

Multispecimen un nouveau protocole pour déterminer les paléointensités

4.1 Introduction à la méthode du multispecimen

4.1.1 Principe de la méthode multispecimen

L'étude précédente montre la difficulté d'obtenir des paléointensités par les méthodes de type Thellier. Cette difficulté porte notamment sur le fait que ces méthodes ne peuvent être appliquées que pour certaines minéralogies, ce qui est très contraignant. Une nouvelle méthode, dite méthode multispecimen, ouvre de nouvelles perspectives puisqu'elle permettrait d'obtenir des paléointensités sur des échantillons présentant un comportement polydomaine. Cette méthode très prometteuse m'a particulièrement intéressé à la vue de la minéralogie des échantillons provenant de Nouvelles Zélande. La méthode-multispécimens (MSP-DB), proposée en premier lieu par Dekkers and Böhnelt (2006), s'appuie sur le fait que l'acquisition de l'ATR est proportionnelle au champ magnétique, propriété qui est indépendante du nombre de domaines des grains magnétiques. Biggin and Poidras (2006) ont montré expérimentalement, qu'au premier ordre, une ATR acquise dans un champ magnétique H , puis chauffée à une température $T < T_C$ et refroidit dans le même champ H , doit rester inchangée quelque soit l'état de domaine des minéraux magnétiques.

Expérimentalement, les échantillons d'un même site sont chauffés à une même température $T < T_C$, et chacun est soumis à un champ magnétique d'intensité croissante. Les champs doivent être appliqués parallèlement à l'ARN. Tout comme pour la méthode Thellier-Thellier, cette ARN doit être une ATR. Si l'ATRp est acquise dans un champ magnétique plus faible que celui à l'origine de l'ARN, l'échantillon portera une aimantation finale plus faible que l'ARN. Inversement, si le champ appliqué est plus fort, alors l'aimantation finale sera plus importante que l'ARN. Ainsi la paléointensité correspond

à l'intensité du champ pour laquelle la différence entre l'ATR_p et l'ARN est nulle (Fig. 4.1.1).

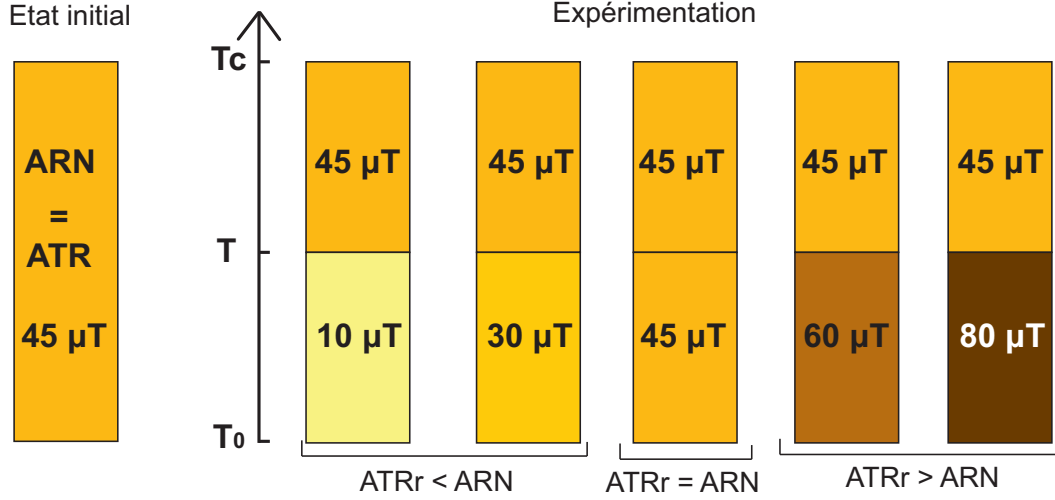


FIGURE 4.1 – Principe de la méthode multispecimen. L'aimantation initiale est une ATR acquise pour un champ de $45 \mu T$. Les échantillons sont chauffés de la température ambiante T_0 à une température $T < T_C$. Une ATR_p est acquise à différent champ ($10, 30, 45, 60$ et $80 \mu T$). La paléointensité est estimée lorsque l'ARN_r, l'aimantation finale de l'échantillon, est égale à l'ARN après l'expérience, c'est à dire lorsque l'ATR_r=ARN.

Chaque chauffe se fait avec un échantillon différent, garantissant ainsi la même histoire "magnétique" pour chaque échantillon et limitant l'altération thermique. Puisque chaque spécimen d'une coulée possède une quantité de minéraux ferromagnétiques pouvant être sensiblement différente de l'un à l'autre, toutes les mesures sont normalisées par l'ARN m_0 de l'échantillon correspondant. Pour déterminer une paléointensité, on trace le paramètre Q_{DB} en fonction du champ magnétique appliqué. Q_{DB} est défini par l'expression :

$$Q_{DB} = \frac{m_1 - m_0}{m_0}, \quad (4.1)$$

où m_1 est la mesure de l'aimantation de l'échantillon suite à l'acquisition de l'ATR_p. La valeur de la paléointensité est estimée par régression linéaire, lorsque la droite coupe l'axe des abscisses. L'incertitude est estimée par l'intervalle de confiance à 68% calculée pour la régression linéaire (Fig 4.2).

Cette méthode a été testée sur plusieurs coulées de lave historiques. Michalk et al. (2008, 2010) ont noté que ce protocole tend à surestimer les paléointensités pour des laves présentant une fraction de grains polydomaines importante, montrant ainsi que cette méthode n'était pas totalement indépendante de l'état de domaine. Par la suite, Fabian and Leonhardt (2010) ont montré que la dispersion du pourcentage de fraction désaimantée f (proportion d'ARN remplacée par l'ATR_p) au sein d'un jeu d'échantillons entraîne une dispersion des points sur le diagramme.

4.1.2 La méthode MSP-DSC

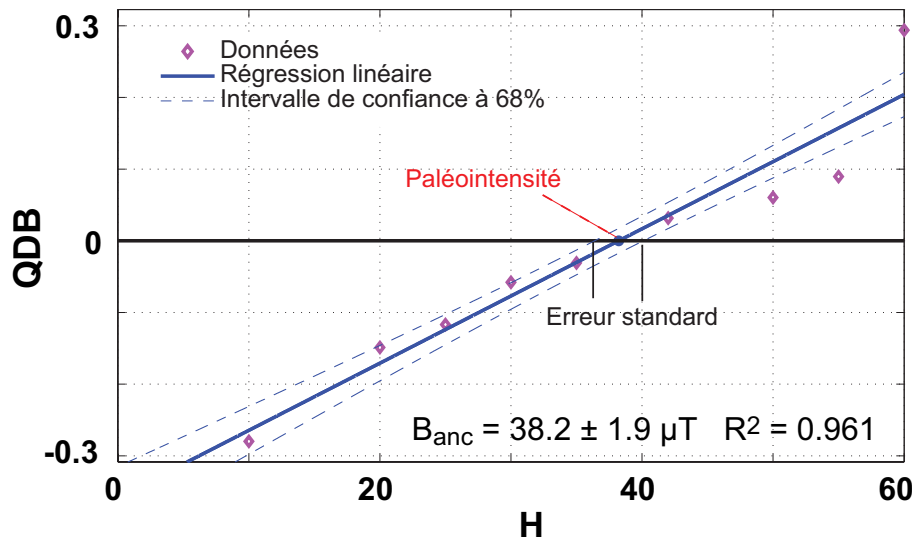


FIGURE 4.2 – Exemple de la détermination d’une paléointensité par la méthode multispecimen obtenue sur coulée de lave actuelle de la Réunion.

4.1.2 La méthode MSP-DSC

Afin d’éviter ces deux biais, Fabian and Leonhardt (2010) ont mis au point un nouveau protocole (Multispecimen Domain State Correction, MSP-DSC), incorporant à la fois une correction pour la fraction f et une correction relative à l’état de domaine. Ce protocole comprend également une évaluation détaillée sur la détermination de l’erreur. Les résultats expérimentaux sur des échantillons synthétiques ont montré que ce nouveau protocole améliore la méthode. Les points importants sont :

- Trouver la température optimale afin de minimiser l’altération.
- Éliminer la composante secondaire (Fig. 4.3).
- Normaliser la rémanence par la fraction désaimantée.
- Estimer la stabilité thermique lors des cycles chauffe-refroidissement.
- Corriger les surestimations dues aux polydomaines.
- Estimer l’erreur.

Après avoir déterminer au mieux la température de chauffe et avoir éliminé les composantes secondaires, le protocole à appliquer est le suivant (Fig. 4.4) :

- Mesure de m_0 , l’ARN nettoyée d’une composante secondaire éventuelle (Fig. 4.3).
- Mesure de la rémanence m_1 suite à un cycle chauffe T_1 et refroidissement en champ H_1 , où le champ est parallèle à m_0 .
- Mesure de m_2 , idem que m_1 avec H_1 antiparallèle à m_0 .
- Mesure de m_3 avec chauffe en champ nul jusqu’à T_1 , puis refroidissement en champ H_1 parallèle m_0 .
- Mesure de m_4 après la même procédure que pour m_1 .

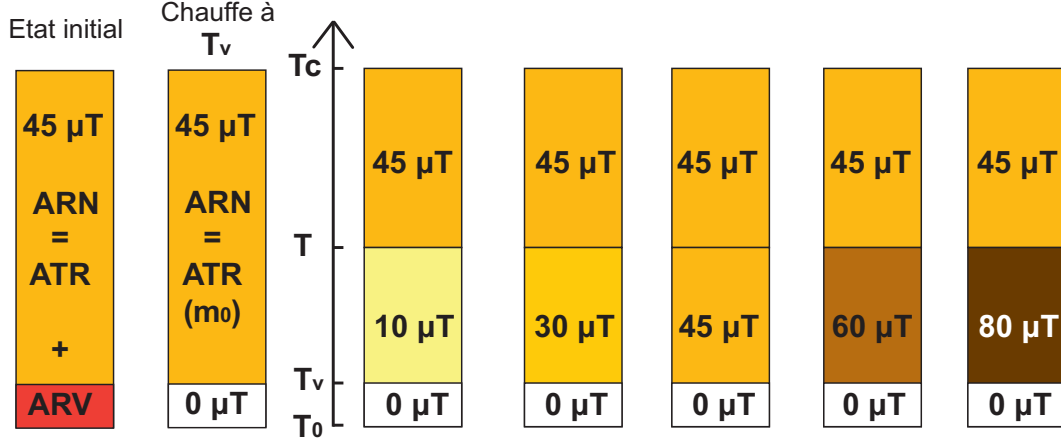


FIGURE 4.3 – Principe de la méthode multispecimen, incluant la chauffe à T_v permettant d'éliminer la composante secondaire (visqueuse par exemple) et de ne travailler que sur une ATR.

La comparaison entre m_1 et m_2 permet de corriger le biais engendré par la fraction f , et la différence entre m_1 et m_3 permet d'apporter une correction sur l'état de domaine (Fig. 4.4). Ainsi, il est possible de calculer un paramètre Q_{FC} corrigé de la fraction f :

$$Q_{FC} = 2 \frac{m_1 - m_0}{2m_0 - m_1 - m_2}, \quad (4.2)$$

et un paramètre Q_{DSC} corrigé à la fois de la fraction et de l'état de domaine :

$$Q_{DSC} = 2 \frac{(1 + \alpha)m_1 - m_0 + \alpha m_3}{2m_0 - m_1 - m_2}. \quad (4.3)$$

Le paramètre α quantifie l'importance des polydomaine ($\alpha=0$ purement monodomaine et $\alpha=1$ purement polydomaine). Il est estimé en optimisant la régression linéaire (Fabian and Leonhardt, 2010).

Le paramètre ϵ_{alt} permet d'estimer une erreur relative due à l'altération au cours des chauffes :

$$\epsilon_{alt} = (m_1 - m_4)/m_1. \quad (4.4)$$

Pour chaque point de mesure, une erreur provenant de l'altération (ΔQ_{alt} , eq. 4.5) et une erreur sur l'état de domaine (ΔQ_{dsc} , eq. 4.6) sont estimées de la manière suivante (Fabian and Leonhardt, 2010) :

$$(\Delta Q_{alt})^2 = \epsilon_{alt}^2 \sum_{i=1}^3 (m_i \partial_{m_i} Q_{DSC})^2 \quad (4.5)$$

$$(\Delta Q_{dsc})^2 = \frac{1}{3} \left(\frac{m_3 - m_1}{2m_0 - m_1 - m_2} \right)^2 \quad (4.6)$$

Au final l'erreur totale sur chaque point de mesure est :

$$\Delta Q = \sqrt{(\Delta Q_{alt})^2 + (\Delta Q_{ds})^2}; \quad (4.7)$$

4.1.2 La méthode MSP-DSC

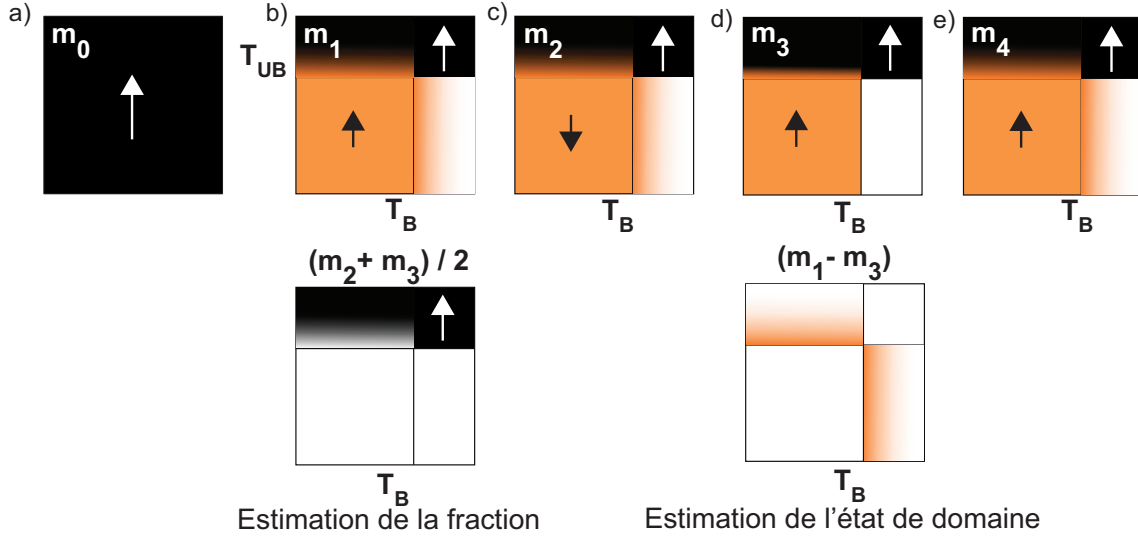


FIGURE 4.4 – Visualisation phénoménologique du protocole MS-DSC (Fabian and Leonhardt, 2010). a) ARN qui est une pure ATR (m_0). b) Acquisition de l'ATRp par chauffage en champ/refroidissement (m_1). c) Acquisition antiparallèle de l'ATRp (m_2). d) Chauffage en champ nul / refroidissement sous champ (m_3) et e) m_4 est une répétition de m_1 . La fraction d'ARN f remplacée par l'ATRp est calculée par $(b + c)/2$. L'effet de l'état de domaine est estimé par $(b-d)$. La stabilité thermique est calculée par $(b-e)$, qui s'écarte du zéro théorique soit par l'incertitude de mesure, soit par altération durant les chauffages. T_b et T_{db} sont respectivement les températures de blocages et les températures de déblocage (d'après Fabian and Leonhardt (2010)).

En appliquant la propagation de l'erreur sur les n points de mesure utilisés pour calculer la régression linéaire, on peut estimer l'erreur sur la détermination de la paléointensité par l'expression :

$$\Delta H = \left(\sum_{k=1}^n \left(\frac{H_i/H}{\Delta Q_i} \right)^2 \right)^{-1} \quad (4.8)$$

Muxworthy et al. (2011) ont appliqué les corrections proposées par Fabian and Leonhardt (2010) sur des coulées historiques islandaises. Pour interpréter les données obtenues avec succès, ils ont dû mettre en oeuvre deux nouvelles approches. Tout d'abord ils ont utilisé l'addition (ou soustraction) vectorielle dans les calculs. Deuxièmement ils ont introduit un nouveau critère de sélection/rejet des données qui améliore la robustesse des estimations en éliminant les valeurs aberrantes sur la base de l'analyse des résidus de chaque point de la régression linéaire. Afin de mieux appréhender cette méthode et de l'appliquer au paléomagnétisme (notamment sur mes échantillons provenant de Nouvelle Zélande) et à l'archéomagnétisme, j'ai testé le protocole MSP-DSC tout en prenant en compte les deux points soulevés par Muxworthy et al. (2011). La principale contrainte pour la mise en oeuvre de ce protocole est la nécessité d'appliquer le champ le long de l'ARN, ce qui est difficile à réaliser dans la plupart des fours. Après avoir adapté à cette méthode notre four conventionnel pour déterminer les paléointensités, nous avons décidé de développer un matériel expérimental plus adapté. J'ai testé ce protocole et ce

nouvel appareillage sur des coulées historiques provenant de la Réunion et de l'Etna et présentant des minéralogies magnétiques différentes. J'ai également analysé l'influence d'autres facteurs tels que le taux de refroidissement et la statistique de la régression.

4.2 Matériel expérimental

Le point clé de cette méthode est de pouvoir appliquer expérimentalement un champ le long de l'ARN. Ceci implique de pouvoir orienter les échantillons ou le champ magnétique appliqué dans l'espace, ce qui reste difficile à faire dans les fours conventionnels. Pour cela nous avons tout d'abord développé des porte-échantillons permettant d'orienter les spécimens en afin d'aligner l'ARN et le champ appliqué dans le four à paléointensité (Fig. 4.5). Ces porte-échantillons sont constitués d'un socle en inconel-60 et sont

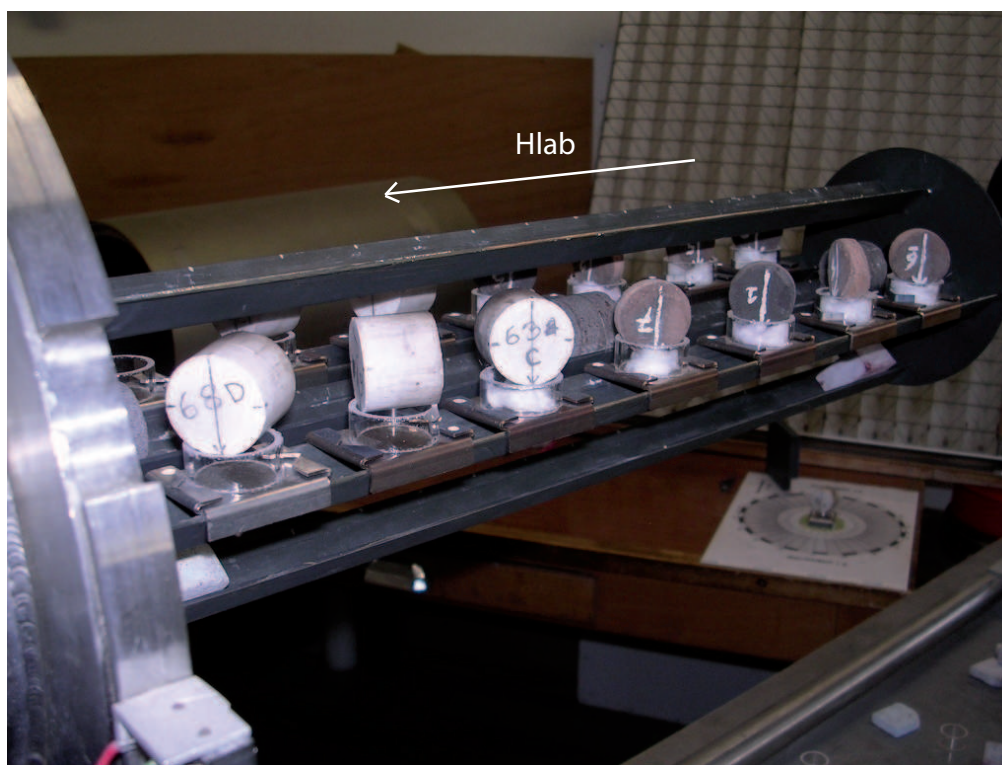


FIGURE 4.5 – Photographie des porte-échantillons permettant d'orienter l'ARN des spécimens le long du champ appliqué dans le four à paléointensité Hlab.

surmontés d'un tube de quartz, où, par une double rotation, l'ARN de l'échantillon est alignée avec le champ magnétique appliqué dans le four. Cette disposition est particulièrement utile lorsque plusieurs échantillons peuvent être chauffés à la même température et sous le même champ. Ceci signifie que l'ensemble des coulées doit présenter une minéralogie homogène, ce qui est très rarement le cas. Or un cycle chauffe-refroidissement dans ce four est d'environ 5h, ce qui rend l'expérience lente et laborieuse si seulement très peu d'échantillons sont chauffés simultanément. Afin de s'affranchir de ce paramètre,

un four à chauffage ultra rapide "mono-échantillon" fait l'objet d'un développement au laboratoire.

Pour l'instant nous ne disposons que d'un prototype préliminaire de faisabilité, une demande ANR est en cours pour développer l'appareillage final. Ce four permet de fixer le palier de température au cas par cas, ce qui est très avantageux pour cette méthode. Le palier de température est atteint en moins de 20 minutes et de manière homogène dans l'échantillon, indépendamment de la température demandée. Le refroidissement peut être effectué à différents taux régulés par une rampe, le plus rapide étant $30^{\circ}\text{C}/\text{min}$ (forçage par ventilation, Fig. 4.6).

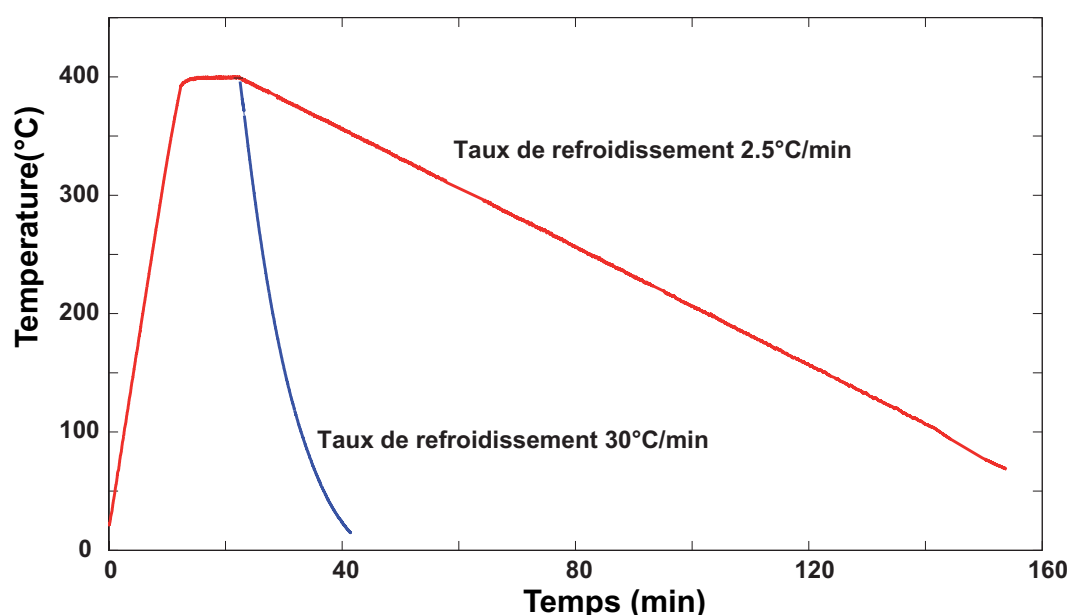


FIGURE 4.6 – Cycle chauffe-refroidissement pour un palier de température à 400°C . Le refroidissement peut être rapide (30°C par minute) ou lent ($2.5^{\circ}\text{C}/\text{min}$).

Dans ce prototype préliminaire, le champ magnétique est appliqué dans les trois dimensions avec une résolution de 30 nT sur chaque axe. Afin de parfaitement appliquer le champ souhaité, nous avons développé une sonde adaptée au porte échantillon. Une procédure de brevetage est en cours, je ne peux donc pas donner plus de détails.

Un élément important dans ce protocole est la détermination de la température de chauffe. Elle doit bien entendu être inférieure à la température à laquelle les transformations des propriétés magnétiques pourraient avoir lieu et supérieure à celle de désaimantation de la composante visqueuse. Afin de s'affranchir de la composante secondaire, Dekkers and Böhnelt (2006) préconisent d'utiliser un échantillon de la même carotte afin de déterminer la température T_v pour laquelle la composante secondaire est éliminée. Pour nos échantillons nous avons défini une température T_v de 100°C , température à laquelle tous les échantillons sont chauffés avant d'être mesurés. Finalement pour chaque

étape de chauffe nous avons suivi ce protocole :

1. Le champ est appliqué sous contrôle de la sonde, puis l'échantillon est placé dans le porte échantillon en lieu et place de la sonde. Durant l'expérience, les fluctuations du champ externe sont enregistrées par une seconde sonde fixe.
2. Les calibrations que nous avons faites nous indiquent que la chauffe peut être effectuée en environ 15 minutes et un palier de 5 minutes doit être maintenu pour assurer l'homogénéité de la température à l'intérieur de l'échantillon, et ce quelque soit la température demandée.
3. Le procédé de refroidissement est ensuite enclenché jusqu'à température ambiante.
4. Les échantillon sont ensuite chauffés en champ nul à T_v dans le four classique puis l'aimantation est mesurée par un magnétomètre JR5 ou cryogénique 2G.

Afin de tester la méthode et notre nouvel appareillage, nous avons choisi de travailler sur plusieurs jeux d'échantillons présentant des minéralogies différentes et pour lesquelles les paléointensités sont connues (laves historiques).

4.3 Sélection et minéralogie des échantillons

4.3.1 Description des échantillons

TABLE 4.1 – *Coulées sélectionnées pour l'étude de la méthode multispecimen. Le lieu, la date de prélèvement ainsi que l'intensité estimée par l'IGRF pour ces coulées sont donnés. Pour la coulée de l'Etna, des mesures ont également effectuées in-situ.*

	Date de l'éruption	Nature de l'échantillon	IGRF	Mesure directe
La Reunion	Novembre 2002	Blocs non orientés	36.3 μ T	
La Reunion	Avril 2007	Blocs non orientés	36.6 μ T	
Etna	Mars 1983	Carootes orientées	44.0 μ T	42 $\pm$ 1 μ T

En plus des échantillons provenant de la Nouvelle Zélande, qui ont été décrits d'un point de vue minéralogique dans le chapitre précédent, j'ai travaillé sur des laves provenant de la Réunion et de l'Etna (Tab. 4.1). Le point important était de travailler sur des coulées historiques afin d'avoir une estimation de l'intensité théoriquement enregistrée lors du refroidissement de ces laves par le biais de l'IGRF. Seule la coulée de l'Etna a fait l'objet de mesures directes sur le terrain lors de l'échantillonnage, montrant que les perturbations locales du champ entraînent un écart entre la valeur estimée par l'IGRF et l'intensité du champ effective. Les valeurs données par l'IGRF ne sont donc que des valeurs indicatives, mais qui permettent une bonne approximation pour évaluer la méthode et notre appareillage.

4.3.2 Courbes de thermosusceptibilité

4.3.2 Courbes de thermosusceptibilité

Afin de déterminer la température optimale de chauffe et pour suivre la stabilité des propriétés magnétiques des échantillons, j'ai acquis des courbes thermomagnétiques (Fig. 4.7). Pour certains échantillons j'ai effectué des cycle chauffe-refroidissement avec des températures croissantes afin d'estimer la température maximale pour laquelle les propriétés magnétiques restent réversibles (Fig. 4.8).

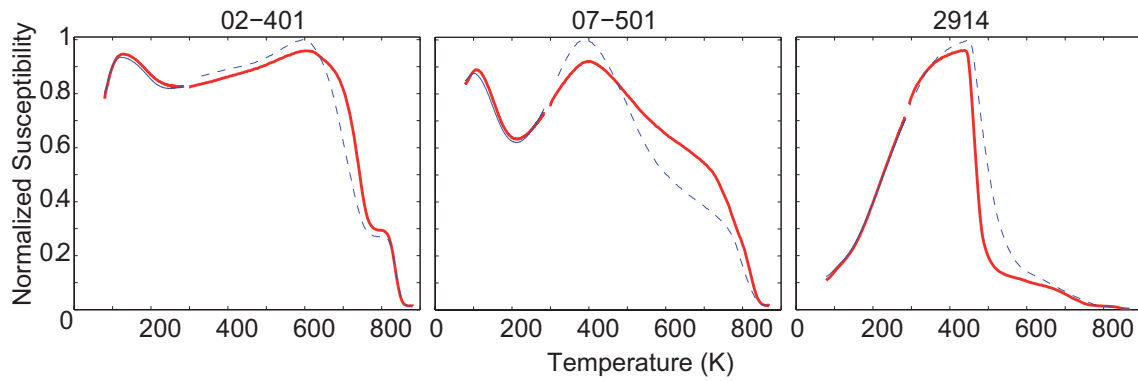


FIGURE 4.7 – Courbes thermomagnétiques à basse et haute température (en Kelvin) pour un échantillon représentatif de chaque coulée : Réunion 2007 (07-201), Réunion 2002 (02-201) et l'Etna (2914-1A). La première chauffe à partir de la température de l'azote liquide (78 K) à 880 K est la courbe rouge. La courbe bleue en pointillée correspond à la partie en refroidissement de l'expérience. La courbe bleue en trait plein correspond à la seconde chauffe à partir de 78K.

Les échantillons de la Réunion 2002 et de l'Etna montrent des courbes quasi réversibles jusqu'à 600°C alors que les échantillons de la coulée Réunion 2007 présentent une part irréversible plus importante. Les transformations liées à l'augmentation de température s'effectuent dans la plupart des cas entre 360 et 410°C (Fig. 4.8).

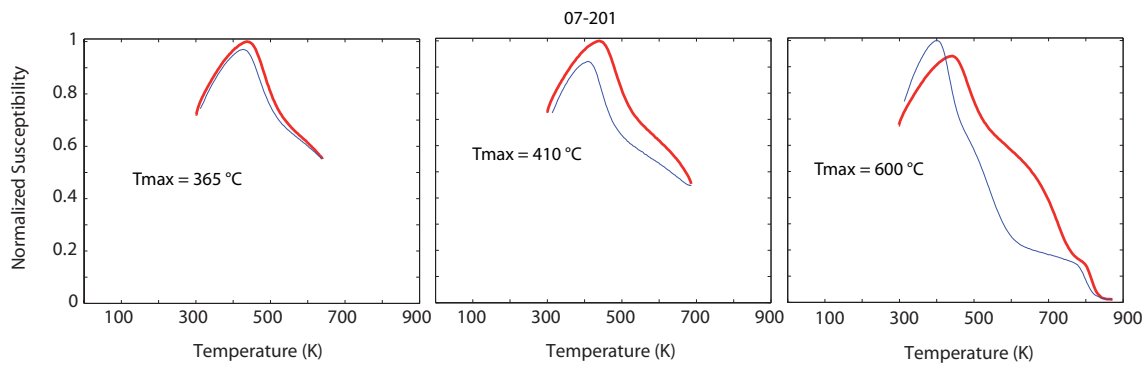


FIGURE 4.8 – Courbes thermomagnétique à différentes températures (365, 420 et 630 °C) pour l'échantillon 07-501 (La Réunion, 2007). La partie en chauffe correspond à la courbe rouge et la partie en refroidissement correspond à la courbe bleue.

4.3.3 Désaimantations thermiques

J'ai également effectué des désaimantations thermiques, couplées à une mesure de la susceptibilité totale de chaque échantillon après chaque palier de température (Fig. 4.9). La désaimantation thermique permet d'avoir une bonne estimation des températures de déblocage. Les échantillons de la Réunion possèdent des températures de déblocage relativement élevées (50% de l'aimantation est détruite à 500°C et 400°C pour les coulées 2002 et 2007 respectivement). Les échantillons provenant de l'Etna possèdent des températures de déblocage beaucoup plus faibles, puisque 50% de l'aimantation est perdue à 200°C. L'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la température confirme les observations effectuées sur les courbes thermomagnétiques. Seuls les échantillons de la Réunion 2007 présentent des variations importantes de la susceptibilité à partir de 350°C, ce qui témoigne de la modification des propriétés magnétiques au delà de cette température.

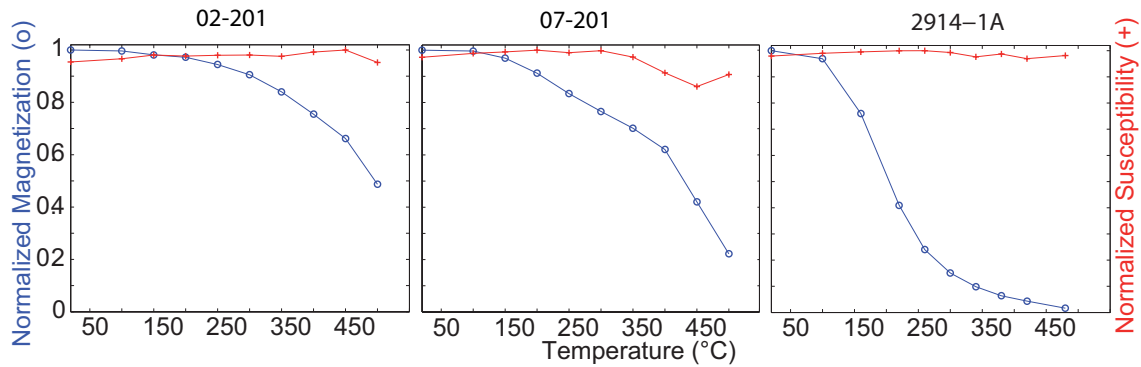


FIGURE 4.9 – Courbe de désaimantation thermique (o) et évolution de la susceptibilité magnétique globale (+) de la température ambiante jusqu'à 500°C pour un échantillon représentatif de chaque coulée : Réunion 2007 (07-201), Réunion 2002 (02-201) et Etna (2914-1A). Les deux courbes sont normalisées par leur maximum respectif.

4.3.4 FORCs

Les FORCs (First order reversal curves, e.g. Pike et al. (1999); Roberts et al. (2000)) permettent de caractériser la taille des minéraux magnétiques. Ces mesures ont été effectuées à l'Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés par le biais d'un VSM (Vibrating Sample Magnetometer). Le temps moyen de mesure a été de 100 ms et 100 cycles ont été mesurés pour chaque diagramme. Le facteur de lissage (Roberts et al., 2000) est égal à 2 pour chaque FORC. Les échantillons provenant de la coulée 2002 ont un pic de coercivité relativement élevé, autour de 15-20 mT. Plusieurs contours intersectent l'axe H_u , mais certains d'entre eux divergent jusqu'à 100 mT (Fig. 4.10, a). Ces observations indiquent la présence d'un mélange de grains présentant un comportement monodomaine et polydomaine.

4.3.5 Paléointensité Thellier-Thellier

Les échantillons de la coulée de la Réunion 2007 présentent une coercivité moyenne d'environ 10 à 15 mT, mais présentent des contours fortement divergeant au niveau de l'axe H_u (Fig. 4.10, b). Ceci témoigne d'un comportement caractéristique d'un mélange de grains monodomaines et polydomaines.

Enfin, les échantillons provenant de l'Etna possèdent un comportement polydomaine caractéristique, présentant des contours externes ouverts, quasi parallèles à l'axe H_u . (Fig. 4.10, c). Il existe tout de même une faible composante monodomaine, mis en évidence par des contours centrés aux environs de 25 mT.

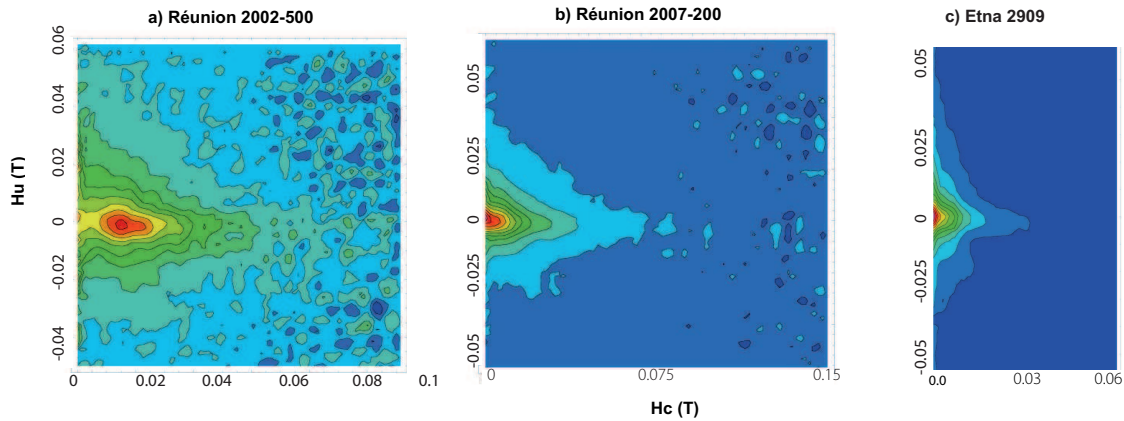


FIGURE 4.10 – Diagrammes de FORCs pour des échantillons représentatifs de chacune des coulées. La facteur de lissage est de 2.

4.3.5 Paléointensité Thellier-Thellier

Pour chaque coulée, nous avons essayé de déterminer la paléointensité par la méthode de Thellier (Thellier and Thellier, 1959) dans sa forme originale (voir le protocole en Annexe 2). Pour chaque expérience, l'intensité du champ appliqué en laboratoire correspond à l'intensité du champ estimée par les prédictions de l'IGRF. Ainsi, la pente attendue dans les diagrammes d'Arai est de 1. Les résultats obtenus sont présentés figure 4.11.

Les seules paléointensités fiables proviennent des échantillons de la coulée 2002. Les autres diagrammes montrent une forte non linéarité (bien que les trois premiers paliers de l'échantillon 07-203 semblent cohérents), témoignant à la fois de la présence d'une

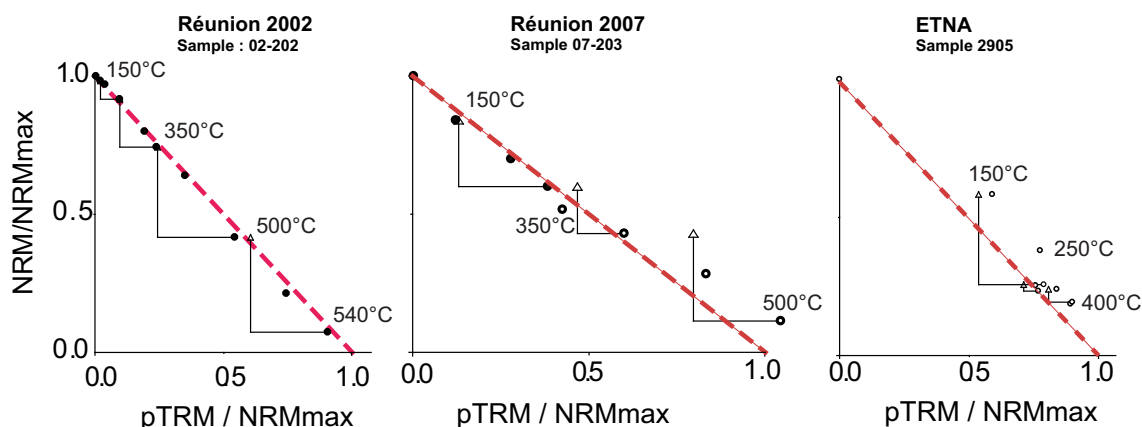


FIGURE 4.11 – Diagramme d’Arai pour un échantillon de chaque coulée. La capacité d’acquisition de l’ATRp a été testée un palier sur deux (flèches).

population de grains polydomaines non négligeable et d’une altération thermique importante, soulignée par la non-reproductibilité de l’acquisition de l’ATRp. Ceci est en total accord avec les tests effectués préalablement sur la minéralogie magnétique de ces échantillons.

4.3.6 Bilan

A partir de l’ensemble de ces observations nous pouvons conclure que les échantillons de la coulée Réunion 2002 présentent un comportement essentiellement monodomaine. Ceux de la coulée Réunion 2007 se comportent comme un mélange monodomaine-polydomaine et ceux provenant de l’Etna présentent une population de grains polydomaines largement prédominante. En essayant de travailler sur une fraction d’ARN désaimantée suffisamment grande ($f > 30\%$) et en tenant compte des phénomènes d’altération, nous avons choisi de chauffer respectivement aux températures suivantes :

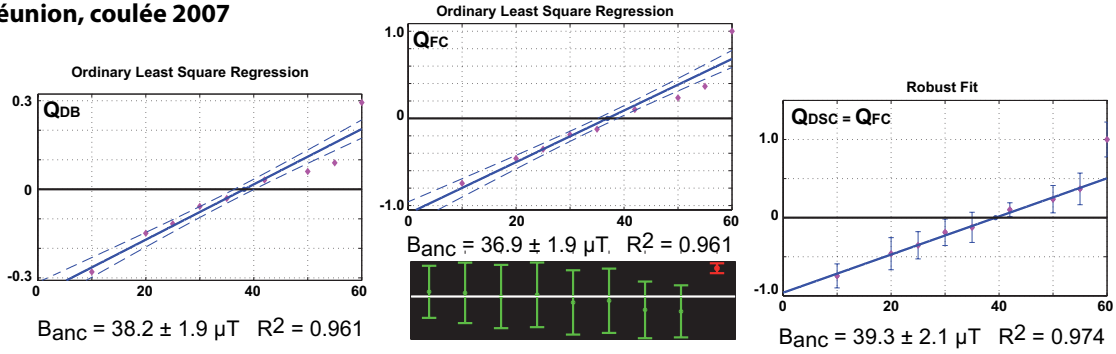
- Réunion 2002 : $T = 420^\circ\text{C}$
- Réunion 2007 : $T = 400^\circ\text{C}$
- Etna 1983 : $T = 350^\circ\text{C}$

4.4 Résultats

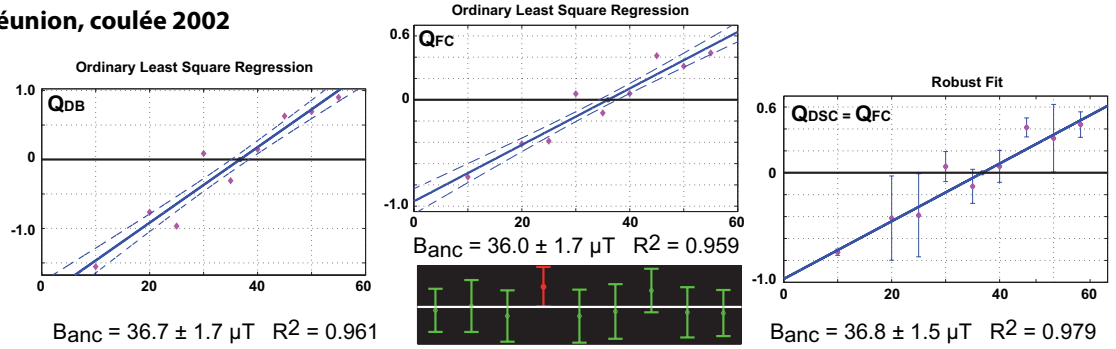
Les résultats issus de la méthode initiale MSP-DB, de la correction par la fraction et de la correction par l’état de domaine (MSP-DSC) sont représentés figure 4.12. On note tout d’abord que nous avons déterminé une paléointensité pour chaque site. Le coefficient de corrélation est également calculé et permet de quantifier la qualité de la régression.

Les résultats montrent que quelque soit la méthode utilisée, avec ou sans correction, le résultat obtenu est proche de la valeur attendue. Nos conclusions rejoignent en partie celles de Muxworthy et al. (2011), la correction par la fraction semble améliorer l’estima-

Réunion, coulée 2007



Réunion, coulée 2002



Etna

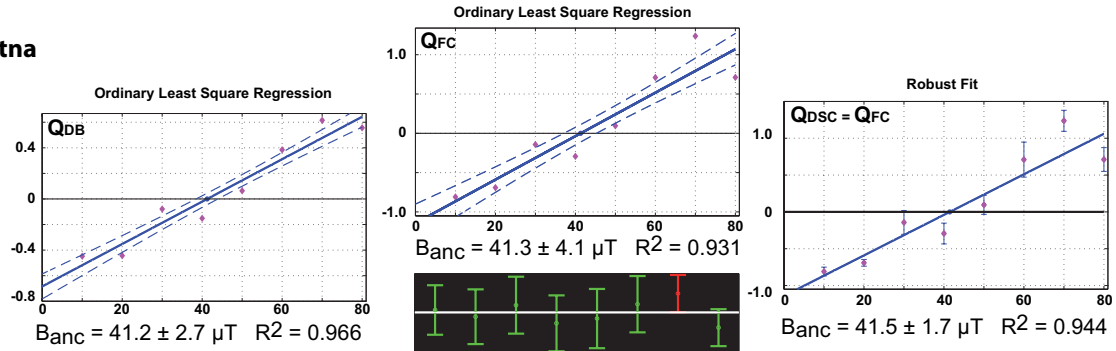


FIGURE 4.12 – Paléointensités obtenues pour les trois coulées Réunion 2002, Réunion 2007 et Etna. Q_{DB} , Q_{FC} et Q_{DSC} en fonction du champ appliqué respectivement de la gauche vers la droite. Les régression linéaires pour Q_{DB} et Q_{FC} sont des régressions ordinaires. L'erreur sur l'estimation de la paléointensité est déterminée par l'intervalle de confiance à 95 % (pointillés) alors que la régression pour Q_{DSC} est pondérée par les résidus calculés pour les Q_{FC} . Les barres d'erreur et l'erreur standard sont calculées selon les statistiques de Fabian and Leonhardt (2010).

tion de la paléointensité. L'estimation du paramètre α n'a pas pu être réalisée, la valeur optimale pour ce paramètre α étant nulle pour les trois coulées. J'ai noté que dans la majorité des cas, la différence entre m_1 et m_3 , permettant d'évaluer l'état de domaine, était significativement inférieure à la différence entre m_1 et m_4 . Ainsi, l'altération thermique, bien que réduite dans nos expériences ($< 10\%$) semble masquer l'état de domaine. La régression pondérée par les résidus (et l'élimination des outliers) permet d'améliorer statistiquement la régression, mais semble parfois amener à une mauvaise estimation de la paléointensité dans le cas de la coulée Réunion 2007. Mais d'autres paramètres tels que le taux de refroidissement ou le forçage de la droite de régression peuvent modifier

l'estimation de la paléointensité.

4.5 Discussion

4.5.1 Influence du taux de refroidissement

L'un des premiers tests que nous avons effectué a été de vérifier si le taux de refroidissement avait un impact sur l'estimation de la paléointensité. En effet, dans nos expériences, le taux de refroidissement est très important : 30°C/min entre T_1 et T_v (Fig. 4.6). Après les quatre étapes du protocole MSP-DSC, j'ai rajouté une cinquième étape pour laquelle l'ATRp a été acquise par les échantillons avec un refroidissement plus lent (2.5°C/min). Un facteur correctif f_{cr} est calculé de la manière suivante :

$$f_{cr} = \frac{m_5 - m_4}{m_4} \quad (4.9)$$

Chaque mesure m_i (excepté m_0) est ensuite corrigée par :

$$m_i' = m_i + f \times m_i. \quad (4.10)$$

Les Q_{fc} ont été calculés pour les coulées 2007 de la Réunion et de l'Etna (Fig. 4.13). Les paléointensités ont été estimées par régression ordinaire et l'erreur par l'intervalle de confiance à 95%.

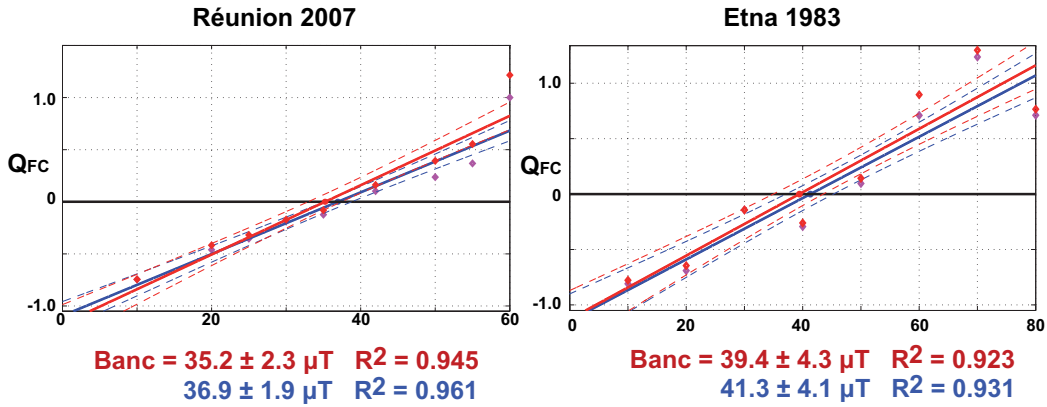


FIGURE 4.13 – Paléointensités calculées avant et après correction du taux de refroidissement pour les coulées Réunion 2007 et Etna 1986.

Pour les deux coulées, la nouvelle paléointensité estimée est très peu différente de celle estimée sans la correction (< 5%) et reste dans la barre d'erreur. Par conséquent nous estimons que cette correction n'est pas nécessaire dans les cas présents.

4.5.2 Régression forcée par l'origine

Un autre point important que j'ai abordé lors de cette méthode repose sur la forçage de la régression linéaire. En effet, théorique, en se basant sur les équations (4.2) et (4.3), la

droite doit passer par le point $[-1,0]$. Or j'ai remarqué que pour la plupart des graphique, ce n'est pas le cas. J'ai donc retracer les diagramme Q_{fc} en forçant la droite de régression à passer par ce point (Fig. 4.14). Cette nouvelle condition appliquée à la régression linéaire

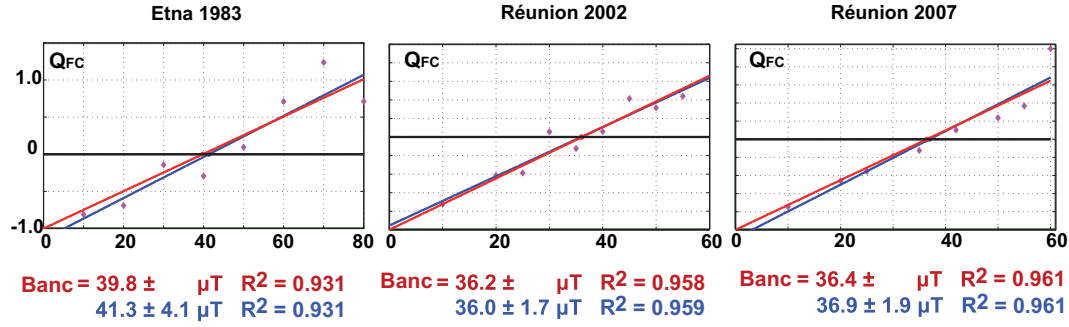


FIGURE 4.14 – Paléointensités calculées par régression linéaire simple et par régression linéaire forcée par l'origine $[0,-1]$.

ne semble pas jouer un rôle important dans l'estimation de la paléointensité puisque pour les trois coulées les nouvelles paléointensités estimées se trouvent encore dans la barre d'erreur.

4.6 Conclusion

En conclusion, cette étude amène quelques points de réflexion sur la méthode multispecimen. Pour les trois coulées testées, le protocole MSP-DB donne une très bonne estimation de la paléointensité attendue, quelques soit la minéralogie initiale. En particulier, nous n'observons aucune surestimation de la paléointensité estimée, même en présence d'une population de grains polydomaines importante à l'inverse de ce qui a été montré par Michalk et al. (2008, 2010). Cette méthodologie est donc très prometteuse. J'ai également noté que la correction de la fraction f diminue la dispersion et améliore l'estimation de la paléointensité. De plus, nous n'avons pas réussi à appliquer la correction de l'état de domaine, l'optimisation conduisant toujours à un paramètre α nul, en accord avec l'étude de Muxworthy et al. (2011). La régression pondérée n'a pas montré une amélioration significative de l'estimation, ni le forçage de la droite par le point théorique $[-1 \ 0]$ ou la correction du taux de refroidissement. Nous pensons qu'un des paramètres essentiels est la précision de l'orientation par rapport au champ appliqué, ce qui signifie qu'il faut réussir à parfaitement identifier l'ATR. Bien que tous les points touchant à cette nouvelle méthodologie ne soient pas clairs, nous pensons qu'elle peut s'avérer d'une extrême importance pour augmenter le nombre de données expérimentales sur l'intensité du champ magnétique (cf. Chapitre précédent). L'appareillage que nous développons semble parfaitement adapté à cette méthode puisqu'il permet de chauffer des échantillons indépendamment les uns des autres et donc d'optimiser les températures

choisies et d'appliquer le champ très précisément dans la direction souhaitée.

Conclusion

J'ai effectué ma thèse autour d'une thématique principale : les fluctuations du champ magnétique terrestre. Ces fluctuations possèdent une très large gamme de variation temporelle, de l'année, avec des changements très brusques comme les jerks géomagnétiques, à plusieurs millions d'années durant lesquelles le champ présente une relative stabilité, les superchrons. Ces variations reflètent l'intense activité du noyau, et afin de mieux comprendre les processus physiques impliqués dans la dynamo terrestre, l'acquisition de nouvelles données de qualité est un enjeu important. C'est un apport essentiel et complémentaire aux dynamos numériques et analogiques car pour bien modéliser un phénomène naturel, il faut avant tout bien l'observer. Au cours de ma thèse, j'ai focalisé ma recherche principalement sur deux aspects de ces fluctuations : les variations séculaires millénaires régionales (Grèce et Amérique Centrale) et le comportement du champ magnétique au cours des renversements.

La première partie de ma thèse porte sur l'archéomagnétisme, discipline qui permet de retracer l'évolution temporelle du champ magnétique terrestre au travers des derniers millénaires, principalement à partir des matériaux archéologiques. J'ai étudié deux jeux d'échantillons provenant pour l'un de la Grèce (période néolithique, 6800-3200 avant J.C.) et pour l'autre du Mexique (Palenque, période Maya Classique 320-840 après J.C.), dans le but d'acquérir de nouvelles données d'archéointensité afin de mieux contraindre la variation séculaire du champ magnétique terrestre. La comparaison de mes données avec celles disponibles dans la bibliographie et les différents modèles globaux et régionaux a mis en évidence que les variations séculaires au Néolithique en Grèce et aux cours du premier millénaire en Amérique Centrale sont très mal définies. Mes données suggèrent que des composantes locales, non prises en compte dans les modèles globaux peuvent exister en Grèce et en Amérique Centrale. Elles renforcent l'intérêt de développer des modèles régionaux précis. Pour ce faire, l'acquisition de nouvelles données de haute qualité est un élément majeur.

La deuxième partie traite de la description d'un renversement du champ magnétique terrestre, un des phénomènes géophysiques parmi les plus spectaculaires mais qui reste encore aujourd'hui énigmatique. Cette étude a été basée sur deux points précis : étudier les directions transitionnelles afin d'apporter de nouvelles contraintes sur le pos-

sible confinement longitudinal des pôles géomagnétiques virtuels (PGVs) d'une part, et d'autre part vérifier des paléointensités transitionnelles obtenues sur la séquence volcanique d'Akaroa (Nouvelle Zélande), dont l'intensité est significativement supérieure à celles des intensités avant et après le renversement. Nous avons ré-échantillonné cette séquence, et l'évolution directionnelle obtenue pour ce renversement est une succession complexe de polarités N-T-R-T-N-T-R. Les PGVs obtenus semblent se regrouper sous deux bandes longitudinales sous l'Australie et l'Amérique, ce qui semble renforcer l'hypothèse d'une interaction entre le manteau et le noyau sur plusieurs millions d'années. Suite à une étude de minéralogie magnétique, j'ai sélectionné les échantillons susceptibles de fournir une valeur de paléointensité par les méthodes de Thellier et du multispecimen. Les paléointensités obtenues sont relativement faibles (environ $20 \mu\text{T}$) au cours du changement de polarité et forte à la fin de la séquence. Mon interprétation, basée à la fois sur les valeurs de l'intensité du champ et sur les données radiochronologiques montrant que la séquence s'est mise en place très rapidement, est de considérer, contrairement aux conclusions initiales (Evans, 1970; Hoffman, 1986), que seul le renversement C4Ar.1n-C4Ar.1r a été enregistré dans cette séquence. Dans cette hypothèse, le renversement montre un cheminement complexe comparable à d'autres renversements enregistrés dans l'hémisphère nord (comme celui de la Steens Mountain par exemple), incluant un phénomène de rebond avant de se stabiliser.

La troisième partie de ma thèse est consacrée au développement d'une nouvelle méthodologie et d'un nouvel appareillage pour déterminer les paléointensités. Le faible taux de réussite des expériences de paléointensités de l'étude précédente m'a poussé à m'intéresser au protocole multispecimen, qui peut s'appliquer aux échantillons possédant un comportement polydomaine. L'inconvénient technique majeur de cette méthode réside dans l'application du champ le long de l'aimantation naturelle, difficile à réaliser avec précision dans les fours standards. Pour ce faire, nous avons décidé de développer des porte-échantillons permettant d'orienter les échantillons dans l'espace pour le four standard et un prototype de four à chauffage ultra-rapide particulièrement bien adapté avec la possibilité d'orienter le champ appliqué dans les 3 dimensions. J'ai testé les différents protocoles de la méthode sur des laves historiques de la Réunion et de l'Etna, possédant des minéralogies très différentes. Pour l'ensemble des coulées étudiées, j'ai obtenu des paléointensités très proches des valeurs attendues, et ce indépendamment de la minéralogie, révélant ainsi le faisabilité de notre appareillage et le côté prometteur de la méthode. L'application de diverses corrections sur la statistique d'estimation de la valeur de l'intensité ou sur le taux de refroidissement n'ont eu aucun impact notable sur mes résultats.

A l'ère des satellites et des observations de hautes résolutions spatiales et tempo-

relles permettant de modéliser le champ magnétique terrestre de manière très précise sur une courte échelle de temps, l'étude du comportement du champ magnétique sur des périodes plus longues, du millier à plusieurs millions d'années, reste un enjeu majeur en géophysique. Les données issues des études archéomagnétiques et paléomagnétiques, de plus en plus nombreuses et fiables, constituent un apport majeur dans la description du comportement du champ magnétique terrestre et dans la compréhension des processus physiques à l'origine de ces fluctuations. Les applications qui en découlent sont diverses et tournées vers plusieurs disciplines, de la géophysique avec l'étude de l'écoulement du fer liquide dans le noyau externe, à l'archéologie et le développement de nouvelles méthodes de datation, en passant par la géochimie avec de nouvelles contraintes sur le taux de production des isotopes cosmogéniques ou encore la climatologie en soulevant un possible lien entre le champ géomagnétique et le climat. Pour obtenir de nouvelles données de très haute qualité, le développement méthodologique est important comme nous l'avons montré au travers de la mise en oeuvre du protocole multispécimen, méthode très prometteuse pour obtenir de nouvelles paléintensités. Les développements technologiques tel que notre prototype de four à chauffage ultra-rapide représentent également un enjeu important pour cette thématique. Enfin, le développement de nouveaux axes de recherche comme l'étude du signal magnétique enregistré au sein des spéléothèmes (dépôts minéraux précipités dans les grottes, principalement les concrétions calcaires) apportent de nouvelles ouvertures. En effet, ces structures enregistrent de manière continue le champ magnétique terrestre durant toute leur période de croissance, qui peut s'étendre sur plusieurs milliers d'années. Ces enregistrements pourront donc permettre de faire le lien directement avec les enregistrements archéomagnétiques, et fournir de nouvelles données à inclure dans la construction des modèles globaux et régionaux. La limitation majeure réside dans le fait que l'aimantation des spéléothèmes est faible, due à la faible concentration de minéraux magnétiques, ce qui peut nécessiter le développement d'un nouvel appareillage. Les nouvelles perspectives sur ce thème de recherche sont nombreuses et représentent un atout majeur pour relever cet immense défis que représente la reconstitution et la compréhension des fluctuations du champ magnétique terrestre.

