et V5) dépend de leur emplacement et de leur proximité au toit du socle.

L'application de la dérivée verticale (courbe noire discontinue) à l'ordre de 1.7 sur le profil calculé (courbe verte) met en évidence les anomalies de haute fréquence générées par les vallées dont la profondeur est inférieure à 1000 m.

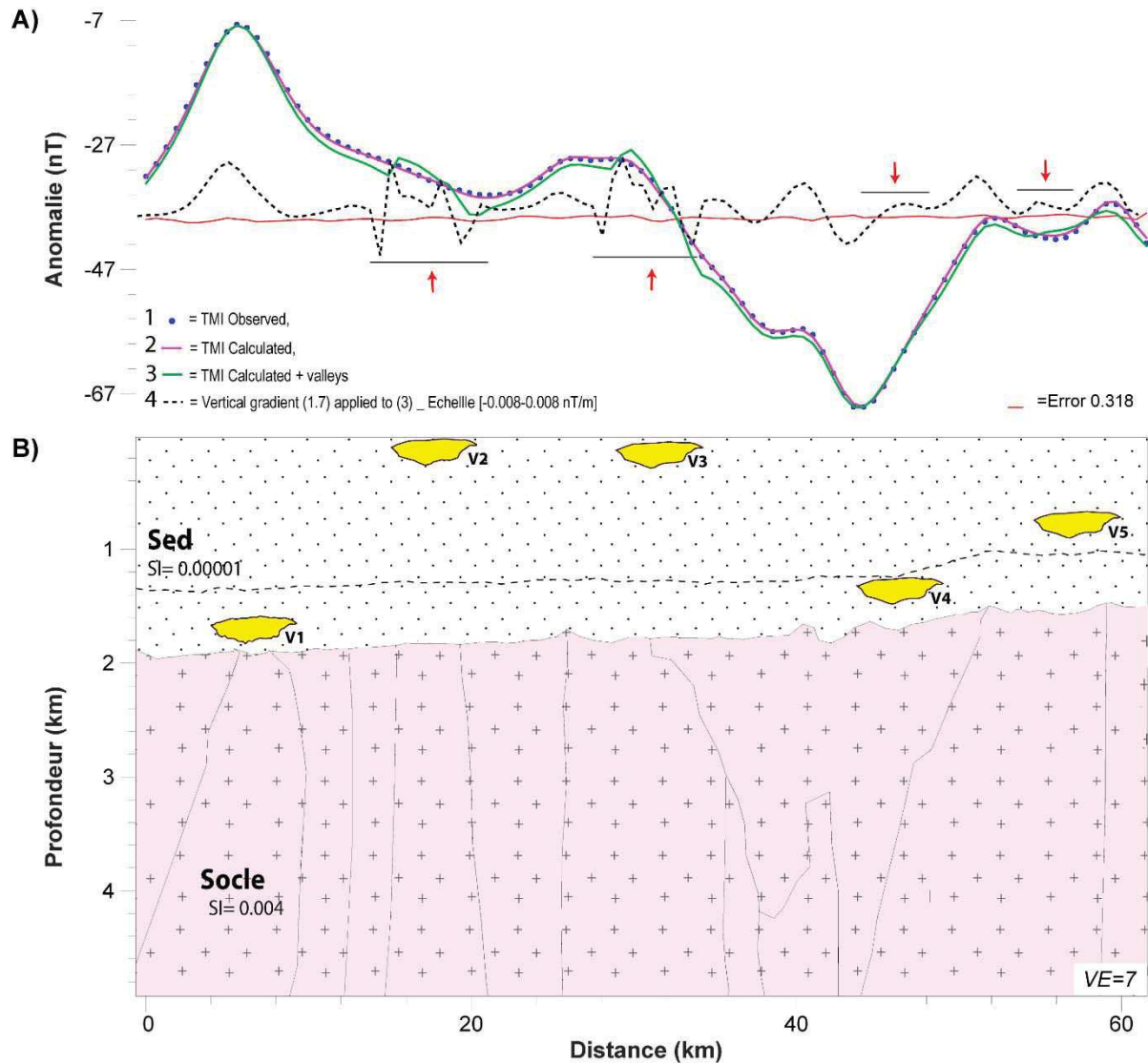


Figure V-20 : Modèle magnétique 2D calculé sur la base de la ligne sismique 1. A) Anomalies observées (points bleus) et calculées avec (ligne verte) ou sans (ligne rose) l'ajout des vallées (vert) ; B) Modèle géologique obtenu montrant l'hétérogénéité de socle ; la vallée V4 est réelle (cf. Fig. V-19) tandis que les vallées V1, V2, V3 et V5 ont été « artificiellement » surimposées à la stratigraphie régionale.

Implications

Le modèle calculé illustre bien à la fois : (i) que les anomalies de moyennes longueurs d'ondes sont issues des petites hétérogénéités de blocs de socle, plutôt que la conséquence de rejets de faille; (ii) que les anomalies des vallées localisées à l'aplomb des forts gradients (V1) sont peu différenciables des anomalies de moyennes longueurs d'ondes ; (ii) que la signature des

anomalies générées par les vallées profondes V1 et V4 présentant des anomalies de plus basse fréquences sont facilement confondues avec d'autres sources ponctuelles dans le socle, comme ceci avait été déjà été illustré dans le modèle de la figure V-16.

Les paléovallées d'Illizi localisées à moins de 1000 m de profondeur, sous les formations siluro-dévonniennes dans la marge NW du Môle de Tihemboka, peuvent présenter des anomalies magnétiques identifiables, si toutefois leur remplissage présente un contraste magnétique suffisant. Ce travail montre que la prolongation vers le nord des paléovallées en affleurement du Tassili n'Ajjer devrait pouvoir être détectée par l'analyse d'un levé magnétique de haute résolution.

2.3. Evaluation de la résolution d'un levé aéromagnétique (carte d'Ihriri)

Les données aéromagnétiques du bassin d'Illizi et du Tassili n'Ajjer utilisées dans ce manuscrit de thèse ne permettent pas à priori de détecter des structures fines comme les vallées glaciaires ordoviciennes et ce en raison du grand espacement des lignes de vol (minimum 5 km d'intervalle). Comme l'échantillonnage de mesure est de 46 m le long des profils (cf. chapitre II), nous avons analysé les anomalies mesurées le long d'un profil E-W (Fig. V-21) ayant une longueur de 40 km, dans la partie sud-orientale du bassin d'Illizi (Fig. V-22).

Le profil présente différents types d'anomalies magnétiques de courtes et grandes longueurs d'ondes, avec des amplitudes allant de 0.1 à > 300 nT. Nous observons que les anomalies de courtes longueurs d'ondes sont mieux distinguables dans les zones marquées par des anomalies de moyennes longueurs d'ondes, à savoir UE2 qui est localisée à l'est du L1 et UC2 localisée à l'ouest de L2, comparées à la zone UC1 où des anomalies de grandes longueurs d'ondes à forts gradients sont prédominantes. La marge d'amplitude d'anomalie de courtes longueurs d'onde au niveau de la zone UE2 sont semblables à des anomalies qui pourraient bien être associées à des structures sédimentaires tel que des linéations de paléovallées ou des paléoreliefs de préglaciaire. En revanche, il serait impossible de les interpoler latéralement avec confiance vu le grand espacement des profils.

Néanmoins, la zone UE2 telle qu'observée sur la carte des anomalies magnétiques de la figure V-22A pourrait se révéler un secteur prometteur à prospecter en raison de sa faible signature magnétique d'origine structurale. Elle se caractérise par des linéations magnétiques fines de courtes longueurs d'ondes et de faibles amplitudes, sans que l'on puisse pouvoir déterminer le type de structure auxquelles elles peuvent être associées. On note seulement qu'elles ont une même orientation que les structures du système glaciaire ordovicien (cf. chapitre IV). Notamment dans la zone SE de UE2, entre les latitudes 25° et 26°30 N, le recouvrement

sédimentaire n'est pas important (< 500 m) et le socle n'y présente pas une intense structuration : cette zone serait favorable à la détection d'anomalies de structures sédimentaires.

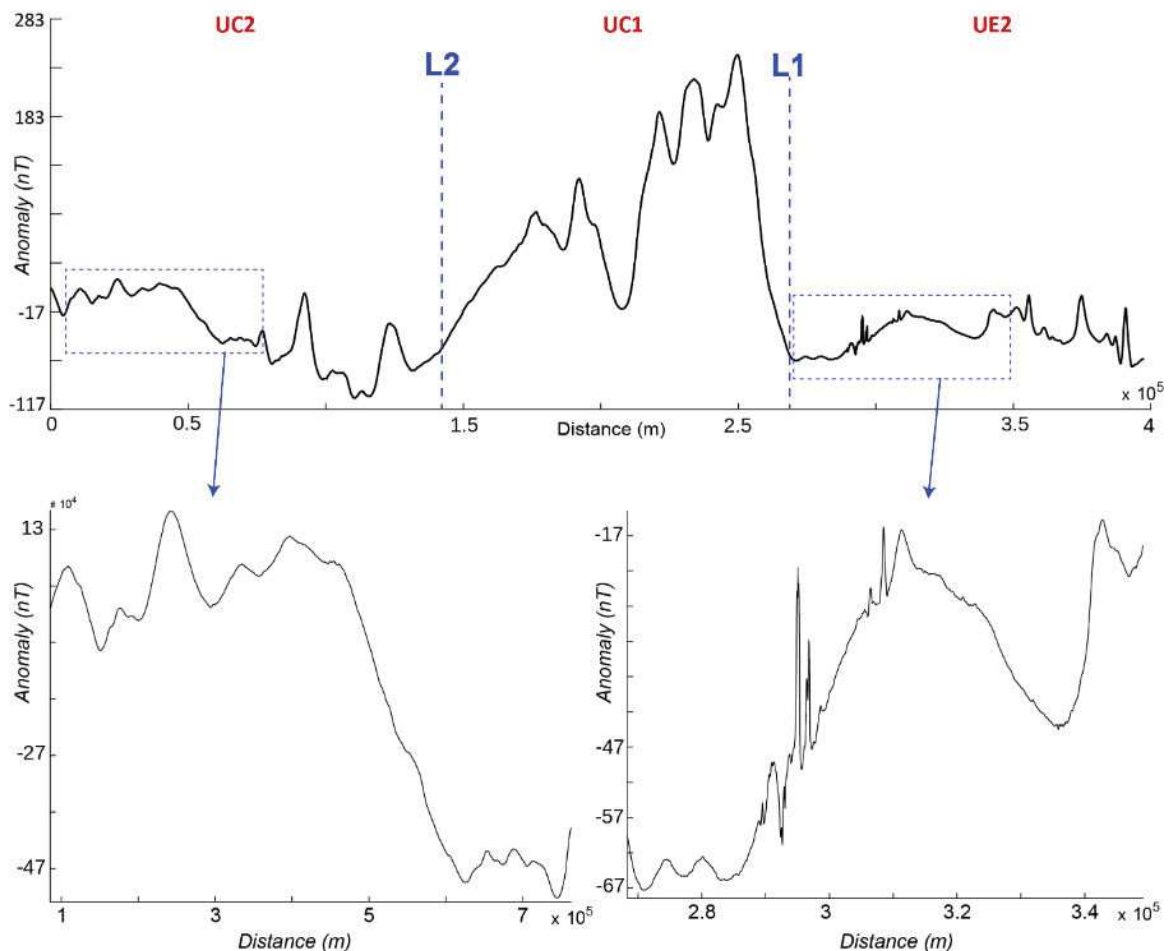


Figure V-21 : Mesures magnétiques le long d'un des profils du levé aéromagnétique de la zone sud du bassin d'Illizi (Voir localisation dans la Fig. V-22). Le profil magnétique (en haut) traverse les trois unités géophysiques définies au Chapitre III, à savoir UE2, UC1 et UC2, séparées par les linéaments de 1^{er} ordre L1 et L2. En bas, agrandissement de deux extraits encadrés sur le profil principal et illustrant la présence d'anomalies de haute fréquence. Le pas d'échantillonnage le long du profil est de 46 m.

Pour illustrer la pertinence d'une grande résolution pour un levé aéromagnétique, nous avons rééchantillonné les données de la Mer du Nord à 3000 m d'espacement entre les profils (Figs. V-23C, D), dont l'espacement original était de 200 m (Figs. V-23A, B, J). Nous avons calculé pour chacune des cartes d'anomalies magnétiques, initiale et rééchantillonnée, une dérivée verticale de l'ordre de 1.5 (Fig. V-23A, C et E), le tout dans le but de corréliser la carte rééchantillonnée à la même résolution que celle des levés aéromagnétiques du bassin d'Illizi. Nous présentons également un extrait de carte d'anomalies magnétiques du levé IH321 (cf. chapitre II) et de sa dérivée verticale à l'ordre de 1.7 (Fig. V-23E), à une même échelle que la

carte de la Mer du Nord. En comparant l'ensemble des cartes de la figure V-23, nous constatons que :

- Avec un espacement de 3000 m entre les lignes de profils, l'ensemble des anomalies magnétiques de haute fréquence générées par les vallées tunnel de la Mer du Nord (Fig. V-23B) ont totalement disparues (Fig. V-23D). On note une seule linéation magnétique NE-SE légèrement marquée, sans même pouvoir déterminer le type de structure auquel elle pourrait être associée ;
- La carte magnétique de dérivée verticale rééchantillonnée à 3000 m de la Mer de Nord (Fig. V-23D) présente un niveau de détail d'interprétation comparable à celui de la carte de dérivée vertical d'Ihriri (Fig. V-23F).

Le rééchantillonnage des mesures du levé de la Mer du Nord avec le même espacement de profils que ceux d'Ihriri montre qu'il est parfaitement impossible de détecter des paléovallées dont les largeurs maximales sont de l'ordre de 5 km (Fig. V-23D). Ceci implique qu'avec une même résolution de levé que celui de la Mer du Nord (Fig. V-23J), la carte de dérivée verticale d'Ihriri (Fig. V-23F) peut présenter des anomalies magnétiques de très courtes longueurs d'ondes semblable au grain de la carte de dérivée verticale de la Mer du Nord (Fig. V-23B).

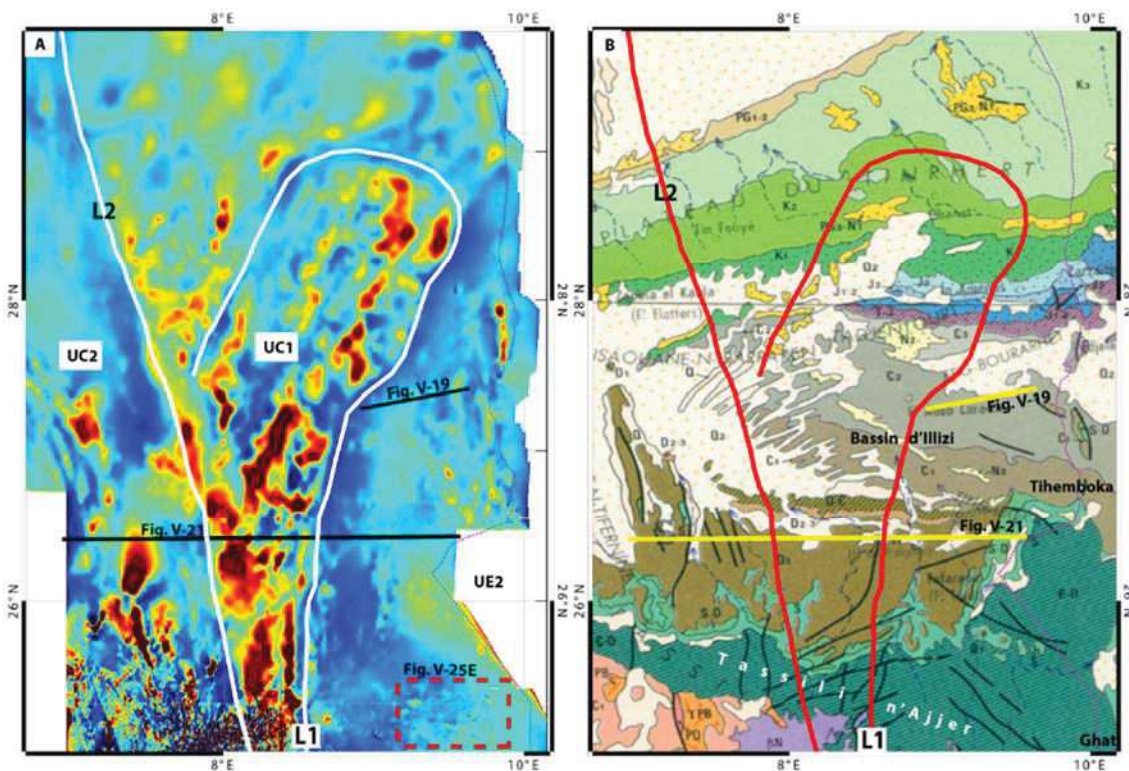


Figure V-22 : A gauche : A) Carte magnétique de dérivée verticale montrant les anomalies de faibles amplitudes de la partie NW de UE2 (cf. chapitre III) ; B) Carte géologique du bassin d'Illizi et NE du Tassili n'Ajjer.

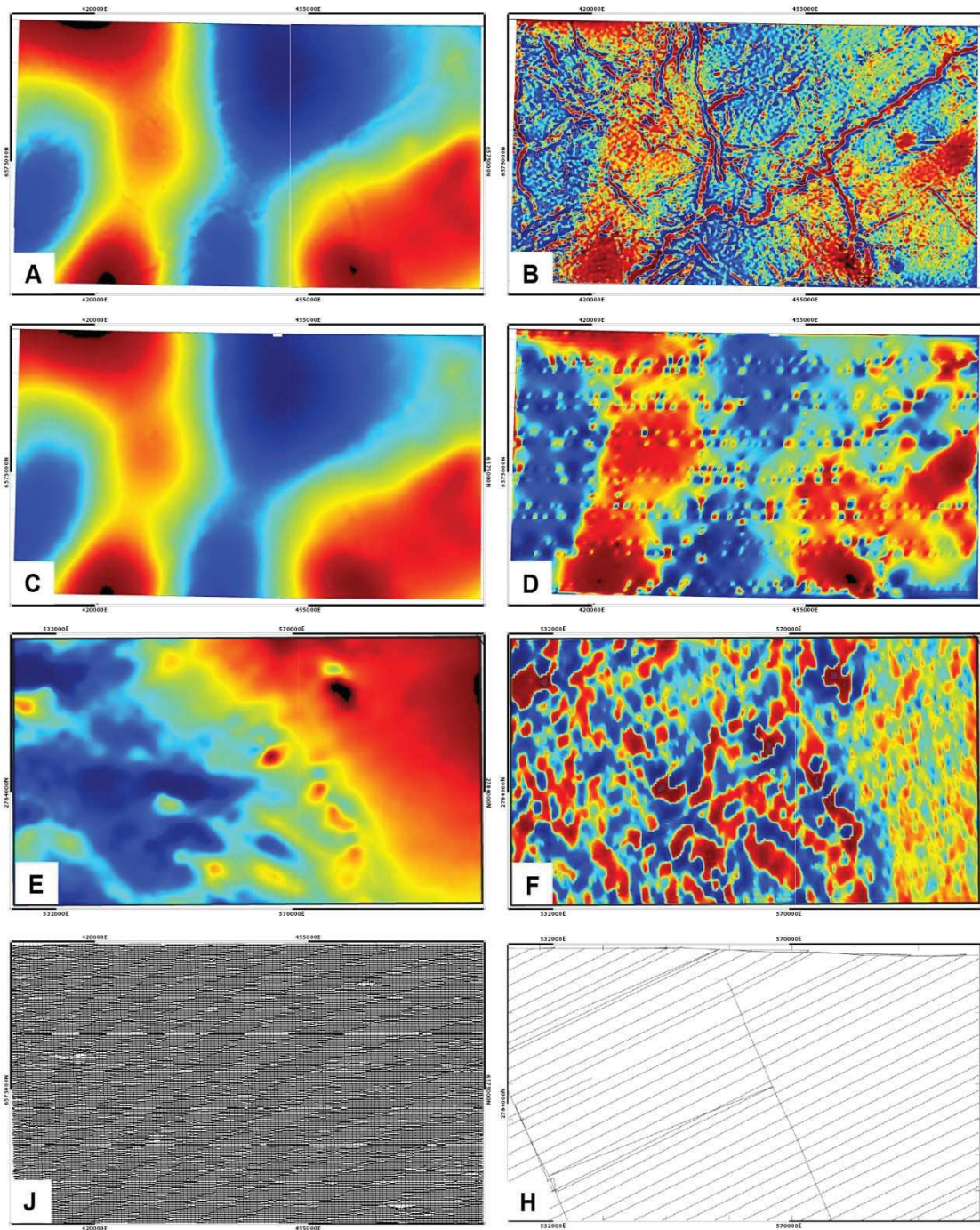


Figure V-23 : Corrélation et résolution des données magnétiques de la Mer du Nord dans le cas où le maillage des profils de vol aurait été comparable à ceux du levé de la zone Ihhiri (NE Tassili). Extrait de carte magnétique initiale de la Mer du Nord : A) Carte de l'intensité magnétique (TMI) de la résolution initiale ; B) Carte de la dérivée verticale à l'ordre de 1.5 de la TMI initiale-1 ; C) Carte de la TMI-2 dont les profils de vols sont rééchantillonnés à 3000 m d'intervalle; D) Carte de dérivée verticale à l'ordre de 1.5 de la TMI-2 ; E) Carte d'intensité magnétique du levé d'Ihriri ; F) Carte de dérivée verticale de la TMI d'Ihriri ; J) Résolution du levé aéromagnétique de la Mer du Nord original (200 x 600 m espacement entre profils et traverses), à comparer avec : H) Résolution du levé aéromagnétique original d'Ihriri (3x40 km espacement entre profils et traverses).

Pour obtenir des données magnétiques avec un important degré de détail dans la zone d'Ihriri ou dans les zones environnantes, permettant une analyse comparable à celle menées sur les données magnétiques de la Mer du Nord, des espacements minimaux entre profils et traverses sont requis, de l'ordre de 200 m et 600 m respectivement. La hauteur de vol doit être de 100 m en moyenne, voir inférieure. Contrairement à la Mer du Nord, la topographie du Tassili n'Ajjer comporte des falaises pouvant atteindre 700 m de haut. Ce qui implique qu'un vol drapant sur la topographie du terrain doit être pris en considération. Un programme de vol sur quelques zones particulièrement intéressantes sera proposé dans les perspectives de ce travail.

3. Conclusion générale du chapitre

Cette étude montre que l'application de la méthode magnétique pour la caractérisation de réseau de vallées tunnel et des incisions glaciaires se révèle de grande utilité dans la mesure où les levés aéromagnétiques sont à haute résolution. En revanche, différents autres paramètres peuvent influencer la détection des vallées glaciaires comme la nature lithologique et l'histoire diagenétique de leur remplissage, leur géométrie et position par rapport au socle, et également la structuration et la nature lithologique de l'encaissant et du substratum.

Hormis la haute résolution du levé de la Mer du Nord qui a favorisé la caractérisation magnétique des vallées tunnel pléistocène, d'autres caractéristiques peuvent également avoir favorisé leur détection, comme par exemple : (i) leur faible enfouissement, la vallée la plus profonde ne dépassant pas les 500 m sous la surface d'eau de mer ; (ii) la nature de l'encaissant, qui présente une très faible aimantation, ce qui en retour induit un fort contraste à la faveur de remplissages relativement aimantés (sédiments glaciogéniques en provenance du socle scandinave) ; (iii) la distance entre la base des vallées tunnel et le socle est supérieure à 3000 m, qui permet que les hétérogénéités et la structuration du socle soient fortement atténuées par la pile sédimentaire préglaciaire ; (iv) les hautes latitudes des vallées tunnel pléistocène, qui permettent des amplitudes d'anomalies un peu plus élevées, comparées à celles d'Ilizi localisées à plus basse latitude.

Les mécanismes de formation et l'architecture de remplissage sont jugés comparables pour les paléovallées ordoviciennes et les vallées du Pléistocène. Les interprétations sismiques des paléovallées ordoviciennes ont révélées que l'architecture sismique de leur remplissage, leur géométrie, la superposition de multiples générations renvoient aux mêmes caractéristiques que les vallées tunnel pléistocène. Ceci implique que les propriétés magnétiques des paléovallées glaciaires de l'Ordovicien devraient être comparables avec celles du Pléistocène, à condition que l'aimantation de leur remplissage soit différente de l'encaissant. En revanche la proximité

du socle des vallées ordoviciennes peut atténuer l'amplitude des anomalies des vallées. De plus l'orientation des structures du socle dans le bassin d'Ilizi et des Tassili n'Ajjer, assez souvent parallèles aux paléovallées et incisions glaciaires, compliquera inévitablement l'analyse et l'interprétation des données.

Conclusions
& perspectives

1. Synthèse des principaux résultats

Ce travail de thèse avait pour objectif principal de caractériser les paléovallées et incisions glaciaires de l'Ordovicien supérieur dans le NE du bassin d'Illizi (SE d'Algérie) par méthodes magnétiques et sismiques, mais également de signaler l'importance du contrôle des structures héritées de l'orogénèse panafricaine sur leur répartition.

La première étude a porté sur la caractérisation magnétique et gravimétrique des structures panafricaines, avec pour objectif de contribuer à la compréhension du fonctionnement des bassins sahariens à une échelle régionale et du bassin Illizi au niveau local plus détaillé. Les structures magnétiques panafricaines délimitées ont été ensuite corrélées avec la répartition spatiale des paléovallées et des incisions glaciaires dans le bassin d'Illizi et du Tassili n'Ajjer. La caractérisation des incisions glaciaires s'est basée sur des données de sismique réflexion 2D et 3D. Dans le but d'appréhender leurs signatures magnétiques, deux approches ont été abordées. La première approche a consisté en une étude magnétique détaillée des vallées tunnel pléistocènes d'une zone du Viking Graben, en Mer du Nord (Norvège), en tant qu'analogue bien contraint. La seconde approche a consisté en une modélisation magnétique 2D des paléovallées et incisions ordoviciennes sur la base des résultats obtenus sur les interprétations sismiques des vallées ordoviciennes du bassin d'Illizi.

1.1. Caractérisation des structures du socle des bassins sahariens

L'analyse par méthodes potentielles (magnétisme et gravimétrie) des structures crustales des terranes du bouclier Touareg et ses zones adjacentes à savoir les bassins sédimentaires sahariens au Nord, la marge Est et Nord du Craton Ouest Africain, la marge Ouest du métacraton Saharien a permis de définir un certain nombre d'unités géophysiques qui sont elle-même délimitées par des linéaments géophysiques de premier ordre. Des sous-unités et linéaments de second ou troisième ordre ont été également définis. Au final, une carte de compartimentalisation géophysique des structures crustales à l'échelle continentale du NW de l'Afrique a pu être établie, apportant ainsi de nouvelles contraintes fondamentales permettant une meilleure compréhension du développement de la ceinture transsaharienne. Les principales conclusions qui en découlent sont les suivantes :

- La structure globale de la compartimentalisation géophysique du bouclier Touareg est compatible avec celle établie par la géologie, en 23 terranes tectonostratigraphiques, Toutefois, la nouvelle subdivision en unités géophysiques a redéfini l'importance relative des terranes géologiques et leurs limites. Certaines limites majeures des terranes

tectonostratigraphiques sont confirmées par la nouvelle subdivision ; d'autres sont reconsidérées comme secondaires, associées plutôt à de simples zones de cisaillement. En effet, la signature magnétique et/ou gravimétrique des blocs crustaux offre la possibilité de prolonger en profondeur la signification et la nature pétrophysique des terranes géologiques.

- La mise en évidence de l'extension des terranes du bouclier Touareg sous les bassins sédimentaires sur plus de 1000 km de distance, qui se caractérisent par une structuration d'unités géophysiques fortement allongées N-S. Ces unités subméridiennes sont bordées par les unités du WAC à l'Ouest et les unités de SmC à l'Est, qui présentent des directions sécantes. La concordance entre la structuration géophysique et géologique des terranes a permis de déterminer avec confiance la structure et la nature des terranes sous les bassins.
- Cette étude a permis d'imager le nord de la marge du Gondwana avec la mise en évidence originale d'un domaine rigide orienté E-W localisé entre la bordure nord des terranes panafricains et la bordure sud de l'Atlas Saharien.
- Certaines des unités géophysiques de la chaîne trans-saharienne montrent vers le nord des terminaisons courbées (oroclines ?), dont l'origine dans le contexte trans-saharien reste mal comprise. Ces structures suggèrent un blocage contre le domaine transversal rigide E-W lors de leur échappement tectonique post-collisionnel vers le nord (630-580 Ma) qui a affecté l'ensemble des terranes panafricains après la fermeture des domaines océaniques et leur collision avec le WAC ;
- Les unités géophysiques définies mettent en lumière le rôle important de l'héritage structural des terranes panafricains sur la configuration postérieure des bassins nord-sahariens phanérozoïques et les soulèvements du socle qui sont principalement générés pendant l'orogénèse varisque ;
- Le magmatisme phanérozoïque (Dévonien, Permien-Jurassique, Cénozoïque) ne s'est pas produit à l'intérieur des entités cratoniques mais plutôt au niveau des bordures métacratonique. Plus particulièrement, le magmatisme cénozoïque coïncide spatialement avec les intersections entre les linéaments géophysiques majeurs et secondaires.

1.2. Caractérisation d'un réseau d'incisions et de paléovallées glaciaires ordovicienne dans le bassin d'Illizi

Un pseudo réseau d'incisions glaciaires a été mis en évidence dans la succession glaciaire de l'Ordovicien supérieur au NE du bassin d'Illizi sur la base des données sismiques de haute résolution. La caractérisation sismique détaillée de l'architecture stratigraphique des incisions

glaciaires a permis d'identifier quatre générations successives de paléovallées et incisions glaciaires. Pour chaque incision, la géométrie ainsi que les faciès sismiques de leur remplissage ont été déterminés.

La corrélation faite sur les orientations spatiales des incisions glaciaires et les failles et linéations magnétiques du socle n'a pas signalé un parallélisme systématique et plusieurs axes de vallées ont une orientation sécante aux linéations magnétiques. La vue d'ensemble de la distribution des vallées semble cependant être globalement conforme avec les linéations magnétiques, notamment au nord de la Tihemboka et dans le nord -Est d'Illizi où des axes de vallées semblent marqués par une rotation vers le NW, mimant la virgation anti-horaire des structures magnétiques. Dans la zone d'étude, nous avons noté que la direction des incisions et giga-linéations glaciaires de la 4^{ème} génération marque un parallélisme frappant avec les directions linéamentaires magnétiques, en particulier le grand linéament magnétique L1, associé à la faille de Fadnoun. En revanche, aucune faille synsédimentaire n'a pu être génétiquement associée de manière indubitable avec la mise en place des incisions et paléovallées glaciaires sur les sections sismiques interprétées. La question d'un parallélisme fortuit entre structures et écoulements glaciaires, ou d'un contrôle structural sur les orientations de paléovallées reste posée.

1.3. Caractérisation magnétique de réseaux de vallées glaciaires à partir d'un analogue quaternaire (Mer du Nord, Norvège)

Un réseau complexe de vallées tunnel en Mer du Nord a été identifié sur la base de données aéromagnétiques de haute résolution. Une analyse magnétique détaillée a été réalisée en combinant plusieurs méthodes magnétiques : les dérivées verticales et gradients horizontaux ont permis de délimiter rapidement et efficacement en comparaison avec la méthode sismique, les linéations d'anomalies magnétiques de haute fréquence associées aux vallées tunnel ; la modélisation 2D a permis d'estimer la géométrie de quelques exemples de vallées, de calculer, leur propriétés magnétiques et de fixer l'indice structural des anomalies magnétiques associées aux vallées. Les résultats obtenus par ces deux premières méthodes a permis de généraliser la largeur des vallées sur l'ensemble de la carte ; l'application de la méthode de la déconvolution d'Euler en utilisant l'algèbre complexe a permis d'estimer les profondeurs des vallées en utilisant seulement l'indice structural dérivé des modèles 2D.

La corrélation des résultats obtenus avec les résultats issus de l'interprétation sismiques 3D (Fichler et al., 2005) a démontré l'efficacité et l'intérêt de la méthode magnétique pour la caractérisation des vallées tunnel pléistocènes.

1.4. Modélisations magnétiques synthétiques des vallées glaciaires ordoviciennes

Les différents modèles magnétiques 2D synthétiques calculés pour des géométries variables de paléovallées ordoviciennes, associées aux hétérogénéités de socle rencontrées dans le bassin d'Illizi, de Murzuq ou du Tassili n'Ajjer montrent que la détection des anomalies magnétiques pouvant être générées par des paléovallées ordoviciennes est tout à fait envisageable, si toutefois leur remplissage présente un contraste magnétique suffisant. Les modèles calculés ont montré que la nature et la distance au socle peuvent influencer dans certains cas l'identification des anomalies. Cela signifie que les paléovallées du Tassili n'Ajjer devraient pouvoir être détectées par un levé magnétique de haute résolution, en dépit de quelques facteurs limitant listés au chapitre V (latitudes, hauteur de vol vs. relief des Tassilis, parallélisme entre écoulements glaciaires et grain structural, proximité d'un socle hétérogène...).

2. Perspectives

Les perspectives ouvertes par ce travail de recherche sont diversifiées, présentant à la fois des aspects méthodologiques et géologiques touchant à la structure du socle ou aux formes de l'érosion glaciaire. En particulier, ce travail pourrait être prolongé dans quatre directions.

- (1) La compartimentalisation géophysique des blocs crustaux du bouclier Touareg (Fig. III-10) pourrait être mieux définie en utilisant de manière systématique des données aéromagnétiques de haute résolution. Il serait alors possible de proposer une corrélation N-S plus précise entre les 23 terranes géologiques définis et les unités géophysiques, en travaillant non plus seulement sur les structures de 1^{er} et 2^{ème} ordre, mais également sur les liens entre le matériel géologique et les linéations magnétiques de 3^{ème} ordre. Une approche similaire pourrait également être proposée pour la partie sud de la ceinture trans-saharienne, en étendant la caractérisation géophysique des terranes jusqu'au bouclier Nigérian incluant le bassin de Iullumedden (Fig. III-1A). La généralisation de modélisations 2D à l'échelle crustale similaire à celle réalisée dans la figure III-9 offre également la possibilité de tester/discuter les interprétations structurales concernant près de deux milliards d'années d'évolution de la lithosphère africaine. Les résultats obtenus ouvrent aussi des perspectives inattendues en ce qui concerne la structuration à l'échelle crustale de marge nord du Gondwana. L'existence d'une unité E-W à caractère rigide située au sud de l'accident sud atlasique (Fig. III-8) est probablement un des éléments clés qui permettra d'élucider les relations entre la ceinture panafricaine trans-saharienne et la ceinture européenne cadomienne dont les terranes périgondawaniens se sont détachés du

Paléozoïque au Jurassique (Fig. VI-1). Une meilleure compréhension de cette zone tampon sera également cruciale pour identifier les mécanismes de la réactivation tectonique de la plate-forme africaine lors de la compression varisque.

- (2) On a montré qu'une étude de détail de la succession glaciaire de la fin de l'Ordovicien sur la base de données sismiques 2D & 3D permettait d'atteindre un degré de complexité stratigraphique dans les bassins similaires à celui qui est identifié en affleurement à la bordure de ces bassins. Systématiser une même caractérisation sismique détaillée de l'architecture stratigraphique et de la morphologie des incisions glaciaires dans l'ensemble du bassin d'Ilizi permettrait de mettre en évidence, unité glaciaire par unité glaciaire, la géométrie des incisions, leur prolongations et connexions, les relations entre incisions et remplissages ultérieurs qu'ils soient glaciogéniques ou post-glaciaires. A travers ces analyses plus systématiques réalisées à l'échelle d'un bassin et non d'un bloc d'exploration, les liens génétiques entre la formation des vallées et une influence structurale directe (fonctionnement des failles) ou indirecte (hétérogénéités dans le substratum sédimentaire préglaciaire en partie contrôlées par la structuration héritée du socle), devraient pouvoir être infirmés ou à l'inverse, confirmés. Comprendre ces liens est crucial pour la prédiction de la localisation et de l'orientation des incisions glaciaires à l'échelle de la plate-forme.
- (3) D'un point de vue méthodologique, nos résultats montrent qu'en présence de levés aéromagnétiques de haute résolution, la caractérisation magnétique détaillée des vallées tunnel quaternaires est extrêmement efficace (Fig. V-11). L'utilisation de quelques lignes sismiques avec les données magnétiques permettrait d'aller encore plus loin dans le développement de l'estimation des profondeurs en appliquant la déconvolution d'Euler et l'algèbre complexe. Il sera ensuite possible non plus seulement de déterminer des cartographies de réseaux mais aussi des superpositions verticales de réseaux, cette fois sans le recours à la sismique 3D. Cette avancée permettra de cartographier sûrement et à moindre coût les incisions liées à plusieurs cycles glaciaires à l'échelle de la Mer du Nord ou de tout autre marge continentale anciennement englacée.

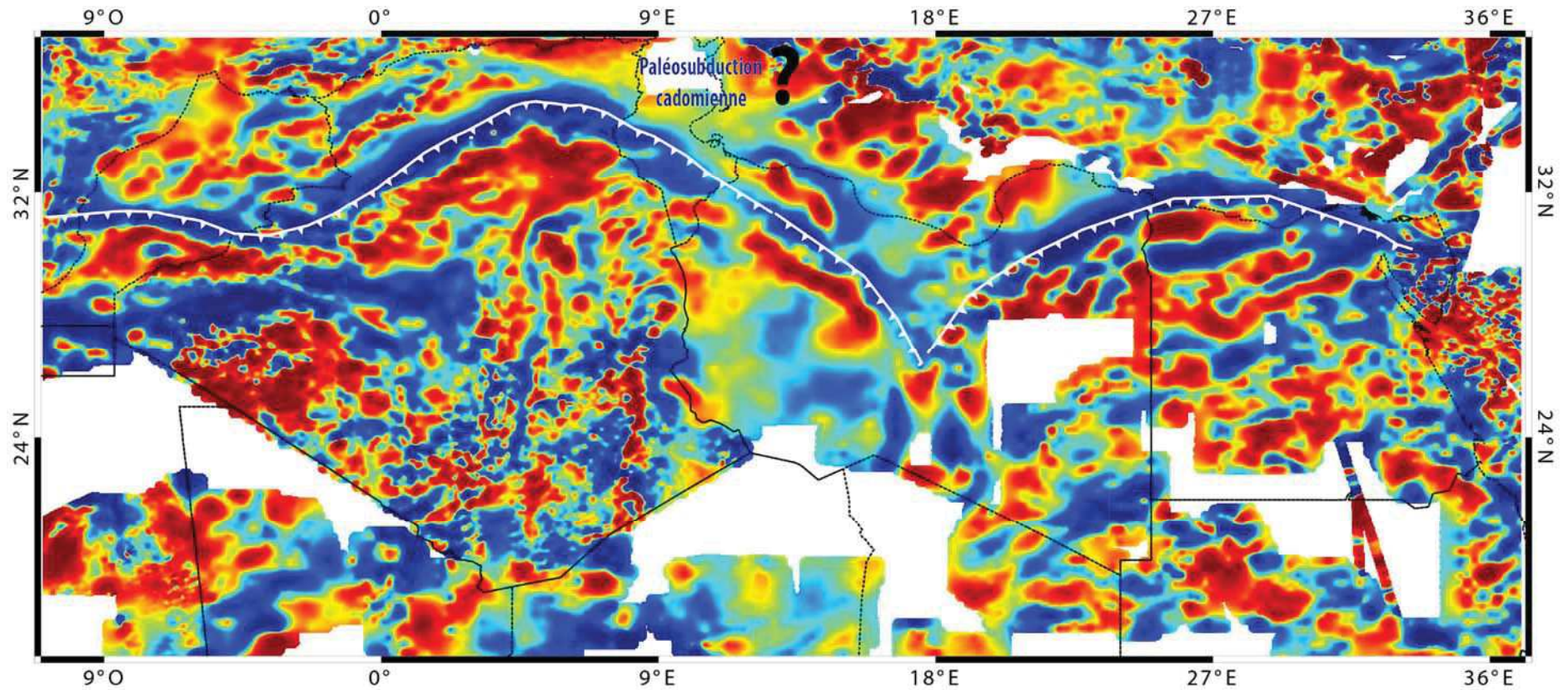


Figure 1 : Carte magnétique EMAG2 montrant la marge nord du Gondwana, marquée par des anomalies magnétiques de grandes longueurs d'ondes de direction globale E-W et de forme convexe vers le nord, peut-il s'agir de la signature d'une paléosubduction cadomienne ?

(4) L'application des méthodes magnétiques à la caractérisation de vallées tunnel ou d'érosions glaciaires dans les bassins sédimentaires ne semble pas se confronter à des obstacles insurmontables, au moins tant que le grain structural surimposé n'est pas trop important et/ou que les structures recherchées ne sont pas trop proches du socle (UE2 dans Figures V-21, 22A et 23E). Les résultats de la modélisation des paléovallées obtenus dans le chapitre V-2 montrent la réelle possibilité de pouvoir les caractériser dans le cas où un levé aéromagnétique de haute résolution serait disponible. Afin d'en faire la démonstration, une étude dédiée pourrait être programmée autour de la paléovallée d'Iherir qui offre une preuve terrain et une prolongation vers le nord avec un enfouissement progressif. Selon les moyens disponibles, trois tailles de levés magnétiques sont proposées (Fig. VI-2) : le plus petit (14 x 15 km) permettrait de capturer la signature magnétique d'une des vallées de Dider ou d'Iherir (Figs. VI-2B, C) ; celui de taille intermédiaire (40 x 50 km) permettrait de suivre la vallée vers le nord, là où elle reste masquée en affleurement ; le plus grand, atteignant le domaine de bassin (50 x 100 km) permettrait de suivre la vallée jusque sous le recouvrement Silurien et probablement jusqu'à sa limite de détection (Fig. VI-2B, C). Pour la première fois, on pourrait connecter physiquement les incisions glaciaires reconnues à l'affleurement à celles identifiées en subsurface (cf. point 2). Enfin, dans l'hypothèse d'une couverture aéromagnétique de grande extension, il faudrait se concentrer sur l'ensemble de la zone située à l'est du linéament magnétique L1 au-delà duquel le grain structural et magnétique est minimum, ou à défaut sur une sélection de zones réduites (cadres noirs, Fig. 2B, 2C). Ces dernières montrent des structures magnétiques de faible amplitude, possiblement interprétables en termes de structures sédimentaires et non d'hétérogénéités de socle. Ces structures sont de plus parallèle à des paléovallées ou paléorelief identifiés à l'affleurement à proximité. Cette situation est très favorable à la détection magnétique des paléovallées —ainsi que des paléoreliefs (cf. Fig. V-20). Elle permettrait d'imager dans des conditions optimales un réseau de structures glaciaires que l'on a fait que soupçonner (Est de L1 ; Fig. V-22A). Celui-ci, qui serait à l'échelle du réseau quaternaire étudié en Mer du Nord, ferait le lien entre les affleurements algériens du Tassili n'Ajjer et ceux du secteur de Ghat et de la Tihemboka en Libye.

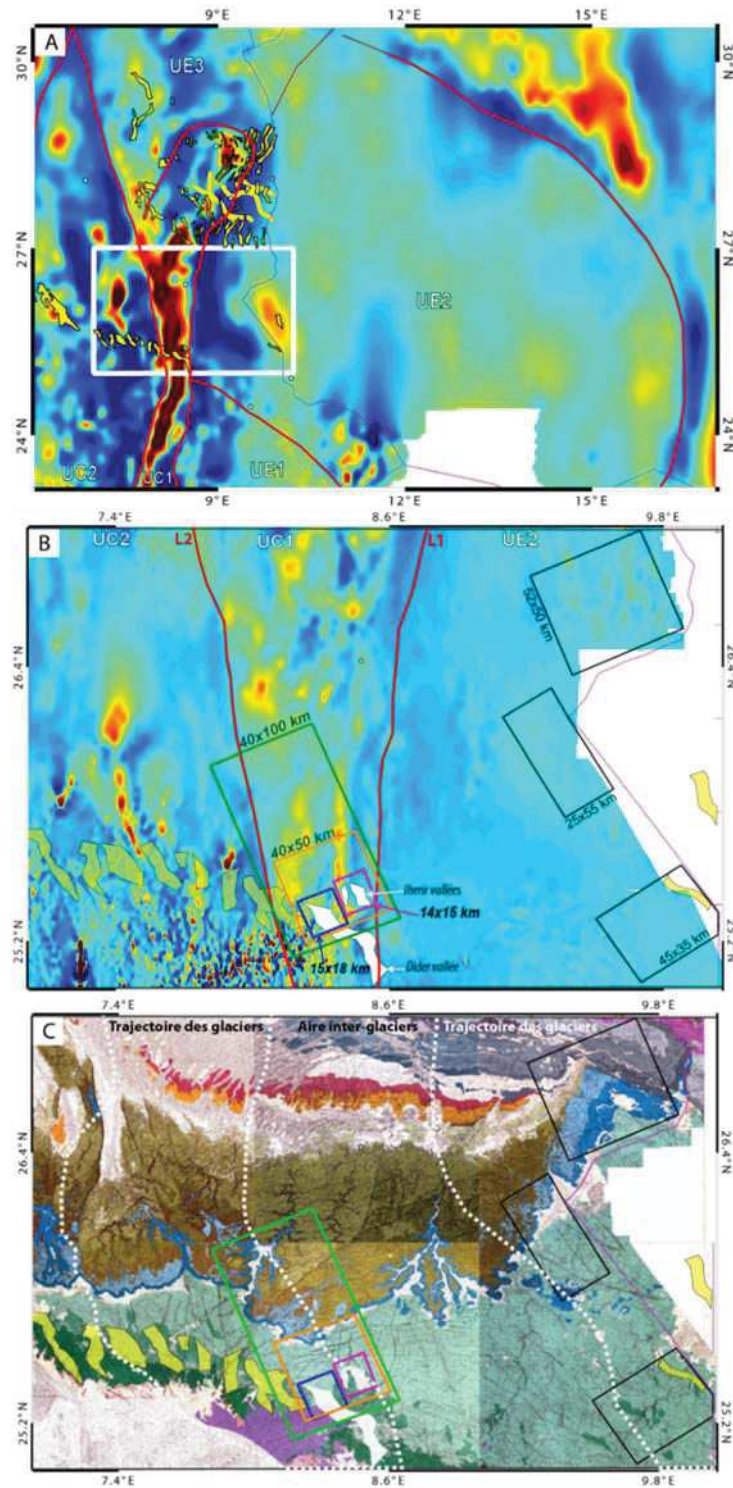


Figure 2 : (A) Carte magnétique Emag2 localisant la partie nord des unités UE2 et UC1 ainsi que la distribution de paléovallées dans le bassin d'Illizi. Le rectangle blanc localise les figures B et C ; (B) carte aéromagnétique de la partie méridionale du bassin d'Illizi et la partie orientale des Tassili n'Ajjer. Les rectangles localisés à l'ouest du L1 montre les exemples de plan de vol permettant de caractériser les deux paléovallées de Dider et d'Ihrir (rectangle rose et bleu), d'étendre leur prolongation vers le nord (rectangle orange) ou sous la couverture siluro-dévonienne (rectangle vert) ; (C) carte géologique couvrant la partie méridionale du bassin d'Illizi et la partie orientale des Tassili n'Ajjer. Les rectangles noirs à l'est de L1 représentent une sélection de trois zones potentiellement intéressantes.

Références bibliographiques

- Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research* 181, 115–128.
- Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2012. Insights on the crustal evolution of the West African Craton from Hf isotopes in detrital zircons from the Anti-Atlas belt. *Precambrian Research* 212–213, 263–274.
- Abdallah, N., Liégeois, J.-P., De Waele, B., Fezaa, N., Ouabadi, A., 2007. The Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U–Pb SHRIMP age, petrology, origin and geodynamical consequences for the late Pan-African magmatism of the Tuareg shield. *Journal of African Earth Sciences* 49, 153–178.
- Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.-P., Stern, R.J., 2002. The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119–136.
- Adjerid, Z., Godard, G., Ouzegane, K., 2015. High-pressure whiteschists from the Ti-N-Eggoleh area (Central Hoggar, Algeria): A record of Pan-African oceanic subduction. *Lithos* 226, 201–216.
- Adjerid, Z., Ouzegane, K., Godard, G., Kienast, J.R., 2008. First report of ultrahigh-temperature sapphirine + spinel + quartz and orthopyroxene + spinel + quartz parageneses discovered in Al–Mg granulites from the Khanfous area (In Ouzzal metacraton, Hoggar, Algeria). *Geological Society, London, Special Publications* 297, 147–167.
- Aero Service, 1972. Aero-magneto-spectrometric survey of Algeria, Final Reports, 3 volumes. Houston, Philadelphia.
- Ahmed, Y., Konaté, M., Harouna, M., 2016. Tectono-magmatic reactivation of Téfidet Cretaceous trough during Cenozoic (Aïr, Niger). *Bulletin de la Société Géologique de France* 187, 73–82.
- Aït-Hamou, F., Dautria, J., 1994. Le magmatisme cénozoïque du Hoggar: une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 5, 49–68.
- Ait-Kaci Ahmed, A., Moussine-Pouchkine, A., 1987. Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution de deux bassins molassiques intramontagneux de la chaîne Pan-Africaine: la Série

- pourprée de l'Ahnet, Nord-Ouest du Hoggar, Algérie. *Journal of African Earth Sciences* 6, 525–535.
- Aloui, T., Dasgupta, P., Chaabani, F., 2012. Facies pattern of the Sidi Aïch Formation: Reconstruction of Barremian paleogeography of Central North Africa. *Journal of African Earth Sciences* 71–72, 18–42.
- Amara, M., Hamoudi, M., Djemaï, S., Bendaoud, A., Dufrécho, G., Jessell, W.M., Boubekri, H., Ouzegane, K., Guemmama, M., Machane, D., 2017. New insight of the geological structures and tectonic framework of Ahnet and northwestern part of Tin Zaouatine terranes (western Hoggar, Algeria) constraints from aeromagnetic, gamma ray, and remote sensing data. *Arabian Journal of Geosciences* 10.
- Amarok, A.S., 1994. Processing report of TGS-Nopec on VGVG-94, Aeromagnetic Bloc 25, Norwegian Central North Sea.
- Anell, I., Thybo, H., Rasmussen, E., 2011. A synthesis of Cenozoic sedimentation in the North Sea. *Basin Res.* 23, 1–26
- Asfirane, F., 1994. Traitement et interprétation des données aéromagnétiques acquises au-dessus de l'Algérie du nord. Impact sur la géologie de la chaîne atlasique. Thèse de doctorat. Paris 11.
- Askri, H., Belmecheri, A., Benrabah, B., Boudjema, A., Boumendjel, K., Daoudi, M., Drid, M., Ghalem, T., Docca, A., Ghandriche, H., 1994. Géologie de l'Algérie. Boumerdès, Algeria, Schlumberger and Sonatrach 1–93.
- Auken E, Jørgensen F, Sørensen KI (2003) Large-scale TEM investigation for ground-water. *Exploration Geophysics* 33:188-194
- Avigad, D., Morag, N., Abbo, A., Gerdes, A., 2017. Detrital rutile U-Pb perspective on the origin of the great Cambro-Ordovician sandstone of North Gondwana and its linkage to orogeny. *Gondwana Research* 51, 17–29.
- Ayarza, P., Carbonell, R., Teixell, A., Palomeras, I., Martí, D., Kchikach, A., Harnafi, M., Levander, A., Gallart, J., Arboleya, M.L., Alcalde, J., Fernández, M., Charroud, M., Amrhar, M., 2014. Crustal thickness and velocity structure across the Moroccan Atlas from long

- offset wide-angle reflection seismic data: The SIMA experiment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 1698–1717.
- Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.-P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S., Bonin, B., 2003. The “Taourirt” magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr–Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37, 331–350.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359–382. doi:10.1190/1.1438369
- Bayer, R., Lesquer, A., 1978. Les anomalies gravimetriques de la bordure orientale du craton Ouest Africain; geometrie d’une suture pan-africaine. *Bulletin de la Societe Geologique de France* S7–XX, 863–876.
- Bechiri-Benmerzoug, F., Liégeois, J.P., Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bechiri, H., Kheloui, R., Matukov, D.I., Sergeev, S.A., 2011. The plutons from the Cryogenian Iskel composite oceanic island arc (Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): U-Pb on zircon SHRIMP geochronology, geochemistry and geodynamical setting. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, Avila, Spain, July 4-9 2011, p. 17.
- Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O’Reilly, S.Y., Grand, S.P., O’Neill, C.J., Hronsky, J.M.A., Djomani, Y.P., Swain, C.J., Deen, T., Bowden, P., 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere* 5, 23–50.
- Belaid, A., Krooss, B.M., Littke, R., 2010. Thermal history and source rock characterization of a Paleozoic section in the Awbari Trough, Murzuq Basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology* 27, 612–632. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.06.006
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.-L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 115–125.

- Bendaoud, A., Ouzegane, K., Godard, G., Liégeois, J.-P., Kienast, J.-R., Bruguier, O., Drareni, A., 2008. Geochronology and metamorphic P - T - X evolution of the Eburnean granulite-facies metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA metacratonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications* 297, 111–146.
- Benvenuti, A., Moscariello, A., 2016. High-resolution seismic geomorphology and stratigraphy of a tunnel valley confined ice-margin fan (Elsterian glaciation, Southern North Sea). *Interpretation* 4, T461–T483. doi:10.1190/INT-2016-0026.1
- Benyahia, O., Haddoum, H., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Djemai, S., Kienast, J.R., 2005. Fonctionnement et rôle des méga-zones de cisaillement dans la structuration du métacraton éburnéen du LATEA au Panafricain puis au Phanérozoïque (région de Tamanrasset, Hoggar, Algérie). *Africa Geoscience Review* 12, 261-271, 2005.
- Berger, J., Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2014a. Extreme trace elements fractionation in Cenozoic nephelinites and phonolites from the Moroccan Anti-Atlas (Eastern Saghro). *Lithos* 210–211, 69–88
- Berger, J., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Liégeois, J.-P., Kienast, J.-R., Bruguier, O., Caby, R., 2014b. Continental subduction recorded by Neoproterozoic eclogite and garnet amphibolites from Western Hoggar (Tassendjanet terrane, Tuareg Shield, Algeria). *Precambrian Research* 247, 139–158.
- Bertrand, J-M.L., Boissonas, J., 1970. Schéma stratigraphique et structural du pharusien aux environs d'I-m Mesknane et de Tinnirt (sahara central, Algérie). In: *Extrait du C.R. sommaire des séances du 19 Janvier 1970*, p. 13.
- Bertrand, J-M.L., Boissonas, J., Caby, R., Gravelle, M., Lelubre, M., 1966. Existence d'une discordance dans l'Antécambrien du fossé pharusien de l'Ahaggar Occidental (Sahara Central). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Paris, série D* 262, 2197.
- Bertrand, J-M.L., Caby, R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau* 67, 357–388.

- Bertrand, J-M.L., Caby, R., Ducrot, J., Lancelot, J., Moussine-Pouchkine, A., Saadallah, A., 1978. The late Pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar Shield. *Precambrian Research* 7, 349–376.
- Bertrand, J-M.L., Michard, A., Boullier, A-M. and Dautel, D., 1986. Structure and U-Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5: 955-972.
- Beuf, S., Biju-duval, B., de Charpal, O., Rognon, P., Gariel O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Publication Institut Français du Pétrole, Collection Science et Techniques Pétrolières, 18. Editions Technip, Paris, 464 p.
- Black, R., 1965. Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anorthosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences* 260, 5829.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M.L., Boullier, A.M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature* 278, 223–227.
- Black, R., Girod, M., 1967. Contrôle structural du volcanisme ancien et récent dans les régions du Hoggar, Aïr, Nigéria et Cameroun. Presented at the Fourth Symposium of Africa Geology, Sheffield, 1967.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.-P., Caby, R., Bertrand, J.-M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641–644.
- Black, R., Liegeois, J.-P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society* 150, 89–98.
- Black, R., Liégeois, J.-P., Navez, J., Vialette, Y., 1991. Terrains exotiques dans les zones internes de la chaîne pan-africaine trans-saharienne: les clefs fournies par l'Aïr sud-oriental (République du Niger). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes* 312, 889–895.

- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494–1498.
- Boissonnas, J., 2008. Cisaillements ductiles et mise en place de plutons granitiques dans le nord de la chaîne panafricaine du Sahara central: le secteur de Tinnirt (Mouydir, Hoggar du NW, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National (Algérie)* 19, 101–113.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., Reinquin, F., Sarrailh, M., 2012. World Gravity Map, 1: 50,000,000, in: Bureau Gravimétrique International (BGI)–Commission for the Geological Map of the World (CGMW). Centre National d'Etudes Spatiales (CNES)–Institut de Recherche pour le Développement (IRD) Paris.
- Boote, D.R., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., 1998. Paleozoic petroleum systems of North Africa, 7–68. In Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. & Clark-Lark-Lowes, D.D. (eds) *Petroleum Geology of North Africa*, Geological Society London Special Publication 132.
- Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R., Buscail, F., Hammor, D., 2016. Orogenic development of the Adrar des Iforas (Tuareg Shield, NE Mali): New geochemical and geochronological data and geodynamic implications. *Journal of Geodynamics* 96, 104–130.
- Boukhalfa, L., 2002. Les formations volcano-sédimentaires néoprotérozoïques de la branche orientale de la chaîne pharusienne (Hoggar occidental, Algérie): lithologie et géochimie. *Mémoire du Service Géologique National (Algérie)*. 2, 9–31.
- Boullier, A-M., 1986. Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rarhous late Pan-African shear zone, Adrar des Iforas, Mali. *Journal of Structural Geology* 8, 47–58.
- Boullier, A-M., 1991. The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): a review. In: R.D. Dallmeyer and J.P. Lécorché (Editors), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 85-105.
- Bournas, N., Gacem, S., Fairhead, J.D., Hamoudi, M., Galdeano, A., 2007. Reprocessing and interpretation of the aeromagnetic data of Algeria. *Society of Exploration Geophysicists*, pp. 728–732.

- Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., Baker, H., 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences* 37, 191–205.
- Bournas, N., Hamoudi, M., Galdeano, A., Ouzegane, K., Kienast, J., 2004. The Aeromagnetic Map of Hoggar (Tuareg Shield, Algeria)–Processing and Interpretation. Presented at the 66th EAGE Conference & Exhibition.
- Bouزيد, A., Akacem, N., Hamoudi, M., Ouzegane, K., Abtout, A., Kienast, J.-R., 2008. Modélisation magnétotellurique de la structure géologique profonde de l'unité granitique de l'In Ouzzal (Hoggar occidental). *Comptes Rendus Geoscience* 340, 711–722.
- Bouزيد, A., Bayou, B., Liégeois, J.-P., Bourouis, S., Bougchiche, S.S., Bendekken, A., Abtout, A., Boukhlof, W., Ouabadi, A., 2015. Lithospheric structure of the Atakor metacratonic volcanic swell (Hoggar, Tuareg Shield, southern Algeria): Electrical constraints from magnetotelluric data, in: *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, pp. 239–255.
- Bradwell, T., Stoker, M.S., Golledge, N.R., Wilson, C.K., Merritt, J.W., Long, D., Everest, J.D., Hestvik, O.B., Stevenson, A.G., Hubbard, A.L., Finlayson, A.G., Mathers, H.M., 2008. The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise. *Earth-Sci. Rev.* 88, 207–226.
- Brahimi, S., Liégeois, J.-P., Ghienne, J.-F., Munsch, M., Bourmatte, A., 2018. The Tuareg shield terranes revisited and extended towards the northern Gondwana margin: Magnetic and gravimetric constraints. *Earth-Science Reviews*. doi:10.1016/j.earscirev.2018.07.002
- Bronner, G., Roussel, J., Trompette, R., Clauer, N., 1980. Genesis and Geodynamic Evolution of the Taoudeni Cratonic Basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa, *Dynamics of Plate Interiors*. Geodynamics Series vol. 1, American Geophysical Union, 81–90.
- Brooke-Barnett, S., Rosenbaum, G., 2015. Structure of the Texas Orocline beneath the sedimentary cover (southeast Queensland, Australia). *Australian Journal of Earth Sciences* 62, 425–445.

- Buckley, F.A., 2017. A glaciogenic sequence from the Early Pleistocene of the Central North Sea: EARLY PLEISTOCENE GLACIOGENIC SEQUENCE. *Journal of Quaternary Science* 32, 145–168. doi:10.1002/jqs.2867
- Bumby, A.J., Guiraud, R., 2005. The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *Journal of African Earth Sciences* 43, 1–12.
- BurVal WORKING GROUP 2006. Groundwater Resources in Buried Valleys – a Challenge for Geosciences. Leibniz Institute for Applied Geosciences, Hannover.
- Caby, R. 1996. Rapport de mission de terrain dans le Grand Sud-Ouest Algérien. *Mémoires du Service géologique d'Algérie* 8, 49–51.
- Caby, R., 1969. Une nouvelle interprétation structurale et chronologique des séries à « faciès Suggarien » et à « faciès Pharusien » dans l'Ahaggar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 268, 1248–1251.
- Caby, R., 1979. Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. Comparaison avec les Alpes occidentales. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 21, 365–376.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America. Special Paper*, vol. 230, pp.145-158.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37, 133–159.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., Gravelle, M., 1982. Cadre géologique et géochronologique U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 677–684.
- Caby, R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981. Pan-African ocean closure and Continental Collision in the Hoggar-Iforas Segment, Central Sahara, in: Kröner, A. (Ed.), *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, pp. 407–434.

- Caby, R., Buscaïl, F., Dembélé, D., Diakité, S., Sacko, S., Bal, M., 2008. Neoproterozoic garnet-glaucophanites and eclogites: new insights for subduction metamorphism of the Gourma fold and thrust belt (eastern Mali). *Geological Society, London, Special Publications* 297, 203–216.
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., Craig, T., 2016. A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters* 43.
- CaMeron, T.D.J., Stoker, M.S., Long, D., 1987. The history of Quaternary sedimentation
- Carruba, S., Perotti, C., Rinaldi, M., Bresciani, I., Bertozzi, G., 2014. Intraplate deformation of the Al Qarqaf Arch and the southern sector of the Ghadames Basin (SW Libya). *Journal of African Earth Sciences* 97, 19–39.
- Chatalov, A., 2017. Sedimentology of Hirnantian glaciomarine deposits in the Balkan Terrane, western Bulgaria: Fixing a piece of the north peri-Gondwana jigsaw puzzle. *Sedimentary Geology* 350, 1–22. doi:10.1016/j.sedgeo.2017.01.004
- Chelle-Michou, C., Laurent, O., Moyen, J.-F., Block, S., Paquette, J.-L., Couzinié, S., Gardien, V., Vanderhaeghe, O., Villaros, A., Zeh, A., 2017. Pre-Cadomian to late-Variscan odyssey of the eastern Massif Central, France: Formation of the West European crust in a nutshell. *Gondwana Research* 46, 170–190.
- Chikhaoui, M., Dupuy, C., Dostal, J., 1978. Geochemistry of late Proterozoic volcanic rocks from Tassendjanet area (NW Hoggar, Algeria). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 157–164.
- Christensen NB, Sørensen KI (1998) Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrogeophysical investigations. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 3 (1):75-90
- Clark, D., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17, 83–104.
- Clark-Lowes, D.D. 2005. Arabian glacial deposits: recognition of palaeovalleys within the Upper Ordovician Sarah Formation, Al Qasim district, Saudi Arabia. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 331–347, doi:10.1016/S0016-7878 (05)80051-3

- Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Vennin, E., Desaubliaux, G., Portier, E., 2013. Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 370, 127–144. doi:10.1016/j.palaeo.2012.12.002
- Conrad, G., 1969. L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien: (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). Thesis, Centre national de la recherche scientifique, Paris, 1969, 527 p.
- Cooper, G., Cowan, D., 2003. The application of fractional calculus to potential field data. *Exploration Geophysics* 34, 6.
- Cooper, G.R.J., 2002. Fixed point inversion of geophysical data. *Computers & Geosciences* 28, 799–808. doi:10.1016/S0098-3004(01)00105-4
- Cooper, G.R.J., 2004. The semi-automatic interpretation of geophysical data. *Exploration Geophysics* 35 (3), 180–185.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., Hermitte, D., 2002. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62, 87–110.
- Coward, M.P., Ries, A.C., 2003. Tectonic development of North African basins. *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*: In: Arthur, T.J., MacGregor, D.S., Cameron, M.R. (Eds.), The Geological Society, London. Special Publication No. 207, pp. 61–83.
- Coyle, M., Dumont, R., Keating, P., Kiss, F., Miles, W., 2014. Geological Survey of Canada aeromagnetic surveys: design, quality assurance, and data dissemination (No. 7660). doi:10.4095/295088
- Craig, J., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Luning, S., Asbali, A.I., Keeley, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., 2008. Structural styles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic hydrocarbon systems of North Africa. *The Geology of East Libya* 4, 51–122.
- D'Errico, J., 2010. Surface Fitting Using Gridfit, Matlab Central, the Mathworks. Inc.: Natick.

- Dautria, J.M., Lesquer, A., 1989. An example of the relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics* 163, 45–61.
- Davidson, L., Beswetherick, S., Craig, J., Eales, M., Fisher, A., Himmali, A., Jho, J., Mejrab, B., Smart, J., 2000. The structure, stratigraphy and petroleum geology of the Murzuq Basin, Southwest Libya, in: *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier, pp. 295–320. doi:10.1016/B978-044450611-5/50016-7
- Davies, N.S., Liu, A.G., Gibling, M.R., Miller, R.F., 2016. Resolving MISS conceptions and misconceptions: A geological approach to sedimentary surface textures generated by microbial and abiotic processes. *Earth-Science Reviews* 154, 210–246. doi:10.1016/j.earscirev.2016.01.005
- De Waele, B., Lacorde, M., Vergara, F., Chan, G., 2015. New insights on proterozoic tectonics and sedimentation along the peri-Gondwanan West African margin based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Precambrian Research* 259, 156–175.
- Deckart, K., Bertrand, H., Liégeois, J.P., 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*, 82, 282–314.
- Deevsalar, R., Shinjo, R., Liégeois, J.P., Valizadeh, M.V., Ahmadian, J., Yeganehfar, H., Murata, M., Neill, I., 2017. Subduction-related mafic to felsic magmatism in the Malayer–Boroujerd plutonic complex, western Iran. *Swiss Journal of Geosciences* 1–25.
- Demaiffe, D., Moreau, C., Brown, W.L., Weis, D., 1991. Geochemical and isotopic (Sr, Nd and Pb) evidence on the origin of the anorthosite-bearing anorogenic complexes of the Aïr Province, Niger. *Earth and planetary science letters* 105, 28–46.
- Deniel, C., Vincent, P., Beauvilain, A., Gourgaud, A., 2015. The Cenozoic volcanic province of Tibesti (Sahara of Chad): major units, chronology, and structural features. *Bulletin of Volcanology*, vol. 77, no 9, p. 74.

- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Konaté, M., Ghienne, J.-F., Guiraud, M., 2007. Hirnantian glacial and deglacial record in SW Djado Basin (NE Niger). *Geodinamica Acta* 20, 177–195. doi:10.3166/ga.20.177-195
- Denis, M., Guiraud, M., Konaté, M., Buoncristiani, J.-F., 2010. Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). *International Journal of Earth Sciences* 99, 1399–1425. doi:10.1007/s00531-009-0455-z
- Deramchi, A., 2016. Magnetotelluric study of the Neoproterozoic shear zone of 4°50'. 35th International Geological Congress. Cape Town, South Africa.
- Derder, M., Maouche, S., Liégeois, J., Henry, B., Amenna, M., Ouabadi, A., Bellon, H., Bruguier, O., Bayou, B., Bestandji, R., 2016. Discovery of a Devonian mafic magmatism on the western border of the Murzuq basin (Saharan metacraton): paleomagnetic dating and geodynamical implications. *Journal of African Earth Sciences* 115, 159–176.
- Deschamps, R., Eschard, R., Roussé, S., 2013. Architecture of Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N'Ajjer area (Algeria). *Sedimentary Geology* 289, 124–147. doi:10.1016/j.sedgeo.2013.02.012
- Deynoux, M., 1985. Terrestrial or waterlain glacial diamictites? Three case studies from the late Precambrian and late Ordovician glacial drifts in West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 51, 97–141. doi:10.1016/0031-0182(85)90082-3
- Deynoux, M., Affaton, P., Trompette, R., Villeneuve, M., 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 46, 397–426.
- Dhaoui, M., Gabtni, H., Jallouli, C., Jleilia, A., Mickus, K.L., Turki, M.M., 2014. Gravity analysis of the Precambrian basement topography associated with the northern boundary of Ghadames Basin (southern Tunisia). *Journal of Applied Geophysics* 111, 299–311.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Arenas Martín, R., Abati Gómez, J., 2011. Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain. *Tectonics* 30 (3).

- Djouder, H., Lüning, S., Da Silva, A.-C., Abdallah, H., Boulvain, F., 2018. Silurian deltaic progradation, Tassili n'Ajjer plateau, south-eastern Algeria: Sedimentology, ichnology and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences* 142, 170–192.
- Dostal, J., Caby, R., Dupuy, C., 1979. Metamorphosed alkaline intrusions and dyke complexes within the Pan-African belt of western Hoggar (Algeria): Geology and geochemistry. *Precambrian Research* 10, 1–20.
- Dostal, J., Caby, R., Dupuy, C., Mevel, C., Owen, J., 1996. Inception and demise of a Neoproterozoic ocean basin: evidence from the Ougda complex, western Hoggar (Algeria). *Geologische Rundschau* 85, 619–631.
- Douillet, G., Ghienne, J.-F., Géraud, Y., Abueladas, A., Diraison, M., Al-Zoubi, A., 2012. Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan. *Geological Society, London, Special Publications* 368, 275–292. doi:10.1144/SP368.4
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C., 2011. Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): evidence from U–Pb detrital zircon ages. *Gondwana Research* 19, 213–231.
- Echikh, K., Sola, M., 2000. Geology and hydrocarbon occurrences in the Murzuq Basin, SW Libya, in: *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier, pp. 175–222.
- Ehlers, J. (1996) *Quaternary and Glacial Geology*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 578 pp.
- Ehlers, J., Wingfield, R., 1991. The extension of the Late Weichselian/Late Devensian ice sheets in the North Sea Basin. *Journal of Quaternary Science* 6, 313–326. doi:10.1002/jqs.3390060406
- Elshaafi, A., Gudmundsson, A., 2018. Mechanical interaction between volcanic systems in Libya. *Tectonophysics* 722, 549–565.
- English, K.L., Redfern, J., Bertotti, G., English, J.M., Yahia Cherif, R., 2017. Intraplate uplift: new constraints on the Hoggar dome from the Illizi basin (Algeria). *Basin Research* 29, 377–393.

- English, K.L., Redfern, J., Corcoran, D.V., English, J.M., Cherif, R.Y., 2016. Constraining burial history and petroleum charge in exhumed basins: New insights from the Illizi Basin, Algeria. *AAPG Bulletin* 100, 623–655. doi:10.1306/12171515067
- Ennih, N., Laduron, D., Greiling, R., Errami, E., De Wall, H., Boutaleb, M., 2001. Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain, boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc. *Journal of African Earth Sciences* 32, 677–693.
- Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: The West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research* 112, 289–302.
- Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2008. The boundaries of the West African Craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. Geological Society, London, Special Publications 297, 1.1-17.
- Eschard, R., Abdallah, H., Braïk, F., Desaubliaux, G., 2005. The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. *First Break* 23, 27–36.
- Eschard, R., Braïk, F., Bekkouche, D., Rahuma, M.B., Desaubliaux, G., Deschamps, R., Proust, J.N., 2010. Palaeohighs: their influence on the North African Palaeozoic petroleum systems, in: *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers—Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference*. Geological Society of London, pp. 707–724.
- Evans, D., 2003. *The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea*; [a Project of the Geological Society of London, the Geological Survey of Denmark and Greenland and the Norwegian Petroleum Society].
- Fabre, J., 1976, Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. In: *La couverture phanérozoïque: Alger*, Société Nationale d'Édition et de Diffusion (SNED), 422 p.
- Fabre, J., 2005. *Géologie du Sahara occidental et central*. Série/Reeks: Tervuren African Géosciences Collection. MRAC Tervuren, Belgique. 572 pp.

- Fabre, J., Kazi-Tani, N., 2005. Ordovicien, Silurien, Devonien, Permo-Carbonifère, in: *Géologie du Sahara occidental et central*, Tervuren African Geoscience. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium, pp. 147–360.
- Faik, F., Belfoul, M., Bouabdelli, M., Hassenforder, B., 2001. Les structures de la couverture Néoproterozoïque terminal et Paléozoïque de la région de Tata, Anti-Atlas centre-occidental, Maroc: déformation polyphasée, ou interactions socle/couverture pendant l'orogénèse hercynienne? *Journal of African Earth Sciences* 32, 765–776.
- Faleide, J.I., Kyrkjebø, R., Kjennerud, T., Gabrielsen, R.H., Jordt, H., Fanavoll, S., Bjerke, M.D., 2002. Tectonic impact on sedimentary processes during Cenozoic evolution of the northern North Sea and surrounding areas. *Special Publication-Geological Society of London* 196, 235–270.
- Fedi, M., 2007. DEXP: A fast method to determine the depth and the structural index of potential fields sources. *GEOPHYSICS* 72, I1–I11. <https://doi.org/10.1190/1.2399452>
- Fekirine, B., Abdallah, H., 1998. Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence Stratigraphy of the Sahara Platform, Algeria, 97–108. In Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. & Clark-Lowes, D.D. (eds) *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society London Special Publication 132.
- Fello, N., Lüning, S., Štorch, P. and Redfern, J., 2006. Identification of early Llandovery (Silurian) anoxic palaeodepressions at the western margin of the Murzuq Basin (southwest Libya), based on gamma-ray spectrometry in surface exposures. *GeoArabia*, 11, 101–118.
- Ferkous, K., Monie, P., 2002. Neoproterozoic shearing and auriferous hydrothermalism along the lithospheric N–S East In Ouzzal shear zone (Western Hoggar, Algeria, North Africa). *Journal of African Earth Sciences* 35, 399–415.
- Fernández-Suárez, J., Alonso, G.G., Jeffries, T., 2002. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters* 204, 75–88.
- Ferré, E., Gleizes, G., Caby, R., 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114, 199–219.

- Fezaa N., Liégeois J.P., Abdallah N., Bruguier, O., De Waele, B., Ouabadi A. in press. The 600 Ma-old Pan-African magmatism in the In Ouzzal terrane (Tuareg Shield, Algeria): witness of the metacratonisation of a rigid block. In: *The Geology of the Arab World - An Overview* (A. Bendaoud, Z. Hamimi, M. Hamoudi, S. Djemai and B. Zoheir, eds). Springer.
- Fezaa, N., Liégeois, J.-P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2010. Late Ediacaran geological evolution (575–555Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research* 180, 299–327.
- Fichler, C., Henriksen, S., Rueslaatten, H., Hovland, M., 2005. North Sea Quaternary morphology from seismic and magnetic data: indications for gas hydrates during glaciation? *Petroleum Geoscience* 11, 331–337.
- Florio, G., Fedi, M., Pasteka, R., 2006. On the application of Euler deconvolution to the analytic signal. *GEOPHYSICS* 71, L87–L93. doi:10.1190/1.2360204
- Franke, W., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research* 48, 257–284.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K.A., Bingen, B., Collins, A.S., Fowler, A.R., Ghebreab, W., Hauzenberger, C.A., Johnson, P.R., Kusky, T.M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R.J., Viola, G., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences* 86, 65–106.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics* 475, 9–28. doi:10.1016/j.tecto.2008.10.024
- Frizon de Lamotte, D., Michard, A., Saddiqi, O., 2006. Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 1–10.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30, TC3002.

- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C., Ringenbach, J., 2013. Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: integration in the geodynamics of the Devonian world. *Tectonics* 32, 107–122.
- Gabriel G., Kirsch R., Siemon B. and Wiederhold H. 2003. Geophysical investigation of buried Pleistocene subglacial valleys in Northern Germany. In: *Geophysical Investigations of Buried Quaternary Valleys in the Formerly Glaciated NW European Lowland: Significance for Groundwater Exploration* (eds M. Huuse, H. Lykke-Andersen and J.A. Piotrowski), *Journal of Applied Geophysics (Special Issue)* 53, 159–180
- Gabriel, G., 2006. Gravity investigation of buried Pleistocene subglacial valleys. *Near Surface Geophysics* 4. doi:10.3997/1873-0604.2006006
- Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J., Druesne, D., 2010. Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview. *Marine and Petroleum Geology* 27, 143–178.
- Galloway, W.E., 2002. Paleogeographic Setting and Depositional Architecture of a Sand-Dominated Shelf Depositional System, Miocene Utsira Formation, North Sea Basin. *Journal of Sedimentary Research* 72, 476–490. doi:10.1306/110801720476
- Garfunkel, Z., 2015. The relations between Gondwana and the adjacent peripheral Cadomian domain—Constraints on the origin, history, and paleogeography of the peripheral domain. *Gondwana Research* 28, 1257–1281.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African belt. In: Michard, et al. (Ed.), *Continental evolution: The Geology of Morocco: Lecture Notes in Earth Sciences*, 116. Springer Verlag, Berlin, pp. 33–64.
- Gatliff, R.W., Richards, P.C., Smith, K., Graham, C.C., McCormac, M., Smith, N.J.P., Long, D., Cameron, T.D.J., Evans, D., Stevenson, A.G., Bulat, J., Ritchie, J.D., 1994. The geology of the central North Sea. UK Offshore Regional Report. *Brit. Geol. Surv.*, 118 pp
- Genik, G., 1992. Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (CAR). *Tectonophysics* 213, 169–185.

- Ghienne, J.-F., 2009. Late Ordovician tunnel valleys. Presented at the 71st EAGE Conference and Exhibition-Workshops and Fieldtrips.
- Ghienne, J.-F., Le Heron, D.P., Moreau, J., Denis, M., Deynoux, M., 2007. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. *Glacial sedimentary processes and products* 295–319.
- Ghienne, J.-F., Desrochers, A., Vandenbroucke, T.R.A., Achab, A., Asselin, E., Dabard, M.-P., Farley, C., Loi, A., Paris, F., Wickson, S., Veizer, J., 2014. A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation. *Nature Communications* 5. doi:10.1038/ncomms5485
- Ghienne, J.F., Deynoux, M., 1998. Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedimentary Geology* 119, 141–159. doi:10.1016/S0037-0738(98)00045-1
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., Manatschal, G., Rubino, J.-L., 2003. Palaeovalleys and fault-controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 1091–1100. doi:10.1016/j.crte.2003.09.010
- Ghienne, J.-F., Le Heron, D.P., Moreau, J., Denis, M., Deynoux, M., 2007b. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. *Glacial sedimentary processes and products* 295–319.
- Ghienne, J.-F., Monod, O., Kozlu, H., Dean, W.T., 2010. Cambrian–Ordovician depositional sequences in the Middle East: A perspective from Turkey. *Earth-Science Reviews* 101, 101–146. doi:10.1016/j.earscirev.2010.04.004
- Ghienne, J.-F., Moreau, J., Degermann, L., Rubino, J.-L., 2013. Lower Palaeozoic unconformities in an intracratonic platform setting: glacial erosion versus tectonics in the eastern Murzuq Basin (southern Libya). *International Journal of Earth Sciences* 102, 455–482.
- Giacomini, F., Bomparola, R.M., Ghezzi, C., Guldbransen, H., 2006. The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 19–42.

- Gibbard, P.L., Lewin, J., 2016. Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles (André Dumont medallist lecture 2014). *Geologica Belgica*.
- Girard, F., Deschamps, R., Ghienne, J.-F., Roussé, S., Rubino, J.-L., 2018. Tracking the isostatic and eustatic signals in an end Ordovician-early Silurian deglacial sedimentary record (Algeria - Libya border). *Sedimentology*. doi:10.1111/sed.12535
- Girard, F., Ghienne, J.-F., Du-Bernard, X., Rubino, J.-L., 2015. Sedimentary imprints of former ice-sheet margins: Insights from an end-Ordovician archive (SW Libya). *Earth-Science Reviews* 148, 259–289. doi:10.1016/j.earscirev.2015.06.006
- Girard, F., Ghienne, J.-F., Rubino, J.-L., 2012. Channelized sandstone bodies ('cordons') in the Tassili N'Ajjer (Algeria & Libya): snapshots of a Late Ordovician proglacial outwash plain. *Geological Society, London, Special Publications* 368, 355–379. doi:10.1144/SP368.3
- Glodji, L.A., Bascou, J., Yessoufou, S., Ménot, R.-P., Villaros, A., 2014. Relationships between deformation and magmatism in the Pan-African Kandi shear Zone: Microstructural and AMS studies of Ediacaran granitoid intrusions in central Bénin (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 97, 143–160.
- Gowers, M.B., Holtar, E., Swensson, E., 1993. The structure of the Norwegian Central Trough (Central Graben area). *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series* 4, 1245–1254. doi:10.1144/0041245
- Graham, A.G.C., 2007. Reconstructing Pleistocene glacial environments in the Central North Sea using 3D seismic and borehole data (Unpublished Ph.D. thesis), Univ. Lond., 410 pp.
- Graham, A.G.C., Lonergan, L., Stoker, M.S., 2007. Evidence for Late Pleistocene ice stream activity in the Witch Ground Basin, central North Sea, from 3D seismic reflection data. *Quat. Sci. Rev.* 26, 627–643.
- Graham, A.G.C., Stoker, M.S., Lonergan, L., Bradwell, T., Stewart, M.A., 2011. The Pleistocene Glaciations of the North Sea Basin, in: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 261–278. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00021-0>
- Grauch, V., Cordell, L., 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics* 52, 118–121.

- Gravelle M., Lelubre, M., 1957. Decouverte de stromatolithes du groupe des Conophyton dans le Pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central) Bulletin de la Société Géologique de France S6-VII (4-5), 435-442.
- Gravelle, M., 1969. Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région Silet-Tibéhaouine : Contribution à la reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Sahara central. Mém. Centre Géologique Géophysique 21, CNRS Paris, 781 p.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 294, 257–278.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of African Earth Sciences 43, 83–143.
- Haddoum, H., 2009. Les structures hercyniennes dans la couverture sédimentaire paléozoïque de l'Ahnet Occidental et de Bled El Mass (NO Hoggar, Algérie): une conséquence du rejeu des failles panafricaines. Bulletin du Service Géologique National 20, 221–243.
- Haddoum, H., Choukroune, P., Peucat, J.J., 1994. Evolution of the Precambrian In-Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). Precambrian Research 65, 155-166.
- Haddoum, H., Guiraud, R., Moussine-Pouchkine, A., 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. Terra Nova 13, 220–226.
- Haddoum, H., Mokri, M., Ouzegane, K., Aït Djaffer, S., Djemai, S., 2013. Extrusion de l'In Ouzzal vers le Nord (Hoggar occidental, Algérie): une conséquence d'un poinçonnement panafricain. J Hydrocarb Min Environ Res 4, 6–16.
- Hambrey, M.J., 1985. The late Ordovician—Early Silurian glacial period. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 51, 273–289. doi:10.1016/0031-0182(85)90089-6
- Hayton, S., Rees, A.J., Vecoli, M., 2017. A punctuated Late Ordovician and early Silurian deglaciation and transgression: Evidence from the subsurface of northern Saudi Arabia. AAPG Bulletin 101, 863–886. doi:10.1306/08251616058

- Henderson, B.J., Collins, W.J., Murphy, J.B., Gutierrez-Alonso, G., Hand, M., 2016. Gondwanan basement terranes of the Variscan–Appalachian orogen: Baltican, Saharan and West African hafnium isotopic fingerprints in Avalonia, Iberia and the Armorican Terranes. *Tectonophysics* 681, 278–304.
- Henry, B., Liégeois, J.P., Nouar, O., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Belhai, D., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2009. Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: An AMS and U–Pb zircon age study. *Tectonophysics* 474, 417–434.
- Hirst, J.P.P., 2016. Ordovician shallow-marine tidal sandwaves in Algeria – the application of coeval outcrops to constrain the geometry and facies of a discontinuous, high-quality gas reservoir. *Geological Society, London, Special Publications* 436, 135–150. doi:10.1144/SP436.11
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., Westlake, I.R., 2002. Tunnel valleys and density flow processes in the upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria: influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology* 25, 297–324. doi:10.1111/j.1747-5457.2002.tb00011.x
- Hoepffner, C., Houari, M.R., Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 25–40.
- Holdsworth, R., Handa, M., Miller, J., Buick, I., 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications* 184, 1–12.
- Høyer, A.-S., Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., Viezzoli, A., Møller, I., 2015. 3D geological modelling of a complex buried-valley network delineated from borehole and AEM data. *Journal of Applied Geophysics* 122, 94–102. doi:10.1016/j.jappgeo.2015.09.004
- Hsu, S.-K. (2002). Imaging magnetic sources using Euler’s equation. *Geophysical Prospecting*, 50(1), 15–25. <https://doi:10.1046/j.1365-2478.2001.00282.x>

- Husseini, M.I., 1992. Upper Palaeozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates. *Journal of the Geological Society* 149, 419–429. doi:10.1144/gsjgs.149.3.0419
- Huuse M, Lykke-Andersen H., 2000. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quat Science Reviews* 19:1233–1253
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H., Michelsen, O., 2001. Cenozoic evolution of the eastern Danish North Sea. *Mar. Geol.* 177, 232–269.
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H., Piotrowski, J.A., 2003. Geophysical investigations of buried Quaternary valleys in the formerly glaciated NW European lowland: significance for groundwater exploration. *Journal of Applied Geophysics* 53, 153–157. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.003
- in the UK sector of the North Sea Basin. *J. Geol. Soc.* 144, 43–58.
- Itano, K., Iizuka, T., Chang, Q., Kimura, J.-I., Maruyama, S., 2016. U–Pb chronology and geochemistry of detrital monazites from major African rivers: Constraints on the timing and nature of the Pan-African Orogeny. *Precambrian Research* 282, 139–156.
- Jahn, B., Caby, R., Monie, P., 2001. The oldest UHP eclogites of the world: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology* 178, 143–158.
- Jarsve, E.M., Faleide, J.I., Gabrielsen, R.H., Nystuen, J.P., 2014. Mesozoic and cenozoic basin configurations in the North Sea, in: Martinius, A.W., Ravnås, R., Howell, J.A., Steel, R.J., Wonham, J.P. (Eds.), *From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 417–452. doi:10.1002/9781118920435.ch15
- Jessell, M.W., Begg, G.C., Miller, M.S., 2016. The geophysical signatures of the West African Craton. *Precambrian Research* 274, 3–24.
- Johnston, S.T., Weil, A.B., Gutierrez-Alonso, G., 2013. Oroclines: Thick and thin. *Geological Society of America Bulletin* 125, 643–663.

- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., 2006. Buried and open tunnel valleys in Denmark—erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 25, 1339–1363. doi:10.1016/j.quascirev.2005.11.006
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., Auken, E., 2003. Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics* 53, 199–213. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.016
- Kirsch, R. (Ed.), 2006. *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology*. Springer.
- Kluiving, S.J., Aleid Bosch, J., Ebbing, J.H., Mesdag, C.S., Westerhoff, R.S., 2003. Onshore and offshore seismic and lithostratigraphic analysis of a deeply incised Quaternary buried valley system in the Northern Netherlands. *Journal of Applied Geophysics* 53, 249–271. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.002
- Kogbe, C.A., 1981. Cretaceous and Tertiary of the Iullemmeden Basin in Nigeria (West Africa). *Cretaceous Research* 2, 129–186.
- Koglin, N., Zeh, A., Franz, G., Schüssler, U., Glodny, J., Gerdes, A., Brätz, H., 2018. From Cadomian magmatic arc to Rheic Ocean closure: The geochronological-geochemical record of nappe protoliths of the Münchberg Massif, NE Bavaria (Germany). *Gondwana Research* 55, 135–152.
- Kröner, A., Stern, R.J., 2005. AFRICA | Pan-African Orogeny, in: *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, pp. 1–12.
- Lagarias, J.C., Reeds, J.A., Wright, M.H., Wright, P.E., 1998. Convergence Properties of the Nelder-Mead Simplex Method in Low Dimensions. *SIAM Journal on Optimization* 9, 112–147. doi:10.1137/S1052623496303470
- Lang, J., Dixon, R.J., Le Heron, D.P., Winsemann, J., 2012. Depositional architecture and sequence stratigraphic correlation of Upper Ordovician glaciogenic deposits, Illizi Basin, Algeria. *Geological Society, London, Special Publications* 368, 293–317. doi:10.1144/SP368.1

- Lapique, F., Bertrand, J.M., Meriem, D., 1986. A major Pan-African crustal decoupling zone in the Timgaouine area (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* (1983) 5, 617–625.
- Le Heron, D., Sutcliffe, O., Bourgig, K., Craig, J., Visentin, C., Whittington, R., 2004. Sedimentary architecture of Upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf Arch, Libya: implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GEOARABIA-MANAMA*- 9, 137–160.
- Le Heron, D.P., 2010. Interpretation of Late Ordovician glaciogenic reservoirs from 3-D seismic data: an example from the Murzuq Basin, Libya. *Geological Magazine* 147, 28. doi:10.1017/S0016756809990586
- Le Heron, D.P., 2016. The Hirnantian glacial landsystem of the Sahara: a meltwater-dominated system. *Geological Society, London, Memoirs* 46, 509–516. doi:10.1144/M46.151
- Le Heron, D.P., Armstrong, H.A., Wilson, C., Howard, J.P., Gindre, L., 2010. Glaciation and deglaciation of the Libyan Desert: The Late Ordovician record. *Sedimentary Geology* 223, 100–125. doi:10.1016/j.sedgeo.2009.11.002
- Le Heron, D.P., Craig, J., 2008. First-order reconstructions of a Late Ordovician Saharan ice sheet. *Journal of the Geological Society* 165, 19–29. doi:10.1144/0016-76492007-002
- Le Heron, D.P., Craig, J., Etienne, J.L., 2009. Ancient glaciations and hydrocarbon accumulations in North Africa and the Middle East. *Earth-Science Reviews* 93, 47–76. doi:10.1016/j.earscirev.2009.02.001
- Le Heron, D.P., Craig, J., Sutcliffe, O.E., Whittington, R., 2006. Late Ordovician glaciogenic reservoir heterogeneity: An example from the Murzuq Basin, Libya. *Marine and Petroleum Geology* 23, 655–677. doi:10.1016/j.marpetgeo.2006.05.006
- Le Heron, D.P., Sutcliffe, O.E., Whittington, R.J., Craig, J., 2005. The origins of glacially related soft-sediment deformation structures in Upper Ordovician glaciogenic rocks: implication for ice-sheet dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 218, 75–103. doi:10.1016/j.palaeo.2004.12.007

- Le Heron, D.P., Tofaif, S., Melvin, J., 2018. The Early Palaeozoic Glacial Deposits of Gondwana, in: *Past Glacial Environments*. Elsevier, pp. 47–73. doi:10.1016/B978-0-08-100524-8.00002-6
- Le Maire, P., Munsch, M., 2018. 2D potential theory using complex algebra: New equations and visualization for the interpretation of potential field data. *Geophysics* 83, J1–J13. doi:10.1190/geo2016-0611.1
- Lee, J.R., Candy, I., Haslam, R., 2018. The Neogene and Quaternary of England: landscape evolution, tectonics, climate change and their expression in the geological record. *Proceedings of the Geologists' Association* 129, 452–481. doi:10.1016/j.pgeola.2017.10.003
- Legrand, P., 2003. Late Ordovician-early Silurian paleogeography of the Algerian Sahara. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 174, 19–32. doi:10.2113/174.1.19
- Lelubre, M., 1979. Géologie de l'Afrique. Le Craton Ouest Africain. *Precambrian Research* 8, 146–147.
- Liégeois J.P., Bertrand H., Black R., Caby R., Fabre J., 1983. Permian alkaline undersaturated and carbonatite province and rifting along the West African Craton. *Nature* 305, 42-43.
- Liégeois J.P., Sauvage J.F., Black R., 1991. The Permo-Jurassic alkaline Province of Tadhak, Mali: geology, geochronology and tectonic significance. *Lithos* 27, 95-105.
- Liégeois, J.-P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N., Ouabadi, A., 2013. Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research* 23, 220–237.
- Liégeois, J.-P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg Shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. *Geological Society of America Special Papers* 388, 379–400.
- Liégeois, J.P., Bertrand, J.M., Black, R., 1987. The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. In: *African Geology Review* (J. Kinnaird and P. Bowden, eds), J. Wiley, London, 185-211 and *Geological Journal*, 22 S2, 185-211.

- Liégeois, J.P., Black, R., 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: Alkaline Igneous Rocks (J.G. Fitton and B.J.G Upton, eds), Geo-logical Society Special Publication, London, 30, 381-401.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg Shield, Niger). *Precambrian Research*, 67, 59-88.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37, 161–190.
- Liegeois, J.-P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1–28.
- Lindner, H., Pretzschner, C., Kappler, R., Kritzner, W., Fritzsche, B., 2000. Exploration of Quaternary channels inside the town of Gorlitz by gravity measurements. *Proceedings 6th Meeting Environmental and Engineering Geophysics*.
- Lonergan, L., Maidment, S.C.R., Collier, J.S., 2006. Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution. *Journal of Quaternary Science* 21, 891–903. doi:10.1002/jqs.1015
- Long, D., Laban, C., Streif, H., CaMeron, T.D.J., Schüttenhelm, R.T.E., 1988. The sedimentary record of climate variation in the southern North Sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., Ser. B* 318, 523–537.
- Løseth, H., Wensaas, L., Gading, M., Duffaut, K., Springer, M., 2011. Can hydrocarbon source rocks be identified on seismic data? *Geology* 39, 1167–1170. doi:10.1130/G32328.1
- Lottaroli, F., Craig, J., and Thusu, B., 2009, Neoproterozoic–Early Cambrian (Infracambrian) hydrocarbon prospectivity of North Africa: a synthesis, in Craig, J., Thurow, J., Thusu, B., Whitham, A., and Abutarruma, Y., eds., *Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa: Geological Society of London, Special Publication 326*, p. 137–156.

- Louis, P., Rechenmann, J., 1966. Interprétation géologique de certaines anomalies gravimétriques du Ténéré (République du Niger). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série D: Sciences Naturelles*, vol. 263, no 5, p. 476-479.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D., Štorch, P., Fitches, B., 2000. Lower Silurian 'hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews* 49, 121–200. doi:10.1016/S0012-8252(99)00060-4
- Margold, M., Stokes, C.R., Clark, C.D., 2015. Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews* 143, 117–146. doi:10.1016/j.earscirev.2015.01.011
- Martínez Catalán, J.R., 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra nova* 23, 241–247.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284, 616-618.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J., Finn, C., Von Frese, R., 2009. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10.
- Maystrenko, Y.P., Olesen, O., Ebbing, J., Nasuti, A., 2017. Deep structure of the northern North Sea and southwestern Norway based on 3D density and magnetic modelling. *Norwegian Journal of Geology*. doi:10.17850/njg97-3-01
- Mcgillivray, J. G., and HUSSEIN, M. I., 1992. The Paleozoic Petroleum Geology of Central Arabia (1). *AAPG Bulletin*, 76. <https://doi:10.1306/bdff8a1a-1718-11d7-8645000102c1865d>
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics* 375, 261–288.

- Meinhold, G., Arslan, A., Lehnert, O., Stampfli, G.M., 2011. Global mass wasting during the Middle Ordovician: Meteoritic trigger or plate-tectonic environment? *Gondwana Research* 19, 535–541.
- Michard, A., Saddiki, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D., 2008. Continental evolution: the geology of Morocco – structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. *Lect. Notes Earth Sci.* 116, ISBN: 978-3-540-77075-6.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Baidder, L., Rjimati, E., Saddiki, O., 2010. The south-western branch of the Variscan Belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, 1–24.
- Milesi, J., Feybesse, J., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampuzu, A., Muhongo, S., Lescuyer, J., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., 2004. Géologie et principaux gisements d’Afrique—Carte et SIG à 1: 10000000. Presented at the Colloquium of African Geology.
- Mohamed, A.K., Selim, E.I., Kashlaf, A., 2016. Integration of seismic interpretation and petrophysical studies on Hawaz Formation in J-field NC-186 concession, Northwest Murzuq basin, Libya. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics* 5, 334–350. doi:10.1016/j.nrjag.2016.06.002
- Moreau, C., Brown, W., Demaiffe, D., DuPont, P., Rocci, G., 1986. Un des plus grands ring-dykes du monde: le Meugueur-Meugueur, massif de l’Air, Niger. *CR Acad. Sci. Paris* 303, 223–226.
- Moreau, C., Demaiffe, D., Bellion, Y., Boullier, A-M., 1994. A tectonic model for the location of Palaeozoic ring complexes in Air (Niger, West Africa). *Tectonophysics* 234, 129–146.
- Moreau, J., 2011. The Late Ordovician deglaciation sequence of the SW Murzuq Basin (Libya): Late Ordovician deglaciation sequence. *Basin Research* 23, 449–477. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00499.x
- Moreau, J., Ghienne, J.-F., Heron, D.P.L., Rubino, J.-L., Deynoux, M., 2005. 440 Ma ice stream in North Africa. *Geology* 33, 753. doi:10.1130/G21782.1
- Moreau, J., Ghienne, J.-F., Hurst, A., 2012. Kilometre-scale sand injectites in the intracratonic Murzuq Basin (South-west Libya): an igneous trigger? *Sedimentology* 59, 1321–1344.

- Moreau, J., Huuse, M., 2014. Infill of tunnel valleys associated with landward-flowing ice sheets: The missing Middle Pleistocene record of the NW European rivers?: TUNNEL VALLEY CLINOFORMS IN THE SNS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 1–9. doi:10.1002/2013GC005007
- Moreau, J., Huuse, M., Janszen, A., van der Vegt, P., Gibbard, P.L., Moscariello, A., 2012. The glaciogenic unconformity of the southern North Sea. In: Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D., Dixon, R.J., Moscariello, A., Craig, J. (Eds.), *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., vol. 368, pp. 99–110.
- Moussine-Pouchkine, A., Bertrand-Sarfati, J., 1978. Le Gourma; un aulacogène du Précambrien supérieur? *Bulletin de la Société Géologique de France* S7–XX, 851–855.
- 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. doi:10.1190/1.1440276
- Nabighian, M.N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics* 39, 85–92.
- Nkono, C., Liégeois, J.P., Demaiffe, D., 2018. Relationships between structural lineaments and Cenozoic volcanism, Tibesti swell, Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 145, 274–283
- Nodot, E., 2014, *Détection et caractérisation d'objets anthropiques par méthodes géophysiques et en particulier par méthode magnétique*, Ph.D. thesis Strasbourg.
- Nouar, O., Henry, B., Liégeois, J.-P., Derder, M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2011. Eburnean and Pan-African granitoids and the Raghane mega-shear zone evolution: Image analysis, U–Pb zircon age and AMS study in the Arokam Ténéré (Tuareg Shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 60, 133–152.
- Nutz, A., Ghienne, J.-F., Storch, P., 2013. Circular, Cryogenic Structures from the Hirnantian Deglaciation Sequence (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of Sedimentary Research* 83, 115–131. doi:10.2110/JSR.2013.11

- Oasis Montaj, 2018. GM-SYS Profile Modelling v 9.4.1 [Computer software]. Retrieved from www.geosoft.com.
- Olesen, O., Brønner, M., Ebbing, J., Gellein, J., Gernigon, L., Koziel, J., Lauritsen, T., Myklebust, R., Pascal, C., Sand, M., Solheim, D., Usov, S., 2010. New aeromagnetic and gravity compilations from Norway and adjacent areas: methods and applications. Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series 7, 559–586. doi:10.1144/0070559
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers* 8, 1431–1445.
- Ottesen, D., Batchelor, C.L., Dowdeswell, J.A., Løseth, H., 2018. Morphology and pattern of Quaternary sedimentation in the North Sea Basin (52–62°N). *Marine and Petroleum Geology* 98, 836–859. doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.08.022
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Bugge, T., 2014. Morphology, sedimentary infill and depositional environments of the Early Quaternary North Sea Basin (56°–62°N). *Marine and Petroleum Geology* 56, 123–146. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.04.007
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Bugge, T., 2016. Deeply buried glacial debris-flows imaged in 3D seismic data from early Quaternary sediments of the northern North Sea. Geological Society, London, *Memoirs* 46, 369–370. <https://doi.org/10.1144/M46.131>
- Ouanaimi, H., Soullaimani, A., Hoepffner, C., Michard, A., Baidder, L., 2016. The Atlas-Meseta Red Beds basin (Morocco) and the Lower Ordovician rifting of NW-Gondwana. *Bulletin de la Société géologique de France* 187, 155–168.
- Ouzegane, K., Kienast, J.-R., Bendaoud, A., Drareni, A., 2003. A review of Archaean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 37, 207–227.
- Parker Gay JR., 2004. Glacial till: A troublesome source of near-surface magnetic anomalies. *Applied Geophysics*.
- Perron, P., Guiraud, M., Vennin, E., Moretti, I., Portier, É., Le Pourhiet, L., Konaté, M., 2018. Influence of basement heterogeneity on the architecture of low subsidence rate Paleozoic

- intracratonic basins (Reggane, Ahnet, Mouydir and Illizi basins, Hoggar Massif). *Solid Earth* 9, 1239–1275. doi:10.5194/se-9-1239-2018
- Petersson, A., Scherstén, A., Gerdes, A., 2018. Extensive reworking of Archaean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes. *Geoscience Frontiers* 9, 173–189.
- Petersson, A., Scherstén, A., Kemp, A., Kristinsdottir, B., Kalvig, P., Anum, S., 2016. Zircon U–Pb–Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust within the Palaeoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precambrian Research* 275, 286–309.
- Peucat, J., Capdevila, R., Drareni, A., Choukroune, P., Fanning, C., Bernard-Griffiths, J., Fourcade, S., 1996. Major and trace element geochemistry and isotope (Sr, Nd, Pb, O) systematics of an Archaean basement involved in a 2.0 Ga very high-temperature (1000° C) metamorphic event: In Ouzzal Massif, Hoggar, Algeria. *Journal of metamorphic Geology* 14, 667–692.
- Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003. U–Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg Shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 37, 229–239.
- Piotrowski, J.A., Hermanowski, P., Piechota, A.M., 2009. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 481–492. doi:10.1002/esp.1728
- Pohl, A., Donnadiou, Y., Le Hir, G., Ladant, J.-B., Dumas, C., Alvarez-Solas, J., Vandenbroucke, T.R.A., 2016. Glacial onset predated Late Ordovician climate cooling: Modeling Late Ordovician Glacial Onset. *Paleoceanography* 31, 800–821. doi:10.1002/2016PA002928
- Praeg D., 1996. Morphology, stratigraphy and genesis of buried Mid-pleistocene tunnel-valleys in the southern North Sea basin. PhD Thesis, University of Edinburgh

- Praeg, D., 2003. Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin—high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics* 53, 273–298. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.001
- QGIS 3.0, 2018. <https://qgis.org/en/site/forusers/visualchangelog30/index.html>
- Ramsay, J., 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology* 2, 83–99.
- Rasmussen, E.S., Vejbaek, O.V., Bidstrup, T., Piasecki, S., Dybkjaer, K., 2005. Late Cenozoic depositional history of the Danish North Sea Basin: implications for the petroleum systems in the Kraka, Halfdan, Siri and Nini fields. In: Doré, A.G., Vining, B.A. (Eds.), *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives*. pp. 1347–1358
- Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Menzies, J., Clerc, S., Goupy, B., Portier, E., 2014. Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: A case study from the Alnif tunnel valley (Morocco). *Sedimentary Geology* 304, 71–95. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.005
- Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Menzies, J., Guiraud, M., Clerc, S., Portier, E., 2015. Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 418, 359–376. doi:10.1016/j.palaeo.2014.12.003
- Riis, F., 1996. Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Glob. Planet. Change* 12, 331–357.
- Rise, L., 2004. Mid-Pleistocene ice drainage pattern in the Norwegian Channel imaged by 3D seismic. *Quaternary Science Reviews* 23, 2323–2335. doi:10.1016/j.quascirev.2004.04.005
- Ritz, M., Brown, W.L., Moreau, C., Ohnenstetter, D., 1996. An audiomagnetotelluric study of the Meugueur-Meugueur ring structure, Air, Niger: ring dyke or cone sheet? *Journal of applied geophysics* 34, 229–236.
- Robertson, 2002. Regional synthesis of the Ordovician of the Saharan Platform, Algeria. Robertson research, Report No. AM050

- Rocci, G., Bronner, G., Deschamps, M., 1991. Crystalline basement of the West African Craton, in: *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer, pp. 31–61.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics* 57 (1), pp.116–125.
- Rooney, A.D., Selby, D., Houzay, J.-P., Renne, P.R., 2010. Re–Os geochronology of a Mesoproterozoic sedimentary succession, Taoudeni basin, Mauritania: implications for basin-wide correlations and Re–Os organic-rich sediments systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 486–496.
- Rougier, S., Missenard, Y., Gautheron, C., Barbarand, J., Zeyen, H., Pinna, R., Liégeois, J.-P., Bonin, B., Ouabadi, A., Derder, M.E.-M., 2013. Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara Desert, Africa). *Geology* 41, 615–618.
- Roussé, S., Sandvik, S.E., Hirst, P., Murat, B., Saadi, K., Le Guerroué, E., 2009. Sedimentology and stratigraphic architecture of Late Ordovician syn-glacial strata from the Tiguentourine Field (Illizi Basin, Algeria). Abstract, Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon systems conference, The Geological Society of London: Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems (1–2 December).
- Roussel, J., Lesquer, A., 1991. Geophysics and the crustal structure of West Africa, in: *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer, pp. 9–28.
- Rumpel, H.-M., Binot, F., Gabriel, G., Siemon, B., Steuer, A. & Wiederhold, H., 2009. The benefit of geophysical data for hydrogeological 3D modelling - an example using the Cuxhaven buried valley. *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 160 (3): 259–269.
- Sacchi, R., Cadoppi, P., 1988. Oroclines and pseudo-oroclines. *Tectonophysics* 146, 47–58.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., Ravat, D., 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics* 73, L1–L10. doi:10.1190/1.2799992
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J.D., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* 26, 1502–1505.

- Sandersen, P.B.E., JøRgensen, F., Larsen, N.K., Westergaard, J.H., Auken, E., 2009. Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark. *Boreas* 38, 834–851. doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00105.x
- Schlumberger. 2017. Petrel. <https://www.software.slb.com/products/petrel>
- Schofield, D., Horstwood, M., Pitfield, P., Crowley, Q., Wilkinson, A., Sidaty, H.C.O., 2006. Timing and kinematics of Eburnean tectonics in the central Reguibat Shield, Mauritania. *Journal of the Geological Society* 163, 549–560.
- Sejrup, H.P., Aarseth, I., Ellingsen, K.L., Reither, E., Jansen, E., Løvlie, R., Bent, A., Brigham-Grette, J., Larsen, E., Stoker, M., 1987. Quaternary stratigraphy of the Fladen area, central North Sea: a multidisciplinary study. *J. Quat. Sci.* 2, 35–58.
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y., Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan Zone of western Iran. *Precambrian Research* 306, 41–60.
- Shellnutt, J.G., Pham, N.H.T., Denyszyn, S.W., Yeh, M.-W., Lee, T.-Y., 2017. Timing of collisional and post-collisional Pan-African Orogeny silicic magmatism in south-central Chad. *Precambrian Research* 301, 113–123.
- Siemon B., 2001. Improved and new resistivity-depth profiles for helicopter electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics* 46:65-76
- Siemon, B., Eberle, D.G., Binot, F., 2004. Helicopter-borne electromagnetic investigation of coastal aquifers in North-West Germany. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 32, 385–395.
- Sonatrach, 2013. Distribution des paramètres réservoirs dans les bassins sédimentaires algériens, Partie-2, Bassin d' Illizi : réservoirs Cambro-Ordovicien, siluro-dévonien et carbonifères.
- Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reworking during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 98, 94–112.

- Stampfli, G., Von Raumer, J., Wilhem, C., 2011. The distribution of Gondwana-derived terranes in the Early Palaeozoic. Presented at the Ordovician of the World, Instituto Geológico y Minero de España, pp. 567–574.
- Steuer, A., Siemon, B., Auken, E., 2009. A comparison of helicopter-borne electromagnetics in frequency- and time-domain at the Cuxhaven valley in Northern Germany. *Journal of Applied Geophysics* 67, 194–205. doi:10.1016/j.jappgeo.2007.07.001
- Stewart, M., Lonergan, L., Hampson, G., 2012. 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the Central North Sea: tunnel valley fill sedimentary architecture. Geological Society, London, Special Publications 368, 173–184. doi:10.1144/SP368.9
- Stewart, M.A., Lonergan, L., 2011. Seven glacial cycles in the middle-late Pleistocene of northwest Europe; geomorphic evidence from buried tunnel valleys. *Geology* 39, 283–286.
- Stewart, M.A., Lonergan, L., Hampson, G., 2013. 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: morphology, cross-cutting generations and glacial history. *Quaternary Science Reviews* 72, 1–17. doi:10.1016/j.quascirev.2013.03.016
- Stoker, M.S., Long, D., Fyfe, J.A., 1985a. The Quaternary succession in the central North Sea. *Newslett. Strat.* 14, 119–128.
- Stoker, M.S., Long, D., Fyfe, J.A., 1985b. A Revised Quaternary Stratigraphy for the Central North Sea. In: Report of the Brit. Geol. Surv., vol. 17. No. 2, 35 pp.
- Stoker, M.S., Skinner, A.C., Fyfe, J.A., Long, D., 1983. Palaeomagnetic evidence for early Pleistocene in the central and northern North Sea. *Nature* 304, 332–334.
- Storch, P., Massa, D., 2006. Middle Llandovery (Aeronian) graptolites of the Western Murzuq basin and Al Qarqaf Arch region, South-West Libya. *Palaeontology* 49, 83–112. doi:10.1111/j.1475-4983.2005.00530.x
- Sutcliffe, O.E., Dowdeswell, J.A., Whittington, R.J., Theron, J.N., Craig, J., 2000. Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbital. *Geology* 28, 967–970.

- Takherist, D., 1991. Structure crustale, subsidence mesozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens (Algérie): apport de la gravimétrie et des données de puits. 207 pp. Thèse de doctorat, Université de Montpellier (unpublished).
- Takherist, D., Lesquer, A., 1989. Mise en évidence d'importantes variations régionales du flux de chaleur en Algérie. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 615–626.
- Talwani, P., 1999. Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics* 305, 371–379.
- Telford, W.M., Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Thébault, E., Finlay, C. & Toh, H., 2015. International Geomagnetic Reference Field the twelfth generation, Special issue. *Earth Planets and Space* 67 (1).
- Thiéblemont, D., 2016. An updated geological map of Africa at 1/10 000 000 scale. Presented at the 35th International Geological Congress: IGC 2016.
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S., Gresse, P., Chevallier, L., Liégeois, J.-P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, 217–226.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *GEOPHYSICS* 47, 31–37. doi:10.1190/1.1441278
- Tod, S., Taylor, B., Johnston, R., Allen, T., 2007. Fracture prediction from wide-azimuth land seismic data in SE Algeria. *The Leading Edge* 26, 1154–1160. doi:10.1190/1.2780786
- Tofaif, S., Le Heron, D.P., Melvin, J., 2018. Development of a palaeovalley complex on a Late Ordovician glaciated margin in NW Saudi Arabia. *Geological Society, London, Special Publications* SP475.8. doi:10.1144/SP475.8
- Toummite, A., Liégeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E.H., Ikenne, M., 2013. Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a metacratonic setting. *Mineralogy and Petrology* 107, 739–763.

- Triantafyllou, A., 2016. Évolution géodynamique d'un arc insulaire néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas marocain: caractérisation des processus de croissance intra-océanique et d'accrétion (Doctoral dissertation, Nantes).
- Trompette, R., 1994. Geology of western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-Africa-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema, Rotterdam, pp. 350.
- van der Vegt, P., Janszen, A., Moscariello, A., 2012. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. Geological Society, London, Special Publications 368, 75–97. doi:10.1144/SP368.13
- Vanderhaeghe, O., Duchene, S., 2010. Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent plate boundaries. Terra Nova 22, 315–332
- Vaslet, D. (1990) Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. Episodes, 13, 147–161.
- Vecoli, M., Riboulleau, A., Versteegh, G.J.M., 2009. Palynology, organic geochemistry and carbon isotope analysis of a latest Ordovician through Silurian clastic succession from borehole Tt1, Ghadamis Basin, southern Tunisia, North Africa: Palaeoenvironmental interpretation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 273, 378–394. doi:10.1016/j.palaeo.2008.05.015
- Veevers, J., 2013. Pangea: Geochronological correlation of successive environmental and stratigraphic phases in Europe and Australia. Earth-Science Reviews 127, 48–95.
- Vialette, Y., Vitel, G., 1979. Geochronological data on the Amsinassene-Tefedest Block (Central Hoggar, Algerian Sahara) and evidence for its polycyclic evolution. Precambrian Research 9, 241–254.
- Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. Journal of African Earth Sciences 43, 166–195.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. Tectonophysics 365, 7–22.
- Wane, O., Liégeois, J.-P., Thébaud, N., Miller, J., Metelka, V., Jessell, M., 2018. The onset of the Eburnean collision with the Kenema-Man craton evidenced by plutonic and

- volcanosedimentary rock record of the Massigui region, southern Mali. *Precambrian Research* 305, 444–478.
- Weis, D., Liégeois, J.-P., Black, R., 1987. Tadhak alkaline ring-complex (Mali): existence of UPb isochrons and “Dupal” signature 270 Ma ago. *Earth and planetary science letters* 82, 316–322.
- Westaway, R., 2017. Isostatic compensation of Quaternary vertical crustal motions: coupling between uplift of Britain and subsidence beneath the North Sea: Quaternary vertical crustal motions: Britain and the North Sea. *Journal of Quaternary Science* 32, 169–182. doi:10.1002/jqs.2832
- Winsborrow, M.C.M., Clark, C.D., Stokes, C.R., 2010. What controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews* 103, 45–59. doi:10.1016/j.earscirev.2010.07.003
- Ye, J., Chardon, D., Rouby, D., Guillocheau, F., Dall’asta, M., Ferry, J.-N., Broucke, O., 2017. Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere* GES01426.1.
- Zanguina, M., Bruneton, A., Gonnard, R., 1998. An introduction to the petroleum potential of Niger. *Journal of Petroleum Geology* 21, 83–103.
- Zazoun, R.S., 2008. The Fadnoun area, Tassili-n-Azdjer, Algeria: Fracture network geometry analysis. *Journal of African Earth Sciences* 50, 273–285.
- Zazoun, R.S., Mahdjoub, Y., 2011. Strain analysis of Late Ordovician tectonic events in the In-Tahouite and Tamadjert Formations (Tassili-n-Ajers area, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 60, 63–78. doi:10.1016/j.jafrearsci.2011.02.003
- Zeroug, S., Bounoua, N., Lounissi, R., 2007. Well Evaluation Conference (WEC), Algérie 2007. Sonatrach-Schlumberger/Wetmore Printing, Houston, TX.
- Ziegler, P. A. (1992). European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208(1-3), 91–111. doi:10.1016/0040-1951(92)90338-7
- Ziegler, P., 1990. Tectonic and palaeogeographic development of the North Sea rift system, in: *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*. Oxford Science Publications Oxford, pp. 1–36.

Zurbruggen, R., 2017. The Cenerian orogeny (early Paleozoic) from the perspective of the Alpine region. *International Journal of Earth Sciences* 106, 517–529.

Caractérisation géophysique (méthodes potentielles, imagerie sismique) de structures géologiques : des terranes panafricains de la chaîne trans-saharienne, aux vallées tunnel et incisions glaciaires de Mer du Nord et d'Algérie

Résumé

L'analyse des données magnétiques et gravimétriques de la partie nord de la ceinture trans-saharienne a permis de proposer une carte de compartimentalisation géophysique et rhéologique des structures crustales et de visualiser les terranes du bouclier Touareg sur plus de 1000 km au nord, sous les bassins sédimentaires sahariens et plusieurs aspects ont pu être discutés.

Un pseudo réseau de quatre générations successives de paléovallées et incisions a été mis en évidence dans la succession glaciaire de l'Ordovicien supérieur au NE du bassin d'Illizi sur la base des données sismiques de haute résolution. Pour chaque incision, la géométrie ainsi que les faciès sismiques de leur remplissage ont été déterminés. Un parallélisme entre la distribution de certaines paléovallées et l'orientation des anomalies magnétiques a été observé, mais aucune relation stratigraphique entre ces structures n'a été identifiée sur les sections sismiques.

Un réseau complexe de vallées tunnel glaciaires du Pléistocène en mer du Nord a été identifié sur la base de données aéromagnétiques à haute résolution. Une analyse magnétique détaillée a été réalisée en combinant plusieurs méthodes magnétiques.

A la fin, des modèles magnétiques synthétiques 2D ont été calculés pour les incisions ordoviciennes, appliqué pour le cas du bassin d'Illizi. Les résultats obtenus montrent que leur détection magnétique est possible, si toutes fois un levé magnétique à haute résolution serait disponible.

Mots-clés : *Orogenèse panafricaine, terranes, linéaments géophysiques, paléovallées ordoviciennes, bassin d'Illizi, vallées tunnel pléistocène, magnétisme, gravimétrie, sismique.*

Abstract

The magnetic and gravimetric data analysis of the northern part of the trans-saharan belt allowed to propose a geophysical and rheological compartmentalization map of its crustal structures and to visualize the Tuareg shield terranes over 1000 km to the north, under the saharan sedimentary basins and several aspects have been discussed.

A pseudo network of four successive generations of paleovalleys and incisions has been identified on the upper Ordovician glacial succession in the north-eastern part of the Illizi basin on the basis of high-resolution seismic data. For each incision, the geometry and seismic facies of their filling have been determined. Parallelism between the distribution of some paleovalleys and magnetic anomaly orientations has been observed, but no stratigraphic relationship between them has been identified on seismic sections.

A complex network of Pleistocene glacial tunnel valleys in the North Sea has been identified on the basis of high-resolution aeromagnetic data. A detailed magnetic analysis was performed by combining several magnetic methods.

Finally, 2D synthetic magnetic models were calculated for Ordovician incisions, applied in the case of the Illizi basin. The results obtained show that their magnetic detection is possible, if a high-resolution magnetic survey would still be available.

Keywords: *Pan-African orogeny, terranes, geophysical lineaments, Ordovician paleovalleys, Illizi basin, Pleistocene tunnel valleys, magnetism, gravimetry, seismic.*