HAL
open science

Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques (40Ar/39Ar) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire.

Sébastien Nomade

To cite this version:

Sébastien Nomade. Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques (40Ar/39Ar) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire.. Géologie appliquée. Université d'Orléans, 2001. Français. NNT : . tel-00002336

HAL Id: tel-00002336

https://theses.hal.science/tel-00002336

Submitted on 30 Jan 2003

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

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

THÈSE

PRÉSENTÉE

UNIVERSITE D' ORLEANS

À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Ecole doctorale : Energétique-Matériaux-Ressources Naturelles-Environnement
Discipline : Sciences de l'Univers Spécialité : Paléomagnétisme et géochronologie

PAR

NOMADE Sébastien

Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest.

Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques ($^{40}Ar/^{39}Ar$) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire.

Soutenue le 26 janvier 2001

M. Renaud CABY	Directeur de Recherche, CNRS Montpellier	Rapporteur
M. Jean-Pascal COGNÉ	Professeur, Paris7, Paris	Rapporteur
M. Yan CHEN	Maître de Conférence, ISTO, Orléans	Examinateur
M. Georges HAURET	Professeur, Orléans	Examinateur
M. André POUCLET	Professeur, ISTO, Orléans	Examinateur
M. Hervé THÉVENIAUT	Ingénieur, BRGM, Orléans	Examinateur
M. Gilbert FÉRAUD	Directeur de recherche, CNRS Nice	Invité

Avant-Propos

Ce travail a été réalisé à l'Université d'Orléans au sein de l'UMR 6530 puis de l'ISTO en collaboration avec le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) dans le cadre du programme d'infrastructure géologique de la Guyane. Ce mémoire a bénéficié du soutien financier du conseil régional de la Région Centre.

Je voudrais tout d'abord exprimer ma gratitude à M. Charvet de m'avoir accueilli il y a trois ans au sein de l'UMR 6530 ainsi qu'à mes deux encadrants : Yan Chen et André Pouclet, qui m'ont guidé et ont toujours été à l'écoute tout au long de ces trois années.

Je remercie très sincèrement :

-M. Gilbert Féraud qui m'a accueilli dans son laboratoire de géochronologie à Nice et dont j'ai apprécié ces qualités scientifiques et humaines à chacun de mes séjours.

-M. Hervé Théveniaut qui m'a fait bénéficier de ces compétences et de ces précieux conseils aussi bien sur le terrain que pour les analyses au laboratoire de paléomagnétisme d'Orléans.

-Mrs Delor, Rossi et Lahondère qui ont grandement facilité ce travail par leurs connaissances et le soutien logistique et analytique qu'ils ont mis à ma disposition.

Je remercie aussi, Mrs J.P Cogné et R. Caby d'avoir accepté de juger ce travail.

Je remercie particulièrement les chercheurs et enseignants chercheurs de l'ex UMR 6530 avec qui j'ai travaillé durant ces trois ans et qui m'ont beaucoup appris : M.Faure, O. Monod, D. Cluzel, M.D. Courme, A. Lacour, N. Lebreton, J. Pons.

Un remerciement particulier à Alain Chauvet qui m'a fait confiance pendant le DEA et dont les soirées resteront dans ma mémoire.

Je remercie aussi M. J.M. Bény pour les analyses Raman, M. P. Jezéquel pour son aide pour la séparation minérale et M. G. Ruffet pour ces conseils éclairés.

Je n'oublierais pas tout le personnel technique et secrétaires de l'Université d'Orléans et de Nice sans qui rien n'est possible : G. Drouet, D. Panis, S. Casseault, G. Badin. Y. Ageon, et les autres.

Enfin, bien évidemment, je remercie mes camardes thésards et autres pour ces trois années superbes : Carine et Dom (le mariage, le mariage), Jérôme (Pyrite Morissey I et Pyrite Morissey II), Xavier, Seb, J-Yves, Chrystèle, Nadège, Manu, J-Yves II, Lin Wei, Marc, Ahmad et tous les autres...

Bien entendu un grand merci à mes parents qui m'ont toujours soutenu et à mon Alex qui tous les jours a su trouver les mots pour me soutenir et a parfois du me supporter lors des périodes de mauvaises humeurs.

Enfin une grande pensée pour DAVID et ces parents.

Table des matières

INTRODUCTION GÉNÉRALE **9-11**

Partie I : Etude Paléomagétique et géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ des roches paléoprotérozoïques de Guyane et de Côte-d'Ivoire

Chapitre I. **Contexte géologique, données existantes sur le paleomagnétisme et l'hypothèse du supercontinent paléoprotérozoïque 15-48**

Chapitre II. **Première étude paléomagnétique et $^{40}Ar/^{39}Ar$ des roches paléoprotérozoïques de Guyane française (Rivière Camopi et Oyapok), Nord-Est du craton des Guyanes 49-78**

Chapitre III. **Evolution thermale et tectonique de l'orogenèse paléoprotérozoïque Transamazonienne déduites de l'étude Géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique le long de la rivière Oyapok (Guyane française) 79-105**

Chapitre IV. **Synthèse des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques du craton des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport d'une étude paléomagnétique et ASM en Guyane et en Côte-d'Ivoire 106-174**

Partie II : Le volcanisme doléritique de Guyane - Etude paléomagnétique, géochimique et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

Chapitre V. **Les Volcanismes doléritiques dans le craton des Guyanes et en Guyane: données existantes et problèmatiques 177-186**

Chapitre VI. **Etude paléomagnétique des Dykes jurassiques inférieurs de Guyane française: l'hypothèse d'un événement magmatique multiple 187-202**

Chapitre VII. **Les dykes doléritiques de Guyane française : Evidence géochimique de trois populations et nouvelles données sur la province centrale Atlantique 203-228**

Chapitre VIII. **Nouveaux résultats géochronologiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les dolérites jurassiques de Guyane : implications sur le modèle de formation de la province magmatique centrale Atlantique 229-244**

CONCLUSION GÉNÉRALE **245-252**

Références bibliographiques **253-277**

ANNEXES

ANNEXE . **Méthodologie $^{40}Ar/^{39}Ar$, anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) 279-301**

Introduction Générale

Le Paléoprotérozoïque est la période géologique qui s'étend de 2500 à 1600 Ma. L'essentiel des roches d'âge paléoprotérozoïque se retrouve dans de vastes cratons répartis sur les cinq continents. Ces cratons anciens occupent environ 20 à 25 % de la surface terrestre. La majorité des formations paléoprotérozoïques (roches vertes, granitoïdes et sédiments détritiques) ont des âges inférieurs à 2,3Ga. Les études pétro-stucturales, géochronologiques, géochimiques et géophysiques ont clairement démontré la signification de cette période géologique en tant que charnière dans l'évolution des processus géodynamiques terrestres. Alors que certaines zones (Bouclier canadien, Groenland, Fennoscandinave ; Lucas et al., 1993 ; Hajnal et al., 1997 ; Manatschal et al., 1999) semblent montrer une activité tectonique similaire aux processus collisionnels actuels, il semble cependant subsister des processus archaïques de croissance crustale (e.g. craton d'Africain de l'Ouest ; Vidal et al., 1996). Dans ce schéma géodynamique paléoprotérozoïque variable d'un craton à l'autre, le craton amazonien est particulièrement mal connu, tant du point de vue géochronologique que géodynamique. La faible quantité de données recueillies sur cette zone est essentiellement due à la couverture végétale abondante, rendant la pénétration et l'échantillonnage complexes. Celui-ci est le plus souvent limité aux rivières et fleuves et restreint dans le temps en milieu ou fin de période sèche, période de basses eaux (septembre à début décembre).

La géologie et la géodynamique du craton guyanais (partie nord du bouclier amazonien) et de la Guyane en particulier sont actuellement interprétées comme le résultat d'une « collision » d'arcs d'âges rhyaciens (2180 à 2110 Ma) durant l'événement majeur régional transamazonien (2100 Ma à 2000 Ma ; Milési et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998). Cet événement est interprété comme un orogène au sens actuel du terme (Vanderhaeghe et al., 1998). Malheureusement, ce modèle repose sur des données, en particulier géochronologiques et structurales, très inégalement réparties en Guyane et dans le reste du craton. Ces données sont donc peu interprétables et attestent de la faiblesse du modèle.

Depuis que le concept de la tectonique des plaques a été proposé, le paléomagnétisme est devenu un outil indispensable à la compréhension de la tectonique de ces 500 derniers millions d'années et constitue l'outil de prédilection pour les reconstitutions paléogéographiques. Néanmoins, des études paléomagnétiques sur des roches plus anciennes, néoprotérozoïques (e.g. Berger et York, 1981 ; Piper, 1989 ; Weil et al., 1999 ; Powell et al., 2000) ou paléoprotérozoïques (e.g. Onstott et al., 1984 ; Torsvik et Meert, 1995 ; Bucham et al., 1996 ; Mertanen et al., 1999) ont été menées. Ces données paléomagnétiques ont montré que, comme pour les roches paléozoïques et mésozoïques, le paléomagnétisme pouvait être un outil pour éclairer la géodynamique et la paléogéographie du Précambrien. Malgré tout, les données paléomagnétiques acquises sur ces roches anciennes et en particulier sur le Paléoprotérozoïque sont très peu nombreuses (<7% de la totalité des données existantes), et

plus de 70 % d'entre elles proviennent d'Amérique du Nord et d'Europe du Nord. De plus, l'utilisation et l'interprétation de ces données requiert une connaissance de l'évolution thermique des roches prélevées (e.g. vitesse de refroidissement, événement thermique postérieur…) afin de pouvoir estimer l'âge de la rémanence magnétique (Piper, 1981 ; Berger et York, 1979 et 1981). Comme l'ont montré de nombreuses études (e.g. Berger et York ; 1979 ; Onstott et al., 1984), une estimation de l'âge de la rémanence dans les roches précambriennes peut être faite grâce à la thermochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Ce mémoire est essentiellement le résultat de l'étude paléomagnétique des formations méta-volcanosédimentaires et des granitoïdes de Guyane et de Côte-d'Ivoire. En Guyane, l'étude paléomagnétique a été couplée à une étude géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$. Le but de ce travail était d'obtenir les premières données sur la vitesse de refroidissement du socle paléoprotérozoïque, d'améliorer la quantité et la qualité des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques en Guyane et en Côte-d'Ivoire et enfin, de tester le modèle paléogéographique existant. Parallèlement, une étude paléomagnétique, géochimique et $^{40}Ar/^{39}Ar$ du magmatisme doléritique jurassique de Guyane a été réalisée. Le but de cette étude était de connaître l'influence de ce magmatisme sur la rémanence magnétique dans les roches paléoprotérozoïques, mais aussi de comprendre son origine, son âge et la mise en place des dykes. L'essentiel du travail de terrain a été réalisé en Guyane dans le cadre de la nouvelle carte géologique au 1/500 000ème du BRGM. En Côte-d'Ivoire, ce travail a été réalisé dans le cadre d'une collaboration avec la Direction de la Géologie du Ministère des Mines.

La première partie du mémoire sera consacrée aux études paléomagnétiques et géochronologiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ des roches paléoprotérozoïques. Le premier chapitre, correspond à une revue générale de la géologie et de l'évolution géodynamique de la Guyane et de la Côte-d'Ivoire mais aussi données paléomagnétiques existantes et l'hypothèse du supercontient au Paléoprotérozoïque. Le second chapitre sera consacré à un exemple d'étude combinée paléomagnétisme et géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$. Dans le troisième, nous nous intéresserons à l'évolution du refroidissement par thermochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ et à la déformation avec l'ASM sur un segment de 150 km le long de la rivière Oyapok. Enfin, le quatrième chapitre correspondra à une synthèse des données paléomagnétiques d'âges paléoprotérozoïques de Guyane et de Côte-d'Ivoire.

La seconde partie du mémoire est consacrée à l'étude du magmatisme doléritique en Guyane. Après un bref rappel des origines et des données existantes sur ce magmatisme, nous présenterons les résultats paléomagnétiques, d'ASM, géochimiques et $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les dykes doléritiques. Nous terminerons par une discussion sur leurs significations géodynamique et tectonique.

Dans l'annexe de ce mémoire les méthodologies de $^{40}Ar/^{39}Ar$ et de l'ASM seront brièvement introduites.

Partie I

Etude Paléomagnétique et géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ des roches paléoportérozoïques de Guyane et de Côte-d'Ivoire

Chapitre I

Contexte géologique, données existantes sur le paléomagnétisme et l'hypothèse du supercontinent au paléoprotérozoïque

I. 1. Le Craton des Guyanes

Le craton des Guyanes fait partie des zones les plus anciennes de notre planète qui comprend 9 cratons répartis sur les cinq continents (Fig. 1.1). Le craton des Guyanes correspond à la partie nord d'un ensemble plus vaste dénommé «craton Amazonien» et situé dans le Nord-Est de l'Amérique du Sud. Les études géochronologiques (Cordani et al., 1979 ; Teixieira et al., 1989 ; Tassinari et al., 1996 ; Tassinari et Marcambira, 1999) montrent des âges compris entre 3,40 Ga et 0,99 Ga. Le craton des Guyanes s'étend sur 1 200 000 km^2 et 5 pays (Guyane, Surinam, Guyana, Venezuela et Brésil). Bien que la plupart des noms des séries varient selon le pays, les divisions chronostratigraphiques sont identiques et regroupées en 5 provinces par Tassinari et al., (1996 ; Fig. 1.2) : 1) La Province Centrale Amazonienne (PCA < 2,30 Ga) ; 2) La Province Maroni-Itacaiùnas (PMI, 2,20-1,95 Ga) ; 3) La Province Venturi-Tapajós (PVT, 1,95-1,55 Ga), 4) La Province Rio Negro-Juruena (PRNJ, 1,80-1,55 Ga) ; 5) La Province de Sunsás, (1,30-0,99 Ga). Ces provinces sont identifiées dans la partie nord (craton des Guyanes) et la partie sud du craton Amazonien (Fig. 1.2). Il est à noter que la partie sud compte une province supplémentaire, la province Rodinian-San Ignácio (1,55-1,30 Ga).

La limite des provinces est controversée. Santos et al., (2000) proposent des limites différentes et ceci en se basant sur de nouvelles données géochronologiques U/Pb, Pb/Pb et SHRIMP en Amapa (Lafon et al., 2000). En effet cette étude montre clairement que la partie sud de l'Amapa, faisant partie de la PMI, est pro-parte d'âge Archéen (3,19-2,80 Ga ; Fig. 1.2). Les zones archéennes et la PCA seront donc présentées ensemble.

I. 1.1. Les provinces géologiques et géochronologiques du craton des Guyanes

1.1.1. Les provinces Archéennes et la Province Centrale Amazonienne (PCA)

La synthèse de l'évolution géodynamique de Cordani et Sato (1999) montre que la partie centrale du craton des Guyanes présente des âges modèles archéens. Trois zones sont reconnues comme ayant un âge de genèse archéen dans le craton (Fig. 1.2) : 1) la zone d'Imataca (3,4 à 2,7 Ga ; Kalliokosk, 1965 ; Montgomery et Hurley, 1978 ; Ascanio, 1975 ; Dougan, 1977 ; Montgomery, 1979 ; Torquato et Cordani, 1981 ; Teixeira et al., 1989) ; 2) le socle de la PCA (Tassinari et al., 1996 ; Tassinari et Marcambira, 1999 ; Cordani et Sato, 1999) ; 3) Le Sud de l'Amapa (3,19 à 2,80 Ga ; Lima et al., 1974 ; Lafon et al., 2000). Ces zones archéennes sont essentiellement constituées de roches mésozonales à

catazonales (gneiss mafiques, amphibolites, méta-sédiments, ultrabasites, granulites, migmatites). D'après Tassinari et al., (1999) seule la PCA n'a pas été affectée par l'événement transamazonien (2,20-1,90 Ga), les zones d'Imataca et d'Amapa étant remobilisées et incorporées à la PMI durant cette même période (granulitisation et migmatisation). Les données isotopiques, obtenues sur les roches d'âge rhyacien et orosirien de la PMI montrent des E_{Nd} négatifs (-5 à –3) aux abords des zones archéennes, qui ont subi une migmatisation, et progressivement positifs en s'éloignant de celles-ci (Lafon et al., 2000). Ceci semble donc indiquer un recyclage de croûte archéenne au Paléoprotérozoique dans la zone sud-est du craton des Guyanes. De la même façon, les études tectono-métamorphiques dans la zone du complexe d'Imataca montrent un pic de métamorphisme d'âge rhyacien avec migmatisation et granulitisation des roches archéennes et un refroidissement lent d'âge orosirien (Swapp et Onstott, 1989 ; Onstott et al., 1989). Même si cet événement tectono-métamorphique rhyacien (Transamazonien) n'est pas marqué dans la PCA, des granites d'âge orosirien sont néanmoins connus (Tassinari et al., 1999).

1.1.2. La Province Maroni-Itacaiúmas (PMI)

Située dans la partie nord et nord-est du craton (Fig. 1.2), cette province est essentiellement constituée d'ensembles volcaniques et sédimentaires (2,20 à 2,10 Ga, Gruau et al., 1985, Milési et al., 1995) métamorphisés dans le faciès schiste vert à amphibolite mais pouvant aller jusqu'au faciès granulite (Fig. 1.3 ; Ceinture Granulitique Central Guyanaise (CGCG) datée entre 2,10 et 2,00 Ga (Berrangé, 1974 ; Kroonenberg, 1982 ; Priem et al., 1978 ; Klar, 1979, Gibbs et Olszewski, 1982 ; Teixeira et al., 1984)). Ces granulites sont aussi appelées Falawatra au Surinam (Dahlberg, 1974 ; DeRoever et Bosma, 1975 ; Kroonenberg, 1975 ; Choudhuri, 1980 ; Bosma et al., 1983). Les ensembles volcaniques sont constitués de métabasites (méta-komatiites, méta-basaltes ou méta-andésites) et de micaschistes. Bien que le nom de ces séries volcanosédimentaires varie d'un pays à l'autre (Fig. 1.4) : Paramaca ou Paramaka en Guyane et Surinam respectivement (Choubert, 1965), El-Callao au Venezuela, Barama et Cuyuni au Guyana (McConnell et Williams, 1970 ; Choudhuri, 1980) et Villa Nova au Brésil (Korol, 1965 ; Issler, 1975), la lithostratigraphie de ces ensembles est identique dans tous les pays. Les ensembles sédimentaires sont caractérisés par des schistes épizonaux, méta-grauwakes et parfois quartzites et conglomérats. Ce sont les séries d'Armina, du Bonidoro ou de Rosebel en Guyane et au Surinam (Choubert, 1965, 1974), de Cuyuni au Guyana, de Yuruari

(Korol, 1965), de Caballape (Korol, 1965 ; Menéndez, 1968) au Venezuela ainsi que de Cauarane au Brésil (Montalvao et Pittham, 1974 ; Montalvao et al., 1975 ; Issler, 1975) (Fig. 1.4). Ces ensembles de roches vertes sont intrudés par des TTG formant de larges batholites d'âges compris entre 2,18 et 2,13 Ga. Plus tardivement, ces grands ensembles plutoniques sont recoupés par des granites potassiques et alumineux d'âge rhyacien et orosirien (2,10 à 1,88 Ga) (Teixiera et al., 1989 ; Gibbs et Baron, 1993 ; Milési et al., 1995 ; Lafon et al., 2000).

1.1.3. La Province Venturi-Tapajós (PVT)

Cette province est essentiellement constituée d'ensembles magmatiques acides calco-alcalins et de gneiss à composition de TTG (Tassinari et al., 1999). Les âges U/Pb et Rb/Sr (Vignol, 1987 ; Gaudette et al., 1996 ; Tassinari et al., 1996 ; Iwanuck, 1999) se situent entre 2,00 et 1,83 Ga. Les âges modèles Sm/Nd indiquent une période d'accrétion juvénile entre 2,10 et 2,00 Ga et des E_{Nd} entre +2,1 et –1,6 (Sato et Tassinari, 1996). Quelques zones de méta-volcanites et de méta-sédiments très dispersées sont reconnues dans la partie sud de cette province (Santos et al., 1997). Les zircons détritiques dans les séries sédimentaires permettent de proposer un âge maximum de 2,10 à 1,92 Ga (Santos et al., 1997). Plusieurs activités plutoniques et volcaniques acides à intermédiaires associées à des roches mafiques (1,80 et 1,60 Ga, Basei, 1977 ; Tassinari et al., 1978 ; Tassinari, 1996 ; Santos et al., 1997) recoupent et recouvrent les roches précédemment décrites. Le dernier événement magmatique connu correspond à un magmatisme anorogénique (granite rapakiwi d'El Parguaza) associé à des anorthosites et charnockites datées à 1,55 Ga (Fraga et Reis, 1995 ; Fraga et al., 1997 ; Santos et al., 1998).

1.1.4. La Province Rio Negro-Juruena (PRNJ)

Située dans la partie la plus à l'est du craton des Guyanes, cette province est constituée essentiellement par des granites et des gneiss de compositions tonalitique et granodioritique d'âges compris entre 1,80 et 1,55 Ga (Dall'Agnol et Marcambira, 1992; Tassinari et al., 1999). La majorité des roches est métamorphisée dans le faciès amphibolite néanmoins, quelques granulites sont décrites. La PRNJ montre des E_{Nd} majoritairement positifs et des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,702 et 0,706 suggérant une origine mantellique (Tassinari et al., 1996).

Fig. 1.1 : Répartition géographique des principaux cratons sur terre (d'après Condie, 1992)

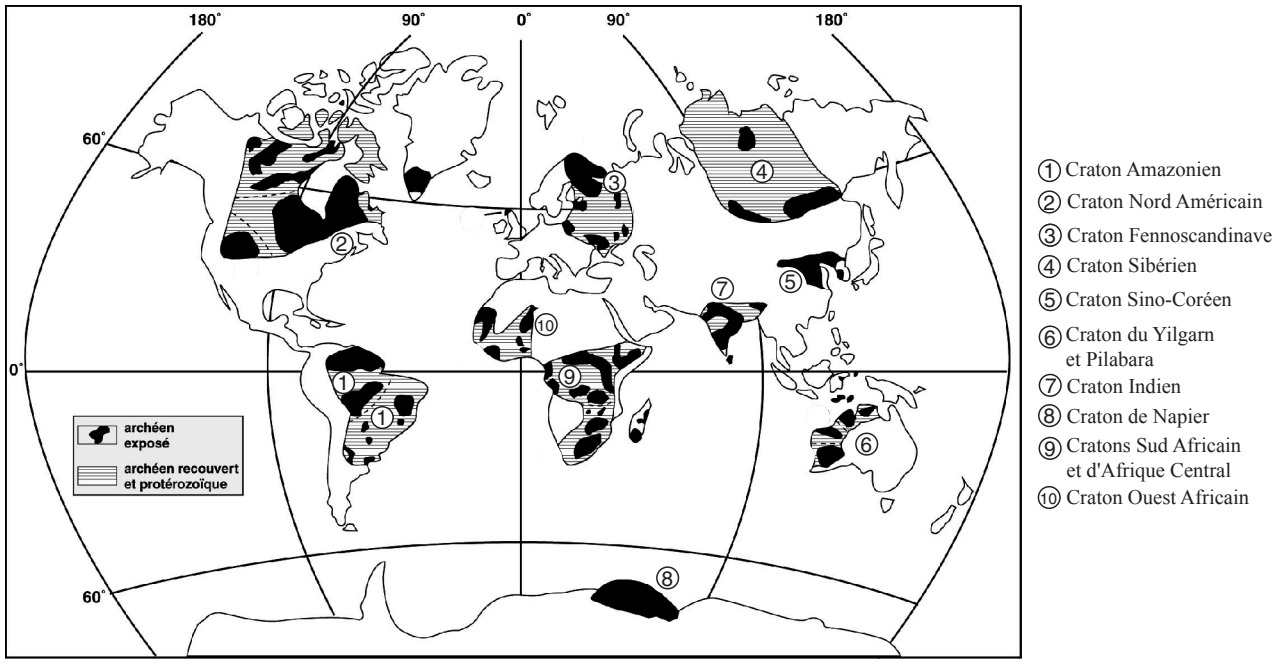
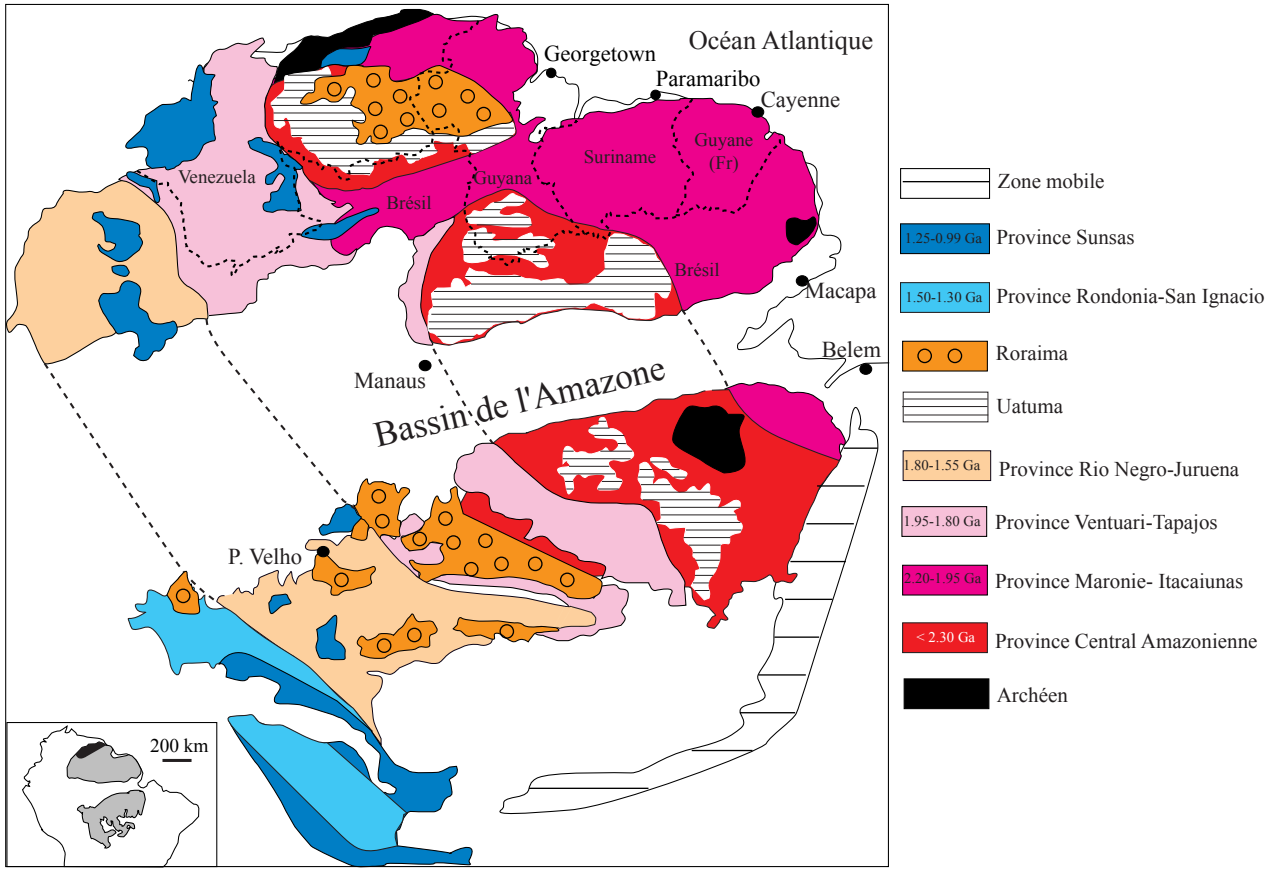


Fig. 1.2 : Provinces géochronologiques du craton Amazonien (d'après Tassinari et al., 1996)



1.1.5. La Province Sunsàs (PS)

La province Sunsàs est pétrographiquement distincte des autres provinces. En effet, elle correspond, dans le craton des Guyanes, à des ensembles détritiques déformés et métamorphisés issus du démantèlement de roches plus anciennes. Ces roches sont associées à des ensembles magmatiques syntectoniques (1,30 et 1,00 Ga, Litherland et al., 1986). Enfin, un événement magmatique plus jeune, post-tectonique, est daté à 0,99 Ga (Rizzotto et al., 1999).

Une partie des roches composant le craton des Guyanes n'est pas comprise dans la séparation en provinces proposée par Tassinari et al., (1996, 1999). Elle correspond à des sédiments continentaux (grès, quartzites, conglomérats) nommés Roraima (Dalton, 1912) et à un ensemble de sédiments et volcanites acides : la série d'Uatuma (Albuqerque, 1922, Caputo et al., 1971) (Figs. 1.3 et 1.4). La série du Roraima correspond à des sédiments non déformés et tabulaires d'une épaisseur dépassant parfois 2000 mètres et d'âge estimé de 1,66 à 1,54 Ga (Gibbs et Baron, 1993). La série d'Uatuma est plus ancienne (1,92 à 1,69 Ga ; Rios, 1972 ; Berrangé, 1977).

Les provinces de la partie nord du craton des Guyanes (PMI, PAC) sont recoupées par des dykes et des sills basiques (Fig. 1.3) divisés en trois périodes paroxysmales (Berrangé,1977) : 1) la suite d'Avanavéro (Protérozoïque moyen ; McDougall et al., 1963 ; Velkamp et al., 1971 ; Priem et al., 1973), 2) la suite pré-Apatao d'âge intermédiaire (Protérozoïque inférieur à Permien), et 3) la suite Apatao (200 à 190 Ma) liée aux stades précoces d'ouverture de l'Atlantique central (Hawkes, 1966 ; May, 1971; Berrangé, 1977 ; Choudhuri, 1978). Les caractéristiques chimiques ainsi que les données géochronologiques des différentes suites sont présentées dans l'annexe I.

I. 1.2. Les grandes structures tectoniques du Craton de Guyanes

Les grandes structures tectoniques reconnues sont de grands accidents d'extension régionale se regroupant en deux groupes de directions distinctes (N040 à N060 et N100 à N120) mais de jeux identiques, (majoritairement transcurrent senestre ; Fig. 1.3). Trois grandes zones de failles sont plus particulièrement marquantes :

1. La zone de faille de Guri (ZFG) bordant la partie est du complexe d'Imataca ; elle sépare la zone archéenne des ceintures de roches vertes et granitoïdes d'âge paléoprotérozoïque.

Fig. 1.3 : Synthèse géologique du craton des Guyanes (d'après Gibbs et Baron, 1993)

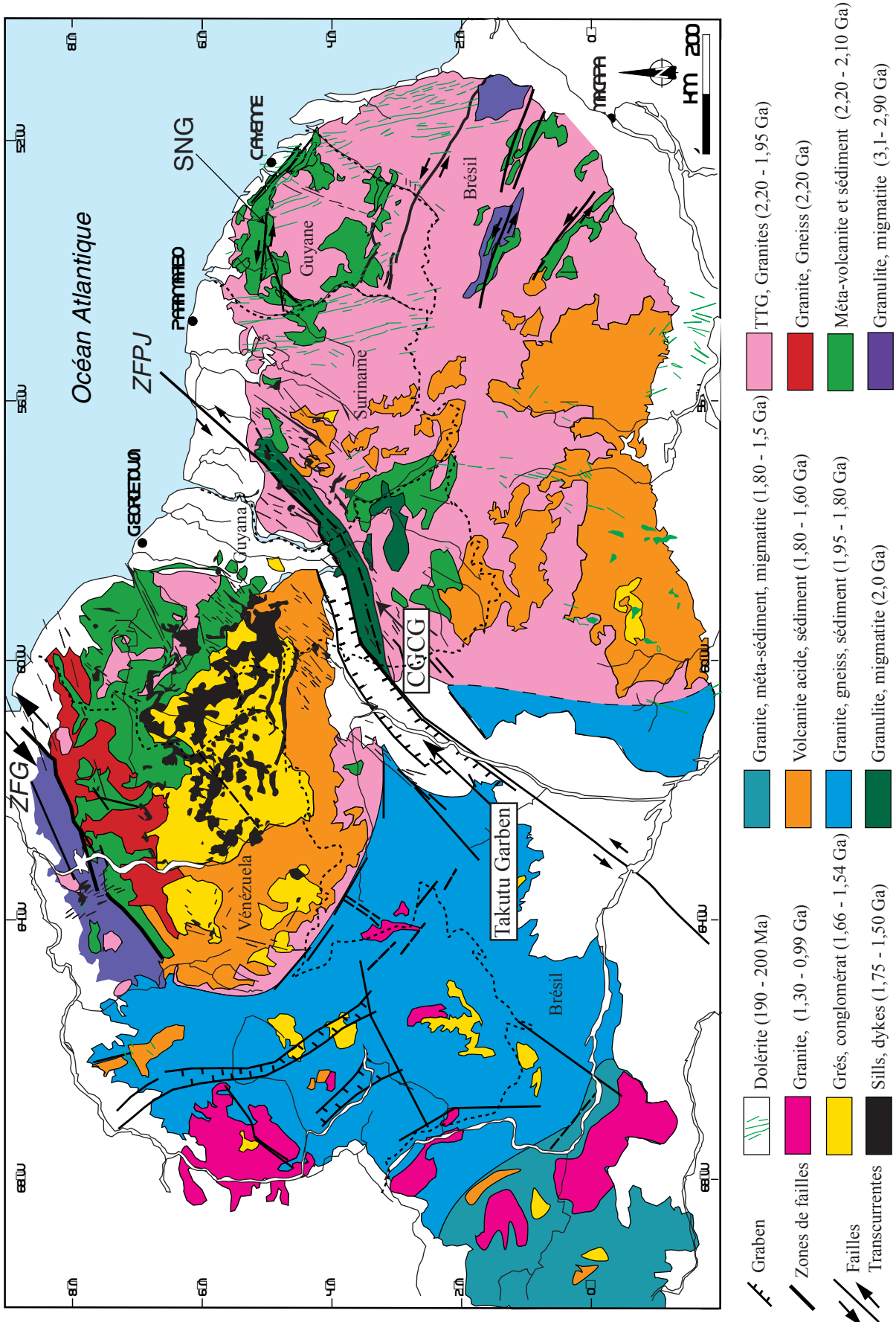
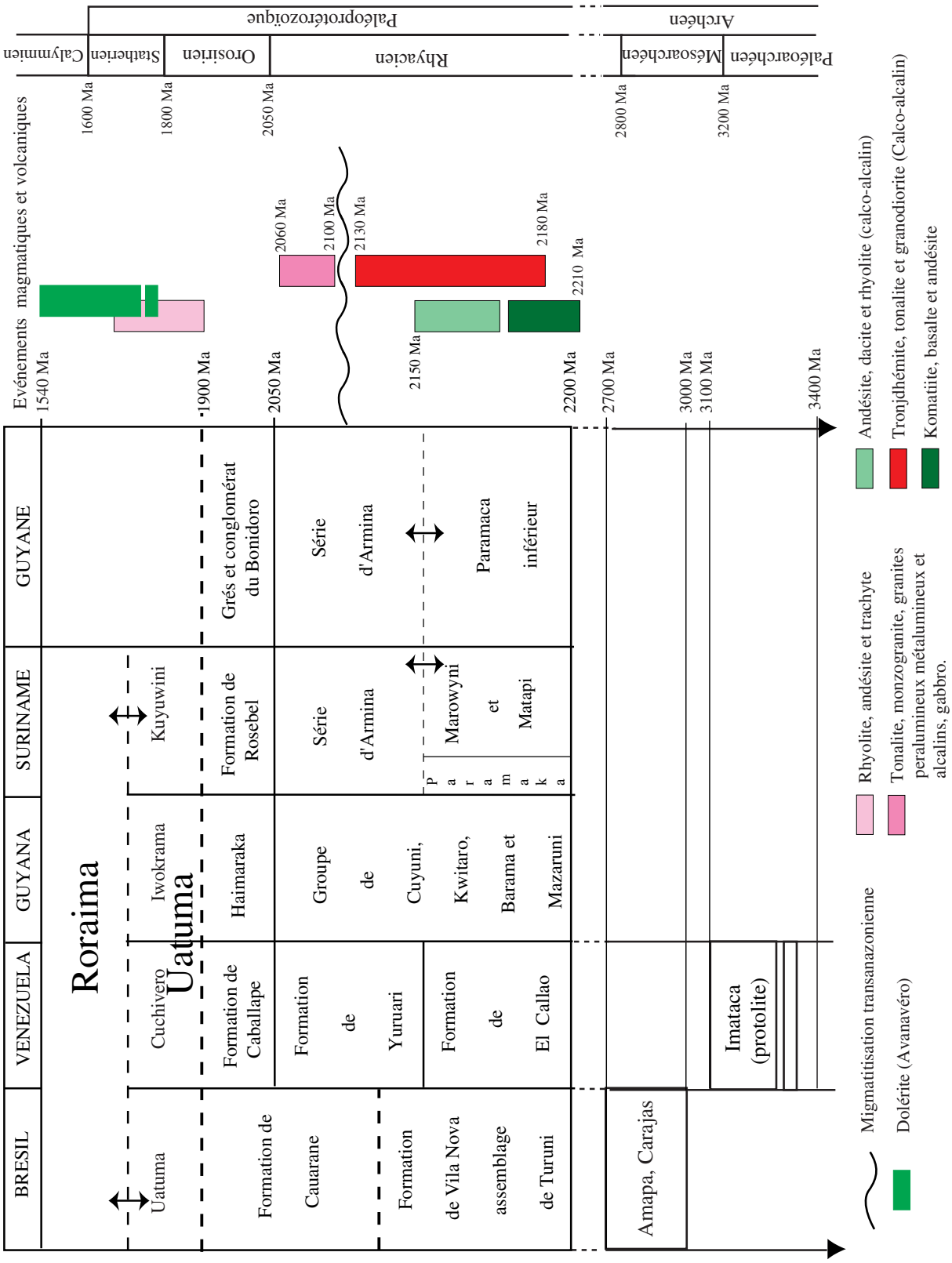


Fig. 1.4 : Lithostratigraphie comparée et évènements plutono-volcaniques dans les différents pays composant le craton des Guyanes



2. La zone de faille de Pisco-Jurua (ZFPJ ; Szatmari, 1983) qui sépare le craton en deux parties d'égales superficies ;

3. Le Sillon Nord Guyanais (SNG) (Choubert, 1965 ; Choubert, 1974 ; Ledru et al., 1991).

La cinématique de ces grandes zones de failles est parfois complexe en raison des nombreux rejeux dont elles ont fait l'objet. La ZFPJ, par exemple, aurait eu un premier jeu transcurrent inverse, d'âge transamazonien (2,10 à 2,00 Ga), permettant la mise à nu des roches granulitiques (Fig. 1.3 ; Gibbs et Writh, 1985), puis réactivée de façon normale, abaissant le compartiment précédemment érodé (Szatmari, 1983). Ce type de structures transcurrentes d'extension régionale d'âge paléoprotérozoïque a été mis en évidence dans les cratons adjacents (Afrique de l'Ouest, São-Fransisco ; Lemoine, 1982 ; Vidal, 1987, 1988 ; Chauvet et al., 1997). Il semble en outre que l'on peut relier ces zones déformées de part et d'autre de l'Atlantique. Plus particulièrement les zones de failles transcurrentes senestres du craton des Guyanes pourraient correspondre aux couloirs mylonitiques subméridiens senestres de Côte-d'Ivoire (Lemoine, 1985 ; Vidal, 1987 ; Cohen et Gibbs, 1989 ; Ledru et al., 1989). Cette remarque est importante car ce sont la GFZ et la faille de Sassandra, qui de façon identique, marquent une transition entre zone archéenne et zone paléoprotérozoïque dans les cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. L'origine de ces larges zones de déformations est encore sujette à débat, imputée aux stades tardi-collisionnels de l'orogenèse transamazonienne (Swapp et Onstott, 1989, Ledru et al, 1994, Vanderhaeghe et al., 1998). Ces zones déformées sont interprétées en Afrique de l'Ouest et dans le craton du São-Francisco, comme le résultat d'un serrage péné-contemporain de la mise en place de diapirs granitiques vers 2,10 Ga (Vidal, 1987 ; Delor et al., 1995; Vidal et al., 1996 ; Chauvet et al., 1997). Ces deux interprétations contradictoires sont le reflet de deux modèles géodynamiques d'évolution de la croûte continentale au Rhyacien, dans la zone centrale Atlantique.

On notera aussi, au niveau du craton de nombreux bassins d'effondrements dont le plus important nommé Takutu graben (Szatmari, 1983) est probablement d'âge phanérozoïque. Ce graben s'aligne sur la direction de la zone de failles protérozoïques de Pisco-Jurua (Fig. 1.3) et des zones mylonitiques s'étant formées consécutivement à l'épisode tectonique mésoproterozoïque ectasien (événement nikerien entre 1,30 à 1,20 Ga) (Gibbs et Baron, 1993). Ce graben serait à relier aux stades précoces d'ouverture de l'Atlantique (Szatmari, 1983).

I. 2. Modèles d'évolution géodynamique au Paléoprotérozoïque dans la zone centrale Atlantique

L'interprétation des données lithostructurales dans les zones d'âge paléoprotérozoïque donne lieu depuis une vingtaine d'années à l'opposition de deux modèles géodynamiques : un modèle actualiste ou collisionel (Hurley, 1968 ; Windley, 1984 ; Shackleton, 1986 ; Feybesse et al., 1989 ; Milési et al., 1989) et un modèle archaïque ou verticaliste (Bard, 1971 ; Vidal, 1987 ; Pons et al., 1992 ; Delor et al., 1995 ; Vidal et al., 1996). Le premier modèle est basé sur un concept de type orogenèse par collision au sens actuel du terme. Le second suggère une accrétion latérale et un collage de blocs de façon identique au modèle communément admis à l'Archéen (Köner, 1984).

Le modèle actualiste ou collisionel est issu de la comparaison des phénomènes orogéniques actuels et du caractère répétitif de ceux-ci. Le modèle géodynamique qui en découle est basé sur le principe d'une croûte épaisse et rigide au paléoprotérozoïque, permettant chevauchements, obductions, inversions métamorphiques comme nous les connaissons dans le phénomène actuel de collisions entre blocs continentaux. Les grandes zones transcurrentes paléoprotérozoïques, les bassins sédimentaires tels que Contendas, Ogooué, Jacobina (Milési et al., 1989) ou le Sillon Nord Guyanais (SNG ; Ledru et al., 1991) reconnus dans la zone centrale Atlantique, dans les stades tardifs d'orogenèses et les zones avant-chaînes, suggèrent des phénomènes collisionnels entre 2,20 et 2,00 Ga. De plus, le parallélisme des structures transcurrentes en bordure des cratons archéens dans la zone centrale Atlantique (Caby, 1989 ; Cohen et Gibbs, 1989 ; Ledru et al ; 1991) laisse à penser que ce secteur a été une zone particulière où une orogenèse (Transamazonienne) a existé (Hurley et al., 1968.; Gibbs et Olszewski, 1982).

Néanmoins certains caractères lithostructuraux des terrains d'un âge compris entre 2,20 et 2,00 Ga, essentiellement dans le craton d'Africain de l'Ouest, ont montré des similitudes avec les zones archéennes. Ces similitudes, mais aussi l'absence de chevauchements et de métamorphismes de hautes pressions (métamorphisme H.P./B.T.) caractéristiques du phénomène de collision ont amené certains auteurs à proposer une structuration de la croûte paléoprotérozoïque par collage de blocs juvéniles et intrusions granitiques (Delor et al., 1992, 95 ; Vidal et Alric, 1994 ; Vidal et al., 1996 ; Pouclet et al., 1996 ; Doumbia et al., 1998). La majorité des déformations seraient dues à l'intrusion des plutons granitiques (déformation périplutonique, Delor et al, 1995). Ce modèle s'oppose à une accrétion de type collisionnel avec chevauchements et superposition crustale, ce qui induit naturellement une croûte

continentale moins rigide et encore chaude, caractéristique proche d'une croûte archaïque. Les bassins sédimentaires sont interprétés comme le résultat d'un réajustement isostatique en réponse à une période d'empilements volcaniques et plutoniques (Vidal et Alric, 1994). Dans ce modèle, la tectonique transcurrente serait liée à un raccourcissement tangentiel péné-contemporain de la mise en place des granites et des bassins sédimentaires (Vidal et al., 1996).

I. 3. Géologie de la Guyane

La Guyane est située dans la partie est du craton des Guyanes (Figs. 1.2 et 1.3) entre 2 et 6 degrés de latitude nord. Elle est essentiellement constituée de terrains d'âges rhyacien et orosirien (Fig. 1.5) (2,21 à 2,00 Ga), comprenant pour l'essentiel des granitoïdes et des terrains volcano-sédimentaires épis à mésozonaux. La plupart des déformations sont rapportées à l'événement tectono-métamorphique transamazonien (2,15 à 1,90 Ga en Guyane ; Choubert, 1974 ; Marot, 1988 ; Milési et al., 1995).

I. 3.1 Lithostratigraphie "des Ceintures de roches vertes"

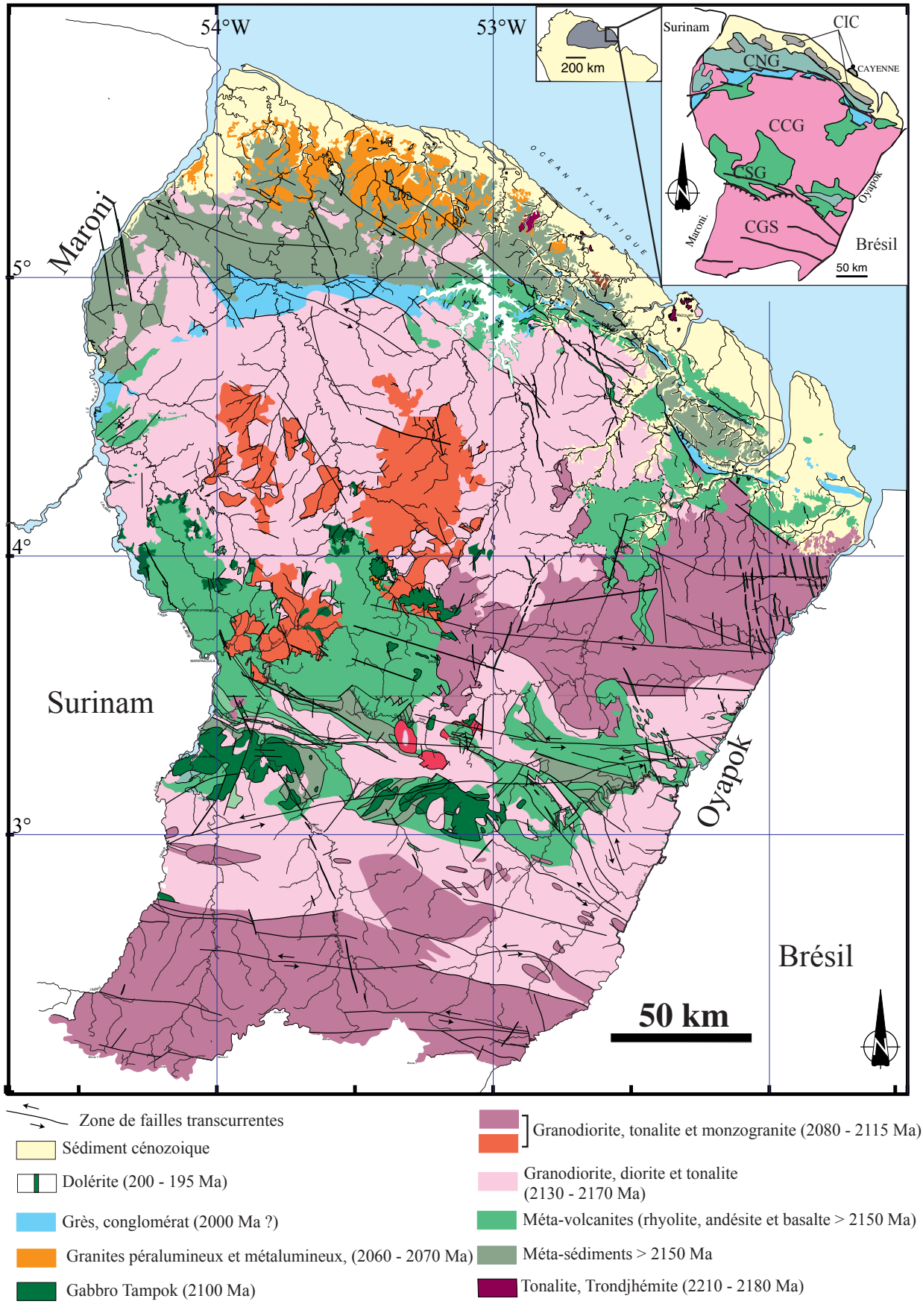
Les roches vertes et les sédiments d'âge paléoprotérozoïque se répartissent en Guyane sur deux zones restreintes d'extension E-O : la Ceinture Nord Guyanais (CNG) et la Ceinture Sud Guyanais (CSG) (Fig. 1.5). La première synthèse géologique datant de 1949 ainsi que les travaux du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) entre 1950 et 1974 (Choubert, Aubert de la Rue 1950 ; G. Barruol, 1961 ; Leenhart et Lelong, 1974) ont permis dans un premier temps de subdiviser les ceintures en deux systèmes (Fig. 1.6) :

- le système Paramaca
- le système Orapu

A la lumière des travaux plus récents de Marot (1988), Ledru et al., (1991), Egal et al. (1992) et Manier et al. (1993), cette subdivision a été abandonnée au profit d'une nouvelle lithostratigraphie comprenant deux ensembles (Fig. 1.6) :

- un ensemble inférieur volcano-sédimentaire ;
- un ensemble supérieur détritique.

Fig. 1.5 : Carte géologique simplifiée de la Guyane (d'après Marot, 1988 ;Vernhet, 1992 ; Delor et al., 2001)



3.1.1. L'ensemble inférieur volcano-sédimentaire

Connu essentiellement dans la partie méridionale et centrale de la Guyane française (Fig. 1.5), l'ensemble inférieur a dans un premier temps, été subdivisé en deux ensembles, le Paramaca inférieur et supérieur à dominantes volcanique et sédimentaire respectivement (Brower et Choubert, 1960 ; Choubert 1956, 1966, 1974 ; Hocquard et Schmitt, 1981 ; Fig. 1.6). La colonne stratigraphique des formations volcaniques et sédimentaires a été revue par Marot et al., (1984) puis par Ledru et al., (1991), Egal (1992) et Manier (1992) et réinterprétée sur la synthèse géologique du Nord de la Guyane. Il ressort de ces études que le Paramaca volcanique et sédimentaire est constitué de la base au sommet par 3 ensembles :

-Des méta-basaltes et méta-amphiboloschistes à compositions tholéiitique et komatiitique respectivement (Milési et al., 1995) ;

- Des méta-laves à la base, passant vers le haut à des méta-pyroclastites ;

-Une série détritique à dominante grauwackeuse et schisteuse (série d'Armina ; Ledru et al, 1991 ; Egal, 1992 ; Manier, 1992 ; Manier et al., 1993).

La datation récente d'un granite intrusif dans la série d'Armina sur le fleuve Mana a donné un âge de 2132 ± 4 Ma (Delor, communication personnelle). Pour les deux ensembles volcaniques un âge est proposé à 2110 ± 90 Ma (âge Sm/Nd ; Gruau et al., 1985).

La série sédimentaire (schistes d'Armina ou Paramaca sédimentaire) a posé de nombreux problèmes d'interprétations depuis 1949. Les interprétations antérieures aux travaux de Manier (1992) et Ledru (1991) faisaient correspondre la série du Paramaca supérieur ou système Orapu-Bonidoro (Choubert, 1974) à la formation à dominante gréseuse de Rosebel au Surinam (Fig. 1.6). Les auteurs s'accordent aujourd'hui, et en concordance avec les travaux effectués au Surinam (Bosma et al., 1983), pour faire de la série d'Armina (Choubert, 1956 ; Barruol, 1961) une série correspondant à celle du même nom au Surinam (Ledru et al, 1991, Egal, 1992 ; Fig. 1.6).

Les roches volcano-sédimentaires de la série "Paramaca inférieur" ont subi un métamorphisme allant du faciès épizonal au faciès amphibolite (Marot, 1988 ; Egal et al., 1994 ; Milési et al., 1995). Le métamorphisme de la série d'Armina est largement dû à l'intrusion de granites, marqué par des auréoles bien développées à staurotide, andalousite, grenat donnant des conditions de pressions et de températures de l'ordre de 1,5 à 2,0 kbars et 400 à 550°C (Marot, 1988). Vanderhaeghe et al., (1998) signalent la présence de disthène dans la zone de la montagne Tortue.

3.1.2. L'ensemble supérieur sédimentaire (ensemble détritique supérieur)

Cette série correspond à la série de Rosebel au Surinam (Bosma et al., 1983) ; elle est essentiellement constituée de grès et de conglomérats déposés en milieu fluviatile et correspond au regroupement des séries anciennement dénommées grès du Bonidoro et conglomérat de l'Orapu (Fig. 1.6) (Choubert, 1956 et 1974). Ces sédiments se déposent dans une série de bassins alignés grossièrement est-ouest correspondant au Sillon Nord Guyanais (Figs. 1.5 et 1.7). Ces bassins sont interprétés comme des « pull-aparts » formés en contexte décrochant senestre (Fig. 1.7 ; Ledru et al., 1991 ; Egal et al., 1992). L'épaisseur des sédiments est estimée entre 2000 et 3000 m (Manier et al., 1993).

La datation de zircons détritiques a donné des âges compris entre 2,115 et 2,080 Ga (Ledru et al., 1990) permettant de proposer un âge maximum de 2,115 Ga pour cette série détritique (Milési et al., 1995).

Du point de vue de la déformation, l'ensemble détritique supérieur est affecté par une phase de déformation (D2), l'ensemble inférieur par deux stades D1et D2. La phase D1 correspond à la phase transamazonien l. Il apparaît aux vues des études tectoniques (Ledru et al., 1991 ; Manier, 1992 ; Manier et al., 1993) qu'une partie des séries « post-guyanaises » selon Choubert (1956, 1974) et Barruol (1961) appartiennent à l'ensemble inférieur anté-tectonique Transamazonienne D2. La discordance observée par les anciens auteurs entre les séries gréseuses et schisteuses est donc interprétée aujourd'hui comme la limite supérieure de cette phase tectonique D1 (Fig. 1.7).

I. 3.2. Les roches plutoniques paléoprotérozoïques de Guyane française

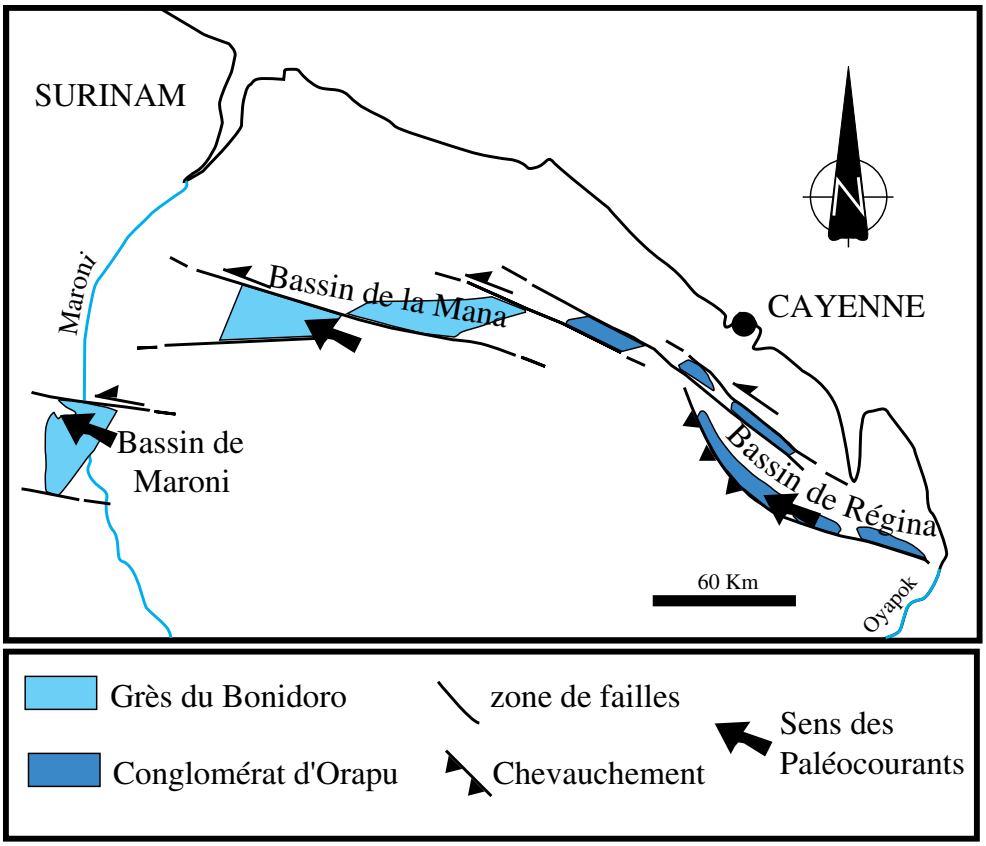
Les roches plutoniques, essentiellement des TTG (tronjdhémite, tonalite, granodiorite), couvrent une vaste superficie de la Guyane (60%). Dans les travaux antérieurs à 1998, les granitoïdes étaient divisés en deux épisodes plutoniques, Guyanais et Caraïbes (Choubert, 1974; Marot et al., 1992 ; Milési et al., 1995). Cette division a été abandonnée depuis les travaux de Vanderhaeghe et al., (1998) ; ceux-ci ayant montré une homogénéité chimique et d'âge. Trois grands complexes magmatiques sont reconnus en Guyane (Vanderheghe et al., 1998 ; Fig. 1.5) :

- L e Complexe de l'Ile de Cayenne (CIC);

Fig. 1.6 : Les différents découpages lithostratigraphiques de la Guyane depuis 1949, comparaison avec le Surinam (Bosma et al., 1983).

SURINAM	GUYANE FRANCAISE			
Bosma et al., 1983	Choubert, 1949	Choubert, 1956, 74 Burruol, 1961	Plat et al., 1982	Ledru et al.,1991 Egal,1992 ; Manier, 1992
Formation de Rosebel	Système Orapu	Orapu : - schistes - conglomérat Discordance Bonidoro : - flysch - grès	Idem Bonidoro	Ensemble détritique supérieur : - Grès du Bonidoro - Conglomérat d'Orapu
phase transamazonienne	phase tectonique guyanaise			phase transamazonienne 1
Série d'Armina	Système Paramaca	Paramaca volcanique	passage continue Paramaca volcanique	Ensemble inférieur : (Sédimentaire) - Flych du Bonidoro - Schiste d'Orapu (Armina)
Paramaka				volcanique: Paramaca volcanique

Fig. 1.7 : Extension géographique et tectonique d'ouverture du Sillon Nord Guyanais (d'après Egal et al., 1992)



- Complexe Central Guyanais (CCG) ;
- Complexe Sud Guyanais (CSG).

Dans ces trois complexes magmatiques les roches les plus anciennes sont des massifs pluri-kilomètriques à composition de TTG (tonalite et granodiorite de Wawa Soula (2206 Ma), granodiorite de Trois Sauts (2183 Ma), tronjdhémite de Cayenne (2173 Ma), tonalite Tamouri (2160 Ma)) et des complexes basiques (e.g. Tampok, Alitani, Cayenne (2150-2140 Ma ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Lafon et al., 2000 ; Delor et al., 2001)). Ces grands ensembles ont une signature calco-alcaline et se seraient formés en contexte d'arc (Milési et al., 1995 ; Herpin, 1997 ; Vanderhaeghe et al., 1998). Une deuxième phase magmatique plus faible en volume est caractérisée par de petits batholites (e.g. granodiorite de Trois Sauts (2105 Ma), tonalite de Saint Joseph (2093 Ma), monzogranite de Saut Mathias ou Machicou (2093 à 2085 Ma), gabbro du Saut Athanase (2094 Ma ; Herpin, 1997) et quelques leucogranites tardifs (Mataronie, 2084 Ma ; Vanderhaeghe et al., 1998)). Le dernier événement plutonique correspond à des monzogranites peralumineux et des pegmatites (Petit Saut, Organabo, 2069-2060 Ma).

Du point de vue métamorphique, seules les CIC et CSG montrent des assemblages métamorphiques de hautes températures et moyennes pressions (Marot , 1988; Jegouzo et al., 1990 ; Kerbaol, 1997) allant jusqu'à l'anatexie (Alitani, Trois Sauts, Wawa Soula, Haut Marouini, Cayenne). Les études pétrométamorphiques (Marot, 1988 ; Kerbaol, 1997) essentiellement sur les rivières Maroni et Oyapok, donnent des températures de l'ordre de 700°C et des pressions de 7 à 8 kbars. Ces ensembles métamorphiques sont datés entre 2155 et 2173 Ma (âges Pb/Pb ; Delor, communication personnelle) qui correspond à la période Eo-transamazienne. La phase rétrograde (5 à 6 Kbars et 500 à 600°C) est largement influencée par les intrusions magmatiques jouant un rôle thermique important, attesté par la présence d'un métamorphisme au niveau des ceintures de roches vertes essentiellement : néocristallisation de biotite, sillimanite, andalousite, grenat, staurotide (Egal et al., 1995).

I. 3.3. Les grandes structures tectoniques

Les structures tectoniques les plus marquantes de la Guyane française correspondent à des zones mylonitiques subverticales orientées N080-N130 à jeu ductile transcurrent senestre (Fig. 1.5 ; Marot et al., 1988 ; Egal et al., 1992 ; Kerbaol, 1997). Deux zones sont particulièrement affectées par ces grands accidents : le sillon nord guyanais (Ledru et al., 1991 ; Egal et al., 1992 ; Figs. 1.5 et 1.7) et la ceinture sud guyanais (accident du Waki-

Tampok, Kerbaol, 1997 ; Walé Itou, Marot, 1988, Fig 1.5). Ces accidents sont consécutifs à la tectonique compressive rhyacienne (2,10-2,05 Ga, Marot, 1988 ; Ledru et al., 1994). Plus localement des phénomènes de chevauchement sont décrits, principalement dans la zone nord-est (Montagne tortue) marquée par la néoformation de disthène au dépens de l'andalousite (Vanderhaeghe et al., 1998). Il est à noter, d'après Jegouzo et al., (1990) que l'accident du Waki-Tampok aurait eu, avant son jeu ductile senestre, un jeu chevauchant (2,10 Ga) dans la partie sud-ouest de la Guyane uniquement.

I. 3.4. Evolution géodynamique

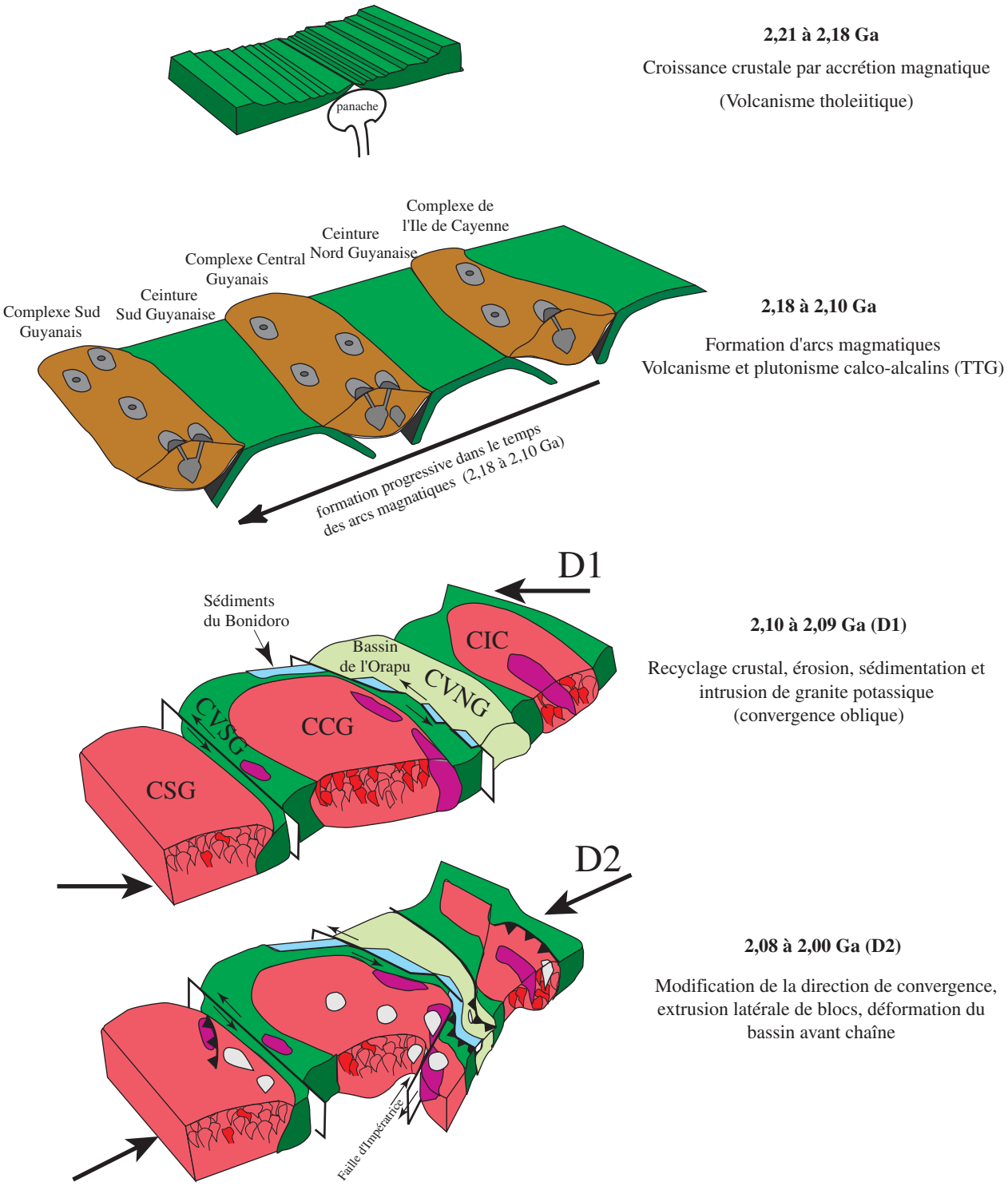
Cette partie présente succinctement l'évolution structurale et géodynamique de la partie nord du craton Guyanais telle qu'elle est actuellement proposée par Vanderhaeghe et al., (1998). Ce modèle s'intègre dans un schéma de type archaïque dans sa première partie et collisionnel dans sa deuxième partie (Fig. 1.8).

1) 2210 à 2170 Ma : mise en place en contexte proche des bassins océaniques actuels ou d'un bassin arrière arc de formations volcaniques à signature komatiitique (amphiboloschistes) puis tholéiitique (basaltes).

2) 2180 à 2110 Ma : début de l'accrétion, marquée par la formation d'arcs volcaniques (tufs et pyroclastiques). La formation de ces arcs est associée à de multiples intrusions de tonalite, trondjhémite et granodiorite. La formation d'arcs débute au Nord (CIC) et se poursuit vers le Sud (CCG puis CSG). Cet empilement plutonique intense est suivi par la formation des flyschs d'Armina. Ces dépôts sédimentaires correspondent au début de la tectonisation et à l'érosion des ensembles volcano-clastiques et plutono-volcaniques (phase D1).

3) 2100 à 2090 Ma : phase majeure de tectonisation (D1) puis d'amincissement crustal, responsable de la structuration de l'ensemble volcanique Paramaca et sédimentaire d'Armina. Cette phase D1 est péné-contemporaine des intrusions granitoïdiques potassiques à signature calco-alcaline. La tectonique D1 est caractérisée sur le terrain par des schistosités très pentées et pénétratives. Cette phase s'exprime en outre au Nord par un raccourcissement subhorizontal sans chevauchement mais par de grands décrochements senestres (ouverture du sillon nord guyanais). Les « pull-aparts » formés dans ce contexte sont rapidement comblés par l'érosion des complexes plutoniques calco-alcalins (conglomérat et grès du Bonidoro).

Fig 1.8 : Evolution géodynamique du Nord de la Guyane d'après Vanderhaeghe et al., 1998



4) 2080 à 2000 Ma : collision oblique (tectonique D2) entre les différents complexes plutoniques formés. Cette phase tectonique est responsable du contrôle de la fin des dépôts gréso-conglomératiques du Bonidoro. Les contraintes exercées sont accommodées par l'extrusion latérale de blocs vers le Sud-Ouest (zone de la Conté) et par des chevauchements localisés dans les parties nord-est et le Sud de la Guyane (Jégouzo et al., 1990). Cette phase est associée à la mise en place de leucogranite et pegmatite issus de la fusion de la croûte continentale (Vanderhaeghe et al.,1998).

Il est très important de remarquer que cette évolution géodynamique et tectonique est basée uniquement sur des données géologiques recueillies dans la partie nord-est de la Guyane lors de la réalisation de la synthèse métallogénique par Milési et al., entre 1991 et 1995. La grande quantité de données structurales acquises dans le Sud et le Nord-Ouest de la Guyane entre 1996 et 1999 par le BRGM, dans le cadre de la nouvelle carte au 1/500000ème, montre la prédominance des phénomènes transcurrents dans les phases 3 et 4 de l'évolution proposée par Vanderhaeghe et al., (1998) et une absence de chevauchement liée à la phase compressive rhyacienne (C. Delor, communication personnelle). De plus, les études géochronologiques (Pb/Pb, U/Pb et SHRIMP ; J. M. Lafon, communication personnelle) ont montré que la formation des arcs volcaniques était péné-contemporaine du nord au sud et comprise entre 2180 et 2130 Ma. Enfin la série d'Armina est certainement plus ancienne que ce que ne le laisse supposer cette évolution géodynamique, étant recoupée et métamorphisée par des granites datés à 2130 Ma correspondant à la fin de l'empilement plutonique TTG.

I. 4. Evolution Géodynamique de Côte-d'Ivoire et les granitoïdes paléoprotérozoïques

La Côte-d'Ivoire est située dans le Sud-Est du craton d'Afrique de l'Ouest. Ce craton est divisé en deux domaines. Le domaine Kénéma-Man situé dans la zone ouest (Fig. 1.9) est constitué de formations archéennes composées de migmatites, granulites, gneiss, charnockites (3,2 à 2,75 Ga, Beckinsale et al., 1980 ; Camil et al., 1983 ; Wricht et al., 1985 ; Kouamélan et al., 1997). Le domaine Baoulé-Mossi (Fig. 1.9) est lui constitué de roches Birimiennes principalement des volcanites à composition tholeiitiques et calco-alcalines, de granitoïdes, de volcano-sédiments et sédiments. Ces formations se mettent en place pendant l'événement tectono-métamorphique éburnéen.

La mise en place de ces roches est comprise entre 2,25 et 2,05 Ga (Abouchani, 1990, Hirdes et al., 1992 ; Pouclet et al., 1996 ; Doumbia et al., 1997), âges équivalents à ceux trouvés dans le craton Amazonien (voir Paragraphe 1). Les zones de Man et Baoulé-Mossi sont séparées par une zone de transition caractérisée par des roches d'âge birimien avec un d'âge modèle archéen (Kouamélan, 1996).

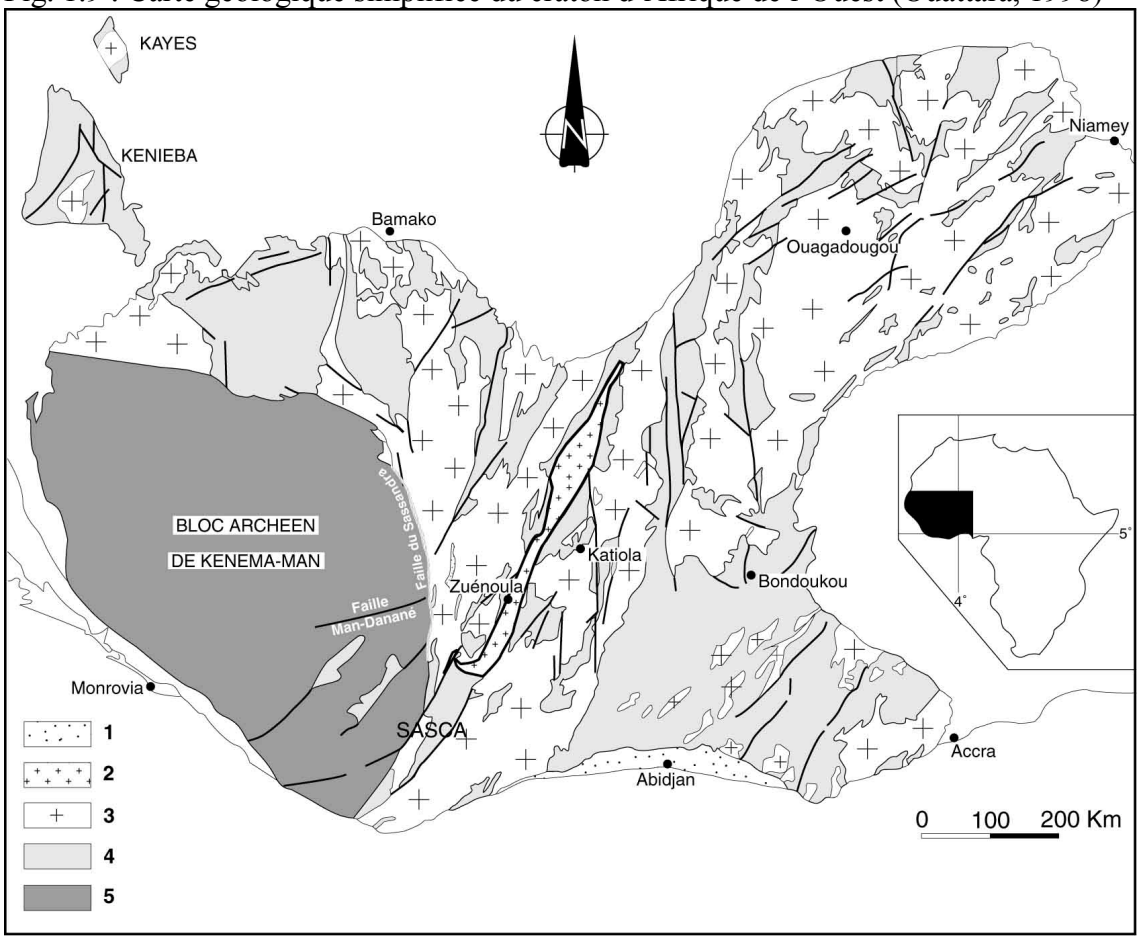
En Côte-d'Ivoire on ne trouve des formations archéennes qu'à l'extrémité ouest du pays, les formations birimiennes couvrant 80 % du pays. On notera parmi ces roches birimiennes une abondance de roches vertes formant de larges ceintures. L'absence de roches profondes (granulites HP) dans le domaine paléoprotérozoïque et une structuration linéaire autour des granitoïdes ont permis de proposer une évolution géodynamique de type archaïque en Côte-d'Ivoire au paléoprotérozoïque (Vidal et al., 1996, Doumbia, 1997).

I. 4.1. Evolution géodynamique de la Côte-d'Ivoire

L'évolution géodynamique proposée dans ce chapitre est une synthèse des données obtenues par Pouclet et al., (1996) ; Vidal et al., (1996) ; Doumbia et al., (1998). Elle est caractérisée par une structuration liée aux intrusions granitiques et par des décrochements tardifs. Deux épisodes tectoniques et métamorphiques ont été mis en évidence:

- **2,2 Ga à 2,15 Ga :** mise en place des roches vertes en contexte océanique comparable aux plateaux océaniques actuels. Cet empilement volcanique est suivi par l'intrusion de TTG métamorphisant et déformant les roches vertes. Cet évènement plutonique est accompagné de la formation d'une foliation S_1, celle-ci tendant à mouler les massifs granitoïdiques. Cette déformation D_1 correspondrait à un mouvement gravitaire autour des plutons (sagduction) ;

Fig. 1.9 : Carte géologique simplifiée du craton d'Afrique de l'Ouest (Ouattara, 1998)



1 : Formation Cénozoïque ; 2 : Granite de Ferké (2,1 Ga) ; 3 : Granitoïdes, granites rubanés, méta-granites (2,0-2,2 Ga) ; 4 : Volcanites, volcano-sédiments et sédiments birimiens (1,8-2,2 Ga) ; 5 : Archéen (> 2,5 Ga).

- **Vers 2,1 Ga :** ouverture de bassins sédimentaires terrigènes accompagnée de la mise en place de volcanites calco-alcalines. Cette ouverture est suivie d'un raccourcissement NW-SE à WNW-ESE (tectonique D_2) marqué par des plis et des couloirs décrochants. Une masse très importante de granitoïdes dont le Batholite de Ferké et l'essentiel des granites du sud-est de la Côte-d'Ivoire se mettent en place durant cet épisode tectonique.

Il est à noter que l'évolution géodynamique est très proche de celle proposée en Guyane par Vanderhaeghe et al., (1998) (voir Paragraphe 2).

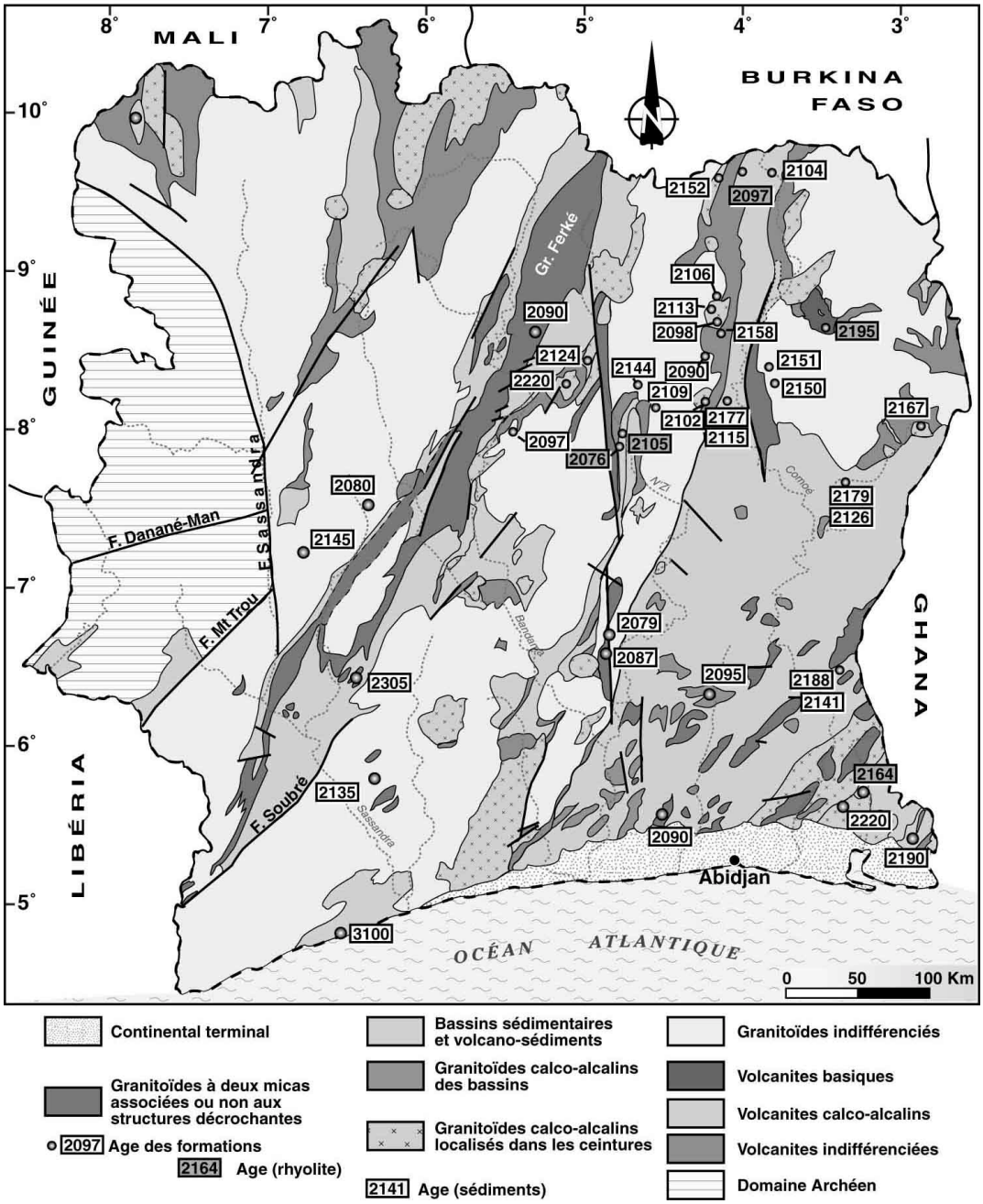
I. 4.2. Les granitoïdes de Côte-d'Ivoire

En Côte-d'Ivoire, deux types majeurs de granitoïdes recoupant les ceintures et sont reconnus (Doumbia, 1997) :

- Des granites montrant des caractères de TTG et d'affinité calco-alcaline datés entre 2160-2110 Ma (Katiola, Fronan, Toumodi…..) ;

- Des granites métalumineux à peralumineux datés entre 2100 et 2095 Ma (batholite de Ferké (Fig. 1.10), granite du sud-est (Fig. 1.10)).

Fig. 1.10 : carte géologique simplifiée de la Côte-d'Ivoire (Ouattara, 1998)



Les études tectoniques, pétro-structurales et chimiques (Yobou, 1993 ; Doumbia, 1997 et Ouattara, 1998) ont montré que le batholite de Ferkéssédougou était composé de multiples plutons imbriqués les uns dans les autres s'étant mis en place dans des grandes zones de cisaillements d'extensions crustales. L'encaissant indique de plus, une mise en place dans des conditions de métamorphisme faible (schistes verts). L'ensemble des travaux de Doumbia

(1997) et Ouattara (1998) a permis de proposer une mise en place syn-tectonique du batholite de Ferké dans un régime de déformation régionale transcurrente.

Les granites du sud-est de la Côte-d'Ivoire correspondent à un ensemble de granites orientés NE-SW intrusifs ou non dans le bassin de la Comoé (Fig. 1.10). Ces granites sont pour une partie de composition proche du Ferké. Le contact des granites avec les séries sédimentaires est plat (Guibet et Vidal, 1984). L'interprétation actuelle suggère l'existence d'un seul granite couvrant une vaste surface dont seules quelques appendices sont visibles (Guibet et Vidal, 1984). Un tel volume de magma serait comparable à celui mis en jeu dans le batholite de Ferké.

I. 5. Les données paléomagnétiques paléoprotérozoïques, le problème du supercontinent paléoprotérozoïque

I. 5.1. Quantité, qualité et répartition mondiale des données paléomagnétiques paléoprotérozoiques

Si on se réfère à la banque mondiale de données paléomagnétiques, (GPMDB version 3.3, Mai 1998), les données d'âge paléoprotérozoïque, (20% de l'histoire terrestre ; Fig. 1.11) ne représentent que 6% (474 données ; Fig. 1.11). Pour les âges correspondants aux orogènes paléoprotérozoïques (Transamazonienne, Limpopo, Transhudsonienne, Capricorn, Kola-Kalean etc..) entre 2,20 à 1,80 Ga, les données disponibles dans la littérature ne représentent que 3% de la totalité des pôles paléomagnétiques publiés.

La répartition géographique de ces pôles paléomagnétiques d'âges paléoprotérozoïques est très hétérogène. La majorité des données publiées provient des cratons Nord-Americain ou Fennoscandinave (>73 %, Fig. 1.11). La zone centrale Atlantique (Amérique du Sud, Afrique) ne correspond qu'à environ 12 % des données, les cratons d'Amérique du Sud seulement 1,2 %.

Ce bref bilan statistique montre bien que les périodes anciennes et plus particulièrement le Paléoprotérozoïque, sont sous-étudiées par rapport au Phanérozoïque. Malgré tout, l'amélioration des techniques de datations Pb/Pb, U/Pb ou Ar/Ar et le nouveau matériel de mesures paléomagnétiques a permis une augmentation de la quantité et de la qualité des données paléoprotérozoïques depuis 20 ans. Malheureusement la majorité des études et donc des données acquises récemment, proviennent d'Amérique du Nord (Fig. 1.11) et certaines zones, comme la zone circum-Atlantique, sont largement en deçà des autres zones.

Au niveau de la qualité des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques, le principal problème est la datation de la rémanence magnétique dans la roche étudiée. En effet un faible

pourcentage des données est calé géochronologiquement avec une précision de moins de 100 Ma. Le problème majeur, souvent négligé, est la vitesse de refroidissement des roches intrusives, en général comprise entre 1 et 7°C/Ma. Celle-ci ne permet pas d'estimer l'âge de la rémanence avec les méthodes U/Pb, Pb/Pb ou Rb/Sr éloigné en température de celle du déblocage des minéraux ferromagnétiques (magnétite : ~580°C ; goethite : ~150°C). Le faible nombre de sites paléomagnétiques pour les pôles anciens essentiellement dû, en général, à des directions dispersées au sein et entre les sites d'âges apparemment identique ne permet pas d'avoir une bonne précision statistique.

Enfin, il est important de noter que la rémanence magnétique liée aux faibles vitesses de refroidissement et/ou de remontées induit plusieurs caractéristiques (Morgan, 1976, Piper, 1981) pouvant influer sur les directions magnétiques remanentes :

1) La variation séculaire à l'intérieur du site est moyennée ;

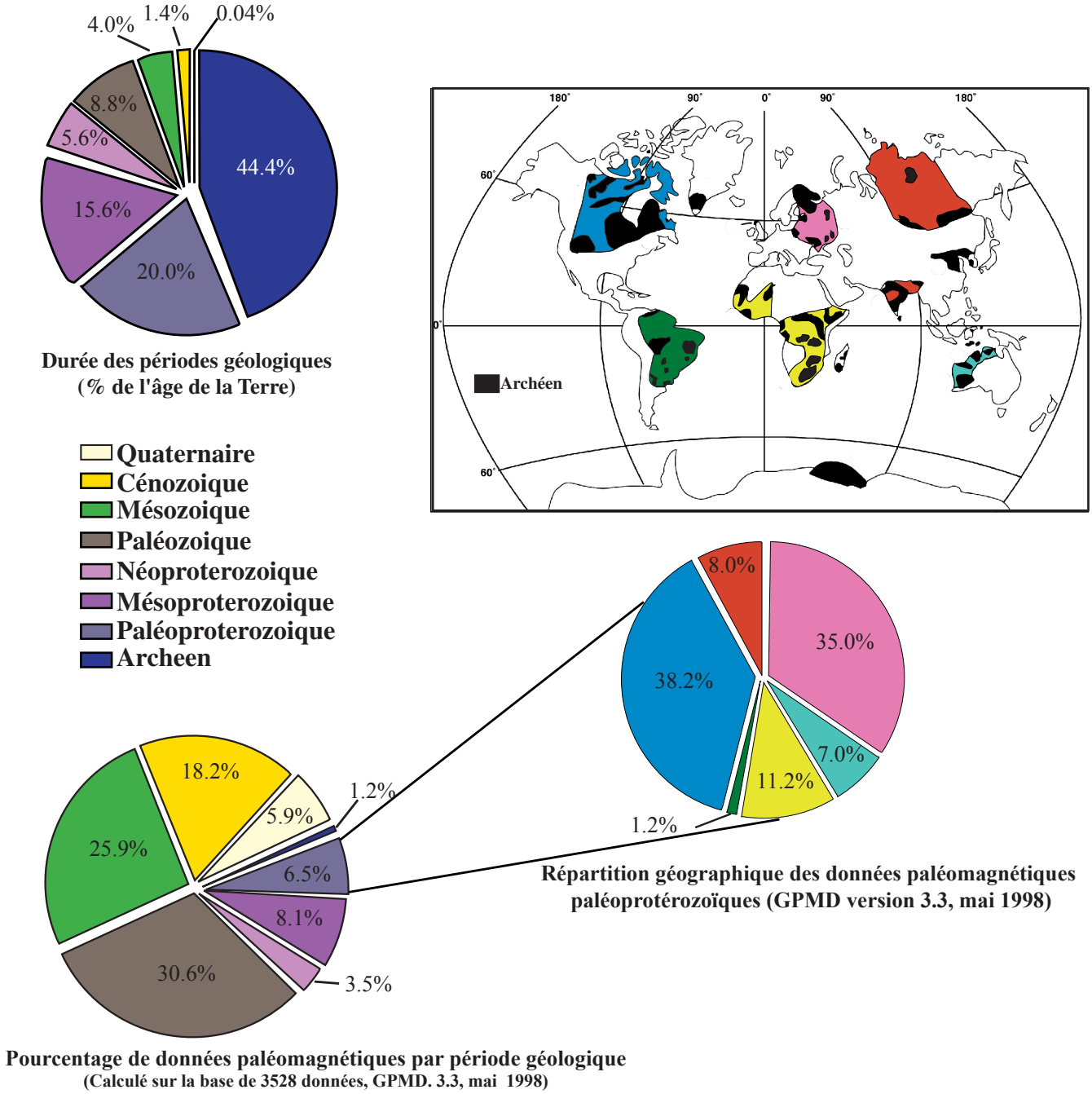
2) Toutes les roches formées, quelque soit leurs âges de cristallisation, leurs modes d'emplacement ou les déformations antérieures au refroidissement régional, doivent présenter la même direction d'aimantation thermorémanente si la température de Curie des minéraux porteurs de cette rémanence magnétique est proche ;

3) Les roches situées à des niveaux structuraux différents, de mêmes âges, ayant des minéraux porteurs de la rémanence magnétique identique, ne présenteront pas les mêmes directions magnétiques thermorémanentes ;

4) Les échantillons ayant des minéraux magnétiques avec des températures de blocage haut (e.g. faible teneur en Ti pour les magnétites ; Ozdemir et Dunlop, 1994) montreront un âge de magnétisation différent des roches de même niveau structural, ayant des minéraux porteurs du magnétisme thermorémanent avec une température de blocage plus basse.

Dans la suite du chapitre nous allons nous intéresser plus particulièrement aux données paléomagnétiques paléoprotérozoïques provenant du craton des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest correspondant, d'après de nombreuses études, à un même bloc au Paléoprotérozoïque (Gibbs, 1987 ; Onstott et al., 1981 ; Onstott et Hargaves, 1982 ; Onstott et al., 1984 ; Ledru et al., 1994 ; Vanderhaeghe et al., 1998).

Fig. 1.11 : Répartition géographique et quantité des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques (GPMD, version3.3, mai 1998)



I. 5.2. Données paléomagnétiques d'âges paléprotérozoïques concernant les cratons des Guyanes et l'Afrique de l'Ouest.

La compilation des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques du craton des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest est présentée tableau 1.1. Les données paléomagnétiques ayant un âge de rémanence magnétique estimé à moins de cent millions d'années prés sont indiquées en gras (10 données, 56%). Cinq données proviennent de la méthode Argon/Argon (Onstott et al., 1984 ; Onstott et Dorbor, 1987) et plus de la moitié de la méthode Rb/Sr (9 données).

Neuf données proviennent du craton des Guyanes. Quatre données ont un âge de rémanence magnétique compatible avec les âges du magmatisme en Guyane française 2,20 à 2,00 Ga (Onstott et Hargraves., 1981 ; Onstott et al., 1984). Les autres données ont un âge estimé de rémanence magnétique plus jeune (1,85 à 1,54 Ga ; Velkamp et al., 1971) ou avec une forte incertitude sur l'âge d'acquisition de celle-ci (Hargraves, 1968 ; Castillo et Costanzo-Alvarez, 1993). Aucune donnée d'âge transamazonien ne provient de la zone ouest du craton (Guyana, Surinam, Brésil, Guyane) et une majorité ont une erreur statistique, A_{95}, supérieure à 15 (5 données).

Huit données sont publiées concernant le craton Ouest-Africain. Ces données sont en général géochronologiquement mieux calées que les données provenant du craton des Guyanes et ont des erreurs statistiques (A_{95}) plus faibles (6 sur 9 avec un A_{95} inférieur à 15).

Les données paléomagnétiques actuelles semblent montrer que les deux cratons étaient un seul bloc il y a 2,0 à 1,9 Ga (Hurley et Rand, 1969 ; Onstott et al, 1984). La reconstruction proposée par Onstott et Hargraves (1981) tient compte d'un mouvement de plus de 1000 km le long de la suture néoprotérozoïque de la bordure est du craton Amazonien (Fig. 1.2). Un certain nombre de données géologiques et géochronologiques semble accréditer cette hypothèse (Piper et al., 1973; Cohen et Gibbs, 1989, Ledru et al., 1994):

- La similitude des structures et de leurs cinématiques : grands décrochements senestres syn à post compressifs (e.g. zone de Guri, Waki-Tampok, Sassandra) ;

- L'âge des activités plutoniques : séparées en deux phases, 2,18-2,13 Ga et 2,11 à 2,08 Ga dans les deux cratons ;

Table 1.1 : Données paléomagnétiques paléoprotérozoïques sur le craton des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest

Type de roche	Nom	Pays	A95 °	Plat °N	Plong °E	Age estimé de la rémanence	Méthodes de datations	Réferences	
Craton des Guyanes									
Dolérite	Blackawatra	Suriname	34	8	233	1550-1650 Ma	K/Ar (1544 Ma)	Veldkamp et al.,	1971
Dolérite	Kabaledo	Suriname	20	44	210	1650-1850 Ma	Stratigraphie	Veldkamp et al.,	1971
Dolérite	Roraima	Guyana,	12	45	167	1500-2090 Ma	Ar/Ar (1700 Ma) Rb/Sr (plus de 2090 Ma)	Hargraves,	1968
			11	-63	51	1500-2090 Ma	Ar/Ar (1700 Ma) Rb/Sr (plus de 2090 Ma)	Hargraves,	1968
Siltites, grès	Urairen	Venezuela	10	-69	20	1580-1960 Ma	Rb/Sr (2090 Ma)	Castillo et Costanzo-Alvarez	1996
Granite	***La Encrucijada***	***Vénézuela***	***6***	***-55***	***8***	***1900-2000 Ma***	**Rb/Sr (2064±87 Ma);Ar/Ar (1972 ± 4 Ma, 1883 ±2 Ma)**	***Onstott et al.,***	***1984***
			18	***-37***	***36***	***1900-2000 Ma***	**Rb/Sr (2064±87 Ma);Ar/Ar (1972 ± 4 Ma, 1883 ±2 Ma)**	***Onstott et al.,***	***1984***
Ganulite	***Imataca***	***Vénézuela***	***18***	***-49***	***18***	***1950-2050 Ma***	**Rb/Sr (2020±60 Ma)**	***Onstott et Hargraves***	***1981***
			18	***-29***	***21***	***1950-2050 Ma***	**Rb/Sr (2020±60 Ma)**	***Onstott et Hargraves***	***1981***
Afrique de l'Ouest									
Dolérite		Côte d'Ivoire	39	-11	92	1560-1900 Ma	K/Ar (1730 ±170 Ma)	Piper et Lomax	1973
Gabbro	***Aftout***	***Algérie***	***6***	***29***	***55***	***1819-1919 Ma***	(1869 ± 50 Ma)	***Lomax, K.***	***1975***
Granite	***Aftout***	***Algérie***	***8***	***-6***	***90***	***1950-1982 Ma***	**Stratigraphie**	***Lomax, K.***	***1975***
Amphibolite	***Harper***	***Liberia***	***7***	***-10***	***73***	***1900-2000 Ma***	**Rb/Sr (1983 ± 34 Ma); Ar/Ar (1964 ± 2 Ma, 1894 ± 2 Ma)**	***Onstott et al.,***	***1984***
			14	***3***	***92***	***1900-2000 Ma***	**Rb/Sr (1983 ±34 Ma); Ar/Ar (1964 ±2 Ma, 1894 ±2 Ma)**	***Onstott et al.,***	***1984***
Amphibolite granulites		***Liberia***	***13***	***-18***	***89***	***2044-2056 Ma***	**Ar/Ar (2050 ± 6Ma)**	***Onstott, T.C. and Dorbor, J.***	***1987***
Amphibolites	***Abuasi***	***Ghana***	***19***	***-50***	***102***	***2150-2200 Ma***	**U/Pb (galéne 2200 Ma)**	***Piper et Lomax***	***1973***
Dolérite	Abuasi	Ghana	11	-56	69	2000-2200 Ma	Intrude les amphibolites précédente	***Piper et Lomax***	***1973***

- La relation entre les roches paléoprotérozoïques et nucléus Archéen est dans les deux cratons identique et affectée par la phase tectono-métamorphique transamazonienne ou eburnéenne (e.g. zone Sasca, Imataca et Supano Pastora, Amapa).

Les relations entre ces deux cratons et les autres zones orogéniques paléoprotérozoïques sont encore inconnues, surtout du fait du manque de données paléomagnétiques antérieures à 2,00 Ga dans le craton des Guyanes et la faible couverture géographique de ces données (restreinte au Venezuela).

I. 5.3. L'hypothèse du supercontinent paléoprotérozoïque, arguments géologiques et géochronologiques.

L'existence de trois supercontinents dans les 1000 derniers millions d'années est aujourd'hui communément admise : Rodinia, Gondwana et Pangea (e.g. Hoffman, 1989 ; Dalziel, 1992 ; Unrung, 1997 ; Condie, 1998, 2000) et l'existence d'un supercontinent Paléoprotérozoïque a été proposée par de nombreux auteurs (Piper, 1982, 1987 ; Worsley et al., 1984 ; Hoffman, 1989).

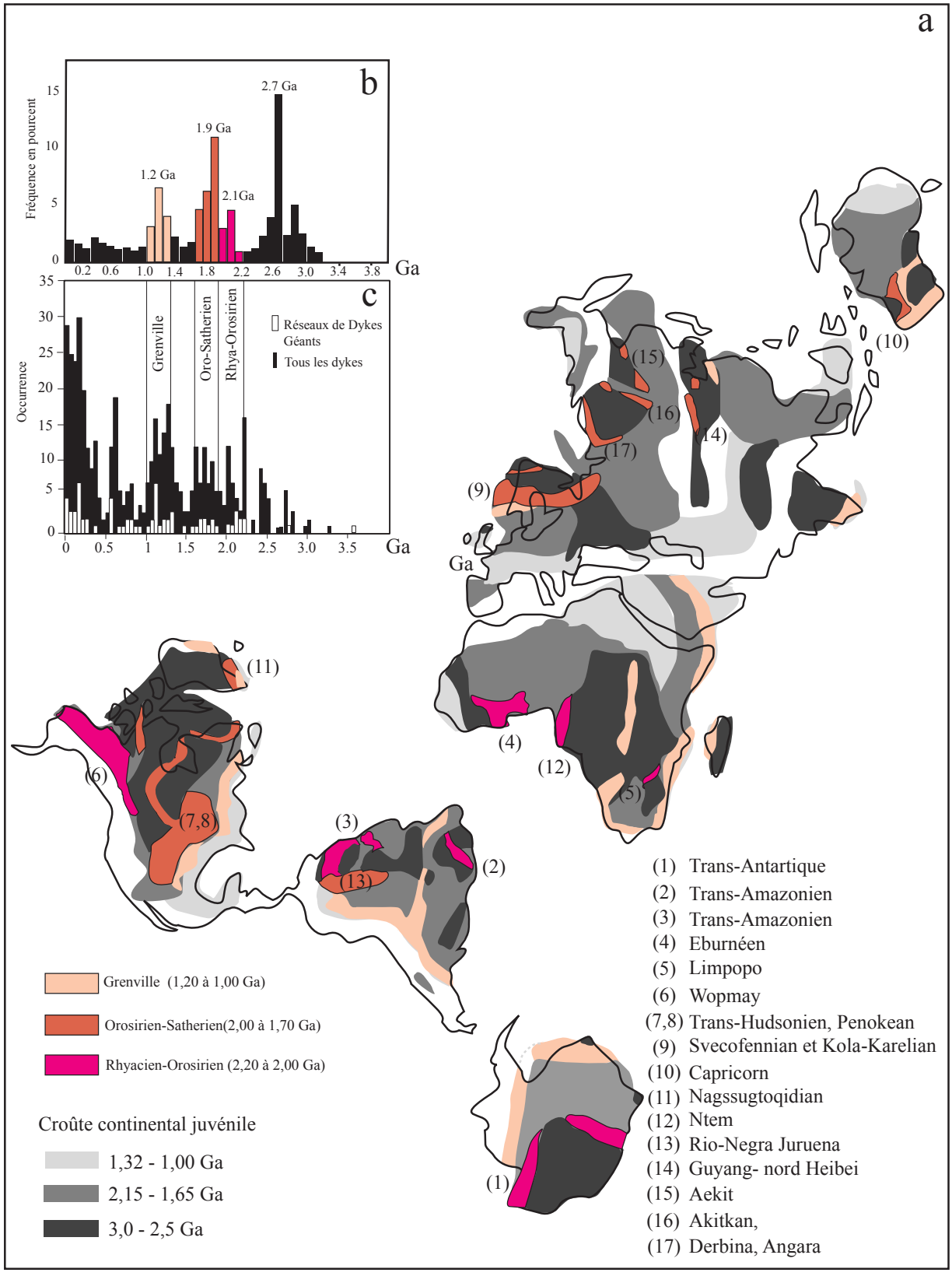
Les données géologiques et géochronologiques obtenues dans les dix dernières années suggèrent l'existence de deux (Condie, 1998) voire trois (Yale et Carpenter, 1998) autres supercontients entre 3,2 et 1,2 Ga.

Ces hypothèses sont basées sur les observations et données suivantes :

La production de croûte juvénile : Il est aujourd'hui clair que la croissance crustale sur terre s'est effectuée par crises. Les nombreuses données U/Pb et SHRIMP acquises depuis 10 ans indiquent que plus de 70% de la croûte s'est formée durant deux crises principales (Condie, 1994 et 1998 ; Stein et Hoffmann, 1994) entre 3,20 et 2,00 Ga (Fig. 1.12a). De plus la distribution des âges U/Pb des zones juvéniles (Fig. 1.12b) (Condie, 1998, 2000) montre trois pics principaux correspondant à une croissance préférentielle : 2,70 Ga, 1,90 Ga et 1,20 Ga.

Il est important de noter que le pic le plus récent (1,20 Ga) correspond aux orogènes grenvilliennes, synchrones du regroupement du supercontinent Rodinia (Fig. 1.13) ;

Fig. 1.12 : a) Age et répartition géographique de la production de croûte juvenile (Condie, 1998) ; b) fréquence des données U/Pb en fonction du temps (Condie, 2000) ; c) occurrence des réseaux de dykes géants et dykes en fonction du temps (Yale et Carpenter, 1998).



La distribution temporelle des réseaux de dykes géants et des provinces de dykes : La formation d'un supercontient conduit à des modifications au niveau de la convection mantellique induisant à la fin de la vie de celui-ci sa destruction via des phénomènes de riftings. Ces phénomènes de rifting sont précédés par un volcanisme intense qui se retrouve sous la forme de provinces volcaniques géantes (LIP et /ou GDS ; Worsley et al., 1984 ; Gurnis, 1988 ; Ernst et al., 1995 ; Storey, 1995 ; Yale et Carpenter, 1998). La distribution temporelle des LIP et GDS indique entre 3,00 et 1,60 Ga la présence de 4 évènements majeurs (2,70 Ga ; 2,50 à 2,40 Ga, 2,25 à 2,00 Ga, 1,90 à 1,60 Ga, Fig. 1.12c) suggérant une relation avec la destruction d'un supercontinent au Néoarchéen et Paléoprotérozoïque à des âges comparables aux données obtenues par l'étude de la croissance crustale (Yale et Carpenter, 1998).

L'âge des zones orogéniques: Les crises de croissance crustale et de formation de dyke sont synchrones d'un certain nombre de zones orogéniques anciennes réparties sur les 5 continents (Piper, 198 ; Condie, 1998 ; Zhao et al., 2000 ; Fig. 1.12a). Ces zones orogéniques semblent correspondre à deux phases majeures, l'une Rhyacien supérieur à Orosirien inférieur (2,20 et 1,95 Ga : Transamazonien, Yopmay, Transantartique, Eburnéen, Nyong, Limpopo et Heibei) et l'autre à Orosien inférieur à Statherien (1,90 à 1,70 Ga, Transhudsonien, Svecofennian, Kola–Karelian, Rio Negro-Juruena, Capricorn et Nagssugtoqidian).

Deux hypothèses sont a l'heure actuelle proposées :

1) D'après Condie (1998), le supercontinent paléoprotérozoïque correspondant à un maximum de regroupement vers 1,90-1,80 Ga et commencerait son regroupement vers 2,15 Ga (Eburnéen, Transamazonien). Il se poursuivrait par de multiples collisions entre 2,00 et 1,70 Ga ;

2) Pour Zhao et al., (2000) deux supercontinents se sont formés au durant le Paléoprotérozoïque, l'un correspondant aux regroupements des cratons archéens se situant dans l'hémisphère Sud actuel (Afrique de l'Ouest, Craton Amazonien, São-Fransisco, Congo, Kalahari, Indien, Australie), l'autre correspondant aux cratons de l'hémisphère nord actuel (Amérique du Nord, Baltique, Sibérien, Antarctique, Chine du Nord). Ce dernier supercontient correspond à la partie Est du supercontinent

Précambrien proposé par Piper (1987 ; Fig. 1.14) et basé sur l'alignement des zones orogéniques des cratons d'Amérique du Nord (Transhudsonien), de Sibérie (Aekit, Akitkan et Derbina) et Baltique (Svecofennian, Kola-Karelian) daté entre 1,90 et 1,70 Ga (Fig. 1.12a).

On notera enfin, pour finir, qu'une partie des orogènes, (Transhudsonien, Svecofennian, Kola-Karelian, Nagssugtoqidian) qui marquerait le ou les supercontinents paléoprotérozoïques, se retrouve comme le craton Ouest Africain et Amazonien en continuité géographique sur la reconstruction du supercontinent Rodinia (Fig 1.13) proposée par Weil et al., (1998) et Powell et al., (2000).

I. 6. But de l'étude

L'hypothèse du supercontinent paléoprotérozoïque développée par Condie, (1999, 2000) indique que le regroupement de celui-ci commencerait vers 2,1-2,0 Ga . Cet âge correspond à l'orogenèse « transamazono-eburnéenne » dans les cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Le peu de données paléomagnétiques existantes sur cette période, confirme la liaison des deux cratons entre 1,9 et 2,0 Ga mais n'apporte malheureusement aucune information sur la période 2,1-2,0 Ga. Le but de cette étude est donc d'acquérir pour la première fois des données paléomagnétiques, chronologiquement, contraintes en Guyane et Côte-d'Ivoire entre 2,1 et 2,0 Ga.

L'utilisation du paléomagnétisme comme outil pour la paléogéographie ou la géodynamique au paléoprotérozoïque nécessite une connaissance du (ou des) porteur(s) de la rémanence magnétique, mais aussi et surtout une connaissance de (ou des) vitesses de refroidissement des corps intrusifs. Dans cette optique, l'étude paléomagnétique et minéralogique en Guyane sera combinée avec des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. Ces datations ayant pour but de contraindre l'évolution thermique post-transamazonienne en Guyane.

La comparaison de ces nouvelles données paléomagnétiques acquises sur le craton des Guyanes et en Afrique de l'Ouest (Côte-d'Ivoire) devra permettre d'augmenter de façon significative la base de données paléomagnétiques paléoprotérozoïques et d'apporter des contraintes sur les courbes de dérive apparente des pôles entre 2,1 et 2,0 Ga de ces deux cratons.

Fig. 1.13 : Rodinia 1010 Ma (d'après Powell et al., 2000 et Weil et al.,1998)

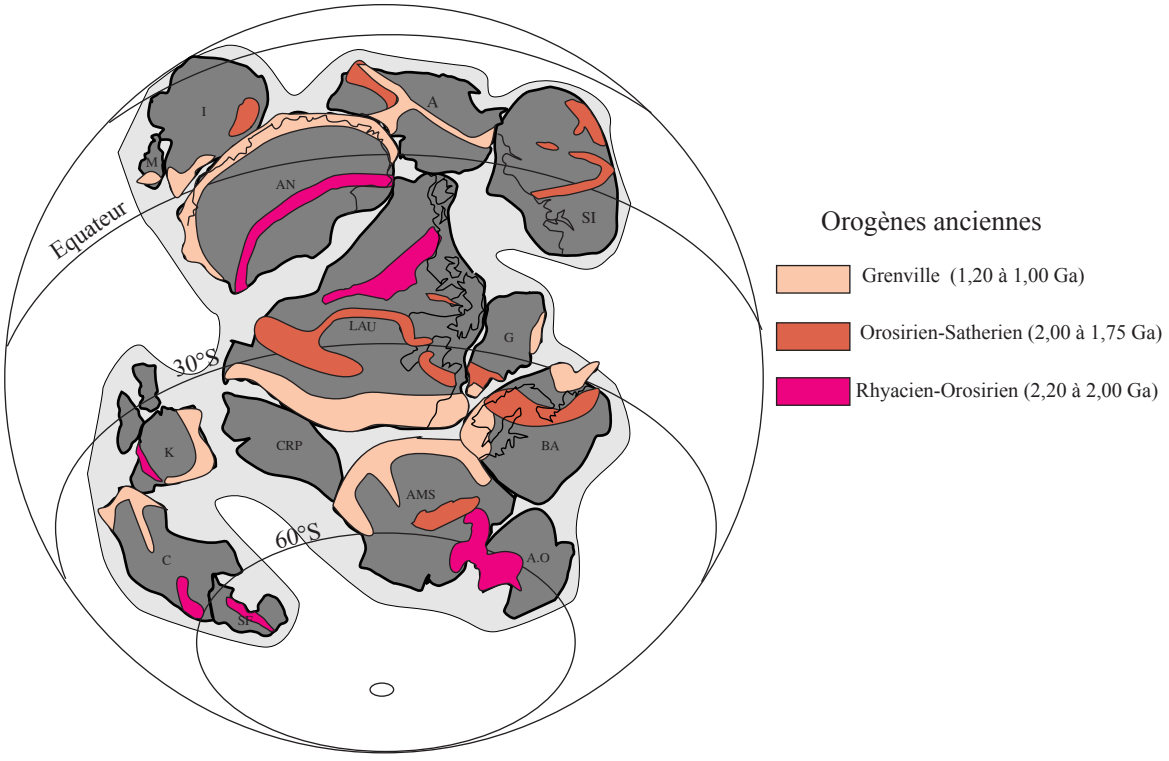
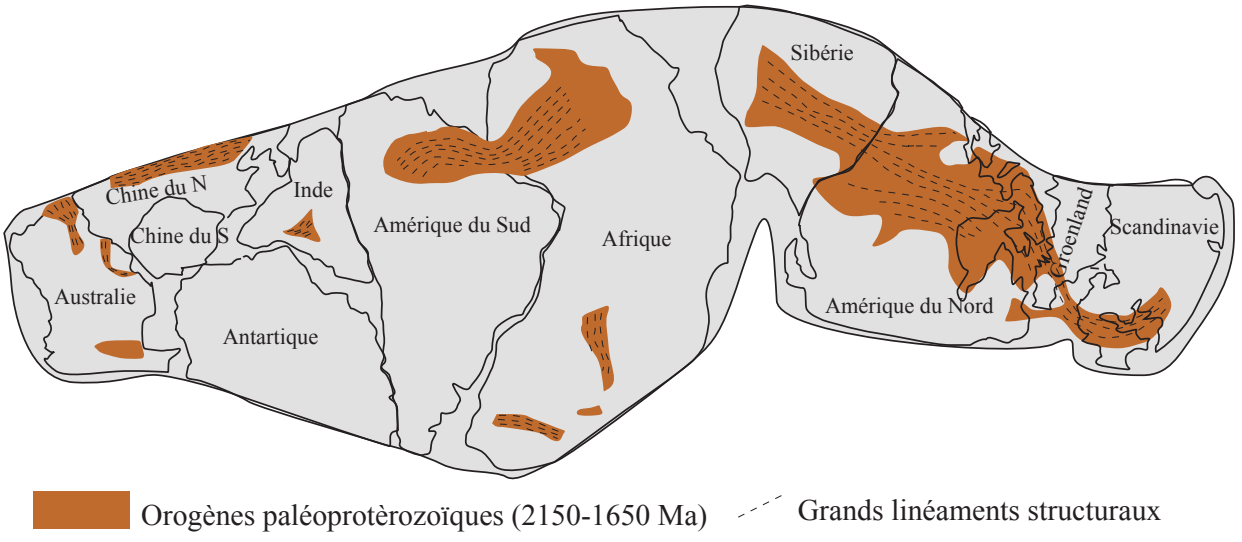


Fig. 1.14 : Supercontinent paléoproterozoïque (d'après Piper, 1983, 1987, 1989)



Chapitre II

Première étude paléomagnétique et $^{40}Ar/^{39}Ar$ des roches paléoprotérozoïques de Guyane française (Rivière Camopi et Oyapok), Nord-Est du craton des Guyanes.

(First paleomagnetic and $^{40}Ar/^{39}Ar$ study of Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guyana Shield).

S. Nomade ; Y. Chen ; G. Féraud ; A. Pouclet ; H. Théveniaut

(Soumis à Precambrian Research)

Chapitre II : Résumé

Afin de comprendre les évolutions paléogéographique et paléoprotérozoïque du craton des Guyanes nous avons réalisé une étude paléomagnétique et géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$ de granites et méta-volcanosédiments échantillonnés le long des fleuves Oyapok et Camopi.

La magnétite est le porteur de la rémanence magnétique identifiée par microscopie à réflexion, microscopie électronique à balayage (MEB) et avec des expériences thermomagnétiques et isothermomagnétiques. Les deux techniques classiques par chauffage et champ alternatif ont été employés afin d'analyser la rémanence magnétique enregistrée dans ces roches.

Les roches volcano-sédimentaires de la série du Paramaca montrent une magnétisation faible et des directions magnétiques dispersées. Aucune composante magnétique n'a été isolée pour les échantillons provenant de ces roches. Par contre, dans les tonalites et méta-ultrabasites, une direction magnétique bien définie et distincte du champ magnétique actuel et Jurassique, est portée par une magnétite sub-automorphe. Un pôle géomagnétique virtuel déduit de cette direction rémanente magnétique probablement primaire a été calculé et nommé OYA, $\lambda = 28{,}0°S$, $\phi = 346{,}0°E$, $N = 5$, $k = 31{,}9$ et $A_{95} = 13{,}8°$.

Quatre âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des amphiboles et des biotites de deux tonalites sont compris entre 2052 et 1973 Ma. Ces âges permettent de calculer des vitesses de refroidissement comprises entre 4,8 +2,6/-2,1°C/Ma. Grâce à ces vitesses de refroidissement et à une extrapolation linéaire jusqu'aux températures de déblocages de la magnétite (540 à 580°C), nous proposons un âge de la rémanence magnétique de 2036 ± 14 Ma pour le pôle OYA.

Ce pôle diffère de façon significative des pôles datés à 2000 ± 10 Ma provenant de l'ouest du craton des Guyanes. Cette différence indique un important mouvement en latitude du craton des Guyanes entre 2036 et 2000 Ma avec une vélocité de 9 ± 7 cm/an.

Abstract

In order to understand the Paleoproterozoic geographic evolution of the Guyana Shield, paleomagnetic and $^{40}Ar/^{39}Ar$ investigations were carried out on granitoids and volcano-sedimentary rocks from Oyapok and Camopi rivers (French Guyana/Brazil frontier).

Scanning electronic microscope (SEM), thermomagnetic and isothermomagnetic experiments show that magnetite is the main magnetic remanent carrier in most of samples. The metavolcano-sedimentary rocks (Paramaca) show a weak magnetization and scattered magnetic directions. Therefore, no reliable magnetic component could be isolated form these samples. Samples taken from tonalite and meta-ultrabasite rocks yield a characteristic magnetic direction, carried by subautomorphous magnetite, that is well defined and distinct from that of the present Earth field and that of nearby Jurassic dykes. A virtual geomagnetic pole (VGP) deduced from this probably primary remanence was calculated, namely Pole OYA, $\lambda = 28.0°S$, $\phi = 346.0°E$, N =5, k = 31.9 and $A_{95} = 13.8°$.

Four $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages ranging from 2052 to 1973 Ma were obtained from amphiboles and biotites of tonalite rocks respectively, showing a relatively slow cooling rate of ca. 4,8 +2,6/-2,1°C/Ma. The linear extrapolation of this cooling rate to magnetite unblocking temperature (540 to 580 °C) yields a magnetization age of 2036 ± 14 Ma for Pole OYA.

Pole OYA differs significantly from available paleomagnetic results from Venezuela of West Guyana Shield dated at 2000 ± 10 Ma. This difference may indicate an important latitudinal movement of the Guyana Shield between 2036 and 2000 Ma with a velocity of 9 ± 7 cm/year.

Keywords: Guyana Shield; paleomagnetism; $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating; Paleoproterozoic.

II. 1. Introduction

Paleomagnetism has provided important constraints on the geodynamic history of the Earth for decades. Most of the available data (77 %) were obtained on Phanerozoic rocks (Global Paleomagnetic Database version 3.3). Only 7 % concern the Paleoproterozoic period, which occupies 20 % of Earth history. Recent paleomagnetic data concerning Fennoscandian Shield (Torsvik and Meert, 1995; Fedotova et al., 1999; Mertanen et al., 1999) and North American Shield (Buchan et al., 1996) yielded new paleogeographic constraints between these two zones during this period. Most of these investigations were conducted on intrusive rocks and were associated with U/Pb dating (Buchan et al., 1996; Fedotova et al., 1999; Mertanen et al., 1999). The magnetic remanence age in quickly cooled volcanic rocks and dykes is close to the U/Pb age, but in slowly cooled Precambrian terrains the age of acquisition of thermal remanent magnetization (TRM) cannot be always directly defined by one isotopic method. The slow cooling rate is generally attributed to gradual uplift and erosion. In order to more precisely estimate the magnetic remanence age the combined study of the paleomagnetism with $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology is important and sometimes critical (Berger, 1979; Costanzo-Alvarez and Dunlop, 1988 ; Briden et al., 1993).

In the framework of a multidisciplinary BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) geological mapping project of the French Guyana Territory in collaboration with Orleans Institut of geosciences (ISTO), UMR-CNRS 6527 and the CPRM (Brazilian geological survey), we have carried out two field trips in 1997 and 1998. This study presents new time calibrated paleomagnetic data from the northeastern part of the Guyana Shield. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ data allow to evaluate the cooling rate for the central Oyapok/Camopi zone at about 2 Ga for the first time. Paleogeographic and tectonic implications of paleomagnetic results are then discussed with previous works from the northwest part of Guyana Shield (Fig. 1, Onstott and Hargraves, 1981; Onstott et al., 1984; Onstott et al., 1989)

II. 2. Geological setting and sampling

II. 2.1. Regional and local geology

The Guyana Shield is composed of a narrow Archean belt (Imataca Complex in Venezuela) and of granite-greenstone belts (2.2 to 2.0 Ga), formed during the Transamazonian tectonothermal event (Fig. 1; Montgomery and Hurley, 1978; Teixieira et al., 1989). Two major strike-slip fault zones cross the Guyana Shield: 1, the Guri fault zone (GFZ) separates the Archean belt from the Paleoproterozoic series; 2, the Pisco Jurua fault (PJF) is located on the western border of the Central Guyana Granulite Belt (CGGB) and extends from western Surinam to Roraima State, Brazil (Fig. 1), thus dividing the shield into two parts (Fig. 1). The PJF is interpreted as a mobile belt reflected by the charnockitization of older rocks (Dahlberg, 1987; Gibbs and Baron, 1993). The French Guyana is situated in the northeastern part of the Guyana Shield (Fig. 1). The Paleoproterozoic lithological succession is well known in the Oyapok-Camopi rivers, the basement is composed of the Paramaca greenstone belt sequence (Fig. 2). It is constituted by volcanic rocks with tholeiitic and calc-alkaline compositions (Milési et al., 1995; Egal et al., 1995) dated at 2110 ± 90 Ma (Sm/Nd age, Gruau et al., 1985). These volcanic rocks are covered by sedimentary deposits of Armina (Fig. 2; Ledru et al., 1991). The volcano-sedimentary rocks are metamorphosed and deformed by the Guyana and Caribbean granite intrusions (Fig. 2, Choubert, 1974), which are dated at 2130 to 2080 Ma (Pb/Pb ages, Vanderhaeghe et al., 1999). All these rocks are crosscut by Mesozoic dikes (Fig. 2) associated with the Central Atlantic Ocean prerifting stages (Deckart et al., 1997). This latest volcanic event constitutes the only major thermal event since the Early Paleoproterozoic in French Guyana.

II. 2.2. Paleomagnetic and geochronological sampling

Paleomagnetic samples were collected in 16 sites along the Oyapok and Camopi rivers (Fig. 2 and Table 1) from tonalite (5 sites), amphibolites and metasediments (10 sites) and one from meta-ultrabasites (1 site). The tonalite has a coarse-grained texture and is composed of

magnesiohornblende, biotite, plagioclase (An_{30}–An_{60}), interstitial quartz and titanite as the principal accessory minerals. In each site, six or seven cores were drilled. Core orientation was measured by magnetic compass and, whenever possible, by sun orientation. The average difference between solar and magnetic azimuth measurements is about 18 ± 2°, which is compatible with the 1998 IGRF declination (17.5°) for this location. Cores were cut to standard size (2.54/2.2cm), yielding about 100 specimens. Two sites were sampled for the geochronological investigation. One corresponds to the paleomagnetic site GN and in order to constrain the cooling rate, another (B107) was sampled 20 km farther north in a separate pluton (Fig. 2).

II. 3. Laboratory measurements and analytical procedures

II. 3.1. Magnetic mineralogical analysis and petrographic study

To characterize magnetic mineral compositions, we applied the following methods on representative samples: reflection microscopy (Olympus BX60) at the geological laboratory of Université d'Orléans; Scanning Electronic Microscopy (SEM, JEOL) in Ecole Supérieur de l'Energie et des Matériaux (ESEM) in Orléans; thermomagnetic experiments using a CS3 apparatus coupled with a KLY-3S kappabridge (AGICO, Geofysica) at the joint BRGM/Université d'Orléans Laboratoire de Magnétisme des Roches (LMR). Isothermal remanent magnetization has been measured with an IM-10 impluse magnetizer and a JR5 spinner magnetometer (AGICO, Geofysica), and the later was also used for remanent magnetization measurements. Hysteresis loops were realized with a translation inductiometer within an electromagnet providing a field of up to 1.5 T at the Paleomagnetic Laboratory of Saint Maur (Paris).

II. 3.2. $^{40}Ar/^{39}Ar$ analytical procedures

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ages were measured at the geochronological laboratory of Nice. Single grains of biotite and amphibole were separated by heavy liquids and finally isolated by hand picking (in BRGM). They were carefully selected under a binocular microscope from the coarser fractions. Grain sizes vary from 200 to 400 µm. The samples were irradiated at McMaster Nuclear Reactor in the University of Hamilton, Canada, with total flux of 3.10^{18} n/cm^2. The maximum flux gradient is estimated at ± 0.2% in the volume where the samples were included. The irradiation standard was the Hb3gr hornblende as a flux monitor with age of 1072 Ma (Turner et al., 1971; recently confirmed by Renne, 2000). The classical step heating procedure is described by Féraud et al. (1982, 1986) and performed with a laser probe using a Coherent Innova 70-4 continuous argon-ion laser model. The mineral is located on a copper sample-holder, beneath a Pyrex window. Each step heating laser experiment lasts about 4 mins: 1 min of laser heating, 2 mins of clean-up in purification line consisting of a getter operating at 400°C and a N_2 cold trap and finally 40 sec. of inlet time into the mass spectrometer. The temperature is not known but its homogeneity is controlled by binocular microscope coupled with a color video camera and recorder. The mass spectrometer is a VG3600 working with a Daly detector system. Isotopic measurements are corrected for K, Ca and Cl isotopic interferences, mass discrimination, and atmospheric argon contamination. The measured $^{40}Ar/^{39}Ar$ atmospheric ratio, determining the mass discrimination, was 289.3 ± 1 during the analyses.

To define a plateau age, at least three consecutive steps are needed, corresponding to a minimum of 70 % of total $^{39}Ar_K$ released, and the individual fraction ages should agree within 2σ with the ”integrated” age of the plateau segment. All uncertainties are quoted at the 2σ (except the apparent ages in Table 2 and age spectra are given at the 1σ level) and do not include the uncertainties on the age of the monitor. The uncertainties on the $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ ratios of the monitor are included in the calculation of the plateau age uncertainty.

II. 4. Magnetic mineralogy

Petrographic observations in transmitted light show a considerable amount of subautomorphous grains of magnetite (Fig. 3a), with xenomorphous grains of ilmenite, pyrite in tonalite and meta-ultrabasite. However, in Paramaca rocks, elongate ilmenite consists of the principal ferri-oxide and no magnetite grains were observed (Fig. 3b). The saturation field for isothermal remanent magnetization (IRM) is 0.3T (Figs. 4a) for tonalitic rock. The magnetic saturation intensity for tonalite samples is more 30 A/m (Figs. 4a). Thermomagnetic curves show sharp drops for tonalite and meta-ultrabasite rocks at around 560-580°C (samples GN4 and GH1, respectively; Fig. 4b), and do not show drop for the Paramaca (samples GM4; Fig. 4c). Hystheresis loops performed onto the tonalite rocks showed narrow-waisted and typical low coercivity magnetite grains (Fig, 4d ; Raposo et D'Agrella-Filho, 2000). In contrast, the Paramaca samples presented hysteresis curves of a perfectly linear superposition of induced magnetic moment by increasing and decreasing magnetic fields (Fig. 4e), indicating the strong dominance of the paramagnetic minerals in these rocks.

The above observations suggest that the magnetite is the principal ferromagnetic mineral in tonalite and meta-ultrabasite and the total absence of ferromagnetic minerals in Paramaca rocks or very weak concentration of magnetite.

II. 5. Paleomagnetic results

A pilot study was carried out on several specimens using both thermal and alternating magnetic field (AF) demagnetizations with a Pyrox furnace and an automated 3-axis tumbler AF demagnetizer (LDA-3, AGICO geofysica), respectively. About 10 (AF, 1 to 100 mT) to 15 (thermal, ~20 to 595°C) progressive steps were applied to demagnetization procedure.

II. 5.1. Paramaca

Amphibolites and metasediments presented unimodal NRM intensities and susceptibilities ranging from 0.1 to 10 mA/m and 2 to $7x10^{-4}$ SI, respectively. Most of the Paramaca rocks

were treated with AF demagnetization method because of the unstable magnetic behavior during thermal treatment. A typical demagnetization response of these rocks is plotted in Fig. 5a. Initially, the magnetic remanence decays linearly until about 8 mT, then the direction becomes random and no characteristic component could be isolated from higher fields. Moreover this low coercive magnetization could be observed only in five out of ten Paramaca sites, and directional analyses using the principal component analysis (Kirschvink, 1981) show dispersed directions within each site with poor statistic parameters (Table 1; Fisher, 1953). A mean direction was calculated from five sites: Dec = 349.8° Inc = 23.6°, k = 18.7 and α_{95} = 18.2°**,** which is not significantly different from the present Earth field (D = 342.5°, I = 18.5°, Fig. 6a). As described in the magnetic mineralogy section no magnetite grains was find and the viscous behavior of these samples preclude any further discussion.

II. 5.2. Tonalite and meta-ultrabasite rocks

NRM intensities vary from 100 to 800 mA/m and susceptibilities range from $9x10^{-4}$ to $2x10^{-2}$ SI. They were thermally treated because complete demagnetization of NRM could be achieved. The representative results are plotted in orthogonal vector diagrams (Figs. 5b and 5c). For both tonalite and meta-ultrabasite rocks, after the removal of a low unblocking temperature random component at ~ 150°C (Fig. 5b), the direction becomes stable. The remanence is unblocked above 540°C and linearly decays to the origin until 580°C. The characteristic directions, namely OYA, are dominated by moderately steep downward inclinations with south-eastward declination except for site PS. The magnetic directions within each site are well grouped and thus mean directions are computed by Fisher statistics (Fig. 6b, Table 1). The mean directions are distinct from the present Earth's field and the geocentric axial dipole field. The Fisher parameter (k) is usually greater than 30 with α_{95} less than 10° (Table 1). These directions are also distinct from the local Early Jurassic dike paleomagnetic components characterized by a north-eastward declination and low inclination (Fig. 6b, Nomade et al., 2000). The above observations and the presence of subautomorphous magnetite grains with no evidence of a later destabilization (cf. 4. Magnetic mineralogy) suggests that the magnetic remanence is of primary origin and represents a Paleoproterozoic

magnetization. Site PS was sampled in the middle of the Oyapok river on a very limited outcrop. This outcrop was perhaps not in-situ and could be a free block. Therefore, this site was excluded from the mean direction calculation: Dec = 133.8°, Inc = 60.2°, k = 59.9, α_{95} = 9.9° and N= 5 (Fig. 6b). The corresponding virtual geomagnetic pole (VGP) is OYA: λ = 28.0°S, ϕ = 346.0°E, k = 31.9, A_{95} = 13.8° and N = 5 (Table 1).

II. 6. $^{40}Ar/^{39}Ar$ results

Analytical data for four dated specimens are given in Table 2. Figure 7 shows age and $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratios spectra for minerals from B107 (Figs. 7a and 7b) and Site GN (Figs. 7c and 7d).

Amphiboles single grains (green grains) yield very flat spectrum for the B107 and GN specimens (Figs. 7a and 7b), after a sharp decrease in age at low temperature. The corresponding $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratios remain constant throughout the flat section of spectra (Figs. 7a and 7b) indicated that pure amphiboles were analyzed. The plateau age is 2052 ± 4 Ma (88 % ^{39}Ar released) for B107. GN specimen does not show a plateau age following our criteria defined above. The flatness of the spectrum on more than 90 % of ^{39}Ar leads us to interpret the corresponding weighted mean age with 93 % ^{39}Ar released 2020 ± 4 Ma as reliable.

Biotites single grains display age spectra (Figs. 7c and 7d) characterized by (1) a sharp increase of age at low temperature followed by a more or less flat section over at least 80 % of ^{39}Ar released. In case of B107, this section is characterized by a slight increase of ages (step 6-7) followed by a decrease. This is typical of slightly chloritized biotites affected by ^{39}Ar recoil during irradiation (Ruffet et al., 1991). It is therefore likely that the weighted mean of 1995 ± 4 Ma, calculated on 80.3 % ^{39}Ar is reliable. For the GN biotite age, the very flat section over 87 % of ^{39}Ar (19 steps) is only altered by 2 steps (9-10) that are clearly the results of slight ^{39}Ar recoil. Therefore, we calculated a plateau age of 1973 ± 4 Ma with 17 steps excluding the discordant steps 9-10.

II. 7. Discussion

II. 7.1. Age of the magnetic remanence

The significant difference of 47 Ma in $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages observed on amphiboles and biotites for Site GN in the central Oyapok zone shows that the GN tonalite rock cooled down from about 500-550°C to about 250-350°C at about 2020 ± 4 Ma and 1973 ± 4 Ma, respectively, according to the proposed biotite and amphibole K/Ar blocking temperatures (Harrison, 1981; Harrison et al., 1985). It is important to notice that compositional effect in hornblende K/Ar closure temperature (Dahl et al., 1996) suggests a temperature of 500 ± 5°C for Mg-rich amphibole. Nevertheless, this high precision isotopic closure temperature is not adequate because of the many uncertainties factors which can be induced K diffusion in Amphibole. For the biotite the compositional effect in closure temperature is well documented by Grove and Harrison, (1997) but this effect is unpredicted and does not allowed the constraint of the uncertainties in the isotopic closure temperature. For these reasons, we have used the blocking temperatures proposed above (Harrison, 1981; Harrison et al., 1985).

A similarly important difference in ages (57 Ma) between these two minerals is also displayed in a separate pluton (B107 specimen; 2052 ± 4 Ma and 1995 ± 4 Ma, respectively), suggesting that low cooling rate was homogeneous during the Paleoproterozoic in this zone.

The magnetic remanence was acquired by the magnetite grains during the protracted cooling of the intrusion. The age of magnetization must therefore lie between the crystallization age of the rocks and the ($^{40}Ar/^{39}Ar$) biotite age 1973 ± 4 Ma in Site GN. $^{40}Ar/^{39}Ar$ data are plotted on a T/t diagram (Fig. 8) in order to tentatively estimate the magnetic remanence age for the pole OYA. A relatively slow cooling rate of 4,8 +2,6/-2,1°C/Ma is deduced from these ages. Despite the possible bias between K/Ar and Pb/Pb age due to a poor precision on the ^{40}K decay constants (Min et al., 2000) we plotted the Pb/Pb ages of the French Guyana plutonic activity (Pb/Pb ages, Vanderhaeghe et al., 1999; Fig. 8). This rate is in agreement with a low unpredictable rate starting between 2130 to 2080 Ma

(<800°C, Lee et al., 1997, Dahl, 1997). This cooling rate is in agreement with that from greenstone-belt granites of similar age in the São-Fransisco craton (Chauvet et al., 1997) and can be interpreted as the results of gradual uplift. By using magnetic blocking temperatures between 540 to 580°C which corresponded to the unblocked temperatures of our samples (see above), we obtain for the site GN a magnetic remanence age of 2036 ± 14 Ma for the pole OYA.

II. 7.2. Paleogeographic and geodynamic implications

The new paleomagnetic pole (OYA) from French Guyana and available Paleoproterozoic paleomagnetic data from the nearby zone (Venezuela) of Guyana Shield are listed in Table 3. The results from Imataca granulite (Im 1 and Im 2; squares in Fig. 9a) and Encrucijada granite (En A1 and En A2; circles in Fig. 9a) show consistent poles and Rb/Sr ages with consideration of statistic errors (Fig. 9a), this suggests that the GFZ (Guri Fault Zone) experienced no significant activity since 2000 Ma in the point of view of the paleomagnetism. Therefore, a mean pole for this area was calculated (Table 3, Fig. 9a). Figure 9a shows that Pole OYA is statistically distinct from the other four poles from Venezuela, and naturally from their mean pole with an angular difference of 32.6° ± 21.5°. The difference between these two poles reflects a paleolatitudinal difference (31.8 ± 21.5°) with consistent declinations (0.6° ± 23.9°). Two hypotheses may be proposed to explain this difference: (i) if the ages of magnetic remanence are similar among the paleomagnetic data, over 1000 km of latitudinal crustal shortening had occurred between Venezuela and French Guyana blocks separated by the PJF since that age (relative movement); (ii) if the magnetic remanence ages of these two blocks are different, the same order of latitudinal displacement of the blocks occurred during the corresponding period (absolute movement).

The Rb/Sr dating method was applied to both Imataca granulite and Encrucijada granite and yielded concordant ages of 2020 ± 60 Ma and 2062 ± 87 Ma (Onstott and Hargraves, 1981; Onstott et al., 1984 ; Onstott et al., 1989). The new age of Pole OYA (2040 ± 13 Ma) is included within the statistic estimates of the previous two, but the statistic precision is too poor (> 60 Ma) to determine whether these ages are really consistent. However, the

Encrucijada granite was also dated by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method on biotite and amphibole which show two ages of 1975 ± 4 Ma and 1882 ± 2 Ma (1σ), respectively. Onstott et al. (1984) demonstrated that the isolated magnetic components from Encrucijada granite were carried by magnetite grains. In order to estimate the magnetization age for Encrucijada granite, we used similar isotopic and magnetic temperature closures for the amphibole, biotite and magnetite as described above. The magnetization age for Encrucijada pluton found to be 2000 ± 10 Ma (Table 3) with an estimated cooling rate of ca. 2 ± 1°C/Ma (Swapp and Onstott, 1989). This age appears significantly different from that of Pole OYA (about 36 ± 16 Ma). The difference of about 1.6 % in age between these two groups of paleomagnetic data is significant because the two series of minerals were irradiated with the same flux monitor Hb3gr which is appropriate for this age domain and in the same nuclear reactor.

Geographically, the two paleomagnetic sampling zones (Venezuela and French Guyana) are separated by the senestral PFZ (Figs. 1 and 9b) and the CGGB. The age of granulitization for the core of the Falawatra complex part in the CGGB in Surinam was estimated between 2006 to 2046 Ma (U/Pb, Bosma et al., 1983). According to these paleomagnetic data the paleogeographical reconstruction indicates that these fault zones had a nearly E-W orientation at about 2.0 Ga (Fig. 9b). The possible longitudinal displacement along this mobile zone between the two blocks at that time cannot be therefore detected by the paleomagnetism. Moreover, no high pressure metamorphism (<8Kbars) and/or important shortening are known in the CGGB zone separating the two blocks (Kroonenberg, 1976).

Based on geological and geochronological data, the 31.8° ± 21.5° latitudinal difference between the French Guyana block at 2036 ± 14 Ma and Venezuela block one at 2000 ± 10 Ma may correspond to a northward movement (in respect of the pole polarity proposed by Onstott et al., 1984) of the Guyana shield from 40°S to 10°S. The rate of this northward displacement is estimated of 9 ± 7 cm/year, which is similar to present high velocity plate movement.

II. 8. Conclusion

The paleomagnetic and geochronologic data from this and previous studies lead to the following conclusions:

1) Subautomorphous magnetite is the principal magnetic remanence carrier for tonalite and meta-ultrabasite from our sample collection. In the majority of the greenstones (Paramaca formation) the ferromagnetic minerals are rare or absent;

2) Two magnetic components were obtained, one from the Paramaca rock (P) and one from tonalite, meta-ultrabasite rocks (OYA). Unstable Paramaca magnetic components reflect a viscous overprint of recent origin. We found that component OYA is of primary origin and represents a Paleoproterozoic magnetization. Pole OYA was therefore computed from OYA components: $\lambda = 28.0°S$, $\phi = 346.0°E$, $k = 31.9$ and $A_{95} = 13.8°$ and $N = 5$;

3) $^{40}Ar/^{39}Ar$ results show systematic and similar differences between amphibole and biotite ages on two dated rocks, with that a slow cooling rate of ca 4,8 +2,6/2,1°C/Ma of the rocks was interpreted between about 525°C to 300°C due to the gradual uplift of the Oyapok-Camopi river zone. A magnetization age of 2036 ± 14 Ma from tonalite and meta-ultrabasite was extrapolated from this slow cooling rate;

4) The new paleomagnetic pole OYA from French Guyana is significantly distinct in latitude from that of Venezuela (Encrucijada pluton) with an estimated magnetization age of 2000 ± 10 Ma. This difference of 1.6 % in age between two blocks is probably significant and may be the result of a northward movement of the Guyana Shield of 31.8 ± 21.5° from about 2036 to 2000 Ma with an estimated rate of 9 ± 7 cm/year;

5) Relative movement between French Guyana and Venezuela blocks along the Pisco Jurua fault zone cannot be estimated during this period by paleomagnetic investigations due to the E-W orientation of this mobile zone during the 2036-2000 Ma period.

Figure captions

Figure 1. Geological map of Guyana Shield (modified after Gibbs and Baron, 1993). CGGB: Central Guyana Granulitic belt. GFZ: Guri fault zone; PJZ: Pisco Jurua fault zone. Our study zone and previous paleomagnetic sampling are indicated.

Figure 2. (a) Simplified geological map of French Guyana (modified after Ledru et al., 1991); (b) Geological map of the Oyapok, Camopi rivers zone (modified after Marot et al., 1988). Sampling location for paleomagnetic and geochronologic studies are indicated.

Figure 3. (a) Reflected light photo of a large subautomorphous titanomagnetite grain in tonalite from site GN. (b) Large-scale image in secondary electrons (SEM) of ilmenite from site GC4.

Figure 4. Typical isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition for tonalite and meta-ultrabasite rocks (a). Typical curves of the thermomagnetic experiments for the tonalite, meta-ultrabasite (b) and Paramaca rocks (c) . Hysteresis curves performed on the tonalite rocks showing a narrow-waisted and typical of low coercivity magnetite grains (d) and (e) Paramaca rocks showing a perfectly linear superposition of the two induced magnetic moment curves produced by increasing and decreasing magnetic fields.

Figure 5. Representative orthogonal vector diagrams of progressive thermal and alternating field demagnetizations. The closed (open) symbol refers to the horizontal (vertical) plane. (a) Shows low coercitive remanent direction in Paramaca. (b) and (c) show typical SE declinations with medium to high positive inclinaisons for tonalite and meta-ultrabasite rocks.

Figure 6. Equal area stereoplot of mean direction (a): Paramaca, (b): tonalite and meta-ultrabasite. Star stands for mean direction with corresponding 95% confidence oval, cross for the present Earth field and diamond shape for local Early Jurassic pole (Nomade et al., 2000). The triangle represent the mean direction of site PS (excluded from the average).

Figure 7. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for amphibole and biotite from tonalite (a and c for B107 sample; b and d for the tonalite of the paleomagnetic site GN. $^{40}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$ ratio spectra displayed by amphiboles are also shown. P indicates plateau ages. * Indicates the steps probably affected by ^{39}Ar recoil due to slight chloritization of biotite, and excluded from the plateau age calculation.

Figure 8. Temperature-time diagram showing the inferred cooling paths for the two sampling zones: B107 in dotted line and GN in solid line. Previous Pb/Pb geochronological investigations for the French Guyana (Vanderhaeghe et al., 1999) are also indicated.

Figure 9. (a) Aitoff Hammer projection of the paleomagnetic poles from the present study (star) and Venezuela (triangle, Onstott and Hargraves, 1981 (square); Onstott et al., 1984 (circle)). (b) The Paleoproterozoic orientation of the Guyana Shield with respect to the paleo-north.

Table captions

Table 1. Summary of paleomagnetic sampling and analysis results. Slat. and Slong.: Latitude and longitude of the site; Dec., Inc., k, α_{95} (A_{95}): declination, inclination, precision parameter and confidence interval at the 95% level; n/N: Number of entry in statistics/number of treated specimens, Plat. and Plong.: latitude and longitude of polar coordinates.

Table 2. Detailed ^{40}Ar-^{39}Ar analytical results. $^{40}Ar^*$= radiogenic ^{40}Ar; Ca and K: produced by Ca and K neutron interference, respectively. Decay constants are those of Steiger and Jäger (1977). Correction factors for interfering isotopes were $(^{39}Ar\text{-}^{37}Ar)_{Ca} = 7.06\ 10^{-4}$, $(^{36}Ar\text{-}^{37}Ar)_{Ca} = 2.79\ 10^{-4}$, $(^{40}Ar\text{-}^{39}Ar)_{K} = 2.97\ 10^{-2}$. Shadowed lines are excluded from the age calculation for GN.

Table 3. Available Paleoproterozoic poles for the Guyana Shield and their possible paleomagnetic corresponding ages. Plat. and Plong.: latitude and longitude of polar coordinates; N, α_{95}, Lat.: number of site, confidence interval at 95% level, paleolatitude

Fig. 1. Geological map of Guyana Shield (modified after Gibbs and Baron, 1993). CGGB: Central Guyana Granulitic Belt. GFZ: Guri fault zone; PJZ: Pisco Jurua fault zone. Our study zone and previous paleomagnetic sampling are indicated.

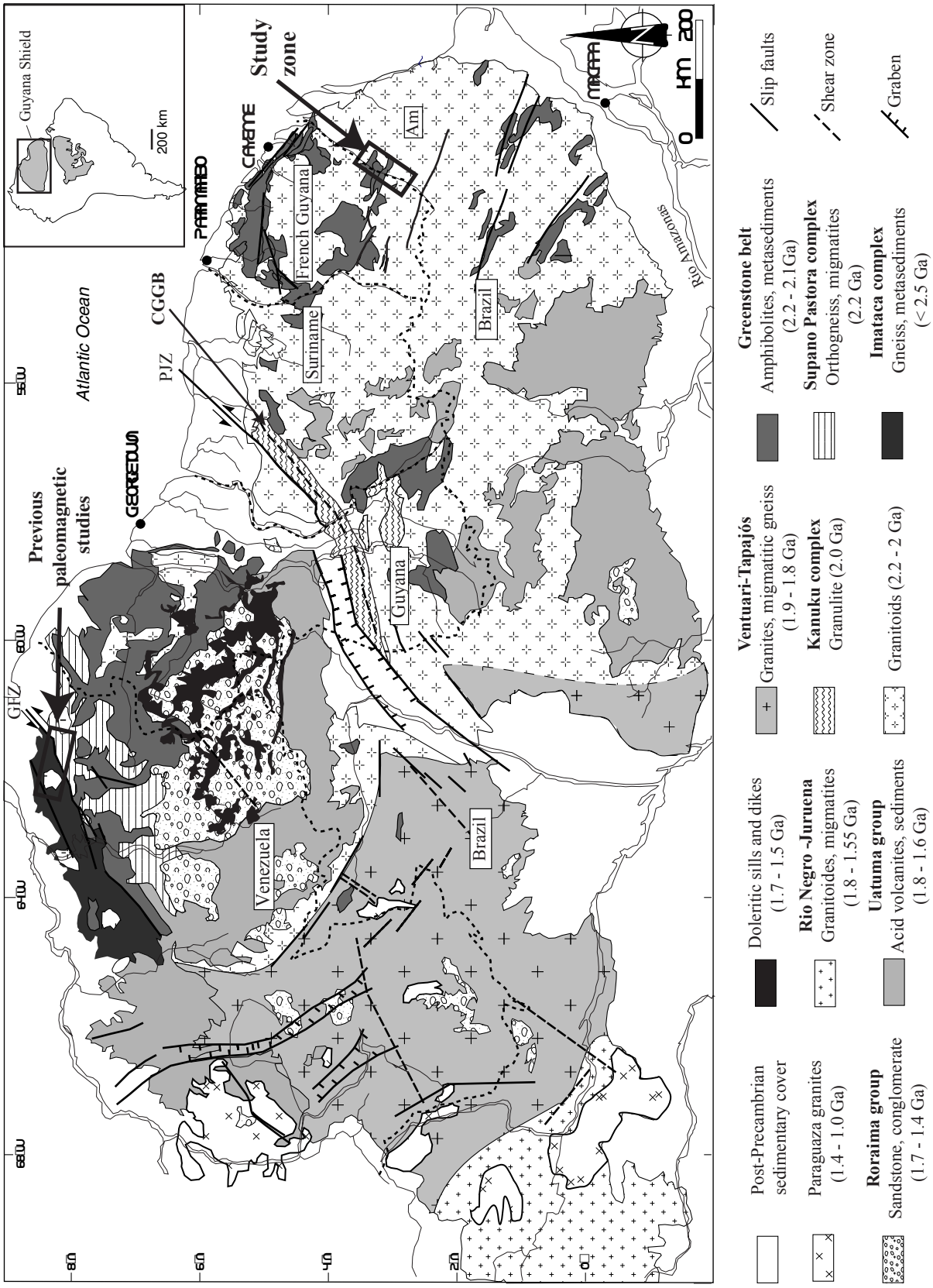


Fig. 2. (a) Simplified geological map of French Guyana (modified after Ledru et al., 1991); (b) Geological map of the Oyapok, Camopi rivers zone (modified after Marot et al., 1988). Sampling location for paleomagnetic and geochronologic studies are indicated.

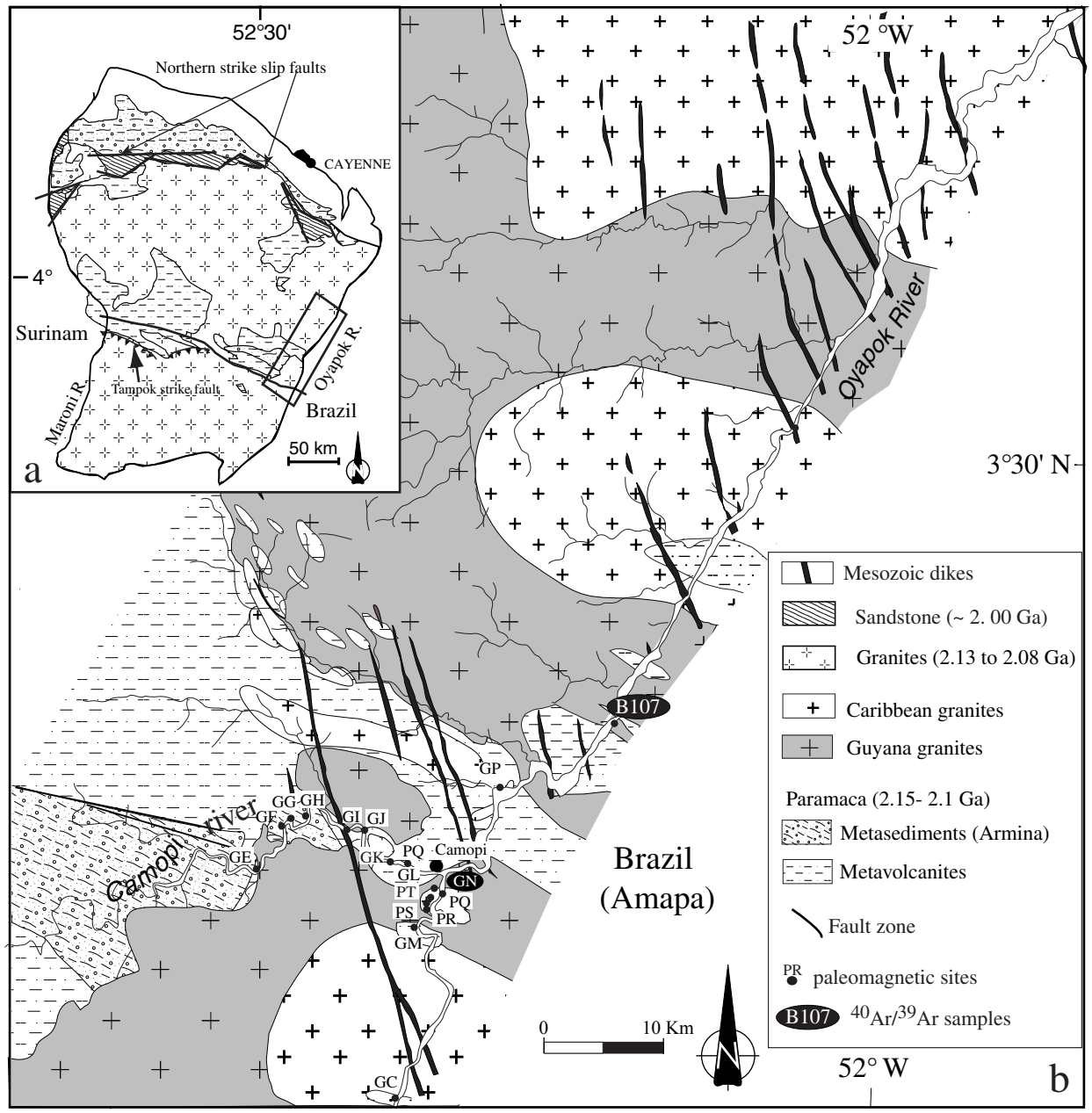
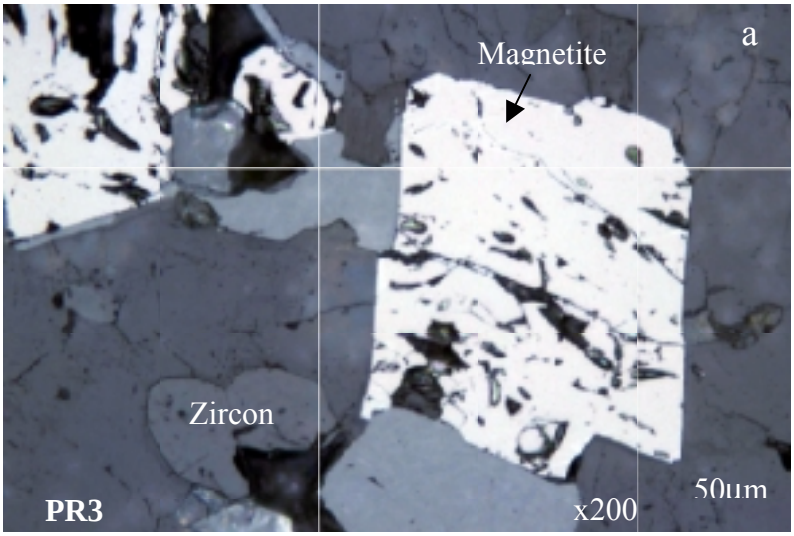


Figure 3. (a) Reflected light photo of a large subautomorphous titanomagnetite grain in tonalite from site GN. (b) Large-scale image in secondary electrons (SEM) of ilmenite from site GC4.



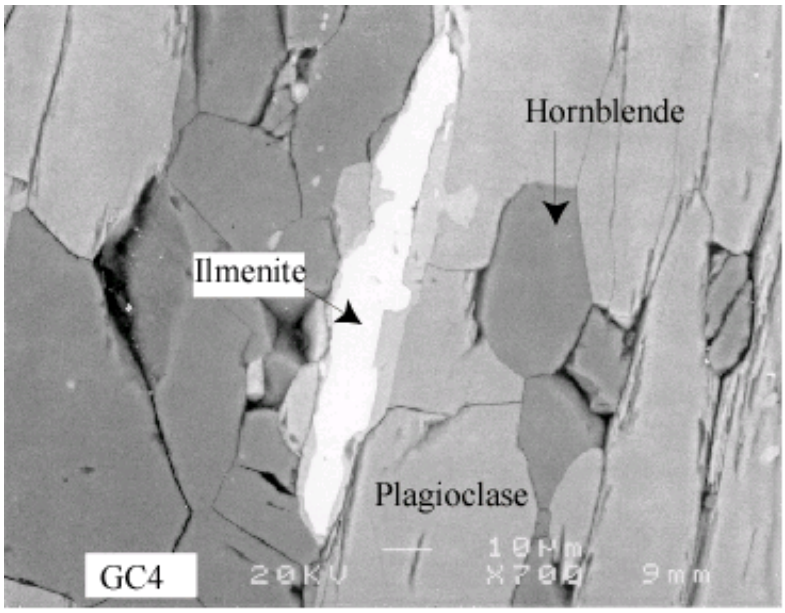


Fig. 4. Typical isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition for tonalite and meta-ultrabasite rocks (a). Typical curves of the thermomagnetic experiments for the tonalite, meta-ultrabasite (b) and Paramaca rocks (c) . Hysteresis curves performed on the tonalite rocks showing a narrow-waisted and typical of low coercivity magnetite grains (d) and (e) Paramaca rocks showing a perfectly linear superposition of the two induced magnetic moment curves produced by increasing and decreasing magnetic fields.

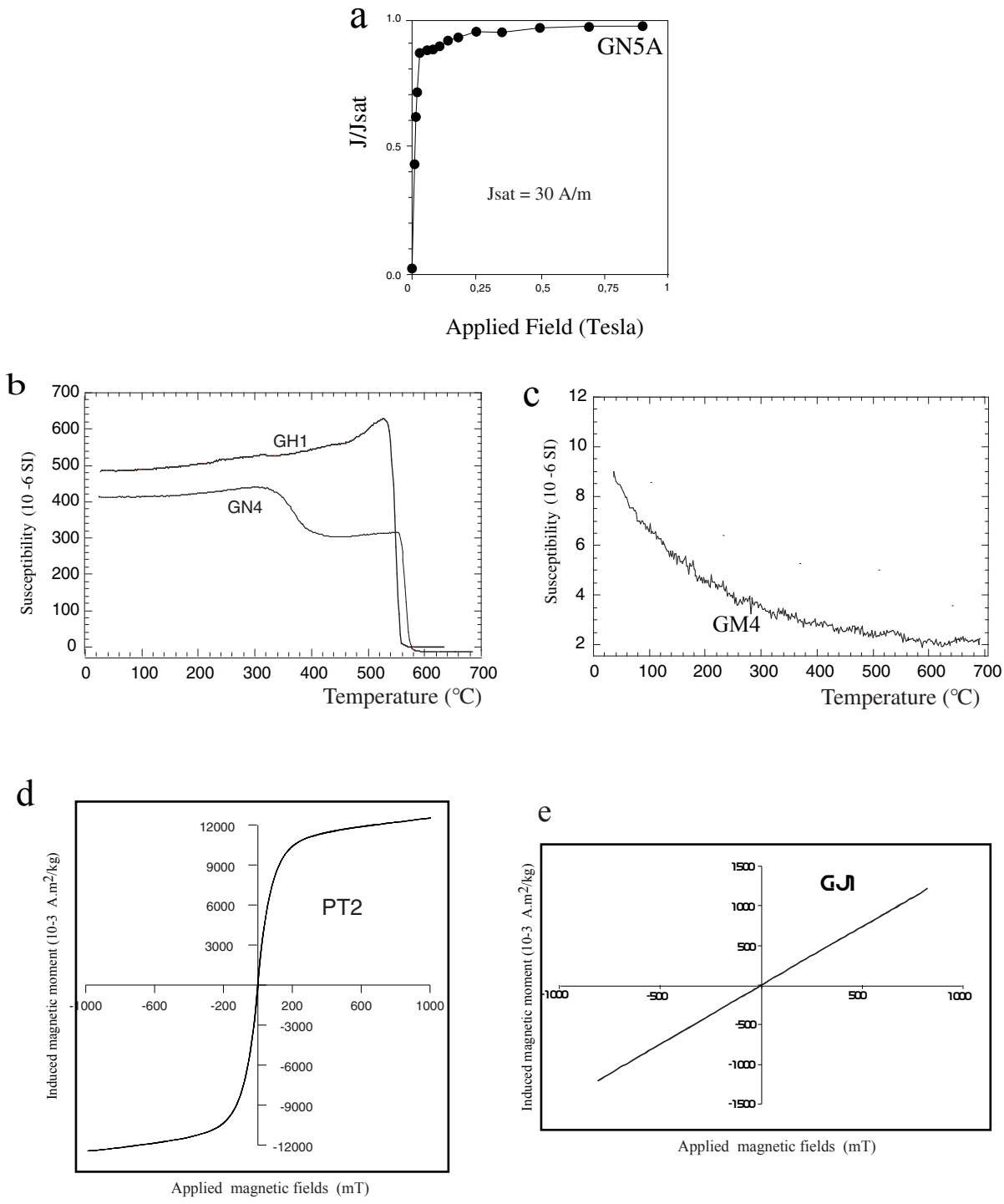


Fig. 5. Representative orthogonal vector diagrams of progressive thermal and alternating field demagnetizations. The closed (open) symbol refers to the horizontal (vertical) plane. (a) Shows low coercitive remanent direction in Paramaca. (b) and (c) show typical SE declinations with medium to high positive inclinaisons for tonalite and meta-ultrabasite rocks.

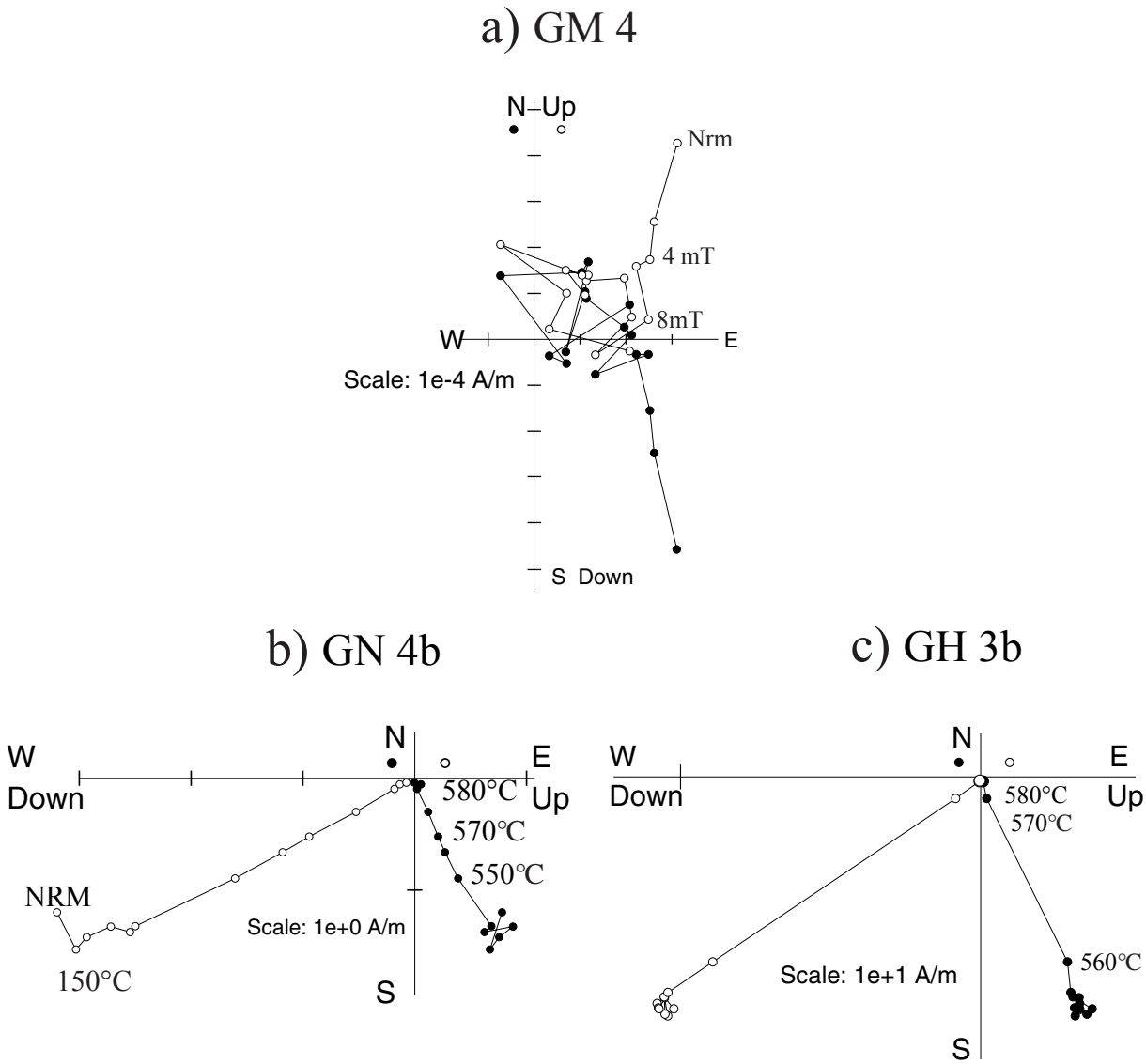


Fig. 6. Equal area stereoplot of mean direction (a): Paramaca, (b): tonalite and meta-ultrabasite. Star stands for mean direction with corresponding 95% confidence oval, cross for the present Earth field and diamond shape for local Early Jurassic pole (Nomade et al., 2000). The triangle represent the mean direction of site PS (excluded from the average).

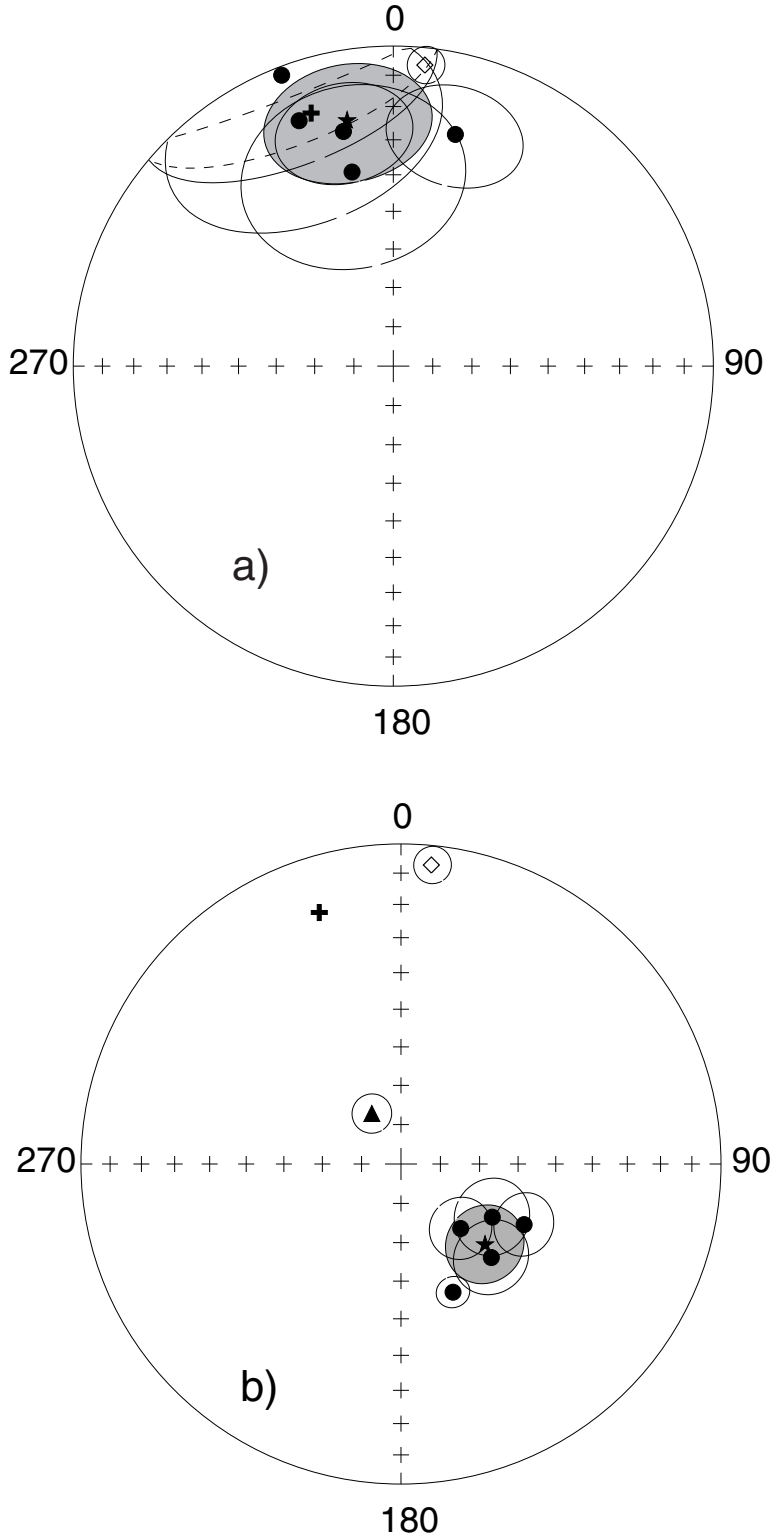


Fig. 7: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for amphibole and biotite from tonalite (a and c for B107 sample; b and d for the tonalite of the paleomagnetic site GN. $^{40}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio spectra displayed by amphiboles are also shown. P indicates plateau ages. * Indicates the steps probably affected by ^{39}Ar recoil due to slight chloritization of biotite, and excluded from the plateau age calculation.

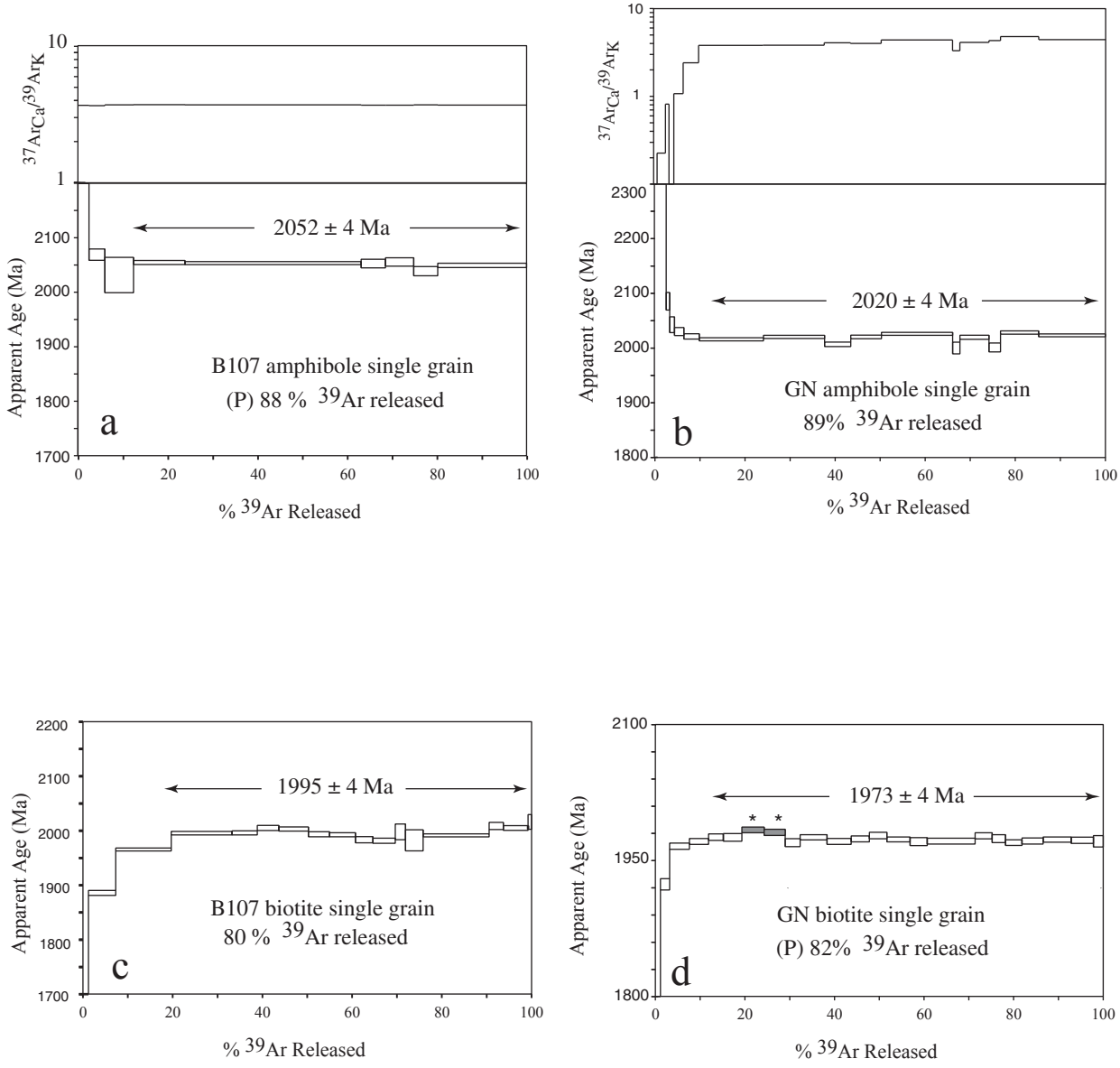


Fig. 8. Temperature-time diagram showing the inferred cooling paths for the two sampling zones: B107 in dotted line and GN in solid line. Previous Pb/Pb geochronological investigations for the French Guyana (Vanderhaeghe et al., 1998) are also indicated.

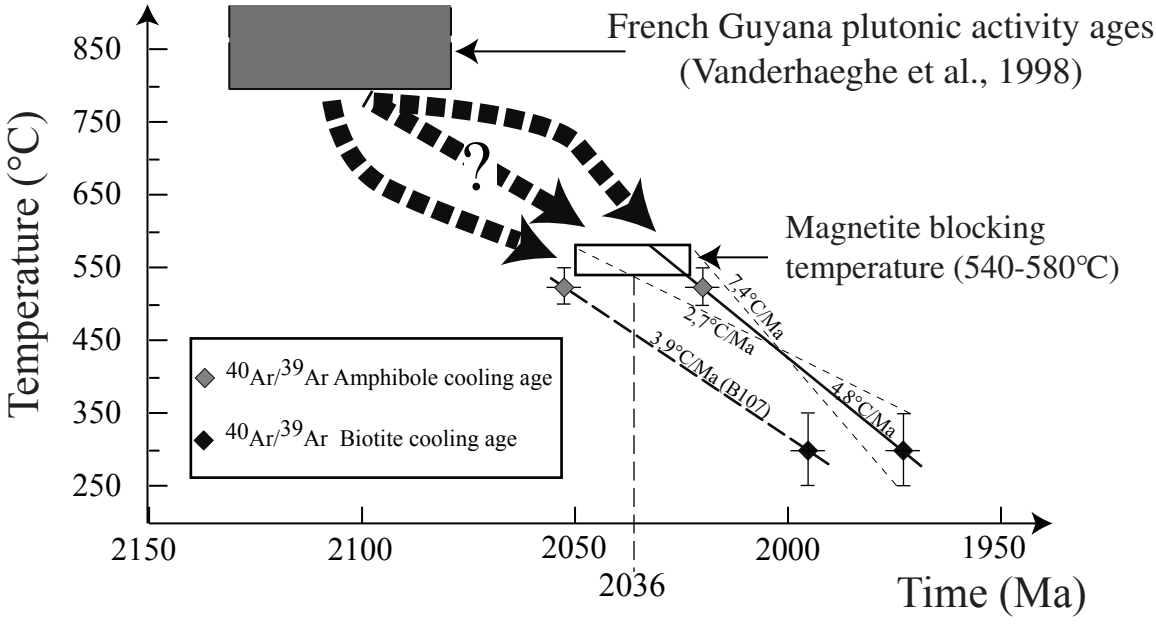
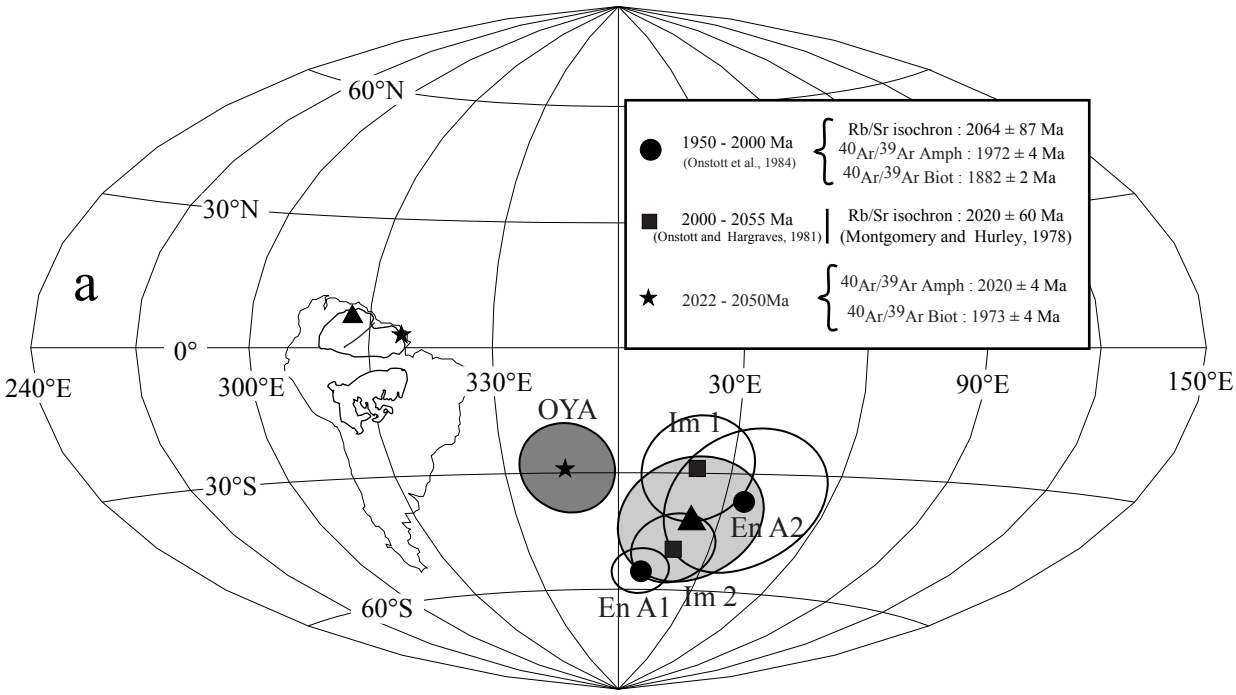


Fig. 9. (a) Aitoff Hammer projection of the paleomagnetic poles from the present study (star) and Venezuela (triangle, Onstott and Hargraves, 1981 (square); Onstott et al., 1984 (circle)). (b) The Paleoproterozoic orientation of the Guyana Shield with respect to the paleo-north.



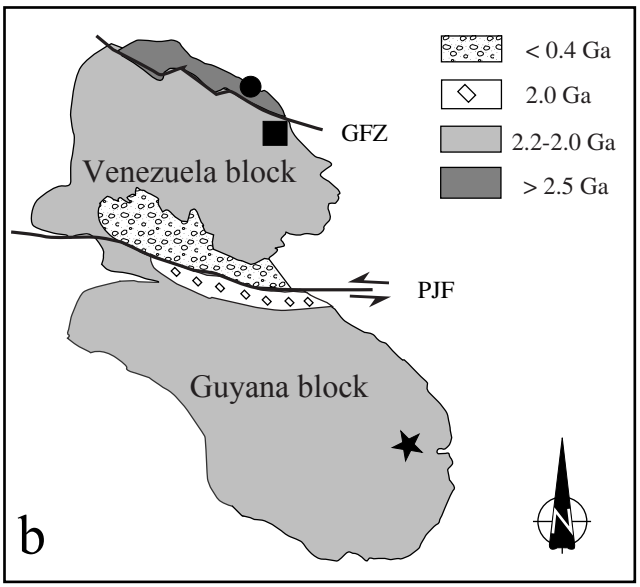


Table 1. Summary of paleomagnetic sampling and analysis results. Slat. and Slong.: Latitude and longitude of the site; Dec., Inc., k, a95 (A95): declination, inclination, precision parameter and confidence interval at the 95% level; n/N: Number of entry in statistics/number of treated specimens, Plat. and Plong.: latitude and longitude of polar coordinates.

Site	Rock	SLat.	SLong.	n/N	Dec.	Inc.	Plat.	Plong.	k.	95	A95
Paramaca rocks											
GC	amphibolite	2° 59' 42"	-52° 21' 58"						Scattered		
GE	metasediment	3° 10' 33"	-52° 29' 10"	4/7	15.9°	26.7°			17.3	15.3°	
GF	metasediment	3° 12' 43"	-52° 27' 22"	3/6	339.6°	19.9°			10.3	30.0°	
GG	amphibolite	3° 13' 00"	-52° 23' 49"						Scattered		
GI	amphibolite	3° 12' 13"	-52° 24' 24"						Scattered		
GJ	metasediment	3° 12' 59"	-52° 23' 50"						Scattered		
GK	metasediment	3° 10' 45"	-52° 20' 02"	4/6	348.3°	38.7°			13.5	26.0°	
GL	amphibolite	3° 10' 35"	-52° 21' 55"						Scattered		
GM	amphibolite	3° 07' 17"	-52° 20' 54"	4/7	348.1°	26.2°			16.5	15.3°	
GP	amphibolite	3° 13' 13"	-52° 17' 37"	4/6	339.1°	3.4°			10.5	29.8°	
means				5/10	348.9°	26.6°			18.7	18.2°	
Meta-ultrabasite and tonalite											
GH	Meta-ultrabasite	3° 12' 34"	-52° 26' 38"	6/6	157.9°	54.4°	-46°	334.5°	177.3	4.1°	
GN	tonalite	3° 08' 07"	-52° 20' 47"	7/8	136.0°	56.6°	-33°	349.9°	33.5	9.5°	
PQ	tonalite	3° 08' 10"	-52° 20' 41"	6/6	120.2°	63.0°	-19°	348.8°	28.9	9.7°	
PR	tonalite	3° 08' 27"	-52° 20' 36"	5/6	137.2°	67.6°	-26°	336.8°	58.8	7.9°	
PS*	tonalite	3° 08' 34"	-52° 20' 27"	6/6	330.0°	75.2°	27°	292.6°	70.2	5.0°	
PT	tonalite	3° 08' 40"	-52° 20' 14"	6/7	116.2°	54.7°	-19°	358.7°	60.5	7.8°	
means OYA				5/6	133.8°	60.2°			59.9	9.9°	
							-28.0°	346.0°			13.8°

"Scattered" indicates a non fisherian disribution, * Site excluded from mean calculation

Table 2. Detailed ^{40}Ar-^{39}Ar analytical results. $^{40}Ar^{*}$= radiogenic ^{40}Ar; Ca and K: produced by Ca and K neutron interference, respectively. Decay constants are those of Steiger and Jäger (1977). Correction factors for interfering isotopes were $(^{39}Ar$-$^{37}Ar)Ca$ = 7.06x10-4, $(^{36}Ar$-$^{37}Ar)Ca$ = 2.79x 10-4, $(^{40}Ar$-$^{39}Ar)K$ = 2.97x 10-2. Shadowed lines are excluded from the age calculation for GN.

Laser Step (mv)	Atmospheric (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
B107 amphibole							
59	12.10	0.04	14.89	645.63	5768.14	±	358.96
157	1.03	2.46	3.69	66.17	2210.43	±	10.69
169	0.00	3.53	3.67	59.11	2069.15	±	10.39
177	1.58	6.39	3.72	57.33	2031.59	±	32.45
189	0.01	11.47	3.74	58.42	2054.71	±	3.78
198	0.01	39.27	3.72	58.36	2053.47	±	2.73
208	0.22	5.41	3.70	58.33	2052.67	±	7.95
228	0.00	6.30	3.70	58.47	2055.68	±	7.68
287	0.55	5.36	3.72	57.67	2038.76	±	8.42
fuse	0.13	19.78	3.70	58.17	2049.39	±	3.96
				Total age:	2065.39	±	4.40
B107 biotite							
18	61.90	1.25	0.09	19,99	985.48	±	28.27
30	1.38	6.07	0.00	50.75	1885.96	±	4.54
35	0.15	12.36	0.01	54.28	1965.56	±	2.69
38	0.00	13.56	0.01	55.65	1995.59	±	3.12
41	0.03	5.63	0.01	55.68	1996.16	±	3.67
48	0.00	4.82	0.01	56.09	2005.05	±	4.71
55	0.00	6.56	0.01	56.00	2003.18	±	3.87
59	0.00	4.74	0.02	55.56	1993.55	±	4.61
63	0.00	5.76	0.01	55.52	1992.68	±	3.75
68	0.00	3.89	0.01	55.10	1983.57	±	5.67
77	0.00	4.96	0.03	55.01	1981.67	±	4.71
89	0.00	2.29	0.00	55.77	1998.08	±	14.42
109	0.36	3.92	0.00	55.05	1982.37	±	19.40
149	0.00	14.72	0.00	55.47	1991.53	±	2.76
159	0.32	3.15	0.00	56.27	2008.85	±	6.51
190	0.00	5.50	0.00	56.09	2005.04	±	4.37
Fuse		0.79	0.05	56.61	2016.20	±	13.52
				Total age :	1975.31	±	1.32

Laser Step (mv)	Atmospheric (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
GN amphibole							
91	4.28	0.24	0.00	190.26	3732.22	±	33.23
220	6.33	0.54	0.00	80.81	2472.39	±	25.71
350	3.03	1.84	0.23	81.71	2487.22	±	8.30
370	1.47	0.78	0.82	59.91	2085.75	±	16.08
400	0.84	1.09	0,00	57.86	2042.89	±	14.45
450	0.74	2.05	1.08	57.27	2030.38	±	7.41
500	0.00	3.41	2.41	56.85	2021.39	±	4.91
542	0.04	14.23	3.80	56.61	2016.18	±	2.86
557	0.03	13.57	3.82	56.81	2020.55	±	2.86
567	0.36	5.80	4.07	56.18	2006.97	±	4.18
593	0.17	6.80	4.01	56.81	2020.47	±	3.22
636	0.27	15.79	4.39	57.07	2026.14	±	2.72
669	1.74	1.62	3.31	55.87	2000.23	±	10.66
748	0.49	6.42	4.12	56.78	2019.85	±	3.73
548	0.62	2.59	4.32	55.92	2001.35	±	8.14
1048	0.28	8.43	4.79	57.19	2028.55	±	2.97
Fuse	0.19	14.8	4.43	56.94	2023.35	±	2.59
				Total age :	2040.52	±	1.00
GN biotite							
25	79.76	0.14	0.00	36.33	1518.60	±	91.34
38	57.77	0.12	0.00	33.56	1438.43	±	81.93
83	30.54	0.90	0.00	34.92	1478.41	±	17.17
103	15.67	2.05	0.01	52.41	1923.94	±	6.29
113	2.56	4.41	0.00	54.30	1965.91	±	3.42
118	1.20	4.28	0.00	54.54	1971.19	±	3.22
123	1.15	3.30	0.00	54.75	1975.94	±	3.57
139	0.80	4.14	0.01	54.74	1975.70	±	4.21
155	*0.41*	*4.96*	*0.01*	*55.12*	*1984.00*	±	*3.14*
170	*0.18*	*4.72*	*0.01*	*54.99*	*1981.23*	±	*3.39*
185	0.43	3.33	0.00	54.48	1969.89	±	4.36
215	0.25	6.02	0.00	54.74	1975.75	±	2.85
238	0.44	5.38	0.01	54.54	1971.25	±	3.25
253	0.18	4.06	0.00	54.67	1974.08	±	3.28
270	0.30	3.91	0.00	54.83	1977.73	±	3.60
290	0.13	5.18	0.00	54.64	1973.45	±	2.67
309	0.27	3.83	0.00	54.53	1971.07	±	4.43
335	0.12	10.69	0.00	54.55	1971.57	±	3.25
343	0.00	3.80	0.00	54.82	1977.45	±	3.40
356	0.22	2.98	0.00	54.68	1974.32	±	4.35
378	0.31	3.69	0.00	54.48	1969.89	±	3.10
418	0.38	4.71	0.00	54.56	1971.71	±	3.37
495	0.05	6.28	0.00	54.63	1973.29	±	2.85
591	0.35	4.96	0.00	54.59	1972.49	±	3.50
Fuse	0.59	2.18	0.02	54.54	1971.38	±	6.28
				Total age :	1967.76	±	0.79

The grey colored zones corresponds to steps which are excluded from plateau calculation

Table 3. Available Paleoproterozoic poles for the Guyana Shield and their possible paleomagnetic corresponding ages. Plat. and Plong.: latitude and longitude of polar coordinates; N, a95, Lat.: number of site, confidence interval at 95% level, paleolatitude.

	Rock	Plat.	Plong.	A_{95}	N	Lat.	Methode of datation	Magnetie remanence age	References
OYA (Tonalite, meta-ultrabasite)		-28.0°	346.0°	13.8°	5	41°S	$^{40}Ar/^{39}Ar$ Amph : 2020 ± 4 Ma $^{40}Ar/^{39}Ar$ Biot : 1973 ± 4 Ma	2036 ± 14 Ma	This study
Im 1	granulite	-49.0°	18.0°	18.0°	3	10°S	Rb/Sr isochron : 2020 ± 60 Ma (Montgomery et Hurley, 1978)		Onstott and Hargraves, 1981
Im 2	granulite	-29.0°	21.0°	18.0°	3	13°S			
En A1	granite	-55.0°	8.0°	6.0°	5	1°S	Rb/Sr isochron : 2064 ± 87 Ma $^{40}Ar/^{39}Ar$ Amph : 1972 ± 4 Ma $^{40}Ar/^{39}Ar$ Biot : 1882 ± 2 Ma	2000 ± 10 Ma	Onstott et al., 1984
En A2	granite	-37.0°	36.0°	18.0°	3	14°S			
Mean of Venezuela poles		-43.0°	22.0°	16,5°	4	9°S			

Chapitre III

Evolution thermale et tectonique de l'orogenèse paléoprotérozoïque Transamazonienne déduites de l'étude Geochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique le long de la rivière Oyapok (Guyane française)

(Thermal and tectonic evolution of the paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from $^{40}Ar/^{39}Ar$ and AMS data along the Oyapok River (French Guyana))

S. Nomade ; G. Féraud ; Y. Chen ; A. Pouclet

(Soumis à Precambrian Research)

Chapitre III : Résumé

De nouvelles datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotites et hornblendes associées à des mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) ont été obtenues dans le but de contraindre l'évolution du refroidissement et tectonique d'une section de l'orogène Transamazonienne au sud de la Guyane française. Les âges de refroidissement obtenus pour les hornblendes sont compris entre 2052 ± 4 Ma et 1993 ± 7 Ma. Les âges de refroidissement des biotites des mêmes roches varient de 1995 ± 4 Ma et 1928 ± 4 Ma. Ces âges suggèrent une vitesse de refroidissement homogène (3,5 +2/1,6°C/Ma à 4,8 +2,6/2,1°C/Ma) entre 550°C et 250°C. Le refroidissement tardif de la partie sud du complexe sud guyanais (CSG) correspond à des degrés d'anisotropies élevés (1,18 à 1,44). La décroissance régulière des âges de refroidissement des biotites vers le Sud de la Guyane indique qu'aucun mouvement vertical important n'a affecté avant cette zone.

Ces résultats impliquent que le refroidissement régional n'est pas associé avec une exhumation rapide comme dans les orogènes modernes. Nous proposons un modèle de remontée de blocs à vitesse constante avec une exhumation tardive de la zone sud de l'Oyapok. Le refroidissement tardif pourrait être contrôlé par la tectonique décrochante durant l'orogène Transamazonienne (2,1 à 2,0 Ga) et/ou dû à un niveau structural plus profond de la zone sud guyanaise.

Abstract

New $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of hornblende and biotite, and measurement of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) have been performed in order to better constrain the timing of cooling and the tectonic evolution of the Transamazonian orogen in the south of French Guyana. From north to south Hornblende cooling ages range from 2052 ± 4 Ma to 1993 ± 7 Ma, and corresponding biotite cooling ages vary from 1995 ± 4 Ma to 1928 ± 4 Ma. This suggests a uniform cooling rate (3.5 +2/-1.6°C/Ma to 4.8 +2.6/-2.1°C/Ma) from 550°C to below 250°C. The later cooling of the southern part of the South Guyana Complex (SGC) corresponds to a higher magnetic anisotropy degree (1.18 to 1.44) probably due to major sinistral shear zones. The regular southward decrease of the cooling ages and the temperature profile determined at 1995 Ma along the studied section 150km along the Oyapok River, indicates that no significant vertical movements affected the SGC. These results imply that the regional cooling was not associated with a rapid exhumation process as found in modern orogens. Instead we propose a model of block uplifting with a constant speed but and later exhumation of the southern Oyapok zone controlled by transcurrent tectonics during the Transamazonian orogen (2.1-2.0 Ga) belonging to a lower structural level.

Keywords : $^{40}Ar/^{39}Ar$; AMS; Transmazonian orogen; cooling rates; French Guyana;

.

III. 1 Introduction

The geodynamic processes of the 2.2 to 2.0 Ga continental growth have been largely debated for two decades. Two types of crustal growth have been put forward for this period: 1) tectonic accretion by collision of Archean and Paleoproterozoic continental blocks (Kröner, 1984, Shackleton, 1986); 2) magmatic accretion by stacking juvenile volcano-sedimentary and granitoid rocks without significant crustal thickening (Vidal et al., 1987). The circum Atlantic zone is a good example of these two contrasting styles of crustal growth. An early stage of magmatic accretion (2.2 to 2.1 Ga), recognized in Guyana Shield (Gruau et al., 1985) and in the West African Shield (Vidal et al., 1987; Taylor et al., 1992; Milési et al., 1992), was followed by tectonic accretion and granitization near 2.0 Ga, and continental crust thickening consecutively to the West Africa/Guyana Shield collision (Transamazonian orogen) (Cohen and Gibbs, 1989; Ledru et al., 1994). According to Jegouzo et al. (1990) this

collisional episode was marked by a northward thrusting of high grade rocks, and the opening of “en echelon” pull apart basin along major sinistral strike slip faults (Egal et al., 1995; Ledru et al., 1992; Vanderhaeghe et al., 1998) in the southern and northern parts of French Guyana, respectively. These features suggest that the latest stages of the Transamazonian orogeny in French Guyana were similar to modern orogens.

Building tectonic models of the evolution of the Paleoproterozoic crust requires a detailed understanding of the cooling history of rock units relative to main faults and deformation evolution. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ technique was successfully used for measuring cooling rates in many igneous and metamorphic provinces of Precambrian age (e.g. Dallmeyer et al., 1975; York, 1977; Berger and York, 1981; Sutter et al., 1985; Onstott et al., 1989). In the northwestern part of the Guyana Shield (Imataca zone, Fig. 1) previous $^{40}Ar/^{39}Ar$ investigations (Onstott et al., 1984, Onstott et al., 1989) indicated slow cooling rate between 500 and 250°C of ca. 2°C/Ma which is an order of magnitude lower than in present orogens such as the Alps and the Himalayas. However, until now no$^{40}Ar/^{39}Ar$ and AMS data have been available for the eastern part of the Guyana Shield to evaluate the cooling rate and tectonic evolution of the post-Transamazonian orogen in French Guyana.

In the framework of a multidisciplinary BRGM (French Geological Survey) geological mapping project of the French Guyana Territory in collaboration with the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR-CNRS 6527 and the CPRM (Brazilian Geological Survey), two field trips were carried out in 1997 and 1998. The aim of this paper is to present for the first time in the Guyana Shield, both the thermo-chronological data and the structural evolution along a north-south 150 km long transect (along the Oyapok river). Cooling rates and intensity of magnetic anisotropy, magnetic lineation are obtained by both $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser dating on hornblende and biotite single grains and by the anisotropy of magnetic susceptibility technique (AMS). These data allow the reconstruction of the evolution of cooling ages, rates, and a temperature profile at about 2000 Ma, relative to the main fault system.

III. 2 Geological setting and sampling

III. 2.1 Geological setting

The Guyana Shield is composed of a narrow Archean belt (Imataca complex in SE Venezuela) and granite-greenstone belts (2.2–2.0 Ga) (Fig. 1) accreted during the Transamazonian orogen (2.0 Ga) (Montgomery and Hurley, 1978; Teixieira et al., 1989; Onstott et al., 1989). In French Guyana no Archean basement has yet been recognized. The geological evolution was established through structural and geochronological studies (Choubert, 1974; Marot, 1988; Ledru et al. 1991; Egal et al., 1995; Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2001). The French Guyana is divided into three magmatic complexes (Fig. 1): 1) the Ile de Cayenne Complex (ICC); 2) the Central Guyana Complex (CGC); 3) the southern Guyana Complex (SGC) (Fig. 1). Two greenstone belts separated these complexes: the Northern Guyana Through Zone (NGTZ) and the Southern Greenstone Belt (SGB) (Choubert, 1974, Ledru et al., 1991) (Fig. 1).

The ICC consists of a narrow band of metamorphic rocks, gneiss, trondhjemite and metagabbro dated between 2216 and 2144 Ma (Pb/Pb ages, Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998). The NGTZ is characterized by flysch-like sediments (Armina series), metavolcanite rocks (Paramaca series) and coarse detritic deposits (Bonidoro series, Choubert, 1974) in a pull-apart basin according to Egal et al. (1992) and Manier et al. (1993). A minimum age of 2132 ± 4 Ma (Pb/Pb age from intrusive granite in the Armina series, (C. Delor, personnal communication) and a maximum age of 2115 ± 4 Ma (Pb/Pb maximum age of detritical zircons in the Bonidoro series, Milési et al., 1994) are proposed for the Armina and Bonidoro series, respectively.

The CGC and the SGC are composed of large batholiths of tonalite, granodiorite and diorite dated from 2180 to 2130 Ma (Pb/Pb ages, Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2001) and were intruded by smaller granitic and gabbroic plugs dated from 2098 to 2083 Ma (Vanderhaeghe et al., 1998). The southern part of the SGC is characterized by high-grade gneiss, pyroxene granite, anatexite and granodiorite (Marot, 1988; Delor et al., 2001) and dates from about 2100 to 2180 Ma (Pb/Pb ages, Delor et al., 2001). According to Jegouzo et al. (1990), in southwestern French Guyana, the SGC was thrust northwards during the Transamazonian orogen (~2.0 Ga) (Fig. 1). The structure of the SGB reflects the collision of the CGC and SGC (Vanderhaeghe et al., 1998). A low pressure, intermediate temperature metamorphism (500–600°C and 3-5 Kbar) defined by frequent andalusite and staurolite

porphyroblasts in the volcano-sedimentary rocks of the SGB is consistent with contact metamorphism related to the widespread intrusion of plutonic rocks in the SGB.

III. 2.2 Geochronogical and AMS Sampling

Samples for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating were collected in 6 sites along Oyapok River in a 150 km long section (Fig. 1). The northern site (B107) belongs to the southern part of the CGC and the five others (B91, B63, 40-98oy, 76-98oy and 84-98oy) are in the SGC. The sample sites are less than 60 km apart and have been dated by the Pb/Pb method (Delor et al., 2001).

Samples B107 and B91 are coarse-grained tonalites with a calc-alcaline signature. They are composed of magnesiohornblende, biotite, plagioclase (An_{30}–An_{50}), interstitial quartz and titanite as principal accessory minerals. Samples B63 and 40-98oy correspond to biotite granite, 76-98-oy and 84-98oy to meter-scale xenoliths of mafic hornfels derived from thermal metamorphism of older amphibolite. Twenty nine other sites were sampled for AMS analyses (Fig. 1). In each site, three to ten cores were drilled. Core orientation was measured by magnetic compass and, whenever possible, by sun orientation. Cores were cut to standard size (2.54/2.2cm), yielding about 171 specimens.

III. 3 Laboratory measurements

III. 3.1 $^{40}Ar/^{39}Ar$ analytical procedures

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ages were measured in the geochronological laboratory of the Université de Nice (France). Single grains of biotite and hornblende were separated by heavy liquids and finally selected by hand picking under a binocular microscope. Grain size varies from 200 to 400 µm. The samples were irradiated at McMaster Nuclear Reactor at the University in Hamilton, Canada, with total flux of 3.10^{18} n/cm^2. The maximum flux gradient is estimated at ± 0.2% in the volume where the samples were included. The irradiation standard was the Hb3gr hornblende as a flux monitor with an age of 1072 Ma (Turner et al., 1971). The step heating procedure is described by Féraud et al. (1982, 1986) and was performed with a laser probe using a Coherent Innova 70-4 continuous argon-ion laser model for samples B107, B91, B63 and 76-98oy and with a Synrad (50 Watts) CO_2 laser model for samples 40-98oy and 84-98oy. The mineral is mounted on a copper sample-holder, beneath a Pyrex or ZnS window. Each step heating laser experiment lasts about 4 mins: 1 min of laser heating, 2 mins of clean-

up in a purification line consisting of a getter operating at 400°C and a N_2 cold trap and finally 40 sec. of inlet time into the mass spectrometer. The temperature is not known but its homogeneity over the grain is controlled by a binocular microscope coupled with a color video camera. The mass spectrometer is a VG3600 working with a Daly detector system. Isotopic measurements are corrected for K, Ca and Cl isotopic interferences, mass discrimination, and atmospheric argon contamination. The measured $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmospheric ratio, determining the mass discrimination, was 289.3 ± 1 and 290.6 ± 1 during the analyses for the B107, B91, B63, 76-98oy and 40-98oy, 84-98oy samples, respectively.

To define a plateau age, at least three consecutive steps are needed, corresponding to a minimum of 70 % of total $^{39}Ar_K$ released, and the individual fraction ages should agree to within 2σ of the ”integrated” age of the plateau segment. All uncertainties are quoted at the 2σ (except the apparent ages in Table 1 and age spectra that are given at the 1σ level) and do not include the age uncertainties of the monitor. The uncertainties on the $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ ratios of the monitor are included in the calculation of that of plateau age uncertainty.

III. 3.2 AMS measurements

All magnetic measurements were performed in the joint BRGM/Université d’Orléans Laboratoire de Magnétisme des Roches (LMR). AMS and Bulk magnetic susceptibility (BMS) were measured on each specimen with a KLY-3S kappabridge of 10^{-9} SI sensitivity (AGICO, Geofysica). Petrographic observations were performed with an Olympus (BX60) reflection microscope. The AMS results are listed in Table 2 and their tectonic interpretations are discussed in Section 5.

III. 4. $^{40}Ar/^{39}Ar$ results

Analytical data for 10 dated specimens are given in Table 1. Figures 2 and 3 show the age spectra for hornblende and biotite respectively. The $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio spectra are also indicated in Figure 2.

Hornblende single grains yielded a more or less detailed but always flat spectrum for all specimens (samples B107, B91, 76-98-oy, 84-98-oy; Fig. 2a to d) after a sharp decrease (B107, B91, 76-98-oy, 84-98-oy; Fig. 2a to c) or increase (84-98-oy; Fig. 2d) in age at low temperature. The corresponding $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio remains constant throughout the flat section of three spectra (B107, B91, 76-98-oy, 84-98-oy; Fig. 2a to c) and is slightly variable

in specimen 84-98oy, demonstrating that pure hornblende was analysed. The plateau ages are 2052 ± 4 Ma (88 % ^{39}Ar), 2003 ± 4 Ma (96 % ^{39}Ar) and 1993 ± 7 Ma (89 % ^{39}Ar) for B107, 76-98oy and 84-98oy, respectively. The GN specimen does not show a plateau age according to our criteria defined above, mainly because some small gas fractions are discordant, but the flatness of the age spectrum over 90 % of ^{39}Ar release leads us to interpret the corresponding weighted mean age of 2020 ± 4 Ma, with 93 % ^{39}Ar released as reliable.

Biotite single grains display flat sections over more than 70% of ^{39}Ar. In two samples (B107-B91) we observe some evidence of a slight chroritization during the irradiation (Ruffet et al, 1991) that gives higher apparent ages (B107-B91) followed by lower apparent ages(B107). In the case of B91, we have chosen to exclude two apparent ages (steps 9-10) from the plateau age calculation. It is therefore likely that the weighted mean age of 1995 ± 4 Ma, calculated on 80.3 % ^{39}Ar is reliable (B107). For the B91 biotite age (Fig. 3b) we calculated a plateau age of 1973 ± 4 Ma with remaining 17 steps excluding the discordant steps 9-10. The other specimens (B63, 40-98-oy, 76-98-oy and 84-98-oy; Fig 3c to f) show a very flat section over than 72 % of the ^{39}Ar after an increase in age at low temperatures reflecting argon loss (B63, 40-98-oy, 76-98-oy Fig 3c to e). The plateau ages are 1961 ± 4 Ma (72 % ^{39}Ar; B63), 1954 ± 4 Ma (95 % ^{39}Ar; 40-98-oy), 1944 ± 9 Ma (89 % ^{39}Ar; 76-98-oy) and 1928 ± 4 Ma (88 % ^{39}Ar, 84-98-oy).

III. 5 Magnetic carriers and AMS results

III. 5.1 Magnetic carrier

The histogram of the bulk magnetic susceptibility (BMS) intensity (Fig. 4) shows a multi modal distribution ranging from $5x10^{-6}$ SI to $1x10^{-1}$ SI according to samples. Magnetic susceptibility in mafic hornfels and biotite granite is lower than that in granodiorite, tonalite and gneiss (Fig. 4). The low BMS ($5x10^{-6}$ to $5x10^{-4}$ SI) indicates that paramagnetic minerals are abundant compared to ferromagnetic minerals. This range of BMS values is consistent with that of paramagnetic minerals such biotite and amphibole (Tarling and Hrouda, 1993) which are the main magnetic minerals of mafic hornfels and granite. The high BMS values vary between $1x10^{-3}$ to $1x10^{-1}$ SI. They are compatible with ferromagnetic minerals such as magnetite (Tarling and Hrouda, 1993), and indicate that ferromagnetic minerals are probably the main carrier of AMS in granodiorite, tonalite and gneiss. The petrographic observations in

thin sections confirm the heterogeneous size and shape of magnetite in granodioritic, tonalitic and gneissic rocks.

III. 5.2 AMS results.

The AMS results are listed in Table 2. Two major parameters have been calculated: the P' parameter (corrected anisotropy degree) is related to the magnetic fabric intensity (Jelinek, 1981, see Table 2 for the formula); the T parameter (ellipsoid shape parameter) varies from –1 (prolate) to +1 (oblate) (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982, see Table 3 for the formula). K_1 corresponds to the magnetic lineation. In this study, P' values range from 1.05 to 1.44 (Table 2). Most of the sites yield positive T-values, indicating the dominance of planar deformation (Table 2). From north to south along the Oyapok section, the evolution of the magnetic anisotropy (Fig. 5) shows that the SGB/SGC tectonic boundary does not correspond to a zone of high anisotropy. K_1 in general N290 to N340 in direction and inclination varying from 0 to 64° (Table 2). Table 2 shows that the lower inclinations of K_1 are observed in the southern zone of the section near three major shear zones (SZ1, SZ2, SZ3). In Figure 5a, two distinct regions clearly appear: in the north, P' values range from 1.049 to 1.149, whereas in the south significantly higher P' values range from 1.175 and 1.437 (Table 2). The separation of these two regions correspond to the major sinistral shear zone named SZ1 (Figs. 1.5a) (Marot, 1988). However, the magnetic susceptibility anisotropy in the southern zone is variable. Figure 5b shows the southward increase of the anisotropy parameter P' and bulk susceptibility with respect to the northern zone (Fig. 6). Two populations are identified according to the P' value: grey lozenges correspond to the northern zone and the black squares to the southern zone. The majority of low P' values (grey) correspond to positive T values showing that magnetic fabrics correspond to planar deformation. In contrast, the high P' values (black squares) have either positive or negative T values, corresponding to either planar or linear fabrics.

III. 6 Discussion

In plutonic and magmatic rocks the intensity of magnetic anisotropy (P') is generally characterized by low values of less than 10 per cent (Hargraves et al., 1991). Such values are acquired during the emplacement of the magma, before total crystallization in the subsolidus stage. Higher magnetic anisotropy values (P') acquired during later deformation. In both

northern and southern parts of the SGC. P' values for the majority of sites are higher than 10% therefore magnetic fabrics were probably acquired after crystallization (Table 2). However, six sites in the northern zone yielded P' values lower than 10 per cent, consistent with magmatic fabric (Table 2, Fig. 5a). The consistency of the low P' values and the planar shape parameter (T) in the northern zone contrasts with the variable P'/T values in the southern zone. It is clear in Figure 5 that the important E-W shear zones (SZ1, SZ2, SZ3) previously observed by Marot (1988, Fig. 5) contributed to increase magnetic the anisotropy values. In particular, the highest P' values (up to 1.40) are identified near the Euleuetepou-Walé (SZ2, Marot, 1988) which is recognized as a major geological structural discontinuity. Moreover, previous structural data (Marot, 1988) are confirmed by the weak K_1 inclination near the shear zones (e.g. FY, OI, OJ (SZ1), OO (SZ2), OQ (SZ3); Table 2) indicating horizontal movement. Petrographic observation indicates that no solid state deformation affected these rocks, suggesting that the fabrics were acquired in sub-solidus conditions. However the high susceptibility values (4.1 10^{-3} to 1.2 10^{-2} SI, Fig. 5b) indicate that magnetite plays the major role in AMS (Figs. 5a and 5b). The low intrinsic anisotropy of the magnetite (P=1,18, T= -0,30; Tarling and Hrouda, 1993) could contribute to an increase in the anisotropy but cannot explain the high P' values observed here.

In short the high anisotropy values in the SGC could be the result of preferential magnetic mineral alignments (magnetite and paramagnetic minerals) induced by transcurrent tectonics which affected the rocks at high temperature and/or during crystallization.

Considering the geochronological data, significant differences of 57 ± 8 Ma, 47 ± 8 Ma, 59 ± 14 Ma, and 65 ± 11 Ma are observed between the plateau ages (interpreted as cooling ages) of the hornblende and of biotite for specimens B107, B91, 76-98oy, 84-98oy, respectively. These differences indicate that rocks along the Oyapok river cooled down from about 500-550°C to 250-350°C from 2052 ± 4 Ma to 1928 ± 4 Ma, according to the proposed hornblende and biotite K/Ar closure temperatures (Harrison, 1981; Harrison et al., 1985). The apparently similar differences (within the margins of error) measured between hornblende and biotite cooling age along the 150 km transect suggest that the cooling process was homogeneous, but diachronous (depending on the location), during this period. $^{40}Ar/^{39}Ar$ data are plotted in a time/temperature/distance diagram (Fig. 7) in order to estimate the evolution of the cooling rates along the Oyapok section. A relatively slow cooling rate, ranging from 3.5 +2/-1.6 °C/Ma to 4.8 +2.6/-2.1 °C/Ma is deduced from the $^{40}Ar/^{39}Ar$ data. The close values of the four calculated rates shown in Figure 7 as parallel slopes strongly support their validity. These cooling rates are in good agreement with those proposed for granites of similar ages in Sao Francisco craton (Chauvet et al., 1997) or in the Imataca zone (Onstott et al., 1989;

Swapp and Onstott, 1989) as well as in the later 1000-1200 Ma Grenvillian terrains (Berger et al., 1979; Cosca et al., 1991), but they are significantly lower than those (7°C/Ma) reported for the Paleoproterozoic northern Alberta (Plint and McDonough, 1995). Although the cooling rates are uniform along the 150 km transect, the $^{40}Ar/^{39}Ar$ data highlight the regular decrease of the hornblende and biotite cooling ages (Fig. 7), correspond to a progressively later cooling of the southern zone. This regular decrease of the cooling K/Ar ages could be interpreted as the result of later magmatic intrusions in the southern zone. However, this hypothesis can be ruled out by Pb/Pb ages which are similar in the north and in the south. (Delor et al., 2001). In addition, the $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages differences cannot be the results of variations in closure temperature of the dated minerals, since their composition is homogeneous: compositions of biotite (Fe#: 0.42 ± 0.01 to 0.36 ± 0.02) and amphibole (Dahl, 1996); (Mg#: 0.61 ± 0.05 to 0.87 ± 0.06; A site occupancy: 0.25 ± 0.20 to 0.08 ± 0.06) were observed.

Low cooling rates are generally associated with gradual uplift and result from erosion (York, 1985; Cosca et al., 1991), with moderate exhumation (Plint and McDonough, 1995) and/or are controlled by transcurrent tectonics (Chauvet et al., 1997). In our study, the later cooling of the highly deformed southern zone of the SGC is probably associated with transcurrent tectonics (Fig. 1). Figure 8 plots the temperature variation at 1995 Ma along the Oyapok section, taken from the diagram in the Fig. 7. We observe that the temperature rises from 300 ± 50°C (B107; 1995 ± 4 Ma) in the north to 525 ± 25°C (84-98oy; 1993 ± 7 Ma) in the south. From north to south, we observe a rapid fall of temperature (B107 and B63), followed by a slow decrease. This result agrees well with evidence of a higher temperature in the south of SGC at 2.1 Ga, as previously suggested by metamorphic assemblages (Marot, 1988). Furthermore, no temperature jump related to the major E-W shear faults is visible, demonstrating that, in the southern zone of the SGC, no uplift affected these rock units before 1995 Ma.

Based on the $^{40}Ar/^{39}Ar$ and AMS results presented here, the later cooling history of the southern zone may be due to transcurrent tectonics which affected the southern zone during the Transamazonian tectono-thermal event (2.1Ga) and/or to the lower structural level of the southern zone. Our results show the importance of $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating in the Paleoproterozoic orogen for construction of a geodynamical model for Paleoproterozoic orogens. Furthermore, the results show the important role of transcurrent tectonics in the mechanism of post Transamazonian orogen uplift in southern French Guyana. The striking parallelism of the low cooling rates (Fig. 7) and the block structure evidenced by AMS, suggest the southward offset of block uplift with a low and constant rate. This hypothesis based on geochronological

$^{40}Ar/^{39}Ar$ data and AMS, indicates that the Transamazonian orogen in southern French Guyana differs from a modern orogenic type.

Conclusion

New AMS and geochronological $^{40}Ar/^{39}Ar$ data from the south of French Guyana allow to constraint of the tectonic evolution for the Transamazonian orogen. The deformation evolution (AMS) indicates a southward increase in magnetic anisotropy in relation with major E-W transcurrent shear zones and a probable block system. Biotite cooling ages, deduced from $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau ages ranging from 1928 ± 4 to 1995 ± 4 Ma, appear to be 47 to 65 Ma younger than hornblende cooling ages. This discrepancy demonstrates low and homogeneous cooling rates ranging from 3.5 +2/-1.6 °C/Ma to 4.8 +2.6/-2.1°C/Ma. From the north to the south, the calculated cooling rate evolution shows nearly parallel curves associated with later cooling of the southern zone of the SGC. The precise geochronological data allow the determinating a temperature profile along the transect. A low thermal variation at about 1995 Ma was observed even when crossing major shear or fault blocks evidenced by the AMS study. Thus the cooling history of the SGC is difficult to interpreted with a modern post-orogenic model impling fast post-orogenic uplift. It is more likely that exhumation of the Transamazonian rock units was controlled by slow block uplift due to erosion. The later cooling history of the southern part of the SGC may be due to the transcurrent tectonic phase which affected this zone during the 2.1 to 2.0 Ga period and/or the lower structural level of the southern part of the study zone.

Figure captions

Fig. 1: Schematic geological map of French Guyana (modified after Vanderhaeghe et al., 1998). Simplified geological map of the south Oyapok region (Modified after Marot, 1988 and Delor et al., 2001). Sampling locations for paleomagnetic and geochronologic studies are indicated. SZ1, SZ2, SZ3: major shear zones; F1, F2, F3: major fault zones.

Fig. 2: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra and associated $^{40}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio spectra for hornblende. a, b: tonalite rocks and c, d: hornfels rocks. Uncertainties on apparent ages are given at the 1σ level and plateau ages at the 2s level. (P) indicates plateau age.

.

Fig. 3: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for biotite from tonalite (a, b), granite (c, d) and hornfels (e, f).
* indicates the steps probably affected by ^{39}Ar recoil due to slight chloritization of biotite, that are excluded from the plateau age calculation. Uncertainties on apparent ages are given at the 1s level, but plateau ages at the 2s level. (P) indicates plateau age.

Fig. 4: Frequency histogram for the bulk magnetic susceptibility (BMS).

Fig. 5: a) Plot of the normalized site-mean anisotropy degree P' versus sampling location showing the low deformation degree in the northern part of the SGC and the higher deformation in the southern zone. Location of the major identified shear zones (dashed line: SZ1, SZ2, SZ3) and fault zones (dashed line: F1, F2, F3) also indicated after Marot, (1988) and Delor et al., (2001). The tectonic suture zone separating SGC and SGC shows unexpected low P' values (grey lozenges); b) Plot of the susceptibility values versus sampling location. The southern high P' values (black squares) are correspond to high susceptibility values.

Fig. 6: Plots of the shape (T) and anisotropy degree (P') parameters of all measured samples showing the planar dominant deformation in the north (grey lozenges) and both planar and linear deformation in the southern zone (black squares).

Fig.7: Time/Temperature/distance diagram showing the cooling ages of the hornblende (square) and biotite (circle). The parallel slopes of the four calculated cooling rates demonstrate an homogenous uplift speed and the later cooling of the southern zone. The

grey horizontal plane corresponds the temperature curves at 1995 Ma (black lozenges) as shown in figure 8.

Fig. 8: Distance-temperature curve showing the distribution of north-south temperature at 1995 Ma, as deduced from Fig. 7. After a relatively rapid fall of the temperature in the first 30 km the temperature regularly decreases southwards. The principal shear (dashed line: SZ1, SZ2, SZ3) and fault zones (dashed line: F1, F2, F3) (Marot, 1988) are also indicated.

Table captions

Table 1: Detailed ^{40}Ar-^{39}Ar analytical results for hornblende and biotite. $^{40}Ar^*$= radiogenic ^{40}Ar; Ca and K: produced by Ca and K neutron interference, respectively. Decay constants are those of Steiger and Jäger (1977). Correction factors for interfering isotopes were $(^{39}Ar\text{-}^{37}Ar)_{Ca}$ = 7.06 10^{-4}, $(^{36}Ar\text{-}^{37}Ar)_{Ca}$ = 2.79 10^{-4}, $(^{40}Ar\text{-}^{39}Ar)_{K}$ = 2.97 10^{-2}. Shadowed lines are excluded from the age calculation for GN.

Table 2: Summary of the principal results of the AMS measurements. N: number of measured specimens. P': corrected anisotropy degree, T: ellipsoid shape parameter*, K_1: mean magnetic lineation, α_{95min} and α_{95min} : Bingham (1964) bimodal statistic data.

*P'= exp $\{2[(\ln K_{max} - \ln K_{mean})^2 + (\ln K_{int} - \ln K_{mean})^2 + (\ln K_{min} - \ln K_{mean})^2]\}^{1/2}$ with $K_{mean} = (K_{max} + K_{int} + K_{min})/3$; Jelinek (1981));

T = $[2\ln (K_{int} / K_{min})/\ln (K_{max} / K_{min})]$ (Hrouda, 1982).

Figure 1: Schematic geological map of French Guyana (modified after Vanderhaeghe et al., 1998). Simplified geological map of the South Oyapok region (Modified after Marot, 1988 and Delor et al., 2001). Sampling locations for paleomagnetic and geochronologic studies are indicated. SZ1, SZ2, SZ3: major shear zones; F1, F2, F3: major fault zones.

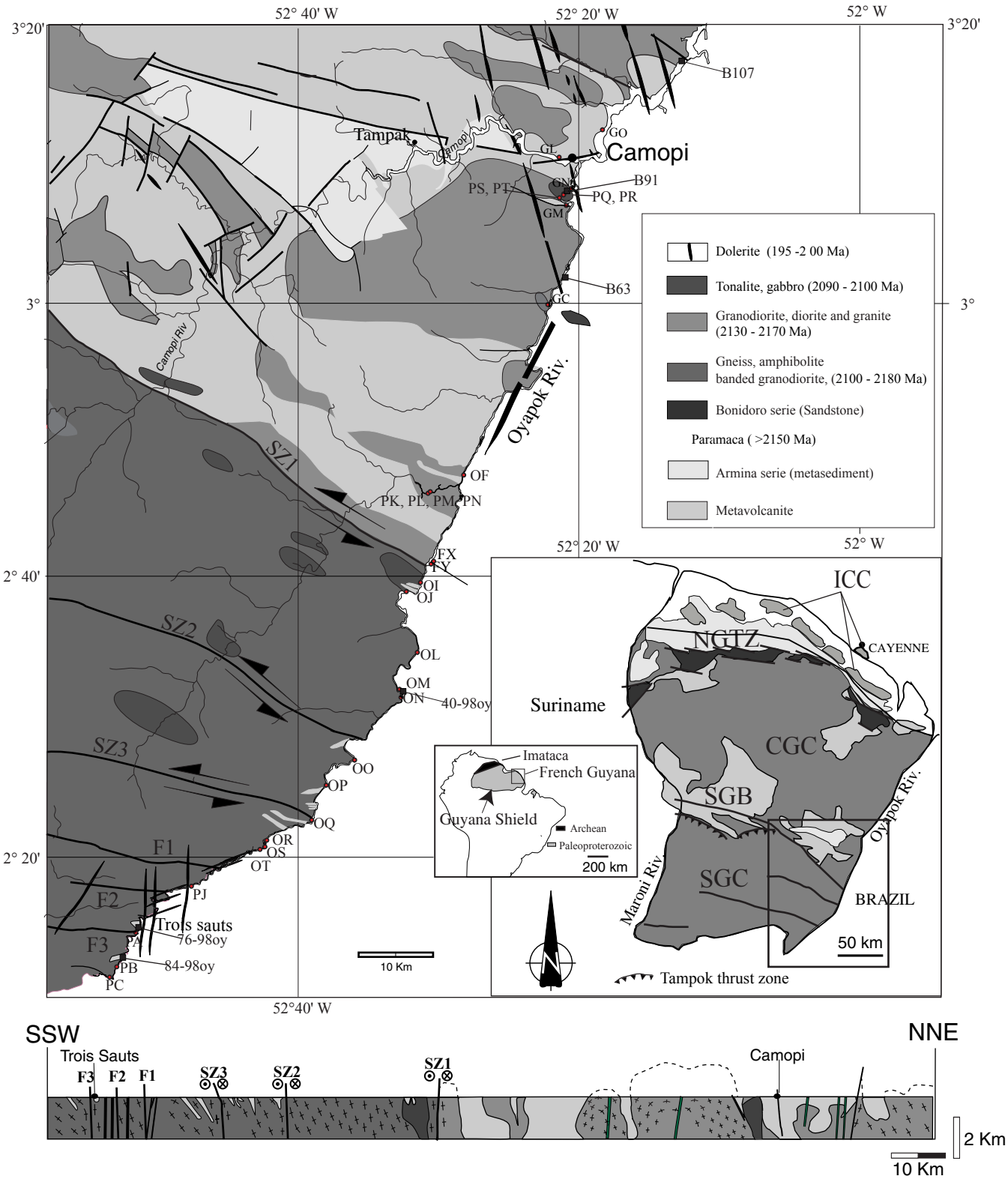


Fig. 2: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum and associated $^{40}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio spectra for hornblende. a, b: tonalite rocks and c, d: hornfels rocks. Uncertainties on apparent ages are given at the 1 level and plateau ages at the 2 level. (P) indicates plateau age.

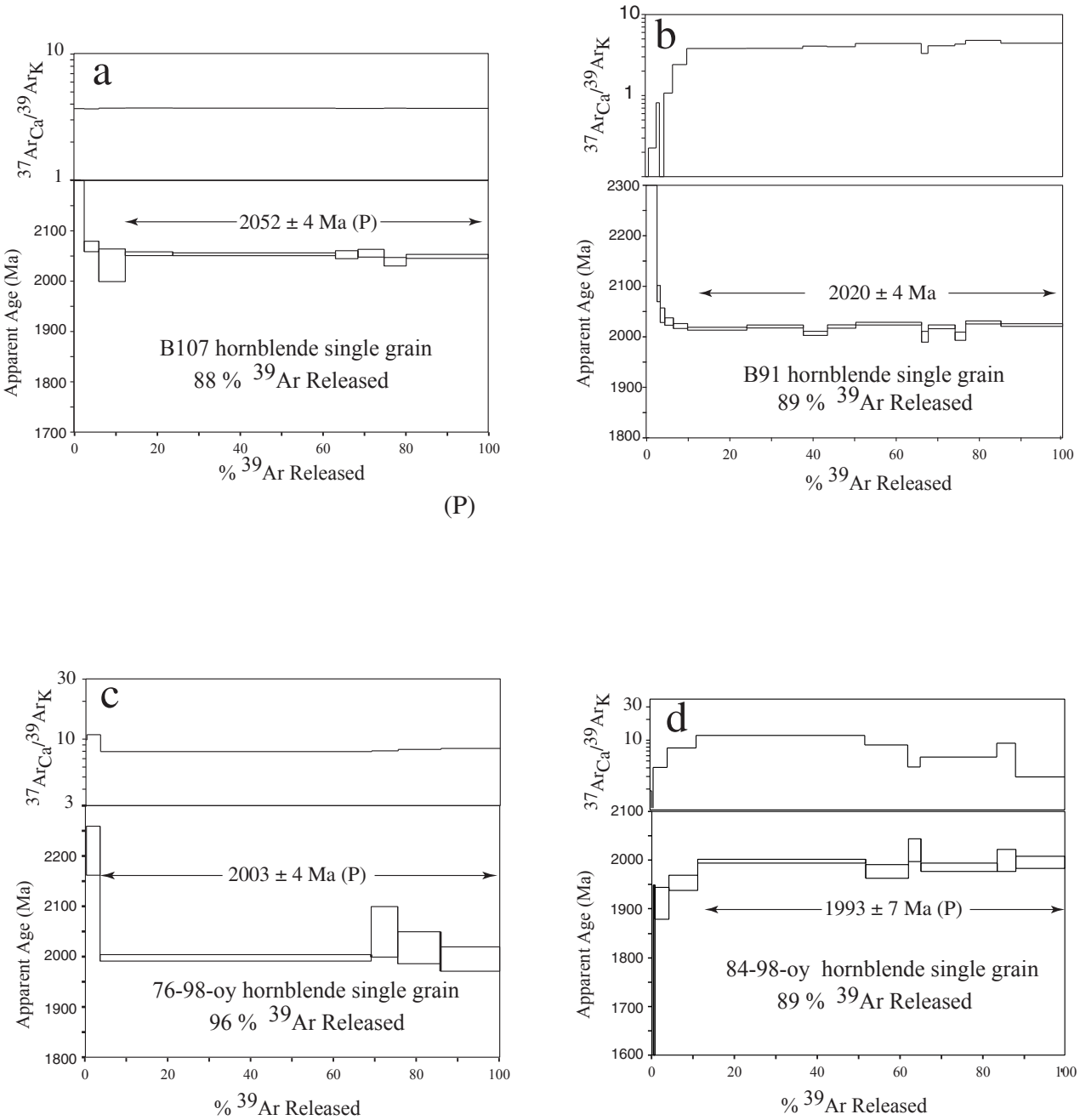


Fig. 3: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for biotite from tonalite (a, b), granite (c, d) and hornfels (e, f). * indicates the steps probably affected by ^{39}Ar recoil due to slight chloritization of biotite, that are excluded from the plateau age calculation. Uncertainties on apparent ages are given at the 1s level, but plateau ages at the 2s level. (P) indicates plateau age.

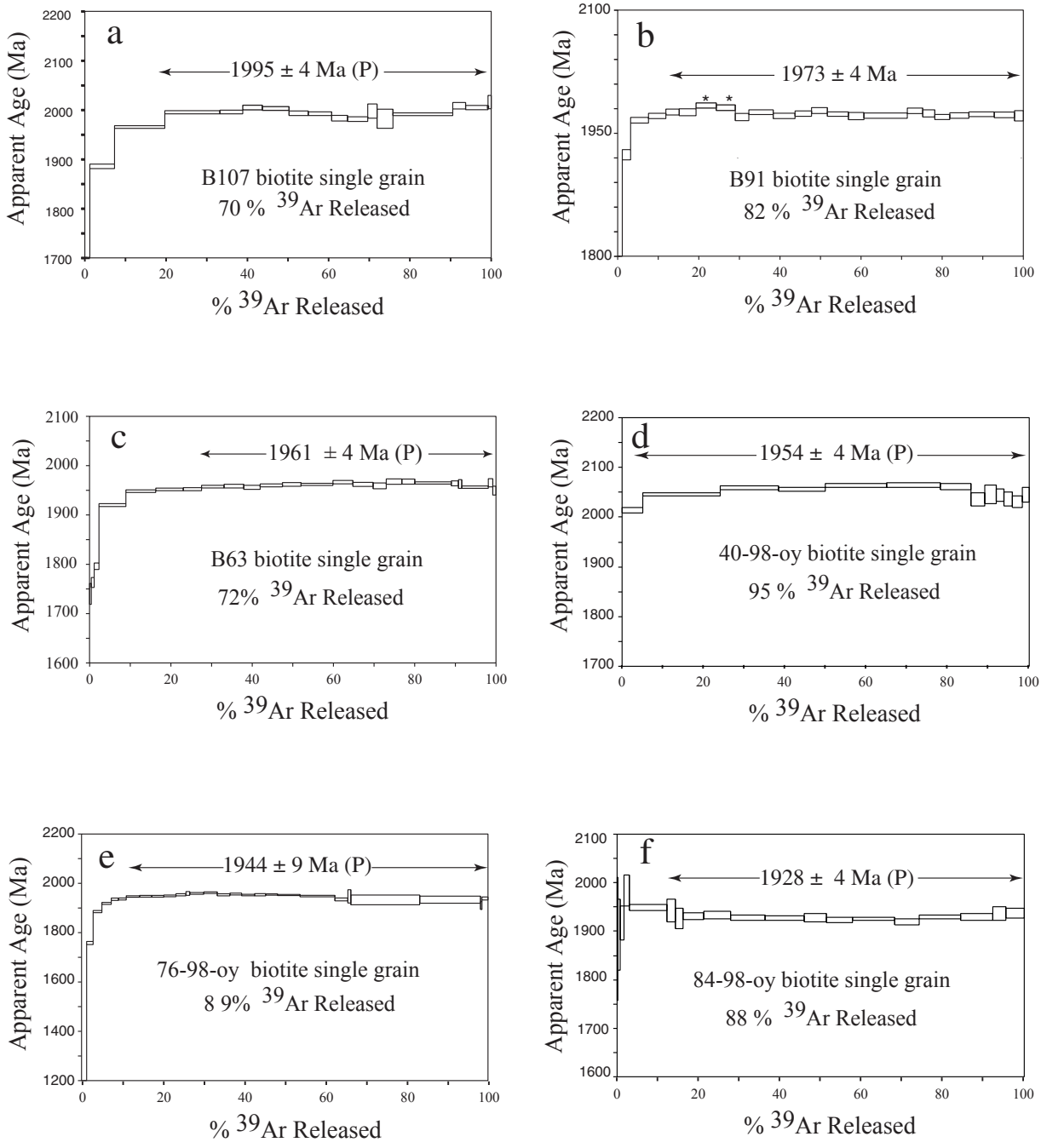


Fig. 4: Frequency histogram for the bulk magnetic susceptibility (BMS).

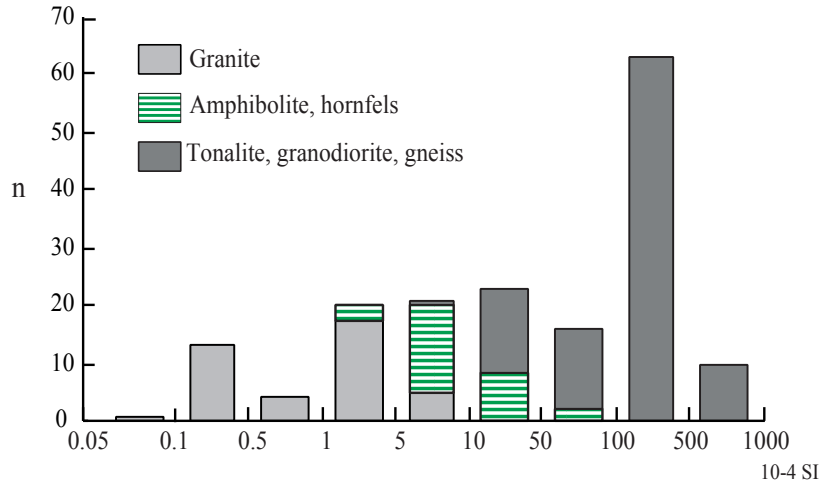


Fig. 5: a) Plot of the normalized site-mean anisotropy degree P' versus sampling location showing the low deformation degree in the northern part of the SGC and the higher deformation in the southern zone. Location of the major identified shear zones (dashed line: SZ1, SZ2, SZ3) and fault zones (dashed line: F1, F2, F3) also indicated after Marot, (1988) and Delor et al., (2001). The tectonic suture zone separating SGC and SGC shows unexpected low P' values (grey lozenges); b) Plot of the susceptibility values versus sampling location. The southern high P' values (black squares) are correspond to high susceptibility values.

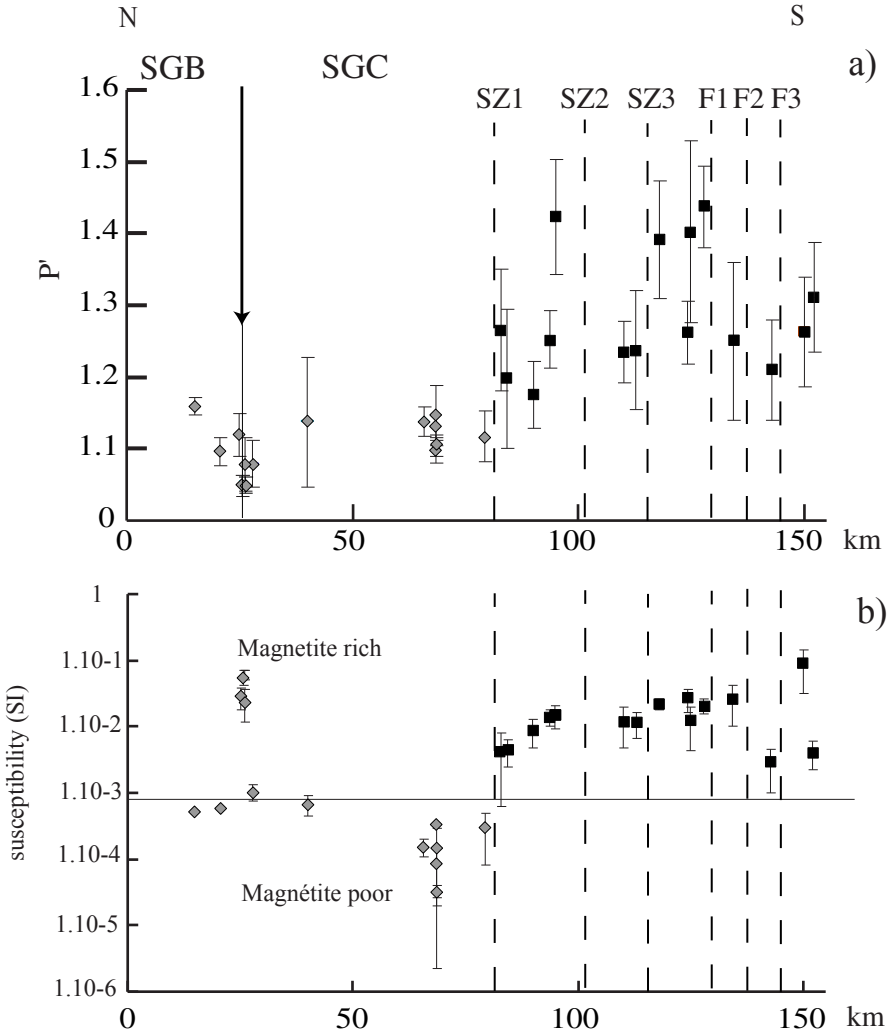


Fig. 6: Plots of the shape (T) and anisotropy degree (P') parameters of all measured samples showing the planar dominant deformation in the north (grey lozenges) and both planar and linear deformation in the southern zone (black squares).

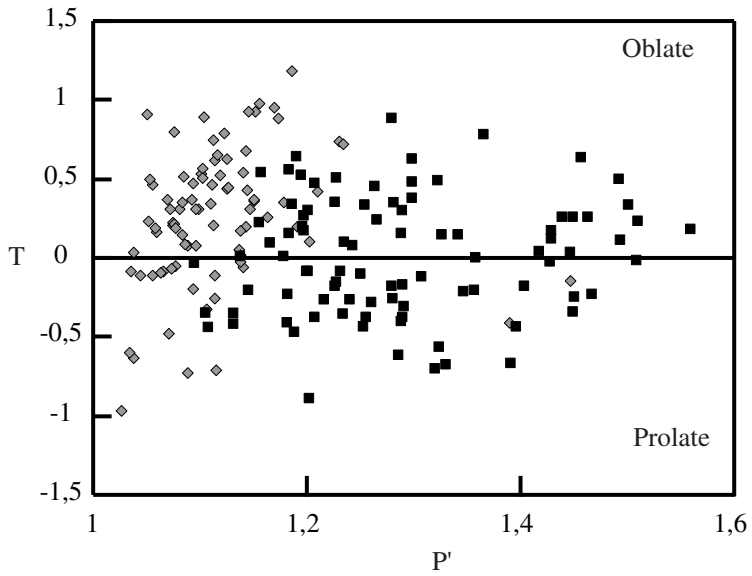


Fig.7: Time/Temperature/distance diagram showing the cooling ages of the hornblende (square) and biotite (circle). The parallel slopes of the four calculated cooling rates demonstrate an homogenous uplift speed and the later cooling of the southern zone. The grey horizontal plane corresponds the temperature curves at 1995 Ma (solid lozenges) as shown in figure 8.

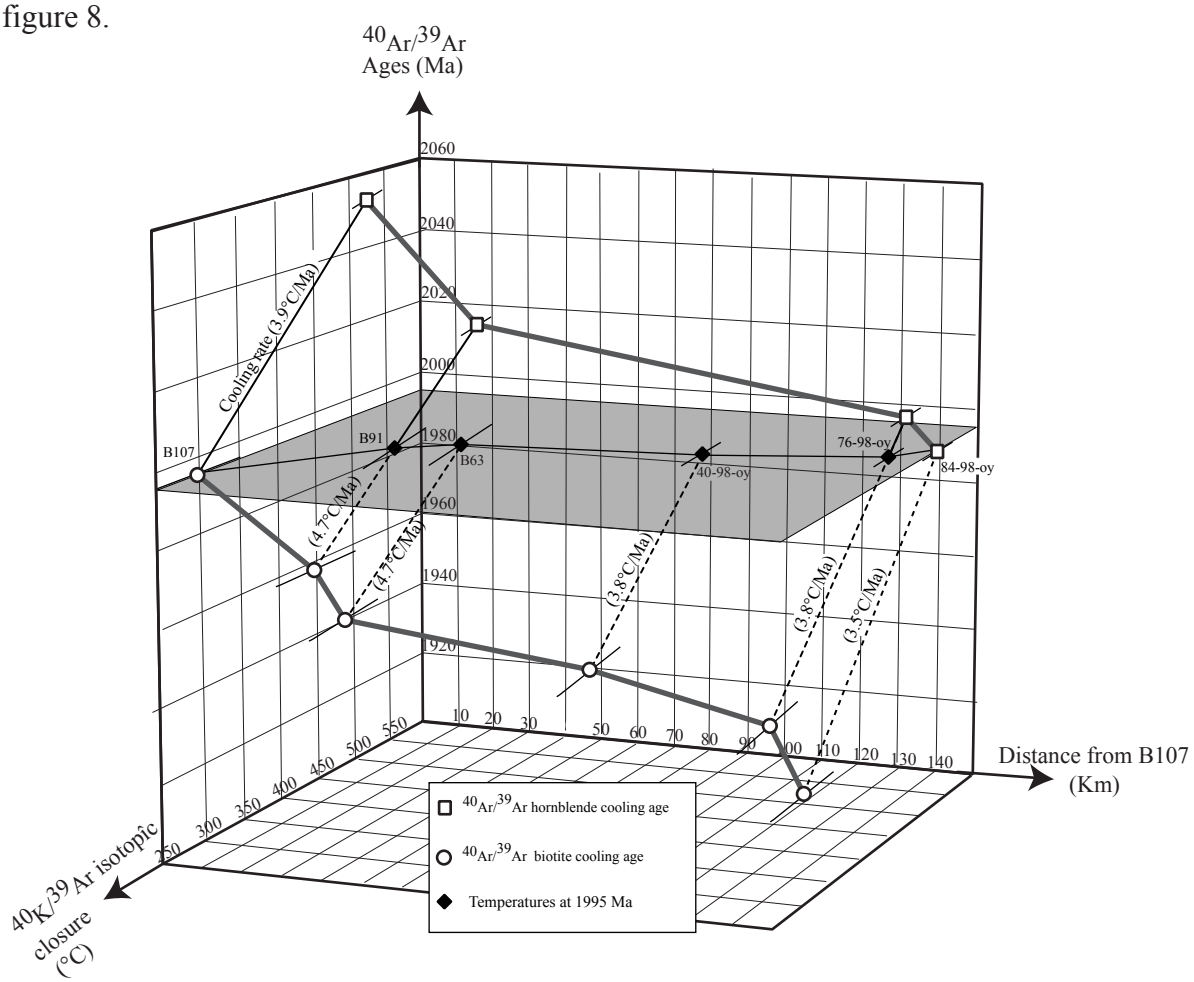


Fig. 8: Distance-temperature curve showing the distribution of north-south temperature at 1995 Ma, as deduced from the Fig.7. After a relatively rapid fall of the temperature in the first 30 km the temperature regularly decreases southwards. The principal shear (dashed line: SZ1, SZ2, SZ3) and fault zones (dashed line: F1, F2, F3) (Marot, 1988) are also indicated.

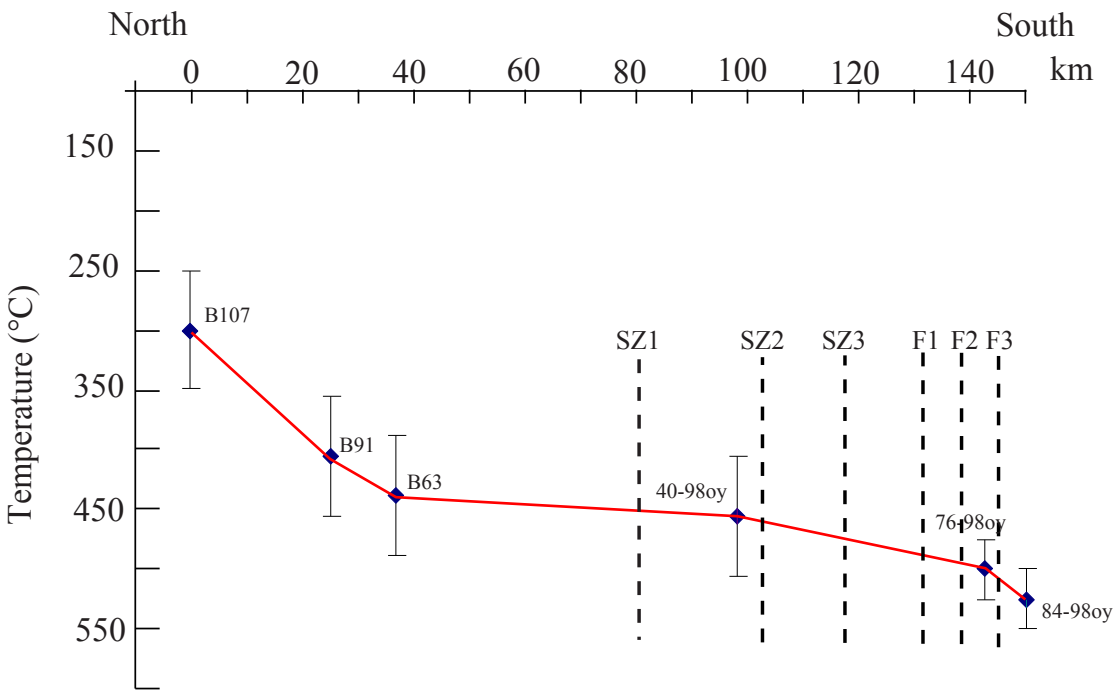


Table 1: Detailed ^{40}Ar-^{39}Ar analytical results for hornblende and biotite. $^{40}Ar^*$= radiogenic ^{40}Ar; Ca and K: produced by Ca and K neutron interference, respectively. Decay constants are those of Steiger and Jäger (1977). Correction factors for interfering isotopes were $(^{39}Ar-^{37}Ar)_{Ca}$ = 7.06x10-4, $(^{36}Ar-^{37}Ar)_{Ca}$ = 2.79x10-4, $(^{40}Ar-^{39}Ar)_K$ = 2.97x10-2. Shadowed lines are excluded from the age calculation for B91(biotite).

Laser Step	Atmospheric (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
B107 (hornblende)							
1	12.1	0.04	14.89	645.63	5768.14	±	358.96
2	1.03	2.46	3.69	66.17	2210.43	±	10.69
3	0.00	3.53	3.67	59.11	2069.15	±	10.39
4	1.58	6.39	3.72	57.33	2031.59	±	32.45
5	0.01	11.47	3.74	58.42	2054.71	±	3.78
6	0.01	39.27	3.72	58.36	2053.47	±	2.73
7	0.22	5.41	3.70	58.33	2052.67	±	7.95
8	0.00	6.30	3.70	58.47	2055.68	±	7.68
9	0.55	5.36	3.72	57.67	2038.76	±	8.42
fuse	0.13	19.78	3.70	58.17	2049.39	±	3.96
				Total age:	2065.39	±	4.40
B91 (hornblende)							
1	4.28	0.24	0.00	190.26	3732.22	±	33.23
2	6.33	0.54	0.00	80.81	2472.39	±	25.71
3	3.03	1.84	0.23	81.71	2487.22	±	8.30
4	1.47	0.78	0.82	59.91	2085.75	±	16.08
5	0.84	1.09	0,00	57.86	2042.89	±	14.45
6	0.74	2.05	1.08	57.27	2030.38	±	7.41
7	0.00	3.41	2.41	56.85	2021.39	±	4.91
8	0.04	14.23	3.8	56.61	2016.18	±	2.86
9	0.03	13.57	3.82	56.81	2020.55	±	2.86
10	0.36	5.8	4.07	56.18	2006.97	±	4.18
11	0.17	6.8	4.01	56.81	2020.47	±	3.22
12	0.27	15.79	4.39	57.07	2026.14	±	2.72
13	1.74	1.62	3.31	55.87	2000.23	±	10.66
14	0.49	6.42	4.12	56.78	2019.85	±	3.73
15	0.62	2.59	4.32	55.92	2001.35	±	8.14
16	0.28	8.43	4.79	57.19	2028.55	±	2.97
fuse	0.19	14.8	4.43	56.94	2023.35	±	2.59
				Total age :	2040.52	±	1.00
76-98 oy(hornblende)							
1	9.81	0.26	9.88	143.79	3299.21	±	320.50
2	0.00	3.28	10.85	66.18	2210.52	±	48.70
3	0.00	65.45	7.96	55.75	1997.67	±	6.35
4	0.00	6.39	8.08	58.17	2049.39	±	50.13
5	0.00	10.32	8.29	56.68	2017.70	±	31.79
fuse	0.34	14.28	8.44	55.64	1995.32	±	24.17
				Total age :	2015.12	±	7.5
84-98oy(hornblende)							
1	10.87	0.33	1.87	58.76	1999.46	±	194.24
2	23.32	0.49	1.06	48.38	1772.24	±	176.89
3	6.95	3.28	4.07	54.60	1911.86	±	32.85
4	2.58	6.90	7.69	56.55	1953.46	±	15.48
5	0.67	40.82	11.76	58.70	1998.22	±	4.01
6	1.46	10.39	8.55	57.67	1976.99	±	13.58
7	0.00	2.93	4.11	59.80	2020.73	±	22.93
8	0.39	18.48	5.75	58.09	1985.74	±	8.91
9	0.97	4.45	9.00	58.75	1999.43	±	22.37
fuse	0.00	11.92	2.98	58.57	1995.59	±	12.06
				Total age :	1987.24	±	3.76

Table 1 (suite)

Laser Step	Atmospheric (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
B107 (biotite)							
1	61.90	1.25	0.09	19.99	985.48	±	28.27
2	1.38	6.07	0.00	50.75	1885.96	±	4.54
3	0.15	12.36	0.01	54.28	1965.56	±	2.69
4	0.00	13.56	0.01	55.65	1995.59	±	3.12
5	0.03	5.63	0.01	55.68	1996.16	±	3.67
6	0.00	4.82	0.01	56.09	2005.05	±	4.71
7	0.00	6.56	0.01	56.00	2003.18	±	3.87
8	0.00	4.74	0.02	55.56	1993.55	±	4.61
9	0.00	5.76	0.01	55.52	1992.68	±	3.75
10	0.00	3.89	0.01	55.10	1983.57	±	5.67
11	0.00	4.96	0.03	55.01	1981.67	±	4.71
12	0.00	2.29	0.00	55.77	1998.08	±	14.42
13	0.36	3.92	0.00	55.05	1982.37	±	19.40
14	0.00	14.72	0.00	55.47	1991.53	±	2.76
15	0.32	3.15	0.00	56.27	2008.85	±	6.51
16	0.00	5.50	0.00	56.09	2005.04	±	4.37
Fuse		0.79	0.05	56.61	2016.20	±	13.52
				Total age :	1975.31	±	1.32
B91 (biotite)							
1	79.76	0.14	0.00	36.33	1518.60	±	91.34
2	57.77	0.12	0.00	33.56	1438.43	±	81.93
3	30.54	0.90	0.00	34.92	1478.41	±	17.17
4	15.67	2.05	0.01	52.41	1923.94	±	6.29
5	2.56	4.41	0.00	54.30	1965.91	±	3.42
6	1.20	4.28	0.00	54.54	1971.19	±	3.22
7	1.15	3.30	0.00	54.75	1975.94	±	3.57
8	0.80	4.14	0.01	54.74	1975.70	±	4.21
9	0.41	4.96	0.01	55.12	1984.00	±	3.14
10	0.18	4.72	0.01	54.99	1981.23	±	3.39
11	0.43	3.33	0.00	54.48	1969.89	±	4.36
12	0.25	6.02	0.00	54.74	1975.75	±	2.85
13	0.44	5.38	0.01	54.54	1971.25	±	3.25
14	0.18	4.06	0.00	54.67	1974.08	±	3.28
15	0.30	3.91	0.00	54.83	1977.73	±	3.60
16	0.13	5.18	0.00	54.64	1973.45	±	2.67
17	0.27	3.83	0.00	54.53	1971.07	±	4.43
18	0.12	10.69	0.00	54.55	1971.57	±	3.25
19	0.00	3.80	0.00	54.82	1977.45	±	3.40
20	0.22	2.98	0.00	54.68	1974.32	±	4.35
21	0.31	3.69	0.00	54.48	1969.89	±	3.10
22	0.38	4.71	0.00	54.56	1971.71	±	3.37
23	0.05	6.28	0.00	54.63	1973.29	±	2.85
24	0.35	4.96	0.00	54.59	1972.49	±	3.50
Fuse	0.59	2.18	0.02	54.54	1971.38	±	6.28
				Total age :	1967.76	±	0.79

Table 1 (suite)

Laser Step	Atmospheric (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
B63 (biotite)							
1	45.10	0.44	0.00	44.67	1740.14	±	21.31
2	11.47	0.71	0.00	45.60	1763.27	±	10.09
3	1.06	1.17	0.00	46.95	1796.13	±	6.53
4	0.41	6.63	0.01	52.25	1920.12	±	2.92
5	0.13	7.34	0.00	53.50	1948.32	±	2.60
6	0.04	6.79	0.00	53.66	1951.90	±	2.55
7	0.17	4.48	0.01	53.68	1952.31	±	3.02
8	0.13	5.53	0.00	53.92	1957.55	±	2.74
9	0.00	4.86	0.00	53.96	1958.60	±	3.75
10	0.00	4.05	0.00	53.85	1956.09	±	4.17
11	0.00	5.48	0.00	54.03	1960.03	±	3.000
12	0.00	4.59	0.00	54.12	1961.93	±	3.68
13	0.00	7.85	0.00	54.12	1962.02	±	2.14
14	0.00	4.90	0.00	54.33	1966.62	±	3.53
15	0.00	4.98	0.01	54.12	1962.06	±	4.10
16	0.21	3.22	0.01	53.98	1959.04	±	5.93
17	0.00	3.84	0.00	54.38	1967.73	±	5.41
18	0.00	3.20	0.00	54.38	1967.70	±	5.10
19	0.04	8.99	0.00	54.25	1964.96	±	2.30
20	0.00	1.75	0.00	54.22	1964.19	±	5.02
21	0.00	0.83	0.01	54.15	1962.78	±	8.90
22	0.00	6.52	0.00	53.87	1956.43	±	2.45
23	0.00	1.11	0.01	54.27	1965.40	±	8.27
fuse	0.70	0.77	0.03	53.55	1949.46	±	8.98
				Total age :	1952.66	±	0.76
40-98 (biotite)							
1	5.42	4.98	0.00	54.68	1913.51	±	5.13
2	1.63	19.16	0.00	56.18	1945.68	±	3.52
3	0.94	14.30	0.00	56.81	1959.05	±	3.55
4	0.24	11.41	0.00	56.69	1956.50	±	4.02
5	0.27	15.07	0.00	57.02	1963.31	±	3.87
6	0.17	13.34	0.00	57.06	1964.23	±	4.39
7	0.54	7.39	0.00	56.92	1961.24	±	6.24
8	1.55	3.55	0.01	55.71	1935.61	±	13.61
9	0.41	2.70	0.00	56.17	1945.50	±	18.39
10	0.33	1.87	0.00	56.11	1944.16	±	12.95
11	0.41	2.06	0.02	55.77	1936.91	±	13.76
12	1.47	2.46	0.02	55.50	1931.22	±	11.65
fuse	0.000	1.70	0.03	56.14	1944.92	±	15.20
				Total age :	1952.61	±	1.63
76-98-oy(biotite)							
1	74.22	0.34	0.29	9.92	555.6	±	54.00
2	24.80	0.92	0.03	22.48	1077.28	±	12.23
3	11.12	1.61	0.02	45.39	1758.10	±	6.05
4	1.20	2.15	0.00	50.74	1885.63	±	4.20
5	1.20	2.30	0.00	52.18	1918.74	±	3.97
6	0.57	1.78	0.00	52.93	1935.59	±	4.75
7	0.00	1.92	0.02	52.99	1936.91	±	3.97
8	0.35	3.29	0.01	53.43	1946.70	±	2.97
9	0.33	2.98	0.00	53.47	1947.64	±	3.49
10	0.33	2.98	0.00	53.47	1947.64	±	3.49
11	0.49	2.96	0.00	53.54	1949.27	±	3.51
12	0.25	2.47	0.00	53.75	1953.77	±	4.45
13	0.000	0.92	0.03	53.98	1958.94	±	7.65
14	0.21	3.49	0.01	53.99	1959.18	±	3.56
15	0.13	3.28	0.01	54.13	1962.19	±	3.28
16	0.25	3.13	0.02	53.74	1953.65	±	4.28
17	0.13	2.88	0.01	53.88	1956.75	±	3.59
18	0.25	3.19	0.01	53.70	1952.70	±	3.05
19	0.00	2.76	0.01	53.75	1953.78	±	4.57
20	0.08	2.88	0.01	53.79	1954.77	±	2.63
21	0.00	5.56	0.01	53.70	1952.71	±	2.38
22	0.00	8.56	0.01	53.51	1948.57	±	3.05
23	0.48	3.20	0.03	52.90	1934.81	±	5.96
24	0.00	0.72	0.03	53.46	1947.45	±	26.89
25	0.00	16.95	0.00	52.81	1932.87	±	19.90
26	0.00	14.98	0.00	52.86	1933.92	±	14.30
27	0.25	0.35	0.1	51.81	1910.36	±	16.40

Table 1 (suite)

Laser Step	Atmospheric (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
84-98-oy (biotite)							
1	8.57	0.23	0.16	53.33	1884.21	±	126.70
2	2.88	0.43	0.06	53.75	1893.35	±	73.04
3	1.67	1.10	0.06	54.84	1917.07	±	35.58
4	0.00	1.26	0.05	58.02	1984.23	±	31.75
5	0.41	9.27	0.00	56.33	1948.81	±	5.72
6	0.44	1.99	0.02	56.04	1942.77	±	23.39
7	0.00	1.91	0.00	55.28	1926.47	±	21.44
8	0.89	5.02	0.00	55.49	1930.99	±	7.45
9	0.14	6.65	0.00	55.63	1933.94	±	7.72
10	0.19	8.48	0.00	55.34	1927.84	±	5.81
11	0.05	9.58	0.00	55.31	1927.15	±	5.18
12	0.13	5.46	0.00	55.38	1928.57	±	8.35
13	0.00	6.50	0.00	55.16	1923.92	±	5.43
14	0.00	10.33	0.00	55.24	1925.63	±	3.55
15	0.00	6.04	0.00	54.96	1919.56	±	6.60
16	0.00	10.25	0.00	55.41	1929.19	±	4.26
17	0.00	7.73	0.00	55.44	1929.89	±	6.85
18	0.00	3.37	0.00	55.75	1936.60	±	13.83
fuse	0.00	4.42	0.00	55.80	1937.53	±	10.08
				Total age :	1931	±	1.88

Table 2: Summary of the principal results of the AMS measurements. N: number of measured specimens. P': corrected anisotropy degree, T: ellipsoid shape parameter*, K_1: mean magnetic lineation, 95min and 95min : Bingham (1964) bimodal statistic data.
*P'= exp {2[(ln Kmax - ln Kmean)2 + (ln Kint - ln Kmean)2 + (ln Kmin - ln Kmean)2]}$^{1/2}$ with Kmean = (Kmax + Kint + Kmin)/3; Jelinek (1981)); T = [2ln (Kint / Kmin)/ln (Kmax / Kmin)] (Hrouda, 1982)

Site	distance from site B107 (km)	N	P'	T	k_{mean} (SI)	K_1				
						D (°)	I (°)	95min (°)	95max(°)	
GO	15.0	5	1.16 ± 0.01	0.93 ± 0.04	$5.5\ 10^{-4} \pm 3.8\ 10^{-5}$	298	21	19	29	
GL	20.7	3	1.10 ± 0.02	0.24 ± 0.06	$6.0\ 10^{-4} \pm 2.0\ 10^{-5}$	294	64	1	2	
GN	25.0	8	1.12 ± 0.03	0.24 ± 0.18	$2.9\ 10^{-2} \pm 1.0\ 10^{-2}$	Scattered				
PQ	25.7	6	1.05 ± 0.02	-0.05 ± 0.50	$5.7\ 10^{-2} \pm 1.5\ 10^{-2}$	46	43	8	14	
PR	26.1	4	1.05 ± 0.01	-0.13 ± 0.36	$6.1\ 10^{-2} \pm 9.4\ 10^{-3}$	331	63	7	37	
PS	26.1	5	1.08 ± 0.04	0.24 ± 0.40	$2.4\ 10^{-2} \pm 1.3\ 10^{-2}$	8	37	2	21	
GM	27.9	4	1.08 ± 0.03	0.26 ± 0.08	$1.0\ 10^{-3} \pm 2.9\ 10^{-4}$	321	42	2	15	
GC	40.0	6	1.14 ± 0.09	0.44 ± 0.62	$6.9\ 10^{-4} \pm 2.3\ 10^{-4}$	291	21	13	31	
OF	65.7	4	1.11 ± 0.02	0.46 ± 0.34	$1.5\ 10^{-4} \pm 4.6\ 10^{-5}$	352	21	1	11	
PK	68.6	6	1.15 ± 0.04	0.28 ± 0.19	$3.4\ 10^{-4} \pm 3.4\ 10^{-4}$	317	17	8	24	
Pl	68.6	7	1.13 ± 0.02	0.09 ± 0.49	$3.3\ 10^{-5} \pm 6.4\ 10^{-6}$	Scattered				
PM	68.6	7	1.11 ± 0.05	0.20 ± 0.43	$8.4\ 10^{-5} \pm 6.5\ 10^{-5}$	315	22	6	24	
PN	68.6	8	1.10 ± 0.02	0.42 ± 0.29	$1.5\ 10^{-4} \pm 1.5\ 10^{-4}$	303	17	6	20	
FY	79.3	7	1.12 ± 0.04	0.28 ± 0.58	$2.9\ 10^{-4} \pm 2.1\ 10^{-4}$	322	13	8	13	
										SZ1
OI	82.9	6	1.27 ± 0.09	0.13 ± 0.39	$4.3\ 10^{-3} \pm 3.7\ 10^{-3}$	332	6	10	19	
OJ	84.3	6	1.20 ± 0.08	-0.05 ± 0.39	$4.4\ 10^{-3} \pm 1.9\ 10^{-3}$	324	12	11	15	
OL	90.0	5	1.18 ± 0.05	0.00 ± 0.21	$8.7\ 10^{-3} \pm 3.9\ 10^{-3}$	340	25	1	12	
OM	93.6	6	1.25 ± 0.04	-0.30 ± 0.16	$1.4\ 10^{-2} \pm 4.0\ 10^{-3}$	169	17	3	16	
ON	95.0	9	1.42 ± 0.08	0.10 ± 0.26	$1.5\ 10^{-2} \pm 5.8\ 10^{-3}$	334	0	6	14	
OO	110.0	6	1.23 ± 0.04	-0.17 ± 0.07	$1.2\ 10^{-2} \pm 7.5\ 10^{-3}$	333	22	4	7	
										SZ2
OP	112.9	6	1.24 ± 0.08	0.43 ± 0.30	$1.2\ 10^{-2} \pm 4.9\ 10^{-3}$	3	21	3	4	
OQ	117.9	7	1.39 ± 0.08	-0.21 ± 0.28	$2.2\ 10^{-2} \pm 4.2\ 10^{-3}$	317	11	6	13	
										SZ3
OR	124.3	6	1.26 ± 0.04	-0.22 ± 0.42	$2.6\ 10^{-2} \pm 1.0\ 10^{-2}$	329	11	6	12	
OS	125.0	5	1.40 ± 0.13	-0.18 ± 0.32	$1.2\ 10^{-2} \pm 7.8\ 10^{-3}$	300	6	12	13	
OT	127.9	5	1.44 ± 0.06	0,20 ± 0,07	$2.1\ 10^{-2} \pm 5.7\ 10^{-3}$	315	37	6	8	
PJ	134.3	7	1.25 ± 0.11	0,31 ± 0,37	$2.7\ 10^{-2} \pm 1.6\ 10^{-2}$	205	22	12	31	
PA	142.9	8	1.20 ± 0.07	0,20 ± 0,42	$2.8\ 10^{-3} \pm 1.8\ 10^{-3}$	282	18	6	21	
PB	150.0	4	1.26 ± 0.08	-0,17 ± 0,58	$8.9\ 10^{-2} \pm 5.7\ 10^{-2}$	314	47	3	17	
PC	152.1	5	1.31 ± 0.08	-0,20 ± 0,37	$4.1\ 10^{-3} \pm 1.4\ 10^{-3}$	322	17	5	13	

Chapitre IV

Synthèse des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques du craton des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest : apport d'une étude paléomagnétique et ASM en Guyane et en Côte-d'Ivoire

IV. 1. Introduction

Le Paléoprotérozoïque de Guyane et de Côte-d'Ivoire est composé de roches granitoïdiques et de roches vertes d'âges comparables (2,2 à 2,0 Ga) pétrographiquement et chimiquement proches. De nombreux arguments aussi bien tectoniques, géochronologiques que paléomagnétiques des années 1970 et 1980 (Piper et Lomax, 1975 ; Onstott et al, 1984) semblent indiquer que les deux cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest, dont font partis la Guyane et la Côte-d'Ivoire, respectivement, appartenaient à un unique bloc continental il y environ 1,9 à 2,0 milliards d'années. Le regroupement de ces deux blocs cratoniques correspondrait d'après certains auteurs (Condie, 1998 ; Zhao et al., 2000) aux prémisses du regroupement du supercontinent paléoprotérozoïque. Malheureusement le faible nombre de données paléomagnétiques dans ces deux cratons ne permette pas de savoir à quelle époque ce regroupement a eu lieu. Seuls deux pôles paléomagnétiques dans le craton d'Afrique de l'Ouest et un seul dans le craton des Guyanes ont un âge estimé de rémanence contraint par des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Onstott et Hargraves, 1984 ; Onstott et Dorbor,1987 ; voir chapitres I et II). Donc, aucune courbe de dérive apparente des pôles (CDAP) suffisamment précise et contrainte géochronologiquement n'existe actuellement sur ces deux cratons.

L'acquisition des premières données $^{40}Ar/^{39}Ar$ (chapitre II et III) en Guyane, le long du fleuve Oyapok, ont permis de connaître les taux de refroidissement du socle paléoprotérozoïque, préalable essentiel afin d'estimer la rémanence magnétique des roches composant ce socle.

Dans le but d'établir une CDAP pour les deux cratons entre 2,1 et 2,0 Ga et d'apporter de nouvelles contraintes paléogéographiques sur l'évolution géodynamique des cratons Guyanes et d'Afrique de l'Ouest, nous avons échantillonné, lors de trois missions de terrain, les granitoïdes et méta-sédiments paléoprotérozoïques composant le socle de Guyane et de Côte-d'Ivoire. Les missions de terrain en Guyane se sont déroulées avec l'aide logistique du BRGM en novembre 1997 et 1998 et ceci dans le cadre des levers géologiques de la nouvelle carte au 1/500 000ème de la Guyane. La mission de terrain en Côte-d'Ivoire s'est déroulée en janvier 1999 avec l'aide logistique de la direction de la géologie du Ministère des Mines de Côte-d'Ivoire. Au total 65 sites ont été échantillonnés (33 en Guyane et 32 en Côte-d'Ivoire).

IV. 2. Géologie et localisation des zones d'échantillonnages

IV. 2.1. Guyane

L'échantillonnage s'est effectué sur deux zones de la Guyane, dans le Sud-Est (Rivière Oyapok) et dans le Nord-Ouest (Rivière Mana et Maroni). Ces deux zones sont localisées sur la figure 4.1.

2.1.1. Zone de l'Oyapok (Fig. 4.2)

La rivière Oyapok constitue la frontière entre la Guyane et la province de l'Amapa (Brésil). Les granites et TTG constituent l'essentiel des roches affleurantes le long de la rivière. Ces grands ensembles plutoniques couvrent de vastes zones correspondant à deux grands ensembles : le Complexe Central Guyanais (CCG) et le Complexe Sud Guyanais (CSG) séparés par des roches vertes (méta-volcanites et méta-sédiments) appartenant à la Ceinture Sud Guyanaise (CSG ; Fig. 4.2). Deux phases principales de plutonisme sont reconnues : 2170 à 2140 Ma et 2100 Ma (Transamazonien), respectivement.

La zone sud de l'Oyapok après le saut Petit Masala est caractérisée par des tonalites et granodiorites orientées avec un fort degré d'anisotropie portée principalement par la magnétite (voir Chapitre III). Pourtant, l'absence d'orientation préférentielle du quartz qui ne montre qu'une très faible extinction onduleuse indique qu'aucune déformation de moyenne ou basse température n'a affecté cette zone. Cette orientation pétrographique et la forte anisotropie sont donc acquises à haute température et/ou durant la cristallisation et sont reliées aux grands accidents ductiles transcurrents bien connus dans cette zone sud (Marot et al., 1988 ; voir Chapitre III ; Fig. 4.2). Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur hornblende et biotite indiquent des vitesses de refroidissement lentes et homogènes (3 à 5°C/Ma) du Nord au Sud, mais décalées dans le temps, la zone sud se refroidissant plus tardivement (voir Chapitre III).

Vingt-sept sites ont été échantillonnés, essentiellement des granites, granodiorites, diorites et tonalites (25 sites) et deux panneaux d'amphibolites (PA, PB).

Fig. 4.1 : Localisation de l'échantillonnage en Guyane (d'après Marot, 1988 ;Vernhet, 1992 ; Delor et al., 2001)

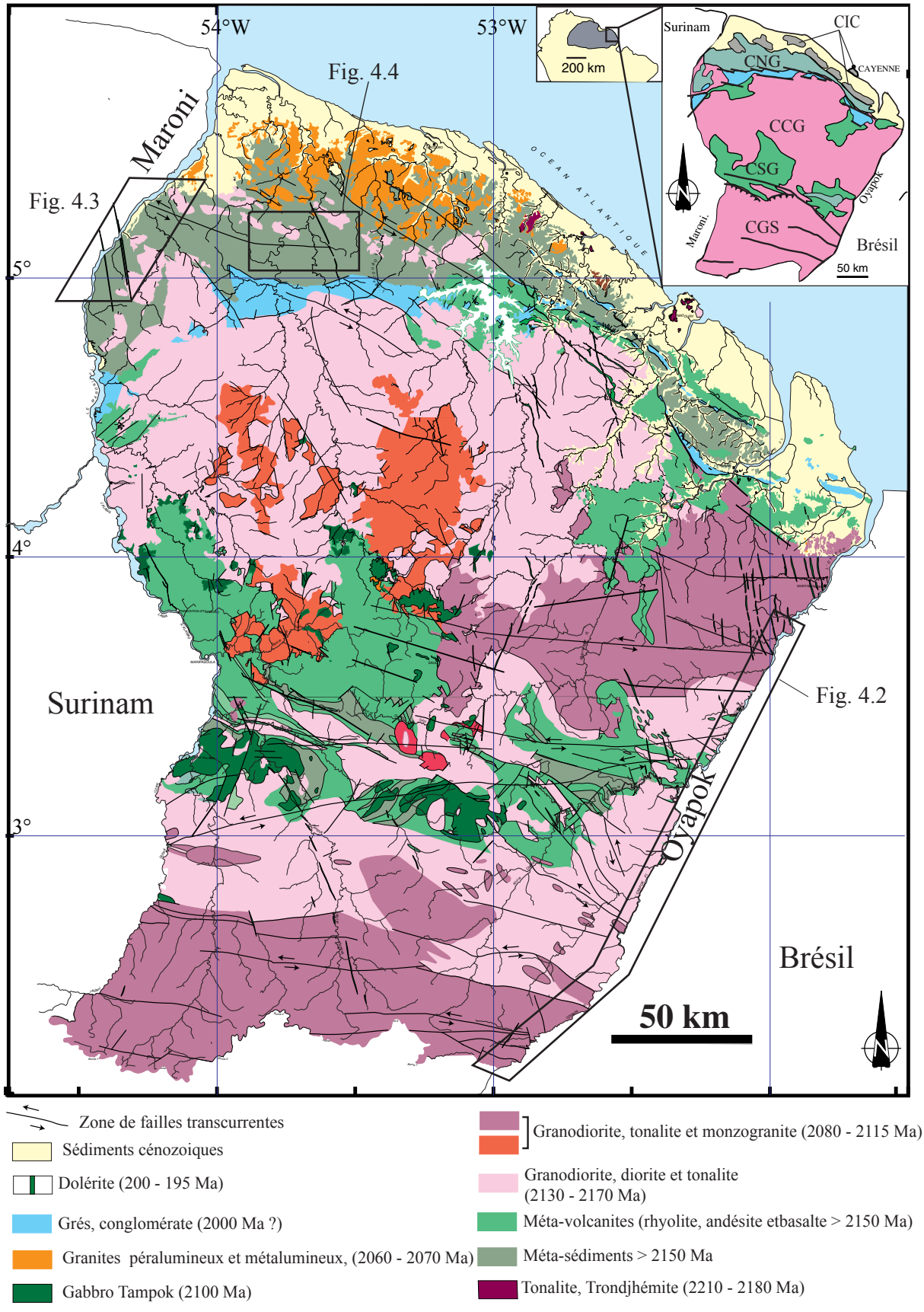
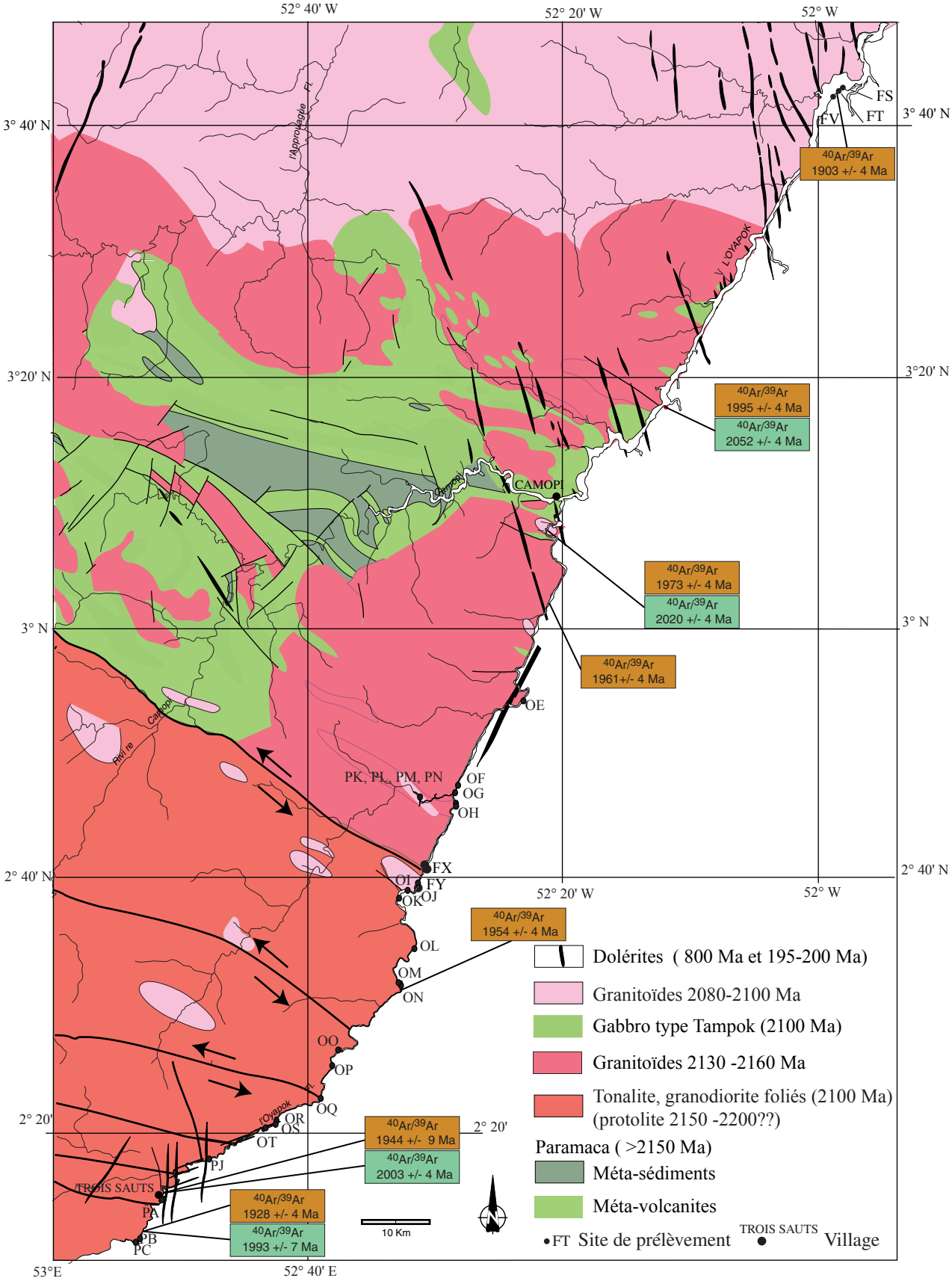


Fig. 4.2 : Localisation des sites de prélèvements paléomagnétiques et des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ (voir Chapitre III). Le fond géologique est d'après Choubert, 1960 ; Marot, 1988 ; Delor et al., 2001.



2.1.2. Zone du Maroni et de la Mana (Figs. 4.3 et 4.4)

L'échantillonnage s'est effectué sur deux rivières: le Maroni (Fig. 4.3) et la Mana (Fig. 4.4). Les roches affleurantes sur ces deux rivières appartiennent majoritairement aux séries sédimentaires de la Ceinture Nord Guyanais (CNG). Sur les deux rivières, ces sédiments (pélites et grauwackes) sont intrudés et métamorphisés par des granites. Ce métamorphisme est marqué par des auréoles très développées (Figs. 4.3 et 4.4) à staurotide, andalousite, grenat et biotite. Ces ensembles méta-sédimentaires sont plissés au contact des granites (Figs. 4.3 et 4.4). Les axes de plis sont N120 à 140 inclinés vers le Nord. La S0 est transposée en S1 dans certaines zones (Figs 4.3 et 4.4). Entre les granites, les méta-sédiments se retrouvent pincés et forment de grands synclinaux (Figs. 4.3 et 4.4) de direction générale N120 (Figs. 4.3 et 4.4).

L'âge de ces sédiments est inconnu mais étant recoupés par des granites datés à 2132 ± 4 Ma (c.f Chapitre I), ils ont un âge minimum de 2130 Ma. Nous avons, de plus daté une biotite d'un des granites affleurant le long de la rivière Mana (Fig. 4.4). Le spectre montre, après une montée des âges à basse température, un âge plateau sur 9 étapes : 1965 ± 4 Ma (79 % ^{39}Ar ; Fig. 4. 4, Tableau 4.1). Cet âge est compatible avec ceux trouvés dans la partie médiane de la rivière Oyapok (voir Chapitre III) pouvant indiquer une vitesse de refroidissement proche de celles calculées sur le transect nord-sud le long de cette rivière.

Six sites ont été échantillonnés sur les deux rivières, 4 sur la rivière Maroni et 2 sur la Mana. Les sites 11 à 14 sont des méta-grauwackes à biotite/grenat et les sites 16 et 18, des méta-pélites à grenat, biotite et staurotide. La foliation mesurée sur le terrain est sub-verticale en général et avec une direction variable N130 à N155. Des plis macroscopiques à axes N120 à N140 plongeant de 40° vers le Nord replissent la foliation. Cette phase de plis est en relation avec les intrusions granitiques (Figs. 4.3 et 4.4).

IV. 2. 2. Côte-d'Ivoire

Trois zones ont été choisies, réparties d'Est en Ouest et du Nord au Sud de la Côte-d'Ivoire (Fig. 4.5). Dans la partie nord, l'essentiel des échantillons a été prélevé dans le batholite de Ferkéssédougou et dans les granites de Katiola et du Fronan (Fig. 4.6). Le reste des échantillons a été prélevé dans le centre de la Côte-d'Ivoire (granite de Toumoudi ; Fig. 4.7a) et au Sud-Est du pays (granites intrusifs, pour une partie, dans le bassin sédimentaire de la Comoé ; Fig. 4.7b).

Fig. 4.3 : Carte de localisation de l'échantillonnage sur la rivière Maroni, coupe interprétative le long de la zone de prélèvement (fond géologique d'après Vernhet et al., 1992).

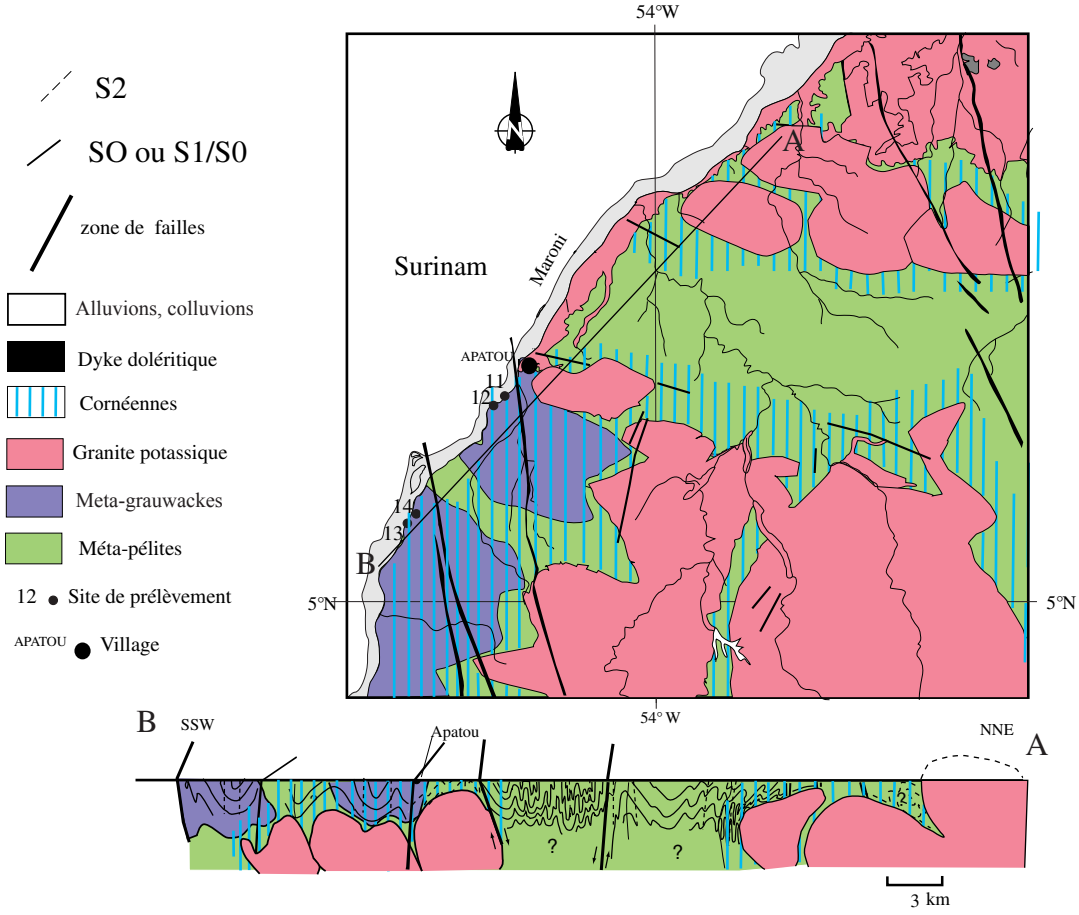


Fig. 4.4 : Carte de localisation de l'échantillonnage sur la rivière Mana, coupe interprétative le long de la zone de prélèvement (fond géologique d'après Vernhet et al., 1992)

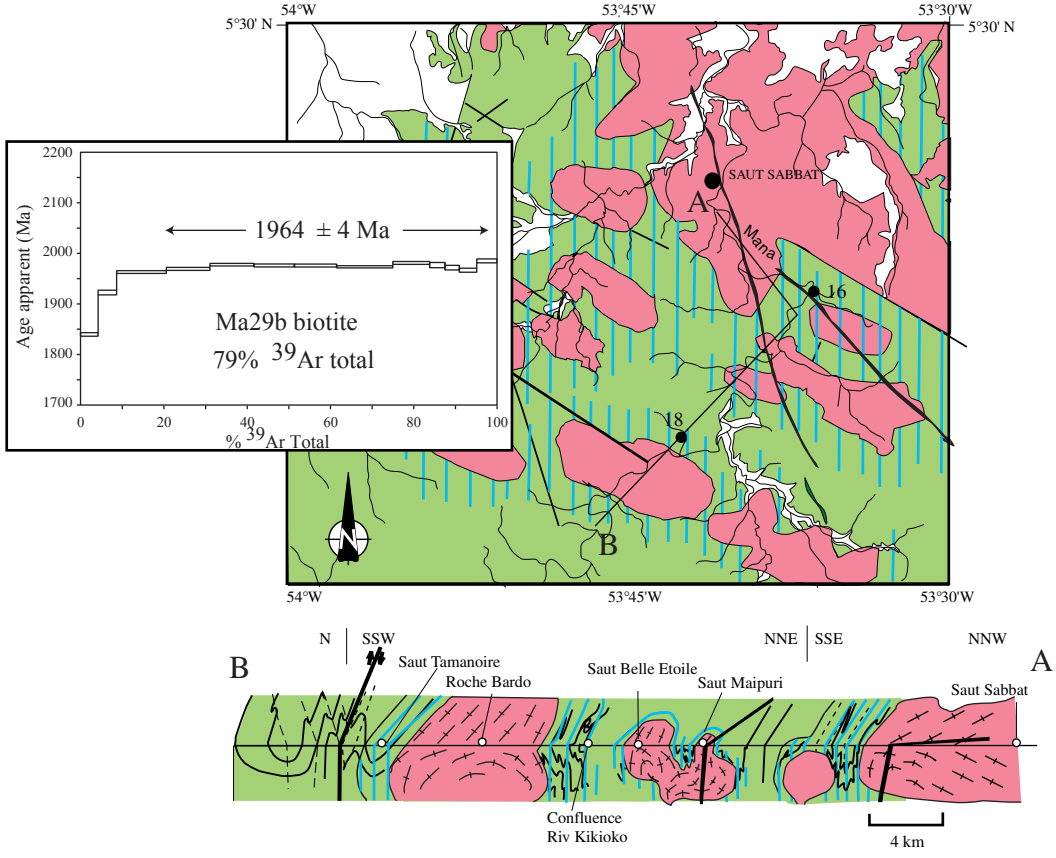
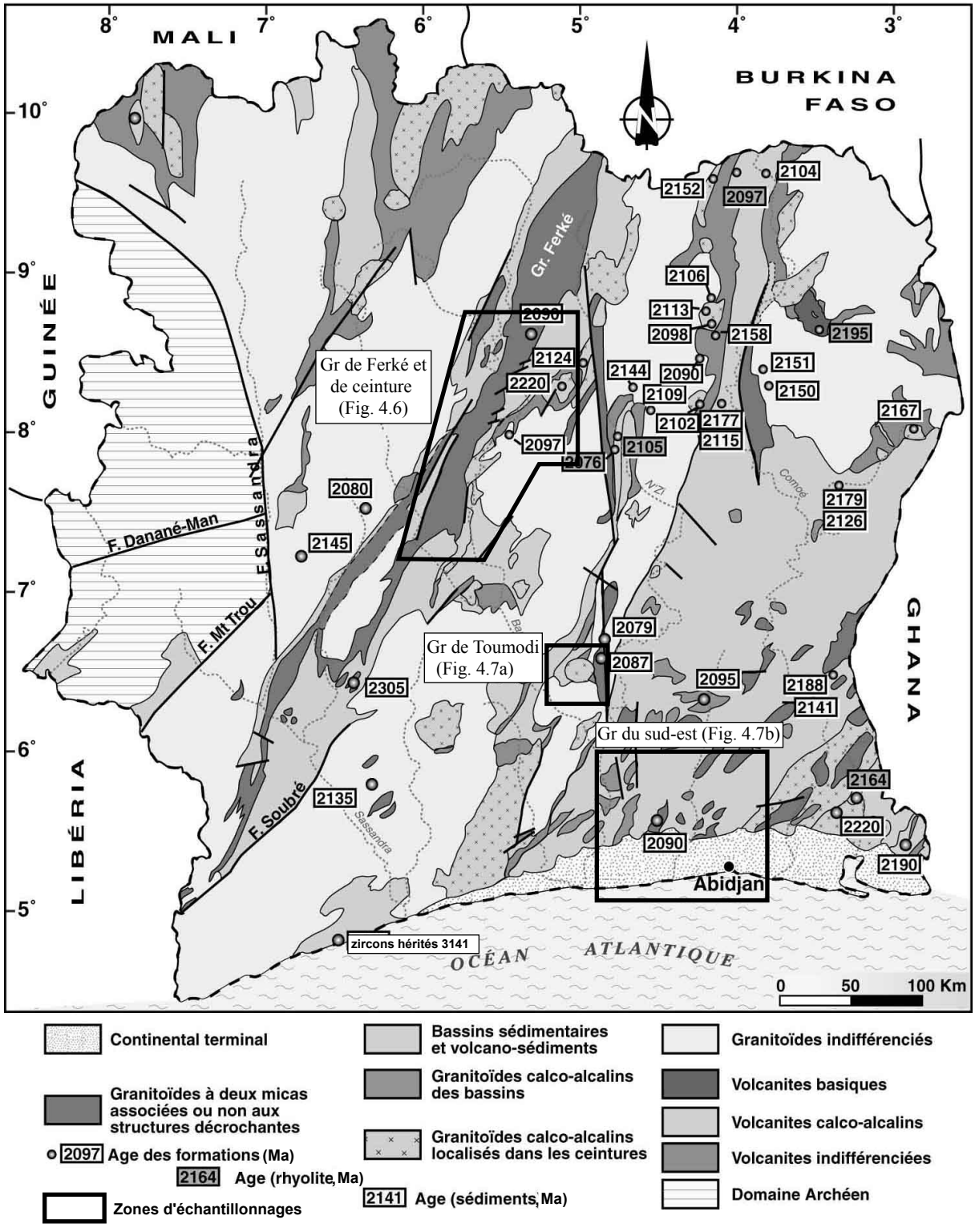


Tableau. 4.1 : Données Ar/Ar

Ma29b (biotite)

Etape	Atmosphérique (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)
1	7,14	4,24	0,02	50,81	1829,95 ± 3,55
2	0,39	4,45	0,03	54,63	1912,56 ± 4,68
3	0,17	11,92	0,02	56,52	1952,97 ± 2,80
4	0,07	10,45	0,01	56,82	1959,97 ± 2,92
5	0.00	10,57	0,01	57,21	1967,47 ± 2,54
6	0,14	9,71	0,01	57,14	1965,90 ± 2,87
7	0,22	10,13	0,00	57,14	1965,81 ± 2,82
8	0,06	13,48	0,01	57,01	1963,24 ± 2,20
9	0,14	8,85	0,00	57,38	1970,87 ± 2,87
10	0,00	3,68	0,01	57,17	1966,60 ± 5,17
11	0,04	3,47	0,01	56,93	1961,57 ± 4,57
12	0,06	4,16	0,04	56,69	1956,46 ± 4,01
13	0,00	4,86	0,04	57,57	1974,88 ± 3,94
				Age total	1955,90 ± 0,88

Fig. 4.5 : Localisation des sites de prélèvements en Côte-d'Ivoire (carte géologique, Ouattara, 1998)

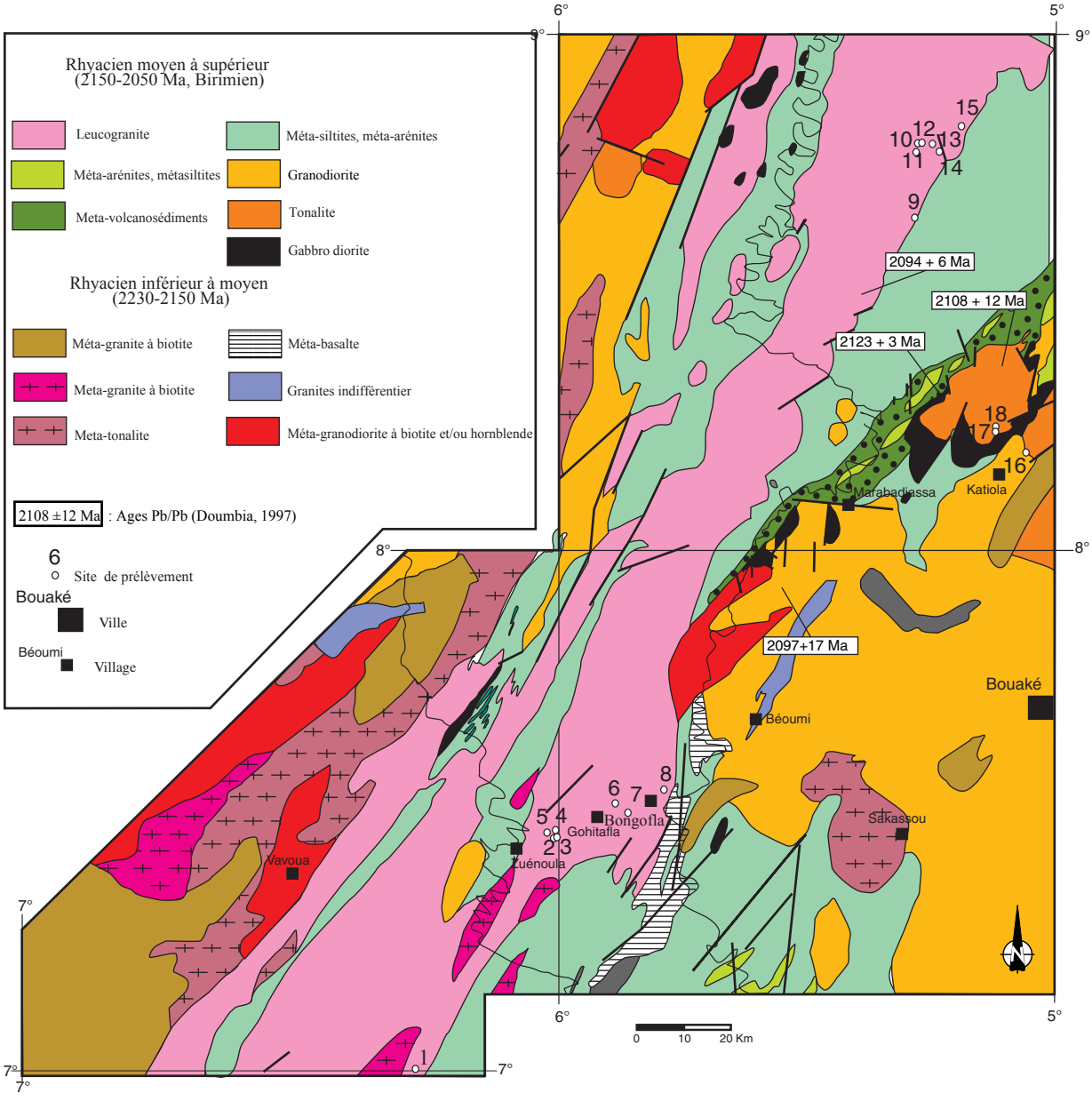


2.2.1. Batholite de Ferké et granite de ceinture (Fig. 4.6)

Le Batholite de Ferkessédougou est un vaste ensemble granitique de 400 km de long et 50 km de large orienté N-NE. Les études pétrographiques et tectoniques dans la région de Katiola-Marabadiassa (Doumbia, 1997), de Zuénoula et dans la zone Sasca (Ouattara, 1998) ont montré le caractère complexe de ce batholite formé de petits plutons amalgamés. L'ensemble du batholite s'enracine apparemment au Sud-Ouest de la Côte-d'Ivoire (zone Sasca). Ce batholite intrude un ensemble de roches volcaniques et volcano-sédimentaires dans la partie centrale et nord du pays (Fig 4.5). L'orientation linéaire N-NE de ce batholite, parallèle à l'orientation des structures régionales est d'après certains auteurs une preuve de sa mise en place syntectonique (Yobou, 1993 ; Doumbia, 1997). Le contact avec l'encaissant se fait par l'intermédiaire de failles d'extensions crustales (Ouattara, 1998). Les conditions thermobaromètriques de mise en place sont variables du Nord au Sud. Dans la zone nord, celles-ci sont relativement faibles (schistes verts) alors que des conditions de températures plus élevées (600 à 700°C) sont observées au Sud (zone Sasca ; Ouattara, 1998). Dans la partie centrale et nord qui nous intéressent plus particulièrement, les études pétro-structurales et d'ASM (région de Zénoula, sites 2 à 8 ; Ouattara, 1998) ont montré le caractère magmatique et/ou de haute température (650 à 550°C) de la structure interne de plutons formant le batholite. La déformation interne est limitée à la bordure des différents plutons formant ce dernier. Les bordures Ouest et Est du batholite sont tectonisées, marquées par des orthogneiss mylonitiques à ultra-mylonitiques (Ouattara, 1998). La datation du batholite de Ferké a permis de donner un âge de 2094 ± 6 Ma (âge Pb/Pb ; Doumbia, 1997 ; Fig 4. 6). Les granites de Katiola (site 16) et du Fronan (site 17 et 18) situés au Nord-Est de Marabadiassa sont des granitoïdes à composition de TTG. Le granite de Katiola a un faciès de granodiorite alors que le Fronan a un faciès de tonalite (Doumbia, 1997). Ces deux massifs recoupent un ensemble de roches vertes (métabasites, métadolérites et amphibolites ; Fig. 4.6) et sont datés entre 2130 et 2110 Ma (Doumbia, 1998).

Au total, 15 sites ont été échantillonnés dans le granite de Ferké. Les sites 2 à 8 ont été prélevés d'est en ouest depuis Zénoula jusqu'à Bongofla (Fig. 4.6). Nous avons évité de prélever en bordure des granites préalablement identifiés dans cette zone par télé-analyse et ASM (Ouattara,1998) et ceci afin de limiter les problèmes liés aux bordures de pluton orthogneissifées. Les sites 9 à 15 sont situés au Nord dans la région des monts Niangbo.

Fig. 4.6 : Localisation des sites de prélèvements dans le batholite de Ferké et les granites du Fronan et de Katiola (d'après Doumbia, 1997)



2.2.2. Zone centrale (Fig. 4.7a) et sud-ouest (Fig. 4.7b)

Le granite de Toumodi est un pluton de forme elliptique à composition de tonalite, intrudant des roches vertes. Le granite dans sa partie orientale est limité par une zone de failles (Fig 4.7a). Cette zone de failles appartient aux faisceaux de failles transcurrentes d'extension régionale du Brobo. Le site 20 a été échantillonné au Nord-Est de la ville de Toumodi (Fig 4.7a).

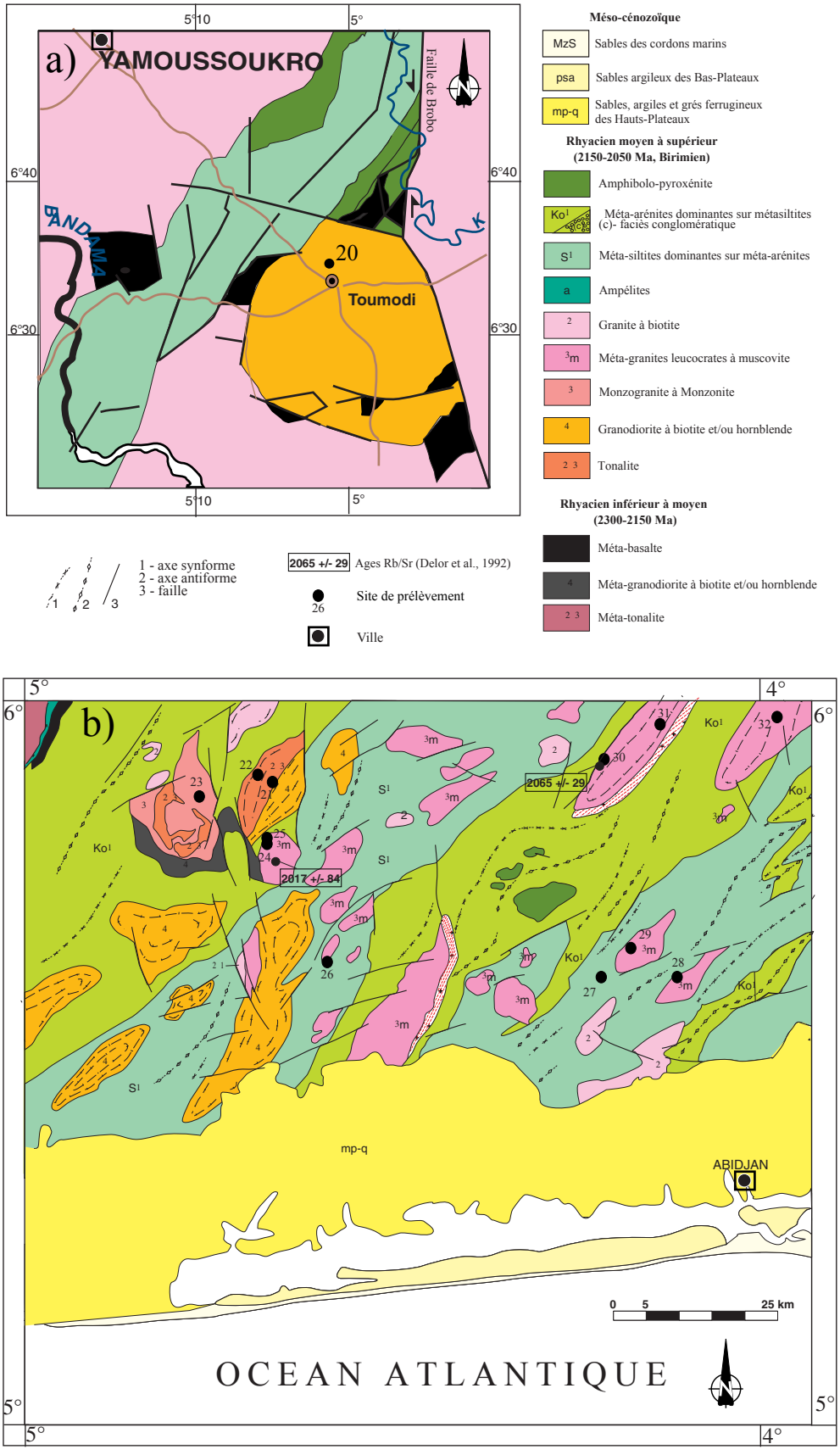
Le reste des sites prélevés pour l'étude paléomagnétique provient du Sud-Est de la Côte-d'Ivoire. Cette zone correspond à un ensemble de leucogranites d'orientation NE-SW intrusifs dans le bassin de la Comoé et de granodiorite, monzogranite dans la partie ouest (Fig. 4.7b).

Les leucogranites sont pétrographiquement et chimiquement proches des granites formants le batholite de Ferké et sont rapportés à un événement tardif post 2,1 Ga (Delor, 1992 ; Adou et al., 1995). Les granites de l'Ouest n'affectant pas thermiquement la série sédimentaire de la Comoé pourraient être plus anciens et constituer le fond du bassin sédimentaire paléoprotérozoïque. Ils sont, de plus, pétrographiquement et chimiquement proches des granites de Fronan et de Katiola. Les datations publiées concernant les leucogranites intrudant donnent un âge entre 2100 et 2000 Ma (Fig 4.7b ; Bonhomme, 1962 recalculé dans Delor et al., 1992). Sur ces leucogranites des muscovites ont donné des âges de 2006 ± 48 Ma à 2065 ± 29 Ma et des biotites de 1986 ± 21 Ma et 2000 ± 20 Ma (âges Rb/Sr ; Bonhomme, 1962 recalculé dans Delor et al., 1992). Une seule datation Rb/Sr est connue sur les granites de l'ouest du bassin et donne un âge de 2017 ± 84 Ma (Bonhomme, 1962 recalculé dans Delor et al., 1992). Malgré tout, ces granites se rapprochant par de nombreux points de granites comme Fronan, Katiola (Doumbia, 1997) ou encore de Bondoukou (Touré et al., 1987) datés entre 2160 et 2120 Ma, ces derniers pourraient avoir un âge comparable.

Les sites 21 à 26 on été échantillonnés dans les granites de l'Ouest du bassin (Fig. 4.7b) et les sites 27 à 32 dans les leucogranites et granites intrudant et métamorphisant les sédiments du bassin de la Comoé (Fig. 4.7b).

Le site 19 n'appartient à aucune des zones précédemment décrites. Il s'agit d'une rhyolite échantillonnée dans la région de M'Bayakro. Une datation été effectuée sur cette roche par Kouamélan (1996) et donne un âge de 2178 ± 7 Ma (âge Pb/Pb sur deux zircons). Ces deux zircons sont sans doute hérités du protholite car sa position stratigraphique est identique aux autres rhyolites datées dans la région (2064 ± 30 Ma (âge Rb/Sr) ; Lemoine, 1988 ; 2105 ±1 Ma, âge Pb/Pb ; Leake, 1992). Ceci permet de proposer un âge de mise en place entre 2060 et 2100 Ma.

Fig. 4.7 : Localisation des sites de prélèvements paléomagnétiques a) dans le granite de Toumodi (d'après Daouda Yao, 1998), b) dans les granitoïdes du sud-est (d'après Siméon et al., 1992)



IV. 3. Minéralogie magnétique

L'identification des minéraux magnétiques et porteurs de la rémanence magnétique, est essentielle afin de pouvoir analyser les directions magnétiques et de déterminer le caractère primaire des minéraux ferromagnétiques porteur de cette rémanence.

Afin de connaître les minéraux ferromagnétiques dans les roches échantillonnées en Guyane et Côte-d'Ivoire nous avons effectué des experiences thermomagnétiques et d'aimantation rémanente isothermique au LMRO (laboratoire du magnétisme des roches d'Orléans) et réalisé des cycles d'hysthérésis à St Maur (IPGP). Une étude pétrographique au microscope métallogénique et éléctronique à balayage à l'ESEM a été menée sur les différentes roches échantillonnées. Certains spécimens ont fait l'objet d'une étude au Raman (méthode micro-spectroscopique) et de diffraction des rayons X. La teneur en titane et la composition chimique des minéraux ferromagnétiques a été mesurée à l'aide d'une sonde électronique de type CAMEBAX SX50 et CAMECA microbeam au service d'analyse commun CNRS-Université-BRGM.

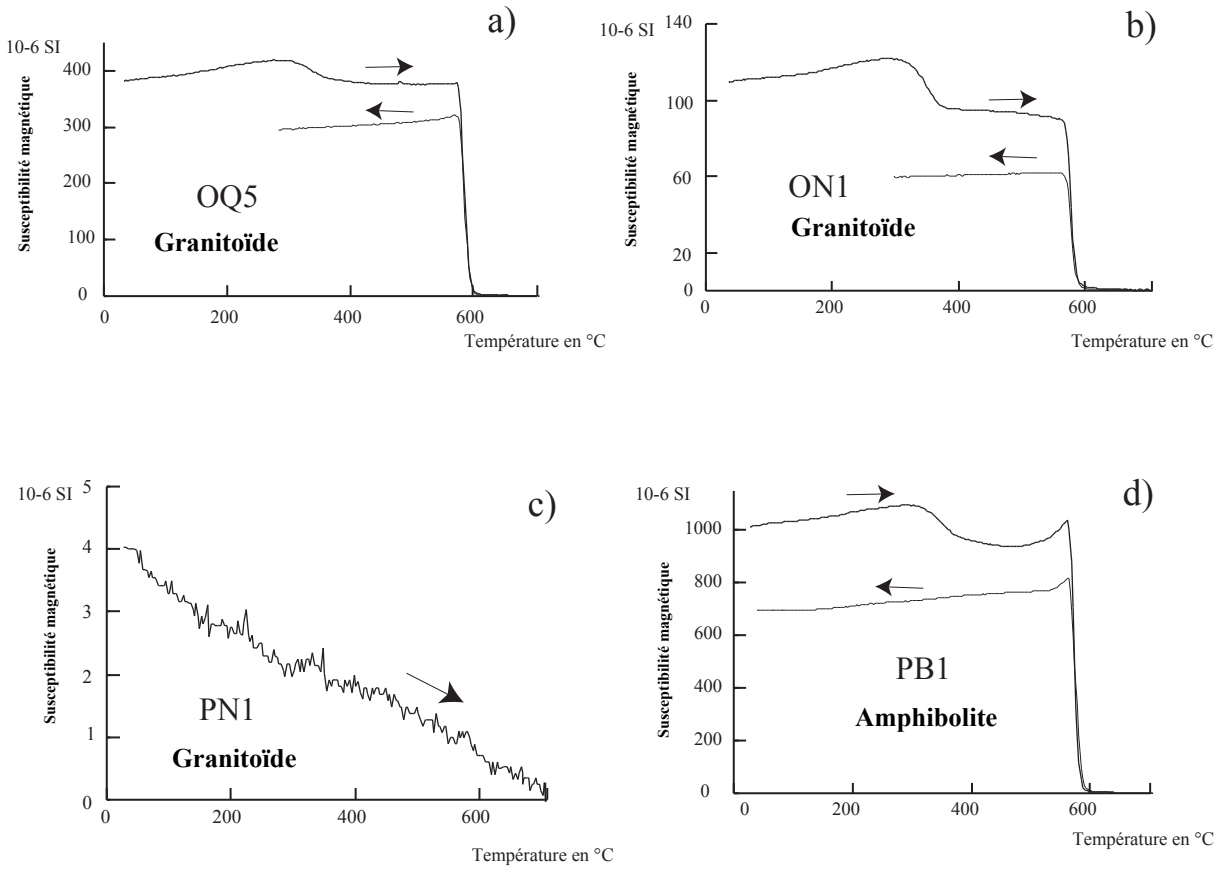
IV. 3.1. Expériences thermomagnétiques

Des mesures de la susceptibilité magnétique en fonction de la température ont été menées sur des spécimens provenant des différents types de roches échantillonnées en Guyane et Côte-d'Ivoire afin de déterminer la température de Curie des minéraux ferromagnétiques. Les données ont été acquises avec un kappabridge (KLY3, AGICO geophysica) et un thermosensor (CS3 ; AGICO geophysica) en chauffant entre 40 et 700°C, une poudre (0,1 à 0,3 g) d'une partie représentative de chaque type de roches prélevées. Des courbes thermomagnétiques représentatives des résultats obtenues sont présentées figures 4.8 et 4.9.

L'analyse des courbes obtenues sur les granitoïdes de l'Oyapok (Figs, 4.8a, b et c) sont de deux types : 1) les spécimens OQ5 , ON1 (Figs. 4.8a, b) montrent, après une légère diminution de la susceptibilité magnétique entre 300 et 350°C (pyrrothite), une forte diminution entre 570 et 590°C caractéristique d'une magnétite pure ou avec une faible teneur en titane ; 2) Le spécimen PN1 (Fig. 4.8c) montre une diminution constante de la susceptibilité sans chute brutale avec une intensité extrêmement faible. Ce type de courbe est caractéristique de l'absence ou d'une très faible concentration de minéraux ferromagnétiques.

Fig. 4.8 : Courbes thermomagnétiques des spécimens représentatifs des roches échantillonnées en Guyane

Oyapok



Méta-grauwacke (série d'Armina)

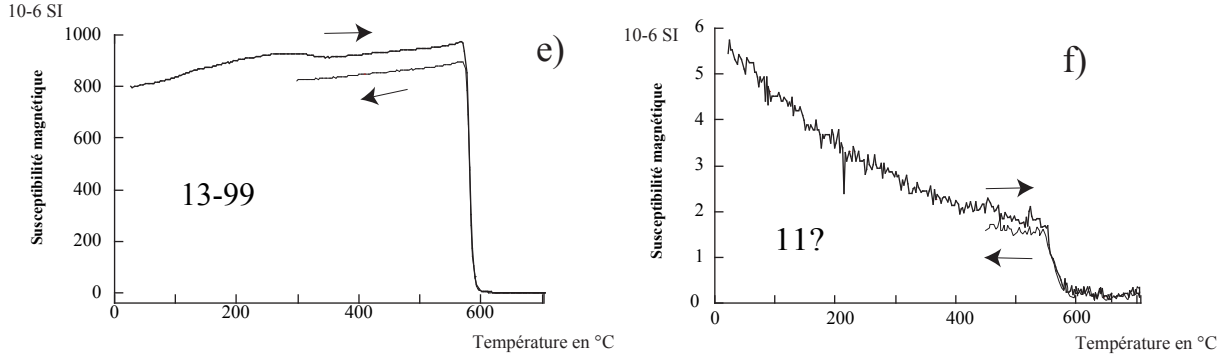
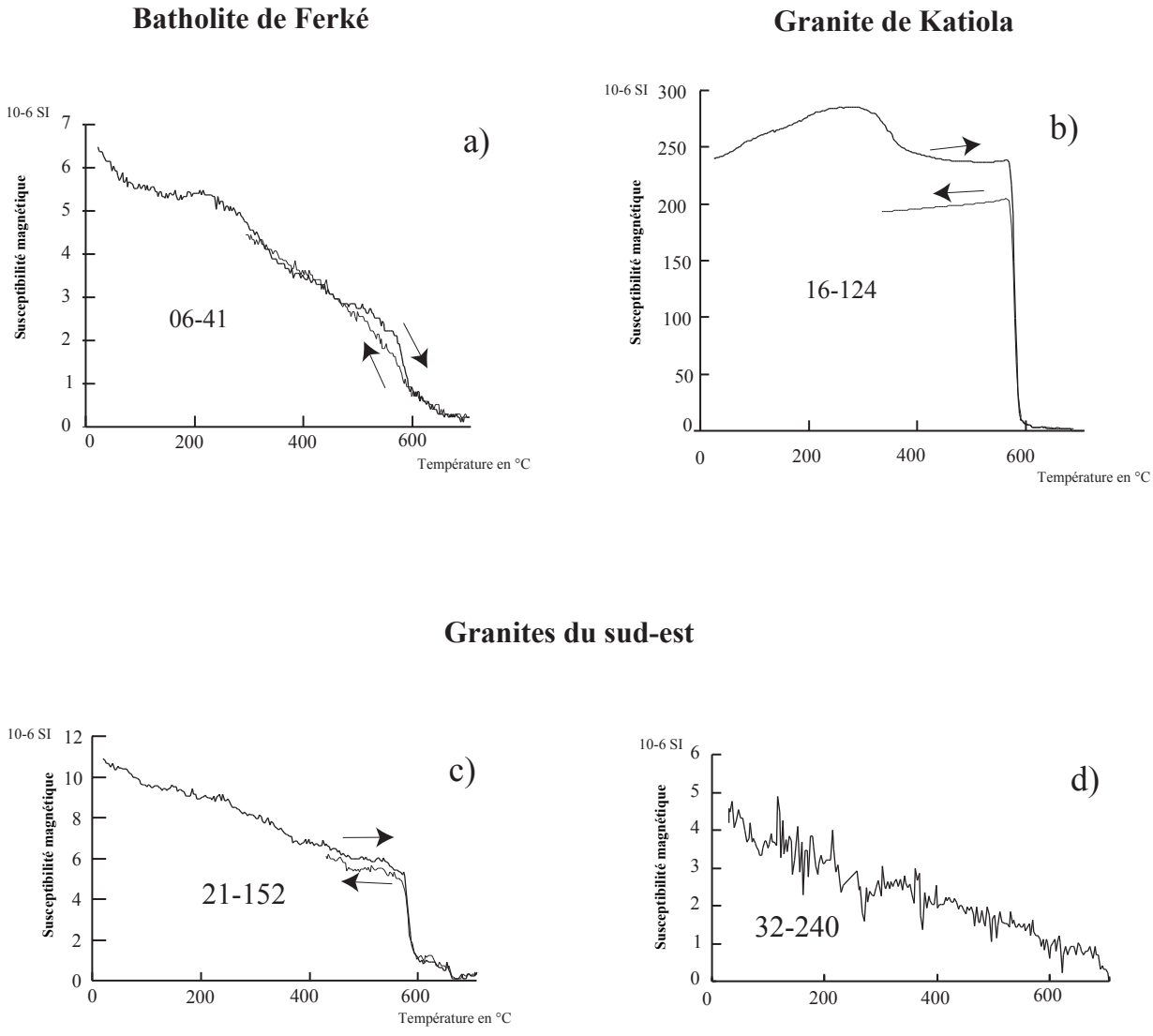


Fig. 4.9 : Courbes thermomagnétiques des spécimens représentatifs des granitoïdes de la Côte-d'Ivoire



Le spécimen PB1 (amphibolite ; Fig. 4.8d) a une courbe proche de celle des granitoïdes avec une chute de suceptibilité très prononcée vers 580°C caractéristique d'une magnétite pure. Les spécimens 13-100 et 11 (méta-grauwackes d'Armina ; Figs. 4.8e, f) montrent la présence de magnétite pure ou pauvre en titane avec différentes concentrations en minéraux ferromagnétiques (chute plus ou moins importante de la susceptibilité entre 575 à 585°C). Ces courbes ne montrent pas de variation importante de la susceptibilité liée à la néoformation de minéraux ferromagnétiques lors du chauffage de l'échantillon (e.g. inversion de maghémites ; O'Reilly, 1984).

La figure 4.9 montre une courbe représentative pour chaque type de granitoïdes échantillonné en Côte-d'Ivoire. La figure 4.9a correspond à un spécimen provenant du batholite de Ferké. Elle montre une diminution progressive de la susceptibilité et une faible chute entre 575 et 605°C caractéristique de la présence de magnétite et/ou d'hématite. Les courbes obtenues sur deux granites de ceinture au Nord et au Sud de la Côte-d'Ivoire (spécimens 16-124 ; Figs 4.9b et 21-152 ; Fig. 4.9c) sont caractéristiques de la présence de magnétite (chute de susceptibilité entre 580 et 590°C). Le spécimen 16-124 (Fig. 4.9b ; granite de Katiola) est très proche des courbes obtenues en Guyane sur les spécimens des sites ON ou OQ avec une faible diminution de la susceptibilité vers 350°C. On notera la présence d'une faible chute de susceptibilité vers 650°C (Fig 4.9c) caractéristique d'un minéral de la famille des ilméno-hématites. La courbe acquise sur le spécimen 32-240 (Fig. 4.9d ; leucogranite) est identique à celle obtenue sur le site PN en Guyane et indique une absence de minéraux ferromagnétiques dans la roche.

IV. 3.2. Aimantation rémanente isothermique (ARI)

L'ARI a été mesurée à l'aide d'un IM-10 (Impulse Magnetizer, AGICO Geofysica) sur des carottes de 2,5 cm de long. Après chaque étape d'aimantation croissante, 13 à 16 au total, la rémanence magnétique est mesurée avec un magnétomètre spinner (JR5, AGICO).

Les courbes d'ARI ont essentiellement été acquises sur les granitoïdes de Côte-d'Ivoire (Figs. 4.10a, b, c et d), sur un méta-grauwacke dn Guyane (Fig. 4.10e).

Les spécimens 02-10 (Fig. 4.10a) et 11-80 (Fig. 4.10b) proviennent du granite de Ferké, les spécimens 16-126 (Fig. 4.10c) et 21-156 (Fig. 4.10d) des granites de ceinture (Katiola et sud-ouest). Ces courbes confirment la présence de magnétite dans le batholite de Ferké et les granites de ceinture (saturation de l'échantillon entre 0,20 et 0,35T ; Fig. 4.10a, b et d).

Pour le méta-grauwacke la présence de magnétite est confirmée (Fig. 4.10e).

Fig. 4.10 : Courbes d'aimantation rémanente isothermique.

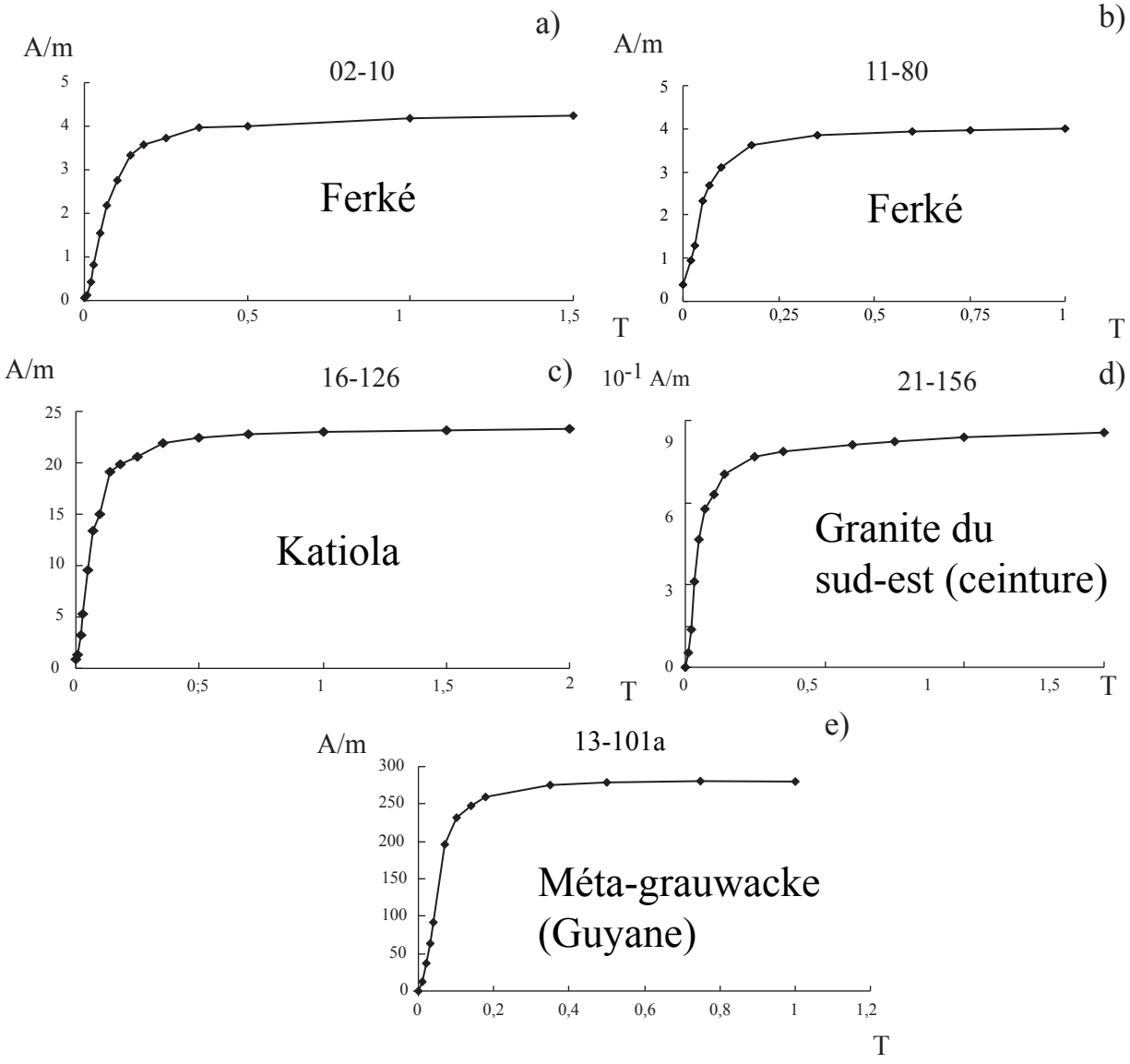
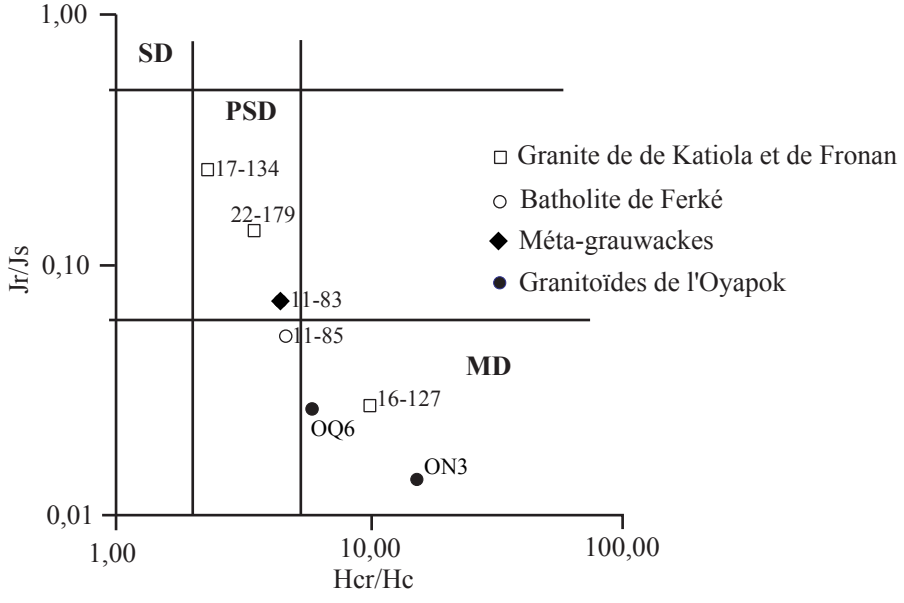


Fig. 4.11 : Jr/Js versus Hcr/Hc de certains spécimens de Guyane et de Côte-d'Ivoire. Les champs SD, MD ont été tracés d'après Dunlop, 1986.



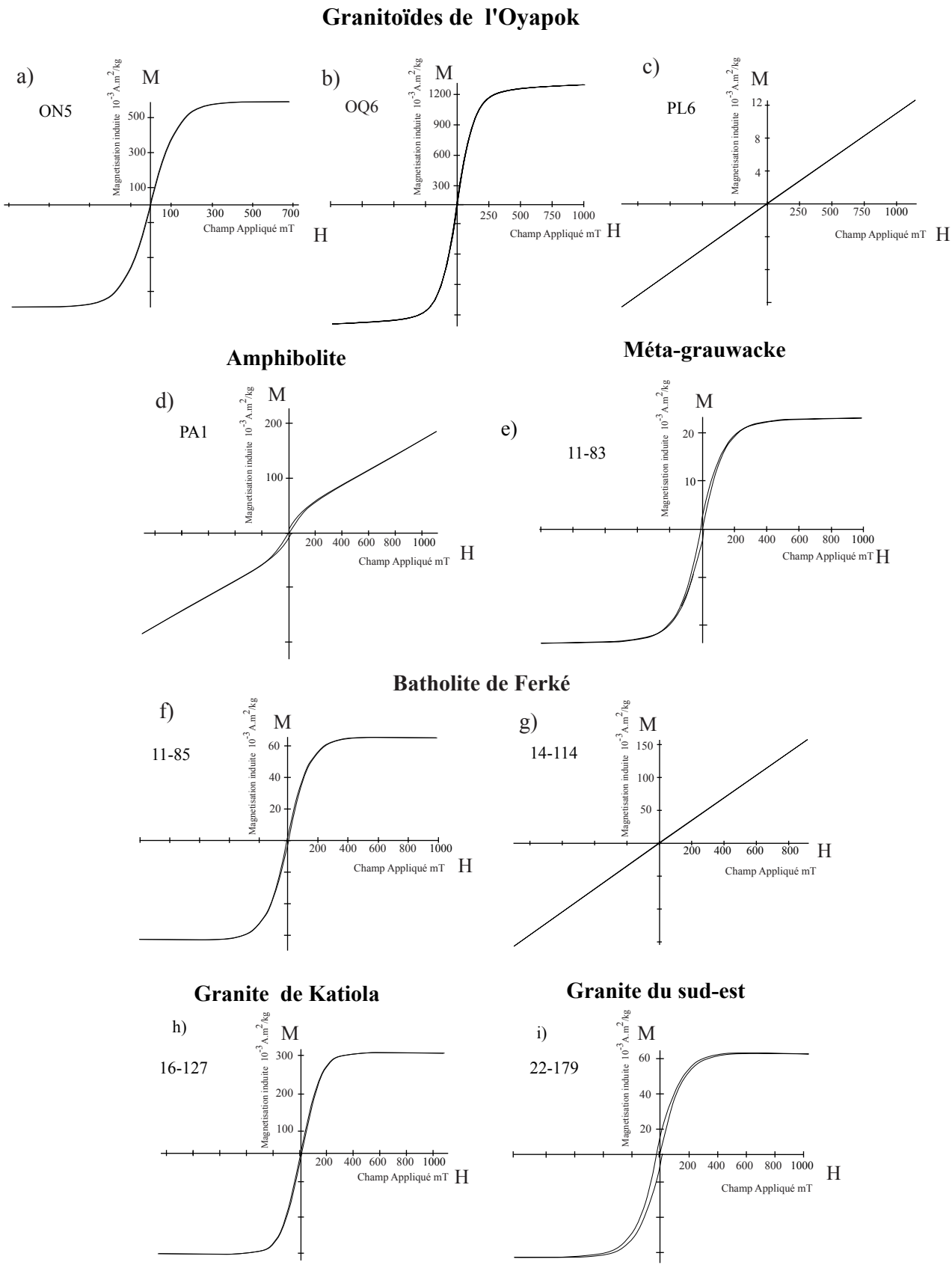
IV. 3.3 Courbes d'hystérésis

Afin de connaître les caractéristiques physiques des minéraux ferromagnétiques identifiés grâce aux expériences thermomagnétiques et ARI, nous avons réalisé de courbes d'hystérésis au laboratoire paléomagnétique de Saint Maur (IPGP). Ces expériences d'acquisition de la rémanence induite en fonction du champ magnétique appliqué ont été effectuées avec un inductomètre couplé à un électro-aimant permettant d'obtenir un champ magnétique supérieur à 1,5 T.

Des résultats sont présentés figures 4.11 et 4.12. Une dizaine de spécimens au total en Guyane et en Côte-d'Ivoire, correspondant aux différents types de roches échantillonnées, ont été étudiés. La figure 4.11 résume sur un graphique Jr/Js versus Hcr/Hc (ratios hystérétiques) les résultats obtenus. Les figures 4.12a, b et c correspondent à des spécimens provenant de granites prélévés en Guyane (sites ON, OQ, PL), les figures 4.12d et e à une amphibolite (site PA) et un méta-grauwacke respectivement. Deux spécimens du granite de Ferké (sites 11 et 14 ; Figs. 4f, g) et deux spécimens provenant du granite de Katiola et du sud-est de la Côte-d'Ivoire (sites 11 et 14 ; Figs. 4h et i) sont aussi présentés. La figure 4.11 montre que les magnétites dans les granitoïdes de Guyane (ON3, OQ6) et les granites dits de ceinture à composition de TTG (16-127) contiennent essentiellement des magnétites poly-domaines. Les courbes hystérésis sont très étroites, caractéristiques de ce type de minéraux (Fig. 4.12a, b et h) et correspondent à une faible force coercitive, compris entre 11 et 38 mT. Le reste des spécimens correspondent à des magnétites pseudo mono-domaine (Figs. 4.11, spécimens 11-83, 11-85, 17-134, 22-179). Les courbes d'hystérésis sont moins étroites (Fig. 4.12d, e, f et i) et les forces coercitives calculées pour ces échantillons sont plus élevées (30 à 70 mT). La faible aimantation à saturation (< 60 A.m2/kg ; Fig. 4.12e, f et i) par rapport aux spécimens ayant des magnétites poly-domaines (Fig. 4.12a, b et h) suggère une concentration moins importante des minéraux ferromagnétiques dans ces roches et donc une contribution plus importante des minéraux paramagnétiques.

Enfin, certains spécimens comme PL6 (granite de Guyane ; Fig. 4.12c) ou 14-114 (nord du granite de Ferké ; Fig. 4.12g) montrent une courbe d'hystérésis linéaire indiquant l'absence ou une très faible concentration de minéraux ferromagnétiques et la préponderance de minéraux paramagnétiques.

Fig. 4.12 : Courbes d'acquisition de l'aimantation induite M en fonction du champ magnétique H appliqué : cycle hystérésis des échantillons représentatifs de Guyane et de Côte-d'Ivoire



IV. 3.4. Etude pétrographique et chimique des minéraux magnétiques

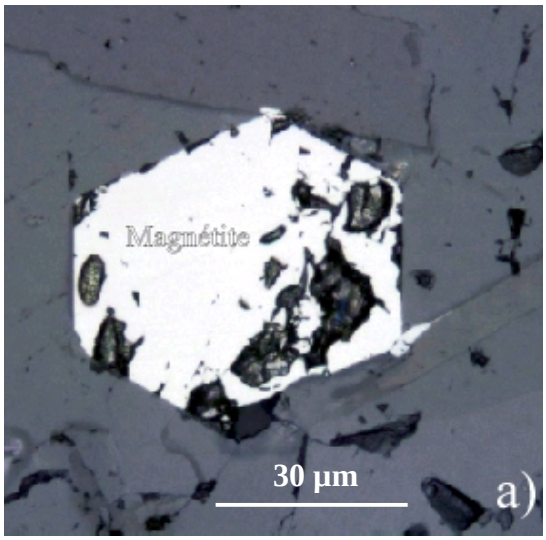
Afin de caractériser les relations spatiales entre les différents minéraux magnétiques mis en évidence par les études en laboratoire (magnétite et hématite) mais aussi la forme de ceux –ci, nous avons effectué l'étude pétrographique des différents faciès granitiques et méta-sédimentaires de Guyane et de Côte-d'Ivoire. Au total, une trentaine de lames minces polies ont été étudiées. Après l'étude au microscope métallographique, certaines lames ont été examinées au microscope électronique à balayage (MEB). Tous les minéraux identifiés au microscope ou au MEB, quand ceux-ci n'étaient pas trop petits, ont été analysés à la sonde électronique. Les zones complexes ou trop petites ont été analysées ponctuellement au RAMAN à l'ISTO. Afin de connaître, lorsque cela a été nécessaire, la quantité relative dans la roche des différents minéraux ferromagnétiques (magnétite/hématite) ou savoir si de la maghémite était présente, des poudres de minéraux séparés électo-magnétiquement ont été analysées par diffraction des rayons X (motorisation INEL, avec une source Philips) à l'ISTO.

Les analyses sondes des minéraux ferromagnétiques (magnétite et hématite) sont compilées sous la forme de tableaux dans l'annexe II.

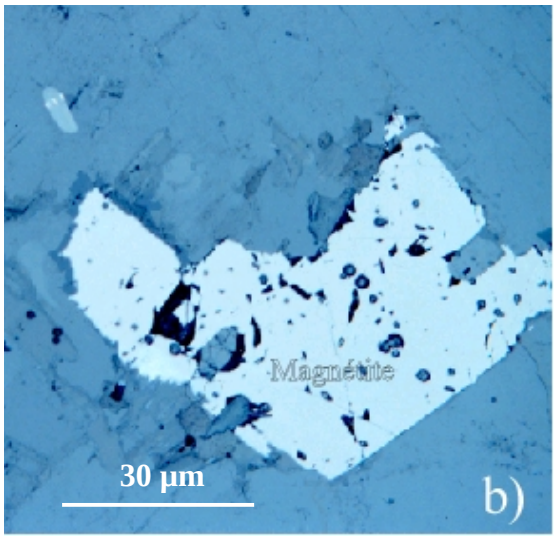
3.4.1. Etude pétrographique et chimique des magnétites

Dans les granitoïdes de Guyane et de Côte-d'Ivoire, les études de lames minces ont permis de confirmer la présence de magnétite dans tous les cas. Les magnétites sont généralement automorphes (Fig. 4.13a, b et c) à sub-automorphes (Fig. 4.13d) de taille variable (15 µm à 75; Fig. 4.13). Des magnétites de grandes tailles ont été observées sur les sites ON (Fig. 4.13a), OQ et 16 (Fig. 4.1d) dont le caractère poly-domaine a été mis en évidence grâce aux ratios hystérétiques (Fig. 4.11). On notera que certaines magnétites, exclusivement observées en Côte-d'Ivoire, dans les granites de ceinture ont des formes sub-automorphes à arrondies et présentent une auréole d'hématite (Fig. 4.13d) parfois très développée (Fig. 4.14a). L'ilménite, principalement, mais aussi la pyrite constituent les principaux oxydes et sulfures de fer accessoires dans ces roches. On notera que seule l'ilménite a été identifiée dans certains granites (sites PL, PN, partie nord du granite de Ferké et leucogranites du sud-ouest). Ceci confirme l'absence de minéraux ferromagnétiques soupçonnée grâce aux courbes thermomagnétiques (Figs. 4.8c et 4.9d) et aux cycles d'hystérésis (Figs. 4.12c et 4.12g).

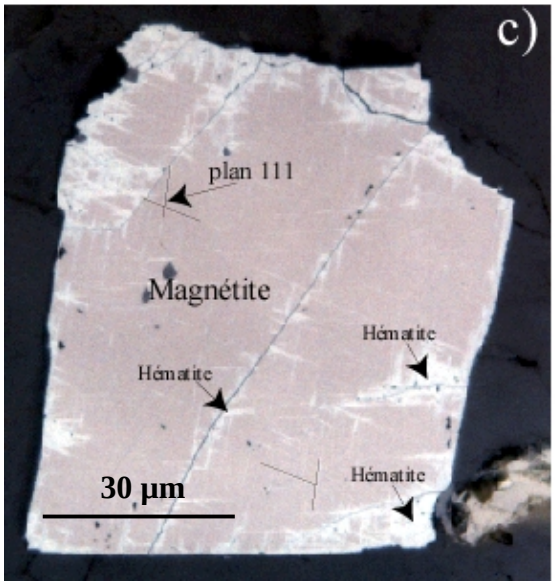
Figure. 4.13 : Planche photographique 1



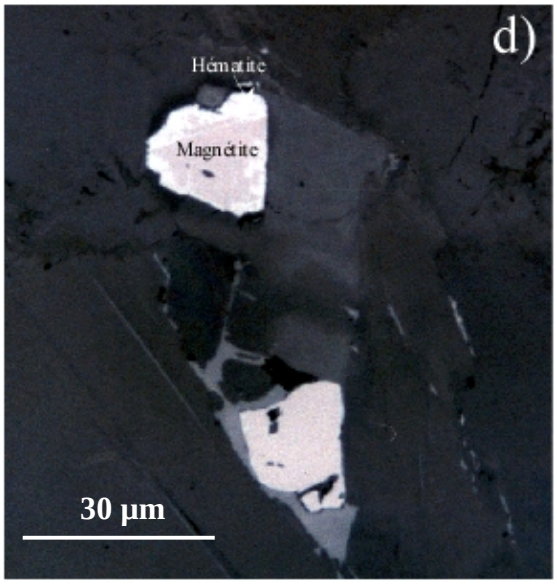
Photographie au microscope en lumière réfléchie d'une magnétite automorphe (diorite, site ON5, lame ON, X200, Guyane).



Photographie au microscope en lumière réfléchie d'une magnétite sub-automorphe (granite à biotite, site OI, lame OI5, X200, Guyane).

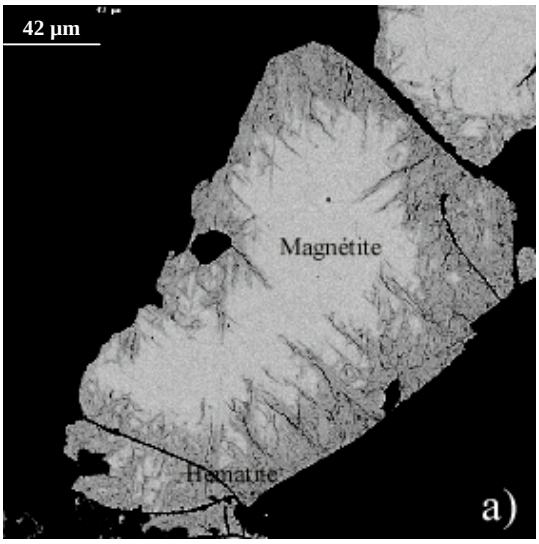


Photographie au microscope en lumière réfléchie d'une magnétite automorphe. Début de remplacement de cette magnétite par de l'hématite dans les plans {111} et les fractures. (granodiorite,

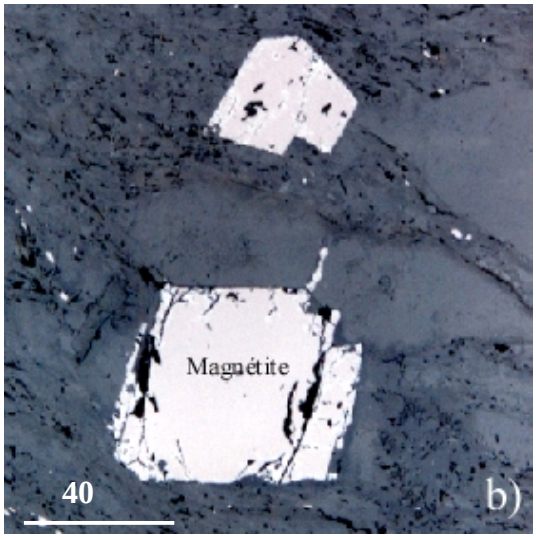


Photographie au microscope en lumière réfléchie de magnétite sub-automorphe présentant une auréole d'hématite (Granite de Katiola, site 16, lame16-124, x200 ; Côte-d'Ivoire).

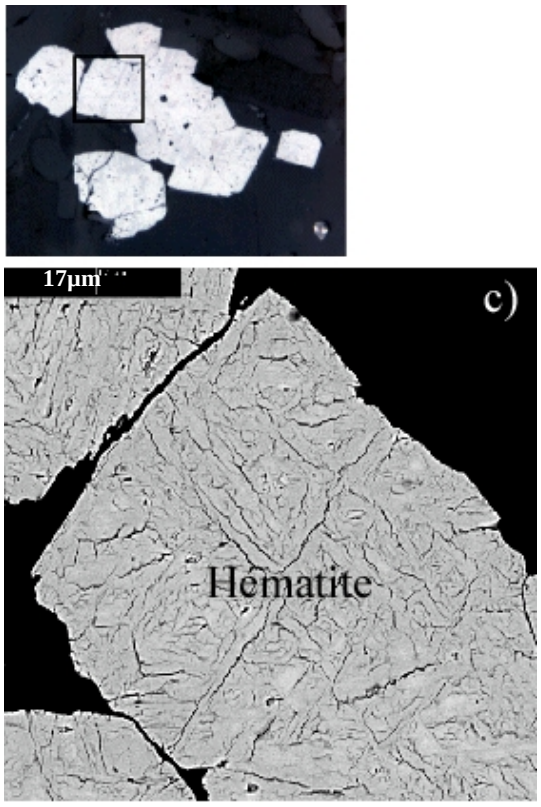
Figure. 4.14 : Planche photographique 2



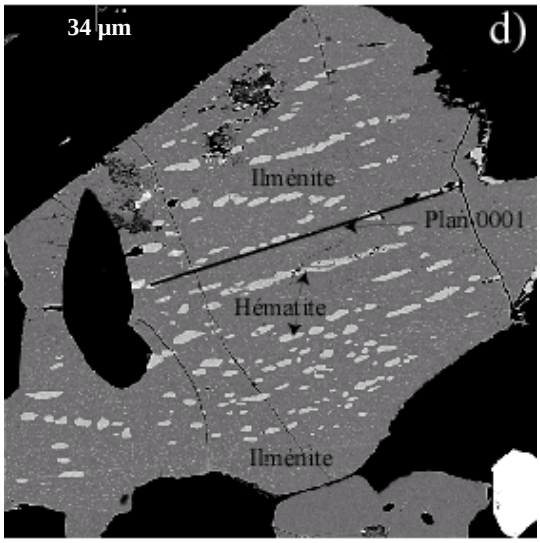
Photographie en électrons rétrodiffusés d'une magnétite montrant une auréole d'hématite très développée (granite du Fronan, site 17 , lame 17-



Photographie au microscope en lumière réfléchie de magnétite automorphe dans un méta-grauwacke (rivière Maroni, site 13 ; lame 13-127, x100 ; Guyane.



Photographie en électrons rétrodiffusés d'une ancienne magnétite totalement pseudomorphosée en hématite (granite de Katiola, site 16, Lame 16-124 ; Côte-d'Ivoire).



Exsolution d'hématite dans le plan {0001} d'une ilménite (Tonalite, site 21, lame 21-157 ; Côte-d'Ivoire).

Les analyses chimiques ont montré que les magnétites étaient pures ou pauvres en titane (Figs 4.15a, b, c, e et f) comme attendu d'après les expériences thermomagnétiques.

Dans les méta-grauwackes de la Guyane, l'étude pétrographique a montré la présence de magnétites automorphes non déformées (Fig. 4.14b). L'analyse chimique a confirmé qu'il s'agissait de magnétite pauvre en titane (Fig. 4.15d).

3.4.2. Etude pétrographique et chimique des hématites

Comme nous l'avons vu précédemment, l'hématite a été identifiée au pourtour de magnétites dans les granites de ceinture de la Côte-d'Ivoire (Figs. 4.13c, d et 4.14a). On peut trouver dans ces granites des magnétites totalement transformées en hématite (Fig. 4.14c) ou seulement dans les fractures ou le plan 111 de la magnétite (Fig. 4.13c). L'hématite (αFe_2O_3) en pseudomorphose partielle ou totale de la magnétite ($\alpha Fe_3 0_4$) est connue (Haggerty, 1976) dans les granites et est le plus souvent associée à une perturbation de type thermique mettant en jeu des fluides (variation fO_2) percolant les granites (Lindsley, 1976). Ce type de transformation chimique se déroule à moyenne température (300 à 550°C ; Haggerty, 1976) et dépend de la taille des magnétites. L'absence de maghémite en bordure des reliques de magnétite permet de plus, d'exclure un processus supergène pour la formation de cette hématite (Fig. 4.16). Une autre occurrence de l'hématite (en exsolution dans l'ilménite) a été observée dans les granites de Côte-d'Ivoire (Fig 4.14d). Ces exsolutions d'hématite suivant le plan 0001 de l'ilménite sont bien connues dans les granites (Haggerty, 1976) et sont caractéristiques d'intrusions profondes et se produisent lors d'un refroidissement ménagé du granite.

Les analyses chimiques des hématites montrent qu'il s'agit dans la majorité des cas d'hématite sans titane (Figs. 4.15e et f). Les analyses indiquent une variation de la quantité de fer due à des oxydations variables de la magnétite dans les différentes roches (voir Annexe II). La quantité relative d'hématite dans ces roches par rapport à la magnétite est difficile à estimer; malgré tout, nous avons analysé aux rayons X une poudre de minéraux ferromagnétiques d'un de ces granites (site 22 ; Fig 4.17a). Qualitativement, on voit sur la figure 4.17a que l'hématite est majoritaire dans cette roche par rapport à la magnétite (2 pics principaux). Nous avons la même expérience sur un méta-grauwacke. Dans ce spécimen, seuls les pics de la magnétite apparaissent sur le spectre (Fig. 4.17b) et aucune trace de maghémite ou d'hématite n'a été mise en évidence.

Fig. 4.15 : Composition des magnétites et des hématites dans les roches de Guyane et de Côte-d'Ivoire

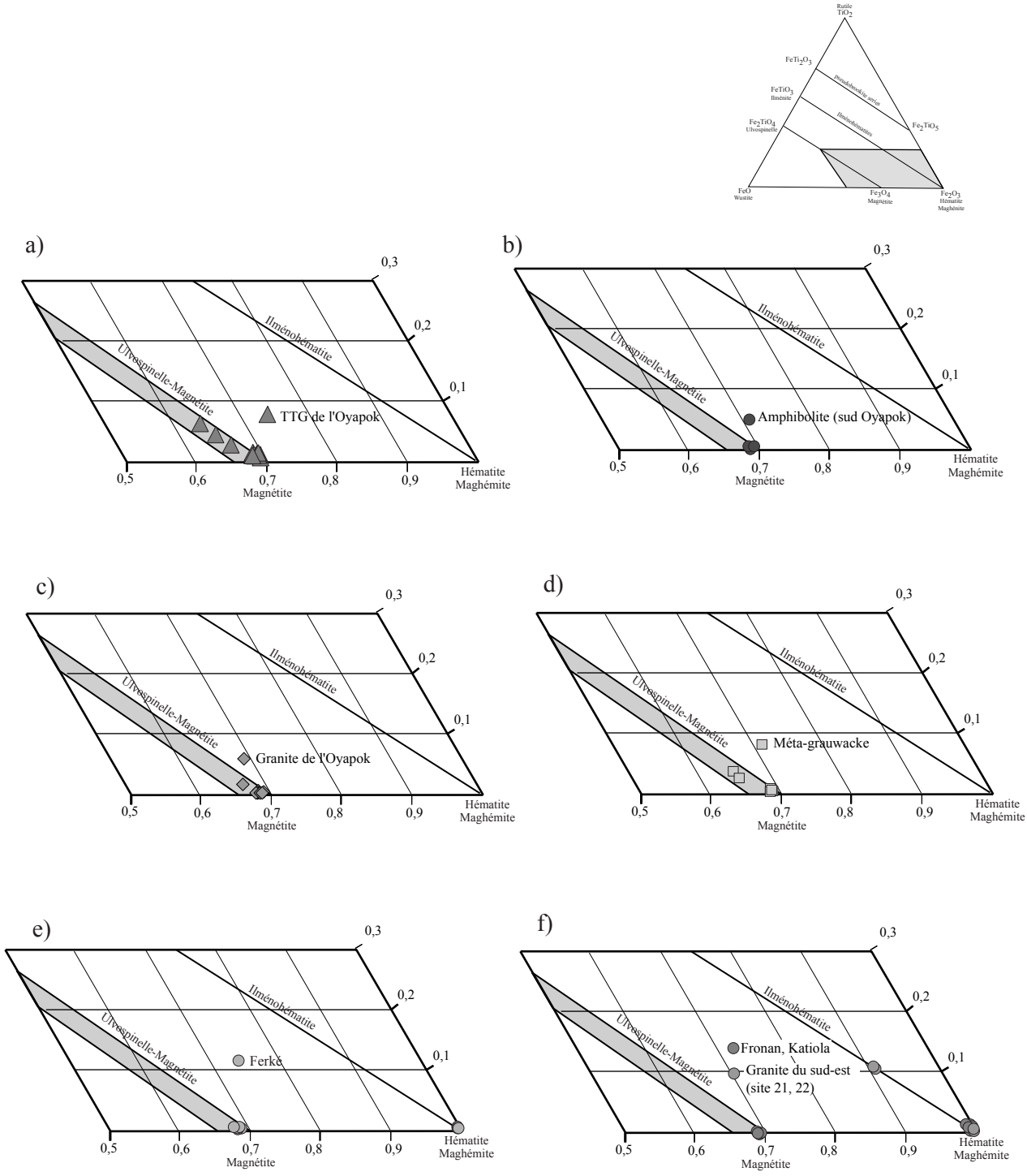
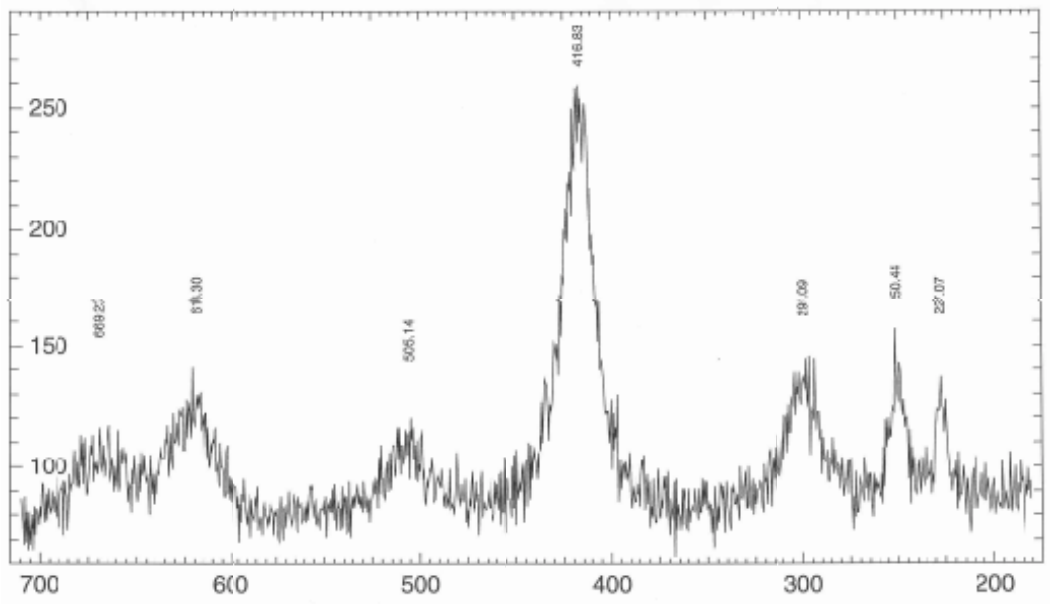


Figure. 4.16 : Spectre raman d'une hématite (500 secondes de comptage) et point d'analyse correspondant (lame 16-124, Côte-d'Ivoire).



Nombre d'onde (cm^{-1})

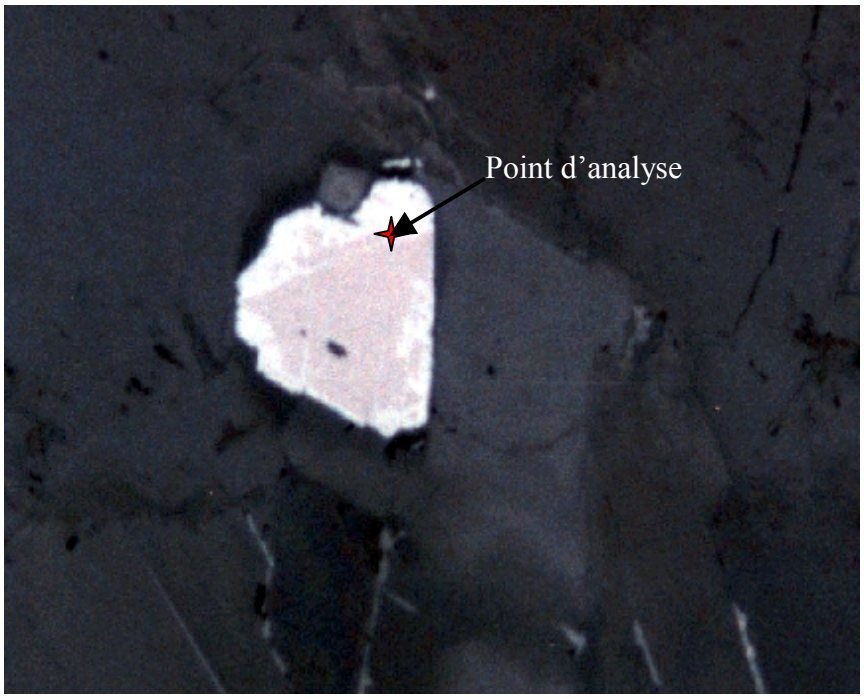
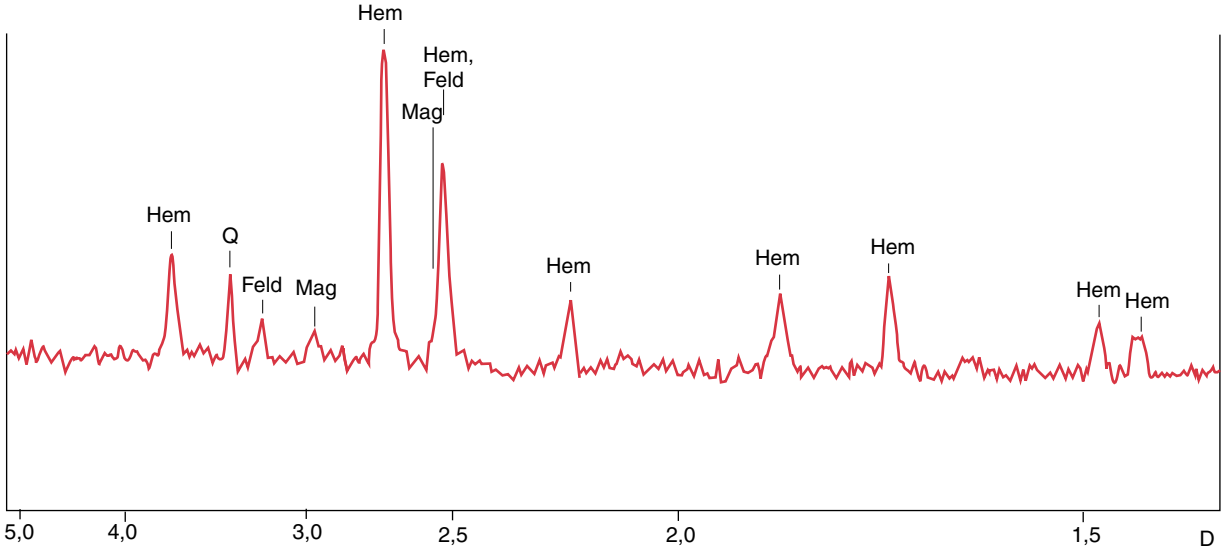


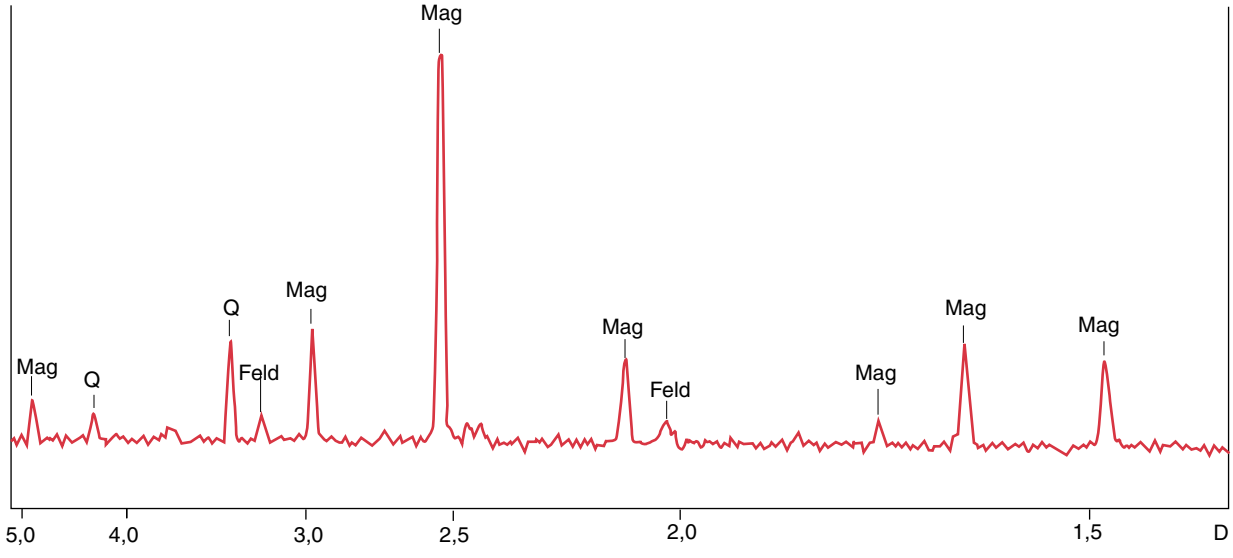
Fig . 4.17 : Spectres de diffraction des rayons X sur poudre

a) 21-152 (granite du sud-est, Côte-d'Ivoire)



Feld: Feldspaths
Hem : Hématite
Mag : Magnétite
Q : Quartz

b) 14-104 (méta-grauwacke, Guyane)



IV. 4. Etude de l'ASM

Les mesures d'ASM ont été effectuées au laboratoire de magnétisme des roches d'Orléans (LMRO) avec un kappabridge (KLY-3, Agico geofysica). La totalité des échantillons prélevés en Côte-d'Ivoire et en Guyane a été mesurée. Les résultats de l'ASM des granitoïdes de l'Oyapok ont été présentés dans le chapitre III. Les fabriques magnétiques sont triaxiales avec des ellipsoïdes plano-linéaires au Nord et essentiellement linéaires dans le Sud de l'Oyapok. Le caractère syn-cinématique et/ou syn-crystallisation des fabriques magnétiques est confirmée par l'absence de microstructures liées à une déformation post-solidus de moyenne et basse température dans ces granites. Nous ne présenterons dans ce paragraphe que les résultats obtenus sur les granitoïdes de Côte-d'Ivoire et de la série méta-sédimentaire d'Armina en Guyane.

IV. 4.1. Résulats de l'ASM sur les granitoïdes de Côte-d'Ivoire

Le paramètre de degré d'anisotropie (P') est compris entre 1,04 et 1,37 avec une majorité de site ayant une anisotropie inférieure à 1,15 (tableau 4.2). Les sites du batholite de Ferké montrent en général une anisotropie plus importante que les granites du sud-est (tableau 4.2). Le diagramme P' versus T (Fig. 4.18a) de tous les échantillons indique que les sites provenant du batholite de Ferké et des granites de ceinture (Fronan, Katiola, Toumodi) ont une ellipsoïde magnétique plano-linéaire (paramètre T positif et négatif ; Fig. 4.18a). Les sites du sud-est ont par contre, majoritairement un paramètre T positif caractéristique d'une déformation planaire (Fig. 4.18a, tableau 4.2).

L'intensité de la susceptibilité est variable selon les sites. Cette variation est due à la présence en quantités différentes de minéraux ferromagnétiques et à la présence ou non de magnétite dans les différents faciès granitiques. Cette variation de faciès et de quantité de minéraux ferromagnétiques est directement liée aux compositions chimiques variables des granites échantillonnés (Fig. 4.18b). Comme nous l'avons vu dans la partie minéralogique, les granites de ceinture ainsi que certains faciès du batholite de Ferké et les sites 21, 22 et 23 au Sud-Est présentent des magnétites dans leur composition. Ces granites ont une susceptibilité ($1x10^{-4}$ et $1x10^{-3}$ SI) plus importante que les autres sites (tableau 4.2 ; Fig. 4.18b).

Tableau 4.2 : Résultats de l'ASM dans les granitoïdes de Côte-d'Ivoire

Site	Lat	Long	n/N	Kmean	L		F		P'		T		K_1				K_2				K_3			
	N	W		SI									D	I	95min(°)	95max(°)	D	I	95min(°)	95max(°)	D	I	95min(°)	95max(°)
Batholite de Ferké																								
O1	6° 55' 730"	6° 00'790"	8/8	5,2E-05	**1,025**	0,006	**1,012**	0,004	**1,039**	0,007	**-0,349**	0,194	37	13	5	15	224	76	14	19	307	0	7	19
O2	7° 27' 240"	6° 00' 260"	7/7	2,5E-04	**1,023**	0,013	**1,049**	0,024	**1,075**	0,029	**0,339**	0,279	350	27	8	27	215	58	10	28	85	21	6	13
O3	7° 27' 350	6° 00' 070"	7/7	1,0E-03	**1,051**	0,020	**1,034**	0,015	**1,088**	0,017	**-0,190**	0,341	330	25	10	15	228	13	12	23	116	64	6	25
O4	7° 30' 005"	5° 51° 390"	7/7	1,0E-03	**1,361**	0,259	**1,171**	0,083	**1,622**	0,408	**-0,298**	0,193	37	9	10	11	256	79	12	29	128	6	10	29
O5	7° 27' 645"	6° 00' 118"	7/7	2,1E-04	**1,024**	0,018	**1,029**	0,020	**1,056**	0,014	**0,046**	0,662	213	10	11	17	305	38	10	23	110	49	12	23
O6	7° 27' 815"	6° 00' 008"	8/8	1,4E-04	**1,035**	0,019	**1,053**	0,015	**1,091**	0,022	**0,227**	0,318	227	14	9	14	342	55	15	23	129	31	8	23
O7	7° 30' 990"	5° 49' 308"	7/7	5,6E-04	**1,132**	0,125	**1,188**	0,213	**1,370**	0,397	**0,153**	0,337	33	12	9	18	292	63	16	34	138	27	5	32
O8	7° 32' 505"	5° 46' 900"	6/6	1,5E-03	**1,131**	0,089	**1,104**	0,069	**1,258**	0,144	**-0,104**	0,471	225	4	11	13	345	77	10	20	136	11	8	21
O9	8° 38' 260"	5° 16' 730"	6/6	4,4E-05	**1,034**	0,007	**1,082**	0,023	**1,122**	0,028	**0,392**	0,128	191	16	4	7	85	42	2	8	296	44	4	8
10	8° 46' 930"	5° 16' 395"	6/6	8,5E-04	**1,056**	0,040	**1,032**	0,023	**1,092**	0,066	**-0,291**	0,040	9	48	4	20	191	42	10	34	283,1	10	8	28
11	8° 46' 090"	5° 16' 395"	5/6	7,3E-04	**1,061**	0,034	**1,081**	0,025	**1,150**	0,031	**0,156**	0,381	59	34	11	15	203	49	4	16	317	20	5	12
12	8° 46' 970	5° 16' 115	8/8	6,3E-05	**1,018**	0,007	**1,023**	0,015	**1,043**	0,012	**0,015**	0,473	74	24	5	10	163	3	9	29	260	66	8	28
13	8° 46' 870	5° 14' 710"	7/7	6,7E-05	**1,032**	0,009	**1,027**	0,007	**1,060**	0,015	**-0,077**	0,120	185	57	4	4	285	6	4	21	19	33	4	21
14	8° 46' 140"	5° 13' 990"	7/7	1,7E-05	**1,025**	0,027	**1,043**	0,026	**1,072**	0,042	**0,339**	0,453	197	23	9	13	63	54	11	23	299	23	10	23
15	8° 48' 970'	5° 11' 017"	8/8	6,5E-05	**1,023**	0,017	**1,040**	0,025	**1,068**	0,028	**0,236**	0,443	220	8	5	12	127	29	12	14	325	60	5	14
Granites de ceinture, rhyolite																								
16	8° 11' 250"	5° 04' 380"	7/8	4,1E-03	**1,020**	0,015	**1,028**	0,009	**1,050**	0,019	**0,228**	0,314	134	65	5	10	320	26	9	19	228	2	6	19
17	8° 13' 755"	5° 07' 110"	7/8	5,7E-04	**1,031**	0,012	**1,024**	0,008	**1,056**	0,016	**-0,096**	0,260	179	59	4	6	73	10	4	9	337	30	3	8
18	8° 14' 140"	5° 06' 950"	6/6	1,1E-03	**1,080**	0,031	**1,031**	0,003	**1,118**	0,038	**-0,414**	0,091	143	57	3	4	253	13	2	3	351	29	2	3
19	7° 55' 217"	4° 47' 248"	6/6	7,3E-03	**1,036**	0,014	**1,045**	0,040	**1,085**	0,039	**-0,030**	0,418	31	11	8	25	129	47	17	23	291	48	15	22
20			7/7	3,5E-03	**1,022**	0,019	**1,142**	0,024	**1,183**	0,037	**0,743**	0,188	28	58	3	24	240	29	6	24	142	14	3	6
Granites sud-est																								
21	5° 53' 395"	4° 40' 305"	7/7	1,0E-04	**1,075**	0,012	**1,074**	0,012	**1,154**	0,016	**-0,007**	0,124	200	21	2	6	65	63	3	5	297	18	2	7
22	5° 54' 300"	4° 41' 290"	7/7	1,6E-03	**1,049**	0,020	**1,058**	0,008	**1,111**	0,023	**0,103**	0,173	220	8	4	10	115	63	4	13	312	26	4	10
23	5° 52' 360"	4° 46' 525"	5/5	6,9E-04	**1,017**	0,010	**1,031**	0,018	**1,050**	0,027	**0,305**	0,244	281	37	3	36	98	60	3	37	183	8	3	16
24	5° 49' 023"	4° 40' 840"	6/6	2,4E-05	**1,049**	0,002	**1,090**	0,036	**1,145**	0,041	**0,258**	0,150	193	11	1	4	288	22	2	3	79	65	2	4
25	5° 48' 673"	4 ° 40'865"	7/7	2,2E-05	**1,033**	0,008	**1,091**	0,014	**1,131**	0,014	**0,452**	0,140	169	20	2	4	266	22	2	4	40	60	1	3
26	5° 42' 379"	4° 35' 329"	7/7	4,4E-05	**1,007**	0,005	**1,021**	0,020	**1,030**	0,025	**0,369**	0,382	313	6	6	25	221	27	21	26	53	64	6	20
27	5° 28' 915"	4° 13' 395"	7/7	4,4E-05	**1,012**	0,004	**1,020**	0,005	**1,033**	0,008	**0,229**	0,181	57	21	2	6	220	69	3	7	325	6	3	4
28	5° 37' 306"	4° 07' 302"	5/5	2,8E-05	**1,013**	0,006	**1,059**	0,022	**1,079**	0,025	**0,591**	0,233	199	0	3	40	289	5	9	40	76	85	5	8
29	5° 39' 760"	4° 11' 115"	7/7	4,8E-05	**1,008**	0,002	**1,016**	0,008	**1,025**	0,010	**0,297**	0,149	7	37	11	22	240	41	5	23	122	26	4	14
30	5° 55' 219"	4° 13' 086"	7/7	5,1E-05	**1,033**	0,028	**1,043**	0,017	**1,078**	0,046	**0,201**	0,197	238	76	15	36	23	8	19	33	114	7	12	19
31	5° 58' 764"	4° 08' 819"	6/7	3,5E-05	**1,046**	0,370	**1,047**	0,370	**1,096**	0,388	**-0,008**	0,136	217	8	2	3	114	58	1	13	312	31	3	13
32	5° 59' 196"	3° 59' 090"	8/8	3,2E-05	**1,030**	0,019	**1,047**	0,016	**1,081**	0,022	**0,250**	0,308	314	27	7	20	62	31	6	19	191	51	6	12

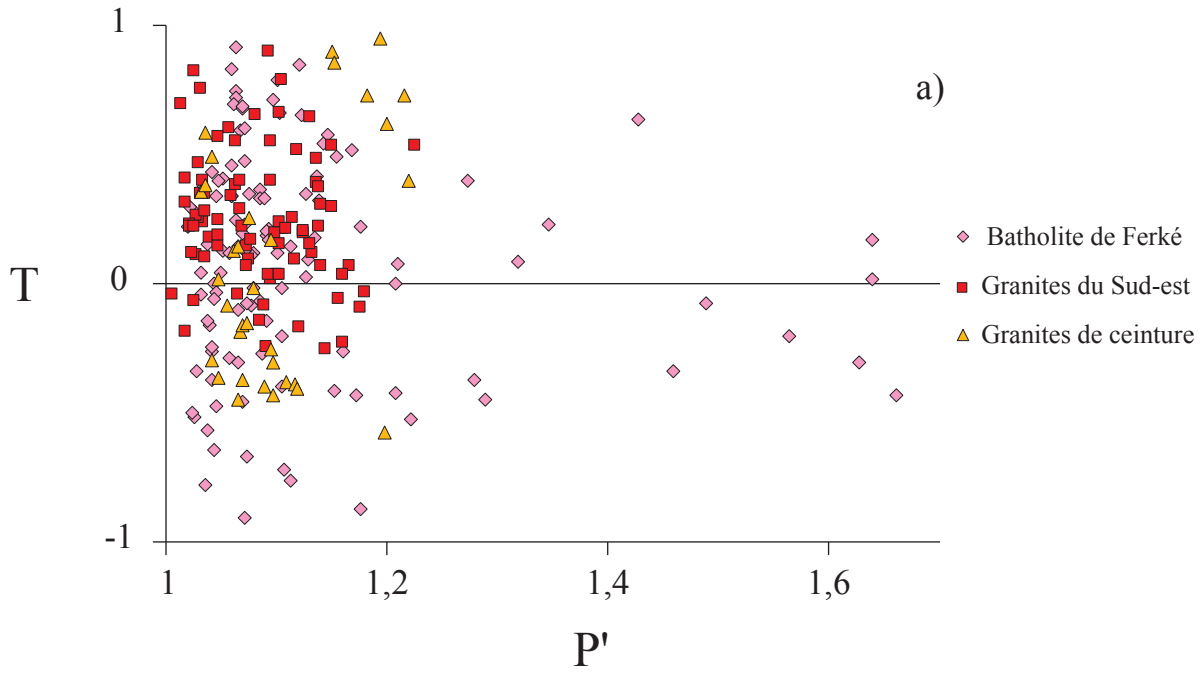
Il semble que les échantillons du batholite de Ferké, ayant une forte susceptibilité, ont un paramètre P' plus important (Fig. 4.18b). Ceci a déjà été observé dans le batholite de Ferké par Ouattara (1998) et serait lié aux décrochements ductiles en conditions sub-magmatiques qui permettraient la néoformation de minéraux ferromagnétiques dans les minéraux ferromagnésiens. Malgré tout, cette anisotropie reste forte dans les sites ayant une susceptibilité plus faible (e.g. sites 9 et 14, tableau 4.2). L'essentiel des granites du sud-est et la moitié des sites prélevés dans le batholite de Ferké ont une susceptibilité faible (1,7x10-5 à 6,7x10-5 SI ; tableau 4.2). Dans ces roches ce sont les minéraux paramagnétiques (biotite et amphibole) qui contribuent majoritairement à l'ASM (Gleize et al., 1993).

Les fabriques magnétiques observées dans le batholite de Ferké sont majoritairement triaxiales (Fig. 4.19) et comme nous l'avons vu précédemment le paramètre de forme (T) indique un ellipsoïde magnétique de type plano-linéaire.

Les directions des axes principaux de susceptibilités K_1 (linéation magnétique), K_2 (axe intermédiaire) et K_3 (foliation magnétique) sont présentées sur la figure 4.19. La linéation magnétique (K_1) est en général faiblement inclinée et de direction NNE-SSW à NNW-SSE (Fig. 4.19). Cette direction est conforme à la direction générale du batholite. La foliation magnétique définie par K_3 est en général compatible avec celle mesurée sur le terrain (Fig. 4.19). K_1 présente des inclinaisons variables. Ces variations sont essentiellement dues aux positionnements des prélèvements effectués dans différentes zones de plutons amalgamés (Ouattara, 1998). Les fabriques magnétiques observées dans le batholite sont en effet, d'après les études de Ouattara, variables du cœur à la bordure de ces petits plutons. Elles sont planaires au cœur et deviennent linéaires en bordure. Ces variations de fabriques magnétiques sont interprétées comme le passage d'une déformation sub-magmatique au cœur à sub-solidus en bordure (Ouattara, 1998).

Dans les granites de Katiola, de Fronan ou de Toumodi (Fig 4.19, 4.20a ; granites de ceinture) les linéations magnétiques (K_1) sont fortement pentées (tableau, 4.2, Figs. 4.19, 4.20a ; sites 16, 17, 18 et 20) et les foliations magnétiques (K_3) sont sub-verticales (Fig.4.19, 4.20a).

Fig. 4.18 : Diagrammes P'-T (a) et K-P' (b) des roches échantillonnées en Côte-d'Ivoire



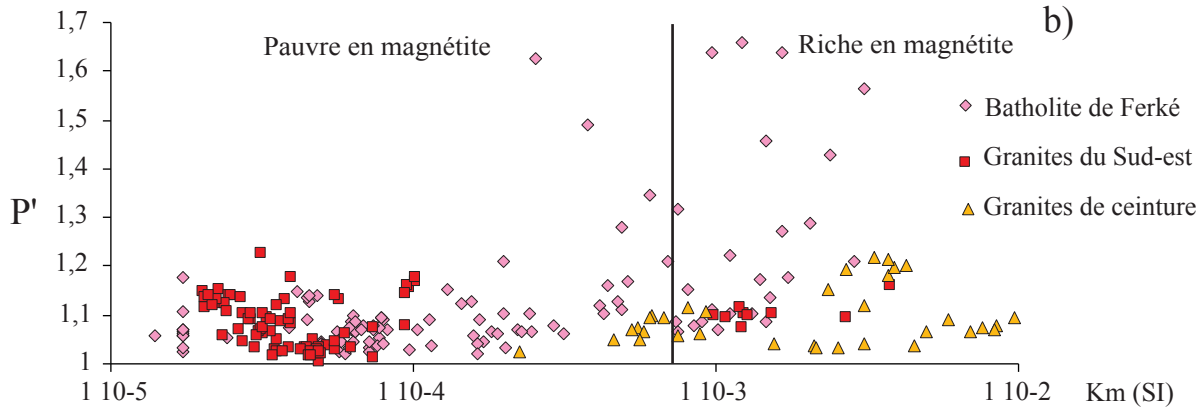
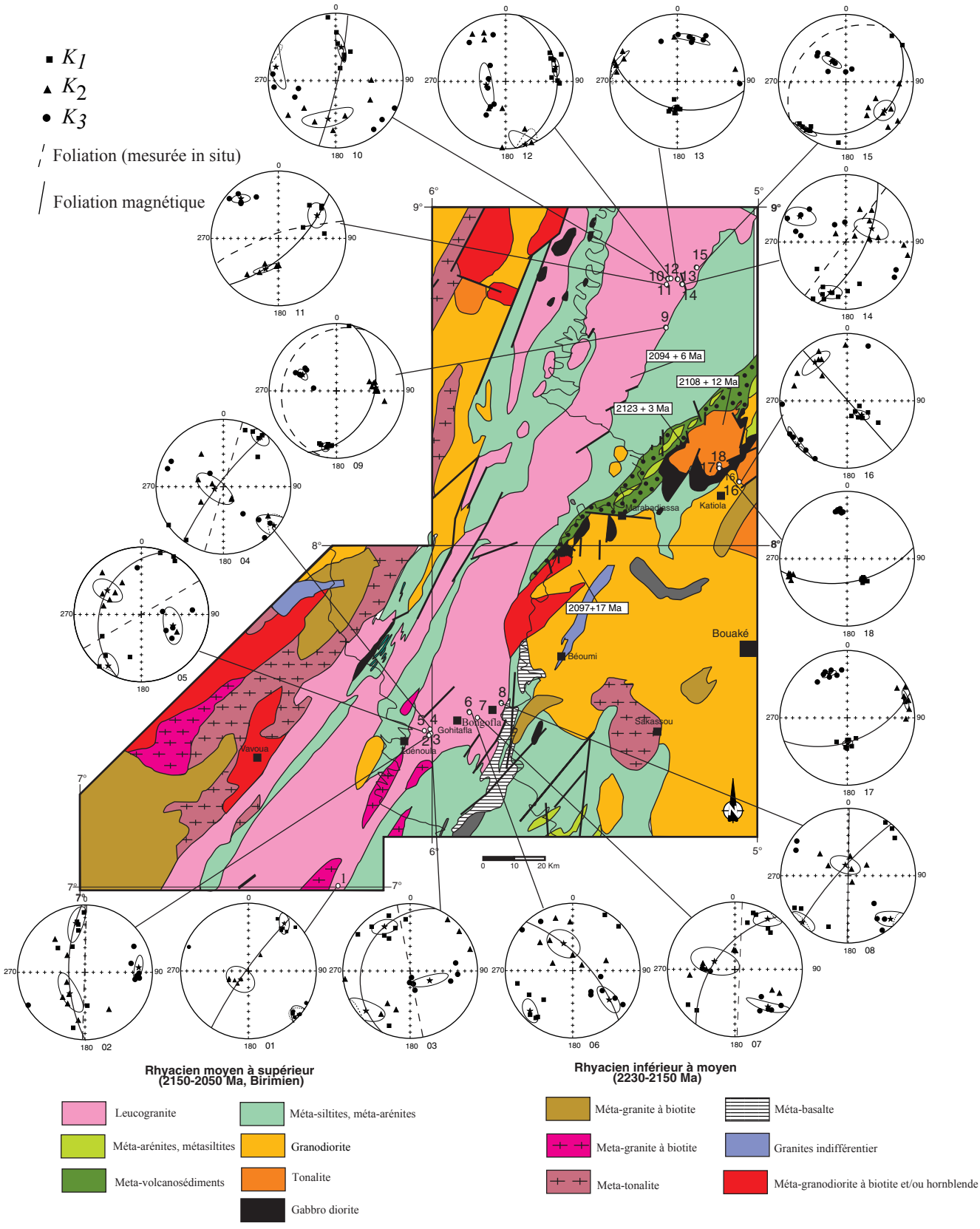


Fig. 4.19 : Projection stéréographique (hémisphère inférieur) des directions des axes principaux de susceptibilités dans le batholite de Ferké et les granites de ceinture (fond géologique Doumbia et al.,1997). La moyenne par site des axes principaux est aussi indiquée.



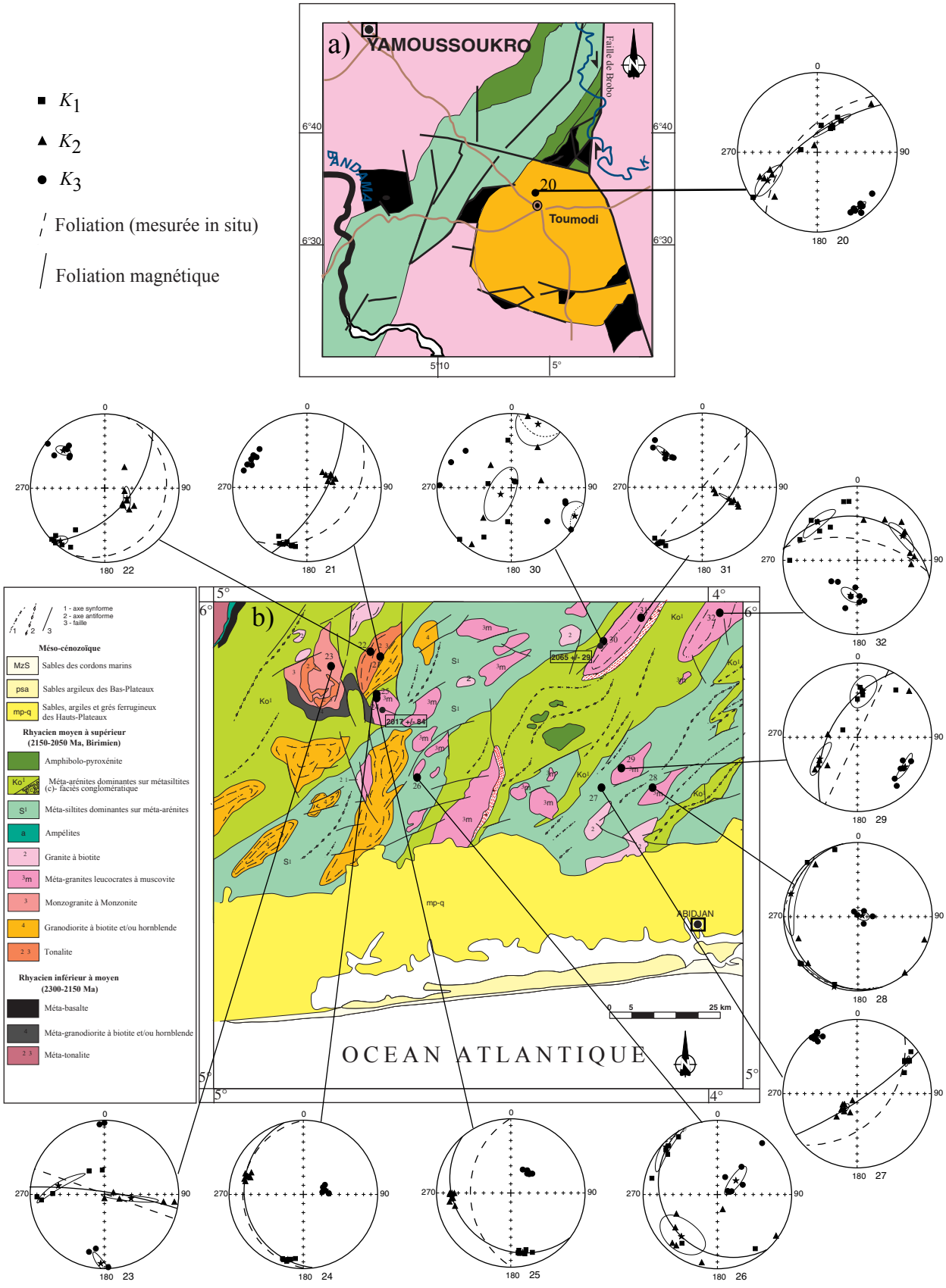
Les granites du sud-est (Fig. 4.20b) montrent des linéations magnétiques, pour la majorité faiblement inclinées, de direction générale NNE-SSW à NNW-SSE compatible avec l'orientation mégascopique des massifs granitiques (e.g. sites 21, 22, 29 et 31 ; Fig. 4.20b). Les foliations magnétiques sont en accord avec celles observées sur le terrain, sub-verticales dans les sites 21, 22 , 27, 29 et 31 (Fig. 4.20b) ou sub-horizontales dans les sites 24, 25, 26, 28 et 32 (Fig. 4.20b).

Les sites 20 (Toumodi) 21, 22 (granodiorite) et le site 23 (monzogranite) sont affectés par une fracturation N020 à N040 (Vidal et al., 1996) traduisant des décrochements tardi à post cristallisation. Le caractère planaire des fabriques magnétiques et les directions de foliations magnétiques sont compatibles avec les observations pétrostructurales de Vidal et al, (1996 ; sites 20, 21 et 22 ; Fig. 4.20a, b). Ces roches ont subi le raccourcissement NW-SE daté entre 2090 Ma et 2060 Ma (Milési et al., 1989 ; Vidal et al., 1996). Ce raccourcissement s'exprime régionalement par des décrochements N0° senestres comme l'accident de Brobo bien visible en bordure est du granite de Toumodi (Fig. 4. 20a).

Les autres granites (sites 24 à 32) présentent parfois un rubannement magmatique de direction NNW-SSE (Vidal et al., 1996). Ce rubannement est comparable en direction avec les foliations magnétiques observées dans les parties externes des plutons (sites 27, 29, 31 ; Fig. 4.20b). Malgré tout, la majorité des foliations magnétiques observées dans ces leucogranites indique une foliation sub-horizontale (Fig. 4.20b) conforme aux observations faites au cœur de ces plutons. Ces foliations plates sont interprétées comme des structures de sommet de coupole (Vidal et al., 1996 ; Ouattara, 1998). Les granites leucocrates (sites 27 à 32) sont décrits par Vidal et al., (1996) comme syn-cinématiques de la déformation NW-SE.

En conclusion, il semble que les granites étudiés à l'exception des granites de ceinture et des granites apparentés (sites 21 à 26), montrent des fabriques magnétiques syn à tardi-magmatique. Pour l'ensemble de ces granites, les fabriques magnétiques enregistrent la phase «d'ascension» au cœur des plutons correspondant à des structures de toit de plutons avec des foliations magnétiques sub-horizontales et la phase «d'expansion» caractérisée par des foliations magnétiques sub-verticales en bordure de pluton. Dans ce contexte de décrochement et de serrage régional, la phase d'expansion est exagérée en bordure des petits plutons du sud-est ou dans le batholite de Ferké (Ouattara, 1998).

Fig. 4.20 : Projections stéréographiques (hémisphère inférieur) des directions des axes principaux de suscéptibilités dans le granite de Toumodi et les granites du sud-est de la Côte-d'Ivoire. La moyenne par site de ces axes principaux est aussi indiquée. Fonds géologiques d'après Daouda Yao (1998) et Siméon et al., (1992).



L'effet tectonique du serrage régional NW-SE est limité aux bordures des granites plus anciens (granites de ceinture et granites de l'ouest du bassin de la Comoé). Cette tectonique ne semble néanmoins pas affecter les fabriques magnétiques au cœur de ces plutons montrant des foliations magnétiques sub-horizontales de toit de pluton (e.g. site 24 et 25).

Ces résultats sont comparables aux conclusions de Vidal et al, (1996) qui indiquent que le raccourcissement NW-SE est entièrement absorbé par la déformation décrochante limitée aux bordures des granites et aux grands décrochements comme ceux affectant la bordure du Batholite de Ferké, ou la faille du Brobo.

IV. 4.2. Résultat de l'ASM de la série méta-sédimentaire d'Armina

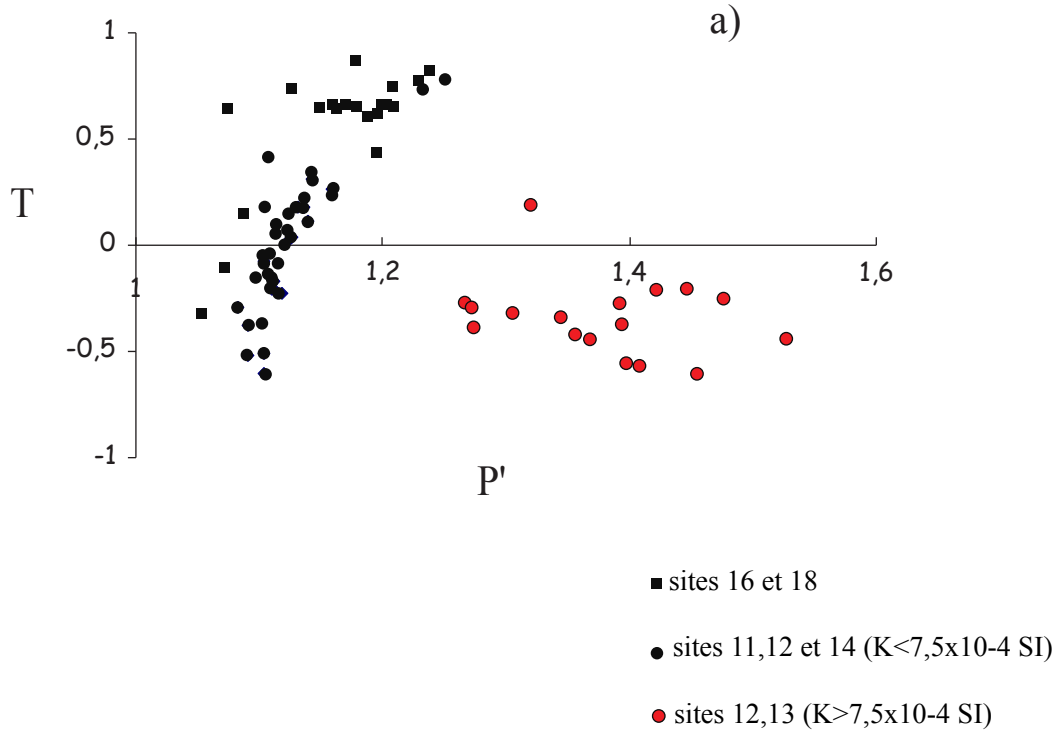
Les résultats numériques de l'ASM sont regroupés tableau 4.3, figures 4.21 et 4.22. La figure 4.22 montre les projections stéréographiques des axes principaux de la susceptibilité magnétique et la moyenne de ces axes (Bingham, 1963) des sites échantillonnés sur les rivières Maroni (Fig. 4. 22a) et Mana (Fig. 4.22b).

Les méta-grauwackes et méta-pélites ont des susceptibilités comprises entre $3{,}1 \times 10^{-4}$ et $4{,}0 \times 10^{-2}$ (tableau 4.3). Les valeurs faibles de susceptibilités de certains sites (16, 18 ou 11) indiquent une forte participation des minéraux paramagnétiques (tableau 4.3). Au contraire dans les sites 12 et 13 (tableau 4.3) les minéraux ferromagnétiques influent majoritairement sur l'ASM. Le paramètre P' est fort dans tous les sites, compris entre 1,12 et 1,37 (tableau 4.3). Pour les sites 12 et 13, le paramètre P' moyen est plus important variant de 1,26 à 1,37 (tableau 4.3 ; Fig. 4.21a). On voit sur la figure 4.22b une relation entre la susceptibilité et l'augmentation du degré d'anisotropie. Le paramètre T est négatif dans les sites 11, 12 et 13 et positif dans les sites 14, 16, 18 (tableau 4.3). Si on s'intéresse aux paramètres P' et T au niveau du spécimen, il apparaît que les échantillons ayant une susceptibilité supérieure à $7{,}5 \times 10^{-4}$ SI (sites 12 et 13) ont un paramètre T négatif alors que les autres spécimens sont majoritairement positifs. Les échantillons prélevés sur la rivière Mana, plus proches des intrusions granitiques ont un paramètre T plus positif, caractéristique d'une fabrique magnétique planaire. Les sites 11, 12, 13 et 14 ont une fabrique magnétique plano-linéaire tendant vers une fabrique linéaire pour les échantillons ayant une forte susceptibilité ($> 7{,}5 \times 10^{-4}$ SI ; Fig. 4.21a). La variation de la teneur en minéraux ferromagnétiques dans ces méta-sédiments est le résultat de l'hétérogénéité des dépôts sédimentaires, sans doute issus de sources multiples.

Tableau 4.3 : Résultats de l'ASM des méta-grauwacke et métapélite de la série d'Armina

Site	Lat	Long	n/N	Kmean	L		F		P'		T		K_1				K_2				K_3			
	N	W		SI									D	I	95min(°)	95max(°)	D	I	95min(°)	95max(°)	D	I	95min(°)	95max(°)
Guyane																								
Armina																								
11	05°08'501	54°20'839	10/10	4,6E-04	**1,058**	0,010	**1,059**	0,034	**1,123**	0,029	**-0,060**	0,335	313	29	6	6	120	60	5	10	219	6	7	10
12	05°08'323	54°21'084	8/8	1,1E-03	**1,134**	0,094	**1,105**	0,046	**1,259**	0,150	**-0,036**	0,232	314	21	3	8	95	64	6	9	217	15	3	7
13	05°02'774	54°25'148	9/9	4,0E-02	**1,243**	0,062	**1,090**	0,016	**1,369**	0,081	**-0,419**	0,111	136	7	4	5	19	74	2	6	228	14	3	5
14	05°02'225	54°25'045	8/8	4,0E-04	**1,048**	0,014	**1,076**	0,054	**1,131**	0,052	**0,124**	0,345	133	19	3	8	354	65	6	8	228	15	3	6
16	05°18'449	53°36'564	8/8	3,1E-04	**1,028**	0,011	**1,081**	0,048	**1,118**	0,048	**0,344**	0,476	327	79	4	8	122	10	6	13	213	4	6	13
18	05°11'364	53°40'459	7/7	3,5E-04	**1,028**	0,010	**1,151**	0,009	**1,198**	0,009	**0,680**	0,109	124	14	3	7	326	76	3	5	216	5	4	7

Fig. 4.21 : Diagrammes P'-T (a) et K-P' (b) des spécimens de méta-sédiments de la série d'Armina



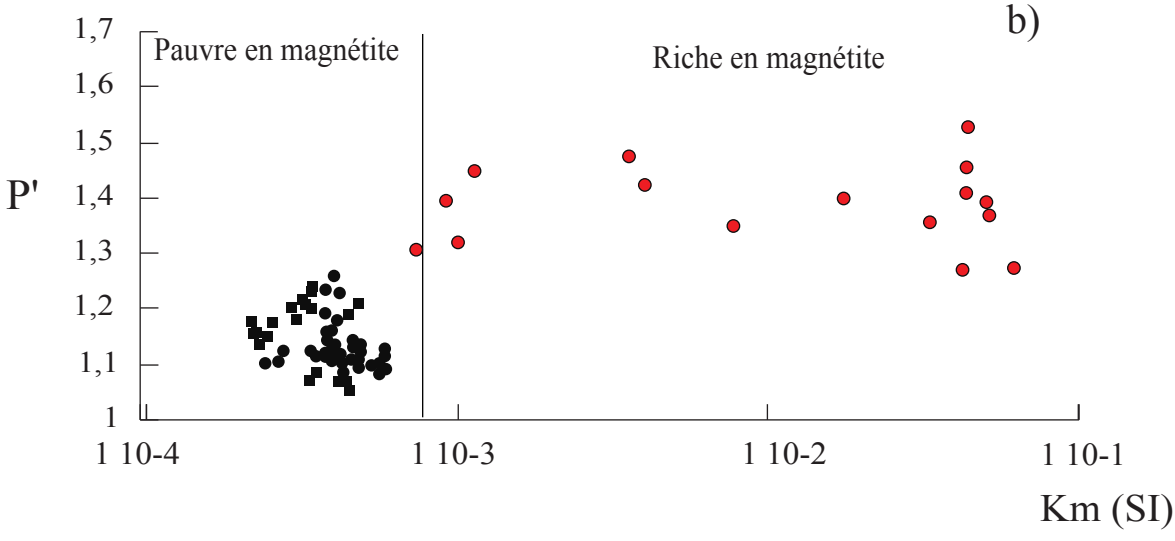
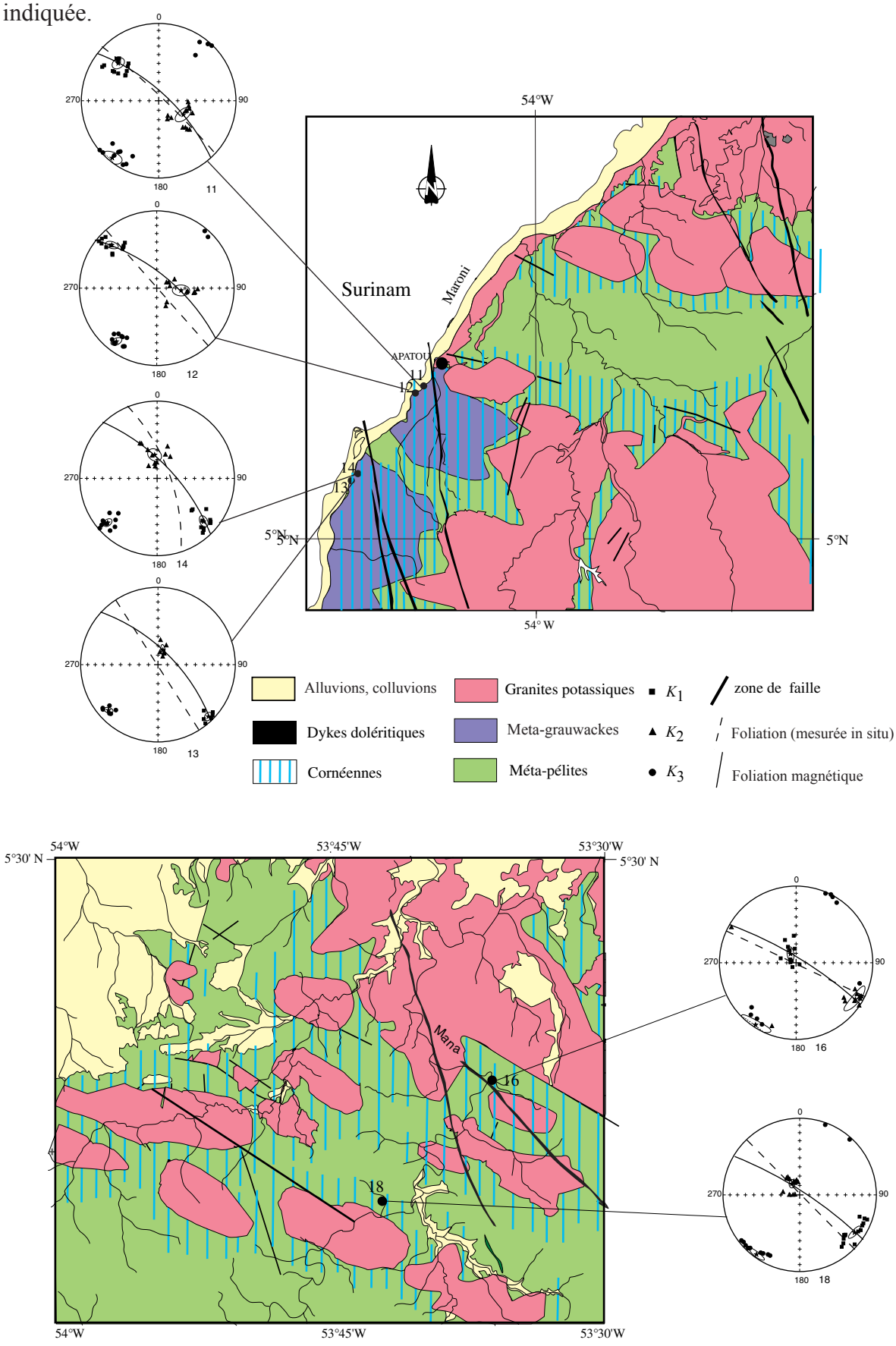


Fig. 4.22 : Projections stéréographiques (hémisphére inférieur) des directions des axesprincipaux de susceptibilités des sites du Maroni (a) et de la Mana (b) (fonds géologiques d'après Vernhet et al., 1992). La moyenne par site de ces axes principaux et aussi indiquée.



Les fabriques magnétiques sont triaxiales (Figs. 4.22a et b). La linéation magnétique est peu pentée pour la majorité des sites et de direction constante, NW-SE (Figs. 4.22a et b). Seul le site 16 présente une linéation sub-verticale probablement due à la proximité de l'intrusion granitique (Fig. 4.22b). La foliation magnétique est toujours sub-verticale et proche de celle mesurée sur le terrain (Figs. 4.22a et b). Cette foliation magnétique NE-SW sub-verticale mime la bordure des granites (Fig. 4.22b) en contact vertical avec les sédiments. L'origine de cette fabrique magnétique avec des foliations et des linéations de directions et d'inclinaisons constantes sub-parallèles à la schistosité régionale est clairement tectonique et pro-partée due aux intrusions granitiques. Le caractère planaire des sites 16 et 17 et plano-linéaire de la majorité des spécimens des sites 11, 12, 14 peut être mise en relation avec la phase d'expansion des intrusions granitiques. Les assemblages minéralogiques (grenat, biotite, staurotide et parfois andalousite) indiquent des pressions et des températures de mise en place minimum pour ces granites de 3 à 4 kbars et 500 à 550°C.

IV. 5. Paléomagnétisme

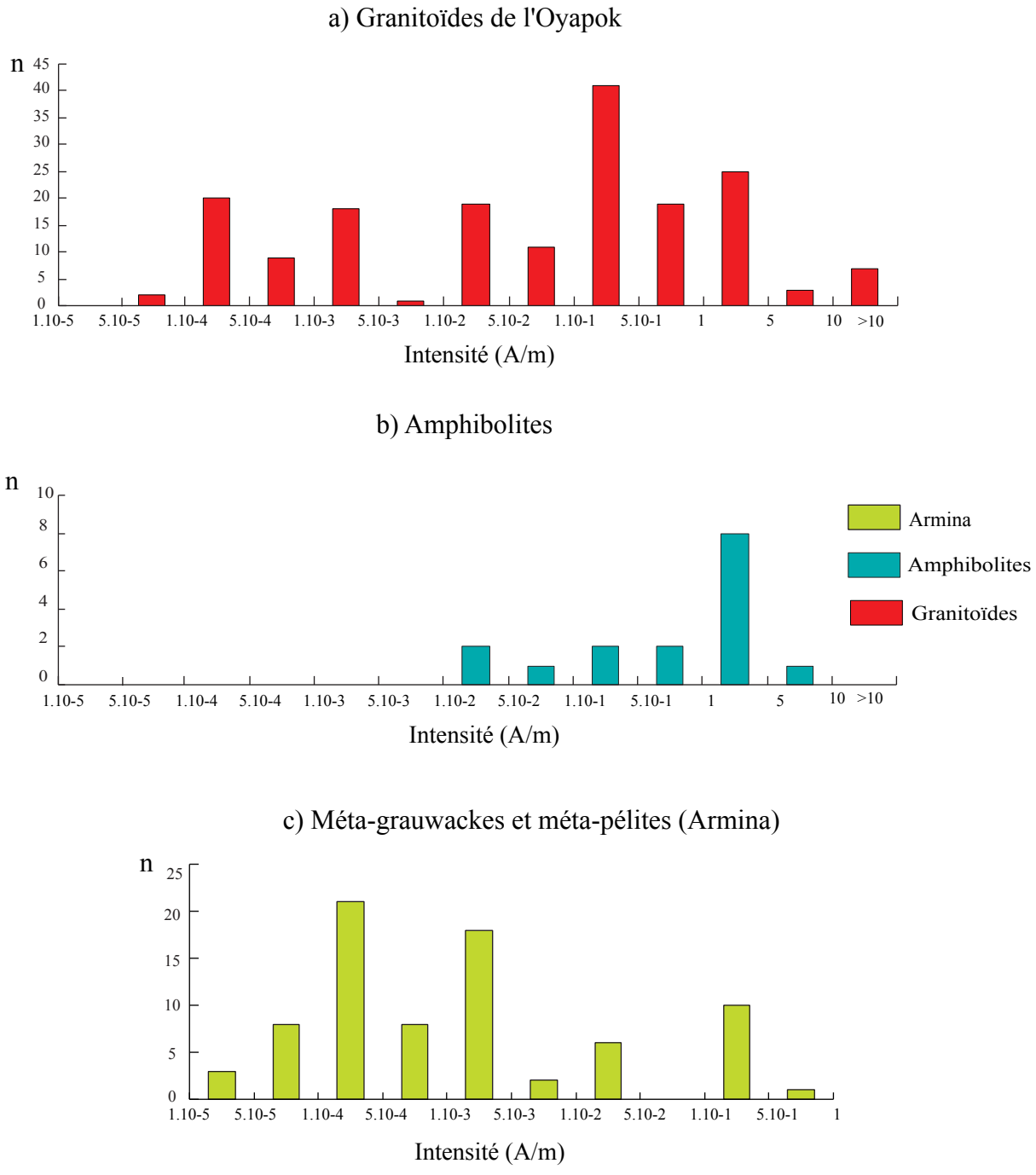
L'aimantation rémanente naturelle (ARN) a été mesurée avec un magnétomètre spinner JR5 (AGICO geophysica). Plus de 200 échantillons de Guyane et 180 de Côte-d'Ivoire ont été désaimantés progressivement par chauffage et champ alternatif (AF). La susceptibilité magnétique volumique a été mesurée après chaque palier de chauffe. Aucune variation évidente de celle-ci n'a été observée durant la désaimantation indiquant qu'il n'y eu que peu de transformation minéralogique pendant le traitement thermique.

IV. 5.1. Résultats paléomagnétiques de Guyane

La variation de l'intensité de l'ARN dépend du type de roches échantillonnées (Figs. 4.23a, b et c).

Dans les granitoïdes deux groupes peuvent être séparés (Fig. 4.23a). Le premier groupe est caractérisé par des intensités de l'ARN comprises entre $5x10^{-5}$ et $5x10^{-3}$ A/m, le second par des intensités plus élevées (>$5x10^{-3}$ A/m). Ces deux groupes correspondent aux variations de faciès pétrographiques, les granites étant pauvres en minéraux ferromagnétiques alors que les TTG (zone sud de l'Oyapok) en sont riches (voir Chapitre III et Chapitre IV.3). 200 spécimens ont fait l'objet d'une désaimantation par chauffage et AF.

Fig. 4.23 : Histogrammes des Intensités de l'ARN dans les différents types de roches échantillonnées en Guyane

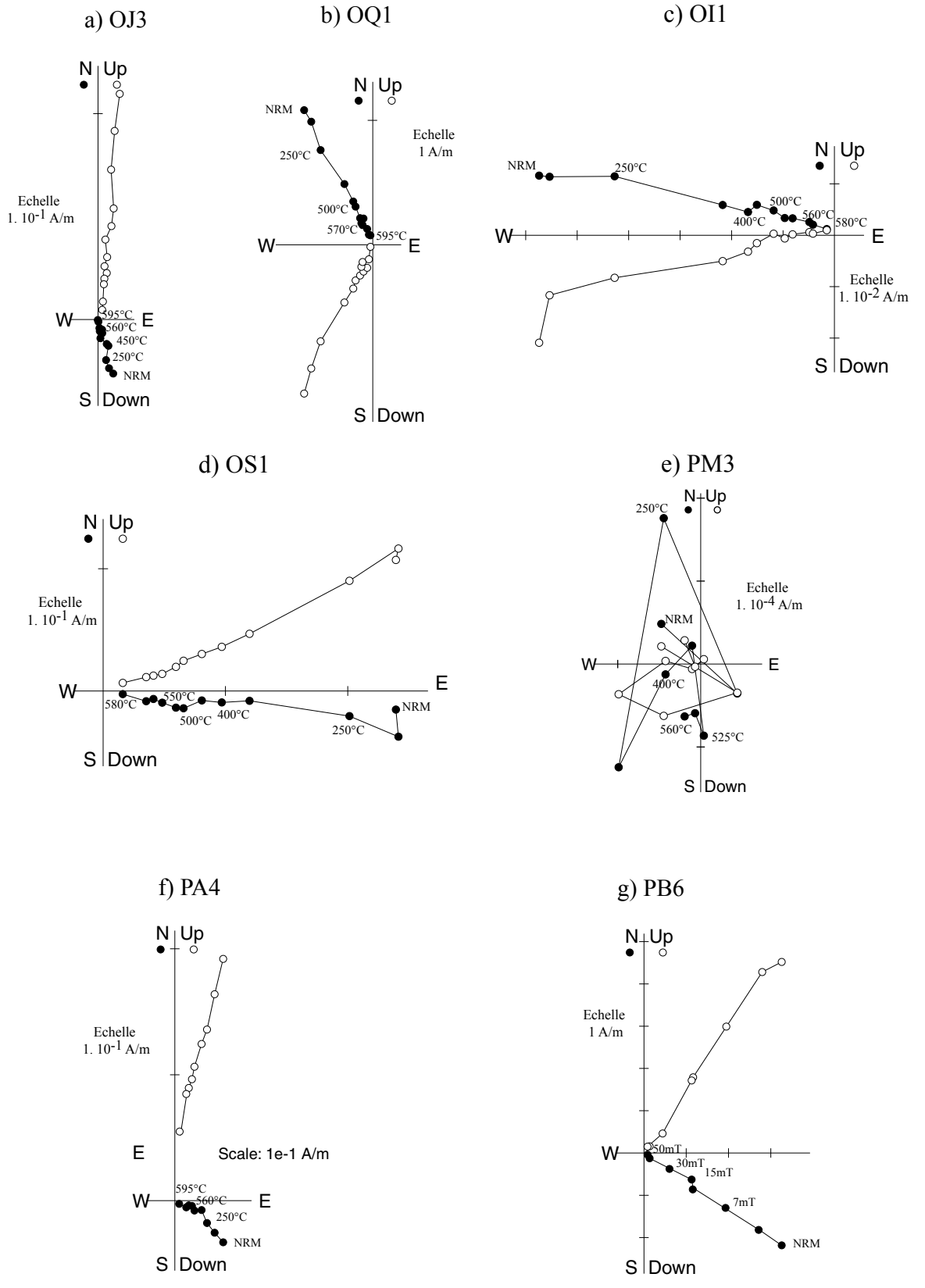


Les diagrammes orthogonaux (Zijderveld, 1967) typiques des granitoïdes de l'Oyapok sont présentés figure 4.24. Trois groupes ont été séparés d'après les directions magnétiques :

- Le premier groupe montre, après l'élimination d'une composante de basse température (<250°C), une composante de haute température avec une déclinaison SSE ou NNW avec une inclinaison faible vers le haut ou vers le bas, respectivement (Figs. 4.24a et b). Les températures de déblocage sont comprises entre 525 et 570°C, caractéristiques de la magnétite (Figs. 4.24a et b). Les directions moyennes de deux polarités (Fig. 4.25a) présentent un test d'inversion de classification I (MacFadden et Lowes, 1981 ; MacFadden et McElhinng, 1990).
- Le second groupe montre une composante de déclinaison W ou E avec une inclinaison faible vers le bas ou le haut, respectivement (Figs. 4.24c et d). Les températures de déblocage sont typiques de la magnétite, comprises entre 530 et 570°C. Les quatre sites montrent deux polarités (Fig.4.25b) et présentent un test d'inversion de classe I (MacFadden et Lowes, 1981 ; MacFadden et McElhinng, 1990)
- Le troisième groupe correspond à des spécimens ne montrant aucune rémanence magnétique (sites OF, PK, PL, PM, PN ; Fig. 4.24e) ou des directions dispersées à l'intérieur du site (sites OO, OP et OL). Pour ces sites les directions individuelles par échantillon sont bien définies mais elles ne montrent pas une distribution fisherienne. L'origine de cette dispersion est mal comprise mais ce phénomène a déjà été observé dans certaines études paléomagnétiques de granitoïdes précambriens (e.g. Piper, 1981 ; Hargraves et Onstott, 1984). Ces sites seront exclus de la suite de la discussion.

Pour les deux premiers groupes, une direction moyenne par site a été calculée et est présentée tableau 4.4. Dans certains sites, seulement la moitié des spécimens a été utilisée pour calculer la moyenne (tableau 4.4). La dispersion au sein de ces sites n'est pas en relation avec la variation de l'ARN ou à une forte anisotropie de susceptibilité magnétique. Les sites proches, correspondant à un même pluton, ont été regroupés avant de calculer une moyenne (e.g. OR, OS, OT ; tableau 4.4). Les directions sont différentes du champ actuel (Figs. 4.25a et b) et de la direction identifiée pour les dykes jurassiques (D= 8° ; I = -1° ; Nomade et al., 2000). De plus, chaque groupe de directions montre un test d'inversion intermédiaire (Fig. 4.25a et b).

Fig. 4.24 : Diagrammes orthogonaux (Zijderveld, 1967) de désaimantation par chauffage et AF des granitoïdes et amphibolites de l'Oyapok. Les figurés solides et vides correspondent au plan horizontal et vertical respectivement.



Enfin le porteur de l'aimantation rémanente est clairement identifié comme étant une magnétite faiblement titanée automorphe (non déformée) et non altérée (absence de maghémite) (c.f. paragraphe IV.3.4). Ces arguments indiquent que la rémanence de hautes températures isolée est probablement primaire, paléoprotérozoïque, pour les granitoïdes de l'Oyapok.

Les amphibolites échantillonnées (2 sites) montrent une faible variation de l'intensité de l'ARN marquée par un histogramme unimodal ($1x10^{-2}$ à 10 A/m) avec une majorité de spécimens entre 1 et 5 A/m (Fig. 4.23b). Les diagrammes orthogonaux (Zijderveld, 1967) représentatifs de la désaimantation de ces roches sont présentés sur les figures 4.24f et g. Une composante magnétique unique de déclinaison SE et une inclinaison moyenne vers le haut a été mise en évidence aussi bien par chauffage qu'en AF (Figs. 4.24f et g). Les diagrammes orthogonaux indiquent que la direction magnétique rémanente est portée par un minéral de champ coercitif <50mT ayant une température de déblocage comprise entre 550 et 570°C. Ces caractéristiques physiques sont typiques de la magnétite. La présence de magnétite est confirmée par les expériences thermomagnétiques et les observations pétrographiques (c.f. paragraphe IV.3). Les directions moyennes par site (tableau. 4.4) dans les amphibolites sont distinctes des composantes magnétiques identifiées pour les dykes jurassiques (D= 8° ; I = -1° ; Nomade et al., 2000) et de la direction du champ magnétique terrestre actuel (D= 342° ; I= 18,5°). Ceci plaide pour une aimantation rémanente primaire concernant ces amphibolites.

Les méta-sédiments d'Armina ont, de la même manière que les granitoïdes, une intensité de l'ARN variable résultat de l'hétérogénéité de la concentration de la magnétite dans ces roches (Fig. 4.23c ; voir Paragraphe IV.3.4.2). Les spécimens des sites 12 et 13 ont une intensité comprise entre $1x10^{-2}$ et 1 A/m alors que les autres spécimens ont des intensités variant de $1x10^{-5}$ à $5x10^{-3}$ A/m. La désaimantation des méta-sédiments échantillonnés au Nord-Ouest de la Guyane a été essentiellement réalisée par AF. Après l'élimination d'une composante à très faible champ magnétique (<4mT ; Fig. 4.26a), l'intensité décroît linéairement vers l'origine (Figs. 4.26a et b) montrant une composante de déclinaison NW à NNW et une faible inclinaison vers le bas. Les méta-sédiments étant plissés, nous avons calculé les directions avant et après le plissement afin de réaliser un test du pli (Figs. 4.27a et b). La figure 4.27 montre les directions moyennes par site en repère stratigraphique (avant le plissement, Fig. 4.27a) et en repère géographique (après le plissement ; Fig. 4.27b).

Fig. 4.25 : Projections sétérographiques (hemisphère inférieur ; Schmidt) des directions moyennes par site des TTG (a) et granites (b). Les synboles solides et vides correspondent à une inclinaison vers le bas et vers le haut respectivement.

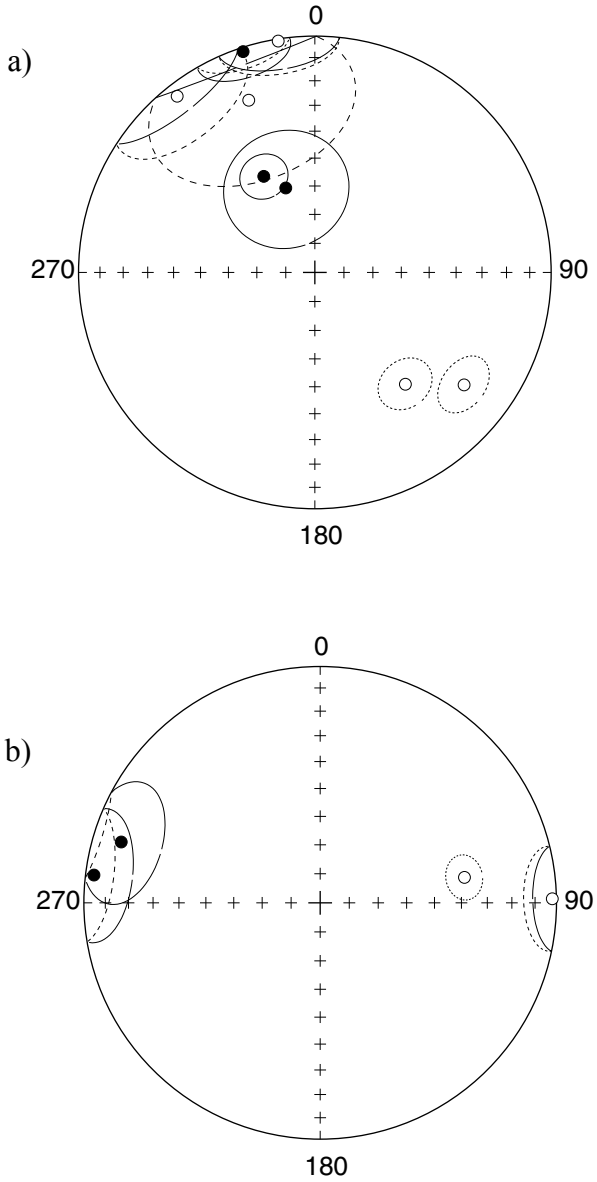


Fig. 4.26 : Diagrammes orthogonaux de désaimantation de méta-grauwacke de la série d'Armina. Le symbole solide (vide) représente le plan horizontal (vertical)

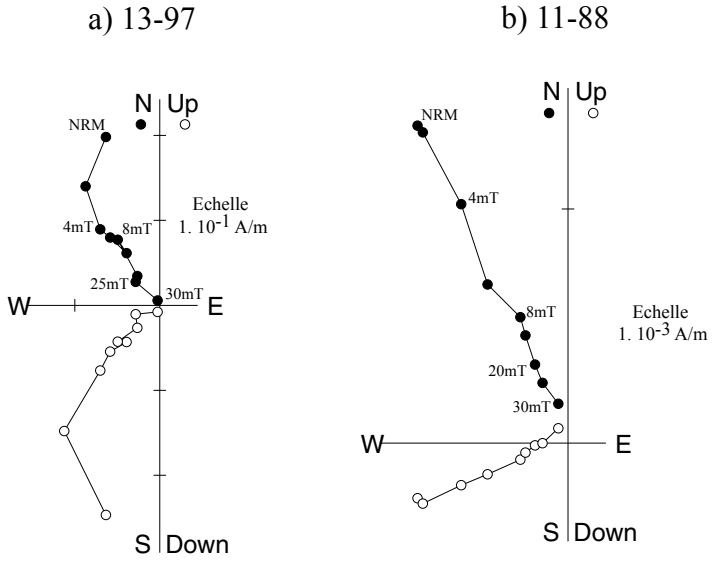
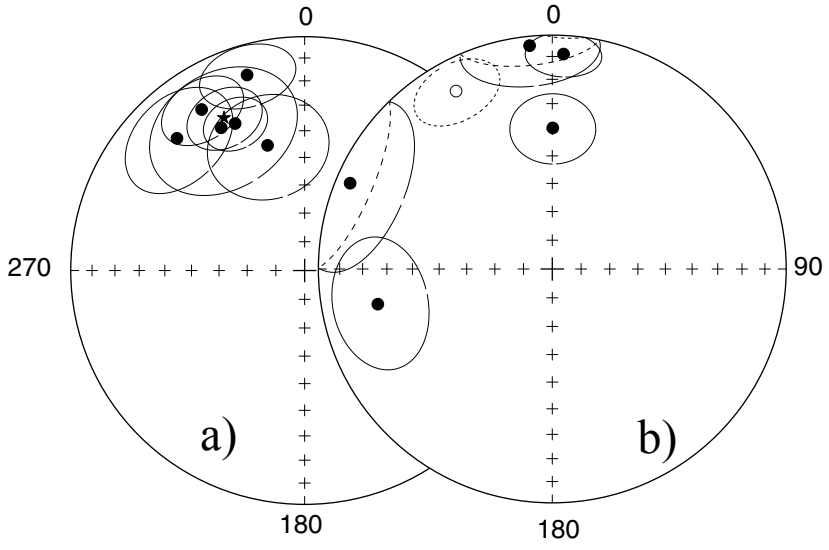


Fig. 4.27 : Projections sétérographiques (hemisphère inférieur ; Schmidt) des directions moyennes par site des méta-sédiments avant (a) et aprés (b) corrections de pendages. Synbole solide (vide) correspond à une inclinaison vers le bas (haut)



Le groupement des directions moyennes est meilleur avant dépliage qu'après, indiquant que le « test du pli » est négatif et que l'aimantation a été acquise après le plissement (K1/K2 = 9,51 ; McElhinny, 1964). Le plissement et le métamorphisme de cette série sédimentaire étant consécutifs à l'intrusion de granites, on peut penser que l'aimantation rémanente a été acquise pendant la phase thermique associée à ces intrusions. La moyenne de ces directions est distincte du champ terrestre actuel (D= 342 ; I= 18,5) et de la direction des dykes jurassiques (D= 8 ; I = -1 ; Nomade et al., 2000). Ces arguments vont dans le sens d'une aimantation ancienne, paléoprotérozoïque des méta-sédiments de la série d'Armina correspondant à l'âge des intrusions granitiques métamorphisant cette série sédimentaire.

Les sites paléomagnétiques ayant été échantillonnés sur une grande surface géographique, nous avons transféré les directions moyennes en pôles magnétiques afin de les interpréter dans un sens tectonique. La figure 4.28 présente tous les pôles moyens de chaque site sur une projection de type Haitoff. Tous les sites sont regroupés en deux ensembles à l'exception du site PC (Fig. 4.28). Ce site est proche de celui du Jurassique et pourrait correspondre à une réaimantation, donc il a été éliminé de la moyenne. Le premier groupe de pôles correspond à une partie des granitoïdes, le site PA (amphibolite) de l'Oyapok et les méta-sédiments de la série d'Armina (tableau 4.4). Le second groupe de pôles correspond aux autres granitoïdes et à l'amphibolite du site PB. Un pôle moyen a été calculé pour chaque groupe et nommé A et B respectivement ; A : λ_A = -62°N, ϕ_A = 61°E, k=18, A95 = 10°, N = 15 et B : λ_B = -5°N, ϕ_B = 50°E, k= 26, A95 = 18°, N = 5. Les âges estimés d'acquisition de la rémanence magnétique pour ces deux pôles seront discutés dans la partie IV. 6.

IV. 5.2. Résultats paléomagnétiques de Côte-d'Ivoire

L'histogramme des intensités de l'ARN des spécimens échantillonnés dans le batholite de Ferké est bimodal (Fig. 4.29a). Les intensités sont comprises entre $1x10^{-4}$ et 10 A/m avec deux maximum $1x10^{-3}$ à $5x10^{-3}$ et $1x10^{-1}$ et $5x10^{-1}$ A/m, respectivement. Les variations d'intensité de l'ARN dans le granite de Ferké sont dues aux différentes compositions chimiques des plutons formant ce batholite. Des diagrammes orthogonaux de désaimantations représentatifs des spécimens de ce batholite sont présentés figure 4.30. Trois types de comportements sont observés d'après les directions magnétiques.

FIg. 4.28 : Pôle paléomagnétique de chaque site et moyennes des deux groupements A et B (Projection de type Haitoff).

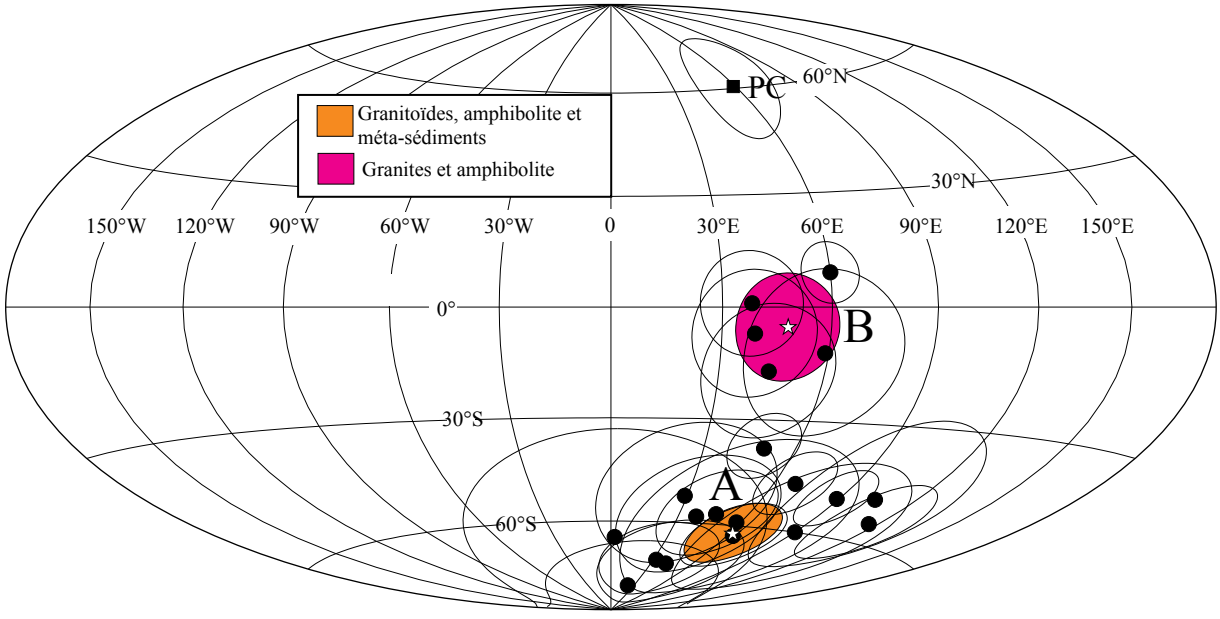


Tableau 4.4: Résultats paléomagnétiques de Guyane

Site	Localisation Slong	Slat	n/N	D (°)	I (°)	°N	°E	k	A95 (°)
Granitoïdes									
FV	3°41'17"	51°58'35"	4/6	323	-6	-52	29	15	21
FX	2°39'59"	52°31'30"	5/9	342	2	-77	32	31	12
FY	2°40'42"	52°31'11"							
OA	3°43' 19"	51° 57'23"	6/8	341	60	-49	104	21	11
OF	2°47'03"	52°28'31"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
OJ	2°39'15"	52°32' 28"	3/6	127	-22	-37	49	68	9
OL	2°34'24"	52°31'32	Directions magnétiques dispersées						
OM	2°31'53"	52°33' 10"	3/6	339	-23	-67	3	9	32
ON	2°31'07"	52°33'38"	5/6	351	-1	-81	22	17	15
OO	2°26'02"	52°32' 40"	Directions magnétiques dispersées						
OP	2°25'30"	52°38'35"	Directions magnétiques dispersées						
OQ	2°20'55"	52°40'25"	6/6	332	53	-50	89	82	9
PC	2°11'20"	52°54'37"	3/4	27	-18	61	61	59	16
PJ	2°17'44"	52°49'09"	3/6	141	-39	-47	68	180	9
PK	2°46'21"	52°31'20"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
PL	2°46'21"	52°31'20"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
PM	2°46'21"	52°31'20"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
PN	2°46'21"	52°31'20"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
Amphibolite									
PA	2°14'55"	52°52'23"	5/8	173	-57	-55	116	33	11
Métagrauwackes d'Armina									
11	05°08'30"	54°20'50"	3/6	344	14	-73	41	84	14
12	05°08'19"	54°21'05"	5/7	328	12	-58	38	19	18
13	05°02'46"	54°25'09"	4/8	335	31	-63	63	45	10
14	05°02'41	54°25'08"	3/7	330	30	-59	58	16	24
16	5°18'27"	53°36'34"	4/9	344	44	-64	90	16	20
18	5°11'22"	53°40'38"	4/7	327	19	-54	46	29	13
		Moyenne A	**N=15**			**-62**	**61**	**18**	**10**
Granite									
FS	3°43'16"	51°56'27"	5/8	287	14	-17	44	20	18
FT	3°43'15"	51°56'43"							
PJ2	2°17'42"	52°49'11"	3/6	80	-38	9	59	257	8
OR	2°22'03"	52°41'16"							
OS	2°20'50"	52°43'02"	10/18	89	-2	1	38	13	14
OT	2°20'15"	52°44'04"							
OI	***2°39'22"***	52°31'43"	3/5	277	4	-7	39	21	17
Amphibolite									
PB	2°11'48"	52°54'04"	5/9	103	-39	-12	59	13	22
		Moyenne B	**N=8**			**-5**	**50**	**26**	**18**

n/N: nombre de spécimens ayant participé au calcule de la moyenne/nombre de spécimens désaimantés ; D: Déclinaison ;
I : Inclinaison ; : latitude du pôle ; : longitude du pôle ; k: paramètre de précision ; A95: interval de confiance à 95%

Dans le premier groupe, la plupart des spécimens présentent une mono-composante (Fig. 4.30a). Seuls quelques spécimens montrent deux composantes, l'une à basse température et l'autre de haute température (Fig. 4.30b). Les directions isolées à basse température sont dispersées. Il s'agit donc probablement d'une aimantation visqueuse ou d'une réaimantation partielle. Les directions isolées à haute température sont cohérentes avec une déclinaison NW et une inclinaison faible vers le bas. Les températures de déblocage sont comprises entre 500 et 620°C, caractéristiques de la magnétite et de l'hématite. La présence d'hématite avait été mise en évidence grâce aux expériences thermomagnétiques et l'IRM dans quelques spécimens provenant du batholite de Ferké (c.f. Paragraphe IV. 3.1 et IV 3.2). Les deux minéraux ferromagnétiques portent la même direction. D'après l'étude microscopique et au MEB, l'hématite est le résultat de l'oxydation de la magnétite en condition de température supérieure à 400°C. Ceci étant dit la magnétite est donc plus ancienne que l'hématite. La cohérence des directions magnétiques isolées dans la magnétite et l'hématite indique soit une altération très rapide après la cristallisation soit une réaimantation totale. Les multiples intrusions formant le batholite (Ouattara, 1998) sont accompagnées de circulation de fluide. Cette circulation de fluide péné-contemporaine de ces intrusions pourrait expliquer la formation d'hématite durant le stade tardi-magmatique.

Le second groupe correspond à une composante de direction E à SE et à une inclinaison faible vers le bas (Figs. 4.30c et d). Cette composante magnétique est observée aussi bien par désaimantation thermique que par AF (Figs. 4.30c et d). Cette composante est restreinte aux sites du nord du granite de Ferké, sites 9 à 13 (tableau 4.5). Les diagrammes orthogonaux indiquent que la direction magnétique rémanente est probablement portée par une magnétite de champ coercitif <50mT et une température de déblocage comprise entre 525 et 560°C.

Le troisième groupe correspond à des spécimens ne montrant aucune rémanence magnétique (Fig. 4.30e ; sites 4, 12, 14, 15) ou des directions aléatoires à l'intérieur du site (site 06). Les sites ne montrant aucune composante magnétique stable appartiennent à des sites de faible intensité de l'ARN ($5x10^{-5}$ à 5.10^{-3} A/m ; Fig. 4.29a) et n'ayant pas de minéraux ferromagnétiques identifiés (voir paragraphe IV.3). Ces sites seront écartés dans la suite de la discussion.

Fig. 4.29 : Histogrammes de l'intensité de l' ARN des spécimens des différents types de granitoïdes échantillonnés en Côte d'Ivoire.

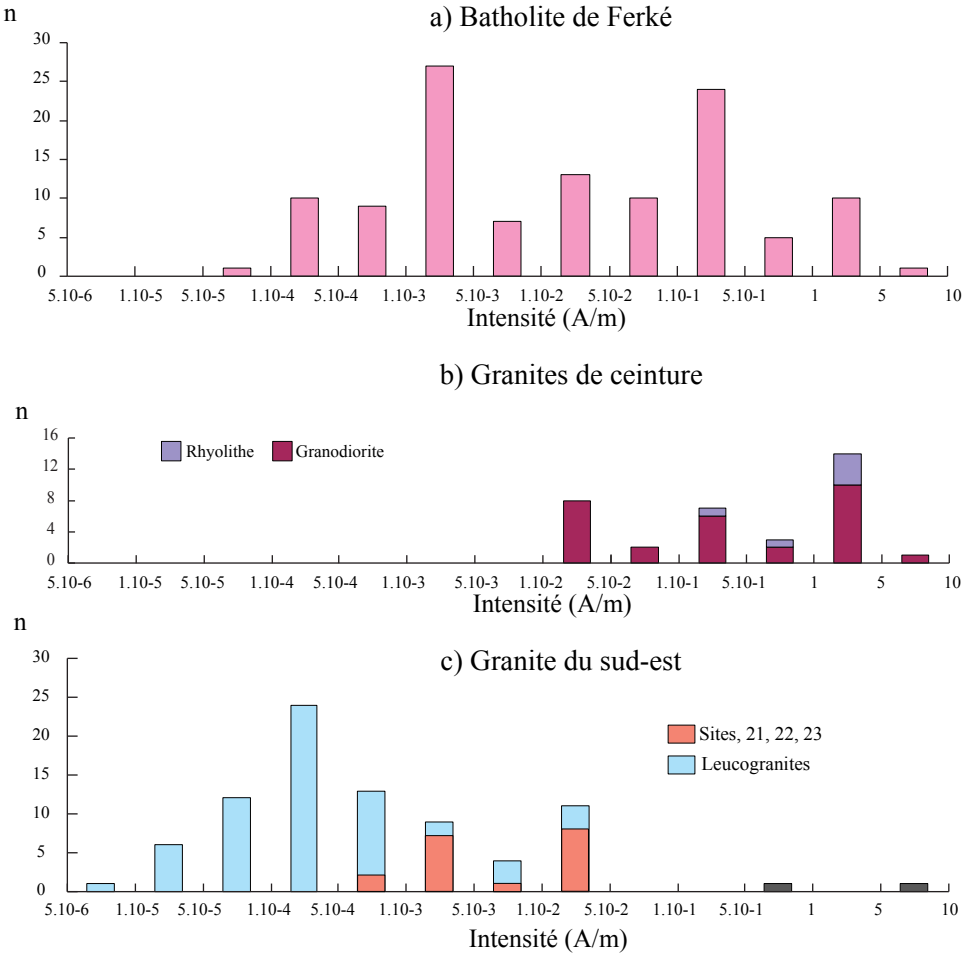
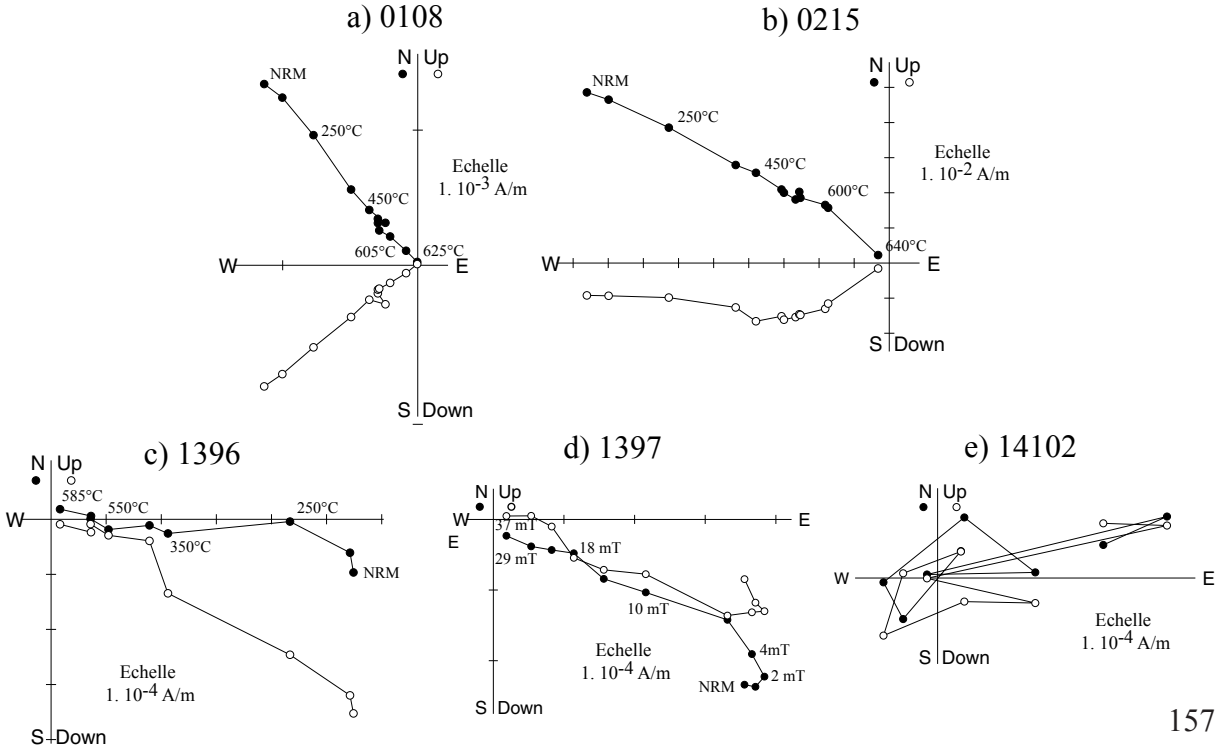


Fig. 4.30 : Diagrammes orthogonaux (Zijderveld, 1967) de désaimantation par chauffage et AF carctéristiques du batholite de Ferké. Les figurés solides et vides correspondent au plan horizontal et vertical respectivement.



Pour les deux premiers groupes une direction moyenne par site a été calculée et est présentée tableau 4.5. Les couples de sites (7, 8) et (10, 11), correspondant chacun à un pluton, ont été regroupés afin de calculer la moyenne. Dans certains sites, la dispersion des directions magnétiques obligent à n'utiliser que la moitié des spécimens afin de calculer une moyenne (tableau 4.5). Les directions moyennes calculées dans le batholite de Ferké, sont distinctes de la direction du champ magnétique terrestre actuel (D= 342 ; I= 18,5 ; tableau. 4.5).

Les intensités de l'ARN des granodiorites et tonalites (sites 16 à 20) et de la rhyolite (site 19) sont relativement homogènes comprises entre $1x10^{-2}$ et 10 A/m (Fig. 4.29b). Les sites 21 à 26, qui sont pétrographiquement proches des granites de ceinture, ont une ARN supérieure à $5x10^{-3}$ A/m (Fig. 4.29c). Les spécimens provenant de ces granites peuvent être divisés en trois groupes en fonction des directions magnétiques.

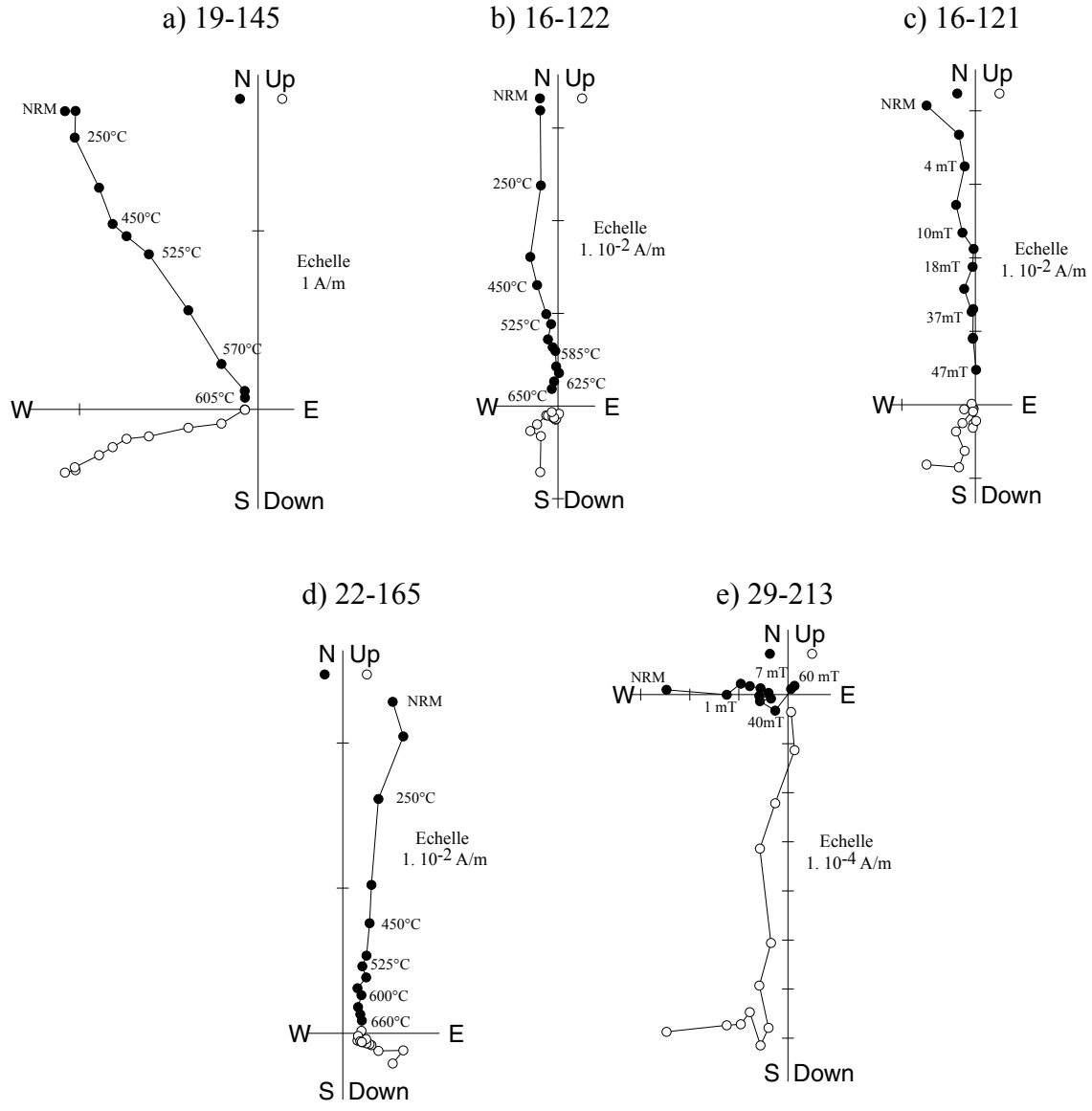
Le premier groupe, qui se retrouve uniquement dans la rhyolite (site 19), montre une seule composante de déclinaison NW avec une inclinaison moyenne vers le bas (Fig. 4.31a).

Le second groupe présente une mono-composante de déclinaison NNE à NNW, avec une inclinaison faible vers le bas dans les granites de ceinture (Figs. 4.31b et c) et dans les granites apparentés aux granites de ceinture (Fig. 4.31d).

Le troisième groupe correspond à des sites ne montrant pas de rémanence magnétique (sites 24 et 25) due à une absence de minéraux ferromagnétiques et à des sites ayant des composantes magnétiques dispersées (sites 17 et 18). Ces sites n'ont pas permis de calculer une moyenne et seront écartés de la discussion ci-dessous.

Les températures de déblocage sont comprises entre 550 et 660°C, caractéristiques de la magnétite et de l'hématite (identifiées dans ces roches : c.f. Paragraphe IV. 3.1, IV 3.2 et IV 3.4). La direction moyenne pour chaque site est indiquée tableau 4.5. Certaines directions moyennes des granites de ceinture et granites apparentés sont proches de la direction jurassique (D= 355, I =7, Hargraves et al., 1999). Dans ces roches la présence d'hématite en pseudomorphose sur la magnétite primaire indique une altération chimique (c.f. paragraphe IV. 3.4). Malgré tout, aucun phénomène thermique n'a affecté l'ensemble de ces granites durant le Jurassique, en effet les seuls dykes jurassiques connus en Côte-d'Ivoire se trouvent au sud-ouest du pays à plus de 100 kilomètres des sites échantillonnés.

Fig. 4.31 : Diagrammes orthogonaux (Zijderveld, 1967) de désaimantation par chauffage et AF caractéristiques des granites de ceinture et du sud-est de la Côte d'Ivoire. Les figurés solides et vides correspondent au plan horizontal et vertical respectivement.



L'hématite formée aux dépens de la magnétite porte une direction identique à celle-ci et s'est sans doute formée consécutivement à un passage de fluides d'extension régionale. Le seul événement tectono-thermique susceptible d'avoir un effet régional important postérieur à la mise en place de ces granites dans cette région est d'âge paléoprotérozoïque : c'est l'événement eburnéen II daté entre 2,10 à 2,07 Ga (Vidal et al., 1996). Ces arguments plaident en faveur d'une aimantation ancienne, probablement paléoprotérozoïque pour les granitoïdes de ceinture de Côte-d'Ivoire et due à une réaimantation totale de ces roches durant l'événement eburnéen II (2,10 à 2,07 Ga).

L'histogramme correspondant aux leucogranites, excluant les granites à composition de TTG montre une distribution unimodale de l'ARN. Celle-ci est faible, toujours inférieure à $5x10^{-3}$ A/m (Fig. 4.29c). Deux groupes de directions peuvent être identifiés :

Le premier groupe montre une composante magnétique de déclinaison variable mais toujours avec une forte inclinaison vers le bas probablement portée par une magnétite (Fig. 4.31e). Cette composante a été identifiée dans les sites 27 et 29 (Tableau 4.5).

Le second groupe est caractérisé par l'absence de rémanence magnétique (sites 28, 30, 31, 32). Ces sites montrent des ARN très faibles et aucun minéral ferromagnétique n'a été identifié lors de l'étude pétrographique (Fig. 4.9d du paragraphe IV. 3). Ces sites ne seront pas discutés dans le reste du chapitre. Une moyenne a été calculée pour les sites 27 et 29 et est présentée dans le tableau 4.5.

L'échantillonnage a été effectué sur une grande partie de la Côte-d'Ivoire, certains sites étant distants de plus de 100 km. Nous avons donc, avant de les interpréter, transférés la direction magnétique de haute température de chaque spécimen et de chaque site en pôle. La figure 4.32 correspond à la projection du pôle des spécimens utilisés pour calculer les moyennes de chaque site (Fig. 4.32a) et des pôles par site (Fig. 4.32b). A part les pôles provenant des deux sites de leucogranites (site 27 et 29) qui se trouvent autours du méridien et de l'équateur, tous les pôles se distribuent progressivement sur une bande longitudinale entre 60 et 100°E et 270 à 330°E (Fig. 4.32). Trois groupes de pôles peuvent être grossièrement distingués, correspondant aux granites de ceinture (C1), au granite de Ferké (C2) et aux leucogranites du sud-est (C3 ; Fig. 4.32b). Les pôles des spécimens du site 19 (rhyolite) sont intermédiaires entre les pôles des spécimens de Ferké et des granites de ceinture. Pour calculer le pôle moyen des leucogranites du sud-est (C3) nous avons utilisé la moyenne des spécimens des sites 27 et 29 (tableau 4.5 ; Fig. 4.32b ; $\lambda_{C3} = 0$, $\phi_{C3} = 359$, k = 9, $A_{95} = 12°$, n= 12).

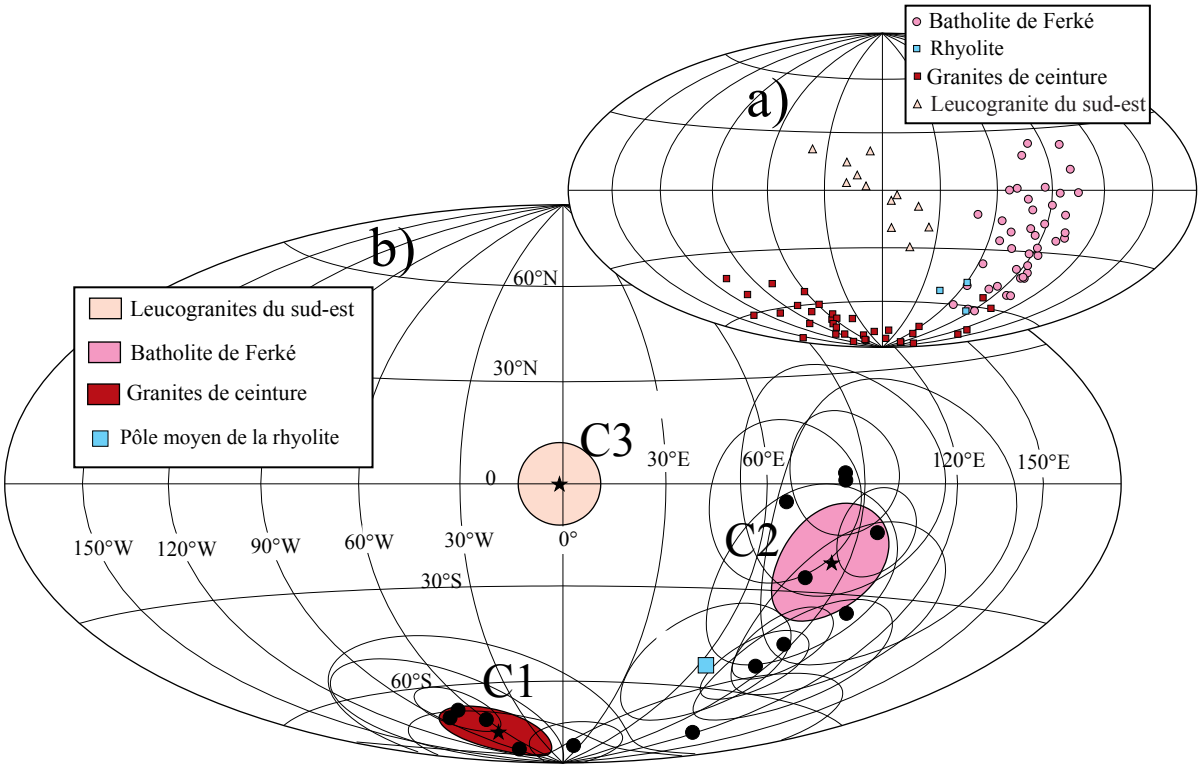
Tableau 4.5 : Résultats paléomagnétiques de Côte-d'Ivoire

Site	Localisation		n/N	D	I			k	A95
	Slong	Slat		(°)	(°)	°N	°E		(°)
Batholite de Ferké									
O1	7° 00' 730	6° 15'790	6/7	322	13	-52	85	36	11
O2	7° 27' 240	6° 00' 260	6/7	314	15	-45	87	41	11
O3	7° 27' 350	6° 00' 070	3/6	269	-1	1	84	9	32
O4	7° 30' 005	5° 51° 390	Absence de minéraux ferromagnétiques						
O5	7° 27' 645	6° 00' 118	3/6	305	17	-35	100	26	25
O6	7° 27' 815	6° 00' 008	Directions magnétiques dispersées						
O7	7° 30' 990	5° 49' 308	6/12	287	30	-13	96	31	12
O8	7° 32' 505	5° 46' 900							
O9	8° 38' 260	5° 16' 730	3/7	277	-29	-5	66	29	23
10	8° 46' 930	5° 16' 395	5/12	297	-3	-26	78	13	26
11	8° 46' 090	5° 16' 395							
12	8° 46' 970	5° 16' 115	Absence de minéraux ferromagnétiques						
13	8° 46' 870	5° 14' 710	5/7	267	-2	3	84	22	17
14	8° 46' 140	5° 13' 990	Absence de minéraux ferromagnétiques						
15	8° 48' 970	5° 11' 017	Absence de minéraux ferromagnétiques						
19	7° 55' 217	4° 47' 248	3/6	326	-13	-53	63	46	19
		Moyenne C2 (site)	**9/15**			**-25**	**83**	**11**	**16**
		Moyenne C2 (éch)	**40/67**			**-24**	**85**	**10**	**7**
Granites (ceinture)									
16	8° 11' 250"	5° 04' 380"	4/6	357	4	-83	19	120	9
17	8° 13' 755"	5° 07' 110"	Directions magnétiques dispersées						
18	8° 14' 140"	5° 06' 950"	Directions magnétiques dispersées						
20	5° 01' 755"	6° 34' 204"	4/7	19	1	-70	277	22	20
21	5° 53' 395"	4° 40' 305"	5/7	20	-9	-68	290	105	8
22	5° 54' 300"	4° 41' 290"	5/7	13	10	-83	276	28	15
23	5° 52' 360"	4° 46' 525"	3/6	345	26	-73	117	36	21
24	5° 49' 023"	4° 40' 840"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
25	5° 48' 673"	4 ° 40'865"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
26	5° 42' 379"	4° 35' 329"	3/6	14	-10	-72	300	12	28
		Moyenne C1 (site)	**6/10**			**-82**	**292**	**28**	**13**
		Moyenne C1 (éch)	**29/49**			**-77**	**281**	**20**	**6**
Leucogranites									
27	5° 28' 915"	4° 13' 395"	6/7	141	75	-16	13	70	11
28	5° 37' 306"	4° 07' 302"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
29	5° 39' 760"	4° 11' 115"	6/7	296	86	8	348	58	11
30	5° 55' 219"	4° 13' 086"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
31	5° 58' 764"	4° 08' 819"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
32	5° 59' 196"	3° 59' 090"	Absence de minéraux ferromagnétiques						
		Moyenne C3 (éch)	**12/36**			**0**	**359**	**9**	**13**

n/N: nombre de spécimens ayant participé au calcule de la moyenne/nombre de spécimens désaimantés ; D: Déclinaison ;

I : Inclinaison ; : latitude du pôle ; : longitude du pôle ; k: paramètre de précision ; A95: interval de confiance à 95%

Fig. 4.32 : Projection de type Haitoff des PGV de chaque spécimen (a), et des moyennes de chaque site en Côte-d'Ivoire (b).



Nous avons calculé pour le groupe C1 et C2, pour comparaison, deux moyennes basées sur différentes unités statistiques. La première est calculée avec les spécimens de chaque groupe : C1 (granites de ceinture) : λ_{C1} = -77°N, ϕ_{C1} = 281°E, k = 20, A95 = 6°, n/N : 29/49 ; C2 (batholite de Ferké) : λ_{C2} = -24°N, ϕ_{C2} = 85°E, k= 10, A95 = 7°, n/N = 40/67. La seconde est basée sur les moyennes des sites de chaque groupe: C1 : λ_{C1} = -82°N, ϕ_{C1} = 292°N, k = 28, A95 = 13°, N = 6 ; C2 : λ_{C2} = -25°N, ϕ_{C2} = 83°E, k= 11, A95 = 16°, N = 9. Les pôles moyens calculés avec les deux méthodes unités statistiques sont proches, avec une bien meilleure précision de la moyenne des spécimens (tableau 4.5). Les âges estimés de l'acquisition de la rémanence magnétique de ces trois groupes seront discutés dans la partie IV. 6.

IV. 6. Discussion

IV.6.1. Estimation de l'âge de la rémanence magnétique ; courbes de dérive apparente des pôles des cratons des Guyanes et de l'Afrique de l'Ouest.

Nous avons reporté dans les figures 4.33a et b les pôles obtenus dans notre étude en Guyane (chapitre II) et de Côte-d'Ivoire et les pôles paléoprotérozoïques disponibles dans la littérature sur les deux cratons concernés (tableau 4.6).

Seuls quatre pôles d'âges compris entre 1950 et 2050 Ma sont disponibles dans la littérature concernant le craton des Guyanes (tableau 4.5). Ces pôles proviennent du Venezuela. Ils sont proches du pôle A et B de notre étude. Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les sites échantillonnés sur la rivière Oyapok sont présentés Chapitre III et paragraphe IV. 2.1. Ils indiquent clairement que l'échantillon daté provenant du pôle A a des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ intermédiaires entre les pôles OYA (C.f. Chapitre II) et B (Fig. 4.33a). L'âge de la rémanence magnétique des pôles A et B peut être estimé grâce aux vitesses de refroidissement (Chapitre III) et aux températures de Curie des magnétites (c.f. Paragraphe IV.3.1). Cette estimation est de 2025 ± 20 Ma (vitesse de refroidissement de 3,8 +2,8/-2,0°C/Ma) et 2010 ± 20 Ma (3.5 +2/-1.6°C/Ma) pour les pôles A et B, respectivement. Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite et amphibole des roches provenant du Venezuela (Onstott et al, 1984) sont plus jeunes que ceux obtenus dans notre étude. Cependant, la vitesse de refroidissement indiquée par ces âges est plus faible (2,6 ± 1°C/Ma). Ceci permet d'estimer l'âge de la rémanence magnétique vers 2,0 Ga (Onstott et Hargraves, 1981, Onstott et al, 1984). Cette estimation est statistiquement

comparable avec les âges obtenus pour les pôle A et B de notre étude. Basée sur nos données paléomagnétiques et géochronologique nous proposons une CDAP entre 2050 et 1990 Ma pour le craton de Guyanes (Fig. 4.33a). Elle indique un mouvement tout d'abord latitudinal de 54° ± 16° (OYA à A) puis rotationnel de 58° ± 24° (A à B). En utilisant la courbe de dérive apparente des pôles tracée pour la Guyane avec nos données et en comparant cette CDAP avec les pôles des études antérieurs (Onstott et Hargraves, 1981, Onstott et al, 1984), il apparaît qu'une partie de ceux-ci a un âge d'aimantation intermédiaire entre le pôle OYA et A, et l'autre partie entre le pôle A et B (Fig. 4.33a).

Les données paléomagnétiques paléoprotérozoïques disponibles sur le craton d'Afrique de l'Ouest sont plus nombreuses (tableau 4.6) et présentées avec celles de notre étude sur la figure 4.33b. L'âge estimé de la rémanence magnétique proposé par les auteurs pour chaque pôle provenant des études antérieures est aussi indiqué sur cette figure.

Ce qu'on peut noter sur la figure 4.33b c'est que les pôles paléomagnétiques se distribuent essentiellement, comme nous l'avions remarqué auparavant pour nos résultats, en longitude. Le pôle C2 de notre étude est compatible avec les données existantes dans la littérature. L'âge de la rémanance magnétique proposé pour ces pôles varie de 2055 à 1950 Ma. Le pôle C2 est proche du pôle proposé par Onstott et Dorbor (1987) et daté à 2050 ± 6 Ma (Fig. 4.33b). Néanmoins, cette datation de la rémanence n'est, d'après les auteurs, qu'une suggestion. Une meilleure estimation de l'âge de la rémanence pour le pôle C2 est permise grâce aux âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ de Onstott et al (1984). La vitesse de refroidissement estimée d'après ces données géochronologiques est de 3,2 ± 2,2/-1°C/Ma. Ceci permet de proposer un âge pour la rémanence magnétique de 1990 ± 16 Ma. Cette âge est donc envisageable pour le pôle C2. Il est intéressant de noter que connaissant l'âge de cristallisation du batholite de Ferké (2094 ± 6 Ma ; Doumbia, 1997) et en utilisant l'âge estimé de l'aimantation rémanente (~2000 Ma) on arrive à une vitesse de refroidissement de 2,2 à 2,5°C/Ma entre 750 et 250°C. Ces vitesses de refroidissement sont comparables à celles calculées en Guyane (Chapitre III) et au Venezuela (Onstott et al.,1984). Deux pôles d'âge plus anciens (2200-2000 Ma, Piper et Lomax, 1973) nommés PL se trouvent entre C1 (granites de ceinture) et C2 (~2000 Ma ; Ferké). Les granites de ceinture (pôle C1) sont plus anciens (2130 à 2110 Ma ; âges Pb/Pb ; Doumbia et al., 1997) que le batholite de Ferkéssédougou et sont apparemment affectés par un événement thermique et /ou hydrothermal (hématite en auréole autour de la magnétite). L'aimantation rémanente dans ces roches pourrait donc être synchrone de l'événement compressif NW-SE daté entre 2100 et 2070 Ma (Delor et al., 1992, Vidal et al., 1996).

Fig. 4.33 : Courbes de dérives apparentes des pôles proposées pour le craton des Guyanes (a) et du craton d'Afrique de l'Ouest (b)

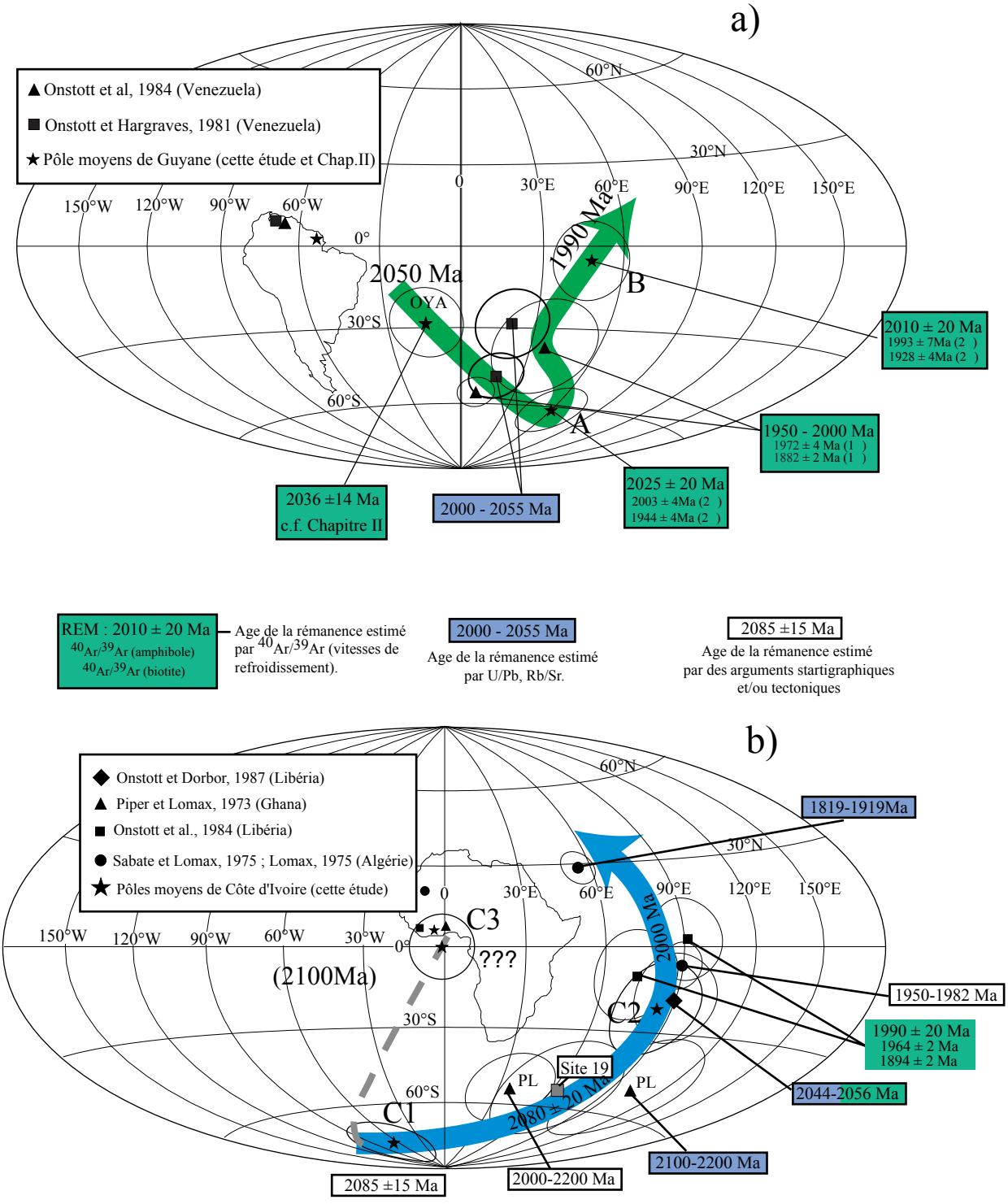


Tableau 4.6 : Synthèse des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques (2,20 à 1,90 Ga) des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest

Type de roche	Nom	Pays	A95			Age de la rémanence estimé	Méthodes de datations	Références
Craton des Guyanes			(°)	°N	°E	Ma		
Granite	La Encrucijada	Venezuela	6	-55	8	1900-2000	Ar/Ar (1972±4 Ma, 1883±2 Ma)	Onstott T.C. et al., 1984
Granite	La Encrucijada	Venezuela	18	-37	36	1900-2000	Ar/Ar (1972±4 Ma, 1883±2 Ma)	Onstott T.C. et al., 1984
Ganulite	Imataca	Venezuela	18	-49	18	1950-2050	Rb/Sr (2020±60 Ma)	Onstott T.C et Hargraves R.B, 1981
Ganulite	Imataca	Venezuela	18	-29	21	1950-2050	Rb/Sr (2020±60 Ma)	Onstott T.C et Hargraves R.B, 1981
Granite		Guyane	18	-5	50	1990-2030	Ar/Ar (1993±7 Ma, 1928±4 Ma)	Cette étude
Granite		Guyane	10	-62	61	2005-2045	Ar/Ar (2003±4 Ma, 1944±4 Ma)	Cette étude
Tonalite		Guyane	14	-28	346	2027-2053	Ar/Ar (2020±4 Ma, 1973±4 Ma)	Chapitre II
Craton d'Afrique de l'Ouest								
gabbro	Aftout	Algérie	5,7	28,8	55,1	1819-1919	Stratigraphie et Rb/Sr	Sabat D. et Lomax K., 1975
Granite	Aftout	Algérie	7,8	-6	90	1950-1982	Stratigraphie	Lomax, K, 1975
Amphibolite	Harper	Liberia	7	-10	73	1900-2000	Ar/Ar (1964±2 Ma, 1894±2 Ma)	Onstott T.C et al., 1984
Amphibolite	Harper	Liberia	14	3	92	1900-2000	Ar/Ar (1964±2 Ma, 1894±2 Ma)	Onstott T.C et al., 1984
Granite	Ferké	Côte d'Ivoire	16	-25	83	~2000	CADP, Pb/Pb (2096 ± 6 Ma)	Cette étude
Granulite		Liberia	13	-18	89	2044-2056	Ar/Ar, Rb/Sr (2050 ± 6Ma)	Onstott T.C., Dorbor, J, 1987
Dolérite	Abouasi	Ghana	11	-50	102	2000-2200	Recoupe les amphibolites précédentes	Piper, J.D.A. et Lomax, K, 1973
Amphibolite	Abouasi	Ghana	14	-56	36	2150-2200	U/Pb sur galène	Piper, J.D.A. et Lomax, K, 1973
Granite		Côte d'Ivoire	13	-82	292	2100-2070	Pb/Pb (2130-2110 Ma)	Cette étude

Le pôle du site 19 (rhyolite) a une position intermédiaire entre le pôle C1 et C2 compatible avec les pôles PL (tableau 4.6, Fig. 4.33b). Cette roche se refroidissant probablement plus rapidement, son âge de rémanence doit être proche de l'âge de cristallisation. Malheureusement ceci reste une hypothèse et comme nous l'avons dit précédemment aucune datation na été éffectuée sur cette roche (c.f. paragraphe IV. 2.2). Malgré tout, sa position lithostructurale et le fait que certaines rhyolites aient été datées dans la même région (Lemoine, 1988 ; Leake, 1992) permet de proposer un âge compris entre 2090 et 2060 Ma, donc sensiblement plus ancien que l'âge de rémanence estimé pour le pôle C2.

Le pôle C3 est très différent de l'ensemble des pôles de la littérature. Si on se réfère aux âges des granites dans la littérature, ce sont les roches les plus tardives parmi celles que nous avons échantillonné. D'après certains auteurs Delor et al., (1992) et Vidal et al., (1996), ces granites leucocrates syn-cinématiques auraient des âges entre 2100 et 2070 Ma. L'intensité de l'ARN est généralement faible comprise entre $1x10^{-5}$ à $7x10^{-4}$ A/m et seuls deux sur six sites prélevés (27 et 29) présentent une rémanence «stable». Nous donnons à ce pôle C3 par rapport aux pôles C1 et C2 un poids faible. De plus, un âge maximum pour la rémanence magnétique envisageable avec les données géochronologiques existantes pourrait être de 2095 Ma pour ce pôle, si le refroidissement de ces granites est très rapide (40°C/Ma). Même avec cet âge de rémanence le mouvement absolu en latitude, entre le pôle C3 et C1 correspondrait à un déplacement latitudinal de 80° en 20 Ma maximum (entre 2095 Ma âge maximal pour le pôle C3 et 2080 Ma, âge minimal pour le pôle C1). Un tel mouvement est fortement improbable car correspondant à une vitesse de déplacement minimale de 40 cm/an. Bien entendu, ceci reste à discuter avec plus d'arguments paléomagnétiques et géochronologiques.

Pour conclure, nos données compilées avec celles provenant de la littérature permettent de proposer une courbe de dérive apparente des pôles entre C1 et C2 correspondant à un mouvement absolu majoritairement rotationnel entre ces deux pôles (70 ± 21°) entre 2085 ± 15 Ma et 2000 Ma (Fig. 4.33b). Nous avons ajouté sur la figure 4.33b le trajet entre les pôles C3 et C1 dans le cas peu probable et extrême où l'âge de la rémanence magnétique du pôle C3 serait plus ancienne que celle du Pôle C1.

IV 6.2. Comparaison des courbes de dérives apparentes des pôles des deux cratons.

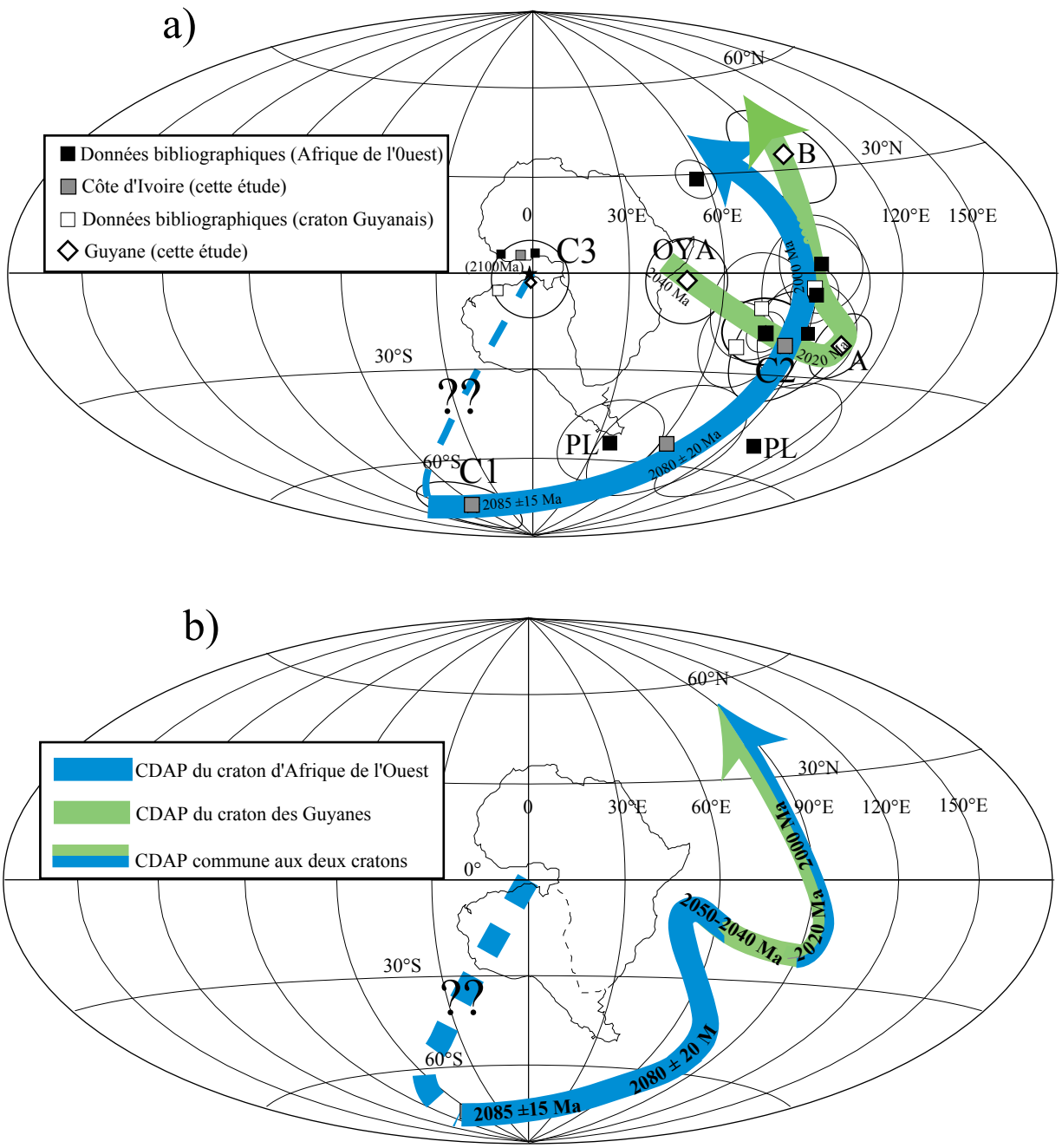
Les deux courbes de dérives apparentes des pôles proposées pour le craton des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest sont présentées sur la figure 4.34a. Cette représentation est obtenue après avoir transféré les pôles du craton des Guyanes vers l'Afrique de l'Ouest grâce aux paramètres cinématiques correspondant à la fermeture de l'Atlantique (Lawer et Scotese, 1987) et à l'alignement des failles de Guri au Venezuela et de Dube en Côte-d'Ivoire (Onstott et Hargarves, 1981 ; Gibbs et Cohen, 1987. Il apparaît sur cette figure que les deux courbes se croisent et suivent un chemin parallèle à partir de 2020 Ma. Le pôle A (Guyane) est compatible avec le pôle C2 (Côte-d'Ivoire). Les âges estimés de la rémanence magnétique de ces deux pôles (c.f. IV. 6.1.) sont statistiquement compatibles. Notre étude confirme donc que les deux cratons étaient probablement liés il y au moins 2020 Ma. Cependant il apparaît que les pôles ayant un âge estimé de rémanence magnétique plus ancien >2040 Ma (Pôles OYA et C1) ne sont eux pas compatibles (Fig. 4.34a). On peut donc proposer d'après ces observations que :

I) Si le mouvement cinématique de l'Afrique de l'Ouest est continu et progressif comme sa courbe de dérive apparente de pôles proposé figure 4.34a le laisse penser et que le pôle OYA est bien représentatif du craton de Guyanes vers 2040 Ma, ces deux cratons étaient séparés avant 2020 Ma ;

II) S'il y a une lacune de données entre C2 (~2000Ma) et PL (2080Ma) et que le plus ancien des âges dont nous disposons en Guyane (2040 Ma) correspond à un pôle intermédiaire, ces deux cratons pourraient avoir un parcours commun comme proposé figure 4.34b.

Un point en particulier semble indiquer que la proposition I est vraisemblable. Les données obtenues en Côte-d'Ivoire, si on regarde la distribution des pôles C1 et C2 par spécimen et par site (Figs. 4.32a et b) semblent être en continuité. Ceci ne correspond pas au trajet proposé dans le cadre de la proposition II (Fig.4.34b). Cependant le mouvement absolu qui serait induit par cette proposition II entre 2080 ± 20 Ma et 2020 Ma correspondrait à un déplacement latitudinal de 76 ± 20° (entre le pôle de la rhyolite et le pôle OYA) soit une vitesse de 18 ± 9 cm/an, ce qui n'est pas totalement irréaliste. A l'heure actuelle le manque de données paléomagnétiques entre 2040 et 2080 Ma ne permet pas de discriminer l'une ou l'autre des propositions.

Fig. 4.34 : Comparaison des courbes de dérives apparentes des pôles du craton des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest et deux possibilités sur le mouvement cinématique de ces deux cratons : (a) un parcourt séparé avant 2020 Ma ; (b) un parcourt commun.

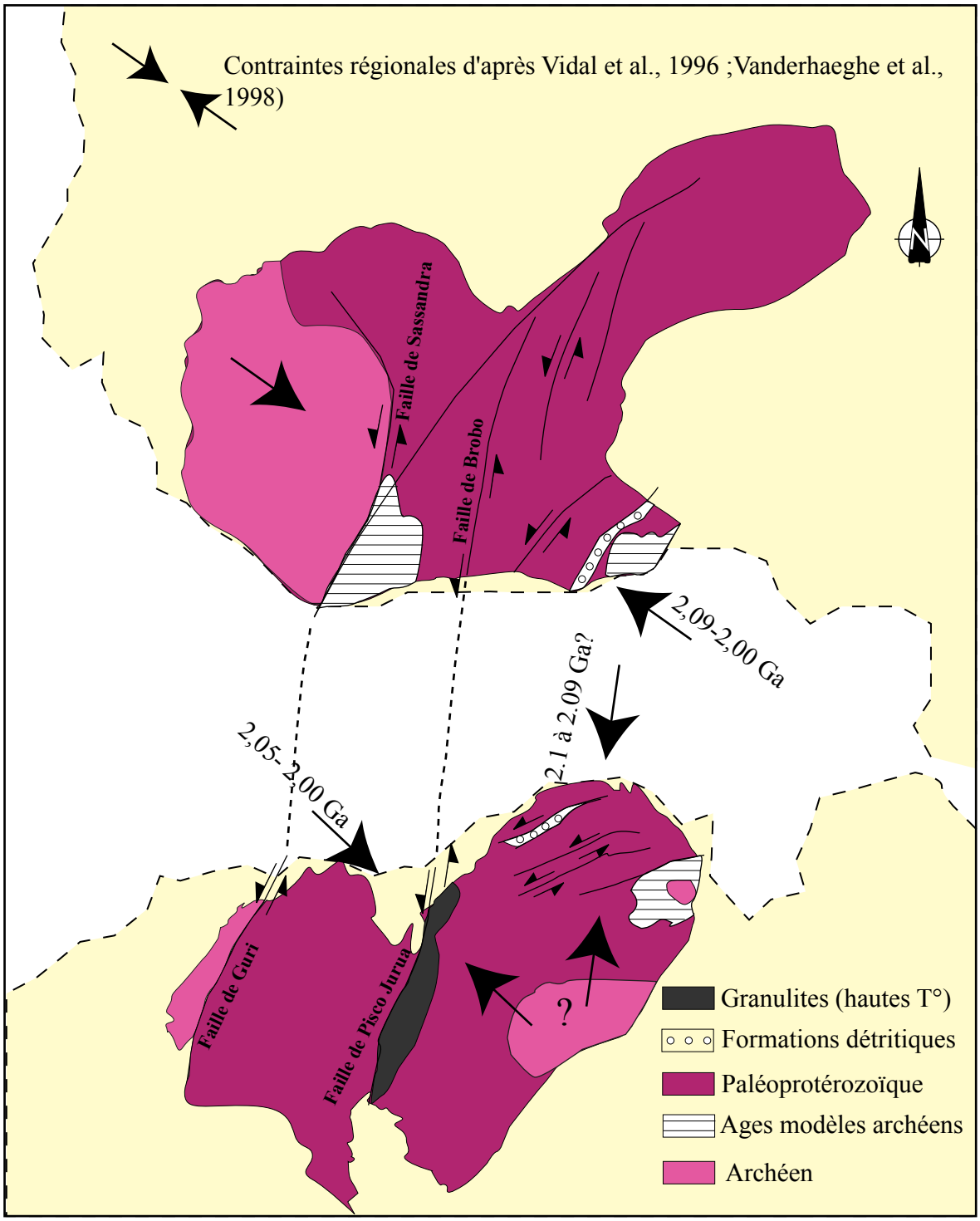


Cependant les données géologiques et géochronologiques apportent quelques informations supplémentaires :

- La série méta-sédimentaire d'Armina, équivalent de la Comoé, d'après les auteurs, est plus ancienne car métamorphisée par des granites ayant un âge de 2130 Ma (c.f. Chapitre I). Les granites du même âge constituent le socle du bassin de la Comoé (Vidal et al., 1996) ;
- Après fermeture de l'Atlantique et alignement des failles de Guri et de Sassandra on constate que les directions de raccourcissements sont compatibles en âge (2,09 à 2,00Ga) et en direction (NO-SE) dans le craton d'Afrique de l'Ouest et dans une large zone ouest du craton des Guyanes (Fig. 4.35). Néanmoins, la direction de raccourcissement dans la partie nord-est du craton des Guyanes semble d'après les données géologiques et géochronologiques publiées (Milési et al., 1994 ; Vanderhaeghe et al., 1998) plus ancienne et de direction NNE-SSO (Fig. 4.35).
- L'âge des granulites bordant la zone de failles de Pisco-Jurua (2026 ± 20Ma ; U/Pb, Bosma et al., 1983) est compatible avec la fin de l'événement compressif en Côte-d'Ivoire et au Ghana (Ledru et al., 1994, Vidal et al., 1996).

Ces données géologiques et géochronologiques semblent indiquer que la proposition I peut être plausible. En effet il existe des différences significatives entre les deux cratons vers 2090 Ma ; le Nord-Est du craton des Guyanes ayant enregistré un événement tectonique postérieur a ceux connus dans le craton d'Afrique de l'Ouest. De plus, l'âge de granulite de la zone de Kanuku est synchrone de l'âge de regroupement possible des deux cratons estimé grâce aux CDAP vers 2020 Ma. Néanmoins, plus de données paléomagnétiques sur le craton des Guyanes entre 2080 et 2040 Ma permettrait de confirmer ou d'infirmer l'âge de regroupement que nous proposons.

Fig. 4.35 : Craton d'Afrique de l'Ouest et des Guyanes en position aprés fermeture de l'Atlantique et alignement de la faille de Guri et de Sassandra. Le craton d'Afrique de l'Ouest est en position actuelle.



IV. 7 Conclusion

Les investigations minéralogiques (pétrographie et expériences magnétiques) ont permi de montrer que des magnétites automorphes à sub-automorphes en Guyane mais aussi des hématites en Côte-d'Ivoire étaient les minéraux principaux porteurs de la rémanence magnétique et de l'ASM. D'après les observations pétrographiques, l'origine de l'hématisation n'est pas supergène mais serait consécutive de l'événement tectono-thermique paléoprotérozoïque Eburnéen II. Une partie des granites échantillonnés montre de très faibles teneurs ou une absence de minéraux ferromagnétiques.

L'étude de l'ASM en Côte d'Ivoire indique que les granites étudiés, à l'exception des granites de ceinture et les granites apparentés (sites 16 à 26) ont acquis leur fabrique durant le stade syn-magmatique. Pour l'ensemble de ces granites, les fabriques magnétiques portées par la magnétite et l'hématite, lorsque ces minéraux sont présents, enregistrent la phase «d'ascension» au cœur des plutons, correspondant à des structures de toit de pluton (foliations magnétiques sub-horizontales) et la phase «d'expansion» caractérisée par des foliations magnétiques sub-verticales en bordure du pluton. Dans le contexte tectonique régional compressif, la phase d'expansion est exagérée en bordure des petits plutons dans le batholite de Ferké (Ouattara, 1998) ou dans certains granites du sud-est. Pour les autres granites, la fabrique magnétique acquise durant la phase syn- à tardi-magmatique est très localement reprise par la phase de serrage régional NW-SE.

Dans la série méta-sédimentaires d'Armina en Guyane, l'ASM montre une fabrique magnétique triaxiale avec une foliation magnétique très régulière de direction NW-SE et sub-verticale mimant le contact, sub-vertical, des granites avec ces formations. L'origine de cette fabrique magnétique est d'origine tectonique et « pro-parte » due aux intrusions granitiques.

L'étude paléomagnétique a permis de séparer deux et trois composantes stables de haute température en Guyane et en Côte-d'Ivoire, respectivement. Une partie des roches échantillonnées montre une faible teneur ou une absence de minéraux ferromagnétiques. Ces granites n'ont pas permis d'obtenir des directions de rémanences stables ou ne montrent aucune rémanence.

Les directions stables de hautes températures obtenues en Guyane et Côte-d'Ivoire sont distinctes de la direction du champ actuel et des directions jurassiques proposées dans la littérature pour les deux zones d'études. Un test d'inversion intermédiaire, a été obtenu pour

deux groupes en Guyane. Ces observations, ainsi que l'étude pétrographique des minéraux ferromagnétiques, indiquent que ces directions sont anciennes, probablement paléoprotérozoïques. Cinq pôles moyens, deux en Guyane (A, B) et trois en Côte-d'Ivoire (C1, C2, C3) ont été calculés : A : λ_A = -62°N, ϕ_A = 61°E, k=18, A95 = 10°, N = 15 ; B : λ_B = -5°N, ϕ_B = 50°E, k= 26, A95 = 18°, N = 5 ; C1 : λ_{C1} = -82°N, ϕ_{C1} = 292°N, k = 28, A95 = 13°, N = 6 ; C2 : λ_{C2} = -25°N, ϕ_{C2} = 83°E, k= 11, A95 = 16°, N = 9 ; C3 : λ_{C3} = 0, ϕ_{C3} = 359, k = 9, A_{95} = 12°, n= 12.

Les âges estimés d'acquisition de la rémanence magnétique de ces pôles sont basés sur les vitesses de refroidissement obtenues en Guyane par notre étude $^{40}Ar/^{39}Ar$ et grâce aux arguments tectoniques et minéralogiques et les données paléomagnétiques existantes dans le craton d'Afrique de l'Ouest. Ces âges sont compris entre 2045 et 1990 Ma et 2100 et 2000 Ma en Guyane et Côte-d'Ivoire, respectivement :

- Pôle A : 2025 ± 20 Ma ; pôle B : 2010 ± 20 Ma ;

- Pôle C1 : 2085 ± 15 Ma ; pôle C2 : ~ 2000 Ma.

L'âge d'acquisition de la rémanence pour le pôle C3 est problématique du fait de sa position très à l'écart des autres pôles paléoprotérozoïques du craton d'Afrique de l'Ouest de la littérature ou de ceux acquis lors de cette étude.

Après avoir comparé les données paléomagnétiques de notre étude avec les données paléomagnétiques paléoprotérozoïques de la littérature nous proposons deux courbes de dérive apparente des pôles : l'une entre 2050 et 1990 Ma pour le craton des Guyanes et l'autre entre 2100 et 1950 Ma pour le craton d'Afrique de l'Ouest. La comparaison des deux CDAP montre qu'elles sont compatibles après 2020 Ma. Ceci confirme que les deux cratons correspondaient bien à un même bloc continental vers 2 Ga. Néanmoins, les pôles plus anciens que 2020 Ma des deux cratons ne sont pas compatibles. Deux propositions sont faites pour expliquer cette incompatibilité :

- I) Les deux cratons étaient séparés avant 2020 Ma ;
- II) Les deux cratons étaient ensembles, mais le manque de données entre 2080 et 2040 Ma ne permet pas de montrer que le trajet des deux cratons est commun avant 2020 Ma.

Même si à l'heure actuelle le manque de données $^{40}Ar/^{39}Ar$ en Côte-d'Ivoire et paléomagnétiques en Guyane ne permet pas de discriminer les deux courbes proposées, certains arguments géochronologiques et tectoniques plaident en faveur de deux blocs séparés avant 2020 Ma .

Malgré tout, plus d'investigations paléomagnétiques et géochronologiques en Guyane ou dans le craton des Guyanes et Côte-d'Ivoire seront nécessaires, afin de combler les lacunes de données entre 2080 et 2040 Ma et afin de préciser l'âge des pôles C1, C2 et C3.

Partie II

Le volcanisme doléritique de Guyane - Etude paléomagnétique, géochimique et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

Chapitre V

Le Volcanisme doléritique dans le craton des Guyanes et en Guyane: données existantes et problèmatiques.

V. 1. Caractéristiques minéralogiques et chimiques des différents dykes dans le craton des Guyanes

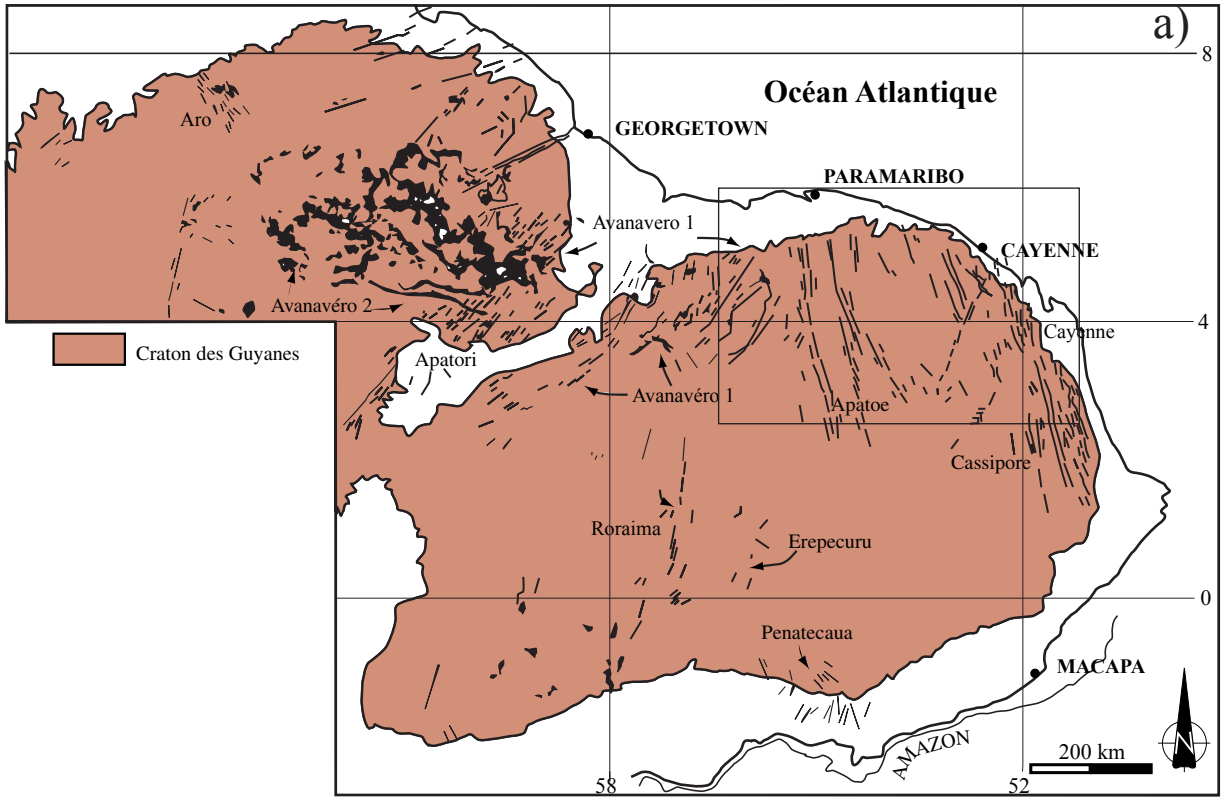
V. 1.1. La série Avanavéro

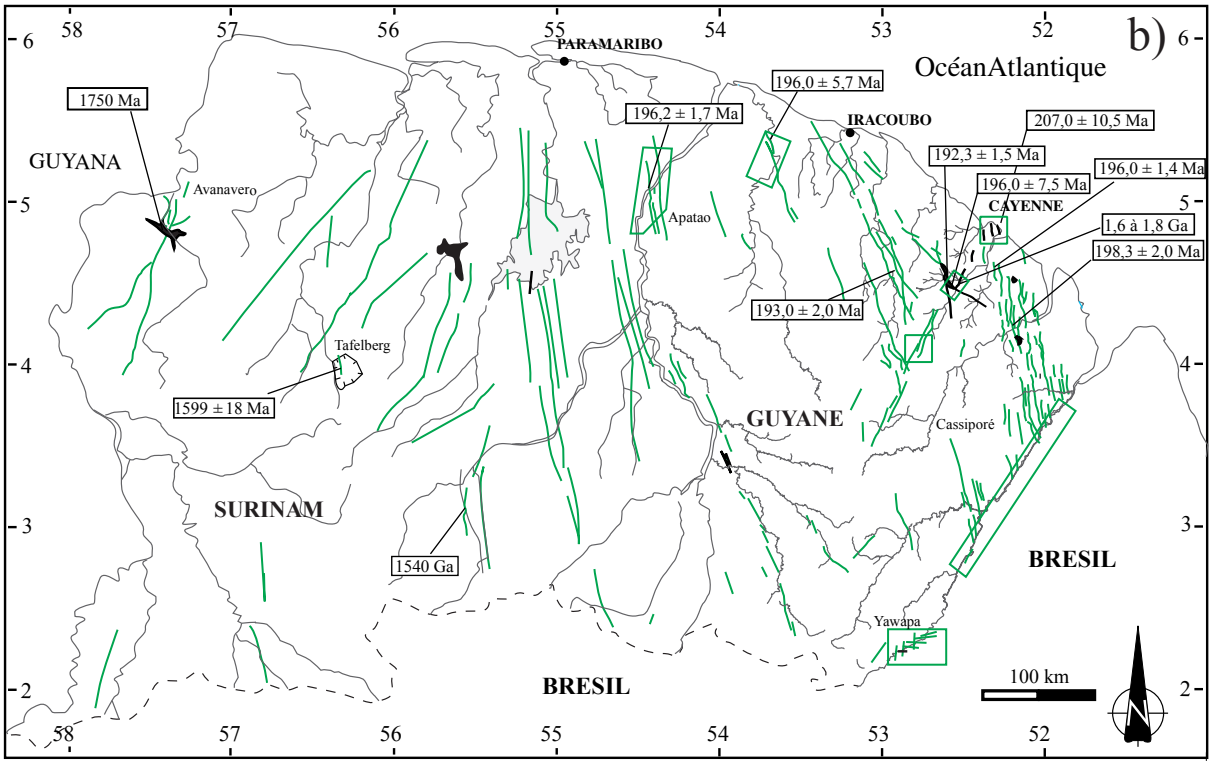
Elle est constituée de dykes et/ou de sills basiques d'âges protérozoïque moyen à inférieur (Snelling et McConnell, 1969 ; Priem et al., 1973 ; Hebeda et al., 1973 ; Berrangé, 1977 ; Choudhuri, 1984; Gibbs, 1987 ; Deckart, 1996). Ces dykes de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur et d'une puissance pluridécamétriques à kilométriques ont des compositions de tholéiites transitionnelles. Ce sont des dolérites, ferrodolérites et granophyres à orthopyroxènes zonés ou non (parfois bronzite cumulative), olivine, andésine et/ou labradorite, plus rarement à clinopyroxène (piegonite, augite) et/ou hornblende, biotite (Gibbs et Barron, 1993). Les études chimiques antérieures (Moreno et Lira, 1977 ; Veiga et al., 1978 ; Choudhuri, 1978, 84 ; Gibbs, 1980 ; Gibbs et Barron, 1993 ; Deckart, 1996) ont montré un caractère cumulatif frustre indiquant une différenciation probable d'une source mantellique à caractère crustal bien marqué (forte teneur en K2O, anomalie en Nb, Ta). Cette source mantellique semble en outre avoir été préalablement appauvrie en Ti, Zr, P. Moreno et Lira (1977) subdivisent en deux sous-séries ces dykes en fonction de leur teneur en TiO2, entre 0,59-0,79% et 1-2,6% respectivement. Ces dykes ont été décrits principalement au Venezuela, au Guyana et au Surinam. Il est à signaler qu'un dyke paléoprotérozoïque a été daté en Guyane française sur la rivière Conté (Deckart, 1996) (Fig. 5.1b). La direction principale des dykes protérozoïques NNE-SSO à NE-SO au Surinam et au Guyana, est parallèle à sub-parallèle à la ceinture granulitique centrale guyanaise (CGCG ; Fig. 5.1a).

V. 1.2. La série pré-Apatao :

Après les intrusions de la période post-transamazonienne, une série de dykes doléritiques chimiquement proche de la série précédemment décrite (tholeiite à composition de basalte) se mettent en place depuis le Protérozoïque supérieur jusqu'au Phanérozoïque inférieur (Berrangé, 1977 ; Choudhuri, 1978 ; Gibbs et Barron, 1993). Aucun dyke de cette série n'a été identifié en Guyane française.

Fig. 5.1 : a) répartition géographique de dykes doléritiques dans le craton des Guyanes (carte d'après Sial et al., 1989) ; b) datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ (1s) et Rb/Sr des dolérites en Guyane et au Surinam (Deckart et al., 1997 ; Snelling et McConnell, 1969).





V. 1.3. La série Apatao ou dykes Atlantiques:

Connue aussi sous le nom «suite des dykes jeunes», ils ont été séparés des dykes Avanavéro par Hawkes (1966) et datés pour la première fois par Priem et collaborateurs (1968) au Guyana et Snelling (1969) au Surinam. On notera que Choubert en 1959 fait mention de deux générations de dykes en Guyane, la seconde génération correspondant aux dykes Apatao. Leur contrôle tectonique et leur origine sont liés aux stades précoces de l'ouverture de l'Atlantique (May, 1971). Ils se retrouvent sur tout le pourtour de l'Atlantique central et nord sous la forme de réseaux de dykes de plusieurs centaines de kilomètres de longueur (Fig. 5.1a). Leur mise en place est contrôlée par un ensemble de fractures lors de la phase pré-ouverture (Bertrand, 1991).

Dans la zone guyanaise, ils se présentent sous forme de réseaux de dykes de direction générale NNW-SSE à NS. Il est à noter que ces directions préférentielles sont, selon Bosma et collaborateurs (1983) et Choudhuri et collaborateurs (1991), distinctes des directions observées pour les dykes de la série d'Avanavéro, NNE-SSW à NE-SW (Fig. 5.1a).

Chimiquement les dolérites jurassiques de Guyane sont caractérisées par une forte teneur en Ti (high Ti CFB, Albarède, 1992) et un relatif enrichissement en LREE et en LILE (Dostal et Dupuy, 1984 ; MacDougall, 1988 ; Bertrand et al., 1991 ; Choudhuri et al., 1991 ; Deckart, 1996). Ils dérivent d'après Deckart et collaborateurs (1996) d'une source de type N-MORB enrichie en LILE par une source de type EMII. La composition chimique de ces dykes "jeunes" diffère de celle des dolérites paléoprotérozoïques. Ils sont moins enrichis en LILE et en K2O et sans anomalie significative en Nb et Ta.

Les dolérites jurassiques de Guinée (Deckart, 1996) présentent une signature chimique proche des dykes paléoprotérozoiques. Cette contamination crustale est interprétée comme étant le résultat de l'interaction et de l'échange chimique entre encaissant et dykes lors de leur mise en place. On peut se poser la question de savoir si un tel phénomène pourrait être à l'origine de la signature géochimique des dykes de la série Avanavéro ?

Il est important de noter que les dykes doléritiques de Guyane, de l'Amapa et du Libéria sont des exceptions par rapport à l'ensemble du magmatisme jurassique anté-ouverture dans la zone Atlantique. En effet la majorité des dykes faisant partie de cette province magmatique montre des teneurs en titane faibles (low Ti CFB, Albarède, 1992). Cette anomalie de composition serait le résultat d'après De Min et collaborateurs (1999) de la fusion d'une source lithosphérique hétérogène. Cette interprétation est encore sujette à débat car Bertrand et collaborateurs (1999) proposent plutôt une remontée préférentielle asthénosphérique entre la Guyane et le Libéria pour expliquer la particularité chimique des dolérites de cette zone.

V. 2. Géochronologie des dykes doléritiques

V. 2.1. Dykes précambriens

L'âge des dykes, orientés NNE-SSW, et des sills est estimé au Surinam à environ 1600 Ma (Fig. 5.1b ; 1,59 à 1,66 Ga, âges Rb/Sr (Snelling et McConnell, 1969 et 1603 +/- 27 Ma, âges Rb/Sr, Hebeda et al., 1973). Les sills doléritiques interstatifiés avec la série du Roraima sont estimés à environ 1710 Ma (âge K/Ar, McConnell et al, 1964). En Guyane, Deckart (1996) signale la présence d'une dolérite ayant un âge estimé entre 1,6 et 1,8 Ga (Fig 5.1b, âge $^{40}Ar/^{39}Ar$) sur la rivière Comté (Sud du village Cacao). L'origine de ces dykes paléoprotérozoïques est encore indéterminée.

V. 2.2. Dykes Atlantiques

Les âges proposés avant 1985 grâce à la méthode K/Ar (Priem et al., 1968, 1973 ; Lima et al., 1974 ; Berrangé et Dearnley, 1975 ; Berrangé, 1977 ; Bosma et al., 1984) donnaient des âges compris entre 250 et 160 Ma d'où le nom de dykes Permo-Jurassiques. Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur ces dykes (Dallmeyer, 1975 ; Dunning et Hodyck, 1990 ; Sebai et al., 1991 ; Deckart et al., 1997 ; Marzoli et al., 1999) ont montré que les dykes de Guyane appartenaient à la plus grande province magmatique du monde dénommée «CAMP» par Marzoli et collaborateurs (1999 ; Fig. 5.2). Le volcanisme doléritique dans la «CAMP» correspond à un maximum d'intensité vers 200 Ma (Marzoli et al., 1999). En Guyane française les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Deckart, 1996, Deckart et al., 1997 ; Fig. 5.1b) semblent indiquer une activité magmatique légèrement plus jeune entre 198,3 +/- 2,0 et 188,7+/- 1,9 Ma (Fig. 5.1b). Malheureusement les spectres obtenus par Deckart (1996) sur population de plagioclases

montrent des excès d'argon important (spectres en selle) et une participation à basse température de phases riches en potassium résultats de l'altération de ces minéraux. Les excès d'argon semblent n'affecter que la Guyane, le Nord-Est du Brésil et très peu les dykes du même âge en Guinée, Amérique du Nord ou Maroc (Sebai et al., 1991; Deckart et al., 1997).

V. 3. Hypothèses sur l'origine et mise en place des dolérites Atlantiques

S'il est aujourd'hui clair que le magmatisme doléritique que l'on retrouve sur les marges de l'Atlantique central et nord a un âge jurassique inférieur et correspond au stade initial de la déchirure contientale (May, 1971, White et McKenzie, 1989 ; Bertrand, 1991, McHone, 1996; Marzoli et al., 1999), l'origine de ce magmatisme est encore controversée et deux hypothèses sont proposées: 1) méga-plume (May, 1971; Ernst et al., 1995 ; Wilson, 1995 ; Marzoli et al., 1999) ; 2) none-plume (McHone, 2000). Ces deux hypothèses sont symptomatiques de l'opposition de deux grands modèles de déchirure continentale aboutissant à la naissance d'une croûte océanique :

1) Le rifting actif, le magmatisme est antérieur à l'ouverture et souvent associé à une anomalie thermique (Richards et Griffiths, 1989 ; Campbell et Griffiths, 1990) ;

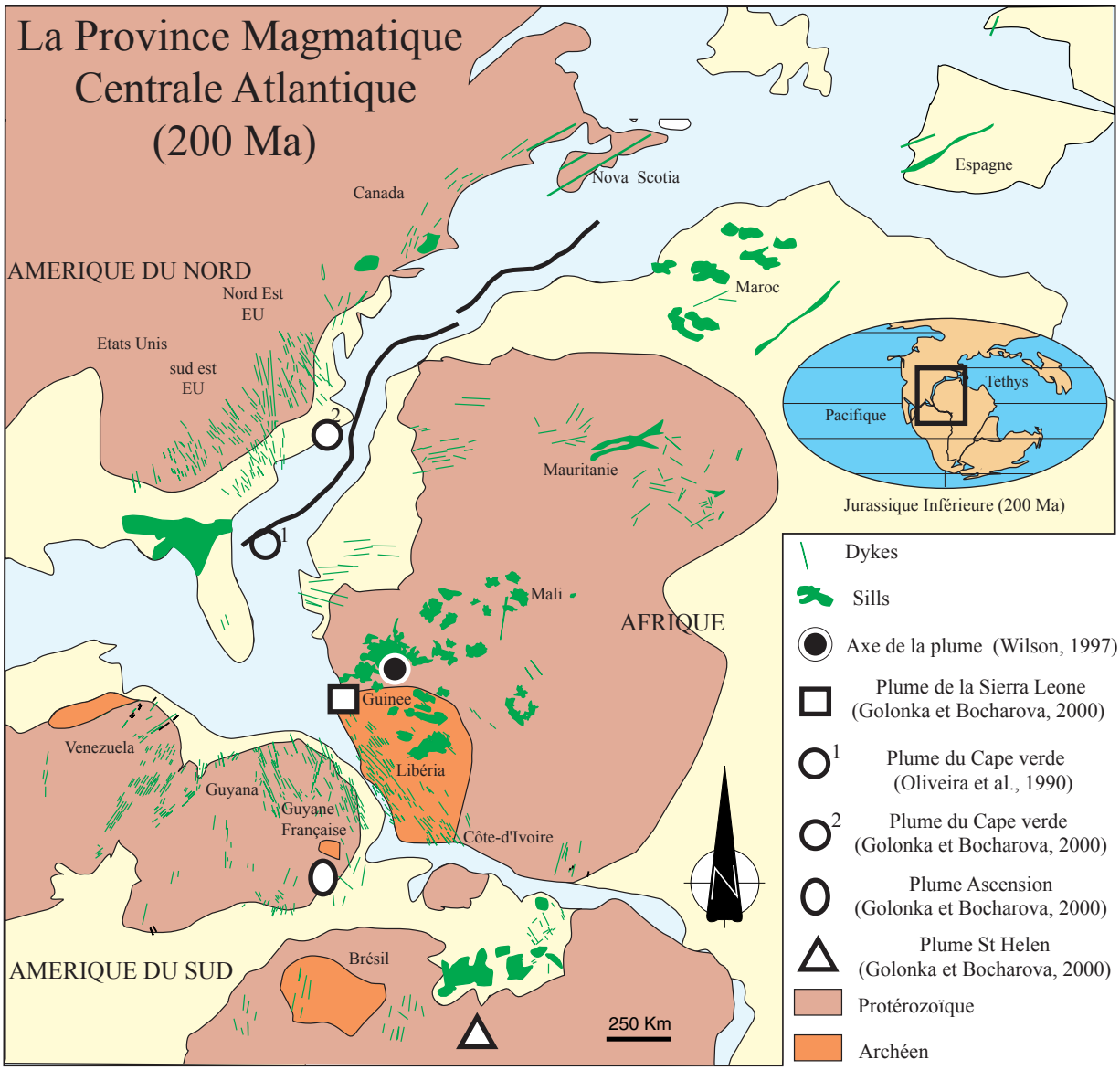
2) Le rifting passif (White et McKenzie, 1989 ; Duncan et Richards, 1991) où l'ouverture facilite la décompression de l'asthénosphère et donc la fusion. Dans ce cas, l'ouverture est antérieure au magmatisme.

De la même manière, deux hypothèses totalement différentes sont généralement proposées pour la migration du magma dans la lithosphère :

1) Une injection directe depuis la zone de fusion sans stockage intermédiaire ceci correspond à une injection verticale du magma dans la lithosphère (Gudmundsson, 1986) ;

2) Une migration depuis la zone source dans des chambres magmatiques intermédiaires et injection latérale du magma depuis ces chambres magmatiques (Tilling et Dvorak, 1993)

Fig. 5.2 : Extension géographique de la province magmatique centrale Atlantique (d'après May, 1971 ; Deckart, 1996). Les continents sont en position paléogéographique à 200 Ma (Lawer et Scotese, 1987). La position des points chauds à 200 Ma dans la zone centrale Atlantique est indiquée (d'après Golonka et Bocharova, 2000).



V. 4. Objectifs de l'étude des dykes de Guyane

Comme nous venons de le voir, le volume de dolérites mis en place, principalement au Jurassique en Guyane française, est important dans la zone nord du craton. Il est donc essentiel de se poser la question de l'influence de ce magmatisme sur les directions magnétiques rémanentes des roches encaissantes protérozoïques. Aucune donnée paléomagnétique concernant le Jurassique n'étant disponible sur la Guyane, il est indispensable de connaître la direction magnétique des dykes afin de comparer avec l'encaissant paléorotérozoïque. Une première étude réalisée par Rigollet (1997) a montré que sur la presqu'île de Cayenne l'influence thermique des dykes était nulle à plus d'un mètre de la bordure d'un dyke d'une taille de 15 m. Malgré tout, afin de confirmer ce résultat, tous les dykes rencontrés ont été échantillonnés afin de déterminer leur signature paléomagnétique.

Le problème de la migration et de la distance de migration du magma depuis sa zone source et dans la lithosphère continentale peut être approché grâce à l'ASM. En effet la direction de l'axe K_1 (linéation magnétique) est décrite comme s'alignant avec la direction d'écoulement du magma (Elwood, 1978 ; Knight et Walker, 1988 ; Raposo,1997). De plus il semble que l'inclinaison de K_1 puisse être corrélée avec la distance entre la cristallisation du dyke et la zone de stockage et/ou source du magma (Ernst et Beragar, 1992). Afin d'apporter les premières données sur la mise en place des dykes de Guyane nous avons donc réalisé une étude ASM de tous les dykes prélevés.

La quantité de datation et d'analyses chimiques sur les dykes de Guyane est largement en deçà des autres zones de la «CAMP» et ceci à cause des récentes datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ ayant été réalisées dans le Sud-Est des Etats-Unis ou dans la zone sud du craton Amazonien (Mazoli et al., 1999 ; Hames et al., 1999). De plus la totalité des données géochimiques de la littérature proviennent de la zone nord-ouest de la Guyane. Il est très important, ceci afin de mieux comprendre l'origine de la répartition des dolérites riches en Ti dans La «CAMP», d'acquérir de nouvelles données géochimiques sur une plus grande surface. De la même manière l'amélioration de la précision des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur ces dolérites est essentielle afin d'avoir une meilleure connaissance de la répartition temporelle du magmatisme en Guyane et donc dans l'ensemble de la «CAMP».

Chapitre VI

Etude Paléomagnétique des Dykes Jurassiques inférieurs de Guyane française: l'hypothèse d'un événement magmatique multiple

(Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: Hypothesis of a multistage magmatic event)

S. Nomade[a*], H.Théveniaut[b], Y. Chen[a], A. Pouclet[a] and C. Rigollet[a]

[a] *Département des Sciences de la Terre, UMR 6530, ISTO, Université d'Orléans, 45067 Orléans Cedex 2, France.*

[b] *BRGM, SGN, 3, avenue Claude Guillemin, B.P.6009 45060 Orléans Cedex 2, France.*

(Earth and Planetary Science Letters 184, Issue1, 155-168)

ELSEVIER

Earth and Planetary Science Letters 184 (2000) 155–168

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event

S. Nomade [a,*], H. Théveniaut [b], Y. Chen [a], A. Pouclet [a], C. Rigollet [a]

[a] *Département des Sciences de la Terre, UMR 6530, ISTO, Université d'Orléans, 45067 Orléans Cedex 2, France*
[b] *BRGM, SGN, 3, avenue Claude Guillemin, P.O. Box 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France*

Received 10 April 2000; received in revised form 30 August 2000; accepted 10 October 2000

Abstract

A detailed paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study was carried out on 34 sites of Early Jurassic dolerite dykes from French Guyana, which formed during the initial opening of the Central Atlantic Ocean. Four types of AMS fabrics are recognized: (i) 'Normal' fabric (21 dykes) defined by clustering of K_1–K_2 axes on the dyke plane whereas the K_3 axis is nearly perpendicular to it. This fabric is interpreted as due to magma flow. The sub-horizontal inclination of the K_1 axis permitted to suggest that the French Guyana dykes could be fed by horizontal magma fluxes from a distant magma source. (ii) 'Reversal' fabric (8 dykes) is characterized by the K_2–K_3 plane close to the dyke plane and the K_1 perpendicular to dyke orientation. Such fabric was attributed to the local shearing stress. (iii) 'Intermediate' fabric (1 dyke) is defined by K_1–K_3 axes close to the dyke plane and K_2 axis is perpendicular to this plane. It was interpreted as due to vertical compaction of a static magma column. (iiii) 'Other' fabric (4 dykes) does not show any preferential orientation. Scanning electronic microscope and susceptibility versus temperature experiments show that minerals of the titanomagnetite family are main magnetic remanence carriers. Two magnetic components were isolated. Ages of magnetic remanences are estimated at 198.3 ± 2.0 Ma to 192.3 ± 1.5 Ma. Their virtual geomagnetic poles are calculated, Pole A: $\lambda = 73.2°$N, $\phi = 15.3°$E, $k = 288.8$, $A_{95} = 3.4°$, $n = 8$, and Pole B: $\lambda = 81.6°$N, $\phi = 89.1°$E, $k = 69.8$, $A_{95} = 4.2°$, $n = 18$. These two groups probably correspond to two distinct magmatic events which occurred in a short period. This hypothesis is consistent with published ^{40}Ar–^{39}Ar radiometric ages though with 'mini plateau' spectra. These paleomagnetic results suggest the presence of magmatic pulses led to the construction of the Central Atlantic Magmatic Province in French Guyana during the Early Jurassic. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: paleomagnetism; anisotropy; magnetic susceptibility; French Guiana; diabase; magmatism

1. Introduction

Extensive dyke swarms cut both Paleoproterozoic basement rocks of the Guyana shield and sedimentary rocks of the Amazonian basin. They are mostly present along the coastal margins, however inland large basaltic floods associated with the dykes are also widespread. These swarms, such as the Cassipore and Cayenne swarms in Amapa (Brazil) and French Guyana are dominantly NNW–SSE-oriented, nearly paral-

* Corresponding author: Fax: 33-2-38-41-73-09;
E-mail: sebastien.nomade@univ-orleans.fr

0012-821X/00/$ – see front matter © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.
PII: S0012-821X(00)00305-8

lel to the rifting direction of the Central Atlantic Ocean [1] (Fig. 1). Similar dyking events have been recognized around the Central Atlantic Ocean, from the European and North American continental margins, to the West African and South American coasts, thus constituting the largest volcanic province in the world: the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) [2]. ^{40}Ar–^{39}Ar and ^{238}U–^{206}Pb ages [2,3] of the CAMP basaltic magmatism cluster around 200 Ma, close to the Triassic–Jurassic boundary. If this magmatic event is commonly associated with the initiation of continental rifting as suggested by several workers [4,5], the migration of magma from partial melting zones in the mantle towards the surface is poorly understood. The magma could be injected directly from the mantle source [6] or laterally injected from shallow magma chambers fed by vertical conduits connected to the mantle [7]. The understanding of timing, emplacement, tectonic control and identified magma sources could allow to answer these questions. In particular, the anisotropy of magnetic susceptibility technique (AMS) offers a powerful tool to inves-

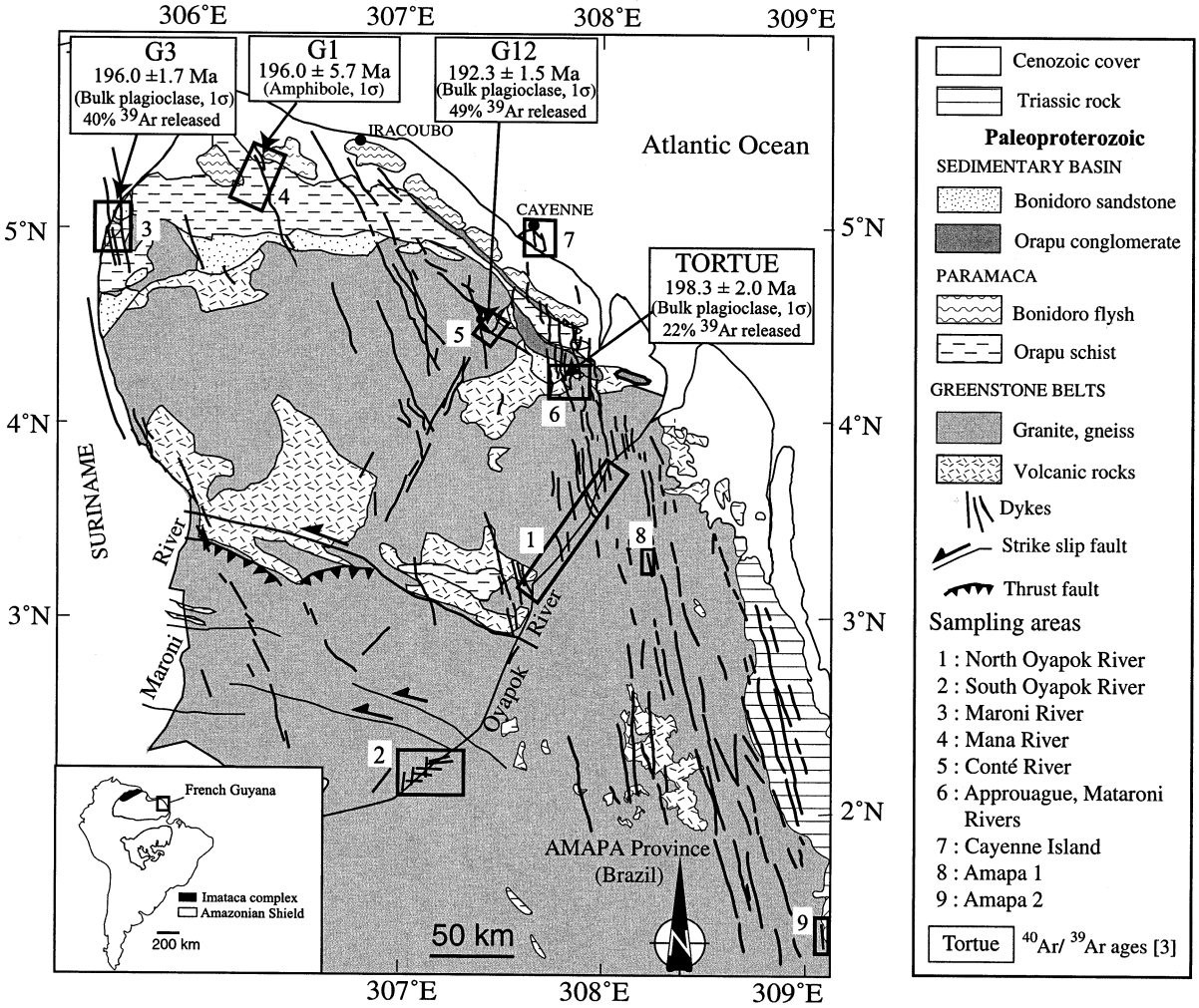


Fig. 1. Simplified geological map of French Guyana showing the South American Amazonian Shield, location of the sampling areas and recently dated dykes [3].

tigate flow directions, proxy flow indicator, or stress direction [8–10]. Moreover, coupling radiochronological ages with paleomagnetic results should better constrain the predrift magmatic process and timing of dyke emplacement. Up to now, no AMS study has been carried out on Early Jurassic dykes in South America. Until recently, paleomagnetic data concerning Early Jurassic dolerites of the Amazonian Shield were not satisfactory enough as they were scarce and only supported by ^{40}K–^{40}Ar dating [11–14]. Recent geochronological ^{40}Ar–^{39}Ar results on the basaltic dykes from French Guyana [3] are also helpful for the understanding of the magmatism of the CAMP in French Guyana.

In the framework of a multidisciplinary BRGM (French Geological Survey) geological mapping project of the French Guyana Territory in collaboration with ISTO and the CPRM (Geological Survey of Brazil), we carried out four field trips between 1995 and 1998. We collected samples from all representative formations and a particular care was taken on dykes, some being recently dated [3,15]. Indeed, a better understanding of dyke emplacement in age and space should better constrain the predrift fracturation process which affected French Guyana during Early Jurassic.

2. Geological setting and paleomagnetic sampling

2.1. Geological setting

The Guyana Shield, which underlies French Guyana is mainly composed of granite–greenstone belts ranging in age from 2.2 to 2.0 Ga due to the Transamazonian tectonothermal event [16] (Fig. 1), with evidence of Archean basement on its western margin (Imataca Complex, Venezuela, [17]). In French Guyana, the basement mainly consists of plutonic rocks and greenstone belts forming two large zones intruded by large granitic complexes [18] (Fig. 1). The northern part of Guyana is occupied by an EW-elongated Paleoproterozoic sedimentary basin filled by the Orapu conglomerate and the Bonidoro sandstone Formations [18,19] (Fig. 1).

Two principal doleritic magmatic events have

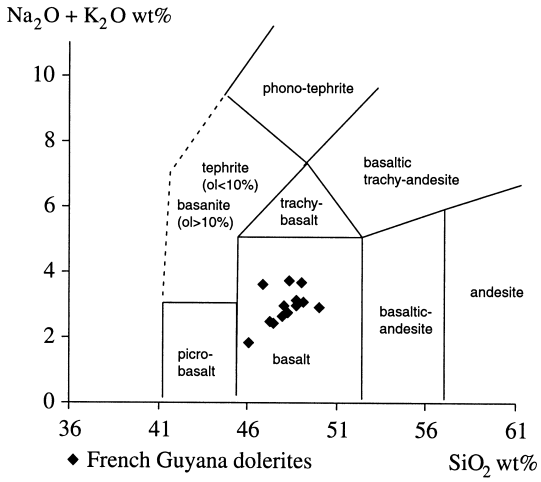


Fig. 2. Total alkalis versus silica diagram (T.A.S) [20].

affected the Guyana Shield: the Paleoproterozoic Avanavero Intrusive Group and the Early Jurassic Apatao Group [11]. In French Guyana the majority of the dyke-swarms are NNW–SSE-trending Early Jurassic basalt [3] (Fig. 1). All investigated rocks have basaltic (sensu lato) compositions [20] (Fig. 2) with intergranulare, ophitic, (sub)ophitic or gabbroic textures. The (sub)-ophitic texture is observed in the majority of dykes. The mineralogy consists of olivine (Fo_{40}–Fo_{70}), plagioclase (An_{40}–An_{60}) and augite. The groundmass is composed of fine-grained plagioclase, augite ± pigeonite, skeleton-like Fe–Ti oxides, and, possibly biotite and/or hornblende. French Guyana dolerites are characterized by a lack of LILE enrichment (Ba, Rb, Th), primitive mantle normalized (La/Yb)n ratios ranging from 1.8 to 4.6, and high TiO_2 ($<2\%$). They likely correspond to a mixed MORB–EMII mantle source [15].

2.2. Paleomagnetic sampling

In French Guyana, Jurassic dykes are numerous, well exposed, and cut vertically through Paleoproterozoic rocks. Their width varies from 1 to 30 m but generally does not exceed 3–5 m. Samples were collected from 32 sites along the Oyapok, Maroni, Mana, Conté, Approuague and Mataroni rivers, and on the Cayenne Island

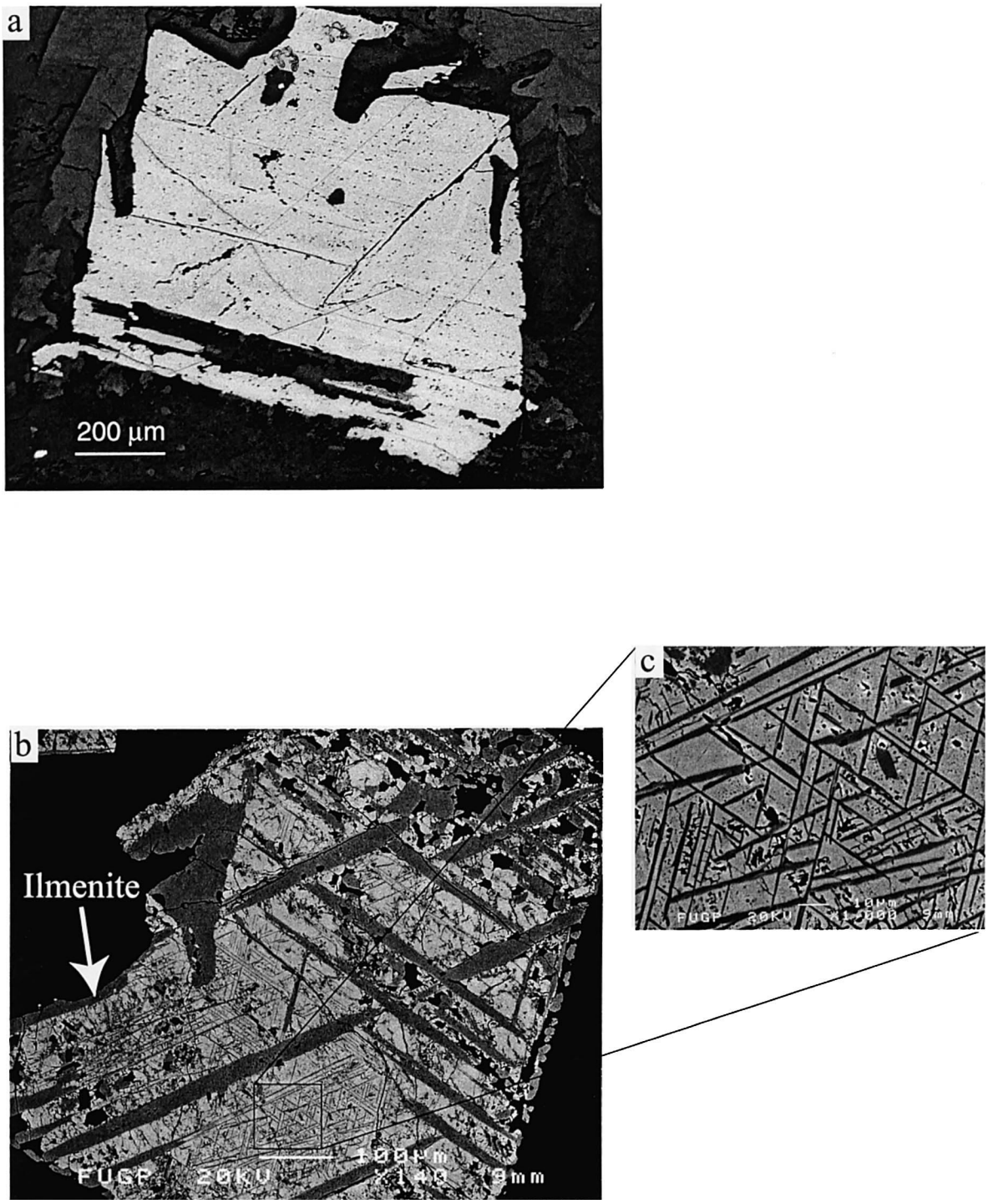


Fig. 3. (a) Reflected light photo of a large automorphous titanomagnetite grain. (b) Large-scale image in secondary electrons of titanomagnetite with the complex structure of ilmenite exsolution. (c) Close scale image in secondary electrons of fractal disposition of ilmenite exsolution in titanomagnetite.

(Fig. 1). Two dykes were also sampled in Amapa (Fig. 1). Four sites were recently dated by the ^{40}Ar–^{39}Ar method [3,15] (Fig. 1). Dyke azimuths vary from N330 to N020 and were measured in 21 dyke walls. The other azimuths (13 dykes) were interpreted from the geophysical data. In all well exposed dykes (21), a fine congealed margin (<2 cm) was observed. Six to eight 2.54 cm in diameter cylinders crossing through the dyke in width were drilled perpendicular to the strike of the dyke at each site. Cores were orientated with magnetic and, whenever possible, with sun compass. The difference between solar and magnetic azimuth measurements is about $20 \pm 4°$, which is compatible with the 1998 IGRF declination (17.5°). Samples were also taken for mineralogical and chemical analyses. Cores were cut to standard size (2.54/2.2 cm), yielding 260 specimens.

3. Laboratory measurements

3.1. Petrographic and magnetic mineralogical analyses

In order to characterize the magnetic mineralogical compositions of our collection, we applied the following methods on representative samples: reflection microscopy (Olympus BX60) at the geological laboratory of the Université d'Orléans; electronic scanning microscopy (JEOL instrument) at Ecole Supérieure de l'Energie et des Matériaux (ESEM), and thermomagnetic experiments using a CS3 apparatus (AGICO, Geofysica) coupled with a KLY-3S kappabridge (AGICO, Geofysica) at the joint BRGM/Université d'Orléans Laboratoire de Magnétisme des Roches (LMR).

Table 1
Titanomagnetite microprobe analyses showing a variable concentration of titanium oxides

	GR2	FU8	GW1	HA6
SiO_2	0.05	0.10	0.11	0.17
TiO_2	4.80	8.23	19.44	11.23
Al_2O_3	2.96	1.18	2.26	1.93
Cr_2O_3	0.00	0.26	0.20	0.10
V_2O_3	0.96	3.42	1.07	0.64
FeO*	86.42	79.88	73.56	77.71
FeO	36.21	38.23	48.71	40.61
Fe_2O_3	55.84	46.31	27.64	41.26
MnO	0.11	0.21	0.49	0.20
MgO	0.05	0.01	0.36	0.03
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00
Total Fe0*	95.35	93.29	97.48	92.00
Total	100.98	97.95	100.27	96.16

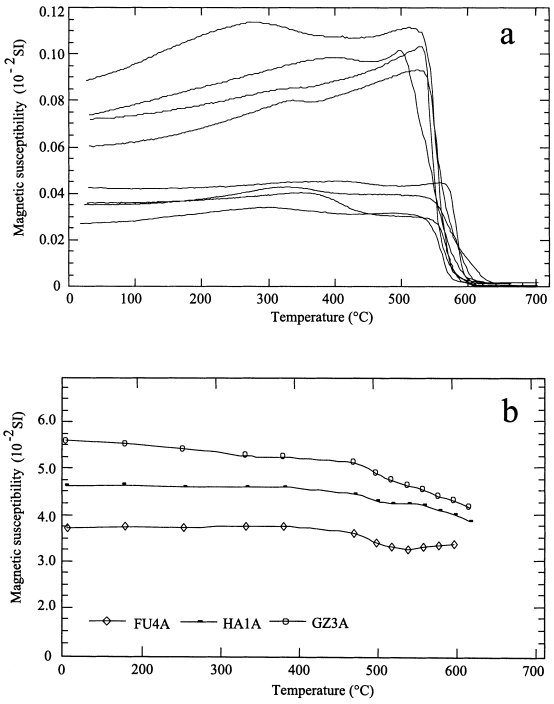


Fig. 4. (a) Magnetic susceptibility variation versus temperature for some dykes of French Guyana showing a susceptibility drop between 550 and 575°C. (b) Bulk susceptibility variation during thermal demagnetization from selected samples (dykes FU4A, HA1A and GZ3A).

Petrographic observations with reflected light microscopy show large automorphous grains of titanomagnetite (Fig. 3a). Scanning electron microscopy (SEM) observations present more detailed information on the structure of the large titanomagnetite grains. Fig. 3b,c show two secondary electrons images of a 0.5 mm titanomagnetite grain at two scales. A complex fractal structure of ilmenite lamella exsolutions has been observed in the titanomagnetite crystal body (Fig. 3c). This kind of structure is well known in basaltic rocks and results from the exsolution

of ilmenite during magmatic cooling between 550 and 515°C [21]. No later destabilization was observed in titanomagnetite. The microprobe analyses on titanomagnetite are listed in Table 1. Titanium oxide concentration ranges from 4 to 20 percent. Thermomagnetic experiments confirm that titanomagnetite is the main magnetic carrier (Fig. 4a). Indeed, Fig. 4a shows a sharp drop of the low field magnetic susceptibility between 550 and 575°C. Bulk susceptibility measurements made after each heating step show only minor variations which indicate that the magnetic mineralogical transformations during heating are insignificant (Fig. 4b).

In short, petrographic and magnetic mineralogical analyses indicate that the remanent magnetization in the dolerites is carried solely by minerals of the titanomagnetite family.

Table 2
AMS data

Sites	F	L	P	T	K_1				K_2				K_3				Fabric type
					D	I	α_{95min} (°)	α_{95max} (°)	D	I	α_{95min} (°)	α_{95max} (°)	D	I	α_{95min} (°)	α_{95max} (°)	
FU	1.010	1.007	1.017	0.152	211	13	6	8	281	36	10	11	105	53	7	10	R
GR	1.010	1.019	1.029	−0.301	38	1	5	6	300	79	7	24	128	11	3	24	R
GT	1.005	1.013	1.018	−0.488	220	33	8	12	341	39	9	30	104	34	7	28	R
GU	1.023	1.017	1.040	0.141	175	7	6	8	68	67	5	9	267	22	5	7	N
GV	1.065	1.017	1.082	0.577	186	3	3	9	283	67	1	9	95	22	3	4	N
GW	1.032	1.008	1.040	0.610	267	68	9	40	19	8	14	40	112	20	8	13	N
GZ	1.019	1.013	1.032	0.188	199	0	4	7	108	54	4	7	289	36	5	6	R
HA	1.005	1.005	1.011	0.100	190	20	12	14	303	41	11	13	81	51	7	15	N
O1	1.011	1.008	1.019	0.163	340	1	3	5	239	82	5	6	70	8	4	6	N
O3	1.006	1.014	1.020	−0.421													N
O4	1.004	1.014	1.018	−0.542	52	61	11	13	213	24	8	27	320	8	7	28	N
O5	1.023	1.011	1.034	0.366	337	24	5	13	240	16	6	8	120	60	4	7	N
O7	1.047	1.016	1.063	0.482	157	18	5	13	256	25	5	13	49	54	3	6	I
O9	1.031	1.013	1.045	0.403	168	2	1	14	263	38	2	4	189	60	1	13	N
10	1.021	1.014	1.036	0.239	334	23	9	10	198	59	3	12	70	20	6	9	N
15	1.011	1.012	1.023	−0.047	252	21	6	8	30	62	13	28	353	15	5	13	R
17	1.038	1.018	1.057	0.345	154	1	5	9	251	80	4	28	64	10	5	7	N
23	1.037	1.011	1.049	0.549	345	13	7	10	137	76	2	8	254	7	2	9	N
PD	1.039	1.002	1.041	0.924	157	2	5	13	249	40	4	13	64	49	3	5	N
PI	1.055	1.013	1.068	0.601	351	12	4	13	183	78	4	13	82	2	3	6	N
OU	1.005	1.005	1.009	0.012													O
GosD1	1.011	1.014	1.025	0.100	252	13	4	7	345	11	6	11	115	73	4	6	R
BouD6	1.020	1.011	1.032	−0.295	46	1	4	13	136	1	8	18	275	88	4	6	R
CY	1.003	1.015	1.018	0.667	184	14	6	19	73	53	5	19	316	55	3	12	N
CQ	1.011	1.038	1.049	0.560	187	21	4	25	289	29	14	26	66	53	2	15	N
PolD4	1.018	1.007	1.024	−0.376	44	17	4	33	309	14	9	14	171	72	12	13	R
polD5	1.004	1.010	1.015	0.401													O
AN	1.010	1.020	1.030	0.292	145	12	6	15	240	57	8	19	59	18	7	12	N
AQ	1.008	1.043	1.051	0.683	159	60	1	23	9	31	4	23	259	16	3	4	N
BN	1.035	1.027	1.064	−0.123	136	17	4	16	295	71	4	16	232	7	4	17	N
BO	1.019	1.018	1.037	−0.050	348	0	7	19	253	84	14	22	78	6	9	18	N
BP	1.028	1.053	1.085	0.186	159	3	3	17	253	39	10	37	80	50	6	30	N
BQ	1.004	1.007	1.011	0.297													O
BR	1.003	1.036	1.039	0.859	158	5	12	24	60	57	8	25	252	33	10	14	N

K_1, K_2 and K_3 are the maximum, intermediate and minimum susceptibility intensities; F, mean foliation (K_2/K_3); L, mean lineation (K_1/K_2); P, mean anisotropy degree ($P = K_1/K_3$); T, Jelinek's parameter [$T = (\ln(K_2/K_3) - \ln(K_1/K_2) - \ln(K_2/K_3)$]; D, declination; I, inclination; α_{95min} (°) and α_{95max} (°): bimodal statistic data [22]. Fabric types: N, 'Normal'; R, 'Reversal'; I, 'Intermediate'; O, 'Other' (see text).

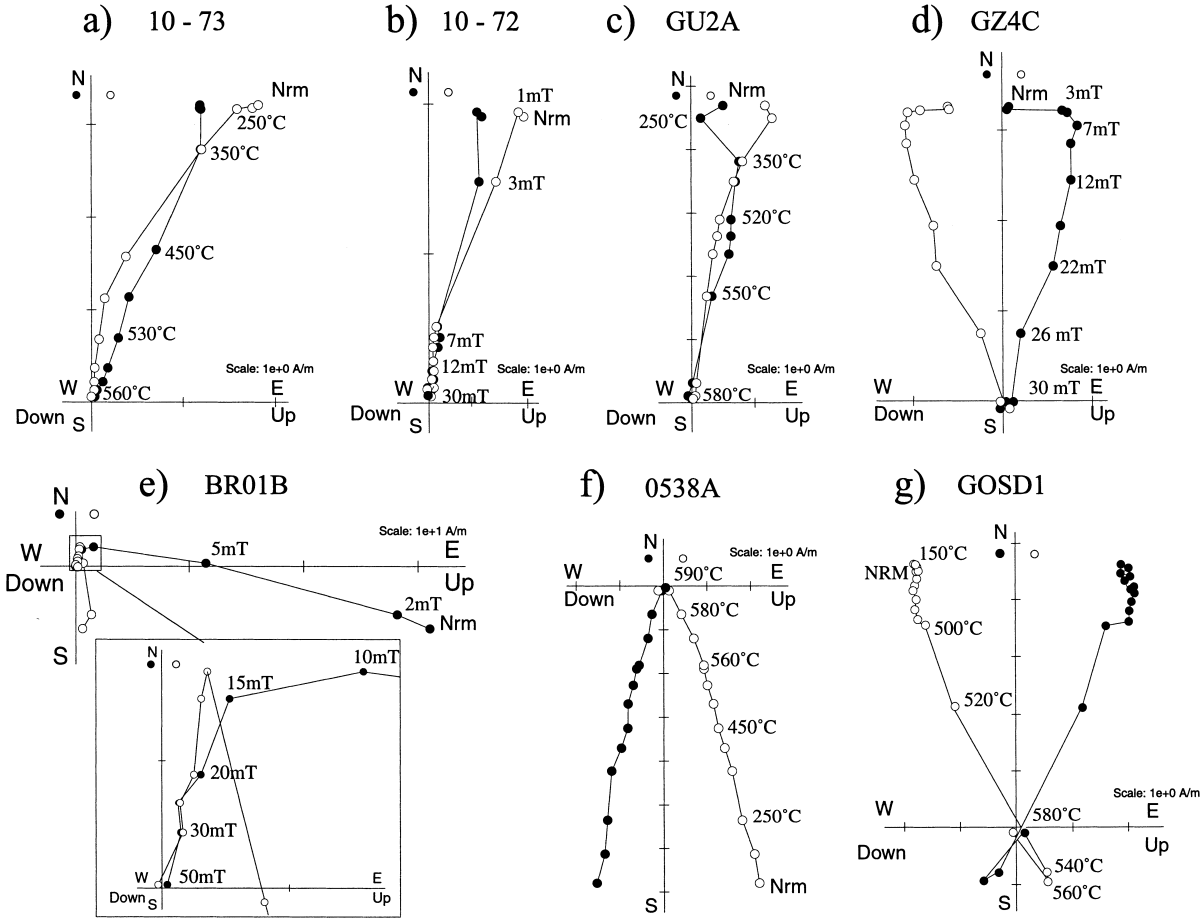


Fig. 5. Representative orthogonal vector diagrams of progressive thermal and AF demagnetization. The closed (open) symbol refer to the horizontal (vertical) plane. (a)–(d) Normal polarity directions, (e) shows a specimen affected by partial lightning, (f) and (g) show reversed directions.

3.2. AMS

AMS measurements were performed on each specimen using a KLY-3S (AGICO, Geofysica) spinner kappabridge. The AMS results are listed in Table 2 and their tectonic interpretations are discussed in Section 4. The statistic precisions were calculated with bimodal statistics [22] and listed in Table 2. The anisotropy degree (P) is defined by K_1/K_3 where K_1, K_3 are the maximum and minimum susceptibility intensity axes respectively. It is relatively low, varying from 1.009 to 1.082 with an average of 1.03 (3% anisotropy) which is typical order found in dykes [23]. Ellipsoid shape parameter T, expressed by $T=(\ln F-\ln L)/(\ln L-\ln F)$ where $F=K_2/K_3$ and $L=K_1/K_2$ shows that it is predominantly (25 dykes) oblate ($T>0$).

3.3. Paleomagnetic analyses

Magnetic remanence was measured on a JR5 spinner magnetometer (AGICO, Geofysica). Natural remanent magnetization (NRM) measurements show a bimodal distribution, ranging from 1 to 10 A/m for one group (75%) and 70–100 A/m for other. The group with high intensity values probably suffered an isothermal magnetization due to lightning.

A pilot study was carried out on a few speci-

Table 3
Summary of sampling location and paleomagnetic results with corresponding ^{40}Ar–^{39}Ar data from French Guyana and Amapa studied dykes

Location	Localization			^{40}Ar–^{39}Ar Ages After [3] mini plateau ages (^{39}Ar released)	Mean direction						Polarity VGP			
	Site	Lat. (°N)	Long. (°E)	(Ma)	n/N	D (°)	I (°)	k	α_{95} (°)		λ (°N)	ϕ (°E)	dp (°)	dm (°)
Cayenne Island	BouD6	4.9	307.8		6/7	2	−22.3	60.8	8	N	73.4	120.9	4.5	8.5
	CQ	4.9	307.8		4/5	325.1	7.8	14.2	21	N	55.4	212.3	10.5	21[a]
	PolD4	4.9	307.8		5/6	3.4	−3.5	294.4	4.5	N	82.5	100.8	2.3	4.5
	PolD5	4.9	307.8		5/5	0.4	2.1	135.5	6.6	N	86.1	121.8	3.3	6.6
Approuague River	AN	4.2	307.7	198.3 ± 2.0 (22%)	8/8	355.4	−18.4	10	18.5	N	75.5	146.3	10	19.2[a]
	BN	4.2	307.7		7/10	350.4	−16.3	10.2	19.9	N	74.3	165.8	10.6	20.6[a]
	BQ-BR	4.1	307.5		4/14	352.1	−13.7	9.4	33.3	N	76.4	163.1	17.4	34[a]
	BO	4.2	307.9		7/7	5.1	−4.9	37.9	9.9	N	81.6	90.2	5	9.9
	BP	4.2	307.7		6/6	356.1	5.7	167.2	5.2	N	85.9	199.3	2.6	5.2
	AQ	4.2	307.9		8/8	2.2	−7	49.8	7.9	N	81.9	111.9	4	7.9
Maroni River	15	5	305.6	196.0 ± 1.7 (40%)	5/6	9.5	−8.3	75.7	8.9	N	76.8	79.5	4.5	9
	09	5.2	305.7			Random[a]								
	10	5.2	305.7		4/6	26.6	−12.7	55.5	12.4	N	62.1	58.9	6.4	12.6
Mana River	17	5.2	306.4	196.0 ± 5.7	6/7	4.3	1.3	50.3	9.5	N	83.7	82.9	4.8	9.5
	23	5.3	306.4		3/7	3.9	−10.9	17.9	30	N	78.6	106.3	15.4	30.4[a]
North Oyapok River	GW	3.3	308		5/5	20	−23.5	47.6	11.2	N	64.8	75.3	6.2	11.7
	GR	3.2	307.8		5/7	29.7	−36.7	15	20.4	N	53	78.1	13.4	23.8[a]
	FU	3.7	308		6/10	7.9	4.4	92.9	7	N	82	48.5	3.5	7
	GU	3.4	307.9		9/10	12.4	−4.5	228.2	3.4	N	76.4	62.3	1.7	3.4
	GV	3.4	307.9		4/6	1	−1.5	44.2	14	N	85.7	114.3	7	14
	GT	3.4	307.9		5/6	348.1	12.3	66.8	9.4	N	77.8	231.7	4.9	9.6
South Oyapok River	OU	2.3	307.5		4/6	5.7	−20.6	65.8	11.4	N	76	103.9	6.3	12
	PD	2.2	307		5/6	2.7	−13.6	359.7	4	N	80.5	110.6	2.1	4.1
	PI	2.3	307		5/6	4.3	−5.4	49.8	11	N	83	86.3	5.5	11
Amapa (Cassiporé	03, 04	1.5	309.1		8/12	357.3	7.8	67	6.8	N	86.4	261	3.4	6.8
	01	2.5	308.3			Random[a]								
	mean direction Pole B			**18/26**			$k = 69.8$	$A_{95} = 4.2°$		**81.6**	**89.1**			
Cayenne Island	GosD1	4.9	307.8		22/32	22.3	19.8	55.6	3.4	N/R	67.3	23	1.9	3.6
	GosD2	4.9	308.8		6/8	17.3	17.5	37.9	9.2	N	72.4	23.6	4.9	9.5
	GosF1	4.9	307.8		6/4	16.4	23.8	48.9	13.3	N	72.1	11.8	7.6	14.2
	CY	4.9	307.8		5/5	19.1	18.7	44.5	11.6	N	74.1	22.6	6.3	12.1
Conté River	05	4.5	307.5		6/6	195.5	−16.4	89.1	7.1	R	79.8	16.6	3.8	7.3
	07	4.5	307.5	192.3 ± 2.0 (49%)	5/6	9.5	16	60.2	9.9	N	79	15.8	5.2	10
	mean direction Pole A			**8/8**			$k = 288.8$	$A_{95} = 3.4°$		**73.2**	**15.3**			
	mean direction M			**26/34**			$k = 50.7$	$A_{95} = 4.0°$		**81.2**	**55.1**			

[a]Sites discarded for mean directions and poles. Age errors are indicated at the 1σ level [3].

mens using both thermal and alternating field (AF) demagnetization techniques with a Pyrox furnace and an automated three axes tumbler AF demagnetizer (LDA-3, AGICO, Geofysica), respectively. About 12 (AF) to 16 (thermal) demagnetization steps were used. Both techniques provided similar results (Fig. 5a,b) as defined by principal component analysis [24]. After removal of a low coercivity or low unblocking temperature component with random directions, the intensity linearly decays up to maximum applied fields of 30–40 mT or temperatures ranging from 530 to 580°C (Fig. 5a–d). For samples possessing high NRM intensities, the AF technique more efficiently isolates the characteristic component after removing the spurious overprint (Fig. 5e). We therefore used AF demagnetization on all other specimens. The magnetic directions are mainly of normal polarity although reversed polarity directions were identified in two sites (Fig. 5f,g). One Site (05) has only reversed polarity directions while the other (GOS D1) a 20 m wide dyke presents few reversed polarity directions only in the slow cooling coarse grained central part.

The mean direction for each paleomagnetic site, given in Table 3, have been computed by Fisher statistics [25]. They are slightly but systematically different from the present Earth field (declination = 342°, inclination = 18.5°) and the geocentric axial dipole field (inclination = 3–10°). The Fisher (k) parameter is usually greater than 10. Directions isolated from the highly magnetized specimens usually led to a poorly defined mean direction with a low k and a large α_{95} (Table 3). The sites which have a low precision parameter value and a α_{95} greater than 15° (Table 3) were not taken for mean direction and mean virtual geomagnetic pole (VGP) calculations.

4. Discussion

4.1. Implication of AMS results on dyke emplacement

Based on numerous field observations and AMS studies of characteristics of eigenvector orientations, many authors (e.g. [10,23]) suggest that magmatic fabrics in dykes can be classified into four general types: N (Normal), R (Reversal), I (Intermediate) and O (Other). Type N is characterized by the clustering of K_1 and K_2 axes on the dyke plane, whereas K_3 is nearly perpendicular to it. Type I is defined by K_1 and K_3 axes clustering close to the dyke plane, whereas K_2 axis is perpendicular to this plane. Type R is characterized by K_2 and K_3 axes close to the dyke plane and K_1 is perpendicular to that plane. AMS axes which do not show any preferential orientation belong to Type O.

In our dykes, the analysis at the individual-dyke scale defines four fabrics (Table 2 and Fig. 6): N (21 dykes, 62%), R (8 dykes, 24%) I (1 dyke, 2%) and O (4 dykes, 12%).

The K_1 orientation of Type N (Figs. 6 and 7) is parallel to the NNW–SSE strike of the dykes. The N fabric type was interpreted as a flow fabric by many researchers (e.g. [23,26,27]) who compared field evidence and AMS data. Moreover, the K_1 inclination can be used to infer the distance between the fractures and the magma source [23,28]. The subhorizontal K_1 inclinations could correspond to dykes fed horizontally by a distant feeding source. In French Guyana dolerite, all N fabric K_1 axes have weak to horizontal inclinations (Figs. 6 and 7), suggesting that French Guyana dolerites are, firstly far from their feeding source (>500 km) and, secondly fed horizontally from these feeding source and/or magma storage zone. We also notice that the weak K_1 axes generally dip towards the south (Fig. 7). However, they are almost vertical at one site from Amapa (Site 04; Fig. 6), indicating that this dyke may probably be closer to the magma source with respect to the French Guyana dykes. If the French Guyana and Amapa dykes belong to the same generation and have same magma source, the source could be located to the SE. This conclusion contradicts some workers [29,30], who suggest that the source of the French Guyana dykes was located to the NNW, based on their geographical location and the preferred circum Central Atlantic Ocean dyke orientation.

The reversal fabric was found in eight dykes. It was generally attributed to secondary processes such as hydrothermalism, post-emplacement mod-

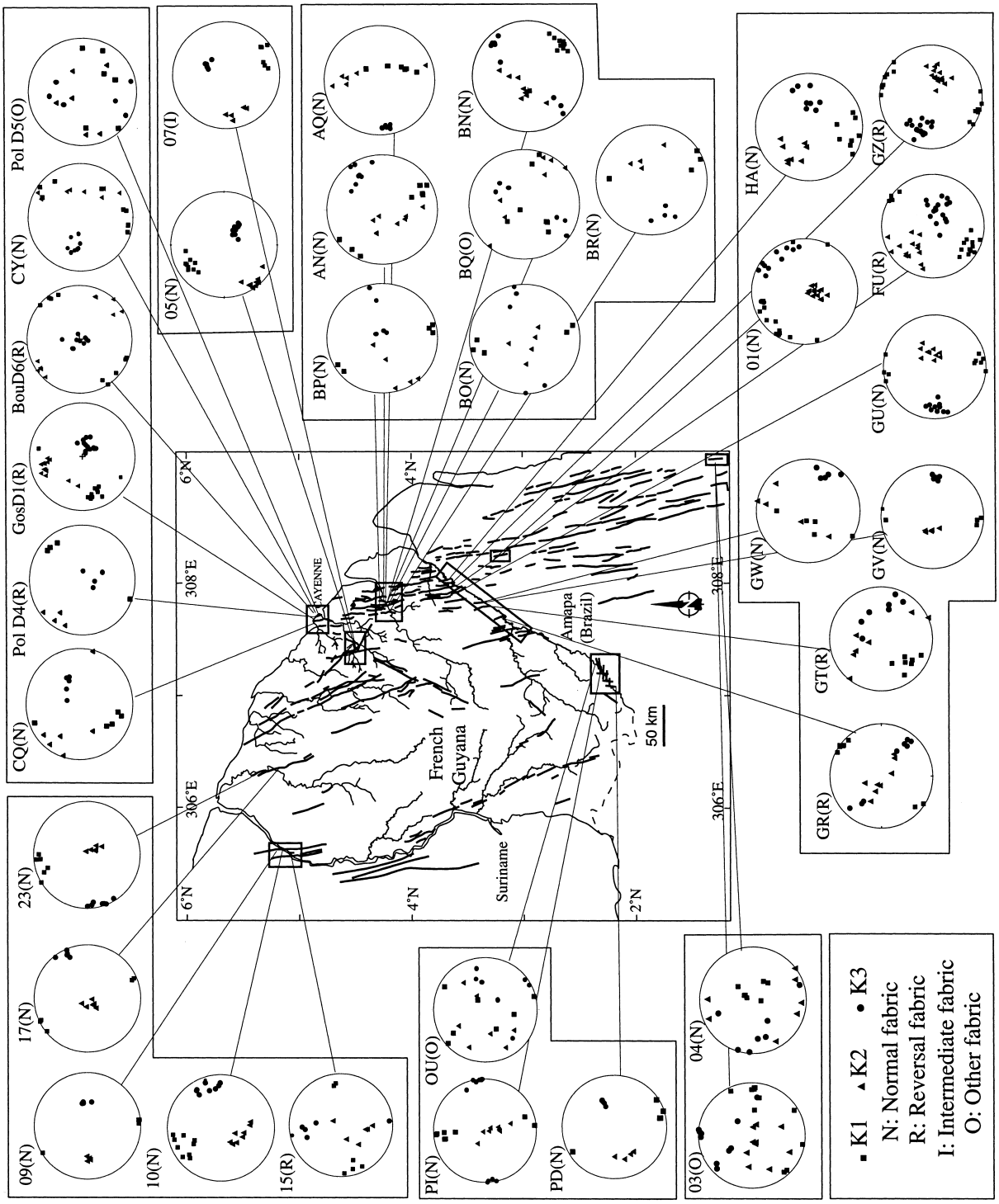


Fig. 6. AMS directions (K_1, K_2 and K_3) from the sampled dolerites of French Guyana. Magmatic fabrics are highlighted as follows: N, 'Normal'; R, 'Reversal'; I, 'Intermediate'; O, 'Other'.

ification or due to the presence of SD (single domain) grains in rocks [23]. If the analysis in thin sections does not show evidence of hydrothermalism or solid state deformation, shearing deformation has been locally shown by field observations, in contact zone between dykes of Type R and their host rocks (e.g. GOSD1, BOUD6). We suggest that the R fabric could be related to local shearing deformation.

The 'Intermediate' fabric (I Type) was recognized in one dyke (Site 07; Fig. 6). Such fabric was found in other swarm [23,31]. It could be explained by the presence of fine-grained (titanomagnetite) [23] or due to the vertical compacting of a static magma column [31]. In this study, petrographic investigation has not permitted to find fine magnetic grain size in this rocks (see Section 3.1), so the I fabric may be explained by the compression tending to force the material along the dyke direction during dyke emplacement [31].

4.2. Implication of paleomagnetic results

All site-mean directions and poles are listed in Table 3. Due to the large sampling area, all site-mean directions have been transferred to corresponding VGPs before calculating mean poles. The site-mean VGPs are systematically distinct from the present geomagnetic field. Cores collected parallel to the dyke width show consistent directions with generally satisfactory statistic parameters (Table 3). The majority of sites present normal polarities and only two sites show a reversed one (Site 05, GosD1). We also note that the strong weathering which affects this subequatorial area has not yet induced any change in the magnetization of this collection. Indeed, it has been recently shown [32], in the Cayenne area, that independently of the primary magnetic carrier, hematite becomes the main magnetic carrier due to lateritization and no magnetite remains, which is not the case in the present study. Based on the above observations, we can conclude that the magnetic remanence is probably of primary origin representing an Early Jurassic magnetization.

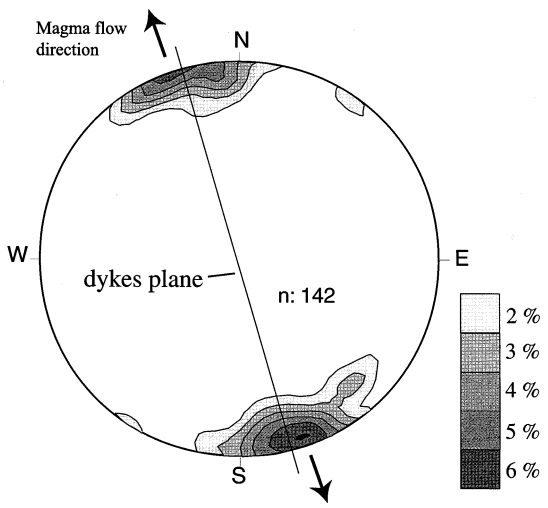


Fig. 7. Density diagram (1% area contours, equal area) of the magnetic lineation (K_1 direction) from all samples belonging to the magmatic fabric of Type N.

Eight of 34 sampled sites show random or scattered directions due to a partial or to a total overprint attributed to lightning. They were rejected from the mean calculation. From the remaining 26 sites, we calculated an Early Jurassic paleomagnetic pole for French Guyana (Table 3; Fig. 8a; Pole M) with the following coordinates: $\lambda = 81.2°$N, $\phi = 55.1°$E, $k = 50.7$ and $A_{95} = 4.0°$.

A closer look at the VGP distribution shows that two populations could be identified in our data set (Fig. 8a). The disparity between these two populations is predominantly on the polar longitude. Therefore, two sub-mean poles are computed: Pole A: $\lambda = 73.2°$N, $\phi = 15.3°$E, $k = 288.8$, $A_{95} = 3.4°$ and $N = 8$; Pole B: $\lambda = 81.6°$N, $\phi = 89.1°$E, $k = 69.8$, $A_{95} = 4.2°$ and $N = 18$. These two poles are statistically distinguished suggesting two distinct magmatic intrusive events (Fig. 8a), although secular variation of the geomagnetic field could also be responsible for part of the data scattering. The only normal polarity evidenced in the majority of dykes may indicate that duration of magmatic intrusion for each group could be very short as reversal rate is relatively high for this Triassic–Jurassic period [33]. Moreover, the two groups do not show the same distribution style, the VGPs from Group B are more dispersed than those from Group A, which may indicate that the intrusion of Group B may have a longer duration. No clear relation-

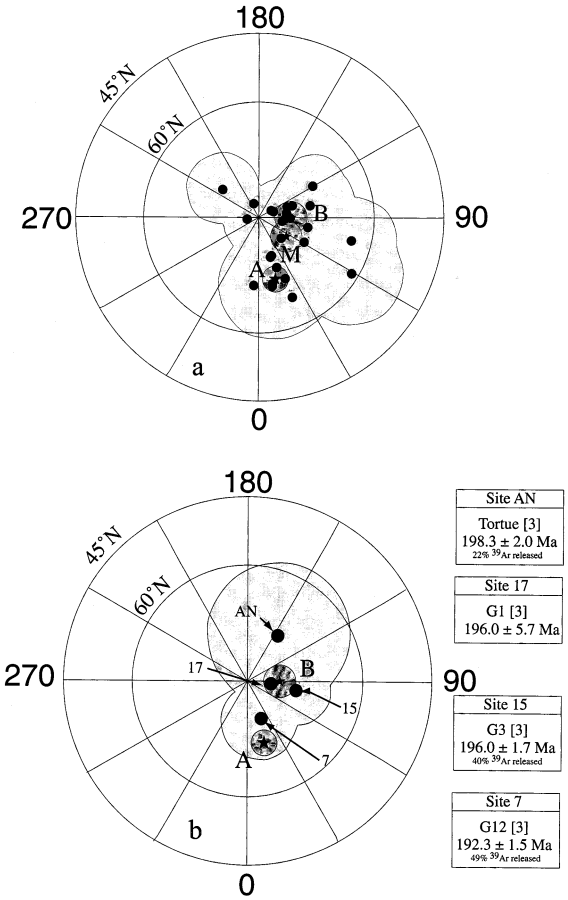


Fig. 8. (a) Equal area projection of the 26 VGP from the French Guyana dolerites with the total mean pole (M) and the proposed pole A and pole B. (b) VGPs from the dated dykes of [3] with our proposed A and B poles. Age errors are given with 1σ level.

ship was observed between ASM types and the two VGP groups.

Four of our sampled dykes were recently dated by ^{40}Ar–^{39}Ar [3]. Sample G1 (Site 17) corresponds to a single grain amphibole age of 196.0 ± 5.7 Ma. According to the authors [3] the large error bars are due to the low K content and small grain size. The ages obtained from samples Tortue corresponding to the paleomagnetic site: AN, G3 (15), and G12 (7) were determined from plagioclase. All spectra are characterized by variable excess argon and younger K-rich alteration phases. Nevertheless, Deckart et al. [3] indicated that between 770 and 1090°C the age spectra display a relatively flat region corresponding to 20–49% of total out gassed ^{39}Ar and show three to five concordant successive apparent ages. They also argued that these 'mini-plateau' ages correspond to a minimum contribution of excess argon and/or radiogenic ^{40}Ar from K-rich alteration phases. Furthermore, they presented a bimodal age distribution between 196 and 189 Ma with the 'mini-plateaus' probability diagram of bulk plagioclase of French Guyana dolerites (see figure 6 of [3]). In Fig. 8b, we represent VGPs location sites AN, 15 and 7 and corresponding Tortue, G3, G12 'mini plateau' ages. The two older indistinguishable ages (198.3 ± 2.0 Ma and 196.0 ± 1.7 Ma) sites AN and 15 lie on between 150 and 90°E longitude. The younger Site 7 (192.3 ± 1.5 Ma) is between 0 and 30°E.

According to VGP distribution and geochronological data [3], we propose that the two VGP groups could correspond to two distinct magmatic pulses occurring in a short time period. Moreover, all eight sites which define the pole A come from the northeastern part of French Guyana (Cayenne Island, Conté and North Oyapok), while the sites for the pole B cover all sampling area. As proposed by [2] in Brazilian CAMP, the youngest magmatic event seems to be restricted closer to the future rift margin.

5. Conclusions

AMS and paleomagnetic studies on recently dated dykes from French Guyana bring new and important insight on the Early Jurassic circum Atlantic volcanic activity which occurred prior to the opening Central Atlantic Ocean. AMS can be segregated into four fabric types according to the eigenvector orientations with respect to the dyke plane. Type O shows no preferential orientation of the principal axes of anisotropy. The three others (N,R,I) present well defined K_1, K_2 and K_3 directions. Type N referred as 'Normal' was found in 21 dykes and defined by K_1–K_2 clustering close to the dyke plane and K_3 is nearly perpendicular to it. This fabric was interpreted as due to the magma flow. Analysis of K_1 inclination permitted to infer that the dykes of French

Guyana were fed horizontally from a distant magma source. Type R (8 dykes), is characterized by a K_2-K_3 plane close to the dyke plane and K_1 perpendicular to dyke orientation. The origin of this magmatic fabric is due to possible local shear stress. Type I, defined by K_1–K_3 axes close to the dyke plane and K_2 perpendicular to this plane, was interpreted as due to vertical compaction of the magma column.

The paleomagnetic results from 26 out of 34 sites in French Guyana suggests the existence of two VGP populations and indicates that two short volcanic events took probably place in the French Guyana during the Early Jurassic. The geographical position of the dykes from the two VGP groups indicated a possible migration of the magmatism toward the future rifting zone in French Guyana. To validate these hypotheses, more coupled paleomagnetic and geochronological studies have to be undertaken on similar rocks from the Amazonian Shield and CAMP.

Acknowledgements

This study was supported by the French geological survey (BRGM) French Guyana mapping project. Drs. C. Delor, D. Lahondere, O. Monod, P. Rossi, M. Vidal, M.T. Lins Faraco and J. M. Carvalho are thanked for their contribution in sampling and discussions. IPGP and Saint Maur laboratories are thanked for offering the possibility to realize preliminary measurements on the Cayenne Island samples. The suggestions proposed by Drs I.G. Pacca, M. Ernesto, J. Glen and an anonymous reviewer are very appreciated for improving the first manuscript. We also thank Dr. G. Féraud and Dr. S. Gilder for their constructive discussion and improvement of the English, R.J. Enkin and J.P. Cogné for the use of their paleomagnetic software.*[AC]*

References

[1] A.N. Sial, E.P. Oliveira, A. Choudhuri, Mafic dyke swarms of Brazil, in: H.C. Halls, W.F. Fharig (Eds.), Mafic Dyke Swarms, Geological Association of Canada Special Paper 34, 1989, pp. 467–481.

[2] A. Marzoli, P.R. Renne, E.M. Piccirillo, M. Ernesto, G. Bellieni, A. De Min, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province, Science 284 (1999) 616–618.

[3] K. Deckart, G. Feraud, H. Bertrand, Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Suriname and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean, Earth Planet. Sci. Lett. 150 (1997) 205–220.

[4] M.A. Richards, R.A. Duncan, V.E. Courtillot, Flood basalts and hotspot track plume heads and tails, Science 246 (1989) 103–107.

[5] R.I. Hill, I.H. Campbell, G.F. Davies, R.W. Griffiths, Mantle plumes and continental tectonics, Science 256 (1992) 186–193.

[6] A. Gudmundsson, Mechanical aspects of postglacial volcanism and tectonics of the Reykjanes Peninsula, South-West Iceland, J. Geophys. Res. 91 (1986) 12711–12721.

[7] R.I. Tilling, J. Dvorak, Anatomy of basaltic volcano, Nature 363 (1993) 125–132.

[8] D.H Tarling, F. Hrouda, in: D.H Tarling, F. Hrouda, (Eds.), The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman and Hall, London, 1993, 217 pp.

[9] M. Jackson, L. Tauxe, Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary and igneous fabric, Rev. Geophys. 29 (1991) 371–376.

[10] P. Rochette, L. Jenatton, C. Dupuy, F. Boudier and I. Reuber, Diabase dykes emplacement in Oman ophiolite: A magnetic fabric study with reference to geochemistry, in: T.J. Peters (Ed.), Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, 1992, pp. 55–82.

[11] R.B. Hargraves, Palaeomagnetism of the Roraima dolerites, Geophys. J. R. Astron. Soc. 16 (1968) 147–160.

[12] J. Veldkamp, F.G. Mulder, J.D.A. Zijderveld, Palaeomagnetism of Suriname dolerites, Phys. Earth Planet. Int. 4 (1971) 370–380.

[13] R.B. Hargraves, Problems in palaeomagnetic synthesis illustrated by results from Permo–Triassic dolerites in Guyana, Phys. Earth Planet. Int. 12 (1978) 277–284.

[14] W.D. Macdonald, N.D. Opdyke, Triassic paleomagnetism of the Northern South America, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 58 (1974) 208–215.

[15] K. Deckart, Etude du magmatisme associé au rifting de l'Atlantique Central et du Sud: géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ et géochimie sur les intrusions jurassiques de Guinée et de Guyane française/Suriname, et Cretacées du Brésil, Ph.D. Thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 1996, 221 pp.

[16] W. Teixieira, C.C.G. Tassinari, U.G. Cordani, K. Kawashita, A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications, Precambrian Res. 42 (1989) 213–227.

[17] C. Montgomery, P.M. Hurley, Total U/Pb and Rb/Sr synthetics Imataca serie, Guyana Shield, Venezuela, Earth Planet. Sci. Lett. 39 (1978) 281–290.

[18] B. Choubert, Le Precambrien des Guyanes, Mem. B.R.G.M. 81, 1974, 213 pp.
[19] E. Manier, D. Mercier, P. Ledru, Sedimentary dynamics of Lower Proterozoic alluvial deposits in French Guyana. Gold mineralization in proximal facies, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 17 (1993) 553–568.
[20] R.W. Le Maitre, P. Bateman, A. Dudek, J. Keller, M.J. Lameyre Le Bras, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Strekeisen, A.R. Woolley, B. Zanettin, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell, Oxford, 1989.
[21] K.J. Spencer, D.H. Lindsley, A solution model for coexisting iron–titanium oxides, Am. Mineral. 66 (1981) 1189–1201.
[22] C. Bingham, Distribution on a sphere and on the projective plane, Ph.D. Thesis, University of Yale, New Haven, CT, 1964.
[23] M.I.B. Raposo, Magnetic fabric and its signification in the Florianopolis dykes swarm, southern Brazil, Geophys. J. Int. 131 (1997) 159–170.
[24] J.L. Kirschvink, The least-squares lines and plane and the analysis of paleomagnetic data, Geophys. J. R. Astron. Soc. 62 (1981) 699–718.
[25] R. Fisher, Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. Lond. A 217 (1953) 295–305.
[26] M.D. Knight, G.P.L. Walker, Magma flow directions in dykes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies, J. Geophys. Res. 93 (1988) 4301–4319.
[27] B.B. Elwood, Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements, Earth Planet. Sci. Lett. 41 (1978) 254–264.
[28] R.E. Ernst, W.R.A. Beragar, Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm, Nature 356 (1992) 511–513.
[29] M. Wilson, Thermal evolution of the Central Atlantic margins: continental break-up above a Mezosoic superplume, J. Geol. Soc. Lond. 154 (1997) 491–495.
[30] R.E. Ernst, K.L. Buchan and H.C Palmer, Giant dyke swarms: Characteristics, distribution and geotectonic applications, in: G. Baer, A. Heimann (Eds.), Physics and Chemistry of Dykes, 1995, pp. 3–21.
[31] K. Park, E.I. Tanczyk, A. Desbarats, Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mearly diabase dykes of Labrador, Canada, J. Geophys. Res. 93 (1988) 13689–13704.
[32] H. Théveniaut, P. Freyssinet, Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana), Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 148 (1999) 209–231.
[33] F.M. Gradstein, F.P. Agtergerg, J.G. Ogg, J. Van Veen, P. Thierry, Z. Huang, A Triassic, Jurassic and Cretaceous timescale, in: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry, J. Hardenbol (Eds.), Geochronology, Time Scales, SEPM special publication 54, 1995.

Chapitre VII

Les dykes doléritiques de Guyane française : Nouvelles données sur le province jurassique centrale Atlantique et evidences géochimiques de trois populations de dykes

(The French Guyana doleritic dykes: New data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province and Geochemical evidences of three populations of dykes)

S. Nomade, A. Pouclet, Y. Chen

(Soumis à Journal of Geodynamics)

Abstract

A petrographic and geochemical study of fifteen Early Jurassic, seven Proterozoic dolerite of French Guyana, and one Jurassic dolerite from Ivory-Coast were carried out. The Early Jurassic SSW-NNE trending dykes have doleritic aphyric or gabbroic phyric texture. Their chemical compositions slightly under-saturated to over-saturated, moderate to low Mg-ratios (63 to 36), high TiO_2 contents (1.85 to 3.56 wt%), weak rare earth element fractionation ($1.8 < (La/Yb)_n < 4.6$), negative Sr-anomalies ($0.41 < Sr^* < 0.91$) and positive TiO_2-anomalies ($1.2 < TiO_2^* < 2.15$) correspond to sub-alkaline high-Ti basalts (HTiB). The La/Nb ratio (1,18 ± 0,23) is close to that of the OIB-type Deccan basalts and incompatible element ratios: Rb/Nb_n (1,07 ± 0,3), Zr/Y (4,6 ± 0,8) are intermediate between those of HTiB in Deccan and those of HTiB in Paraná. These geochemical signatures and recent isotopic data of Bertrand et al (1999) suggest that their magmatic source is different to that the other basalts of the central Altlantic magmatic province (CAMP). Such signatures are restricted to a central zone coincided with the Panafrican Rokelide suture. We propose a model of sub-lithospheric preferential channelling of an asthenospheric upwelling in this zone.

Two other groups of dykes were identified in French Guyana. Compared to the Jurassic dolerites the Proterozoic dykes have NNW-SSE and E-W trending direction, more important LILE enrichment, low TiO2 contents (<2 wt%) and Nb-Ta negative anomalies. The NNE-SSW trending dykes have higher SIO2 contents (48.4 to 52.8 wt%) than the EW trending dykes (43.2 to 45.1 wt%). We proposed that the calc-alkaline affinity could be the results of a previous subduction related to the 1800 Ma Venturi-Tapajós orogen, which contaminated the mantle source.

Keywords: Dykes, Early Jurassic, Proterozoic High-Ti basalts, Asthenospheric source.

VII. 1. Introduction

Numerous dolerite dykes intrude the Guyana craton. The problem is to discriminate the dykes as they have different ages and compositions, in order to interpret geotectonic contexts of the successive magmatic activities. In this paper, we attempt to distinguish the Mesozoic dykes in the French Guyana shield, compared to the older dolerites, mainly Proterozoic in ages. Then, we focalize to the Mesozoic dolerites for their geochemical features in relationships with the initiation of the Atlantic opening, in the Early Jurassic.

Early stage of continental break-up and initial opening of rifts is generally associated with continental flood basalt (CFB), dykes, sills and layered intrusions. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) linked to the initial opening of central Atlantic (May, 1971; Dalrynple et al., 1975, Bertrand et al., 1982) is a good example of this genetic relation. The CAMP magmatism in the northeastern part of the Amazonian Craton occurred far inland 1000 Km from the Atlantic margin (Fig. 1), and is characterized by N-S, to NNW-SSE, large dyke swarms (Fig. 1, Table 1). CAMP is well known as a example of low-Ti Tholeiites of Continental flood Basalt (CFB) composition. The magmatic event took place at around 200 Ma (Sebai et al., 1991, Deckart et al., 1997, Marzoli et al., 1999, Hames et al., 2000). In the Guyana shield, a total of six dyke swarms, up to 100 km long, are distinguished from East to West (Table 1). Located over 600 to 1,000 km to the western Atlantic shore, these swarms are related to the 200 Ma CAMP event. Dykes are mainly orientated NNW-SSE parallel to the Altlantic rift axis in the northeastern part (Cassiporé, Apatao; Fig. 1). Different orientations, NNE to NE, prevailed in other swarms (Roraima or Maranhão; Fig. 1). Occurring in the same area, much older dykes have been dated to Proterozoic. In many cases, in the field, these dykes are undistinguishable to the Mesozoic dykes. Fortunalety, in French Guyana, the Proterozoic dykes have distinct NNE-SSW or W-E trends. Precise distinctions need petrographical and geochemical studies.

Thorough review of geochemical characteristics of Early Jurassic dykes in Guyana Shield reveals systematic compositional difference. These dykes have high-Ti basalts (HTiB) composition whereas the other CAMP dykes have low-Ti basalts (LTiB) one. These HTiB are located in a narrow northeastern zone, from Surinam to French Guyana and Amapa in Brazil (Fig. 1, table 1). We have determined similar HTiB composition for Mesozoic dolerite dykes in Ivory Coast, in the West Africa craton south margin (e.g. in Liberia, Dupuy et al., 1988; Fig. 1). Except these restricted HTiB zones, the CAMP present homogeneous LTiB composition but with variable trace element and isotopic ratios suggesting heterogeneous

mantle source (De min et al., 1999, Marzoli et al., 1999). Both lithospheric and asthenopheric mantle sources for the LTiB and HTiB respectively, have been proposed by Deckart (1996). In the French Guyana, understanding of the geochemical signature and determination of the origin and of the various ages dolerite dykes allow to discuss mechanism of initial continental break-up in Central Atlantic zone and role of mantle and crust in genesis of the HTiB. This paper presents new petrographical and geochemical data either for Early Jurassic and Precambrian dykes from French Guyana to constrain magma sources, and to distinguish the dykes of different ages.

VII. 2. Geological setting and previous data

In French Guyana, the basement is constituted by Palaeoproteroic rocks (2.2 to 2.0 Ga) emplaced during the Trans-Amazonian tectonothermal event (Bosma et al., 1983; Gruau et al., 1985). The Early Jurassic Atlantic tholeiites (EJAT) occur mainly as dykes in majority in the northern part Cayenne swarm (Veldkamp et al., 1971; Deckart, 1996). Two main trend directions, NNW-SSE to NW-SE and NNE-SSW, have been recognized by previous studies. The first trend corresponds to real EJAT; the second concerns Proterozoic dolerite intrusions (Fig. 1; Deckart, 1996). Dyke thicknesses range from 0.5 m to 20 m. Lengths vary from discontinuous along some kilometers to very long up to ten or even fifty kilometers. AMS data indicates that the Early Jurassic dykes in French Guyana were horizontal flow direction (Nomade et al., 2000) indicated lateral injection of the magma in the dykes. Best estimate ages of the EJAT in French Guyana gave 198.3 ±2.0 and 188.7 ± 1.9 Ma (Deckart et al., 1997). These ages are coherent with the average CAMP age of 200 ± 4 Ma (Marzoli et al., 1999). EJAT in northern part of French Guyana are characterized by their high-TiO_2, enriched FeO trend and slight LILE enrichment (Deckart, 1996). Geochemical and isotopic signature suggests, for Deckart (1996), a N-MORB-type source mixed with an EMII-type component. Contrary to the Venezuela or Surinam where many Precambrian swarms have been recognized, only two dykes exhibiting Precambrian age were known in French Guyana (Deckart et al., 1997).

In the framework of a multidisciplinary BRGM (French Geological Survey) geological mapping project of the French Guyana in collaboration with ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans), and the CPRM (Geological Survey of Brazil), we have carried out four field trips between 1995 and 1998. We have collected samples from all recognized swarms. A

particular care was taken on the eastern and southern part of French Guyana where no geochemical data were available.

VII. 3. Sampling area, field observations

We have sampled a total of seven area where well exposed selected dykes have been analyzed (Fig. 2): along the Oyapok river (Fig. 2a and b), along the Conté river (Fig. 2c and d, 3 dykes), Cayenne area (Fig. 2e), along the Mana river (Fig. 2f), and along the Maroni river (Fig. 2g). Dyke thickness range from 0.3 m (South Oyapok, OX) to 20 m (Cayenne Island, BOU). But, to the south of Cacao, close to the Conté river (Fig. 2d), the Kwata Mount is a large laccolith, may be 2000m-thick (Choubert, 1973). In the Atlantic coast at sites BOU and GOS of Cayenne (Fig 2e), we have observed centimetric to decimetric felsic paches and veins infilling tension gashes and cooling fractures of the dykes. These felsic rocks could be a result of partial melting of country host rocks induced by basaltic magma. They have been sampled for testing possible assimilation effect on the magma composition.

In the Cayenne area, dykes are mainly trending N170° with right-handed motion of the borders but there are some conjugated dyke sets N150°-160° and N0°-010°. These features and the tension gashes setting indicate that the minimum principal stress is N110°. In northern part of the Oyapok river dykes sets N140° to N155° (Fig. 2b). Shearing deformation in contact zones between dikes and their host rocks indicates that magma emplacement not only took place in an extensional tectonic regime but also in a shearing context.

Dykes trending SSW-NNE have been sampled along the Oyapok River (sites GA, GB, GD, Fig. 2b) and in the Conté area (Fig. 2d). Their petrographical and chemical compositions differ to that of the Jurassic dykes (see forward). Two ages dating have been tempted (Deckart et al., 1997) indicated ages ranging from 1.6 to 1.8 Ga. Other dykes trending WSW-ENE were found in Southern Oyapok (sites PG, PH, PI, OX, OY, Fig. 2a), we named the Yawapa dykes. They are extremely fractured and crosscut by important N-S faults. The field characteristics indicate an old age for this swarm, probably Proterozoic. These two groups of Proterozoic dolerites have been studied for their discrimination to the Mesozoic dolerites.

VII. 4. Petrography and geochemistry

All the samples were prepared for mineral analyses by Electron Probe Micro Analyzer at the CNRS-University-BRGM joint laboratory of Orléans. A total of 27 samples was analyzed by ICP and ICP-MS method at the CNRS-CRPG laboratory of Nancy and at the BRGM analytical department: 15 Jurassic dolerites, 3 felsic veins, 1 host-rock tonalite, 7 Proterozoic dolerites, and 1 Jurassic dolerite from Ivory-Coast

VII. 4.1. Jurassic dykes

Petrographical features

Dyke rocks mainly consist of medium to coarse-grained dolerite and microgabbro having intergranular to sub-ophitic texture. Finest grained textures concern the quench margins, five- to ten-centimeters wide. Paragenetic sequence is made of rare microcrysts of olivine, large clinopyroxene, plagioclase laths, apatite, squeletal Ti-magnetite ilmenite and late biotite. Inside the up-to-ten meters thick dykes, the coarser grained rocks are enriched in phenocrysts of olivine, clinopyroxene and plagioclase, partly of cumulate origin. Then, we distinguish two petrographic groups: Group 1 is doleritic aphyric and considered to be directly derived from basaltic liquid. Group 2 is gabbroic phyric and its magmatic composition was modified by cumulative process.

Olivine shows large Mg-Fe variation, the Fo content ranging from Fo_{65} to Fo_{29} (Fig. 3a). Either two kinds of clinopyroxenes coexist: augite and pigeonite, or augite is alone. Large compositional ranges are analyzed (Fig. 3b), between $Ca_{44}Mg_{31}Fe_{25}$ and $Ca_{25}Mg_{28}Fe_{47}$ for augite, and between $Ca_{12}Mg_{56}Fe_{32}$ and $Ca_{11}Mg_{30}Fe_{58}$ for pigeonite. Plagioclase is also chemically variable, core and rim compositions ranging from An_{63} to An_{49} and An_{51} to An_{35} respectively (Fig. 3b). In detail, zoning is oscillatory. But, in each dyke, there is no chemical variation in the plagioclase composition from the margin to the centre. Coexisting magnetite and ilmenite have rather uniform compositions across dykes with 15% of ulvospinel contents in magnetite and 2% of hematite contents in ilmenite. Late biotites are titaniferous, TiO_2 ranging from 3% to 5% wt%. Their magmatic origin is confirmed by the TiO_2/ FeO+MnO/MgO diagram (Fig. 3c, Nachit, 1985).

Petrographical features are typical of more or less evolved tholeiitic to transitional magmas. Crystallization process occurred from distinct secondary magma chambers periodically replenished, and during the dyke infilling, as demonstrated by the strong variations of mineral composition and zoning.

Geochemical compositions

The fifteen analyzed Jurassic dyke rocks correspond to ten dolerites of suspected magmatic composition (Group 1) and to five gabbroic cumulate facies (Group 2) (table. 2).

The SiO_2 and alkaline contents of Group 1 dolerites range from 46 to 50 wt% and 2.4 to 3.5 wt% respectively. These compositions belong to common sub-alkaline basalts (Fig. 4), which are slightly under-saturated to over-saturated according to the norm calculation (6.22 < Ol < 0.75; 0.99 < Qtz < 5.23). There is no normative nepheline. Moderate MgO-contents (6.7 to 4.7 wt%) and moderate to low Mg ratios (0,63 to 0,36) indicate fairly evolved magmatic origin. Rather high TiO_2 contents (1.85 to 3.56 wt%) for subalkaline composition, in agreement with the petrographical description, suggest a high-Ti continental basalt magmatic determination. The Group 2 gabbroic rocks show higher contents in MgO (12.9 < MgO < 6.2; 23.1 < Ol norm < 0.1) and lower contents in FeO, which may be explained by Mg-rich olivine and pyroxene cumulation. Some are richer in alumina, indicating plagioclase cumulation.

Primitive mantle-normalized (PMN) multi element diagrams (Fig. 5a) display weak rare earth element fractionation ($1.8 < (La/Yb)_n < 4.6$), no LILE-enrichment with no Nb-anomalies, negative Sr-anomalies (0.41 < Sr* < 0.91), and positive Ti-anomalies (1.2 < Ti* < 2.15). The Sr-anomalies could be due to plagioclase fractionation. The other features are typical of common high-Ti continental flood basalts (table 3). The PMN diagrams of the gabbroic facies (Fig. 5b) are characteristic of cumulate process of olivine (incompatible element impoverishment), pyroxene (negative Zr-anomaly) and plagioclase (positive Sr-anomaly), in a good agreement with the major element. In the figure 5d, we have plotted the multi elements diagrams of the Early Jurassic dyke (Ivory Coast). The multi elements diagrams display the same characteristics than the Guyana Early Jurassic dykes: weak rare earth element fractionation no LILE-enrichment with no Nb-anomalies, negative Sr-anomalies and positive Ti-anomalies.

VII. 4.2. Felsic veins of the Jurassic dolerites

Petrographical features

The felsic veins infilling tensions gashes and fractures in dolerite dykes extent to ten to fifty centimeters and are few centimeters to ten centimeters wide. Contacts with dolerite are slightly blurred in showing a few millimeters mixing zone. Texture is micrographic to granophyric with intergrown quartz and alkali feldspars. The paragenesis consists of medium grained euhedral, platy to columnar magnesiohornblende (0.71< Mg/Mg+Fe’’< 0.62),

subhedral ilmenite, microcrysts of epidote, rare biotite flakes and more or less abundant residual aggregates of quartz and sieve-textured feldspar, mainly sodic plagioclase. Some large interstitial areas are made of calcite and small euhedral quartz. Close to the dolerite contact, numerous microcrysts of diopside have crystallized. Conversely, in the dolerite margin, columnar magnesiohornblende is present which is unknown in the normal dolerite composition. All these features indicate the intrusion of a partly liquid felsic and volatile-rich material and limited chemical reactions (contamination) at the contact with a hot but rigid doleritic magma.

Chemical composition and interpretation

The SiO_2 contents range from 68, for the grey and amphibole-richer rock, to 74 wt% (table 2) for the more common whitish veins. Similarly, Na_2O and K_2O contents range from 3.9 to 4.8 wt% and 1.6 to 4.4 wt% respectively. Trace element abundances are moderate with 150 to 160 ppm of total rare earth elements. The Primitive Mantle-normalized diagrams (Fig. 5e) display enrichment of lithophile elements: Rb, Ba, Th and light rare earth elements ($3.9 < (La/Yb)_N < 10$), negative Nb-anomalies, ($0.3 < (Nb\text{-}La)_N < 0.6$), negative Ti-anomalies ($0.2 < (Ti/Dy)_N < 0.3$), but no Ta-anomalies.

Petrographical features, emplacement and some chemical patterns such as the lack of Ta-anomalies strongly suggest that the felsic rocks are partial melted material from crustal basement heated by basaltic magma. The Al-in-amphibole barometer (Schmidt, 1992) gives 3 to 3.5 kbars for the early hornblende crystallization that could be around 8 km depth. Thermal reaction and mutual contamination of acid melt and dolerite indicate a hot temperature condition for the acid melt injection, just below the basalt rigidus (900-850°C), during the opening of the tension gashes. The country rock of dykes is a large tonalite pluton and strongly dismembered greenstone belt amphibolites and gneisses. Partial melt of the tonalite is unable to produce the felsic vein composition, due to inadequate ratios of the lithophile elements and light rare earth elements. The neighbouring amphibolites and gneisses are also too rich in trace elements. A good candidate for the felsic liquid origin would be a mafic rock with hydrous phases such as an amphibolite, with low trace element contents and negative anomalies in Nb and Ti. This rock is known in the Paramaca formations, south of the Cayenne formations, and may be present below the tonalite body where basaltic magma can be pounded.

VII. 4.3. Proterozoic dykes

Petrographical features

NNE-SSW trending dykes (type 1), plurimetric in thickness, have ophitic to sub-ophitic texture with grained size increasing from margin to centre of dyke. W-E trending dykes or Yawapa dykes (type 2), less than 1.5 m thickness, have fine grained and hyalocrystalline texture in the margins to intersertal texture in the centre For both dykes, paragenesis consists of rare olivine, augite and/or pigeonite, plagioclase and squeletal Fe-Ti oxydes (ilmenite and titaniferous magnetite). Late biotite is also present in some type 1 dykes. One can notice the Yawapa dykes are oftenly strongly altered, with important chloritization and propylitization.

The rare olivine phenocrysts are ferrous in composition (Fo_{37-21}). The clinopyroxenes are calcic augite to common augite with various compositions: Ca_{41-27} Mg_{50-41} Fe_{24-17} and Ca_{41-32} Mg_{47-40} Fe_{23-18} in type 1 and type 2 dykes respectively. Piegonite (Ca_{9-8}) is also present in type 2 dykes. Plagioclases are normally zoned in type 1 dykes (An_{62} to An_{47}) and less zoned in type 2 dykes (An_{55} to An_{44}) (Fig 3b). Biotite is located near titanomagnetite and contain 3.3 to 4.6 wt% of TiO_2.

Geochemical compositions

Compare to the Jurassic dolerites, the type 1 dykes have the same SiO_2 range (48.4 to 52.8 wt %) and the type 2 dykes (Yawapa) are SiO_2-poorer (43.2 to 45.1 wt%; table 2) and slightly high LOI. The Na_2O/K_2O ratios are rather high ranging from 3.1 to 4.2 wt%. The Mg ratios average 0,41 and 0.34 for the type 1 and type 2 dykes, respectively. Type 1 dykes correspond to slightly under-saturated basalts for three dykes and to over-saturated basalts for one dykes. Type 2 dykes are olivine normative tholeiite (Table 2).

Multi elements diagrams (Fig. 5c) display a LILE enrichment. The $(La/Yb)_n$ ratios range from 4.8 to 5.6 and average 6.7 for type 1 and type 2, respectively. The negative Eu and Sr anomalies indicate plagioclase fractionation. The important Nb- and Ta- negative anomalies suggest a magmatic calc-alkaline affinity or low-Nb continental tholeiite but not the Ti positive anomaly. Similar trace element characteristics have been observed by Deckart (1996) for the samples G9 and G16 (NNE-SSW trending dykes), which are dated to Precambrian (Deckart et al., 1997). The figure 5d presents the pattern of the Precambrian dykes compare to that of the Jurassic dykes. It highlights two major differences: more important LILE enrichment and stronger Nb- and Ta- negative anomalies for the Precambrian dykes.

VII. 5. Comparison of Early Jurassic dykes with other Large Igneous Provinces (LIP)

There is a lot lot of analyses concerning Mesozoic CFB's. There are many evidences that the CFB's were derived from different source regions with distinct melt conditions (Turner et al., 1996; Mahoney and Coffin, 1997). Crustal contamination is less important in hot-spot related CFB as in Deccan Traps. In these rocks, isotope and trace elements are strikingly similar to that of oceanic basalt (Lightfoot and Hawkesworth, 1988). Plume related tholeiites (Eastern Madagascar, Greenland or Deccan) have low mantle-normalized Th/Nb, Rb/Nb or Ba/Nb ratios (Saunders et al., 1992). Most of Mesozoic CFB' lavas (Karoo, Ferrar, Eastern North America (ENA) or Parana-Etendeka have major, trace elements and isotope compositions which are attributed to heterogeneous continental mantle lithosphere (Duncan et al., 1984, Turner et Hawkesworth, 1995, Hawkesworth et al., 1999; Marques et al., 1999). In many CFB provinces, on can find the two CFB types, low-Ti and high-Ti basalts associated in space and time (Lightfoot and Hawkesworth, 1988; Marques et al., 1999,). In Parana-Etendeka or in ENA provinces, the L-TiB and H-TiB are thought to have been derived from a continental mantle lithosphere promoted by an important thermal anomaly. The diagram of La/Ba-La/Nb (Fig. 6) can show which continental basalts might have been derived from source region similar to those observed in oceanic zones and which were derived from different regions of continental area (asthenospheric or lithospheric mantle source; Saunders et al., 1992; Hawkesworth et al., 1999).

The French Guyana H-TiB appear to be derived from source region different than the other Mesozoic Atlantic H-TiB (Fig. 6). Their higher La/Ba ratio and lower La/Nb ratio are close to that of the OIB-type Deccan basalts. The systematic differences in incompatible trace elements ratio (Table 2) between the French Guyana H-TiB, Parana H-TiB and Deccan H-TiB could indicate that these three CFBs have distinct source origin. The mantle normalized Rb/Nb and Ba/Nb ratios (Table 3) slightly upper to one are intermediary to those of the Parana and of the Deccan H-TiB related to lithospheric mantle and to asthenospheric undepleted mantel (OIB-source type) respectively. They are close to that of the primitive mantle whitch correspond to a mixed asthenospheric (undepleted asthenosphere) and continental lithosphere (enriched mantle) source.

VII. 6. Source of the French Guyana Early Jurassic H-Ti CFB ?

In order to focus to the French Guyana basalt genesis, we have to discuss the different genetic models for the Central Atlantic magmatic province. One important question arises: is it possible that all the CAMP (6000 km) is the result of a single process: of melting of a heterogeneous lithospheric mantle initiated an/or promoted by an anomalous hot asthenosphere (plume).

The more simple answer is to attribute the CAMP to a single hot spot system. Wilson (1997) proposes to explain the near synchronous magmatism from Brazil to Spain and to NE-Canada by a rapid channeling of the asthenospheric upwelling to the Nord-East and stagnation in the Central Atlantic zone. Other authors suggest that the CAMP is related to the Cape Verde or to the Fernando de Noranha hot-spot systems located much further to the south or south-western of Florida and in the eastern of Amapa zone (White and McKenzie, 1989; Oliveira et al., 1990; Hill, 1991; Ernst et al., 1995) respectively. Best geochronological data show that most part of the investigated CAMP was active in the Early Jurassic (200 ± 5 Ma) (Deckart et al., 1997; Marzoli et al., 1999). This time coincidence of the CAMP ages pleads for one single plume for all the CAMP magmatism and fit well with a genetic relation between this magmatism and a mega-plume system. Nevertheless the model of Wilson (1997) is in contradiction with the new $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in Maranhão (Marzoli et al., 1999), which indicate the same age, 200 Ma, but far to the southwestern of the plume head proposed by Wilson (1997). Moreover petrographical and Sr-Nd isotopes of Early Jurassic magmatism in Brazil (De Min et al., 1999) indicated that the H-Ti tholeiites of Cassiporé and Espinhão dykes, which represent a few part of the northeastern tholeiites, could be related to a heterogeneous lithospheric mantle source associated with anomalous hot sublithospheric zone. Isotope compositions also indicate that εSr of both H-TiB and L-TiB from northeastern Brazil are distinct from the Cape Verde volcanic (De Min, 1999). Other isotopic and geochemical data of ENA CFBs also indicate a heterogeneous lithospheric mantle (Dostal and Dunning, 1998) probably initiated by an active asthenospheric upwelling (Withjack et al., 1999). These data suggests multiple asthenospheric upwelling along the future Atlantic rifting zone during Early Jurassic.

Major and trace element compositions of the French Guyana H-TiB revel a rather low LILE-enrichment and no significant Nb- and Ti-negative anomalies. The normalized incompatible element ratio (Rb/Nb = 1.07 ± 0.3; Zr/Y = 4.6 ± 0.8) are intermediate between that of the lithospheric Parana and of the asthenospheric Deccan H-TiB (table 3). Higher La/Ba and lower La/Nb ratios correspond to asthenospheric magma. The single OIB source can be reject because of the Rb/Nb and Ba/Nb normalized ratios are higher than one (Saunder et al., 1992). Moreover the French Guyana northern H-TiB display an $^{87}Sr/^{86}Sri$ between 0.70319 to 0.70509 and high 143Nd /144Nd ratios (εNd= + 4.2 to +5.8; Deckart, 1996, Bertrand et al., 1999). These geochemical and isotopic signatures of French Guyana H-TiB indicate an asthenospheric mantle source distinct from that of the other EJAT.

In proposed models for the plume-lithosphere interaction, the thermal anomaly resulting from the anomalous hot asthenosphere (plume head?) pre-requisite for the continental rifting and the genesis of a major oceanic basin (Richards et al., 1989; Campbell and Griffiths, 1990; Courtillot et al., 1999) or was contemporaneous to extension (passif rifting) (McKenzie and Blickle, 1988; White and McKenzie, 1989). In these two model, pre-existing topography at the base of the lithosphere could channeled the thermal anomaly (White and McKenzie, 1989).

We propose that the base of the French Guyana, northern part of Amapa, Suriname, Liberia and Ivory-Coast lithosphere presented particular topography, which permitted a preferential asthenopheric upwelling (plume head?) in a narrow zone (Fig. 7). This particular topography could be the results of the Rokelide orogen, which weakened continental crust and induced an anisotropic behavior of the lithospheric mantle (Fig. 7a). When the plume head arrived in the base of the lithosphere, the hotter part of the plume was channeled in the anisotropic zone of the litospheric mantle (Fig. 7b). In the last stage (Fig 7.c) below the plume head, the heat induced partial melting of the lithospheric mantel. This process corresponds to the low Ti basalt formation. Below the pan-african suture zone, the melt of asthenosphere were responsible to the formation of the high-Ti basalt.

VII. 7. Proterozoic doleritic dykes of French Guyana

The distinct geochemical features of the Proterozoic dolerites, showing a calc-alkaline of subduction-related signature, suggest distinct magma source and geotectonic context. Age of these dolerites is not well known but a dating ranging from 1.4 to 1.8 Ga is proposed by Deckart et al., (1997) for the NNE-SSW trending dykes. This estimate age is compatible with Precambrian age of 1.59Ga (Rb/Sr age, Snelling & McConnell, 1969) and of 1,603 +/- 27 Ma (Rb/Sr isochron, Hebeda et al., 1973) for some Surinam dolerites. Origin of these dyke intrusions around 1.6 Ga is largely unknown but it post-dated the Ventuari-Tapajós orogenic belt event (1.9-1.8 Ga) (Bettencourt et al., 1999). The calc-alkaline signature could be due to contamination of the source during the suspected NNE subduction related to this Late Paleoproterozoic orogen. Concerning the Yawapa E-W trending dykes, their age are uncertain but perhaps post to syn-Braziliano (600 to 900 Ma). New geochronological data were required in order to understand the geodynamical signification of these Precambrian dykes.

VII. 8. Conclusion

The Early Jurassic French Guyana dyke swarm dolerites are determined as moderately evolved high-Ti continental flood basalts. They show a weak REE enrichment and no marked LILE enrichement and no significant Nb- and Ta-negative anomalies. Their incompatible element ratios, as well as recent isotopic data from Bertrand et al., (1999) suggest a asthenospheric mantle source with a participation of an enriched component. We propose that the base of the French Guyana, northern part of Amapa, Surinam, Liberia and Ivory Coast lithosphere could present particular topography circa 200 Ma, which permitted a preferential channeling of the asthenopheric upwelling.

This study highlights the presence in French Guyana of two groups of pre-Early Jurassic doleritic dykes, recognized in eastern part of the Conté River and in the central and southern part of the Oyapok River. These dykes have distinct direction and geochemical characteristics than of the Early Jurassic ones. For the 1.6 Ga estimated age dykes a possible contamination

of the magma source by Paleopoterozoic NNE subduction related to the Ventuari-Tapajós orogenic belts is proposed.

Figure captions

Figure. 1: (a) General map of the 200 Ma magmatism in Central Atlantic Zone (modified from Choudhuri et al., 1991). (b) Principal direction of Precambrian dykes and Mesozoic dykes in the Guyana Shields (modified after Choudhuri et al.,1991). The Low TiB and High TiB extension zone are compiled after Dalrympe et al., (1975), Oliveira et al., (1990), Deckart, (1996), Bertrand et al, (1999) and De Min et al., (1999).

Figure. 2: Geological maps and sampling location (modified after Choubert, 1963, Marot, 1988)

Figure 3: (a) Classification of Pyroxènes (Morimoto, 1988) and olivine of the French Guyana dolerites tie lines joint the coexisting pyroxènes. (b) Chemical composition of the plagioclase cores and rims in the Or/Ab/An diagram; (c) Classification of the primary en secondary biotite in the $10TiO_2$/FeO+MnO/MgO diagram (Nachit, 1985). In each diagram, the three groups of dolerite are represented (open square: Early Jurassic, black dots: NNE-SSW trend dykes and grey dots: Yawapa).

Figure 4: Chemical classification of the volcanic rocks using total alkali versus silica (TAS) diagram of Le Maître et al., (1989).

Figure 5: Primitive mantle normalized (PMN) (normalized values ofSun and McDonough, 1989) multi element diagram for (a) Early Jurassic liquids, (b) Early Jurassic cumulate, (c) NNE-SSW trending dykes and Yawapa dykes (d) comparison between the Early Jurassic liquids and the other two groups of dykes (e) felsic patches and veins in jurassic dolerite dykes.

Figure 6: Comparison of the French Guyana with other Mesozoic High-Ti CFB in the diagram La/Ba versus La/Nb (Saunders et al., 1992. CFB fields for comparison after Hawckesworth et al. 1999). DM: Depleted Mantle, CC: Contienental Crust.

Figure 7 : Model of preferential upwelling asthenospheric, channeled in the lithospheric anisotropic mantle during the Early Jurassic predrift context

Table captions

Table 1: List, location, ages and main features of the northeastern South America Early Jurassic and Precambrian dyke swarms.

Table 2: Major element compositions and norm calculation. Mg# = Mg/Mg+Fe”

Table 3: Mean deviation for select incompatible trace element ratio for the French Guyana High Ti CFB compared with the Parana and Deccan High Ti CFB, PM, OIB and N-MORB. Souces of data: Paraná H-TiB (Marques et al., 1999); Deccan H-TiB (Lightfoot et al., 1990); French Guyana H-TiB (this study, Deckart, 1996); normalization values and PM, OIB and N-MORB composition after Sun and McDonough (1989).

Fig. 1: (a) General map of the 200 Ma Magmatism in Central Atlantic Zone (modified from Choudhuri et al., 1991). (b) Principal direction of Precambrian dykes and Mesozoic dykes in the Guyana Shields (modified after Choudhuri et al.,1991). The Low TiB and High TiB extension zone are compiled after Dalrympe et al., 1975, Oliveira et al., 1990, Deckart, 1996, Bertrand et al, 1999; De Min et al., 1999 and Heartherington et Mueller, 1999.

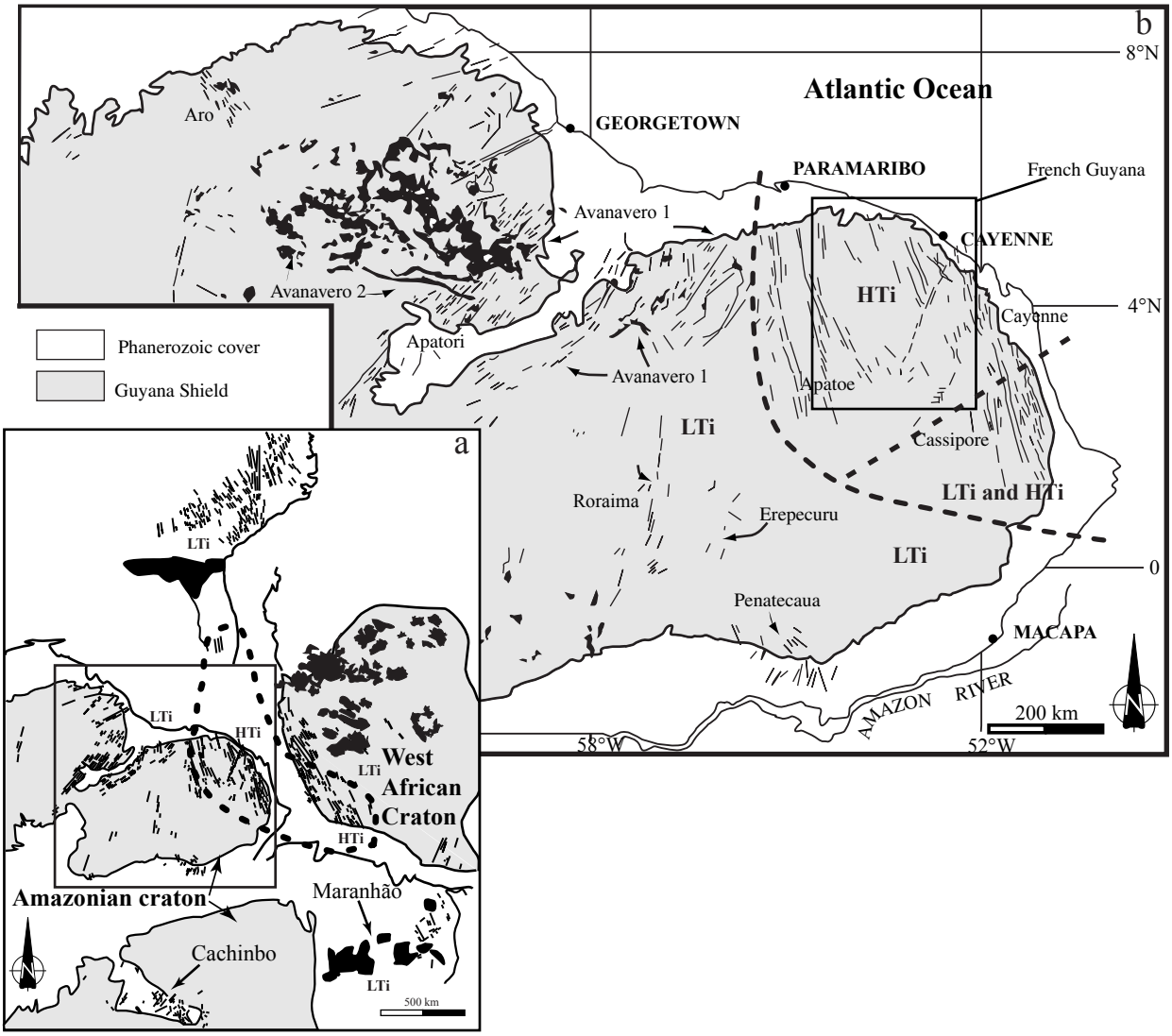


Fig. 2: Geological maps and sampling location (after Choubert, 1963, Marot, 1988 and Vernhet et al., 1992)

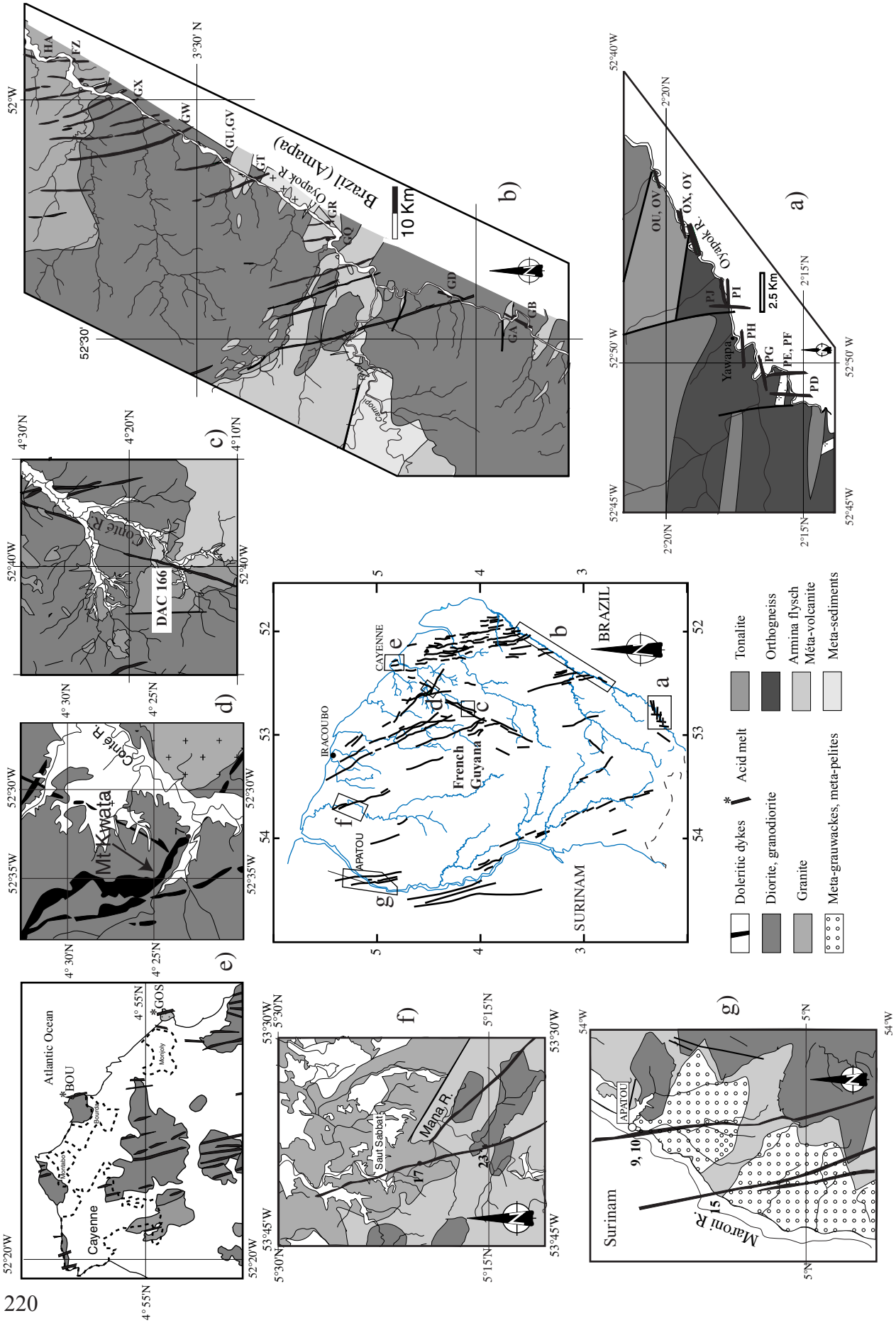


Fig. 3: (a) Classification of pyroxènes (Morimoto, 1988) and olivine of the French Guyana dolerites. (b) Chemical composition of the plagioclase cores and rims in the Or/Ab/An diagram ; (c) Classification of the primary en secondary biotite in the $10TiO_2$/FeO+MnO/MgO diagram (Nachit, 1985). In each diagram, the three groups of dolerite are represented (open square :Early Jurassic, black dots: NNE-SSW trend dykes and gry dots: Yawapa).

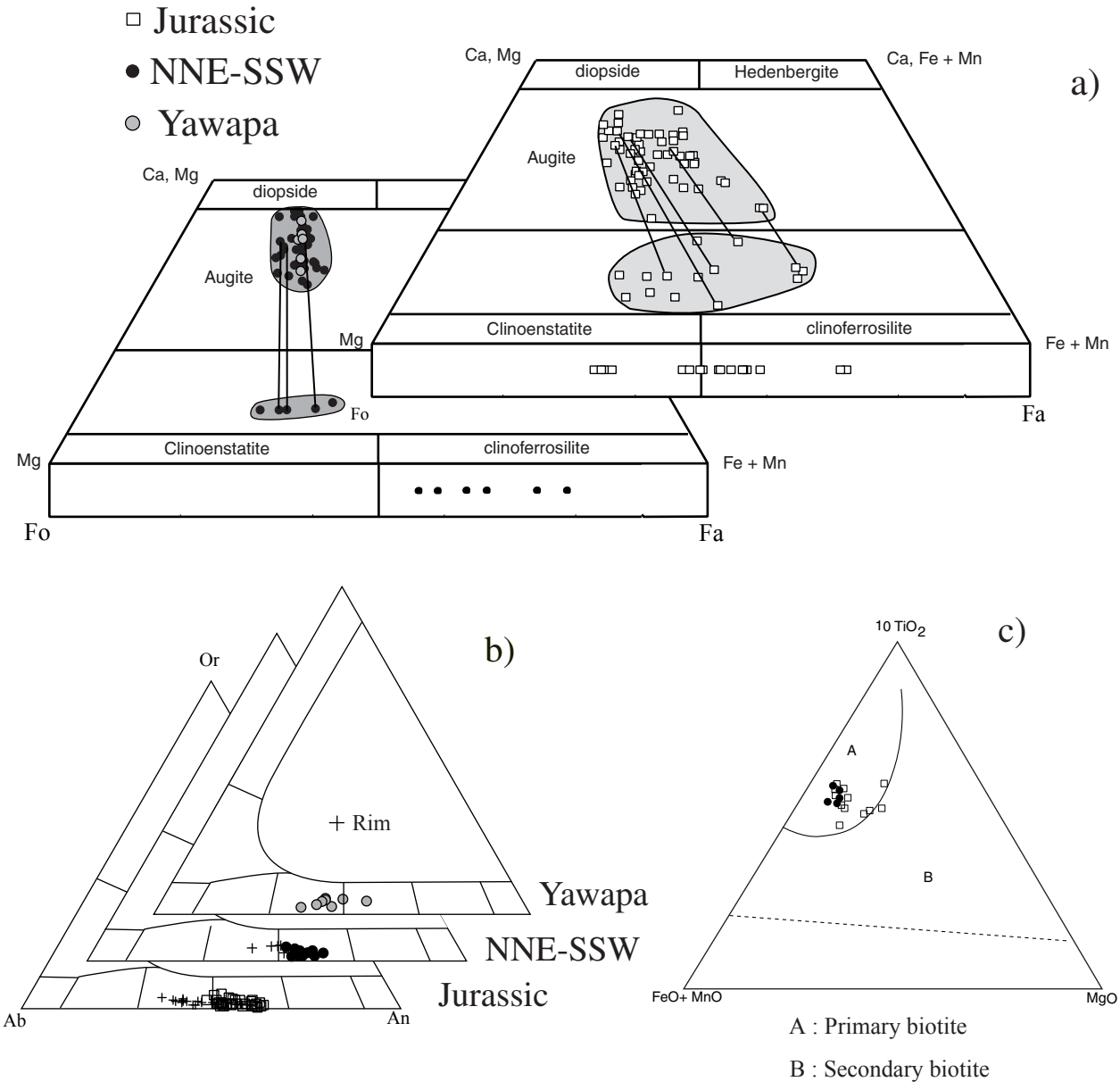


Fig. 4: Chemical classification of the volcanic rocks using total alkali versus silica (TAS) diagram of Le Maître et al., 1989.

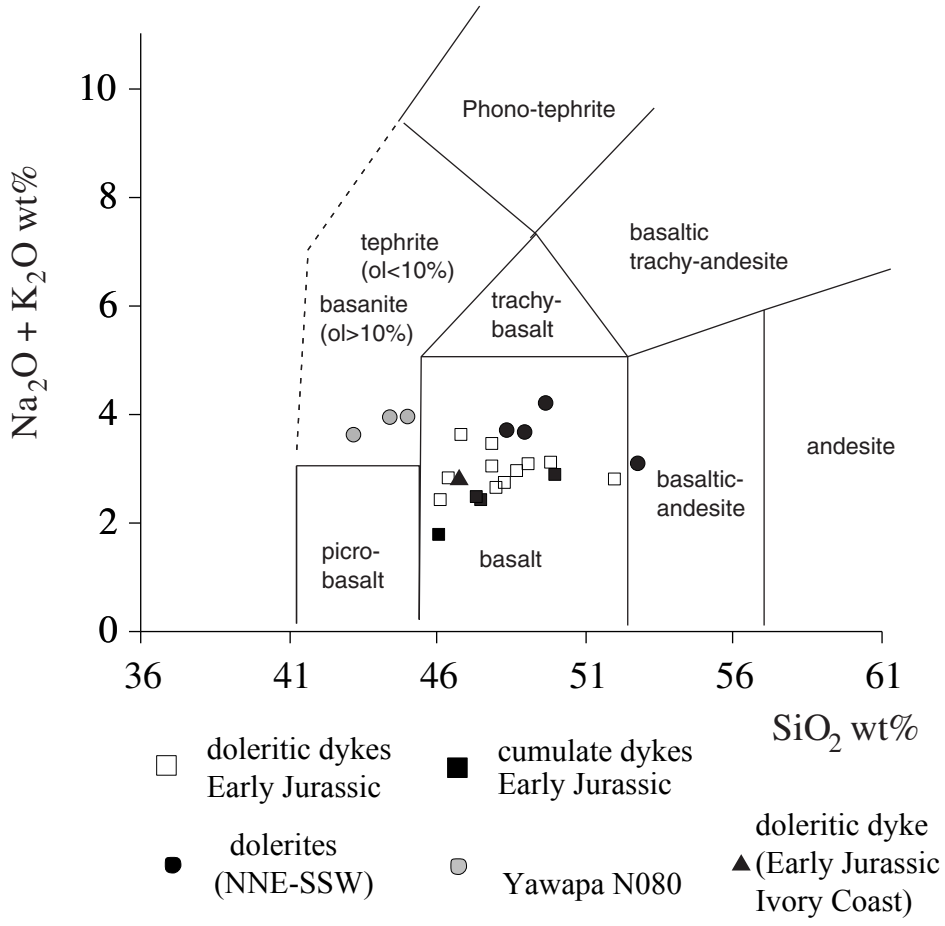


Fig. 5: Primitive mantle normalized (PMN) (normalization values of Sun and McDonough, 1989) multi element diagram for (a) Early Jurassic liquids, (b) Early Jurassic cumulate, (c) NNE-SSW trending dykes and Yawapa dykes (d) comparison between the Early Jurassic liquids and the other two groups of dykes (e) felsic patches and veins in Jurassic dolerite dykes.

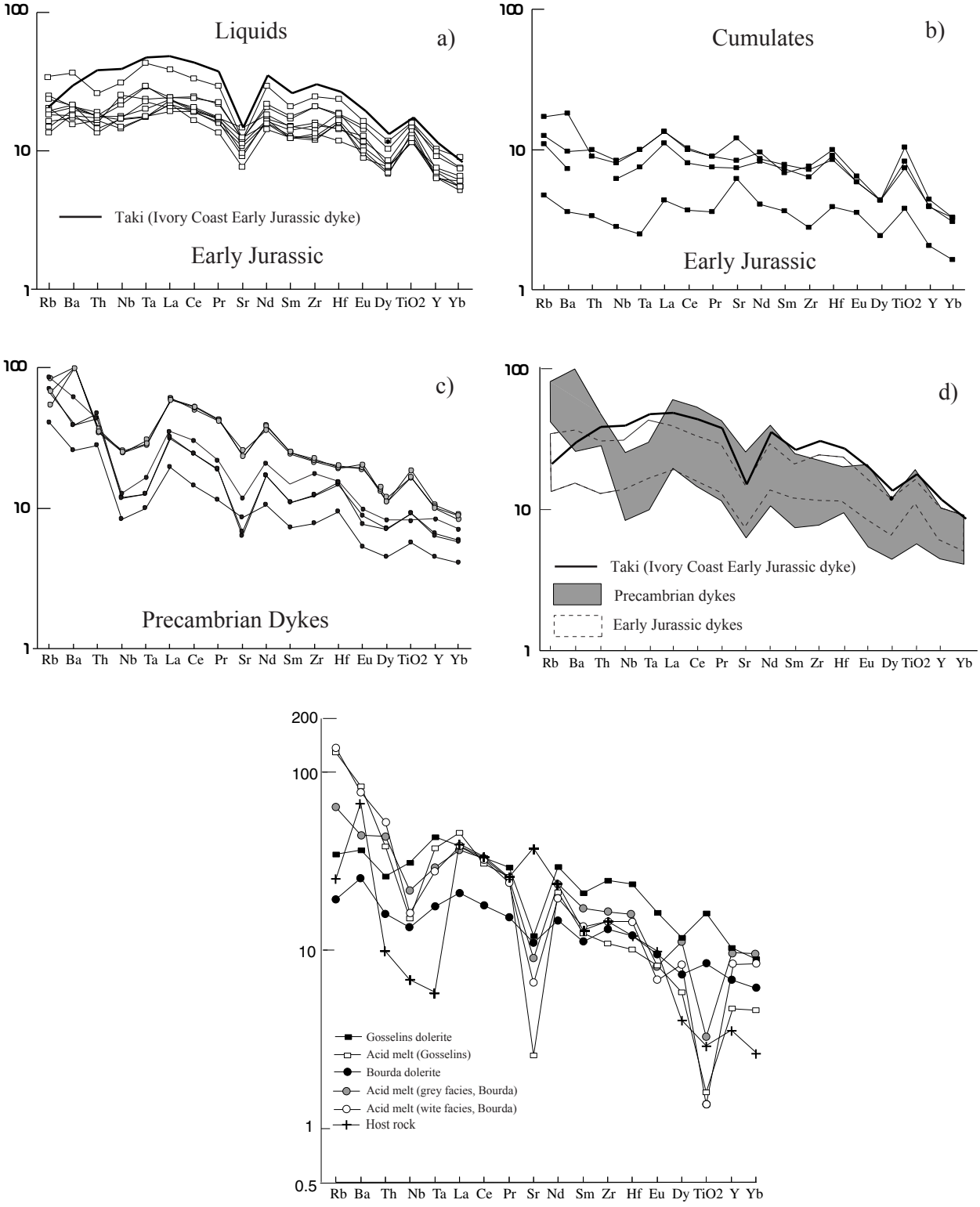


Fig. 6: Comparison of the French Guyana with other Mesozoic High-Ti CFB in the diagram La/Ba versus La/Nb (Saunders et al., 1992). CFB fields for comparison after Hawckesworth et al. (1999)). PM: Primitive Mantle; CC: Continental Crust.

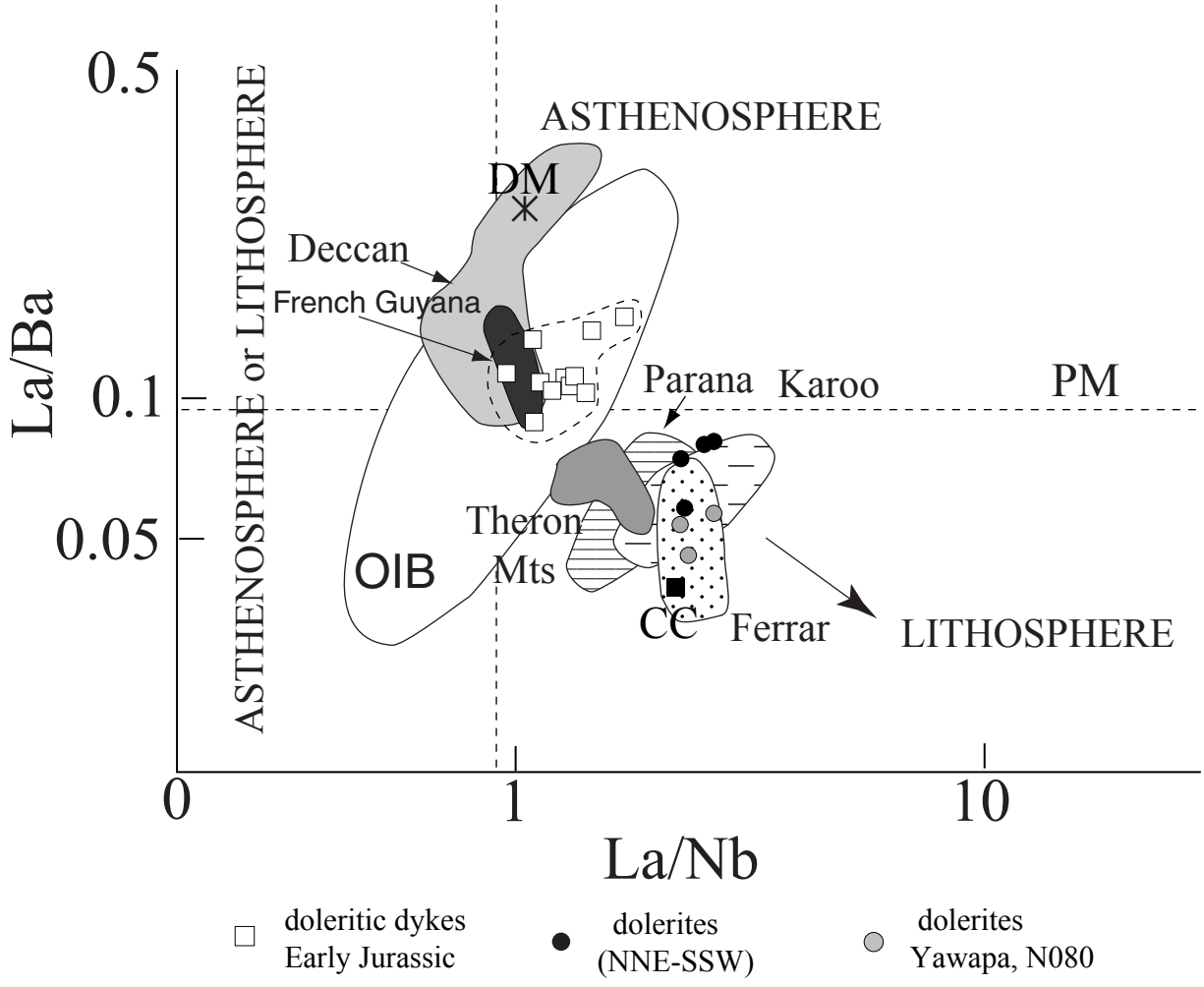


Fig. 7: Model of preferential upwelling asthenospheric, channeled in the lithospheric anisotropic mantle during the Early Jurassic predrift context

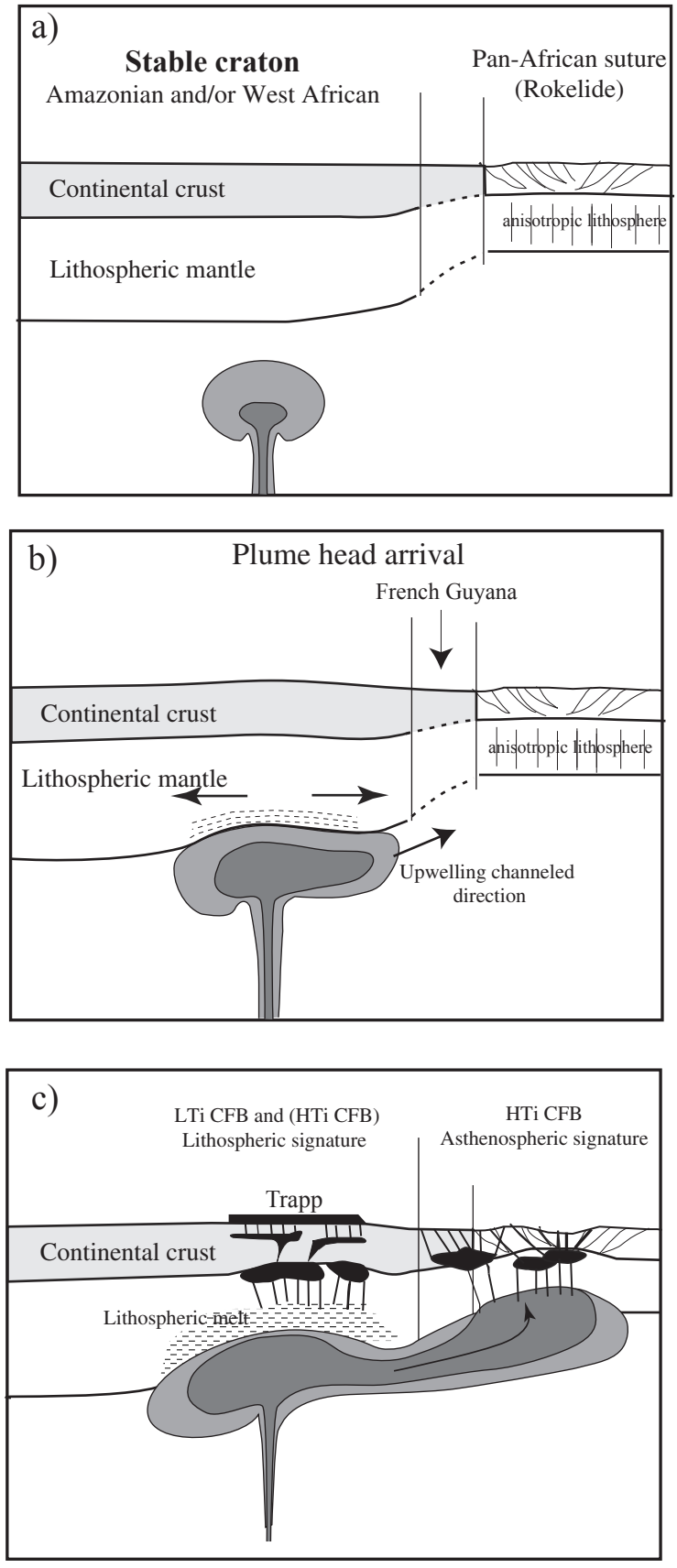


Table 1: List, location, age, and main features of the Northeastern South America Early Jurassic and Precambrian dyke swarms.

Swarm Name	location	Age (Ma) 2 error	Trend	Lengh Km	Width Km	TiO_2 %	references
Cassiporé, Cayenne ¤	Amapa French Guyana	191.5 ± 0.9 202 ± 2.0	N-NW	600	150	1,1-3,6	Gibbs and Baron, 1994 Deckart et al., 1997 Marzoli et al., 1999
Apatoe ¤	French Guyana Suriname	195-200	N-NW	400	150	1,2-3,6	Gibbs et Baron,1994 Deckart et al., 1997
Roraima*	Brazil, Guyana	197.4 ± 1.9 201.1 ± 0.7	N-NW	400	150	<1	Marzoli et al. 1999
Pentatecaua*	Brazil	~200	N-NW	150	200	< 2	Choudhuri et al., 1991 De Min et al., 1999
Maranhao*	Maranhao basin	190.5 ± 1.6 201.5 ± 1.2 125 - 129	Sills	250	150	<1.5 >2.5	Baksi and Archibald,1997 Marzoli et al., 1999
Apatori*	Takutu basin	200 ?	N-NE	400	200	0.9-1.3	Gibbs and Baron, 1993
Avanavero 1	Venezuela Guyana	1540-1670	NE	300	500	0.5-1.8	Choudhuri et al., 1991 Gibbs and Baron,1993
Erepecuru	Brazil	1400-1800	Variable	100	50	0.8-1.1	Sial et al., 1986
Aro	Venezuela	1800-1840	NW	150	100	0.5-2	Choudhuri et al., 1991
Avanavero 2	Venezuela Brazil, Guyana	1800-1840	Sills	500	500	0.5-2	Sial et al., 1986

¤ High Ti Basalt, * Low Ti Basalt

Table 2: Major and minor element compositions and norm calculation. Mg#=Mg/Mg+Fe"

	Jurassic dykes															CIvoire	Precambrian dyke							Acid melt			Host rock
	Ha	**FU**	**10**	**GZ**	**PE**	**PD**	**DAC 305**	**GOS**	**GX**	**9**	**17**	**23**	**15**	**BOU**	**PI**	**Taki**	**PH**	**PJ**	**OX**	**GR**	**GB**	**DAC 166**	**GD**	**CO 04**	**DOL B**	**DOL C**	**DAC111**
	C1	C2	C3	C4	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11			Yawapa			NNE-SSW						
SiO2	46,10	47,30	47,50	*50,00*	46,12	46,42	47,86	47,89	48,00	48,10	48,70	48,70	49,10	49,85	51,99	46,80	43,20	44,43	45,07	48,40	49,00	49,69	52,80	74,25	68,24	73,39	58,44
TiO2	0,83	1,80	2,29	*1,63*	2,69	3,52	2,57	3,56	2,97	3,22	3,04	2,84	3,12	1,85	1,11	3,99	4,10	3,63	3,60	2,01	2,02	1,78	1,24	12,26	12,79	11,47	0,64
Al2O3	13,50	15,50	14,10	*15,10*	13,03	13,63	14,59	12,03	13,20	12,90	12,50	13,10	13,50	13,27	14,59	10,54	13,20	13,82	14,07	14,90	14,80	15,28	13,90	2,35	5,64	2,45	17,22
Fe2O3 t	14,74	13,84	15,95	*13,10*	16,68	17,79	14,93	19,24	16,35	17,33	17,65	16,91	16,54	15,40	12,06	19,26	20,32	18,25	17,82	15,51	15,43	14,30	12,90	0,00	0,06	0,02	6,98
MnO	0,20	0,18	0,21	*0,19*	0,22	0,22	0,19	0,25	0,23	0,22	0,25	0,23	0,22	0,21	0,17	0,26	0,23	0,25	0,21	0,19	0,19	0,17	0,19	0,44	1,53	0,78	0,09
MgO	12,90	7,80	6,80	*6,20*	6,71	5,25	6,03	4,70	5,80	5,00	5,60	5,20	4,70	5,24	6,19	6,06	4,93	4,80	4,93	5,40	5,40	5,16	6,20	0,56	2,40	2,15	3,28
CaO	9,60	10,70	10,20	*10,90*	10,57	9,89	10,14	9,11	9,90	9,30	9,20	9,00	9,10	9,82	10,12	9,34	7,25	7,77	7,65	8,50	8,60	8,51	9,60	4,32	4,76	3,87	6,47
Na2O	1,70	2,20	2,10	*2,50*	2,05	2,35	2,63	2,66	2,30	2,40	2,40	2,50	2,40	2,67	2,20	2,14	2,33	2,51	2,57	2,50	2,50	2,82	2,30	4,35	1,59	3,36	4,63
K2O	0,11	0,27	0,32	*0,40*	0,38	0,48	0,42	0,81	0,36	0,57	0,55	0,65	0,70	0,44	0,61	0,61	1,34	1,47	1,45	1,20	1,17	1,37	0,79	0,35	0,72	0,30	0,67
P2O5	*0,07*	*0,14*	*0,17*	*0,17*	0,24	0,33	0,36	0,49	0,25	0,34	0,35	0,36	0,37	0,29	0,13	0,50	0,86	0,84	0,89	0,27	0,28	0,36	0,15	0,05	0,24	0,05	0,31
Pf	0,11	0,20	0,40	*0,50*	1,23	0,44	0,10	-0,67	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,71	0,80	0,84	2,27	2,25	1,74	0,40	0,10	0,40	0,10	0,89	1,23	1,36	1,11
Total	99,86	99,93	100,04	100,69	99,92	100,32	99,82	100,07	99,46	99,48	100,34	99,59	99,85	99,75	99,97	100,34	100,03	100,02	100,00	99,28	99,49	99,84	100,17	99,81	99,20	99,20	99,84
Mg#	*0,63*	*0,37*	*0,53*	*0,40*	0,63	0,44	0,46	0,46	0,36	0,41	0,41	0,39	0,38	0,36	0,48	0,24	50,00	32,00	34,00	42,00	41,00	41,00	42,00				
Quartz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	1,62	1,37	1,37	2,98	1,45	5,23	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,45				
Orthose	0,66	1,62	1,93	*2,39*	2,31	2,89	2,52	4,83	2,17	3,44	3,29	3,92	4,21	2,66	3,62	3,69	8,25	9,03	8,86	7,27	7,05	8,25	4,72				
Albite	14,61	18,90	18,09	*21,36*	17,83	20,23	22,62	22,73	19,87	20,75	20,58	21,59	20,66	23,13	18,70	18,52	20,54	22,09	22,49	21,69	21,58	24,30	19,67				
Anorthite	29,33	32,10	28,61	*29,08*	25,94	25,66	27,20	18,67	25,14	23,24	22,00	23,06	24,41	23,47	28,26	17,75	22,51	22,98	23,35	26,55	26,22	25,45	25,54				
Diopside	15,15	17,23	18,15	*20,28*	21,77	18,66	18,06	20,28	19,37	18,34	18,54	17,04	16,20	20,63	17,58	22,25	8,18	10,06	8,81	12,59	13,05	12,85	17,97				
Hypersthène	12,78	13,83	22,25	*21,02*	17,07	18,76	16,41	21,48	23,17	22,55	24,51	23,75	21,79	21,70	19,34	24,83	15,02	12,11	14,60	20,57	22,91	18,44	22,69				
Nephéline	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Olivine	23,13	10,12	3,37	0,00	6,22	3,16	4,81	0,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,78	11,38	9,63	4,06	1,94	3,95	0,00				
Magnétite	2,58	2,42	2,80	2,28	2,96	3,12	2,62	3,35	2,88	3,05	3,08	2,98	2,90	2,72	2,09	3,35	3,65	3,27	3,18	2,74	2,71	2,51	2,25				
Ilménite	1,60	3,47	4,43	3,13	5,25	6,80	4,96	6,83	5,76	6,25	5,85	5,50	6,03	3,60	4,90	7,75	8,11	7,17	7,07	3,91	3,91	3,44	2,38				
Apatite	0,16	0,31	0,38	0,38	0,65	0,73	0,80	1,08	0,65	0,76	0,78	0,80	0,82	0,65	0,29	1,12	1,96	1,91	2,01	0,61	0,62	0,80	0,33				
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00				
DI	15,27	20,52	20,01	23,75	20,14	23,11	25,14	27,56	23,03	25,81	25,24	26,87	27,85	27,24	27,55	22,95	28,80	31,12	31,35	28,97	28,63	32,55	28,84				

Table 3 : Mean deviation for select incompatible trace element ratio for the French Guyana High Ti CFB compared with the Parana and Deccan HighTi CFB, PM, OIB and N-MORB.

	Paraná H-TiB		**Deccan H-TiB**	**French Guyana H-TiB**	**PM**	**OIB**	**N-MORB**
	North	South					
Zr/Y	7 +/- 2	9.5 +/- 0.7	4.6 +/- 0.8	5.6 +/- 1.5	2.5	9.7	2.65
La/Nb	1.54 +/- 0,1	1.67 +/- 0.2	1.08 +/- 0.24	1.18 +/- 0.23	0,96	1,07	1,07
Ce/Y	-	2.8 +/- 0,54	0.91+/- 0.19	1.02 +/- 0.21			
La/Yb	-	16.1 +/- 4,4	4.4 +/- 0.7	4.8 +/- 1.1	1.39	0.82	17.12
$(Rb/Nb)_N$	1.46 +/- 0.31	1.48 +/- 0.25	0.79 +/- 0.28	1.07 +/- 0.3	0.89	0.74	0.27
$(Ba/Nb)_N$	1.97 +/- 0.09	2.32 +/- 0.11	0.75 +/- 0.3	1.09 +/- 0.3	9.8	0.74	0.27

Souces of data: Paraná H-TiB (Marques et al., 1999); Deccan H-TiB (Lightfoot et al., 1990); French Guyana H-TiB (this study, Deckart, 1996); normalization values and PM, OIB and N-MORB composition after Sun and McDonough (1989)

Chapitre VIII

Nouveaux résultats $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les dolérites jurassiques de Guyane : implications sur le modèle de formation de la province magmatique centrale Atlantique

VIII. 1. Introduction

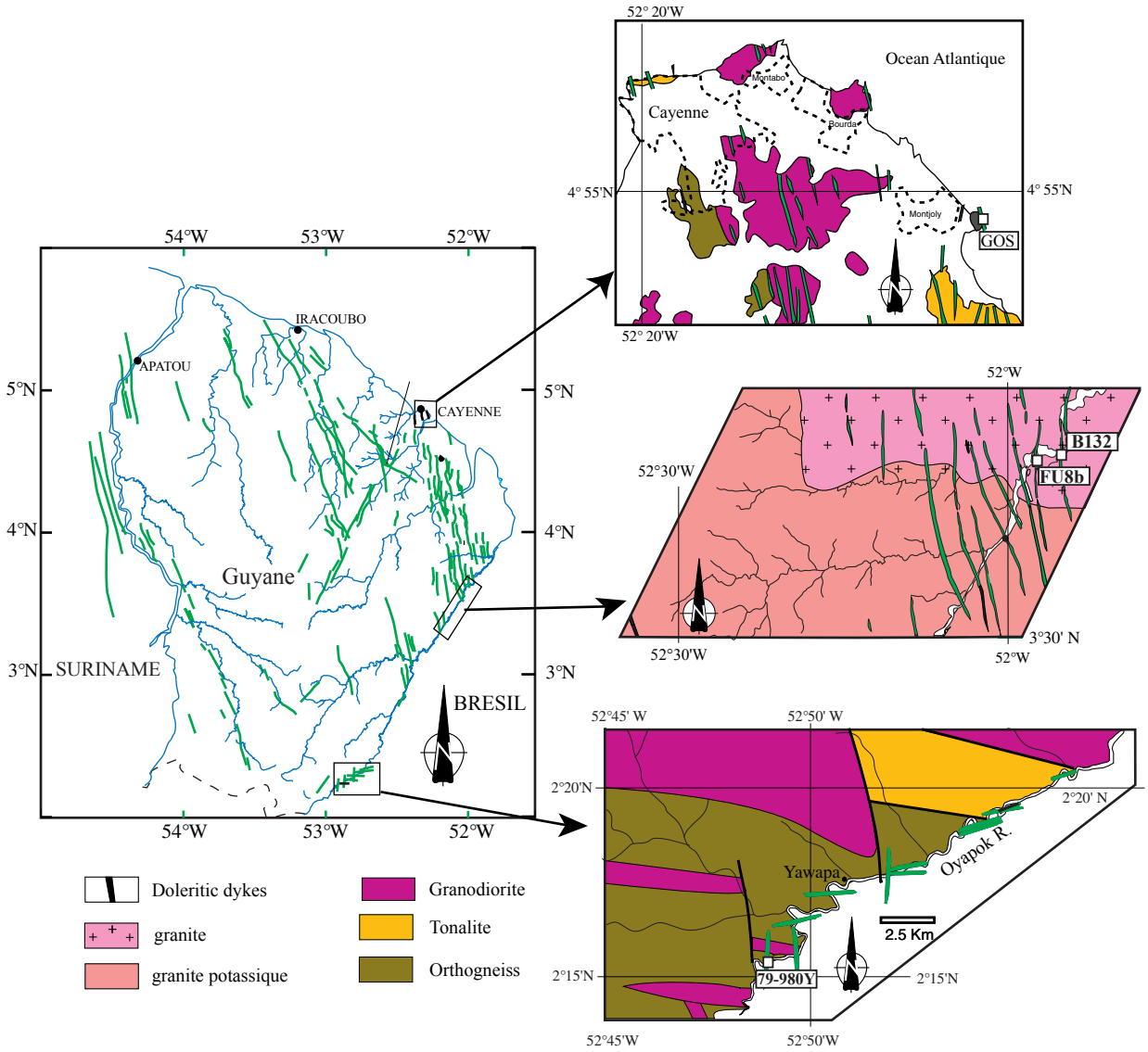
Comme nous l'avons vu dans le chapitre V, seuls les dykes de la partie nord de la Guyane ont été datés par Deckart et al., (1997). Les spectres d'âges obtenus sont fortement perturbés par des phases potassiques issues de l'altération des plagioclases et par des excès d'argon qui rendent l'interprétation des spectres très difficile. Les âges obtenus correspondent à la partie plate du spectre comprise entre 700 et 1090°C (3 à 6 étapes et 20 à 49% d'^{39}Ar). D'après Deckart et al., (1997) cette zone correspond au minimum de contribution des deux phénomènes perturbateurs. On est en droit de poser la question de la réalité de ces zones plates du spectre d'âge. En effet elles peuvent correspondre à une libération mixte d'argon issu des phases potassiques et de l'excès d'argon. Si l'excès d'argon ne peut être évité car acquis en phase magmatique (à la source même et/ou lors du transfert du magma dans la croûte paléoprotérozoïque ; Deckart et al., 1997), les phases potassiques, quant à elles, peuvent être éliminées par cartage systématique des plagioclases montrant une altération. Cette séparation permet de réduire les phénomènes perturbateurs et de ne garder que l'argon radiogénique et l'excès d'argon.

VIII. 2. Localisation des échantillons, méthode de séparation de plagioclases

Quatre dykes ont été choisis pour la datation. Un échantillon provient de la presqu'île de Cayenne, sur la plage dite des Gosselins (GOS) et trois échantillons ont été prélevés sur la rivière Oyapok (B08, B132 et 79-98OY ; Fig. 8.1). Ces quatre dykes ont fait l'objet d'une analyse chimique (voir chapitre VII) et ont été étudiés par ASM et paléomagnétisme (voir chapitre VI). Le choix des sites a été guidé par deux paramètres : la fraîcheur du dyke au microscope (faible altération des plagioclases) et les données paléomagnétiques qui montraient deux groupes de directions. Deux échantillons de chaque groupe de VGP ont été choisis: B 132, GOS (groupe A) et 79-980Y, B08 (groupe B).

Après un broyage ménagé (broyeur à main en fonte), la poudre obtenue est tamisée. La taille des tamis a été décidée après étude des lames minces afin d'éliminer les plagioclases de grande taille (>250 μm) ayant de nombreuses fractures, zones préférentielles de cristallisation

Fig. 8.1 : Localisation des dykes datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (fonds géologiques d'après Marot, 1988 ; Egal et al., 1994)



des phases potassiques. La fraction de 160 à 250 µm est donc gardée pour les séparations. Après lavage à l'eau distillée et alcool puis séchage, la fraction est passée dans un séparateur magnétique de type Frantz par étapes de 0,4 en 0,4 A. Les minéraux restants, plagioclases et apatites, sont alors séparés sous binoculaire. Entre 14 et 31 mg ont été séparés pour chacun des spécimens. Les plagioclases séparés sont enfin lavés une dernière fois et passés aux ultrasons afin d'éliminer les minéraux fragilisés par des fractures. Avant l'irradiation (149 h et 59 minutes) les minéraux sont emballés dans un petit paquet en cuivre de 1cm^2 et placés dans une navette pour être envoyés au réacteur de l'Université de Mc Masters au Canada.

Un âge plateau requiert un minimum de trois paliers successifs et l'âge de la fraction de gaz sur chaque palier doit être en accord avec les paliers utilisés pour le calcul total de l'âge à 2σ. Les incertitudes sur l'âge seront données à 1σ dans le tableau 8.1.

VIII. 3. Résultats $^{40}Ar/^{39}Ar$

Les données analytiques des quatre spécimens datés sont présentées dans la tableau 8.1. La figure 8.2 montre les spectres obtenus et les spectres $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$.

Les spectres montrent une augmentation de l'âge à hautes et basses températures (Figs. 8.2a, b, c, d) caractéristique d'un excès d'argon (Lamphere et Dalrymple, 1976 ; Harrison et McDougall, 1981). A moyennes températures, deux spécimens 79-98OY et B132 montrent un spectre plat entre 850°C et 1090°C. Les âges calculés sur cette zone de spectre plat sont de 195,4 ± 1,6 Ma (79-98OY, Fig. 8.2a) et 197,2 ± 2,2 Ma (B132, Fig. 8.2b). Les deux autres spécimens montrent des spectres perturbés à moyennes températures sans zone plate (Figs. 8.2c et d). Le spécimen FU8b (Fig. 8.2c) montre néanmoins, entre 850 et 1080°C, une zone plus stable sans permettre de calculer un âge sur ces paliers.

Les rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ correspondant montrent, pour tous les échantillons, des spectres identiques. Après une montée progressive, le rapport atteint un palier avant de redescendre à moyennes températures pour augmenter à nouveau. L'augmentation variable à basses températures est essentiellement due à une quantité variable de phases potassiques dans les plagioclases (Fig. 8.2). Les zones de spectre plate (Figs. 8.2a et b) correspondent au maximum et à la descente du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$. Les analyses sonde effectuées sur les mêmes spécimens (Figs. 8.2a, b, et c) montrent que ces zones plates correspondent bien à la composition des plagioclases de la roche et que les variations du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ proviennent d'une zonation des plagioclases pas d'une altération par des phases potassiques des minéraux datés.

Fig. 8.2 : Spectres d'âges et spectres $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ des dolérites de Guyane

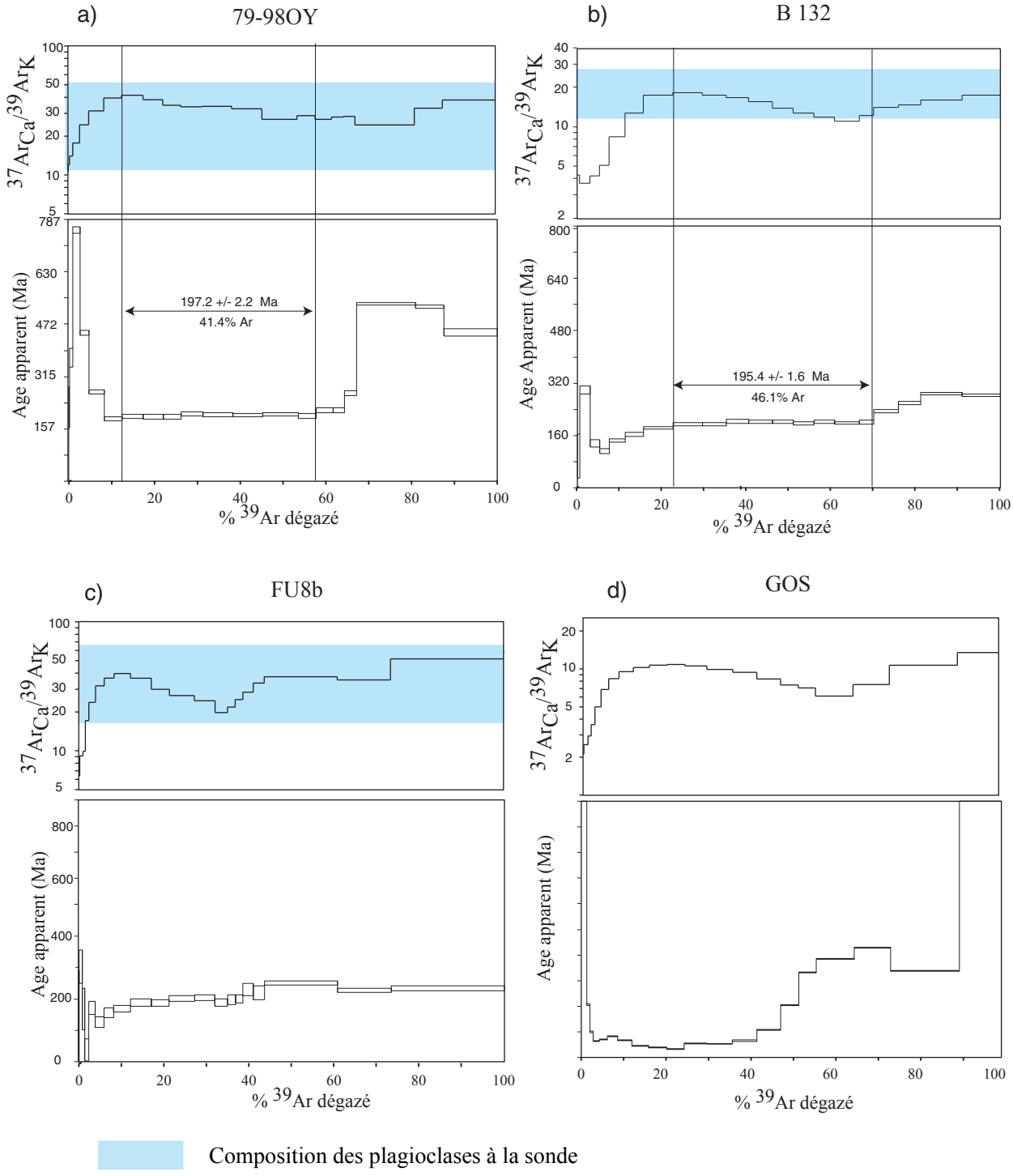


Tableau 8.1 : Données $^{40}Ar/^{39}Ar$

Température °C	Atmosphérique (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)
79-98oy					
550,00	98,38	0,41	4,30	1,43	86,06 ± 66,56
650,00	62,04	2,09	3,70	5,18	290,89 ± 12,70
700,00	52,20	1,94	4,21	2,27	132,95 ± 10,50
730,00	49,59	2,05	5,04	1,87	110,22 ± 8,15
760,00	41,03	3,10	8,41	2,21	129,63 ±4,52
790,00	27,90	3,74	12,70	2,57	150,00 ± 5,00
820,00	22,70	5,91	17,30	2,97	172,46 ± 3,67
850,00	14,32	5,99	18,20	3,33	192,01 ± 3,86
880,00	14,19	4,92	17,40	3,34	192,87 ± 4,46
910,00	12,27	4,45	16,70	3,49	201,23 ± 5,23
940,00	13,09	4,85	15,40	3,47	199,55 ± 4,07
970,00	11,56	4,24	13,70	3,43	197,64 ± 5,30
1000,00	12,88	4,21	12,70	3,36	193,83 ± 5,08
1030,00	12,51	4,09	11,90	3,39	195,55 ± 5,39
1060,00	15,53	5,04	11,00	3,33	192,37 ± 4,58
1090,00	13,54	2,96	12,20	3,39	195,14 ± 7,33
1120,00	11,14	4,88	14,00	4,02	229,54± 4,17
1170,00	10,61	4,54	14,60	4,46	253,16 ± 4,33
1250,00	15,18	8,45	15,90	5,06	283,67 ± 3,93
1350,00	21,31	7,69	17,40	4,93	277,83 ± 4,09
1450,00	11,16	14,45	22,30	4,57	258,85±3,37
				Age total	216,76 ± 1,13
B132					
550,00	100,53	0,00	0,00	0,00	0,00
650,00	101,15	0,09	10,60	0,00	0,00
700,00	96,33	0,29	12,00	3,86	221,44 ± 63,04
730,00	83,34	0,76	14,00	6,75	370,90 ± 29,19
760,00	51,81	1,59	17,70	15,38	755,52 ± 9,64
790,00	52,20	2,12	27,40	8,28	445,47 ± 8,09
820,00	44,76	3,54	31,40	4,72	266,92 ± 6,25
850,00	41,52	4,14	39,40	3,23	186,84 ± 6,27
880,00	34,59	5,04	41,50	3,35	193,54 ± 6,56
910,00	33,79	4,63	38,30	3,34	193,04 ± 6,62
940,00	34,76	4,19	34,70	3,34	193,06 ± 7,19
970,00	29,94	5,05	33,70	3,50	201,64 ± 6,00
1000,00	28,83	6,90	34,00	3,45	198,96 ± 5,34
1030,00	41,09	7,07	32,60	3,42	197,64 ± 5,53
1060,00	61,71	8,22	27,00	3,47	200,25 ± 5,59
1090,00	60,31	4,21	28,80	3,38	195,40 ± 6,93
1120,00	41,26	3,86	27,00	3,70	212,66 ± 6,57
1150,00	33,29	2,80	28,10	3,71	213,21 ± 6,86
1180,00	26,04	2,68	28,40	4,66	263,80 ± 6,46
1250,00	21,52	13,90	24,40	10,14	532,01 ± 3,62
1350,00	23,43	6,55	32,90	9,98	524,39 ± 5,27
1450,00	12,79	12,38	38,10	8,32	447,05 ± 11,03
				Age total	321,76 ± 2,11

Tableau 8.1 : suite

Température °C	Atmosphérique (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)
GOS					
550,00	59,92	0,21	2,12	37,23	1472,24 ± 14,75
650,00	34,20	0,99	2,51	31,22	1302,14 ± 5,87
700,00	42,44	0,77	2,94	7,75	420,57 ± 4,33
730,00	37,00	0,92	3,62	5,47	306,61 ± 3,72
760,00	29,90	1,17	5,01	4,72	267,42 ± 2,248
790,00	20,28	1,82	6,88	4,84	273,84 ± 1,97
820,00	14,00	2,50	8,38	5,06	285,44 ± 1,73
850,00	9,63	3,45	9,52	4,77	270,24 ± 1,76
880,00	6,47	3,85	10,30	4,31	245,71 ± 1,78
910,00	5,14	4,34	10,70	4,18	239,07 ± 1,82
940,00	4,43	4,22	10,80	4,08	233,81 ± 1,70
970,00	3,62	5,24	10,60	4,52	257,17 ± 1,67
1000,00	4,18	6,26	9,91	4,47	254,38 ± 1,57
1030,00	4,59	5,78	9,40	4,74	268,78 ± 2,86
1060,00	4,37	5,71	8,34	5,62	314,71 ± 1,48
1090,00	4,78	4,29	7,47	7,72	419,191 ± 1,60
1120,00	4,59	4,11	7,08	10,67	556,90 ± 1,53
1170,00	4,91	9,03	6,09	12,04	617,25 ± 1,52
1250,00	5,39	8,74	7,53	13,10	662,79 ± 1,58
1350,00	6,27	16,36	10,70	10,86	565,51 ± 1,82
1450,00	3,40	9,93	13,50	32,45	1338,30 ± 3,17
				Age total	552,77 ± 0,67
FU8b					
550,00	98,25	0,24	6,39	1,52	90,57 ± 188,70
650,00	86,18	0,77	9,12	5,16	290,34 ± 49,97
700,00	78,27	0,55	9,90	2,81	163,89 ± 61,40
760,00	90,90	0,83	17,20	0,71	42,76 ± 32,36
790,00	66,48	1,56	23,70	2,89	168,34 ± 19,52
820,00	61,61	2,04	31,90	2,13	125,62 ± 16,50
850,00	34,73	2,33	36,60	2,62	153,02 ± 14,01
900,00	24,72	3,88	39,70	2,82	164,45 ± 10,30
950,00	14,31	4,91	36,50	3,17	183,98 ± 10,44
990,00	14,80	4,27	30,00	3,13	181,83 ± 9,12
1040,00	11,69	5,86	24,40	3,38	195,36 ± 8,41
1080,00	13,60	4,88	26,80	3,41	196,83 ± 8,40
1120,00	24,59	2,95	19,80	3,15	182,95 ± 10,48
1160,00	19,09	1,80	21,80	3,31	191,66 ± 14,57
1200,00	20,90	1,81	25,00	3,36	194,18 ± 12,03
1250,00	3,70	2,44	28,50	3,86	221,76 ± 17,68
1300,00	12,39	2,58	33,50	3,71	213,32 ± 20,57
1350,00	20,75	17,19	37,50	4,25	242,49 ± 6,19
1400,00	15,97	12,52	35,50	3,84	220,36 ± 5,89
1500,00	22,26	26,60	51,60	3,93	225,44 ± 7,37
				Age total	209,50 ± 2,84

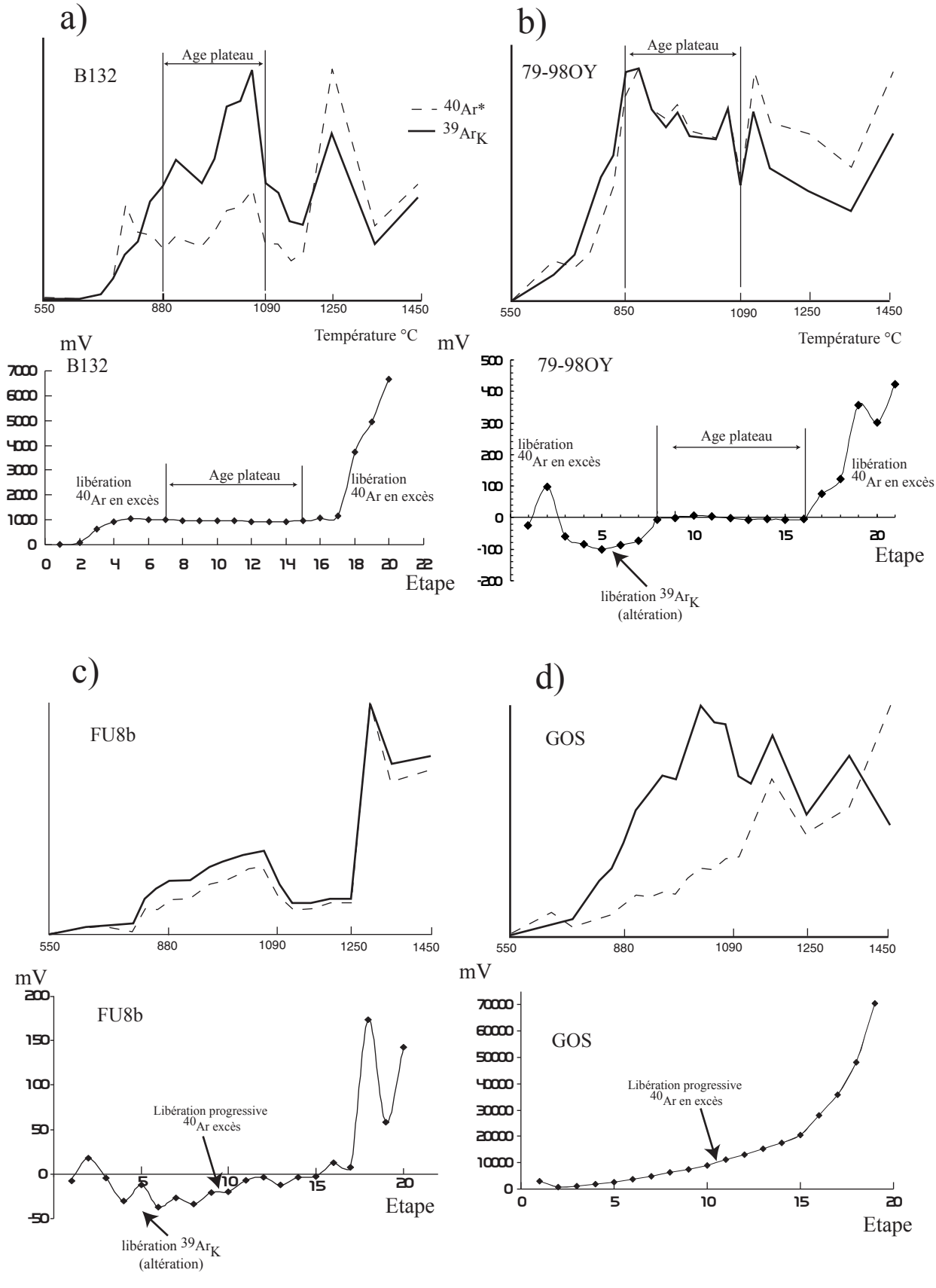
VIII. 4. Discussion

Bien que la séparation des plagioclases ait été faite avec le plus grand soin, il semble qu'il reste pour certains échantillons des phases potassiques, invisibles lors de la séparation sous binoculaire. Celles-ci sont sans doute de petites inclusions dans le plagioclase. Néanmoins, les spectres obtenus sur les spécimens 79-98OY et B132 sont moins perturbés à basses et moyennes températures que ceux obtenus par Deckart et al., 1997 et les 8 et 9 paliers successifs représentant 41 et 46% de ^{39}Ar total améliorent significativement la qualité des âges.

L'origine de ces «mini-plateaux» par rapport à la libération de l'excès d'argon, une fois les phases potassiques éliminées, reste problématique. En effet si on calcule le pourcentage argon en excès en fonction d'un rapport de $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ de 3,45 (rapport pour un âge de 198 Ma), qui est l'âge du magmatisme central Atlantique, une largeur importante de la zone ne correspond pas avec un faible excès d'argon. En effet, le spécimen FU8b, ne montre pas de zone plate alors que l'excès d'argon est faible (3,4%) néanmoins, le spécimen B 132, ayant un très fort excès d'argon (163%) possède une zone plate large. Il semble, d'après les courbes de dégazage, que la libération de l'argon en excès se fait de manière différente dans ces deux échantillons. Dans le cas où il y a une zone plate, la courbe de dégazage du ^{40}Ar non athmosphérique (radiogénique + excès) se fait en deux parties, à basses et hautes températures (Figs. 8.3a et b). Dans le cas contraire cette libération est progressive au cours du chauffage à moyennes et hautes températures (Figs. 8.3c et d). Cette constatation est encore plus frappante quand on regarde les courbes cumulées des excès d'argon à chaque palier (Figs. 8.3a, b, c et d). Les courbes cumulées qui correspondent aux spécimens n'ayant pas de zones plates montrent une libération progressive de l'argon en excès (Figs. 8.3c et d). Néanmoins la figure 8.3b et c montre clairement qu'il existe une influence des phases potassiques à basses températures. Le fait que l'échantillon 79-98Oy soit légèrement plus jeune que le spécimen B132 est peut être dû à ces phases potassiques qui diminuent l'âge plateau de la roche.

L'incorporation d'argon en excès dans les feldspaths (potassiques ou plagioclases) a été étudiée par Lancet et Anders (1973) et Zeitler et Fitzgerald (1986). D'après ces études, l'argon en excès est incorporé principalement dans les porosités structurales, dislocations marginales et sites anioniques vacants à basses températures (<350°C) alors que son dégazage se ferait à hautes températures. Il est aussi décrit classiquement dans la littérature que l'excès

Fig. 8.3 : Spectres de dégazages de l'$^{40}Ar^*$ et de l'$^{39}Ar_K$ durant les différents paliers de chauffage et courbes cumulées de la libération de l'argon en excès dans les spécimens datés (l'éxcès est calculé par rapport à un âge de 198 Ma pour les dykes)

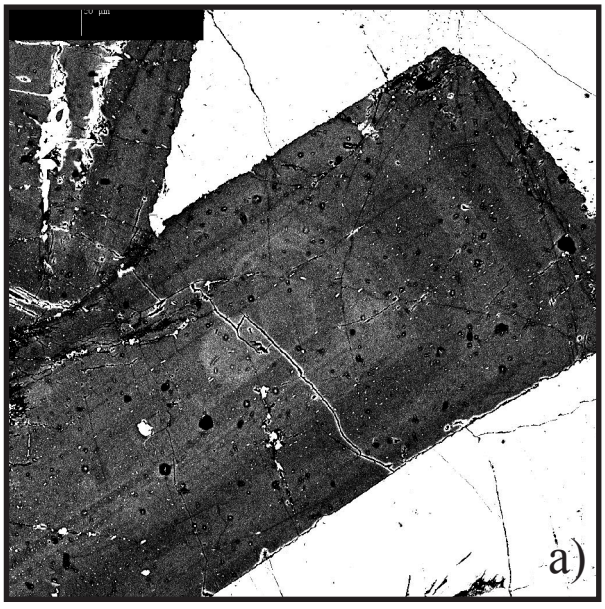


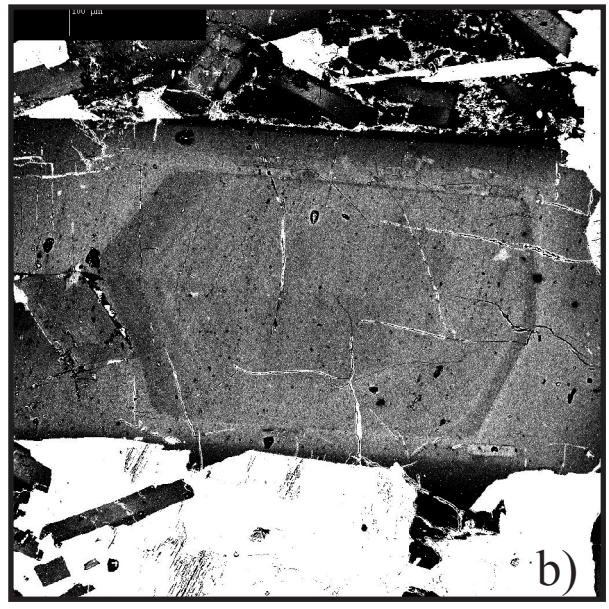
d'argon est acquis durant le stade magmatique en particulier dans les plagioclases de hautes températures cristallisés dans un magma. Dans notre cas il semble que la quantité d'argon en excès ne soit pas homogène entre les dykes excluant donc une contamination à la source. L'étude géochimique sur ces dykes a montré un caractère cumulatif frustre de certains dykes (e.g. B132, FU8b) et une cristallisation fractionnée à faible profondeur (voir chapitre VII). L'acquisition d'argon en excès est donc probablement à relier avec le dégazage de la roche encaissante, paléoprotérozoïque, chauffée au contact de ces chambres magmatiques, comme l'avait proposé Priem et al., (1968) ou Hebeda et al., (1973). La question qui se pose est de savoir pourquoi dans ces spécimens les excès d'argon sont variables.

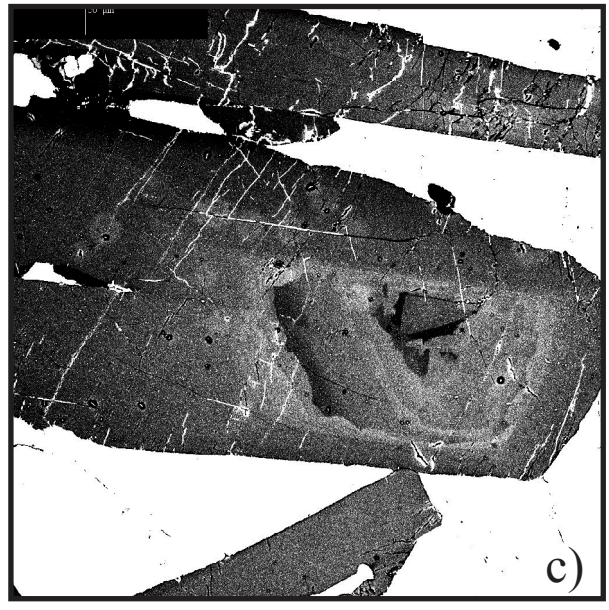
Une réponse simple serait que les quatre dykes ne proviennent pas d'une même chambre magmatique ou de zones spatialement distinctes d'une même chambre. Si cette hypothèse peut être avancée pour les dykes GOS et 79-98OY éloignés d'une centaine de kilomètres, ceci ne peut expliquer la différence énorme entre les spécimens B132 et FU8b distants de quelques centaines de mètres et montrant dans les deux cas un caractère cumulatif.

Néanmoins, si on regarde les plagioclases de chacun de ces deux spécimens, ils sont pétrographiquement distincts. La figure 8.4 montre trois photos en électrons rétrodiffusés provenant des spécimens FU8b (Fig. 8.4a), B132 (Fig. 8.4b) et 79-98OY (Fig. 8.4c). Les plagioclases du dyke FU8b montrent une zonation complexe et serrée depuis le cœur jusqu'à la bordure (Fig. 8.4a) alors que les plagioclases du dyke B 132 (Fig. 8.4b) montrent un cœur hérité zoné et une large zone de sur-croissance non zonée. Il est intéressant de noter que le dyke 79-98OY montre le même type de plagioclases que le dyke B 132 (Fig. 8.4c) et que ces deux dykes ont une zone plate à moyennes températures. Si la formation des plagioclases, ayant une zonation multiple, est contrôlée par la variation d'un grand nombre de facteurs (variation de composition dans la chambre, fugacité d'oxygène, température), le fait que les plagioclases des dykes B 132 et 79-980Y ne soient zonés qu'au cœur pourraient indiquer une cristallisation rapide (éjection précoce de la chambre) et/ou une chambre magmatique stable chimiquement. On doit rejeter l'hypothèse d'une chambre magmatique chimiquement stable car les dykes B132 et FU8b proviennent vraisemblablement, aux vues de leur localisation géographique, d'une même chambre. On peut donc penser que l'éjection précoce du magma de la chambre est à l'origine de la structure chimique des plagioclases des dykes B132, 79-98OY. Dans le cas des phénocristaux de plagioclases du dyke FU8b la cristallisation semble être plus ménagée et s'être essentiellement effectuée au sein de la chambre.

Fig. 8.4 : Photographies MEB en électrons retrodiffusés







a) Plagioclase à zonation multiples (Lame FU8)

b) Plagioclase à coeur zoné et bordure non zonée (lame B132)

c) Plagioclase à coeur zoné et bordure non zonée (lame 79-98-Oy)

Il semble qu'il existe donc une relation entre la libération de l'argon en excès et la structure chimique des plagioclases qui est fonction de l'histoire magmatique de la roche avant son éjection. La libération progressive de l'argon en excès semble correspondre à des plagioclases à zonations multiples, cristallisés à hautes températures dans la chambre magmatique. Les spectres en forme de selles, plateaux à moyennes températures, semblent être à relier avec des structures de plagioclases plus simples correspondant à un refroidissement rapide.

Les âges que nous avons obtenus sur les deux dykes montrants des «mini plateaux» : 195,4 ± 1,6 Ma (79-98OY) et 197,2 ± 2,2 Ma (B132) sont plus jeunes que la majorité des âges obtenus sur la province magmatique centrale Atlantique (198-202 Ma Dunning et Hodyck, 1990 ; Sebai et al., 1991 ; Marzoli et al., 1999 ; Hames et al ., 2000). A cause de l'excès d'argon, ces âges ne peuvent être interprétés que comme des âges maximum. Le spécimen B132 ne montrant aucun signe de phases potassiques (Fig. 8.2a) il montre de manière significative que les paliers d'âges concordants à moyennes températures ne sont pas des artefacts issus d'un équilibre entre l'Argon issu des phases tardives potassiques et l'excès d'Argon. Les deux dykes datés correspondent aux deux groupes distincts identifiés par le paléomagnétisme. Malheureusement la barre d'erreur trop importante ne permet pas de séparer ces deux événements magmatiques temporellement proches (<2 Ma). Cela indique, que les deux événements magmatiques sont proches dans le temps (Nomade et al., 2000).

Les études géochronologiques sur les dykes de la province magmatique centrale Altantique (Sebai, 1991 ; Deckart, 1997 ; Marzoli et al., 1999 ; Hames et al., 1999, 2000) au Brésil et sud-est des Etats-Unis Afrique du nord montrent des âges compris entre 188,7 ± 1,9 Ma à 203,7 ± 2,7 Ma avec une majorité d'âges entre 198 et 202 Ma (Fig. 8.5). Les dykes de Guinée (Deckart et al., 1997) certaines dykes Cassiporé (Marzoli et al., 1999) ou du bassin de Maranhão (Marzoli et al., 1999) montrent quelques âges plus jeunes que le reste de la province (Figs.8.5 et 8.6a). Nos données semblent indiquer, comme le présentaient Deckart et al., (1997), que le magmatisme en Guyane (Nord-Est du craton des Guyanes) est plus jeune que le reste de la province magmatique centrale Atlantique. Malheureusement actuellement aucune donnée géochronologique suffisamment précise n'est disponible sur les dolérites de Côte-d'Ivoire ou du Libéria.

Cette zone particulière où le magmatisme semble avoir perduré après la phase principale d'activité volcanique datée à 200 Ma (Marzoli et al., 1999) est caractérisée par des dolérites riches en Ti (Bertrand et al., 1999 ; McHone, 1999). La signature asthénosphérique des dolérites riches en Titane (C.f Chapitre VII et Bertrand et al., 1999) pourrait correspondre à une zone préférentielle de remontée asthénosphérique.

Fig. 8.5 : Synthèse des âges Ar/Ar et U/Pb de la province magmatique centrale Atlantique. Les continents sont en paléoposition à 200 Ma.

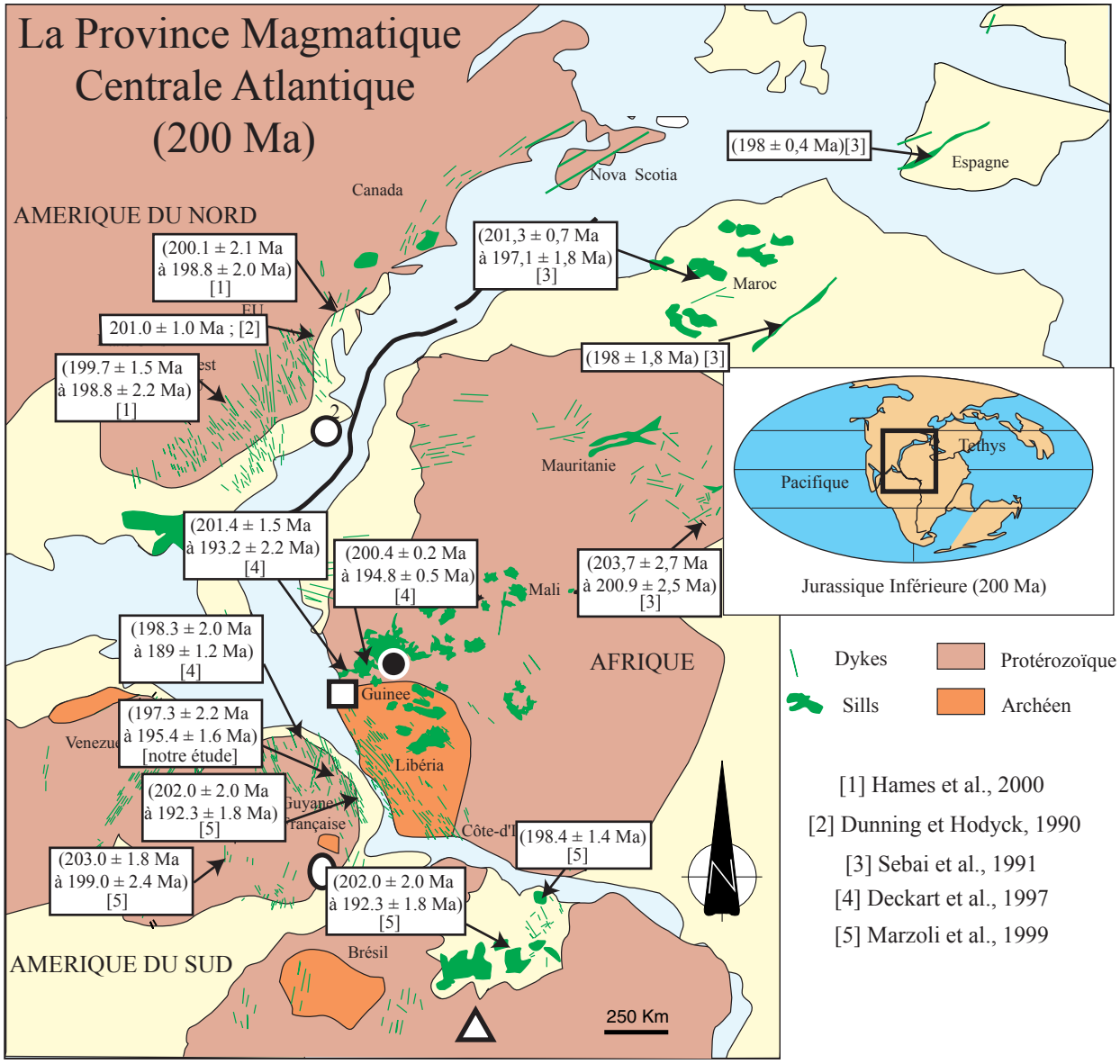
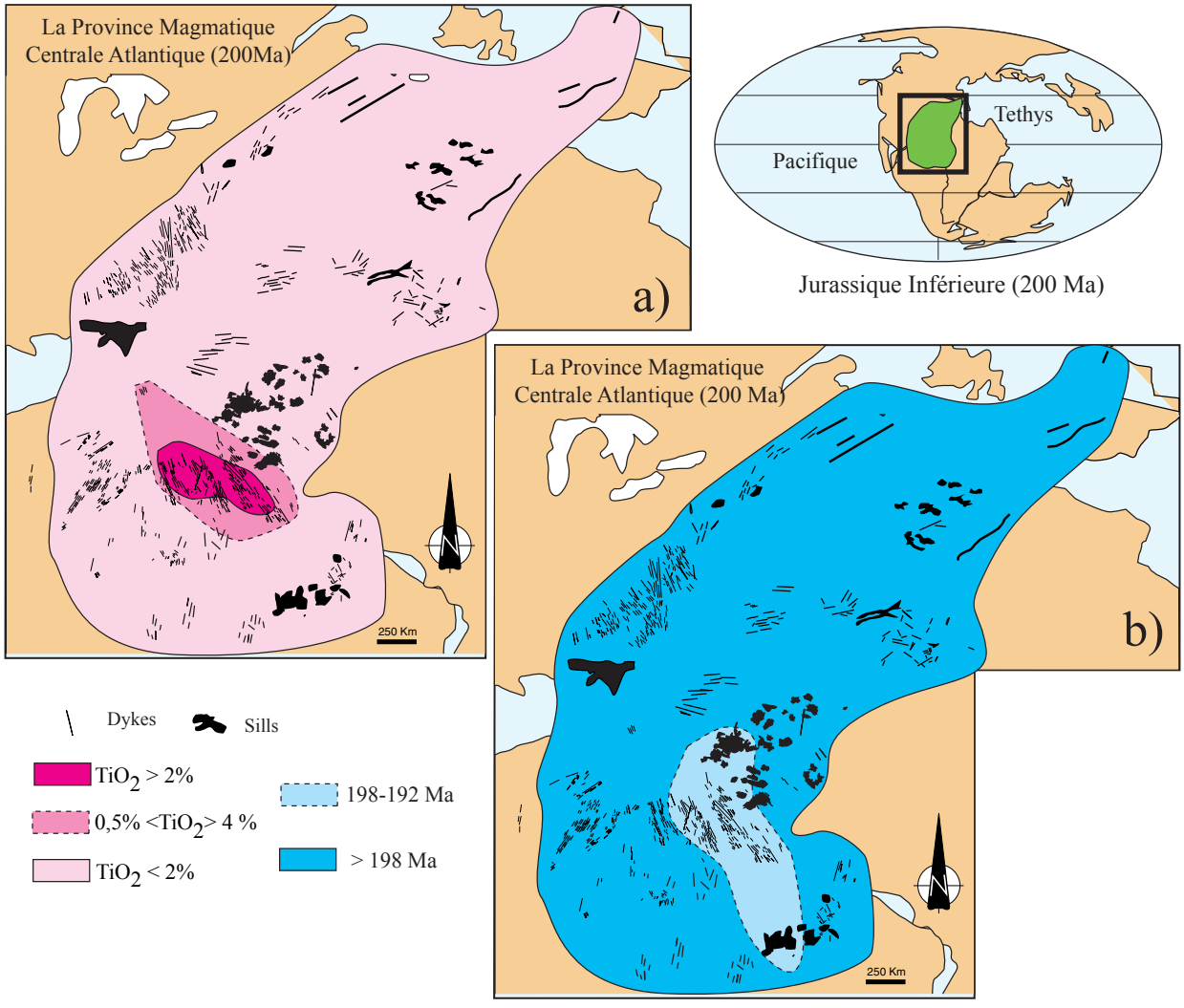


Fig. 8.6 : Localisation géographique des différents type de dolérites dans la province magmatique centrale Atlantique en fonction de leur teneur en titane (a). Comparaison avec les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la littérature et notre étude. Les données géochimiques et géochonologiques sont compilées d'aprés Dupuy et al., 1987 ; Dunning et Hodyck, 1990 ; Choudhuri et al., 1991 ; Sebai et al., 1991 ; Deckart, 1996 ; Baski et Archibald, 1997 ; Dostal et Durning, 1998 ; Bertrand et al., 1999 ; De Min et al., 1999 ; Heatherington and Müeller; 1999 ; Marzoli et al., 1999 ; Hames et al., 2000 ; McHone, 2000.



On notera enfin, que la phase magmatique principale (200 Ma) correspond à des dolérites et sills qui montrent une signature lithosphérique pauvre en titane (McHone, 1999).

VIII. 5. Conclusion

La séparation systématique de plagioclases purs sans altération potassique a permis d'améliorer sensiblement la qualité des spectres d'âges des dykes doléritiques. Deux sur quatre spécimens ont donné des âges de 195,4 ± 1,6 Ma (41% ^{39}Ar) et 197,2 ± 2,2 Ma (46% ^{39}Ar). L'existence de ces zones de spectres plats à moyennes températures n'est pas due à un excès d'argon moins important mais à une libération en deux phases distinctes de celui-ci. Excès d'argon semble être à relier à l'histoire des plagioclases dans la chambre magmatique. Les deux âges obtenus sont plus jeunes que l'âge moyen du magmatisme dans la province centrale Atlantique, suggérant que la mise en place des dykes en Guyane est postérieure à la phase principale d'activité volcanique à 200 Ma. Cette phase magmatique secondaire semble s'étaler entre 198 et 192 Ma et être restreinte à une zone centrale de la province magmatique. L'étalement spatial de cette activité magmatique secondaire coïncide avec la présence de dolérites riches en titane ayant une origine asthénosphérique. Ces constations et nos nouveaux résultats impliqueraient un scénario plus complexe que ce qui n'est actuellement admis : magmatisme sur un très court laps de temps (Hames et al., 2000) dú à une activité volcanique initiée par une méga-plume (e.g. Wilson, 1995). Néanmoins afin de construire un modèle cohérent sur l'ensemble de cette province géante, il reste encore beaucoup de points à éclaircir. En particulier, l'acquisition de plus de données géochronologiques au Libéria en Côte-d'Ivoire ou des dykes riches en titane sont connues mais aucun n'est daté par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Conclusion Générale

La synthèse des résultats obtenus sera présentée ici en deux parties en accord avec l'organisation du mémoire.

Partie I

Au cours de cette étude, les principaux résultats obtenus sur les roches paléoprotérozoïques de Guyane et de Côte-d'Ivoire ont mis en évidence l'importance de l'étude multidisciplinaire paléomagnétisme, $^{40}Ar/^{39}Ar$, pétrographie et ASM dans le but de contraindre l'âge de la rémanence magnétique, la déformation et les vitesses de refroidissement. Cette étude multidisciplinaire avait pour but d'apporter de nouvelles données géodynamiques et paléomagnétiques sur la période post-transamazonienne. Nous allons résumer ci-dessous les principaux résultats de ce mémoire et les perspectives qui peuvent en découler. Nous présenterons tout d'abord les acquis de l'étude en Guyane, puis en Côte-d'Ivoire, avant de finir par une synthèse correspondant à la comparaison de ces deux zones d'étude.

En Guyane, les principales données acquises sont les suivantes :

- Les vitesses de refroidissement des corps intrusifs sont relativement homogènes depuis le centre de la Guyane jusqu'à l'extrême sud et sont comprises entre 3,5+2/-1,6°C/Ma et 4,8 +2,6/-2,1°C /Ma ;

- Le refroidissement de la partie sud de la Guyane est plus tardif que la partie centrale, indiquant un diachronisme dans le processus d'exhumation des roches durant la période post-transamazonienne. Nous proposons que ce diachronisme soit dú aux grands accidents régionaux transcurrents bien connus au sud de la Guyane et/ou à la position de la partie sud de la Guyane dans un niveau structural plus bas ;

- La diminution progressive des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des amphiboles et des biotites depuis l'embouchure de la rivière Camopi jusqu'au sud de Trois Sauts sur la rivière Oyapok plaide en faveur de l'absence de mouvements verticaux différentiels importants lors de l'exhumation de ces roches comme dans les phénomènes post-orogéniques actuels. Nous proposons que l'exhumation des roches durant la période post-transamazonienne se fasse par remontée de blocs crustaux décalée dans le temps,

l'exhumation de la partie sud étant plus tardive. Néanmoins, les vitesses de refroidissement calculées sont homogènes du nord au sud de l'Oyapok ;

- Les données géochonologiques nous ont permis de réaliser un profil de température à 1995 Ma le long de la rivière Oyapok ;

- La diminution progressive des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ vers le Sud, est accompagnée de l'accroissement du degré d'anisotropie P'. Cette augmentation est corrélée à un enrichissement en minéraux ferromagnétiques, des linéations magnétiques sub-horizontales parallèles aux grandes structures tectoniques du sud de la Guyane. Cette augmentation du degré d'anisotropie vers le Sud est interprétée comme le résultat de la déformation à haute température durant le serrage régional NE-SW de roches plutoniques associées d'un effet de chaînage des minéraux ferromagnétiques ;

- Trois directions magnétiques stables de haute température portées principalement par des minéraux de la famille des titanomagnétites ont été obtenues. Ces trois directions portent, d'après les arguments paléomagnétiques, géochronologiques et minéralogiques une aimantation ancienne, probablement paléoprotérozoïque. Une partie des roches prélevées ne montre pas de rémanence magnétique ou des directions d'aimantation aberrantes. Ceci est la conséquence de l'absence ou d'une faible teneur en minéraux ferromagnétiques des roches concernées ;

- La forte activité magmatique au Jurassique Inférieur, le seul événement thermique majeur en Guyane depuis 2100 Ma ne semble pas avoir influencé la rémanence magnétique dans les roches paléoprotérozoïques et le géochronomètre $^{40}Ar/^{39}Ar$;

- Trois pôles paléoprotérozoïques (OYA, A et B) ont été calculés. Les âges de rémanence, compris entre 2050 et 1990 Ma, ont été estimés d'après les vitesses de refroidissement obtenues dans notre étude. Ces trois pôles combinés avec les données paléomagnétiques existantes ont permis de proposer pour la première fois une courbe de dérive apparente des pôles pour le craton des Guyanes entre 2050 et 1990 Ma. Celle-ci indique tout d'abord un mouvement latitudinal rapide (2050 et 2020 Ma) puis un mouvement principalement rotationnel (entre 2020 et 1990 Ma).

Les études paléomagnétiques et ASM en Côte-d'Ivoire ont permis d'obtenir plusieurs résultats importants :

- L'ASM a confirmé que les fabriques magnétiques étaient essentiellement magmatiques à sub-magmatiques, comme l'avait montré Ouattara (1998). Ces fabriques sont parfois perturbées en bordure des granites et dans certains granites anciens sous l'effet du serrage régional NW-SE daté entre 2100 et 2060 Ma ;

- Trois directions magnétiques stables de haute température, portées principalement par des minéraux de la famille des titano-magnétites et ilméno-hématites, ont été séparées. L'étude pétrographique a montré que l'hématite dans les granites était essentiellement issue de l'altération de la magnétite en condition hydrothermale et n'est donc pas due à un processus supergène récent. Pour cette raison, mais aussi grâce à des arguments paléomagnétiques, on peut penser que les directions magnétiques sont anciennes ;

- Trois pôles (C1 : Granite de Ferké ; C2 : Granites de ceinture et C3 : Leucogranites du sud-est). L'âge de la rémanence magnétique pour chaque pôle a été estimé avec les données paléomagnétiques existantes et les données géochronologiques et tectoniques publiées concernant la Côte-d'Ivoire. Ces âges sont compris entre 2100 et ~2000 Ma. Seul le pôle C2 (~2000 Ma) est compatible en position avec les données paléomagnétiques paléoprotérozoïques publiées concernant le craton d'Afrique de l'Ouest. Le pôle C1 est apparemment plus ancien que les données existantes (2085 ± 15 Ma). L'âge de rémanence pour le pôle C3 reste encore problématique car très à l'écart des pôles C1 et C2 de notre étude ainsi que des pôles paléoprotérozoïques publiés pour le craton d'Afrique de l'Ouest ;

- La synthèse des données paléomagnétiques paléoprotérozoïques existantes avec les données acquises lors de cette étude nous a permis de proposer une courbe de dérive apparente des pôles pour le craton d'Afrique de l'Ouest entre 2100 et 1950 Ma. Celle-ci indique un mouvement largement dominé par la rotation, sans mouvement latitudinal significatif.

La comparaison des deux CDAP obtenues montre une cohérence des celles-ci après 2020 Ma. Ceci confirme que les deux cratons constituent un bloc unique vers 2000 Ma. En

revanche, les pôles plus anciens (OYA en Guyane, C1 en Côte-d'Ivoire) ne sont pas compatibles. Deux possibilités s'offrent alors : I) les deux cratons étaient indépendants avant 2020 Ma, II) ils étaient ensemble mais un manque de données paléomagnétiques ne permet pas de le confirmer. La première possibilité, au vue de certains arguments tectoniques et géochronologiques semble être la plus appropriée pour expliquer certaines incohérences dans l'évolution tectono-métamorphique comparée des deux cratons. Néanmoins, aucune des deux hypothèses ne peut être rejetée à ce jour. Des études complémentaires paléomagnétiques dans le craton des Guyanes et des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en Côte-d'Ivoire pourraient permettre de compléter la CDAP du craton des Guyanes avant 2050 Ma, confirmer les estimations sur l'âge de la rémanence magnétique pour les pôles C1, C2, C3 et comparer les vitesses de refroidissement des corps intrusifs pour les périodes post-transamazonienne et post-birimienne.

Partie II

La seconde partie de ce mémoire est consacrée au magmatisme doléritique de Guyane. L'étude paléomagnétique, ASM, géochimique et les données $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les dykes ont permis d'apporter des éléments nouveaux sur la mise en place des dykes et l'origine de ce magmatisme. Elle ouvre des perspectives sur la compréhension du magmatisme centrale Altantique dans son ensemble. Les principaux résultats obtenus dans le mémoire sont les suivants :

- La linéation magnétique sub-horizontale, représentant la direction de transport du magma dans la croûte continentale (21 dykes) et indique un transfert latéral du magma depuis une source relativement éloignée (>500 Km) ;

- Une partie des dykes, montrant une fabrique magnétique inverse (8), a subi des contraintes locales au moment de leur mise en place ;

- L'étude paléomagnétique indique que les dykes doléritiques en Guyane se sont mis en place en deux phases magmatiques dans un laps de temps relativement court. Le second « pulse » magmatique serait restreint à la partie est de la Guyane française, alors que le premier « pulse » est, lui, présent dans toute la Guyane. L'investigation

géochronologique n'a pas permis de séparer temporellement ces deux « pulses », ceux-ci étant probablement trop proches dans le temps (<2 Ma), et les données $^{40}Ar/^{39}Ar$ n'étant pas encore assez précises principalement à cause de l'excès d'Argon ;

- L'étude géochimique de Deckart (1996) qui concernait principalement les dykes du Nord de la Guyane a été complétée par notre étude. Les dykes doléritiques jurassiques sont des tholéiites à quartz ou olivine normatif : 6,22 < Ol < 0,75 ; 0,99 < Qtz < 5,23, riches en titane. Une origine asthénosphérique de ces dolérites est probable, à la différence de la majorité des tholéiites de la province centrale Atlantique caractérisées par des magmas pauvres en titane de signature lithosphérique ;

- Au moins deux autres types de dolérites, plus ancien, ont été mis en évidence par la géochimie et les données de terrain. La premier groupe, qui se trouve dans le Sud-Est de la Guyane, correspond à des dykes de direction N080 nommés Yawapa. Se sont des tholéiites à olivine normative riches en titane et qui ont probablement une origine lithosphérique. Le second groupe correspond à des dykes de direction NNE-SSW et sans doute d'âge paléoprotérozoïque. Il s'agit de tholéiites à olivine et/ou quartz normatif pauvres en titane. Elles montrent une anomalie en Nb et Ta typique d'un magmatisme calco-alcalin ;

- Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur population de plagioclases ont permis d'apporter des informations nouvelles sur les relations entre mini-plateaux, altération potassique et excès d'argon. En effet, l'existence de ces zones plates entre 850 et 1090°C (mini-plateaux) ne sont pas liées à un effet compensatoire dans la libération de l'argon issu des phases potassiques tardives et de l'excès d'argon. Ils ne semblent pas non plus être reliés à un excès d'argon plus faible. Par contre, la libération de celui-ci dans les spécimens montrant ces mini plateaux semble se faire à basse et à haute température alors que dans le cas contraire, la libération d'argon en excès est progressive au cours du chauffage. Enfin, les observations au MEB des plagioclases montrent des structures chimiques particulières (zonations simples ou multiples) qui sont à relier à l'histoire magmatique du plagioclase dans la chambre. Ces structures pourraient avoir une influence sur la libération de l'argon lors du chauffage ;

- Nous avons obtenu deux nouveaux âges mini-plateaux (195,4 ± 1,6 Ma (41% ^{39}Ar) et 197,2 ± 2,2 Ma (46% ^{39}Ar)). Ces deux âges considérés comme des âges maximums, sont plus jeunes que l'âge proposé pour l'ensemble de la province magmatique centrale Atlantique (200 Ma) ;

- La compilation des données géochimiques et géochronologiques disponibles dans la littérature ainsi que nos nouvelles données sur la province magmatique centrale Atlantique montre que la Guyane fait partie d'une zone restreinte (Amapa, Libéria, Côte-d'Ivoire) ayant des traits géochimiques et géochonologiques particuliers. Cette zone correspond à la présence majoritaire de tholeiites riches en titane d'origine asthénosphérique et à un magmatisme plus jeune (197 à 192 Ma). Elle coïncide en direction et localisation avec l'ancienne suture pan-africaine.

L'ensemble de ces nouvelles données et la synthèse des données sur le magmatisme centrale Atlantique peut difficilement être interprété comme le résultat d'un seul « méga-plume » à 200 Ma. Les données géochimiques et géochronologiques plaident plutôt en faveur de l'activité de panaches vers 200 Ma initiant une remontée préférentielle asthénosphérique coïncidant avec la suture pan-africaine (drainage sous-lithosphérique). Bien entendu, la construction d'un modèle général pour toute la province centrale Altlantique demande l'acquisition de données supplémentaires, principalement géochronologiques mais aussi géochimiques, isotopiques et tectoniques sur l'ensemble de la province. Une autre question reste en suspend et concerne la relation de cette province magmatique géante et les SDR (Seaward dipping reflectors) qui sont d'âge identique d'après des études récentes au large des Etats-Unis (Turrin et Hemming, 2000).

Références bibliographiques

Albarède, F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate?. J. Geophys. Res. 97, b7, 10997-11009.

Abouchani, W., 1990. Un événement volcanique majeur vers 2,1 Ga en Afrique de l'Ouest : un stade d'accrétion crustale. Thèse de 3ème cycle, Université de Nancy I, 156 pages.

Albuqerque, O.R., 1922. Reconhecimentos geologicos do valle do Amazonas. Brazil. Serv. Geol. Mineral. Rio de Janeiro, 3, 74-83.

Ascanio, G., 1975. El Complexo de Imataca en los alrededores de Cerro Bolivar, Venezuela. Anaïs X Conf. Inter-Guayana, 9-16 Novembre, Belem, Para, Brazil, D. N. P. M., 181-197.

Aubourg, C., Rochette, P., Bergüller, F., 1995. Composite magnetic fabric in weakly deformed black shales. Phys. Earth Planet. Inter. 87, 267-278.

Ballet, O., 1979. Fe^{2+} dans les silicates lamellaires : étude magnétique et Mössbauer. Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 120 pages.

Bard, J.P, 1974. Remarques à propos de l'évolution géotectonique du craton ouest-africain en Côte d'Ivoire. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 278, 2405-2408.

Barruol, J., 1961. Le Bonidoro en Guyane Française. Proc. 5th inter-Guiana Geol. Conf. Georgetown, 1959, 57-67.

Basei, M.B., 1977. Idade Do volcanismo acido-intermediaro regiao Amazonian. Dissertacao de Mestrado, IGUSP-SP Brasil. Instituto de Geosciencias, Universidade Sao Paulo, 133 pages.

Beckinsale, R.D., Gale, N.H., Pankhurst, R.J., Macfarlane A., Crow, M.J., Arthurs, J. W., Wilkinson, A.F., 1980. Discordant Rb/Sr and Pb/Pb whole rock isochron for the archaean basement of Sierra Leone. Precambrian Res. 13, 63-73.

Berger, G.W., 1979. Calibration of Grenvillian paleopoles by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Nature 277, 46-47.

Berger, G.W., York D., 1981. Geothermometry from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating experiments. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 795-811.

Berrangé, J.P., 1974. Degree square geological map: South Savannas (DOS 1182), 1:200, 000. (London : DOS).

Berrangé, J.P., 1977. The geology of southern Guyana, South America. Institute of Geological Sciences, Overseas division memoir 4: 112 pages.

Bertrand, H., 1991. The Mesozoic Tholeiitic Provinces of Northwest Africa : A Volcano-Tectonic record of the Early Opening of Central Atlantic. In Kampunzu, A. B., Lubala, R. T., (Ed) : Magmatism in Extensional Structural Settings. The Phanerozoic African Plate. Springer-Verlag , Berlin, Heidelberg, New York, 147-188.

Bertrand, H., Dostal, J., Dupuy, C., 1982. Geochemistry of the Early Mesozoic Tholeiites from Marocco. Earth Planet. Sci. Lett. 58, 225-239.

Bertrand, H., Liegeois, J.P., Deckart, K., Feraud, G., 1999. High-Ti tholeiites in Guinea and Their Connection with the Central Atlantic CFB Province: Elemental and Nd-Sr-Pb Isotopic Evidence for preferential Zone of Mantel Upwelling in Cause of Rifting. AGU spring meeting. Abst. page S. 317.

Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, W.B., Payolla, J.B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications, Precambrian Res. 95, 41-67.

Bingham, C., 1964. Distribution on a sphere and on the projective plane, unpublished PhD. Thesis, Univ. Yale, New Haven, CT.

Bonhomme, M., 1962. Contribution a l'étude géochronologique de la plateforme de l'Ouest-africain. Annales de la faculté des Sciences de l'Université de Clermont, n°5.

Bosma, W., Kroonenberg, S.B., Mass, K., De Roever, E.W.F., 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. Geol. En Mijnbouw 62, 241-254.

Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic : an introduction to AMS studies of granitic rocks. In Bouchez, J.L., Hutton D.H.W., Stephens, W.E (Ed.). Granite : From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Bosto , London. 356 pages.

Brereton, N.R., 1970. Corrections for interfering isotopes in the $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method. Earth Planet. Sci. Lett. 8, 427-433.

Briden, J. C., McClelland, E., Rex, D.C., 1993. Proving the age of a paleomagnetic pole: the case of the Ntanga Ring structure, Malawi. J. Geophy. Res. 98, 1743-1749.

Brower, G.C., Choubert, B., 1960. Stratigraphie de la série de Paramaca en Guyane française. C. R. Acad. Sci. Paris 249, 119-111.

Bucham, K.L., Halls, H.C., Mortensen, K.J., 1996. Paleomagnetism, U/Pb geochronology, and geochemistry of Marathon dykes, superior Province, and comparison with the Fort Frances swarm. Can. J. Earth. Sci. 33, 1583-1595.

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 230, 145-158.

Camil, J., Tempier, P., Pin, C., 1983. Ages Libériens des quartzites à magnétite de la région de Man (Côte d'Ivoire) et leurs places dans l'orogenèse libérienne. C. R. Acad. Sci. Paris 293, 149-151.

Campbell, I.H., Griffiths, R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts; Earth Planet. Sci. Lett. 99, 79-93.

Caputo, M.V., Rodrigues, R., Vasconcellos, D.N.H., 1971. Litostatigrafia de Bacia de Amazonas. Petrobras-Renoz, relatorio tecnico Interna -641A- Belem, 31.

Castillo J.H., Costanzo-Alvarez, V., 1993. Paleomagnetism of the Uairen formation, roraima Group, southeastern Venezuela : evidence for one of the oldest (middle proterozoic) depositional remanente magnetisations. Can. J. Earth Sci. 30, 2380-2388.

Chauvet, A., Guerrot, C., Alves da Silva, F., Faure, M., 1997. $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the paleoproterozoic granites of the Rio Itapicuru greenstone Belt (Bahia, Brazil). C. R. Acad. Sci. Paris 324, 293-300.

Choubert, B., 1956. French Guiana. Bull. Geol. Soc. Am., Mem. 65, 63-74.

Choubert, 1965. Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane Française (Present state of our knowledge of the geology of French Guiana). Bull. Sco. Geol. Fr. série 7, 7, 129-135.

Choubert, B., 1974. Le Precambrien des Guyanes. Mem. B. R. G. M. 81, 213 pp.

Choudhuri, A., 1978. Geochemical trends in tholeiite dykes of different ages from Guiana Shield. South America. Chem. Geol. 22, 79-85.

Choudhuri, A, 1980. The early Proterozoic greenstone belt of the northern Guiana Shield, south America. Precambrian Res. 13, 363-374.

Choudhuri, A ., Milner, M., 1971. Basic magmatism in Guiana and continental drift. Nature, Physical Science, Londre, 232, 33, 154-155.

Choudhuri, A., Iyer, S.S., Vasconcellos, M.B.A., 1984. U, Th and rare earth elements in Mesozoic tholeiite dykes from the northern Guiana Shields. Symposium Amazonico, Manaus, Brazil, 171-174.

Choudhuri, A., Oliveira, E.P., Sial, A.N., 1991. Mesozoic dyke Swarms in Northern Guiana Shield, South America. N. Jb. Miner. Mh. H. 6, 241-248.

Cohen, H.A., Gibbs, A.K., 1989. Is the equatorial Atlantic discordant? Precambrian Res. 42, 353-359.

Collinson, D.W., 1983. Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism, Chapman et Hall (Ed.), London, 217 pages.

Condie, K.C., 1994. Greenstones through time, in: K. C. Condie (Ed.). Archean Crustal Evolution, Chapitre 3, Elsevier, Amsterdam, 85-120.

Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantel avalanche connection? . Earth Planet. Sci. Lett. 163, 97-108.

Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extension. Tectonophysics 322, 153-162.

Constanzo-Alvarez, V., Dunlop, D.J., 1988. Paleomagnetic evidence for post-2. 55 Ga tectonic tilting and 1. 1 Ga reactivation in the southern Kapuskasing zone, Ontario, Canad. J. Geophys. Res. 93 (B8), 9126-9136.

Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the south American platform, based on Nd isotopic systematics an granitoid rocks. Episode 22, 3, 167-173.

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixieira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evoluacao tectonica da amazona com base nos dados geocronologicos. Segundo Congreso Geologico Chileno, Arica, Chile, J137-J138.

Cosca, M.A., Sutter, J.F., Essene, E.J., 1991. Cooling and inferred uplift/erosion history of the Grenville orogen, Ontario: constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology. Tectonics, 10, 959-977.

D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.G., Renne, P.R., Onstott, T.C., 1990. Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dykes in southeastern Bahia State São Fransisco craton. Earth Planet. Sci. Lett. 101, 332-348.

Dahl, P.S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. Geochim. Cosmochim. Acta, 60, 3687-3700.

Dahl, P.S., 1997. A Crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 150, 277-290

Dahlberg, E.H., 1974., Granulites of sedimentary origin associated with rocks of the charnockite suite in Bakhuys Montains, NW Suriname. 9th Inter-Guiana Geological conference, Cuidad Guyana, Venezuela, Pub. Esp 6, 415-423.

Dahlberg, E.H., 1987. Copper and phosphate mineralisation in the Lower Proterozoic mobile belt of Backuis mountains, Upper Nickerie, western Suriname. Geol. En Mijnbouw 66, 151-164.

Dall'Agnol, R., Marcambira, M.J.B., 1992. Titanita-biotita Granitos do Baixo rio Uaupés, Provincia Rio Negro, Amazonas. Parte 1: Geologia, Petrografia, e Geocronologia. Rev. Bras. De Geoc. 22, 1, 3-14.

Dallmeyer, R.D., 1975. The Palisades sill: A Jurassic intrusion? Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ incremental release ages. Geology, 243-245.

Dallmeyer, R.D., Sutter, J.F., Baker, D.J., 1975. Incremental $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of biotite and hornblende from the northeastern reading prong: their bearing on late Proterozoic thermal and tectonic history. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 1435-1443.

Dalrymphe, G.B., Lamphere, M.A., 1969. Potassium-Argon dating : San Francisco. Freeman, W.F., and Co (Ed.) 258 pages.

Dalrymphe, G.B., Lamphere, M.A., 1971. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Technique of K/Ar Dating : A Comparison with Conventional Technique. Earth Planet. Sci. Lett. 12, 300-308.

Dalrymple, G.B., Gomme, C.S., Withe R.W., 1975. Potassium-Argon age and paleomagnetism of diabase Dikes in Liberia : Initiation of central Atlantic rifting. Geol. Soc. of Am. Bull. 86, 399-411.

Dalrymphe, G.B., Alexander, E.C., Lamphere, M.A., Kraker, G.P., 1981. Irradiation of samples for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating using the Geological Survey TIGRA Reactor. United States Geological Survey, professional Paper 1176.

Dalton, L.V., 1912. On the geology of Venezuela. Geol. Mag. (London) 9, 203-210

Dalziel, I.W.D., 1992. On the organisation of American plates in the Neoproterozoic and breakout of Laurentia. GSA Today 2, 240-241.

Deckart, K. 1996. Etude du magmatisme associé au rifting de l'Atlantique Central et du Sud: géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ et géochimie sur les intrusions jurassiques de Guinée et de Guyane française/Surinam, et Crétacés du Brésil, Thèse de 3ème cycle, Université de Nice-Sophia Antipolis, 221 pages.

Deckart, K., Féraud G., Bertrand, H., 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Suriname and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. Earth Planet. Sci. Lett. 150, 205-220.

Dekker, M.J., 1988. Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite, and fine grained hematite. These de troisième cycle, université d'Utrecht, Pays Bas, 231 pages.

Delor, C., Ibrahima, D., Yao, B., 1992. Notice explicative de la carte géologique de Grand-Bassam, feuille au 1/200 000. Direction de la Géologie, Abidjan, Côte d'Ivoire, 29 pages.

Delor, C., Siméon, Y., Vidal. M., 1995. Periplutonic gravity driven deformations and transcurrent tectonics between 2.2 and 2.1 Ga : a case study from the Birimian Cycle in Ivory Coast. 8ème EUG, Strasbourg, France, page 102.

Delor, C., Lahondère, D., Lafon, J. M., Marteau, P., 2001. Carte géologique au 1/ 500 000ème de la Guyane. Edition BRGM (sous press).

Delor, C., Diaby, I., Tastet, J.P., Yao, B., Siméon, Y., Simeon, Y.,Vidal, M., Dommanget, A., 1992. Notice explicative de la Carte Géologique de la Côte-d'Ivoire à 1/200 000,

feuille Abidjan, Mémoire de la Direction de la Géologie de Côte-d'Ivoire, n°3, Abidjan, Côte- d'Ivoire, 26 pages.

De Min, A., Marzoli, A., Piccirillo, E. M., Renne, P.R., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L.S., Pimentel, A.M., Petrini, R., Castorina F., Pinheiro, S., 1999. Petrology and Sm-Nd Isotopes of Early Jurassic Tholeiitic Magmatism in Brazil: Its Bearing on Mantel plume-Hot spot System and Central Atlantic Opening. AGU spring meeting, Abst. Page S. 317.

DeRoever, E.W.F., Bosma W., 1975. Precambrian magnatism and regional metamorphism in Suriname. Anais da Decima Conf. Geol. Interguianas, Belem, Brasil, 1, 123-163.

Dostal, J., Dupuy, C., 1984. Geochemistry of the North Mountain basalts (Nova Scotia, Canada). Chem. Geol. 45, 245-261

Dougan, T., 1977. The Imataca Complex near Cerro Bolivar, Venezuela-calcalkaline Archean protolith. Precambrian Res. 4, 237-268.

Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamélan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte d'Ivoire , West Africa: geochemistry and geochronology. Precambrian Res. 87, 33-63.

Duncan, R.A., Richards, M.A., 1991. Hotspots, mantel plumes, flood basalts and true polar wander. Review of Geophysics, 29, 31-51.

Duncan, A.R., Erlank. A.J., Marsh, J.S., 1984. Regional geochemistry of the Karoo igneous province, in Erlank A. J., (Ed.), Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo province, Geol. Soc. of S. Afr. Spec. Pub. 13, 355-388.

Dunlop, D.J., 1986. The rock magnetism of fines particles. Phys. Earth Planet. Inter. 13, 260-267.

Dunlop, D.J., Özdemir, O., 1997. Rock Magnetism, fundamentals and frontiers. D. Edwards (Ed.). Cambridge University press, 573 pages.

Dunning, G. R., Hodyck, J.O., 1990. U/Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States: Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. Geology, 18, 795-798.

Dupuy, C., Marsh, J., Dostal, J., Michard, A., Testa, S., 1987. Asthenopheric sources for Mesozoic dolerites from Liberia (Africa) : trace element and isotopic evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 87, 100-110.

Elwood, B.B., 1978. Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements, Earth Planet. Sci. Lett. 41, 254-264.

Egal, E., Mercier, D., Itard, Y., Mounié, F., 1992. L'ouverture de bassins en pull-apart au Paléoproterozoïque inférieur : nouveaux arguments dans le nord du craton guyanais. C. R. Acad. Sci. Paris, 314, serie II, 1499-1506.

Egal, E., Milesi, J.P., Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Cocherie, A., Thiéblemont D., Cautru, J.P., Vernhet, Y., Hottin, A.M., Tegyey, M., Martel-Jantin, B., 1995. Ressources minérales et évolution lithostrucurale de la Guyane. Carte thématique minière au 1/100, 000. Feuille Régina. Rapport B. R. G. M. R 38458, 66pp.

Ernst, R.E., Beragar, W.R.A., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm, Nature 356, 511-513.

Ernst, R.E., Buchan, K.L., Palmer, H.C., 1995. Giant dyke swarms: Characteristics, distribution and geotectonic applications, in: Baer and Heimann (Ed.) Physics and Chemistry of dykes, 3-21.

Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommanget, A., Calvez, J.Y., Boher, M., Abouchami, W., 1989. La limite Archéen/Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest, une zone de chevauchement majeure antérieur à l'accident de Sassandra ; l'exemple des régions d'Odiénné et de Touba (Côte d'Ivoire) ; C. R. Acad. Sci. Paris, série II, 309, 1847-1853.

Fedotova, M.A., Khramov, A.N., Pisakin, B.N., Priyatkin, A.A., 1999. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Blomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian shield. Geophys. J. Int. 137, 691-712.

Féraud, G., Gastaud, J., Auzende, J.M., Olivet, J.L., Comen, G., 1982. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages for the alkaline volcanism and the basement of Gorringe Bank, North Atlantic Ocean. Earth Planet. Sci. Lett. 57, 211-226.

Féraud, G., York D., Mevel, C., Cornen, G., Hall, C. M., Auzende, J.M., 1986. Additional $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorringe bank (Atlantic Ocean). Earth Planet. Sci. Lett. 79, 255-269.

Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Sco. A217, 295-305.

Fraga, L.M., Reis, N.J., 1995. The rapakivi granite granite–anorthosite association of Macajai region–Roraima state, Brazil. Symposium on rapakivi granites and related rocks. Ext. Abst. 31-32.

Fraga, L.M., Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, brazil. South american Synposium on isotope Geology Acta. Ext. Abst. 115-117.

Freer, R., O'Reilly, W., 1980. The diffusion of Fe^{2+} ions in spinels with relevance to the process of maghemitization. Mineral. Mag. 43, 889-899.

Gaudette, H.E., Olszewski. W.J., Santos, J.O.S ., 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana shield, state of Roraima, Brazil, South Amer. Earth Sci. 9, 183-196.

Garner, E.L., Murphy, T.J., Gramlich, J.W., Paulsen P.J., Barnes, I.L., 1975. Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. J. of Res. Natl. Bur. Standards-A. Physics and chemistry, 79A, 6, 713-725.

Gibbs, A.K., Baron C.N., 1993. The Geology of the Guiana Shield. Oxford Mono. Geol. Geophys. 22, 258 pages.

Gibbs, A.K., Olszewski, W.J.Jr., 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana Greenstone-gneiss terrane. Precambrian Res. 17, 199-214.

Gibbs, A.K., Writh, K.R., 1985. Origine and evolution of the Amazonian craton. NASA workshop on Early Crustal Evolution. Godthab, Greenland, Lunar and Planetary Science Institute, Houston, Texas, 5 pages.

Gleize, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., Rochette, P., 1993. Magnetic susceptibility of the Mont Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenées): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. J. Geophys. Res. 98, 4317-4331.

Golonka, Jan., Bocharova, N.Y., 2000. Hot spot activity and the break-up of Pangea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 161, 49-69.

Gruau, G., Martin, H., Levêque. B., Capdevilla. R., 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana. Precambrian. Res. 30, 63-80.

Guibet, P.H., Vidal, M., 1984. Un modèle d'évolution structurale du Birimien sud-est de la Côte d'Ivoire. Ann. Univ. Abidjan 20, 277-293.

Gudmundsson, A., 1986. Mechanical aspects of postglacial volcanism and tectonics of the Reykjanes Peninsula, South-West Iceland. J. Geophys. Res. 91, 12711-12721.

Gurnis, M., 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinent, Nature 332, 695-699.

Gradstein, F.M., Agtergerg, F.P., Ogg, J.G., Van Veen, J., Thierry, P., Huang, Z., 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous timescale, in: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P., Hardenbol J., (Ed.) Geochronology, Time Scales, SEPM special publication 54.

Grove, M., Harrison, T.M., 1994. Argon loss from F-OH phlogopite. USGS Circ. 1107, 123.

Grove, M., Harrison, T.M., 1996. ^{40}Ar* diffusion in Fe-rich biotite. American Mineralogist 81, 940-951.

Haggerty, S.E., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In Oxide minerals. D, Rumble III., (Ed.). Mineralogical Society of America Short Course notes, 101- 175.

Hajnal, Z., Nemeth, B., Clowes, R.M., Ellis, R.M., Spence, J.D., Burijnyk, M.J.A., Asudeh, I., White, D.J., Forsyth, D.J., 1997. Mantle involvement in lithospheric collision: seismic evidence from the Trans-Hudsonian orogen, Western Canada. Geophys. Res. Lett. 24, 2079-2082.

Hames, W., Renne, P.R., Ruppel, C., 2000. New evidence for geological instantaneous emplacement of earliest Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin.

Hames, W., Ruppel, C., Renne, P.R., 1999. Age of the Basaltic Dikes and Flows of the Southeastern U.S. in the context of the Circum-Atlantic Large Igneous Province. AGU springer meeting, Abst. page S318

Harrison, T.M., 1981. Diffusion of ^{40}Ar in Hornblende. Contrib. Mineral. Petrol. 78, 324, 331.

Harrison, T.M., Mc Dougall. H., 1981. Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for ^{40}Ar/^{39}Ar age spectra and the thermal history of the region. Earth Planet. Sci. Lett. 55, 123-149.

Harrison, T.M., Duncan, I., Mc Dougall. H., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects, Geochim. Cosmochim. Acta. 49, 2461-2468.

Hargraves, R.B., 1968. Palaeomagnetic data from South America. Geophys. J. Roy. Astrom. Soc. 16, 145-160.

Hargraves, R.B., 1978. Problems in palaeomagnetic synthesis illustrated by results from Permo-Triassic dolerites in Guyana, Phys. Earth Planet. Int. 12, 277-284.

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C. Y. 1991. Distribution anisotropy: cause of AMS in igneous rocks? Geophys. Res. Lett., 18, 2193-2196.

Hawkes, D.D., 1966. The petrology of the Guiana dolerites. Geol. Mag. 103, 320-335.

Hawkesworth, A.J., Simon, S., Turner, S., Le Roex, A., Storey, B., 1999. Mantel processes during Gondwana break-up and dispersal. J. of Afr. Earth Sci. 28, 239-261.

Heartherington, A.L., Muller, P.A., 1999. Lithospheric sources of North Florida, USA tholeiites and implications for the origin of the Suwannee terrane. Lithos 46, 215-233.

Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H., 1973. Excess Radiogenic Argon in The Precambrian Avanavero Dolérite in Western Suriname (South America). Earth Planet. Sci. Lett. 20, 189-200.

Herpin, D., 1997. Elements pétro-structuraux, géochimiques et géochronologiques des formations paléoprotérozoïques du nord de la Guyane Française (Fleuves Approuague et Comté). DEA, matériaux minéraux, université d'Orléans, 35 pages + 4 cartes.

Hill, R.I., 1991. Starting plumes and continental break-up, Earth Planet. Sci. Lett. 104, 398-416.

Hill, R.I., Campbell, I.H., Davies G.F., Griffiths, R.W., 1992. Mantle plumes and continental tectonics, Science 256, 186-193.

Hirdes, W., Davis, W.B., Eisenlohr, B.N., 1992. Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on basis of U/Pb zircon and monazite dating. Precambrian. Res. 56, 89-96.

Hocquard, C., Schmitt, J.M., 1981. Aroua, Carte Géologique de la France au 1:100000. BRGM, notice explicative, 30 pages.

Hoffman, P.F., 1989. Speculation on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga), Geology 17 135-138.

Hoffman. V., 1992. Greigite (Fe3S4): magnetic properties and first domain observations. Phys. Earth. Plan. Int. 70, 288-301.

Hurley, P.M., Rand, J. R., 1969. Predrift continental nuclei. Science 164, 1229-1242.

Hurley, P.M., Melcher, G.C., Pinson, W.H. Jr., Fairbairn, H. W., 1968. Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole rock Rb/Sr dating. Can. J. Earth Sci. 5, 633-638.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surv., 5, 37-82.

Issler, R.S., 1975. Geologia do craton Guianese suas possibilidades metalogeneticas. Anais 10th Conf. Geol. Inter-Guianas, Belem, Brasil, Min. Minas Energia, DNPM. 47-74.

Iwanuck, W., 1999. Evolçao geologica com base em dados geocronologicasda porçao sudeste do Estado do Amazonas e do trato contiguo do norte do Estado de Matto grosso na regiao do baixo e médio Rio Juruena. VI simposio de Geologia da Amazonia, Ext. Abst. 467-470

Jackson, M., Tauxe, L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary and igneous fabric, Rev. Geophys. 29, 371-376.

Jegouzo P., Ledru, P., Marot, A., Capdevilla, R., 1990. Processus collisionnels d'âge Proterozoïque inférieur dans le Bouclier Guyanais. 13ème Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, Soc. Géol. Fr., Paris, p. 71.

Jelinek, V., 1981. Characterization of magnetic fabric of rocks. Tectonophysics., 79, 563-567.

Kalliokoski, J., 1965. Geology of North Central Guyana Shield, Venezuela. Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 9, 1027-1050.

Kerbaol, F., 1997. Relations entre les séries épizonales de Maripasoula-Inini et les séries à métamorphisme de haute température de l'Alitany et du Tampoc de part et d'autre de l'accident du Ouaqui (Sud de la Guyane française) dans les formations Paléoprotérozoïques du Bouclier des Guyanes. DEA matériaux minéraux, Université d'Orléans, 39 pages + 1 carte.

Kirschvink, J.L., 1981. The least-squares lines and plane and the analysis of paleomagnetic data, Geophys. J. R. astron. Soc. 62, 699-718.

Klar, G., 1979. Geochronology of the El Manteco-Guri and Guasipati areas, Venezuelan Guiana Shield. Thèse de troisième cycle, case Western Reserve Univ., 163 pages.

Knight, M.D., et Walker, G.P.L, 1988. Magma flow directions in dykes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies, J. Geophys. Res. 93, 4301-4319.

Korol, B., 1965. Estratigrafia de la serie Pastora en la region Guasipati El Dorado. Bol. Geol., Caracas, 7, 13, 3-17.

Kouamélan, A.N., 1996. Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire – Implications pour la transition Archéen-Protérozoïque. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes I, Mémoires Géosciences Rennes 73, 289 pages.

Kouamélan, A.N., Peucat, J.J., Delor, C., 1997. Reliques archéennes (3,15Ga) au sein du magmatisme birimien (2,1 Ga) de Côte d'Ivoire, craton ouest africain . C. R. Acad. Sci. Paris 324, IIa, 719-727.

Kroonenberg, S.B., 1975. Polymetamophism in pelitic gneisses and amphibolites of the Coeroeni Group, SW Suriname, Anais Da Decima Conf. Geol. Interguianas, Belem, Brésil, 1, 414-429.

Kroonenberg, S.B., 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni Group, SW Suriname. Geologische Mijnbouwkundige Dienst Suriname, Mededeling. 25, 109-289.

Kroonenberg, S.B., 1982. A grenvillian granulite belt in the Colombian andes and its relation to Guiana Shield. Geol. En Mijnbouw, 61, 325-333.

Kröner, A., 1984. Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. Bull. Soc. Geol. Fr. 7, 26, 297-319.

Lafon J.M., Avelar V.G., Rossi, P., Delor, C., Guerrot, C., Pidgeon, R.T., 2000. Geochronological evidence for reworked neoarchean crust during Transamazonian

orogeny (2.1Ga), In the southeastern Guiana Shield. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p 67.

Lamphere, M.A., Dalrymple, G.B., 1976. Identification of Excess ^{40}Ar by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ Age Spectrum Technique. Earth Planet. Sci. Lett. 12, 359-372.

Lancet, M. S., Anders, E., 1973. Solubilities of nobles gases in mametite : implications for planetary gases in meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1371-1388.

Lawer, L.A., Scotese, C.R., 1987. A revised reconstruction of gondananland. In Mckenzie, G.D., (Ed.). Gondwana six: Structure, Tectonics and Geophysics. AGU Geophysics Monographs series, 40, Washington D.C., 14-24.

LeMaitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bras, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Leake, M.H., 1992. The petrogenesis and structural evolution of the Early Proterozoic Fétékro greenstone belt, Dabakala region, N-E Côte d'Ivoire. Thése de 3ème cycle, Université de Portsmouth, Angleterre, 315 pages.

Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tegyey, M., 1994. Markers of last stages of Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. Precambrian Res. 69, 169-191.

Ledru, P., Lasserre, J.L., Manier, E., Mercier, D., 1991. The Lower Proterozoic of northern Guiana: revision of the lithology, transurrent tectonics and sedimentary basin dynamics. Bull. Soc. Géol. France 162, 627-636.

Ledru, P., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique Transcurrente et évolution polycyclique dans le Birrimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). C. R. Acad. Sci. Paris, série II, 308, 117-122.

Lee, T.Q., Kissel, C., Laj, C., Chorn-Shern, H., Yi-Teh, L., 1990. Magnetic fabric analysis of plio-pleistocene sedimentary formations of the coastal range of Taiwan. Earth Planet. Sci. Lett. 98, 23-32.

Lee, J.K.W., Willians, I. S., Ellis, D.J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. Nature 390, 159-161.

Lemoine, S., 1982. Le décrochement ductile de Brobo, un linéament majeur, son rôle possible dans l'orogenèse éburnéenne. C. R. Acad. Sci. Paris, 301, 601-606.

Lemoine, S., 1985. Mise en évidence d'une tectonique tangentielle éburnéenne dans la synforme birrimienne de Fétékro (Côte-d'Ivoire), implications possibles pour l'orogenèse éburnéenne. C. R. Acad. Sci. Paris, 301, 195-200.

Lemoine, S., 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (N-E de la Côte-d'Ivoire) au Paléoprotérozoïque inférieur. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand II, 334 pages

Lightfoot, P.C., Hawkesworth, C.J., 1988. Origin of the Deccan Trap Lavas: Evidence from combined trace element and Sr-Nd-and Pb-isotope studies. Earth Planet. Sci. Lett. 91, 89-104.

Lima, M.I.C., Montalvao, R.M.G., Issler, R.S., Oliveira, A., Basei, M.A.S., Arauja, J.F.V., DaSilva, G.G., 1974. Geologia. In Brasil, departemento Nacional da producao Mineral, Projeto RADAMBRASIL, Folha NA/NB. 22, Macapa, Levantamento de recursos Naturais, 6, 120 pages.

Lindsley, D.H., 1976. The chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by Fe-Ti Oxides. In Oxide minerals. D. Rumble III., (Ed.). Mineralogical society of America Short Course notes, 1-60.

Litherland M., 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. Overseas Mem. Br. Geol. Survey. 9, 153 pages.

Lo, C.H., Lee J.K.W., Onstott. T.C., 2000. Argon release mechanisms of biotite in vacuo and the role of short-circuit diffusion and recoil. Chem. Geol. 165, 135-166.

Lomax, K., 1975. Palaeomgnetic studies of proterozoic rocks in Britain and West Africa. Ph.D thesis, University of Leeds, Grande-Bretagne, 176 pages.

Lucas, S.B., Green, A., Hajnal, Z., White, D., Lewry, J., Ashton, K., Weber, W., Clowes, R., 1993. Deep seismic profile across a proterozoic collision zone: surprises at depth. Nature 363, 339-342.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J., Caron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. C. R. Acad. Sci. Paris 301, série II, 813-818.

Mahoney, J.J., Collin, M.F., 1997. Large Igneous Provinces: Continental Oceanic and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monography series, AGU 100, 438 pages.

Manatschal., G., Ulfbeck, D., Van Gool, J.A.M., 1999. Change from thrusting to syn-orogenic extension at a mid-crustal level: an example from the Paleoporterozoic Nagssugtoqidian orogen (West Greenland). Can. J. Earth. Sci. 35, 802-819.

Manier, E., 1992. Les conglomérats aurifères de Guyane française (Protérozoïque inférieur) : dynamique des bassins sédimentaires et contrôles des minéralisations. Thèse Doctorat (1990). Ecole National Supérieur des Mines de Paris. Mém. Sc. de la Terre, n° 17.

Manier, E., Mercier, D., Ledru, P., 1993, Alluvial basin dynamics and gold-bearing aspect of Early Proterozoic strike-slip basins in French Guiana. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 17, 533-568.

Marques, L.S., Dupré, B., Piccirillo, E., 1999. Mantel source compositions of the Paraná Magmatic Province (Southern Brazil): Evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. Journal of Geodynamics 28, 439-458.

Marot , A. 1988. Notice de la carte géologique de la Guyane à 1/500 000ème. BRGM (Ed).

Marot, A., Capdevila, R., Levêque, B., Gruau, G., Martin, G., Charlot, R., Hocquart, C., 1984. Le «Synclinorium du sud» de Guyane Française : Une ceinture de roches vertes d'âge Protérozoïque Inférieur. 10 ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, Soc. Geol. Fr. Edit.

Marzoli A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni G., DeMin, A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province, Science 284, 616-618.

May, P.R., 1971. Patterns of Triassic Diabase dikes Around the North Atlantic in Context of Predrift Position of the Continents. Geol. Soc. Am. Bull. 82, 1285-1292

McConnell, R.B, Cannon, R.T., Willians, E., Snelling, N.G., 1964. A new interpretation of the geology of the British Guiana. Nature, London, 204, 115-118.

McConnell, R.B., Williams, E., 1970. Distribution and provisional correlation of the Precambrian of the Guyana Shield. In Proc, 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, Guyana. Paper 1, 22 pages.

McElhinng, M.W., 1964. Satistical Signification of the Fold Test in palaeomagnetism. Geophys. J. R. Astr. Soc. 8, 338-340.

McDougall, I., Harrison, T.M., 1988. Geochronology and thernochronology by $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. Oxford University Press, New York, 212 pages.

McDougall, I., Compston, W., Hawkes, D.D., 1963. Leakage of radiogenic argon and strontium from minerals in Proterozoic dolérites from British Guiana, Nature, London, 4880, 564-567.

Mcdonald, W.D., Opdyke, N.D., 1974. Triassic paleomagnetism of the Northern South America, Am. Ass. Petro. Geol. Bull. 58, 208-215.

McFadden, P.L., Lowes, F., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. Geophys. J. R. Astron. Soc. 67, 19-33.

McFadden, P.L., McElhinng, M.W., 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism. Geophys. J. Int. 103, 725-729.

McFadden, P.L., Ma, X.H., McElhinng, M.W., Zhang, Z.K., 1988. Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: northern Tarim. Earth Planet. Sci. Lett. 89, 152-160.

McHone, J.H., 1996. Broad-terrane Jurassic flood basalts across northeastern North America. Geology, 24, 319-322.

McHone, J.H., 2000. Non plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. Tectonophysics 316, 287-297.

Menéndez, A., 1968. Revision de la estratigrafia de la provincia de Pastora segun el estudio de la region de Guaspipati, Guyana Venezolana. Bol. Geol., Caracas, 10, 19, 309-338.

Mertanen, S., Halls, H.C., Vuollo, J.I, Pesonen, L.J., Stepanov, V.S., 1999. Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield – Implications for continental reconstructions. Precambrian Res. 98, 197-221.

Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommanget, A., Ouedraogo, M. F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegyey, M., Calvez, J.Y., Lagny, P., 1989. Minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest, leurs relations avec l'évolution litho-structurale au Protérozoïque inférieur. Carte au 1/2 000 000ème. Chron. Rech. Min. 497, 3-98.

Milési, J. P., Egal, E., Ledru, P., Vernhet, Y., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Tegyey, M., Martel-Santin, B., Lagny, P., 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. Chronique de la Recherche Minière 518, 5-58.

Min, K., Mundil, R., Renne, P.R., Ludwig, K.R., 2000. A test for systematic errors in $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. Geochim. Cosmochim. Acta. 64, 73-98.

Montalvao, R.M.G. de., Pittham, J.H.L., 1974. Grupo Cauarane. Belem, Projeto Radam, 7 pages

Montalvao, R.M.G., Muniz, M., , Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E. C.A., DaSilva, G.G., 1975. Geologia. In Brasil, departemento Nacional da producao Mineral, Projeto RADAMBRASIL, Folha NB. 20, Boa Vista e parte das Folhas NA. 21, Tumucumacque, NB. 20, Roraima, e NB. 21, Levantamento de Recursos Naturais, 8, 15-136.

Montgomery, C.W., 1979. Uranium-Lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. Contrib. Mineral. Petro. 39, 167-176.

Montgomery, C., Hurley, P.M., 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series. Guyana Shield, Venezuela. Earth Planet. Sci. Lett. 39, 281-290.

Morimoto, N., Fabriés, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes, Bull of Mineralogy 111, 535-550

Morgan, G.E., 1976. Palaeomagnetism of some Precambrian rocks of a slowly-cooled plutonic terrain in western Greenland, Nature (london) 259, 382-385.

Moreno, L., Lira, P., 1977. Algunas consideraciones geoquimicas sobre las diabase de la Guayana Venezulan. Venez. Geol. Cong. (Caracas) 5th Mem. 2, 611-638.

Nier, A.O., 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. Phys. Rev., 77, 789-793.

Nomade, S., Théveniaut, H., Chen, Y., Pouclet, A., Rigollet, C., 2000. Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: Hypothesis of a multistage magmatic event. Earth Planet. Sci. Lett. 184, 155-168.

Oliveira, E.P., Tarney, J., Joao, X.J., 1990. Geochemistry of the Mesozoic Amapa and Jari dyke Swarms, Northern Brazil: plume-related magmatism during the opening of the Central Atlantic. In: Parker, A. J., Rickwood, P. C., Tucker D. H., (Eds): Mafic dykes and Emplacement Mechanisms. Balkema, Rotterdam,173-183.

O'Nions, R.K., smith, D.G.W., Baadsgaard, H., Morton, R.D., 1969. Influence of chemical composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles from south Norway. Earth Planet. Sci. Lett. 5, 339-345.

Onstott, T.C., Dorbor, J., 1987. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and paleomagnetic results from Liberia and tectonic evolution of the Precambrian APW data base for the West African Shield. J. Afr. Earth Sci. 6, 537-552.

Onstott, T.C., Hargraves, R.B., 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: Palaeomagnetic evidence from Venezuela and Africa. Nature 289, 131-137.

Onstott, T.C., Peacock, M.W., 1987. Argon retentivity of hornblendes: a field experiment in a slowly-cooled metamorphic terrane. Geochim. Cosmochim. Acta 51, 2891-2903.

Onstott, T.C., Hall, C.M., York, D., 1989. $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology of the Imataca complex, Venezuela. Precambrian Res. 42, 255-291

Onstott, T.C., Hardgraves, R.B., York, D., Hall, C., 1984. Constraints on the notions of South America and African Shields during the Proterozoic: $^{40}Ar/^{39}Ar$ and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. Geol. Soc. Am. Bull. 95, 1045-1054.

Ouattara, G., 1998. Structure du batholite de Ferkéssedougou (secteur de Zuénoula, Côte d'Ivoire) - Implications sur l'interprétation de la géodynamique du paléoprotérozoïque d'Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga.

Özdemir, O., Dunlop, D.J., 1988. Crystallization remanent magnetization during the transformation of maghemite to hematite. J. geophys. Res. 93, 6530-6544.

Park, K., Tanczyk, E.I., Desbarats, A., 1988. Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mearly diabase dykes of Labrador, Canada, J. Geophys. Res. 93, 13689-13704.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. J. of. Petrology 25, 956-983.

Piper, J.D.A., 1981. Analogous Upper Proterozoic apparent polar wander loops, Nature, 845-847.

Piper, J.D.A., 1982. The Precambrian palaeomagnetic record: The case fro the Proterozoic Supercontinent. Earth Planet. Sci. Lett. 46, 443-461.

Piper, J.D.A., 1987. Palaeomagnetism and the Continental Crust. Wiley, J., (Ed.) New York, 434 pages.

Piper, J.D.A., Lomax, G., 1973. Palaeomagnetism of Precambrian Birimian and Takwaian rocks of West Africa. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 34, 435-450.

Piper, J.D.A., Briden, J.C., Lomax, K., 1973. Precambrian Africa and South America as a Single Continent. Nature 245, 244-248.

Plint, H.E., McDonough M.R., 1995. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar constraints on shear zone evolution, South Taltson magmatic zone, Northeastern Alberta. Can. J. Earth Sci. 32, 281-291.

Pons, J., Oudin, C., Valero, J., 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions : example of Lower Proterozoic Sarata Batholith (Eastern Senegal). Geol. Rundsch. 81, 476-486.

Pouclet, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y., Alric, G., 1996. Le volcanisme birinien du nord-est de la Côte-d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. Bull. Soc. Géol. France, 167,

Pozzi, J.P.,1973. Effet de la pression en magnétisme des roches. Thèse de 3ème cycle Université de Paris, 190 pages.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.N., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A., Verschure, R.H., 1968. Isotopic age determinations on Surinam rocks, 4. Ages of basement rocks in North-Western Surinam and of Roraima tuff at Tafelberg. Geologie en Mijnbouw 47, 1677-1684.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.N., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A., Verschure, R.H., 1973. Age of the Precambrian Roraima formation in northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Surinam. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 1677-1684.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.N., Hebeda, E.H., Kuijper, R.P., DeRoever, E.W.F., Verdurmen, E.H., Verschure, R.H., Wielens, J.B.W., 1978. How old are the supposedly Archean Charnockitic granulites in the Guiana Shield basement of western Suriname (South America). In Aatman R. E., (Ed.) short papers of the Fourth Internat. Conf. Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. U. S. Geol. Survey Open File report 78-701, 341-343.

Raposo, M.I.B., 1997. Magnetic fabric and its signification in the Florianopolis dykes swarm, southern Brazil, Geophys. J. Int. 131, 159-170.

Raposo, M.I.B., D'Agrella-Filho, M.S., 2000. Magnetic fabrics of dike swarms from SE Bahia State, Brazil: their significance and implications for mesoproterozoic basic magmatism in the São Fransisco Craton. Precambrian Res. 99, 309-325.

Rees, A.I., 1965. The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. Sedimentology 4, 257-271.

Renne, P.R., 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of plagioclase from Acapulco meteorite and the problem of systematic errors in cosmochronology, Earth Planet. Sci. Lett. 175, 13-26.

Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., De Paolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, abolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Chem. Geol. 145, 117-152.

Richards M.A., Griffiths R.W., 1989. Thermal entrainment by deflected mantle plumes. Nature. 342, 900-902.

Richards, M.A., Duncan, R.A., Courtillot, V., 1989. Flood basalts and hotspot track: plume heads and tails. Science 246, 103-107.

Rigollet, C., 1997. Approche paléomagnétique, pétrographique et structurale des dykes basaltiques du nord-est de la Guyane et leurs effets sur l'encaissant paléoprotérozoïque. DEA matériaux minéraux, Université d'Orléans, 46 pages.

Rios, J.H., 1972. Geologia de la region de Caicara, Edo Bolivar. IV Cong. Geol. Venez. (Caracas) 1969, Mem. 3, 1759-1782.

Rizzotto, G.L., Chemale Jr., F., Lima, E.F., Van Schmuss, R., Fetter, A., 1999. Dados isotopicos Sm-Nd e U-Pb das rochas da Sequência metaplutonovolcanosedimentar Nova Bailindia (SMNB)- RO- VI simposio de Geologia da Amazonia, Ext. Abst. 490-493.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Rev. Geophys. 30, 349-366.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier F., Reuber, I., 1992. Diabase dykes emplacement in Oman ophiolite: A Magnetic fabric study with reference to geochemistry, in: Peters, T. J., (Ed.). Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere. p 55-82.

Roddick, J.C., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1980. The evolution of exces argon in Alpine biotites. A $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 48, 185-208.

Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of $^{40}Ar/^{39}Ar$ conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. Geochim. Cosmochim. Acta. 55, 1675-1688.

Sabaté, D., Lomax, K., 1975. Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara Occidental Algérien). Bull. BRGM, 292-311.

Santos, J.O.S., Hartmann. L.A., Gaudette, H.E., 1997. Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in the Tapajos gold province, Para/Amazonas states, Brazil. South American symposium on Isotope Geology. Ext. Abst. 280-282.

Santos J.O.S., Reis, N.J., Hartmann, L.A., MacNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. Associaçao anothosito-charnochito-rapakivi do Calimiano do morte do Craton Amazônico, Estado de Roraima : evidências obtidas por geocronologia U-Pb (SHRIMP) em Zircao e baddeleyta. VI simposio de Geologia da Amazonia, Ext. Abst. 502-505.

Sato, K., Tassinari, C.C.G., 1996. Principais eventos de acreçao continental no craton Amazônico baseados en idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluçies de estagio unico e estagio duplo. Dans Costal, M.L., Angélica, R.S., (Ed.) Contribuiçies à Geologia de Amazônia, Belém, SGB, 91-142.

Satudacher, T., 1987. Upper Mantel Origin of Harding County Well Gases. Nature 325, 605-607.

Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W., Norry, M.J., 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions, in Storey, B. C., Alabaster, T., Pankhurst, R. J. (Ed.). Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geol. Soc. Spec. Publ. 68, 41-60.

Scaillet, S., 2000. Numerical error analysis in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Chem. Geol. 162, 269-298.

Sebai, A.F., Féraud, G., Bertrand. H., Hanes, J., 1991. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and geochemistry of tholeitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 455-472.

Shackleton, R.M., 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. Dans Ries A.C., (Ed.), Collision Tectonic. Geol. Soc. Spec. Publ. Oxford, 19, 329-349.

Sial, A.N., Oliveira, E.P., Choudhuri, A., 1989. Mafic dyke swarms of Brazil, in: H.C. Halls, W.F. Fharig (Ed.). Mafic dyke swarms, Geol. Ass. of Can. Spec. Paper 34, 467-481.

Simeon, Y., Delor, C., Diaby, I., Gadou, G., Kohou, P., Tastet, J.P., Yao, B., Konan, G;, Dommanget, A., 1992. Carte Géologique de la Côte-d'Ivoire à 1/200 000ème ; Feuille Abidjan, Direction de la Géologie, Abidjan, Côte-d'Ivoire.

Snelling, N.J. , McConnell, R.B., 1969. The geochronology of Guyana. Geol. En Nijnbouw, 48, 201-213.

Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides, Amer. Mineral. 66, 1189-1201.

Steiger, R.H., Jäger, E. 1977. "Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology". Earth Planet. Sci. Lett. 36, 359-362.

Stein, M., Hofmann, A.W., 1994. Mantle plume and episodic crustal growth. Nature 372, 63-68.

Storey, B.C., 1995. The role of mantle plumes in continental breakup : case histories from Gondwanaland. Nature 377, 301-308.

Sutter, J.F., Ratcliffe N.M., Mukasa, S.B., 1985. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar data bearing on the metamorphic and tectonic history of Western New England. Geol. Soc. Am. Bull. 96, 123-136.

Swapp, S.M., Onstott, T.C., 1989. P-T-Time characterization of the Trans-amazonian Orogeny in the Imataca Complexe, Venezuela. Precambrian Res. 42, 293-314.

Szatmari, P., 1983. Amazon rift and Pisco-Jurua fault: their relation to the separation of North America from Gondwanaland. Geology, 11, 300-304.

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The magnetic Anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, 217 pp.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes 22, 3, 174-182.

Tassinari, C.C.G., Teixieira, W., Siga, Jr. O., 1978. Consideraçies cronoestratigraficada regiao das Chapadas do Chachimbo e Dardanelos. XXX Cong. Bras. De geologia, 477-490.

Tassinari C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A. P. , Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N., 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian craton), and tectonic implications. Intern. Geology Review, 38, 1161-1175.

Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W., 1992. Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. Precambrian Res. 56, 1-22.

Teixieira, W., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., 1976. Geocronologiadas fohlas Tumucumacque e Santarem. XXIX Cong. Bras. Geol. p193.

Teixeira, W., Ojima, S.K., Kawashita, K., 1984. A evoluçao geocronologica de rochas metamorficas e igneas da faixa movel Maroni-Itacaiunas, na Guiana Francesa. D. N. P. M., II Symposium Amazonico, Manaus, Anais, 75-86.

Teixieira, W., Tassiniari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. Precambrian Res. 42, 213-227.

Théveniaut, H., Freyssinet, P., 1999. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 148, 209-231.

Tilling, R. I., Dvorak, J., 1993. Anatomy of basaltic volcano. Nature 363, 125-132.

Torquato, J.R., Cordani, U.G., 1981. Brazil-Africa Geological links. Earth Science Reviews, 17, 155-176.

Torsvik, T.H., Meert, J.G., 1995. Early Proterozoic palaeomagnetic data from the Pechenga Zone Northwest Russia) and their bearing on Early Proterozoic palaeogeography. Geophys. J. Int. 122, 520-536.

Touré, S., Caen-Vachette, M., Tempier, P., 1987. Nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques du massif 'granitique' de Bondoukou (Côte d'Ivoire) mise en évidence d'un âge Burkinien, par isochrone Rb/Sr sur roches totales. J. of Afr. Earth Sci. 3, 269-274.

Turner, G., Huneke, J.C., Podosek, F.A. Wasserburg G.J., 1971. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. Earth Planet. Sci. Lett. 12, 19-35.

Turner, S., Hawkesworth, C.J., 1995. The nature of the continental lithosphere: constraints from the major elements composition of the continental flood basalts. Chemical Geology 120, 295-314.

Turner, S., Hawkesworth, C.J., Stewart, K., Peate, D., Mantovani, M.D., 1996. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and application to the Parana. J. of Geophys. Res. 101, 11. 503-11. 518.

Turrin, B.D., and Hemming, S.R., 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the Newark Basin and the Iberia Continental margin, thermochronologic constraints on the kinematics of lithospheric extension and continental breakup: Geological Society of America, Abstracts with Programs, (in press)

Unrug R., 1997. Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly, GSA today 7.

Valbracht, P.J., Honda, M., Matsumoto, T., Mattielli, N., McDougall, I., Ragettli, R., Weis, D., 1996. Helium, Neon and Argon Isotope Systematics in Kerguelen Ultramafic Xenoliths: Implication for Mantel Source Signatures. Earth Planet. Sci. Lett. 138, 29-38.

Valdespino, O.E.M., Alvarez, V.C., 1997. Paleomagnetic and rock magnetic evidence for inverse zoning in the paraguaza batholite (southwestern Venezuela) and its implications about tectonics of the Guyana shield. Precambrian Res. 85, 1-25.

Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thieblemont, D., Egal. E., Cocherie, A., Tegyey, M., Milési, J. P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth, geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. Precambrian Res. 92, 165-193.

Veiga, J.P., Fernandes, A, de S., De Souza, E.C., Santos, J.O., Do Amaral, J.A.F., Do Amaral, J.E., Pessoa, M.R., Faraco, M.T.L., Lopes, R. da C., Cruz, S.A. de S., 1978. Projeto Sulfetos de Uatuma, relatorio final. Convenio DNPM-CPRM, 6 volumes.

Veldkamp, J., Mulder F.G., Zijderveld, J.D.A., 1971. Palaeomagnetism of Suriname dolerites, Phys. Earth Planet. Int. 4, 370-380 ,

Vidal, M., 1987. Les déformations Eburnéennes de l'Unité Birimienne de la Comoé (Côte-d'Ivoire). J. Afr. Earth. Sci. 6, 141-152.

Vidal, M, Alric G., 1994, The paleoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé, in the West African Craton in Côte D'Ivoire: A trans-tensional back-arc basin. Precambrian Res. 65, 207-229.

Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Simeon. Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 Ga et 2 Ga : Le style «Archéen» des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires biriniens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. Bull. Soc. Géol. France. 167, 307-319.

Vignol, L.M., 1987. Etudes géochimiques des granulites du Brésil et de la zone d'Ivrée: les élements (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et les isotopes radiogéniques (Sr et Nd). DEA de géochimie, Université Paris VII. 23 pages.

Westphal, M., 1986. Etude paléomagnétique de quelques formations permiennes et triasiques dans les Alpes occidentales. Tectonophysics, 17, 323-335.

White, R.S., McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, J. of Geo. Res. 94, 7685-7729.

Wilson M., 1997. Thermal evolution of the Central Atlantic margins: continental break-up above a Mezosoic super-plume, J. Geol. Soc. London 154, 491-495.

Windley, B.F., 1984. The Archean-Paleoproterozoic Boundary. Tectonophysics 105, 43-53.

Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E., 1999. Relative Timing of the Eastern North America magmatism, Rifting, Drifting and Inversion, AGU Spring meeting, Abst. Page S319.

Worsley, T.R., Nance, D., Moody, J.B., 1984. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years, Mar. Geol. 58, 373-400.

Wricht, J.B., Hastings, D.A., Jones, W.B., Willians, H.R., 1985. Geology and mineral resources of West Africa. In Allen and Unwin (Ed.) London, 187 pages.

Yale, L.B., Carpenter, S.J., 1998. Large igneous provinces and giant dike swarms: proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection. Earth. Planet. Sci. Lett. 163, 109-122.

Yobou, R., 1993. Pétrologie des granitoïdes du protérozoïque inférieur du centre nord de la Côte d'Ivoire (Ferkéssédougou-Marabadiassa): évolution magmatique et contexte géodynamique. Thése de 3ème cycle, Université Paris sud, centre d'Orsay, 309 pages.

York D., 1984. Cooling histories from $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra: implication for Precambrian plate tectonics. Annu. Rev. Earth. Planet. Sci. 12, 383-409.

Zeitler, P.K., Fitzgerald, J.D., 1986. Saddle-shape $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra from young, microstructurally complex potassium feldspars. Geochim. Cosmochim. Acta, 50, 1185-1199.

Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., 2000. Two Pre-Rodinia Supercontinent ? Evidence from the reconstruction of Global 2.1-1.8 Ga Orogens and associated cratons. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.

Zijderveld, J.D.A., 1967. Demagnetization of rock: analysis of results. In Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (Ed.). Methods in Paleomagnetism, Elsevier, Amsterdam. 254-286.

ANNEXE

Méthodologie $^{40}Ar/^{39}Ar$, anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM

A.1. Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

A. 1.1 Fondements de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$

La méthode Ar/Ar est une variante de la méthode K/Ar utilisant le potassium un des éléments les plus abondants de la croûte terrestre. Le potassium possède trois isotopes d'abondances différentes (Garner et al, 1975).

$$^{39}_{19}K = 93{,}2581\ \%$$

$$^{40}_{19}K = 0{,}01167\ \%$$

$$^{41}_{19}K = 6{,}7302\ \%$$

De ces trois isotopes seul le ^{40}K est radioactif. Sa décroissance peut se faire de deux manières :

1) capture d'un électron et émission d'un positron en ^{40}Ar ;
2) par émission -β en ^{40}Ca.

On exprime la désintégration du ^{40}K de la manière suivante:

$$^{40}K(e^{\lambda t}-1) = {}^{40}Ar^{*}+{}^{40}Ca^{*} \text{ avec } \lambda = \lambda_e + \lambda_\beta \qquad \textbf{(1)}$$

Les paramètres de désintégration utilisés actuellement ont été calculés par Steiger et Jäger (1977) :

$$\lambda = 5{,}543\text{x}10^{-10}a^{-1}\ (\ ^{40}K = {}^{40}Ar+{}^{40}Ca)\ ;$$

$$\lambda_e = 0{,}581\text{x}10^{-10}a^{-1}\ (\ ^{40}K = {}^{40}Ar)\ ;$$

$$\lambda_\beta = 4{,}962\text{x}10^{-10}a^{-1}\ (\ ^{40}K = {}^{40}Ca).$$

Seule la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar est utilisée en géochronologie. Il faut rappeler que, dans les roches et les minéraux, il existe deux types d'argon (gaz inerte composé à 99,60% de ^{40}Ar), l'isotope radiogénique issu de la désintégration du ^{40}K et l'argon atmosphérique. A partir de la composition de l'atmosphère mesurée (Nier, 1950) on connaît le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$

= 295,5. Il est donc possible de corriger l'argon atmosphérique en mesurant le ^{36}Ar, ceci afin de ne garder que l'argon radiogénique.

L'accroissement de la quantité d'$^{40}Ar^*$ (radiogénique) dans une roche s'écrit :

$$^{40}Ar^* + {}^{40}Ar^*(\lambda_\beta/\lambda_e) = {}^{40}K\,(e^{(\lambda e+\lambda\beta)\,t} - 1) \qquad \textbf{(2)}$$

NB: l'argon radiogénique est l'argon total contenu dans la roche ou le minéral moins l'argon initial qui peut être atmosphérique ou pas.

Dans la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ on mesure le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ dans une roche ou un minéral. L'$^{40}Ar^*$ est le produit de la désintégration du ^{40}K alors que le ^{39}Ar est formé par le bombardement neutronique du ^{39}K ($t_{1/2}$ = 269 ans) pendant l'irradiation de l'échantillon dans un réacteur nucléaire. Cette production d'^{39}Ar dépend de la durée de l'irradiation (ΔT), de la densité du flux neutronique ($\varphi(\varepsilon)$) et de la section efficace de capture de l'énergie ($\sigma(\varepsilon)$). La production de ^{39}Ar s'écrit:

$$^{39}Ar_K = {}^{39}K\Delta T \int \varphi(\varepsilon)\sigma(\varepsilon)d\varepsilon \qquad \textbf{(3)}$$

Le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ se décrit alors grâce à l'équation **(2)** et **(3)**

$$\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right) = \left(\frac{^{40}K}{^{39}K}\right)\left(\frac{\lambda e}{\lambda}\right)\frac{1}{\Delta T\int\phi(\varepsilon)\sigma(\varepsilon)d(\varepsilon)}(e^{\lambda t}-1) \qquad \textbf{(4)}$$

Afin de simplifier cette dernière équation on introduit un paramètre 'J' d'irradiation :

$$J = \left(\frac{^{40}K}{^{39}K}\right)\left(\frac{\lambda e}{\lambda}\right)\Delta T\left(\int\phi(\varepsilon)\sigma(\varepsilon)d(\varepsilon)\right) \qquad \textbf{(5)}$$

L'équation (4) est alors simplifiée en :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar} = \frac{e^{\lambda t}-1}{J}$$

La mesure directe du paramètre J selon l'expression (**5)** est difficile car on ne peut le mesurer directement à cause de :

1) la variation du flux de neutrons pendant la durée de l'irradiation ;
2) la variation du spectre d'énergie pendant l'irradiation.

Afin de mesurer ce paramètre dit de 'flux', on dispose, lors de l'irradiation, de moniteurs dont l'âge est connu et que l'on repartit à intervalles réguliers entre les paquets de minéraux. La relation reliant l'âge du moniteur à J est la suivante (ts = âge du moniteur) :

$$J = \frac{(e^{\lambda\, ts} - 1)}{\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)_s}$$

La valeur du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ mesurée après l'irradiation est fonction de la place du moniteur dans le porte-échantillons qui est irradié. La disposition du moniteur par rapport au minéraux ou roches datés est primordiale afin de calculer l'âge.

$$t = \frac{1}{\lambda}\ \ln\left(1 + J\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)\right)$$

Afin que l'âge obtenu représente bien l'âge de la roche ou du minéral, le système isotopique doit rester fermé afin d'éviter les pertes (altération) ou les gains (excès) d'$^{40}Ar^*$. Dans le cas idéal, l'^{40}Ar dans un échantillon est soit radiogénique ($^{40}Ar^*$) soit atmosphérique ($^{40}Ar_a$), tout l'^{36}Ar est atmosphérique et l'^{39}Ar est exclusivement produit par l'irradiation du ^{39}K. Dans ce cas on peut écrire :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K} = \left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_m - 295.5\left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_m \quad \text{(m =rapport mesuré)}$$

Malheureusement, dans la plupart des cas, certaines réactions dites d'interférences ont lieu durant l'irradiation, ainsi les rapports $^{40}Ar/^{39}Ar$ et $^{36}Ar/^{39}Ar$ doivent être corrigés en conséquence. La liste des réactions d'interférences a été donnée par Brereton en 1970 :

Le calcium :

^{40}Ca donne ^{36}Ar et ^{37}Ar

^{42}Ca donne ^{38}Ar et ^{39}Ar

^{43}Ca donne ^{39}Ar et ^{40}Ar

^{44}Ca donne ^{40}Ar

Le potassium :

^{39}K donne ^{37}Ar, ^{38}Ar, ^{39}Ar

^{40}K donne ^{39}Ar

^{41}K donne ^{38}Ar et ^{40}Ar

L'argon :

^{36}Ar donne ^{37}Ar

^{38}Ar donne ^{39}Ar

^{40}Ar donne ^{39}Ar

Le *chlore :*

^{35}Cl donne ^{36}Ar

^{37}Cl donne ^{38}Ar

Seules les réactions suivantes sont utilisées dans les corrections, les autres étant considérées comme négligeables:

1) ^{40}Ca ---$^{\alpha}$--- ^{36}Ar
2) ^{40}Ca ---$^{\alpha}$--- ^{37}Ar
3) ^{42}Ca ---$^{\alpha}$--- ^{38}Ar
4) ^{39}K ---$^{\rho}$--- ^{39}Ar
5) ^{40}K ---$^{\rho}$--- ^{40}Ar

La mesure au spectromètre de masse des différents isotopes de l'argon représente donc la somme des isotopes suivants :

$$^{40}Ar_T = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ar_a + {}^{40}Ar_K$$

$$^{39}Ar_T = {}^{39}Ar_K + {}^{39}Ar_{Ca}$$

$$^{37}Ar_T = {}^{37}Ar_{Ca}$$
$$^{36}Ar_T = {}^{36}Ar_a + {}^{36}Ar_{Ca}$$

Le contrôle de ces interférences se fait à l'aide de sels artificiels (K_2SO_4,CaF) ou des silicates purs irradiés dans le même réacteur. Pour chaque isotope issu du Ca et du K on peut écrire :

$$\text{Calcium : } \left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}, \left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}$$

$$\text{Potassium : } \left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_{K}$$

Les rapport d'interférences utilisés sont les suivants : $\left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca} = 2{,}79\text{x}10^{-4}$; $\left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca} = 7{,}06\text{x}10^{-4}$; $\left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_{K} = 2{,}97\text{x}10^{-2}$.

On obtient enfin le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ qui s'écrit de la manière suivante:

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K} = \frac{\frac{^{40}Ar_T}{^{39}Ar_T} - \left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_A \left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_T + \left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_A \left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca} \left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_T}{\left(1 - \left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca} \left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_T\right)} - \left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_K$$

Dans cette expression la production d'argon 36 par le chlore n'intervient pas mais, elle est prise en compte dans le calcul final.

A. 1.2 Calcul d'erreur.

Le calcul de l'erreur sur l'âge de l'échantillon tient compte d'un certain nombre de facteurs:

1) L'erreur analytique sur le rapport $^{40}Ar/^{39}Ar_K$ qui tient compte de:

- l'erreur sur la valeur mesurée de la discrimination de masse du spectromètre, correspondant à la différence entre le rapport atmosphérique vrai $(^{40}Ar_A/^{36}Ar_A)_V = 295.5$) et du rapport mesuré $(^{40}Ar_A/^{36}Ar_A)_m$. Cette différence s'écrit :

$$(1+e) = \frac{\left(\frac{^{40}Ar_A}{^{36}Ar_A}\right)_v + 3\left(\frac{^{40}Ar_A}{^{36}Ar_A}\right)_m}{4\left(\frac{^{40}Ar_A}{^{36}Ar_A}\right)_m}$$

- L'erreur sur les rapports des sels ou silicates de Ca et K: $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$, $(^{39}Ar/^{37}ar)_{Ca}$ et $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$

2) L'erreur sur la constante de désintégration λ (peu souvent prise en compte) ;

3) L'erreur sur le facteur d'irradiation J

4) L'erreur sur les rapports mesurés

Le calcul d'erreur peu s'exprimer de la manière suivante (Dalrymphe et al., 1981 ; Dalrymphe et Lamphere, 1971) :

$$\sigma_t^2 = \left(\frac{(R_u\sigma_J)^2 + (J\sigma_{Ru})^2}{(\lambda(1+JRu))^2}\right) \qquad (6)$$

Avec t = âge de l'échantillon, J = « monitor flux », a = $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (erreur sur valeur mesurée), λ = erreur sur la constante de désintégration du ^{40}K, Ru = erreur sur la mesure du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$.

Il est à noter qu'une expression plus complète a été proposée par Renne et al., (1998) et Scaillet, (2000):

$$\sigma_t^2 = \left(\frac{(R_u \sigma_J)^2 + (J \sigma_{Ru})^2}{(\lambda(1+JRu))^2} \right) + \left(\frac{\ln(1+JR_u)}{\lambda_2} \sigma_\lambda \right)^2 (7)$$

Cette expression tient compte, en plus de l'expression (4), de l'erreur sur l'âge absolu du moniteur qui peut être de l'ordre de 0,5 à 1,5%. Cela est souvent supérieure à l'erreur obtenue sur le rapport $^{40}Ar/^{39}Ar$ qui est, dans des conditions optimales, de l'ordre de 0,2% (1σ level). Cette erreur est surtout limitée par l'incertitude sur le flux de neutrons, en général de ± 0,2%.

Du point de vue analytique, tous les trois paliers, ou moins si nécessaire, une mesure des blancs de lignes (40, 39, 37, 36) en statique de 3 minutes (durée d'une étape) est effectuée. Ces valeurs sont systématiquement soustraites aux valeurs obtenues pour chaque étape (expérience sur mono-grain par chauffage au laser). Dans la cas d'une expérience sur population de minéraux, des blancs creuset à température correspondante sont soustraits aux mesures. Cette correction est toujours supérieure pour la datation sur population que pour les expériences au laser. Dans le cas de la datation sur mono-grain, ces blancs sont très modestes, souvent de l'ordre de 0,01% du signal à chaque palier et pour chaque isotope.

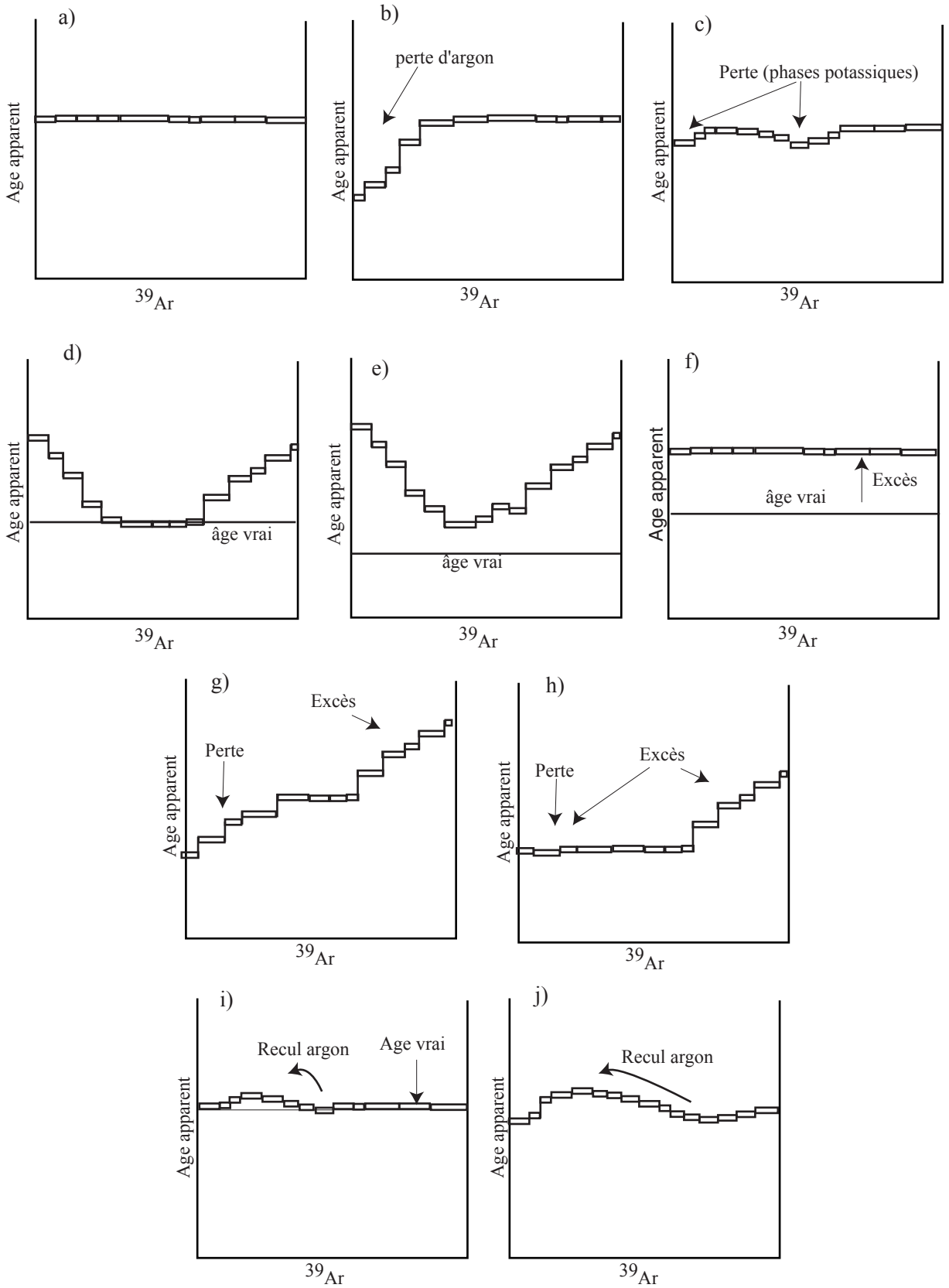
A. 1.3. Interprétation des données obtenues par incréments successifs.

1.3.1 Les spectres d'âges

Le chauffage par paliers successifs permet d'analyser le gaz libéré et de donner un âge à chaque étape de température. Pour les datations sur population (voir protocole expérimental), les températures s'échelonnent de 450 à 1450°C. Pour les datations réalisées sur mono-grain au laser, la température n'est pas connue, mais l'augmentation progressive de celle-ci est indiquée par la puissance du laser et les changements de couleur du minéral. Les résultats sont présentés sur un diagramme ayant pour ordonnée l'âge apparent et en abscisse le pourcentage d'^{39}Ar dégazé par étape. Cette représentation, en plus de donner un âge sur chaque palier, permet de visualiser la distribution de l'argon dans l'échantillon par rapport à la température. Il existe différents types de spectres :

Age plateau (Fig. A. 1.1a) : c'est la cas le plus simple, l'âge est constant sur au moins 70% de l'argon 39 total dégazé. Cet âge représente alors l'âge de fermeture du système isotopique. On parle de distribution d'argon homogène dans l'échantillon.

Fig. A. 1.1 : Spectres d'âges caractéristiques de chauffage par incrément successifs ; a) âge plateau ; b) perte et/ou altération du minérale ; c) Altération par une phase potassique visible à température intermédiaire ; d, e) excès d'argon plus ou moins important, f) excès d'argon indétectable possible pour certains comme la biotite ; g, h) perte et/ou altération et excès d'argon, à basse température compensation excès perte (g) ; i, j) chloritisation de biotite.



Spectre d'âge perturbé : dans certains cas une distribution hétérogène de l'argon dans l'échantillon est dominante, plusieurs cas sont possibles :

- Spectre avec perte d'argon (Fig. A. 1.1b et c) : cela correspond à une perte partielle d'argon 40 et/ou à une altération. Ceci produit des âges plus bas que l'âge de fermeture isotopique. Dans le cas des plagioclases par exemple une sericitisation aura cet effet sur le spectre. Il arrive aussi que la libération des phases potassiques (altération) se fasse à températures intermédiaires (Fig. A. 1.1c).

- Spectre perturbé dû à des excès d'argon (Fig. A. 1.1d) : ce type de spectre correspond à des âges trop hauts à basses et hautes températures par rapport à l'âge de fermeture isotopique donnant un aspect en «selle» au spectre (Dalrymphe et Lamphere, 1969). Cet excès d'argon est généralement attribué à une incorporation d'argon au stade magmatique, soit dans la région source elle-même ou encore pendant la remontée dans la lithosphère. Les âges de moyenne température peuvent néanmoins approcher l'âge de fermeture isotopique si l'excès est faible (Fig. A. 1.1e). Dans le cas des biotites, un excès d'argon éventuel ne sera pas visible car celui-ci est libéré aux mêmes températures que l'argon radiogénique (Fig. A. 1.1f). On obtiendra alors un âge plateau trop vieux.

- Spectres présentant une perte et/ou altération et un excès d'argon : plusieurs cas sont possibles essentiellement dus à l'effet antithétique de l'excès d'argon et de l'altération sur l'âge de l'échantillon (Fig. A. 1.1g, h). Ce cas se présente souvent dans les plagioclases affectées par des excès d'argon.

- Spectres caractéristiques de la chloritisation des biotites (Ruffet et al., 1991) : selon la quantité de chlorite dans la biotite les spectres peuvent être peu (Fig. A. 1.1i) ou très perturbés (Fig. A. 1.1j). Dans tous les cas, le spectre montre des âges de moyennes températures plus bas et plus faibles à hautes températures que l'âge de fermeture isotopique. Ce type de spectre est dû au recul de l'argon durant l'irradiation depuis les feuillets de type biotite sur les feuillets de type chlorite dégazant à températures différentes. Néanmoins, lorsque la chloritisation est

faible, l'âge de fermeture isotopique peu être donné par la seconde partie du spectre (Fig. A. 1.1j).

1.3.2 Spectres $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ par rapport au ^{39}Ar dégazé

Outre les spectres d'âges, il est possible d'avoir une indication sur la composition chimique de certains minéraux (amphiboles, plagioclases) à chaque palier grâce au rapport $^{37}Ar/^{39}Ar$ directement proportionnel à la quantité de calcium et de potassium du minéral ou de la population de minéraux datés. Il est donc possible de savoir si la phase datée est pure (Fig. A. 1.2a) ou si elle présente des inclusions et/ou altérations ou des mélange de phases minérales d'origine diverses (Fig. A. 1.2b). Dans le cas des plagioclases, une altération (séricitisation) donnera une forme particulière au spectre. En effet la séricite est une phase riche en K. Elle abaisse le rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ à basses et moyennes températures (Fig. A. 1.2c, d).

Le rapport existant entre le rapport CaO/K2O mesuré à la sonde électronique et celui mesuré lors des datations est connu pour chaque réacteur. Pour celui du McMaster de l'Université d'Hamilton où nos échantillons ont été irradiés, il est de 1,79 :

$$CaO/K2O = 1{,}79 * (^{37}Ar_{Ca}/\ ^{39}Ar_K).$$

1.3.3 Diagramme de corrélation ou isochrone inverse ($^{36}Ar/^{40}Ar/\ ^{39}Ar/^{40}Ar$) : (Turner, 1971; Roddick et al., 1980).

Dans ce diagramme on utilise le ^{40}Ar comme isotope de référence car il est le plus abondant. L'intercepte de la droite de corrélation sur l'abscisse donne l'âge de l'échantillon (Fig. A. 1.3) alors que l'ordonnée à l'origine correspond au rapport $^{36}Ar/^{40}Ar$ (rapport initial atmosphérique) (Fig. A. 1.3). Lorsque ce schéma simple n'est plus vrai, il est possible d'identifier plusieurs compositions initiales $^{36}Ar/^{40}Ar$ (atmosphérique, excès d'argon) (Fig. A. 1.3). ce type de traitement des données ne fait aucune supposition sur la composition de l'argon non radiogénique, contrairement au spectre d'âge.

Fig. A. 1.2 : spcctres $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ par rapport au ^{39}Ar dégazé caractéristiques d'un minéral pur (a) d'un minéral ou de minéraux altéré(s) ou présentant des inclusions (b) et spectres caractéristiques de la séricitisation d'un plagioclase (c, d).

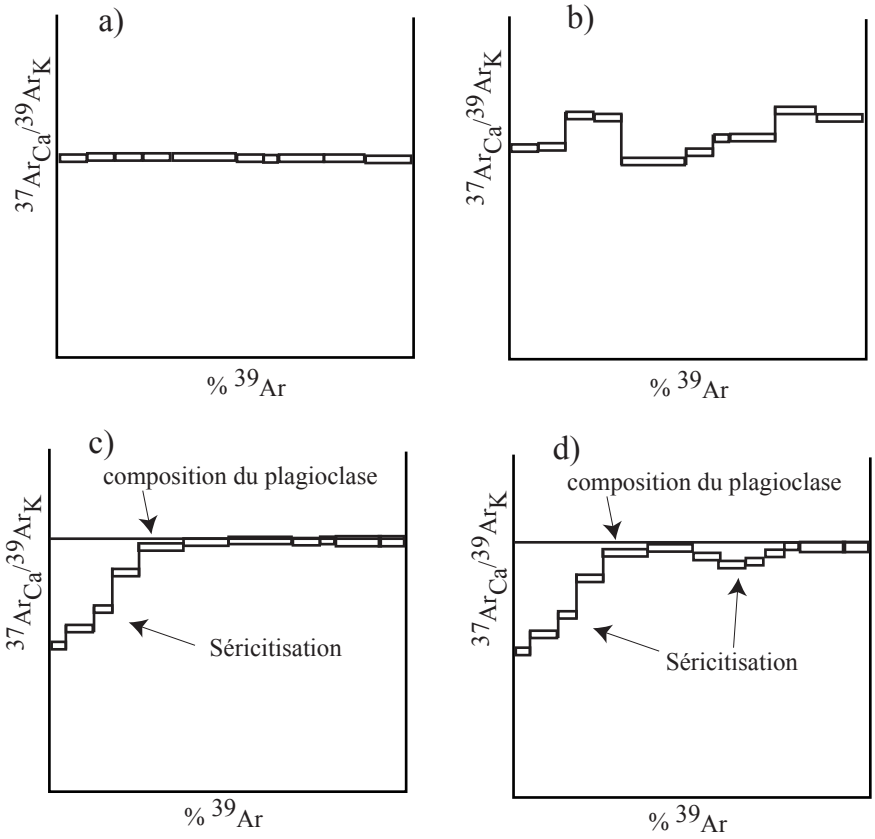
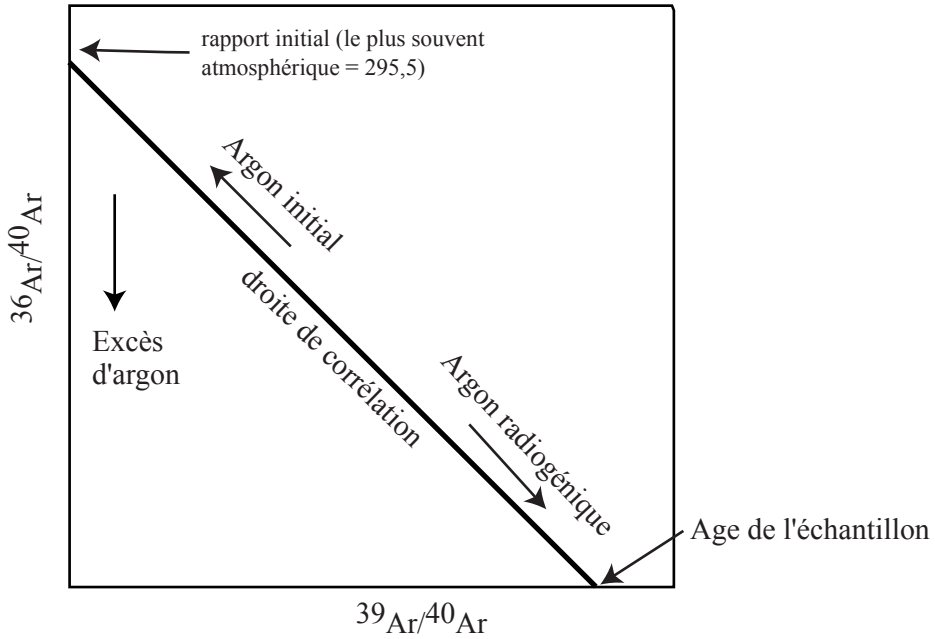


Fig. AI. 1.3 : Diagramme de corrélation (spectres $^{36}Ar/^{40}Ar$ - $^{39}Ar/^{40}Ar$)



AI. 1.4. Fermeture isotopique

Un des avantages de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est qu'il est possible, lorsque la minéralogie d'une roche est propice, de dater différents minéraux de cette roche. Les amphiboles, micas, sanidines, plagioclases etc.. présentent une fermeture isotopique à des températures variables. Dans des conditions favorables, il est donc possible d'avoir accès à une vitesse de refroidissement entre les températures de fermetures isotopiques considérées. C'est la connaissance de la température de fermeture (Tc) des minéraux qui est la principale limitation de l'incertitude sur cette vitesse de refroidissement.

La diffusion de l'argon dans les minéraux silicatés est fonction d'un certain nombre de facteurs aussi bien structurels que chimiques. Nous ne parlerons ici que des facteurs connus ayant une influence sur la Tc (K/Ar) dans les amphiboles (O'Nions et al., 1969 ; Harrison, 1981 ; Berry et McDougall, 1986 ; Onstott et Peacock, 1897 ; Dahl, 1996) et les micas (Harrison et al., 1985; Crove et Harrison, 1994 ; Chuang-Ho et al., 2000).

- les différents facteurs ayant une influençe sur la Tc des Amphiboles sont les suivants:

- Le « Mg ratio »; d'après Dahl (1996) entre Mg# 0-100 une variation de 60° +/- 10° sur la Tc est observée;
- L'encombrement du site A ;
- La quantité de molécules Al-Tchermack ;
- La variation de Fe^{+3}# ;
- La vitesse de refroidissement : une diminution de la vitesse de refroidissement est corrélée avec une augmentation de la diffusion de l'argon ;
- La porosité ionique (Z) variable dans les amphiboles.

- les différents facteurs influençant la Tc des micas:

- Le « Fe ratio » : une augmentation de la quantité de Fe dans le minéral augmente la vitesse de diffusion de l'argon ;
- La vitesse de refroidissement : une diminution de la vitesse de refroidissement est corrélée avec une augmentation de la diffusion de l'argon.

AI. 1.5. Protocole expérimental et appareillage

1.5.1 Datation sur mono-grain

L'appareillage utilisé pour la datation des échantillons de Guyane est présenté figure A. 1.4. Le chauffage de l'échantillon (extraction des gaz) s'est effectué à l'aide de deux types de laser :

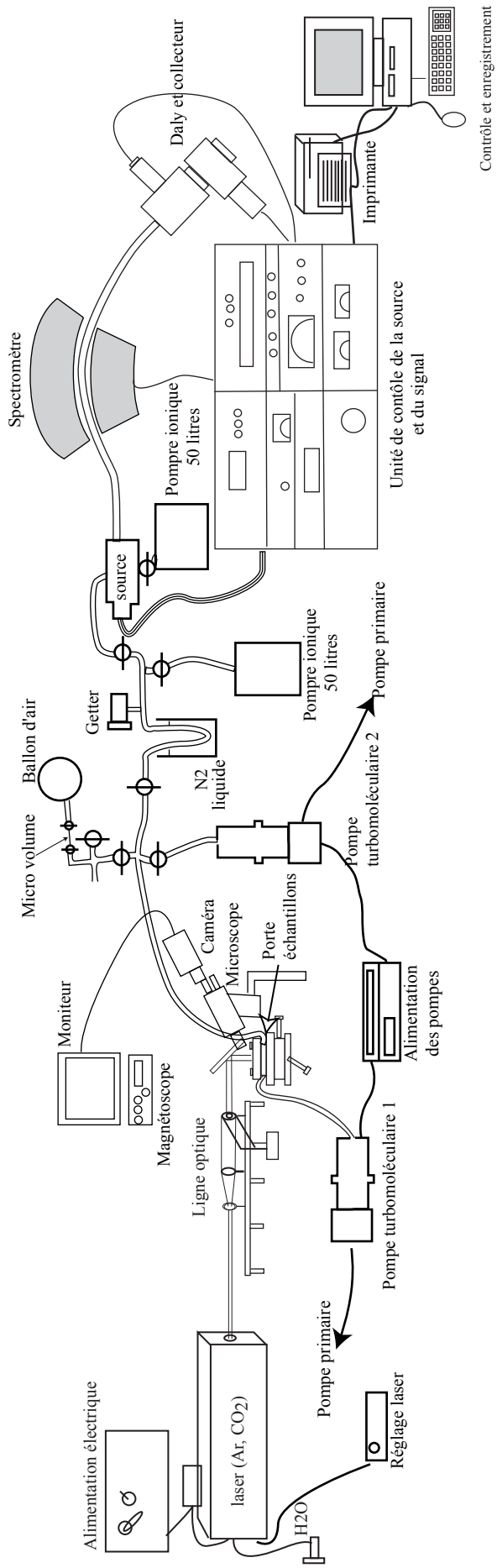
- Un laser avec un tube argon de marque **Coherent Innova** d'une puissance de 5,5 Watts émettant une lumière dans le visible d'une longueur d'onde comprise entre 457,9 à 514,5 mm.
- Un laser à tube CO_2 d'une puissance de 50 Watts de marque **Synrad** produisant une lumière invisible infrarouge.

Le faisceau produit est focalisé sur l'échantillon à l'aide de lentilles et de miroirs (Fig. A. 1.4). L'augmentation progressive de la température de l'échantillon est contrôlée par la puissance du laser et par une caméra vidéo CCD couplée à un moniteur. La puissance du laser est contrôlée par un potentiomètre.

Les échantillons sont placés dans un porte-échantillons avec hublot en pyrex (chauffage par le laser Ar) ou une vitre en ZnS (laser CO_2).

Le gaz extrait des échantillons est analysé à l'aide d'un spectromètre de masse de type VG 3600. Avant son introduction dans le spectromètre, le gaz extrait est purifié dans une ligne en inox à l'aide d'un tube en U plongé dans de l'azote liquide (-180°C) et d'un « getter » de marque SAES GP 10 opérant à 400°C (Fig. A. 1.4). Le spectromètre est constitué par un aimant de 120°C (Fig. A. 1.4) et d'une source de type NIER. Le système d'analyse comprend un collecteur (Cage de Faraday) et un système de détection de type Daly couplé à un photomultiplicateur.

Fig A. 1.4 : Appareillage et ligne utilisés pour la datation sur monograin (laser)



1.5.2 Datation sur population

L'appareillage est présenté Fig. A. 1.5. L'extraction du gaz est obtenu par chauffage de l'échantillon dans un creuset en tantale ou Molybdène se trouvant au centre d'un four haute Fréquence prototype dont un schéma est donné figure A. 1.6. Ce creuset et le four sont équipés d'un système de refroidissement à eau. Le creuset est chauffé par induction à haute fréquence. Avant l'introduction dans le spectromètre, le gaz extrait passe dans une ligne séparée en deux parties par une vanne (Fig. A. 1.5):

- Partie A (purification): équipée d'un tube en U plongé dans l'azote liquide (180°C) ou d'un mélange chlorure de méthyle/ Na liquide (-90°C) et d'un getter GP50 SAES fonctionnant à 400°C ;

- Partie B (détente et purification) : équipée d'un getter identique complétant la purification.

Le spectromètre de masse est constitué d'un aimant de 120°, d'une source Baur Sigter GS 98. Le système d'analyse est constitué par un photomultiplicateur d'électron et d'une cage de Faraday (Fig. A. 1.5).

Les blancs creusets sont effectués par étapes de température, chaque 2 à 4 échantillons.

Pour les deux types de ligne laser ou population, Le rapport atmosphérique est mesuré sur un micro volume d'air calibré introduit dans la ligne grâce a un système de prise d'air (Figs. A. 1.3 et 1.5. Ce rapport atmosphérique mesuré (m) permet de calculer la discrimination de masse du spectromètre qui s'exprime par la relation suivante :

$$(1+e) = \frac{\left(\frac{^{40}Ar_A}{^{36}Ar_A}\right)_v + 3\left(\frac{^{40}Ar_A}{^{36}Ar_A}\right)_m}{4\left(\frac{^{40}Ar_A}{^{36}Ar_A}\right)_m}$$

Avec (1+e) : discrimination de masse du spectromètre ; $(^{40}Ar_A/^{36}Ar_A)_v$: rapport atmosphérique vrai (295,5)

Fig A. 1.5 : Appareillage et ligne utilisés pour la datation sur population de minéraux

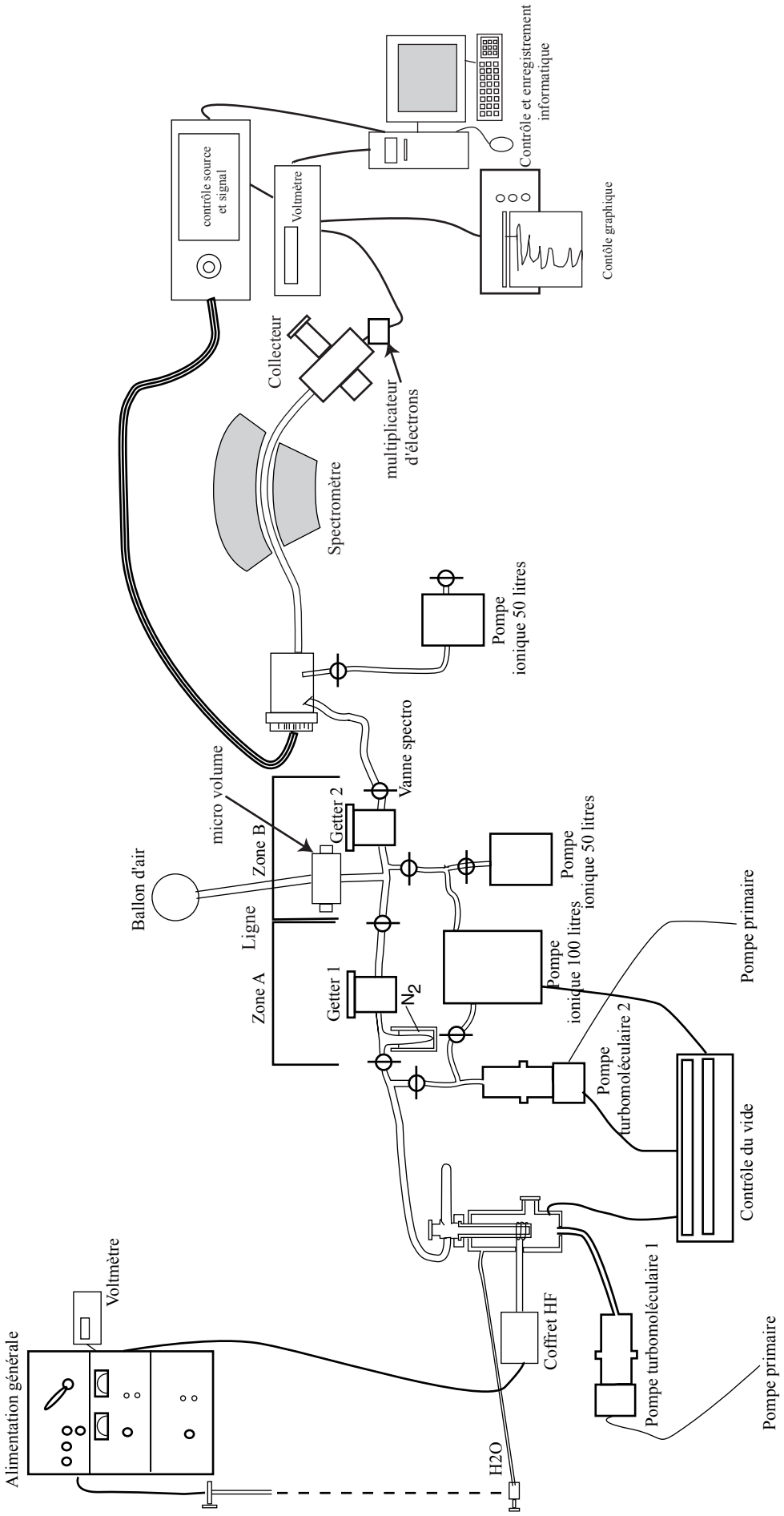
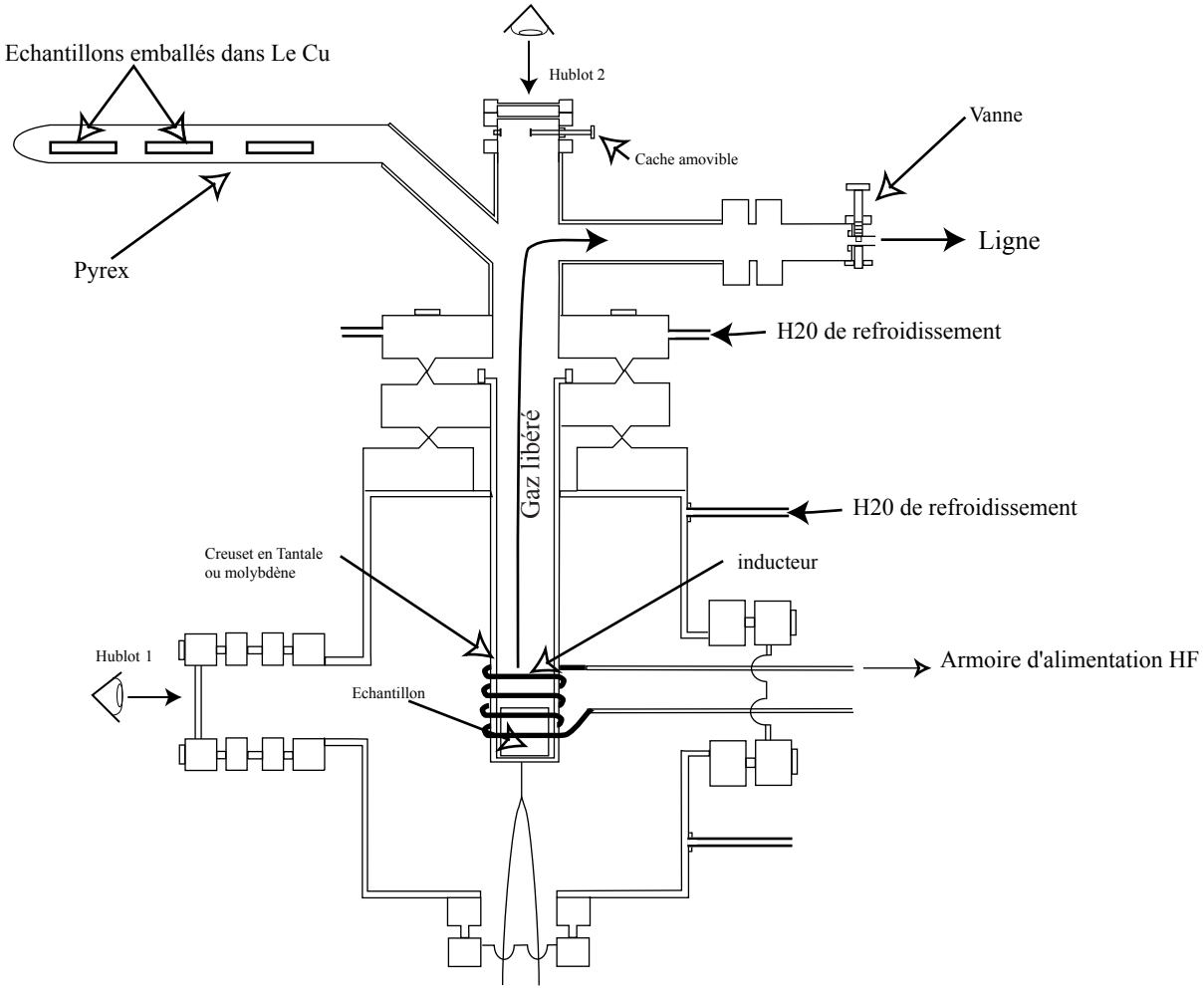


Fig. A. 1.6 : Four prototype à induction utilisé pour le chauffage de population de minéraux



A. 2. Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM): fondements et méthodologie

A. 2.1. Susceptibilité magnétique et anisotropie :

La susceptibilité magnétique K est une grandeur liée à l'intensité d'aimantation J et au champ magnétique H :

$$M = KH = K\frac{B}{\mu_0}$$

M et H sont exprimés en A/m, B est le champ magnétique en Tesla (T) et μ_0 la perméabilité (4π X 10^{-7} henry/m).

La susceptibilité magnétique reflète la facilité que possède un corps à s'aimanter. Cette susceptibilité est négative pour les minéraux diamagnétiques et le champ produit est opposé à la direction du champ extérieur, de l'ordre de 10^{-5} SI. Pour les minéraux paramagnétiques communs dans les roches, la susceptibilité est positive et comprise entre 10^{-2} à 10^{-4} SI. Les minéraux ferromagnétiques ont une susceptibilité plus forte. La susceptibilité K n'a pas la même valeur dans toutes les directions de l'espace. En champ faible, la susceptibilité peut être comparée à un tenseur représenté sous la forme d'un ellipsoïde dont les trois axes sont $K_1>K_2>K_3$.

Les roches contenant une grande variété de minéraux aussi bien diamagnétiques, paramagnétiques que ferromagnétiques, contribuent à la susceptibilité totale et donc à l'anisotropie de cette susceptibilité. Dans le cas ou la quantité de minéraux ferromagnétiques *s.l.* est supérieure à 0,1% du volume total de la roche, la susceptibilité et donc l'ASM sont dominées par ceux-ci (Tarling et Hrouda, 1993). Dans le cas où il n'y a pas de minéraux ferromagnétiques *s.l.* ce sont les minéraux paramagnétiques qui jouent le rôle prépondérant. La mesure de la susceptibilité volumique est un bon moyen pour connaître la participation des différents minéraux. (e.g. une roche ayant une susceptibilité supérieure à 5 X10^{-3} SI aura sa

susceptibilité et son anisotropie contrôlée par les minéraux ferromagnétiques. Une roche présentant une susceptibilité inférieure à 5 X 10^{-4} SI aura sa susceptibilité contrôlée par les minéraux paramagnétiques qui joueront le rôle prépondérant.

Depuis une vingtaine d'années l'étude de l'ASM s'est beaucoup développée dans de multiples domaines (e.g. tectonique, sédimentologie, domaine pétrolier).

A. 2.2. Paramètres de l'ASM, représentation graphique et fabriques magnétiques.

Un certain nombre de paramètres permet de définir la fabrique magnétique et la forme de l'ellipsoïde. P' est le degré d'anisotropie corrigé (Jelinek, 1981), L est la linéation (ref), F est la foliation et T le paramètre de forme variant de –1 (aplatissement) à +1 (allongement) (Jelinek, 1981).

Les trois axes sont représentés sur une projection stéréographique de Schmitt (hémisphère inférieur). L'axe de susceptibilité maximum K_{max} (linéation magnétique) est représenté par un carré plein, K_{int}, l'axe intermédiaire, par un triangle plein dirigé vers le haut et K_{min} (foliation magnétique) par un cercle plein (Fig. A. 2.1). Les trois cas extrêmes d'ellipsoïde, triaxiale, constriction et aplatissement sont représentés dans la figure A. 2.1. Selon la nature des roches étudiées, i.e. sédimentaires, volcaniques, plutoniques, il existe des fabriques magnétiques particulières. Les principales fabriques dans les roches sédimentaires et les dykes sont présentés dans la figure A. 2.2. Pour les roches plutoniques les fabriques magnétiques rencontrées sont multiples et fonction des contraintes tectoniques régionales et/ou locales, de la position spatiale de l'échantillon dans la pluton, de la nature et de la composition de la roche et de son mode d'emplacement (Bouchez et al., 1997).

Les mesures sont réalisées à l'aide d'un Kappabridge magnétomètre (KLY-3S) de marque AGICO. Les échantillons sont mesurés sur trois positions.

2.2.1 Particularités des fabriques sédimentaires,

La fabrique sédimentaire correspond en général à une faible anisotropie (P'<1,05) et est caractérisée par un plan de foliation magnétique parallèle à la stratification (Fig. A. 2.2a). Une obliquité de la foliation magnétique peut être observée lorsque des stratifications entrecroisées existent. Lorsque la fabrique montre une linéation magnétique, cela reflète en général une direction de courant (Fig. A. 2.2b ; Rees, 1965).

Fig. A. 2.1 : Directions des axes principaux de l'anisotropie représentées sur une projection stéréographique, a) ellipsoïde triaxial ; b) ellipsoïde prolate ; c) ellipsoïde oblate (d'après Tarling et Hrouda, 1993).

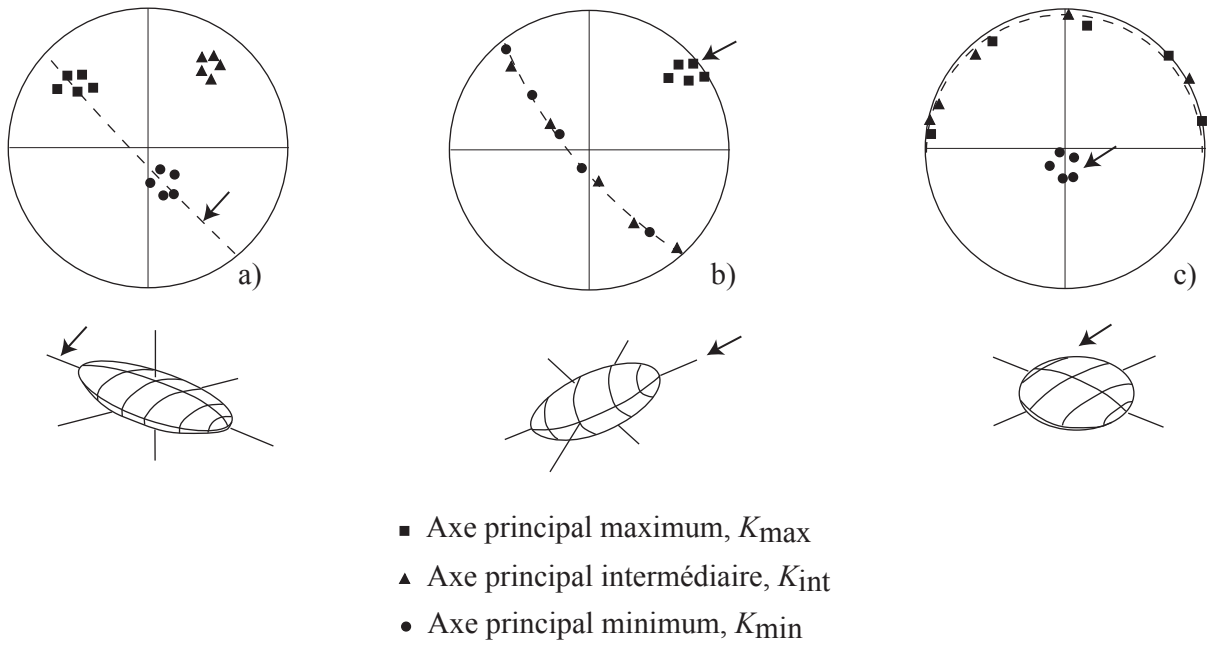
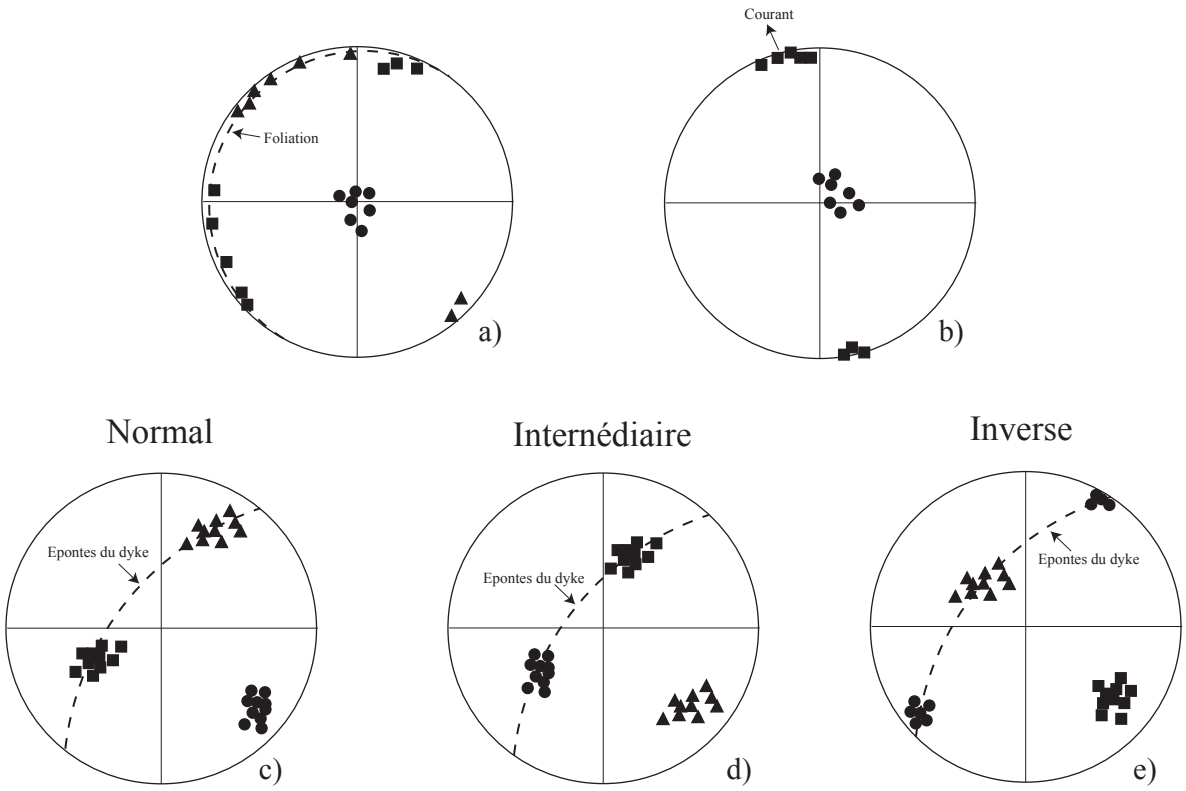


Fig. A. 2.2 : a) et b) fabriques sédimentaires ; c, d, e) fabriques caractéristiques des dykes (d'après Rochette, 1992)



Il est aussi montré que dans les chaînes plissées, des sédiments apparemment non déformés peuvent avoir une linéation magnétique d'origine tectonique (Lee et al., 1990).

2.2.2 Les fabriques magnétiques des dykes.

Dans les dykes le degré d'anisotropie est faible (P'<1,08) et la fabrique magmatique est généralement contemporaine de l'écoulement avec une foliation magnétique parallèle au plan du dyke (type normal, Fig. A. 2.2c, Rochette, 1992). Lorsque la foliation magnétique est parallèle au plan du dyke la linéation magnétique peut être interprétée comme un écoulement (Knight et Walker, 1988). Deux autre types de fabriques sont reconnues dans les dykes (fabrique de type intermédiaire et fabrique de type inverse, Figs. A. 2.2d et e). La fabrique de type intermédiaire est interprétée dans la littérature de plusieurs façons : 1) la présence de minéraux ferromagnétiques mono-domaines (Rochette, 1992 ; Aubourg, 1995) ; 2) comme le résultat de contraintes tectoniques à haute température (Ellwood, 1978) ; 3) la compaction de la colonne magmatique statique (Park et al., 1988). Enfin la fabrique de type inverse est attribué à des phénomènes secondaires, hydrothermalisme, présence de particules mono-domaines (Stephenson et al., 1986). Ces phénomènes induisent une inversion entre l'axe maximum (K_1) et minimum(K_3).