

Thèse en co-tutelle

Présentée

devant l'Université Paul Sabatier de Toulouse (Sciences)

et l'Universidade Federal da Bahia

en vue de l'obtention du

Doctorat

Spécialité: Pétrophysique et Tectonique

par Hosanira SANTOS DO NASCIMENTO

***ÉTUDE GÉOLOGIQUE, MAGNÉTIQUE
ET PALEOMAGNÉTIQUE DE GRANITOÏDES
DU BLOC DE SERRINHA
(CRATON DE SÃO FRANCISCO, BAHIA, BRÉSIL)***

Soutenue le 29/10/2004 devant la commission d'examen:

J.L. BOUCHEZ	Professeur à l'Université de Toulouse	Directeur de Thèse
M.J. CRUZ	Maître de Conférence à l'Univ. de Bahia (Président)	Co-directeur
P. SABATE	Directeur de Recherche, IRD-Brésil (co-Président)	Examineur
A. VAUCHEZ	Maître de Conférence à l'Université de Montpellier	Rapporteur
H. CONCEIÇÃO	Professeur à l'Université de Bahia	Rapporteur
R.I.F. TRINDADE	Maître de Conférence à l'Université de São Paulo	Examineur

Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências - UFBA
Rua Barão de Geremoabo 40170-020 Salvador-BAHIA
Laboratoire de Mécanismes et Transferts en Géologie - UMR 5563
14 avenue Edouard Belin 31400 TOULOUSE

REMERCIEMENTS

Je tiens tout particulièrement à remercier l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement), le CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nivel Superior), la CVRD (Companhia Vale do Rio Doce), le LMTG (Laboratoire des Mécanismes et des Transferts en Géologie, UMR 5563, CNRS), l'UPS (Université Paul-Sabatier) et le CPGG (Pos-Graduação em Geologia) de l'IGEO (Universidade Federal da Bahia), qui chacun de son côté, a permis la réalisation matérielle de cette thèse.

Je remercie tout particulièrement Pierre Sabaté (Directeur IRD-Brésil) pour son soutien, sa patience, sa confiance et son amitié, ainsi que le Professeur Jean Luc Bouchez (merci *Mr Bouchez*) d'avoir accepté de diriger cette thèse, pour son accueil, pour son dynamisme, ses conseils et sa constante bonne humeur, qui ont rendu ces trois années à Toulouse agréables et productives. Merci aussi, bien sûr, à Manuel Jerônimo Cruz pour avoir accepté de co-diriger cette thèse, pour son intérêt, sa patience et pour son travail pour finalement obtenir la signature de la co-tutelle.

Toute ma gratitude va à Anne Nédélec pour son soutien, son amitié et ses précieux avis sur mes résultats. Je remercie Gérard Héral pour l'accueil au sein de l'équipe IRD du LMTG à Toulouse, pour son soutien et son aide. Dans l'équipe de Toulouse je remercie Michel de Saint Blanquat, Philippe Olivier, Gérard Gleizes, Pierre Lespinasse, Christiane Hester Cavaré, Franck Poitrasson, Fabienne et Philippe de Parseval, Jean-François Mena, Colette Bazin ainsi que les étudiants Thierry Mintsa, Guillaume Habert et Lionel Esteban pour l'accueil qui m'ont fait au Laboratoire. Merci bien sûr à Roberto Siqueira pour les interminables heures qu'il a passées avec moi, à me transmettre ses immenses connaissances en magnétisme des roches et en informatique. Merci aussi à Nestor Vegas, Matias Salvarrhedy, Seta Naba, Claire, Manu et Dominic.

Du côté de Salvador, je remercie Herbert Conceição pour ses conseils prodigués avec simplicité à chaque fois que je suis passée à l'UFBA, et pour avoir bien voulu participer au Jury de cette thèse. Je remercie Maria de Lourdes Rosa, Débora Rios et Basílio Cruz Filho pour leur soutien et leur aide, ainsi que le Colegiado de la Pos-Graduação em Geologia (IGEO-UFBA), son coordonateur, Johildo Barbosa, et son secrétaire, Gilzélío Nascimento.

Enfin, je remercie mes parents (Josias Almeida do Nascimento et Maria das Mercês Santos do Nascimento), mes frères (Ney et Oséas) et sœurs (Nete, Néa, Hosana) pour tout le soutien qu'ils m'ont toujours donné à tous mes projets personnels et professionnels. Un remerciement spécial à la famille Paneri, ma famille adoptive en France, pour sa gentillesse et son soutien. A Stéphane pour sa patience, son amour, son soutien, pour les corrections et organisation du manuscrit, et pour supporter mes larmes et mon stress. A Adriane Fischer, pour son amitié, sa joie de vivre et son soutien. Merci à Ricardo Trindade pour être comme il est, pour son aide, ses corrections et avis, son aide et sa présence au Jury. Je remercie les amis de Toulouse: Olivier, Pascal, Philippe, Laurence Gereys (ma belle amie ardéchoise), Philippe Boudoncle, Jean do Carmo, et spécialement Franck Ribard (mon bel ami franco-brésilien) qui m'a fait gentiment partager ses amis à Toulouse.

Je remercie tous mes collègues et amis qui ont travaillé comme moi à la mine de Fazenda Brasileiro et qui m'ont beaucoup aidé et soutenue, en particulier: Carlos Maurício Assis, Francisco Gomes, Mauricio Góes, Paulo Orlandi, Roberto Albuquerque, Gilberto Silva, Carlos Roberto Gadelha, Luciana Oliveira, Gustavo Oliveira, Marcelo Henrique Silva, José Carlos Coité, José Matos (Bode), Mário. Je remercie tous les «sertanejos» de la région de Teofilândia-Serrinha-Barrocas pour leur aide et leur curiosité naturelle. Je remercie mes amis Joao José Santos Costa, Vanilde Ribeiro (in memoria), Juremi do Carmo da Silva, Gilvane Ferreira Lima (et sa famille), Tatiana Souza (et sa famille), Karen Pires (et sa famille), Conceição de Cristo, Rommulo Conceição et toutes les personnes qui m'ont supportée et m'ont fait confiance.

Je remercie les membres du Jury pour l'honneur qu'ils me font de participer à cette soutenance. Merci et mes excuses à toutes les autres personnes dont j'aurais, par inadvertance, omis ici de signaler le soutien... Merci à tous.

TABLE DE MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	5
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
INTRODUCTION.....	8
CHAPITRE 1 - Contexte Géologique.....	11
1.1 Géologie du craton de São Francisco.....	11
1.2 Géologie du Bloc de Serrinha.....	12
1.2.1 Les terrains métamorphiques archéens.....	12
1.2.2 Les ceintures de roches vertes.....	13
1.2.3 Les granitoïdes.....	14
1.2.4 Déformation et Métamorphisme.....	16
1.2.5 Contexte géotectonique.....	16
CHAPITRE 2 - Théorie du Magnétisme des Roches.....	19
2.1 Principes du magnétisme.....	19
2.1.1 Champ magnétique, aimantation rémanente et induite.....	19
2.1.2 Les comportements magnétiques.....	19
2.1.3 Hystérésis.....	22
2.2 Les minéraux magnétiques des roches.....	23
2.2.1 Minéraux paramagnétiques et diamagnétiques.....	23
2.2.2 Les minéraux ferromagnétiques.....	23
2.2.2.1 Les titanomagnétites.....	25
2.2.2.2 Les titanohématites.....	25
2.2.2.3 Les sulfures et oxy -hydroxydes de fer.....	26
2.3 Théorie physique du magnétisme des roches.....	27
2.3.1 Les domaines magnétiques.....	27
2.3.2 Relaxation magnétique et super-paramagnétisme.....	29
2.3.3 Les grains pseudo-monodomaine et la taille critique des grains.....	30
2.3.4 Les différents types d'acquisition d'une aimantation.....	32
2.4 Eléments de paléomagnétisme.....	34
2.4.1 Le champ magnétique terrestre (CMT).....	34
2.4.2 Origine du champ magnétique terrestre.....	34
2.4.3 Variations temporelles du champ magnétique terrestre.....	35
2.4.4 Modèle du dipôle axial géocentrique.....	36
2.4.5 Intensité et paléointensité du champ magnétique terrestre.....	37
2.5 Susceptibilité et anisotropie de susceptibilité magnétique.....	38
2.5.1 Anisotropie magnétique des minéraux.....	39
2.5.2 Anisotropie magnétique de granites.....	39
2.5.3 Les paramètres de l'ASM.....	40
2.6 L'anisotropie d'aimantation rémanente (AAR).....	40
CHAPITRE 3 - Techniques et Méthodes Magnétiques.....	42
3.1 Prélèvement et préparation des échantillons.....	42
3.2 Appareils utilisés.....	43
3.3 Mesures d'anisotropie.....	47
3.4 Mesures de rémanence.....	47
3.4.1 Désaimantation progressive.....	47
3.4.1.1 Désaimantation par champ alternatif (AF).....	47
3.4.1.2 Désaimantation thermique.....	48
3.4.1.3 Désaimantation chimique.....	48
3.4.2 – Présentation des données de désaimantation.....	48
3.4.3 Analyse du composant principal.....	51
3.4.4 L'analyse des cercles de réaimantation.....	52
3.4.5 Méthodes statistiques.....	54
3.4.5.1 La Distribution de Fisher.....	54
3.4.5.2 Les différentes erreurs sur la mesure.....	56
3.4.5.3 Calcul des pôles paléomagnétiques et leurs erreurs.....	57
3.5 – Identification de Minéraux Magnétiques et de Tailles de Grains.....	58
3.5.1 Les Courbes K(T).....	58

3.5.2 Hystérésis et la taille de grains magnétiques	60
CHAPITRE 4 - Géologie de la Région de Teofilândia.....	64
4.1 Historique et cadre géologique	64
4.1.1 Le district aurifère de Fazenda Brasileiro	65
4.2 Pétrologie de la région de Teofilândia	67
4.2.1 Pétrographie	67
4.2.1.1 Les granodiorites de Teofilândia	67
4.2.1.2 La trondhémite de Barrocas	68
4.2.1.3 Le granite de Santa Rosa.....	69
4.2.1.4 Les gneiss.....	69
4.2.2 Minéralogie	70
4.2.2.1 Plagioclases.....	70
4.2.2.2 Amphiboles	70
4.2.2.3 Biotites	75
4.2.3 Géochimie	78
4.2.3.1 Éléments majeurs	78
4.2.3.2 Éléments mineurs	81
4.2.4 Pétrogenèse.....	85
4.2.5 Discussion de la pétrologie de la région de Teofilândia	86
4.3 Microstructures et Données magnétiques de la Région de Teofilândia	89
4.3.1 Microstructures	89
4.3.1.1 Principaux types de microstructures.....	89
4.3.1.2 Microstructures magmatiques.....	89
4.3.1.3 Microstructures orthogneissiques.....	94
4.3.1.4 Microstructures mylonitiques	94
4.3.2 Données magnétiques	95
4.3.2.1 Minéralogie magnétique.....	95
4.3.2.2 Magnitudes de la susceptibilité magnétique et anisotropies.....	97
4.3.2.3 Foliations et linéations magnétiques.....	102
4.3.2.4 Comparaison des microstructures et des fabriques magnétiques.....	102
4.3.2.5 Discussion des microstructures, fabriques magnétiques et données de pression de la région de Teofilândia.....	104
CHAPITRE 5 - Autres Granitoïdes du Bloc de Serrinha	109
5.1 Cadre géologique.....	109
5.1.1 Granitoïdes pré-tectoniques TTG-calco-alkalins	109
5.1.2 Granitoïdes tardi- à post-tectoniques sub-alkalins à alcalins	113
5.2 Minéralogie	114
5.2.1 Plagioclases	114
5.2.2 Amphiboles.....	114
5.2.4 Biotites	118
5.3 Microstructures	118
5.4 Données magnétiques	123
5.4.1 Minéralogie magnétique.....	123
5.4.2 Susceptibilité et anisotropie magnétiques	125
5.4.3 Foliations et linéations magnétiques	125
5.4.4 Comparaison des microstructures et des fabriques.....	131
5.4.5 Discussion des microstructures, fabriques magnétiques et données de pression et intégration avec les données de la région de Teofilândia	131
CHAPITRE 6: Paléomagnétisme	134
6.1 Introduction	134
6.2 Étude paléomagnétique des granitoïdes du bloc Serrinha.....	134
6.3 Article soumis	138
CHAPITRE 7 - Discussions.....	161
7.2 Reconstruction de l'histoire tectonique.....	161
7.4 Croissance de la croûte à 2,1 Ga dans le bloc de Serrinha	163
7.5 Étude paléomagnétique de la région de Teofilândia	164
CHAPITRE 8 - Conclusions.....	168
ANNEXES	169
Références bibliographiques	227

RÉSUMÉ

Cette étude concerne le décryptage des événements successifs enregistrés dans les granitoïdes d'âges compris entre 2,16 et 2,07 Ga qui forment le bloc de Serrinha, craton de São Francisco, Bahia, Brésil. Ce bloc forme une dorsale de direction NS qui tourne brusquement vers la direction EW dans sa portion sud où se trouve la région de Teofilândia. Cette région, caractérisée par une association de roches volcano-sédimentaires, de granitoïdes et de gneiss, héberge le district aurifère de Fazenda Brasileiro dont les minéralisations sont contrôlées par les structures EW. Pour démêler l'histoire polyphasée de ces roches nous avons réalisé des études de leurs microstructures, de leurs fabriques magnétiques et minérales, de leur minéralogie, de leur géochimie et de leur paléomagnétisme.

Les événements magmatiques liés à l'orogénèse transamazonienne sont représentés par deux épisodes plutoniques paléoprotérozoïques identifiés dans le Sud du bloc de Serrinha. D'abord un magmatisme (TTG)-calco-alcalin juvénile dans un contexte d'arc, représenté par la granodiorite de Teofilândia et la trondhjémite de Barrocas (2,13 Ga), et ensuite un magmatisme plus tardif ferro-potassique alcalin représenté par le granite de Santa Rosa (2,07 Ga). On suggère que les granitoïdes (TTG)-calco-alcalins de la région de Teofilândia et du bloc de Serrinha sont semblables aux granitoïdes birimiens juvéniles de l'Afrique de l'Ouest.

L'existence de trois événements tectoniques paléoprotérozoïques dans le bloc de Serrinha a été démontrée à partir de l'étude systématique des fabriques magnétiques et des microstructures des granitoïdes, alliée aux données isotopiques et de pression. Le premier, D1, caractérisé à partir de l'identification d'un cœur granitique qui conserve sa structure magmatique NS originale dans les granitoïdes calco-alcalins, est probablement contemporain de l'arc magmatique qui a borné la limite ouest du bloc de Serrinha. Le second, D2, identifié par ses structures HT-orthogneissiques, de direction EW dans la région de Teofilândia, est attribué à l'accrétion du bloc de Serrinha à la frontière est du craton de São Francisco. Enfin, l'événement D3 plus local, de direction EW, qui a fonctionné à plus basse température (faciès schistes verts), en présence de fluides, est responsable des minéralisations aurifères. Il marque la fin de l'orogénèse transamazonienne dans la région de Teofilândia.

On propose un pôle paléomagnétique (Long=314°E, Lat=1°N; $dp=16,3$, $dm=16,6$) d'âge 2.080 ± 17 Ma pour cette partie du craton Congo-São Francisco. Les données indiquent que l'aimantation a été acquise juste après le maximum thermique du métamorphisme de faciès amphibolite correspondant à l'événement D2. Ce pôle paléomagnétique, une fois comparé aux pôles obtenus par d'autres auteurs pour le craton Congo-São Francisco, indique que ce bloc n'était pas réuni aux cratons Amazonia et Ouest-Afrique pendant le Paléoprotérozoïque.

L'étude pétrologique, la compilation des données isotopiques existantes, et les observations structurales mènent à une synthèse du cycle transamazonien dans le bloc de Serrinha. L'orogénèse transamazonienne et le plutonisme associé sont, au Brésil et en Afrique Centrale, contemporains de l'intense activité magmatique identifiée en Afrique de l'Ouest. Ils sont la conséquence d'un super-événement du manteau vers 2,1 Ga. Les données paléomagnétiques indiquent que cette activité, responsable de la grande quantité de croûte juvénile paléoprotérozoïque présente sur ces cratons, est indépendante de leur position dans le globe.

RESUMO

Este estudo refere-se a identificação dos eventos sucessivos registados em granitóides de idades compreendidas entre 2,16 e 2,07 Ga que formam o Bloco Serrinha, cráton do São Francisco, Bahia, Brasil. Este bloco forma uma dorsal de direcção NS que rotaciona bruscamente para a direcção EW na sua porção sul onde encontra-se a região de Teofilândia. Esta região, caracterizada por uma associação de rochas vulcano-sedimentares, granitóides e gnaisses, hospeda o distrito aurífero de Fazenda Brasileiro cujas mineralizações são controladas pelas estruturas EW. Para desvendar a história polifásica dessas rochas foram realizados estudos de microestrutura, tramas magnéticas e minerais, mineralogia, geoquímica e paleomagnetismo.

Os eventos magmáticos ligados à Orogênese Transamazônica são representados por dois episódios plutônicos paleoproterozóicos identificados no sul do Bloco Serrinha. Primeiro um magmatismo (TTG)-cálcio-alcálico juvenil num contexto de arco, representado pelo granodiorito Teofilândia e pelo trondhjemitó Barrocas (2,13 Ga), e em seguida um magmatismo mais tardio ferropotássico alcálico representado pelo granito Santa Rosa (2,07 Ga). Sugere-se que os granitóides (TTG)-cálcio-alcálicos da região de Teofilândia e do Bloco Serrinha sejam semelhantes aos granitóides birimianos juvenis do Oeste da África.

A existência de três eventos tectónicos paleoproterozóicos no Bloco Serrinha foi demonstrada a partir do estudo sistemático das tramas magnéticas e microestruturas dos granitóides, combinado a dados isotópicos e de pressão. O primeiro, D1, caracterizado a partir da identificação de um núcleo granítico que conserva a sua estrutura magmática NS original nos granitóides cálcio-alcálicos, é provavelmente contemporâneo do arco magmático localizado no limite ocidental do Bloco Serrinha. O segundo, D2, identificado pelas suas pervasivas estruturas ortognáissicas de alta temperatura, de direcção EW na região de Teofilândia, é atribuído à colisão entre o Bloco Serrinha e a fronteira leste do Cráton do São Francisco. Enfim, o evento D3 mais localizado, de direcção EW, que ocorreu à baixa temperatura (Fácies Xisto Verde), em presença de fluidos, é responsável pelas mineralizações auríferas. Ele marca o fim da orogênese transamazônica na região de Teofilândia.

Propõe-se um pólo paleomagnético (Long=314°E, Lat=1°N; $dp=16,3$, $dm=16,6$) de idade 2.080 ± 17 Ma para o cráton do Congo-São Francisco. Os dados indicam que a magnetização remanente foi adquirida exatamente após o pico térmico do metamorfismo na Fácies Anfíbolito, que corresponde ao evento D2. Este pólo paleomagnético, uma vez comparado com os pólos obtidos por outros autores para o Cráton do Congo-São Francisco, indica que este bloco não estava amalgamado com os crátons Amazônico e Oeste Africano durante o Paleoproterozóico.

O estudo petrológico, a compilação dos dados isotópicos existentes, e as observações estruturais conduzem à uma síntese do Transamazônico no Bloco Serrinha. A Orogênese Transamazônica e o plutonismo associado são, no Brasil e na África Central, contemporâneos da intensa atividade magmática identificada no Oeste da África. Eles são a consequência de um super-evento do manto à 2,1 Ga. Os dados paleomagnéticos indicam que esta atividade, responsável da grande quantidade de crosta juvenil paleoproterozóica presente nestes cratons, é independente de suas posições no globo.

ABSTRACT

This study aims at decoding the successive events that are recorded in the Palaeoproterozoic granitoids of the Serrinha block, São Francisco craton (Bahia, Brazil), that are age-dated between 2.16 and 2.07 Ga (Transamazonian orogeny). This block forms a NS-directed ridge, which rotates abruptly towards EW in its southern part where the Teofilândia area is located. This area is characterized by volcano-sedimentary formations that are associated with granitic and gneissic rocks. It hosts the Fazenda Brasileiro gold mine whose mineralization is controlled by the EW-trending structures. The polyphase history of these rocks has been unraveled through studies of their microstructures, magnetic and mineral fabrics, mineralogy, geochemistry and paleomagnetism.

The magmatic events related to the Transamazonian orogeny are represented by two plutonic episodes that were identified in the south of the Serrinha block. A former juvenile arc-related calc-alkaline (TTG) magmatism, very similar to the juvenile Birimian granitoids of West Africa, is represented by the Teofilândia granodiorite and the Barrocas trondhjemite (2.13 Ga). A late subalkaline ferro-potassic magmatism is represented by the Santa Rosa granite (2.07 Ga).

Three Paleoproterozoic tectonic events were identified in the Serrinha block granitoids from the systematic study of magnetic fabrics and microstructures, together with the isotopic and pressure data. The first event, D1, is characterized from the identification of a granitic core which preserves its original NS magmatic fabric. This magmatic activity and fabric is attributed to the magmatic arc that bordered the western limit of the Serrinha block. The second event, D2, identified by its pervasive HT-orthogneissic structures, EW-directed in the Teofilândia area, is attributed to the accretion of the Serrinha block at the eastern border of the São Francisco craton. The more local D3 event took place at lower temperature, in presence of fluids, at greenschist facies conditions. It marks the end of the Transamazonian orogeny in the area.

A paleomagnetic pole (Long = 314°E, Lat = 1°N; $dp = 16.3$, $dm = 16.6$) for the Congo-São Francisco craton at $2,080 \pm 17$ Ma is proposed. Our data indicate that the magnetization was acquired after the climax of the amphibolite facies metamorphism, related to the high-T gneissic deformation event D2. This pole, together with the poles obtained by other authors in the Congo-São Francisco craton, indicates that the Serrinha block was not assembled with Amazon and West-Africa cratons in the Paleoproterozoic times.

The petrological study, along with the compilation of existing isotopic data and the structural observations lead to a synthesis of the Transamazonian cycle in the Serrinha block. The Transamazonian orogeny and associated plutonism in Brazil and Central Africa is coeval with an intense magmatic activity in West Africa, as a consequence of a mantle supervent around 2.1 Ga. This mantle activity was responsible for the large amount of Paleoproterozoic juvenile crust that is present in these cratons irrespective of their position in the globe.

INTRODUCTION

L'origine de cette thèse est l'étude du district aurifère de Fazenda Brasileiro dans la région de Teofilândia (Nord-Est de l'Etat de Bahia, Brésil). Celui-ci appartient au bloc de Serrinha, l'un des segments continentaux participant à la mosaïque du craton São Francisco. Outre quelques reliques de terrains archéens repris dans l'orogénèse transamazonienne ($\cong 2,0$ Ga), ce bloc est caractérisé par une association de granites et de ceintures de roches vertes d'âge paléoprotérozoïque (ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru). C'est l'étude géologique de ces terrains que j'ai initialement proposée à Pierre Sabaté (Directeur de Recherche à l'IRD-Brésil), lorsque je travaillais encore comme géologue à la mine d'or de Fazenda Brasileiro (Compagnie Vale do Rio Doce, CVRD).

La question initialement posée était de mieux comprendre la place de la minéralisation en or vis-à-vis des événements régionaux, dans cette région dominée par des granitoïdes dont le mode de formation et la structure étaient énigmatiques. En effet, la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru forme elle-même une importante "dorsale" de direction nord-sud sur plus de 100 km, puis s'arrête brutalement au Sud, dans la région de Teofilândia, sur une limite Est-Ouest au Sud de laquelle des formations à dominante gneissique dominent. Je me posais alors la question de la signification de ce passage (cartographique) brutal de directions Nord-Sud, au Nord, aux directions Est-Ouest, au Sud. Ce sont précisément ces dernières directions qui contrôlent la minéralisation aurifère. Les premières études de terrain dans les granitoïdes de cette région montrent que leurs structures de haute température ont en majorité une direction Est-Ouest. Peut-on relier ces structures à celles qui sont responsables des minéralisations? Par ailleurs, la remarquable activité hydrothermale qui se manifeste dans les horizons minéralisés par des filons de quartz à sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite) reste mal connue. Peut-on la relier aux processus géodynamiques régionaux et à ceux qui sont liés à la mise en place des corps intrusifs?

L'étude s'est alors concentrée sur le décryptage des événements successifs qui sont enregistrés dans l'océan de granitoïdes, d'âges compris entre 2,16 et 2,07 Ga, qui forme le bloc de Serrinha. Les connaissances de base sur ces granitoïdes sont une cartographie au 1/250.000 (localement au 1/100.000) ainsi que quelques données géochronologiques et géochimiques.

Pour démêler ce problème régional, il fallait réaliser (1) une cartographie détaillée au 1/40 000 de la région de Teofilândia, (2) compléter la couverture pétrographique et géochimique et en analyser la signification, et (3) acquérir une connaissance détaillée des structures internes des différentes unités de granitoïdes identifiées. Les deux premiers objectifs font partie d'un travail classique (mais indispensable) que tout géologue des formations profondes doit maîtriser. Le troisième objectif fait partie d'une recherche plus pointue, jamais encore réalisée sur un socle poly-orogénique, basée sur l'analyse fine des microstructures et des propriétés magnétiques des granitoïdes. C'est ce dernier objectif qui a justifié principalement mon inscription à l'Université de Toulouse et le choix de mon directeur de thèse à Toulouse, le professeur Jean Luc Bouchez. L'accomplissement des objectifs mentionnés ci-dessus a conduit aux objectifs supplémentaires suivants: (4) élargir l'échantillonnage aux autres granitoïdes du bloc de Serrinha, au-delà des frontières géologiques examinées initialement, afin d'intégrer l'histoire de la région de Teofilândia dans un contexte plus large, et (5) réaliser des études paléomagnétiques pour essayer de trouver dans le bloc de Serrinha des pôles aussi anciens que l'âge des formations paléoprotérozoïques.

Cette thèse comportera donc deux volets principaux. L'un est relativement classique: établir une carte au 1/40.000 et faire une étude pétrographique et géochimique des formations de la région de Teofilândia. L'autre concerne non seulement les granitoïdes de la région de Teofilândia mais aussi plusieurs autres corps de granitoïdes du bloc de Serrinha; il se rapproche des recherches modernes en minéralogie magnétique et en fabrique magnétique, qu'elles soient induites ou rémanentes, et en paléomagnétisme. L'ensemble se termine par une synthèse méthodologique, en particulier sur les aspects magnétiques et géodynamiques de la partie concernée du craton Sao Francisco.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

CHAPITRE 1

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

1.1 Géologie du craton de São Francisco:

Le craton de São Francisco (CSF, Almeida 1967, 1977) est le second plus grand craton du Brésil après l'Amazônia, mais c'est l'unité tectonique de socle de la plateforme sud-américaine qui affleure le mieux et qui est la plus étudiée. Il affleure principalement dans les états de Bahia et de Minas Gerais.

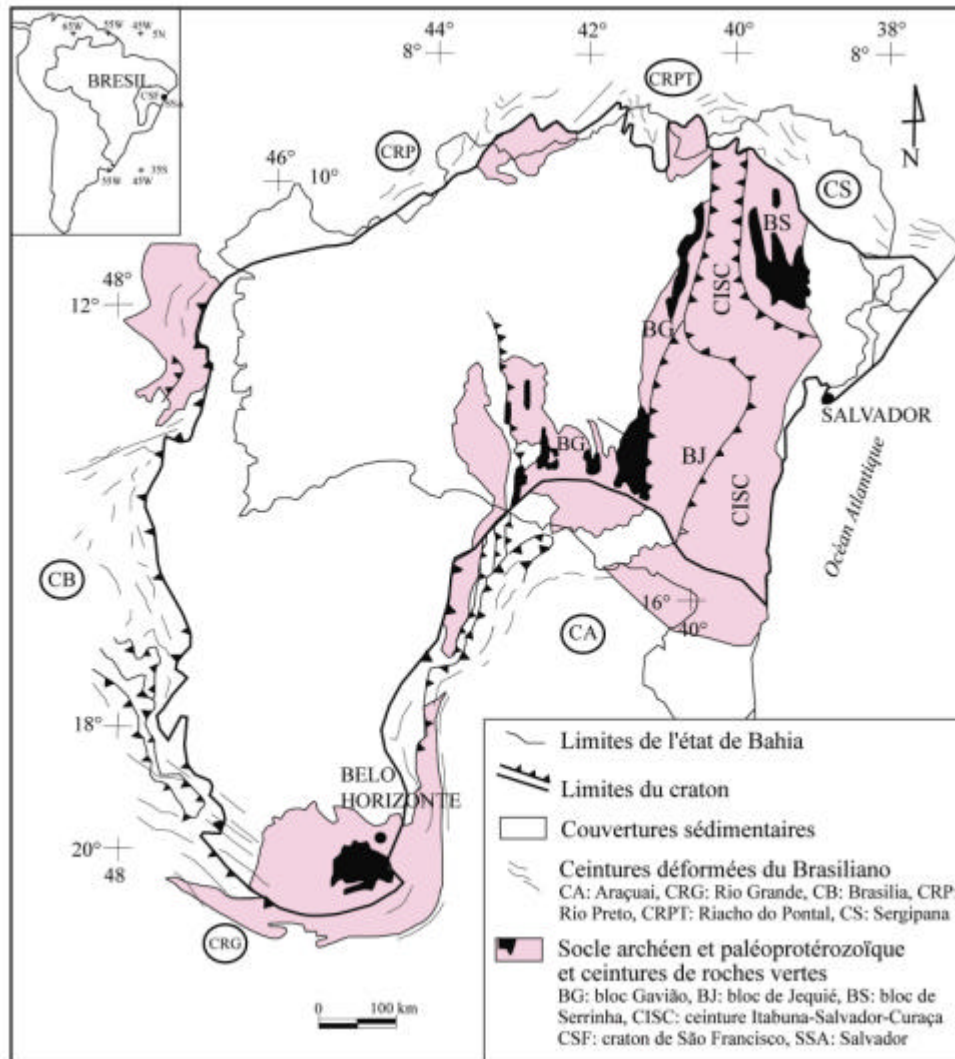


Fig. 1.1 Carte schématique montrant les limites et les principales unités structurales du craton de São Francisco.

Le CSF s'est individualisé vers la fin du Paléoprotérozoïque (orogénèse Transamazonienne), par accréation de segments crustaux archéens et d'unités plus récentes datant du début du Paléoprotérozoïque. Un rift de direction N-S, qui a ensuite avorté, s'est installé sur le CSF pendant le Mésoprotérozoïque, où se sont déposées les roches du Supergroupe Espinhaço. Sur ces roches, et partiellement sur le socle du CSF, se sont déposés des sédiments glaciaires et aussi des sédiments pélitiques et carbonatés de la plateforme sédimentaire néoprotérozoïque du Supergroupe São Francisco. Ce n'est que vers la fin du Protérozoïque que les limites actuelles du CSF se sont établies, par accréations périphériques au cours de l'orogénèse Brasiliano, donnant naissance à des ceintures déformées (Fig. 1.1) comme celle de Sergipana au Nord-Est (CS), de

Riacho do Pontal (CRP) et de Rio Preto (CRPT) au Nord (Inda & Barbosa, 1978; Brito Neves *et al.* 2000), celles de Brasília (CB) et de Rio Grande (CRG) à l'Ouest et au Sud (Almeida, 1969), et enfin celle de la ceinture Araçuaí (CA) à l'Est (Almeida, 1977). Pendant la séparation Brésil-Afrique, au Crétacé, s'est formé le système de rifts du bassin du Recôncavo-Tucano. Puis, une sédimentation de plateforme s'est développée sur tout le craton pendant le Paléozoïque.

Les terrains archéens et paléoprotérozoïques du CSF affleurent plutôt au Nord et Nord-Est de l'état de Bahia, ainsi que dans un petit secteur au Sud dans l'état de Minas Gerais (Fig. 1.1). Quatre segments importants de croûte archéenne ont été récemment identifiés (Barbosa & Sabaté, 2002) au Nord-Est du CSF. Le plus ancien, ou Bloc Gavião (BG), localisé à l'Ouest-Sud-Ouest, est composé essentiellement de roches granitiques, granodioritiques et migmatitiques. Il comprend des suites TTG, considérées comme les plus anciennes d'Amérique du Sud (~ 3,4 Ga) et des ceintures de roches vertes archéennes. Le bloc le plus récent, ou ceinture Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), qui va de la côte Atlantique jusqu'au Nord-Est de Bahia, est formé principalement de tonalites-trondhjémites et de ceintures métasédimentaires associées à des gabbros et des basaltes de type océanique et/ou arrière-arc. Le troisième, le Bloc de Jequié (BJ), situé du Sud-Est au Sud-Sud-Ouest du CSF, est composé de migmatites granulitiques, contenant des inclusions de matériel supracrustal et des intrusions charnockitiques. Enfin, le Bloc de Serrinha (BS) constitue le quatrième segment, au Nord-Est du CSF, composé d'orthoigneiss et de migmatites formant la base de ceintures de roches vertes paléoprotérozoïques.

1.2 Géologie du Bloc de Serrinha

Notre région d'étude appartient au Bloc de Serrinha (BS), au Nord-Est du Craton de São Francisco. La zone d'affleurement, de forme ovale en carte, et qui occupe plus de 21.000 km², est limitée à l'Ouest par la ceinture Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), au Nord-Est par la ceinture Sergipana (CS), et à l'Est par les sédiments tertiaires du bassin de Tucano (Figs. 1.1 et 1.2).

Le bloc de Serrinha est composé (1) de terrains métamorphiques archéens appartenant aux complexes de Santa Luz et d'Uauá, (2) de séquences volcano-sédimentaires paléoprotérozoïques de faciès schistes verts à amphibolite (ceintures de roches vertes du Rio Itapicuru et du Rio Capim), et (3) de nombreux corps de granitoïdes du Transamazonien (Fig. 1.2). De plus, le bloc de Serrinha possède d'importants gisements d'or et, de façon subordonnée, de chrome, cuivre, marbre et pierres ornementales, et quelques occurrences de Mo, F, Mn, Ni et diamant. L'or, la principale ressource minérale, est exploité actuellement dans la mine de Fazenda Brasileiro, localisée dans le secteur sud du bloc de Serrinha.

1.2.1 Les terrains métamorphiques archéens

Le complexe d'Uauá, situé au Nord-Nord-Est du BS (Fig. 1.2), est composé d'orthoigneiss tonalitiques à granodioritiques, et de gneiss rubannés, parfois mylonitisés, à intercalations d'amphibolites. Les corps mafiques-ultramafiques sont fréquents, et une caractéristique remarquable est la présence d'essaims de filons basiques. Les roches du complexe d'Uauá sont les plus anciennes du bloc de Serrinha, avec des âges allant de 2,9 à 3,13 Ga (U-Pb_{Zircon}; Cordani *et al.* 1999, Oliveira *et al.* 1999) pour les orthoigneiss, et de 3,16 Ga (Pb/Pb_{roche totale}; Paixão & Oliveira 1998) pour les gabbro et gneiss anorthositiques.

Pereira (1992) considère que le complexe de Santa Luz, qui occupe la plus grande partie du bloc de Serrinha, forme le socle des ceintures de roches vertes du Rio Itapicuru et du Rio Capim ainsi que des granitoïdes paléoprotérozoïques (Fig. 1.2). Ce complexe est caractérisé par des gneiss du faciès amphibolite et par des migmatites (Mascarenhas & Garcia 1989) d'âges

compris entre 2,98 et 3,08 Ga (U-Pb_{SHRIMP}; Oliveira *et al.* 2002). Melo (1991) divise ce complexe en deux unités: (1) des gneiss gris rubanés intercalés avec des amphibolites; et (2) des orthogneiss granodioritiques à tonalitiques avec des structures migmatitiques.

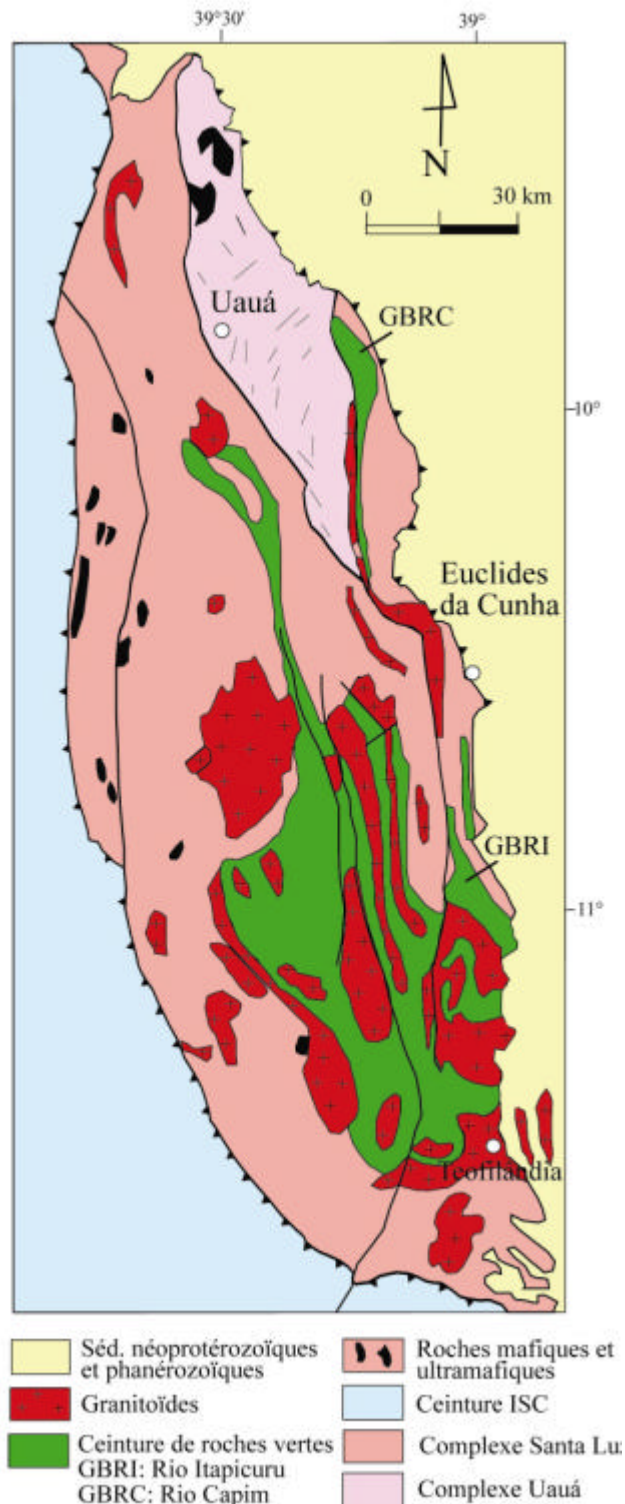


Fig. 1.2 Carte géologique simplifiée du bloc de Serrinha (modifiée de Kosin et al. 1999)

1.2.2 Les ceintures de roches vertes

La ceinture de roches vertes du Rio Capim (Winge 1984), située au Nord-Nord-Est du BS (GBRC; Fig. 1.2) et de forme sigmoïde en carte, est en contact tectonique avec les orthogneiss du complexe de Santa Luz. Elle est composée, en partant de la base, par des basaltes

océaniques, des laves et matériels pyroclastiques acides à intermédiaires calco-alcalins d'arc insulaire, et par des paragneiss calco-silicatés (Winge 1984) intercalés avec des sédiments clastiques et de précipitation chimique, métamorphisés dans le faciès amphibolite. Les âges isotopiques vont de 2,09 à 2,22 Ga ($Pb/Pb_{\text{roche totale}}$, Pb/Pb_{zircon} , U/Pb_{zircon} ; Oliveira *et al.* 1998) et, pour le gabbro et les roches volcaniques acides, les âges modèles, T_{DM} Sm-Nd, allant de 2,5 à 2,4 Ga, permettent de corrélérer cette unité à la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru comme on va le voir.

La ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (GBRI, Kishida 1979, Kishida & Riccio 1980), au centre-sud du bloc de Serrinha, forme une large bande de terrains d'environ 8400 km², de direction générale N-S, qui s'infléchit en direction E-W au Sud (Fig. 1.3). Elle est composée de roches magmatiques basiques et acides, et de roches sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque, métamorphisées dans les faciès des schistes verts à amphibolite, et recoupées par des granitoïdes également paléoprotérozoïques. Silva (1983) a divisé le GBRI en trois domaines principaux: (1) le domaine volcanique mafique basal, avec des âges isotopiques de $2,209 \pm 60$ Ga ($Pb/Pb_{\text{roche totale}}$; Silva 1992) et un âge modèle (T_{DM}) Sm-Nd de 2,2 Ga ($\epsilon_{Nd} = +4$; Silva 1992), est de nature tholéitique (basaltes océaniques); (2) le domaine volcanique felsique à intermédiaire est de nature calcoalcaline, de type arc, et est caractérisé par des méta-andésites à dacites, présentant des âges Rb-Sr de $2,089 \pm 85$ Ga (Mascarenhas & Garcia 1989), $Pb/Pb_{\text{roche totale}}$ de $2,170 \pm 80$ Ga (Silva 1992) et un âge modèle T_{DM} Sm-Nd de 2,12 Ga ($\epsilon_{Nd} = +2$; Silva 1992); et enfin (3) le domaine sédimentaire composé de sédiments clastiques, de précipitation chimique, et de formations ferrifères rubanées.

1.2.3 Les granitoïdes

Les granitoïdes sont fréquents dans le bloc de Serrinha (Fig. 1.2). Les nombreuses données géologiques, pétrologiques et géochronologiques (Matos & Conceição 1993, Rios *et al.* 1998 et 2000, Rios 2002) ont permis d'individualiser cinq types différents de granitoïdes: (1) G1, ou tonalites-granodiorites de type TTG, (2) G2, ou granodiorites calco-alcalines moyennement potassiques, (3) G3, ou granodiorites et trondhjémites, (4) G4, ou syénites-lamprophyres et monzonites, qui représentent respectivement des suites ultrapotassiques et shoshonitiques, et enfin (5) G5, ou monzogranites potassiques. Matos & Conceição (1993) considèrent que les trois premiers types sont pré- à syntectoniques, avec une déformation qui diminue de G1 à G3, alors que les types G4 et G5 sont tardi- à post-tectoniques avec une déformation très faible voire nulle (Fig. 1.3).

Les granitoïdes de type G1, dont les âges varient de 3,1 à 2,7 Ga (Rios *et al.* 2000, Rios 2002), montrent des affinités avec les suites TTG. Il s'agit principalement des granitoïdes d'Araci, d'Ambrosio, de Pedra Alta et de Requeijão (Fig. 1.3). Largement distribués dans le socle archéen du bloc de Serrinha, ils ont des formes allongées selon Nord-Sud.

Les granitoïdes de types G2 (2,3 - 2,15 Ga, Rios *et al.* 2000) et G3 (2,1 Ga; Alves da Silva 1994, Rios *et al.* 2000), intrusifs dans les roches du GBRI et de nature calco-alcaline, sont considérés par Alves da Silva (1994) comme synchrones de la phase de compression E-W attribuée à la fermeture du bassin du Rio Itapicuru. Les massifs principaux sont ceux d'Eficéas, de Quijingue, de Lagoa dos Bois, d'Itareru, de Santa Luz, de Cipó, de Teofilândia, de Barrocas, de Nordestina et de Trilhado (Fig. 1.3). Selon Silva (1991) la chimie de ces granitoïdes est comparable à celle des roches volcaniques calco-alcalines du GBRI, dont l'âge est de 2,17 Ga. Les granitoïdes du type G3 présentent des bordures fortement gneissifiées, des zones centrales plus isotropes avec les structures magmatiques préservées, et leur forme est moins allongée que celles des granitoïdes G2.

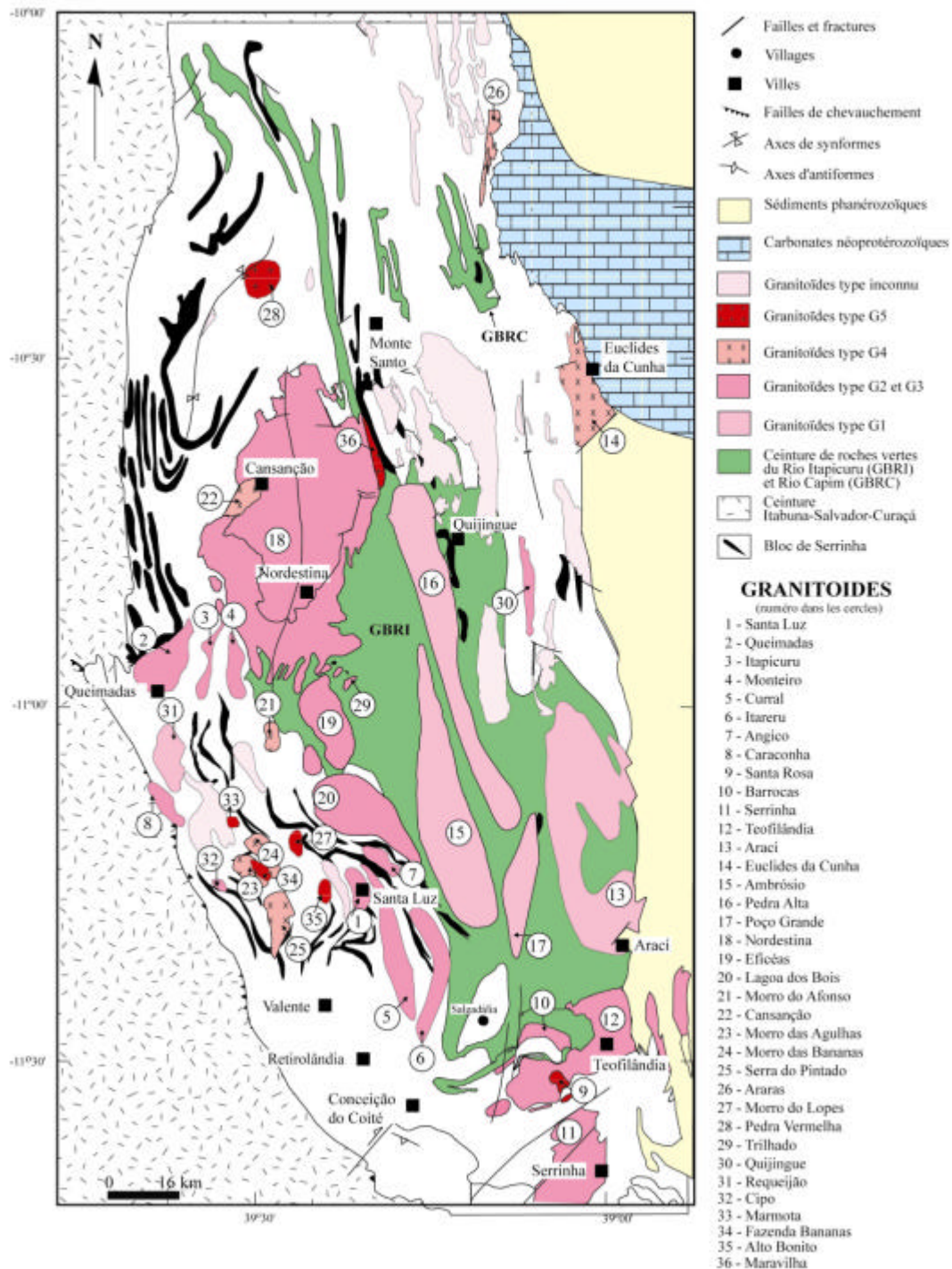


Fig. 1.3 Carte géologique simplifiée du Bloc de Serrinha (modifiée de Rios *et al.*, 1998).

Les granitoïdes tardi- à post-tectoniques (G4 et G5) présentent des foliations magmatiques discordantes sur la structure régionale. Ils représentent un magmatisme de nature sub-alkaline à alcaline. La mise en place de ces corps semble avoir suivi de peu celle des granitoïdes syntectoniques calco-alkalins. Le type G4 (2,105-2,07 Ga, Nascimento 1996, Rios *et al.* 2000, Rios 2002) est composé de roches potassiques à ultrapotassiques, riches en terres rares légères, à gros grain ou même porphyroïdes, tandis que le type G5 (2,07 Ga, Rios *et al.* 2000, Rios 2002) est formé de granitoïdes potassiques gris, équigranulaires et isotropes, à grain fin à moyen. Les granitoïdes du type 4 sont représentés par les massifs d'Euclides, d'Araras, de Cansanção, de Morro do Afonso, de Morro das Agulhas, de Morro das Bananas et de Serra do

Pintado (Fig. 1.3). Les massifs de Marmota, d'Alto Bonito, de Fazenda das Bananas, de Maravilha, de Santa Rosa et de Pedra Vermelha appartiennent au type G5 (Fig. 1.3). Les données litho-géochimiques disponibles pour les roches volcaniques et les granitoïdes du bloc de Serrinha montrent un caractère orogénique de type arc volcanique (Conceição *et al.* 2000).

Rios *et al.* (2003) ont proposé une nouvelle subdivision des roches granitiques du bloc de Serrinha en deux groupes principaux basés sur les données litho-géochimiques et isotopiques U-Pb et Pb-Pb. Le groupe des roches granitiques archéennes (3,1-2,8 Ga), de nature TTG-calco-alcaline, sont représentés par la plupart des granitoïdes G1 et par des gneiss et migmatites du socle du bloc de Serrinha. Ce groupe de granitoïdes paléoprotérozoïques s'est formé au cours de deux épisodes. Le premier, de nature TTG-calco-alcaline (2,16-2,13 Ga) incluant les granitoïdes du type G2-G3, est considéré comme lié à la fermeture du bassin de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru. Le deuxième épisode de nature alcaline (2,11-2,07 Ga), représenté par les granitoïdes du type G4-G5, est divisé en potassique-ultrapotassique (Serra do Pintado, Morro do Afonso, Morro das Agulhas, Morro das Bananas), shoshonitique-monzonitique (Itareru, Cansanção, Euclides et Araras) et shoshonitique-peralumineux riche en K (massifs du type G5).

1.2.4 Déformation et métamorphisme

Silva (1983) a caractérisé trois événements métamorphiques paléoprotérozoïques distincts. Un métamorphisme hydrothermal de fond océanique (M₁) observé dans les roches volcaniques basiques et acides; un métamorphisme régional syntectonique du faciès schistes verts (M₂), qui atteint le faciès amphibolite dans les zones les plus déformées et au niveau des contacts entre corps syntectoniques granitiques et gneissiques; et un métamorphisme de contact (M₃) qui atteint le faciès cornéennes à hornblende, en auréoles rapportées à l'intrusion des granitoïdes tardi- à postectoniques. Le métamorphisme M₂, allant du faciès schistes verts au faciès des amphibolites, est daté à 2,08 Ga (U/Pb SHRIMP_{zircon}: Silva *et al.*, 1997 et Silva & Armstrong, 2002; ⁴⁰Ar/³⁹Ar_{hornblende} dans metabasalte, et U/Pb SHRIMP_{zircon}: Mello, 2000 et Mello *et al.*, 2000).

Alves da Silva (1994) considère que deux événements tectoniques se sont succédés au Transamazonien dans la région. Le premier D₁, à caractère tangentiel, est responsable de la foliation régionale S₁. Il est accompagné de failles chevauchantes à vergence Sud-Est générées par des efforts compressifs de direction NW-SE liés à la fermeture du bassin du Rio Itapicuru à 2,13 Ga. Le deuxième événement D₂, de nature transcurrente, est caractérisé par la mise en place d'un grand volume de corps intrusifs à la faveur de cisaillements senestres Nord-Sud. L'événement D₃, tarditectonique, n'est observé que sporadiquement; de nature ductile-fragile, il est responsable de la concentration de l'or. Cet événement minéralisant qui clôt l'histoire transamazonienne de cette région est daté à 2,05Ga (⁴⁰Ar/³⁹Ar_{muscovite}, Mello 2000).

1.2.5 Contexte géotectonique

Les modèles géodynamiques concernant le Nord-Est du Craton de São Francisco admettent, pour la plupart, l'existence d'une collision entre 2,1 et 1,9 Ga durant l'orogénèse transamazonienne (Silva 1987, Gaal *et al.* 1987, Sabaté *et al.* 1990, Figueiredo 1989, Teixeira & Figueiredo 1989, Padilha & Melo 1991, Silva 1992, Barbosa & Sabaté 2002). Examinons-les brièvement.

La ceinture Itabuna-Salvador-Curaçá, composée de roches métamorphisées dans le faciès granulite, est considérée comme provenant de la collision entre le microcontinent de Jequié et le craton du Gabon-Serrinha. La zone de subduction pentée vers l'Ouest était associée à un arc

magmatique de marge continentale dans la portion sud-est de la ceinture (Figueiredo 1989, Teixeira & Figueiredo 1991).

Padilha & Melo (1991) ont proposé une évolution régionale en plusieurs stades. Il y a 2.750 ± 50 Ma, un rift s'est formé dans la croûte archéenne, donnant naissance à une croûte océanique qui individualise les blocs de Serrinha et de Gavião. Une subduction intraocéanique vers l'Est est responsable de la génération d'un arc magmatique. Le complexe Caraiba, formé principalement de roches granulitiques de composition granodioritique, serait la racine de cet arc magmatique. La collision continentale qui suit, vers 2.300 ± 50 Ma, est à l'origine de la ceinture Itabuna-Salvador-Curaçá. La ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru se serait ensuite formée par rifting du bloc de Serrinha, à 2.060 ± 50 Ma, et le bassin de Jacobina par rifting du bloc Gavião.

Padilha (1992) a synthétisé les données sur l'évolution géotectonique de la ceinture Itabuna-Salvador-Curaçá. Il propose qu'elle représente la zone axiale d'une structure en fleur positive, générée à travers deux événements de déformation en transpression. Les roches granulitiques de cette ceinture seraient chevauchantes, à l'Est, sur les roches du bloc de Serrinha.

Silva (1992) ont proposé que le stade initial d'évolution de la région soit l'ouverture d'un océan correspondant au bassin de Jacobina. La croûte océanique générée aurait été consommée, à l'Est, en même temps que se formait un bassin arrière-arc, où se seraient déposées les roches de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (GBRI). Ainsi, le contexte tectonique de formation du GBRI aurait été tout à fait semblable à celui des arrières-arcs modernes, avec volcanisme felsique dans l'arc, au site de convergence des plaques, subduction qui entraînerait l'extension de la marge continentale passive, et rifting de cette marge entraînant l'ouverture d'un bassin avec volcanisme de type de basaltes océaniques. Le domaine sédimentaire serait représenté par des sédiments érodés de l'arc. Les sédiments d'avant arc seraient représentés par les roches métasédimentaires du Complexe de Caraiba. Tout cet ensemble aurait finalement été envahi par des granitoïdes représentés par les dômes granodioritiques à tonalitiques.

Alves da Silva (1994) a suggéré un modèle différent pour le GBRI, non lié à une zone de subduction ni à un bassin arrière-arc. Les principaux arguments, pour ce modèle, contre les modèles précédents sont la localisation non définie de l'arc magmatique, généré par les subductions proposées (vers l'ouest ou l'est), et l'incertitude sur l'existence de croûte océanique associée aux processus évolutifs. Selon cet auteur, il y a environ 2,2 Ga, l'ouverture d'un rift intracontinental a généré un bassin marginal où se sont déposées les roches volcanosédimentaires du GBRI. Ensuite, il y a environ 2,13 Ga, ce bassin se serait refermé par subduction continentale, pendant l'événement tectonique compressif D1 qui a généré la foliation régionale de la partie sud du GBRI. Puis, vers 2,1 Ga, l'événement D1 aurait été suivi par l'événement décrochant sénestre D2, de direction NW-SE, associé à la mise en place des granitoïdes.

Enfin, Barbosa & Sabaté (2002, 2004) considèrent que pendant l'orogénèse transamazonienne la partie Nord-Est du Craton de São Francisco s'est formée à partir de la collision de direction NW-SE, de quatre segments de croûte Archéenne, les blocs Gavião, Jequié et Serrinha, et la ceinture Itabuna-Salvador-Curaçá. Le pic du métamorphisme régional résultant de l'épaississement crustal associé à cette collision a eu lieu autour de 2,0 Ga (Barbosa 1990, 1997). La collision entre les blocs Serrinha et de Gavião a provoqué un fort raccourcissement de la croûte, en contexte transpressif, qui s'est traduit par la grande structure en fleur "positive" au sein de laquelle est coincée la ceinture Itabuna-Salvador-Curaçá.

CHAPITRE 2

**THÉORIE DU MAGNÉTISME
DES ROCHES**

CHAPITRE 2

THÉORIE DU MAGNÉTISME DES ROCHES

2.1 Principes du magnétisme

2.1.1 Champ magnétique, aimantations rémanente et induite

Le **champ magnétique** concerne soit le vecteur champ magnétique inducteur H (exprimé en Tesla) soit le vecteur induction magnétique B (exprimé en Wb/m^2). B inclut les effets de l'aimantation macroscopique M , décrite comme le moment dipolaire magnétique par unité de volume, selon la relation:

$$B = \mu_0 (H+M)$$

où μ_0 est la perméabilité magnétique du milieu, dont la valeur ($4\pi \cdot 10^{-7}$) est exprimée en Henry par mètre (H/m). A l'extérieur du corps magnétique $M = 0$ et B et H sont alors parallèles puisque $B = \mu_0 H$. A l'intérieur du corps magnétique M est non nul, B et H sont différents et peuvent même avoir des signes opposés.

L'aimantation (en A/m) comporte en général deux composantes: **l'aimantation rémanente** (ou rémanence), celle qui persiste en absence de champ H appliqué, et **l'aimantation induite**, induite par un champ appliqué et qui s'annule quand on supprime le champ. Dans les roches, le vecteur aimantation M est la somme des vecteurs d'aimantation rémanente (M_r), et d'aimantation induite (M_i) par le champ magnétique de la Terre:

$$M = M_r + M_i$$

Le facteur de Koenigsberger (Q), qui relie aimantation rémanente et aimantation induite, est donné par: $Q = M_r / M_i$.

Dans les matériaux isotropes, l'aimantation induite M_i est proportionnelle à la magnitude du champ appliqué et est parallèle à ce champ H :

$$M_i = KH,$$

où K est **la susceptibilité magnétique**. K est un nombre sans dimension si H et M_i sont exprimés dans le système international (A/m).

Si les matériaux sont anisotropes, M_i n'est pas parallèle à H , et le champ appliqué va induire une aimantation selon les directions orthogonales x , y , et z . La susceptibilité magnétique K devient un tenseur d'ordre 2, décrit par une matrice 3×3 .

2.1.2 Les comportements magnétiques

Le mouvement des électrons dans un atome crée des moments magnétiques élémentaires dont la résultante constitue l'aimantation de la matière. Les électrons tournent autour du noyau suivant des orbitales bien définies pour chaque atome. En plus de cette rotation autour du noyau,

les électrons tournent sur eux-mêmes. C'est ce que l'on appelle le spin. Le courant électrique créé par les électrons tournant autour du noyau est à l'origine du moment magnétique orbital. De même, la rotation de l'électron autour de lui-même crée un moment de spin (Stacey & Banerjee 1974).

Cinq états magnétiques principaux sont schématisés en Figure 2.1, en fonction de la disposition des moments magnétiques. Ce sont le paramagnétisme d'un côté, et le ferromagnétisme, le antiferromagnétisme, le ferrimagnétisme, et le faible ferromagnétisme de l'autre.

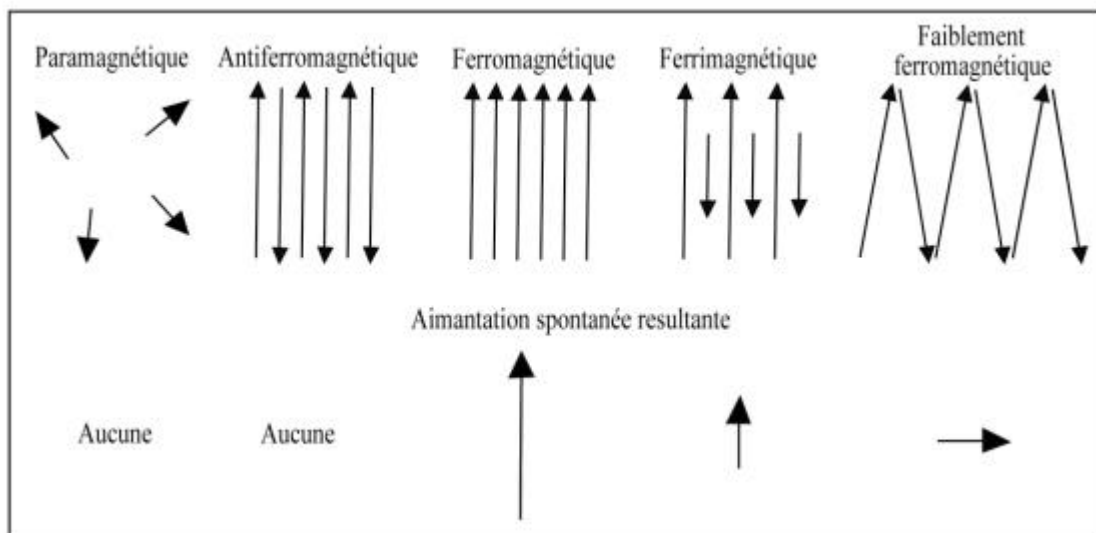


Fig. 2.1 Etats magnétiques et aimantation spontanée, fonction de la disposition des moments magnétiques.

Les matériaux **diamagnétiques**, par application d'un champ magnétique H , acquièrent une aimantation induite, M_i , opposée au champ appliqué. Cette aimantation dépend du champ appliqué et disparaît quand le matériel n'est plus sous l'action du champ H (Fig. 2.2). Les matériaux qui présentent un comportement diamagnétique sont composés d'atomes ayant un moment magnétique résultant nul. C'est le cas des atomes à sous-couches électroniques comme les alcalino-terreux, les gaz rares, Pd, Zn, Cu, la plupart des molécules organiques, l'eau, les acides.... L'aimantation induite que ces atomes acquièrent s'explique alors par la variation du mouvement orbital des électrons sous l'action d'un champ externe. La susceptibilité diamagnétique est négative, de valeur moyenne de -14×10^{-6} SI. Elle est indépendante de la température.

Les matériaux **paramagnétiques** contiennent des atomes à moments magnétiques non nuls, dus à l'existence de spins d'électrons sans interaction avec des moments magnétiques voisins (Fig. 2.1). Par conséquent, l'action d'un champ magnétique permet d'aligner les moments magnétiques individuels. Cet alignement des moments induit une aimantation parallèle à la direction du champ appliqué. Comme dans les matériaux diamagnétiques, l'aimantation induite s'annule quand on annule le champ magnétique. La susceptibilité paramagnétique est faible, de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} SI.

La susceptibilité **antiferromagnétique** est un peu plus faible que la susceptibilité paramagnétique. Le moment magnétique résultant est nul parce que les moments sont

antiparallèles avec la même intensité pour chaque sens (Fig. 2.1). Mais, en appliquant un champ magnétique la susceptibilité antiferromagnétique est faiblement positive. Elle s'annule quand le champ H est enlevé. L'aimantation diminue quand la température croît et devient nulle pour une température critique dite Température de Néel.

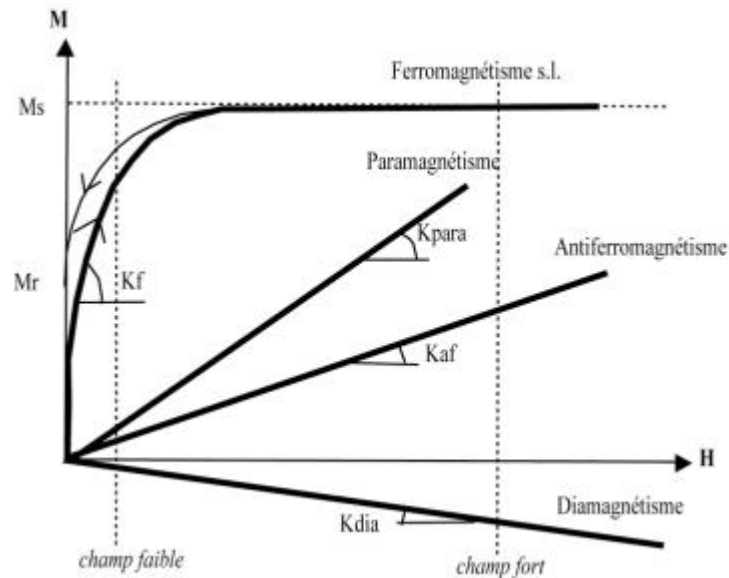


Fig. 2.2 Courbes d'aimantation induite (M) en fonction du champ appliqué (H) des différents types de comportement magnétique. D'après Rochette (1987).

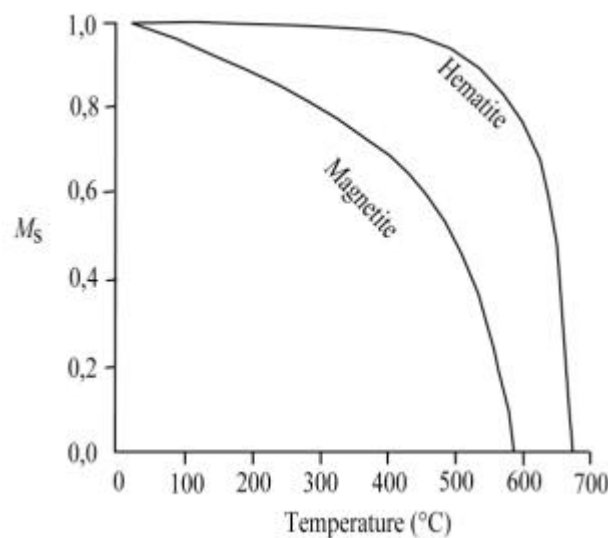


Fig. 2.3 Variations de l'aimantation spontanée, M_s , avec la température pour la magnétite et l'hématite. M_s est normalisée à sa valeur à 0°C (Pullaiah *et al.* 1975).

Le **ferromagnétisme s.l.** s'applique aux matériaux qui possèdent un moment magnétique spontané (aimantation spontanée: M_s ; Figs. 2.2 et 2.3) même en l'absence de champ magnétique externe. Les moments magnétiques interagissent fortement et cette interaction tend à aligner les moments selon une direction qui crée un ordre magnétique (Fig. 2.1). Suivant le type d'ordre magnétique, on distingue trois états qui, du plus fort au plus petit moment magnétique résultant,

sont le ferromagnétisme (les moments sont parallèles et de même sens, comme pour le fer), le ferrimagnétisme (les moments sont opposés et d'intensité différente, comme pour la magnétite et la pyrrhotite monoclinique), et le faible ferromagnétisme (les moments magnétiques sont opposés et subparallèles, comme pour l'hématite). Le comportement des minéraux ferromagnétiques s.l. dépend fortement de la température. Il existe une température critique pour laquelle l'aimantation s'annule, c'est la Température de Curie. Celle-ci est de l'ordre de 560°-580°C pour la magnétite (Fig. 2.3), et elle est supérieure à 650°C pour l'hématite. Au-dessus de cette température ces minéraux se comportent comme des minéraux paramagnétiques.

2.1.3 Hystérésis

Une substance ferromagnétique originellement (ou préalablement) désaimantée, placée dans un champ magnétique, suit la courbe dite de "première aimantation" qui passe par l'origine (Fig. 2.4). Dans ces matériaux, la suppression du champ externe n'annule pas l'aimantation. Au contraire, le matériel retient un enregistrement du champ appliqué sous la forme d'une aimantation rémanente isotherme (ARI), mesurée par M_r sur le chemin *a* de la Figure 2.4.

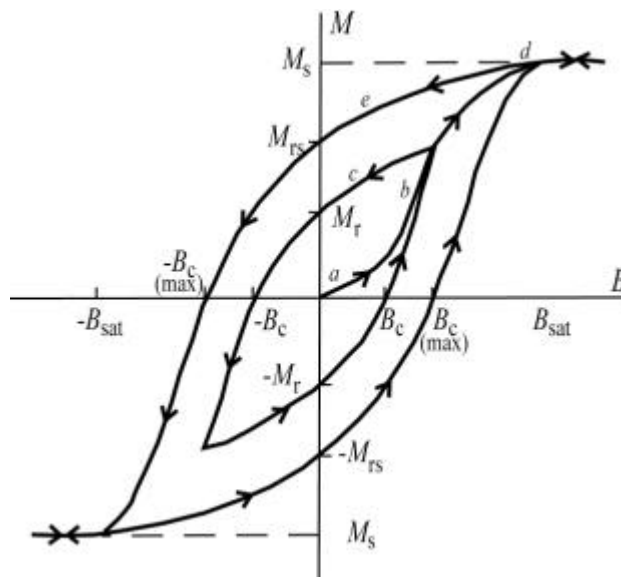


Fig. 2.4 Aimantation initiale et boucle d'hystérésis (boucle M-B) pour une substance ferromagnétique

Les matériaux ferromagnétiques présentent une aimantation maximale appelée aimantation de saturation, M_s (Fig. 2.4). Ainsi, dans un processus isotherme, l'augmentation de l'intensité du champ inducteur au-delà de ce qui est nécessaire pour atteindre M_s , n'augmente pas l'aimantation (point *d*: Fig. 2.4). L'annulation du champ inducteur est responsable de l'ARI à saturation, ou M_{rs} (chemin *e*, Fig. 2.4). En appliquant le champ dans le sens opposé, on "surmonte" l'ARI en annulant l'aimantation M pour un champ $-B_c$, appelé coercivité ou force coercitive. En général B_c est donné en termes de champ équivalent, H_c . L'augmentation progressive de B dans la direction négative provoque la saturation dans la direction opposée. Un cycle répété du champ conduit l'aimantation à suivre une boucle dite d'hystérésis (Fig. 2.4).

Pour les roches il est plus raisonnable d'étudier l'ARI (M_r) dès qu'elle représente l'aimantation sans champ externe. En effet, les courbes MRI sont utilisées pour identifier les principaux minéraux magnétiques. Si de successives augmentations du champ sont appliquées et ensuite retirées dans la direction opposée à M_{rs} , jusqu'à ce que MRI s'annule, alors la valeur du champ nécessaire pour annuler la rémanence s'appelle la coercivité de rémanence (B_{cr} ou H_{cr}).

2.2 Les minéraux magnétiques des roches

2.2.1 Minéraux paramagnétiques et diamagnétiques

La plupart des minéraux de la nature sont diamagnétiques ou paramagnétiques, à température ambiante. Tous les minéraux possèdent une aimantation diamagnétique caractérisée par une susceptibilité négative. Le quartz (SiO_2 , $k \sim -14,5 \times 10^{-6}$ SI) et la calcite (CaCO_3 , $k \sim -12,3 \times 10^{-6}$ SI), parmi d'autres qui ne contiennent pas de fer, sont seulement diamagnétiques.

Les minéraux paramagnétiques contiennent des éléments magnétiques (Fe^{2+} , Fe^{3+} et Mn^{2+}) mais en quantité insuffisante pour être ordonnés à la température ambiante, au contraire des minéraux ferromagnétiques, qui de ce fait interviennent dans toutes les applications du magnétisme. Les minéraux paramagnétiques interviennent par leur susceptibilité, qui est faible et positive à la température ambiante, et qui est inversement proportionnelle à la température sur une large gamme de températures, comme décrit par l'équation de Curie-Weiss: $k = C/(T-T_{\text{Cp}})$. Les minéraux étant presque toujours des solutions solides, les valeurs de la constante de Curie C et de la température de Curie paramagnétique T_{Cp} varient en fonction du taux de substitution. Les principaux minéraux paramagnétiques sont certains oxydes pauvres en Fe, Mn ou Cr, comme la sidérite (FeCO_3), et surtout, tous les silicates ferromagnésiens, dont les principaux sont l'olivine ($\text{Fe,Mg}_2\text{SiO}_4$), le pyroxène (Fe,MgSiO_3 ou $(\text{Fe, Mg})\text{Ca}(\text{SiO}_3)_2$), l'amphibole, les phyllosilicates (biotite, muscovite, argiles), la chlorite, le grenat, la cordiérite et la tourmaline. La température à laquelle ces minéraux s'ordonnent magnétiquement est supérieure à -213°C (pôle ferreux de l'olivine), et les plus souvent inférieure à -263°C . Les températures varient en fonction de la teneur en Fe et du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. On observe que la température de Curie paramagnétique T_{Cp} est supérieure ou égale à la température d'ordre en valeur absolue, mais peut être négative. Dans de nombreux silicates contenant du fer, la teneur de cet élément est trop faible pour qu'un ordre soit observé jusqu'à -271°C , et l'on trouve une valeur de T_{Cp} proche de -273°C .

2.2.2 Les minéraux ferromagnétiques s.l.

Les principaux minéraux de cette catégorie sont les oxydes de fer et de titane (Fe-Ti). Leur composition est représentée dans le diagramme ternaire FeO-TiO₂-Fe₂O₃ de la Figure 2.5, qui distingue deux principales séries de solution solide: les titanomagnétites et les titanohématites. Les membres de ces deux séries sont des phases primaires dans les roches magmatiques, constituant 1% à 5% de leur volume.

Les oxydes cubiques fortement magnétiques, qui forment la magnétite (Fe_3O_4) et sa solution solide avec l'ulvospinelle (Fe_2TiO_4), sont appelés titanomagnétites. Les minéraux rhomboédriques, moins magnétiques, basés sur l'hématite ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) et sa solution solide avec l'ilménite (FeTiO_3), sont appelés titanohématites. Enfin, les membres de la série orthorhombique de la pseudobrookite (Fe_2TiO_5) sont paramagnétiques à température ambiante. La solution solide complète n'existe qu'à haute température. Aux plus basses températures apparaît le phénomène d'exsolution, qui peut donner naissance, pour les titanomagnétites, à une phase riche en ulvospinelle et une phase riche en magnétite. Cependant, les intercroissances magnétite-ulvospinelle sont assez rares dans la nature à cause de la présence d'oxygène dans le magma, qui oxyde les titanomagnétites. Ainsi en général, l'oxydation à haute température se produit-elle pendant le refroidissement initial de la roche, au-dessus de la température de Curie. De plus, l'oxydation à basse température ou maghématisation peut se produire à des températures en-dessous d'environ 200°C formant des titanomaghémites, une forme déficiente en cations de titanomagnétite avec la même composition de la hématite.

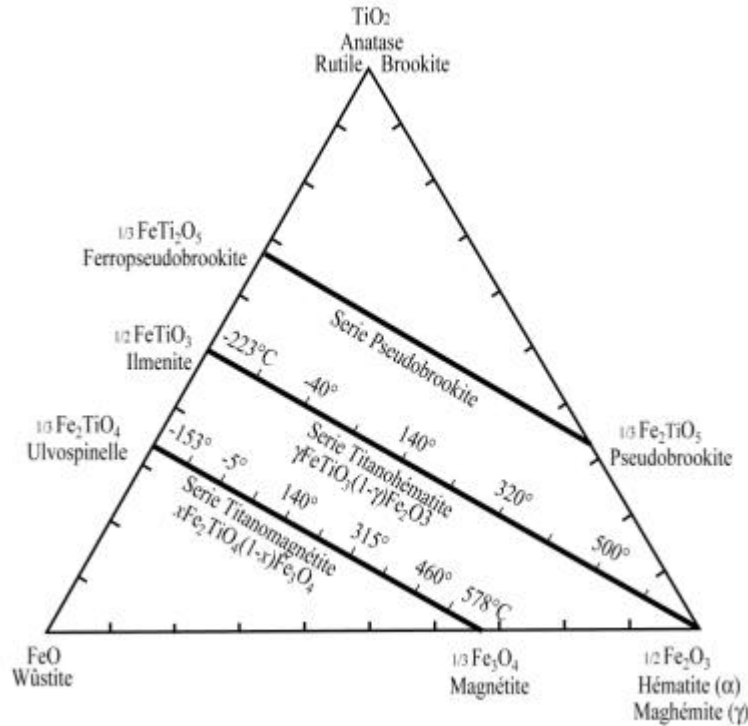


Fig. 2.5 Système ternaire FeO-TiO₂-Fe₂O₃ présentant les trois principales séries solides trouvées en roches magmatiques. Les températures de Curie (ou de Néel) approximatives pour plusieurs valeurs en moles en fonction de x et y (à intervalles de 0,1) sont indiquées pour les séries titanomagnétite et titanohématites. D'après Merrill & McElhinny (1983).

Parmi les sulfures, le principal minéral ferromagnétique est la pyrrhotite (Fe_{1-x}S, où 0 < x ≤ 1/8). C'est un minéral magnétique accessoire commun qui domine rarement la rémanence des roches. La greigite (Fe₃S₄) se rencontre plutôt dans les sédiments formés sous conditions anoxygènes.

Tableau 2.1 – Propriétés magnétiques de quelques minéraux communs (McElhinny et McFadden 2000)

Minéral	Composition	Etat magnétique	M _s (10 ³ Am ⁻¹)	T _c (°C)
Magnétite	Fe ₃ O ₄	Ferrimagnétique	480	580
Titanomagnétite (TM60)	Fe ₂ TiO ₄	Ferrimagnétique	125	150
Ulvospinelle	Fe _{2,4} Ti _{0,6} O ₄	Antiferromagnétique	-	-153
Hématite	αFe ₂ O ₃	Faible ferromagnétisme	≈2,5	675
Ilménite	FeTiO ₃	Antiferromagnétique	-	-233
Maghémite	γFe ₂ O ₃	Ferrimagnétique	380	590-675
Pyrrhotite	Fe _{1-x} S (0 < x ≤ 1/8)	Ferrimagnétique	≈80	320
Greigite	Fe ₃ S ₄	Ferrimagnétique	125	≈330
Goéthite	αFeOOH	Antiferromagnétique avec ferromagnétisme de défaut	≈2	120
Fer	Fe	Ferromagnétique	1715	765
Cobalt	Co	Ferromagnétique	1422	1137
Nickel	Ni	Ferromagnétique	484	358

Enfin, deux oxy-hydroxydes de fer sont importants, la goéthite (αFeOOH) et la lépidocrocite (γFeOOH). Le Tableau 2.1 présente les compositions et propriétés magnétiques de quelques minéraux magnétiques.

2.2.2.1 Les titanomagnétites

Les **titanomagnétites** (TM) sont des minéraux cubiques à compositions comprises entre la magnétite (Fe_3O_4) et l'ulvospinelle (Fe_2TiO_4). Elles sont membres du groupe du spinelle (type inverse) où les cations appartiennent à deux réseaux A et B. Les sites A ont une coordination quadruple avec l'oxygène, et les sites B, une coordination sextuple. Leur formule générale est donnée par $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, où x ($0 < x \leq 1$) représente le paramètre de composition qui donne la fraction de ulvospinelle ou Ti. Ainsi, x varie de 0 pour la magnétite à 1 pour l'ulvospinelle.

La magnétite est fortement magnétique avec une aimantation spontanée de 480×10^3 A/m (Fig. 2.3), une maille de $a = 8,396$ Å et une température de Curie de 580°C . Quand la proportion en ulvospinelle (Ti) augmente, la dimension de la maille augmente et la température de Curie diminue. L'ulvospinelle, de maille $a = 8,535$ Å, est paramagnétique à température ambiante et antiferro-magnétique à basse température avec une température de Néel de -153°C (Tab. 2.1). Ainsi, l'addition de titane dans la structure de la magnétite diminue la température de Curie, et également l'aimantation à saturation. Si la magnétite est refroidie à environ -153°C , elle passe de la symétrie cubique à la symétrie monoclinique par légère déformation. La température à laquelle ce phénomène se produit s'appelle la température de Verwey, au-dessous de laquelle la magnétite devient un isolant électrique. Dans les titanomagnétites la transition de Verwey disparaît pour des compositions où $x > 0,1$.

La solution solide homogène des titanomagnétites, observée à haute température pour des compositions intermédiaires, n'est préservée à température ambiante que si elles sont refroidies rapidement, comme c'est le cas pour les basaltes océaniques. Si, au contraire, la roche est refroidie plus lentement, elle n'aura pas de phase-unique de titanomagnétite. En effet, l'oxygène est en général en quantité suffisante pour oxyder la titanomagnétite à haute température (600 - 1000°C) qui tend alors vers la série des titanohématites (Hagerty 1976; Fig. 2.5).

L'altération des titanomagnétites à des températures inférieures à 200°C peut conduire à la formation de spinelles appauvris en cations. L'exemple classique est le oxydation de la magnétite en maghémite ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), chimiquement équivalent à l'hématite ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) mais avec la structure cristalline des spinelles. Cependant, c'est un minéral instable qui se transforme en hématite dès qu'il est chauffé à une température supérieure à 250°C .

2.2.2.2 Les titanohématites

Les **titanohématites**, minéraux rhomboédriques, appartiennent à la série hématite ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)-ilménite (FeTiO_3) qui forme une solution solide complète au-dessus de 1.050°C . La formule générale de titanohématites est $\text{Fe}_{2-y}\text{Ti}_y\text{O}_3$, où y ($0 < y = 1$) représente la fraction d'ilménite (Ti).

L'hématite est rhomboédrique, mais avec une maille hexagonale de dimensions $a_0 = 5,0345$ Å et $c_0 = 13,749$ Å. Elle possède un faible ferromagnétisme et, par conséquent, une aimantation spontanée de $2,5 \times 10^3$ A/m, soit 5% de celle de la magnétite (Fig. 2.3). Sa température de Curie, de 675°C , est la même que la température de Néel à laquelle l'antiferromagnétisme disparaît. Quand la proportion d'ilménite (Ti) augmente, la maille augmente de volume et la température de Curie diminue. L'ilménite est antiferromagnétique avec une maille de dimensions $a_0 = 5,0881$ Å et $c_0 = 14,080$ Å et une température de Néel de -223°C . Quand l'hématite est refroidie en-dessous de la température de -15°C (transition de Morin), son faible ferromagnétisme intrinsèque disparaît. En plus du faible ferromagnétisme il y

a aussi un ferromagnétisme isotrope caché qui résulte probablement d'impuretés ou de défauts du réseau cristallin, souvent appelés moment de défaut. Ce ferromagnétisme de défaut s'observe en dessous de la transition de Morin (-15°C) et au-dessus de la température de Curie. Ce ferromagnétisme est sensible à la structure et peut être altéré par la contrainte ou la chauffe. Il peut donc fournir de fausses informations paléomagnétiques.

Comme pour les titanomagnétites, la solution solide complète des titanohématites n'existe qu'à très haute température. Les compositions intermédiaires ($y \approx 0,5-0,7$) ne sont préservées sous forme d'une seule phase que par refroidissement rapide. Le refroidissement lent des roches produit des exsolutions de composition proche des termes extrêmes de la série. Les titanohématites de composition $0 = y < 0,5$ possèdent une distribution cationique désordonnée, ce qui les rend essentiellement antiferromagnétiques, avec un faible ferromagnétisme parasitique comme pour l'hématite. Pour des compositions $0,5 = y < 1$, les cations deviennent ordonnés et, par conséquent, ferrimagnétiques avec un maximum d'aimantation spontanée pour $y = 0,7$. Pour $0,50 = y = 0,7$ la température de Curie se situe entre 200 et 20°C, respectivement. Pour $y > 0,7$ elle se trouve en-dessous de la température ambiante. Comme l'hématite pure est déjà dans son plus haut état d'oxydation, l'oxydation progressive pendant le refroidissement ne s'observe que pour l'ilménite. Elle conduit, pour la plus haute oxydation, à la pseudobrookite et au rutile, qui remplacent complètement l'ilménite originale.

L'hématite apparaît par oxydation à haute température de titanomagnétites, pendant le refroidissement ou à travers l'inversion de la titanomagnétite lors d'un réchauffement ultérieur. Elle apparaît aussi comme produit final de l'oxydation prolongée de la magnétite à température ambiante. Dans ce cas, la pseudomorphose des cristaux de magnétite en hématite est appelée martite. L'hématite apparaît aussi par d'autres processus secondaires importants comme l'inversion de magnétite ou par déshydratation de produits d'altération comme la goéthite. Dans les sédiments rouges, l'hématite se présente essentiellement sous deux formes: (i) comme pigment rouge ou ciment à grain fin ($< 1 \mu\text{m}$), a été précipitée à partir de solutions riches en fer dans l'espace de pores des sédiments clastiques donnant des couches-rouges caractéristiques (*red-beds*), ou (ii) comme des "grands" grains ($< 10 \mu\text{m}$) d'origine détritique, parfois appelés de galène de fer.

2.2.2.3 Les sulfures et oxy-hydroxydes de fer

Les **sulfures de fer** sont essentiellement présents dans les milieux réducteurs. La greigite (Fe_3S_4), initialement considérée comme rare, s'avère fréquente dans les sédiments accumulés en condition anaérobie. Dans la zone de réduction des sédiments marins, la magnétite à fin grain et d'autres oxydes ont tendance à se transformer en sulfures, particulièrement en pyrite (FeS_2). La pyrite n'étant que diamagnétique, il en résulte que les sédiments formés en condition anaérobie sont souvent non magnétiques. Cependant, en condition sulfato-réductrice typique des boues et de certains sédiments marins rapidement déposés, les sulfures magnétiques greigite et pyrrhotite peuvent être préservés.

La greigite est le sulfure équivalent à la magnétite qui possède la même structure de spinelle inverse. Elle est ferrimagnétique avec une aimantation spontanée de $125 \times 10^3 \text{ A/m}$, soit environ 25% de celle de la magnétite, et une température de Curie d'environ 330°C (Tab. 2.1).

La pyrrhotite (Fe_{1-x}S , $0 < x < 1/8$) est un minéral accessoire commun, spécialement dans les roches magmatiques formées à partir de magmas riches en soufre. Il est fréquent comme minéral secondaire des sédiments marins profonds. La pyrrhotite naturelle est en réalité un mélange de Fe_7S_8 monoclinique, qui est ferrimagnétique, et de phases hexagonales ou

quadratiques, antiferromagnétiques, comme Fe_9S_{10} et $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$. C'est le manque de Fe^{2+} de la pyrrhotite monoclinique qui, en augmentant les espaces vides dans le réseau cristallin, la rend ferrimagnétique, comme pour la maghémite. L'aimantation spontanée de la pyrrhotite est d'environ 80×10^3 A/m et sa température de Curie est de 320°C (Tab. 2.1).

Les **oxy-hydroxydes de fer** sont des produits d'altération, collectivement appelés limonite. La goéthite orthorhombique (αFeOOH) est le plus important de ces minéraux et un composant commun des sols et des sédiments. La goéthite est antiferromagnétique, avec une température de Néel de 120°C , mais elle a un faible ferromagnétisme parasite superposé qui provient probablement d'un moment de défaut, comme pour l'hématite avec laquelle la goéthite est souvent en inter-croissance. La température de Curie de ce moment de défaut coïncide avec la température de Néel. L'aimantation spontanée de la goéthite, d'environ 2×10^3 A/m, est inférieure à celle de l'hématite. La goéthite se déshydrate en hématite entre 250°C et 400°C .

La lépidocrocite (γFeOOH) est un composant mineur des sols et sédiments, antiferromagnétique, avec une température de Néel bien en-dessous de la température ambiante. Cependant, même si elle ne porte aucune rémanence, elle constitue une phase importante puisqu'elle se déshydrate en maghémite fortement magnétique quand elle est chauffée au-dessus de 250°C . A plus haute température encore, vers 400°C , la maghémite se transforme à son tour en hématite. Par conséquent, quand on chauffe des échantillons contenant la lépidocrocite, les effets magnétiques peuvent être étranges: un minéral initialement non magnétique se transforme tout d'abord en minéral fortement magnétique puis, finalement, en un minéral faiblement magnétique.

2.3 Théorie physique du magnétisme des roches

2.3.1 Les domaines magnétiques

Quand l'aimantation d'un corps produit un champ externe, il montre une rémanence, il possède une énergie magnétostatique ou encore une énergie d'auto-désaimantation. La forme du corps joue un rôle puisqu'il est plus facile à aimanter selon certaines directions que selon d'autres. Le champ interne a tendance à s'opposer à l'aimantation, ce qui est connu sous le nom de champ démagnétisant. Deux exemples illustrent ce fait (Fig. 2.6). Une barre de métal longue et fine est plus facile à aimanter en longueur qu'en largeur. Quand elle est aimantée selon sa longueur (Fig. 2.6a) on peut imaginer des aimants élémentaires alignés de sorte que le pôle nord d'un aimant se trouve à proximité du pôle sud de son voisin. L'aimantation est alors aidée par l'attraction mutuelle de ces aimants. Les signes positifs et négatifs s'annulent à l'intérieur du matériau, mais il existe une "charge magnétique" aux frontières du matériau qui produit le champ démagnétisant. Avec l'aimantation en longueur, cette "charge magnétique" en limite est petite, et les charges positives et négatives sont éloignées les unes des autres. Le champ démagnétisant, et par conséquent l'énergie magnétostatique, sont petits. Au contraire, pour aimanter la barre en largeur, les aimants élémentaires tendent à se placer côté à côté pour que les pôles nord des aimants voisins soient adjacents (Fig. 2.6b). Par conséquent, les signes positifs et négatifs ne s'annulent pas et la "charge magnétique" en limite est grande, les charges des aimants étant très proches les unes des autres. On a une forte énergie magnétostatique, et donc un fort champ démagnétisant. S'il n'y avait pas d'énergie d'échange, les aimants élémentaires se réordonneraient naturellement en alternance, ce qui annulerait l'énergie magnétostatique (Fig. 2.6c).

Le champ démagnétisant est proportionnel au facteur démagnétisant, N , lui-même fonction de la forme du corps. Il est difficile de calculer le facteur démagnétisant d'un corps de

forme arbitraire. Cependant, N est relativement facile à calculer pour certaines formes simples, comme les ellipsoïdes. Soient N_x , N_y et N_z les facteurs démagnétisant au long des trois axes de l'ellipsoïde, on a:

$$N_x + N_y + N_z = 1$$

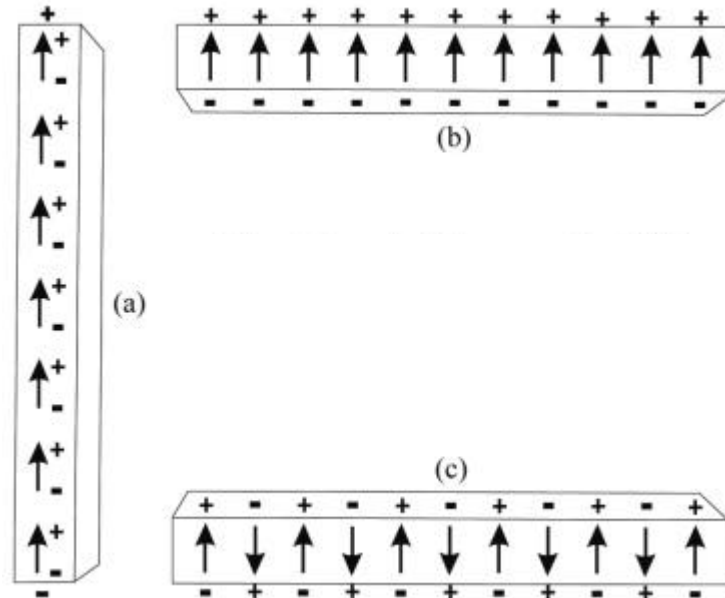


Fig. 2.6 L'aimantation selon la longueur (a) est beaucoup plus facile que selon la largeur (b). Dans cette configuration, les aimants ont tendance à se réorganiser (c). D'après McElhinny & McFadden (2000).

Une barre fine, ou un ellipsoïde très allongé selon z , montre $N_z \cong 0$ et $N_x = N_y = 1/2$ perpendiculairement à la barre. Perpendiculairement à une plaque plate, ou un ellipsoïde aplati, $N_x + N_y \cong 0$ dans le plan de la plaque, et N_z voisin de 1, perpendiculairement à la plaque. Pour une sphère ou un cube $N_x = N_y = N_z = 1/3$. Dans le cas d'un ellipsoïde de volume V , d'aimantation M , son énergie magnétostatique est:

$$E_m = 1/2 \mu_0 N V M^2 ,$$

où N est le facteur démagnétisant dans la direction M .

Soit un grain ferromagnétique aimanté à saturation et son énergie magnétostatique associée (Fig.2.7a). Le champ magnétique interne, démagnétisant, H_d , de direction opposée à M_s est représenté par

$$H_d = -N M_s ,$$

où N est le facteur démagnétisant, et M_s l'aimantation de saturation. Si le grain est divisé en deux domaines opposés comme en figure 2.7b, le champ interne et donc l'énergie magnétostatique, sont diminués. Cependant, une paroi doit exister entre les deux domaines aimantés de façon opposée, où l'énergie magnétique (énergie de parois) est stockée. Le système minimise l'énergie totale. La subdivision en domaines, comme en figure 2.7c, se poursuivra jusqu'à ce que l'énergie de formation d'une paroi supplémentaire augmente entraînant une réduction conséquente de l'énergie magnétostatique. Les régions ainsi divisées sont appelées de **domaines magnétiques** et les limites entre ces régions sont appelées **parois de domaines**.

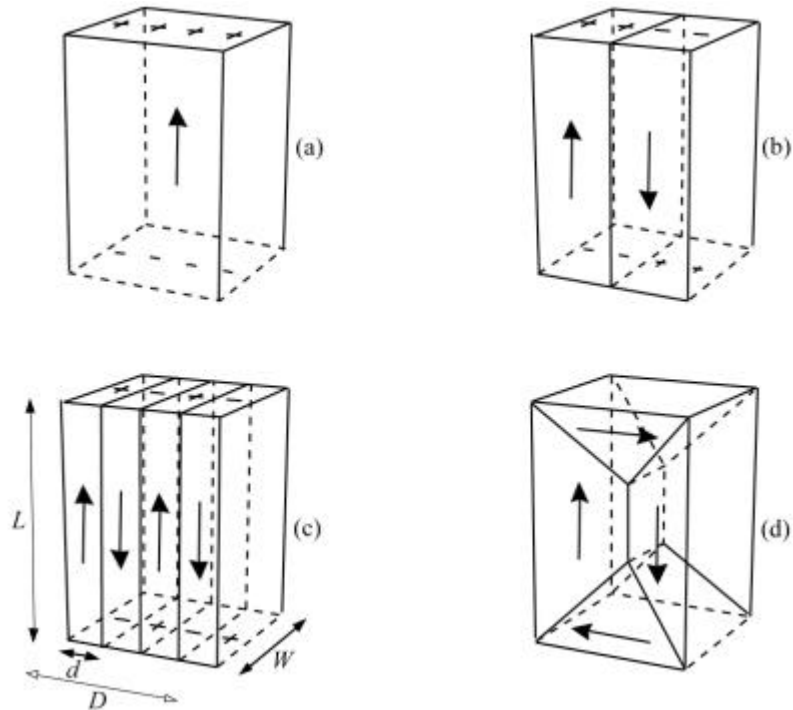


Fig. 2.7 Subdivision d'un grain ferromagnétique en domaines. (a) Structure monodomaine avec pôles positifs et négatifs largement séparés. (b) Structure bidomaine avec une séparation mineure de pôles. (c) Structure à quatre domaines. (d) Structure bidomaine avec des domaines de fermeture. D'après Dunlop & Özdemir (1997).

Le changement de direction d'aimantation entre un domaine et son voisin n'est pas brutal à travers un plan atomique unique. L'épaisseur des parois de domaines dépend de la nature de la substance et de la paroi. La magnétite possède une largeur de paroi d'environ 300 distances inter-réticulaire (Dunlop & Özdemir, 1997), et une énergie d'environ 10^{-3} Jm^{-2} .

Le grain de la figure 2.7a, est appelé **monodomaine** (MD). Au-delà d'une certaine taille critique ce grain sera subdivisé en deux domaines ou plus, pour former un grain **polydomaine** (PD). On observe qu'il est plus facile de subdiviser un grain avec une paroi parallèle à l'axe long du grain. Une autre manière de réduire ou d'éliminer l'énergie magnétostatique est d'ajouter des domaines de fermeture (Fig. 2.7d), ce qui supprime les pôles de surface, et le champ externe, et réduit l'énergie de paroi.

2.3.2 Relaxation magnétique et super-paramagnétisme

La relaxation magnétique est l'affaiblissement, avec le temps, de l'aimantation rémanente d'un assemblage de grains monodomaines. C'est l'effet le plus direct de l'activation thermique. Cette relaxation magnétique de l'aimantation rémanente, $M_r(t)$, après enlèvement du champ démagnétisant, s'écrit :

$$M_t = M_0 \exp(-t/\tau)$$

où M_t est l'aimantation rémanente en fonction du temps, M_0 est l'aimantation rémanente initiale ($t = 0$), et τ est le temps de relaxation des grains pour lequel l'aimantation rémanente est divisée par e , par rapport à l'aimantation rémanente initiale ($M_t = M_{r0}/e$).

Quand le temps de relaxation est petit, c'est-à-dire 100 secondes, l'aimantation acquise par un ensemble de grains est perdue dès qu'elle est acquise. Les grains sont instables par agitation thermique. L'application d'un champ faible leur permet d'atteindre rapidement l'équilibre avec ce champ. Le moment ainsi acquis est appelé aimantation d'équilibre. Cette aimantation disparaît à un taux déterminé par le temps de relaxation. Les grains ayant ce comportement sont appelés **super-paramagnétiques** (SP). Le temps de relaxation devient petit quand la température T est élevée et quand la taille du grain est petite. Pour chaque grain de volume v il existe une **température critique de blocage**, T_B , à laquelle τ devient petit (de l'ordre de 100s). De la même façon, à une température T donnée, il existe un **volume critique de blocage**, v_B , correspondant à une sphère de diamètre d_B , pour lequel τ devient petit.

On peut écrire que le temps de relaxation τ_1 à température T_1 se relie au temps de relaxation τ_2 à la température T_2 sous la forme suivante:

$$T_1 \ln(f\tau_1) \approx T_2 \ln(f\tau_2) .$$

On obtient donc le même effet sur la rémanence en maintenant T_1 pendant un temps τ_1 suffisamment long, ou bien en maintenant pendant un temps plus court τ_2 , une température plus élevée. Par exemple, si on met $f = 10^9 \text{ s}^{-1}$, maintenir une température de 150°C pendant 10^6 années équivaut à maintenir une température de 500°C pendant seulement 1000 s. Ces valeurs sont, bien évidemment, approximatives. On remarque que cette relation est seulement valable si la coercivité (H_c) et l'aimantation spontanée (M_s) ne changent pas avec la température.

2.3.3 Les grains pseudo-monodomaines et la taille critique des grains

Une rémanence de saturation M_{rs} (Fig. 2.4) idéale pour les grains monodomaine possède une valeur de 0,5 d'aimantation de saturation M_s , de façon que $M_{rs}/M_s = 0,5$, alors que pour les grains à deux domaines (2D) ou plus le rapport M_{rs}/M_s doit baisser brusquement, au-delà de la taille critique MD, à raison de $\leq 0,1$, attendue pour les grains polydomaine. Cependant, les données expérimentales (Dunlop 1995) ne montrent pas une telle chute brutale. Un effet similaire serait attendu pour la facilité des grains d'acquérir l'aimantation thermorémanente (ATR, voir 2.3.4), mais là encore cet effet n'est pas observé. Stacey (1962), par conséquent, a proposé l'existence de grains polydomaine contenant un petit nombre de domaines, qui se comportent similairement aux grains monodomaine. Il les a appelé des grains **pseudo-monodomaines** (PMD). Actuellement il est reconnu que la gamme de tailles du PMD inclut la plupart des magnétites et titanomagnétites portant une ATR stable dans les roches magmatiques.

Les domaines illustrés dans la figure 2.7 montrent qu'en l'absence d'un champ externe appliqué, l'énergie magnétostatique diminue quand le numéro de domaines n augmente. La théorie classique de domaine prédit que la taille critique d_0 pour la transition entre monodomaine et 2D survient quand la diminution de l'énergie magnétostatique équilibre l'énergie de la paroi, E_p (i.e., les énergies des structures MD et 2D sont égales). Dunlop & Özdemir (1997) donnent des approximations pour l'énergie magnétostatique E_{nD} d'un cristal avec n domaines en termes de son équivalent E_{MD} comme

$$E_{nD} \approx 1/n E_{MD}$$

afin que

$$E_{MD} = E_{2D} + E_p$$

où

$$E_{MD} = 1/2 \mu_0 N_{MD} V M_s^2 d_0 L W = 2E_{2D}$$

et

$$E_p = \gamma_p L W$$

où γ_p est l'énergie de parois par unité de surface (voir fig. 2.7 pour les définitions de L et W). Combinant les trois dernières expressions:

$$d_0 = 4\gamma_p / \mu_0 N_{MD} M_s^2$$

La structure de cette formule fournit une observation intéressante : puisque $d_0 \propto 1/M_s^2$ et M_s diminue avec l'augmentation de la température, les grains qui sont 2D à température ambiante peuvent se transformer en monodomaine à hautes températures, particulièrement à l'approche de la température de Curie. Pour les titanomagnétites, dont la valeur de M_s diminue avec l'augmentation de x , la taille critique monodomaine peut être considérée comme étant plus grande que celle de la magnétite pure ($M_s = 480 \times 10^3$ A/m). Pour l'hématite avec $M_s = 2,2 \times 10^3$ A/m, le d_0 est beaucoup plus grand, avec une valeur de 15 μm obtenu expérimentalement pour des grains de mêmes dimensions (Dunlop & Özdemir, 1997). Ainsi, pour la plupart des situations les grains d'hématite peuvent être considérés comme grains monodomaine.

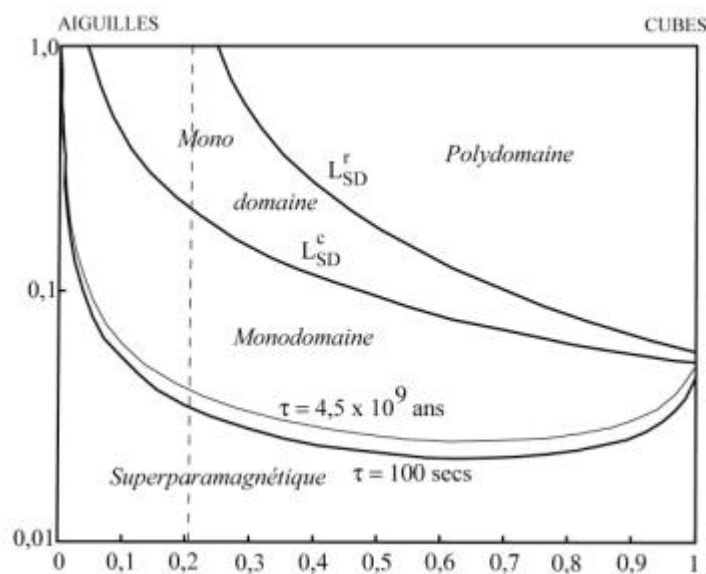


Fig. 2.8 Champs superparamagnétique, monodomaine et polydomaine de grains de magnétite en forme de parallélépipèdes rectangulaires. D'après Newell & Merrill (1999).

En pratique, les grains sont rarement de mêmes dimensions et ainsi, les grains allongés de magnétite, avec N_{MD} de beaucoup inférieur, sont monodomaines à plus grandes tailles. Newell et Merrill (1999) ont considéré le cas de parallélépipèdes rectangulaires de rapports largeur/longueur variables illustrés dans la figure 2.8. Il y a deux tailles critiques, L^c_{MD} et L^r_{MD} , qui correspondent au maximum en coercivité et rémanence respectivement, où la valeur de L^r_{MD} est toujours supérieure à la valeur de L^c_{SD} . La région de comportement super-paramagnétique est aussi figurée (Fig.2.8), caractérisée par un temps de relaxation $\tau \leq 100\text{s}$. La limite de grains avec un temps de relaxation 4×10^9 années est proche de la limite super-paramagnétique et, la région de transition est donc brutale. La figure 2.8 indique l'existence d'une large gamme de formes et de tailles pour lesquelles un comportement monodomaine peut être attendu pour la magnétite. La limite monodomaine pour le L^r_{SD} s'approche de l'infini pour des particules d'allongement 5:1 et par conséquent, des particules de magnétite très allongées peuvent avoir une rémanence monodomaine. Le temps de relaxation dans le champ monodomaine de la fig. 2.8, est presque partout beaucoup plus élevé que l'âge de la Terre, et par conséquent ces grains sont importants pour le paléomagnétisme étant capables de conserver leur rémanence initiale pendant la totalité des temps géologiques.

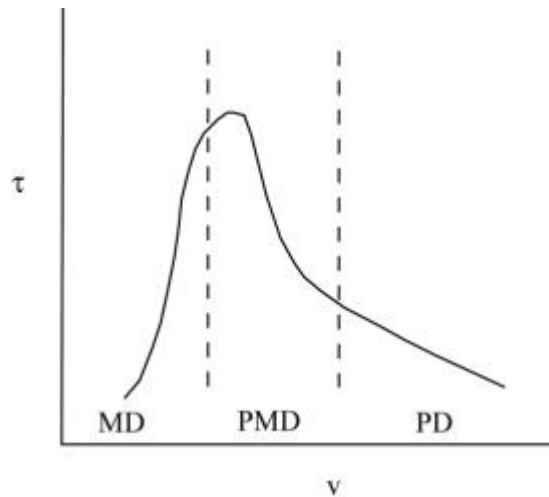


Fig. 2.9 Temps de relaxation τ en fonction du volume du grain v , les autres facteurs étant considérés comme constants. MD: monodomaine, PMD: pseudo-monodomaine, PD: polydomaine. D'après Merrill & McElhinny (1983).

Le temps de relaxation augmente avec l'augmentation de volume v pour les grains monodomaine. La manière avec laquelle le temps de relaxation varie pour les grains pseudo-monodomaine et polydomaine n'est pas bien connue, mais la théorie et l'observation suggèrent une variation hypothétique avec la taille du grain donnée dans la figure 2.9. Il paraît avoir un maximum unique dans la gamme de tailles MD et PMD.

2.3.4 Les différents types d'acquisition d'une aimantation

Divers types d'aimantation traduisent la variété des mécanismes d'acquisition.

L'aimantation rémanente naturelle (ARN) est l'aimantation présente dans une roche avant son traitement en laboratoire. L'ARN est acquise grâce au champ magnétique terrestre (CMT) et son mode d'acquisition dépend de l'histoire de la roche. Le vecteur ARN est typiquement composé de plusieurs composantes. La composante acquise pendant la formation de la roche est appelée ARN primaire. C'est cette composante qui est recherchée dans la plupart des investigations paléomagnétiques. Des composantes secondaires de l'ARN peuvent cependant être acquises après la formation de la roche, et altérer et obscurcir l'ARN primaire. Ces composantes secondaires s'additionnent vectoriellement à la composante primaire pour former l'ARN totale. Les trois formes les plus communes de l'ARN primaire sont (1) l'aimantation thermorémanente, acquise pendant le refroidissement de la roche, en particulier dans le cas des roches éruptives et métamorphiques; (2) l'aimantation rémanente chimique, formée par croissance de grains ferromagnétiques en dessous de la température de Curie; et (3) l'aimantation rémanente détritique, acquise pendant l'accumulation des roches sédimentaires contenant des minéraux ferromagnétiques détritiques. Ces trois formes de l'ARN ont des valeurs d'environ 1 A/m pour les basaltes, 0,1 A/m pour les roches granitiques, 0,01 A/m pour les siltites non marines et 0,0001 A/m pour les siltites marines (Butler, 1998).

Les aimantations thermorémanente (ATR) et thermorémanente partielles (ATR_p). La rémanence acquise par la roche lors de son refroidissement entre la température de Curie et la température ambiante est appelée aimantation thermorémanente totale (TRM). Cette aimantation spontanée, parallèle et de même sens que le champ magnétique inducteur H , est acquise tant que la roche reste à une température supérieure à la température de blocage des grains. L'intensité de l'ATR est proportionnelle au champ appliqué H , si celui-ci est faible. Pour des valeurs élevées de

H, il y a un effet de saturation. Le moment magnétique total est la somme de tous les moments magnétiques portés par les grains. Du fait de l'existence du temps de relaxation (τ), chaque grain possède sa propre température de blocage qui est approximativement fonction de son volume. Schématiquement, pour des grains monodomaine plus le volume du grain magnétique est petit plus la température de blocage est basse. La température de blocage maximum correspond à la température de Curie, au-dessus de laquelle aucun ordre magnétique n'est possible. Thellier (1938) a mis en évidence le fait qu'une roche qui se refroidit dans un champ H entre les températures T_1 et T_2 inférieures à la température de blocage maximum acquiert une aimantation thermorémanente partielle (ATR_p) plus faible que l'ATR acquise dans le même champ, mais qui a des propriétés semblables. De plus, la somme des ATR_p acquises dans un champ H entre T_1-T_2 et T_1-T_3 est égale à l'ATR_p acquise entre T_1 et T_3 . C'est la loi d'addition des ATR_p que l'on peut écrire sous la forme:

$$ATR_p(T_1, H, T_2) + ATR_p(T_2, H, T_3) = ATR_p(T_1, H, T_3).$$

Cette relation est en fait une relation vectorielle mais tous les vecteurs étant colinéaires (le champ H est identique entre T_1 et T_3), nous pouvons l'écrire sous la forme simple ci-dessus. Cette loi n'est valable que pour les grains monodomaines. Tout se passe comme si chaque grain magnétique gardait en mémoire la température à laquelle il a acquis son aimantation. Un chauffage à la température T, suivi d'un refroidissement en champ nul, détruit les parties d'ATR acquises en dessous de cette température T.

L'aimantation rémanente chimique (ARC) peut être acquise dans une roche lorsque se forment de nouveaux minéraux magnétiques en dessous de la température de Curie de ces minéraux. Lors de leur croissance, ils sont soumis au champ magnétique régnant et acquièrent une aimantation à partir du moment où ils atteignent un volume critique.

L'aimantation détritique, ou de dépôt (ARD) est celui des sédiments contenant de fines particules magnétiques qui ont été érodées, transportés puis sédimentés. Ces particules possèdent une aimantation acquise antérieurement. Durant leur traversée de la colonne d'eau ces particules s'orientent de façon à ce que leurs moments s'alignent statistiquement selon la direction du champ magnétique régnant à l'extérieur. Une aimantation rémanente dite post-détritique peut être acquise après le dépôt et avant la consolidation. Elle correspond soit à la réorientation des grains magnétiques sous l'effet du champ terrestre, si les particules sont suffisamment libres, soit encore à des rotations globales de l'ensemble des particules sous l'effet de la compaction, des bioturbations, ou d'autres processus pouvant affecter le sédiment.

L'aimantation rémanente visqueuse (ARV) est acquise lorsque les grains magnétiques contenus dans une roche sont, à température ambiante, exposés à un champ magnétique pendant un temps suffisamment long par rapport au temps de relaxation de certains grains. L'intensité de cette ARV varie comme le logarithme du temps. Une telle aimantation, parasite, parfois non négligeable, peut être acquise en quelques minutes. Ces ARV peuvent être détruites par un séjour prolongé en champ nul ou par chauffage à température modérée (environ 100°C), suivi d'un refroidissement en champ nul, ou bien encore par application d'un champ alternatif.

Les autres aimantations possibles sont exceptionnelles dans la nature. **L'aimantation rémanente isotherme (ARI)** est acquise, à une température donnée, par l'effet d'un champ H, en général fort, supérieur au champ coercitif des grains. Cette aimantation, facile à obtenir en laboratoire, peut être acquise naturellement lors d'un coup de foudre. Dans ce cas toutes les aimantations antérieures sont détruites et remplacées par une ARI. **L'aimantation rémanente anhystérétique (ARA)**, obtenue par l'action conjointe d'un champ alternatif fort et d'un champ

continu faible, est très utilisée pour caractériser la minéralogie magnétique des roches. Ce type d'aimantation est inconnu dans la nature. **L'aimantation piézorémanente (APR)** est obtenue par action d'une contrainte et d'un champ magnétique (Pozzi, 1973). Il est théoriquement possible que cette aimantation se produise dans la nature, mais elle n'a encore jamais été mise en évidence.

2.4 Eléments de paléomagnétisme

2.4.1 Le champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre est l'un des phénomènes planétaires les mieux décrits, mais il demeure paradoxalement l'un des plus mystérieux. Nous ne savons pas quand l'homme a découvert les effets du CMT pour la première fois, mais il semble que dès le 3ème siècle avant J-C, les Chinois avaient déjà inventé la boussole.

L'aimantation rémanente enregistre les champs magnétiques passés auxquels la roche a été soumise. En paléomagnétisme, la direction du vecteur champ géomagnétique de surface est définie par ses composantes horizontale H (déclinaison) et verticale V (inclinaison, positive vers le bas) (Fig. 2.10).

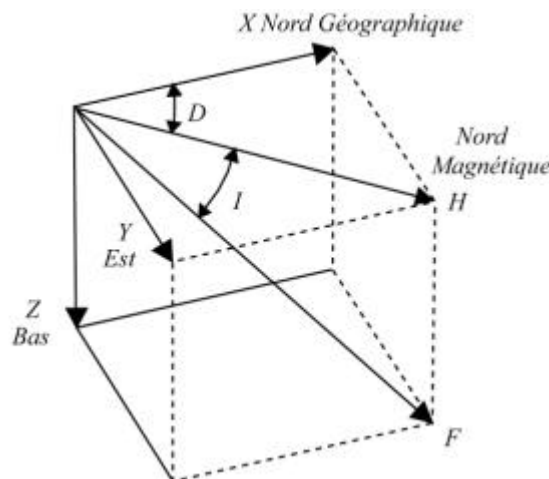


Fig. 2.10 Eléments du champ géomagnétique. Déclinaison D , inclinaison I , composantes horizontale (H) et verticale (Z) du vecteur champ géomagnétique total F .

La composante horizontale se résout en deux composantes, X (composante Nord) et Y (composante Est). Ces composantes s'écrivent comme suit:

$$H = F \cos I, \quad Z = F \sin I, \quad \tan I = Z / H;$$

$$X = H \cos D, \quad Y = H \sin D, \quad \tan D = Y / X;$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 .$$

2.4.2 Origine du champ magnétique terrestre

Les mesures paléomagnétiques ont montré que le champ magnétique terrestre existe probablement depuis plus de 3,5 milliards d'années. Son intensité, durant les périodes stables, n'a

jamais été significativement différente de sa valeur actuelle (Prévot et Perrin, 1992). L'origine essentielle du champ terrestre se situe au niveau du noyau externe liquide. Une action dynamo auto-entretenu se produit, dans laquelle les énergies mécanique et thermique liées à la convection dans le noyau externe sont transformées en énergie magnétique. Ce concept de la dynamo auto-entretenu peut s'expliquer de la manière suivante: lorsqu'un corps conducteur en mouvement est soumis à un champ magnétique il crée, par induction, un courant électrique qui lui-même engendre un champ magnétique. Le CMT, à l'échelle des temps géologiques, peut être approximé par un dipôle géocentrique axial. Si l'origine du CMT fait quasiment l'unanimité, il n'en est pas de même pour l'origine de ses inversions.

2.4.3 Variations temporelles du champ magnétique terrestre

Ce n'est qu'au début du XX^{ème} siècle, avec les travaux de Brunhes (1906), que les premiers arguments en faveur de l'existence d'un champ inverse dans le passé ont été avancés. Mais il a fallu attendre les années 60, pour voir cette idée devenir une évidence, lié aux nombreuses analyses de sédiments marins et aux anomalies magnétiques océaniques.

Depuis le 17^{ème} siècle, les mesures directes du champ terrestre dans les observatoires ont montré des **variations** plus ou moins rapides de sa direction. Il s'agit de variations chaotiques très rapides (1 seconde à 1 heure), d'origine externe, probablement liées aux courants ionosphériques: ce sont les orages magnétiques. Il s'agit aussi de variations périodiques de 12 heures, 1 jour, 13 jours, 27 jours, 6 mois, 1 an et 11 ans qui ont été mises en évidence et reliées aux mouvements des corps du système solaire. Il existe encore des variations à plus long terme, de l'ordre du siècle, dues à des phénomènes internes au globe terrestre, et qui constituent ce que l'on appelle les variations séculaires.

Au-delà de ces courtes variations, qui intéressent assez peu le géologue, d'autres variations de plus grande amplitude peuvent avoir été enregistrées par les roches au cours de l'histoire de notre planète et ainsi servir de repères.

Les **excursions** sont des variations millénaires qui correspondent à des tendances inverses pendant quelques milliers d'années. Pendant ces périodes, le champ change de direction et son intensité diminue brutalement, mais il n'y a pas d'inversion stable avant qu'il revienne à sa polarité originelle. Quand ces excursions sont assez puissantes elles permettent de passer d'une position stable à l'autre, on parle alors d'**inversion**. Les périodes de transition entre deux positions stables antipodales s'effectuent sur un temps très court à l'échelle géologique, de l'ordre du millier à la dizaine de milliers d'années. La propriété la plus importante du CMT est son changement de polarité suivant un processus apparemment non régulier. Concernant l'éventuelle périodicité des inversions du CMT, aucune périodicité n'a encore été publiée (McFadden, 1987).

Un certain nombre d'auteurs (par exemple: Raup 1985, Creer & Pal 1986) ont essayé de relier les éventuelles périodicités d'inversions du CMT avec les extinctions en masse et/ou les collisions avec des météorites. L'analyse paléomagnétique de la limite Crétacée/Tertiaire, où il y a les meilleurs arguments en faveur d'une collision importante avec un objet extraterrestre, ne montre aucune inversion, tendance inverse ou même excursion. Il ne semble pas y avoir non plus de changement dans la fréquence à laquelle les inversions se produisent à ce moment là. Si chaque inversion était liée à une collision avec une météorite, il est évident que de nombreux impacts seraient visibles à la surface du globe. Selon les hypothèses de Muller & Morris (1986), une baisse du niveau des océans et une augmentation de la surface des calottes de glace aux pôles pourraient avoir une influence sur le cisaillement à la limite manteau inférieur/noyau. Le taux maximal d'inversions semble coïncider avec les glaciations quaternaires. Mais, ceci est

contredit par les glaciations du Gondwana (320-240 Ma) qui correspondent à une période sans inversion qu'est l'intervalle Kiaman (Merril & McFadden, 1988). Il n'y a donc aucun argument convaincant pour relier les inversions du CMT avec une cause externe. L'origine de ces inversions est alors à chercher dans la dynamique propre de notre planète et notamment au niveau des phénomènes mal connus qui se produisent dans le noyau.

Merril & McFadden (1988) ont proposé un modèle en accord avec, à la fois, la théorie et les observations paléomagnétiques, qui considère qu'une inversion se produit quand la famille quadripôle devient prédominante sur la famille dipôle, et quand le couplage entre ces deux familles est suffisant. Des variations chimiques ou thermiques suffisamment importantes au niveau de l'interface noyau/manteau pourraient créer une asymétrie entre les deux hémisphères du noyau. Cette asymétrie pourrait être à l'origine des inversions du CMT. Il reste que de nouvelles données sont nécessaires pour mieux connaître la morphologie du CMT durant les périodes de transition. Ces périodes durent entre 1.000 et 10.000 ans. Pendant ce temps l'intensité du CMT diminue à 10-20% de sa valeur non transitionnelle dominée par le terme dipolaire.

2.4.4 Modèle du dipôle axial géocentrique

Un concept essentiel pour le paléomagnétisme est celui du dipôle axial géocentrique (DAG, Fig. 2.11) qui considère le champ magnétique produit par un dipôle magnétique unique au centre de la Terre et aligné avec l'axe de rotation. Ainsi, pour tous les points de la surface de la Terre, la latitude géomagnétique λ est égale à la latitude géographique. Si m est le moment magnétique du dipôle et a est le rayon de la Terre, les composantes horizontale (H) et verticale (Z) du champ à latitude λ se déduisent du terme harmonique sphérique g_1^0 comme:

$$H = \mu_0 m \cos \lambda / 4\pi a^3, \quad Z = 2\mu_0 m \sin \lambda / 4\pi a^3,$$

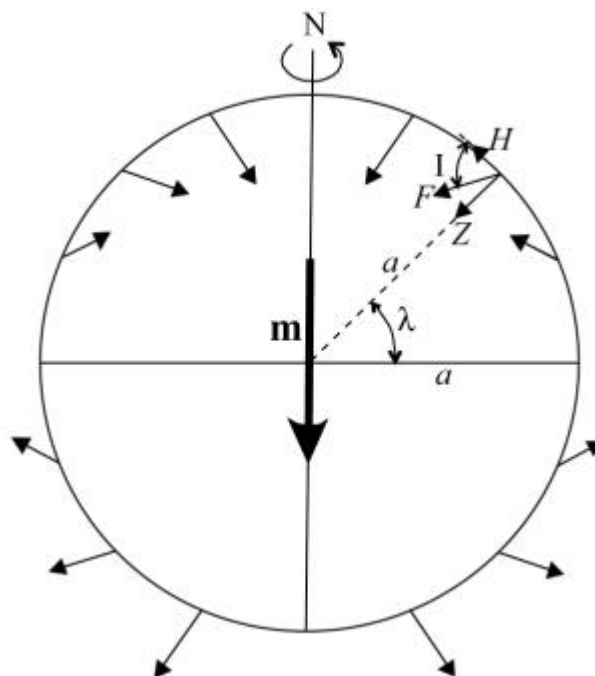


Fig. 2.11 Le champ d'un dipôle axial géocentrique

Le champ total F est donné par:

$$F = (H^2 + Z^2)^{1/2} = \mu_0 m (1 + 3 \sin^2 \lambda)^{1/2} / 4\pi a^3$$

La tangente de l'inclinaison magnétique I est Z/H , donc: $\tan I = 2 \tan \lambda$, et par définition pour un dipôle axial, $D = 0^\circ$.

Cette relation $\tan I = 2 \tan \lambda$, où la latitude du pôle dépend directement de son inclinaison moyenne, est centrale en paléomagnétisme, considérant que le modèle du dipôle axial est applicable aux différents périodes géologiques.

Pour comparer les résultats paléomagnétiques issus de localités différentes, on calcule le **pôle paléomagnétique**, qui représente la position de l'axe du dipôle moyenné dans le temps, c'est-à-dire moyenné des variations séculaires. Ce pôle paléomagnétique est repéré par rapport à la grille latitude-longitude actuelle. Ainsi, si la direction paléomagnétique moyenne (D_m, I_m) est connue dans une localité échantillonnée (S), de latitude et longitude (λ_s, ϕ_s), les coordonnées du pôle paléomagnétique P (λ_p, ϕ_p) se calculent à partir des équations suivantes (voir Fig. 2.12):

$$\begin{aligned} \sin \lambda_p &= \sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D_m \quad (-90^\circ \leq \lambda_p \leq +90^\circ) \\ \phi_p &= \phi_s + \beta \quad \text{quand } \cos p \geq \sin \lambda_s \sin \lambda_p \\ \phi_p &= \phi_s + 180 - \beta \quad \text{quand } \cos p < \sin \lambda_s \sin \lambda_p \\ \text{où } \sin \beta &= \sin p \sin D_m / \cos \lambda_p \quad (-90^\circ \leq \beta \leq +90^\circ) . \end{aligned}$$

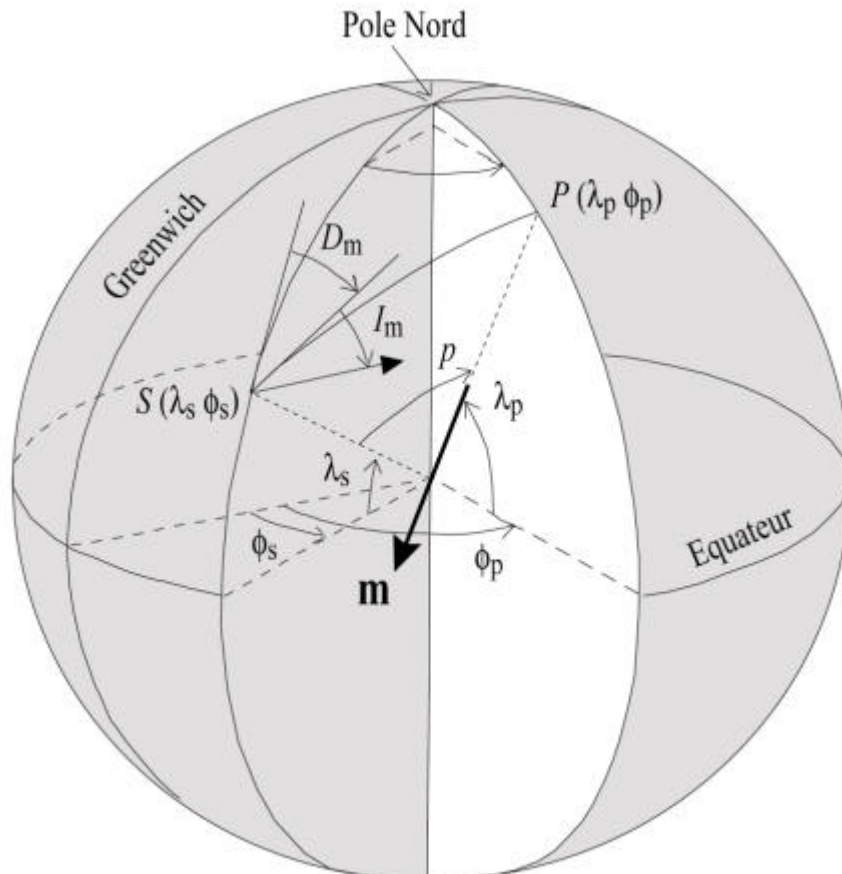


Fig. 2.12 Calcul de (λ_p, ϕ_p) du pôle paléomagnétique P du site d'échantillonnage S de position (λ_s, ϕ_s) et de direction magnétique moyenne (D_m, I_m) . D'après Merrill et al. (1996).

2.4.5 Intensité et paléointensité du champ magnétique terrestre

L'intensité du champ magnétique terrestre est mesurée en continu dans les observatoires depuis 300 ans. Elle varie d'environ $25 \mu\text{T}$ à l'équateur à environ $60 \mu\text{T}$ aux pôles. Pour les périodes anciennes, les mesures de paléointensité sont rares et les incertitudes augmentent. La

détermination des paléointensités est l'un des problèmes les plus difficiles en paléomagnétisme. La qualité de la détermination dépend beaucoup du matériel utilisé et de la méthode employée.

La première tentative pour retrouver la paléointensité est celle de Koenigsberg (1938) qui a comparé, sur les mêmes roches volcaniques, l'ARN et l'ATR acquises dans un champ connu. Puis Thellier et Thellier (1959) ont proposé une méthode plus élaborée dans laquelle le rapport ARN/ATR est comparé pour plusieurs intervalles de température en chauffant l'échantillon par paliers depuis la température ambiante jusqu'à sa température de Curie. Cette méthode a été améliorée par Shaw (1974).

Les mesures de paléointensité peuvent être normalisées par calcul du moment du dipôle équivalent appelé VDM (*virtual dipole moment*). Le moment moyen des derniers 10.000 ans est de $8,75 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (McElhinny & Senanayake 1982), avec une variation allant de 2 à $12 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ qui semble être la même depuis le Précambrien (Prévot & Perrin, 1992).

2.5 Susceptibilité et anisotropie de susceptibilité magnétique

L'aimantation induite M qu'acquiert un corps exposé à un champ magnétique H , permet de définir la susceptibilité magnétique K par: $M = KH$, où, K est un scalaire si le corps est isotrope.

Si le corps est anisotrope, c'est le cas des roches en général, la susceptibilité magnétique est un tenseur d'ordre 2: $M_i = K_{ij}H_j$ ($i, j = 1, 2, 3$), où M_i est l'aimantation dans la direction i , H_j représente le champ induit effectif selon la direction j .

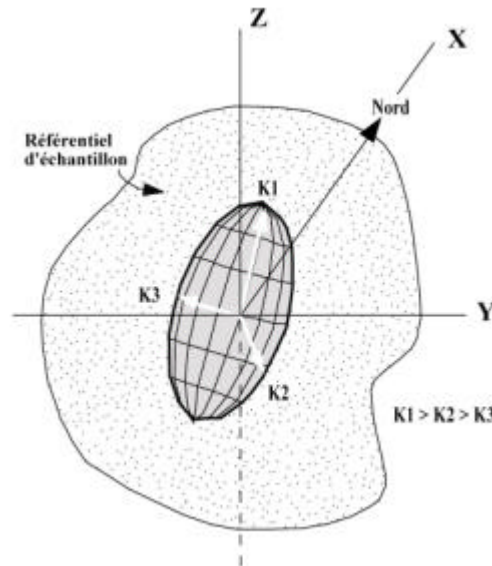


Fig. 2.13 L'ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique, ses axes principaux et son orientation dans un échantillon et dans l'espace.

L'objet géométrique représentatif de ce tenseur est un ellipsoïde triaxial (Fig. 2.13). La mesure de l'aimantation induite dans au moins trois directions orthogonales fournit les termes diagonaux et symétriques du tenseur. La diagonalisation de cette matrice permet d'obtenir les 3 vecteurs propres K_{11} , K_{22} , K_{33} . L'intensité et l'orientation (direction et inclination) dans le référentiel géographique de ces 3 vecteurs fournissent les demi-axes de l'ellipsoïde de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) tels que: $K_{11}=K_1$ ou K_{\max} ; $K_{22}=K_2$ ou K_{int} ; $K_{33}=K_3$ ou K_{\min} ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$).

Les unités de champ magnétique et d'aimantation induite sont les mêmes, A/m (dans le Système International, S.I.), et en conséquence la susceptibilité magnétique est une grandeur sans dimension.

La susceptibilité K d'une roche, sous l'action d'un champ faible et à température ambiante, est la somme de toutes les contributions des différentes phases minérales diamagnétiques, paramagnétiques, antiferromagnétiques et ferromagnétiques.

2.5.1 Anisotropie magnétique des minéraux

Le quartz, le feldspath et la calcite sont des minéraux diamagnétiques; les muscovites, biotites, pyroxènes et amphiboles sont des minéraux paramagnétiques; l'ilménite est antiferromagnétique; la pyrrhotite, l'hématite et la magnétite sont ferromagnétiques. Tous ces minéraux montrent une anisotropie magnéto-cristalline alors que la magnétite montre une anisotropie de forme due à sa forte susceptibilité et symétrie cubique.

L'aimantation de matériaux jusqu'à la saturation est plus facile à atteindre selon certaines directions cristallographiques appelées directions d'aimantation facile. Cette aimantation préférentielle selon certaines directions cristallographiques s'appelle anisotropie magnéto-cristalline. Dans les micas, l'axe de susceptibilité minimum K_3 est perpendiculaire au plan de clivage (001), pratiquement parallèle à l'axe c , avec K_2 et K_3 contenus dans le plan de clivage. Les amphiboles présentent l'axe de K_1 selon l'axe c du minéral. Ces anisotropies sont considérées "normales" car l'ellipsoïde de susceptibilité est coaxial avec l'ellipsoïde de forme du cristal. Cependant, la tourmaline possède une anisotropie magnétique inverse avec K_3 parallèle à l'axe c du cristal. Son ellipsoïde de susceptibilité est inverse à son ellipsoïde de forme.

L'anisotropie de forme dérive du fait que les grains présentent, dans la plupart des cas, des formes non sphériques, responsables du champ démagnétisant. Elle dépend, par conséquent, du type de minéral et du type de roche à laquelle il appartient. C'est le cas des minéraux fortement magnétiques comme la magnétite (ferrimagnétique). Les grains de magnétite ont rarement une forme cubique. Ainsi, quand les grains de magnétite sont allongés, même faiblement, leur susceptibilité maximale est parallèle à l'allongement du grain. La magnétite présente, cependant, une anisotropie magnéto-cristalline (Nagata 1961), mais elle est plus faible parallèlement à [100], et plus forte parallèlement à [111].

2.5.2 Anisotropie magnétique de granites

L'anisotropie magnétique des minéraux d'une roche définit la fabrique magnétique de cette roche (Hrouda 1982). En général, si les minéraux magnétiques présentent une fabrique minérale, la fabrique magnétique traduit cette fabrique. La fabrique minérale de roches est souvent une fabrique de forme des minéraux, toujours difficile à observer dans les granites tant l'anisotropie de forme des minéraux est faible dans cette roche. D'où l'importance de travailler sur l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM). En absence de magnétite, l'anisotropie sera magnéto-cristalline, portée par les silicates contenant du fer et du manganèse, dont les axes d'anisotropie de forme sont coaxiaux avec ceux de leur réseau. De plus, si l'anisotropie est normale, l'anisotropie de la roche coïncidera avec la fabrique de forme des minéraux. Au contraire, en présence de la magnétite, dont la susceptibilité et l'anisotropie dominent fortement celle des silicates, la fabrique magnétique du granite sera une mesure de la fabrique de forme de la magnétite.

Dans une roche sans magnétite, les phyllosilicates (comme la biotite) sont les principaux minéraux porteurs de l'anisotropie. Ils ont une grande importance dans l'ASM des granites dits "paramagnétiques", c'est-à-dire granites sans ou avec une très petite quantité de magnétite, parce qu'ils sont des marqueurs planaires parfaits de la foliation magnétique. Les phyllosilicates présentent une forte anisotropie magnéto-cristalline. La susceptibilité minimale est perpendiculaire au plan basal (001) et donc K_3 représentera le pôle de la foliation magmatique, s'il n'y a pas de déformation d'état solide. La présence d'amphibole dans un granite favorise la définition d'une linéation magnétique parallèle à la linéation magmatique, parce que K_1 est parallèle à l'axe c du minéral, ou proche de lui (Gleizes 1992).

Dans les granites contenant de la magnétite, l'anisotropie magnétique de l'ensemble silicates+magnétite est presque toujours coaxiale à l'anisotropie de la magnétite seule, telle qu'on peut la mettre en évidence par la mesure de l'anisotropie de l'aimantation rémanente (AAR). Ceci indique que c'est la magnétite qui porte le signal. Dans le cas général, le plan moyen d'aplatissement des grains de magnétite ou plan de foliation magnétique (perpendiculaire à K_3), la direction moyenne d'allongement des grains de magnétite, ou linéation magnétique (parallèle à K_1), représentent bien la fabrique minérale des roches magmatiques.

2.5.3 Les paramètres de l'ASM

En plus de l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de l'ASM (données directionnelles), les intensités des axes ainsi que les intensités relatives de ces axes sont des quantités intéressantes à étudier (données scalaires), qui permettent de mieux qualifier les fabriques.

Les paramètres scalaires de l'ASM sont: la susceptibilité moyenne, $K_m = (K_1+K_2+K_3)/3$, le taux ou degré d'anisotropie, $P = K_1/K_3$, ou encore la pourcentage d'anisotropie, $P\% = 100.(P-1)$, l'anisotropie linéaire, $L = K_1/K_2$ [ou $L\% = 100.(L-1)$], et l'anisotropie planaire, $F = K_2/K_3$ ou $F\% = 100.(F-1)$.

Le paramètre qui représente la forme de l'ellipsoïde d'ASM peut être calculé de deux façons différentes. Le paramètre de Flinn, donné par $P_{Flinn} = (L-1)/(F-1)$, varie de 0 (ellipsoïde en galette et fabrique planaire) à l'infini (ellipsoïde en cigare et fabrique linéaire). Si $P_{Flinn} = 1$, l'ellipsoïde est triaxial, et la fabrique est plano-linéaire. Ce paramètre est peu utilisé car le domaine (0,1) représente un champ équivalent au domaine (1, ∞). On lui préfère le paramètre de Jelinek, $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)] - 1$, qui varie de $T = -1$ (ellipsoïde allongé) à $T = +1$ (ellipsoïde aplati).

2.6 L'anisotropie d'aimantation rémanente (AAR)

L'anisotropie de l'aimantation rémanente est également décrite par un ellipsoïde. Cette aimantation, enregistrée par les minéraux ferromagnétiques contenus dans l'échantillon, reflète, au premier ordre, l'anisotropie de forme de ces minéraux. L'AAR est étudiée avec les mêmes paramètres que pour l'ASM. Les trois axes de l'ellipsoïde sont orientés par rapport au Nord (déclinaison et inclinaison); l'intensité de l'ellipsoïde est la moyenne des trois axes de l'ellipsoïde AAR; le degré d'anisotropie est représenté par P_j , et la forme de l'ellipsoïde est décrite par T_j .

CHAPITRE 3

**TECHNIQUES ET MÉTHODES
MAGNÉTIQUES**

CHAPITRE 3

TECHNIQUES ET MÉTHODES MAGNÉTIQUES

3.1 Prélèvement et préparation des échantillons

Les études de magnétisme des roches s'appuient sur des échantillons de taille standard adaptée à la taille des porte-échantillons des divers appareils de mesure. Pour les fabriques magnétiques en particulier, l'échantillonnage doit être distribué de façon aussi régulière que possible. C'est dans cet esprit que plusieurs campagnes sur le terrain ont été accomplies. Un ensemble de 160 sites a été récolté en 2001, et 122 sites ont été récoltés en 2003. En général, 2 carottes de 25mm de diamètre environ ont été prélevées sur chaque site. Le prélèvement des carottes a été effectué avec une carotteuse portative équipée d'un foret amagnétique à couronne diamantée. Le foret est refroidi en cours de forage par injection d'eau par gravité (Fig. 3.1a).



Fig. 3.1 Technique d'échantillonnage sur le terrain. Foreuse portative (a); repérage de la position de la carotte (b); orientation avec la boussole et l'orientomètre avant prélèvement (c) et marquage (d).

L'orientation des carottes est réalisée sur place à l'aide d'un orientomètre et d'une boussole (Fig. 3.1b à d). Puis, on trace sur la partie supérieure de la carotte une ligne dont l'azimut est celui du plan vertical qui passe par l'axe de la carotte, mesuré par rapport au Nord géographique. A l'extrémité de la ligne, on marque une flèche indiquant le sens du plongement de la carotte. Après extraction de la carotte, on trace les deux génératrices de la carotte qui correspondent à son azimut, c'est-à-dire qui matérialisent le plan vertical passant par l'axe de la

carotte. On prolonge ensuite la flèche qui est dessinée sur la partie supérieure de la carotte, à l'aide de barbules placées le long de la génératrice adéquate. Elles répètent le sens du plongement de la carotte. Au laboratoire les carottes sont coupées perpendiculairement à leur axe, en cylindres individuels de 22 mm de hauteur et de 25 mm de diamètre. Ces dimensions ne sont pas arbitraires, mais correspondent au rapport hauteur/diamètre le plus proche d'une sphère, afin que l'effet de la forme soit minimum. A partir de chaque carotte on obtient ainsi au moins deux cylindres. La partie restante est habituellement utilisée pour préparer une lame mince ou effectuer une analyse chimique (Fig. 3.2).

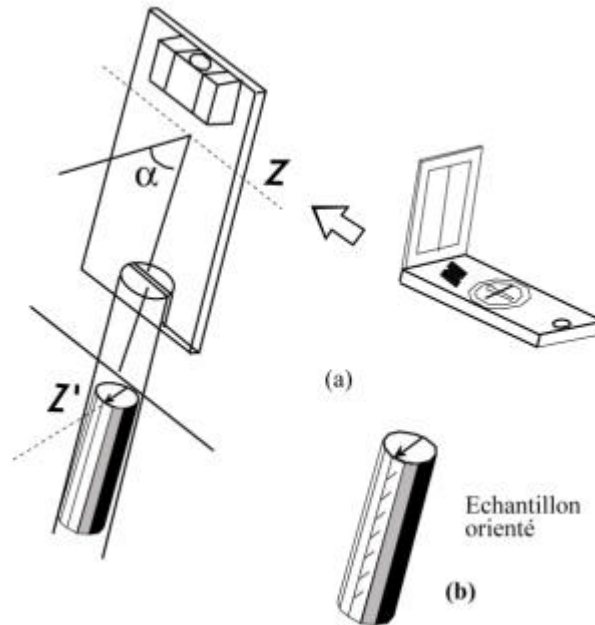


Fig. 3.2 Orientomètre et boussole (a). La direction Z mesurée sur le terrain est perpendiculaire à l'azimut Z' du cylindre. Le pendage α de la plaque de l'orientomètre est le même que le plongement de l'axe du cylindre. L'échantillon extrait est orienté par rapport au Nord et à la verticale (b).

3.2 Appareils utilisés

Toutes les mesures physiques ont été réalisées sur le matériel de l'"Atelier de Magnétisme" du LMTG (Toulouse), à l'exception des mesures d'hystérésis qui ont été faites au CEREGE (Marseille). Nous présentons les appareils que nous avons utilisés pour les mesures de susceptibilité et d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), puis de rémanence et d'anisotropie de rémanence (AARA: anisotropie d'aimantation rémanente anhystérique), puis de minéralogie magnétique. Certains appareils ont une fonction pour plusieurs applications.

Les mesures d'ASM ont été réalisées avec les susceptomètres Agico Kappabridge KLY-2 et KLY-3 (Fig. 3.3). Ces appareils opèrent en champ faible alternatif de 4×10^{-4} T, et à une fréquence de 920 Hz, avec une sensibilité d'environ 5×10^{-8} SI. Leur principe de fonctionnement est la mesure de la perturbation de l'inductance provoquée par un échantillon quand il est introduit dans la bobine. Avec le KLY2, la susceptibilité de chaque cylindre est mesurée dans 15 positions différentes dont certaines sont symétriques deux à deux. Avec le KLY3, le principe de mesure est le même sauf que l'échantillon est placé dans trois positions (orthogonales) différentes, au lieu de 15. Pour chacune de ces trois positions, la susceptibilité est mesurée automatiquement tout le long du cercle de rotation autour de cet axe. Dans les deux cas on

obtient ainsi les termes diagonaux et symétriques du tenseur de l'ASM. La diagonalisation de cette matrice permet d'obtenir les trois vecteurs propres correspondant aux trois axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM (K_1 , K_2 et K_3), à partir desquels on calcule les paramètres scalaires de l'ASM. Enfin, l'orientation de ces axes dans le repère géographique de l'échantillon (Fig. 3.2) s'obtient à travers son "orientation de terrain" (azimut et plongement de la flèche), ce qui permet de calculer de paramètres directionnels de l'ASM.

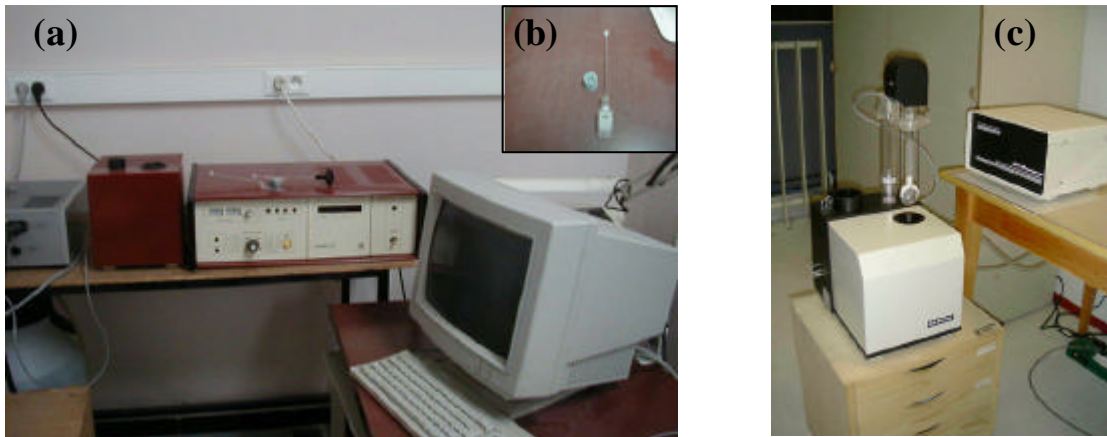


Fig. 3.3 L'appareil KLY2 (a) et son porte échantillon (b) permettant d'orienter l'échantillon dans quinze positions, et l'appareil KLY3 (c).

L'aimantation rémanente, qu'elle soit naturelle totale (ARN) ou résiduelle (c-à-d après désaimantation partielle par champ alternatif ou thermique), ou encore induite (ARA: aimantation rémanente anhystérétique; ou ARI: aimantation rémanente isotherme), est mesurée avec le magnétomètre tournant JR5-A de Agico, dont la sensibilité est de l'ordre de 2×10^{-6} A/m (Fig. 3.4). L'échantillon est placé à l'intérieur du porte-échantillon qui tourne successivement autour de trois positions orthogonales. C'est la rotation (à vitesse angulaire constante) des petits aimants (minéraux rémanents), à l'intérieur d'une paire de bobines de Helmholtz (contenues dans le coffret noir qui enferme le porte-échantillon; Fig. 3.4), qui crée le signal dont la mesure permet de déterminer une composante du vecteur rémanent. Le JR5-A permet au porte-échantillon de passer à l'axe de rotation suivant de façon automatique. On détermine ainsi les trois composantes du vecteur rémanent.

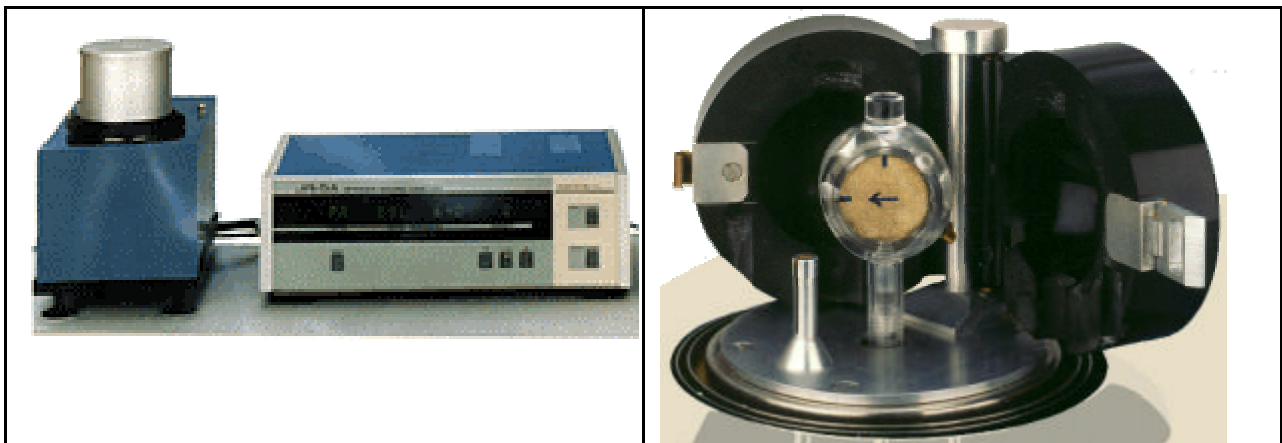


Fig. 3.4 Le magnétomètre JR5-A (a) et son porte échantillon, dans le boîtier contenant les bobines de mesure (b).

Des désaimanteurs (AF ou thermique) permettent d'étudier la rémanence fossile (paléomagnétisme). Les appareils d'implantation d'une aimantation permettent d'étudier la minéralogie magnétique ou l'anisotropie d'aimantation de rémanence (AARA). Le désaimanteur AF que nous possédons (LDA-3: AF 1-100mT, 50Hz; Fig. 3.5) permet de faire tourner l'échantillon au coeur d'une bobine produisant un champ alternatif. Il est associé à un aimanteur sous champ continu, AMU-1A, qui implante une aimantation parallèlement à l'axe de la bobine sous un champ alternatif qui diminue progressivement jusqu'à s'annuler (DF 0-500 μ T; AF 0-100 mT; Fig. 3.5). C'est ce que l'on appelle une aimantation anhystérétique. Pour déterminer l'AARA, l'échantillon est successivement aimanté puis désaimanté dans six positions différentes (C1 à C6). L'intensité de la rémanence est, à chaque fois, mesurée avec le magnétomètre JR5-A, ce qui conduit à construire le tenseur d'ordre 2 de l'anisotropie de rémanence, donnant les axes de l'ellipsoïde de la rémanence.



Fig. 3.5 Le désaimanteur AF LDA-3 (a) avec sa bobine génératrice de champ et son porte échantillon. L'aimanteur AMU-1A (b) est une autre bobine, coaxiale, à l'intérieur de la grande bobine; on voit l'appareil de contrôle du champ et la petite console de contrôle des rotations du porte échantillon et des intensités des champs magnétiques (AF et DC). L'ensemble est protégé du champ terrestre par du mu-métal.

Le désaimanteur thermique que nous possédons est le four Schonstedt TSD-1, qui, protégé par ses cylindres de mu-métal, chauffe (jusqu'à 800°C) et refroidit en champ faible un ensemble d'échantillons de taille standard (Fig. 3.6).

Les variations de la susceptibilité magnétique avec la température ont été mesurées avec le four/cryogénique CSL (Agico) couplé au KLY-2 (Fig. 3.7). Un dispositif tubulaire amagnétique contenant l'échantillon est introduit dans le solénoïde du susceptomètre KLY-2. Il doit permettre, soit de chauffer l'échantillon jusque vers 700°C, soit de le refroidir jusqu'à la température de l'azote liquide. Un thermocouple est associé à une unité de contrôle. L'échantillon (quelques mg de poudre) est placé dans un tube de silice, contre le thermocouple. La susceptibilité est mesurée après introduction du dispositif dans le solénoïde du KLY-2, toutes les 30 secondes et de façon automatique. La mesure est effectuée en cours de montée en température, de l'ambiante jusque vers 700°C pour l'examen de la susceptibilité à haute température. On peut poursuivre l'acquisition au cours du refroidissement. La mesure se fait de -200°C à l'ambiante pour l'examen de la

susceptibilité à basse température. Les courbes (K, T) sont construites à partir de 500 à 700 couples de points susceptibilité-température.



Fig. 3.6 Le four Schonstedt TSD-1, utilisé pour la désaimantation thermique des échantillons dans un intervalle de température de 0°C à 800°C, avec chambre de chauffage et refroidissement en champ nul.

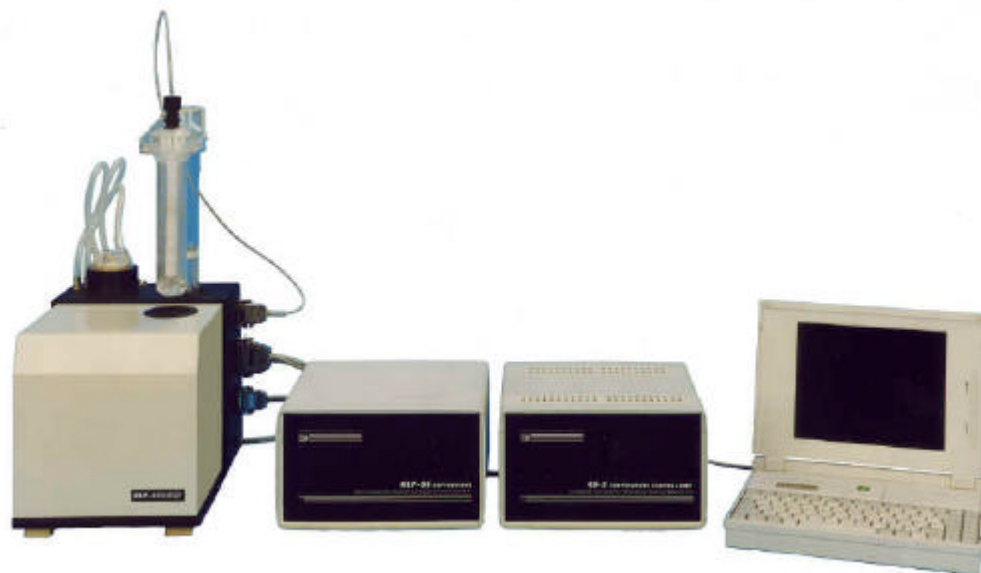


Fig. 3.7 Le dispositif CS-2 (four)/CSL (cryogénique) couplé au susceptomètre KLY-2.

Les mesures des paramètres d'hystérésis ont été effectuées, pour quelques échantillons, à l'aide du magnétomètre Micro VSM (*vibrating sample magnetometer*) du CEREGE (Laboratoire de P. Rochette) de 2 pouces d'entrefer (Fig. 3.8) permettant d'appliquer un champ de 1,0 T au maximum.



Fig. 3.8 Le Micro VSM de *Princeton Measurements Corporation* qui permet de mesurer l'aimantation en fonction du champ appliqué.

3.3 Mesures d'anisotropie

Deux types d'anisotropie sont intéressants à étudier car ces anisotropies véhiculent des informations différentes et complémentaires: l'anisotropie d'aimantation induite (ASM) et l'anisotropie d'aimantation rémanente (AAR). L'ASM est portée par toutes les phases aimantables de la roche, c'est-à-dire principalement les minéraux paramagnétiques et ferromagnétiques, alors que l'AAR n'est portée que par les minéraux ferromagnétiques, les seuls à posséder une rémanence.

3.4 Mesures de rémanence

3.4.1 Désaimantation progressive

Les échantillons de roche sont soumis à plusieurs méthodes de désaimantation progressive au laboratoire avec le but d'élucider l'histoire magnétique de la roche dès sa formation. Les méthodes le plus souvent utilisées sont la désaimantation en champ alternatif (AF), thermique et chimique. Pendant la désaimantation, les échantillons sont soumis à des valeurs progressivement croissantes de champ alternatif, température ou temps (dans le cas de la démagnétisation chimique), en présence d'un champ magnétique continue nul. L'aimantation est remesurée à chaque traitement et les changements résultants en intensités et directions sont discutés en 3.4.2.

3.4.1.1 Désaimantation par champ alternatif (AF)

Le mécanisme de **désaimantation par champ alternatif** (AF: *alternative field* en anglais) a été étudié en détail par As & Zijdeveld (1958) et par Rimbart (1959). Dans un champ

magnétique alternatif H , tous les grains ayant une force coercitive inférieure à $H \cdot \cos\theta$ (où θ est l'angle entre l'axe de facile aimantation et H) vont être remobilisés. Il est donc nécessaire d'appliquer un champ H au minimum dans les trois directions de l'espace et de faire décroître progressivement l'intensité de H afin que les grains remobilisés acquièrent une aimantation de direction aléatoire. La somme de ces aimantations est donc considérée comme nulle.

La désaimantation par champ alternatif consiste à soumettre l'échantillon à des champs H successivement croissants et ce jusqu'à disparition complète de l'aimantation. La théorie des grains magnétiques sous champ alternatif reste toutefois assez obscure (Tarling, 1983) car il est pratiquement impossible de désaimanter complètement une roche par cette méthode. Pour que la désaimantation soit efficace, il est indispensable d'annuler le champ terrestre avec des capuchons en mu-métal et de s'assurer que les crêtes du champ alternatif sont égales, faute de quoi une ARA parasite pourra être acquise.

Les différents types d'aimantation réagissent de façon différente à l'action d'un champ alternatif. L'ATR est classiquement plus résistante. Tout comme la désaimantation thermique, la progressivité de cette méthode permet d'analyser des aimantations superposées dans un même spécimen. L'avantage de cette méthode par rapport à la désaimantation thermique réside dans le fait qu'il n'y a pas de transformations minéralogiques.

3.4.1.2 Désaimantation thermique

Le principe de la **désaimantation thermique** repose sur les conséquences de la loi d'addition de l'ATR. Un spécimen chauffé à une température T_1 puis refroidi en champ nul sera partiellement désaimanté. En effet, tous les grains possédant une température de blocage inférieure ou égale à T_1 vont perdre leur aimantation rémanente. On recommence l'opération en chauffant l'échantillon à $T_i > T_{i-1}$ jusqu'à disparition complète de l'aimantation. Cette méthode permet de séparer les composants de basse température, essentiellement les ARVs, des composants de plus haute température.

Les inconvénients majeurs sont les transformations minéralogiques inhérentes à la cuisson et la présence d'un champ parasite résiduel à l'intérieur du blindage amagnétique protégeant le four. La présence d'un tel champ peut entraîner l'apparition de l'ARC ou de l'ARTp. Afin de minimiser ces risques, le champ résiduel ne doit pas dépasser quelques dizaines de nanotesla. Le problème des transformations minéralogiques est délicat. Des mesures de susceptibilité après chaque palier de température permettent en général de mettre en évidence de tels phénomènes.

3.4.1.3 Désaimantation chimique

La technique de la **désaimantation chimique** a été développée par Collinson (1965) à partir d'étude de l'aimantation de sédiments rouges. Cette méthode est caractérisée par l'immersion en acide chlorhydrique des échantillons par longueur de temps convenable, après lequel ils sont lavés et séchés et leur aimantation est remesurée.

3.4.2 – Présentation des données de désaimantation

Les changements du vecteur aimantation d'un échantillon de roche durant la désaimantation impliquent sa direction et son intensité. Les changements de direction peuvent être montrés dans un stéréogramme et les changements d'intensité dans un diagramme de l'intensité en fonction du traitement utilisé. Deux diagrammes sont requis pour montrer les deux

composants du vecteur aimantation. Alternativement, un diagramme orthogonal du vecteur peut être utilisé pour montrer les deux composantes. Tel diagramme, connu comme **diagramme de Zijdeveld** (1967), est la méthode standard pour présenter les résultats de la désaimantation. Quelques diagrammes de Zijdeveld à deux composants sont présentés dans la figure 3.9.

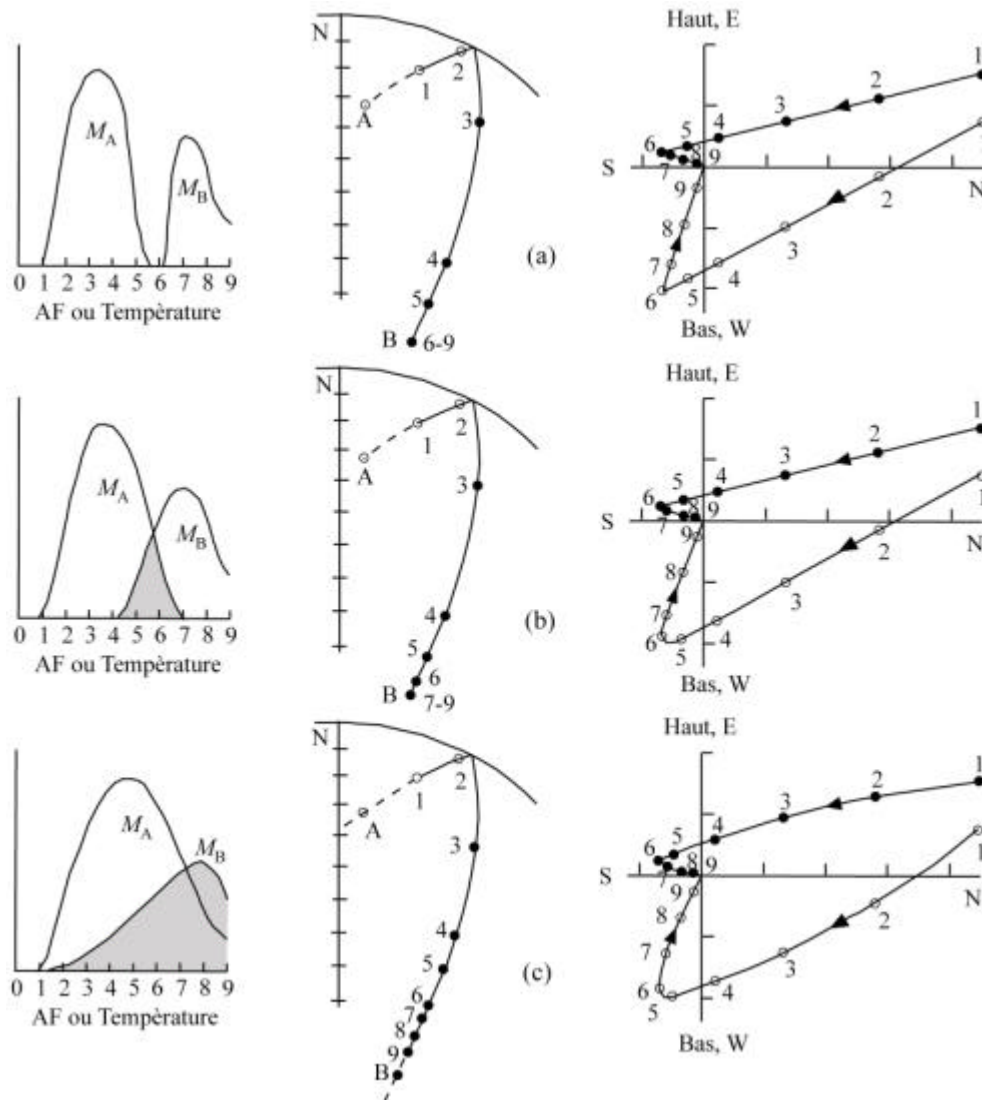


Fig. 3.9 Les spectres de coercivité ou de température de blocage (à gauche) pour les deux composantes de l'aimantation avec les stéréogrammes résultants (au milieu) e les diagrammes de Zijdeveld (à droite) pour des spectres sans superposition (a), avec superposition partielle et des grandes fenêtres sans superposition (b), et avec superposition totale du spectre (c). Dans les stéréogrammes, les cercles noirs sont sur l'hémisphère inférieure et les cercles blancs sur l'hémisphère supérieure. Dans les diagrammes de Zijdeveld les cercles noirs sont sur le plan horizontal et les cercles blancs sur le plan vertical. D'après Dunlop (1979).

Cette méthode considère que la direction et l'intensité de chaque traitement successif sont représentées par la direction et la longueur du vecteur dans un espace en trois dimensions commençant par l'origine. Le point final du vecteur à chaque stage de désaimantation et ainsi projeté en deux plans orthogonaux. Les cercles noirs de la figure 3.9 représentent les points finaux du vecteur projetés dans le plan horizontal contenant les axes NS et EW, pendant que les cercles blancs les points finaux projetés dans le plan vertical contenant les axes NS et haut-bas (Up-Down). L'axe NS est commun aux deux plans. On observe que l'axe EW est apparemment inversé afin que la direction N-E-S-W soit dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, plutôt

que dans le même sens. C'est un problème de convenance de présentation. L'inversion de l'axe EW cause le tracé de cercles noirs dans la partie supérieure du diagramme plutôt que superposé avec les cercles blancs en bas du diagramme.

L'efficacité de diagrammes résultants dépend de la quantité de superposition des spectres de coercivité ou de température de blocage des deux composants. La Fig. 3.9a montre le cas où les spectres de coercivité ou de température de blocage des deux composants ne se superposent pas et, par conséquent, montrent le comportement idéal du diagramme de Zijdeveld. Le premier composant (A), enlevé entre les étapes 1 et 6 de la procédure de désaimantation, possède une direction NNE (comme montré par les cercles noirs dans le plan horizontal) et une inclinaison vers le haut (comme montré par les cercles blancs dans le plan vertical). Le deuxième composant (B), enlevé entre les étapes 6 et 9, chute vers l'origine et possède une direction SE et une inclinaison vers le bas. Le composant qui chute vers l'origine est appelé composant d'aimantation rémanente caractéristique (ARCh).

La Fig. 3.9b montre que les spectres se superposent partiellement mais il existe une large fenêtre de non-superposition. Le diagramme de Zijdeveld résultant isole les deux composants avec les deux lignes droites qui les identifient fusionnent en une petite courbe qui correspond à la superposition des spectres. Les spectres des composants A et B, dans la Fig. 3.8c, sont complètement superposés, et ainsi les segments deviennent courbes et aucun composant ne peut être précisément déterminé.

Les principes montrés dans la Fig. 3.9 peuvent être appliqués à plus que deux composants avec un degré supplémentaire de complexité évident dépendant de la superposition relative entre les spectres des composants. Cependant, si les spectres de la température de blocage se superposent, ça ne veut pas exactement dire que les spectres de coercivité vont se superposer de la même manière. Ainsi, le choix de la technique de désaimantation est important pour identifier les différents composants d'aimantation. Il n'est pas souvent simple de déterminer quelle méthode de désaimantation doit être utilisée. En général, la désaimantation par champ alternatif (AF) est considérée comme étant la plus appropriée pour les roches magmatiques, et la désaimantation thermique pour les sédiments. Cependant, il est recommandé d'expérimenter au moins deux méthodes pour déterminer quelle est la plus appropriée. Dans beaucoup de roches la magnétite et l'hématite sont souvent présentes et les composants dérivés de ces minéraux peuvent être facilement détectés par désaimantation thermique, dont seule l'aimantation due à l'hématite survit à des chauffages au-dessus de 580°C, la température de Curie de la magnétite.

Les deux désaimantations AF et thermique ont été nécessaires pour séparer les deux composants de l'aimantation A et B dans la Fig. 3.10 (Perroud, 1983). La désaimantation AF n'est capable d'isoler que le composant de haute coercivité A, correspondant aussi au composant de haute température de blocage de la désaimantation thermique. Le composant B, de plus basse coercivité et température de blocage, n'est pas isolé par désaimantation AF à cause de la presque complète superposition de son spectre de coercivité avec celui du composant A. Toutefois, les spectres de température de blocage de B et A se superposent difficilement, et le composant B est, par conséquent, facilement isolé par désaimantation thermique.

Hoffman et Day (1978) proposent une méthode alternative, illustré dans la Fig. 3.11, qui est simple et efficace pour analyser les données de désaimantation. Dans cette méthode, les données sont montrées dans des stéréogrammes comme des vecteurs qui sont enlevés pendant les étapes successives de désaimantation, appelés **vecteurs différence** ou **vecteurs soustraction**. La figure 3.11 montre le cas de trois composants A, B et C, où A est le composant le plus stable et C le moins stable. Dans la Fig. 3.11a, les spectres de coercivité ou de température de blocage ne se

superposent pas, et ainsi, les vecteurs différence sont représentés par trois points correspondant aux composants A, B et C.

La superposition entre A et B et entre B et C est observée en Fig. 3.11b, mais il n'existe pas de superposition entre A et C. La trajectoire du vecteur différence dans le stéréogramme est caractérisée par deux grands cercles, un de C à B et l'autre de B à A. L'intersection, ou coude, indique la direction du composant B.

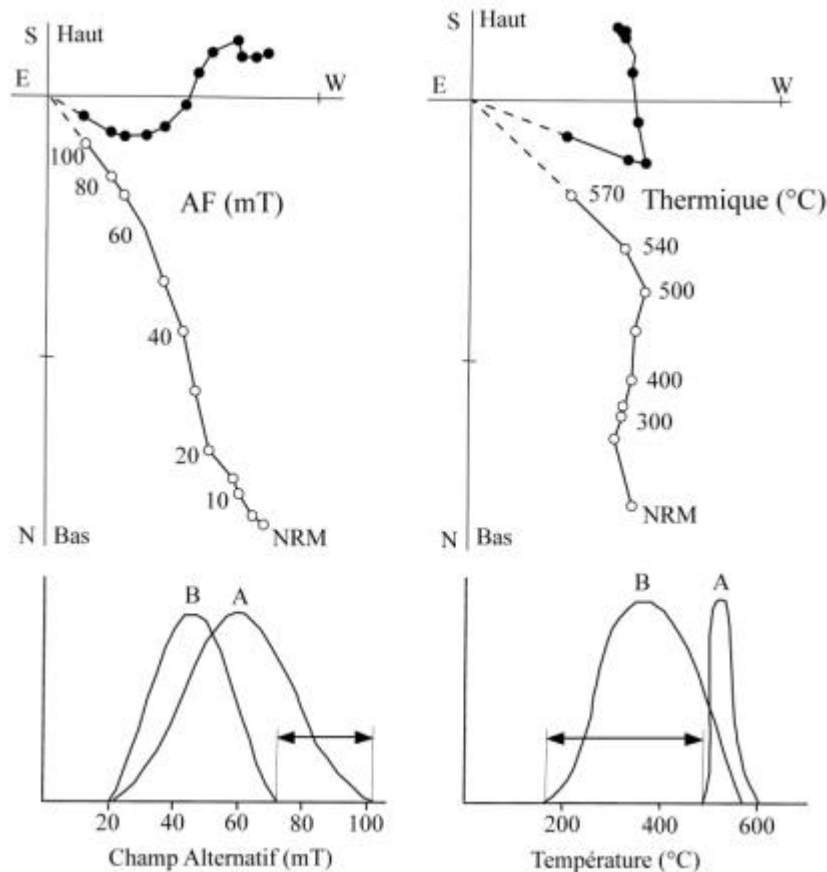


Fig. 3.10 Diagrammes de Zijderveld de désaimantations AF (à gauche) et thermique (à droite) de roches volcaniques. Les cercles noirs (blancs) sont des projections dans le plan horizontal (vertical). Les spectres de coercivité ou de température de blocage correspondants sont montrés en bas pour les composants A et B. Les flèches indiquent la non superposition du spectre en chaque cas. D'après Perroud (1983).

La Fig. 3.11c montre la superposition entre A et B et entre B et C, avec une superposition appréciable entre A et C. La trajectoire du vecteur différence est maintenant plus compliquée et la trajectoire des deux grands cercles est proche de la direction du composant B. On observe que le diagramme de Zijderveld n'est pas efficace pour déterminer la direction du composant B, mais l'extrapolation des segments des deux grands cercles permet l'estimation de la direction du composant B.

3.4.3 Analyse en composantes principales

Kirschvink (1980) a appliqué la technique multivariante **d'analyse en composantes principales (ACP)** pour estimer les directions des lignes et plans du meilleur ajustement des carrés minimum le long des trajectoires de désaimantation d'un diagramme de Zijderveld. A partir d'un ensemble de données de points successifs, l'ACP détermine la meilleure ligne

d'ajustement, dont la précision est donnée par la **déviati on angulaire maximale (MAD, maximum angular deviation** en anglais). Même s'il n'existe pas une règle générale de valeurs acceptables de MAD, les lignes qui s'ajustent à partir de l'ACP dont le MAD est $\geq 15^\circ$ sont souvent considérées comme mal définies et contestables, pendant que celles avec un $MAD \leq 10^\circ$ seraient considérées comme raisonnablement bonnes.

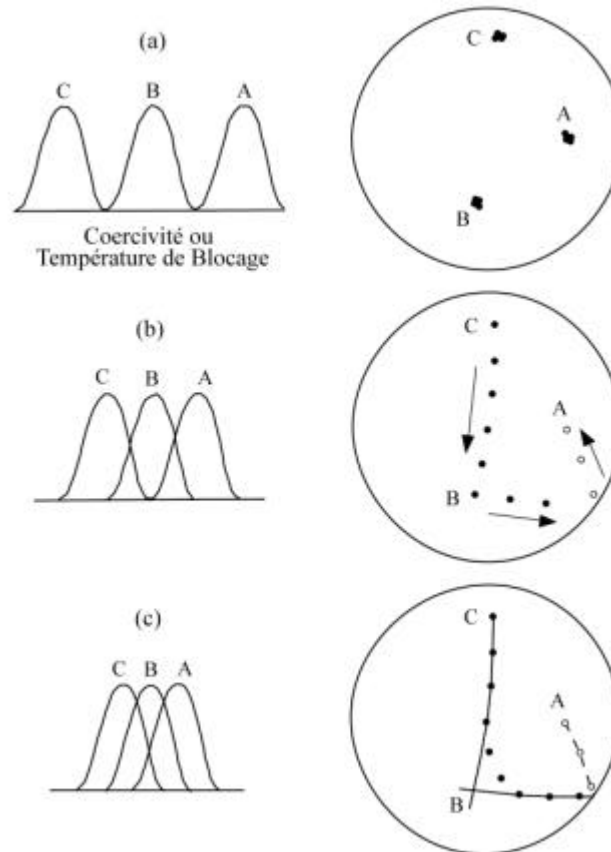


Fig. 3.11 La méthode du vecteur différence pour l'analyse de trois composants A, B, C avec superposition variable de ses spectres de coercivité ou de température de blocage (à gauche) et les stéréogrammes correspondants du chemin du vecteur différence (à droite). D'après Hoffman & Day (1978).

Les plans de désaimantation trouvés avec l'ACP peuvent être utilisés à la place de la trajectoire du vecteur différence (Hoffman & Day 1978) montré dans la Fig. 3.11. Ainsi on évite l'amplification du bruit causé par le vecteur différence. Schmidt (1982) a introduit un raffinement de la procédure d'ajustement de la ligne utilisé par Kirschvink (1980) qui est appelé l'analyse du spectre de linéarité (LSA en anglais). La LSA tente de contourner le problème de décider quels points incorporer dans la détermination de la meilleure ligne d'ajustement car une tendance cachée peut être introduite si le critère de rejet ou acceptation d'un point au début ou à la fin d'une ligne est fait de façon grossière. Kent *et al.* (1983) a mis au point une procédure plus élaborée pour déterminer la structure linéaire et planaire des données de désaimantation utilisant une procédure plus sophistiquée appelé **LINEFIND**. Un aspect fondamental de la LINEFIND est que le modèle statistique utilisé attribue les erreurs de la mesure à chacun des vecteurs rémanence. Les erreurs associées à l'estimation d'une direction particulière dans un système multi-composant sont fondamentales pour l'ACP, la LSA et le LINEFIND.

3.4.4 L'analyse des cercles de réaimantation

Les roches possédant plus d'un composant d'aimantation montrent que pendant la désaimantation préférentielle d'un composant, la direction résultante d'aimantation se déplace au

long d'un grand cercle (voir Fig. 3.9). Les composants individuels dans beaucoup de cas peuvent être identifiés par des segments linéaires dans le diagramme de Zijdeveld, et un segment linéaire final progresse vers l'origine donnant l'aimantation rémanente caractéristique (ARCh). Cependant, en certains cas, l'ARCh n'est pas obtenue à cause de la superposition des spectres de stabilité de deux composants (Fig. 3.9c), et/ou à cause de la diminution d'intensité en dessous de la sensibilité du magnétomètre. L'unique information disponible sur l'ARCh se trouve dans le grand cercle. Un unique grand cercle fournit des informations insuffisantes pour estimer l'ARCh, mais si plus d'un grand cercle est disponible (à partir de différents échantillons, par exemple) et s'ils convergent, alors une estimation de la ARCh peut être obtenue.

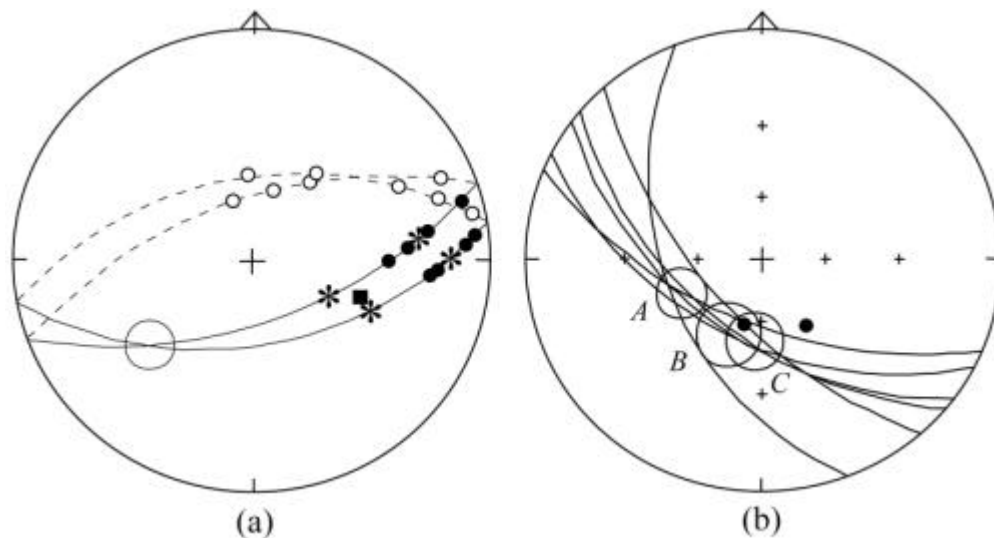


Fig. 3.12 Analyse combinée de grands cercles et d'observation directe. (a) Effet des contraintes de secteur. Le mouvement du vecteur résultant est des cercles blancs vers les cercles noirs. Le point d'intersection des deux cercles (indiqué par le grand cercle vide) est de plus de 180° le long de chaque cercle à partir du point de départ. Les contraintes de secteur en chaque cas sont définies par des étoiles et donnent ainsi le résultat indiqué par le carré noir. (b) Analyse de six grands cercles et de deux collections de points. A: les contraintes de secteur ne sont pas utilisées et la collection de points n'est pas incluse. B: les contraintes de secteur sont utilisées mais la collection de points n'est pas incluse. C: les contraintes de secteur et la collection de points sont incluses. Les cercles noirs sont les deux collections de points et les cercles blancs sont les cercles avec 95% de confiance des résultats A, B et C. D'après McFadden & McElhinny (1988).

En pratique, il est possible que certains échantillons puissent donner une estimation de l'ARCh à partir du diagramme de Zijdeveld (une observation directe), et que certains ne puissent donner des informations que dans les grands cercles. Jones *et al.* (1975) ont formulé une méthode qui combine les informations à partir des observations directes (collection de points) avec celles du grand cercle, pour donner une estimation de l'ARCh qui utilise toutes les informations disponibles. McFadden & McElhinny (1988) ont formalisé la méthode proposée par Jones *et al.* (1975), mais ils ont introduit le concept de **contraintes de secteur**, lequel consiste à éliminer la tendance observée par Schmidt (1985) qui conduit à des erreurs systématiques. Un exemple d'application de la méthode est présenté dans la Fig. 3.12. Pour chacun des grands cercles, le déplacement du vecteur résultant est à partir des cercles blancs vers les cercles noirs. Sans aucune contrainte de secteur la solution choisie serait l'intersection de deux grands cercles. Néanmoins, cette intersection se situe à plus de 180° le long de chacun des cercles à partir de leur point de départ et, par conséquent, ne peut pas être corrigée. La définition des arcs acceptables des grands cercles (montrés par des étoiles) à l'extérieur desquels la vraie direction ne peut pas être trouvée, conduit au résultat indiqué par le carré noir de la Fig. 3.12a. Quand il existe une collection de points et des grands cercles, la procédure analytique est interactive. La figure 3.12b montre un exemple d'une application de la méthode sur des arenites rouges, en Chine. Il existe six grands cercles et deux collections de données. La variation de la

meilleure estimation de la direction moyenne est montrée par trois combinaisons de points. Le résultat A est pour les grands cercles sans aucune contrainte de secteur, le résultat B incorpore l'information fournie par la contrainte de secteur sans les collections de points, et le résultat final C incorpore l'information à partir de la contrainte de secteur et des collections de données.

3.4.5 Méthodes statistiques

3.4.5.1 La distribution de Fisher

La magnitude de l'aimantation d'un échantillon est dépendante de beaucoup de facteurs, et dans une roche il n'existe pas nécessairement une liaison claire entre cette magnitude et la confiance de la direction enregistrée par l'échantillon. En conséquence, dans le développement d'un cadre statistique il est considéré important de donner un poids unitaire pour chaque observation directionnelle individuelle sans considérer sa magnitude. Ainsi, les observations directionnelles sont traitées comme si elles étaient des vecteurs unitaires. Les extrémités de ces vecteurs sont représentées comme des points sur la surface de la sphère unitaire.

Fisher (1953) a suggéré une distribution dans laquelle la concentration de points sur la sphère unitaire autour de la vraie direction moyenne est proportionnelle à $\exp(\kappa \cos \psi)$, où κ est le paramètre de précision (ou concentration) et ψ est l'angle entre une observation et la vraie direction moyenne. Cette distribution est l'analogie d'une sphère unitaire d'une distribution normale et elle est connue sous le nom de distribution de Fisher. Si le paramètre de précision, κ , est grand (i.e. plus grand que 4), alors une distribution de Fisher est bien proche d'une distribution normale bi-variante, et κ est l'effet de l'invariance, ou la réciproque de la variance dans toutes les directions. Ceci est particulièrement convenable car ça veut dire que les différents tests développés pour la distribution normale peuvent être utilisés pour la distribution de Fisher.

Dans une distribution de Fisher, la densité $P_{\delta A}$ des points dans la sphère unitaire est donnée par:

$$P_{\delta A} = \kappa \exp(\kappa \cos \psi) / 4\pi \sinh \kappa ,$$

où $P_{\delta A} \delta A$ est la probabilité qu'une observation tombe dans un petit élément de surface δA à une distance angulaire ψ à partir de la vraie direction moyenne. La direction moyenne est trouvée à $\psi = 0$ et dans ce cas, la densité est maximale. Le paramètre de précision κ décrit la dispersion de points. Si $\kappa = 0$, les points sont uniformément distribués (il n'existe pas une direction préférentielle), et quand κ est grand les points s'accumulent près de la vraie direction moyenne. Le facteur constant ($\kappa / 4\pi \sinh \kappa$) garantit que la densité totalise l'unité sur la sphère entière.

L'élément de surface δA est donné par $\sin \psi d\psi d\phi$, où ϕ est l'azimut (ou longitude) de l'observation proche de la vraie direction moyenne et ψ est la colatitude. L'angle d'azimut ϕ est uniformément distribué (i.e. il n'existe pas une valeur préférentielle), ainsi la densité de probabilité $P_{\delta \psi}$ est donnée par

$$P_{\delta \psi} = \kappa \exp(\kappa \cos \psi) \sin \psi / 2 \sinh \kappa ,$$

où $P_{\delta \psi} \delta \psi$ est la probabilité de trouver une direction dans une bande de largeur $\delta \psi$ entre les angles ψ et $\psi + \delta \psi$ à partir de la direction moyenne. Les fonctions de $P_{\delta A}$ et $P_{\delta \psi}$ sont illustrées dans la Fig. 3.13 pour $\kappa = 5, 10, \text{ et } 50$. On observe que dans le calcul des probabilités les angles $\delta \psi$ et $\delta \phi$ doivent être en radians.

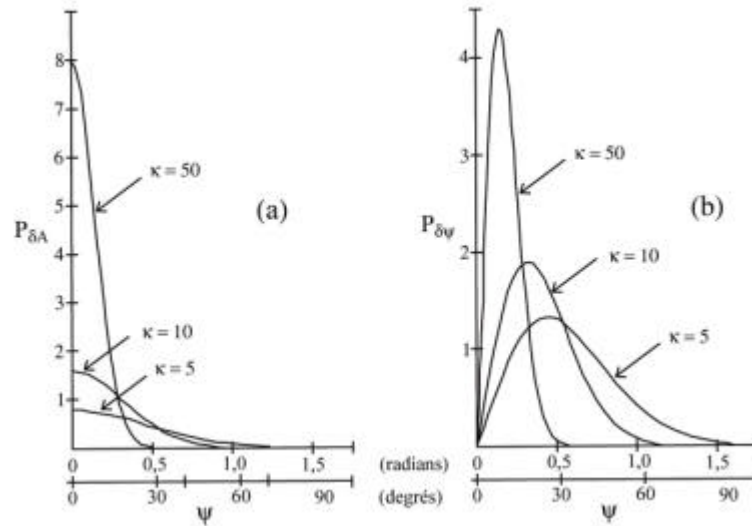


Fig. 3.13 La distribution de Fisher illustrée pour $\kappa = 5, 10, \text{ et } 50$. (a) La fonction $P_{\delta A}$, où $P_{\delta A} \delta A$ est la probabilité de trouver une direction dans la petite surface δA à un angle ψ à partir de la moyenne. (b) La densité de probabilité $P_{\delta\psi}$, où $P_{\delta\psi} \delta\psi$ est la probabilité de trouver la direction dans une bande de largeur $\delta\psi$ entre les angles $\psi + \delta\psi$ à partir de la moyenne. D'après McElhinny & McFadden 2000.

Dans les études paléomagnétiques, la direction d'aimantation d'un échantillon de roche est définie par la déclinaison D , mesurée dans le sens horaire à partir du Nord, et l'inclinaison I , mesuré positivement vers le bas à partir de l'horizontale. Le vecteur unitaire de direction $i^{\text{ème}}$ est spécifié par sa direction cosinus (l_i, m_i, n_i) tel que:

$$\begin{aligned} \text{Composant Nord:} & \quad l_i = \cos D_i \cos I_i \\ \text{Composant Est:} & \quad m_i = \sin D_i \cos I_i \\ \text{Composant vers le Bas:} & \quad n_i = \sin I_i . \end{aligned}$$

Pour un ensemble de N points obtenu à partir d'une distribution de Fisher unique, la meilleure estimation (X, Y, Z) de sa direction moyenne est la direction du vecteur somme (résultant) des vecteurs unitaires individuels N . Ainsi,

$$X = 1/R \sum_{i=1}^N l_i, \quad Y = 1/R \sum_{i=1}^N m_i, \quad Z = 1/R \sum_{i=1}^N n_i ,$$

où $R (\leq N)$ est la longueur du vecteur résultant donnée par:

$$R^2 = (\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2 .$$

La déclinaison D_m et l'inclinaison I_m , de cette direction moyenne, sont données par:

$$\begin{aligned} \tan D_m &= \sum m_i / \sum l_i \\ \sin I_m &= 1/R \sum n_i . \end{aligned}$$

La meilleure estimation k du paramètre de précision κ pour $\kappa > 3$, est donnée par:

$$k = N - 1/N - R .$$

Quand le meilleur estimateur de la direction moyenne est connu et que la précision n'est pas connue, la meilleure estimation k' est donnée par: $k' = N/N - R \cos \zeta'$,

où ζ est l'angle entre le meilleur estimateur de la direction moyenne et le vecteur résultant des observations N .

Dans certains cas rares, par exemple, quand on teste si une collection d'observations est cohérente avec une distribution de Fisher, l'estimation appropriée est donnée par la probabilité maximale k^* de κ :

$$k^* = N/N-R .$$

Ainsi, les quatre paramètres nécessaires pour caractériser un ensemble d'observations à partir d'une distribution de Fisher sont la direction moyenne, donnée par D_m et I_m , le nombre d'observations N , et la longueur R du vecteur résultant.

L'angle $\psi_{(1-P)}$ extrapolé avec une probabilité P a été donné par McFadden (1980) tel que:

$$\cos \psi_{(1-P)} = 1 - (N - R) \left[\left\{ \frac{1}{P} \right\}^{1/N-1} - 1 \right] .$$

Les rapports approximatifs suivants sont considérés comme des analogues de la distribution normale:

L'erreur probable	$\psi_{50} = 67,5^\circ/\kappa^{1/2}$
L'écart-type	$\psi_{63} = 81^\circ/\kappa^{1/2}$
La déviation à 95%	$\psi_{95} = 140^\circ/\kappa^{1/2}$

L'angle ψ_{63} est souvent appelé déviation angulaire standard ou dispersion angulaire et ψ_{95} représente l'angle à partir de la direction moyenne au-delà duquel seul 5% des directions se situent.

Pour l'estimation de l'exactitude des mesures, Fisher (1953) a montré que si N observations sont dessinées à partir de la distribution de Fisher avec un paramètre de précision κ et une longueur du vecteur résultante R , la direction de ce vecteur (la direction moyenne) serait aussi une distribution de Fisher proche de la vraie direction moyenne mais avec une précision κR . A partir de cela, il a montré que pour $\kappa = 3$, la vraie direction moyenne de la population, avec probabilité $(1-P)$, se trouvera dans un cône circulaire de demi-angle $\alpha_{(1-P)}$ proche du vecteur résultant R , où:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - N-R \left[\left(\frac{1}{P} \right)^{1/N-1} - 1 \right] / R .$$

En général, P est considéré comme valant 0,05 pour donner un cercle de confiance de 95% proche de la moyenne. Quand α est petit les rapports suivants peuvent être utilisés:

L'erreur circulaire standard de la moyenne, $\alpha_{63} = 81^\circ/(kR)^{1/2}$ et

Le cercle de confiance de 95%, $\alpha_{95} = 140^\circ/(kR)^{1/2}$.

3.4.5.2 Les différentes erreurs sur la mesure

Toute mesure magnétique et paléomagnétique peut être entachée d'une erreur correspondant à la somme des erreurs de terrain et des erreurs associées aux mesures et au traitement.

Les erreurs de terrain viennent principalement de l'orientation de la génératrice de la carotte et de la non cylindricité de celle-ci. Ces deux paramètres faussent la vraie direction des composantes X, Y et Z. L'estimation d'une direction paléomagnétique sera d'autant plus fiable qu'elle sera abordée par un traitement statistique sur un grand nombre de données. Ceci est possible lors d'une étude par site d'où on pourra tirer une direction moyenne grâce à la statistique de Fisher. Si un seul échantillon est étudié, les erreurs introduites sont aléatoires et varient entre 2 et 10°.

Les erreurs associés aux mesures et traitement ont une incidence variable selon l'intensité de l'aimantation et la qualité de la roche. En effet, certains échantillons, notamment les calcaires très marneux, se cassent lors des chauffés et il peut alors y avoir une perte de matériel dont les conséquences ne peuvent être estimées. De plus, le recollage n'est pas forcément parfait et une erreur peut ainsi s'ajouter en cours de traitement. La reproductibilité des mesures du vecteur aimantation est, en outre, déterminée par le bruit intrinsèque de l'appareillage utilisé; la reproductibilité du positionnement du repère du spécimen par rapport au repère de l'appareil de mesure; la stabilité de l'aimantation au cours de la mesure; l'incertitude sur la température atteinte par le spécimen lors du cycle de chauffage ou sur la valeur du champ alternatif; la présence d'aimantations parasites acquises lors du cycle de chauffage.

3.4.5.3 Calcul des pôles paléomagnétiques et leurs erreurs

Le pôle paléomagnétique peut être calculé à partir de la direction moyenne d'aimantation (D_m, I_m) de la roche en utilisant les formules:

$$\begin{aligned} \sin \lambda_p &= \sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D_m \quad (-90^\circ \leq \lambda_p \leq +90^\circ) \\ \phi_p &= \phi_s + \beta \quad \text{quand } \cos p \geq \sin \lambda_s \sin \lambda_p \\ \phi_p &= \phi_s + 180 - \beta \quad \text{quand } \cos p < \sin \lambda_s \sin \lambda_p \\ \sin \beta &= \sin p \sin D_m / \cos \lambda_p \quad (-90^\circ \leq \beta \leq +90^\circ) . \end{aligned}$$

La direction moyenne possède son cercle de confiance α_{95} et si δD_m et δI_m sont les erreurs correspondantes de la déclinaison et de l'inclinaison, alors

$$\alpha_{95} = \delta I_m = \delta D_m \cos I_m ;$$

A partir de $\tan I = 2 \cot p$, l'erreur δI_m de l'inclinaison correspond à une erreur dans la colatitude ancienne p donnée par

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) .$$

L'erreur dp est trouvée au long du grand cercle passant par le site d'échantillonnage S et par le pôle paléomagnétique P , et dp est l'erreur dans la détermination de la distance de S à P de la Fig. 2.12. L'erreur dans la déclinaison correspond au déplacement dm à partir de P de la direction perpendiculaire au grand cercle SP , où

$$d_m = \alpha_{95} \sin p / \cos I_m .$$

L'erreur (dp, dm) est appelée de **confiance ovale de 95%** du pôle moyen.

En alternative, chaque direction du site peut être définie par le **pôle géomagnétique virtuel (VGP en anglais)**. Les VGPs peuvent ainsi être analysés comme une distribution de Fisher dès qu'ils correspondent à des points de la sphère unitaire. La déclinaison est remplacée

par la longitude VGP Est, et l'inclinaison par la latitude VGP. La position du pôle moyen aura son paramètre de précision estimé (K) et son cercle de confiance de 95% (A_{95}). Pour distinguer entre l'analyse de VGPs et celle des directions, des majuscules sont toujours utilisées pour les analyses de pôles. Khramov (1987) suggère que le (A_{95}) et (dp, dm) puissent approximativement être reliés par $A_{95} = (dp.dm)^{1/2}$.

Il est traditionnel de calculer les pôles paléomagnétiques tout d'abord par calcul de la moyenne des directions moyennes d'aimantation du site, et ensuite par calcul du pôle paléomagnétique correspondant et de la confiance ovale de 95% donné par (dp, dm). Cependant cette méthode a été contestée sur plusieurs points. Comme la fonction entre les directions d'aimantation et les pôles est non-linéaire, il n'est pas possible que les deux distributions soient du type Fisher. Creer *et al.* (1959) ont observé que les VGPs présentent plus communément une distribution circulaire. En conséquence, il est en général admis que les VGPs possèdent une distribution de Fisher dans les études de variation paléoséculaire (Cox 1962). Cette hypothèse est étayée par l'analyse de données de coulées de laves des 5 derniers Ma (McElhinny & McFadden 1997). Globalement il semble que la procédure optimale est d'abord de calculer les VGPs correspondantes à la direction moyenne de chaque site et ensuite de calculer la moyenne de VGPs pour déterminer le pôle paléomagnétique et son erreur circulaire, A_{95} , correspondant.

3.5 – Identification des Minéraux Magnétiques et des Tailles de Grains

3.5.1 Les courbes K(T)

La connaissance de la composition chimique et de l'état de domaine magnétique de phases ferromagnétiques est d'importance fondamentale dans l'étude magnétique des roches. Les informations peuvent être obtenues par différentes méthodes magnétiques et minéralogiques. La température en fonction de la susceptibilité magnétique montre une haute sensibilité à composition des minéraux (Akimoto *et al.* 1957), et en addition à basses températures, à la distribution de taille de grains (Muxworthy 1999, Gonzalez *et al.* 1997). Les courbes thermomagnétiques (ou courbes K-T) sont produites par chauffage et/ou refroidissement des échantillons, et ensuite en mesurant la susceptibilité magnétique (K) résultante en fonction de la température. La température suit en général un cycle à partir de la température ambiante (ou à partir de -200°C), passant par 700°C et revenant à température de départ. Ces mesures peuvent fournir des informations détaillées à respect de la transition de phases et du comportement magnétique durant les cycles de chauffage et refroidissement. Cependant, pour une interprétation utile des courbes thermomagnétiques, cette méthode doit être combinée avec d'autres méthodes comme la microscopie à lumière réfléchie et des analyses de microsonde électronique.

La magnétite montre une température de Curie à 580°C qui est réduite par le teneur en Ti en dessous de la température de Néel de l'ulvospinelle à -153°C (O'Reilly 1984). De plus, la magnétite montre une transition structurale de phase de spinelle cubique inverse (à plus hautes températures) à monoclinique (à plus basses températures, entre -163° et -153°C), appelée de transition de Verwey (Tv). Cette transition est très prononcée dans les magnétites polydomaine pures (Muxworthy 1999) et en degré inférieur dans les titanomagnétites pauvres en Ti. Avec la substitution par Ti les courbes K(T) deviennent progressivement plus dépendantes de la température (Moskowitz *et al.* 1998). Un point magnétique isotrope (T_i) à environ -143°C advient car l'anisotropie magnéto-cristalline (K_1) change le signe (au point magnétique isotrope $K_1=0$) et l'orientation de la direction de facile aimantation (de [111] à haute température, à [100] à basse température; Moskowitz *et al.* 1998).

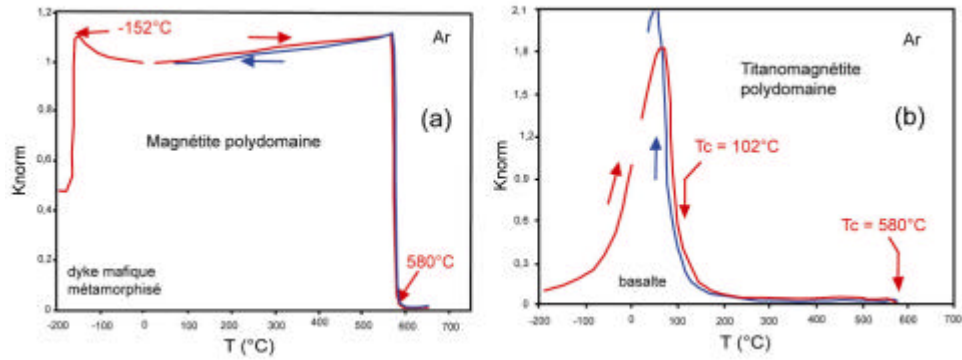


Fig. 3.14 (a) Magnétite polydomaine montrant une transition de Verwey bien prononcée à -152°C et T_c à 580°C . La bonne réversibilité de la courbe de chauffage pendant le refroidissement indique que la magnétite est l'unique minéral magnétique actif et une phase stable (d'après Kontny & de Wall 2000). (b) Un échantillon de basalte dont le comportement magnétique est fortement dominé par titanomagnétite (tmt) polydomaine. La forme symétrique autour de 65°C est typique de ce type d'échantillon. La température de Curie observé de 102°C indique une tmt de composition $x_{\text{mt}} = 0,34 \pm 0,02$ mesuré avec microsonde électronique. Les mesures ont été faites en atmosphère argon pour diminuer l'oxydation. Figures obtenues à partir du site Internet www.geopal.uni-hd.de/tectonic/maglab/atlas/meth.html, Université de Heidelberg.

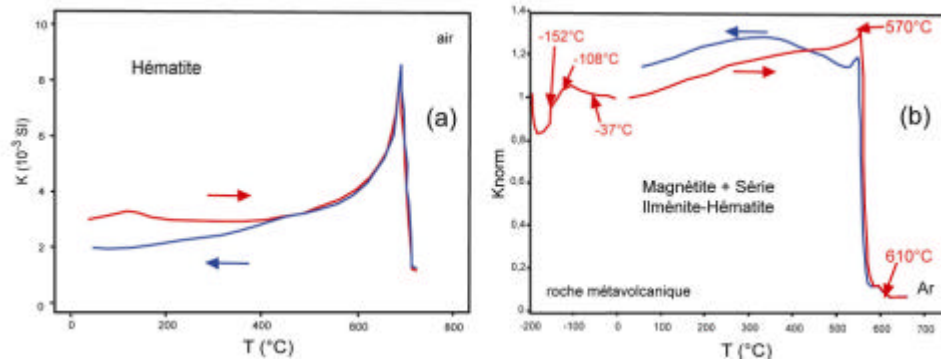


Fig. 3.15 (a) Hématite pure montrant une température de Curie de 675°C (obtenue du site Internet www.agico.com d'Agico Instruments). (b) Roche métavolcanique montrant températures diagnostiques pour la magnétite et phases de la série ilménite-hématite (d'après Kontny & de Wall 2000). On observe trois anomalies de susceptibilité à basses températures.

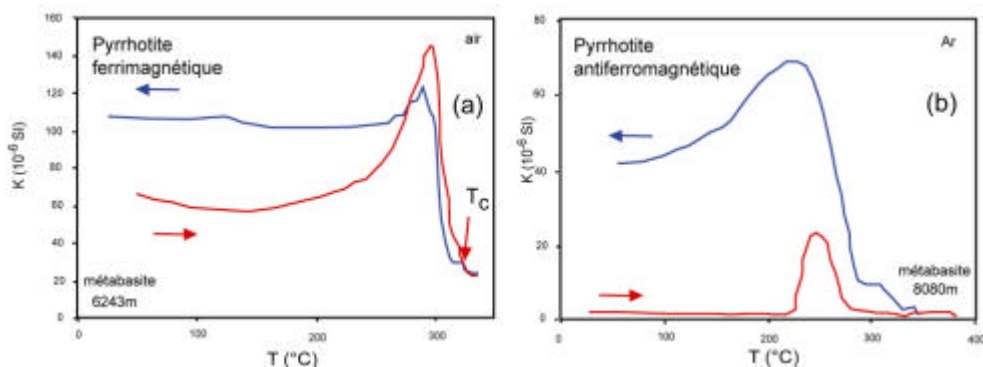


Fig. 3.16 (a) Mesures de pyrrhotite de métabasites avec le comportement type-Weiss (ferrimagnétique). (b) Mesures en atmosphère argon de pyrrhotite antiferromagnétique. Petites quantités de pyrrhotite ferrimagnétique type-Weiss sont formées pendant le refroidissement. Figures obtenues à partir du site Internet www.geopal.uni-hd.de/tectonic/maglab/atlas/meth.html, Université de Heidelberg.

La solution solide ilménite-hématite possède aussi des températures magnétiques caractéristiques; la température de Néel (la température du passage du comportement antiferro- à paramagnétique) de l'ilménite pure est de -213°C et de l'hématite pure est de 675°C (O'Reilly 1984). Les solutions solides des deux membres finaux augmentent ou diminuent ces températures de façon à peu près linéaires. L'exsolution dans ce système est commun et deux signatures différentes, une en dessous et autre au-dessus de la température ambiante peuvent être observés caractérisant la composition des phases exsolvés. Toutes ces températures produisent une signature distinctive de la susceptibilité magnétique et l'interprétation des courbes $K(T)$ peut être complexe et parfois controverses (Radhakrishnamurty & Likhite 1993, Gonzalez *et al.* 1997). Les Figs. 3.14, 3.15 et 3.16 donnent des exemples de quelques courbes $K(T)$ typiques de différents minéraux ferromagnétiques.

3.5.2 Hystérésis et taille de grains magnétiques

Le comportement de l'hystérésis est fortement contrôlé par la minéralogie et la taille des grains et, par conséquent, les boucles d'hystérésis aident à la connaissance des caractéristiques minérales de la roche. La boucle d'hystérésis d'un échantillon est la somme de toutes les courbes générées par les grains individuels. Chaque population de grains, avec son spectre de coercivité propre, laisse sa marque dans la boucle résultante.

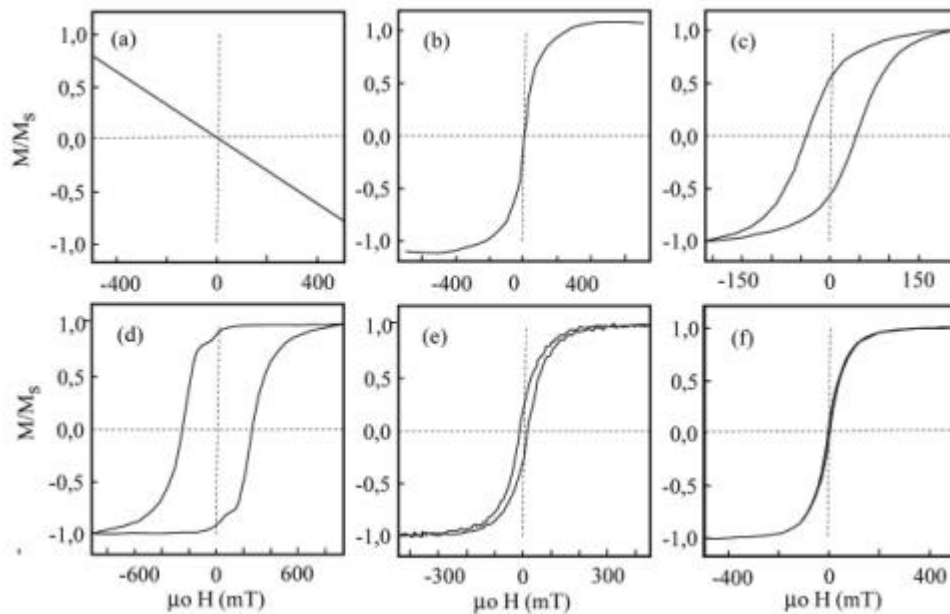


Fig. 3.17 Les boucles d'hystérésis de matériaux de comportement (a) paramagnétique, b) superparamagnétique, c) magnétites monodomaine, d) hématites magnéto-cristallines, e) magnétites pseudo-monodomaine, f) magnétites polydomaine. D'après Tauxe (1998).

La figure 3.17 présente les boucles d'hystérésis possibles pour divers matériaux. Un matériel paramagnétique montre une inclinaison positive typique (Fig. 3.17a). Quand la taille des grains est très petite, un échantillon peut présenter une boucle d'hystérésis typique du comportement superparamagnétique (Fig. 3.17b). La figure 3.17c montre une boucle caractéristique d'échantillons dont la rémanence dérive de magnétites monodomaine avec une anisotropie uniaxiale. La figure 3.17d montre la boucle d'une hématite spéculaire dont l'anisotropie est magnéto-cristalline (hexagonale dans le plan basal) et qui présente un rapport M/M_s élevé, proche à l'unité. Enfin, la Fig. 3.17e montre une boucle considérée comme due à

une dominance de grains pseudo-monodomaines, et la Fig. 3.17f des grains de magnétite polydomaine. En réalité, les matériaux géologiques montrent souvent des mélanges de plusieurs phases magnétiques et/ou de plusieurs domaines. Ces mélanges conduisent à des boucles déformées comme celles montrées en Fig. 3.18. Une boucle en cou d'oie (*goose-necked*, en anglais) est en général observée pour un mélange d'hématite et de magnétite monodomaine (Fig. 3.18a). Un mélange de magnétite monodomaine et superparamagnétique résulte en boucles du type ceinture de guêpe (*wasp-waisted*) et ventrue (*pot-bellied*) représentées respectivement en Figs. 3.18b et 3.18c.

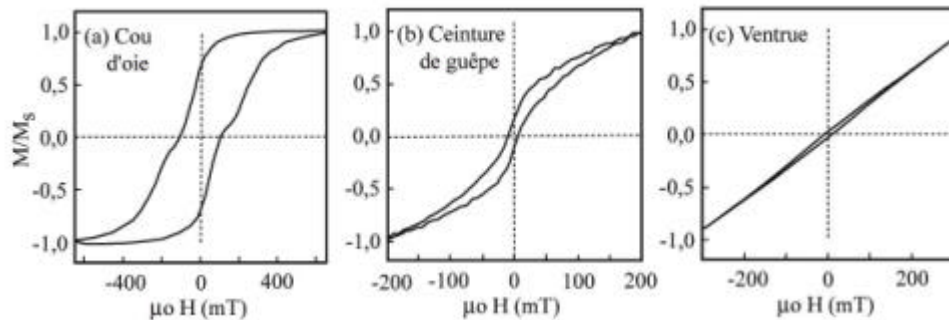


Fig.3.18 Boucles d'hystérésis de plusieurs mélanges: a) magnétite et hématite, b) magnétite MD et SP et (c) un autre exemple de magnétite MD et SP. D'après Tauxe (1998).

Le mesure de courbes d'hystérésis de roches faiblement aimantées est devenue maintenant rapide et fiable grâce à l'utilisation d'appareils automatisés pour ce propos. Quand les roches sont saturées par application d'un champ magnétique pendant l'hystérésis, la matrice non magnétique possède un signe diamagnétique ou paramagnétique qui est encore présent au-dessus du champ de saturation. Cet effet est corrigé par une instrumentation automatisée. Les paramètres communs qui sont mesurés sont M_s , M_{rs} , B_c et B_{cr} ou les rapports M_{rs}/M_s et B_{cr}/B_c .

Les rapports rémanence M_{rs}/M_s et coercivité B_{cr}/B_c ont des valeurs diagnostiques pour les grains monodomaine (MD), pseudo-monodomaine (PMD) et polydomaine (PD) (Tableau 3.1). Pour une assemblée aléatoire de grains MD uniaxiaux qui possèdent des orientations aléatoires isotropes de leur axes faciles (i.e. ils sont dominés par l'anisotropie de forme), $M_{rs}/M_s = 0,5$. En pratique, l'aimantation de chaque grain tourne vers la direction plus facile par enlèvement du champ appliqué. Quand la population de grains MD est dominée par anisotropie magnéto-cristalline (l'axe facile [111] de la magnétite) $M_{rs}/M_s = 0,87$. Dans le cas de l'hématite, si la saturation n'est pas atteinte, alors M_{rs}/M_s peut atteindre 0,95 car M_s peut encore rester assemblée dans le plan basal facile. Pour les grains PD idéals, $M_{rs}/M_s \leq 0,1$. Le rapport de coercivité B_{cr}/B_c de grains MD ne peut pas être moins que 1, et une valeur de 1,5 est souvent utilisée comme un limite MD supérieur (Day et al. 1977), mais c'est une valeur arbitraire. Pour les grains idéals PD, une valeur $B_{cr}/B_c \geq 4$ est souvent utilisée. Les grains PMD ont des valeurs intermédiaires entre le MD et le PD idéals (Tableau 3.1).

Tableau 3.1 Les valeurs qui limitent les rapports de rémanence M_{rs}/M_s et coercivité B_{cr}/B_c pour les grains monodomaine, pseudo-monodomaine et polydomaine. D'après McElhinny & McFadden 2000.

Rapport	MD	PMD	PD
M_{rs}/M_s	$\geq 0,5$	0,5 - 0,1	$\leq 0,1$
B_{cr}/B_c	1,0 - 1,5	1,5 - 4,0	$\geq 4,0$

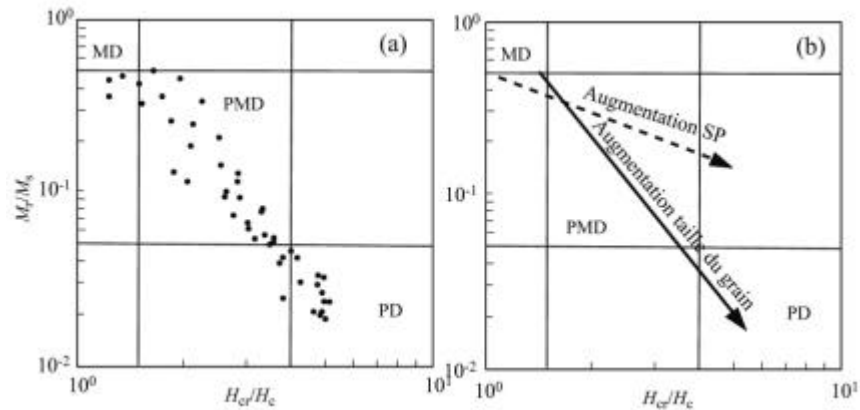


Fig. 3.19 (a) Rapports d'hystérésis de magnétites de tailles connues dans diagramme log-log avec les limites de comportements MD, PMD et PD indiqués (Day *et al.* 1977). (b) Comparaison de trends de boucles simulées à partir de populations de magnétites monodomaine et superparamagnétique (Tauxe *et al.* 1996) avec celles mesurés de populations de magnétite de taille de grain connue de Day *et al.* (1977).

Day *et al.* (1977) ont mesuré les rapport d'hystérésis de la rémanence (M_{rs}/M_s) et de la coercivité (B_{cr}/B_c) de grains de magnétite dont la taille était connue. Le diagramme log-log des rapports d'hystérésis (Fig. 3.19a) a montré une ligne d'augmentation de la taille de grain à partir des grains MD, plus petits (rapports M_{rs}/M_s plus élevés), vers les grains PD, plus gros (rapports M_{rs}/M_s plus bas). Ainsi, Day *et al.* (1977) ont divisé le diagramme en régions de comportement MD, PMD et PD, et ont suggéré que les paramètres de l'hystérésis puissent être utilisés pour inférer la taille de grains. Un effet du mélange entre grains MD et SP est le changement de la ligne d'augmentation de la taille de grain dans le diagramme de Day (Fig. 3.19b) différente de celle obtenue de particules dont la taille varie entre MD et PD. En conséquence, dans l'analyse des boucles d'hystérésis déformées il existe deux raisons différentes pour sa déformation: le mélange de deux phases de coercivités différentes (Fig. 3.18a) et le mélange de domaines MD et SP (Fig. 3.18b et c).

CHAPITRE 4:

**GÉOLOGIE DE LA RÉGION
DE TEOFILÂNDIA**

CHAPITRE 4: GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE TEOFILÂNDIA

4.1 Historique et cadre géologique

La région de Teofilândia appartient à la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (GBRI) dans la partie sud du bloc de Serrinha, précisément où la direction de la limite de ce bloc avec la ceinture-mobile Itabuna-Salvador-Curaça tourne de N-S (limite ouest), i.e. parallèle au bloc de Serrinha, à E-W (limite sud). Le district aurifère de Fazenda Brasileiro, le plus important du bloc de Serrinha, associé à la ceinture de roches vertes, est situé dans cette région de Teofilândia. 30 ans après la découverte des premiers indices aurifères, cette région reste l'une des plus étudiées et prospectées du Brésil. Ainsi, les données géologiques de cette région concernent plutôt les roches volcano-sédimentaires qui renferment les minéralisations (Marimon *et al.* 1986, Xavier 1987, Kishida *et al.* 1991, Melo Junior 1990, Coelho 1994, Pires 1999). Les études concernant les granitoïdes sont plus récentes (Alves da Silva 1994, Nascimento *et al.* 1998, Mello 2000, Lacerda 2000, Carvalho 2001, Rios 2002).

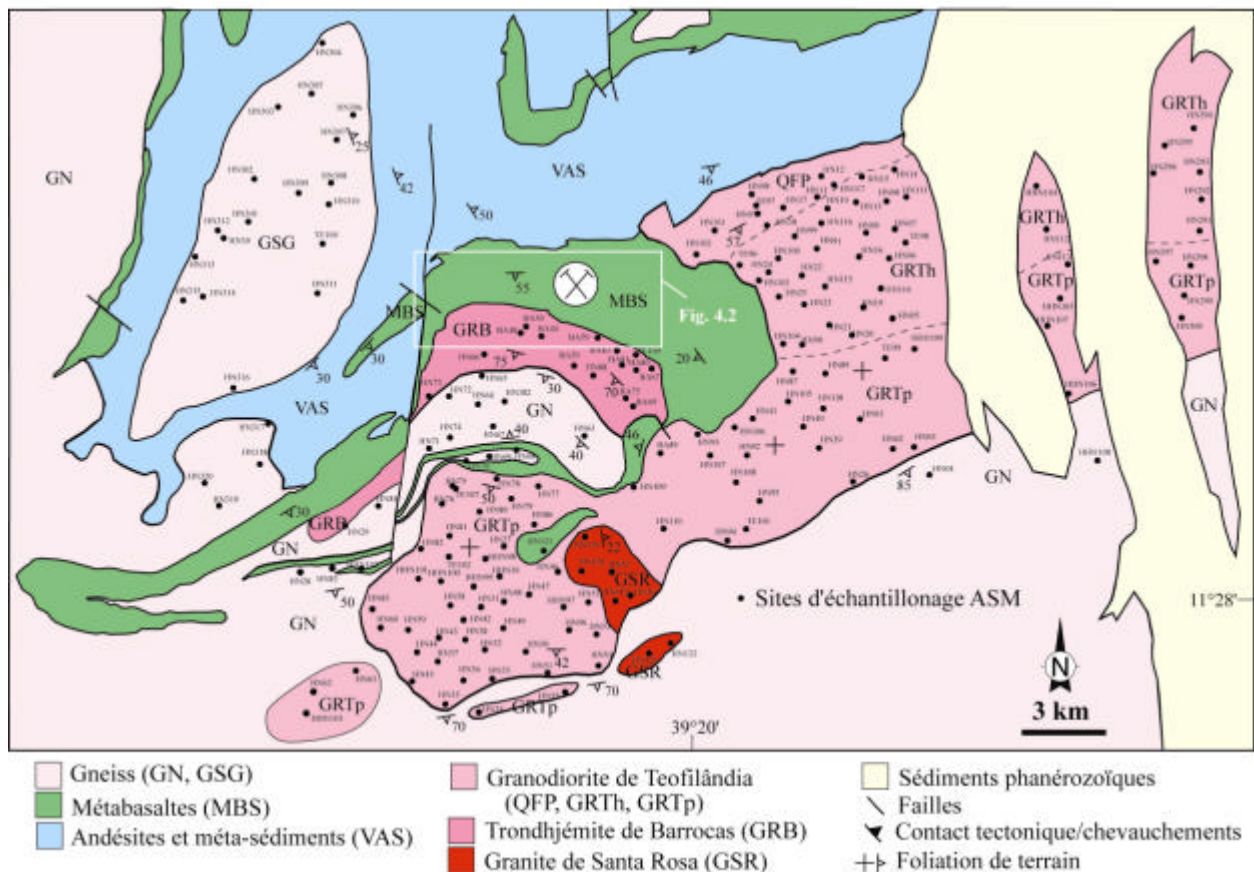


Fig. 4.1 Carte géologique de la région de Teofilândia (modifiée de Nascimento *et al.* 1998). QFP: faciès sub-volcanique, GRTh: faciès hydrothermalisé, GRTp: faciès porphyroïde.

La compilation des données géologiques existantes a révélé le besoin d'une cartographie détaillée. Il s'en suivit le levé de la carte géologique au 1/40.000 de la région de Teofilândia (Nascimento *et al.*, 1998). Des profils géologiques systématiques ont été réalisés le long des principales pistes et routes, principalement dans les régions d'affleurement des granitoïdes. De

ce travail, un total de 832 points d'observation. Ensuite, les travaux de terrain réalisés pour cette thèse ont complété ces observations, ce qui permet maintenant de dresser la carte de la région de Teofilândia de la figure 4.1.

La région de Teofilândia est formée de roches granitoïdes (granodiorite de Teofilândia: GRT, trondhjémite de Barrocas: GRB, et granite de Santa Rosa: GSR) et de roches gneissiques (GN). L'ancienne région d'affleurement du granitoïde de Salgadália (Seixas et al. 1975) est considérée ici comme une association de roches plutôt gneissiques avec des intrusions granitiques subordonnées (GSG). Toutes ces roches sont intercalées avec les méta-basaltes (MBS), les méta-andésites et les méta-sédiments (VAS) de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru. Au Sud, la région est couverte par les roches gneissiques du socle du bloc de Serrinha. Les données de chronologie isotopique disponibles attribuent un âge d'environ 2,13 Ga aux trondhjémites de Barrocas (2.127 ± 5 Ma, Pb/Pb évaporation du zircon; Alves da Silva, 1994) et aux granodiorites de Teofilândia (âge SHRIMP_{zircon} de 2.130 ± 7 Ma; Mello *et al.*, 2000), et un âge de 2,07 Ga au granite de Santa Rosa (U-Pb_{zircon}, Rios, 2002). Pour comparaison, le plus vieux socle gneissique de cette région, proche de la ville de Valente, (à environ 40 km à l'Ouest de la région de Teofilândia) est daté à 3,1 Ga (U-Pb_{zircon}, Rios, 2002).

La géologie du district aurifère de Fazenda Brasileiro est résumée ci-dessous. Puis, nous présentons les données de pétrographie, minéralogie, géochimie, ainsi que les microstructures et la fabrique magnétique des roches granitoïdes et gneissiques de la région de Teofilândia, sujet de cette thèse.

4.1.1 Le district aurifère de Fazenda Brasileiro

La ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (GBRI) est caractérisée, dans la région de la mine de Fazenda Brasileiro, par des roches volcano-sédimentaires de direction dominante EW et des pendages d'environ 40° vers le Sud. En carte, ces roches moulent le granitoïde de Barrocas au Sud, et le granitoïde de Teofilândia au Sud-Est. Alves da Silva (1994) suggère que ces roches constituent le flanc inverse d'un plie antiforme. Les données de terrain et les forages indiquent que ces roches volcano-sédimentaires s'empilent sous le granitoïde de Barrocas. Kishida *et al.* (1991) ont proposé une division de ces roches en 4 séquences différentes, soit du Nord au Sud: Abóbora, Canto, Fazenda Brasileiro et Riacho Incó (Fig. 4.2).

La **séquence Abóbora**, composée de coulées basaltiques avec des fines intercalations de métasédiments, est localisée au Nord de la ceinture Weber. Elle peut être corrélée avec le domaine volcanique basique du GBRI. La **séquence Canto** est composée de roches volcaniques (coulées et pyroclastes intermédiaires à felsiques), de méta-sédiments pélitiques en général carbonnés, avec des intercalations de méta-grauwacques, de métasiltites et de cherts. Structures sédimentaires primaires peuvent être reconnues comme des stratifications gradées, des laminations convolutées et des structures *slumping*. Intercalations fines de metabasaltes sont souvent présentes. Roches sub-volcaniques porphyroïdes peuvent être associées. Les principaux dépôts aurifères sont le Canto I et le Canto II. Cette séquence peut être corrélée à une association des domaines felsique et sédimentaire du GBRI.

La **séquence Fazenda Brasileiro**, localisée dans la portion intermédiaire, héberge le plus grands corps minéralisés de la région. Cette séquence est composée par: (a) une association de métapelites et de cherts à graphite qui composent une fine couche à grande continuité latérale, appelée niveau guide (graphite-schiste, GRX), qui représente le toit du gisement de la mine de

Fazenda Brasileiro; ces roches sont associées à des metabasaltes appartenant à la séquence Riacho do Incó. (b) Un sill de gabbro à ferro-gabbro placé au contact entre la séquence Riacho Incó (méta-basaltes et méta-sédiments) au-dessus, et la séquence Canto (méta-sédiments et méta-volcaniques intermédiaires/acides). Les produits du cisaillement et de l'altération hydrothermale de cette roche gabbroïque sont appelés CLX (quartz-Fe-chlorite/Fe-actinolite schiste) et CAX (séricite-Fe-chlorite/Fe-actinolite-carbonate schiste). Le CLX, aussi appelé schiste magnétique, est très riche en magnétite et forme l'encaissant de la minéralisation aurifère; (c) des produits très déformés et hydrothermalisés de roches sub-volcaniques, volcaniques et volcanoclastiques acides de la séquence Canto; et (d) des magmas porphyroïdes (quartz-feldspath porphyres) acides et sub-volcaniques.

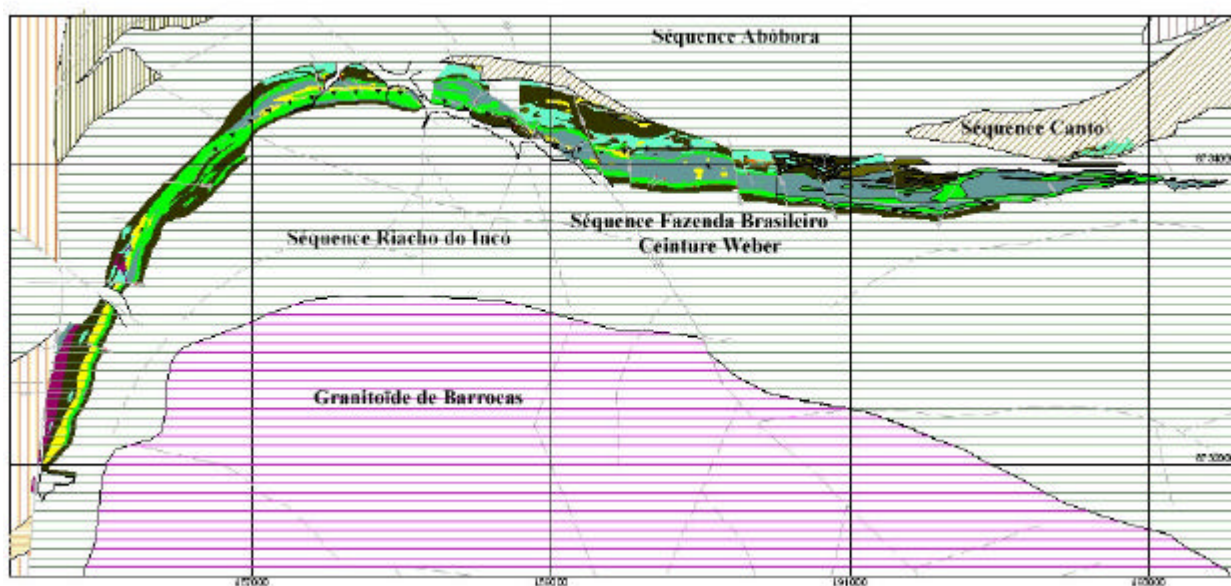


Fig. 4.2 Géologie du district aurifère de Fazenda Brasileiro.

La **séquence Riacho do Incó** est composée par des méta-basaltes, des sills gabbroïques et des intercalations de méta-sédiments pélitiques carbonés, correspondant au domaine volcanique basique du GBRI.

Les corps minéralisés exploités sont localisés au centre d'une zone de cisaillement d'environ 9 km de long, de direction EW, appelée ceinture Weber. Elle est décrite par Reinhardt & Davison (1990) et Kishida *et al.* (1991) comme une structure du type duplex d'évolution polyphasée, dont l'orientation EW a été imposée par la mise en place des granitoïdes. Les minéralisations principales sont associées à des filons de quartz avec des quantités variables de sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite), plutôt dans le CLX (quartz-Fe-chlorite-schiste). L'or se trouve sous forme de fines particules (15-20 μm) incluses et/ou collées sur la surface des cristaux de sulfure, remplissant les fractures dans les sulfures, et plus rarement sous forme de particules libres sur la surface du quartz. Le district aurifère de Fazenda Brasileiro est classé comme de type orogénique. Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2,05 Ga (Mello 2000) indiquent un événement minéralisateur 30 Ma après le pic thermique du métamorphisme (2,08 Ga, Mello 2000), et 80 Ma après la mise en place des granitoïdes de Teofilândia et de Barrocas (2,13Ga; Alves da Silva 1994, Mello 2000).

4.2 Pétrologie de la région de Teofilândia

4.2.1 Pétrographie

4.2.1.1 Les granodiorites de Teofilândia

Les granodiorites de Teofilândia (Fig. 4.1) sont en contact, au Nord et à l'Est de la région d'étude, avec les roches volcano-sédimentaires de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru, au Sud avec les roches gneissiques, et à l'Ouest avec les sédiments phanérozoïques du bassin Recôncavo-Tucano. Les granodiorites de Teofilândia sont des roches porphyroïdes divisées en trois catégories d'après leur minéralogie et leur texture de déformation: à grain gros à moyen, à amphibole et biotite (GRTp); magmatique-hydrothermalisé (GRTh) à biotite, et sub-volcanique-hydrothermalisé (QFP) (Fig. 4.1).

Le **type porphyroïde (GRTp)** se trouve plutôt dans la partie sud de la région (Fig. 4.1). Il s'agit de granitoïdes plutôt anisotropes de couleur rose grisâtre, présentant habituellement une microstructure magmatique bien-définie (Fig. 4.3a). Sa minéralogie est caractérisée par des phénocristaux gros (> 0,4 cm) de feldspath potassique dans une matrice à grain moyen à gros, composée de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et d'amphibole (Fig. 4.4a). Des enclaves microgrenues basiques, centimétriques à métriques, sont souvent observées. Des filons d'aplite et de pegmatite, de largeur millimétrique à décimétrique, et des zones de cisaillement N-S à E-W, dextres et sénestres conjuguées, sont également observées. Leurs compositions modales indiquent que ces roches sont des granodiorites (Fig. 4.5). La fabrique magnétique linéaire est Nord-Sud, bien définie, et la fabrique planaire est subhorizontale. Cette fabrique magmatique est imprimée alors que la roche était à l'état magmatique (Nascimento *et al.* sous presse), mais une légère déformation à l'état solide en conditions de haute température a pu s'ajouter. Ces roches ne présentent pas, en général, d'empreintes significatives de basse température ou d'activité hydrothermale.

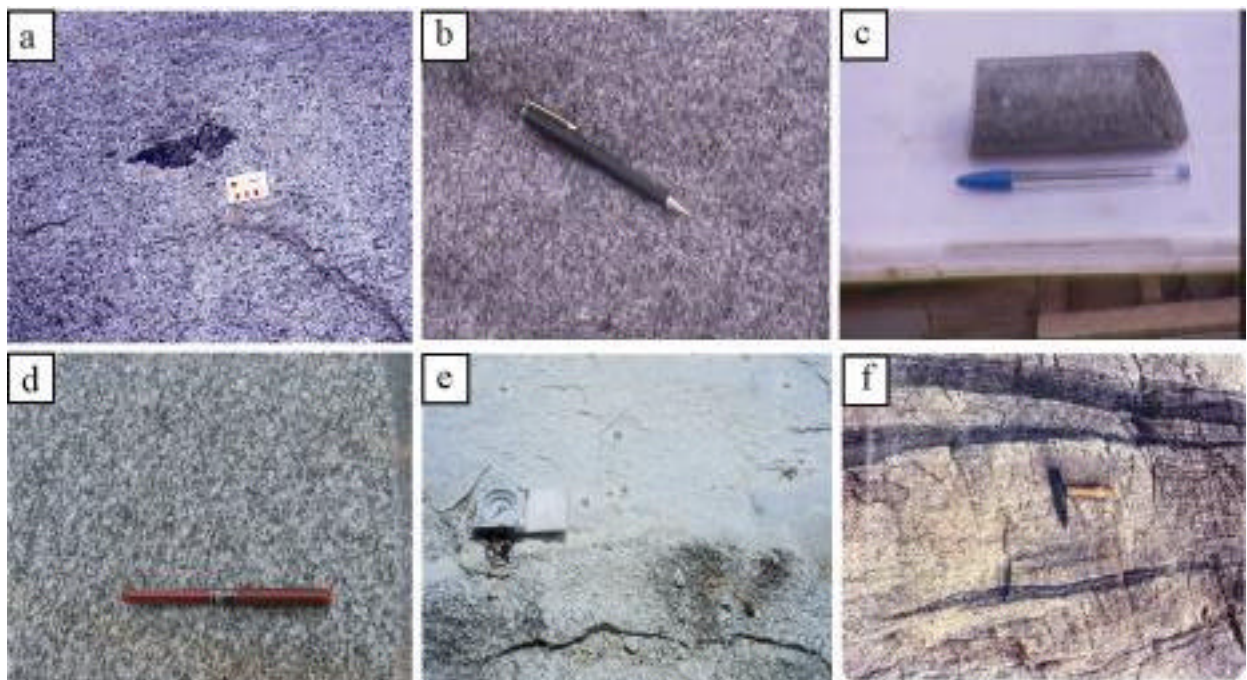


Fig. 4.3 Les roches de la région de Teofilândia. Les granodiorites de Teofilândia: GRTp (a), GRTh (b), QFP (c); la trondhjemite de Barrocas (d); le granite de Santa Rosa (e) et les gneiss (f).

Le **type hydrothermalisé (GRTh)** est localisé au Nord-Est du massif de Teofilândia (Fig. 4.1). Sur le terrain, il s'agit de roches vert-grisâtres, isotropes, porphyroïdes, avec des gros cristaux de quartz bleu (Fig. 4.3b), de plagioclase, et de phénocristaux de feldspath potassique (> 0,4 cm). Comme dans le GRTp, on observe des enclaves microgrenues basiques. D'après leur composition modale ces roches sont également des granodiorites (Fig. 4.5) qui dérivent clairement du type précédent (GRTp), bien que l'amphibole soit absente (Fig. 4.4b). On y observe aussi la déstabilisation partielle de la biotite en chlorite et épidote, l'altération du plagioclase et la présence de calcite et de quelques minéraux opaques secondaires, principalement la pyrite.

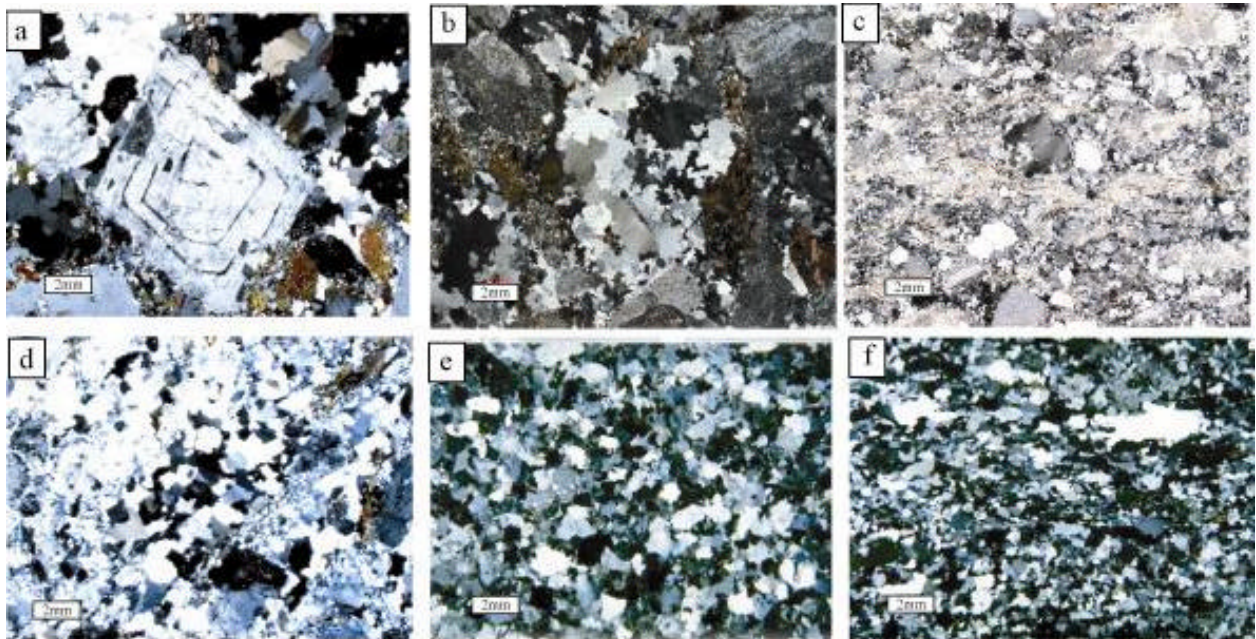


Fig. 4.4 Microstructures des roches de la région de Teofilândia. Granodiorites de Teofilândia: GRTp (a), GRTh (b), QFP (c); trondhjemite de Barrocas (d); granite de Santa Rosa (e) et gneiss (f).

Le **type sub-volcanique (QFP)** est souvent très altéré et affleure rarement. On le trouve au Nord-Est du massif (Fig. 4.1). Sur le terrain, il ressemble à un granite porphyroïde altéré, leucocrate (Fig. 4.3c) vert-clair à jaune-clair. Il est composé de phénocristaux de plagioclase et quartz (1-3 mm) dans une matrice à grain fin de quartz, plagioclase, K-feldspath, chlorite, séricite, épidote et calcite (Fig. 4.4c). Ce type de roche est souvent extrêmement déformée (mylonitisation), comme l'attestent les structures de terrain et les microstructures. Dans le diagramme de Streckeisen ces roches tombent dans le champ intermédiaire des granodiorites et des tonalites (Fig. 4.5). La composition tonalitique est due au fait que dans la matrice de ce faciès très altéré, il n'est pas possible de distinguer le feldspath potassique.

4.2.1.2 La trondhjemite de Barrocas

Le granitoïde de Barrocas (GRB) est une roche de nature trondhjemitique (riche en silice et plagioclase, pauvre en alcalis; Fig. 4.5), en contact avec les roches volcano-sédimentaires au Nord, et avec les roches gneissiques au Sud (Fig. 4.1). Ce sont des roches non équigranulaires, à grain moyen à gros, fortement anisotropes, mais homogènes dans leur composition minéralogique, laquelle est caractérisée par plagioclase, quartz, biotite, feldspath potassique, rare amphibole et minéraux accessoires (sphène, apatite, opaque, zircon et allanite). L'épidote et la séricite sont les minéraux principaux d'altération. La foliation bien marquée plonge fortement vers le Sud et suit la forme en arc du massif, avec des directions ESE à l'Est, et WSW à Ouest. La linéation minérale, comme vérifiée à partir de la fabrique magnétique (Nascimento *et al.* sous

presse) est partout, subhorizontale. Ces roches ont été fortement déformées à l'état solide à haute température (Fig. 4.3d), comme en atteste la présence de rubans de quartz et de porphyroclastes de plagioclase dans une matrice fortement recristallisée, composée par les autres minéraux du granite (Fig. 4.4d). La petite taille du grain recristallisé suggère que cette déformation s'est effectuée sous haute contrainte. Les enclaves basiques sont très rares. Ce petit massif est traversé par une faille tardive de direction Nord-Sud qui a déplacé le compartiment occidental vers le Sud-Ouest. Les forages et données géophysiques démontrent que ce corps est placé sur les méta-basaltes (MBS) minéralisés de la mine de Fazenda Brasileiro.



Fig. 4.5 Diagramme QAP des roches de la région de Teofilândia. GRTp, GRTh, QFP: granodiorites de Teofilândia; GRB: trondhjémite de Barrocas; GSR: granite de Santa Rosa; GN: gneiss.

4.2.1.3 Le granite de Santa Rosa

Le granite de Santa Rosa forme un ensemble de petits corps intrusifs dans le socle gneissique et en bordure sud des granodiorites de Teofilândia (Fig. 4.1). Sa mise en place tardive est attestée par des contacts intrusifs visibles sur le terrain et donne naissance à des microstructures magmatiques Nord-Sud (Nascimento *et al.* soumis). Ce sont des roches grises, hétérogranulaires, à grain fin à moyen, avec une anisotropie magmatique faible. Son analyse modale le classe comme granite (Fig. 4.5). Au microscope (Fig. 4.4e), il est caractérisé par une matrice fine (<0,15mm) de feldspaths, quartz et biotite, contenant de gros phénocristaux de quartz et plagioclase. Son caractère distinctif, par rapport aux granodiorites de Teofilândia, est l'absence de phénocristaux de feldspath potassique, sa granulométrie plus fine et la présence de gros cristaux de magnétite, apparemment tardi-magmatiques, autour desquels la roche est appauvrie en minéraux ferromagnésiens (Fig. 4.3e). En outre, le sphène, l'apatite, le zircon et l'allanite subordonnée, sont les minéraux accessoires, et l'épidote, la chlorite et la séricite sont les principaux minéraux d'altération.

4.2.1.4 Les gneiss

On rencontre les gneiss au Sud des trondhjémites de Barrocas et des granodiorites de Teofilândia. Il s'agit d'orthogneiss à biotite et amphibole, de structure E-W, fortement foliés et localement très linéés, avec souvent des intercalations d'amphibolites (Fig. 4.3f) et des filons d'aplites et de pegmatites. Pétrographiquement, ces roches sont des granodiorites (Fig. 4.5) à grain moyen à fin, hétérogranulaires, composée de plagioclase, feldspath potassique, quartz,

amphibole et biotite (Fig. 4.4f). Les principaux minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, les opaques et le zircon.

4.2.2 Minéralogie

Dix-huit échantillons de plusieurs types de roches de la région Teofilândia, localisés en figure 4.6, ont été étudiés pour leur chimie minérale. Quelques analyses (signalées par une étoile dans les tableaux 4.1, 4.2, 4.3) ont été faites au Brésil (CVRD-GEMIC, Belo Horizonte) avec la microsonde JEOL-JCXA-733, et les autres à Toulouse avec la microsonde CAMEBAX SX50.

4.2.2.1 Plagioclases

Les analyses des plagioclases sont présentées dans le Tableau 4.1. Les plagioclases du type porphyroïde (GRTp) sont des oligoclases rarement zonés (An_{27-22}) et ceux de la trondhjemite de Barrocas sont légèrement plus sodiques (An_{28-11}). Les plagioclases des faciès hydrothermalisés (GRTh) et sub-volcanique (QFP) sont albitisés (An_{7-2}). Pour le granite de Santa Rosa, les plagioclases varient d'oligoclase à andesine (An_{33-29}), et ceux des gneiss sont des oligoclases (An_{19-31}).

4.2.2.2 Amphiboles

Il a été réalisé 109 analyses d'amphiboles de la trondhjemite de Barrocas, du type porphyroïde de la granodiorite de Teofilândia et des gneiss. L'ensemble d'analyses, ainsi que leurs formules structurales calculées, sont présentées dans le Tableau 4.2. Toutes les analyses correspondent à des amphiboles calciques pauvres en Ti, d'après Leake *et al.* (1997; Fig. 4.7). Les amphiboles des granodiorites sont plutôt des Mg-amphiboles avec un rapport $X_{Mg} > 0,50$ (Fig. 4.7a, b), et des compositions proches des limites entre édenite et hornblende. Quelques amphiboles sont plus riches en Al, à proximité des limites entre pargasite et tschermakite. Par contre, les amphiboles de la trondhjemite et des gneiss de Barrocas sont des amphiboles riches en fer avec un rapport $X_{Mg} < 0,50$ (Fig. 4.7a, b). D'une façon générale les amphiboles des granodiorites sont plus riches en Si et Mg que les amphiboles des gneiss.

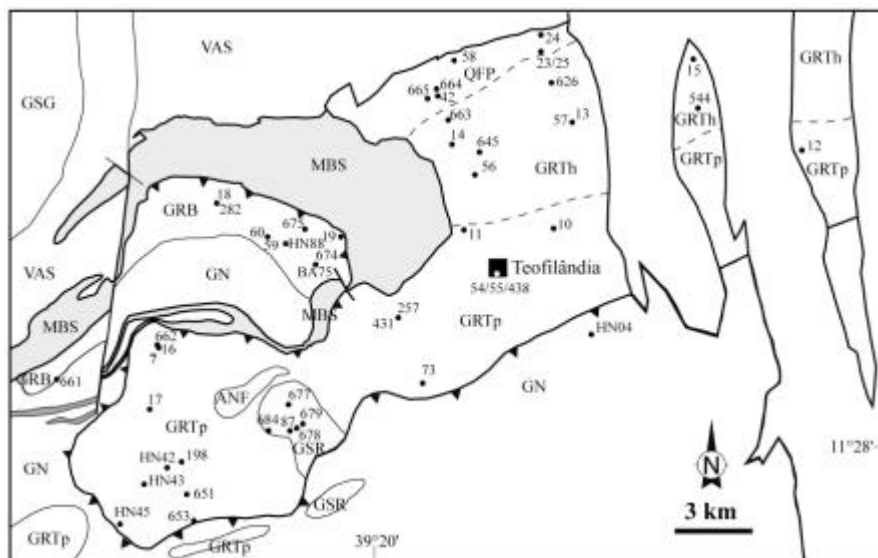


Fig. 4.6 Echantillons analysés pour la minéralogie et la géochimie dans la région de Teofilândia.

Tableau 4.1 Compositions et formule structurale de plagioclases basés sur 8 O (c,i,b sont respectivement le centre, l'intermédiaire et la bordure des cristaux).

Roche	GRTp																		
Echant	7*	10-1n*	10-2n*	45-2-2	45-2-1c	73-1-1	73-1-2	73-1-3	73-1-4	73-1-6	73-1-7	73-1-8	73-1-9	73-1-10	73-2-2	73-2-3	73-2-4	73-2-6	653-2-1
SiO ₂	66,01	64,32	65,13	63,28	62,83	68,65	63,14	62,79	62,64	63,39	62,41	63,04	62,88	62,81	63,72	63,21	63,47	63,02	62,58
Al ₂ O ₃	22,09	22,67	22,37	22,8	23,31	19,8	23,87	23,23	23,68	23,57	23,73	23,72	23,73	23,27	22,94	23,17	23,17	23,05	22,9
CaO	5,77	7,09	6,35	4,63	4,73	0,69	4,62	4,86	5,08	5,13	5,14	5,03	4,89	4,70	4,66	4,56	4,63	4,80	5,02
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	-
Na ₂ O	6,13	5,91	6,15	8,75	8,72	11,28	8,89	8,78	8,59	8,65	8,83	8,76	8,81	8,73	9,12	8,82	9,36	9,07	8,74
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,10	0,11	0,03	0,20	0,15	0,13	0,18	0,22	0,27	0,22	0,25	0,18	0,3	0,19	0,34	0,07
total	100,00	99,99	100,00	99,56	99,84	100,45	100,72	99,81	100,12	100,92	100,33	100,85	100,53	99,76	100,62	100,06	100,85	100,28	99,31
Si	2,88	2,83	2,85	2,80	2,78	2,98	2,77	2,78	2,77	2,78	2,76	2,77	2,77	2,78	2,80	2,79	2,79	2,79	2,79
Al	1,14	1,17	1,16	1,19	1,22	1,01	1,23	1,21	1,23	1,22	1,24	1,23	1,23	1,22	1,19	1,21	1,20	1,20	1,20
Ca	0,27	0,33	0,3	0,22	0,22	0,03	0,22	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,24
Ba	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	-
Na	0,52	0,50	0,52	0,75	0,75	0,95	0,76	0,76	0,74	0,73	0,76	0,75	0,75	0,75	0,78	0,76	0,80	0,78	0,75
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00
total	4,81	4,84	4,83	4,97	4,97	4,98	4,99	4,99	4,98	4,98	5,00	4,99	4,99	4,98	4,99	4,99	5,01	5,01	4,98
% An	34,22	39,87	36,33	22,47	22,86	3,28	22,06	23,22	24,44	24,43	24,03	23,70	23,20	22,59	21,82	21,85	21,25	22,2	23,98
% Ab	65,78	60,13	63,67	76,92	76,26	96,55	76,8	75,92	74,81	74,57	74,74	74,74	75,57	75,97	77,16	76,44	77,68	75,94	75,6
% Or	0,00	0,00	0,00	0,60	0,63	0,17	1,15	0,86	0,75	1,00	1,23	1,51	1,24	1,44	1,02	1,71	1,04	1,87	0,42

Roche	GRTp								GRTh					QFP		
Echant	653-2-2	653-2-3	653-2-1c	653-3-1c1	653-3-1c2	653-3-1c3	653-3-1c4	653-5-1c	13-2-2	13-3-1	13-3-2	13-3-3	544-n	544-b	23-1-1	23-1-1b
SiO ₂	63,14	62,88	62,41	62,67	63,08	63,04	62,94	63,68	68,68	66,86	68,42	68,46	65,83	73,78	66,2	68,18
Al ₂ O ₃	22,93	23,29	22,67	23,32	23,49	23,29	23,24	23,22	19,23	20,24	19,7	19,73	21,97	18,79	20,91	20,06
CaO	4,70	4,89	5,21	5,18	5,09	4,98	5,16	4,95	0,54	1,47	0,39	0,27	6,47	0,00	1,23	1,00
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,11
Na ₂ O	8,94	8,88	8,63	8,71	9,03	8,81	8,99	9,15	11,15	11,05	11,68	11,52	5,73	7,44	10,08	11,1
K ₂ O	0,16	0,12	0,34	0,30	0,14	0,37	0,09	0,07	0,05	0,06	0,09	0,07	0,00	0,00	0,96	0,08
total	99,87	100,06	99,26	100,18	100,83	100,49	100,42	101,07	99,65	99,68	100,3	100,05	100,100,01	99,43	100,53	
Si	2,79	2,78	2,79	2,77	2,77	2,78	2,77	2,79	3,00	2,94	2,98	2,99	2,88	3,14	2,91	2,97
Al	1,20	1,21	1,19	1,22	1,22	1,21	1,21	1,20	0,99	1,05	1,01	1,02	1,13	0,94	1,08	1,03
Ca	0,22	0,23	0,25	0,25	0,24	0,24	0,24	0,23	0,03	0,07	0,02	0,01	0,30	0,00	0,06	0,05
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,77	0,76	0,75	0,75	0,77	0,75	0,77	0,78	0,95	0,94	0,99	0,97	0,49	0,61	0,86	0,94
K	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
total	4,99	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,97	5,00	5,00	4,99	4,80	4,70	4,97	4,98
% An	22,31	23,18	24,55	24,32	23,58	23,31	23,95	22,93	2,58	6,82	1,82	1,29	38,42	0,00	5,96	4,7
% Ab	76,79	76,14	73,56	74,00	75,63	74,61	75,55	76,69	97,12	92,87	97,63	98,31	61,58	100,00	88,4	94,68
% Or	0,90	0,68	1,88	1,69	0,78	2,08	0,50	0,38	0,31	0,31	0,52	0,39	0,00	0,00	5,56	0,43

Roche	GSR				GRB								GN							
Echant	87-1n*	87-1b*	87-4n*	87-4b*	75-3-175-3-5	75-3-6	75-3-9	75-3-13	88-1-1	282-2b*	282-3n*	04-1-1b	20-4n1*	20-4b*	20-4n2*	20-2b*	672-3n*	672-3b*		
SiO ₂	68,21	69,28	66,89	67,32	65,33	62,51	62,91	63,85	64,46	66,61	67,07	67,57	64,1	66,99	66,47	67,14	67,09	67,64	67,7	
Al ₂ O ₃	21,08	21,26	21,81	21,00	20,73	23,25	23,56	22,99	22,63	21,39	21,44	20,91	22,52	21,09	21,77	21,24	21,28	21,36	21,14	
CaO	4,60	4,44	4,86	4,80	3,24	4,75	4,93	4,36	3,81	2,26	4,80	4,86	4,00	5,01	5,25	4,80	4,92	4,64	4,66	
BaO	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	
Na ₂ O	6,12	5,01	6,44	6,88	9,82	9,21	9,05	9,07	9,40	10,56	6,69	6,66	9,41	6,91	6,50	6,73	6,71	6,37	6,49	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,2	0,18	0,17	0,11	0,14	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
total	100,01	99,99	100,00	100,00	99,65	99,92	100,63	100,44	100,41	100,96	100,00	100,00	100,36	100,00	99,99	99,91	100,00	100,01	99,99	
Si	2,96	2,98	2,91	2,93	2,86	2,77	2,77	2,81	2,83	2,90	2,92	2,94	2,82	2,92	2,90	2,93	2,92	2,94	2,94	
Al	1,08	1,08	1,12	1,08	1,07	1,22	1,22	1,19	1,17	1,10	1,10	1,07	1,17	1,08	1,12	1,09	1,09	1,09	1,08	
Ca	0,21	0,2	0,23	0,22	0,15	0,23	0,23	0,21	0,18	0,11	0,22	0,23	0,19	0,23	0,25	0,22	0,23	0,22	0,22	
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,51	0,42	0,54	0,58	0,83	0,79	0,77	0,77	0,80	0,89	0,56	0,56	0,02	0,58	0,55	0,57	0,57	0,54	0,55	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
total	4,76	4,69	4,80	4,82	4,94	5,02	5,01	4,99	4,99	5,00	4,81	4,80	5,00	4,83	4,82	4,81	4,81	4,78	4,79	
% An	29,35	32,87	29,43	27,83	14,96	21,92	22,89	20,77	18,18	10,49	28,39	28,74	18,69	28,61	30,86	28,27	28,84	28,7	28,41	
% Ab	70,65	67,13	70,57	72,17	82,1	76,99	76,09	78,27	81,21	88,74	71,61	71,26	79,49	71,39	69,14	71,73	71,16	71,3	71,59	
% Or	0,00	0,00	0,00	0,00	2,94	1,10	1,02	0,97	0,61	0,77	0,00	0,00	1,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

* échantillons analysés au Brésil

Tableau 4.2 (suite) Compositions et formules structurales des amphiboles de la région de Teofilândia (c,i,b sont respectivement le centre, l'intermédiaire et la bordure des cristaux; * échantillons analysés au Brésil)

Roche	GRTp										GRB		
	73-2-4c	73-3-1b	73-4-2b	73-4-2c	653-2-1c	653-2-1i	653-2-2c	653-1-1c	653-1-1b	653-3-1b	75-1-c1	75-1-c2	75-1-1
Echant.													
SiO ₂	43,91	41,98	43,01	43,77	43,92	43,19	43,59	43,34	43,77	43,56	42,67	41,57	42,2
Al ₂ O ₃	9,52	10,65	10,06	9,27	9,16	9,74	9,39	9,29	9,44	9,31	11,44	11,61	10,94
TiO ₂	0,67	0,64	0,75	0,60	1,00	1,40	1,18	1,18	0,92	1,32	0,44	0,43	0,42
Fe ₂ O ₃	6,45	5,28	3,31	4,41	4,26	3,72	3,80	4,04	4,40	5,57	1,00	5,33	3,28
FeO	12,90	14,88	16,05	14,79	14,72	15,31	15,24	14,98	14,82	13,59	21,14	18,23	19,26
MnO	0,42	0,39	0,42	0,41	0,37	0,37	0,25	0,33	0,22	0,37	0,55	0,50	0,60
MgO	9,81	8,91	9,07	9,62	9,88	9,48	9,65	9,85	9,87	9,99	5,90	6,35	6,33
CaO	11,53	11,65	11,83	11,81	11,97	11,78	11,64	11,8	11,78	11,68	11,69	11,64	11,63
Na ₂ O	0,99	1,45	1,55	1,21	1,05	1,34	1,31	1,36	1,35	0,98	1,36	1,17	1,09
K ₂ O	1,01	1,32	1,14	1,04	1,08	1,11	1,26	1,16	1,10	1,31	1,26	1,28	1,34
F	0,14	0,18	0,00	0,31	0,40	0,16	0,00	0,31	0,29	0,14	0,40	0,20	0,04
Cl	0,00	0,04	0,03	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	1,92	1,87	1,96	1,82	1,78	1,90	1,98	1,83	1,84	1,93	1,75	1,86	1,92
O=F,Cl	0,06	0,09	0,01	0,13	0,18	0,07	0,00	0,13	0,13	0,06	0,17	0,08	0,02
Total	99,21	99,15	99,17	98,95	99,46	99,43	99,3	99,34	99,72	99,7	99,43	100,09	99,03
Si	6,61	6,41	6,55	6,65	6,63	6,54	6,60	6,57	6,60	6,56	6,58	6,34	6,54
Al _{IV}	1,39	1,59	1,45	1,35	1,37	1,46	1,40	1,43	1,40	1,45	1,41	1,62	1,46
Al _{VI}	0,30	0,33	0,36	0,30	0,27	0,28	0,28	0,24	0,27	0,21	0,67	0,48	0,53
Ti	0,08	0,07	0,08	0,07	0,11	0,16	0,13	0,13	0,10	0,15	0,05	0,05	0,05
Fe ³⁺	0,73	0,61	0,38	0,50	0,48	0,42	0,43	0,46	0,50	0,63	0,12	0,62	0,38
Fe ²⁺	1,62	1,90	2,04	1,88	1,86	1,94	1,93	1,90	1,87	1,71	2,73	2,34	2,50
Mn ²⁺	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,07	0,06	0,08
Mg	2,20	2,03	2,06	2,18	2,22	2,14	2,18	2,23	2,22	2,24	1,36	1,45	1,46
Ca	1,86	1,91	1,93	1,92	1,94	1,91	1,89	1,92	1,90	1,88	1,93	1,91	1,93
Na _A	0,15	0,34	0,39	0,28	0,25	0,30	0,27	0,32	0,30	0,17	0,34	0,26	0,26
Na _B	0,14	0,09	0,07	0,08	0,06	0,09	0,11	0,08	0,10	0,12	0,07	0,09	0,07
K	0,19	0,26	0,22	0,20	0,21	0,22	0,24	0,22	0,21	0,25	0,25	0,25	0,26
(Na+K) _A	0,34	0,60	0,61	0,48	0,46	0,52	0,52	0,55	0,51	0,42	0,58	0,51	0,52
F	0,07	0,09	0,00	0,15	0,19	0,08	0,00	0,151	0,14	0,06	0,20	0,10	0,02
Cl	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,001	0,00	0,01	0,001	0,00	0,00	0,00
OH	1,93	1,90	1,99	1,85	1,79	1,92	2,00	1,85	1,85	1,93	1,80	1,90	1,98
Tot cat	17,68	18,18	18,2	17,94	17,90	18,03	18,02	18,09	18,01	17,82	18,17	18,02	18,04
X _{Me}	0,58	0,52	0,50	0,54	0,54	0,52	0,53	0,54	0,54	0,57	0,33	0,38	0,37

Roche	GRB													
	75-1-2	75-2-c1	75-2-c2	75-2-b1	75-2-b2	75-2-1	88-1-b1	88-1-b2	88-1-c1	88-1-c2	88-2-b1	88-2-b2	88-2-c1	88-2-c2
Echant.														
SiO ₂	46,48	42,45	41,29	41,85	41,75	42,46	42,01	40,68	42,00	41,71	42,56	41,67	41,89	42,39
Al ₂ O ₃	7,09	11,59	12,15	11,48	12,27	11,23	10,84	12,25	11,81	11,39	10,30	12,01	12,09	9,82
TiO ₂	0,23	0,42	0,46	0,41	0,60	0,42	0,47	0,09	0,49	0,40	0,29	0,35	0,42	0,68
Fe ₂ O ₃	1,44	3,75	3,83	3,79	2,75	2,87	5,66	5,43	4,96	4,24	4,88	3,71	2,55	3,79
FeO	19,79	19,27	19,37	20,16	20,67	19,7	18,65	18,8	18,51	19,32	19,49	19,83	20,3	19,39
MnO	0,60	0,58	0,54	0,46	0,51	0,42	0,66	0,56	0,50	0,41	0,74	0,54	0,56	0,71
MgO	8,10	6,34	5,88	5,80	5,32	6,37	6,03	5,49	6,06	5,91	6,04	5,55	5,51	6,47
CaO	12,07	11,72	11,78	11,52	11,59	11,79	11,44	11,57	11,28	11,49	11,72	11,49	11,41	11,66
Na ₂ O	0,85	1,28	1,17	1,37	1,25	1,21	1,05	1,06	1,2	1,13	1,16	1,22	1,19	1,14
K ₂ O	0,68	1,33	1,36	1,45	1,40	1,15	1,41	1,45	1,44	1,34	1,02	1,37	1,53	1,18
F	0,47	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00	0,44	0,41	0,24	0,16	0,12	0,1	0,16	0,24
Cl	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
H ₂ O	1,74	1,97	1,69	1,95	1,95	1,94	1,74	1,73	1,83	1,86	1,89	1,89	1,86	1,81
O=F,Cl	0,21	0,00	0,23	0,00	0,00	0,01	0,19	0,17	0,11	0,07	0,05	0,04	0,07	0,10
Total	99,36	100,71	99,83	100,24	100,06	99,59	100,24	99,35	100,27	99,29	100,17	99,70	99,42	99,20
Si	7,09	6,47	6,37	6,44	6,42	6,53	6,46	6,32	6,42	6,46	6,55	6,43	6,48	6,57
Al _{IV}	0,91	1,53	1,63	1,56	1,58	1,47	1,54	1,68	1,58	1,54	1,45	1,57	1,52	1,43
Al _{VI}	0,36	0,55	0,58	0,53	0,65	0,56	0,42	0,56	0,55	0,54	0,41	0,62	0,68	0,38
Ti	0,03	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,01	0,06	0,05	0,03	0,04	0,05	0,08
Fe ³⁺	0,17	0,43	0,44	0,44	0,32	0,33	0,65	0,64	0,57	0,50	0,56	0,43	0,30	0,44
Fe ²⁺	2,52	2,45	2,50	2,60	2,66	2,53	2,40	2,44	2,37	2,50	2,51	2,56	2,63	2,52
Mn ²⁺	0,08	0,08	0,07	0,06	0,07	0,06	0,09	0,07	0,06	0,05	0,10	0,07	0,07	0,09
Mg	1,84	1,44	1,35	1,33	1,22	1,46	1,38	1,27	1,38	1,36	1,38	1,28	1,28	1,50
Ca	1,97	1,91	1,94	1,90	1,91	1,94	1,88	1,93	1,85	1,91	1,93	1,90	1,89	1,94
Na _A	0,22	0,29	0,30	0,31	0,28	0,30	0,19	0,25	0,21	0,25	0,28	0,27	0,25	0,28
Na _B	0,03	0,09	0,05	0,10	0,09	0,06	0,12	0,07	0,15	0,09	0,07	0,10	0,11	0,06
K	0,13	0,26	0,27	0,28	0,27	0,23	0,28	0,29	0,28	0,26	0,20	0,27	0,30	0,23
(Na+K) _A	0,35	0,55	0,57	0,60	0,56	0,53	0,47	0,54	0,49	0,52	0,47	0,53	0,55	0,52
F	0,22	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,21	0,20	0,11	0,78	0,06	0,05	0,08	0,13
Cl	0,01	0,003	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,003	0,003	0,01	0,01
OH	1,77	2,00	1,75	2,00	2,00	1,99	1,78	1,80	1,87	1,92	1,94	1,95	1,92	1,88
Tot cat	17,71	18,09	18,12	18,19	18,10	18,04	17,93	18,07	17,97	18,02	17,95	18,07	18,1	18,02
X _{Me}	0,42	0,37	0,35	0,34	0,31	0,36	0,37	0,34	0,37	0,35	0,36	0,33	0,33	0,37

* échantillons analysés au Brésil

Tableau 4.2 (suite.) Compositions et formules structurales des amphiboles de la région de Teofilândia (c,i,b sont respectivement le centre, l'intermédiaire et la bordure des cristaux; * échantillons analysés au Brésil)

Roche	GN														
	04-1b1	04-1b2	04-2b1	04-3b	20-1i*	20-2n*	20-2i*	20-2b*	672-b*	672-1n*	672-1b*	672-2n*	672-2b*	672-3n*	672-4b*
Echant.	04-1b1	04-1b2	04-2b1	04-3b	20-1i*	20-2n*	20-2i*	20-2b*	672-b*	672-1n*	672-1b*	672-2n*	672-2b*	672-3n*	672-4b*
SiO ₂	42,60	42,70	42,44	41,84	42,73	41,64	40,86	40,63	39,48	40,28	40,17	41,26	41,06	39,79	40,68
Al ₂ O ₃	10,12	9,64	10,08	10,77	11,05	11,49	11,37	11,69	12,06	12,03	12,19	11,81	11,80	11,91	12,12
TiO ₂	0,55	0,67	0,64	0,63	0,72	0,63	0,66	0,77	0,71	0,75	0,67	0,63	0,48	0,62	0,68
Fe ₂ O ₃	6,95	5,73	5,11	5,98	0,59	2,08	2,77	3,89	3,30	2,27	3,11	2,04	2,35	3,62	2,22
FeO	15,38	15,93	17,35	16,25	20,43	19,39	18,94	18,34	20,22	20,94	20,67	21,41	20,85	20,77	21,18
MnO	0,57	0,54	0,36	0,42	0,48	0,35	0,44	0,43	0,49	0,43	0,46	0,38	0,40	0,37	0,37
MgO	8,42	8,59	7,85	8,14	8,46	8,30	8,19	8,36	6,64	6,43	6,47	6,73	6,69	6,46	6,48
CaO	11,79	11,70	11,77	11,64	11,18	11,35	11,18	11,13	10,99	11,42	11,39	11,15	11,03	11,09	11,39
Na ₂ O	1,30	1,47	1,27	1,56	1,69	1,66	1,65	1,67	1,52	1,55	1,53	1,47	1,31	1,55	1,56
K ₂ O	1,13	1,20	1,40	1,47	1,63	1,78	1,80	1,70	1,89	1,75	1,75	1,64	1,58	1,81	1,68
F	1,14	0,86	0,64	0,83	0,26	0,40	0,22	0,16	0,21	0,00	0,38	0,14	0,12	0,29	0,15
Cl	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	1,44	1,56	1,66	1,58	1,85	1,78	1,83	1,88	1,82	1,93	1,75	1,88	1,88	1,78	1,87
O=F,Cl	0,48	0,36	0,28	0,35	0,11	0,17	0,10	0,07	0,09	0,00	0,16	0,06	0,05	0,12	0,06
Total	100,92	100,23	100,31	100,76	100,96	100,68	99,82	100,58	99,24	99,77	100,41	100,49	99,51	99,95	100,3
Si	6,44	6,49	6,48	6,36	6,49	6,36	6,3	6,22	6,19	6,27	6,22	6,36	6,37	6,2	6,29
Al _{IV}	1,57	1,51	1,52	1,64	1,51	1,64	1,70	1,78	1,81	1,73	1,78	1,64	1,63	1,8	1,71
Al _{VI}	0,24	0,22	0,29	0,28	0,46	0,42	0,37	0,33	0,42	0,47	0,44	0,50	0,53	0,39	0,50
Ti	0,06	0,08	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,79	0,66	0,59	0,68	0,07	0,24	0,32	0,45	0,39	0,27	0,36	0,24	0,27	0,42	0,26
Fe ²⁺	1,94	2,03	2,22	2,06	2,59	2,48	2,44	2,35	2,65	2,72	2,68	2,76	2,71	2,71	2,74
Mn ²⁺	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg	1,90	1,95	1,79	1,84	1,91	1,89	1,88	1,91	1,55	1,49	1,49	1,54	1,55	1,50	1,49
Ca	1,91	1,91	1,92	1,9	1,82	1,86	1,85	1,83	1,85	1,90	1,89	1,84	1,83	1,85	1,89
Na _A	0,29	0,34	0,30	0,35	0,5	0,49	0,49	0,50	0,46	0,47	0,46	0,44	0,39	0,47	0,47
Na _B	0,09	0,09	0,08	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,22	0,23	0,27	0,28	0,32	0,35	0,35	0,33	0,38	0,35	0,35	0,32	0,31	0,36	0,33
(Na+K) _A	0,51	0,57	0,57	0,63	0,82	0,84	0,84	0,83	0,84	0,82	0,81	0,76	0,70	0,83	0,80
F	0,54	0,41	0,31	0,4	0,12	0,19	0,11	0,08	0,10	0,00	0,19	0,07	0,06	0,14	0,07
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	1,45	1,59	1,69	1,60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tot cat	17,51	17,57	17,57	17,64	16,67	16,81	16,71	16,67	16,71	16,55	16,73	16,52	16,4	16,72	16,6
X _{Mg}	0,49	0,49	0,45	0,47	0,42	0,43	0,44	0,45	0,37	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	0,35

* échantillons analysés au Brésil

Tableau 4.3 Données de pression de la région de Teofilândia

Type de Roche	Echantillon # (nombre d'analyses)	Type de microstructure	Moyenne pression (MPa): (max-min)
MBS (Méta-gabbro)	6 (2)	-	570 (670-471)
MBS (Amphibolite)	27 (9)	-	670 (795-601)
MBS	28 (3)	-	342 (448-266)
GRB	HN88 (4)	3	682 (767-588)
GRB	BA75 (4)	3	692 (759-650)
GN	HN04 (4)	4	564 (521-617)
GNB	20 (1)	4	703
GNB	672 (4)	4	748 (759-726)
GRTp	7 (1)	3	607
GRTp	HN43 (5)	2	488 (509-442)
GRTp	HN45 (3)	3	496 (520-480)
GRTp	HN33/653 (6)	3	495 (527-475)
GRTp	10 (2)	2	384 (396-371)
GRTp	55 (2)	3*	314 (355-273)
GRTp	73 (5)	2	557 (612-492)

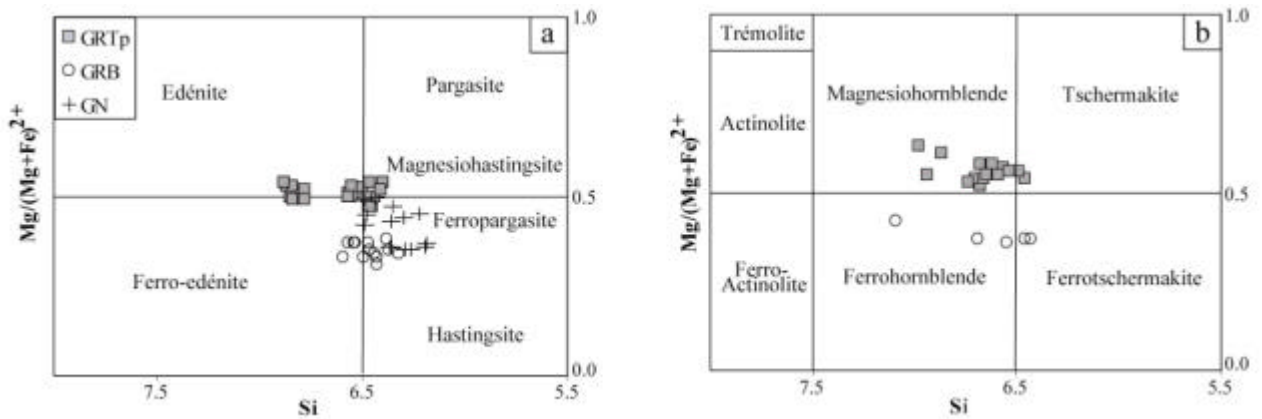


Fig. 4.7 Diagrammes de classification des amphiboles calciques pauvres en Ti. (a) $(Na+K)_A \geq 0.50$; (b) $(Na+K)_A < 0.50$ (d'après Leake *et al.* 1997).

Les pressions ont été calculées en utilisant le logiciel NEWAMPHCAL (Yavuz 1999) et en choisissant le géobaromètre expérimental de Schmidt (1992) (Tab. 4.3). Les pressions varient entre 748 et 314 MPa. Les plus hautes pressions (Fig. 4.8), entre 682 et 748 MPa, caractérisent la trondhjémite et le gneiss de Barrocas (GRB et GNB). Les granodiorites porphyroïdes (GRTp) enregistrent des pressions inférieures, entre 488-607 MPa à l'Ouest, et entre 384-314 MPa à l'Est de la région. Cette dernière valeur, cependant, résulte probablement d'un ré-équilibre post-magmatique. C'est également probablement le cas pour la valeur de pression de 342 MPa dans les metabasites (MBS). Le gneiss au Sud du GRTp présente une valeur de pression de 564 MPa.

4.2.2.3 Biotites

118 cristaux de biotite ont été analysés. Les analyses et les formules structurales sont présentées dans le Tableau 4.4.

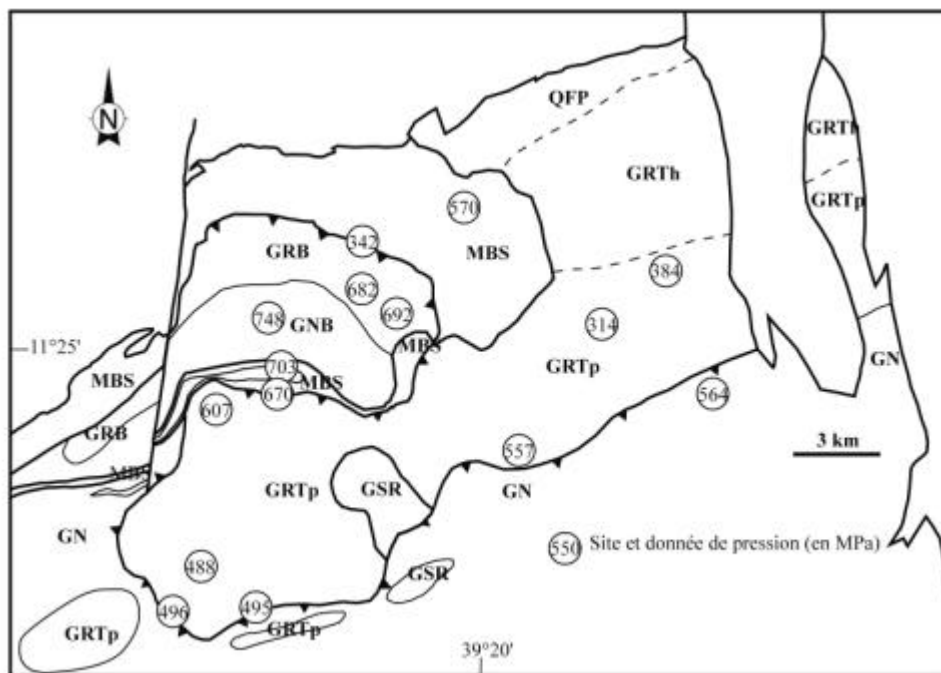


Fig. 4.8 Localisation des données de pression calculées dans la région de Teofilândia.

Tableau 4.4 Compositions et formules structurales de la biotite basés sur 20 O.

Roches	GRTp														
	10-3n*	10-4b*	10-1n*	10-1b*	7-5n1*	7-5n2*	7-5b1*	7-3n*	7-3b*	7-2n1*	7-2n2*	7-1b*	42-1-2	43-3-1	55-4-2
Echant.															
SiO ₂	37,17	38,34	38,49	38,38	37,02	37,44	37,53	35,48	36,20	36,31	35,91	37,24	36,88	36,64	37,12
Al ₂ O ₃	14,63	15,45	14,65	14,58	15,15	13,90	13,00	15,49	15,23	15,08	15,40	15,24	14,63	15,26	14,92
TiO ₂	1,89	1,65	1,62	1,64	2,18	2,48	2,74	2,56	2,84	2,91	2,82	2,96	2,60	3,23	1,67
FeO _t	19,37	17,96	19,03	19,49	20,51	19,96	19,97	20,29	20,56	20,75	20,73	20,35	19,08	18,38	18,81
MnO	0,35	0,41	0,33	0,30	0,30	0,28	0,29	0,28	0,24	0,26	0,29	0,32	0,31	0,29	0,39
MgO	12,53	12,66	12,36	12,09	11,46	11,67	11,60	10,75	10,73	11,26	10,63	11,31	11,36	11,21	12,00
CaO	0,03	0,12	0,01	0,04	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,03	0,03
Na ₂ O	0,09	0,00	0,14	0,09	0,00	0,05	0,04	0,05	0,04	0,01	0,01	0,06	0,03	0,01	0,11
K ₂ O	9,50	9,02	9,57	9,21	9,90	10,34	10,25	10,35	10,15	10,35	9,20	9,06	9,66	9,57	9,45
BaO	0,34	0,00	0,45	0,70	0,00	0,13	0,25	0,21	0,16	0,03	0,00	0,28	0,18	0,36	0,71
ZnO	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	0,15	0,03
F	0,20	0,24	0,53	0,50	0,33	0,21	0,34	0,20	0,18	0,35	0,19	0,28	0,43	0,52	0,45
Cl	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04
H ₂ O	3,84	3,88	3,73	3,74	3,79	3,83	3,74	3,77	3,83	3,78	3,80	3,84	3,70	3,68	3,69
O=F=Cl	0,09	0,10	0,23	0,21	0,15	0,09	0,14	0,09	0,08	0,15	0,08	0,12	0,18	0,22	0,20
Total	99,85	99,64	100,70	100,56	100,55	100,19	99,61	99,36	100,09	100,94	98,89	100,84	98,90	99,14	99,22
Si	5,66	5,75	5,79	5,79	5,62	5,71	5,77	5,49	5,55	5,52	5,54	5,61	5,67	5,60	5,69
Al _{IV}	2,34	2,25	2,21	2,21	2,38	2,29	2,23	2,51	2,45	2,48	2,46	2,39	2,33	2,40	2,31
Al _{VI}	0,28	0,49	0,38	0,38	0,33	0,21	0,13	0,32	0,30	0,23	0,34	0,32	0,32	0,35	0,38
Al total	2,62	2,73	2,60	2,59	2,71	2,50	2,36	2,83	2,75	2,70	2,80	2,71	2,65	2,75	2,69
Ti	0,22	0,19	0,18	0,19	0,25	0,28	0,32	0,30	0,33	0,33	0,33	0,34	0,30	0,37	0,19
Fe ²⁺	2,47	2,25	2,39	2,46	2,60	2,55	2,57	2,63	2,63	2,64	2,67	2,57	2,45	2,35	2,41
Mn	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
Mg	2,84	2,83	2,77	2,72	2,59	2,65	2,66	2,48	2,45	2,55	2,44	2,54	2,60	2,56	2,74
Ca	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
K	1,85	1,73	1,83	1,77	1,92	2,01	2,01	2,04	1,98	2,01	1,81	1,74	1,89	1,87	1,85
Ba	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,04
Zn	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	0,02	0,00
F	0,10	0,11	0,25	0,24	0,16	0,10	0,16	0,10	0,09	0,17	0,09	0,13	0,21	0,25	0,22
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
OH	3,90	3,89	3,74	3,76	3,83	3,90	3,83	3,90	3,91	3,83	3,91	3,86	3,79	3,75	3,77
Total	22,37	22,29	22,27	22,22	22,45	22,27	22,10	22,65	22,50	22,50	22,44	22,29	22,28	22,33	22,39
XMg	0,54	0,56	0,54	0,53	0,50	0,51	0,51	0,49	0,48	0,49	0,48	0,50	0,52	0,52	0,53

Roches	GRTp								GRTh				QFP	
	55-4-3	55-4-4	55-1-2	73-2-2	653-2-1	653-2-3	653-2-5	653-1-2	13B-1-2	13-2-2	13-2-2	544 1b*	23-1n	23-1i
Echant.														
SiO ₂	37,54	37,39	37,17	37,38	37,30	37,54	37,98	37,42	37,94	37,36	37,60	36,87	37,62	37,80
Al ₂ O ₃	14,73	14,74	14,96	15,34	14,93	15,19	14,68	14,62	17,02	16,27	16,13	15,80	15,87	16,33
TiO ₂	1,70	1,54	1,56	2,23	2,93	2,40	2,82	2,89	1,84	1,53	1,75	2,15	1,77	1,66
FeO _t	18,74	19,17	18,98	18,54	18,55	17,79	19,00	18,25	16,10	17,44	17,25	19,64	18,13	17,71
MnO	0,30	0,35	0,23	0,30	0,24	0,24	0,34	0,25	0,31	0,25	0,35	0,32	0,22	0,24
MgO	12,04	12,23	12,16	11,94	11,58	11,98	11,46	11,7	11,45	11,66	11,54	10,98	13,15	13,34
CaO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,03	0,00	0,06	0,00	0,06
K ₂ O	9,32	9,43	9,75	10,03	9,68	9,79	9,39	9,88	9,72	9,56	9,51	9,40	9,77	9,02
BaO	0,38	0,17	0,01	0,00	0,27	0,17	0,28	0,29	0,32	0,50	0,52	0,45	0,00	0,79
ZnO	0,32	0,07	0,28	0,39	0,00	0,00	0,17	0,00	0,15	0,09	0,22	0,00	0,00	0,00
F	0,43	0,39	0,47	0,63	0,41	0,54	0,6	0,74	0,02	0,55	0,65	0,14	0,59	0,69
Cl	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00
H ₂ O	3,72	3,73	3,70	3,66	3,75	3,68	3,67	3,58	3,98	3,67	3,63	3,86	3,73	3,71
O=F=Cl	0,18	0,16	0,20	0,28	0,17	0,24	0,26	0,31	0,01	0,24	0,28	0,07	0,25	0,29
Total	99,14	99,09	99,13	100,28	99,60	99,13	100,18	99,34	99,05	98,80	99,06	99,64	100,59	101,04
Si	5,73	5,72	5,68	5,65	5,67	5,70	5,74	5,70	5,71	5,69	5,71	5,62	5,62	5,62
Al _{IV}	2,27	2,28	2,32	2,35	2,33	2,30	2,26	2,30	2,29	2,31	2,29	2,38	2,38	2,38
Al _{VI}	0,38	0,37	0,38	0,38	0,34	0,42	0,35	0,32	0,73	0,61	0,60	0,47	0,42	0,48
Al total	2,65	2,66	2,70	2,73	2,67	2,72	2,61	2,62	3,02	2,92	2,89	2,84	2,80	2,86
Ti	0,20	0,18	0,18	0,25	0,34	0,27	0,32	0,33	0,21	0,18	0,20	0,25	0,20	0,19
Fe ²⁺	2,39	2,45	2,43	2,34	2,36	2,26	2,4	2,32	2,03	2,22	2,19	2,51	2,27	2,20
Mn	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03
Mg	2,74	2,79	2,77	2,69	2,62	2,71	2,58	2,66	2,57	2,65	2,61	2,50	2,93	2,96
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02
K	1,82	1,84	1,90	1,93	1,88	1,90	1,81	1,92	1,87	1,86	1,84	1,83	1,86	1,71
Ba	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,05
Zn	0,04	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
F	0,21	0,19	0,23	0,30	0,20	0,26	0,29	0,36	0,01	0,27	0,31	0,07	0,28	0,32
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
OH	3,79	3,81	3,77	3,69	3,80	3,73	3,70	3,64	3,99	3,73	3,68	3,92	3,72	3,68
Total	22,28	22,34	22,42	22,42	22,26	22,32	22,15	22,23	22,54	22,52	22,44	22,47	22,51	22,49
XMg	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,54	0,52	0,53	0,56	0,54	0,54	0,50	0,56	0,57

* échantillons analysés au Brésil

Tableau 4.4 (suite) Compositions et formules structurales de la biotite basés sur 20 O.

Roches	GSR				GRB									
	87-3n1*	87-3b1*	87-4n*	87-4b*	75-3-1	75-3-2	88-1-1	282-4n1*	282-4b1*	282-4n2*	282-4b2*	282-2n*	282-2j*	282-2b*
Echant.	87-3n1*	87-3b1*	87-4n*	87-4b*	75-3-1	75-3-2	88-1-1	282-4n1*	282-4b1*	282-4n2*	282-4b2*	282-2n*	282-2j*	282-2b*
SiO ₂	34,33	34,69	35,29	35,60	36,03	35,87	35,57	35,70	35,20	34,05	34,80	36,33	36,25	36,48
Al ₂ O ₃	16,64	16,46	16,04	16,02	15,20	14,95	15,15	15,37	15,38	15,68	15,66	14,86	15,04	14,90
TiO ₂	2,85	2,76	3,51	3,52	2,03	1,90	1,85	1,96	1,95	1,87	1,88	2,12	2,04	1,79
FeO _t	25,88	25,05	25,94	25,15	25,15	25,19	24,72	24,93	24,50	25,41	24,93	24,37	25,04	24,78
MnO	0,33	0,26	0,32	0,30	0,41	0,45	0,50	0,32	0,30	0,32	0,26	0,37	0,34	0,24
MgO	6,61	6,83	6,34	6,32	8,00	7,83	7,85	7,88	7,83	7,84	7,86	7,96	7,92	7,80
CaO	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,14	0,10	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,05	0,00	0,07	0,00	0,04
K ₂ O	9,88	9,66	9,59	9,87	9,10	9,23	9,46	9,58	9,91	9,92	10,07	10,04	9,92	10,21
BaO	0,00	0,07	0,00	0,09	0,02	0,12	0,00	0,00	0,11	0,00	0,03	0,08	0,18	0,05
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,15	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,21	0,01	0,08	0,22	0,55	0,55	0,49	0,27	0,18	0,11	0,30	0,35	0,20	0,34
Cl	0,01	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
H ₂ O	3,73	3,81	3,82	3,76	3,59	3,56	3,57	3,70	3,71	3,71	3,65	3,68	3,76	3,68
O=F=Cl	0,09	0,01	0,04	0,09	0,23	0,23	0,21	0,11	0,08	0,05	0,13	0,15	0,08	0,15
Total	100,53	99,76	100,96	100,78	100,13	99,65	99,20	99,60	99,05	98,93	99,32	100,07	100,62	100,19
Si	5,37	5,44	5,47	5,52	5,61	5,63	5,60	5,59	5,56	5,42	5,49	5,66	5,63	5,69
Al _{IV}	2,63	2,56	2,53	2,48	2,39	2,37	2,40	2,41	2,44	2,58	2,51	2,34	2,37	2,31
Al _{VI}	0,44	0,48	0,41	0,45	0,40	0,39	0,41	0,43	0,42	0,36	0,41	0,39	0,39	0,43
Al total	3,07	3,04	2,93	2,93	2,79	2,76	2,81	2,84	2,86	2,94	2,91	2,73	2,75	2,74
Ti	0,34	0,33	0,41	0,41	0,24	0,23	0,22	0,23	0,23	0,22	0,22	0,25	0,24	0,21
Fe ²⁺	3,39	3,29	3,37	3,26	3,27	3,30	3,26	3,26	3,24	3,38	3,29	3,18	3,25	3,23
Mn	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03
Mg	1,54	1,60	1,47	1,46	1,86	1,83	1,84	1,84	1,84	1,86	1,85	1,85	1,83	1,81
Ca	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
Na	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01
K	1,97	1,93	1,90	1,95	1,81	1,85	1,90	1,91	2,00	2,01	2,03	2,00	1,97	2,03
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,11	0,01	0,04	0,11	0,27	0,27	0,25	0,13	0,09	0,06	0,15	0,17	0,10	0,17
Cl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	3,89	3,98	3,95	3,89	3,73	3,73	3,75	3,87	3,91	3,94	3,84	3,83	3,90	3,83
Total	22,83	22,74	22,54	22,51	22,44	22,44	22,53	22,55	22,65	22,84	22,75	22,46	22,49	22,49
XMg	0,31	0,33	0,30	0,31	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,35	0,36	0,37	0,36	0,36

Roches	GN								
	04-3-1	04-3-2	20-4b2*	20-3b*	20-1b*	672-1b*	672-2n*	672-2b*	672-3n*
Echant.	04-3-1	04-3-2	20-4b2*	20-3b*	20-1b*	672-1b*	672-2n*	672-2b*	672-3n*
SiO ₂	37,22	37,42	39,26	37,99	39,13	38,17	36,98	37,09	38,03
Al ₂ O ₃	15,05	14,69	15,11	14,47	14,42	14,74	15,17	15,07	15,76
TiO ₂	2,07	2,30	1,99	1,92	1,68	2,13	2,01	1,96	1,67
FeO _t	20,86	20,28	19,33	19,61	19,11	20,89	20,65	20,50	20,55
MnO	0,22	0,10	0,20	0,20	0,22	0,22	0,31	0,25	0,38
MgO	11,01	10,63	11,16	11,62	12,53	10,43	10,60	10,59	10,39
CaO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
Na ₂ O	0,05	0,00	0,04	0,00	0,01	0,04	0,07	0,04	0,04
K ₂ O	9,47	9,85	9,46	10,22	9,51	9,91	9,60	9,93	9,61
BaO	0,06	0,10	0,01	0,41	0,06	0,27	1,10	1,20	0,21
ZnO	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,97	1,30	0,46	0,29	0,44	0,35	0,48	0,52	0,40
Cl	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
H ₂ O	3,00	3,30	3,80	3,81	3,81	3,79	3,69	3,67	3,78
O=F=Cl	0,83	0,55	0,19	0,13	0,18	0,15	0,20	0,22	0,17
Total	100,17	99,72	100,62	100,45	100,73	100,83	100,46	100,63	100,66
Si	5,67	5,73	5,87	5,76	5,85	5,78	5,66	5,68	5,74
Al _{IV}	2,33	2,27	2,13	2,24	2,15	2,22	2,34	2,32	2,26
Al _{VI}	0,37	0,38	0,53	0,35	0,39	0,41	0,40	0,39	0,55
Al total	2,70	2,65	2,66	2,59	2,54	2,63	2,74	2,72	2,81
Ti	0,24	0,26	0,22	0,22	0,19	0,24	0,23	0,23	0,19
Fe ²⁺	2,66	2,60	2,41	2,49	2,39	2,65	2,64	2,62	2,60
Mn	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05
Mg	2,50	2,43	2,48	2,63	2,79	2,35	2,42	2,42	2,34
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
K	1,84	1,92	1,80	1,98	1,81	1,91	1,87	1,94	1,85
Ba	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,07	0,07	0,01
Zn	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,95	0,63	0,22	0,14	0,21	0,17	0,23	0,25	0,19
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	3,05	3,37	3,78	3,85	3,79	3,83	3,76	3,74	3,81
Total	19,66	19,64	22,15	22,30	22,14	22,26	22,42	22,43	22,40
XMg	0,49	0,48	0,51	0,51	0,54	0,47	0,48	0,48	0,47

* échantillons analysés au Brésil

Le X_{Mg} est plus élevé dans les granodiorites de Teofilândia (moyenne à 0,53) et dans les gneiss (moyenne à 0,5), que dans les granitoïdes de Barrocas et de Santa Rosa qui présentent des valeurs moyennes de X_{Mg} de 0,35 et 0,32, respectivement. La plupart des biotites dans les types sub-volcanique (QFP) et hydrothermalisé (GRTh) sont altérées, comme on peut le voir sur leurs teneurs en K_2O , autour de ou inférieur à 9%.

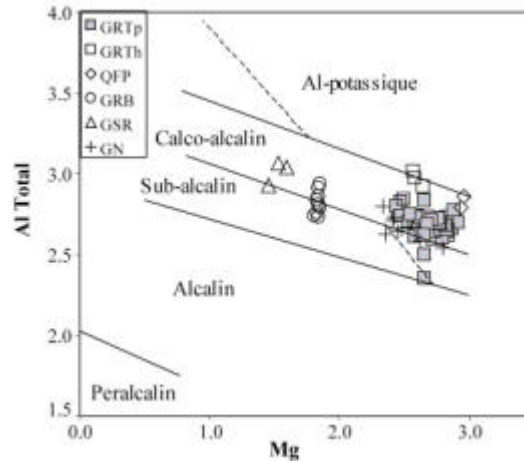


Fig. 4.9 Diagramme Al total-Mg de Nachit *et al.* (1985) des biotites de la région de Teofilândia.

La projection des compositions de la biotite dans les diagrammes proposés par Nachit *et al.* (1985) montre une concentration de données dans le champ calco-alcalin pour les granitoïdes de Santa Rosa et de Teofilândia (Fig. 4.9). Les biotites des trondhjemitites et des gneiss de Barrocas se trouvent dans les limites entre les champs sub-alcalin et calco-alcalin. Chaque type lithologique a des compositions de la biotite bien caractérisées, et des superpositions de composition ne sont observées que pour les granodiorites de Teofilândia et les gneiss.

4.2.3 Géochimie

44 échantillons de la région Teofilândia (localisés en Fig. 4.10) ont été analysés pour les éléments majeurs et mineurs (Tab. 4.5), dans le but de caractériser la composition chimique des roches et de reconstruire leur évolution pétrogénétique. 24 échantillons proviennent des granodiorites de Teofilândia (12 du faciès GRTp, 6 du faciès GRTh et 6 du faciès QFP), 5 de la trondhjémite du Barrocas, 6 du granite de Santa Rosa et 9 des gneiss. Les analyses ont été obtenues par fluorescence X pour les éléments majeurs, et par ICP pour les éléments mineurs dans les laboratoires CVRD et GEOSOL (Belo Horizonte, Brésil).

4.2.3.1 Eléments majeurs

La teneur en SiO_2 des échantillons de granodiorites varie de 64% à 70%, 67% en moyenne. Les gneiss présentent une moyenne de 69% en SiO_2 . La trondhjémite de Barrocas a une moyenne de 71% en SiO_2 renforçant leur nature trondhjémitique, et le granite de Santa Rosa est à 72% de SiO_2 , avec de petites variations de teneur d'un échantillon à l'autre (Tab. 4.5).

Les valeurs moyennes en Al_2O_3 sont de 15% pour les gneiss, 14,8%, pour les granodiorites, 13,9% pour le granite de Santa Rosa et 13,7% pour la trondhjémite de Barrocas. Par conséquent, les roches de Barrocas sont des trondhjémites pauvres en aluminium (Barber 1979).

Tableau 4.5 Composition chimique des différents faciès de la granodiorite de Teofilândia (GRTp, GRTh, QFP), de la trondhjemite de Barrocas (GRB), du granite de Santa Rosa (GSR) et des roches gneissiques (GN); p.f. = perte au feu; pa= pas analysé. Valeurs en pourcentage par poids.

Roches	GRTp												GRTh						QFP					
Echant.	653	651	16	198	11	662	10	12	257	438	431	17	15	13	626	14	645	663	664	23	42	665	24	25
SiO ₂ (wt%)	64,00	64,50	64,90	66,10	66,70	67,60	67,70	67,80	68,00	68,00	68,40	68,70	66,10	66,30	66,50	67,20	67,60	67,80	66,40	66,90	67,10	68,20	70,00	70,10
Al ₂ O ₃	16,10	16,20	14,20	15,6	13,90	15,20	14,00	13,90	15,30	14,80	14,90	13,90	14,20	14,80	13,90	15,20	15,10	15,40	14,40	15,10	14,90	14,00	15,3	
Fe ₂ O ₃	3,26	3,11	1,94	2,74	0,96	2,56	1,44	1,44	2,38	2,20	2,17	1,43	1,55	1,22	2,37	1,23	2,44	2,35	2,58	1,76	2,37	2,22	0,98	2,09
FeO	1,84	1,82	2,18	1,63	2,21	1,60	1,99	1,57	1,40	1,46	1,63	1,66	1,86	2,23	1,77	1,91	1,91	1,66	1,84	1,22	1,91	1,81	1,38	1,17
MnO	0,08	0,09	0,10	0,08	0,07	0,07	0,11	0,10	0,08	0,07	0,08	0,10	0,12	0,08	0,08	0,10	0,08	0,07	0,11	0,06	0,12	0,09	0,09	0,09
MgO	2,04	1,90	0,96	1,61	0,78	1,44	0,71	0,65	1,35	1,20	1,09	0,69	0,81	0,81	1,35	0,71	1,31	1,17	1,12	0,63	1,18	1,05	0,73	0,38
CaO	4,30	4,20	3,12	3,60	2,25	3,28	2,65	2,46	3,15	3,03	2,68	2,56	2,53	2,67	3,01	2,56	3,04	2,86	3,04	2,43	2,64	2,47	1,08	0,47
Na ₂ O	4,74	4,86	4,31	4,71	4,63	4,38	4,50	4,97	4,74	4,90	4,51	4,52	4,67	4,57	4,91	4,79	4,63	4,83	5,14	4,91	4,96	5,06	3,59	0,50
K ₂ O	2,33	2,26	2,88	2,76	2,92	2,94	3,21	3,21	3,00	3,16	3,70	3,15	2,70	2,63	2,74	2,28	3,13	3,07	2,69	2,67	2,70	3,02	3,06	4,58
TiO ₂	0,57	0,55	0,47	0,49	0,37	0,42	0,35	0,33	0,40	0,38	0,35	0,34	0,36	0,40	0,39	0,36	0,40	0,36	0,42	0,34	0,39	0,37	0,33	0,47
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,15	<0,10	0,11	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,08	0,10	0,10	0,11	0,09	0,11	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,13
p.f.	0,55	0,59	0,72	0,49	1,90	0,65	0,64	0,75	0,49	0,51	0,57	0,67	1,30	2,05	2,56	1,78	0,91	0,99	1,62	1,97	1,95	1,62	3,14	2,96
Total	99,93	100,18	96,23	99,81	97,11	100,23	97,65	97,89	100,38	99,80	100,16	97,91	96,74	97,31	100,57	96,93	100,73	100,34	100,44	97,46	100,51	100,90	98,47	98,2
Ni (ppm)	18	17	<10	15	<10	12	<10	<10	12	<10	10	<10	<10	<10	10	<10	10	11	<10	<10	11	<10	<10	<10
Cr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Ba	1233	1113	1384	1195	1002	1192	1119	1228	1075	1121	944	1230	1152	1126	962	947	1052	1174	898	932	982	880	867	975
F	634	531	543	511	447	491	470	488	461	446	427	462	443	482	570	442	498	435	561	663	558	472	368	459
Nb	4	5	pa	<20	pa	9	pa	pa	4	7	5	pa	pa	pa	7	pa	5	5	4	pa	4	6	pa	pa
Rb	42	43	95	6	115	84	113	97	90	84	129	115	100	105	88	95	86	84	90	108	80	113	112	149
Sr	1006	966	889	857	679	809	662	790	742	779	591	681	707	816	808	687	729	754	889	717	799	698	239	324
Zr	136	135	136	118	112	117	105	62	89	120	133	100	108	107	124	103	141	144	166	123	126	170	107	143
Y	15	16	14	19	9	15	10	11	14	15	13	9	7	8	12	12	19	13	14	9	13	17	8	8
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10

Roches	GRB					GSR						GN								
Echant.	18	661	19	674	675	87B	87A	678	684	677	679	20	21	580	655	658A	658B	671	672	673A
SiO ₂ (wt%)	70,70	70,90	71,40	71,40	71,50	71,60	71,70	71,90	72,10	72,20	72,60	67,70	71,30	69,00	67,80	72,00	70,60	68,20	68,20	69,80
Al ₂ O ₃	13,80	14,90	13,70	14,70	14,90	13,80	13,70	13,90	13,50	13,70	13,50	14,70	14,50	15,10	15,60	14,30	14,90	15,40	15,40	14,70
Fe ₂ O ₃	0,40	1,49	0,29	1,65	1,56	1,37	1,47	1,39	1,50	1,41	1,24	0,94	0,56	1,80	1,71	1,14	1,71	1,85	2,26	1,68
FeO	1,96	1,65	1,72	1,70	1,42	1,23	1,57	1,29	1,49	1,49	0,92	1,72	0,84	1,43	1,11	0,88	1,70	1,90	1,68	1,54
MnO	0,08	0,06	0,07	0,08	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,08	0,06	0,05	0,08	0,08	0,06	0,09
MgO	0,34	0,62	0,32	0,56	0,56	0,29	0,37	0,37	0,29	0,33	0,35	0,58	0,10	0,88	0,87	0,22	0,51	0,96	0,80	0,57
CaO	2,12	2,37	1,88	2,39	2,32	1,21	1,33	1,36	1,02	1,22	1,10	2,51	1,97	2,58	2,80	1,65	2,16	2,61	2,58	2,00
Na ₂ O	5,67	5,40	5,81	5,48	5,47	3,83	3,70	3,58	3,24	3,66	3,46	5,42	5,96	5,23	5,54	4,75	4,29	5,28	5,16	4,87
K ₂ O	1,92	2,39	2,03	2,15	2,21	6,45	6,01	5,41	6,70	6,23	6,44	3,01	2,77	3,31	2,91	4,59	3,59	3,45	3,48	4,23
TiO ₂	0,23	0,23	0,20	0,24	0,23	0,18	0,21	0,25	0,24	0,19	0,18	0,37	0,09	0,35	0,34	0,16	0,34	0,36	0,51	0,32
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,10	0,09	0,07	0,08	0,08	0,09	0,09	0,07	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,07	0,08
p.f.	0,59	0,47	0,72	0,39	0,44	0,50	0,60	0,61	0,64	0,51	0,60	0,81	0,32	0,51	0,97	0,42	0,60	0,51	0,51	0,45
Total	98,24	100,52	98,17	100,77	100,71	100,60	100,80	100,18	100,85	101,07	100,54	98,08	98,52	100,36	99,79	100,25	100,56	100,69	100,71	100,33
Ni (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Ba	449	450	457	405	425	763	831	781	811	816	691	1296	758	985	1117	2012	1682	1146	2053	1359
F	281	230	223	284	254	234	224	298	291	230	304	638	138	434	639	225	655	616	779	507
Nb	pa	8	pa	7	9	13	10	13	7	13	8	pa	pa	4	4	4	11	6	6	8
Rb	67	81	74	49	64	284	273	261	269	286	292	101	84	85	68	139	107	108	61	120
Sr	282	298	205	234	245	132	178	232	109	123	177	737	448	723	884	488	688	765	1038	635
Zr	122	124	98	138	130	242	248	202	257	242	215	118	80	112	111	155	175	137	223	194
Y	5	12	3	8	11	24	23	24	18	19	22	5	3	12	9	14	17	12	18	15
Th	<5	<5	<5	<5	<5	36	49	39	53	50	41	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10

Le granite de Santa Rosa présente les plus basses teneurs en CaO (moyenne à 1,2%). Les moyennes des teneurs en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) sont de 7,5% pour les granodiorites, 7,7% pour la trondhjémite, 8,6% pour les gneiss, et 9,8% pour le granite de Santa Rosa. Les rapports molaires A/CNK et A/NK indiquent que ces granitoïdes sont métalumineux ($A/\text{CNK} < 1$, $A/\text{NK} > 1$), et du type I (Fig. 4.10) suivant la classification de Chapell & White (1974). Toutes ces roches, sauf le granite de Santa Rosa qui est beaucoup plus potassique, présentent une plus grande quantité de Na_2O que de K_2O .

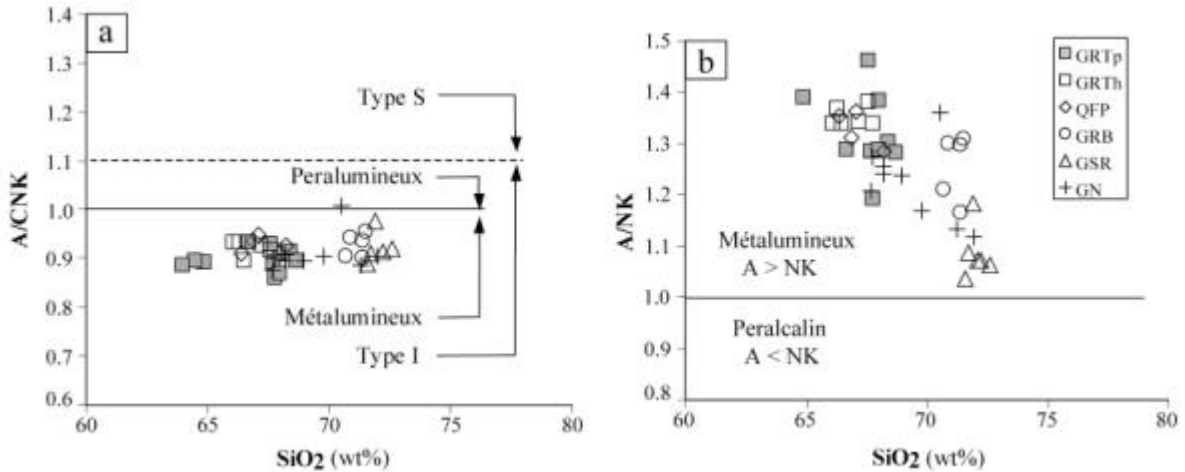


Fig. 4.10 Diagramme A/CNK-SiO₂ (a) et A/NK-SiO₂ (b) avec la limite de saturation en Al de Shand (1947) entre les types peralumineux (A/CNK et $A/\text{NK} > 1$) et métalumineux (A/CNK et $A/\text{NK} < 1$), et la limite des granitoïdes type I/S de Chapell et White (1974).

Dans le diagramme K_2O -SiO₂ (Fig. 4.11) ces roches suivent une tendance calco-alcaline, à l'exception du granite de Santa Rosa qui appartient à la série shoshonitique.

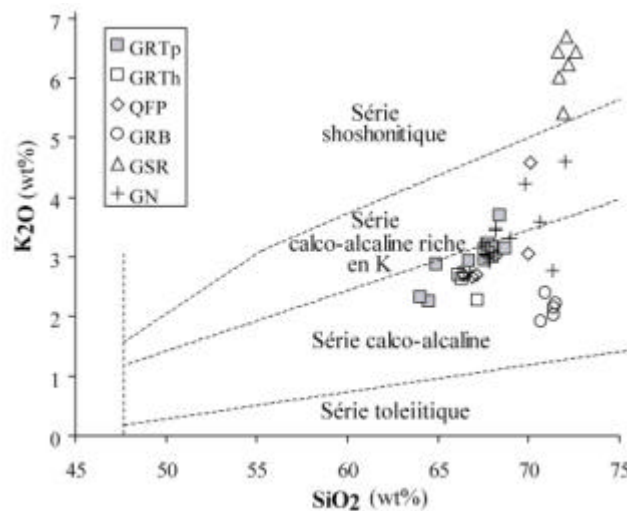


Fig. 4.11 Diagramme K_2O -SiO₂ des roches de la région de Teofilândia.

Dans le diagramme normatif An-Ab-Or (Fig. 4.12a), les granodiorites de Teofilândia et les gneiss se trouvent à la limite entre granodiorite et trondhjémite. Leur nature granodioritique est légèrement plus prononcée que les TTG archéennes typiques. Les granitoïdes de Barrocas et de Santa Rosa tombent dans les champs des trondhjémites et des granites, respectivement. Dans

le diagramme K-Na-Ca (Fig. 4.12b), les gneiss et granitoïdes de Barrocas et de Teofilândia suivent la tendance trondhjémitique, alors que le granite de Santa Rosa se trouve à l'extrémité de la tendance calco-alcaline typique.

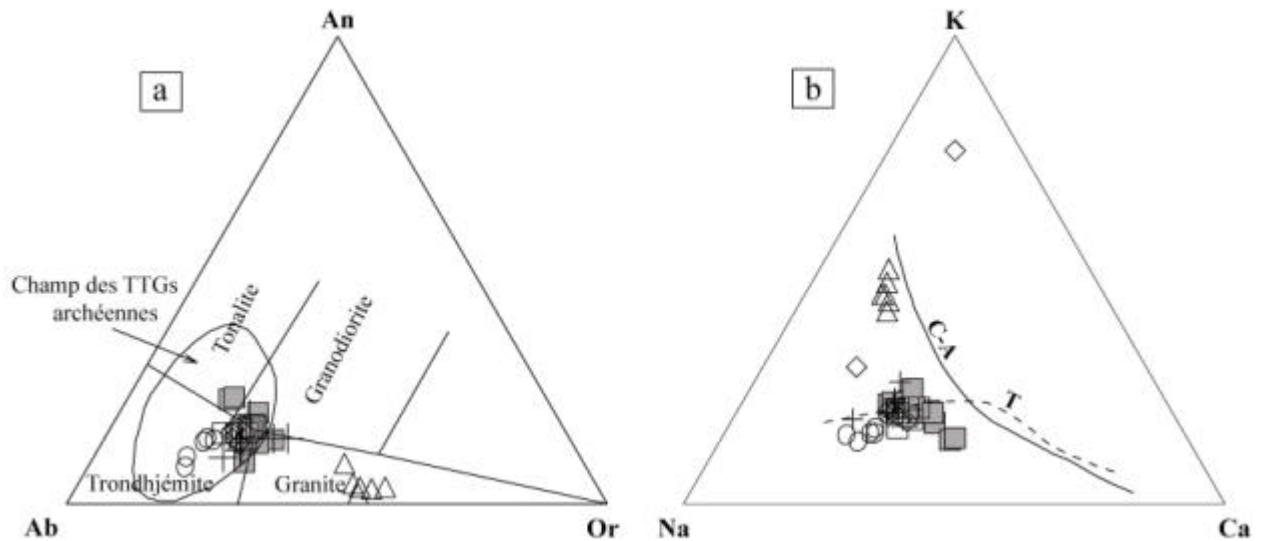


Fig. 4.12 (a) Diagramme An-Ab-Or (Barker 1979) des roches de la région Teofilândia montrant le champ des TTGs archéennes (Smithies & Champion 1998). (b) Diagramme Na-K-Ca: T = tendance trondhjémitique calco-alcaline du Sud-Ouest de la Finlande (Barker & Arth 1976), C-A = tendance calco-alcaline "normale" du batholite du Sud de la Californie (Larsen 1948).

Les diagrammes de Harker des granodiorites de Teofilândia montrent que TiO_2 , FeO_t , MgO , CaO et P_2O_5 ont une corrélation négative claire par rapport à SiO_2 (Fig. 4.13). Ces diagrammes indiquent un fractionnement des minéraux de ferro-magnésiens, de l'apatite et probablement du plagioclase. Le K_2O a une légère corrélation positive par rapport à SiO_2 (Fig. 4.11), alors que Na_2O reste constant. Al_2O_3 et MgO montrent une certaine dispersion en rapport possible avec des degrés variables d'altération hydrothermale. Le granite de Santa Rosa ne présente pas de variations importantes de son contenu en éléments majeurs, mais ses échantillons se situent à l'extérieur du champ des autres granitoïdes, ce qui suggère qu'il s'est formé à partir d'un type différent de magma. La même chose apparaît pour la trondhjémite de Barrocas. En dépit de leur contenu supérieur en silice, ni la trondhjémite de Barrocas ni le granite de Santa Rosa ne peuvent être considérés comme issus de magmas ayant évolué à partir de la différenciation des granodiorites de Teofilândia. Les gneiss montrent des variations en TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , et CaO , alors que les autres oxydes ne varient pas beaucoup.

4.2.3.2 Éléments mineurs

Les diagrammes de Harker pour les éléments mineurs sélectionnés sont présentés en Fig. 4.14. Les granodiorites montrent une corrélation négative très claire du Sr et de F avec SiO_2 , ce qui suggère qu'un fractionnement de plagioclase et d'une phase riche en F (amphibole ou apatite) aient contribué à la différenciation magmatique. Ba et Y sont caractérisés par une corrélation négative grossière avec SiO_2 , et Rb, en revanche, présente une corrélation positive. Le Zr ne montre pas de variation importante avec SiO_2 . Comme pour les éléments majeurs, les granitoïdes de Santa Rosa et de Barrocas montrent une petite variation de contenu en éléments mineurs et se trouvent dans des champs différents de ceux des granodiorites de Teofilândia (Fig. 4.14). Les échantillons de Santa Rosa sont particulièrement riches en Rb, Y et Zr, en accord avec leur nature plutôt de type A. Les roches gneissiques montrent d'importantes variations en éléments mineurs mais la corrélation avec SiO_2 n'est observable que pour Rb (positive) et Sr (négative).

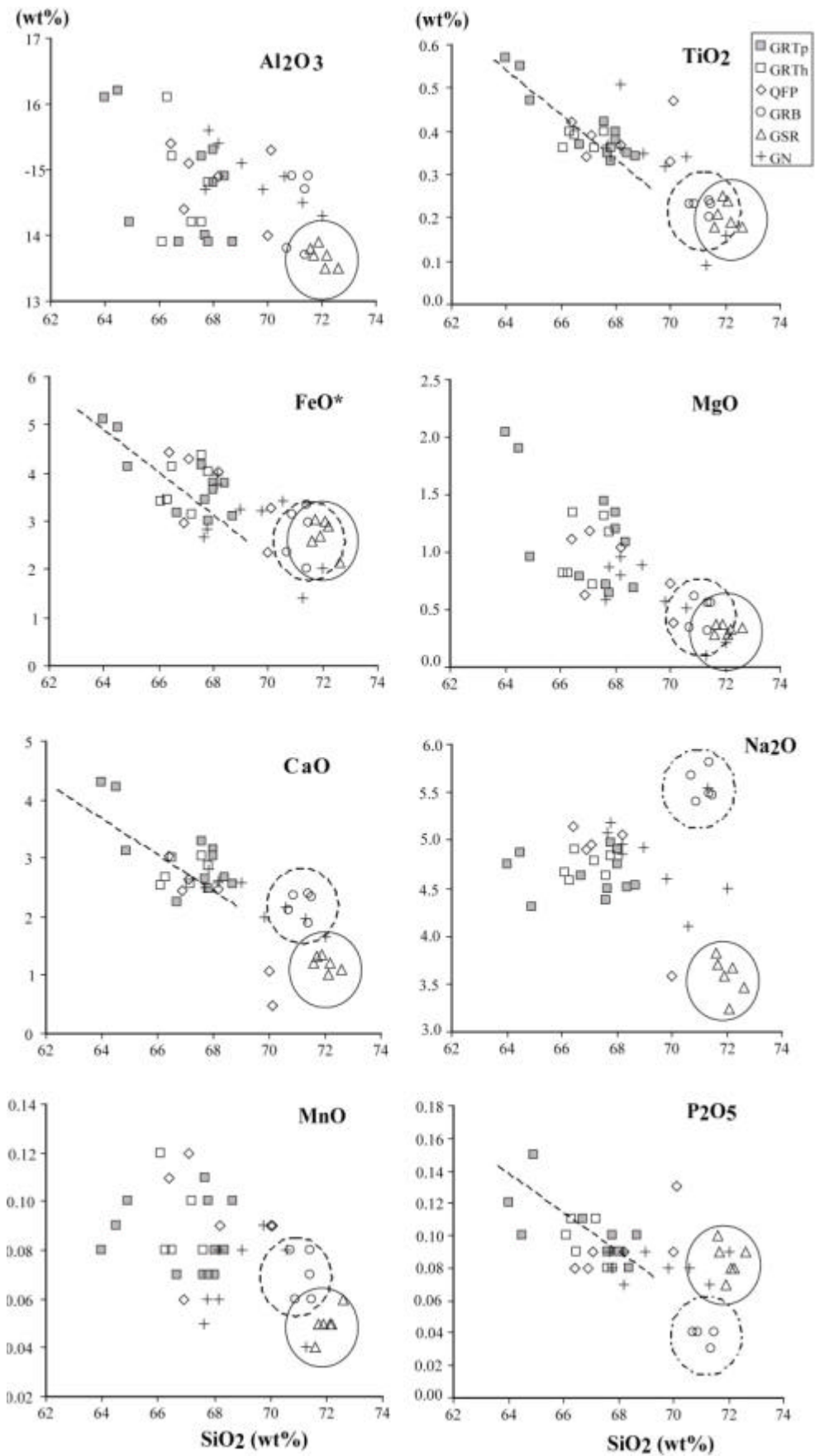


Fig. 4.13 Diagramme de Harker des éléments majeurs des roches de la région de Teofilândia.

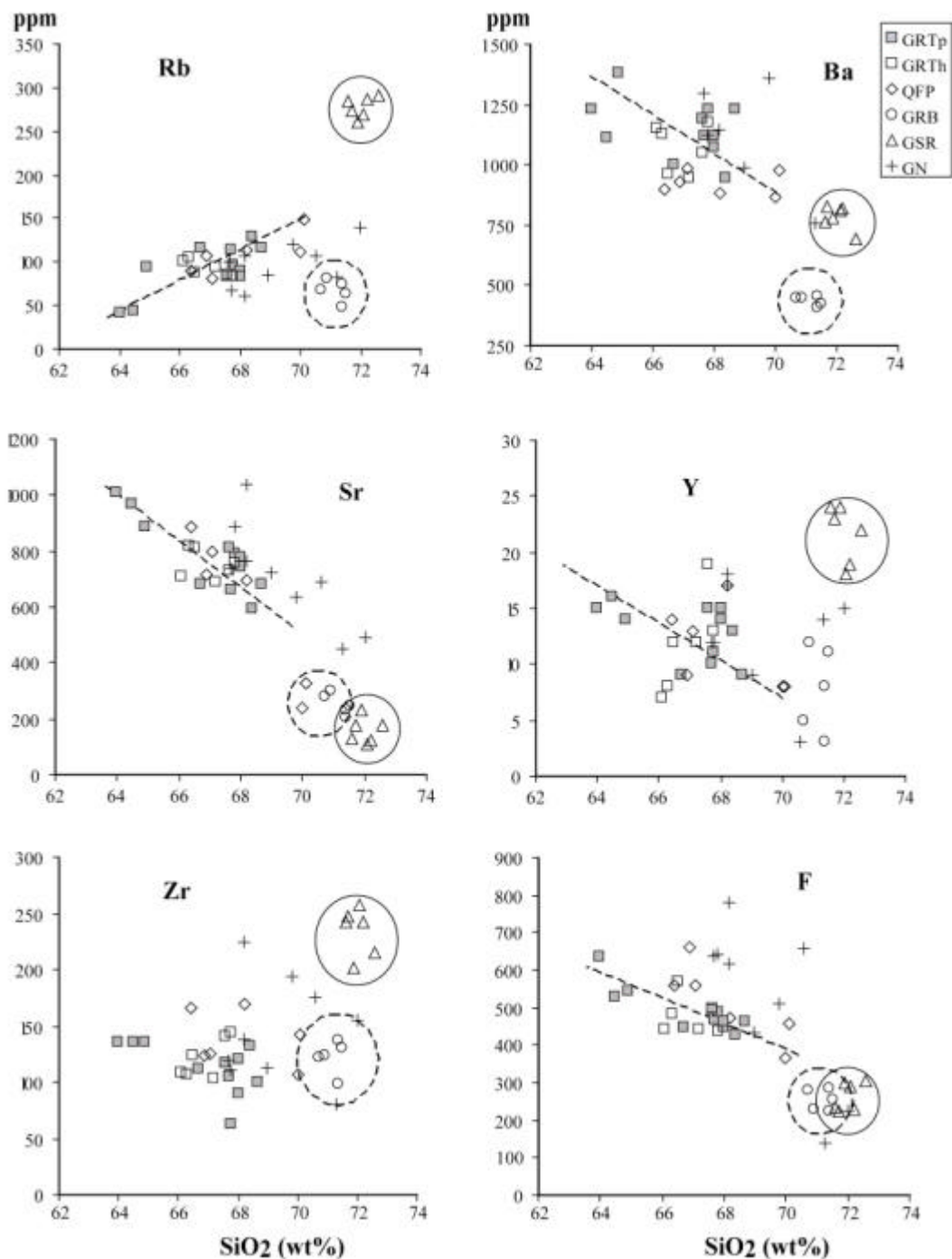


Fig. 4.14 Diagramme de Harker des éléments mineurs des roches de la région de Teofilândia.

Les contenus en terres rares, et le modèle de distribution après normalisation aux chondrites, sont présentés dans le Tableau 4.6 et la figure 4.15. Le total des éléments en trace varie de 67 à 129 ppm dans les granodiorites, de 37 à 146 ppm dans la trondhjémite, de 34 à 150 ppm dans le gneiss, et sont autour de 130 ppm dans le granite de Santa Rosa. Toutes ces roches montrent des fractionnements, $(La/Yb)_N$ variant de 16 à 113. Les faibles teneurs en TR lourdes, avec $Yb_N < 8$, peuvent indiquer une source magmatique où le grenat peut être résiduel, à moins que cette caractéristique soit héritée du protolithe. Cette faible teneur est plus visible dans les gneiss et dans le granite de Santa Rosa que dans les granodiorites et la trondhjémite. Le granite de Santa Rosa montre une anomalie négative en europium ($Eu-Eu^* > 0,4$); les autres roches montrent une petite anomalie négative ($Eu-Eu^* > 0,7$) ou aucune anomalie.

Tableau 4.6 Concentration en éléments terres rares de la granodiorite de Teofilândia (GRTp, GRTh, QFP), de la trondhjemite de Barrocas (GRB), du granite de Santa Rosa (GSR) et des roches gneissiques (GN). Valeurs en ppm normalisées à la chondrite C1. D'après Evensen et al, (1978).

Roches	GRTp								GRTh						QFP		
	10	11	12	16	17	54	55	662	13	14	15	56	57	58	23	24	25
Echant.																	
La (ppm)	19,66	20,37	24,35	26,78	21,14	16,51	21,93	16,36	21,00	21,25	18,22	37,52	21,89	27,31	20,99	23,11	21,30
Ce	45,67	40,79	50,73	65,97	42,99	35,83	45,37	32,41	45,25	49,42	36,07	69,52	49,91	56,21	45,20	45,18	51,53
Nd	21,12	20,75	24,13	25,07	22,00	18,41	22,44	12,59	20,35	19,18	17,87	26,85	26,89	26,76	20,40	21,67	24,79
Sm	3,20	2,79	3,48	4,13	3,19	3,44	4,00	2,11	3,01	3,14	2,66	4,32	4,90	4,52	3,26	3,16	3,67
Eu	0,70	0,59	0,65	0,90	0,65	0,95	1,12	0,58	0,59	0,72	0,58	1,12	1,23	1,02	0,64	0,66	0,80
Gd	2,15	1,53	1,96	2,08	1,89	2,12	2,64	1,43	2,00	1,93	1,61	2,67	3,16	2,74	2,10	1,85	2,15
Dy	1,69	1,03	1,41	2,10	1,70	1,47	1,82	0,68	1,69	1,62	1,22	1,85	2,17	1,84	1,41	1,35	1,27
Ho	0,26	0,15	0,24	0,40	0,35	0,26	0,29	0,12	0,30	0,26	0,22	0,29	0,36	0,29	0,27	0,25	0,19
Er	0,76	0,32	0,58	1,04	0,97	0,71	0,83	0,24	0,81	0,71	0,65	0,88	1,00	0,82	0,75	0,69	0,37
Yb	0,58	0,23	0,37	0,70	0,80	0,65	0,70	0,20	0,55	0,48	0,45	0,75	0,91	0,67	0,54	0,46	0,23
Lu	0,09	0,03	0,06	0,11	0,11	0,09	0,11	0,06	0,08	0,07	0,07	0,11	0,12	0,11	0,08	0,07	0,03
Total	95,88	88,58	107,95	129,28	95,80	80,44	101,25	66,77	95,63	98,77	79,62	145,88	112,54	122,29	95,62	98,45	106,33
(La/Yb) _N	23	60	44	26	18	17	21	56	26	30	28	34	16	28	26	34	63
(La/Sm) _N	3,9	4,6	4,4	4,1	4,2	3,0	3,5	4,9	4,4	4,3	4,3	5,5	2,8	3,8	4,1	4,6	3,7
Eu/Eu*	0,8	0,8	0,7	0,8	0,7	1,1	1,1	1,0	0,7	0,8	0,8	1,0	1,0	0,9	0,7	0,8	0,8

Roches	GRB				GSR		GN					
	18	19	59	60	87A	87B	20	21	22	658A	658B	672
Echant.												
La (ppm)	19,36	11,28	8,94	35,77	32,86	33,81	7,71	9,11	39,77	7,34	22,46	27,22
Ce	44,23	25,29	16,40	61,68	67,55	67,16	19,82	18,60	76,78	16,24	44,33	54,23
Nd	15,96	9,38	7,22	31,64	20,57	21,15	8,18	7,12	24,18	6,79	18,14	19,48
Sm	2,75	1,91	1,52	5,16	3,45	3,81	1,07	1,20	3,67	1,10	3,14	2,88
Eu	0,71	0,43	0,52	0,97	0,39	0,43	0,26	0,35	0,73	0,38	0,80	0,78
Gd	1,98	1,32	1,06	3,08	2,27	2,51	0,73	0,81	2,15	0,86	1,91	1,61
Dy	1,83	0,94	0,74	1,84	0,93	1,19	0,40	0,61	1,57	0,55	0,94	0,60
Ho	0,31	0,18	0,12	0,27	0,12	0,21	0,07	0,09	0,29	0,09	0,18	0,08
Er	1,02	0,48	0,34	0,74	0,22	0,39	0,15	0,24	0,69	0,20	0,38	0,20
Yb	0,67	0,41	0,30	0,55	0,20	0,31	0,12	0,15	0,44	0,22	0,26	0,19
Lu	0,12	0,08	0,04	0,08	0,10	0,09	0,02	0,02	0,06	0,06	0,05	0,05
Total	88,93	51,70	37,20	141,78	128,64	131,05	38,53	38,30	150,32	33,81	92,58	107,31
(La/Yb) _N	19	19	20	44	113	75	42	41	61	23	58	98
(La/Sm) _N	4,4	3,7	3,7	4,4	6,0	5,6	4,6	4,8	6,8	4,2	4,5	6,0
Eu/Eu*	0,9	0,8	1,3	0,7	0,4	0,4	0,9	1,0	0,7	1,2	0,9	1,0

Tableau 4.7 Modèle de calcul de bilan de masse utilisant les compositions en éléments majeurs et minérales des tableaux 4.2, 4.2, et 4.6. Compositions des liquides parents (Co), des liquides résiduels (Cf) et phases minérales, et compositions modales des cumulats extraits (Cs)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
Co (653)	64,45	0,57	16,21	3,28	1,85	0,00	2,05	4,33	4,77	2,35	0,12	Pl (An35)	70,50%
Cf (17)	70,79	0,35	14,32	1,47	1,71	0,00	0,71	2,64	4,66	3,25	0,10	Hbl	21,70%
Hbl	45,94	1,18	9,42	5,60	13,51	0,00	10,38	11,71	1,07	1,18	0,00	Mgt	6,90%
Ap	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	57,14	0,00	0,00	42,85	Ap	0,90%
Mgt	0,00	0,00	0,00	69,00	31,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	(1 - F) x 100 = 33,8%	
Pl An35	60,12	0,00	25,55	0,00	0,00	0,00	0,00	7,01	7,31	0,00	0,00	r2 = 1,87	
Cs	52,90	0,26	20,07	5,94	5,06	0,00	2,26	8,00	5,39	0,26	0,30		

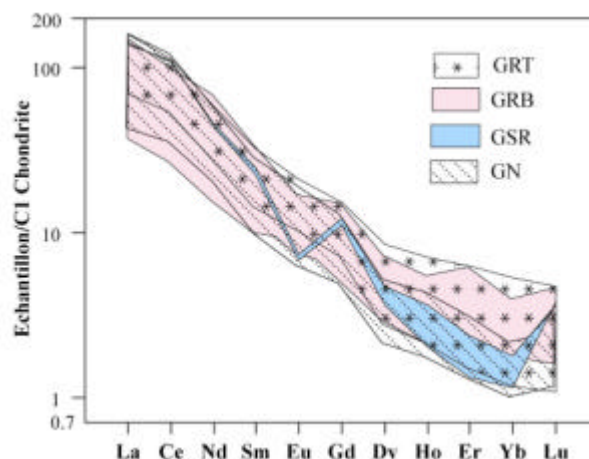


Fig. 4.15 Diagramme des terres rares de la région de Teofilândia normalisées à la chondrite C1 (Evensen *et al.* 1978).

Le diagramme Rb-(Y+Nb) (Fig. 4.16) montre que nos roches présentent une distribution compatible avec les granites orogéniques, formés dans un contexte d'arc pour les granitoïdes de Teofilândia et de Barrocas et dans un contexte de collision pour le granite de Santa Rosa.

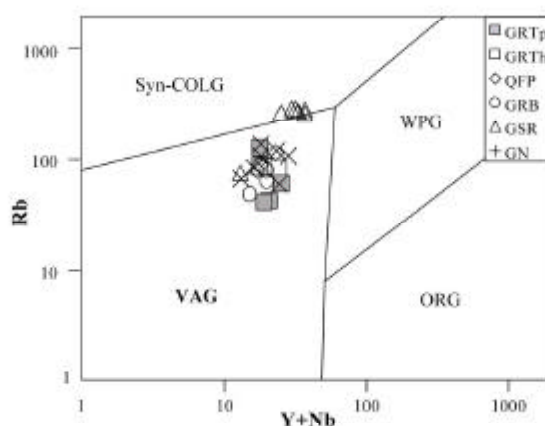


Fig. 4.16 Diagramme Rb-(Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984) pour les roches de la région de Teofilândia. Syn-COLG: granites syn-collision; WPG: granites intra-plaque; VAG: granites d'arcs volcaniques; ORG: granites de chaînes océaniques.

4.2.4 Pétrogenèse

Tous les granitoïdes étudiés sont des roches métalumineuses formées dans un contexte orogénique. Les granitoïdes de Teofilândia et de Barrocas, datés à 2,13 Ga, ayant une composition modale de granodiorite et trondhjémite, respectivement, sont classés comme des granites calco-alcalins de type I. De plus, ils suivent une tendance trondhjémitique dans le diagramme K-Na-Ca de la Fig. 4.14b. Ceci contraste avec le granitoïde de Santa Rosa, daté à 2,07 Ga, qui a une composition modale de granite et une tendance calco-alcaline à alcaline. Néanmoins, les teneurs en éléments majeurs et mineurs montrent une tendance shoshonitique et une nature du type A.

Les granodiorites de Teofilândia montrent souvent des enclaves microgranulaires basiques et localement des xénolithes de metabasaltes. Les données isotopiques disponibles sur

les granodiorites montrent un faible rapport initial du strontium, $Sr_i = 0,703$, un ϵ_{Nd} positif, $+2,45$ (Mello 2000), ce qui serait compatible avec une formation à partir d'un manteau déprimé. La fusion d'une source amphibolitique à grenat est une source possible, en accord avec les données expérimentales (Helz 1973). La source amphibolitique peut être représentée par les roches volcaniques de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru subductées, comme le suggèrent le contexte géologique et les âges modèle Nd ($T_{DM} = 2,2$ Ga) des roches volcaniques basiques. Des calculs de bilan de masse ont été menés pour tester le processus de cristallisation fractionnée suggéré pour les granodiorites de Teofilândia par la corrélation positive ou négative avec SiO_2 de la plupart des éléments incompatibles et compatibles, dans les diagrammes de Harker (Fig. 4.13 et 4.14). Le modèle de Martin (1985) ajuste les proportions relatives des minéraux qui doivent être extraits par fusion parentale (Tab. 4.7: Co) pour reproduire la composition du liquide le plus évolué (Tab. 4.7: Cf). On a considéré que le membre felsique final (Cf = échantillon 17, Tab. 4.5) de la granodiorite porphyroïde (GRTp) a été produit par cristallisation fractionnée du magma plus basique (Cf = échantillon 653, Tab. 4.5). Les résultats, donnés dans le Tableau 4.7, montrent que le meilleur modèle pour la composition en éléments majeurs du produit felsique final est obtenu pour 34% de fractionnement d'un solide composé de plagioclase (An_{35}), amphibole, magnétite et apatite. Le résidu entre le produit de la fusion calculée et le liquide espéré pour chaque élément majeur a une valeur plutôt basse, de $\sum r^2 = 1,87$, ce qui est considéré comme acceptable pour le modèle (Martin 1985). La principale différence entre les compositions du liquide espéré et calculé est pour le FeO (1,23 wt%). Les incertitudes dans la détermination des proportions Fe^{2+}/Fe^{3+} dans la roche totale et dans les compositions des amphiboles peuvent expliquer cette différence.

4.2.5 Discussion de la pétrologie de la région de Teofilândia

Les granitoïdes de Teofilândia (GRT) et de Barrocas (GRB) sont calco-alcalins (type-I) avec des compositions granodioritique et trondhjémitique respectivement. Ces roches ressemblent aux associations tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) archéennes. Les TTG sont considérés comme résultant de la fusion partielle d'une source de composition metabasaltique hydratée, avec un résidu à grenat, d'où les basses teneurs en terres rares lourdes de la fraction fondue (Martin 1995). Deux contextes sont généralement proposés pour ces metabasalts: placés sous une croûte épaissie (Rudnick 1995; Albarède 1998, Smithies 2000) ou appartenant à la croûte océanique subductée (Martin 1986, 1995, Condie 1989, Rollinson 1997).

La principale différence entre ces modèles est que la fraction fondue issue de la croûte océanique subductée peut interagir avec le manteau, alors que cela est impossible par fusion de basaltes sous une croûte épaissie. Le diagramme MgO vs. SiO_2 (Fig. 4.17) montre que les échantillons des granitoïdes de Barrocas et de Teofilândia se situent au même endroit que les TTGs archéens ($> 3,0$ Ga). Ceci indique que leurs interactions avec le manteau ont été mineures. L'intensité de l'interaction avec le manteau étant fonction de la profondeur de la fusion de la source basaltique, nous considérons que la croûte à partir de laquelle les granitoïdes de Barrocas et de Teofilândia ont été produits a commencé à fondre à des profondeurs modérées (50-80 km).

Les granodiorites de Teofilândia présentent souvent des enclaves microgrenues basiques, et localement des xénolithes de metabasalts. Les données isotopiques disponibles de ces roches sont caractérisées par un rapport initial faible, $Sr_i = 0,702$ et un ϵ_{Nd} positif égal à $+2,45$ (Mello 2000; Tab. 4.8), en accord avec une origine à partir d'un manteau appauvri comme deuxième épisode de fusion produit à partir d'un protolithe basique plus jeune. La source de composition amphibolitique peut être représentée par les roches volcaniques de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru qui ont été subductées, comme le suggère le cadre géologique. L'âge Pb/Pb et l'âge

modèle T_{DM} Nd de 2,2 Ga des roches volcaniques basiques sont clairement en accord avec le caractère apparemment juvénile des granodiorites de Teofilândia, âgés de 2,13 Ga, qui sont probablement leur produit de fusion.

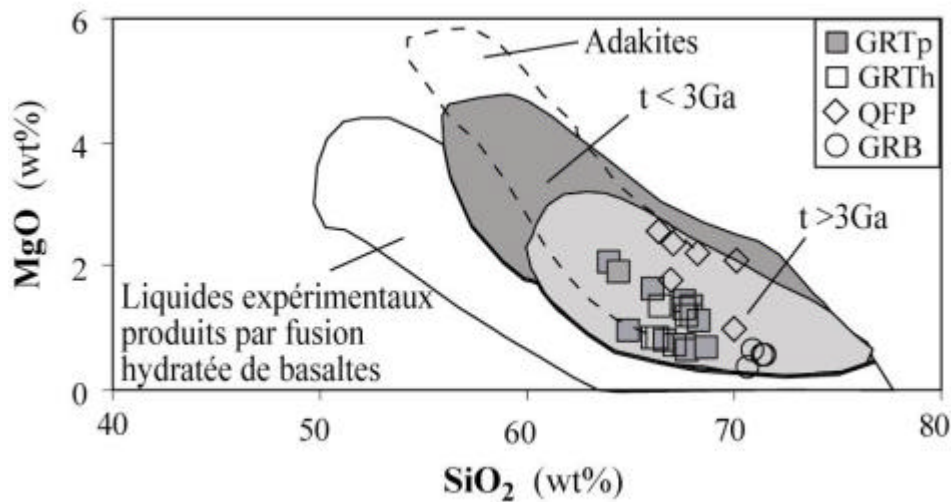


Fig. 4.17 Diagramme MgO-SiO₂ comparant la composition de TFGs archéennes avec les adakites modernes en liquides produits par fusion expérimentale de basaltes. D'après Martin & Moyen (2002). GRTp, GRTh, QFP: faciès de la granodiorite de Teofilândia; GRB: trondhjemite de Barrocas.

Le processus de cristallisation fractionnée, suggéré pour les granodiorites par les corrélations linéaires avec SiO₂ de la plupart des éléments incompatibles et compatibles (Figs. 4.13 et 4.14), a été vérifié par des calculs de bilans de masse. Les données de géochimie ont montré que ni la trondhjemite de Barrocas ni le granite de Santa Rosa ne peuvent dériver de la granodiorite de Teofilândia par un processus de cristallisation fractionnée. Ainsi, nous considérons que la trondhjemite de Barrocas résulte également de la fusion de la croûte océanique. Cette interprétation est en accord avec les caractéristiques géochimiques de ces roches, y-compris avec les données isotopiques, et avec le fait que la granodiorite de Teofilândia et la trondhjemite de Barrocas ont le même âge (2,13 Ga). En revanche, le granite de Santa Rosa, âgé de 2,07 Ga, a un caractère ferro-potassique et montre des affinités avec les granites du type-A, avec des fortes teneurs en Si, Fe/Mg, K+Na, Zr et Y, et des faibles teneurs en Al, Ca et Mg (Whalen et al., 1987). Son âge modèle Nd de 3,1 Ga, et son ϵ_{Nd} négatif (-10, Tab. 4.8) suggèrent qu'ils proviennent d'une croûte continentale ancienne, probablement des gneiss archéens. Ainsi, un faible degré de fusion d'un protolithe de la croûte en condition de haute température, aboutirait à des magmas très siliceux enrichis en LILE (*large ion lithophile elements*) et en HFSE (*high field strength elements*).

Ces considérations pétrogénétiques suggèrent donc que la granodiorite de Teofilândia et la trondhjemite de Barrocas, et donc aussi les autres granitoïdes calcoalcalins du bloc de Serrinha (Tab. 4.8) sont des magmas pré-collision transamazonienne formées à partir de la fusion de la croûte océanique. Pour la trondhjemite de Barrocas, qui ne montre que les structures de phase D2, il faut admettre que, soit D1 a été effacée, soit que ces roches ont enregistré le commencement de la collision juste au moment de leur mise en place. L'âge du granite de Santa Rosa (2,07 Ga), et sa dérivation à partir d'une croûte continentale ancienne, indiquent que ce granite est du type post-collision. Les autres granitoïdes alcalins du bloc de Serrinha, âgés entre 2,11 et 2,07 Ga, possèdent des $\epsilon_{Nd}(t)$ négatifs et des âges modèle T_{DM} entre 2,3 et 3,1 Ga (Tab. 4.8), qui témoignent aussi de leur dérivation à partir d'une croûte continentale plus ancienne et d'une nature syn- ou post-collision.

Tab. 4.8 Compilation des données paléoprotérozoïques du bloc de Serrinha. (Nascimento et al., soumis).

Événements/Roches		Roche totale			Ages de Cristallisation en Zircon (Ma)			Sm-Nd Roche totale T _{DM} (Ga)	eNd _(t)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Ar-Ar	Événements chronologie ^k	
		Pb-Pb	Sm-Nd	Rb-Sr	en Zircon (Ma)								
					U-Pb	Pb-Pb	SHRIMP						
Roches volcaniques de la CRVRI	Basaltes	2209 ± 60 ^a						2,2 ^a	+ 4,0 ^a			Extension	
	Andésites	2170 ± 80 ^a		2089 ± 85 ^b				2,12 ^a	+ 2,0 ^a	0,7016 ^b		D1	
	Gabbro de la mine Fazenda Brasileiro		2142 ± 47 ^c						+ 1,2 ^c				
Granitoïdes	Cipo				2164 ± 2 ^d	2165 ± 3 ^d						subduction	
	Eficéas				2163 ± 5 ^d			2,33 ^d	+ 1,64 ^d				
	Quijingue				2155 ± 3 ^d			3,27 ^d	- 11,6 ^d	0,7051 ^d			
	Trilhado						2155 ± 9 ^e	2,22 ^e	+ 2,41 ^e	0,702 ^e			
Calco-alcalins	Nordestina			2114 ± 103 ^b		2155 ± 9 ^f		2,28 ^g	+ 0,39 ^g	0,705 ^b			
	Teofilândia						2130 ± 7 ^e	2,18 ^e	+ 2,45 ^e	0,703 ^e			
	Barrocas					2127 ± 5 ^h							
Métamorphisme des roches	Amphibolite										2085 ± 5 ^e	D2 collision	
Granitoïdes (Sub) Alcalins	Itareru				2106 ± 2 ^d							Tardi-to post-D2	
	Cansanção			2025 ± 47 ⁱ		2105 ± 2 ^d		2,38 ⁱ	- 3,0 ⁱ	0,703 ⁱ			
	Euclides				2097 ± 8 ^d			2,87 ^d	- 6,64 ^d	0,694 ^d			
	Araras				2076 ± 2 ^d			2,96 ^d	- 8,12 ^d	0,7052 ^d			
	Serra do Pintado				2097 ± 2 ^d			2,69 ^d	- 4,17 ^d	0,7022 ^d			
	Morro do Afonso					2098 ± 4 ^d		2,56 ^d	- 2,36 ^d	0,7039 ^d			
						2081 ± 27 ^d		2,58 ^d	- 2,80 ^d	0,7042 ^d			
		Agulhas/Bananas				2086 ± 9 ^d							
		Pedra Vermelha				2080 ± 7 ^d							
		Alto Bonito				2076 ± 6 ^d							
		Santa Rosa			1962 ^j	2073 ± 1 ^d			3,13 ^d	- 10,54 ^d	0,6882 ^d		
		Fazenda Bananas				2072 ± 1 ^d					0,7466 ^j		
	Maravilha				2071 ± 1 ^d			2,58 ^d	- 2,80 ^d	0,7029 ^d			
	Marmota					2003 ± 2 ^d							
Altération hydrothermale Mineralisation	Moscovite										2054 ± 2 ^e	D3 post-collision	

a = Silva 1992; b = Mascarenhas & Garcia 1989; c = Pimentel & Silva 2003; d = Rios 2002; e = Mello 2000; f = Cruz Filho, *et al.* 2003a; g = Cruz Filho, *et al.* 2003b; h = Alves da Silva 1994; i = Sabaté *et al.* 1990; j = Pereira 1992; k = Nascimento *et al.* 2004 (sous presse). CRVRI = ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru

4.3 Microstructures et Données magnétiques de la Région de Teofilândia

4.3.1 Microstructures

4.3.1.1 Principaux types de microstructures

Une étude systématique sous le microscope de sections minces orientées de la plupart des différents sites d'échantillonnage a permis d'identifier trois principales catégories de microstructures. Chaque catégorie a été subdivisée en deux sous-classes, ce qui donne six types de microstructures dans le tableau 4.9: magmatique (types 1 et 2), orthogneissique (types 3 et 4) et mylonitique (types 5 et 6). L'empreinte hydrothermale de faciès schistes-verts, essentiellement marquée par la présence de chlorite, séricite, épidote et calcite, est distinguée par une étoile dans le Tableau 4.9. Cette empreinte qui est surtout associée aux types 5 et 6 peut aussi s'imprimer localement sur tous les autres types.

4.3.1.2 Microstructures magmatiques

Ces microstructures portent la fabrique la plus primaire ou la plus préservée de toute la région. Elles varient de façon continue entre (1) un type typiquement magmatique, et (2) un type à recristallisation naissante. Les deux types sont exclusivement présents dans les granitoïdes de Teofilândia (GRT) et de Santa Rosa (GSR), au Nord-Est et au Sud-Ouest de la région (Fig. 4.18).

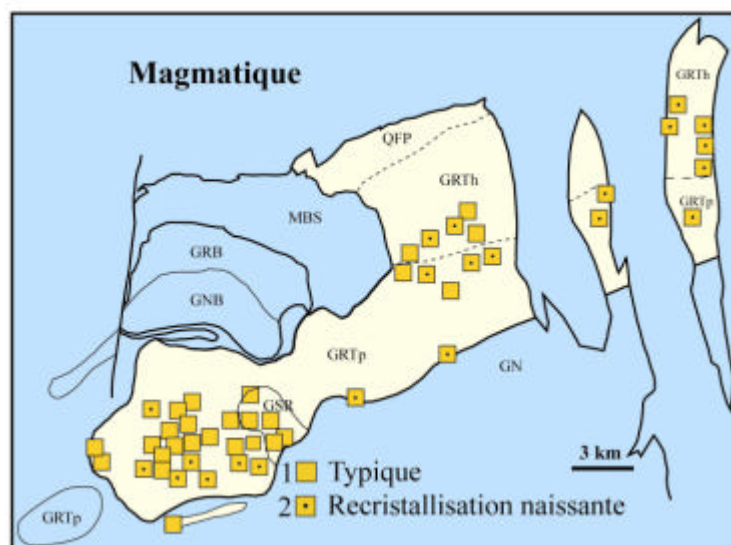


Fig. 4.18 Distribution des microstructures magmatiques dans la région de Teofilândia.

(1) **La microstructure typiquement magmatique** est caractérisée, sous le microscope, par des cristaux de plagioclase rectangulaires (Fig. 4.19a, b), de biotite et d'amphibole sans déformation notable, de quartz et de feldspath potassique sans formes propres. Les grands grains de quartz ont des extinctions onduleuses peu marquées; ils présentent fréquemment des sous-joints en damier (Fig. 4.19c). Cela caractérise une déformation à l'état solide à des températures proches du solidus du granite (Mainprice *et al.* 1986; Krulh 1996). Par ailleurs, les microfissures intracristallines dans les plagioclases remplis par du liquide résiduel qui cristallise en quartz et plagioclase principalement, attestent d'une déformation à l'état sub-magmatique, tel que défini par Bouchez *et al.* (1992), c'est-à-dire en présence de liquide magmatique résiduel.

(2) **La microstructure à recristallisation naissante** montre le développement de grands néoblastes de quartz (0,5 mm) en périphérie des plus grands grains (Fig. 4.19d). Ces néoblastes ont habituellement des joints nets, bien restaurés signe d'une empreinte de haute température. Quelques "kinks" dans la biotite et dans les amphiboles, sans changement de composition, démontre la stabilité de ces minéraux à haute température. Quelques rares plagioclases peuvent aussi recristalliser formant des nouveaux grains polygonaux et des joints équilibrés en points triples (Fig. 4.19e). Les inter-croissances "myrmekitiques" (Fig. 4.19f) indiquent également une haute température, au-dessus de 550°C (Tribe & D'Lemos 1996).

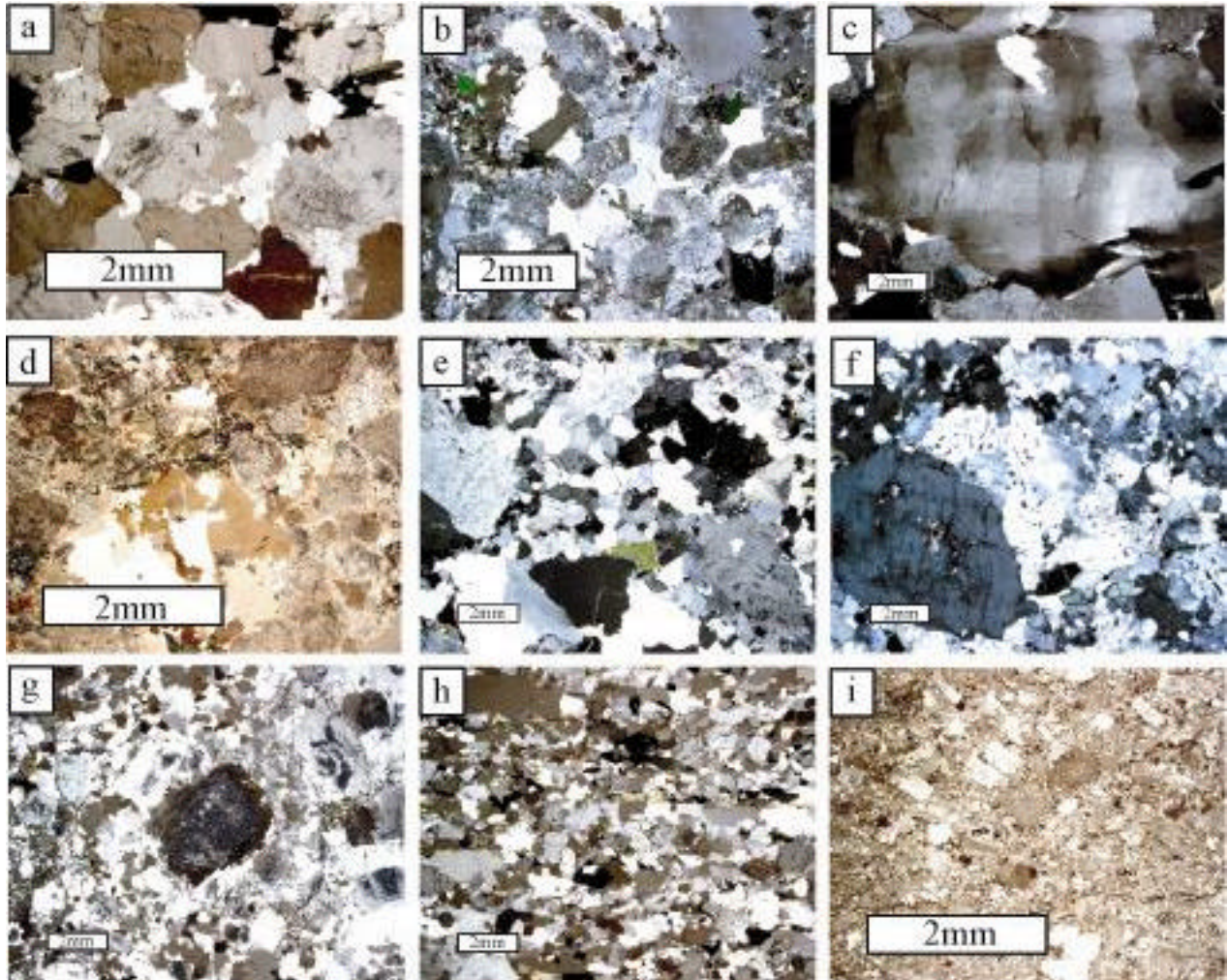


Fig. 4.19 Microstructures de la région de Teofilândia. (a) magmatique typique; (b) magmatique avec empreintes hydrothermales; (c) magmatique typique avec quartz en damier; (d) magmatique avec recristallisation naissante marquée par le développement de sous-grains dans le quartz; (e) magmatique avec cristaux de plagioclase et quartz polygonaux et limites en triple jonction ; (f) magmatique avec intercroissances de myrmékites, (g) orthogneissique modérée: reliques d'un cristal magmatique de plagioclase avec une auréole de petits grains de quartz et plagioclase recristallisés; (h) orthogneissique typique présentant des rubans allongés de quartz recristallisé à grain fin; (i) mylonitique typique : matrice composée de cristaux de quartz et plagioclase et phyllite à grain très fin qui entourent des reliques de quartz et plagioclase fracturés à grain plus gros.

Ces microstructures sont observées au Nord-Est de notre région d'étude, mais elles sont en général affectées par une mylonitisation supplémentaire (donnant le type 5).

Tableau 4.9 Données magnétiques et microstructurales de la région de Teofilândia.

Site	Position GPS (UTM)		Type de roche	Type de Microestr.	Km (mSI)	P%	L%	T	Pôle	
	E	N							Linéation	Foliation
BA039	490918	8730936	GRB	3	99,4	8,9	7,5	-0,71	124/04	215/09
BA044	489765	8731970	GRB	3	109,1	10,6	5,8	-0,11	100/01	10/15
BA048	489101	8732072	GRB	3	84,2	8,3	5,0	-0,23	290/06	23/22
BA050	489252	8732347	GRB	3	81,7	3,7	1,4	0,21	83/02	178/65
BA059	491858	8731964	GRB	3	89,0	5,5	2,9	-0,08	280/13	23/44
BA067	493824	8730855	GRB	3	74,7	5,2	3,9	-0,54	298/16	29/03
BA069	493116	8729508	GRB	3	96,7	9,6	6,0	-0,26	297/06	37/58
BA075	492853	8729815	GRB	3	96,3	8,7	7,3	-0,70	301/14	53/56
BA080	493281	8730750	GRB	3	103,0	7,3	4,9	-0,37	300/06	34/33
BA081	492710	8731002	GRB	3	98,8	6,9	4,1	-0,21	114/15	208/12
BA083	492602	8731502	GRB	3	91,2	7,4	5,9	-0,62	284/10	21/35
BA089	494101	8727791	GRTp	3*	168,2	9,1	3,9	0,11	289/01	196/82
HHN030	488363	8723435	GRTp	1	10911,7	19,1	4,4	0,51	161/10	37/73
HHN097	490552	8722346	GRTp	1	3198,1	13,4	9,5	-0,45	339/10	234/57
HHN098	487860	8724042	GRTp	1	12453,1	10,8	5,1	0,02	172/03	70/73
HHN099	487496	8723102	GRTp	1	13825,4	13,2	1,7	0,72	214/10	17/80
HHN100	486267	8723260	GRTp	3	10581,1	36,8	16,9	0,0	198/3	107/22
HHN101	485458	8723384	GRTp	3	6598	11,1	2,8	0,47	318/15	205/55
HHN102	483384	8723740	GN	4	1395,2	14,0	8,5	-0,25	84/11	346/37
HHN103	481313	8718532	GRTp	5	211,1	5,6	0,7	0,73	178/59	287/11
HHN104	507484	8737344	GRTh	5*	167,5	1,1	0,3	0,43	212/74	93/08
HHN105	508248	8733318	GRTp	2	2128,6	2,7	0,3	0,75	15/05	122/74
HHN106	508552	8729930	GRTp	-	5090,0	5,5	0,8	0,71	298/03	185/83
HHN107	507800	8732366	GRTp	-	390,6	3,9	0,8	0,56	250/04	356/77
HHN108	509622	8727466	GN	4	2453,2	102,4	98,7	-0,95	239/01	330/84
HHN109	503198	8731636	GRTp	2	4716,1	7,6	4,4	-0,17	139/18	05/65
HN001	501251	8729064	GRTp	3	6920,5	11,1	3,8	0,29	266/17	64/72
HN002	502408	8727983	GRTp	3	8911,2	15,3	2,6	0,63	224/08	323/46
HN003	503157	8728023	GRTp	6*	5709,5	12,0	5,6	0,04	219/17	319/29
HN004	503670	8726993	GN	4	2141,3	16,9	8,7	-0,07	29/12	121/11
HN005	502401	8732604	GRTh	1	3813,3	12,4	7,0	-0,17	334/29	111/53
HN006	502270	8734749	GRTh	1*	201,6	1,2	0,7	-0,13	100/01	07/79
HN007	502450	8735784	GRTh	1*	196,6	3,1	1,2	0,23	304/06	176/80
HN008	502163	8736766	GRTh	5*	535,8	2,9	1,4	0,01	83/06	297/82
HN009	501478	8735650	GRTh	1*	354,5	4,1	1,2	0,40	248/26	138/35
HN010	500116	8736503	GRTh	5*	113,5	3,5	2,8	-0,61	93/03	346/79
HN011	499786	8736917	QFP	6*	166,9	3,4	2,9	-0,68	99/09	08/07
HN012	499916	8737676	QFP	6*	457,2	2,6	0,9	0,30	68/26	275/61
HN013	501130	8736759	GRTh	-	151,7	1,4	0,8	-0,16	249/02	154/72
HN014	502426	8737946	GRTh	5*	183,6	0,9	0,3	0,43	287/20	129/69
HN015	501324	8737674	GRTh	5*	196,5	1,5	0,6	0,16	68/23	305/52
HN016	501242	8734800	GRTh	1*	184,7	1,3	0,6	0,09	257/16	140/57
HN017	498538	8736551	QFP	5*	122,0	2,1	1,5	-0,48	271/11	83/79
HN018	497943	8735938	QFP	6*	149,7	3,2	2,8	-0,78	90/02	342/83
HN019	501315	8733014	GRTh	2	903,8	5,4	0,9	0,67	262/40	48/44
HN020	500866	8732012	GRTh	2*	815,1	13,8	5,5	0,17	257/10	105/79
HN021	500070	8732367	GRTh	2	4232,7	16,5	4,5	0,43	331/06	71/60
HN022	499216	8734150	GRTh	-	173,0	2,9	0,4	0,69	104/05	346/79
HN023	499184	8733138	GRTh	2*	242,6	3,0	0,8	0,44	207/60	54/27
HN024	498001	8734259	GRTh	5*	188,7	3,0	1,5	-0,02	104/20	343/55
HN025	498378	8733381	GRTh	5*	163,2	3,3	0,8	0,53	263/13	68/76
HN026	500900	8726798	GRTp	2	5376,1	11,0	7,5	-0,39	30/08	296/27
HN027	488544	8724498	GRTp	1	12262,4	12,3	3,4	0,42	161/01	69/55
HN028	481146	8723525	GN	4	4803,7	26,6	12,9	-0,03	104/11	08/29
HN029	482833	8725208	GRB	3	278,1	14,6	8,0	-0,13	83/21	318/57
HN030	478504	8735617	GSG	-	95,3	13,2	1,9	0,69	347/01	80/66
HN031	487695	8722364	GRTp	1	15449,4	20,3	8,7	0,10	148/20	36/45
HN032	487844	8720848	GRTp	2	9568,4	27,8	14,1	-0,08	176/59	45/22
HN033	488108	8719813	GRTp	3	9459,7	16,9	1,4	0,83	231/26	347/42
HN034	487666	8718653	GRTp	1	5444,6	17,2	1,3	0,84	329/43	228/12
HN035	486407	8718908	GRTp	3	4391,2	21,8	4,3	0,58	79/26	206/52
HN036	487072	8719763	GRTp	5	1447,1	17	3,3	0,58	77/30	177/16
HN037	486146	8720425	GRTp	-	7856,9	17,6	2,5	0,69	262/25	23/49
HN038	487138	8721224	GRTp	1	5632,5	10,0	2,4	0,50	225/17	107/57
HN039	499653	8727968	GRTp	3	7502,0	11,2	3,8	0,30	69/05	263/85
HN040	499141	8728780	GRTp	3	6714,2	14,9	4,2	0,41	304/16	103/73
HN041	497405	8729048	GRTp	3*	586,0	17,4	7,7	0,08	292/17	109/73
HN042	487054	8721892	GRTp	1	13028,1	17,8	8,6	-0,01	146/18	31/52

Tableau 4.9 (suite) Données magnétiques et microstructurales de la région de Teofilândia.

Site	Position GPS (UTM)		Type de roche	Type de Microestr.	Km (mSI)	P%	L%	T	Pôle	
	E	N							Linéation	Foliation
HN043	486138	8721262	GRTp	2	6760,0	18,7	8,6	0,04	170/58	09/30
HN044	485363	8720745	GRTp	3	9519,5	17,3	16,4	-0,90	169/29	66/23
HN045	485204	8719716	GRTp	3	4820,1	14,3	11,4	-0,62	97/27	325/53
HN046	490314	8723294	GRTp	1	12196,1	24,3	5,9	0,47	18/12	253/70
HN047	489331	8722773	GRTp	1	9803,1	24,6	8,7	0,24	181/25	25/63
HN048	488512	8722559	GRTp	1	5257,3	16,9	4,6	0,43	197/09	94/54
HN049	488481	8721604	GRTp	2	9352,3	23,3	8,4	0,23	147/18	353/70
HN050	489205	8720760	GRTp	2	11698,7	23,8	13,7	-0,21	196/19	55/66
HN051	489893	8720023	GRTp	5	9670,1	11,1	0,6	0,88	268/05	01/29
HN052	491443	8722514	GRTp	1	8291,5	22,6	10,9	-0,02	180/01	272/62
HN053	491810	8721387	GRTp	2	9128,5	16,6	9,3	-0,16	307/13	124/77
HN054	491856	8720159	GRTp	5	3666,7	8,7	7,3	-0,69	62/12	232/77
HN055	490577	8719389	GRTp	3	6526,4	9,2	5,9	-0,30	179/49	05/40
HN056	493017	8722871	GSR	1	11493,7	20,3	9,8	-0,01	156/47	265/17
HN057	492344	8723570	GSR	1	2142,1	12,0	6,2	-0,05	05/25	127/49
HN058	486570	8722418	GRTp	-	1142,6	8,2	1,4	0,64	98/54	04/03
HN059	485079	8721537	GRTp	3	9319,7	19,4	11,6	-0,24	144/11	239/25
HN060	484073	8721616	GRTp	1	4059,8	5,9	3,8	-0,31	12/04	281/4
HN061	483189	8720108	GRTp	5	327,1	7,6	1,6	0,56	47/01	317/03
HN062	481597	8719290	GRTp	-	2203,8	6,7	1,5	0,53	299/75	184/07
HN063	491303	8728415	GN	4	4922,9	58,6	46,4	-0,65	315/04	49/44
HN064	487616	8729546	GN	4	3864,5	31,2	21,6	-0,44	75/01	345/39
HN065	487737	8730542	GN	4	87,3	14,3	4,9	0,28	83/11	334/59
HN066	487840	8731336	GRB	3	93,8	8,3	4,4	-0,09	70/18	162/05
HN067	488139	8728766	GN	4	2332,9	18,0	14,9	-0,68	261/02	170/25
HN068	488963	8727908	GN	4	138,6	8,1	5,5	-0,38	256/03	346/03
HN069	488017	8727675	GN	4	3328,6	6,8	6,5	-0,92	273/23	164/37
HN070	487197	8727513	GN	4	2932,4	6,1	5,4	-0,78	274/27	81/62
HN071	485828	8727875	GN	4	714,3	21,4	13,4	-0,30	72/05	340/26
HN072	486594	8729595	GN	4	335,9	44,6	21,4	-0,05	238/23	114/53
HN073	485853	8729865	GRB	3	68,1	13,7	5,3	0,2	53/15	303/53
HN074	486638	8728282	GN	4	1038,9	67,8	32,7	-0,09	71/01	340/49
HN075	486706	8726632	GRTp	3	5209,4	16,8	11,2	-0,37	291/07	25/34
HN076	486347	8725983	GRTp	3	522,4	6,7	2,9	0,11	282/01	12/73
HN077	489651	8726648	GRTp	6*	243,1	3,3	2,4	-0,48	328/29	228/18
HN078	488291	8726890	GRTp	3	2532,8	21,3	12,5	-0,21	288/22	32/30
HN079	488774	8726205	GRTp	3	3402,2	14,9	9,5	-0,31	60/56	201/28
HN080	487760	8725773	GRTp	3	204,8	6,9	4,1	-0,21	56/46	156/09
HN081	486545	8724840	GRTp	6*	241,9	0,7	0,5	-0,36	78/15	332/46
HN082	485559	8724418	GRTp	6*	250,6	1,0	0,6	-0,11	250/15	352/38
HN083	482249	8723652	GN	4	3296,6	18,7	13,7	-0,5	92/10	356/33
HN084	484001	8725992	GN	4	1955,6	29,0	16,4	-0,19	144/03	236/39
HN085	483803	8722163	GRTp	1	10747,8	14,7	8,8	-0,23	295/23	88/64
HN086	489564	8725278	GRTp	3	5283,3	15,7	12,5	-0,61	39/87	183/3
HN087	498795	8730796	GRTp	3	9279,3	8,2	1,7	0,57	332/21	88/49
HN088	491687	8730598	GRB	3	111,5	11,0	6,1	-0,13	312/06	45/23
HN089	499955	8730718	GRTp	3	6903,0	7,9	7,3	-0,86	332/05	62/08
HN090	499137	8731719	GRTh	2	3157,3	14,8	3,0	0,57	160/05	52/75
HN091	499780	8735070	GRTh	5*	190,2	2,4	0,9	0,23	294/14	170/66
HN092	497147	8727803	GRTp	3	9889,6	14,3	4,0	0,41	70/02	164/72
HN093	495473	8728512	GRTp	3	1572,2	21,6	10,0	0,02	288/09	160/76
HN094	496497	8724712	GRTp	2	4862,8	8,3	2,8	0,3	235/04	330/48
HN095	497677	8726114	GRTp	3	8745,4	15,7	9,7	-0,27	241/07	336/38
HN096	490735	8721536	GSR	2	16626,8	57,9	14,4	0,41	175/33	42/46
HN097	497597	8736345	QFP	5*	122,5	3,7	1,8	0,01	256/11	82/79
HN098	497446	8737034	QFP	6*	52,9	1,5	0,7	0,12	94/14	352/39
HN099	498969	8735576	GRTh	5*	179,4	1,4	0,5	0,3	46/06	290/77
HN100	498354	8734729	GRTh	5*	476,0	3,5	2,7	-0,54	78/18	333/38
HN101	496078	8735718	QFP	6*	83,0	3,0	2,5	-0,69	247/07	39/82
HN102	495400	8734855	QFP	6*	117,1	4,4	3,6	-0,62	79/01	346/62
HN103	497657	8733961	GRTh	5*	158,7	3,9	1,1	0,44	115/10	344/74
HN104	498493	8731721	GRTh	2*	1031,9	16,1	3,9	0,48	248/22	118/57
HN105	498645	8729663	GRTp	3	12139,1	21,4	9,7	0,04	294/10	183/64
HN106	496732	8728726	GRTp	3	2806,6	22,3	8,4	0,20	300/17	104/72
HN107	496012	8727683	GRTp	3	7980,9	14,3	3,5	0,48	98/03	196/72
HN108	496849	8726748	GRTp	3	7755,4	13,3	3,8	0,41	83/02	201/87
HN109	493206	8726554	GRTp	3	164,5	4,0	0,9	0,55	26/29	149/45
HN110	494302	8725126	GRTp	3	7099,1	10,9	5,1	0,04	57/05	322/49

Tableau 4.9 (suite) Données magnétiques et microstructurales de la région de Teofilândia.

Site	Position GPS (UTM)		Type de roche	Type de Microestr.	Km (mSI)	P%	L%	T	Pôle	
	E	N							Linéation	Foliation
HN111	502898	8737007	GRTh	5*	249,3	3,1	0,9	0,44	51/04	148/62
HN112	507774	8735789	GRTh	2*	174,6	1,6	0,2	0,73	281/16	54/67
HN113	508489	8734518	GRTp	-	213,5	2,9	1,0	0,29	358/31	128/47
HN114	501993	8733631	GRTh	1	1039,5	6,9	1,8	0,45	338/05	95/80
HN115	500103	8733732	GRTh	2*	183,7	2,5	0,5	0,55	314/16	79/63
HN116	499933	8735984	GRTh	5*	160,0	1,8	0,7	0,19	262/6	46/82
HN117	500372	8737382	QFP	5*	3755,1	12,6	6,4	-0,05	105/10	352/67
HN118	499900	8729422	GRTp	-	7710,8	13,2	0,5	0,92	237/07	123/72
HN119	491359	8724834	GSR	1	8647,2	20,2	11,2	-0,15	03/09	195/81
HN120	491245	8723579	GSR	1	1388,8	21,3	4,0	0,59	02/17	264/24
HN121	489951	8724240	MGB	-	392,7	10,9	0,9	0,83	90/24	297/64
HN122	494479	8721052	GSR	-	4587,9	17,2	10,2	-0,23	170/2	260/17
HN123	493653	8720728	GSR	-	7006,7	16,6	9,4	-0,17	217/28	113/25
HN291	513274	8735747	GRTh	2	3699,8	3,5	1,1	0,38	335/18	111/66
HN292	513289	8736834	GRTh	2	1375,1	4,6	3,2	-0,4	229/19	351/57
HN293	513222	8737854	GRTh	2	8670,5	6,4	1,1	0,66	53/09	150/37
HN294	513018	8739441	GRTh	2*	185,4	2,0	1,0	-0,04	76/10	169/21
HN295	511964	8738797	GRTh	2	3314,2	7,5	4,8	-0,29	277/17	157/59
HN296	511550	8737785	GRTh	2	798,0	2,6	0,2	0,83	345/09	75/02
HN297	511623	8734645	GRTp	3	2240,8	2,9	0,5	0,67	199/14	33/76
HN298	512866	8734260	GRTp	3	5248,0	5,5	0,3	0,88	42/01	307/82
HN299	512590	8733405	GRTp	2	2252,5	7,1	3,7	-0,06	214/10	329/68
HN300	512504	8732657	GRTp	-	1348,8	3,4	3,2	-0,87	43/06	312/16
HN301	479440	8736152	GSG	-	233,7	57,5	27,6	-0,07	85/01	264/89
HN302	479652	8737694	GSG/ANF	-	1515,6	36,9	21,1	-0,22	58/16	213/73
HN303	480511	8740295	PEG/ GSG	-	249,7	20,4	8,7	0,11	23/07	125/60
HN304	481951	8742339	PEG/ GSG	-	63,2	24,8	9,5	0,20	45/04	296/76
HN305	481608	8740729	GSG	-	11129,1	51,1	33,0	-0,38	126/02	33/62
HN306	483092	8739932	GSG	-	3066,5	27,4	23,8	-0,76	100/19	227/60
HN307	482513	8739049	GSG	-	934,6	5,4	3,6	-0,32	87/10	322/73
HN308	482316	8737542	GSG	-	1200,8	14,8	12,6	-0,72	108/17	13/15
HN309	481201	8737145	GSG	-	860,6	10,6	7,0	-0,33	126/05	225/64
HN310	482276	8736380	GSG	-	83,1	3,2	1,0	0,38	185/04	275/07
HN311	481790	8733598	GSG	-	4163,3	17,8	7,2	0,15	151/03	19/86
HN312	478317	8735895	GSG	-	42,5	2,9	0,9	0,40	76/02	168/41
HN313	477406	8734668	GSG	-	15,2	6,8	0,8	0,75	227/44	122/16
HN314	477786	8733497	GSG	-	10972	66,1	18,3	0,34	31/13	136/48
HN315	477103	8733385	GSG	-	27,6	3,6	0,8	0,58	354/3	87/35
HN316	478796	8730188	GSG	2	15601	72,2	19,1	0,36	135/25	322/65
HN317	479968	8728866	GSG	-	28,4	2,2	1,0	0,09	123/22	224/25
HN319	478328	8726038	GSG	-	28,3	8,8	1,3	0,70	125/08	342/80
HN320	477770	8726792	GSG	-	38,9	5,0	0,5	0,80	74/06	322/74
HN382	488549	8729659	GN	4	15916,2	17,5	6,6	0,21	264/6/	07/67
HN615	492482	8722563	GSR	1	17445,1	38,5	11,3	0,34	335/01	65/04
TE096	496927	8734454	GRTh	5*	156,3	6,1	2,0	0,33	88/06	343/70
TE097	497559	8736602	QFP	5*	137,4	2,6	1,6	-0,23	263/06	159/66
TE098	502834	8735281	GRTh	2*	157,2	1,8	0,5	0,40	246/26	61/63
TE099	502117	8731201	GRTp	2	8606,8	16,6	3,9	0,50	339/12	142/78
TE101	497182	8725108	GRTp	3	20935,2	21,7	10,4	-0,01	71/02	339/46
TE102	486537	8724107	GRTp	2	7261,2	19,7	9,0	0,05	232/38	128/17
TE104	482062	8735355	GSRG	-	1627,3	7,4	2,2	0,40	57/01	324/78
TE107	486779	8726526	GRTp	3	19962,5	30,9	20,9	-0,41	94/04	360/45
TE109	493205	8731194	GRB	3	94,1	5,8	3,5	-0,23	288/18	27/26

4.3.1.3 Microstructures orthogneissiques

Nous avons classé ces microstructures en: (3) microstructures avec orthogneissification modérée, et (4) microstructures avec orthogneissification typique. Le premier type se rencontre dans les granitoïdes de Teofilândia et Barrocas, et le deuxième type caractérise les gneiss (Fig. 4.20).

(3) Le type **modérément orthogneissique** est une exagération du type 2 avec une recristallisation un peu plus forte que dans le type 2 (Fig. 4.19g). Quelques reliques de la microstructure magmatique primaire subsistent et les grains du quartz montrent habituellement des formes allongées, remplacés par des mosaïques de nouveaux grains de dimensions variables qui indiquent leur recristallisation syn-tectonique. Fractures dans les feldspaths, hérités des microstructures magmatiques, et recristallisation des néoblastes autour des feldspaths, sont aussi distinctifs de ce type de microstructure.

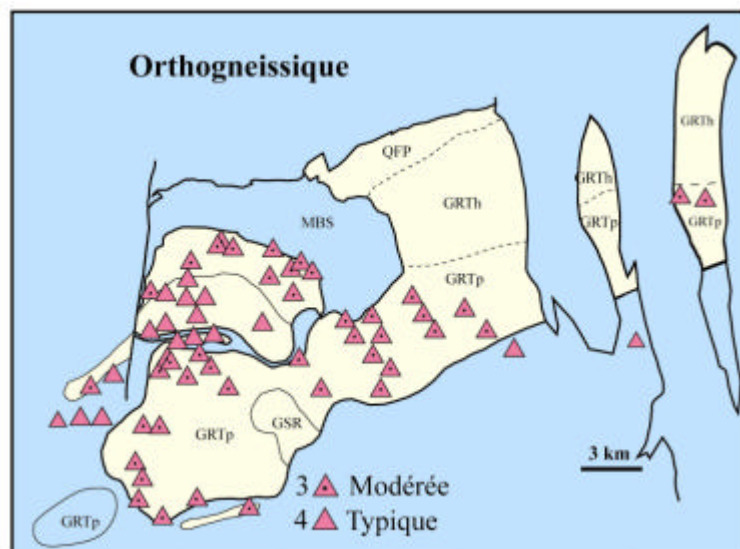


Fig. 4.20 Distribution des microstructures orthogneissiques dans la région de Teofilândia.

(4) Dans les **microstructures orthogneissiques typiques**, les microstructures magmatiques originales ne peuvent plus être reconnues (Fig. 4.19h). Une foliation et une linéation bien définies accompagnent cette microstructure. La taille des grains est hétérogène, mais en général beaucoup plus fine que dans la microstructure d'origine. Les grains de quartz sont toujours formés de polycristaux, et souvent ils forment des rubans allongés dans une matrice composée de feldspaths fracturés et partiellement recristallisés, de biotite recristallisée et d'amphibole. Comme pour les microstructures magmatiques, aux microstructures orthogneissiques peuvent s'ajouter une mylonitisation et/ou une empreinte hydrothermale décrites ci-dessous.

4.3.1.4 Microstructures mylonitiques

Les microstructures mylonitiques s'impriment sur tous les autres types. Lorsque les microstructures mylonitiques sont faibles en intensité et sporadiques, on définit le **type 5**. On peut encore bien reconnaître sans ambiguïté les microstructures antérieures. Quelques micro-cisaillements et zones à grain fin peuvent se développer entre les grands cristaux primaires, et des grains recristallisés apparaissent en périphérie et parfois à l'intérieur des grains de quartz (Fig. 4.19i).

La microstructure de type 6 est définie lorsque la matrice à grain fin de quartz et feldspath devient dominante parmi les porphyroclastes (principalement de quartz et de feldspath). On observe de fortes extinctions onduleuses et des pliages (kinking) de chlorite et séricite. Cette microstructure franche s'observe en particulier au Nord-Est de la région d'étude (GRTh et QFP), et tout au long de la limite entre le GRTp et les méta-basaltes (MBS, Fig. 4.21). Les microstructures précédentes (types 1 à 5) disparaissent, et sont remplacées par des microdomaines S-C lenticulaires (Fig. 4.19i), plus ou moins anastomosés. Enfin, ces microstructures mylonitiques s'accompagnent de phases minérales hydrothermales appartenant au faciès schistes-verts. Ces phases secondaires, modérément développées dans le type 5, forment dans le type 6, des bandes riches en phyllites (séricite, chlorite) et épidoite.

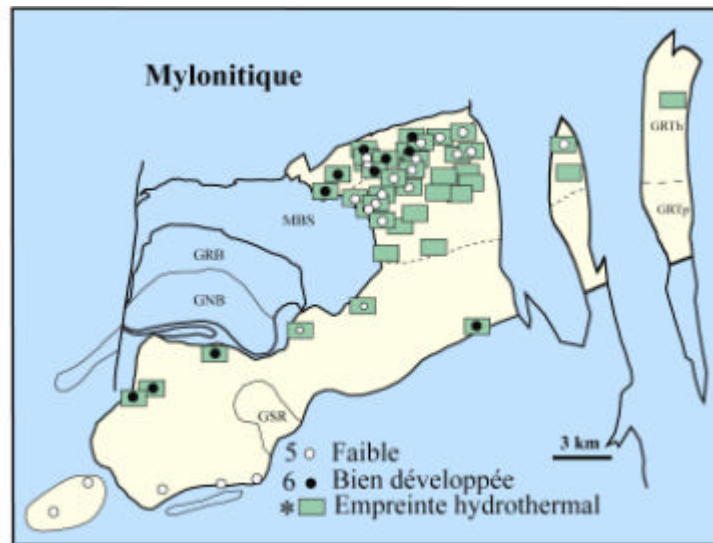


Fig. 4.21 Distribution des microstructures mylonitiques et de l’empreinte hydrothermale dans la région de Teofilândia.

4.3.2 Données magnétiques

Les échantillons orientés de la région de Teofilândia ont été obtenus à partir de 189 sites différents (Fig. 4.1): 126 sites proviennent de la granodiorite de Teofilândia (GRTp+GRTh+QFP), 16 sites proviennent de la trondhjémite de Barrocas, 8 sites proviennent du granite de Santa Rosa, 17 sites du socle gneissique (GN), 21 sites du gneiss et des granites de la région de Salgadália (GSG) et 1 site d’une amphibolite. Deux carottes orientées par site ont été prélevées avec une carotteuse portable. Chaque carotte a été coupée en au moins deux échantillons cylindriques, fournissant au moins quatre échantillons par site. Un total d’environ 760 échantillons a été analysé dans cette étude. Chaque échantillon, avec 25 mm de diamètre et 22 mm de longueur, a été mesuré pour obtenir sa susceptibilité magnétique (SM), son anisotropie (ASM, AAR), son aimantation rémanente naturelle (ARN) ou des données paléomagnétiques.

4.3.2.1 Minéralogie magnétique

Les observations microscopiques montrent que la magnétite est présente plutôt dans le type magmatique de la granodiorite de Teofilândia (GRTp), dans le granite de Santa Rosa et dans les gneiss. La présence de magnétite primaire est souvent observée dans le type porphyroïde. Deux types principaux de magnétite magmatique sont reconnus: un type à grain fin (< 0,01mm), automorphe, incluse dans les amphiboles et feldspaths (Fig. 4.22a, b), et un type plus tardif à gros grain (0,2 à 1mm), hypidiomorphe à xénomorphe, qui occupe les interstices

entre les feldspaths, quartz et minéraux ferro-magnésiens (Fig. 4.22c, d, e, f). Ce dernier type montre parfois des exsolutions d'ilménite (Fig. 4.22f). Localement, des réactions sub-solidus ont participé à la formation de magnétite à partir de biotite et d'amphibole. Par contre, la magnétite est très rare dans le GRB et GRTh, et les conditions de faible fugacité d'oxygène qui règnent dans les faciès hydrothermalisés (GRTh et QFP) sont favorables au développement des sulfures (pyrite, Fig. 4.22g, h).

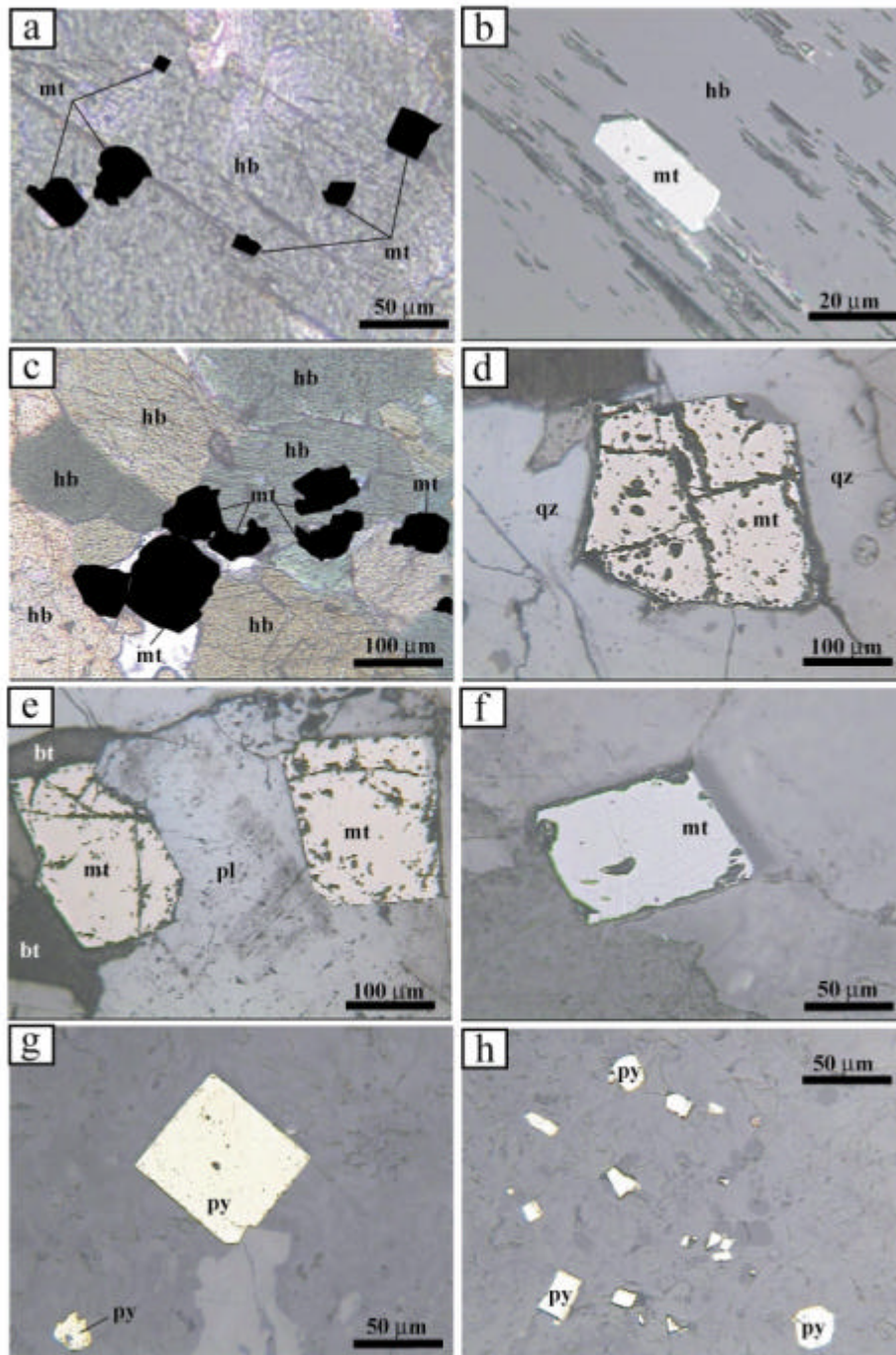


Fig. 4.22 Photomicrographies de minéraux opaques des roches de Teofilândia: (a et b) magnétite à grain fin dans une amphibole, en lumière transmise (grains de magnétite redessinés en noir) et réfléchie, dans la granodiorite porphyroïde; (c, d, e et f) magnétite en gros grains, hypidiomorphe à xénomorphe dans les limites d'autres phases minérales; (g et h) pyrite automorphe hydrothermale. mt: magnétite, hb: hornblende, pl: plagioclase, qz: quartz, bt: biotite, py: pyrite.

Ces caractéristiques minéralogiques sont confirmées par les mesures thermomagnétiques (Fig. 4.23). La magnétite pauvre en Ti ou pure est le principal minéral magnétique dans les roches de forte susceptibilité et sans empreinte hydrothermale (GRTp, GSR,GNB, types 1 à 3; Fig. 4.23 a, b, d, e, f, g, j, k et l), comme l'indiquent les températures de Curie autour 580°C. La présence d'une transition entre 350° et 400°C suggère la présence de maghémite (Fig. 4.23). L'absence de cette transition dans les courbes de refroidissement, et les valeurs plus faibles de susceptibilité indiquent la conversion de cette maghémite en hématite après chauffage. La trondhémite de Barrocas et les roches affectées par l'altération hydrothermale (GRTh) ont des susceptibilités plus faibles, montrent, en plus de la contribution paramagnétique, la présence d'un peu de magnétite associée à l'hématite (Figs. 4.23 c, h, i, m, n, o, p). Quelques échantillons montrent la formation de nouvelles phases ferromagnétiques (Figs. 4.23 h, m, n, p, q, r) et, en conséquence, les courbes ne sont pas reproductibles après chauffage. Le type sub-volcanique hydrothermalisé (QFP, Figs. 4.23 q, r) montre d'abord une hyperbole typique du comportement paramagnétique, avec la formation de magnétite ($T_c=580^\circ\text{C}$) probablement à partir de micas et/ou de sulfures à partir de 400°C.

Les boucles d'hystérésis de plusieurs échantillons représentatifs de la région de Teofilândia sont données en figure 4.24. Ces boucles sont compatibles avec la présence de magnétite dans les échantillons ayant des microstructures magmatiques et orthogneissiques (Fig. 4.24 a, b, d, e, f, h, i, j). La présence de phases ferromagnétiques peut encore être identifiée dans les trondhémites de Barrocas et dans les roches affectées par l'altération hydrothermale, mais les boucles d'hystérésis sont fortement contrôlées par les phases paramagnétiques (Fig. 4.24 c, g, k, l). Enfin, le diagramme de Day montre que les échantillons se distribuent le long des secteurs des magnétites pseudo-monodomaines à polydomaines (Fig. 4.25). Cette distribution est compatible avec un mélange de grains de magnétite de tailles variables, incluant des grains de magnétite pseudo-monodomaine de haute coercivité. Ces grains peuvent préserver l'enregistrement des champs magnétiques anciens. On remarque que le granite de Santa Rosa et la trondhémite de Barrocas ne semblent présenter que des magnétites polydomaines. Enfin, ces boucles d'hystérésis ne semblent pas montrer d'hématite comme indiqué, parfois, par certaines courbes thermomagnétiques.

4.3.2.2 Magnitudes de la susceptibilité magnétique et anisotropies

Les valeurs de susceptibilité magnétique (Tableau 4.9) varient beaucoup sur la région, de 15 à 20.935 μSI , avec une moyenne de 3.822 μSI . En ce qui concerne les différents faciès du GRT, les valeurs de la susceptibilité varient de 164 à 20.935 μSI pour GRTp (moyenne à 6.378 μSI), de 114 à 4.233 μSI pour GRTh (moyenne à 1.032 μSI), et de 53 à 3.755 μSI pour QFP (moyenne à 516 μSI). Les valeurs de la susceptibilité vont de 68 à 278 μSI (moyenne à 104 μSI) pour le GRB, de 1.389 à 17.745 μSI (moyenne à 8.667 μSI) pour le GSR, de 87 à 15.916 μSI (moyenne à 3.039 μSI) pour le gneiss (GN), et de 15 à 15.601 μSI (moyenne à 2.475 μSI) pour GSG (Fig. 4.26, 4.27a).

D'après la "classification conventionnelle" de Rochette (1987) entre granitoïdes paramagnétiques ($K_m < 500 \mu\text{SI}$) et granitoïdes ferromagnétiques ($K_m > 500 \mu\text{SI}$), plus que 61% des échantillons appartiennent à ce dernier type, principalement GRTp, GSR, GN et GSG. Par suite, la plupart des roches hydrothermalisées de la granodiorite de Teofilândia (GRTh, QFP) et de la trondhémite de Barrocas (GRB) appartiennent à la catégorie des granitoïdes paramagnétiques (Fig. 4.26). Par rapport aux microstructures, on observe que le type magmatique est plutôt ferromagnétique et que le type mylonitique est plutôt paramagnétique. Le type orthogneissique appartient aux deux types de comportement.

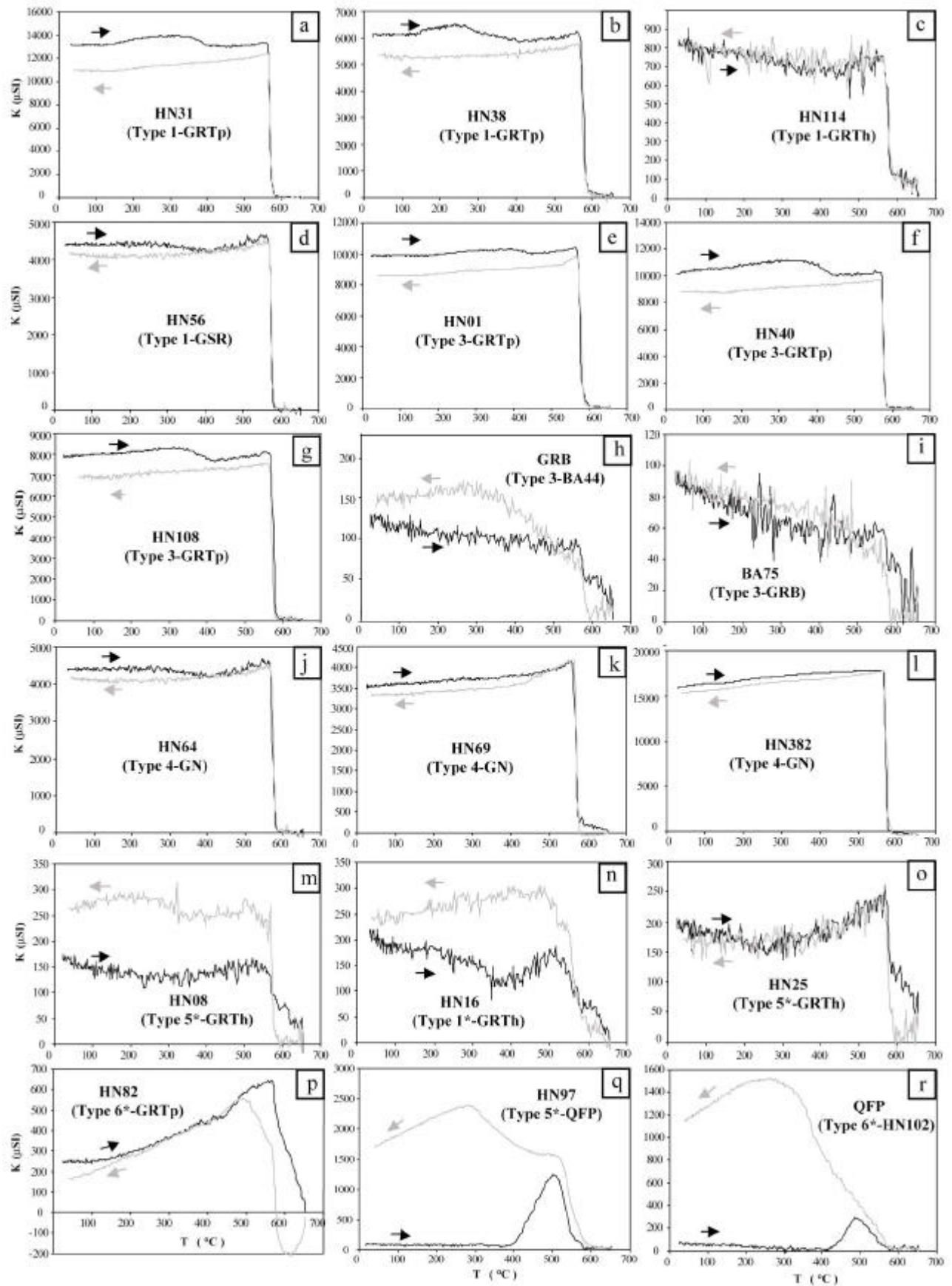


Fig. 4.23 Courbes thermomagnétiques K (T) d'échantillons représentatifs de la région de Teofilândia. Les courbes de chauffage (en noir) sont distinguées des courbes de refroidissement (en gris).

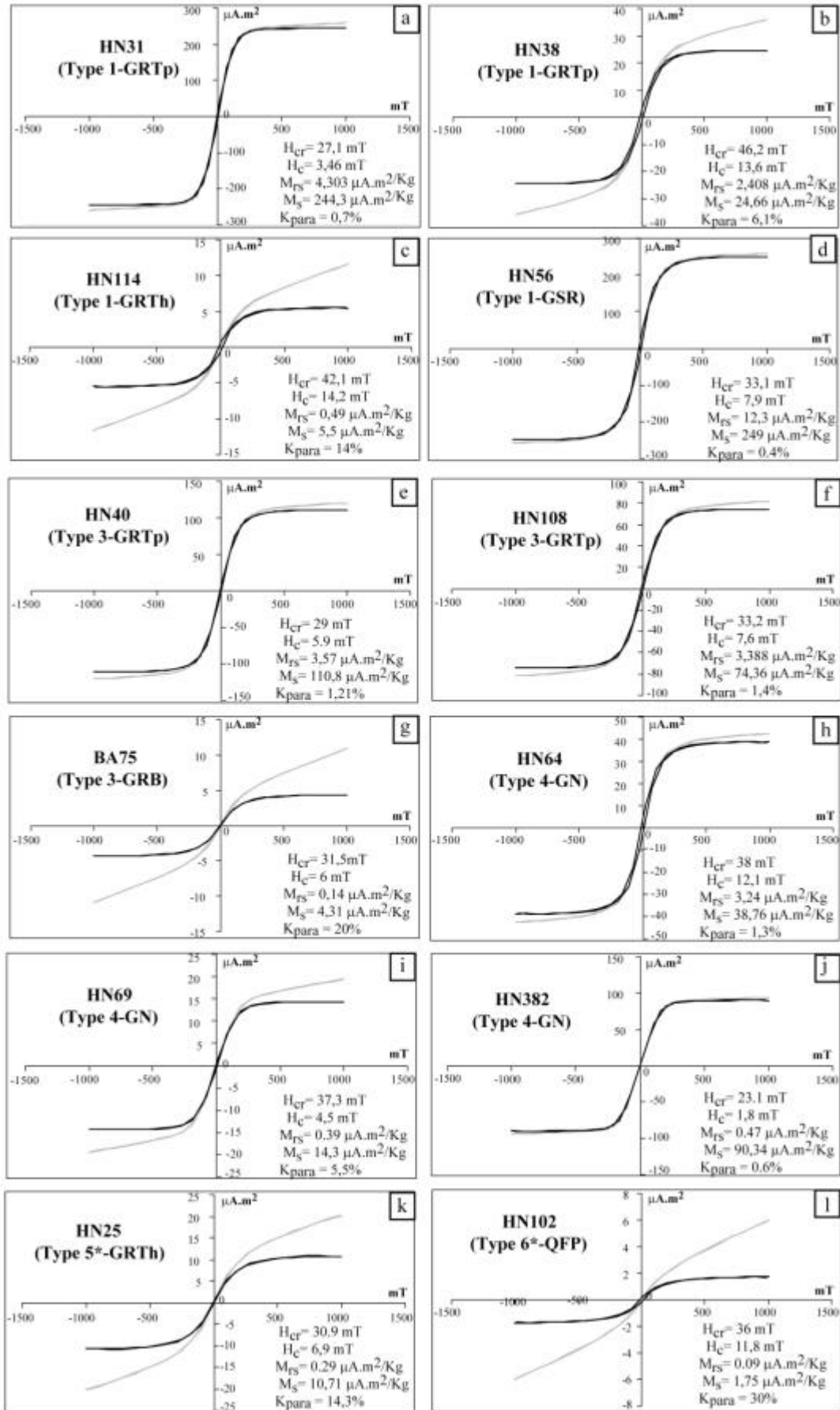


Fig. 4.24 Boucles d'hystérésis d'éc hantillons représentatifs de la région de Teofilândia. Les courbes d'hystérésis saturées (en noir) sont distinguées des courbes d'hystérésis totales (en gris).

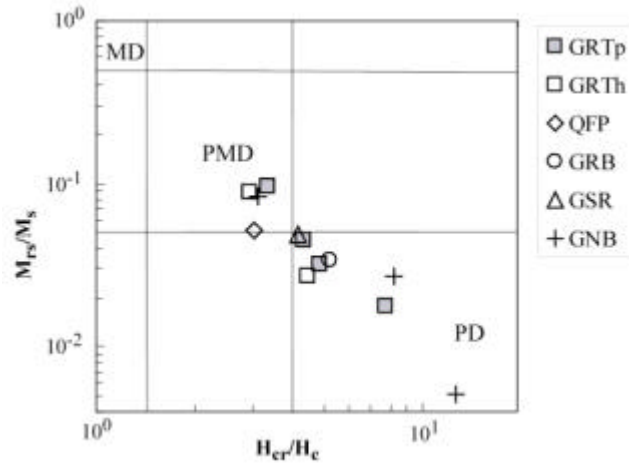


Fig. 4.25 Diagramme de Day des roches de la région de Teofilândia.

Les pourcentages de l'anisotropie ($P\% = [(K_1/K_3) - 1] \times 100$) varient de 1% à 102% (moyenne à 10,3%) sur la région entière (Table 4.9, Fig. 4.27b). En ce qui concerne les différents faciès de la granodiorite, le GRTp a un fort pourcentage d'anisotropie moyenne ($P\%=13,6$), alors que le GRTh et le QFP ont des faibles anisotropies ($P\%=4,7$ et $P\%=3,9$, respectivement). Les pourcentages de l'anisotropie dans le GRB, le GSR, le GN, et le GSG sont, respectivement, $P\%=8,5$, $P\%=25,5$, $P\%=29,5$ et $P\%=21,8$. On note que les plus fortes valeurs de l'anisotropie correspondent aux types ferromagnétiques, et que les plus faibles aux types paramagnétiques, une observation plutôt commune dans les granitoïdes. On observe aussi que les types variablement hydrothermalisés et mylonitiques ont les plus basses magnitudes d'anisotropie.

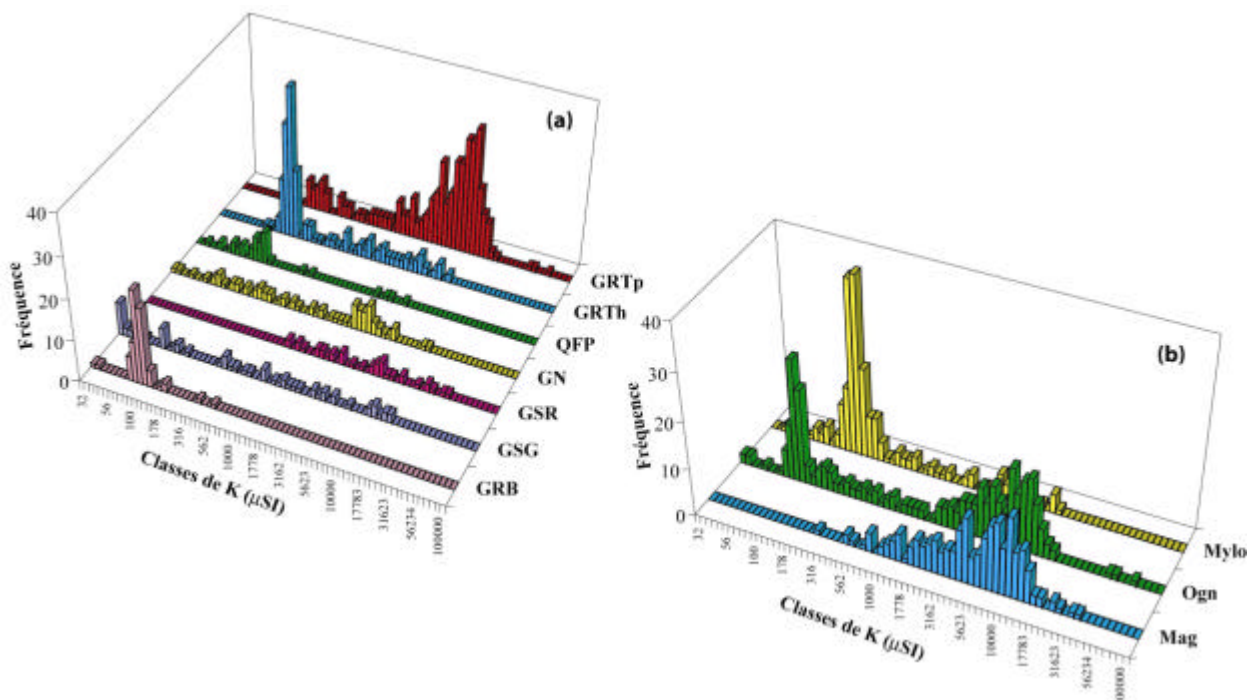


Fig. 4.26 Histogrammes de fréquence de la susceptibilité (a) par type de roche et (b) par microstructure de la région de Teofilândia

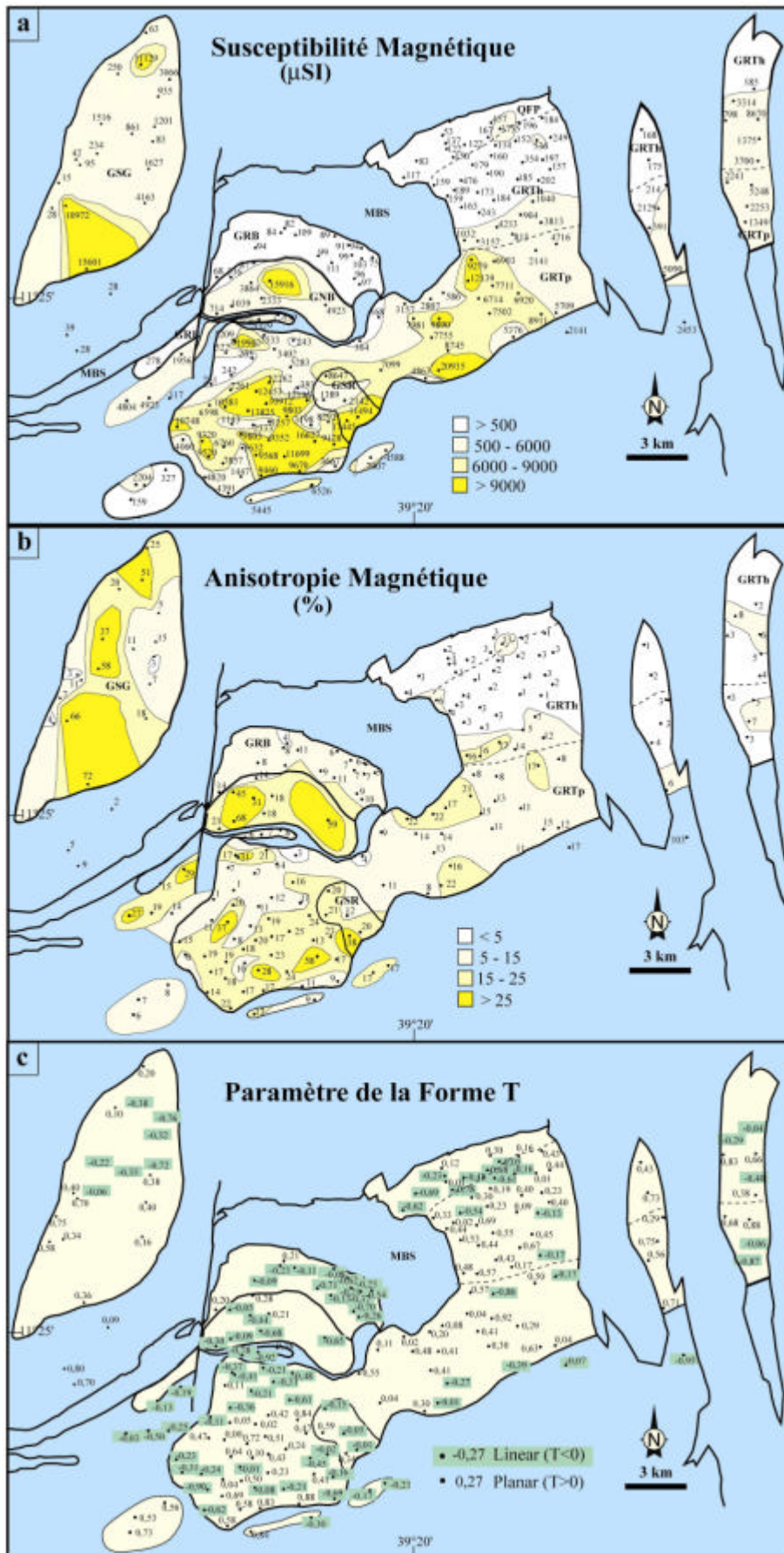


Fig. 4.27 Données magnétiques scalaires de la région de Teofilândia: (a) Susceptibilité en μSI ; (b) Anisotropie en pourcentage; (c) Paramètre de forme de Jelinek ($-1 \leq T \leq 1$).

La même tendance est observée pour les pourcentages de l'anisotropie linéaire ($L\% = [(K_1/K_2) - 1] \times 100$) lesquels sont, pour le GRTp, le GRTh et le QFP respectivement, de 5,7%, 1,7% et 2,5%, alors que les valeurs $L\%$ pour le GRB, le GSR, le GN et le GSG sont de 5,1%, 9,6%, 19,9% et 9,6%, respectivement (Table 4.9, Fig. 4.27c). Cependant, l'équilibre entre les structures linéaires et planaires varie d'un type à l'autre. Ce qui est caractérisé par le paramètre de forme de Jelinek (1981): $T = [\text{Log}(K_2/K_3) - \text{Log}(K_1/K_3)] / [\text{Log}(K_2/K_3) + \text{Log}(K_1/K_2)]$, qui varie de $T = -1$ (ellipsoïde aplati) à $T = +1$ (ellipsoïde allongé). Bien qu'il couvre presque sa gamme entière de variation, de $-0,95$ à $+0,92$, le paramètre T est caractérisé par des structures planaires dominantes pour le GRTp (T moyen = 0,14), le GRTh (T moyen = 0,25), le GSR (T moyen = 0,09), et le GSG (T moyen = 0,15), alors que des structures linéaires dominantes sont observées pour le QFP (T moyen = $-0,31$), le GN (T moyen = $-0,34$) et le GRB (T moyen = $-0,25$) (Table 4.9).

4.3.2.3 Foliations et linéations magnétiques

Le Tableau 4.9 présente aussi les orientations de K_1 et K_3 par rapport au référentiel géographique, indiquée par leurs déclinaisons (azimut) et inclinaisons (plongement).

Dans les granodiorites de Teofilândia (GRT), les linéations de direction E-W dominent largement dans le secteur nord-est pendant que les linéations de direction N-S dominent dans le secteur sud-ouest; les tendances intermédiaires (NW-SE à NE-SW) sont observées dans la partie est du massif (Fig. 4.28a: carte de linéations). Le granite de Santa Rosa montre des directions dominantes N-S, pendant que la région de Salgadalia montre des directions N-S dans les secteurs nord-ouest et sud, avec une dominance de directions EW dans la partie centrale et nord-est. Les linéations E-W dominent dans les trondhjémites de Barrocas (GRB) et les gneiss de Barrocas (GNB), en suivant la forme arquée de leurs régions d'affleurement.

Les foliations magnétiques ont, en général, des plongements faibles à modérés, et elles sont fortement organisées en zone autour de la direction E-W (Fig. 4.28b: diagramme de pôles de foliation). Un examen plus détaillé montre que les granodiorites de Teofilândia (GRT) ont des plongements particulièrement faibles ($< 30^\circ$) et des directions variables. Des plongements habituellement supérieurs à 40° sont observés dans le GRT à sa limite avec le socle gneissique (GN), localement dans les secteurs centre et sud-ouest du GSG, dans le gneiss de Barrocas (GNB), dans la trondhjémite de Barrocas (GRB), et dans le granite de Santa Rosa. Les directions de la foliation correspondantes varient entre ENE-WSW et ESE-WNW.

4.3.2.4 Comparaison des microstructures et des fabriques magnétiques

Les microstructures et les fabriques magnétiques sont présentées ensemble sur la figure 4.29. Même si quelques variations de directions peuvent être observées dans chaque famille, deux directions de linéations magnétiques peuvent être identifiées: "N-S" (Fig. 4.29b1 et c1) et "E-W" (Figs. 4.29b2, c2 et 4.29b3, c3). Notons que plus de 85% des linéations ont des plongements inférieurs à 30° , et les foliations correspondantes ont de faibles pendages ($75\% < 30^\circ$).

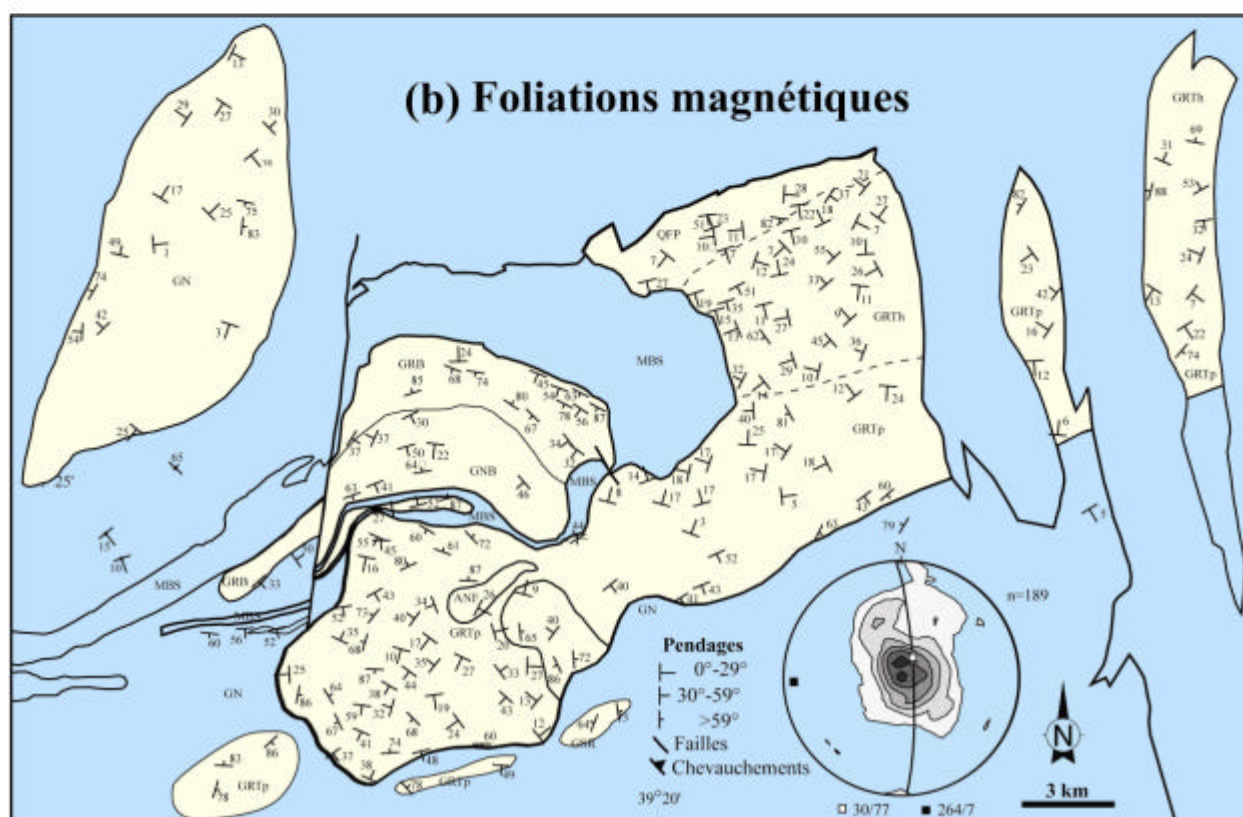
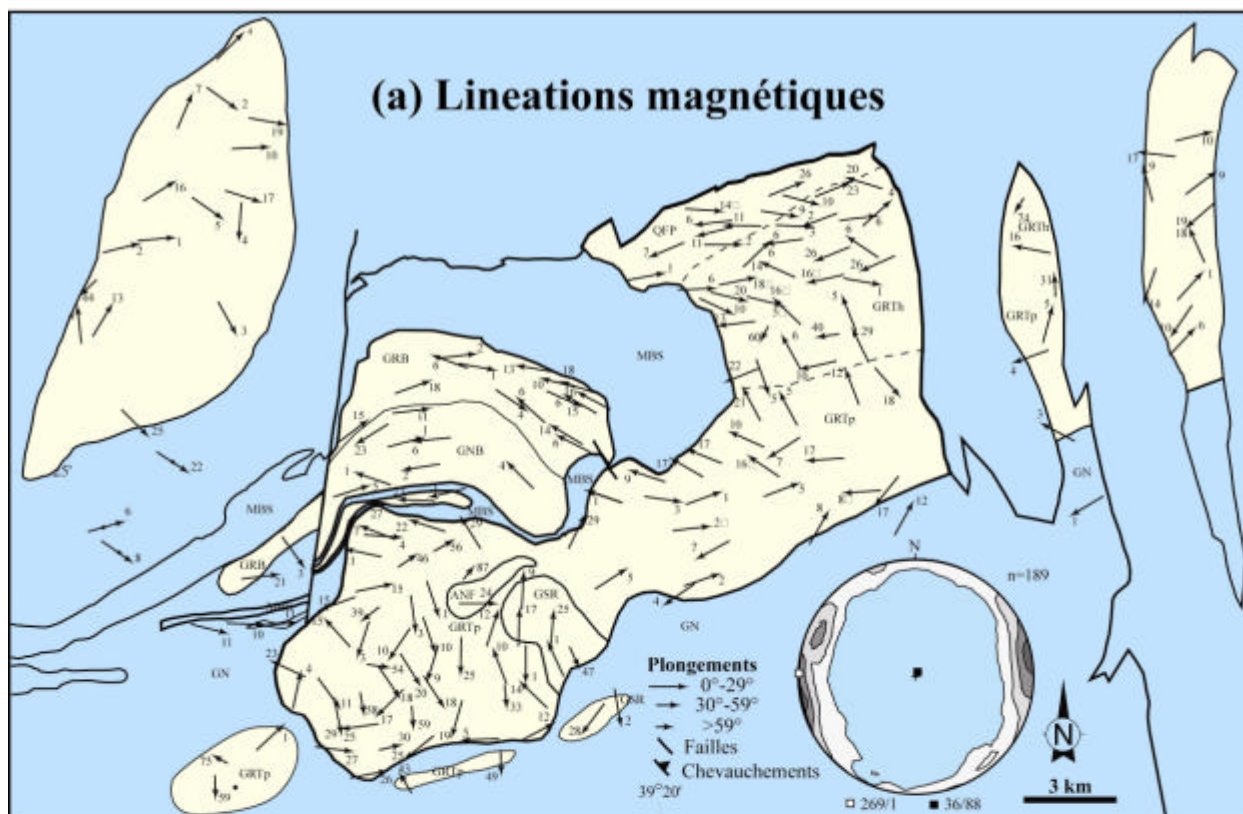


Fig. 4.28 Données magnétiques directionnelles de la région de Teofilândia. (a) Linéations (plongement en degrés) et diagramme correspondant (Schmidt, hémisphère inférieure, contours de densité, intervalles en 1%; 189 mesures). (b) Foliations (pendage en degrés) et diagramme des pôles de foliation correspondant.

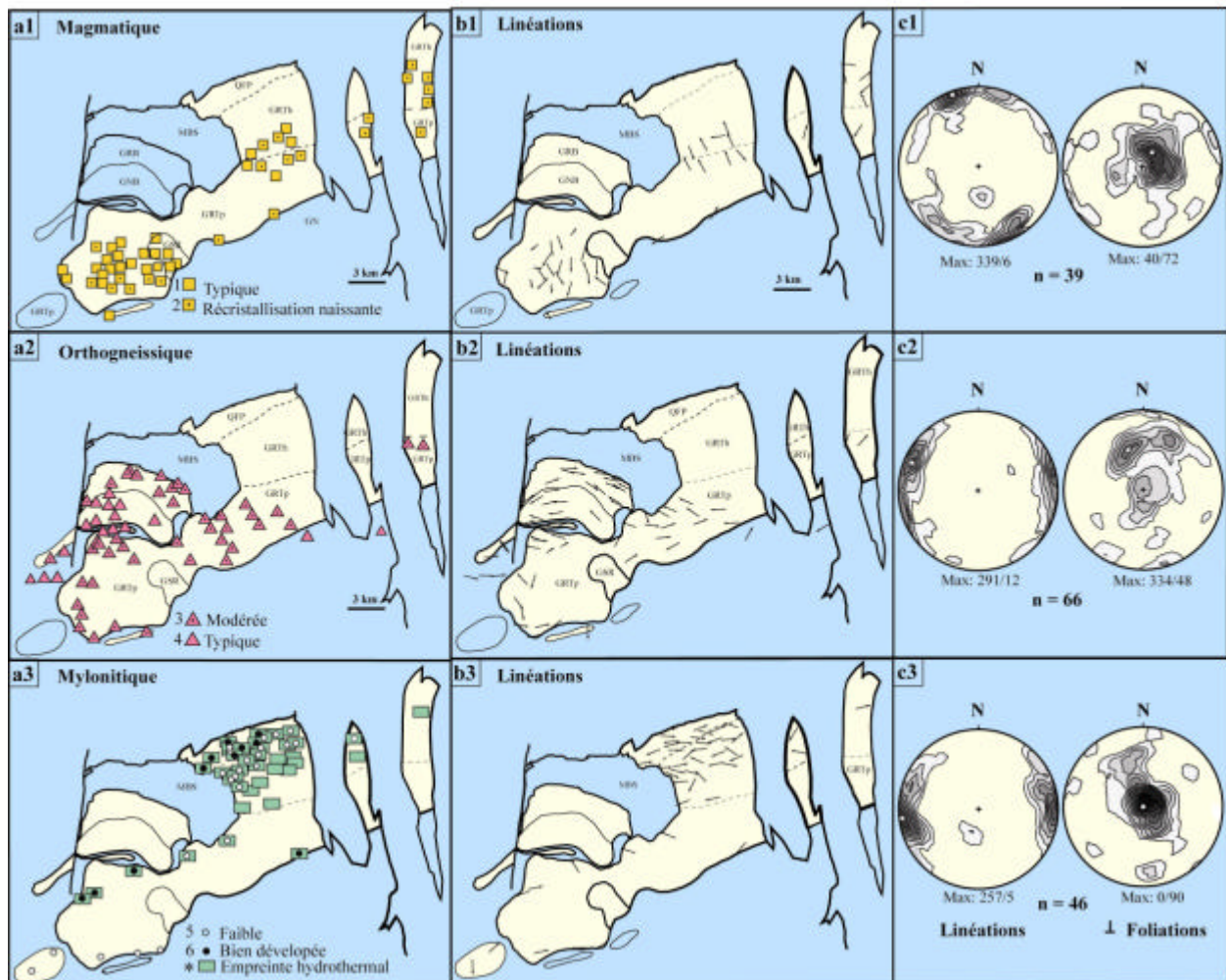


Fig. 4.29 Comparaison entre (a) les microstructures, (b) les linéations magnétiques, et (c) les diagrammes isosurface correspondants de la région de Teofilândia. Les figures localisés dans les parties supérieure, intermédiaire et inférieure correspondent, respectivement, aux types microstructuraux magmatique (a1, b1, c1), orthogneissique (a2, b2, c2) et mylonitique (a3, b3, c3).

La direction N-S caractérise clairement les microstructures magmatiques de types 1 et 2 (Figs. 4.29a1 et a2), même si quelques directions E-W restent présentes. Ces dernières directions correspondent principalement aux échantillons qui présentent quelques traces orthogneissiques de type 3 (haute température), ou bien quelques traces de mylonitisation e/ou /hydrothermalisation, types 1*, 2*, 5* du Tab. 4.9. Par contre, les microstructures orthogneissiques modérés (type 3) et typiques (type 4) présentent des linéations E-W (Figs. 4.29a2 et b2). On observe néanmoins que les linéations des trondhjémites (GRB) et des gneiss de Barrocas (GNB) suivent la courbure de leur région d’affleurement, qui va de NE-SW à l’Ouest, à NW-SE à l’Est. Enfin, les microstructures mylonitiques, en général, accompagnées d’empreintes hydrothermales, sont caractérisées par des linéations de direction E-W (Figs. 4.29a3 et b3).

4.3.2.5 Discussion des microstructures, fabriques magnétiques et donnés de pression de la région de Teofilândia

Un résultat important de cette étude est la partition des structures linéaires magnétiques de la région de Teofilândia en deux familles principales ayant des microstructures et des régions d’affleurement différentes (Fig. 4.30).

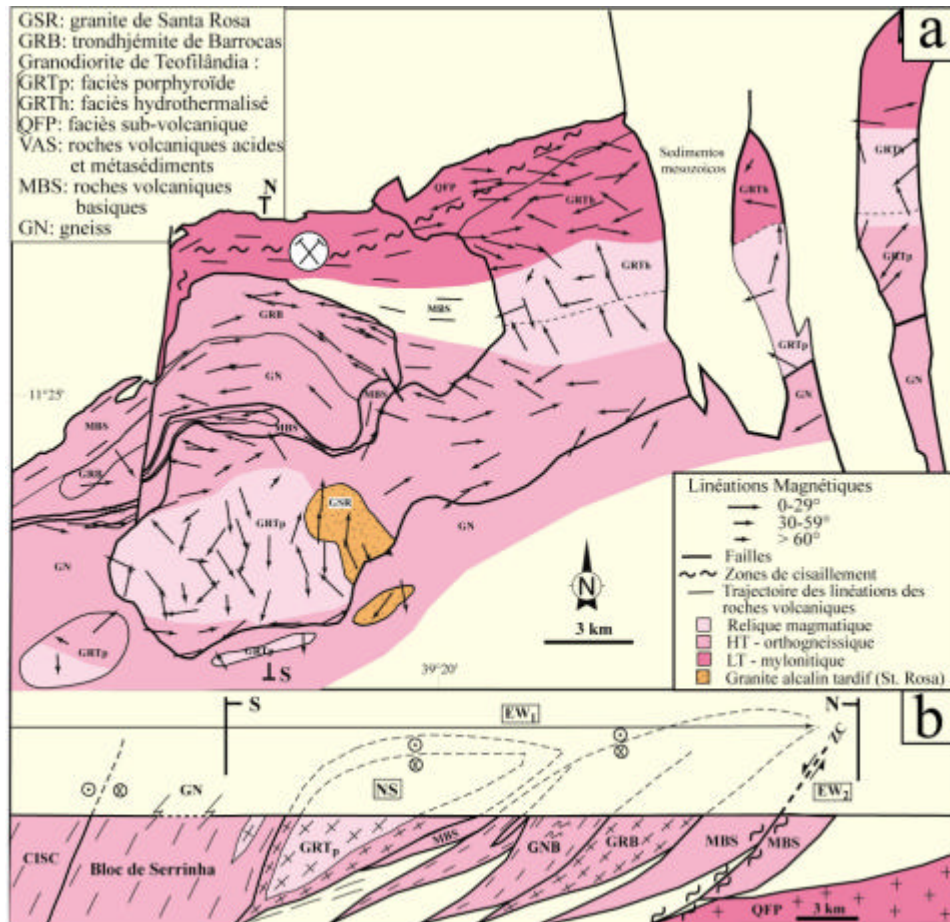


Fig. 4.30 Secteur de Teofilândia: schéma structural montrant le cœur granodioritique préservé, à linéations N-S, enveloppé par des zones de cisaillement de haute température de direction E-W, en carte (a), et en coupe verticale N-S (b). Les linéations E-W sont perpendiculaires à la coupe, que ce soit celles liées à l'événement omniprésent (EW1) ou celles liées à l'événement localisé (EW2). Le contact entre la ceinture Itabuna-Salvador-Curaça (CISC) et le bloc de Serrinha est représenté comme une rampe latérale sénestre. D'après Nascimento *et al.* (2004).

Le **domaine de linéations N-S** appartient principalement au type porphyroïde de la granodiorite de Teofilândia (GRTp). Ces linéations N-S caractérisent des roches où les microstructures sont exclusivement magmatiques (types 1 et 2). Dans ce type, et sauf dans le cas où il y a une empreinte mylonitique ou hydrothermale (Fig. 4.30), la magnétite est le porteur dominant de la susceptibilité dont la magnitude est rarement inférieure à 1000 μ SI. En revanche, dans les sites où les microstructures du GRTp ne sont pas magmatiques, les linéations magnétiques s'écartent de N-S, ce qui est naturellement attribué aux empreintes postérieures (orthogneissique, mylonitique et/ou hydrothermale). La comparaison entre microstructures et fabriques montre que le domaine des linéations N-S est un domaine relique où les structures magmatiques sont préservées. Comme le suggèrent les faibles pendages des foliations magnétiques, le corps magmatique correspondant, la granodiorite de Teofilândia, a la forme d'un sill ou d'un laccolithe. Sa fabrique régulière et bien réglée suggère que ce corps plutonique est syntectonique, et ses microstructures magmatiques impliquent que son étirement selon N-S s'est fait pendant sa mise en place.

Les données de pression (Al-in-hornblende: 488-607 MPa, Fig. 4.8) provenant du secteur ouest de la région Teofilândia, et obtenues à partir d'amphiboles magmatiques dans le type préservé (GRTp), suggèrent que ce sill a cristallisé à environ 15 km de profondeur. La variation de ces pressions correspond à une variation de profondeur de plus de 4 km, en accord avec une

largeur d'affleurement de plus de 5 km en Nord-Sud et un pendage vers le Sud de la foliation (Fig. 4.1). Ainsi, le type GRTp se place logiquement au-dessus des formations de Barrocas (GRB et GNB) qui affleurent immédiatement au Nord, qui possèdent aussi des foliations à pendage sud, et qui enregistrent de plus hautes pressions d'équilibre (682-748 MPa, Fig. 4.8). Au Sud, ce cœur de GRTp préservé est recouvert par le socle gneissique (GN) pour lequel une pression autour de 564 MPa a été déterminée. Enfin, à l'Est de cette région, les pressions, plus basses qu'à l'Ouest, sont compatibles avec la proximité, au Nord-Est, du type sub-volcanique (QFP).

Le **domaine de linéations E-W** concerne les roches qui ne possèdent pas de microstructures magmatiques (types 3 à 6). Ceci caractérise tout le reste du secteur de Teofilândia. Les microstructures orthogneissiques (types 3 et 4), qui affectent les gneiss de Barrocas (GNB), la trondhjémite de Barrocas (GRB), et localement le type porphyroïde (GRTp, Fig. 4.30a), à sa frontière sud-ouest en particulier, caractérisent les roches qui ont été déformées dans les conditions du faciès amphibolite. Elles ont des linéations E-W subhorizontales et des foliations plongeant fortement vers le Sud. La trondhjémite de Barrocas (GRB) est très différente de la granodiorite de Teofilândia, tant pétrographiquement qu'en susceptibilité magnétique. Elle forme un corps magmatique distinct de la granodiorite de Teofilândia, pauvre en magnétite, avec une signature typiquement "paramagnétique" caractérisé par une anisotropie dépassant à peine 10%, portée principalement par la biotite. Sa fabrique magnétique est très semblable à celle du gneiss de Barrocas (GNB) avec des directions de foliation et de linéation variant de SW-NE à NW-SE. Ce gneiss de Barrocas, à microstructures tout à fait orthogneissique, à susceptibilité intermédiaire entre la trondhjémite et la granodiorite, et donc plus riche en magnétite que cette dernière, a une composition proche de celle de la granodiorite de Teofilândia. Il a pu partager une histoire magmatique commune avec la granodiorite mais aucune fabrique linéaire N-S n'est observée dans ces roches de Barrocas (GRB et GNB).

Dans les formations de Barrocas, les pressions déterminées sur amphibole sont d'environ 200 MPa plus élevées que dans la granodiorite de Teofilândia. Ceci est en accord avec leur position structurale sous la granodiorite, comme suggéré par le pendage des foliations vers le Sud (Fig. 4.30b). Ces pressions sont peut-être les conditions d'origine des protolithes des roches de Barrocas, mais il est plus probable que la composition des amphiboles se soit ré-équilibrée pendant la déformation E-W à grande échelle en condition de haute température.

Les microstructures mylonitiques (types 5 et 6) concernent principalement la partie nord-est de la région où elles affectent localement le type porphyroïde (GRTp), et entièrement les types hydrothermalisé (GRTh) et sub-volcanique (QFP) de la granodiorite de Teofilândia (Fig. 4.30a). La rareté de la magnétite dans ces types qui ont probablement contenu de la magnétite magmatique à l'origine, est attribué à la modification minérale hydrothermale qui accompagne souvent la microstructure mylonitique. En conséquence, l'intensité de la susceptibilité dépasse difficilement 1.000 μ SI. La fabrique magnétique, avec des anisotropies généralement inférieures à 5%, est portée par la biotite chloritisée ou la chlorite, typiques du faciès schistes verts. Le type sub-volcanique, localisé plus au nord (QFP), est entièrement affecté par l'empreinte mylonitique. Ses susceptibilités plus variables sont attribuées à une plus grande variabilité de l'empreinte hydrothermale. Cet événement tardif peut également être reconnu dans la granodiorite porphyroïde de Teofilândia (GRTp: types 1* et 2*), ce qui a pour effet une tendance à perdre la structure N-S aux dépens de la structure E-W, donnant souvent des linéations à directions intermédiaires (Fig. 4.30a). Enfin, cet événement mylonitique-hydrothermal E-W est associé à des zones de cisaillement dont la prolongation vers l'Ouest affecte également les metabasaltes (MBS). Il est raisonnable de penser qu'il est responsable des minéralisations aurifères de la mine de Fazenda Brasileiro (Fig. 4.30a,b).

Enfin, on retrouve des linéations N-S dans le granite alcalin de Santa Rosa qui recoupe nettement la granodiorite de Teofilândia (Fig. 4.30a), ce qui est compatible avec son âge plus récent (2,07 Ga), et à microstructures parfaitement magmatiques. Ces linéations sont rattachées à une mise en place postérieure aux événements E-W (ou au moins à celui de haute température), possiblement formées dans une fente de tension N-S, perpendiculaire à l'étirement E-W qui a précédé. Une telle fente de tension post-tectonique est tout à fait compatible avec la position de ce petit corps plutonique dans l'ombre de pression du méga-boudin granodioritique que nous voyons se développer pendant l'étirement E-W de haute température.

CHAPITRE 5:

AUTRES GRANITOÏDES DU BLOC DE SERRINHA

CHAPITRE 5: AUTRES GRANITOÏDES DU BLOC DE SERRINHA

5.1 Cadre géologique

Huit massifs granitiques paléoprotérozoïques du bloc de Serrinha (BS) ont été étudiés, au-delà des frontières géologiques examinées dans les chapitres précédents, pour comprendre l'histoire de la région de Teofilândia dans un contexte plus large. Un total de quatre-vingt huit sites a été échantillonné. Quarante sites proviennent des massifs granitiques et sept sites proviennent des gneiss du bloc de Serrinha et de la ceinture Salvador-Curaça (Fig. 5.1). Quatre massifs appartiennent au groupe G2 et G3 des granitoïdes pré-tectoniques TTG-calco-alcalins (Eficás, Lagoa dos Bois, Nordestina et Serrinha) et quatre appartiennent au groupe G4 des granitoïdes tardi- à post-tectoniques de nature sub-alcaline à alcaline (Afonso, Cansanção, Pintado et Santa Luz).

5.1.1 Granitoïdes pré-tectoniques TTG-calco-alcalins

Le massif de Eficás. Ce massif, intrusif dans les metabasaltes de la portion centrale du Bloc de Serrinha, a une forme ovale allongée selon la direction NW-SE (12 km x 6 km, Fig. 5.1). Il est caractérisé par des roches granitiques à granodioritiques de couleur grise (Fig. 5.2a), localement porphyroïdes, de granulométrie moyenne, composées de plagioclase, feldspath potassique, quartz, biotite et localement hornblende. On observe en lame mince la présence d'apatite, de zircon, d'allanite et de magnétite (Fig. 5.3 a,b). Saussurisation des plagioclases, et altération de la biotite en chlorite sont remarquables. Des zones de cisaillement, des filonets d'aplite et de quartz sont aussi observés. Les roches sont plus déformées sur les bordures du massif, où les foliations sont fortement pentées. Les parties centrales, homogènes, peu foliées, sont à textures magmatiques, et les foliations sont mieux définies dans le plan vertical que dans le plan horizontal, ce qui indique que les linéations sont fortement pentées. Rios (2002) classe les roches du massif d'Eficás en granodiorites à granites calco-alcalins, et leur âge est de 2,16 Ga (2.163 ± 5 Ma, U-Pb_{zircon}).

Le massif Lagoa dos Bois. Ce massif, localisé en bordure ouest de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru, est allongé selon WNW-ESE (Fig. 5.1). Il s'agit de roches bien foliées qui sont plus isotropes au centre du massif (Fig. 5.2 a,b). Ces dernières sont grises, à grain moyen, et localement porphyroïdes. Les granites gneissifiés de la bordure sont caractérisés par des porphyroclastes de plagioclase et de feldspath potassique (Fig. 5.3 c). Les principaux minéraux outre le plagioclase et le feldspath potassique, sont le quartz, la biotite et l'amphibole, plutôt. Rios (2002) classe ces roches comme des granodiorites à granites calco-alcalins.

Le massif Nordestina. Ce massif, localisé en bordure ouest de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru, possède une forme ovale allongée selon la direction NS (Fig. 5.1). Il s'agit de TTGs calco-alcalins, plutôt trondhjémitique. Les phénocristaux sont plutôt du plagioclase, centimétrique (0,5-2cm), souvent zoné. Le massif de Nordestina est composé d'une bordure gneissifiée qui passe à des roches plus isotropes de texture magmatique vers le centre (Fig. 5.3 d, e, f). La portion magmatique est composée d'un type porphyroïde, localisé au centre du massif (Fig. 5.2d), et d'un type à grain moyen (Fig. 5.2e). Les roches gneissiques (Fig. 5.3 g,h) présentent une foliation sub-verticale (N30/85E). Filons de pegmatite et d'aplite sont souvent observés, ainsi que des zones de cisaillement dextres localisées. Plagioclase, quartz, feldspath potassique, biotite et localement amphibole sont les minéraux principaux. Apatite, zircon, sphène et opaques sont les principaux minéraux accessoires. Alves da Silva (1994) a déterminé un âge de 2,1 Ga (2.100 ± 10 Ma, Pb/Pb_{zircon}), ensuite précisé par Cruz Filho (2003a) à 2,16 Ga (2.155 ± 9 Ma, U/Pb_{zircon}).

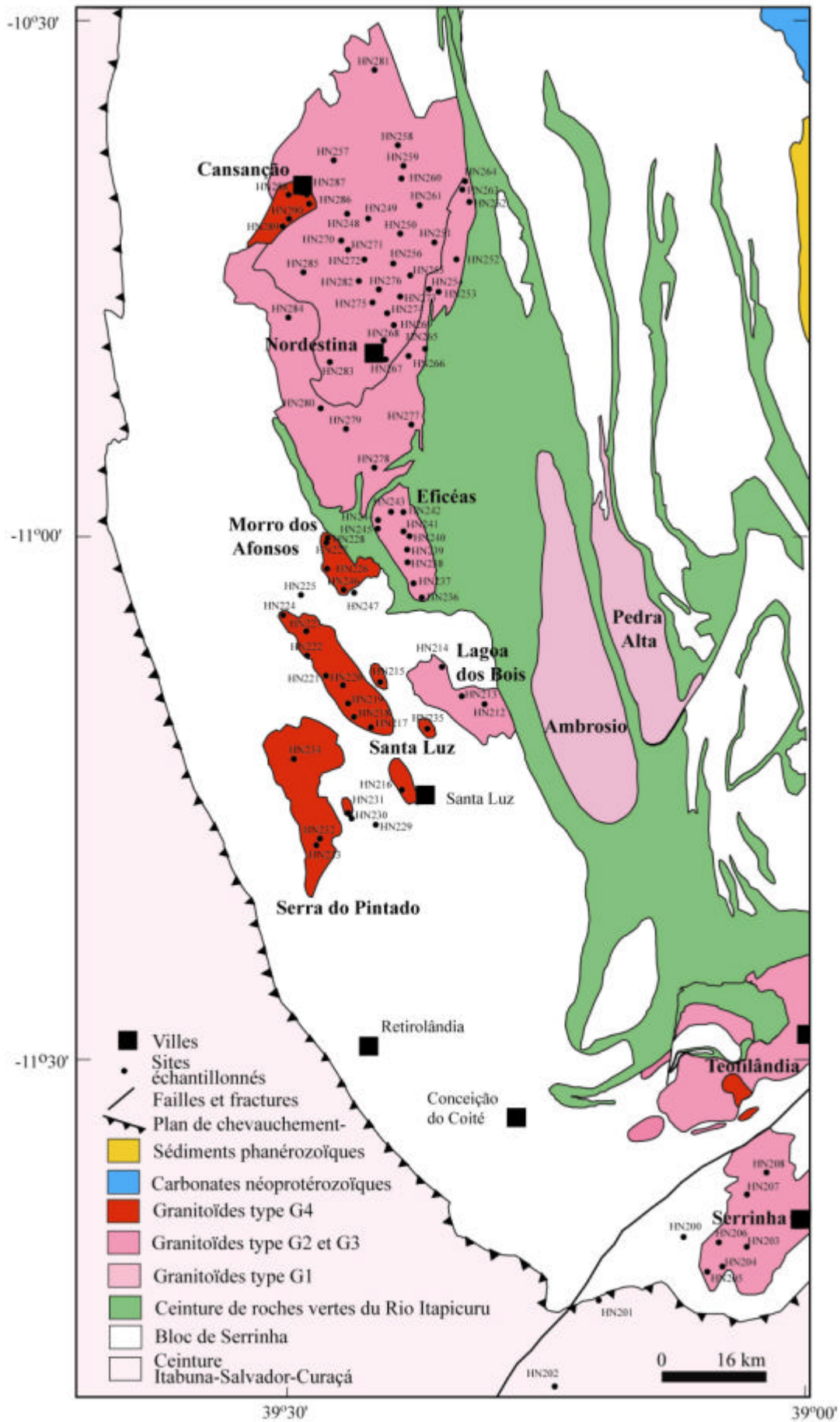


Fig. 5.1 Carte géologique du Bloc Serrinha avec les huit granitoïdes échantillonnés (modifié de PLGB 1995).

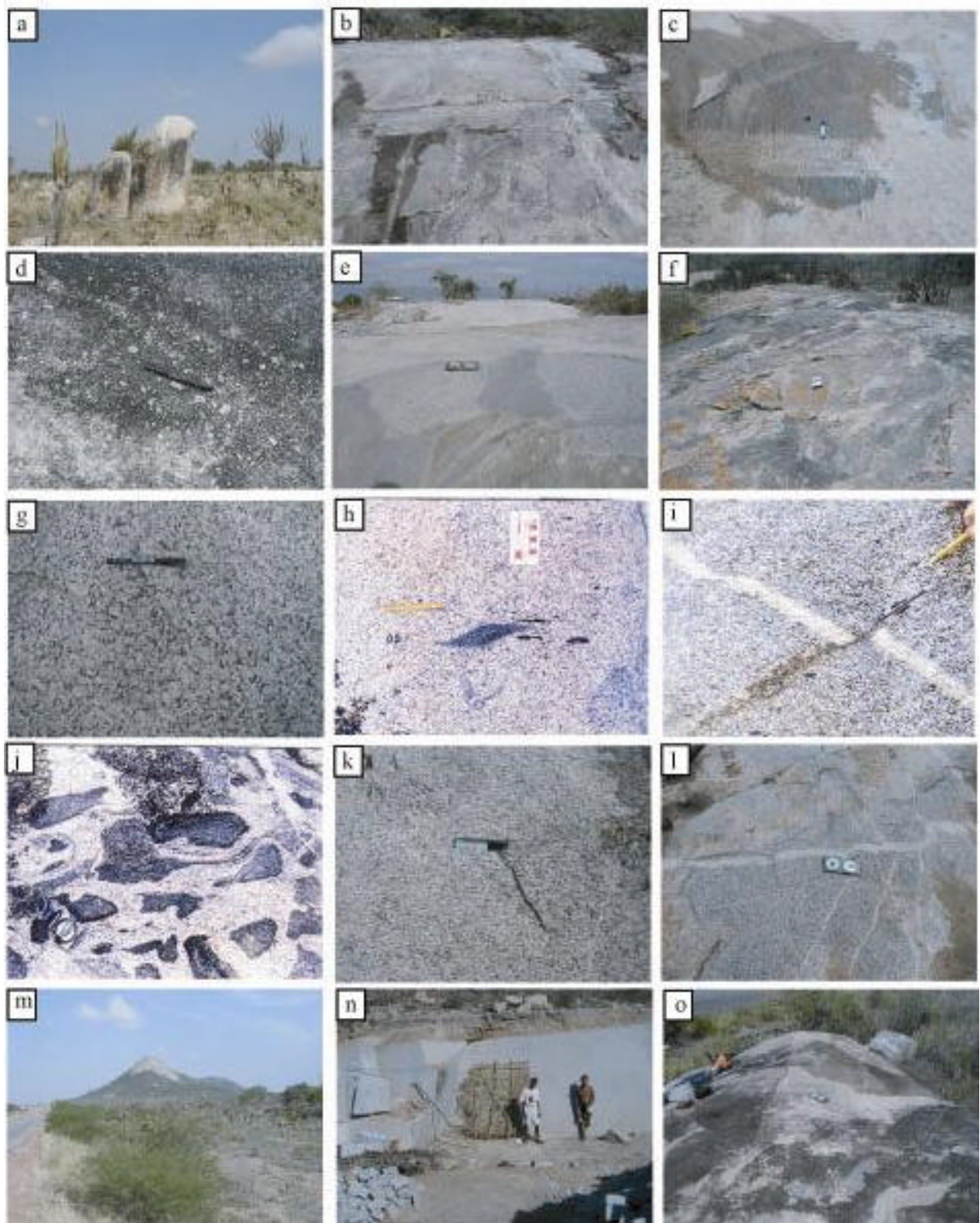


Fig. 5.2 Photographies des autres granitoïdes du bloc de Serrinha. (a) la granodiorite d'Eficéas; roches gneissifiés (b) et isotropes (c) de la granodiorite Lagoa dos Bois; faciès porphyroïde (d) et à grain moyen (e) de la trondhjemite Nordestina; cette dernière est coupée par des filons granitiques tardifs à grain fin; (f) granodiorite de Serrinha; (g) faciès cumulat de la syénite d'Afonsos; (h,j) enclaves basiques et (i) zones de cisaillement tardives de la monzonite de Cansanção; (k,l) syénite de Pintado; (m,n,o) granites type Santa Luz.

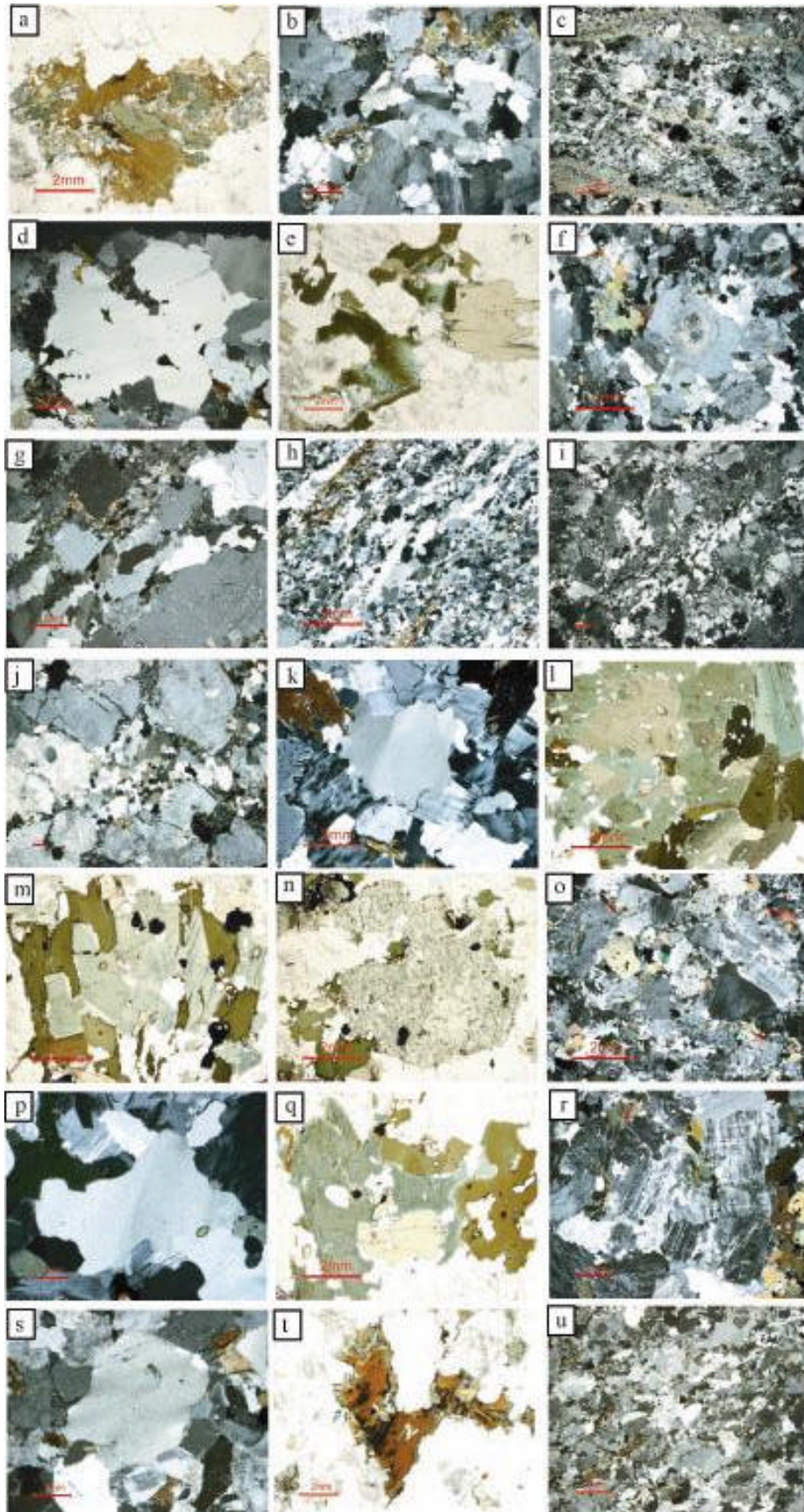


Fig. 5.3 Microphotographies des autres granitoïdes du bloc de Serrinha. Microstructure magmatique (a,b) et mylonitique (c) de la granodiorite d'Eficéas; microstructure magmatique (d,e,f) et orthogneissique (g,h) de la trondhjemite de Nordeste; microstructure mylonitique (i,j) de la granodiorite de Serrinha; microstructure magmatique de la monzonite de Cansanção (k,l), de la syénite d'Afonsos (m,n,o), de la syénite de Pintado (p,q,r) et des granites type Santa Luz (s,t,u).

Le massif de Serrinha. Le granitoïde de Serrinha, localisé au sud du Bloc de Serrinha (Fig. 5.1), est composé de deux types lithologiques qui s'interpénètrent, l'un de couleur grise et gneissifié, de composition granodioritique, et l'autre de couleur rose, de composition granitique, plus isotrope (Fig. 5.2f). Ils sont composés de feldspath potassique, quartz, plagioclase altéré, biotite chloritisée, épidote et magnétite (Fig. 5.3 i, j). Ce massif non daté, est classé par Teixeira (1992) parmi les granodiorites calco-alcalines syn-tectoniques.

5.1.2 Granitoïdes tardi- à post-tectoniques sub-alcalins à alcalins

Le massif d'Afonso. Ce massif d'environ 12 km², en bordure ouest de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru, affleure entre les roches volcaniques basiques et les roches gneissiques du Bloc de Serrinha (Fig. 5.1). Rios (1997) a identifié comme types lithologiques principaux des syénites et des cumulats de feldspaths alcalins (Fig. 5.2g). Ils sont traversés par des filons de lamprophyres, composés de plagioclase, feldspath alcalin, pyroxène, amphibole et biotite (Fig. 5.3m,n). Apatite, zircon, allanite, magnétite et sphène sont les principaux minéraux accessoires. Les foliations de flux magmatique sont souvent observées. Ces roches sont classées comme métalumineuses alcalines, d'âge autour de 2,1 Ga (2.098±4 Ma, 2.081±13 Ma Pb-Pb_{zircon}; Rios 2002).

Le massif de Cansanção. Ce massif de 24 km², localisé au Nord-Ouest de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru, s'allonge selon NW-SE, et est intrusif entre les roches gneissiques du bloc de Serrinha et les trondhjémites de Nordestina (Fig. 5.1). Il est caractérisé par des monzonites à monzodiorites à grain moyen (Fig. 5.2h, i), composées de plagioclase, feldspath alcalin, quartz, hornblende, biotite et pyroxène. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, l'allanite, les opaques et le zircon (Fig. 5.3k, l). Cinq faciès ont été identifiés caractérisant un trend bien défini de différenciation d'un magma de composition monzonitique (Nascimento 1996). Le massif présente des enclaves et des cheminées d'enclaves basiques, donnant deux types principaux: des enclaves microgrenues basiques et des enclaves cumulats (Fig. 5.2 j). L'analyse structurale indique que la distribution des structures magmatiques, dissymétriques et concentriques, sont indépendantes de la déformation régionale. Ces monzonites sont des roches sub-alcalines à alcalines de nature tardi- à post-orogéniques, formées en contexte collisionnel (Nascimento 1996). Un âge de 2,02 Ga (2.025±47 Ma, Rb/Sr; Sabaté *et al.* 1990) a été déterminé pour sa mise en place, avec un Sr_i = 0,703. Rios (2002) trouve un âge un peu plus ancien de 2,10 Ga (2.105±3 Ma, Pb/Pb_{zircon}) pour la cristallisation de ce massif. Les données Sm-Nd indiquent un âge modèle de 2,38 Ga et un εNd = -3 (Nascimento 1996).

Le massif de Serra do Pintado. Ce petit massif de 16 km², localisé dans la partie Sud-Ouest du bloc de Serrinha, est allongé selon NNW-SSE (Fig. 5.1). Il est composé de syénites roses, à grain moyen à gros avec des figures de flux magmatique (Fig. 5.2k, l). Le feldspath alcalin, le quartz, la biotite, l'hornblende, et le diopside (Fig. 5.3p, q, r) sont les principaux minéraux et leurs accessoires sont le zircon, l'apatite, l'allanite et des opaques. Ces syénites métalumineuses, de nature alcaline, ont un âge de cristallisation de 2,1 Ga (2.097±2 Ma, U-Pb_{zircon}; Rios 2002).

Les massifs de Santa Luz. Les granitoïdes de type Santa Luz sont intrusifs dans le socle gneissique au Sud-Ouest du Bloc Serrinha (Fig. 5.1). Il s'agit de petits corps de monzogranite à granite grisâtres avec des structures typiquement magmatiques (Fig. 5.2m, n, o). Ces roches sont composées principalement de feldspath potassique, plagioclase, quartz et biotite, et accessoirement par l'allanite, l'apatite, le zircon, et de rares opaques (Fig. 5.3 s, t, u). Il s'agit de granites potassiques sub-alcalins à alcalins d'âge 2,07 Ga (2.072±1 Ma, U-Pb_{zircon}; Rios 2002).

5.2 Minéralogie

Onze échantillons provenant des différents granitoïdes ont été analysés pour leur chimie minérale. 2 sites appartiennent à la trondhjémite de Nordestina, 1 au granite d'Eficéas, 1 au granite de Serrinha, 4 à la monzonite de Cansanção, 2 à la syénite d'Afonso et 1 à la syénite de Serra do Pintado. Ces analyses ont été effectuées avec la microsonde CAMEBAX SX50 de l'Université de Toulouse (France).

5.2.1 Plagioclases

Les analyses de plagioclase sont présentées dans le Tableau 5.1. Les plagioclases du granodiorite d'Eficéas (An_{26-23}) sont des oligoclases, ceux de la trondhjémite de Nordestina sont un peu plus sodiques (An_{21}), ceux du granite de Serrinha (An_{18-5}) et de la monzonite de Cansanção (An_{14-5}) varient d'oligoclase à albite, et les rares plagioclases de la syénite d'Afonso sont des albites (An_1).

5.2.2 Amphiboles

63 analyses d'amphibole ont été faites pour les différents granitoïdes (Tab. 5.2). Toutes les amphiboles sont des amphiboles calciques (Fig. 5.4). Les amphiboles de la granodiorite d'Eficéas (compositions entre l'hastingsite et la ferroschermakite) et de la trondhjémite de Nordestina (ferrohornblendes) sont des Fe-amphiboles. Les amphiboles de la syénite de Pintado ont des compositions situées entre la ferrohornblende et la magnésiohornblende. Les amphiboles des autres granitoïdes sont plutôt des magnésiohornblendes, et quelques échantillons des massifs de Cansanção et d'Afonso tombent dans les champs de l'édenite et de l'actinolite (Fig. 5.4a,b).

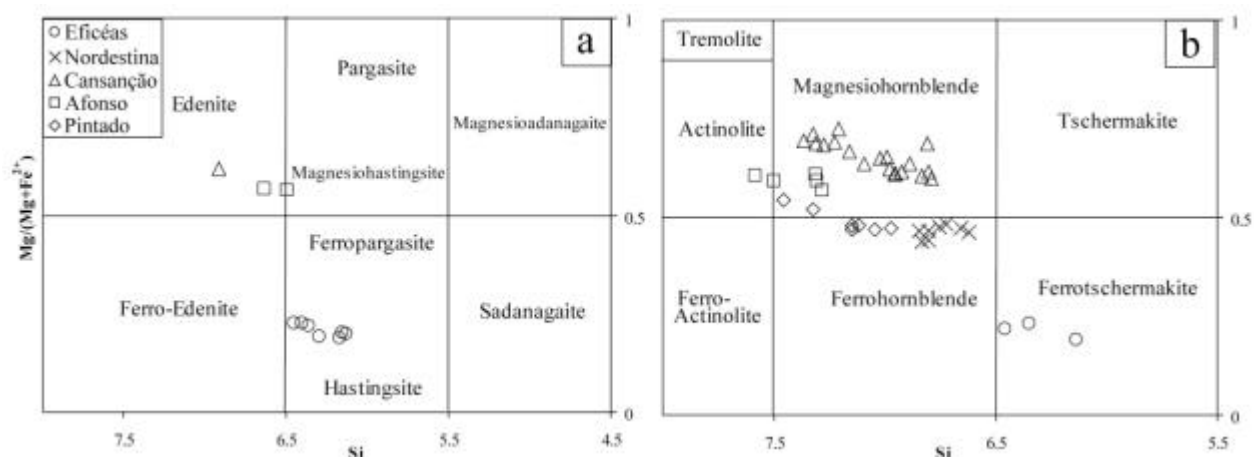


Fig. 5.4 Diagrammes de classification des amphiboles calciques pauvres en Ti. (a) $(Na+K)_A \geq 0,50$; (b) $(Na+K)_A < 0,50$ (après Leake *et al.* 1997) et position des amphiboles des massifs d'Eficéas, de Nordestina, de Cansanção, d'Afonso et de Pintado.

Les pressions calculées par le logiciel de Yavuz (1999) avec le géobaromètre de Schmidt, varient entre 860 et 197 MPa (Tab. 5.3). Les plus hautes pressions (860 MPa) appartiennent à la granodiorite d'Eficéas, et indiquent une profondeur de mise en place de plus de 24 km. Des pressions autour de 420 MPa et 430 MPa (12 km) sont calculées pour la trondhjémite de Nordestina et de la syénite d'Afonso, respectivement. Enfin, des profondeurs de mise en place relativement superficielles (~ 6 km) ressortent des données de pression des massifs de Serra do Pintado et de Cansanção, avec des valeurs de 197 MPa et 207 MPa, respectivement.

Table 5.1 Compositions et formule structurale de plagioclases basés sur 8 O (c,i,b sont respectivement le centre, l'intermédiaire et la bordure des cristaux)

Roche	Serrinha		Afonso	Eficás		Nordestina		Cansanção			
Echant.	207-1-2b	207-1-5	226-1-3	237-1-1	237-2-1c	285-2-2	285-3-1	286-1-1b	286-1-1c	288-2-1c2	289-1-1b
SiO ₂	67,20	64,27	68,51	62,65	61,17	64,54	64,13	65,60	65,88	65,87	67,61
Al ₂ O ₃	20,55	22,53	19,76	23,58	23,96	23,10	23,04	21,76	21,74	21,86	20,42
CaO	1,05	3,95	0,23	5,09	5,93	4,34	4,38	2,61	2,81	2,97	1,14
Na ₂ O	11,03	9,68	11,93	9,26	9,27	8,94	9,26	10,47	10,38	10,03	11,44
K ₂ O	0,97	0,13	0,04	0,10	0,33	0,19	0,11	0,08	0,11	0,31	0,07
total	100,80	100,56	100,63	100,68	100,66	101,11	100,92	100,52	100,92	101,04	100,68
Si	2,93	2,82	2,98	2,76	2,72	2,81	2,81	2,87	2,87	2,87	2,94
Al	1,06	1,17	1,01	1,23	1,25	1,19	1,19	1,12	1,12	1,12	1,05
Ca	0,05	0,19	0,01	0,24	0,28	0,20	0,21	0,12	0,13	0,14	0,05
Na	0,93	0,82	1,01	0,79	0,80	0,76	0,79	0,89	0,88	0,85	0,97
K	0,05	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
total	5,02	5,01	5,01	5,03	5,07	4,97	4,99	5,01	5,01	4,99	5,02
% An	4,76	18,29	1,07	23,17	25,68	20,91	20,59	12,05	12,93	13,80	5,22
% Ab	90,04	81,01	98,46	76,28	72,61	78,01	78,80	87,53	86,46	84,46	94,42
% Or	5,20	0,70	0,21	0,55	1,71	1,08	0,60	0,42	0,61	1,74	0,37

Tableau 5.2 Compositions et formules structurales des amphiboles (c,i,b sont respectivement le centre, l'intermédiaire et la bordure des cristaux)

Roche	Afonso								Pintado							
Echant.	226-1-2b1	226-1-2c1	226-1-3c1	226-1-3B2	228-1-1b	228-1-1c	228-1-1b2	234-2-1b1	234-2-2b1	234-2-2c1	234-2-3b1	234-2-3b2	234-2-4b1	234-2-3c1		
SiO ₂	48,63	51,18	49,44	49,84	51,53	43,09	44,38	48,45	50,02	46,96	47,26	46,15	46,48	47,31		
Al ₂ O ₃	4,53	3,32	4,20	4,13	2,98	8,96	8,73	4,10	3,47	5,93	5,40	6,25	5,96	5,62		
TiO ₂	0,36	0,14	0,30	0,31	0,00	1,85	1,84	0,43	0,42	0,88	0,90	1,11	0,94	1,21		
Fe ₂ O ₃	3,31	2,05	4,08	4,45	3,23	4,09	1,94	3,86	3,30	2,01	3,64	3,26	2,94	1,49		
FeO	15,34	15,35	14,67	14,03	14,44	14,47	15,21	16,66	16,31	17,91	17,90	18,13	18,39	18,87		
MnO	0,52	0,47	0,35	0,45	0,51	0,49	0,18	0,55	0,52	0,51	0,49	0,54	0,41	0,54		
MgO	11,30	12,55	11,88	12,19	12,34	10,42	11,10	10,10	10,87	9,29	9,32	9,14	9,14	9,31		
aO	11,62	12,42	11,75	11,49	11,73	11,00	11,48	11,25	11,35	10,93	11,36	11,36	11,32	11,33		
Na ₂ O	1,17	0,68	1,04	1,39	0,73	2,50	2,19	1,08	1,02	1,68	1,28	1,58	1,51	1,44		
K ₂ O	0,65	0,39	0,62	0,54	0,31	1,24	1,30	0,63	0,47	0,74	0,78	0,94	0,90	0,91		
F	0,85	0,91	0,88	1,08	0,52	0,85	0,95	0,91	1,64	1,57	1,25	1,17	1,21	1,53		
l	0,04	0,05	0,06	0,02	0,01	0,10	0,14	0,05	0,04	0,06	0,05	0,10	0,06	0,06		
H ₂ O	1,59	1,60	1,60	1,53	1,79	1,56	1,52	1,54	1,22	1,21	1,38	1,41	1,39	1,25		
O=F,Cl	0,37	0,39	0,38	0,46	0,22	0,38	0,43	0,39	0,70	0,67	0,54	0,51	0,52	0,65		
Total	99,54	100,72	100,49	100,99	99,90	100,24	100,53	99,22	99,95	99,01	100,47	100,63	100,13	100,22		
Si	7,28	7,50	7,31	7,31	7,58	6,50	6,63	7,32	7,46	7,15	7,12	6,97	7,05	7,14		
Al _{IV}	0,72	0,50	0,69	0,69	0,42	1,50	1,37	0,68	0,55	0,85	0,88	1,03	0,96	0,86		
Al _{VI}	0,08	0,07	0,04	0,02	0,10	0,09	0,17	0,05	0,07	0,21	0,08	0,09	0,11	0,14		
Ti	0,04	0,02	0,03	0,03	0,00	0,21	0,21	0,05	0,05	0,10	0,10	0,13	0,11	0,14		
Fe ³⁺	0,37	0,23	0,45	0,49	0,36	0,46	0,22	0,44	0,37	0,23	0,41	0,37	0,34	0,17		
Fe ²⁺	1,92	1,88	1,81	1,72	1,78	1,82	1,90	2,11	2,03	2,28	2,25	2,29	2,33	2,38		
Mn ²⁺	0,07	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,02	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05	0,07		
Mg	2,52	2,74	2,62	2,67	2,71	2,34	2,47	2,28	2,41	2,11	2,09	2,06	2,06	2,10		
a	1,86	1,95	1,86	1,80	1,85	1,78	1,84	1,82	1,81	1,78	1,83	1,84	1,84	1,83		
Na _A	0,20	0,14	0,16	0,21	0,06	0,51	0,47	0,14	0,10	0,27	0,20	0,30	0,29	0,25		
Na _B	0,14	0,05	0,14	0,19	0,15	0,22	0,16	0,18	0,19	0,22	0,17	0,16	0,16	0,17		
K	0,12	0,07	0,12	0,10	0,06	0,24	0,25	0,12	0,09	0,14	0,15	0,18	0,17	0,18		
(Na+K) _A	0,32	0,22	0,28	0,31	0,12	0,75	0,72	0,26	0,19	0,42	0,35	0,48	0,46	0,43		
F	0,40	0,42	0,41	0,50	0,24	0,41	0,45	0,44	0,77	0,75	0,60	0,56	0,58	0,73		
Cl	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02		
OH	1,59	1,57	1,58	1,50	1,75	1,57	1,51	1,55	1,22	1,23	1,39	1,42	1,41	1,26		
Tot-cat	17,33	17,22	17,28	17,30	17,12	17,75	17,72	17,26	17,20	17,42	17,36	17,48	17,46	17,43		
XMg	0,57	0,59	0,59	0,61	0,60	0,56	0,57	0,52	0,54	0,48	0,48	0,47	0,47	0,47		

Tableau 5.2 (suite) Compositions et formules structurales des amphiboles (c,i,b sont respectivement le centre, l'intermédiaire et la bordure des cristaux)

Roche	Eficéas										Nordestina							
Echant.	237-1-1b	237-1-2c	237-1-2b	237-1-3b	237-1-3c	237-1-4b	237-2-1b	237-2-1c	237-2-2b	237-2-2c	285-2-1b	285-2-2b	285-2-2c	285-2-4b	285-2-5b	285-2-2c	285-2-b	285-3-1b
SiO ₂	41,24	40,90	41,56	39,40	41,48	39,95	38,76	39,42	39,64	40,67	44,66	45,63	45,07	44,86	44,87	43,87	44,06	44,73
Al ₂ O ₃	10,93	11,54	11,17	14,39	10,96	13,41	13,27	13,09	14,21	11,35	8,75	8,03	8,93	8,46	8,75	9,39	9,22	8,62
TiO ₂	1,02	0,89	0,86	0,43	0,88	0,50	0,88	0,81	0,70	0,94	0,87	0,83	1,05	0,95	1,05	1,17	0,79	1,00
Fe ₂ O ₃	3,58	5,46	4,47	4,91	3,73	2,62	4,43	4,95	4,19	4,40	3,96	3,74	1,56	3,25	4,06	3,88	4,71	2,21
FeO	23,55	21,74	22,79	21,67	23,20	22,93	22,36	22,48	22,33	22,72	16,85	17,60	18,60	17,57	16,89	17,27	16,71	18,47
MnO	0,70	0,85	0,64	0,71	0,73	0,79	0,60	0,61	0,56	0,76	0,50	0,64	0,49	0,29	0,52	0,59	0,45	0,55
MgO	3,86	3,67	3,58	2,89	3,76	3,05	3,08	3,21	2,88	3,57	8,59	8,59	8,18	8,59	8,83	8,30	8,46	8,23
aO	11,86	11,40	11,44	11,50	11,53	11,61	10,89	11,62	11,14	11,51	11,58	11,98	11,73	11,73	11,92	11,95	11,88	11,83
Na ₂ O	1,05	0,89	0,79	0,93	1,02	0,90	1,54	0,97	1,14	1,02	1,16	0,83	1,06	0,96	1,05	1,01	0,99	1,12
K ₂ O	1,40	1,41	1,39	1,50	1,40	1,46	1,83	1,66	1,70	1,43	0,96	0,96	1,08	1,04	0,94	1,11	0,98	0,94
F	1,05	0,56	0,83	0,77	0,77	0,35	0,81	0,98	0,73	0,90	0,62	0,56	0,40	0,29	0,29	0,36	0,49	0,20
l	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,37	0,00	0,03	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01
H ₂ O	1,43	1,67	1,53	1,56	1,55	1,73	1,42	1,46	1,57	1,48	1,68	1,73	1,79	1,84	1,86	1,82	1,74	1,87
O=F,Cl	0,45	0,23	0,35	0,32	0,33	0,16	0,42	0,41	0,32	0,39	0,26	0,24	0,17	0,12	0,12	0,15	0,22	0,09
Total	101,25	100,76	100,71	100,36	100,71	99,18	99,82	100,85	100,50	100,41	99,93	100,89	99,77	99,71	100,92	100,57	100,29	99,69
Si	6,40	6,35	6,46	6,13	6,46	6,30	6,13	6,15	6,17	6,36	6,75	6,85	6,83	6,80	6,72	6,62	6,66	6,80
Al _{IV}	1,60	1,65	1,55	1,87	1,54	1,70	1,87	1,85	1,83	1,64	1,25	1,16	1,17	1,20	1,28	1,38	1,34	1,20
Al _{VI}	0,40	0,46	0,50	0,77	0,47	0,79	0,60	0,56	0,78	0,45	0,31	0,26	0,43	0,31	0,27	0,29	0,30	0,35
Ti	0,12	0,10	0,10	0,05	0,10	0,06	0,10	0,10	0,08	0,11	0,10	0,09	0,12	0,11	0,12	0,13	0,09	0,11
Fe ³⁺	0,42	0,64	0,52	0,58	0,44	0,31	0,53	0,58	0,49	0,52	0,45	0,42	0,18	0,37	0,46	0,44	0,54	0,25
Fe ²⁺	3,06	2,82	2,96	2,82	3,02	3,02	2,96	2,93	2,91	2,97	2,13	2,21	2,36	2,23	2,12	2,18	2,11	2,35
Mn ²⁺	0,09	0,11	0,08	0,09	0,10	0,11	0,08	0,08	0,07	0,10	0,06	0,08	0,06	0,04	0,07	0,08	0,06	0,07
Mg	0,89	0,85	0,83	0,67	0,87	0,72	0,73	0,75	0,67	0,83	1,94	1,92	1,85	1,94	1,97	1,87	1,91	1,87
a	1,97	1,90	1,90	1,92	1,92	1,96	1,85	1,94	1,86	1,93	1,88	1,92	1,90	1,91	1,91	1,93	1,92	1,93
Na _A	0,29	0,17	0,14	0,20	0,23	0,24	0,31	0,23	0,20	0,24	0,22	0,17	0,22	0,19	0,21	0,22	0,21	0,26
Na _B	0,03	0,10	0,10	0,08	0,08	0,04	0,16	0,06	0,14	0,07	0,12	0,07	0,09	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07
K	0,28	0,28	0,28	0,30	0,28	0,29	0,37	0,33	0,34	0,29	0,19	0,18	0,21	0,20	0,18	0,21	0,19	0,18
(Na+K) _A	0,56	0,45	0,41	0,50	0,51	0,53	0,68	0,57	0,54	0,52	0,41	0,36	0,43	0,39	0,40	0,44	0,40	0,44
F	0,51	0,27	0,41	0,38	0,38	0,17	0,40	0,48	0,36	0,44	0,30	0,27	0,19	0,14	0,14	0,17	0,23	0,10
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,10	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
OH	1,48	1,72	1,59	1,62	1,61	1,82	1,50	1,52	1,64	1,54	1,70	1,73	1,81	1,86	1,86	1,83	1,76	1,90
Tot-cat	17,57	17,44	17,42	17,50	17,51	17,53	17,69	17,57	17,54	17,52	17,40	17,35	17,42	17,39	17,40	17,44	17,40	17,44
XMg	0,23	0,23	0,22	0,19	0,22	0,19	0,20	0,20	0,19	0,22	0,48	0,47	0,44	0,47	0,48	0,46	0,47	0,44

Tableau 5.2 (suite) Compositions et formules structurales des amphiboles (c,i,b sont respectivement le centre, l'intermédiaire et la bordure des cristaux).

Roche	Cansanção															
	286-2-2b1	286-2-2c	286-2-2b2	286-2-3b1	286-2-3c	288-3-2b1	288-3-3b1	288-3-4c1	289-1-1b	289-1-1c	289-1-2b	289-1-3b	289-1-4b	289-1-4b1	289-1-5b1	289-1-5c1
Echant.	286-2-2b1	286-2-2c	286-2-2b2	286-2-3b1	286-2-3c	288-3-2b1	288-3-3b1	288-3-4c1	289-1-1b	289-1-1c	289-1-2b	289-1-3b	289-1-4b	289-1-4b1	289-1-5b1	289-1-5c1
SiO ₂	45,95	45,65	46,93	45,38	45,35	48,68	46,53	46,36	48,02	47,19	50,58	49,43	49,80	50,50	50,85	49,75
Al ₂ O ₃	7,61	7,37	7,03	7,01	7,20	5,58	6,81	7,05	6,27	6,72	4,50	4,75	4,37	4,18	4,25	4,42
TiO ₂	0,84	1,08	0,84	0,75	0,83	0,60	0,88	0,83	0,76	0,93	0,38	0,48	0,52	0,35	0,19	0,27
Fe ₂ O ₃	5,22	4,96	4,07	5,53	5,91	2,66	3,92	6,63	4,78	4,11	3,71	5,00	5,90	4,77	3,15	3,62
FeO	13,35	13,00	13,30	13,29	12,51	12,11	12,76	10,41	12,10	13,42	11,51	10,91	9,82	10,43	11,40	11,71
MnO	0,53	0,29	0,38	0,44	0,60	0,33	0,31	0,45	0,40	0,35	0,27	0,44	0,25	0,22	0,32	0,20
MgO	11,12	11,22	11,63	11,53	11,25	13,58	12,46	12,74	12,69	11,93	14,11	13,59	14,36	14,34	14,41	14,07
aO	11,70	11,32	11,94	11,95	11,38	12,17	12,15	11,55	11,67	11,46	11,90	11,77	11,87	11,93	12,08	12,36
Na ₂ O	1,37	1,43	1,00	1,51	1,46	1,14	1,29	1,53	1,35	1,67	1,21	1,00	1,10	0,87	1,15	0,86
K ₂ O	0,99	0,93	0,75	0,88	0,96	0,65	0,90	0,89	0,83	0,89	0,46	0,54	0,50	0,51	0,50	0,56
F	1,01	0,81	0,97	0,79	0,70	1,20	1,18	1,18	0,30	0,95	0,60	1,12	0,87	1,03	1,10	0,62
l	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,02	0,05	0,09	0,09	0,09	0,11	0,05	0,04	0,05	0,05	0,09
H ₂ O	1,54	1,61	1,55	1,63	1,66	1,47	1,45	1,46	1,89	1,56	1,76	1,51	1,65	1,56	1,54	1,73
O=F,Cl	0,43	0,34	0,42	0,33	0,30	0,50	0,51	0,51	0,15	0,42	0,28	0,48	0,38	0,44	0,47	0,28
Total	100,82	99,35	100,02	100,37	99,53	99,69	100,18	100,66	101,00	100,85	100,82	100,11	100,67	100,30	100,52	99,98
Si	6,80	6,83	6,95	6,77	6,80	7,16	6,89	6,81	7,02	6,95	7,31	7,23	7,21	7,32	7,36	7,27
Al _{IV}	1,20	1,17	1,05	1,23	1,20	0,84	1,11	1,19	0,98	1,05	0,69	0,77	0,75	0,68	0,64	0,73
Al _{VI}	0,12	0,13	0,18	0,00	0,07	0,13	0,08	0,03	0,10	0,12	0,08	0,05	0,00	0,04	0,09	0,04
Ti	0,09	0,12	0,09	0,09	0,09	0,07	0,10	0,09	0,08	0,10	0,04	0,05	0,06	0,04	0,02	0,03
Fe ³⁺	0,58	0,56	0,45	0,62	0,67	0,30	0,44	0,73	0,53	0,46	0,40	0,55	0,64	0,52	0,34	0,40
Fe ²⁺	1,65	1,63	1,65	1,66	1,57	1,49	1,58	1,28	1,48	1,65	1,39	1,33	1,19	1,27	1,38	1,43
Mn ²⁺	0,07	0,04	0,05	0,06	0,08	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02
Mg	2,45	2,50	2,57	2,56	2,51	2,98	2,75	2,79	2,77	2,62	3,04	2,96	3,10	3,10	3,11	3,07
a	1,86	1,81	1,90	1,91	1,83	1,92	1,93	1,82	1,83	1,81	1,84	1,84	1,84	1,85	1,87	1,94
Na _A	0,25	0,24	0,18	0,35	0,25	0,25	0,30	0,26	0,21	0,29	0,18	0,12	0,16	0,10	0,20	0,18
Na _B	0,14	0,18	0,11	0,09	0,17	0,08	0,07	0,18	0,17	0,19	0,16	0,16	0,15	0,15	0,12	0,06
K	0,19	0,18	0,14	0,17	0,18	0,12	0,17	0,17	0,16	0,17	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10
(Na+K) _A	0,44	0,41	0,32	0,51	0,44	0,37	0,47	0,42	0,37	0,45	0,26	0,22	0,25	0,19	0,30	0,29
F	0,47	0,38	0,46	0,37	0,33	0,56	0,55	0,55	0,14	0,44	0,27	0,52	0,40	0,47	0,51	0,29
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
OH	1,52	1,61	1,53	1,63	1,66	1,44	1,44	1,43	1,84	1,54	1,70	1,47	1,59	1,51	1,48	1,69
Tot-cat	17,44	17,41	17,32	17,51	17,44	17,36	17,47	17,42	17,37	17,45	17,27	17,23	17,24	17,19	17,29	17,28
XMg	0,60	0,61	0,61	0,61	0,62	0,67	0,64	0,69	0,65	0,61	0,69	0,69	0,72	0,71	0,69	0,68

Tableau 5.3 Données de pression

Massif	Echantillon # (nombre d'analyses)	Type de Microstructure	Moyenne pression (MPa): (max-min)
Afonso	HN228 (1)	1	431
Pintado	HN234 (3)	1	197 (229-155)
Eficéas	HN237 (6)	?	860 (956-651)
Nordestina	HN285 (6)	2	420 (435-375)
Cansanção	HN286 (3)	1	300 (331-283)
Cansanção	HN288 (2)	1	212 (265-159)
Cansanção	HN289 (3)	1	119 (213-54)
Cansanção	HN290 (5)	1	226 (257-196)

5.2.4 Biotites

44 cristaux de biotite ont été analysés. Les analyses et les formules structurales calculées sont présentées dans le Tableau 5.4.

Le X_{Mg} est plus élevé dans la monzonite de Cansanção (moyenne à 0,57) et dans la syénite d'Afonso (moyenne à 0,53), que dans les granitoïdes de Nordestina et de Serrinha (moyennes de 0,43), et dans la syénite de Serra do Pintado (0,42). La granodiorite d'Eficéas présente des valeurs plus faibles de X_{Mg} (moyenne à 0,22).

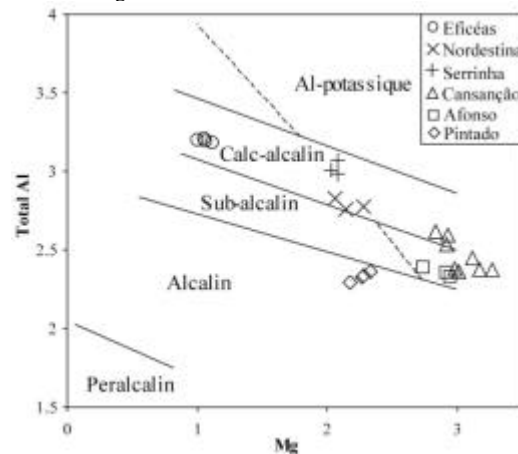


Fig. 5.5 Diagramme Al total-Mg de Nachit et al. (1985).

Le diagramme de Nachit *et al.* (1985, Fig. 5.5) montre une concentration de données dans le champ calco-alcalin pour les granitoïdes d'Eficéas, de Serrinha et de Nordestina, dans le champ subalcalin pour les massifs de Cansanção et d'Afonso, et dans le champ alcalin pour la syénite de Pintado. Les biotites ont des compositions à peu près semblables dans la monzonite de Cansanção et la syénite d'Afonso.

5.3 Microstructures

Les microstructures ont été étudiées de la même façon que dans la région de Teofilândia, à partir de 53 lames minces (Fig. 5.6, Tab. 5.5). On retrouve la plupart des figures microstructurales observées dans les granitoïdes de Teofilândia à l'exception de l'empreinte hydrothermale.

Les microstructures magmatiques caractérisent les massifs de Serra do Pintado, du Morro do Afonso et de Santa Luz (Fig. 5.3 k-u). Ces massifs, plus tardifs et peu déformés sont donc postérieurs à la déformation à l'état solide, de haute température que nous associons à la collision transamazonienne.

Le massif de Nordestina, au contraire, ne présente des microstructures magmatiques que dans les régions centrales (Fig. 5.6, Fig. 5.3d, e, f). Sa périphérie est caractérisée par des microstructures orthogneissiques comme l'indiquent bien les données de terrain (Fig. 5.3g, h). La même caractéristique est observée dans le massif d'Eficéas (Fig. 5.6, Fig. 5.3a, b), bien que des microstructures mylonitiques soient rencontrées dans les bordures de ce massif (Fig. 5.3c). Ainsi, il s'agit des granitoïdes pré- à syn-tectoniques. Le granitoïde de Serrinha est caractérisé par des microstructures mylonitiques faiblement développées au Nord et bien développées au Sud (Fig. 5.3i, j), qui se superimposent aux microstructures magmatiques primaires presque totalement effacées par les événements tectoniques postérieurs.

Tableau 5.4 Compositions et formules structurales de la biotite basées sur 20 O.

Roches	Serrinha			Afonso			Pintado			
Echant.	207-1-1	207-1-1a	207-1-2	226-1-1	228-2-2	228-bi-x	234-2-1b1	234-2-2b1	234-2-21	234-2-4
SiO ₂	35,59	35,43	36,19	38,53	37,69	37,29	36,90	37,21	37,39	37,37
Al ₂ O ₃	16,50	16,82	16,53	12,93	12,99	13,01	12,64	12,87	12,69	12,45
TiO ₂	2,74	2,65	2,69	1,43	1,24	1,06	2,71	2,21	2,42	3,01
FeO _t	21,71	21,17	21,49	19,31	20,65	21,38	23,16	23,51	23,42	23,20
MnO	0,33	0,28	0,40	0,35	0,31	0,24	0,17	0,18	0,25	0,20
MgO	8,78	9,03	9,10	12,93	12,64	11,83	9,77	10,03	9,75	9,32
CaO	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	9,54	9,06	9,44	9,82	9,93	9,91	9,49	9,51	9,48	9,25
BaO	0,00	0,19	0,04	0,15	0,23	0,14	0,00	0,00	0,14	0,13
ZnO	0,09	0,16	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
F	0,11	0,97	0,77	2,96	1,61	1,38	1,83	1,72	2,11	2,10
Cl	0,14	0,13	0,08	0,02	0,01	0,00	0,08	0,06	0,16	0,15
H ₂ O	3,79	3,38	3,53	2,52	3,13	3,20	2,94	3,03	2,82	2,80
O=F,Cl	0,08	0,44	0,34	1,26	0,68	0,58	0,79	0,73	0,93	0,91
Total	99,28	98,90	100,01	99,69	99,76	98,91	98,93	99,61	99,78	99,07
Si	5,51	5,48	5,54	5,88	5,79	5,80	5,78	5,79	5,82	5,84
Al _{IV}	2,50	2,52	2,46	2,12	2,21	2,20	2,22	2,21	2,18	2,16
Al _{VI}	0,51	0,55	0,53	0,21	0,15	0,19	0,12	0,15	0,15	0,14
Al total	3,01	3,07	2,98	2,33	2,35	2,39	2,33	2,36	2,33	2,29
Ti	0,32	0,31	0,31	0,16	0,14	0,12	0,32	0,26	0,28	0,35
Fe ²⁺	2,81	2,74	2,75	2,47	2,66	2,78	3,04	3,06	3,05	3,03
Mn	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Mg	2,03	2,08	2,08	2,94	2,90	2,74	2,28	2,33	2,26	2,17
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,88	1,79	1,85	1,91	1,95	1,97	1,90	1,89	1,88	1,85
Ba	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Zn	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
F	0,05	0,48	0,37	1,43	0,78	0,68	0,91	0,85	1,04	1,04
Cl	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04
OH	3,91	3,49	3,61	2,56	3,21	3,32	3,07	3,14	2,92	2,92
Total	8,09	7,93	8,07	9,21	9,35	9,28	9,23	9,20	9,20	9,14
XMg	0,42	0,43	0,43	0,54	0,52	0,50	0,43	0,43	0,43	0,42

Roches	Eficás				Nordestina			Cansação							
Echant.	237-1-2	237-1-3	237-2-1	237-2-2	285-2-5	258-1-1b	258-1-1	286-2-1t	286-2-1	286-2-2	288-3-2	288-3-3	289-1-b	290-1-3	290-1-4
SiO ₂	35,00	34,68	34,65	33,96	36,29	36,57	37,13	37,21	37,61	38,27	37,66	37,68	37,84	38,44	38,57
Al ₂ O ₃	17,17	17,16	17,02	17,10	15,43	15,10	15,44	14,51	13,97	14,58	13,27	13,45	13,24	13,78	13,38
TiO ₂	1,67	1,99	1,95	2,02	1,95	2,15	2,04	2,04	1,89	1,95	3,29	3,34	1,71	2,08	1,82
FeO _t	28,06	28,03	26,99	28,28	22,70	22,03	21,72	18,81	18,60	17,94	18,67	18,21	18,42	17,82	17,31
MnO	0,38	0,38	0,46	0,57	0,29	0,31	0,44	0,33	0,32	0,33	0,24	0,18	0,08	0,18	0,18
MgO	4,78	4,55	4,22	4,43	8,86	9,27	10,01	12,33	12,85	12,86	13,22	13,01	13,69	13,65	14,27
CaO	0,09	0,04	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03
Na ₂ O	0,03	0,00	0,08	0,14	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
K ₂ O	9,32	9,48	9,68	9,11	9,62	9,61	9,49	9,68	9,55	9,24	9,47	9,61	9,72	9,41	9,25
BaO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,24	0,18	0,14	0,16	0,11
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
F	0,73	0,81	0,49	0,95	0,65	0,89	0,70	1,58	1,87	1,84	1,80	1,62	0,88	1,86	1,36
Cl	0,01	0,00	0,11	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,02	0,08	0,10	0,14	0,05	0,06
H ₂ O	3,46	3,42	3,50	3,30	3,54	3,45	3,60	3,17	3,03	3,10	3,10	3,17	3,47	3,08	3,31
O=F,Cl	0,31	0,34	0,24	0,41	0,28	0,37	0,30	0,68	0,80	0,78	0,78	0,70	0,40	0,79	0,58
Total	100,39	100,20	99,04	99,70	99,05	99,09	100,27	99,05	99,16	99,59	100,26	99,89	98,93	99,72	99,13
Si	5,51	5,47	5,53	5,41	5,65	5,67	5,67	5,69	5,74	5,77	5,69	5,70	5,78	5,79	5,83
Al _{IV}	2,49	2,53	2,47	2,59	2,35	2,33	2,34	2,31	2,26	2,23	2,31	2,30	2,22	2,21	2,17
Al _{VI}	0,69	0,66	0,73	0,62	0,48	0,43	0,44	0,31	0,26	0,37	0,05	0,10	0,16	0,24	0,21
Al total	3,18	3,19	3,20	3,21	2,83	2,76	2,78	2,62	2,52	2,59	2,36	2,40	2,38	2,45	2,38
Ti	0,20	0,24	0,23	0,24	0,23	0,25	0,23	0,24	0,22	0,22	0,37	0,38	0,20	0,24	0,21
Fe ²⁺	3,69	3,70	3,60	3,77	2,95	2,86	2,77	2,41	2,37	2,26	2,36	2,31	2,35	2,25	2,19
Mn	0,05	0,05	0,06	0,08	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
Mg	1,12	1,07	1,00	1,05	2,05	2,14	2,28	2,81	2,92	2,89	2,98	2,94	3,12	3,07	3,21
Ca	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	1,87	1,91	1,97	1,85	1,91	1,90	1,85	1,89	1,86	1,78	1,83	1,86	1,89	1,81	1,78
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Zn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,36	0,41	0,25	0,48	0,32	0,44	0,34	0,77	0,90	0,88	0,86	0,78	0,43	0,89	0,65
Cl	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02
OH	3,64	3,59	3,72	3,51	3,68	3,56	3,66	3,23	3,08	3,12	3,12	3,20	3,54	3,10	3,34
Total	7,77	7,78	7,71	7,85	8,35	8,46	8,41	8,77	8,92	8,64	9,22	9,12	9,19	8,94	9,06
XMg	0,23	0,22	0,22	0,22	0,41	0,43	0,45	0,54	0,55	0,56	0,56	0,56	0,57	0,58	0,60

Tableau 5.5 Données magnétiques et microstructurales.

Site	GPS Position (UTM)		Type de Roche	Type de Microestr.	Km (mSI)	P%	L%	T	Linéation	Pôle Foliation
	E	N								
HN200	487228	8709307	ANF	3	12629,6	38,1	16,3	0,06	89/66	345/07
HN201	478729	8701313	GN	-	6694,6	86,4	14,3	0,57	277/18	18/29
HN202	473942	8693118	GN	-	7831,2	15,8	4,5	0,39	226/11	319/14
HN203	493853	8708375	GSHA	6	21527,7	89,8	24,7	0,31	235/04	330/49
HN204	491216	8706275	GSHA	6	23414,9	23,1	11,0	0,00	190/39	322/40
HN205	489808	8705273	GSHA	6	12391,2	47,0	15,1	0,27	210/14	322/57
HN206	490906	8708792	GSHA	6	19784,8	75,8	59,3	-0,65	219/15	334/57
HN207	493943	8713804	GSHA	5	16073	24,1	17,7	-0,50	36/03	301/60
HN208	495874	8716289	GSHA	5	22678,7	9,9	5,6	-0,16	07/21	108/27
HN212	465614	8766161	GSB	-	2390,4	26,9	21,1	-0,61	137/2	228/30
HN213	462700	8766945	GSB	-	357,8	19,8	4,3	0,50	327/7	232/41
HN214	460794	8769927	GSB	-	162,2	6,0	0,9	0,69	07/17	225/68
HN215	454150	8768204	GSL	-	744,1	11,1	1,3	0,80	137/66	44/02
HN216	456725	8756845	GSL	1	76,5	8,7	0,5	0,89	226/1	348/88
HN217	453151	8763270	GSL	-	79,3	2,6	0,5	0,62	72/18	147/30
HN218	451975	8764521	GSL	1	79	2,6	2,1	-0,66	310/64	180/17
HN219	450737	8765904	GSL	-	103	6,2	3,4	-0,09	307/74	205/3
HN220	450087	8767937	GSL	1	91,4	2,7	1,6	-0,23	331/30	134/58
HN221	448302	8768724	GSL	-	93,7	6,2	2,6	0,16	53/44	277/37
HN222	446312	8770932	GSL	-	109,2	8,2	2,6	0,36	20/38	233/47
HN223	446242	8773495	GSL	-	54,7	3,3	2,5	-0,49	82/53	173/01
HN224	443848	8775037	GSL	3	63,6	5,7	2,8	0,01	93/55	338/17
HN225	445552	8777467	GN	-	269,5	6,8	3,1	0,05	142/73	245/04
HN226	448438	8780270	GMA	1	26299,7	6,1	4,5	-0,48	09/70	197/20
HN227	448241	8783118	GMA	1	18583,6	4,5	2,0	0,10	185/80	295/04
HN228	448474	8783417	GMA	2	21776,2	12,9	6,3	-0,01	234/53	337/10
HN229	453901	8752923	GSL	-	10135,8	14,0	5,7	0,15	227/03	137/4
HN230	451183	8753606	GN	-	220,0	4,0	0,8	0,60	162/05	67/44
HN231	450668	8754031	GSL	1	133,8	5,9	2,4	0,19	33/14	289/43
HN232	447570	8751523	GSP	-	697,3	5,0	0,2	0,91	170/11	283/63
HN233	447270	8750945	GSP	1	292,9	3,1	1,5	0,02	315/30	165/56
HN234	444996	8759972	GSP	1	249,8	2,9	0,8	0,45	112/06	12/56
HN235	459202	8763326	GSL	2	94,5	14,4	5,5	0,21	301/24	206/12
HN236	458452	8777248	GEF	6	38,7	4,0	1,4	0,31	154/69	352/20
HN237	457626	8778937	GEF	2	109,5	6,4	4,1	-0,31	146/68	26/12
HN238	457004	8781287	GEF	2	184,3	6,5	3,3	-0,02	357/24	212/61
HN239	456997	8782526	GEF	2	114,1	4,9	1,8	0,27	153/21	348/68
HN240	457142	8783894	GEF	-	49,5	3,1	2,2	-0,45	148/65	297/21
HN241	456574	8784775	GEF	2	29,7	3,6	0,8	0,55	122/56	285/33
HN242	456525	8786844	GEF	5	244,6	7,1	3,4	0,03	141/53	270/26
HN243	455201	8786899	GEF	5	94,4	7,3	2,7	0,25	62/69	277/17
HN244	453746	8786075	GNE	-	84,8	13,6	1,5	0,77	212/61	122/00
HN245	453772	8785113	GEF	-	53,8	8,2	0,5	0,86	189/27	289/20
HN246	449550	8778498	GMA	-	2717,1	39,3	9,9	0,43	311/83	55/02
HN247	450542	8778284	GMA	-	185,3	3,6	0,6	0,67	302/55	118/35
HN248	450265	8818927	GNE	2	88,4	2,1	1,6	-0,51	212/10	67/77
HN249	452393	8818408	GNE	-	74,5	2,5	0,6	0,51	36/02	128/36
HN250	455967	8816752	GNE	-	67,7	5,0	2,5	-0,02	12/06	153/82
HN251	459756	8815848	GNE	3	49,6	5,5	5,0	-0,83	09/03	103/50
HN252	462640	8814141	GNE	4	71,7	15,2	5,1	0,31	24/04	291/33
HN253	460262	8810646	GNE	-	72,5	6,6	1,5	0,53	17/43	110/03
HN254	459320	8810893	GNE	2	53,8	5,2	2,6	-0,01	24/12	294/03
HN255	457052	8812123	GNE	2	58,3	3,5	2,4	-0,41	28/07	122/30
HN256	455172	8813547	GNE	2	52,9	4,5	2,2	0,00	31/09	250/79
HN257	448848	8824513	GNE	-	97,2	4,2	0,1	0,97	139/11	280/76

Tableau 5.5 (suite) Données magnétiques et microstructurales.

Site	GPS Position (UTM)		Type de Roche	Type de Microestr.	Km (mSI)	P'	L	T	Linéation	Pôle	
	E	N								Foliation	
HN258	455529	8826313	GNE	2	83,8	6,7	2,8	0,17	222/10	125/38	
HN259	456110	8824137	GNE	-	75,0	3,7	0,9	0,53	188/19	58/61	
HN260	455332	8822544	GNE	2	73,9	6,3	1,5	0,53	198/10	350/78	
HN261	457804	8819959	GNE	-	59,6	9,2	0,2	0,96	168/03	66/75	
HN262	463438	8820095	GNE	4	125,7	14,2	7,3	-0,06	193/01	284/59	
HN263	462787	8821477	GNE	4	71,3	5,7	1,3	0,52	192/14	99/09	
HN264	463026	8822320	GNE	3	84,4	6,0	2,3	0,22	163/25	270/32	
HN265	459052	8804319	GNE	3	115,6	6,3	1,9	0,39	201/39	102/11	
HN266	457090	8803638	GNE	-	71,4	6,5	0,8	0,74	79/64	312/17	
HN267	454454	8803407	GNE	3	87,3	4,6	1,1	0,52	211/13	304/13	
HN268	454204	8805235	GNE	-	48,1	1,0	0,9	-0,89	107/82	209/02	
HN269	455369	8806814	GNE	2	55,2	1,2	0,4	0,30	49/22	143/11	
HN270	449513	8815883	GNE	-	93,5	3,6	1,2	0,33	42/05	157/79	
HN271	451376	8814943	GNE	2	44,8	3,6	1,6	0,12	24/11	291/17	
HN272	452143	8813892	GNE	-	45,3	2,8	1,5	-0,03	15/06	282/27	
HN273	455854	8809857	GNE	2	65,5	3,2	2,0	-0,27	26/08	294/13	
HN274	454544	8808386	GNE	2	69,9	2,0	1,1	-0,13	30/16	287/40	
HN275	452962	8809307	GNE	2	46,9	3,3	2,9	-0,76	212/6	304/17	
HN276	453605	8810650	GNE	2	71,9	3,4	1,4	0,16	16/07	279/35	
HN277	457284	8796257	GNE	-	111,4	6,1	2,9	0,01	193/37	283/0	
HN278	453401	8791582	GNE	3	102,8	5,4	1,1	0,60	202/00	292/20	
HN279	451254	8795611	GNE	3	62,6	4,9	0,1	0,97	78/54	287/33	
HN280	447504	8797989	GNE	-	92,2	7,3	2,6	0,29	145/28	237/3	
HN281	453006	8834236	GNE	2	89,4	8,0	2,8	0,30	214/40	90/34	
HN282	451366	8811632	GNE	-	72,5	2,6	2,1	-0,62	26/06	128/67	
HN283	448448	8802708	GNE	-	86,4	4,6	2,6	-0,15	190/2	280/10	
HN284	444020	8807566	GNE	3	55,3	8,4	5,5	-0,33	191/34	98/05	
HN285	445641	8812424	GNE	1	97,0	4,7	1,7	0,27	191/15	350/73	
HN286	446088	8819906	GCAN	1	163,1	3,2	1,2	0,25	291/27	192/17	
HN287	446834	8820956	GCAN	1	219,6	9,4	4,3	0,07	310/22	212/20	
HN288	443812	8820876	GCAN	1	153,8	5,9	1,3	0,56	99/23	196/16	
HN289	443483	8817269	GCAN	3	981,5	4,0	3,0	-0,49	71/17	272/72	
HN290	444008	8818208	GCAN	1	184,9	5,0	0,9	0,62	55/25	312/26	

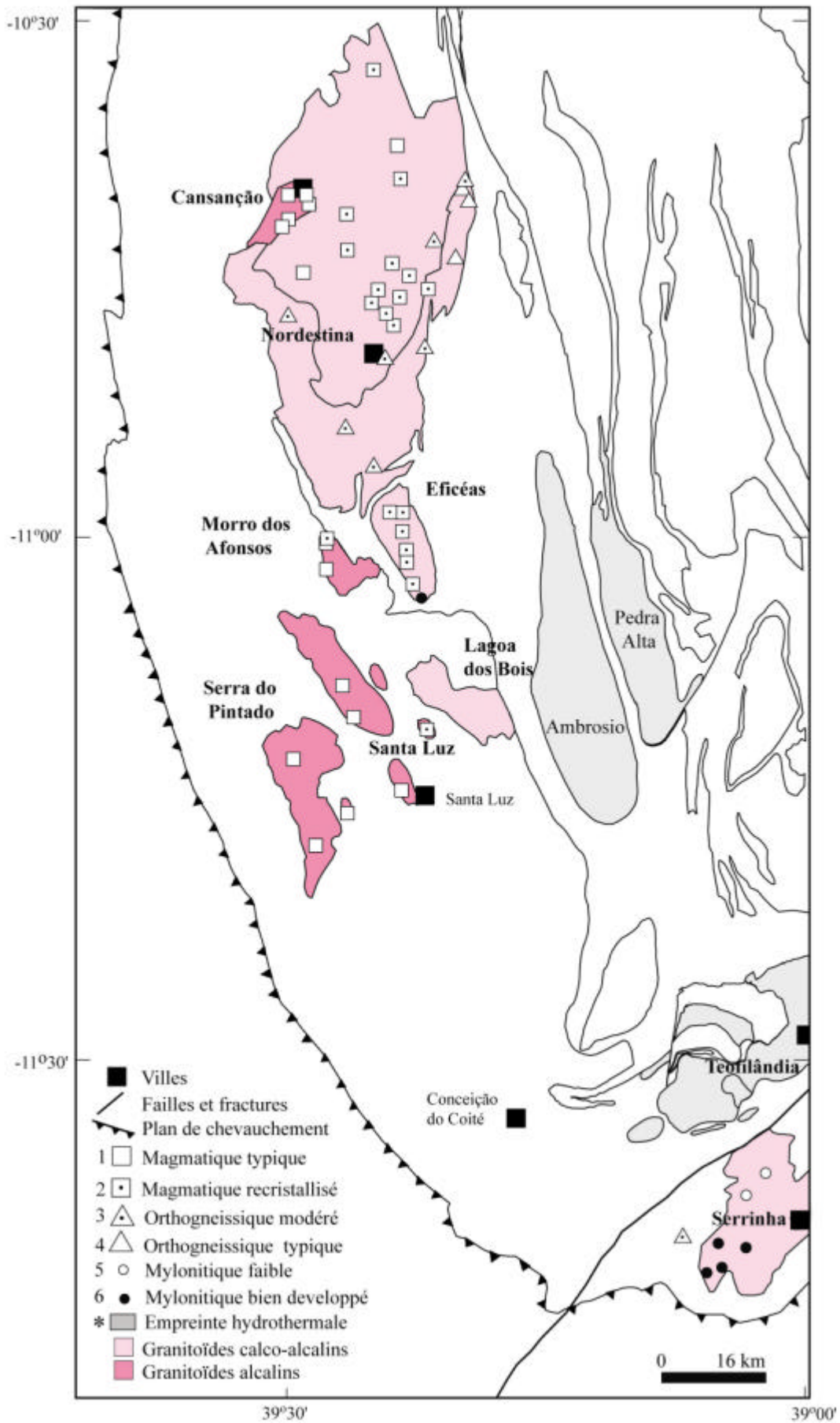


Fig. 5.6 Carte des microstructures observées dans les granitoïdes échantillonnés.

5.4 Données magnétiques

Quatre-vingt onze sites ont été échantillonnés pour l'étude de leurs propriétés magnétiques (Fig. 5.1). Quatre-vingt-deux proviennent des granitoïdes et neuf des roches gneissiques du socle, donnant un total d'environ 360 échantillons. Un intervalle d'échantillonnage moyen de 2 km a été adopté. La trondhémite de Nordestina, le plus grand massif étudié, a fourni la majorité des échantillons (38 sites), 10 sites proviennent de la granodiorite d'Eficéas, 6 du granite de Serrinha, 3 de la granodiorite de Lagoa dos Bois, 5 de la monzonite de Cansanção, 5 de la syénite d'Afonso, 3 de la syénite Serra do Pintado, et 12 des granites du type Santa Luz.

5.4.1 Minéralogie magnétique

Au microscope métallographique, on vérifie que la magnétite à gros grain est le principal porteur de l'aimantation dans les granitoïdes ferromagnétiques (Fig. 5.7 a,b). Elle est clairement primaire dans la syénite d'Afonso, ce qui est en accord avec les microstructures magmatiques du faciès cumulats de ces roches. Le granitoïde de Serrinha, où les microstructures mylonitiques dominent, ne semble pas présenter de magnétite secondaire. Les granitoïdes paramagnétiques sont assez pauvres en minéraux opaques et, quand ils sont observés ils sont plutôt à grain fin (Fig. 5.7c,d).

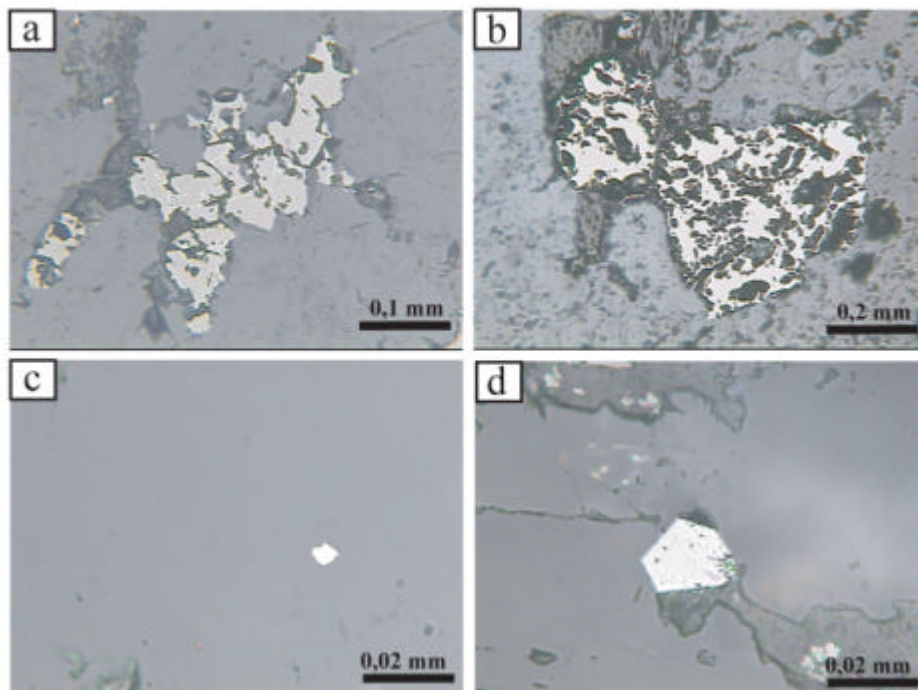


Fig. 5.7 Microphotographies en lumière réfléchie. (a) Magnétite interstitielle entre plagioclase et quartz dans le granitoïde de Serrinha; (b) Magnétite à gros grain dans le faciès cumulat de la syénite d'Afonso avec des évidences d'altération en maghémite; (c) Magnétite à grain fin incluse dans un grain de quartz de la trondhémite de Nordestina, et (d) au contact avec la biotite et le quartz dans la monzonite de Cansanção.

Les mesures thermomagnétiques montrent que ce sont des magnétites pures à faible teneur en Ti qui caractérisent les deux granitoïdes ferromagnétiques de Serrinha et d'Afonso ($T_c \sim 580^\circ\text{C}$, Fig. 5.8h, i, j). On détecte en outre de la maghémite, conformément aux observations optiques, qui se transforme en hématite par chauffage (Fig. 5.8h). Les roches à susceptibilité plus faible, outre la contribution paramagnétique, présentent malgré tout un peu de magnétite associée à de l'hématite en petites quantités. Par chauffage de l'échantillon, de nouvelles phases se forment, ce qui explique que les courbes de retour (refroidissement) sont différentes des courbes d'aller (chauffage) (Fig. 5.8 a-g, k-q).

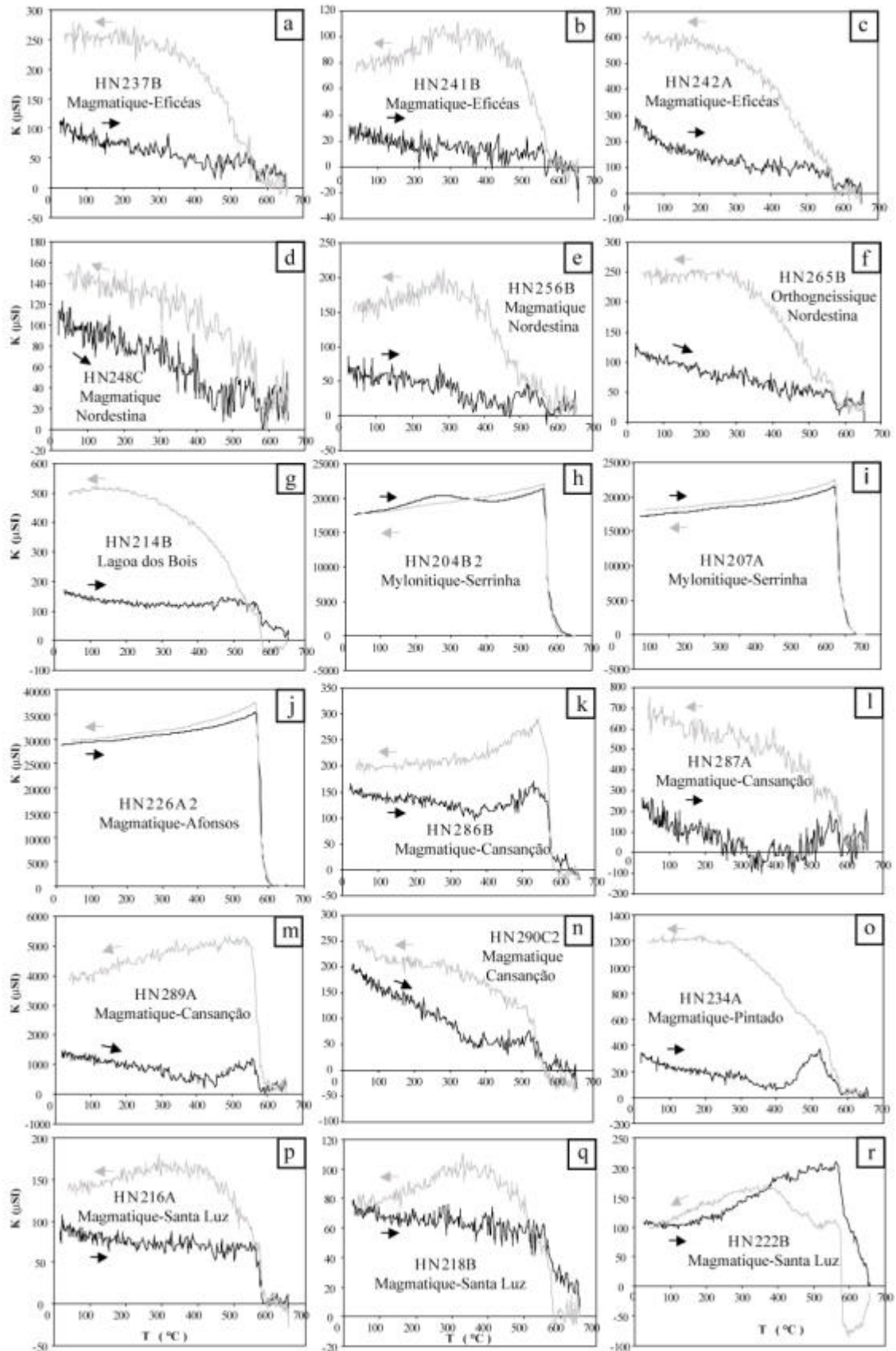


Fig. 5.8 Courbes thermomagnétiques $K(T)$ pour les granitoïdes de Cansação, de Nordestina, d'Eficéas, du Morro dos Afonso, de Lagoa dos Bois, de Santa Luz, de Serra dos Pintados et de Serrinha. Les courbes de chauffage (en noir) sont distinguées des courbes de refroidissement (en gris).

5.4.2 Susceptibilité et anisotropie magnétiques

La susceptibilité magnétique (Tab. 5.5, Fig. 5.9) varie de 30 à 26.300 μ SI (moyenne à 2.686 μ SI). En ce qui concerne les granitoïdes calco-alcalins, elle varie de 45 à 126 μ SI pour la trondhjémite de Nordeste (moyenne à 75 μ SI), de 30 à 245 μ SI pour la granodiorite d'Eficéas (moyenne à 100 μ SI), de 162 à 2.390 μ SI pour la granodiorite de Lagoa dos Bois (moyenne à 979 μ SI), et de 12.391 à 23.415 μ SI pour le granite de Serrinha (moyenne à 19.312 μ SI). Pour les granitoïdes alcalins la susceptibilité va de 154 à 982 μ SI (moyenne à 341 μ SI) pour la monzonite de Cansanção, de 2.717 à 26.300 μ SI pour la syénite d'Afonso (moyenne à 17.344 μ SI), de 250 à 697 μ SI (moyenne à 413 μ SI) pour la syénite de Serra do Pintado, et de 55 à 134 μ SI (moyenne à 89 μ SI) pour les granites de Santa Luz. Les roches gneissiques présentent des susceptibilités variables allant de 185 à 14.668 μ SI (moyenne à 5.366 μ SI). On observe que les gneiss localisés au Sud du bloc de Serrinha présentent des susceptibilités plus élevées que ceux des sites situés à proximité des granites de Santa Luz.

D'après la classification de Rochette (1987) les granitoïdes de Serrinha et d'Afonso sont plutôt ferromagnétiques ($K_m > 500$ μ SI), alors que les autres granitoïdes sont plutôt paramagnétiques ($K_m < 500$ μ SI).

Les pourcentages d'anisotropie varient de 1% à 90% (moyenne à 11%) sur l'ensemble des échantillons (Tab. 5.5, Fig. 5.10). Une forte anisotropie est observée pour la granodiorite de Serrinha ($P\% = 45$) et pour la syénite d'Afonso ($P\% = 16$). Les taux d'anisotropie des granitoïdes d'Eficéas, de Lagoa dos Bois, de Nordeste, de Cansanção, de Serra do Pintado et de Santa Luz donnent, respectivement, $P\% = 6,5; 18; 5,2; 5,5; 3,7$ et 6. Comme pour la région de Teofilândia, les anisotropies les plus élevées caractérisent, en général, les roches ferromagnétiques.

Si on regarde les anisotropies linéaires, les plus fortes valeurs correspondent à la granodiorite de Serrinha ($L\% = 22,2$) et à celle de Lagoa dos Bois ($L\% = 9$). La plupart des autres granitoïdes ont des anisotropies linéaires autour de $L\% = 5$. La granodiorite d'Eficéas ($L\% = 2,2$) et le granite de Santa Luz ($L\% = 3,6$) présentent les plus faibles anisotropies linéaires (Tab. 5.5).

Enfin, le paramètre de Jelinek occupe toute la gamme de variation entre -0,89 et 0,97. Il est caractérisé par une dominance de structures linéaires pour le granite de Serrinha (T moyen = -0,1) et des structures plano-linéaires à planaires pour les autres granitoïdes (Fig. 5.11, Tab. 5.5).

5.4.3 Foliations et linéations magnétiques

On observe que les linéations et les foliations suivent en général la forme des corps granitiques (Figs. 5.12 et 5.13). Des linéations de direction proches de N-S ($N330^\circ$ et $N40^\circ E$), caractérisent les granitoïdes de Nordeste, d'Eficéas, de Lagoa dos Bois et de Serrinha. Ces linéations présentent de faibles plongements ($< 25^\circ$) à Nordeste, Lagoa dos Bois et Serrinha (voir diagramme d'orientation en Fig. 5.12), tout à fait comme dans le cœur préservé de la granodiorite de Teofilândia. Elles diffèrent des linéations à forts plongements ($> 60^\circ$) de la granodiorite d'Eficéas. Enfin, les linéations d'Afonso et de Cansanção montrent des directions proches de NE-SW, et celles de Santa Luz présentent des orientations plus dispersées, de NE-SW à NW-SE. Enfin, à Cansanção et à Serra do Pintado, les linéations ont des plongements faibles ($< 30^\circ$) alors qu'à Morro dos Afonso et Santa Luz le plongement moyen est de 54° .

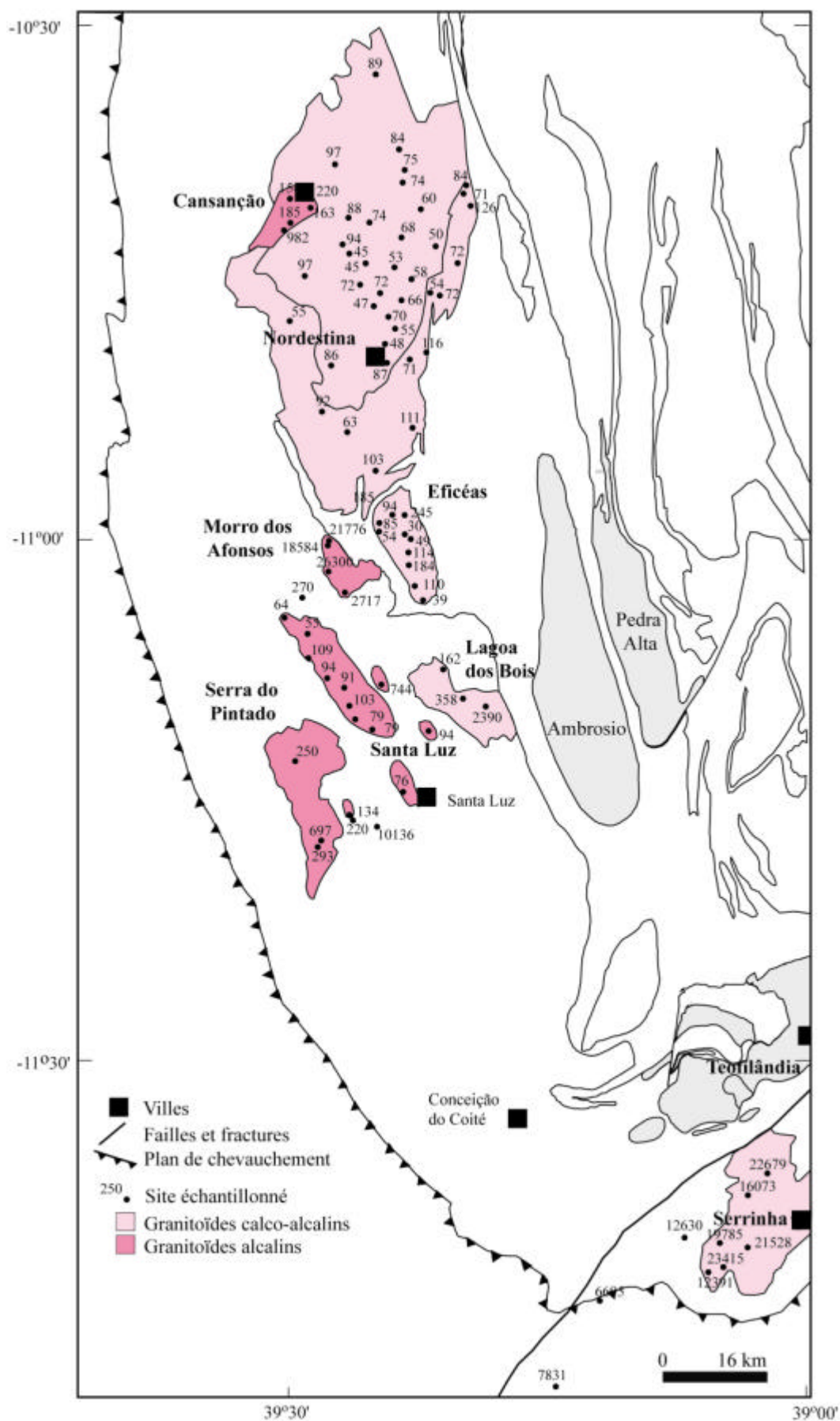


Fig. 5.9 Susceptibilité magnétique (en μSI) pour les granitoïdes de Cansanção, de Nordestina, d'Eficéas, du Morro dos Afonsos, de Lagoa dos Bois, de Santa Luz, de Serra dos Pintados et de Serrinha.

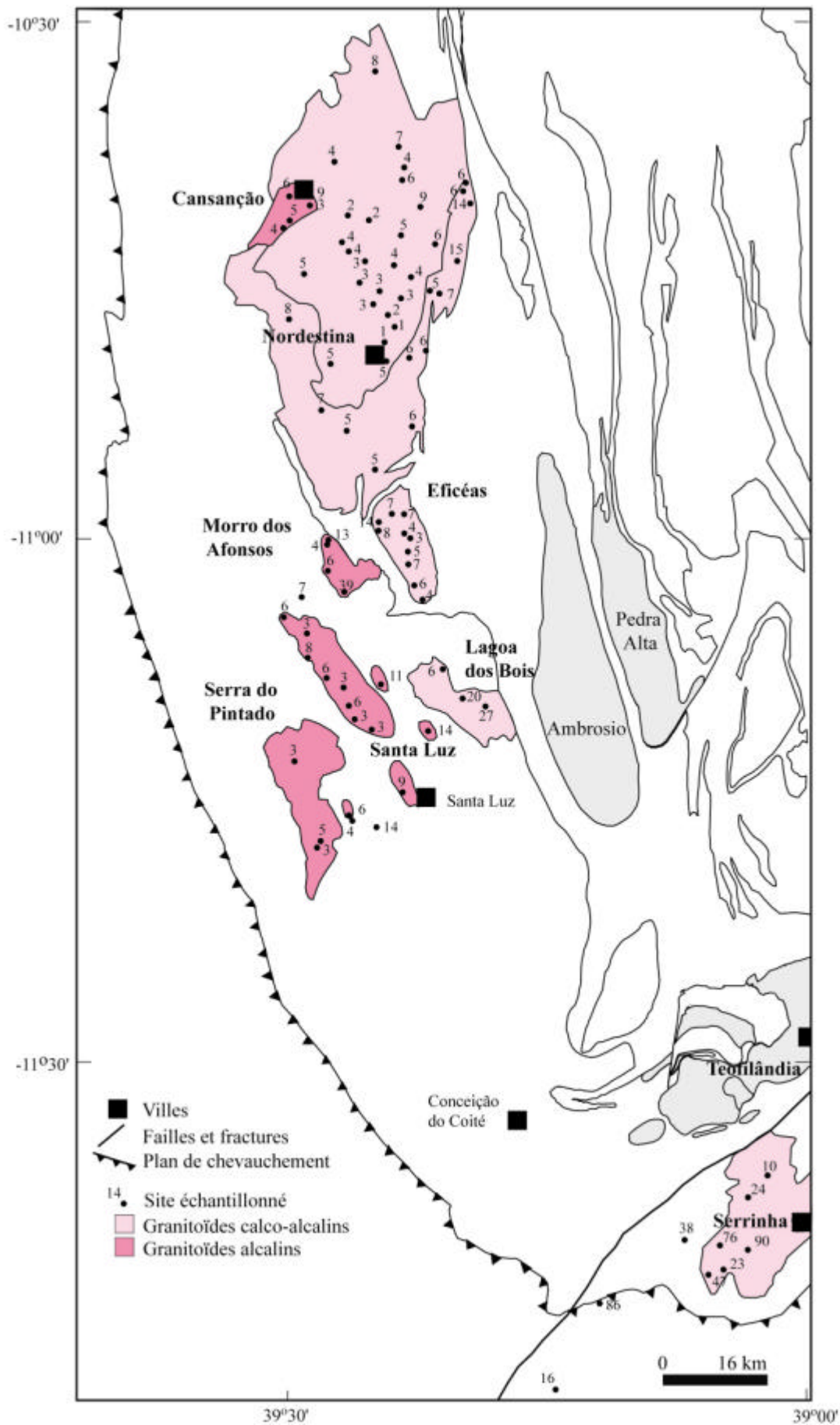


Fig. 5.10 Anisotropie magnétique (en pourcentage) pour les granitoïdes de Cansanção, de Nordestina, d'Eficás, du Morro dos Afonsos, de Lagoa dos Bois, de Santa Luz, de Serra dos Pintados et de Serrinha.

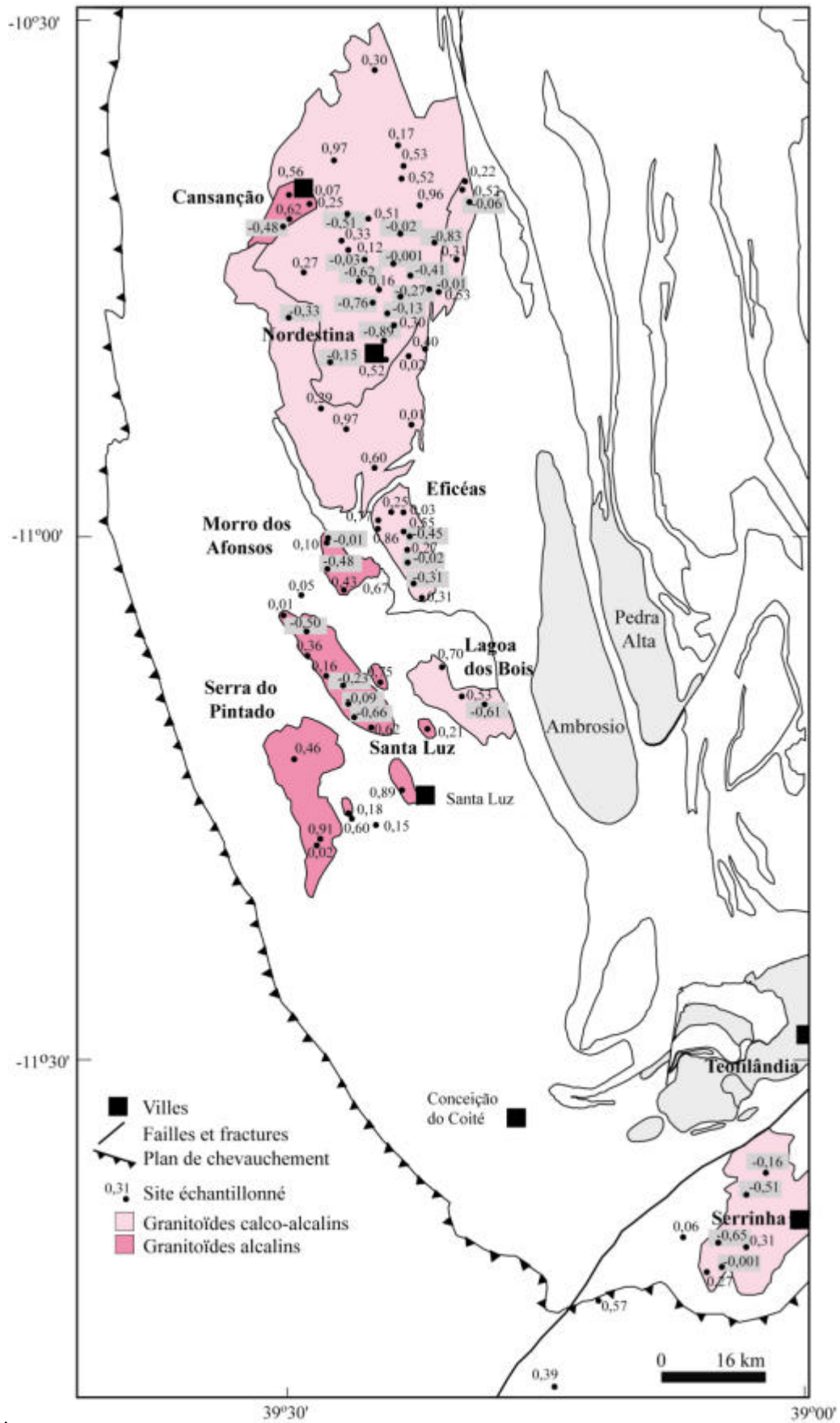


Fig. 5.11 Distribution du paramètre de forme de Jelinek ($1 \leq T \leq +1$) pour les granitoïdes de Cansanção, de Nordestina, d'Eficéas, du Morro dos Afonsos, de Lagoa dos Bois, de Santa Luz, de Serra dos Pintados et de Serrinha.

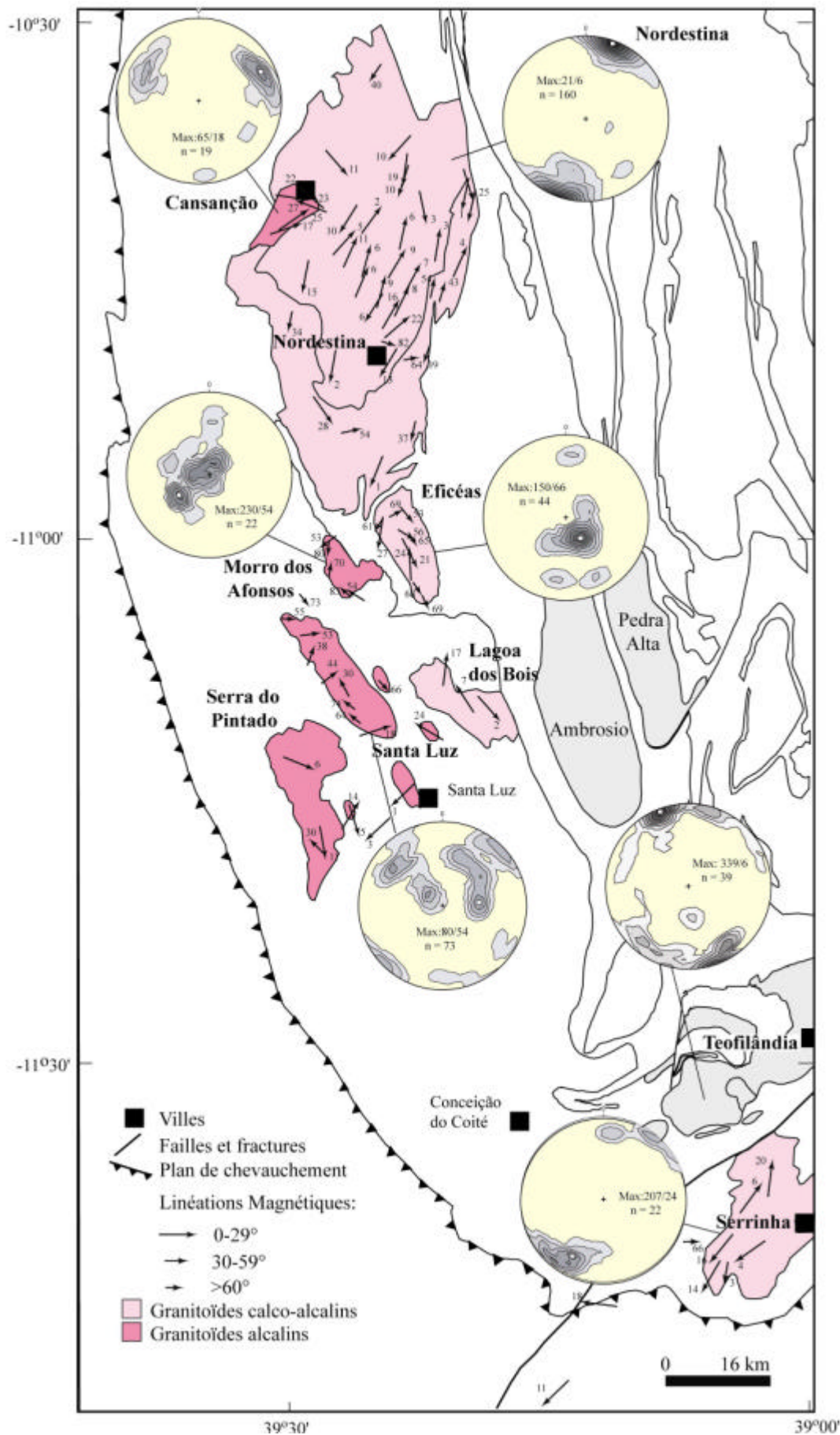


Fig. 5.12 Distribution des linéations magnétiques (inclinaison en degrés) et diagrammes de Schmidt correspondants (hémisphère inférieur, contours de densité: intervalles de 2%).

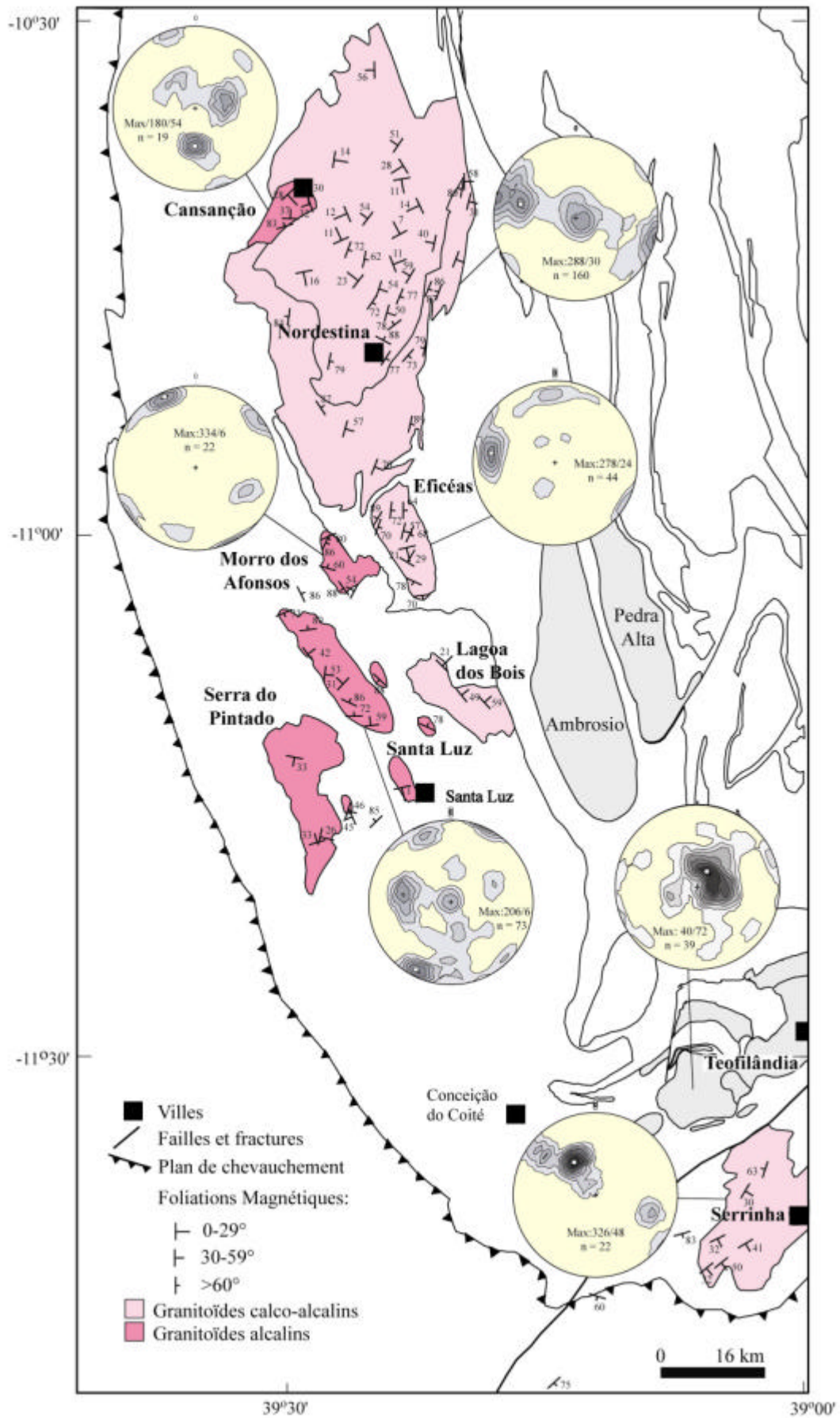


Fig. 5.13 Distribution des foliations magnétiques (pendage en degrés) et diagrammes de Schmidt correspondants des pôles de foliation.

Les foliations sont apparemment bien organisées, avec une prédominance des directions subméridienne à NNE, et des pendages forts à modérés ($>40^\circ$; Fig. 5.13) pour la plupart des granitoïdes calco-alcalins, ce qui diffère du cœur préservé de la granodiorite de Teofilândia où les pendages sont plus faibles. Les granites alcalins présentent des foliations de directions variables, entre NW-SE et E-W, avec de forts plongements (Fig. 5.13 et Tab. 5.5).

5.4.4 Comparaison des microstructures et des fabriques

La comparaison des microstructures et des fabriques magnétiques montre que la fabrique magmatique N-S, préservée dans les zones centrales des granitoïdes TTG-calco-alcalins de Nordeste, de Lagoa dos Bois et d'Eficéas est primaire, probablement équivalente à celle observée dans la granodiorite de Teofilândia. Les microstructures orthogneissique et mylonitique, provenant des zones périphériques de ces granitoïdes, et présentes dans la granodiorite de Serrinha, caractérisent une fabrique de direction moyenne N-S. Ces microstructures, caractérisées dans la région de Teofilândia par une direction E-W, c-à-d à 90° des microstructures magmatiques, sont ici parallèles aux directions primaires magmatiques N-S. Quant aux granitoïdes alcalins, ils montrent des microstructures exclusivement magmatiques de direction variable, entre NE-SW et NW-SE suivant la forme des massifs, et des forts pendages indiquant de probables zones d'alimentation magmatique préservées. Ces microstructures magmatiques sont équivalentes à celles observées dans le granite alcalin de Santa Rosa dans la région de Teofilândia.

5.4.5 Discussion des microstructures, fabriques magnétiques et données de pression et intégration avec les données de la région de Teofilândia

Afin de vérifier l'extension régionale des événements identifiés dans la région de Teofilândia, la même étude que nous avons présentée en détail en 4.3.2.5, est reproduite ici de façon plus légère pour les autres massifs granitiques représentatifs des deux types de magmatisme (calco-alcalin et alcalin) identifiés dans le bloc de Serrinha.

Les données de pression et les données isotopiques de ces granitoïdes, combinées aux données magnétiques, montrent que les granitoïdes calco-alcalins les plus anciens (Eficéas, Nordeste, Lagoa dos Bois et Serrinha), ont cristallisé à des profondeurs plus élevées (24-12 km) que les granitoïdes alcalins (12-4 km: Afonsos, Cansanção et Serra do Pintado). Tous ces granitoïdes sont plutôt paramagnétiques avec une faible teneur en magnétite, rarement observée au microscope. La granodiorite de Serrinha, de nature ferromagnétique, est donc une exception dans le type calco-alcalin. Elle conserve sa nature ferromagnétique même après mylonitisation, ce qui confirme que l'empreinte hydrothermale est responsable de la nature paramagnétique des faciès hydrothermalisés sub-volcaniques de la granodiorite de Teofilândia. Autre exception, le caractère ferromagnétique de la syénite d'Afonsos est attribué à sa nature cumulative dominante (au moins pour les sites échantillonnés de cette syénite), ce qui pourrait être mis en parallèle avec sa profondeur de cristallisation (~ 12 km), la plus élevée des granites alcalins.

Dans les granitoïdes calco-alcalins, et contrairement à la région de Teofilândia, les linéations orientées dans le secteur N-S (NNE principalement) caractérisent des roches aussi bien à microstructure magmatique qu'à microstructure orthogneissique ou mylonitique. Les microstructures magmatiques sont malgré tout observées dans les zones centrales, du massif de Nordeste en particulier, et sont interprétées de la même façon que pour les granodiorites porphyroïdes à peu près contemporains de Teofilândia, comme la trace d'un événement précoce. Les linéations, NNE à NNW qui, avec des microstructures orthogneissiques, enrobent ces massifs sont à relier, soit avec la fin de la mise en place de Nordeste et d'Eficéas, soit avec

l'événement orthogneissique HT de Teofilândia, mais avec des linéations dans le secteur N-S et non E-W.

Le massif de Serrinha, non daté, au Sud du secteur de Teofilândia, présente des linéations NNE et, de façon inattendue, des microstructures mylonitiques superposées à la texture magmatique encore visible. Il est malgré tout difficile d'envisager que cette direction NNE soit d'origine magmatique. On pense que la direction moyenne NNE des linéations de Serrinha est proche de la direction du cisaillement mylonitique. On pourrait relier ce cisaillement à l'événement mylonitique E-W de Teofilândia, mais ici, il serait de direction NNE à NE, et non ENE. On peut essayer de réconcilier ces variations de direction, en dessinant une méga-lentille sur le modèle de la lentille de Teofilândia.

Enfin, les granitoïdes alcalins ne montrent que des microstructures magmatiques, et des linéations de directions variables mais à dominante NE-SW à NW-SE. Ces roches se sont mises en place après les événements identifiés dans la région de Teofilândia. En ce point leurs fabriques sont à relier à celles du granite de Santa Rosa.

-

CHAPITRE 6:
PALÉOMAGNÉTISME

CHAPITRE 6: PALEOMAGNETISME

6.1 Introduction

Ce chapitre présente les données paléomagnétiques obtenues à partir des roches du Bloc de Serrinha. L'objectif est d'étudier la rémanence naturelle de ces roches, de façon à essayer de calculer un paléopôle correspondant à cette époque paléoprotérozoïque.

Une note soumise à JGR (Journal of Geophysical Research) présente les données paléomagnétiques de la région de Teofilândia combinées à une étude de minéralogie magnétique et des microstructures, ainsi qu'avec la chronologie isotopique et la thermobarométrie, pour déterminer l'âge d'acquisition de la rémanence. Une direction caractéristique a pu être identifiée, principalement dans les sites où la microstructure magmatique était préservée. Cette direction est portée par de la magnétite hautement coercitive, à grain fin, pseudo-monodomaine, avec des températures de déblocage situées entre 510° et 540°C. La direction moyenne calculée sur 22 sites (44 échantillons), déclinaison=328°, inclinaison=83° ($k=7,45$, $\alpha_{95}=8,5^\circ$), correspond à un pôle paléomagnétique de longitude=314°E, et de latitude=1°N ($dp=16,3$, $dm=16,6$). Les données thermochronologiques (U-Pb, Pb-Pb, Ar-Ar) indiquent que la rémanence a été acquise à 2.080 ± 17 Ga, juste après la collision transamazonienne (D2). Ce paléopôle combiné avec ceux du craton Congo-São Francisco suggère que, à 2,0 Ga, cet ensemble cratonique ne formait pas un ensemble unique avec les cratons Amazonien et Ouest-Africain, même si leurs ceintures orogéniques sont contemporaines. On spéculé que la grande quantité de croûte juvénile paléoprotérozoïque dans ces cratons est liée à une forte activité du manteau à cette époque qui n'a aucun lien avec leur position dans le globe.

Dans ce qui suit, et avant de fournir l'intégralité du texte soumis à JGR dans lequel seuls les données de la région de Teofilândia sont présentées, on discute brièvement les données d'aimantation naturelle et de paléomagnétisme de l'ensemble de granitoïdes du bloc de Serrinha (granitoïde de Teofilândia, de Barrocas, plus les massifs d'Eficéas, de Nordestina, de Cansanção, d'Afonso, de Santa Rosa, de Santa Luz, de Salgadalia, et les roches gneissiques, voir figure 6.1).

6.2 Étude paléomagnétique des granitoïdes du bloc Serrinha

Les mesures de la rémanence naturelle ont été effectués à partir de 290 sites, sur les échantillons utilisés pour l'étude de fabrique magnétique, donnant un total d'environ 1.100 échantillons. Les valeurs de l'ARN varient de $1,7 \times 10^{-5}$ à 26,1 A/m avec une moyenne de $7,08 \times 10^{-1}$ A/m (Fig. 6.1).

La désaimantation AF a été effectuée sur 390 échantillons et la désaimantation thermique n'a concerné que les 13 échantillons de la granodiorite de Teofilândia. Au total, 204 échantillons ont été analysés pour la granodiorite de Teofilândia, 63 pour la trondhjémite de Nordestina, 32 pour les granites de Santa Luz, 27 pour les gneiss, 16 pour la trondhjémite de Barrocas, 14 pour la granodiorite d'Eficéas, 13 pour le granite de Santa Rosa, 11 pour la monzonite de Cansanção, 7 pour le gneiss et granite de Salgadalia, et 6 pour la syénite d'Afonso.

Le choix des sites utilisés pour l'étude paléomagnétique a été guidé par trois critères: le type de microstructure, la stabilité magnétique des échantillons et la cohérence interne des

directions de magnétisation. Le pointage des déclinaisons et inclinaisons du vecteur rémanence naturelle a mis en évidence une concentration de points à haute inclinaison pour les échantillons possédant des microstructures magmatiques, suggérant l'existence d'un pôle ancien différent du pôle actuel qui est caractérisé par des inclinaisons faibles. Ainsi, dans tous les sites où les microstructures magmatiques ont été identifiées, deux échantillons ont été mesurés. Un travail semblable (rechercher des échantillons cohérents sur un même site) a été effectué pour la plupart des sites possédant des microstructures orthogneissiques, surtout sur la granodiorite de Teofilândia qui concentre la plupart des analyses effectuées. Pour identifier une cohérence interne dans les directions de magnétisation rémanente entre échantillons d'un même site, nous avons d'abord effectué une désaimantation AF sur un seul échantillon par site pour tester la stabilité magnétique. Ensuite, pour les sites dont les résultats ont été stables, un deuxième échantillon a été soumis au traitement AF et/ou thermique.

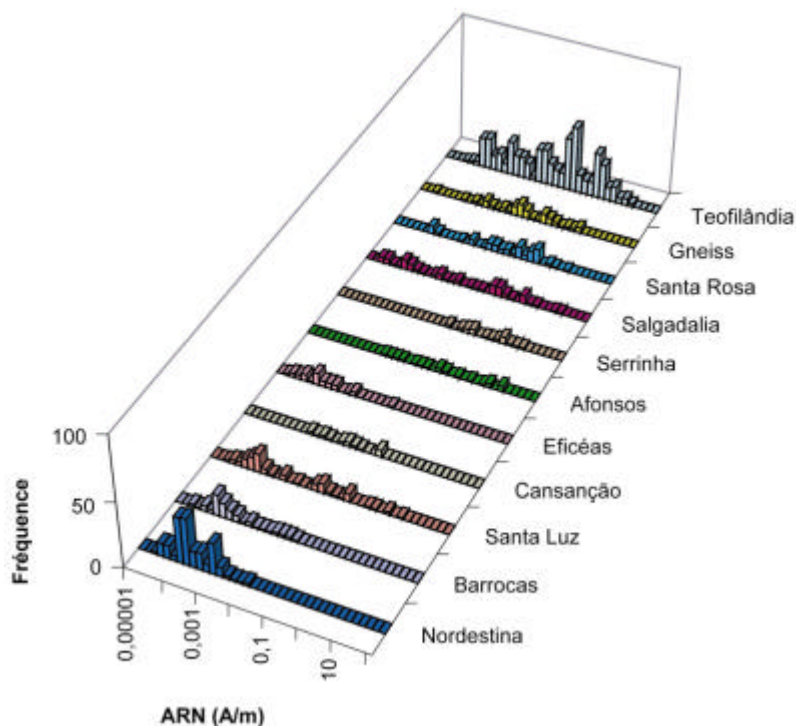


Fig. 6.1 Histogrammes de fréquence de l'aimantation naturelle (ARN) des roches du bloc de Serrinha.

Les désaimantations AF successives ont été effectuées à 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60 et 80 mT. Pour les désaimantations thermiques, quatorze désaimantations d'une heure de chauffe chacune, ont été exécutées à 20, 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 510, 540, 570 et 750°C.

Les diagrammes de Zijderveld représentatifs des roches mesurées sont présentés en Figure 6.2. Ces diagrammes concernent les échantillons cohérents appartenant à tous les massifs de granitoïde du bloc de Serrinha, à l'exception de ceux de la région de Teofilândia qui sont discutés dans l'article. La majorité des échantillons montre une ou deux composantes magnétiques en plus de l'aimantation visqueuse. Un vecteur caractéristique est obtenu à partir de la fraction la plus coercitive de tous les sites cohérents. Notons quand même que la plupart des échantillons analysés montrent des directions caractéristiques différentes, ou des comportements instables de désaimantation. On a calculé la direction caractéristique moyenne de tous les échantillons ($n=72$) du bloc de Serrinha possédant des directions cohérentes (Fig. 6.3). Sachant que les directions antipodales donnent un test d'inversion positif, la direction moyenne calculée,

après inversion d'inclinaisons négatives, donne la moyenne suivante: déclinaison = $344,4^\circ$, inclinaison = $78,3^\circ$ ($k=7,14$, $\alpha_{95}=6,7$), correspondant à un pôle paléomagnétique de longitude = $315^\circ E$ et de latitude = $10,7^\circ N$ ($dp=11,9$; $dm=12,6$). Les paramètres statistiques (k , α , dp , dm) sont données au chapitre 3 (3.4.5.1 et 3.4.5.3).

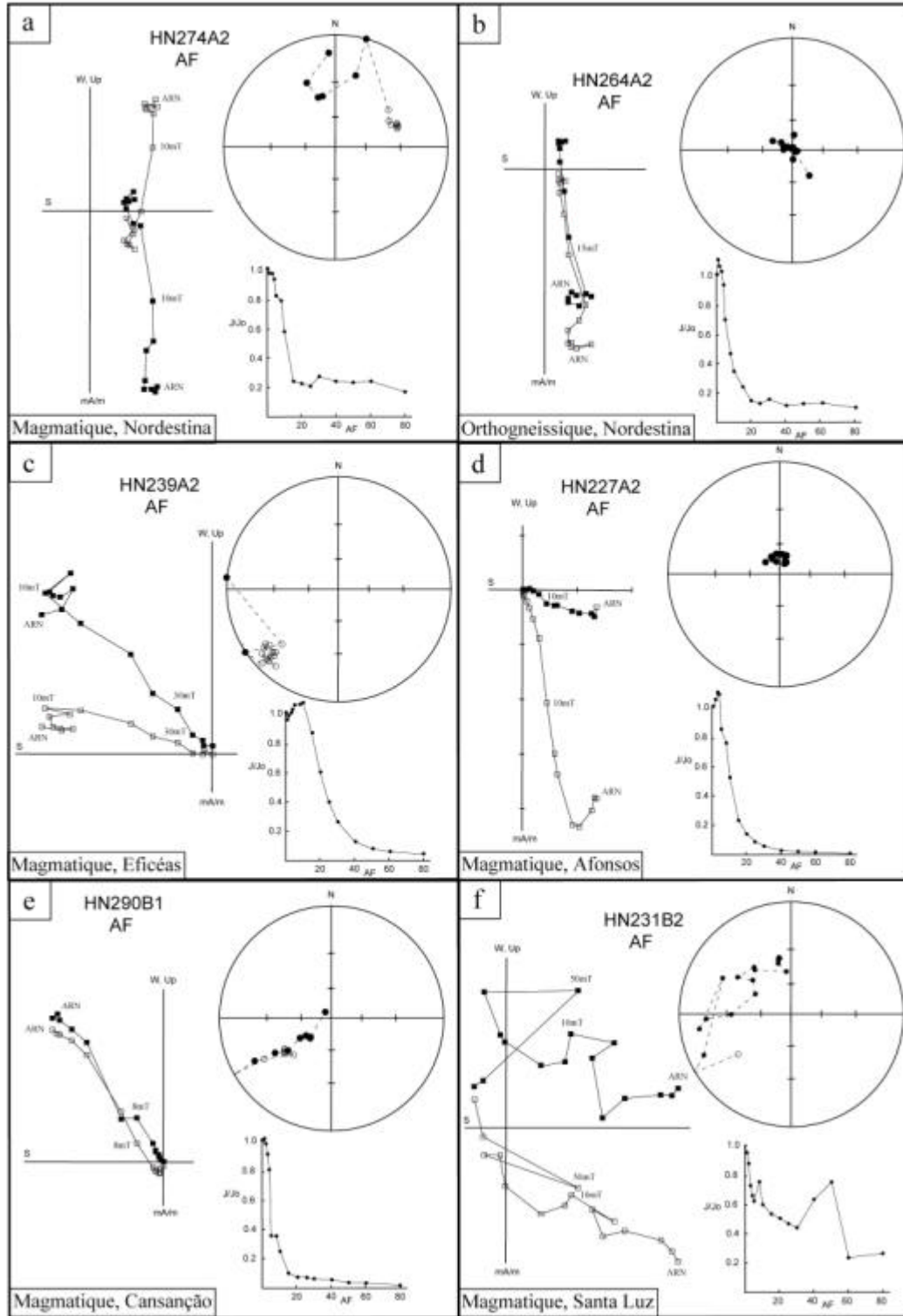


Fig. 6.2 Exemples de désaimantation AF des granitoïdes provenant du bloc de Serrinha avec indication du type de microstructure. En plus des diagrammes de Zijderveld et d'orientation, on présente la courbe de désaimantation. Les cercles noirs (blancs) représentent des inclinaisons positives (négatives) dans les diagrammes d'orientation, et les projections horizontales (verticales) dans les diagrammes orthogonaux.

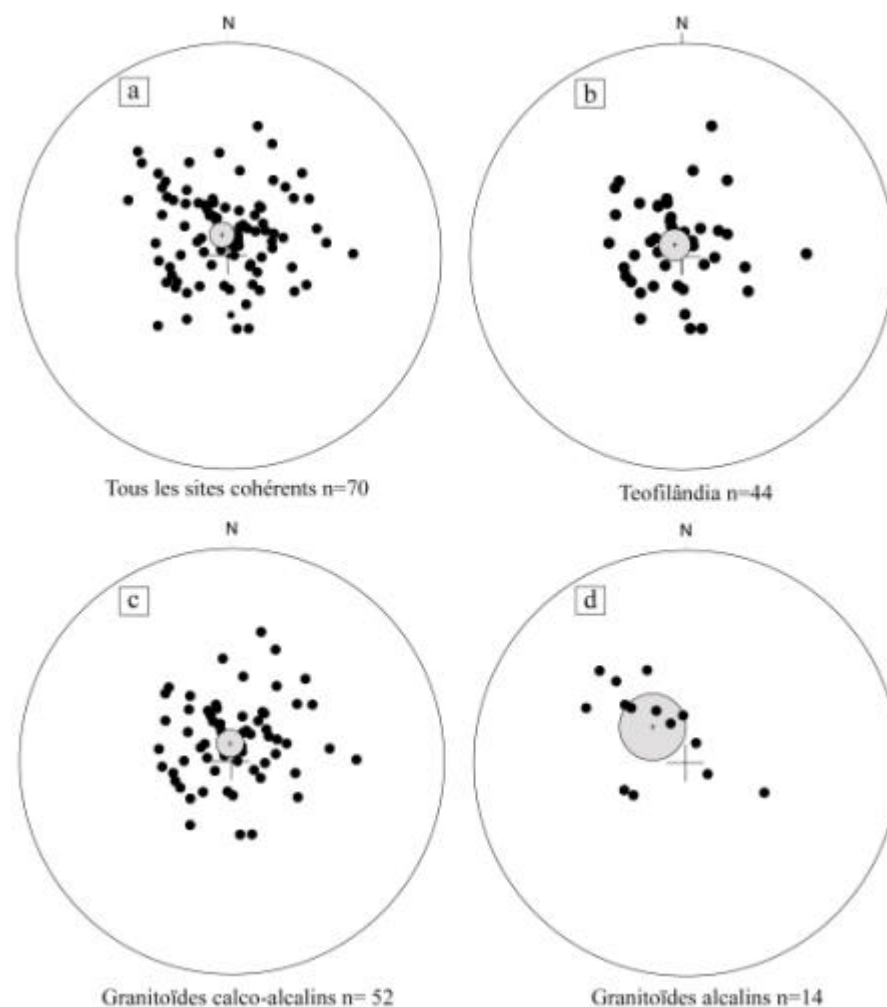


Fig. 6.3 Projection stéréographique des vecteurs caractéristiques des sites cohérents (a), et par catégories: (b) Teofilândia: 20 sites de la granodiorite et 2 sites de roche gneissique; (c) granitoïdes calco-alcalins: Teofilândia (20), Nordeste (5) et Eficéas (1); (d) granitoïdes alcalins: Afonsos (1), Cansanção (2), Serra do Pintado (1), Santa Luz (2) et Santa Rosa (1). Cercle gris: erreur sur la direction moyenne (centre du cercle) après inversion des vecteurs d'inclinaisons négatives.

Ce pôle a un α_{95} inférieur à 6,7 et est localisé un peu plus au Nord que celui calculé précédemment dans la région de Teofilândia (soumis à JGR; Tab. 6.1). Le paléopôle correspondant aux granitoïdes calco-alcalins (Fig. 6.3c; âges entre 2,16-2,13 Ga) ressemble à celui calculé pour l'ensemble des sites cohérents. En revanche, le paléopôle des granitoïdes alcalins (âges 2,1-2,07 Ga) présente une dispersion et, donc une erreur importante (Fig. 6.3d).

Tab. 6.1 Directions moyennes et pôles paléomagnétiques calculés.

Nature de la roche	Échantil										
	lons	Dec	Inc	A95	R	K	LAT	LONG	Dp	Dm	
	#	(deg)	(deg)	(deg)			°N	°E			
Tous sites cohérents	74	344,4	78,3	6,70	62,06	7,14	10,7	315,0	11,9	12,6	
Teofilândia	44	327,5	83,0	8,50	38,23	7,45	0,7	313,6	16,3	16,6	
Granitoïdes calco-alcalins	56	356,8	80,1	7,30	48,86	7,70	8,2	319,9	13,4	14,0	
Granitoïdes alcalins	14	318,0	63,8	16,9	12,00	6,51	22,1	290,6	21,3	26,8	

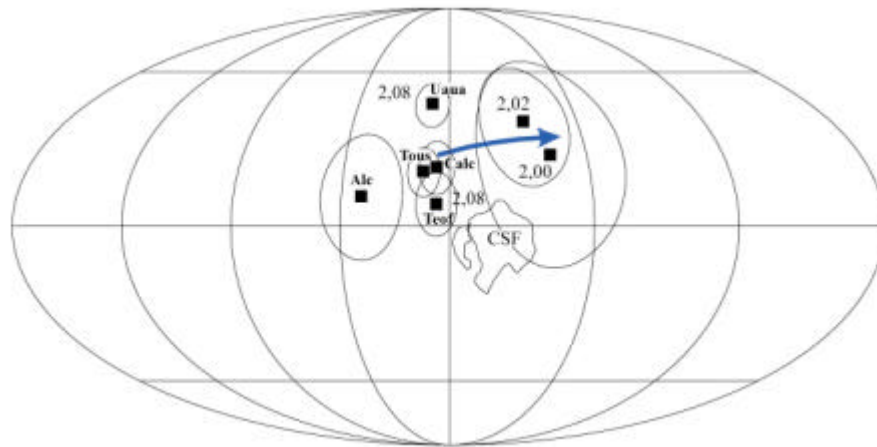


Fig. 6.4 Pôles calculés représentés avec les pôles paléomagnétiques paléoprotérozoïques connus, avec le chemin APW (apparent polar wander) du craton Congo-São Francisco (CSF). Les pôles ont été pivotés vers l’Afrique. Teof : paléopôle de Teofilândia, Tous: paléopôle de tous les sites cohérents, Calc: paléopôle des granitoïdes calco-alcalins, Alc: paléopôle des granitoïdes alcalins.

Les pôles calculés dans cette étude et les pôles paléoprotérozoïques du craton Congo-São Francisco sont présentés en Figure 6.4. On constate que les pôles de tous les sites cohérents (Tous) et ceux des granitoïdes calco-alcalins (Calc) sont un peu plus proches du pôle calculé pour les dykes de Uaua (pôle 2,08 Ga; D’Agrella Filho & Pacca 1998) que le paléopôle Teofilândia. Cependant, ces nouveaux pôles n’entraînent pas des changements significatifs du chemin APW des pôles paléoprotérozoïques du craton Congo-São Francisco présenté dans l’article soumis à JGR. En conséquence, la reconstruction paléogéographique considérant que ce craton n’était pas réuni aux cratons Amazonia et Ouest-Afrique durant le Paléoprotérozoïque est pleinement justifiée.

6.3 Article soumis

Paleomagnetism and thermochronology of the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco craton, Brazil)

Hosanira S. Nascimento^{1*}, Ricardo I.F. Trindade^{1,2}, Jean Luc Bouchez¹

(1) Université Paul-Sabatier, LMTG (UMR 5563), Equipe Géodynamique/Pétrophysique
14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

*E-mail address: hosanira@hotmail.com

(2) Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas,
Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, Brazil

Abstract

Paleomagnetic data are presented for the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids, at the southern extremity of the Serrinha Block (São Francisco craton). These data were combined to thermochronology and a microstructural study. Three main types of microstructures have been distinguished (magmatic, high-T gneissic, low-T mylonitic) which are linked to three deformation events. Preserved NS-trending magmatic lineations were formed during magma emplacement (D1), within a submeridian magmatic arc parallel to the western border of the Serrinha block. These structures were reworked (D2) at amphibolite facies degree in an oblique convergence setting during accretion of the Serrinha block to the craton. In a late mylonitic event (D3) under greenschist facies conditions, shear zones have developed in presence of hydrothermal fluids. Remanence directions obtained in these rocks show a large dispersion. However, a characteristic direction could be identified principally within the sites where magmatic microstructures were preserved. This direction is carried by magmatic, highly-coercive fine-grained magnetites, probably in the pseudo-single domain range, with unblocking temperatures between 510° and 540°C. The mean direction of 22 sites (44 samples), Dec=328°, Inc=83° ($k=7.45$, $\alpha_{95}=8.5^\circ$) corresponds to a paleomagnetic pole at Long=314°E, Lat=1°N ($dp=16.3$, $dm=16.6$). Thermochronological data derived from U-Pb in zircons, and Ar-Ar in hornblende, muscovite and biotite indicate that the remanence was acquired just after D2 at 2080 ± 17 Ma. When combined with other Paleoproterozoic poles from Congo-São Francisco, this pole suggests that this craton did not form a unique block with Amazon plus West-Africa at 2.0 Ga despite the similar ages of their orogenic belts. We speculate that the large amount of Paleoproterozoic juvenile crust in these cratons was induced by strong mantelic activity by that time that, in turn, does not depend on their position in the globe.

Keywords: Brazil, Sao Francisco Craton, Paleoproterozoic, Paleomagnetism, Granitoids.

1. Introduction

Paleomagnetism provides important constraints on the geodynamic history of the Earth. According to the most recent version of the IAGA global paleomagnetic database (www.ngu.no/dragon/Palmag/paleomag.htm) most of the available data were obtained on Phanerozoic rocks (~77%). Only 7% of the data concern the Palaeoproterozoic period which occupies 20% of Earth lifetime. This partly results, from the very composition of the ancient shields, in which volcanic rocks and dikes are rather scarce while granites and gneissic rocks are abundant. Paleomagnetic studies in granitoids are particularly difficult due to the presence of unstable multidomain remanence carriers, and also to the difficulty of determining the age of acquisition of remanence in rocks that were affected by several thermal events.

The age of the magnetic remanence in rapidly cooled volcanic rocks and dikes can be easily derived from U/Pb and Ar/Ar dating, while in slowly cooled Precambrian terrains the thermal remanent magnetization acquisition cannot always be directly dated by a single isotopic method. Hence, in the absence of dikes and volcanics, U/Pb dating should be combined with

Ar/Ar thermochronology to attribute an age to the paleomagnetic poles (Briden et al., 1993, Meert et al., 2001; Nomade et al., 2001, 2003).

In polydeformed terrains it is also necessary to characterize the tectono-thermal imprints and their timing in relation to the age of remanence acquisition. Microstructural studies help to distinguish sectors where magmatic structures have been preserved from those that were affected by subsequent deformation and metamorphism. Thermobarometric data are used to constrain the temperature and pressure during these events.

This paper presents a paleomagnetic study of Paleoproterozoic granitoids forming the southern part of the Serrinha Block, northeast São Francisco Craton. The paleomagnetic work is combined with the study of magnetic mineralogy and microstructures, as well as isotopic chronology and thermobarometry to determine the age of remanence acquisition and to account for eventual tilting, respectively. These data helped deriving paleogeographic and tectonic constraints on the geodynamic evolution of the Serrinha Block. These results will be compared with those recently obtained from the Amazonian and West-African shields (Nomade et al., 2001, 2003) and implications for the paleogeography at Paleoproterozoic times will be addressed.

2. Geological setting

The Congo-São Francisco craton was built during the 2.0 Ga Transamazonian orogeny (Bertrand and Jardim de Sa, 1990; Ledru et al., 1994). In Brazil, the largest exposure of Archaean-Paleoproterozoic basement rocks of this craton crops out in Bahia State (Fig. 1), where the Gavião, Jequié and Serrinha Blocks, and the Itabuna-Salvador-Curaça Belt represent four crustal segments that were accreted at ~2.0 Ga (Barbosa & Sabaté, 2002) in the northeastern part of the São Francisco Craton.

The Serrinha Block was thrust to the west and south towards the Itabuna-Salvador-Curaça Belt. To the east, the Serrinha Block is covered by the Mesozoic sediments of the Brazilian margin. The Archean basement of the Serrinha Block is composed of orthogneiss, migmatites and tonalites (2.9-3.0 Ga; Gaal et al., 1987; Oliveira et al., 1999) metamorphosed into the amphibolite facies. This basement is covered by the Paleoproterozoic Rio Itapicuru and Capim greenstone belts, considered to derive from back-arc basins (Silva, 1987; Winge, 1984). Paleoproterozoic plutonic rocks largely intrude all the terrains of the Serrinha Block. Rios et al. (2003) identified two main magmatic events: a TTG-calc-alkaline event between 2.16-2.13 Ga, and a late alkaline magmatism between 2.1-2.07 Ga. The Paleoproterozoic metamorphism of this sector is dated at 2.08 Ga (Ar-Ar hornblende; Mello, 2000) and a hydrothermal mineralizing event closes the Transamazonian history of this area at 2.05 Ga (Ar-Ar muscovite; Mello, 2000).

This paper concerns the southern Serrinha Block (Fig. 2) where the rotation toward EW of the otherwise ubiquitous NS-directed structures is interpreted as a crustal-size lateral ramp related to the Transamazonian collision (Nascimento et al. in press). The southern end of the Rio Itapicuru greenstone-belt is represented by orthogneissic rocks (GNB) intercalated with volcano-sedimentary rocks (metabasalts, felsic volcanics and sediments; Fig. 2). The Paleoproterozoic granitoids that intrude this sector include the Teofilândia granodiorite (GRT) and the Barrocas trondhjemitite (GRB) that belong to the regional calc-alkaline-TTG magmatic episode, and the granite of Santa Rosa (GSR) which is coeval with the late alkaline magmatic event of Rios et al. (2003). To the south, the gneissic basement (GN) of the Teofilândia area is dated at 3.1 Ga (Rios, 2002).

3. Rock types, microstructures and tectonic events

Our study focuses on the Teofilândia granitoids (granodiorite and trondhjemitite), which are leucocratic, coarse- to medium-grained rocks. In a minor extent, their host biotite- and amphibole-bearing gneiss that form the basement of this region have been considered (Fig. 2).

Three main petrographic types were identified (Nascimento et al. in press): a biotite-amphibole-bearing porphyritic facies (GRTp), a biotite-bearing facies affected by hydrothermalism (GRTh) and a sub-volcanic facies (QFP). These rocks have been inhomogeneously deformed, the original magmatic structures being preserved within cores surrounded by EW-trending shear corridors (Fig. 2a).

Three main types of microstructures are identified in the area under study (Fig. 2b). The purely magmatic microstructure characterizes preserved sectors in the granodiorite that carry N-S trending magnetic lineations. Around these relictual sectors, the granitoids display typical high-T gneissic microstructures, attesting to superimposed high temperature and pervasive solid-state stretch parallel to EW ($\pm 30^\circ$). In these sectors, a conspicuous E-W stretching lineation is observed in the field and matches with the E-W trending magnetic lineations measured in the granodiorites, trondhjemites and orthogneiss. Finally, low-T mylonitic microstructures developed under greenschist facies conditions in presence of hydrothermal fluids. This microstructural type is observed in both latter types.

Combining microstructural and magnetic anisotropy data helped to recognize three Transamazonian events in the granitoids (Nascimento et al., in press). The preserved NS-trending magmatic lineations identified in Teofilândia granodiorites were formed during magma emplacement (D1), probably within a submeridian magmatic arc parallel to the western border of the Serrinha block around 2.13 Ga. These structures were reworked during the E-W convergence of the Serrinha Block to the craton (D2) at ~ 2.08 Ga, giving the E-W trending structures. The late event (D3) is related to the retromorphic evolution of the area, and was responsible for the concentration of gold deposits in the metabasalts (2.05 Ga).

4. Sampling and laboratory procedures

The Teofilândia granitoids and gneissic host rocks were sampled for magnetic anisotropy and paleomagnetic purposes with a portable drilling-machine. Cores were precisely oriented (azimuth and dip) with respect to the geographic frame, using a magnetic compass. At each site, at least two cores were collected giving four to six specimens, 22 mm long and 25 mm in diameter, for paleomagnetic and anisotropy measurements. A total of 189 different sites with a kilometric average spacing were studied for their magnetic anisotropy and microstructures (Nascimento et al., in press). From this collection, 86 evenly spaced sites were randomly chosen for the present paleomagnetic study (Fig. 2b). Samples cut from the oriented cores were subjected to paleomagnetic treatment in the LMTG's Magnetic Lab. (Toulouse University) and sister specimens were used for rock magnetic analysis and thin-section examination.

Low-field magnetic susceptibility and anisotropy were measured with the KLY-2 and KLY-3 susceptometers (Agico Inc.) and the magnetic remanence was measured with a JR5-A magnetometer (Agico Inc.). Alternating field (AF) and thermal demagnetizations were conducted with a LDA-3A (Agico Inc.) and a TSD-1 oven (Schonstedt) respectively. Fifteen AF-demagnetization steps were performed (1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60 and 80 mT). For thermal treatment, fourteen demagnetization steps, one 1 hour/step each, were performed (20, 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 510, 540, 570 and 750°C). The magnetic components of each specimen were identified in orthogonal plots, and calculated using the least squares fit method of Kirschvink (1980). Fisher's (1953) statistics was used to calculate vector mean directions and paleomagnetic poles for the whole set of characteristic vectors. The magnetic mineralogy was investigated by susceptibility versus T measurements obtained with a furnace (CS-2, Agico Inc.) coupled with the KLY-2 susceptometer. Hysteresis loops were obtained with a Micro-VSM magnetometer (vibrating sample magnetometer; Princeton Instruments) of the CEREGE laboratory (Aix-en-Provence, France). Mineral chemistry compositions were obtained with the CAMEBAX SX50 and JEOL-JCXA733 microprobes of Toulouse (LMTG) and Belo Horizonte (CVRD, Brazil), respectively.

5. Magnetic mineralogy

The natural remanence (NRM) in the rocks from Teofilândia ranges from 2.64×10^{-5} to 23.3 A/m, and the magnetic susceptibility ranges from 66 to 19720 μSI (Fig. 3). Reflected-light microscopy identifies two categories of primary magnetite in the magmatic porphyritic type (GRTp). An early-magmatic, fine-grained ($<30 \mu\text{m}$) euhedral magnetite (Figs. 4a-b) forming inclusions in amphibole and feldspar crystals, and a late, coarse-grained (0.2-1 mm), subhedral to anhedral magnetite located at grain boundaries between feldspar, quartz and mafic phases (Fig. 4c) and that may show ilmenite exsolutions (Figs. 4c-d). At some places, subsolidus reactions were responsible for growth of magnetite out of biotite and amphibole. In contrast, low oxygen-fugacity conditions prevailed in both the granitic (GRTh) and the subvolcanic (QFP) hydrothermalized types in which pyrite is the most frequent opaque phase (Figs. 4e-f). Differences in susceptibility and remanence magnitudes among samples from the different rock-types and microstructures are compatible with these mineralogical observations. In particular, the samples affected by hydrothermal alteration have low remanence and susceptibility values due to magnetite consumption in retro-morphic reactions.

Presence of low-Ti to pure magnetite in magmatic and orthogneissic rocks is confirmed both, by the Curie temperatures around 580°C (Fig. 5) and by the narrow-waisted hysteresis curves (Figs. 6a-d). In some specimens, another transition in susceptibility around $350\text{--}400^\circ\text{C}$ suggests the presence of maghemite (Figs. 5a-c). Absence of this transition in the cooling curves along with lower susceptibility values point to conversion of maghemite into hematite after heating. Samples affected by hydrothermal alteration are governed by the paramagnetic phases (Fig. 6e-f) but different responses can be found depending on the original rock-type. In particular, specimens from granitic protolith show a weak signal dominated by magnetite (Fig. 5e). By contrast, the subvolcanic specimens show, up to 400°C , hyperbola typical of a paramagnetic behaviour (Fig. 5f); above 400°C , new magnetite is created out of micas or iron-sulphides. In these low susceptibility and altered rocks, a minor amount of hematite is also attested by a remnant susceptibility up to 600°C .

When plotted in the Day et al. (1977) diagram, the specimens from Teofilândia distribute along the pseudo-single (PSD) and multidomain (MD) sectors of magnetite (Fig. 7). Such a distribution is compatible with a mixture of magnetic grains having variable sizes (Dunlop, 2002). The smallest inclusions of magnetite which belong to the PSD range, are good candidates to preserve the record of the ancient magnetic field.

6. Paleomagnetic study

The natural remanent magnetization vectors of 404 specimens cut from the 86 selected sites of Teofilândia were measured. A strong scatter in directions is observed, whatever the microstructural type but, for each type, a stronger concentration at a high inclination appears in the density contour diagrams (Fig. 8). For a randomly chosen sub-set of fifteen sites, both AF and thermal treatments were performed in specimens coming from the same core (Fig. 9). For all these specimens, both treatments gave the same result after elimination of the random, viscous component at 10 mT or 150°C . We observe, however, that the AF-treatment much better delineates the magnetic components than the thermal one. Hence, for the rest of the collection (69 sites) two specimens from different cores of the same site were AF-demagnetized and the results were compared. Specimens showing characteristic directions within $\pm 30^\circ$ (Fig. 10) were considered as coherent and were used to calculate mean directions and paleomagnetic poles. By contrast, specimens of the same site showing a scatter larger than $\pm 30^\circ$ were excluded. As a result, among the initial 86 selected sites, 26 prove coherence between the two different cores (Table 1). Among these 22 sites (44 specimens), 14 sites display a magmatic microstructure, 4 sites display a HT-gneissic microstructure, and 4 sites have a LT-mylonitic microstructure.

Most of the specimens display one to two magnetic components in addition to the viscous magnetization. A high inclination, dual-polarity characteristic vector has been obtained from the

most coercitive fraction for all coherent sites. This component, which in addition is unblocked between 510 and 540°C, is therefore considered as the characteristic component of the Teofilândia granitoids (Figs. 9, 10 and 11). Note that the sharp-shouldered intensity decay diagrams during thermal demagnetization point to the fine-grained fraction of magnetite as the main magnetic carrier in these rocks. The same high-inclination component was also observed in some samples from the host gneisses (Fig. 12b). However, most of the analysed samples from the host rocks show either different characteristic directions (Fig. 12a) or unstable demagnetization behaviors (Fig. 12c).

We have calculated a mean out of the set of specimens (n=44) having coherent directions (Fig. 13). These specimens come from sites evenly distributed throughout the region under study. In granite batholiths this strategy seems to provide more easily representative mean vectors than the traditional use of a few densely sampled sites, as already noted by Gilder et al. (1999). Mean directions for the Teofilândia granitoids were calculated for the negative and positive inclinations (Table 2). These antipodal directions give a positive reversal test (McFadden & McElhinny, 1990). Finally, a mean direction was calculated for the same set of specimens after inversion of negative inclination vectors. This yields a mean at Dec=328°, Inc=83° (k=7.45, α_{95} =8.5°), corresponding to a paleomagnetic pole at Long.=314°E, Lat.=1°N (dp=16.3, dm=16.6).

7. Cooling regime

A compilation of geochronological data from the Serrinha block is presented in Table 3. U-Pb (TIMS, SHRIMP) and Pb-Pb data from zircons are available for the granitoids, and K-Ar and Ar-Ar dating of amphibole, biotite and muscovite have been reported in the granites, metavolcanics and gneisses. A sub-set of this data concerning the ages obtained at the southern sector of the Serrinha Block was used to build the cooling curve of the region under study (Fig. 14). Then, the selected data has passed a quality screening so that all the retained U-Pb ages but that of Fazenda Bananas alkaline pluton were obtained on concordant zircons (Mello, 2000; Rios, 2002); the Ar-Ar ages that tie the curve are plateau ages integrated within more than 85% of released Ar gas (Mello, 2000; Vasconcelos and Becker, 1992).

The crystallization of the TTG-calc-alkaline granodiorites is dated by several U-Pb and Pb-Pb determinations which yield ages comprised between 2.13 and 2.16 Ga. The Teofilândia granodiorite (GRTp) itself gives an U-Pb SHRIMP age of 2130±7 Ma (Mello, 2000) and the Barrocas trondhjemite (GRB) gives an Pb-Pb evaporation age of 2127±7 Ma (Alves da Silva, 1994). Crystallization temperatures of magmatic zircons in felsic magmas may be calculated from zirconium saturation temperatures after the model of Watson and Harrison (1983). The Zr content of Teofilândia and Barrocas granitoids yield temperatures of 750±50°C. Temperatures on the order of 700±50°C during final crystallization of amphibole are suggested by the hornblende-plagioclase thermometer of Holland and Blundy (1994), from 8 sites in Teofilândia and 2 sites in the Barrocas trondhjemite. Pressures, obtained with the Al-in-hornblende barometer of Schmidt (1992) from hornblende periphery, correspond to pressures during magma crystallization, i.e. when crossing the ~700°C isotherm. The wide range of pressures obtained across the pluton surface, varying from 400 to 755 MPa, point to the different levels of exposure of the granite. After transformation of pressure to depth and fitting a plane to these data (see Ague and Brandon, 1996), an overall tilt of more than 40° towards the north is obtained.

The cooling regime of the region after emplacement of the TTG calc-alkaline magmas can be traced by Ar-Ar thermochronology. An age of 2080±5 Ma was obtained from an amphibole of metavolcanics intercalated with the gneissic and granitic rocks of the northern sector of Teofilândia (Mello, 2000). This age coincides with an U/Pb SHRIMP date of 2076±5 Ma obtained from an overgrowth of a detrital zircon separated from a quartzite of the same sector (Mello, 2000). These Ar-Ar and U-Pb dates are classically interpreted as the age of the high-T metamorphism in this region (Mello, 2000; Barbosa and Sabate, 2002) whose

temperature is estimated at $600\pm 50^{\circ}\text{C}$. To refine our cooling curve, we have estimated the closure temperature for hornblende using the ionic porosity model of Dahl (1996) for Ar retention, which depends on the Mg#, A-site occupancy, Al-Tschermack substitution and Fe^{3+} content. We have used the hornblende composition of the metavolcanic rocks that crop out in the central sector of Teofilândia (Fig. 2), and which are equivalent to the dated unit. The resulting ionic porosities, between 38.45 and 38.62, correspond to closure temperatures around $490\pm 30^{\circ}\text{C}$. These closure temperatures for hornblende are significantly less than those attributed to the peak metamorphic conditions in this region (Silva, 1987). Hence, our Ar-Ar data on hornblende are better interpreted as post-dating event D2.

Closure temperatures for muscovite and biotite were taken at $350\pm 50^{\circ}\text{C}$ and $300\pm 50^{\circ}\text{C}$, respectively (McDougall and Harrison, 1999). Note, however, that most data were obtained on minerals within rocks affected by the hydrothermal event. Hence, closure temperatures for Ar-Ar systematics may be significantly less than those commonly assumed for slowly cooling environments without significant action of reactive fluids (Kent and McCuaig, 1997). We therefore consider the above values as maximum estimates of the closure temperatures in these minerals. An Ar-Ar date in muscovite was obtained on the hydrothermalized metavolcanics at 2050 ± 4 Ma (Mello, 2000). A lower quality age of 2054 ± 2 Ma, integrated over 42% of released gas, overlap this age. Two other dates were obtained on biotites from the Barrocas trondhjemite and from the metavolcanics yielding, respectively, 2029 ± 13 Ma (Alves da Silva, 1994) and 2031 ± 4 Ma (Vasconcelos and Becker, 1992). The resulting cooling curve (Fig. 14) suggests that the Teofilândia region has cooled from 750°C at 2.13 Ga, down to 490°C at 2.08 Ga, giving a cooling rate of approximately $5.2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Subsequently, the temperature has decreased down to 300° at a slower rate of approximately $3.8^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

7. Discussion

7.1. Age of remanence acquisition

The age of remanence acquisition was determined by combining the cooling curve of the Figure 14 and the unblocking temperatures of the remanence carriers. Accepting that the carriers of remanence in our rocks are fine-grained, pseudo-single domain magnetite grains, the blocking-relaxation relations of Pullaiah et al. (1975) can be used to estimate the unblocking temperatures at geological conditions. Accordingly, unblocking temperatures of 510°C - 540°C obtained after 1h heating in the laboratory are equivalent to unblocking temperatures of 450°C to 525°C after 1 Ma heating in nature. Putting together the corrected unblocking temperatures with the geochronological data of the area, the age of acquisition of thermal remanence can be estimated at 2080 ± 17 Ma (Fig. 14).

Remanence has therefore been acquired much after the hornblendes have recorded the pressure conditions of this area. The latter, which vary from 755 to 400 MPa, helped Nascimento et al. (in press) to reconstruct the EW-trending flower structure that characterizes the lateral ramp limiting the Serrinha Block to the south (Fig. 2). This structure is related to the D2 amphibolite-grade event. Since the acquisition of remanence occurred at temperatures below 550°C , it is concluded to post-date the climax of D2. As a consequence, it post-dates any rotation or tilt of the geological pieces in the region. An additional constraint to the magnetization age in the area is the well-defined date of the alkaline magmatism (2073 ± 1 Ma; Rios, 2002) to which the granite of Santa Rosa belongs. Since this granite, with its late emplacement structures oblique with respect to the D2 structures, was emplaced immediately after D2 (Nascimento et al., in submission), the age of magnetization in the region must be comprised between 2073 and 2062 Ma.

7.3. Paleogeographic implications

Paleogeographic scenarios for Paleoproterozoic times are still speculative. This is due partly to the scarcity of well-dated paleomagnetic poles. Rogers (1996) has suggested the

existence of three large continental blocks that were formed during the Precambrian and that remained intact until the Gondwana dispersal during Mesozoic times. In such a scheme, the Congo-São Francisco craton belonged to the Atlantica continent together with the Amazon and West-Africa blocks. These cratons would have assembled by 2.0 Ga, giving rise to the Eburnean/Transamazonian orogenic belts (Ledru et al., 1994). Expanded versions of Atlantica include the Rio de la Plata and North African cratons into this group (Rogers, 1996; Condie, 2002). The existence of longstanding continental assemblies presumes only small amount of movement within the blocks. In this understanding, the Apparent Polar Wander (APW) paths for all these blocks should coincide from 2.0 Ga up to 0.2 Ga.

Nomade et al. (2003) have recently reported strong paleomagnetic evidence for the assembly of Amazonia and West-Africa by about 2.0 Ga. After determination of new, well-dated poles, and compilation of ancient data from these two cratons (Table 4), the APW path of Amazonia and West-Africa can be drawn (Fig. 15a). These paths converge at around 2.0 Ga and keep the same track afterwards reinforcing the idea that these two blocks may have formed a unique continent since Paleoproterozoic times. This assembly may have survived the formation of Rodinia and its break-up at Neoproterozoic times (Dalziel, 1997; D'Agrella-Filho et al., 1998). For the Congo-São Francisco craton the database is still poor (Table 4). D'Agrella-Filho and Pacca (1998) have obtained paleomagnetic poles for the Uauá mafic dykes and metamorphic rocks from the Jequié block (Fig. 1). The Uauá mafic dykes crop out in the north of the Serrinha Block, and are affected by Paleoproterozoic shear zones equivalent in age to the D2 event of the Teofilândia region. Extrapolating to the Uauá region the cooling regime determined for Teofilândia, an age of 2.08 Ga can be attributed to the acquisition of remanence in these dikes.

We observe that both the Uauá and Teofilândia poles plot close to Cambrian poles (Fig. 15b) obtained from the sedimentary cover of the same craton (D'Agrella-Filho et al., 2000; Trindade et al., 2004) and that the Brasiliano deformation front (BDF in Fig. 1) is no more than 50 km far from the region under study. However, thermochronological arguments given hereabove totally exclude the possibility that these two poles were affected by Cambrian remagnetization. The same is valid for the nearby Jequié metamorphic rocks, for which the age of magnetization is given by two Ar-Ar ages at 1.99 Ga (biotite) and 2.02 Ga (hornblende) (Sletten, 1989). In addition to these poles, paleomagnetic studies in the Ogooué series, in Gabon, were performed (D'Agrella-Filho et al., 1996). These rocks were dated by Rb-Sr method at 1.99 Ga, and the pole coincide with that of the Jequié region (Fig. 15b). Although a bit scattered, these four poles seem to indicate an APW path from west to east at mid-latitudes (Fig. 15b).

Figure 15c integrates the data for Amazon, West-Africa and Congo-São Francisco cratons. It shows that the Paleoproterozoic poles for Congo-São Francisco plot away from the paths of West-Africa and Amazon cratons, indicating that the Congo-São Francisco craton was not assembled with neither Amazon nor West-Africa by 2.0 Ga. Recent reconstructions for Meso- to Neoproterozoic times also indicate that the Congo-São Francisco block did not belong to the Rodinia supercontinent, being separated from the other continental fragments by a large ocean (Cordani et al., 2003). Closure of this ocean began as early as 0.94 Ga and ended at the peak of the Brasiliano/Pan-African orogeny at around 0.63 Ga (Pimentel et al., 1999).

To summarize, the available geological and paleomagnetic data for the Congo-São Francisco craton denies its early connection to Amazon and West-Africa. As a consequence, the similarity in age of their collisional belts, at the origin of the Atlantica reconstruction, should have another explanation. Intense igneous activity leading to crustal growth and reworking has been recorded at ca. 2 Ga in all circum-south Atlantic cratons (Ledru et al., 1994). Although heat from radioactive decay was about twice the present value at the beginning of the Paleoproterozoic, enhancing igneous activity, the peak of magmatic activity at about 2.1 Ga emphasizes the discontinuous nature of this process. Numerical models of mantle convection propose that quiet periods were separated by catastrophic events attributed to mantle avalanches (Machetel, 2003). Such avalanches would imply enhanced tectonic and magmatic activity. We

suggest that such a phenomenon occurred at 2.1 Ga and was responsible for the intense crustal growth within the then separated Congo-São Francisco, and Amazon plus West-Africa cratons.

9. Conclusion

A paleomagnetic pole for the Congo-São Francisco craton for the age of 2080 ± 17 Ma is proposed. The age of the paleomagnetic pole was obtained after the reconstruction of a cooling curve derived from U-Pb, and Ar-Ar data on single crystals and its comparison with the unblocking temperatures of the remanence carriers. These data indicate that the magnetization was acquired after the amphibolite facies metamorphism related to high-T gneissic (D2) deformation event. Interestingly, most sites with coherent paleomagnetic data come from sectors where the primary, magmatic structure was preserved from late deformational imprints. This reinforces the need for a detailed microstructural analysis coupled to the magnetic study in order to improve the paleomagnetic interpretation. Finally, the Teofilândia paleomagnetic pole, together with poles recently obtained in the Congo-São Francisco, indicates that this block was not assembled with Amazon and West-Africa in the Paleoproterozoic. Actually, we speculate that a strong activity of the mantle at ~ 2.0 Ga was responsible for the large amount of Paleoproterozoic juvenile crust in these cratons irrespective of their position in the globe.

Acknowledgments

This work has benefitted from fruitful discussions with Roberto Siqueira and Anne Nédélec. The IRD (Institut de Recherche pour le Développement), CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nivel Superior), CVRD (Companhia Vale do Rio Doce), UPS (Université Paul-Sabatier) and LMTG (Laboratoire des Mécanismes et des Transferts en Géologie, UMR 5563, CNRS) are thanked for the financial support of this study.

References

- Ague, J.J. and Brandon, M.T. (1996), Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminium-in-hornblende barometry: implications for northward translation of Baja British Columbia, *Geol. Soc. Am. Bull* 108(4), 471-188.
- Alves da Silva, F.C. (1994), Étude structurale du “Greenstone Belt” Paléoprotérozoïque du Rio Itapicuru (Bahia-Brésil). PhD thesis, 335 pp., Orléans University, France.
- Barbosa, J.S.F. and Sabate, P. (2002), Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis, *An. Acad. Bras. Ciências*, 74(2), 343-359.
- Bertrand, J.M. and Jardim de Sa, E.F. (1990), Where are the Eburnean-Transamazonian collisional belts?, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 1382-1393.
- Briden, J.C., Mc Clelland, E., Rex, D.C. 1993. Proving the age of a paleomagnetic pole: the case of the Ntanga Ring structure, Malawi, *J. Geophys. Res.*, 98, 1743-1749.
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. and Torquato, J.R.F. (1980), Evolução geocronologica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia, in *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia - Textos basicos 3* edited by H.A.V. Inda and F.B. Duarte, Sec. Minas do Estado da Bahia., SME/CPM, pp. 1-101.
- Condie, K.C. (2002), Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent, *Gondwana Res.*, 5, 41-43.
- Cordani, U., D'Agrella Filho, M.S., Neves, B.B.B. and Trindade, R.I.F. (2003), Tearing Up Rodinia: The Neoproterozoic Paleogeography of South American Fragments, *Terra Nova*, 15, 350-359.
- Cruz Filho, B.E., Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheller, I., Rios, D.C. and Marinho, M.M. (2003), New Pb-Pb evaporation age on zircon of Nordeste batholith, northeast of Bahia state, Brazil, paper presented at IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short papers 1, 532-534.
- D'Agrella Filho, M.S. (1992), Paleomagnetismo de enxames de diques maficos Proterozoicos e rochas do embasamento do Craton do São Francisco. PHD thesis, 201pp., IAG, São Paulo University.
- D'Agrella Filho, M.S. and Pacca, I.I.G. (1998), Paleomagnetism of Paleoproterozoic mafic dyke swarm from the Uaua region, northeastern São Francisco Craton, Brazil: tectonic implications, *J. South Am. Earth Sci.*, 11(1), 23-33.

- D'Agrella Filho, M.S., Feybesse, J.L., Prian, J.P., Dupuis, P. and N'Dong, J.E. (1996), Paleomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo craton, Africa, *J. Afric. Earth Sci.*, 22(1), 65-80.
- D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Siqueira R., Ponte-Neto C.F. and Pacca I.G. (1998), Paleomagnetic constraints on the Rodinia supercontinent; implications for its Neoproterozoic break-up and the formation of Gondwana, *Int. Geol. Rev.* 40, 171-188.
- D'Agrella Filho, M.S., Babinski, M., Trindade, R.I.F., Van Schmus, W.R. and Ernesto, M. (2000), Simultaneous remagnetization and U-Pb isotopes in Neoproterozoic carbonates of the São Francisco craton, Brazil, *Precambrian Res.*, 99, 179-186.
- 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.
- Dalziel, I.W.D. (1997), Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation, *Bull Geol. Soc. Am.*, 109, 16-42.
- Day, R., Fuller, M.D. and Schmidt, V.A. (1977), Interacting single-domain properties of magnetite intergrowth, *J. Geophys. Res.*, 81, 989-994.
- Dunlop, D.J. (2002), Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.* 107 B3 (2002), pp. EPM 4-1–EPM 4-22.
- Fisher, R.A. (1953), Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. London*, A217, 295-305.
- Gaál, G.L., Teixeira, J.B.G., D'el Rey Silva, L.J.H. and Silva, M.G. (1987), New U-Pb data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Brazil, paper presented at I Int. Symp. Granites and Assoc. Mineralizations, Bahia, Brazil.
- Gilder, S.A., Leloup, P., Courtillot, V., Chen, Y., Coe, R., Zhao, X., Xiao, W., Halim, N., Cogne, J.P. and Zhu, R. (1999), Tectonic evolution of the Tancheng–Lujiang (Tanlu) fault via Middle Triassic to Early Cenozoic paleomagnetic data, *J. Geophys. Res.* 104, pp. 15365–15390.
- Holland, T and Blundy, J. (1994), Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contrib. Min. Petrol.*, 116, 433-447.
- Kent, A.R. and McCuaig, T.C. (1997), Disturbed Ar-Ar systematics in hydrothermal biotite and hornblende at the Scotia gold mine, Western Australia: evidence for argon loss associated with post-mineralisation fluid movement, *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4655-4669.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Ledru, P., Cocherie, A., Barbosa, J., Johan, V. and Onstott, T. (1994), Ages du métamorphisme granulitique dans le craton de Sao Francisco (Brésil); implications sur la nature de l'orogène transamazonien, *C.R. Acad. Sci. Paris* 318, 251-257.
- Lomax, K. (1975), Palaeomagnetic studies of Proterozoic rocks in Britain and West-africa, PhD thesis, University of Leeds.
- Machetel, P. (2003), Global thermal and dynamical perturbations due to Cretaceous mantle avalanche, *C. R. Geoscience*, 335, 91-97.
- McDougall, I. and Harrison, T.M. (1999), Geochronology and Thermochronology by the Ar/Ar method, 269pp, Oxford Univ. Press, Oxford.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W. (1990), Classification of the reversal test in paleomagnetism, *Geophys. J. Int.* 103, 725–729.
- Mello, E.F. (2000), Estudos isotopicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia: evolução crustal e metalogenia do ouro, Ph.D. thesis, 162 pp, Campinas University, São Paulo.
- Melo, R.C., Loureiro, H.S.C. and Pereira, L.H.M. (1995), Programa Levantamentos Geologicos Basicos do Brasil. Serrinha, Folha SC.24-Y-D. Estado da Bahia, Brasil. Escala 1:250000, 80 pp, CPRM/MME. Brasilia, Brazil.
- Meert, J.G., Nédélec, A., Hall, C., Wingate, M.T.D. and Rakotondrazafy, M. (2001), Paleomagnetism, geochronology and tectonic implications of the Cambrian-age Carion granite, Central Madagascar, *Tectonophysics*, 340, 1-21.
- Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A. and Sabaté, P. (in press), Evidence of an early N-S magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic study, *Precambrian Res.*
- Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A. and Sabaté, P. (in submission), Petrology of Teofilândia granitoids: an example of 2.1 Ga crustal accretion in the São Francisco Craton (Bahia, Brazil), *Precambrian Res.*
- Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A. and Théveniaut, H. (2001), First paleomagnetic and Ar/Ar study of Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guyana Shield, *Precambrian Res.*, 109, 239-256.
- Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B.Y. Vidal, M. and Rigolet, C. (2003), The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data from French Guiana and the Ivory Coast, *Geophys. J. Int.* 154, 677-694.
- Oliveira, E.P., Lafon, J.M. and Souza, Z.S. (1999), Archaean-Proterozoic transition in the Uaua Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints, paper presented at VII Simp. Nac. Est. Tectonicos, SBG, Lençóis, Bahia, 1, 38-40.

- Onstott, T.C. and Hargraves, R.B. (1981), Proterozoic transcurrent tectonics: palaeomagnetic evidence from Venezuela and Africa, *Nature* 289, 131-137.
- Onstott, T.C. and Dorbor, J. (1987), Ar/Ar and palaeomagnetic results from Liberia and tectonic evolution of the Precambrian APW database for the west African Shield, *J. Afr. Earth Sci.* 6, 537-552.
- Onstott, T.C., Hargraves, R.B., York, D. and Hall, C. (1984), Constraints on the notions of South America and African Shields during the Proterozoic: Ar/Ar and palaeomagnetic correlations between Venezuela and Liberia, *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 1045-1054.
- Pimentel M.M. Pimentel, R.A. Fuck and N.F. Botelho (1999), Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review, *Lithos* 46 3, 463–483.
- Piper, J.D.A. and Lomax, G. (1973), Palaeomagnetism of Precambrian Birimian and Takwaian rocks of West Africa, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 34, 435-450.
- Pullaiah, G.E., Irving, E., Buchan, K.L. and Dunlop, D.J. (1975), Magnetization changes caused by burial and uplift, *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 133-143.
- Rios, D.C. (2002), Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica, PhD thesis, 238pp, Bahia University, Brazil.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B. and Dickin, A.P. (2003), A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and lithogeochemical data, paper presented at IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short Papers 1, 264-267.
- Rogers, J.J.W. (1996), A history of continents in the past three billion years, *J. Geol.* 104, 91–107.
- Sabaté, P. and Lomax, K. (1975), Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara Occidental Algerien), *Bull BRGM*, 292-311.
- Schmidt, M.W. (1992), Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, *Contrib. Mineral. and Petrol.* 110 (23), 304–310.
- Silva M.G. (1987), Geochemie, petrologie und geotektonische etwicklung eins Proterozoischen greunsteignertels, Rio Itapicuru, Bahia, Brazilien, Ph.D. Thesis, 125pp, Freiburg University, Germany.
- Sletten, V.W. (1989), Ar/Ar thermochronometry of the Jequié Complex, State of Bahia, Brazil, Junior Paper Advisors, 21pp, Dept. Geol. Geophys. Sci., Princeton University.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Babinski, M., Font, E., Neves, B.B.B. (2004), Paleomagnetism and geochronology of the Bebedouro cap carbonate: evidence for continental-scale Cambrian remagnetization in the São Francisco craton, Brazil, *Precambrian Res.* 128, 83-103.
- Vasconcelos, P. and Becker, T. (1992), A idade da mineralização aurífera no depósito de Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil, paper presented at. Proceedings Workshop em Metalogênese: Pesquisas atuais e novas tendências, Boletim de resumos, pp. 29, Unicamp, São Paulo.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M. (1983), Zircon saturation revisited: temperature and compositional effects in a variety of crustal magma types, *Earth Planet. Sci. Lett.* 64, 295–304.
- Winge, M. (1984), A sequência vulcanossedimentar do Grupo Capim, Bahia, in *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia: textos básicos* 5, edited by P.V.S. Viveiros & F.B. Duarte, SME/COM, Salvador, Bahia, 43-103.

Figure Captions

Figure 1 – The Serrinha Block within the São Francisco craton. Four crustal segments (Gavião, Jequié and Serrinha Blocks, and Itabuna-Salvador-Curaça Belt) assembled at ~2.0 Ga (Barbosa & Sabaté, 2002).

Figure 2 – The Teofilândia area, northeastern São Francisco craton. (a) Structural sketch showing the preserved NS-lineated granitic lense wrapped by EW-lineated high-temperature shear corridors (adapted from Nascimento et al., in press). (b) Sketch with main lithological units and corresponding microstructure types. Black symbols, where coherent magnetization directions were found.

Figure 3 – Natural remanent magnetization (NRM) and susceptibility (κ) magnitudes in Teofilândia rocks, according to their microstructural type (mylonitic, orthogneissic or magmatic).

Figure 4 – Photomicrographs of Teofilândia rocks, looking for the carriers of remanence: (a and b) minute grains of magnetite in amphibole, in transmitted light (magnetite grains redrawn in black) and reflected light, in the porphyritic granodiorite; (c and d) coarse-grained subhedral to anhedral magnetite at the boundary of the other mineral phases; (e and f) euhedral hydrothermal pyrite. mt: magnetite, hb: hornblende, pl: plagioclase, bt: biotite, py: pyrite.

Figure 5 – Thermomagnetic curves for typical Teofilândia samples (curves are corrected from furnace signal).

Figure 6 – Hysteresis curves for typical Teofilândia samples. Original data in gray, and slope-corrected from paramagnetic contribution in black. Hysteresis parameters: Hcr, remanent coercivity, Hc, coercivity, Mrs, remanence after saturation, Ms, saturation magnetization, Kpara, susceptibility percentage carried by the paramagnetic matrix.

Figure 7 – Mrs/Ms vs. Hcr/Hc diagram (Day et al., 1977). SD: single domain, PSD: pseudo-single domain, and MD: multidomain. GRTp: granodiorite with primary, magmatic microstructure; GRTh: granodiorite affected by hydrothermal alteration; QFP: subvolcanic granite; GN: host gneiss.

Figure 8 – Raw NRM directions for each microstructural type. Upper diagrams: point diagrams (full symbols: positive inclinations represented in the lower hemisphere; empty symbols: negative inclinations represented in the upper hemisphere). Lower diagrams: contour diagrams (1% intervals) obtained after inversion of negative inclinations into the lower hemisphere. Note the maxima at high inclinations in all diagrams.

Figure 9 – Examples of AF- and thermal-demagnetizations for specimens from the same core from Teofilândia granodiorites (GRT). Stereographic, orthogonal and intensity decay diagrams are shown. In stereographic diagrams full (empty) symbols represent positive (negative) inclinations; in orthogonal diagrams fill (empty) symbols represent horizontal (vertical) projections.

Figure 10 – Examples of AF-demagnetization for specimens from the same site, belonging to the magmatic microstructure of the Teofilândia granodiorites (GRT). For symbols see Fig.9.

Figure 11 – Examples of AF-demagnetization for specimens from the same site, belonging to the orthogneissic and mylonitic microstructures of the Teofilândia granodiorites (GRT). For symbols see Fig.9.

Figure 12 – Examples of AF-demagnetization for specimens from the same site, belonging to the host gneiss (GN). For symbols see Fig.9.

Figure 13 – Stereographic projection with characteristic vectors from coherent sites. (a) positive and negative directions and corresponding means (crosses) with respective errors (circles). (b) mean direction after inversion of vectors with negative inclinations, mean and error.

Figure 14 – Thermochronology of the Teofilândia region, with indication of deformation events (D1, D2 and D3) and magnetization blocking intervals. The maximum and minimum ages of remanence acquisition are indicated.

Figure 15 – Paleomagnetic poles and APW paths for (a) Amazon and West-Africa craton and (b) Congo-São Francisco. (c) integration of APW paths for the Paleoproterozoic. In (b) some Neoproterozoic to Cambrian poles of the Congo-São Francisco craton are shown for comparison. All poles are rotated to Africa. CSF: Congo-São Francisco, AM: Amazon, WA: West-Africa.

Tables

Table 1 – Remanence directions and virtual geomagnetic poles for coherent sites.

Table 2 – Mean directions and paleomagnetic poles.

Table 3 – Geochronology data from the Serrinha Block (in bold: data used for Fig. 14).

Table 4 – Paleoproterozoic paleomagnetic poles for Congo-São Francisco, Amazon and West-africa shields.

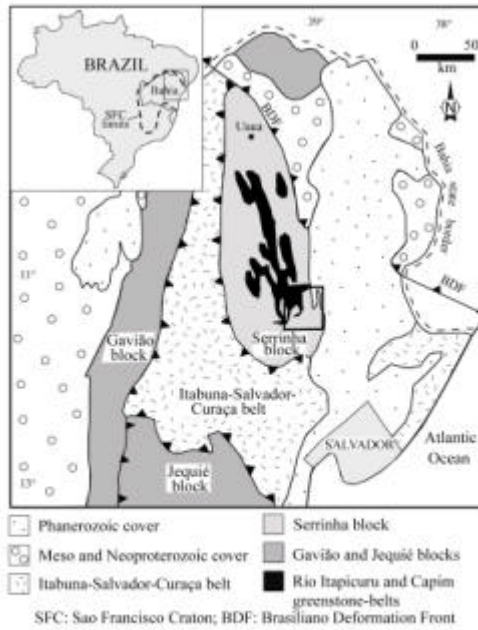


Figure 1 - The Serrinha Block within the São Francisco craton. Four crustal segments (Gavão, Jequié and Serrinha Blocks, and Itabuna-Salvador-Curaça Belt) assembled at 2.0 Ga (Barbosa & Sahubé, 2002).

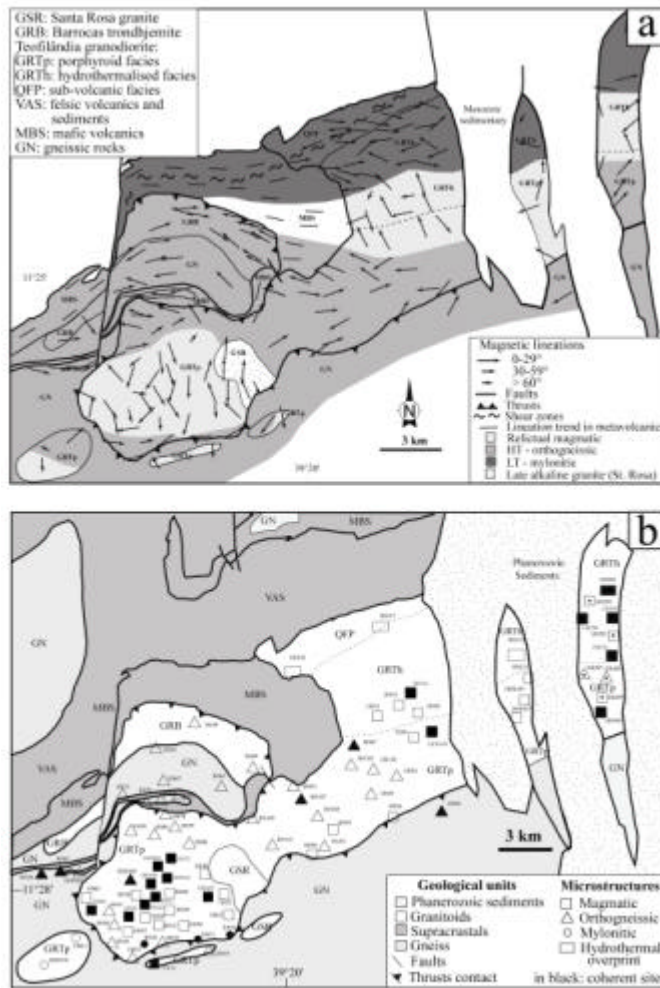


Figure 2 - The Teofilândia area, northeastern São Francisco craton. (a) Structural sketch showing the preserved NS-tinted granitic lense wrapped by EW-tinted high-temperature shear corridors (adapted from Nascimento et al., in press). (b) Sketch with main lithological units and corresponding microstructure types. Black symbols, where coherent magnetization directions were found.

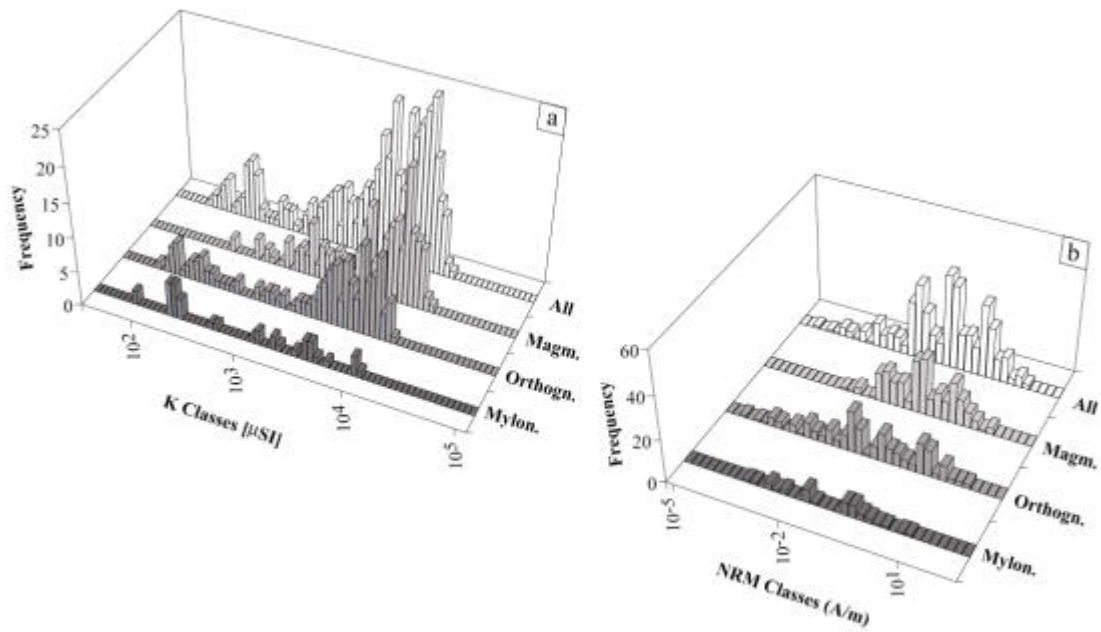


Figure 3 - Natural remanent magnetization (NRM) and susceptibility (κ) magnitudes in Teofilândia rocks, according to their microstructural type (mylonitic, orthogneissic or magmatic).

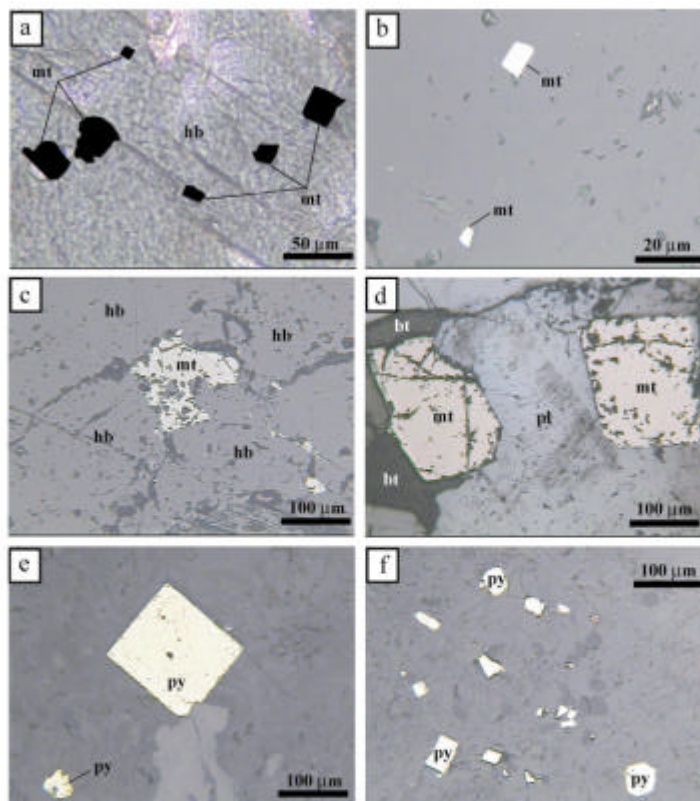


Figure 4 - Photomicrographs of Teofilândia rocks, looking for the carriers of remanence: (a and b) minute grains of magnetite in amphibole, in transmitted light (magnetite grains redrawn in black) and reflected light, in the porphyritic granodiorite; (c and d) coarse-grained subhedral to anhedral magnetite at the boundary of the other mineral phases; (e and f) euhedral hydrothermal pyrite. mt: magnetite, hb:hornblende, pl: plagioclase, bt: biotite, py: pyrite.

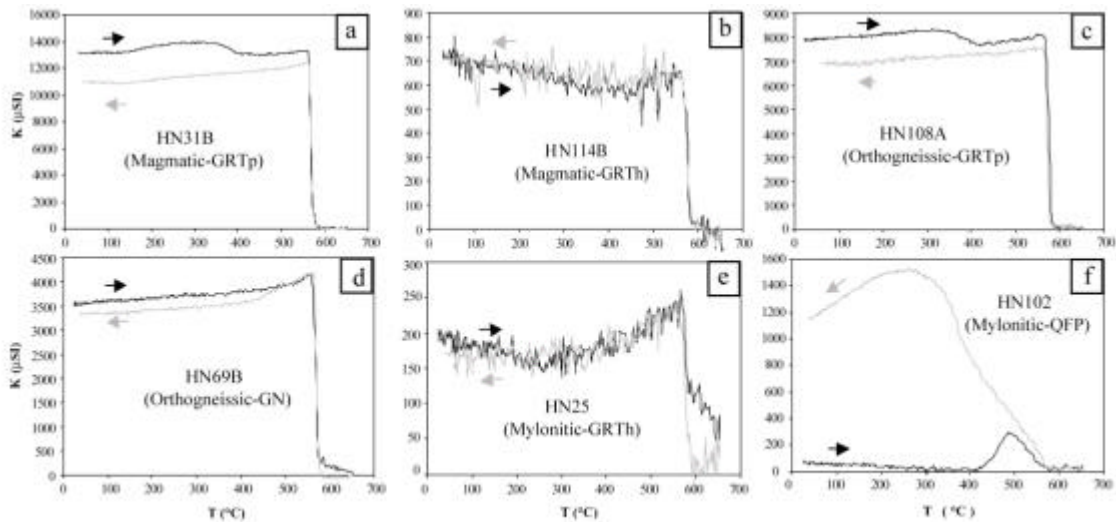


Figure 5 - Thermomagnetic curves for typical Teofilândia samples (curves are corrected from furnace signal).

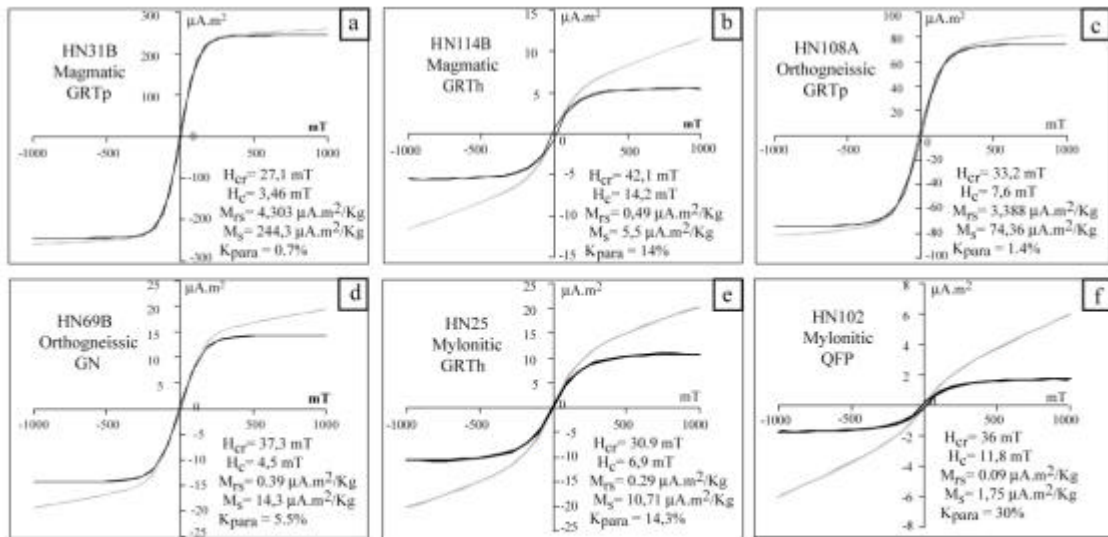


Figure 6 - Hysteresis curves for typical Teofilândia samples. Original data in gray, and slope-corrected from paramagnetic contribution in black. Hysteresis parameters: H_{cr} , remanent coercivity, H_c , coercivity, M_{rs} , remanence after saturation, M_s , saturation magnetization, K_{para} , susceptibility percentage carried by the paramagnetic matrix.

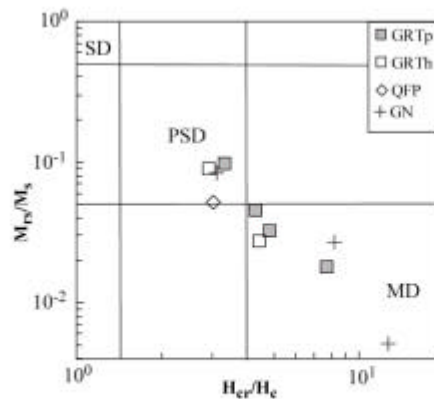


Figure 7 - M_{rs}/M_s vs. H_{cr}/H_c diagram (Day et al., 1977). SD: single domain, PSD: pseudo-single domain, and MD: multidomain. GRTp: granodiorite with primary, magmatic microstructure; GRTh: granodiorite affected by hydrothermal alteration; QFP: subvolcanic granite; GN: host gneiss.

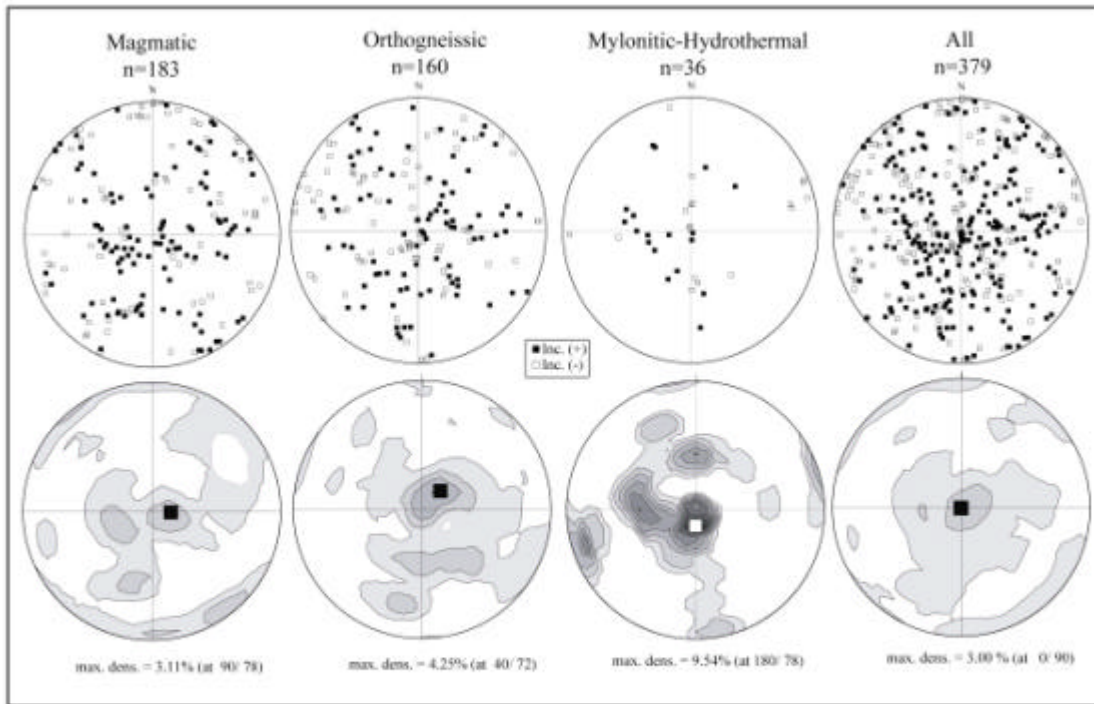


Figure 8 - Raw NRM directions for each microstructural type. Upper diagrams: point diagrams (full symbols: positive inclinations represented in the lower hemisphere; empty symbols: negative inclinations represented in the upper hemisphere). Lower diagrams: contour diagrams (1% intervals) obtained after inversion of negative inclinations into the lower hemisphere. Note the maxima at high inclinations in all diagrams.

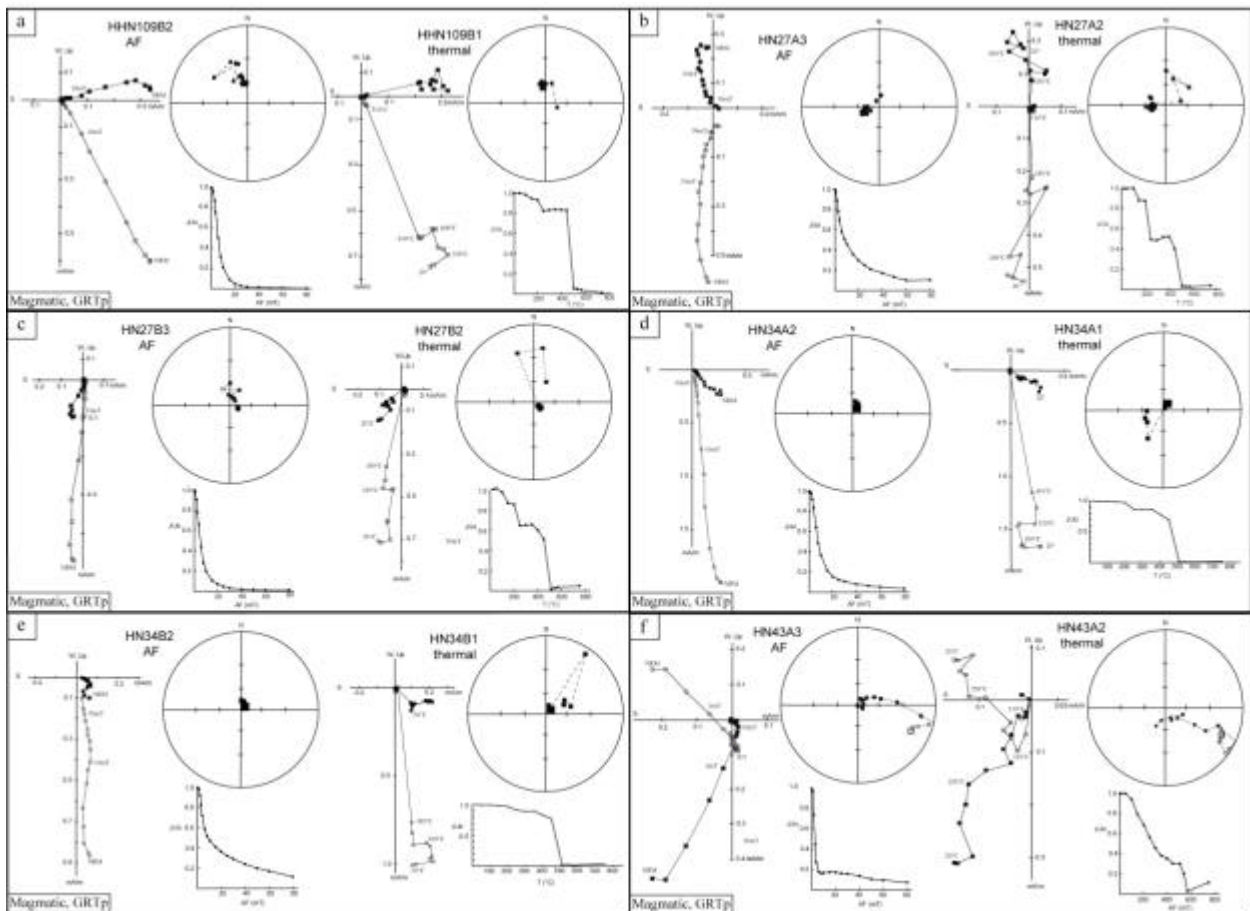


Figure 9 - Examples of AF- and thermal-demagnetizations for specimens from the same core from Teofilândia granodiorites (GRT). Stereographic, orthogonal and intensity decay diagrams are shown. In stereographic diagrams full (empty) symbols represent positive (negative) inclinations; in orthogonal diagrams full (empty) symbols represent horizontal (vertical) projections.

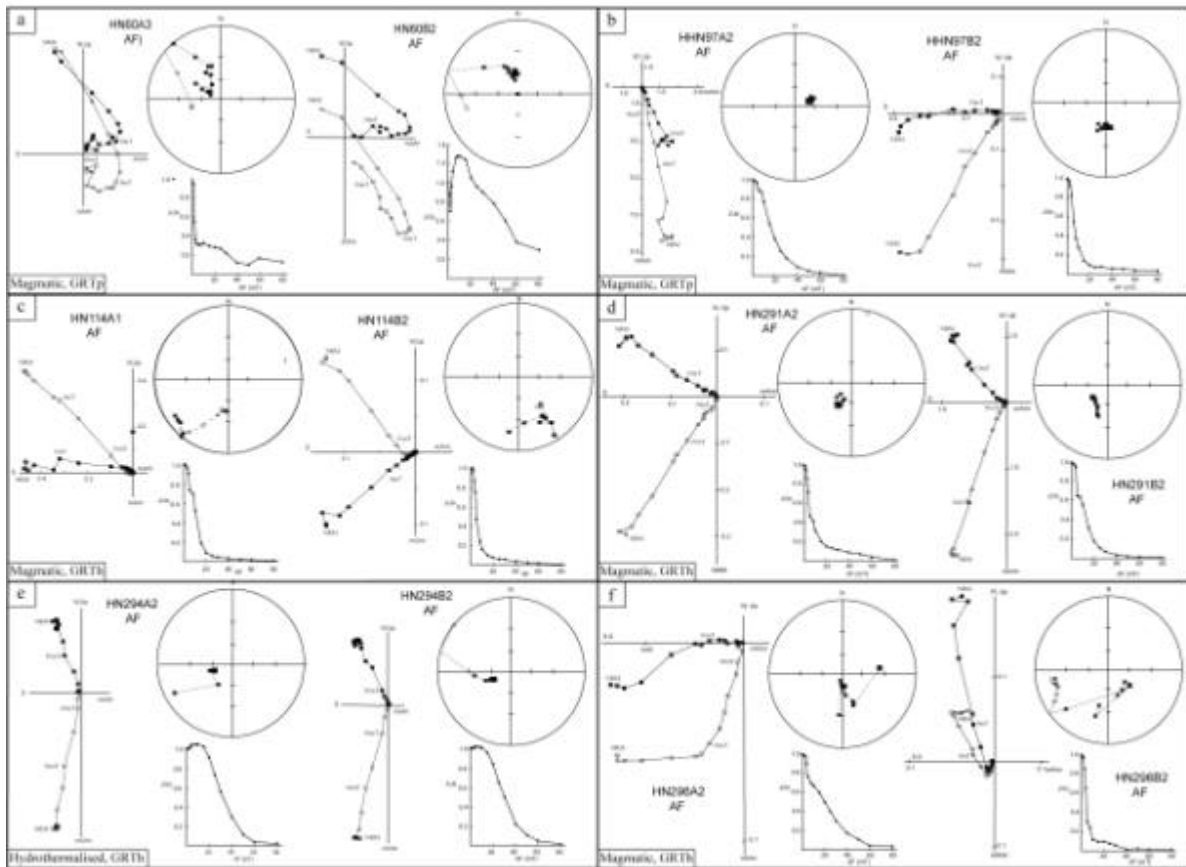


Figure 10 - Examples of AF-demagnetization for specimens from the same site, belonging to the magmatic microstructure of the Teofilândia granodiorites (GRT). For symbols see Fig.9.

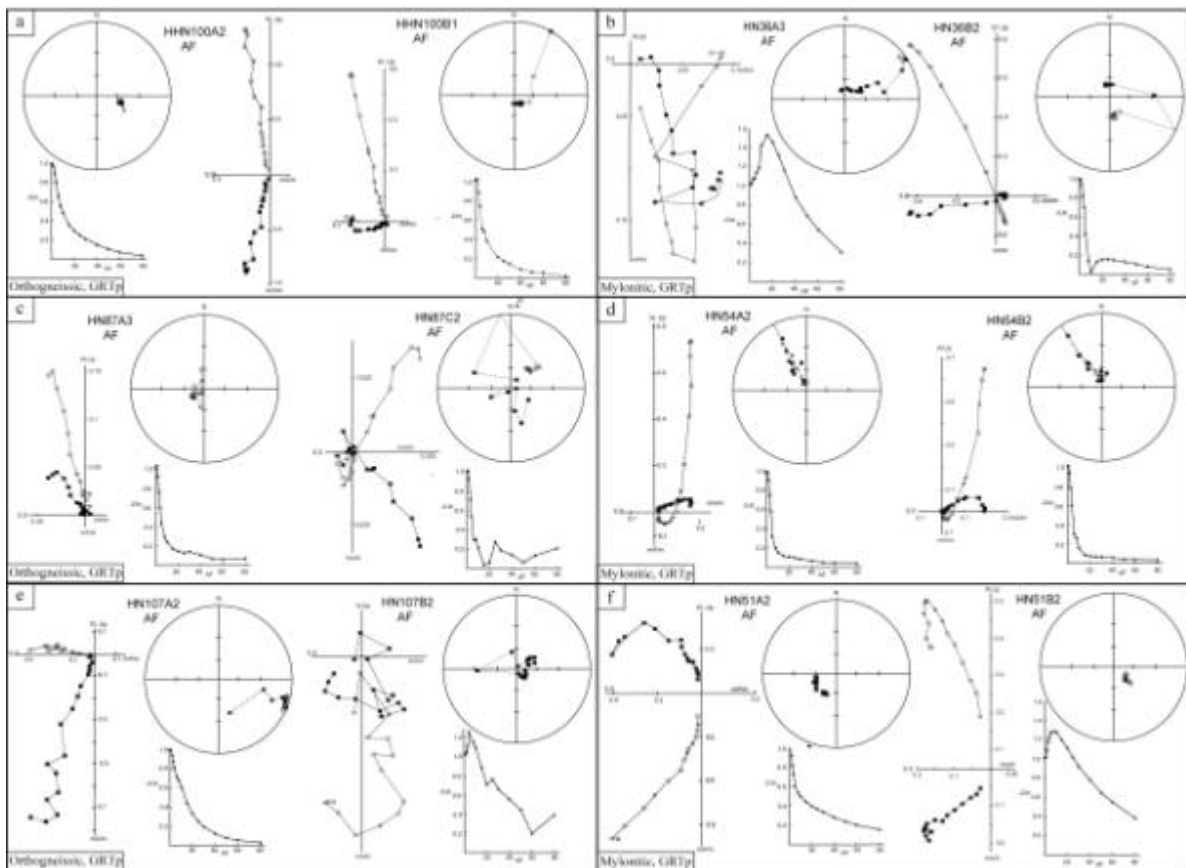


Figure 11 - Examples of AF-demagnetization for specimens from the same site, belonging to the orthogneissic and mylonitic microstructures of the Teofilândia granodiorites (GRT). For symbols see Fig.9.

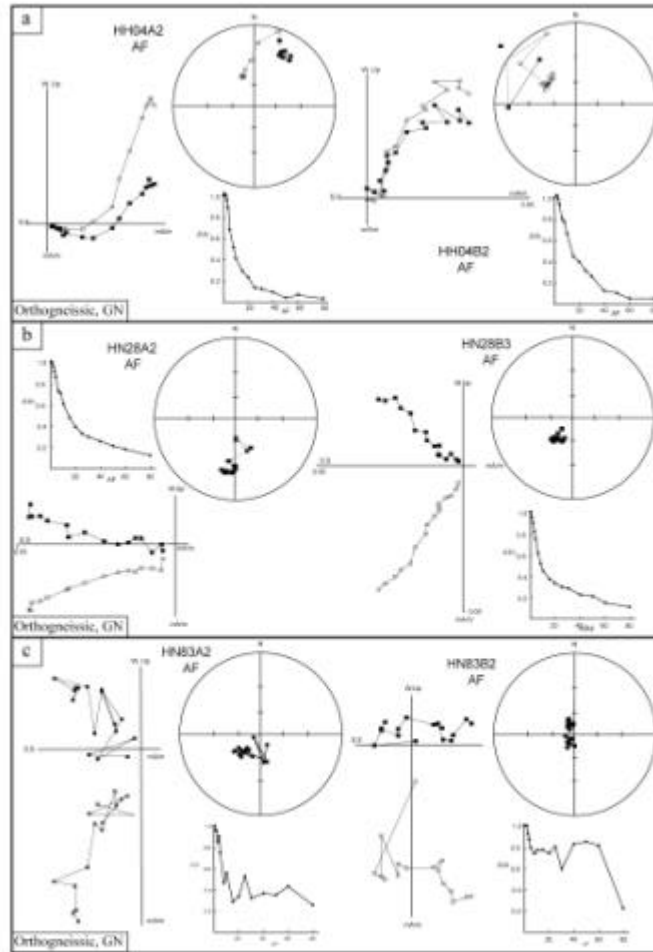


Figure 12 - Examples of AF-demagnetization for specimens from the same site, belonging to the host gneiss (GN). For symbols see Fig.9.

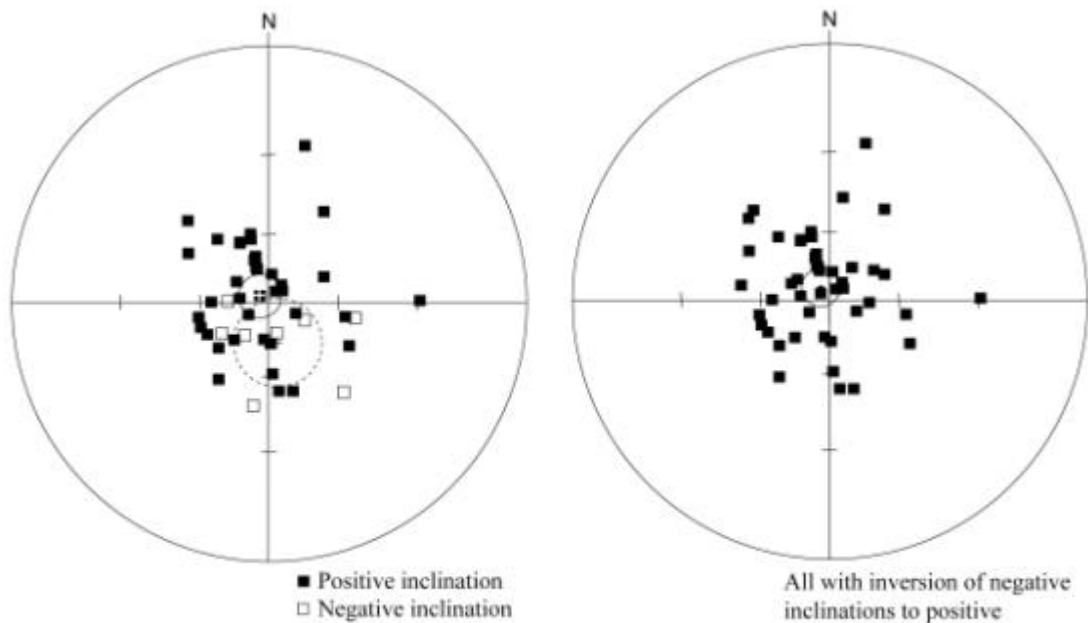


Figure 13 - Stereographic projection with characteristic vectors from coherent sites. (a) positive and negative directions and corresponding means (crosses) with respective errors (circles). (b) mean direction after inversion of vectors with negative inclinations, mean and error.

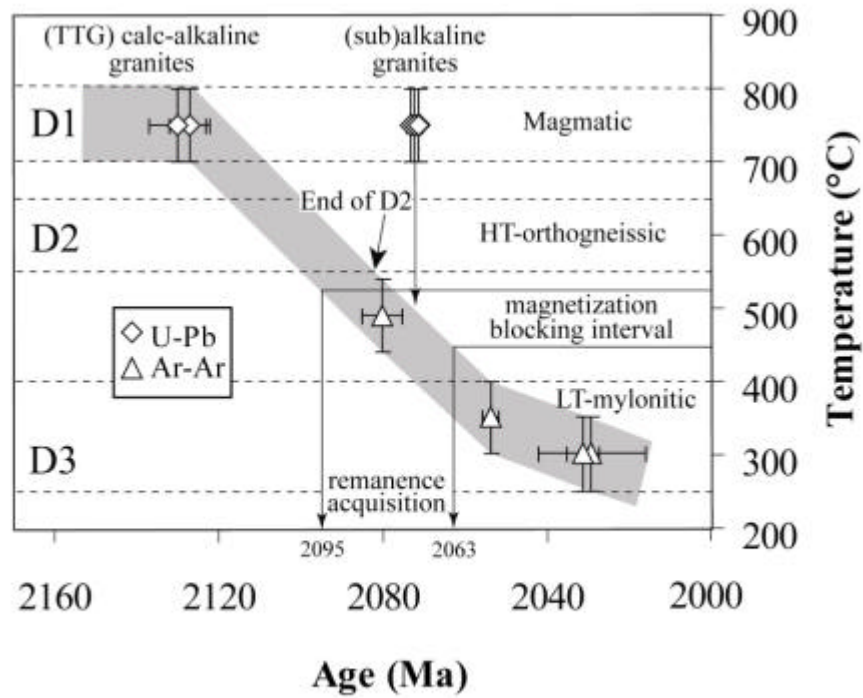


Figure 14 - Thermochronology of the Teofilândia region, with indication of deformation events (D1, D2 and D3) and magnetization blocking intervals. The maximum and minimum ages of remanence acquisition are indicated.

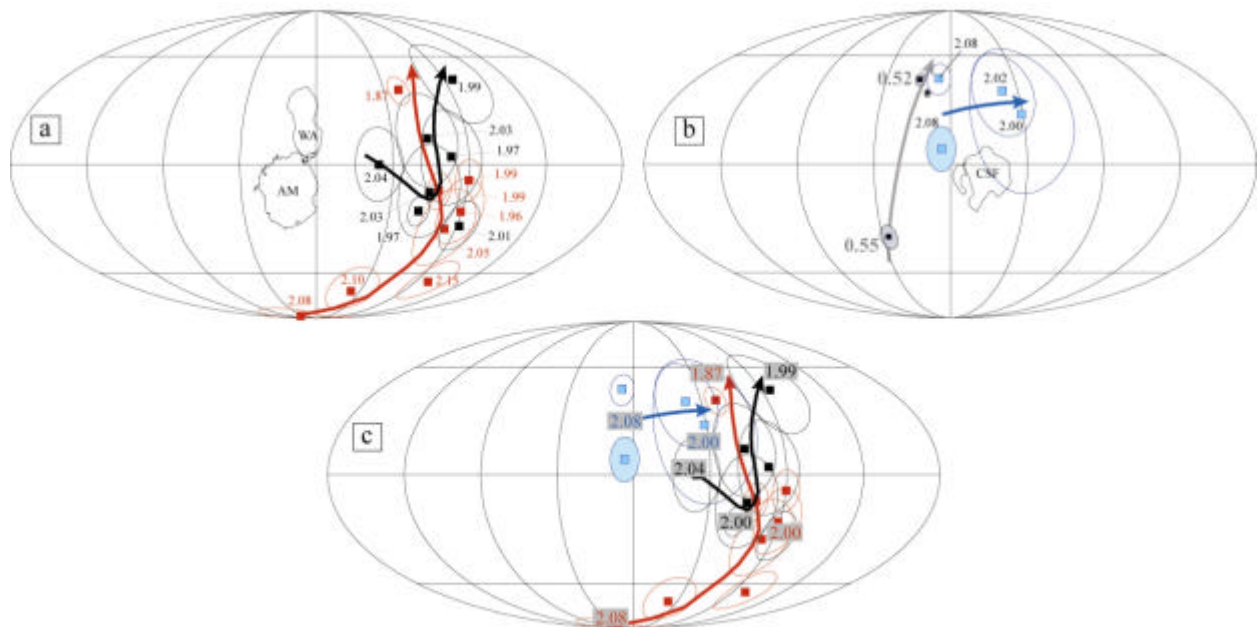


Figure 15 - Paleomagnetic poles and APW paths for (a) Amazon and West-Africa craton and (b) Congo-São Francisco. (c) integration of APW paths for the Paleoproterozoic. In (b) some Neoproterozoic to Cambrian poles of the Congo-São Francisco craton are shown for comparison. All poles are rotated to Africa. CSF: Congo-São Francisco, AM: Amazon, WA: West-Africa.

Table 1 - Remanence directions and virtual geomagnetic poles for coherent sites.

Sample	Rock	Micro	Dec (deg)	Inc (deg)	A95 (deg)	l °N	f °E	Dp	Dm
HHN100a2	GRTp	OGN	100	-52	3.5	2.3	264.9	3.3	4.8
HHN100b1	GRTp	OGN	164	-76	2.7	14.5	313.7	4	5
HHN109a2	GRTp	MAG	100	56	1.9	-14.5	15.8	2	2.7
HHN109b2	GRTp	MAG	345	61	1.1	35.2	307.4	1.3	1.7
HHN97a2	GRTp	MAG	64	63	1.4	10	1.6	1.7	2.2
HHN97b2	GRTp	MAG	177	59	2.5	-61.1	325.8	2.8	3.7
HHN99a2	GRTp	MAG	31	45	13	41.9	359.2	10.4	16.4
HHN99b3	GRTp	MAG	13	26	15	62.1	348.9	8.8	16.2
HN114a1	GRTh	MAG	188	-46	2.5	50.9	332.3	2	3.2
HN114b2	GRTh	MAG	140	-41	4.7	37.8	272.7	3.5	5.7
HN27a3	GRTp	MAG	110	77	1	-18.3	345.5	1.7	1.9
HN27b3	GRTp	MAG	34	80	7	5.2	331.8	12.8	13.4
HN28a2	GN	OGN	164	51	19	-64.6	354.1	17.4	25.7
HN28b3	GN	OGN	223	68	0.8	-36.8	288.6	1.1	1.3
HN31a3	GRTp	MAG	272	-72	2.7	-10.3	354.6	4.2	4.8
HN31b2	GRTp	MAG	89	29	1.7	-2	35.6	1	1.9
HN34a2	GRTp	MAG	47	82	1	-0.1	332.4	1.9	1.9
HN34b2	GRTp	MAG	6	77	1.4	13.7	323.6	2.4	2.6
HN36a3	GRTp	MYLO	342	73	1.5	18.9	311.2	2.4	2.7
HN36b2	GRTp	MYLO	344	69	2.3	25	310.3	3.3	3.9
HN42a2	GRTp	MAG	115	-72	3.8	3.8	291.3	5.9	6.7
HN42b3	GRTp	MAG	279	77	13	-6.2	296.4	22.6	24.2
HN43a3	GRTp	MAG	31	84	10	-0.8	327.1	19.4	19.7
HN43b2	GRTp	MAG	313	85	12	-4.2	313.7	23.5	23.7
HN51a2	GRTp	MYLO	259	59	2.4	-15.4	269.5	2.7	3.6
HN51b1	GRTp	MYLO	271	65	2.5	-7.3	277.6	3.3	4
HN54a2	GRTp	MYLO	321	55	12	30.7	284.5	12.1	17
HN54b1	GRTp	MYLO	336	61	18	32.6	300	21.1	27.6
HN60a3	GRTp	MAG	302	50	19	20.4	270	17	25.4
HN60b2	GRTp	MAG	345	59	7.1	37.4	306.5	7.9	10.6
HN83a2	GN	OGN	173	52	15	-67.4	36.5	14	20.5
HN83b2	GN	OGN	177	72	6.8	-44	323.3	10.6	12
HN87a3	GRTp	OGN	236	-66	4.5	12.9	355.4	6	7.4
HN87c2	GRTp	OGN	215	-72	40	16.2	340	62.2	70.5
HN291a2	GRTh	MAG	213	51	2.1	-53.2	270.3	1.9	2.8
HN291b2	GRTh	MAG	228	61	1.7	-38	276.6	2	2.6
HN293a2	GRTh	MAG	304	73	15	7.1	295.2	23.9	26.8
HN293b2	GRTh	MAG	316	42	5.8	34.4	270.8	4.4	7.1
HN294a2	GRTh	HYDRO	251	59	1.8	-21.6	269.6	2	2.7
HN294b2	GRTh	HYDRO	243	60	2.1	-27.5	271.6	2.4	3.2
HN296a2	GRTp	MAG	187	74	3.6	-40.6	316.4	5.9	6.5
HN296b2	GRTp	MAG	118	51	8.2	-29.5	20.7	7.5	11.1
HN300a2	GRTp	MAG	241	80	25	-19.8	303	45.9	47.9
HN300b2	GRTp	MAG	342	70	5.9	23.3	309.6	8.7	10.2

Table 2 - Mean directions and paleomagnetic poles.

Rock Type	Samples #	Dec (deg)	Inc (deg)	A95 (deg)	R	K	LAT °N	LONG °E	Dp	Dm
Inc (+)	36	310.9	85.2	9.60	36.16	7.23	-4.7	313.8	18.8	19.0
Inc (-)	8	166.8	-71.8	19.00	7.26	9.50	21.4	313.3	29.4	33.4
All with reversion of (-)	44	327.5	83.0	8.50	38.23	7.45	0.7	313.6	16.3	16.6

Table 3 - Geochronology data from the Serrinha Block (in bold: data used for Fig. 14).

	Rock	Mineral	Method	Age	Reference
Basement rocks	Gneiss basement	Zircon	U-Pb	2930 ± 32	Gaal et al 1987
	Gneiss xenolith	Zircon	U-Pb SHRIMP	3159 ± 18	Mello, 2000
	Gneiss xenolith	Zircon	U-Pb SHRIMP	3094 ± 21	Mello, 2000
	Gneiss basement	Zircon	U-Pb	3102 ± 5	Rios, 2002
TTG	Poço Grande	Zircon	U-Pb	2645 ± 70	Melo et al 1995
	Cipo	Zircon	U-Pb	2164 ± 2	Rios, 2002
	Eficéas	Zircon	U-Pb	2163 ± 5	Rios, 2002
	Nordestina	Zircon	Pb-Pb	2155 ± 9	Cruz Filho, et al., 2003
Calcalkaline	Quijingue	Zircon	U-Pb	2155 ± 3	Rios, 2002
	Trilhado	Zircon	U-Pb SHRIMP	2155 ± 9	Mello, 2000
Magmatism	Teofilândia	Zircon	U-Pb SHRIMP	2130 ± 7	Mello, 2000
	Barrocas	Zircon	Pb-Pb	2127 ± 5	Alves da Silva, 1994
D1	Lagoa dos Bois	Zircon	U-Pb	2107 ± 23	Gaal et al 1987
Metamorphism	UVM-Amphibolite	Hornblende	Ar-Ar	2080 ± 5	Mello, 2000
	UVM-Amphibolite	Zircon	U-Pb	2079 ± 2	Rios, 2002
D2	Quartzite Monte Santo	Zircon	U-Pb SHRIMP	2076 ± 10	Mello, 2000
(Sub-) alkaline	Itareru	Zircon	U-Pb	2106 ± 21	Rios, 2002
	Euclides	Zircon	U-Pb	2097 ± 8	Rios, 2002
	Serra do Pintado	Zircon	U-Pb	2097 ± 2	Rios, 2002
	Pedra Vermelha	Zircon	U-Pb	2080 ± 7	Rios, 2002
	Alto Bonito	Zircon	U-Pb	2076 ± 6	Rios, 2002
	Magmatism	Araras	Zircon	U-Pb	2076 ± 2
Santa Rosa		Zircon	U-Pb	2073 ± 1	Rios, 2002
Fazenda Bananas		Zircon	U-Pb	2072 ± 1	Rios, 2002
Maravilha		Zircon	U-Pb	2071 ± 1	Rios, 2002
Morro dos Lopes		Biotite	K/Ar	1791 ± 53	Brito Neves et al., 1980
LT	UVM-Metabasalts	Muscovite	Ar-Ar	2050 ± 4	Mello, 2000
Hydrothermal event	UVM-Metabasalts	Muscovite	Ar-Ar	2054 ± 2	Mello, 2000
	UVM-Metabasalts	Biotite	Ar-Ar	2084 ± 4	Vasconcelos & Becker, 1992 Vasconcelos & Becker,
D3	UVM-Metabasalts	Biotite	Ar-Ar	2031 ± 4	1992
	Barrocas	Biotite	Ar-Ar	2029 ± 13	Alves da Silva, 1994

Table 4 - Paleoproterozoic paleomagnetic poles for Congo-São Francisco, Amazon and West-africa shields.

Rock Type	Locality	Country	Poles in African reference frame			Remanence age estimation (Ma)	References
			A ₉₅ (deg)	LAT °N	LONG °E		
Amazon Shield							
Granite	La Encrucijada	Venezuela	6	-17.7	62.9	1900-2000	Onstott et al. (1984)
Granite	La Encrucijada	Venezuela	18	2.9	79.3	1900-2001	Onstott et al. (1984)
Granulite	Imataca	Venezuela	18	-10.4	67.5	1950-2050	Onstott & Hargraves (1981)
Granulite	Imataca	Venezuela	18	9.7	66	1950-2051	Onstott & Hargraves (1981)
Granite, metasediment		French Guiana	18	33.6	96.1	1968-2017	Nomade et al. (2003)
Granite, amphibolite		French Guiana	10	-23.9	91.9	1987-2041	Nomade et al. (2003)
Tonalite	St-Joseph	French Guiana	14	0.1	36.8	2022-2050	Nomade et al. (2001)
West African Shield							
Gabbro	Aftout	Algeria	6	29	55	1819-1919	Sabaté & Lomax (1975)
Amphibolite	Harper	Liberia	7	-10	73	1900-2000	Onstott et al. (1984)
Granite	Aftout	Algeria	8	-6	90	1950-1982	Lomax (1975)
Granite	Ferke	Ivory Coast	16	-25	83	~ 2000	Nomade et al. (2003)
Granulite		Liberia	13	-18	89	2044-2056	Onstott & Dorbor (1987)
Dolerite	Abouasi	Ghana	11	-50	102	2000-2200	Piper & Lomax (1973)
Amphibolite	Abouasi	Ghana	14	-56	36	2100-2200	Piper & Lomax (1973)
Granite		Ivory Coast	13	-82	292	2100-2070	Nomade et al. (2003)
Congo-São Francisco Shield							
Ogoué		Congo	30	19	44	2000	D'Agrella Filho et al. (1996)
Jequie Complex	Bahia	Brazil	18	28.5	34.8	1950-2050	D'Agrella Filho (1992)
Uaua Mafic Dikes	Bahia	Brazil	7	33.9	351.8	1900-1980	D'Agrella Filho and Pacca (1998)
Teofilândia granodiorite	Bahia	Brazil	8.5	5.8	354.9	2080	This work

Note: rotation pole from South America to Africa: 45.5°N, -33.2°E, +58.2°

CHAPITRE 7:

DISCUSSION

CHAPITRE 7:

DISCUSSION

7.1 Reconstruction de l'histoire tectonique

Les reconstructions géologiques de cette région (Alves da Silva 1994, Chauvet *et al.* 1997, Mello 2000, Rios 2002, Barbosa & Sabaté 2002, parmi d'autres) considèrent qu'un arc magmatique a été formé au-dessus d'une zone de subduction, placée parallèlement à la frontière ouest du bloc de Serrinha (D1). Les âges isotopiques des différents plutons de cette région varient de 2,16 Ga à 2,07 Ga (Rios *et al.*, 2003). La granodiorite de Teofilândia et les trondhjémites de Barrocas et de Nordestina, d'âges 2,13 Ga, sont naturellement attribuées à cet arc magmatique de direction N-S. Ces roches plutoniques sont intrusives dans le socle gneissique plus ancien (GN) et dans les roches métavolcaniques (MBS et VAS). Ainsi, les secteurs à fabriques magmatiques N-S préservées (D1, Fig. 4.30, 7.1) représentent des noyaux de cet arc magmatique, préservés des déformations ultérieures.

Viennent ensuite les structures de direction E-W, qui forment deux événements distincts, tous deux à 90° de l'événement N-S précédent. Le premier (D2) a eu lieu en condition de haute température et est d'importance régionale. Il est attribué à la collision entre le bloc de Serrinha et la ceinture Itabuna-Salvador-Curaça d'âge 2,08 Ga au plus (Mello 2000). Les foliations EW, à pendages variables, et les linéations sub-horizontales sont imprimées dans toute la région. Cet événement E-W a affecté une partie de la granodiorite de Teofilândia, et toutes les formations de Barrocas (GRB et GNB) où aucune trace de la structure N-S primaire n'est rencontrée. Dans ces roches, ainsi qu'au Nord de la granodiorite de Teofilândia, la trajectoire courbe des linéations, de WSW à l'Ouest à ESE à l'Est, est interprétée comme formant la frontière nord d'un corps lenticulaire et étroit de plusieurs kilomètres de longueur, qui a été boudiné pendant cet événement E-W de haute température. Ce méga-boudin de structure orthogneissique (en rose moyen dans la fig. 4.30) est limité au Nord par les métavolcanites (MBS) dont des plongements vers le Sud sont reconnus par forage au-dessous de la lentille de trondhjémite de Barrocas (communication personnelle de la mine CVRD; Fig. 4.30). Ces métavolcanites peuvent elles-mêmes représenter une autre lentille datant du même événement. Dans ce modèle, les quelques centaines de mètres de métavolcanites très déformées, pincées entre la granodiorite de Teofilândia et les formations de Barrocas (GNB et GRB), pourraient représenter la matrice séparant deux sous-lentilles dans une lentille principale. La frontière nord de la sous-lentille de granodiorite de Teofilândia contient les plus hautes pressions enregistrées dans ce granite (607 MPa) et correspond au sommet de la sous-lentille GNB+GRB (Fig. 4.30).

Le deuxième événement E-W (D3) est plus local, situé au Nord de la région de Teofilândia (Fig. 4.30), en condition de faciès schistes verts et à haute contrainte. Il caractérise des zones ou des couloirs de cisaillement dans lesquels des fluides hydrothermaux ont pu percoler. C'est à cet épisode que nous attribuons les minéralisations aurifères de la mine de Teofilândia, encaissée dans les metabasaltes. L'âge de 2,05 Ga (Mello 2000) de cette minéralisation en fait un événement transamazonien tardif.

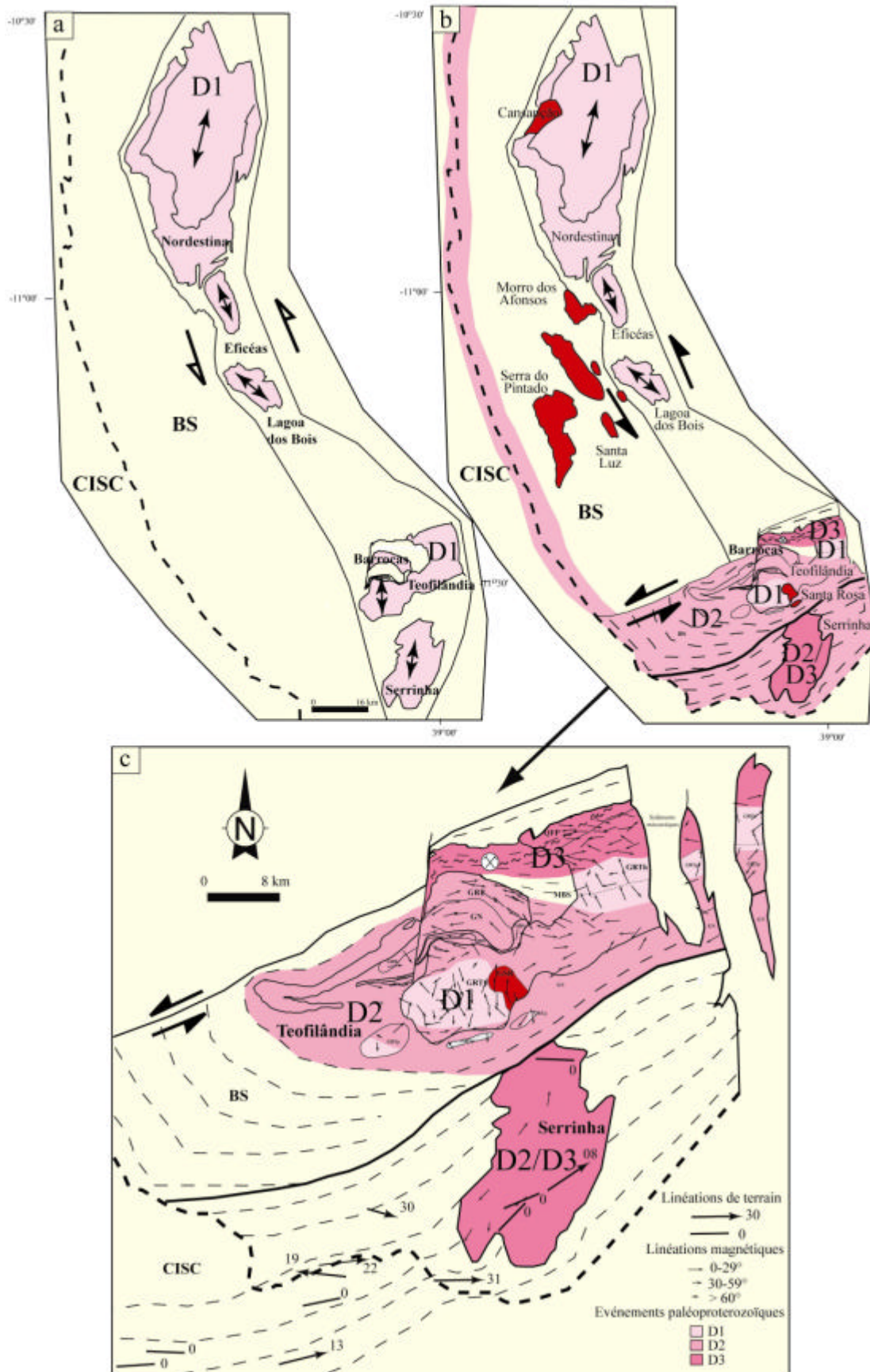


Fig. 7.1 Schéma structural montrant les événements D1, D2 et D3 identifiés dans le bloc de Serrinha (a, b) et dans le secteur de Teofilândia (b, c). L'arc magmatique qui formait la limite ouest du bloc de Serrinha (D1) est montré avec la structure magmatique NS originelle avant (a) et après (b) la collision. La rampe latérale de direction EW identifiée dans le secteur de Teofilândia est aussi indiquée (b, c).

On a vu que l'événement D1, N-S, est reconnu dans les autres massifs du bloc de Serrinha, au moins au coeur des massifs calco-alcalins de Nordestina et d'Eficéas où la microstructure est magmatique (Fig. 7.1a). Par contre, des microstructures orthogneissiques associées à des linéations E-W, qui pourraient caractériser une rampe frontale N-S liée à la collision D2, n'ont pas été identifiées dans ces massifs. Au contraire, ces roches ont des linéations de directions subméridiennes qui pourraient représenter les derniers stades, déformés à l'état solide, de la mise en place de ces massifs (Fig. 7.1b). Ainsi, le contact occidental, de direction N-S, du bloc de Serrinha pourrait représenter une zone épargnée des effets de la collision identifiée entre le bloc de Serrinha et le craton de São Francisco.

Quant au massif de Serrinha, à microstructures mylonitiques d'intensité variable, seuls 6 sites ont été mesurés par ASM dans le granite apparemment non déformé, donnant une linéation moyenne de direction NNE. Dans ce secteur, plusieurs autres linéations ont été mesurées dans des faciès déformés (mesurables sur le terrain) ainsi que dans l'encaissant gneissique, donnant des valeurs plus proches de EW que les mesures d'ASM. Ceci justifie que nous rattachions ces structures à la phase E-W (basse température, haute contrainte) comme en Figure 7.1c. Il manque évidemment une étude structurale des roches gneissiques (qui affleurent peu !) qui encaissent ces massifs de granitoïdes. Des zones de cisaillement tardi-collision, de direction ENE, corrélées à l'événement D3, sont donc probablement responsables des microstructures mylonitiques observées dans le massif de Serrinha. Cependant, l'empreinte hydrothermale associée à cet événement est, ici, absente.

En résumé, notre reconstruction tectonique considère que les noyaux granitiques, qui conservent leur structure magmatique N-S originelle, étaient contemporains de l'arc magmatique qui formait la limite ouest du bloc de Serrinha. Cet événement magmatique, de nature TTG-calco-alcaline, prédate de façon certaine les mouvements E-W jusqu'ici considérés comme la première phase du Transamazonien dans la région de Teofilândia (Alves da Silva 1994, Chauvet *et al.* 1997). Nous attribuons les structures E-W de haute température (D2) à l'accrétion du bloc de Serrinha avec le craton de São Francisco, épisode pendant lequel des lentilles pluri-kilométriques de croûte ont été aplaties et étirées. Dans ce cadre, le contact sud du bloc de Serrinha, de direction EW, représenterait une rampe latérale à l'échelle de la croûte, au Nord de laquelle les unités les plus profondes, comprenant la granodiorite non déformée, ont été exhumées. L'absence de structures EW-orthogneissiques dans les massifs du secteur nord du bloc de Serrinha, suggère que ce secteur a été épargné par l'événement D2 qui s'est probablement localisé dans des niveaux particuliers qu'il faudrait identifier plus à l'Ouest. Le magmatisme alcalin tardi- à post-collision est représenté par les granites de Santa Rosa (2,07 Ga), d'Afonso (2,09 Ga), de Cansanção (2,10 Ga), de Serra do Pintado (2,10 Ga) et de Santa Luz (2,07 Ga). Enfin, l'événement D3 plus localisé et le plus tardif (basse température, E-W), affectant la granodiorite de Teofilândia (en présence de fluides) et de Serrinha (en l'absence de fluides), marque vers 2,05 Ga la fin de l'orogénèse transamazonienne dans cette région.

7.2 Croissance de la croûte à 2,1 Ga dans le bloc de Serrinha

Le bloc de Serrinha est caractérisé par une grande production magmatique autour de 2,1 Ga (Fig. 1.3). Les événements magmatiques et tectoniques correspondant au cycle transamazonien dans la région sont résumés dans le Tableau 4.8. Les basaltes tholéitiques de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru représentent les roches les plus anciennes (2,21 Ga) formées pendant le rifting précédant le cycle orogénique. Les andésites calco-alcalines (de type arc: Silva 1987) ont un âge Pb/Pb de 2,17 Ga ($\epsilon_{Nd} +2$), lequel n'est pas différent de celui des

granitoïdes calco-alcalins (TTG) du bloc de Serrinha (2,16-2,13 Ga, ϵ_{Nd} entre +0.39 et +2.45). Ces deux types de roches sont des magmas juvéniles formés pendant le stade de subduction, avec pour résultat l'accrétion d'une nouvelle croûte continentale. Ensuite a eu lieu la collision avec déformation, magmatisme et métamorphisme pendant la période 2,12-2,07 Ga. Le magmatisme alcalin, représenté par le granite Santa Rosa, caractérise cette étape magmatique dont le volume est mineur par rapport au plutonisme TTG (Fig. 1.3), et correspond à une reprise plutôt qu'à une accrétion de croûte. Finalement, l'orogénèse transamazonienne paraît se terminer autour de 2,05 Ga. Le Transamazonien est aussi connu dans la province Congo du Craton Congo-São Francisco, par son métamorphisme de haut degré et par son magmatisme daté à 2,1 Ga (Penaye *et al.* 1989; Toteu *et al.* 1994; Tanko Njiosseu *et al.* 2004).

L'activité magmatique transamazonienne dans le bloc de Serrinha a duré moins de 150 Ma, avec production de croûte continentale juvénile suivant les mécanismes de style Archéen pendant au moins 40 Ma. Ceci est la conséquence de la subduction d'une croûte océanique jeune et chaude (Martin 1986), à l'origine des granitoïdes TTG, très semblables à ce qui est discuté dans le modèle de croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga (Feybesse *et al.*, 1989; Boher *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1992). La reprise de croûte continentale ancienne est restreint à la production de quelques petits plutons alcalins, qui représentent un type plutôt moderne de magmatisme (Blichert-Toft 1996).

L'activité magmatique intense, participant à la croissance et/ou à la reprise de la croûte, a été également décrite à 2,1 Ga dans le craton Amazonien, dans la province de Guyane (Vanderhaeghe *et al.* 1998) et à 2,0 Ga plus au Sud (Lamarão *et al.* 2002). Finalement, une activité magmatique et tectonique a été enregistrée, autour de 2 Ga, dans tous les cratons du cercle sud-Atlantique (Ledru *et al.* 1994). Patchett (1992) a posé la question d'une genèse plus rapide de la croûte pendant le Paléoproterozoïque, en liaison avec un flux de chaleur, dû à la désintégration radioactive, deux fois plus élevé qu'actuellement. Cependant, le pic de l'activité magmatique autour de 2,1 Ga accentue la nature plutôt discontinue de ce processus. Il est plutôt en rapport avec un super-événement mantellique (Condie 1998). La modélisation numérique de la convection du manteau montre des périodes tranquilles séparées par des événements catastrophiques qui correspondent aux avalanches du manteau (Machetel 2003). De telles avalanches impliqueraient une augmentation de l'activité tectonique et magmatique. Nous suggérons qu'un tel phénomène s'est produit à 2,1 Ga et a été responsable d'une intense croissance de la croûte dans le bloc de Serrinha comme dans beaucoup d'autres endroits du monde.

7.3 Etude paléomagnétique de la région de Teofilândia

Un pôle paléomagnétique de Long = 314°E, Lat = 1°N (dp=16,3, dm=16,6) a été calculé pour la région de Teofilândia. L'âge de l'acquisition de la rémanence thermique de 2080±17 Ma a été déterminé en combinant les données thermochronologiques et les températures de déblocage (510°-540°C) des porteurs de la rémanence (voir article soumis à JGR en chapitre 6). Cela veut dire que la rémanence a été acquise après que les amphiboles aient enregistré les conditions de pression de cette région, à des températures en-dessous de 550°C, et en conséquence, postdatant l'apogée de l'événement D2.

Rogers (1996) a suggéré que trois grands blocs continentaux ont été formés pendant le Précambrien et sont demeurés intacts jusqu'à la séparation du super-continent Gondwana au début du Mésozoïque. Dans un tel schéma, le craton de Congo-São Francisco a appartenu au continent Atlantica ainsi qu'aux cratons Amazonia et Ouest-Afrique. Ces cratons se seraient

assemblés vers 2,0 Ga, à l'origine des ceintures orogéniques éburnéennes / transamazoniennes (Ledru *et al.* 1994). Les versions augmentées d'Atlantica incluent les cratons du Rio de la Plata et Nord-Africain (Rogers 1996, Condie 2002). L'existence de tels rassemblement continentaux, pendant de très longues périodes, suppose que peu de mouvements ont eu lieu entre les blocs. Dans cet arrangement, les chemins APW (apparent polar wander) pour tous ces blocs doivent coïncider de 2,0 Ga jusqu'à 0,2 Ga.

Nomade *et al.* (2003) ont récemment apporté des fortes arguments paléomagnétiques indiquant que les cratons Amazonia et Ouest-Afrique formaient une pièce unique vers 2,0 Ga. Les chemins APW de ces cratons peuvent être tracés après détermination de nouveaux pôles bien-datés, et compilation des données anciennes (Fig. 7.2a). Ces chemins convergent vers 2,0 Ga puis gardent pratiquement la même trajectoire, renforçant l'idée que ces deux blocs ont pu former un continent unique depuis les temps paléoprotérozoïques. Cet assemblage a pu survivre à la formation du super-continent Rodinia, et à sa séparation pendant le Néoprotérozoïque (Dalziel 1997, D'Agrella-Filho *et al.* 1998). La base de données paléomagnétiques est encore pauvre pour le craton de Congo-São Francisco. D'Agrella-Filho & Pacca (1998) ont obtenu des pôles pour les filons basiques d'Uauá et pour les roches métamorphiques du bloc de Jequié. Les filons basiques d'Uauá affleurent au Nord du bloc de Serrinha et sont affectés par des zones de cisaillement paléoprotérozoïques d'âge équivalent à l'événement D2 de la région de Teofilândia. En extrapolant à la région d'Uauá le régime de refroidissement déterminé pour la région de Teofilândia, un âge de 2,08 Ga peut ainsi être attribué à l'acquisition de la rémanence pour les filons basiques.

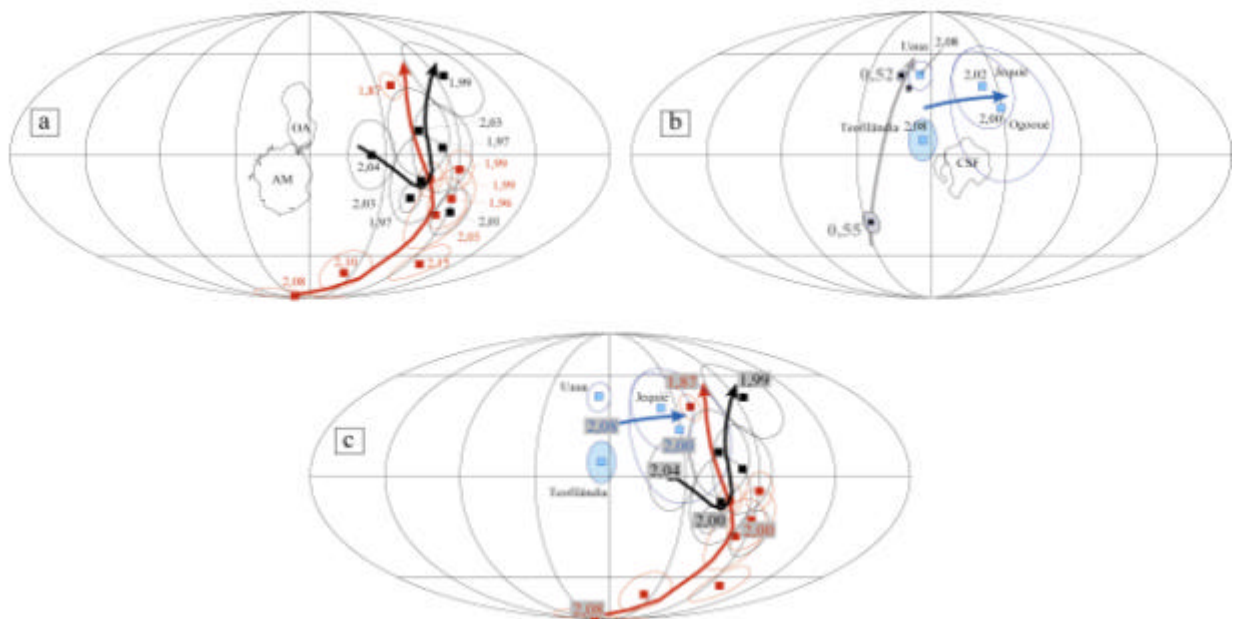


Fig. 7.2 Pôles paléomagnétiques et chemins APW des cratons (a) Amazonia et Ouest-Afrique et (b) Congo-São Francisco. (c) Intégration des chemins APW du Paléoprotérozoïque. Quelques pôles néoprotérozoïques et cambriens du craton Congo-São Francisco sont montrés pour comparaison (b). Tous les pôles ont été pivotés vers l'Afrique. CSF: Congo-São Francisco, AM: Amazônia, OA: Ouest-Afrique. D'après Nascimento *et al.* soumis à JGR)

Nous observons que les pôles d'Uauá et de Teofilândia sont situés près des pôles cambriens (Fig. 7.2b) obtenus sur la couverture sédimentaire du même craton (D'Agrella-Filho *et al.* 2000, Trindade *et al.* 2004) et que la déformation associée à l'orogénèse Brasiliano (carbonates néoprotérozoïques, Fig. 1.3) n'est qu'à une cinquantaine de kilomètres de notre

région d'étude. Cependant, les données thermochronologiques excluent totalement la possibilité que ces deux pôles aient été affectés par des réaimantations cambriennes. La même chose est valable pour les roches métamorphiques de Jequié, dont l'âge de l'aimantation est donné par Ar-Ar sur biotite (1,99) et sur hornblende (2,02 Ga; Sletten 1989). De plus, les études paléomagnétiques de la série d'Ogooué, au Gabon (D'Agrella-Filho *et al.* 1996), datée par la méthode de Rb/Sr à 1,99 Ga, donnent un pôle qui coïncide avec celui de la région de Jequié (Fig. 7.4b). Bien qu'un peu dispersés, ces quatre pôles semblent indiquer un chemin APW d'Ouest en Est aux latitudes intermédiaires (Fig. 7.3b).

L'intégration des données pour les cratons Amazonia, Ouest-Afrique et Congo-São Francisco (Fig. 7.3c), montre que les pôles paléoprotérozoïques du craton Congo-São Francisco ne coïncident pas avec les chemins APW des cratons Ouest-Afrique et Amazonia. Ceci indique que le craton de Congo-São Francisco n'a pas été assemblé avec ces cratons à 2,0 Ga. Les reconstructions récentes pour les périodes méso- et néoprotérozoïque indiquent également que le bloc de Congo-São Francisco n'a pas appartenu au super-continent Rodinia, étant séparé des autres fragments continentaux par un grand océan (Cordani *et al.* 2003). La fermeture de cet océan a commencé vers 0,94 Ga et s'est terminée vers 0,63 Ga, durant l'apogée de l'orogénèse Brasiliano/Pan-Africaine (Pimentel *et al.* 1999).

En résumé, les données géologiques et paléomagnétiques disponibles pour le craton de Congo-São Francisco excluent qu'une connexion ancienne ait existé avec les cratons Amazonia et Ouest-Afrique. La similitude en âge de leurs ceintures orogéniques, à l'origine de l'Atlantica, doit avoir une autre explication. Cette intense activité magmatique menant à une importante croissance de croûte est enregistrée autour de 2 Ga dans tous les cratons circum sud-atlantiques (Ledru *et al.* 1994), un phénomène important mais discontinu dans le temps, qu'il n'est pas possible d'imputer uniquement au flux de chaleur moyen plus élevé au Paléoprotérozoïque que maintenant, et qui s'est produit en plusieurs endroits distincts de la Planète.

CHAPITRE 8:
CONCLUSIONS

CHAPITRE 8: CONCLUSIONS

L'étude systématique des fabriques magnétiques et des microstructures, ajoutée aux données isotopiques et de pression d'équilibre des amphiboles dans les granitoïdes, nous a permis de démontrer que le bloc de Serrinha a connu trois événements paléoprotérozoïques successifs, qui se sont déroulés sur une centaine de millions d'années (2,16-2,07 Ga).

Le premier (D1), est caractérisé par des noyaux de granitoïdes TTG-calco-alcalins (Teofilândia, Serrinha (?), Nordeste et Eficás) qui conservent leur structure magmatique originelle N-S, et qui sont contemporains de l'arc magmatique qui a limité le bloc de Serrinha à l'Ouest.

Cet événement prédate les grandes déformations plastiques (D2) de haute température (faciès amphibolite), à linéations E-W, de la région de Teofilândia, jusqu'ici considérées comme la première phase du Transamazonien de la région. Ces déformations sont responsables du découpage de la croûte en lentilles pluri-kilométriques, telle celle de Teofilândia qui ménage un noyau à structure D1 relique. Régionalement, cette épaisse bande de terrains, découpée en lentilles étirées selon E-W, et qui constitue la partie sud du bloc de Serrinha, représente probablement la rampe latérale le long de laquelle s'est effectué le déplacement E-W de la collision transamazonienne. Des plutons granitiques, de nature ferro-potassiques alcalins (Santa Rosa, Cansanção, Morro dos Afonsos, Serra dos Pintados et Santa Luz), signalent la fin de l'événement D2. Nos travaux n'ont pas mis en évidence la déformation E-W attendue en position de rampe frontale, au Nord de Teofilândia. La déformation plastique de haute température qu'on y enregistre, de direction cinématique subméridienne, est attribuée à l'épisode D1.

Enfin, un épisode plus localisé (D3), dans le faciès des schistes verts et à haute contrainte, donnant des microstructures mylonitiques étirées en E-W, marque la fin des événements transamazoniens de cette région. Cet épisode, parfois accompagné d'une activité hydrothermale, est à l'origine des minéralisations aurifères de la région de Teofilândia datées à 2,05 Ga.

Au point de vue magmatisme, les granitoïdes TTG du bloc de Serrinha (granodiorites et trondhémites) ressemblent aux granitoïdes Birimiens juvéniles d'Afrique de l'Ouest, et signalent une période d'intense activité attribuée à un super-événement mantellique à 2,1 Ga. Formés dans un intervalle de temps relativement court (~ 40 Ma), ils résultent de la subduction d'une croûte océanique chaude. Après fermeture du bassin et collision de l'arc, a lieu un second épisode magmatique, plus court, correspondant à la refusion locale de la croûte antérieure.

Notre étude paléomagnétique permet de proposer un pôle à 2.080 ± 17 Ma pour le craton Congo-São Francisco (Lat= 314° E, Lat= 1° N; dp=16,3, dm=16,6). Les données isotopiques U-Pb et Ar-Ar et les températures de déblocage des porteurs de la rémanence indiquent que l'aimantation a été acquise après le maximum métamorphique de l'événement D2. On remarque que la plupart des données paléomagnétiques cohérentes proviennent des secteurs où la structure primaire magmatique a été préservée des déformations tardives. Ceci renforce le poids de nos analyses microstructurales pour les études magnétiques et paléomagnétiques. Ce pôle paléomagnétique pour Teofilândia renforce les pôles récemment obtenus pour indiquer que le craton Congo-São Francisco n'était pas voisin de ceux d'Amazonia et Ouest-Afrique pendant le Paléoprotérozoïque. Ainsi, l'intense activité mantellique à ~2,0 Ga, qui caractérise aussi bien São Francisco que Ouest-Afrique, et qui serait responsable de la grande quantité de croûte juvénile paléoprotérozoïque qui a participé à former ces cratons, serait indépendante de la position sur le globe.

ANNEXES

(Articles)



Evidence of an early NS magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study

Hosanira S. do Nascimento^{a,*}, Jean Luc Bouchez^a, Anne Nédélec^a, Pierre Sabaté^b

^a LMTG (UMR 5563), Equipe Pétrophysique, Université Paul-Sabatier, 38 rue des 36-Ponts, 31 400 Toulouse, France

^b IRD, CP 7091, 71619-970 Brasília, D.F., Brazil

Received 4 June 2003; accepted 4 May 2004

Abstract

The Teofilândia area, south of the Serrinha block (São Francisco Craton, NE Brazil), marks a region where the boundary between the Serrinha block and the Itabuna-Salvador-Curaça belt rotates from NS to EW. The granitoids of Teofilândia are made of granodiorites and trondjemites dated at 2.13 Ga. To the south and west, they are hosted by biotite-bearing “basement” orthogneiss. An oriented sampling of 157 sites (covering 220 km²) was subjected to a systematic microstructural and magnetic fabric study, complemented by pressure determinations using the Al-in-hornblende barometer. The highly variable magnetic susceptibilities, from 50 to 21,000 SI, reflect both the variable primary magnetite-content of these rocks, and the variable intensity of the late hydrothermalism that is responsible for gold mineralization hosted by the metabasalts in the north of the area. Three main types of microstructures have been distinguished along with some transitions (magmatic, high-temperature-gneissic, and fluid-present, low-temperature-high-stress mylonitic). Combined microstructural and magnetic fabric data reveal that a NS-trending, primary magmatic structure has been locally shielded from two subsequent EW-trending, HT-gneissic and low-*T*-mylonitic events. Our tectonic reconstruction proposes that the preserved NS magmatic lineations were formed in a submeridian magmatic arc parallel to the western border of Serrinha block and along which an oblique convergence took place. The subsequent EW-trending events are equated with (i) the already identified EW-compression that accreted the Serrinha block to the Craton, and (ii) the late event that we correlate with ore deposits in the metabasalts, dated between 2.08 and 2.03 Ga.

© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Brazil; São Francisco Craton; Paleoproterozoic; Granitoids; Magnetic fabrics; Microstructures

1. Introduction

Most structural studies in granitic rocks are now based on the measurement of their Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS; Borradaile and Henry, 1997). They usually concern granite bodies whose internal anisotropy was almost exclusively acquired

during their emplacement. Their magnetic, and hence magmatic fabrics are surprisingly constant in orientation or vary continuously over large areas (Bouchez, 1997). The dominantly magmatic microstructures of such granitic rocks demonstrate that the corresponding mineral fabrics were largely acquired just before full crystallization. Hence, in most studies, granite fabrics allow reconstruction of the internal planar and linear “flow patterns” which, in turn, are used to model the syntectonic, or exceptionally the

* Corresponding author. Fax: +33 5 61520544.

E-mail address: hosanira@hotmail.com (H.S. do Nascimento).

post-tectonic mode of emplacement of these bodies (Sant’Ovaia et al., 2000; Steenken et al., 2000; Gleizes et al., 2001; de Saint-Blanquat et al., 2001, among the most recent papers). By contrast, ancient, granite-dominated basements have generally suffered several tectono-metamorphic episodes whose structural unraveling cannot be so simply performed. In such basement rocks, and in addition to the basic petrographic studies that help in their classification, the magnetic fabric study needs to be combined with great care with a detailed microstructural study.

This paper exemplifies a case in which Paleoproterozoic granitoids located at the eastern border of the São Francisco Craton (Bahia, Brazil) record up to three different geological episodes that can be sorted through their combined magnetic fabrics and microstructural signatures. An early episode, recognized as related to magma emplacement, is shown to be overprinted at various grades by two independent and different events. This finding greatly helped to unravel the tectonic history of this key sector of the São Francisco Craton.

2. Geological setting and petrographic features

The Serrinha block and the Itabuna-Salvador-Curaça belt (Bahia State) are two of the four Archaean crustal blocks that were aggregated during the Transamazonian orogeny (2.35–2.0 Ga; Brito Neves, 1999) and that form the eastern São Francisco Craton (Barbosa and Sabate, 2002). This block is preserved from the Neoproterozoic Brazilian deformation and grades to the east toward the margin of the Atlantic Ocean (Fig. 1). The Archaean basement of the Serrinha block is composed of orthogneiss, migmatites and tonalites that are metamorphosed into the amphibolite facies. These formations are covered by the volcano-sedimentary rocks of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru (RIGB) and Rio Capim greenstone belts (2.2–2.1 Ga; Winge, 1984; Silva, 1987). These terrains are intruded by an extensive granitic suite that formed a magmatic arc during two principal episodes (Rios et al., 2003). The first one, with a calc-alkaline-TTG signature, is ascribed to the closure of the RIGB basin and occurred between 2.16 and 2.13 Ga. This episode was followed by an alkaline magmatic episode that lasted between 2.11 and 2.07 Ga.

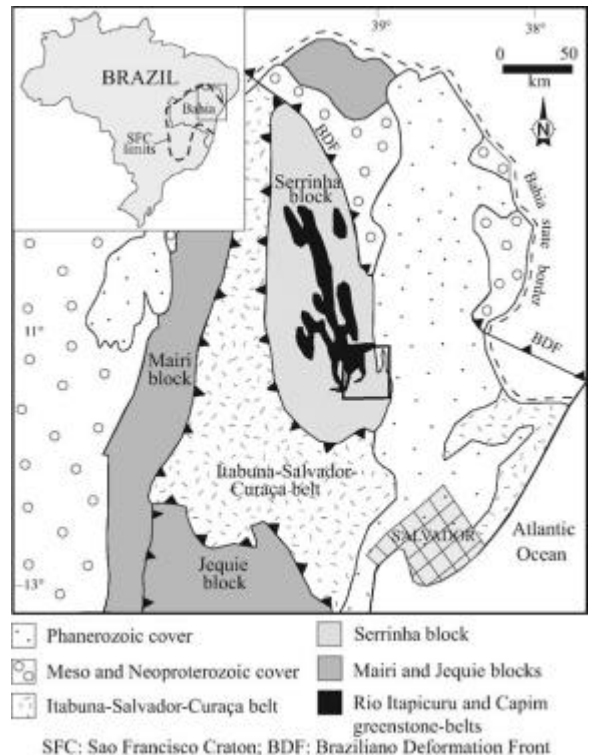


Fig. 1. Geological sketch of northeast São Francisco Craton. The Teofilândia area (Fig. 2) is framed.

In a plate tectonic framework, the Transamazonian history of the Serrinha block began with the accretion of juvenile crust in an extensional setting at around 2.2 Ga in-between reworked pieces of the Archaean crust. It continued by subduction-related magmatism, and ended at around 2.07 Ga with the emplacement of alkaline granites in a collisional setting (Chauvet et al., 1997; Mello, 2000; Rios et al., 1998, 2000, 2003). It is likely that the strike of this magmatic arc was NS, parallel to the trend of the Rio Itapicuru greenstone-belt. The thrust-pile was likely dipping to the east (Fig. 6 of Barbosa and Sabate (2002)) as suggested by the higher metamorphic grade (granulitic) in the Itabuna-Salvador-Curaça belt (immediately to the west) than in the amphibolite to greenschist facies Serrinha block, both dated at 2.08 Ga (U/Pb SHRIMP; Silva et al., 1997; Silva and Armstrong, 2002; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende in metabasalt; U/Pb SHRIMP, zircon; Mello, 2000; Mello et al., 2000). A mineralizing event closes the Transamazonian history

of the area between 2.08 and 2.03 Ga, as attested by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages that are present in alteration haloes around gold-bearing quartz veins (Vasconcelos and Becker, 1992; Mello, 2000; Mello et al., 2000).

We are here concerned by the sector of Teofilândia, the southernmost part of the Serrinha block. It is the very place where the western boundary of this block (against the Itabuna-Salvador-Curaça belt) rotates from north-south to east-west, thus becomes the southern border of the Serrinha block (Fig. 1). This sector (Fig. 2) is made of granitoids (Teofilândia granodiorites: GRTp, GRTh and QFP; and Barrocas trondhjemite: GRB) and orthogneissic rocks (Barrocas gneiss: GNB) that are tectonically intercalated with the metabasalts (MBS) and the felsic volcano-sedimentary sequence (VAS) that form the southern end of the Rio Itapicuru greenstone-belt. All these formations moderately dip to the south (Fig. 2). They are covered by south-dipping gneisses forming the basement of the Serrinha block (GN). The available isotope chronology data attribute an age of 2.13 Ga to both the Teofilândia granodiorites (GRTp, GRTh and QFP: 2130 ± 7 Ma; U/Pb zircon SHRIMP;

Mello, 2000; Mello et al., 2000) and the Barrocas trondhjemite (GRB: 2127 ± 5 Ma; Pb/Pb single zircon evaporation; Alves da Silva, 1994), relating them to the calc-alkaline-TTG magmatic episode of Rios et al. (2003). The volcano-sedimentary rocks were not dated in this very area, but ages of 2.2 Ga (Pb/Pb whole rock; Silva, 1992) and 2.17 (Pb/Pb whole rock; Silva, 1996) are attributed, respectively, to the tholeiitic mafic (MBS) and calc-alkaline felsic (VAS) metavolcanics units of the Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB). The basement (GN) also has not been dated in this area, but an age of 3.0 Ga (U/Pb zircon; Gaál et al., 1987; Pb/Pb single zircon; Oliveira et al., 1999) is attributed to equivalent formations in the Serrinha block.

The Teofilândia granodiorite presents three main petrographic types according to its mineralogy and deformational texture: (1) the coarse- to medium-grained porphyritic amphibole and biotite-bearing type (porphyritic type: GRTp) has a well-defined magmatic microstructure. It may be slightly deformed in the solid-state at high-temperature and, in general, it presents neither low-temperature nor substantial hydrothermal overprints. (2) The magmatic-hydrothermalized type

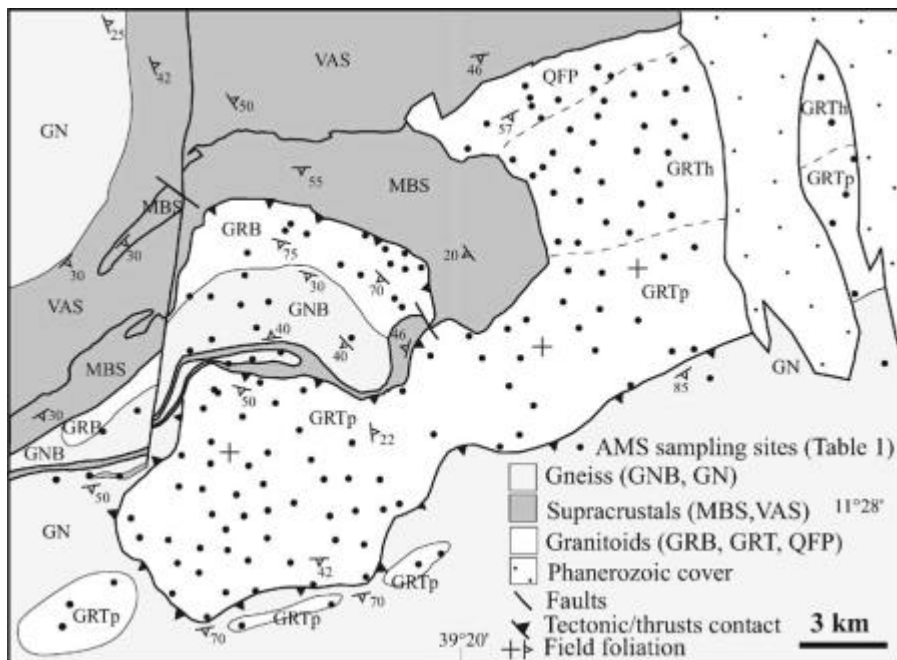


Fig. 2. The Teofilândia area: lithological units (see text), main field foliations and AMS sampling sites.

(hydrothermalized type: GRTh) derives from the latter type, and is mainly characterized by the absence of amphibole, partial destabilization of biotite into chlorite and epidote, alteration of plagioclase and presence of calcite and secondary opaque minerals, mainly pyrite.

(3) The subvolcanic-hydrothermalized type (subvolcanic type: QFP) is characterized by large plagioclase and quartz phenocrysts (1–3 mm) that are embedded in a fine-grained matrix composed of quartz, albitized plagioclase, chlorite, fine-grained white mica, epidote and calcite. The Barrocas trondhjemite (GRB), homogeneously made of plagioclase, rare K-feldspars, scarcely altered biotite, and quartz, shows evidence of having been pervasively deformed in the solid-state at high temperature. The fine-grained, well-foliated and locally well-lineated, biotite- and amphibole-bearing gneiss of the basement outcrops extensively in the south of the area (GN: not studied) and between the Barrocas and Teofilândia granitoids (GNB, sampled in this study).

3. Microstructures

Based on a systematic study under the microscope of oriented thin-sections obtained mostly from the 157 different sampling-stations, three main microstructural categories have been distinguished (Fig. 3) and each category has been subdivided into two subtypes. This gives six microstructural types (labeled in Table 1): magmatic (types 1 and 2; Fig. 3a), orthogneissic (types 3 and 4; Fig. 3b) and mylonitic (types 5 and 6; Fig. 3c). The hydrothermal, greenschist facies mineral overprint, marked by the presence of chlorite, sericite, epidote and calcite (distinguished by a star in Table 1), are outlined in gray in Fig. 3c. This overprint is always associated with the microstructures of types 5 and 6. It may also affect locally any other type.

3.1. Magmatic microstructures

They carry the most primary, or preserved, fabrics of the area. They are observed to vary continuously from typically magmatic (type 1) to incipiently recrystallized (type 2). They concern exclusively the Teofilândia granodiorite located in the northeast and southwest sectors of the area (GRTp and GRTh; Fig. 3).

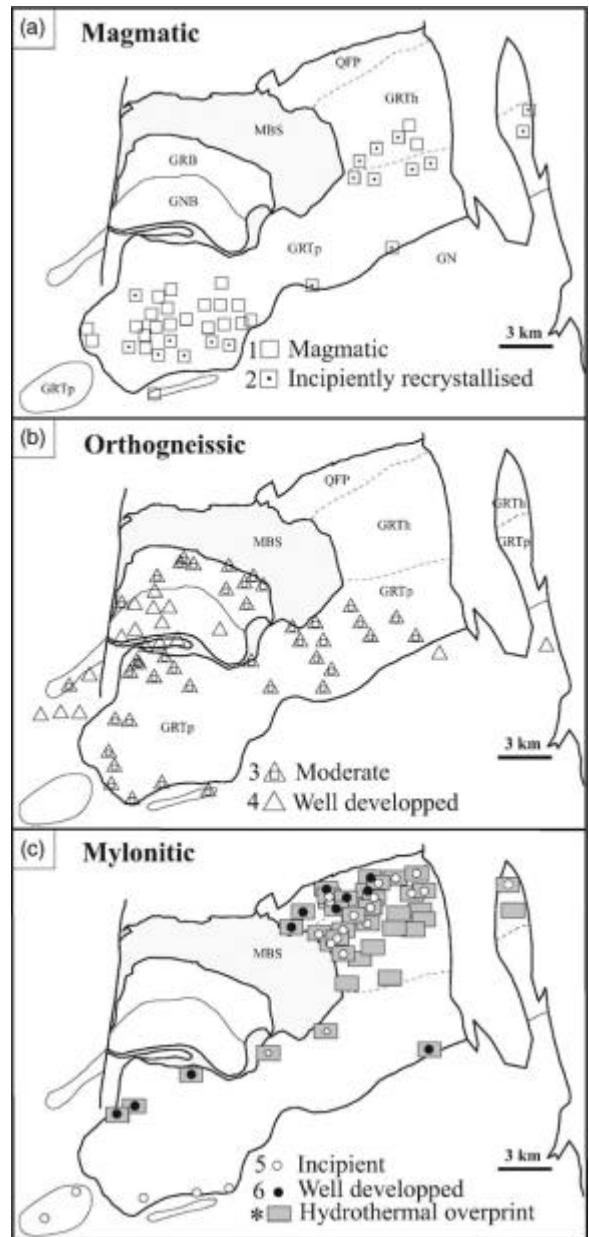


Fig. 3. Microstructural maps of the Teofilândia area. (a) Magmatic (types 1 and 2); (b) orthogneissic (types 3 and 4); (c) mylonitic and hydrothermal overprint (types 5 and 6).

- (1) The typically magmatic microstructure is characterized by lath-shaped plagioclase grains with variously sutured to euhedral boundaries, fairly undeformed biotite and amphibole, quartz and

Table 1 (Continued)

GPS position (UTM)		Rock		Microstructural type	Km	P%	L%	T	Lineation	Foliation pole	GPS position (UTM)		Rock		Microstructural type	Km	P%	L%	T	Lineation	Foliation pole	
Site	E	N	type								(SI)	Site	E	N								type
																117.1	4.4	3.6	- 0.62	79/1	346/62	
TE102	486537	8724107	GRp	2	7261.2	19.7	9.0	0.05	232/38	128/17	HN102	495400	8734855	QFP	6							
																3755.1	12.6	6.4	- 0.05	105/10	352/67	
TE107	486779	8726526	GRp	3	19962.5	30.9	20.9	- 0.41	94/4	360/45	HN117	500372	8737382	QFP	5							
																137.4	2.6	1.6	- 0.23	263/6	159/66	
HN005	502401	8732604	GRh	1	3813.3	12.4	7.0	- 0.17	334/29	111/53	TE097	497559	8736602	QFP	5							
						201.6	1.2	0.7	- 0.13	100/1	Jul- 79	BA039	490918	8730936	GRB	3	99.4	8.9	7.5	- 0.71	124/4	215/9
HN006	502270	8734749	GRh	1		196.6	3.1	1.2	0.23	304/6	176/80	BA044	489765	8731970	GRB	3	109.1	10.6	5.8	- 0.11	100/1	10/15
HN007	502450	8735784	GRh	1		535.8	2.9	1.4	0.01	83/6	297/82	BA048	489101	8732072	GRB	3	84.2	8.3	5.0	- 0.23	290/6	23/22
HN008	502163	8736766	GRh	5		354.5	4.1	1.2	0.40	248/26	138/35	BA050	489252	8732347	GRB	3	81.7	3.7	1.4	0.21	83/2	178/65
HN009	501478	8735650	GRh	1		113.5	3.5	2.8	- 0.61	93/3	346/79	BA059	491858	8731964	GRB	3	89.0	5.5	2.9	- 0.08	280/13	23/44
HN010	500116	8736503	GRh	5																		
HN013	501130	8736759	GRh	-	151.7	1.4	0.8	- 0.16	249/2	154/72	BA067	493824	8730855	GRB	3	74.7	5.2	3.9	- 0.54	298/16	29/3	
						183.6	0.9	0.3	0.43	287/20	129/69	BA069	493116	8729508	GRB	3	96.7	9.6	6.0	- 0.26	297/6	37/58
HN014	502426	8737946	GRh	5		196.5	1.5	0.6	0.16	68/23	305/52	BA075	492853	8729815	GRB	3	96.3	8.7	7.3	- 0.70	301/14	53/56
HN015	501324	8737674	GRh	5		184.7	1.3	0.6	0.09	257/16	140/57	BA080	493281	8730750	GRB	3	103.0	7.3	4.9	- 0.37	300/6	34/33
HN016	501242	8734800	GRh	1																		
HN019	501315	8733014	GRh	2	903.8	5.4	0.9	0.67	262/40	48/44	BA081	492710	8731002	GRB	3	98.8	6.9	4.1	- 0.21	114/15	208/12	
						815.1	13.8	5.5	0.17	257/10	105/79	BA083	492602	8731502	GRB	3	91.2	7.4	5.9	- 0.62	284/10	21/35
HN020	500866	8732012	GRh	2																		
HN021	500070	8732367	GRh	2	4232.7	16.5	4.5	0.43	331/6	71/60	HN029	482833	8725208	GRB	3	278.1	14.6	8.0	- 0.13	83/21	318/57	
HN022	499216	8734150	GRh	-	173.0	2.9	0.4	0.69	104/5	346/79	HN066	487840	8731336	GRB	3	93.8	8.3	4.4	- 0.09	70/18	162/5	
						242.6	3.0	0.8	0.44	207/60	54/27	HN073	485853	8729865	GRB	3	68.1	13.7	5.3	0.20	53/15	303/53
HN023	499184	8733138	GRh	2		188.7	3.0	1.5	- 0.02	104/20	343/55	HN088	491687	8730598	GRB	3	111.5	11.0	6.1	- 0.13	312/6	45/23
HN024	498001	8734259	GRh	5																		

K-feldspar as anhedral interstitials in between mainly plagioclase and biotite. Large quartz grains have no more than weak undulose extinction, but frequently present checkerboard patterns of their sub-boundaries (Fig. 4a). They indicate that a small amount of solid-state deformation took place at temperatures close to the granite solidus (Mainprice et al., 1986; Kruhl, 1996). Intracrystalline fractures in plagioclase with in-

fills of residual melt that further crystallized into quartz and minor K-feldspar, attest to the sub-magmatic state defined by Bouchez et al. (1992).

(2) The incipiently recrystallized type shows the development of rather large quartz neoblasts (=1 mm) inside or at the rims of larger quartz grains (Fig. 4b). These neoblasts have rather well recovered boundaries indicative of a high-*T* overprint. Some kinked biotites and amphiboles, with

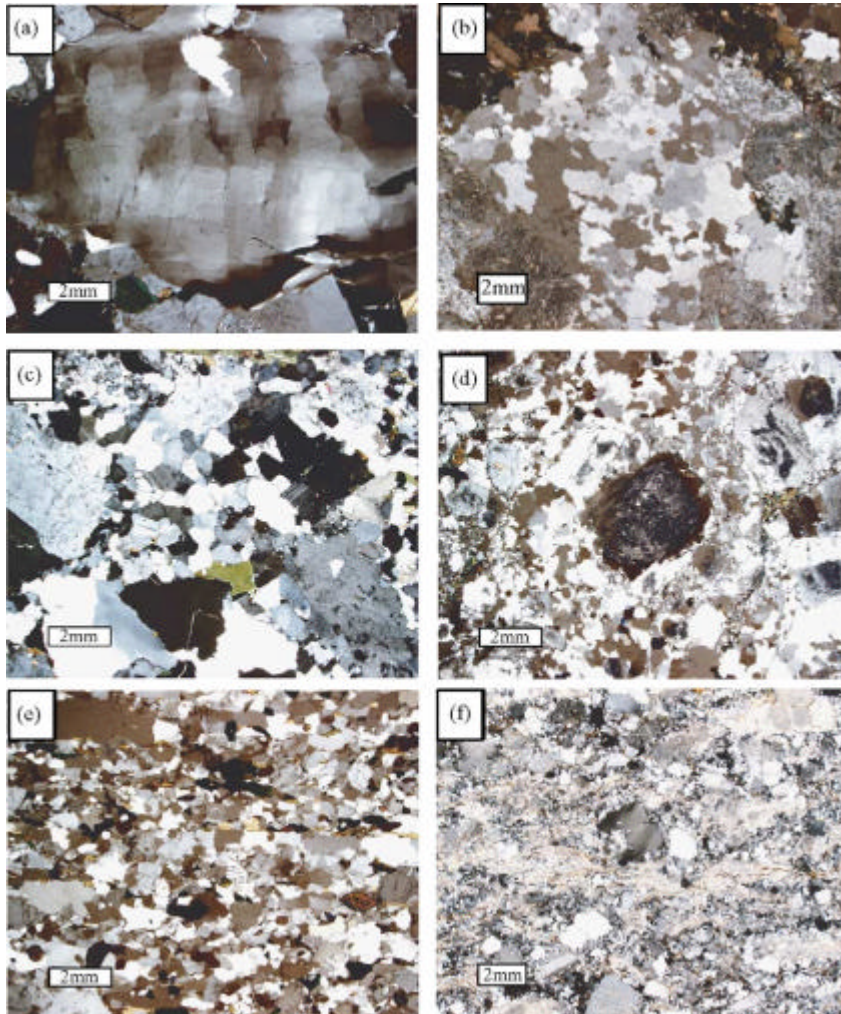


Fig. 4. Optical microstructures of the Teofilândia area. (a) Magmatic, type 1 (HN42): typical checkerboard pattern in quartz; (b) magmatic, type 2 (HN23): development of subgrains in quartz; (c) magmatic, type 2 (TE99): polygonised plagioclase and quartz; (d) HT-orthogneissic, type 3 (TE109): fine-grained recrystallized plagioclase and quartz around old magmatic plagioclase grains; (e) typically orthogneissic, type 4 (HN69): fine-grained, elongate quartz grains; (f) typically mylonitic, type 6 (HN102): pervasive fine-grained quartz surrounding old quartz and plagioclase grains.

no compositional changes, point to the stability of these minerals during incipient high-*T* deformation. Some plagioclases also show progressive recrystallization and the observed new grains are polygonised, along with quartz, with equilibrated triple-junction boundaries (Fig. 4c). Myrmekite intergrowths also suggest a rather high temperature process, above 550 °C (Tribe and D'Lemos, 1996). Note that, in the northeast of the study area, these microstructures can still be recognized, but are affected by substantial hydrothermal alteration and some superimposed mylonitisation (Fig. 4f).

3.2. Orthogneissic microstructures: high-*T* solid-state deformation

We have grouped these microstructures into those showing moderate orthogneissification (type 3), observed in both the Teofilândia and Barrocas granitoids, and those showing typically orthogneissic microstructures (type 4) that characterize the Barrocas gneiss.

(3) The moderately orthogneissic type represents an exaggeration of the incipiently recrystallized type

2. It is marked by a stronger solid-state overprint along with an ubiquitous recrystallization of quartz (Fig. 4d). Hence, only relicts of the primary magmatic microstructure can be recognized. The quartz grains, sometimes elongate, are pervasively replaced by mosaics of new grains of variable sizes indicating their synkinematic recrystallization. Fractures within the feldspars inherited from the magmatic stage, and recrystallization around the plagioclases mantled by neoblasts, are also distinctive features of this microstructure.

(4) In the typical orthogneissic microstructure (Fig. 4e), no original magmatic structure can be recognized. The grain-size is heterogeneous, but generally fine. Quartz grains often form polycrystalline elongate ribbons within a matrix of fractured and partly recrystallized feldspars, as well as recrystallized biotite and amphibole.

As with the magmatic microstructures, these orthogneissic microstructures can be affected by a superimposed mylonitisation and/or hydrothermal overprint as described in the next section.

3.3. Mylonitic microstructures: low-*T*, high-stress solid-state deformation

Type 5 is defined when the mylonitic character is faint in intensity and is sporadic, i.e. where the previous, underlying microstructure can still be recognized under the microscope without ambiguity. Some micro-shear and fine-grained zones develop in-between the larger, primary crystals, and nuclei of recrystallized quartz appear at quartz-grain periphery and sometimes inside quartz grains. Type 6 is defined when this mylonitic, high-stress microstructural “landscape” is pervasive (Fig. 4f): very fine-grained matrix of quartz and altered feldspar in between porphyroclasts of mainly quartz and plagioclase; strong undulose extinctions and kinks in quartz. This is particularly well observed in the northeast of the study area (GRTh, QFP: hydrothermalized and subvolcanic types of the Teofilândia granodiorites), and along the boundary between the porphyritic type (GRTp) and the metabasalts (MBS). At this stage, all the previous microstructures (types 1–5) have disappeared and were replaced by S-C lenticular, more-or-less anastomosed micro-domains. Finally, these mylonitic microstructures are accompanied by the development of hydrothermal and greenschist facies mineral phases. These secondary phases are moderately developed in type 5. In type 6, intracrystalline phyllite- (white mica, chlorite) and epidote-rich bands, occur pervasively.

4. Magnetic study

Oriented samples from the Teofilândia area were obtained from 157 different stations (Fig. 2): 124 stations come from the Teofilândia granodiorites (GRTp + GRTh + QFP), 16 stations come from the Barrocas trondhjemites (GRB), and 17 stations from the gneissic basement (GNB + GN). Two oriented cores per station were collected with a portable drill. Each core yielded at least two cylindrical samples, providing at least four samples per station. Hence, a total of 715 samples were analyzed in this study. Each individual sample, 25 mm in diameter and 22 mm in length, was measured for its magnetic susceptibility and anisotropy (AMS), using an Agico Kappabridge (KLY-2) susceptometer working at a low alternating inductive field ($+4 \times 10^{-4}$ T, 970 Hz) with a sensi-

tivity of about 2×10^{-7} SI, and allowing anisotropy discrimination below 0.2% over a wide range of susceptibilities.

It is recalled that the AMS can be represented as a second-rank tensor whose eigen-vector/values represent, in orientations and magnitudes, the three principal axes $K_1 = K_2 = K_3$ of the magnetic susceptibility ellipsoid (Borradaile and Henry, 1997). The magnetic susceptibility magnitude is given by $K_m = (1/3)(K_1 + K_2 + K_3)$. The elongation of the ellipsoid, K_1 , defines the magnetic lineation and the short axis, K_3 , defines the pole to the magnetic foliation. Let us also recall that, at a good first order approximation, the magnetic fabric equates with the mineral fabric of the rock. This relationship has been validated by many studies as resulting from either the magneto-crystalline fabric of the iron-bearing silicates, in case of magnetite-free granitoids, or the shape fabric of the magnetite grains in case of magnetite-bearing granites (see Bouchez, 2000).

4.1. Susceptibility magnitudes and mineralogy

The susceptibility magnitudes (Table 1) vary greatly over the area, from 53 to 20,935 SI, with an average of 4075 SI (Fig. 5a). In the different subtypes of the Teofilândia granodiorite, these magnitudes range from 164 to 20,935 SI for the porphyritic type (GRTp, mean at 6568 SI), from 152 to 3813 SI for the hydrothermalized type (GRTh, mean at 404 SI), and from 53 to 3755 SI for the subvolcanic type (QFP, mean at 516 SI). For the Barrocas trondhjemites (GRB), the susceptibilities range from 68 to 278 SI (mean at 104 SI), and those from Barrocas gneiss (GNB) range from 87 to 15,916 SI (mean at 3039 SI). On the basis of the qualitative partition of Rochette (1987) into paramagnetic ($K_m < 500$ SI) and ferromagnetic granitoid types, more than 61% of the samples belong to the latter type, coming mostly from the porphyritic Teofilândia granodiorite (GRTp) and from the Barrocas gneiss (GNB). By contrast, most rocks from the hydrothermalized and subvolcanic types (GRTh and QFP) and from the Barrocas trondhjemites (GRB) belong to the paramagnetic category. Observations under the microscope show that primary magnetite is present in the magmatic porphyritic type (GRTp), that no magnetite is observed in the Barrocas trondhjemites (GRB), and

that low oxygen-fugacity conditions prevailed in the hydrothermalized types (GRTh and QFP) in which pyrite is frequently present. These mineralogical characterizations are confirmed by the thermomagnetic measurements (Fig. 6) in which magnetite is the main magnetic mineral in the high susceptibility rocks (GRTp and GNB; Fig. 6a, b and d). In the low susceptibility rocks, the effects of some magnetite are seen in addition to the paramagnetic contribution (GRB and GRTh; Fig. 6c and e). In the hydrothermalized subvolcanic type (QFP), no ferromagnetic phase is seen (Fig. 6f).

4.2. Magnetic anisotropy study

The anisotropy ($P\% = [(K_1/K_3) - 1] \times 100$) ranges from 1 to 103% (with a mean at 13.3%) over the area (Table 1; Fig. 5b). Among the different subtypes of the Teofilândia granodiorite, the porphyritic type (GRTp) has high anisotropies almost everywhere (mean $P\%$ at 15.2), while the other types (GRTh and QFP) have low anisotropies (mean $P\%$ at 3.2 and 3.9, respectively). The mean anisotropies of the Barrocas trondhjemites (GRB) and gneiss (GNB) are, respectively, $P\% = 8.5$ and $P\% = 29.5$. Note that the highest anisotropy magnitudes correspond to the ferromagnetic types, and that the lowest ones, to the paramagnetic types, a rather common observation in granites (Bouchez, 1997). Note also that the variously hydrothermalized and mylonitic types have the lowest anisotropies.

The same tendency (Table 1) is observed for the linear anisotropy percentages ($L\% = [(K_1/K_2) - 1] \times 100$) which are, for the porphyritic, hydrothermalized and subvolcanic types respectively, $L\% = 6.2, 1.2$ and 2.5 , while $L\%$ values for the Barrocas trondhjemites and gneiss are 5.1 and 19.9, respectively. However, the balance between linear and planar fabrics varies from one lithological type to the other, as shown by the shape parameter of Jelinek (1981): $T = [\log(K_2/K_3) - \log(K_1/K_3)] / [\log(K_2/K_3) + \log(K_1/K_2)]$, which varies from $T = -1$ (planar ellipsoid) to $T = +1$ (linear ellipsoid). Although covering almost its whole range of variation, from -0.95 to $+0.92$ (Fig. 5c), this parameter points to dominant planar fabrics for the porphyritic (GRTp, mean $T = 0.15$) and hydrothermalized (GRTh, mean $T = 0.24$) types, while dominant linear fabrics are observed for the subvolcanic type (QFP, mean $T = -0.31$), for the Barrocas gneiss (GNB, mean T

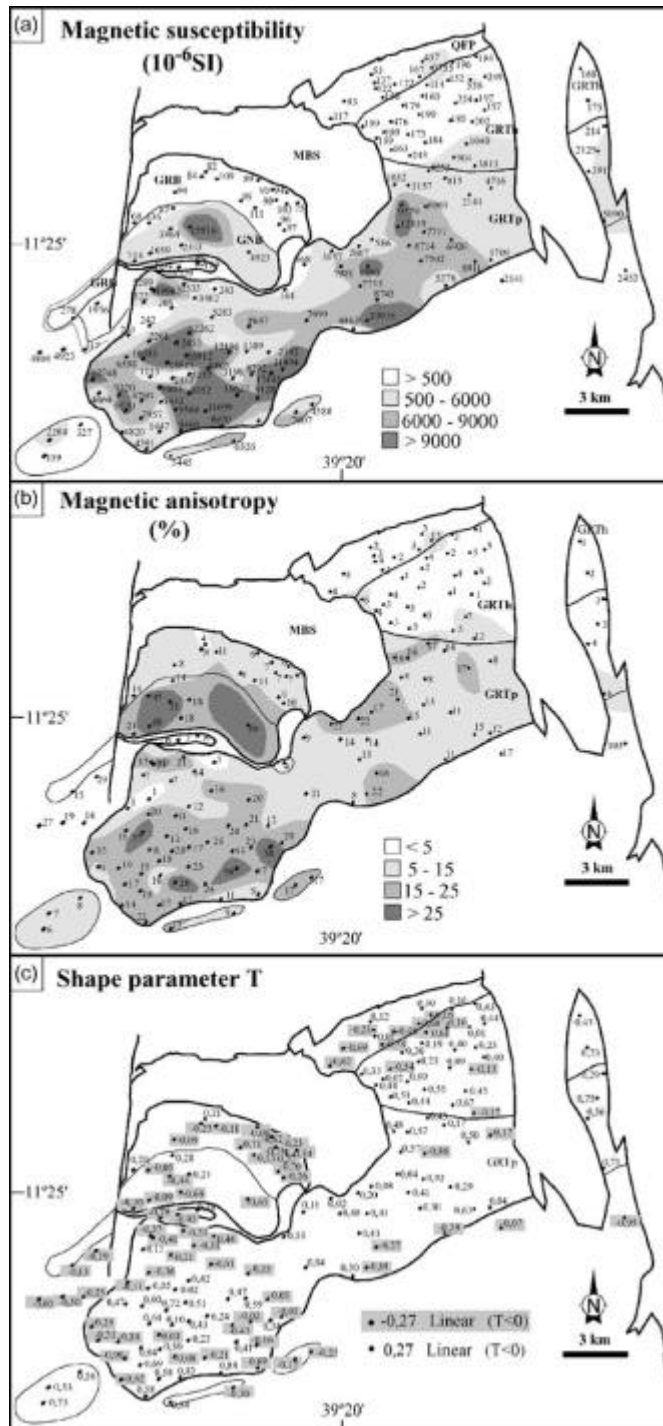


Fig. 5. Magnetic scalar data of the Teofilândia area: (a) susceptibility in 10^{-6} SI; (b) anisotropy in percent; (c) shape parameter of Jelinek ($-1 = T = +1$).

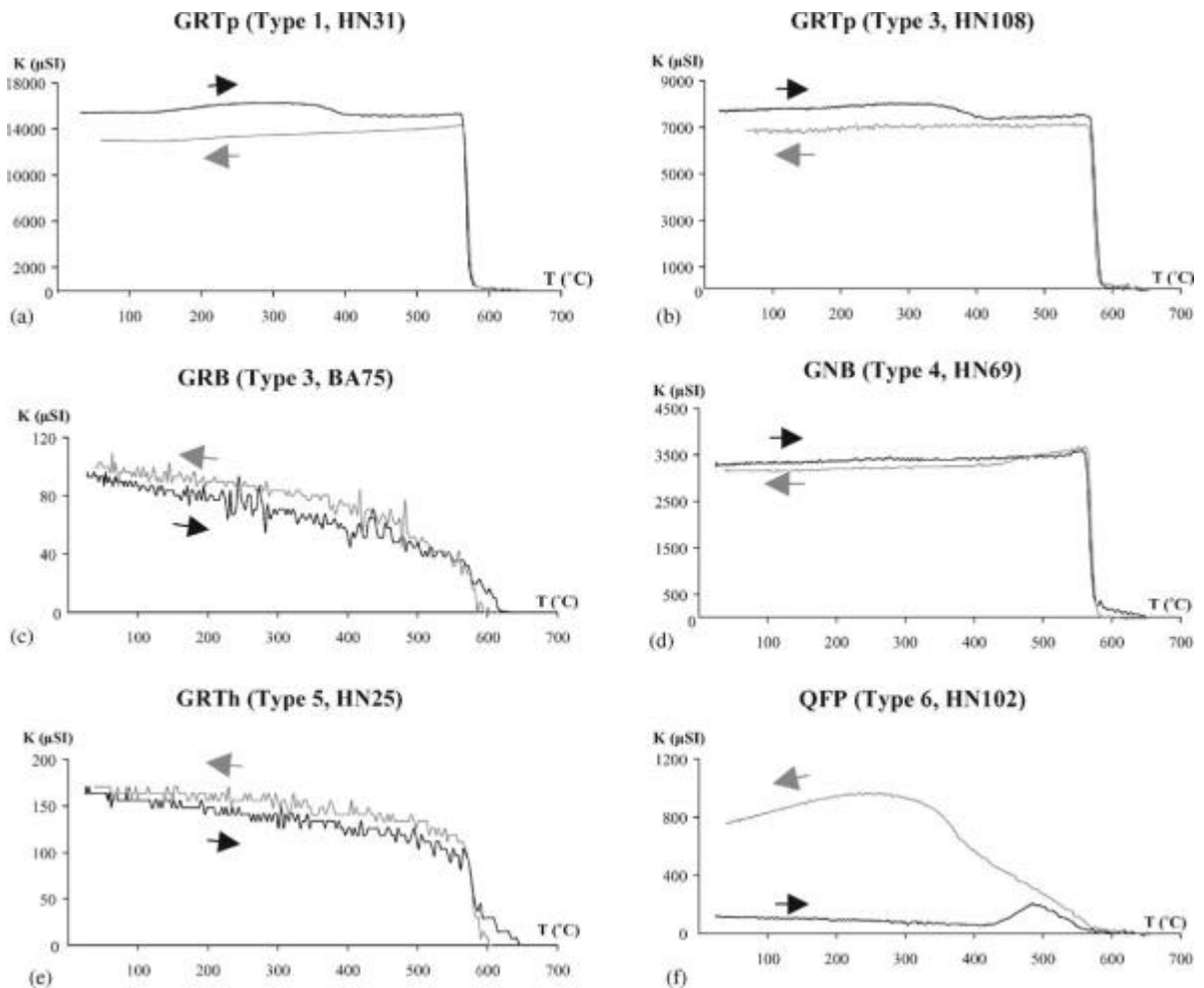


Fig. 6. Thermomagnetic $K(T)$ curves of representative specimens from the Teofilândia area. Heating curves (black) are distinguished from the cooling curves (gray).

$= -0.34$) and Barrocas trondhjemitites (GRB, mean $T = -0.25$).

Table 1 gives the orientations of K_1 and K_3 with respect to geographic North as declinations (azimuths) and inclinations (plunges). The large variations that are observed over the area, both in azimuths and plunges, do not correlate with our subdivision into petrographic types. The magnetic lineations (K_1) have mostly low plunges ($<30^\circ$) and their trends are organized into several sectors (Fig. 7a). In the Teofilândia granodiorite, NS-trending lineations dominate in the southwest sector while EW-trending lineations dominate in the northeast sector. Intermediate trends (NW–SE to

NE–SW) are observed in the central and eastern parts of the massif. In the Barrocas trondhjemitite (GRB) and Barrocas gneiss (GNB), EW lineations dominate, conformably to the arched-shape of their outcrop areas. The magnetic foliations have in general shallow to moderate dips (Fig. 7b), with strikes broadly organized in a zone around the EW direction (Fig. 7b: equal-area plot). A more detailed examination shows that the Teofilândia granodiorite displays particularly low dips ($<30^\circ$) hence variable strikes. Dips usually higher than 40° are observed at the boundary between the Teofilândia granodiorite and the basement (GN), in the gneiss of Barrocas (GNB) and in the Barrocas

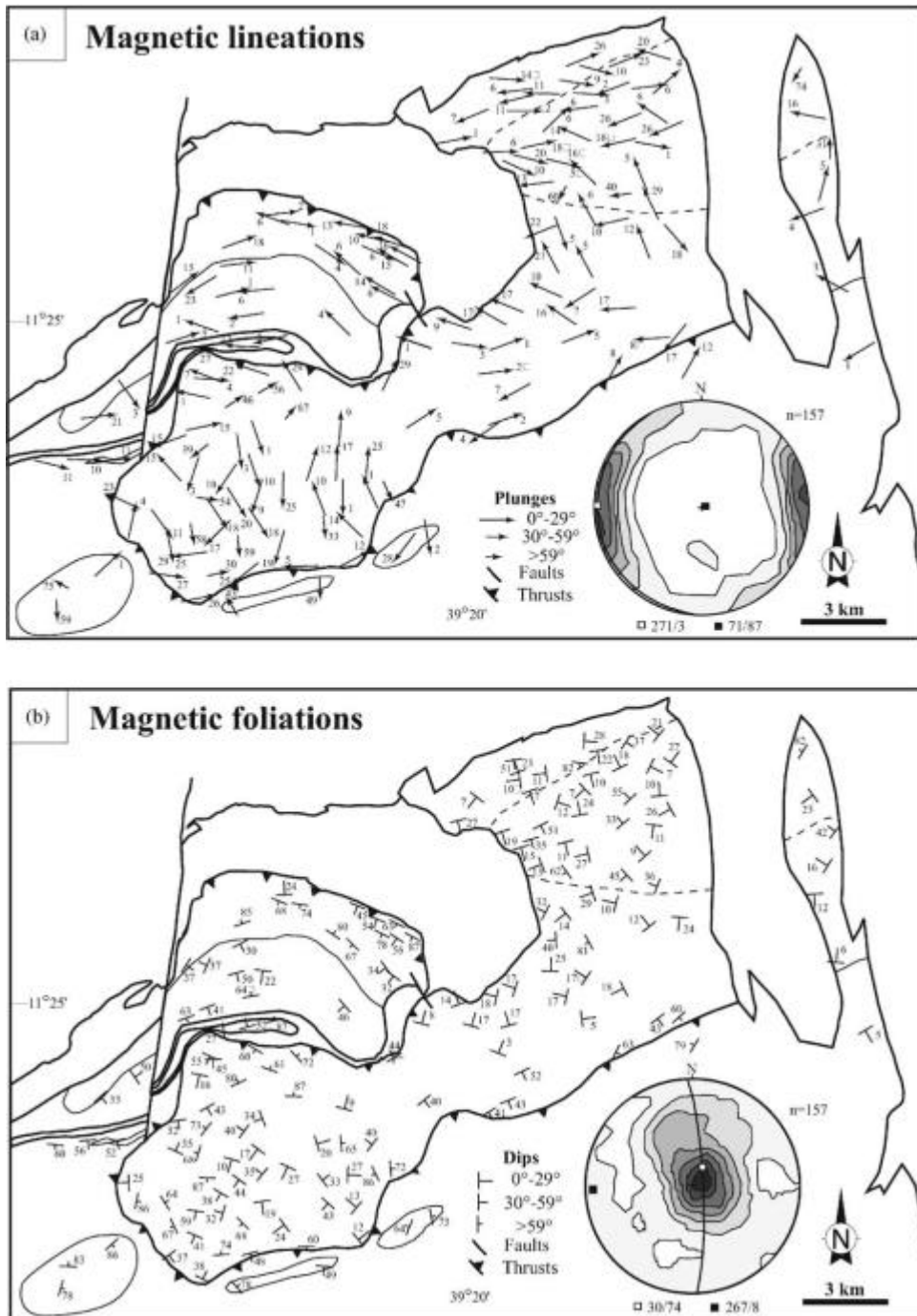


Fig. 7. Magnetic directional data of the Teofilândia area. (a) Lineations (plunges in degrees) and corresponding equal-area plot (lower hemisphere, Kamb contours, intervals of 2S; 157 measurements). (b) Foliations (dips in degrees) and corresponding equal-area plot.

trondhjemite (GRB). The corresponding strikes of foliations vary between ENE and ESE.

5. Combining microstructures with magnetic fabric data

The microstructural features are shown together with the magnetic fabric data in Fig. 8. Two main trends of magnetic lineations can be identified, here called “NS” (stereoplot: Fig. 8c1) and “EW” (stereoplot: Fig. 8c2 and 8c3), although some variations in trends occur in both families. Note that more than 85% of the lineations have plunges less than 30° , and

that the corresponding foliations have low dips, 75% of them being less than 30° .

The NS-trend clearly characterizes the magmatic microstructures of types 1 and 2 (Fig. 8a1 and 8b1), although some EW trends also appear. They mainly correspond to specimens in which some overprint is observed, either of the high-temperature type 3 or of the mylonitic/hydrothermal types 1*, 2*, 5* (Table 1). By contrast, the orthogneissic microstructures, both incipient (type 3) and well-developed (type 4), belong to the EW linear fabric trends (Fig. 8a2 and 8b2). Note, however, that the lineation trends within the Barrocas trondhjemites (GRB) and gneiss (GNB) conform with the curvature of the outcrop areas of these rock

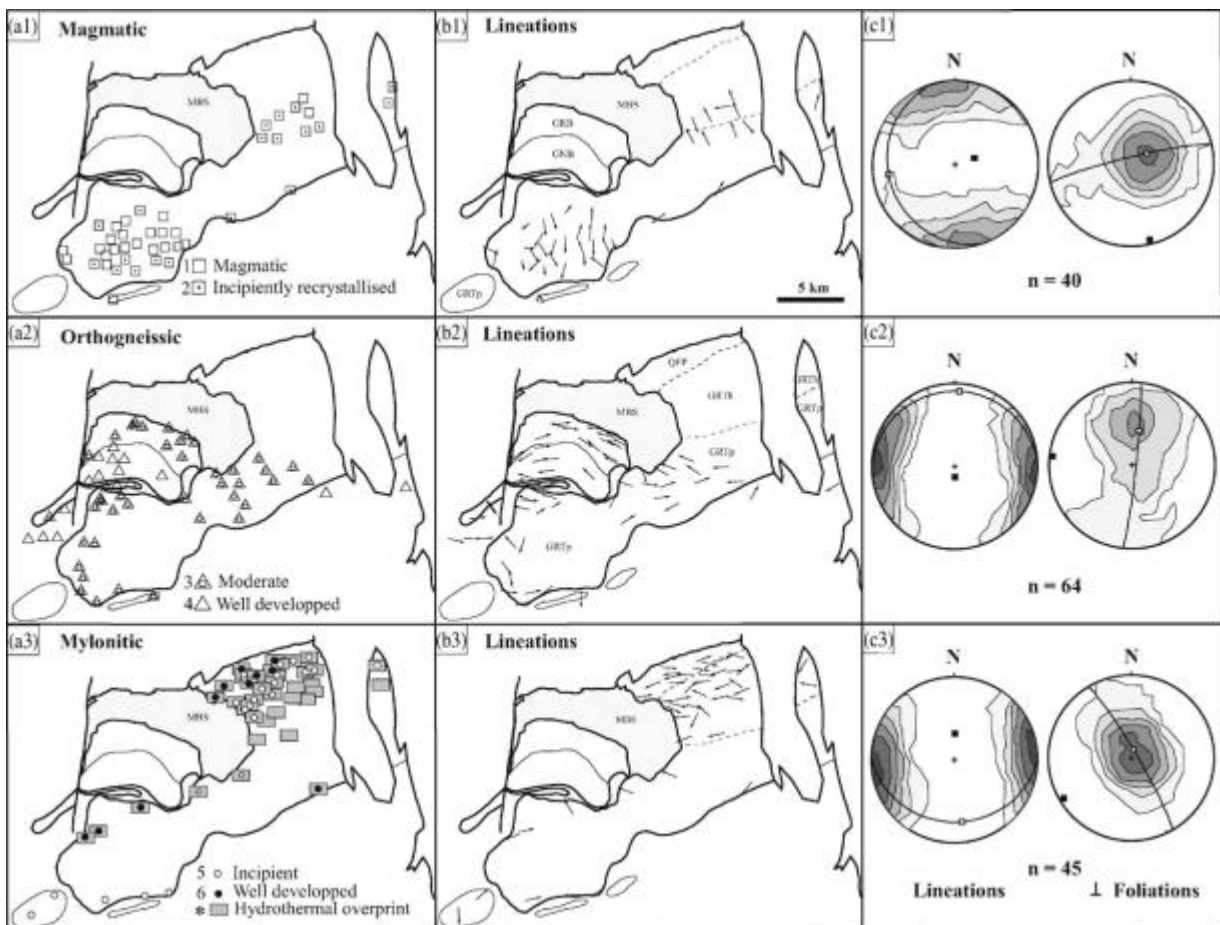


Fig. 8. Comparison between (a) microstructures, (b) magnetic lineations, and (c) corresponding equal-area plots of the Teofilândia area. Top, middle and bottom figures, correspond, respectively, to the magmatic (a1, b1, c1), orthogneissic (a2, b2, c2) and mylonitic (a3, b3, c3) microstructural types.

types, from NE-SW to the west, to NW-SE to the east. Finally, the mylonitic microstructures are always accompanied by some hydrothermal overprint and belong exclusively to the EW linear fabric trend (Fig. 8a3 and 8b3).

6. Pressure estimates from Al-in-amphiboles

Pressures have been estimated in 14 stations (Fig. 9a; Table 2) using the Al-in-hornblende barom-

eter, by measuring the amphibole compositions at their very borders using the CAMECA microprobe (Toulouse University). Note that all rock-types are concerned except those of the northeast extremity of the area where amphiboles are absent (QFP and GRTh). All the analyzed amphiboles belong to the Ca-rich pole of Leake et al. (1997), with $\text{Na}_B < 0.50$ and $(\text{Ca} + \text{Na})_B > 1$. The Teofilândia granodiorites have mainly Mg-amphiboles (edenites, magnesio-hastingsites, magnesio-hornblendes) with ratios $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) > 0.50$. This contrasts with

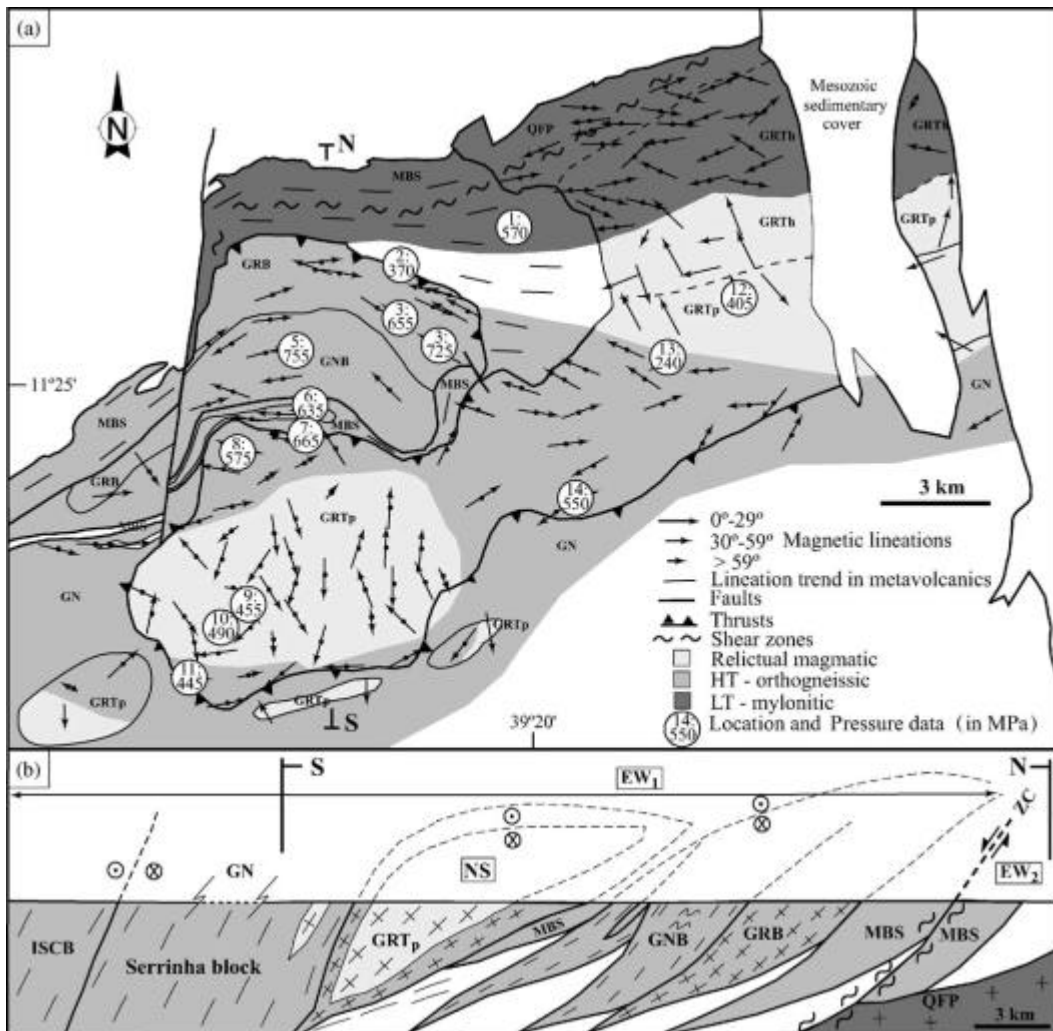


Fig. 9. Synthetic map (a) and NS cross-section (b) of the Teofilândia area (see text for details). Note that the EW stretch is perpendicular to section, either ubiquitous (EW1) or localized (EW2). The boudins are outlined (dashed), the GRTp boudin contains NS-lineations. The contact between the Itabuna-Salvador-Curaça belt (ISCB) and the Serrinha block is represented as a sinistral lateral ramp.

Table 2
Pressure data in Teofilândia area

Rock type	Location	Sample # (number of analyses)	Microstructural type	Pressure (MPa): mean (max–min)
MBS (metagabbro)	1	6 (2)	–	570 (670–471)
MBS	2	28 (5)	–	370 (448–266)
GRB	3	HN88 (5)	3	655 (770–530)
GRB	4	BA75 (6)	3	725 (760–690)
GNB	5	672 (5)	4	755 (730–770)
GNB	6	20 (3)	4	635 (700–530)
MBS (amphibolite)	7	28 (11)	–	665 (795–603)
GRTp	8	7 (2)	3	575 (610–540)
GRTp	9	HN42 (2)	2	455 (480–440)
GRTp	10	HN43 (5)	2	490 (510–440)
GRTp	11	HN45 (3)	3	445 (500–330)
GRTp	12	10 (4)	2	405 (500–330)
GRTp	13	55 (2)	3	240 (300–180)
GRTp	14	73 (8)	2	550 (610–490)

both the Barrocas formations (GRB and GNB) and the metavolcanic rocks in which the amphiboles are richer in iron (ferro-edenites, ferro-pargasites, ferro-hornblendes, ferro-actinolites) with ratios $Mg/(Mg + Fe^{2+}) < 0.50$.

The pressures were calculated using the NEWAMPH-CAL software of Yavuz (1999), and choosing the Schmidt (1992) experimental geobarometer. Pressures range between 755 and 240 MPa. The highest pressures, between 635 and 755 MPa, characterize the Barrocas formations (GRB and GNB). In the porphyritic granodiorite (GRTp), somewhat lower pressures are recorded, from 445 to 575 MPa to the west of the area, to 405–240 MPa to the east. The latter value, however, is likely affected by postmagmatic re-equilibration. This is also the case for the 370 MPa pressure value in the metavolcanics (MBS).

7. Discussion

A significant result of this study is the partition of the linear fabrics into two main families that have distinct outcrop area and microstructural features (Fig. 8).

The NS-lineated domain mostly belongs to the porphyritic subtype of the Teofilândia granodiorite (GRTp). Within this type, NS lineations exclusively characterize the sites where magmatic microstructures (types 1 or 2) are seen. In GRTp, and except where a severe mylonitic or hydrothermal overprint is present (Fig. 8a3), magnetite, unambiguously seen in optical

microscopy, microprobe measurements and susceptibility versus temperature measurements, is the dominant carrier of the susceptibility whose magnitude is rarely less than 1000 SI. Magnetite is also the carrier of the anisotropy through its (faint) grain-shape anisotropy. The high anisotropy magnitude of GRTp (mean $P\%$ at 15) is usual for ferromagnetic granites, well above the anisotropy of paramagnetic granites that do not exceed 10% (Bouchez, 1997). Ti-poor magnetite (microprobe determination) is obviously a primary, magmatic mineral. It forms either large (~1 mm) isolated crystals, or groups of smaller crystals often associated with biotite and amphibole. In those sites having magmatic microstructures, there is no doubt that the AMS fabric equates with the “flow” fabric that was recorded by the magma by the end of its emplacement, a conclusion shared by several case studies in ferromagnetic granites having similar magnetic signals (Archanjo et al., 1995; Grégoire et al., 1995; de Saint-Blanquat and Tikoff, 1997). In sites of GRTp where the microstructure is not magmatic, the trend of the magnetic lineations departs from sub-meridian and this departure is naturally attributed to the overprinting (either orthogneissic, mylonitic and hydrothermal).

The EW-lineated domain concerns every granitoid rock-type of the area having non-magmatic microstructures (types 3–6). Among the latter, the orthogneissic microstructures characterize rocks that were pervasively deformed in amphibolite facies conditions (high- T recrystallization of quartz, stable

amphiboles ...). Such microstructures are seen partly in the porphyritic type (GRTp), in particular at its southwestern border, and entirely affect the Barrocas rock-types (GRB and GNB). Although richer in K-feldspars and entirely orthogneissic, the Barrocas gneiss (GNB) is petrographically close to GRTp, including a magnetite-dominated susceptibility. In these rocks of likely magmatic origin, the magnetic fabric equates with the solid-state deformational fabric that was acquired at high temperature. By contrast, the magnetite-free trondhjemite of Barrocas (GRB) has typically “paramagnetic” signatures, with susceptibility magnitudes lower than 100 SI and anisotropies hardly exceeding 10%, mostly carried by biotite. Its magnetic fabric, however, is very similar to that of the Barrocas gneiss (GNB), with SW–NE to NW–SE foliation-strikes and lineation-trends. The mylonitic microstructures mostly concern the northeastern part of the area, where they affect locally the porphyritic type (GRTp), and pervasively the hydrothermalized (GRTh) and subvolcanic (QFP) types. Lack of or rarity of magnetite in the latter types, which likely carried (magmatic) magnetite at the origin, is attributed to hydrothermal mineral alteration, which always accompanies the mylonitic microstructure. Hence, the susceptibility magnitudes hardly exceed 1000 SI. Their magnetic fabric, with anisotropies mostly less than 5%, characterizes the lattice fabric of chloritized biotite and chlorite that was acquired during deformation and recrystallization under greenschist facies conditions. The same conclusion is valid for the northernmost subvolcanic type (QFP), which is strongly mylonitic and hydrothermally overprinted, except that susceptibilities are more variable, a fact attributed to the variability of the hydrothermal overprint.

7.1. Evidence of a preserved magmatic fabrics

Comparison between microstructures and fabrics demonstrates that the NS-lineated domain is a relic, reminiscent of a domain where the magmatic fabrics have been preserved. The corresponding magmatic body, the Teofilândia granodiorite, might have been emplaced as a sill, as suggested by the overall low dips of its magnetic foliations. This body was emplaced syntectonically, stretched parallel to north–south in the magmatic state. According to the pressure data obtained from the magmatic amphiboles in the most

preserved GRTp type to the west of the Teofilândia area (445–575 MPa), this sill probably crystallized at a depth of ~15 km. The pressure range, that gives a depth variation larger than 4 km, is consistent with the outcrop distribution of GRTp over more than 5 km in north–south traverse and its overall southward dipping foliation (Fig. 9). It is also consistent with the structural position of GRTp above the Barrocas formations (GRB and GNB) that outcrop to the north, that also yield overall southward foliation dips and record higher equilibration pressures (635–755 MPa). To the south, the GRTp remnant core is covered by the gneissic basement (GN) for which pressures were not determined. To the east of the area, the pressures of GRTp are lower than in the west. A shallower environment is consistent with the presence, to the northeast of the area, of the subvolcanic QFP type.

7.2. The EW overprints

Pervasive EW overprints characterize the whole area. The first one is ubiquitous and has a plate tectonic significance. It confers to the Barrocas formations (GRB and GNB) an orthogneissic microstructure of types 3 and 4, with consistent subhorizontal and EW-lineations, and foliations strongly dipping to the south. This event also gneissifies the Teofilândia granodiorite whose corresponding lineations become EW in trend. Note that the Barrocas trondhjemite (GRB), very different both in petrographic character and mean susceptibility (mean at 104 SI) from the Teofilândia granodiorite (mean at 6568 SI), formed a magmatic body that was distinct from the homogeneous Teofilândia granodiorite sill. By contrast, the Barrocas orthogneiss (mean at 3039 SI), close to the Teofilândia granodiorite in composition, could have shared a magmatic history in common with the granodiorite. Whatever the former history of the Barrocas formations (GRB and GNB), no NS-directed remnant linear fabric could be seen in these rocks. In the Barrocas formations, the pressures derived from the amphiboles, about 200 MPa higher than in the Teofilândia granodiorite, are consistent with their structural position under the Teofilândia granodiorite, as also suggested by the southward foliation dips (Fig. 9). These pressures may therefore record the initial conditions of the protoliths of the Barrocas formations. Alternatively, compositional changes in

the amphiboles may have taken place during the EW large-scale deformation at high temperature.

The mylonitic-hydrothermal EW-event is mostly confined to the northeast of the area, associated to an EW-trending shear zone whose prolongation to the west also affects the metabasalts (MBS) that host gold mineralizations (Fig. 9a). This event pervasively affects the subvolcanic QFP rock-type but also affects the plutonic granodiorite, giving the hydrothermalized subtype (GRTh, Fig. 2). In addition, local imprints of this event can be recognized everywhere in the area, affecting the porphyritic GRTp subtype. As a consequence, most of the Teofilândia granodiorites that display evidence of hydrothermalism (types 1* and 2*) tend to lose their NS-structure at the expense of the EW one. This is particularly obvious in the north-east where the lineations have intermediate trends (Fig. 9a).

7.3. Tentative reconstruction of the tectonic history

The geological reconstructions of this area (Alves da Silva et al., 1993; Alves da Silva, 1994; Barbosa and Sabate, 2002) consider that a magmatic arc was formed above a subduction zone, parallel to the west-ern border of the Serrinha block (Fig. 1). The isotopic ages of the different plutons from this area range from 2.16 to 2.07 Ga (Rios et al., 2003). The 2.13 Ga granodiorite of Teofilândia and trondhjemite of Barrocas are naturally ascribed to this NS-trending magmatic arc. These plutonic rocks have intruded the older basement made of gneissic (GNB and GN) and metavolcanic rocks (MBS and VAS). Hence the two sectors that show preserved NS-trending magmatic fabrics (Fig. 9a) represent undeformed core-zones of the latter magmatic arc. Planar and linear magnetic/magmatic fabrics that are sub-parallel to the arc-trends have been described in the literature (de Saint-Blanquat et al., 2001; Benn et al., 2001) and are attributed to the partitioning of strain along the plate boundary in case of oblique convergence, inducing parallel-to-plate transcurrent movement.

By contrast, the EW-trending structures clearly record two distinct events, both at 90° to the previous one. The first event took place at high temperature and had a plate tectonic importance, corresponding to the collision between the Serrinha blocks against the Itabuna-Salvador-Curaca belt. Low to high foliation

dips with EW strikes, and horizontal lineations have pervasively overprinted the whole area. This EW event has affected the largest part of the Teofilândia granodiorite and the whole Barrocas formations (GRB and GNB) since no remnant of the former NS structure are found in these formations. In the latter rocks, as well as in the north of the Teofilândia granodiorite, the curved trajectory of the lineations, from WSW to the west to EW to the east, is interpreted as forming the northern border of a several kilometers-long lensoid body that was boudinaged during this high-temperature EW event. This mega-boudin of orthogneissic structure (shaded in medium-gray; Fig. 9a) is bounded to the north by the metavolcanics (MBS) whose southward dips are recognized by drilling below the Barrocas trondhjemite boudin (CVRD mine, personal communication; Fig. 9b), and along which the pressures have been re-equilibrated (340 MPa). These metavolcanics may themselves represent another boudin that was formed during the same event. In this model, the few hundred meters of highly deformed metavolcanics, which are pinched between the Teofilândia granodiorite and the Barrocas formations (GNB and GRB), may represent the matrix separating two sub-boudins within the main boudin. The northern border of the Teofilândia granodiorite sub-boudin retains the highest pressures recorded in this granite (575 MPa) and corresponds to the top part of the GNB + GRB sub-boudin (Fig. 9b). The second EW-event took place mainly in the north of the area (Fig. 9) in greenschist facies and rather high-stress conditions, within rather localized shear zones in which fluids were present. The already evoked 2.08–2.03 Ga ages attributed to the gold-mineralization in the metabasalts makes this event a late Transamazonian episode.

8. Conclusion

Thanks to the systematic study of magnetic fabrics and microstructures we have demonstrated the existence of a granitic core, which preserves its original NS magmatic structure that was likely coeval with the magmatic arc that bounded the western limit of the Serrinha block. This event definitely predates the EW movements that are considered to be the first Transamazonian phase of this area (Chauvet et al., 1997). We attribute the pervasive HT-EW structures

to the accretion of the Serrinha block at the eastern border of the São Francisco Craton, during which pluri-kilometric lenses of crust were flattened and stretched. In this kinematic framework, the EW directed southern contact of the Serrinha block would represent a crustal-scale lateral ramp, to the north of which the deepest crustal units, including the undeformed granodiorite, were progressively exhumed. The more local LT-EW event, in fluid-present, greenschist facies conditions marks the end of the Transamazonian orogeny in the study area.

Acknowledgements

The IRD (Institut de Recherche pour le Développement), CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), CVRD (Companhia Vale do Rio Doce), UPS (Université Paul-Sabatier) and LMTG (Laboratoire des Mécanismes et des Transferts en Géologie, UMR 5563, CNRS) are thanked for the financial support of this study. Prof. Manoel Jeronimo Cruz of Salvador University (UFBA) and Roberto Siqueira (LMTG) are warmly thanked for help and advice. Christiane Cavaré-Hester (LMTG) helped us with the drawings, and Mark Jessell with the English revision. Thanks to journal reviewers, Renaud Cabyl and an anonymous reviewer, who provided many helpful comments.

References

- Alves da Silva, F.C., 1994. Etude structurale du "Greenstone Belt" Paléoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia-Brésil). Ph.D. Thesis, Univ. Orléans, France, 335 pp.
- Alves da Silva, F.C., Chauvet, A., Faure, M., 1993. Early-Proterozoic Orogeny (Transamazonian) and syntectonic granite emplacement in the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *C.R. Acad. Sci. Paris* 316 (Ser II), 1139–1146.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., Bouchez, J.L., 1995. Magnetic fabric versus magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Phys. Earth Plan. Inter* 89, 63–75.
- Barbosa, J.S.F., Sabate, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *An. Acad. Bras. Ciências* 74 (2), 343–359.
- Benn, S.K., Paterson, S.R., Lund, S.P., Pignotta, G.S., Kruse, S., 2001. Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Phys. Chem. Earth Part A: Solid Earth and Geodesy* 26, 343–354.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.* 42, 49–93.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., et al. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 95–112.
- Bouchez, J.L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique de granites. *C.R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planet. Sci. Le point sur* 330, 1–14.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35–38.
- Brito Neves, B.B., 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissiones e o processo acrecionário Andino. *Rev. Bras. Geoc.* 29 (3), 379–392.
- Chauvet, A., Alves da Silva, F.C., Faure, M., Guerrot, C., 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in regional tectonics. *Precamb. Res.* 84, 139–162.
- Gaál, G.L., Teixeira, J.B.G., D'el Rey Silva, L.J.H., Silva, M.G., 1987. New UPB data from granitoids, reflecting early proterozoic crustal evolution in northeast Brazil. In: *I International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Bahia, Salvador* (text available from the authors).
- Gleizes, G., Leblanc, D., Olivier, P., Bouchez, J.L., 2001. Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime: the example of Néouvielle granite (Pyrénées). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 9, 325–340.
- Grégoire, V., Saint-Blanquat, M., Nédélec, A., Bouchez, J.L., 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and applications to AMS in granitic rocks. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2765–2768.
- Jelinek, V., 1981. Characterisation of magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, 563–567.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metam. Geol.* 14, 581–589.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., et al., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. *Can. Mineralogist* 35 (1), 219–246.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M., 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for drastic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819–822.
- Mello, E.F., 2000. Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia: evolução crustal e metalogenia do ouro. Ph.D. Thesis, Univ. Campinas, São Paulo, 162 pp.
- Mello, E.F., Xavier, R.P., McNaughton, N.J., Fletcher, I., Hagemann, S., Lacerda, C.M.M., Oliveira, E.P., 2000. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia state, Brazil. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.

- Oliveira, E.P., Lafon, J.M., Souza, Z.S., 1999. Archaean-Proterozoic transition in the Uaua Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. VII Simp. Nac. Est. Tectonicos, SBG, Lençóis, Bahia, v. 1, 38–40.
- Rios, D.C., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Burgos, C.M.G., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., Lisboa, M.P., 1998. Granitogênese da parte meridional-oriental do Núcleo Serrinha: idade, petrografia e geoquímica. In: Conceição, H., et al. (Eds.), Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas. Public. Esp. SBG, núcleo BASE 5, pp. 91–113.
- Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., 2000. Ages of granites of the Serrinha nucleus, Bahia, (Brazil): an overview. *Rev. Bras. Geociencias* 30, 74–77.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Dickin, A.P., 2003. A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and lithochemical data. IV South American Symposium on Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador Short Papers, vol. 1, pp. 264–267.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.* 9, 1015–1020.
- Saint-Blanquat de, M., Tikoff, B., 1997. Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek Granite, Sierra Nevada Batholith. In: Bouchez, J.L., et al. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 231–252.
- de Saint-Blanquat, M., Law, R.D., Bouchez, J.L., Morgan, S.S., 2001. Internal structure and emplacement of the Pápoose Flat Pluton: an integrated structural, petrographic and magnetic fabric study. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113 (8), 976–995.
- Sant’Ovaia, H., Bouchez, J.L., Noronha, F., Leblanc, D., Vigneresse, J.L., 2000. Composite laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (Northern Portugal): a combined AMS and gravity study. *J. R. Soc. Edinburgh* 91, 123–137.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110 (23), 273–281.
- Silva, M.G., 1987. *Geochemie, petrologie und geotektonische etwicklung eins Proterozoischen greunsteignertels, Rio Itapicuru, Bahia, Brazillen*. Ph.D. Thesis, Freiburg University, Germany, 125 pp.
- Silva, M.G., 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal Transamazônico no Cráton do São Francisco, estado da Bahia. XXXVII Congr. Bras. Geol., SBG, São Paulo, Abstracts, vol. 2, pp. 181–182.
- Silva, M.G., 1996. Sequências metassedimentares, vulcanossedimentares e Greenstone Belts do Arqueano e Proterozoico Inferior. In: Barbosa, J.S.F., Dominguez, J.M.L. (Eds.), *Geologia da Bahia: Texto explicativo para o mapa geológico ao milionesimo*, SICM/SGM, Salvador Spec. Publ., pp. 85–102.
- Silva, L.C., Armstrong, R., 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros, síntese dos resultados (Relatório preliminar). Serv. Geol. Brasil, CPRM, Brasília, Arquivos Abertos 1.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C., Fletcher, J.R., 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. In: II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, SGM, Salvador pp. 282–283.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Heinrichs, T., 2000. The emplacement of the Rieserferner pluton (Eastern Alps, Tyrol): constraints from field observations, magnetic fabrics and microstructures. *J. Struct. Geol.* 22, 1855–1873.
- Tribe, I.R., D’Lemos, R.S., 1996. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syntectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *J. Geol. Soc. Lond.* 153 (1), 127–138.
- Vasconcelos, P., Becker, T., 1992. A idade da mineralização aurífera no depósito de Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. In: *Proceedings Workshop em Metalogênese. Pesquisas atuais e novas tendências*, Unicamp, São Paulo, Boletim de resumos, p. 29.
- Winge, M., 1984. A sequência vulcanossedimentar do Grupo Rio Capim, Bahia. In: Viveiros, P.V.S., Duarte, F.B. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos básicos*, SME/CPM, Salvador Spec. Publ., pp. 35–62.
- Yavuz, F., 1999. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. *Computers Geosci.*

Elsevier Editorial(tm) for **Precambrian Research**
Manuscript Draft

Manuscript Number:

Title: **Petrology of Teofilândia granitoids: an example of 2.1 Ga crustal accretion in the São Francisco Craton (Bahia, Brazil)**

Article Type: Research Paper

Keywords: Brazil; Sao Francisco Craton; Paleoproterozoic; Granitoid; TTG.

Corresponding Author: Dr. Hosanira Santos do Nascimento Université Paul-Sabatier, Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie

Other Authors: Anne Nédélec, Professor; Jean Luc Bouchez, Professor Université Paul-Sabatier, Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul-Sabatier, Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie

Petrology of Teofilândia granitoids: an example of 2.1 Ga crustal accretion in the São Francisco Craton (Bahia, Brazil)

Hosanira S. do Nascimento^{1*}, Anne Nédélec¹ and Jean Luc Bouchez¹

(1) LMTG, UMR CNRS n°5563, Equipe Géodynamique-Pétrophysique,
Université Paul-Sabatier, 14 avenue Edouard Belin, 31 400 Toulouse.
e-mail: hosanira@hotmail.com, *fax number*: (33) 5 61 33 25 60

Abstract

Teofilândia granitoids are representative of the Paleoproterozoic plutonic rocks, which intruded the Serrinha Block, an Archean crustal fragment of the Sao Francisco Craton (Bahia, Brazil). Three plutons, the Teofilândia granodiorites, Barrocas trondhjemite and Santa Rosa granite, respectively emplaced at 2130, 2127 and 2073 Ma, are described. The two first ones are calc-alkaline rocks following a trondhjemitic trend. They resemble Archean TTGs (tonalites-trondhjemites-granodiorites) by their major and trace element compositions and especially by their fractionated REE patterns, with very low HREE contents. They are juvenile rocks derived from slab melts, produced during subduction of a young oceanic crust (likely represented by the nearby Rio Itapicuru greenstone belt). Although, the granodiorites underwent some crystal fractionation, they did not evolve to give the trondhjemites, which represent a different magma. These rocks were deformed in high temperature conditions during the Transamazonian collision. The younger small Santa Rosa pluton is a post-collisional granite of A-type affinity derived from high temperature anatexis of the Archean crust. The large amount of 2.1 Ga granitoids in Brazil and elsewhere suggest that a global event, possibly originating in the mantle, was responsible for peak magmatic activity, with both crustal accretion and crustal reworking.

Keywords: Brazil, Sao Francisco Craton, Paleoproterozoic, Granitoid, TTG.

1. Introduction

Major compositional changes of the continental crust occurred at the transition between Archean and Proterozoic times. They mirror the changes in magma genesis processes at depth. The typical Archean TTG (tonalite, trondhjemite, granodiorite) suites, regarded as the partial melting products of warm subducted oceanic crust, were replaced by modern granodioritic and granitic suites derived from hydrous melting of the mantle wedge and from reworking of older crustal segments (Martin, 1993). However, these changes were

diachronous and a few TTG plutons were still formed during the Paleoproterozoic. The 2.1 Ga continental crust of West Africa provides examples of this old style plutonism (Boher et al., 1992).

In addition, growth of the continental crust is known to have taken place episodically at convergent margins, in relation with major orogenic events. The 2.1-2.0 Ga time interval is characterized by intense magmatism and tectonic activity both in Africa and in Brazil. The Congo – São Francisco Craton was built during this ca. 2 Ga Transamazonian orogeny (Bertrand & Jardim de Sa, 1990; Ledru et al., 1994a). In Brazil, the largest exposure of Archean-Paleoproterozoic basement rocks from this craton is observed in Bahia State (Fig. 1a), where four Archean crustal segments were accreted at about 2 Ga (Barbosa & Sabaté, 2002): the oldest Gavão Block, the Jequié Block, the Serrinha Block and the youngest Itabuna-Salvador-Curaça Belt. This accretion took place in modern-style plate tectonics, as evidenced by the recognition of typical tectonic settings, such as island-arc (Figueiredo, 1989) and continent-continent collision (Barbosa & Sabaté, 2002). Granitoid plutonism accompanied this orogeny.

We present the detailed petrologic study of three Paleoproterozoic granitoid plutons that crop out to the south of the Serrinha Block, in the Rio Itapicuru greenstone belt, and provide insights on the accretion of continental crust at about 2.1 Ga.

2. Geological setting and geochronology

The Serrinha Block (SB) and the Itabuna-Salvador Curaça belt are two of the NS-trending Archean segments that were aggregated during the Transamazonian orogeny (2.35-2.0 Ga; Brito Neves, 1999), and that presently form the northeastern part of the São Francisco Craton (Fig. 1a). Their general NS structure changes to EW in the south of the Serrinha Block. This EW-directed southern contact of the Serrinha block is interpreted as a crustal-scale lateral ramp that ended the Transamazonian collision (Nascimento et al., in press).

In a plate tectonic framework, the Transamazonian history of the Serrinha block began with the accretion of juvenile crust in an extensional setting at around 2.2 Ga in-between reworked pieces of the Archean crust. The Archean basement rocks of the Serrinha Block is composed by orthogneisses, migmatites and tonalites covered by the volcano-sedimentary sequences of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru and Capim greenstone belts formed from back-arc basins (2.2-2.1 Ga; Winge, 1984; Silva, 1987). These terrains, which are metamorphosed into greenschist to amphibolite facies, were largely intruded by Paleoproterozoic plutonic rocks that were emplaced during two main magmatic episodes

(Rios et al., 2003). The first one, with a calc-alkaline-TTG signature, is ascribed to the subduction and closure of the Rio Itapicuru basin that took place between 2.16 and 2.13 Ga. Magmatism continued in a collisional setting, and ended at around 2.07 Ga with the emplacement of alkaline granites (Chauvet et al., 1997; Mello, 2000; Rios, 2002; Rios et al., 2003). The amphibolite to greenschist facies metamorphic imprint in the Serrinha block is dated at 2.08 Ga ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende in amphibolite and U/Pb SHRIMP on zircon in quartzite: Mello, 2000). A mineralizing event closes the Transamazonian history of the area at 2.05 Ga, as attested by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages that characterize the alteration haloes around gold-bearing quartz veins (Mello, 2000).

We are here concerned by the southern part of the Serrinha block, the very place where the boundary of the Serrinha block with the Salvador-Curaça mobile-belt rotates from NS (western boundary) to EW (southern boundary; Fig. 1a). This sector (Fig. 1b) is composed by the Teofilândia granitoids (Teofilândia granodiorites: GRT, Barrocas trondhjemite: GRB, and Santa Rosa granite: GSR), by orthogneissic rocks intercalated with metabasalts and by the felsic volcano-sedimentary sequence that form the southern end of the Rio Itapicuru greenstone-belt. All these formations moderately dip to the south. The available isotope chronology data attribute an age of about 2.13 Ga to both the Teofilândia granodiorites (2130±7 Ma; U/Pb zircon SHRIMP; Mello, 2000) and to the Barrocas trondhjemite (GRB: 2127±5 Ma; Pb/Pb single zircon evaporation; Alves da Silva, 1994), hence coeval with the calc-alkaline-TTG magmatic episode of Rios et al. (2003). The Santa Rosa granite dated at 2.07 Ga (U/Pb zircon; Rios, 2002) relates to the later alkaline magmatic episode. The volcano-sedimentary rocks were not dated in the area, but whole rock Pb/Pb ages of 2.2 Ga and 2.17 (Silva, 1992) are attributed, respectively, to the tholeiitic mafic and calc-alkaline felsic metavolcanic units of the Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB). The gneissic basement has not been dated in this area, but an age of 3.0 Ga (U/Pb zircon: Gaal et al., 1987; Pb/Pb single zircon: Oliveira et al., 1999) is attributed to formations equivalent to the Serrinha

3. Petrography of the granitoids

3.1. Teofilândia granodiorites

The Teofilândia granodiorites (Fig. 1b) are in contact, to the north and east of the study area, with the volcanic-sedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone-belt, to the south with the gneissic basement, and with the Phanerozoic sediments of the Reconcavo-Tucano basin to the east. The granodiorites are porphyritic rocks, composed of three main

types according to mineralogy and deformational texture: the coarse- to medium-grained amphibole and biotite-bearing type, the magmatic-hydrothermalized type, and the subvolcanic-hydrothermalized type.

The amphibole and biotite-bearing type (GRTp) outcrops to the south of the Teofilândia area (Fig. 1b). It is porphyritic, pink-grayish in color and usually rather anisotropic (Fig. 2a). As evidenced from a combined magnetic fabric and microstructural study (Nascimento et al., in press), a faint but well-defined NS-directed linear fabric and a subhorizontal planar fabric imprinted these rocks in the magmatic state. A slight deformation in the solid-state and at high temperature may be present, but no low-temperature or substantial hydrothermal overprint is observed. The mineralogy is characterized by coarse K-feldspar phenocrysts (> 0.4 cm) in a matrix composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and amphibole (Fig. 3a). Modal compositions enable to classify these rocks as granodiorites (Fig. 4). Centimeter to meter-long mafic microgranular enclaves are frequent, and local cumulates of mostly amphibole and plagioclase are observed. Aplitic and pegmatitic veins, millimetric to decimetric in width, are observed, as well as N-S to E-W trending micro-shear zones, both dextral and sinistral.

The hydrothermalized type (GRTh) outcrops to the northeast of the granitoid massif (Fig. 1b). In the field, it is a green-grayish porphyritic and isotropic rock containing feldspar megacrysts and large crystals of blue quartz. These rocks, which also belong to the granodiorite field (Fig. 4), resemble the former GRTp type except that amphibole is absent. Partial destabilization of biotite into chlorite and epidote, alteration of plagioclase and presence of calcite and secondary opaque minerals, mainly pyrite, are observed. Mafic microgranular enclaves are also observed in GRTh.

The subvolcanic type (QFP) is usually highly weathered and barely outcrops in the north of the area (Fig. 1b). It is as a leucocratic, light-green to light-yellow porphyritic granitoid, composed of plagioclase and quartz phenocrysts (1-3 mm) that are embedded in a fine-grained matrix made of quartz, plagioclase, K-feldspar, and variable proportions of chlorite, sericite, epidote and calcite (Fig. 3b). This rock-type is often highly sheared, as seen from field structures and microstructures. Its modal analysis (Fig. 4) also falls in the granodiorite field.

3.2. *Barrocas trondhjemite*

The Barrocas granitoid is in contact with the metabasalts to the north and with the gneissic basement to the south. This medium- to large-grained and strongly anisotropic rock is

homogeneous in composition, with plagioclase, quartz, biotite, K-feldspar, rare amphibole, accessory minerals (sphene, apatite, opaque, zircon and allanite) and epidote and sericite as alteration minerals. In the Streckeisen diagram, the Barrocas granitoid belongs to the tonalite-trondhjemite domain (Fig. 4). In the field, the well-marked foliation strongly dips to the south. In strikes, the foliation follows the arch-shaped outcrop area of the GRB body, from ESE in the east to WSW in the west. Geophysical data, confirmed by the drilling of the Fazenda Brasileiro gold mine (indicated in Fig. 1b), show that GRB lies above the metabasalts that outcrop to the north. These rocks were strongly stretched parallel to ~EW in the solid-state (Fig. 2b), as attested by the strongly imprinted subhorizontal lineation (Nascimento et al., in press) marked by quartz ribbons and plagioclase porphyroclasts floating a fine-grained, recrystallized matrix (Fig. 3c).

3.3. *Santa Rosa granite*

It is a fine- to medium-grained, inequigranular, gray rock with a slight magmatic anisotropy (Nascimento et al., in press). It crosscuts GRTp rocks with a sharp magmatic contact (Fig. 2c) evidencing its late-magmatic nature with respect to GRT. In addition to belonging to the monzogranite field (Fig. 4), its distinctive character with respect to the hosting granodiorite is the absence of K-feldspar phenocrysts, its finer grain and the presence of large, apparently late-magmatic, crystals of magnetite around which the rock is depleted in mafic minerals (Fig. 2c). In thin section (Fig. 3d), a fine matrix (< 0.15 mm) of quartz, feldspars and biotite contains larger crystals of quartz and plagioclase. In addition to magnetite, opaque, sphene, apatite, zircon and allanite are accessories, and epidote and sericite are the main alteration minerals.

3.4. *Magnetic susceptibility behaviors*

Iron is the main element, which confers the magnetic properties to the rocks. Two main magnetic behaviors can be distinguished. Paramagnetism is characterized by a low susceptibility magnitude (K) carried by the iron-bearing silicates (biotite, amphibole, pyroxene...) and hardly reaching 500 μ SI. Ferromagnetism, mostly carried by iron oxides, principally magnetite, is two orders of magnitude higher in susceptibility. These considerations are used as a first approximation sorting into paramagnetic (K < 500 μ SI) and ferromagnetic (K > 500 μ SI) granites. Granites with no magnetite obey the Curie-Weiss law (Rochette, 1987; Rochette et al., 1992) of proportionality between iron-content and

susceptibility. This proportionality allows the mapping of the different granite types based on their susceptibility values (Gleizes et al., 1993).

Most rocks from Teofilândia, namely the porphyritic granodiorite (GRTp) and the Santa Rosa granite, belong to the ferromagnetic type (Fig. 5). By contrast, the trondhjemites of Barrocas and the hydrothermalized and subvolcanic types (GRTh and QFP) belong to the paramagnetic type. Low oxygen-fugacity conditions likely prevailed in these rocks, either at high-temperature in GRB, since there is no trace of a late event, or during the hydrothermal event, in GRTh and QFP. In the latter rocks, late crystallized pyrite is frequently observed.

4. Mineral chemistry

Fifteen representative samples from the various rocks types of the Teofilândia area were studied for their mineral chemistry (locations given in Fig. 1b). Some analyses (stared in Tables) were made in Brazil (CVRD-GEMIC) with a JEOL-JCXA-733 microprobe, and the others in France (Toulouse University) with a CAMEBAX SX50 microprobe.

4.1. Plagioclases

Representative analyses of plagioclase are presented in Table 1. Plagioclases of the Teofilândia porphyritic type are seldom-zoned oligoclase (An_{27-22}), where as those of the hydrothermalized and subvolcanic types (An_{7-2}) are albitized. Plagioclases in the Barrocas trondhjemite are slightly more sodic (An_{28-11}). In the granite of Santa Rosa, the plagioclase ranges from andesine to oligoclase (An_{33-29}).

4.2. Amphiboles

84 analyses were made for the amphiboles from the Barrocas trondhjemite and from the porphyritic type of the granodiorite (GRTp). A subset of representative analyses, and the calculated structural formulae are presented in Table 2. All analyses correspond to Ti-poor calcic amphibole after Leake et al. (1997) (Fig. 6).

The amphiboles belonging to the granodiorites are mainly Mg-amphiboles with $X_{Mg} > 0.50$ (Figs. 6a and b), and plot near the limits of the edenite and magnesio-hornblende fields. A few amphiboles are richer in Al and plot at the limits between the pargasite and tschermakite fields. Notice that some samples from GRTp show a tendency toward the actinolite field. By contrast, the Barrocas trondhjemite have iron-richer amphiboles with $X_{Mg} < 0.50$. The Al contents were used to derive crystallization depths of about 700 MPa for GRB and less than 600 MPa for GRT (Nascimento et al., in press).

4.3. Biotites

102 crystals of biotite were analyzed. Representative analyses and structural formulae are presented in Table 3. X_{Mg} is higher in the Teofilândia granodiorites, with a mean at 0.53, while the Barrocas and Santa Rosa granitoids display X_{Mg} means at 0.35 and 0.32, respectively. K_2O content around 9% or lower in the subvolcanic type (QFP) denote the altered nature of the biotite. The same tendency is found in the hydrothermalized type (GRTh).

The biotite compositions projected in the diagram of Nachit et al. (1985) show a concentration in the calc-alkaline field (Fig. 7) for the granite of Santa Rosa granites and the granodiorite of Teofilândia. Biotites from the Barrocas trondhjemites straddle the limit between the subalkaline and calc-alkaline fields. Each of these plutons has well-characterized biotite compositions with few compositional overlaps.

5. Whole rock geochemistry

35 samples from this area (locations given in Fig. 1b) were analyzed for major and trace elements contents (Tables 4 and 5), to unravel their petrogenetic evolution. 23 samples come from the granodiorites (11 from GRTp, 6 from GRTh, and 6 from QFP), 5 come from the Barrocas trondhjemites, and 6 from the Santa Rosa granite. The analyses were obtained by X-ray fluorescence for the major elements, and by ICP for trace elements in the CVRD and GEOSOL laboratories in Belo Horizonte, Brazil.

5.1. Major elements

The SiO_2 contents from the whole GRT granodiorites range from 64% to 70%, with an average content of 67%. The Barrocas trondhjemite is at 71% SiO_2 , stressing its trondhjemitic nature, and the Santa Rosa granite has 72 % of SiO_2 with little variation from one specimen to the other. The mean Al_2O_3 contents are at 14.8% for the granodiorites, at 14.4% for the Barrocas trondhjemites, and at 13.7% for the Santa Rosa granite. Hence, the Barrocas rocks are low-Al trondhjemites (Barber, 1979).

The Santa Rosa granite has the lowest CaO content (mean at 1.2%). Total alkali averages yield 7.6 % for the granodiorites, 7.7% for the Barrocas trondhjemite, and 9.8% for the Santa Rosa granite. The molar ratios A/CNK and A/NK classify these granitoids as metaluminous ($A/CNK < 1$; $A/NK > 1$; Fig. 8), also falling into I-type granitoids according to Chapell & White (1974). All our rocks, except for the highly potassic Santa Rosa granite,

have Na₂O larger than K₂O. In the K₂O-SiO₂ diagram (Fig. 9) they follow a calc-alkaline trend, except again the Santa Rosa granite, which belongs to the shoshonitic domain.

In the normative An-Ab-Or diagram (Fig. 10a), our granodiorites plot at the limit between the granodiorite and trondhjemite fields. Their granodioritic nature is slightly more pronounced than for the typical Archean TTG. The Barrocas and Santa Rosa granitoids are classified as trondhjemites and granites, respectively. In the diagram K-Na-Ca (Fig. 10b), the granitoids of Barrocas and Teofilândia follow a trondhjemitic trend while the Santa Rosa granite plots at the end of the calc-alkaline trend.

Harker diagrams for major elements of the granodiorites show that TiO₂, FeO_t, MgO, CaO and P₂O₅ have a negative correlation with SiO₂ (Fig. 11). These diagrams are consistent with the fractionation of Fe-Mg minerals, apatite and possibly plagioclase. K₂O has a slight positive correlation with SiO₂ (Fig. 9) while Na₂O remains constant. Some scattering in Al₂O₃ and MgO contents of GRT vs. SiO₂ (Fig. 11) is possibly related with variable degrees of hydrothermal alteration. Samples from the Santa Rosa granite have rather constant major element contents. Their plots outside the field of the other granitoids suggest a different type of magma. The same is observed for the Barrocas trondhjemite, which is another different type of magma. Despite their higher silica content, neither the Barrocas trondhjemite nor the Santa Rosa granite can be regarded as evolved magmas issued from the differentiation of the Teofilândia granodiorites, as they do not plot in the prolongation of the GRT trends.

5.2. Trace elements

Harker diagrams for selected trace elements are presented in Figure 12. In the granodiorites, Sr and F display a clear negative correlation with SiO₂, suggesting that fractionation of plagioclase and a F-rich phase (amphibole or apatite) contributed to the magmatic differentiation. Ba and Y have a rough negative correlation with SiO₂, while Rb has a positive correlation, and Zr does not vary significantly with SiO₂. As for the major elements, the Santa Rosa granite and Barrocas trondhjemite show a small range of trace element contents, and plot in fields distinct from those of the granodiorites. The Santa Rosa samples are especially rich in Rb, Y and Zr, in agreement with their rather A-type nature. By contrast, the GRB have low Rb and Ba contents.

Rare earth elements contents are given in Table 6 and normalized distribution patterns are presented in Figure 13. Total REE range from 67 to 129 ppm in the Teofilândia granodiorites and from 37 to 142 ppm in the Barrocas trondhjemite. These rock types present fractionated patterns with (La/Yb)_N ranging from 16 to 113. HREE contents are low with

$Yb_N < 8$, pointing to a magmatic source where garnet may be restitic, unless this feature is inherited from the protolith. The patterns show no (or a small) Eu anomaly.

Finally, in the Rb vs. Y+Nb diagram (Fig. 14) our rocks plot in the orogenic granite fields of Pearce et al. (1984), respectively in island-arc setting for Teofilândia and Barrocas granitoids, and in a syn-collisional setting for the granite of Santa Rosa.

6. Discussion

6.1. Petrogenesis

The Teofilândia and Barrocas granitoids are calc-alkaline I-type granitoids with granodioritic and trondhjemitic compositions respectively, and plot along the trondhjemitic trend of the Na-K-Na diagram (Fig. 10b). Barrocas and Teofilândia granitoids share strong resemblance with Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations. In turn, TTG-rocks are admitted to result from the partial melting of a hydrous metabasaltic source, leaving a garnet-bearing residue, hence the very low HREE contents of the melts (Martin, 1995). Two possible sources of melt are generally proposed: basaltic rocks either previously underplated beneath a thickened crust (Rudnick, 1995; Albarède, 1998; Smithies, 2000) or belonging to a subducted oceanic slab (Martin, 1986, 1995; Condie, 1989; Rollinson, 1997). The principal difference between these models is that the melts deriving from the subducted slab may interact with the mantle, and this cannot happen in the melting of underplated basalts. Smithies & Champion (1998) and Martin & Moyen (2002) have shown that the MgO, Ni and Cr contents of the Archean TTG and adakites, their possible modern analogs, are different from those of the liquids produced by experimental melting of basalts (Helz, 1973). This difference reflects the interactions between the slab melts and the mantle, a strong argument in favor of the origin of TTG-rocks from melting of a subducted oceanic slab. However, the interactions were also controlled by melting depth, which increased in the late Archean TTG as a result of slow cooling of the Earth's mantle. The MgO and Sr vs. SiO₂ diagrams (Fig. 15) show that granitoids of Barrocas and Teofilândia plot within the same domain than old Archean TTG (> 3.0 Ga), indicating that their interaction with the mantle has been minor. Intensity of interaction with the mantle being related to the depth of melting of the basaltic source, we consider that the slab from which the Barrocas and Teofilândia granitoids were generated began melting at moderate depths (50-80 km).

The Teofilândia granodiorites often show mafic microgranular enclaves and locally metabasalts xenoliths. The available isotopic data from the granodiorites display a low Sr_f at 0.702 and a positive εNd at +2.45 (Mello, 2000; Table 7), consistent with indirect derivation

from the depleted mantle as a second stage melt produced from a young mafic protolith. The amphibolitic source may represent subducted RIGB volcanics, as deduced from the geological setting. The Pb/Pb and T_{DM} Nd model ages at 2.2 Ga, unravelled from this mafic volcanics are fairly consistent with the apparently juvenile character of the 2.13 Ga GRT, which are their likely melting product.

The fractional crystallization process, suggested for the granodiorites by the linear correlations with SiO₂ of most of the incompatible and compatible elements (Figs. 11 and 12), has been tested by mass balance calculations following the model of Stormer and Nicholls (1978). The model (Table 8) adjusts the relative proportions of minerals that must be extracted from the parental melt (Co) to reproduce the composition of the most evolved melt (Cf). We consider that the felsic end member of the porphyritic granodiorite (Cf = sample #17 from Table 4) resulted from fractional crystallization of the more mafic magma (Co = sample #653 from Table 4). We calculate that the major element composition of the felsic end-member is best modelled with 34% fractionation of a solid composed of plagioclase (An 35), amphibole, magnetite and apatite (Table 8). This result is consistent with field observation of cumulative hornblende and plagioclase aggregates in GRT (see above: *section 3.1*). The residue between the calculated melt and the expected liquid for each major element yields a rather low value of $r^2 = 1.87$, which is considered to be acceptable (Martin, 1985). The main discrepancy between the expected and calculated liquid compositions is for FeO where a difference of 1.23 wt% is observed. Uncertainties in the determination of Fe²⁺/Fe³⁺ in whole rock and amphibole compositions may explain this difference.

As stated before, neither the Barrocas trondhjemites nor the Santa Rosa granite can be derived from the Teofilândia granodiorites by a crystal fractionation process. Generation of trondhjemites by high pressure partial melting of tonalitic rocks has been obtained experimentally by Johnston and Wyllie (1988). However, derivation of the Barrocas trondhjemites by partial melting of GRT rocks is unlikely, as the GRB rocks contain less K and Rb than the GRT, whereas these most incompatible elements would have been enriched in a partial melt. Hence, we consider that the Barrocas trondhjemites do also represent a slab melt. This interpretation is consistent with their geochemical characters (including isotopic data) and the fact that both GRT and GRB have the same 2.13 Ga age (Table 7).

By contrast, the Santa Rosa granite, dated at 2.07 Ga, has a ferro-potassic character and displays A-type granite affinity due to high Si, Fe/Mg, K + Na, Zr and Y, together with low Al, Ca and Mg (Whalen et al., 1987). Its Nd model age at 3.1 Ga, and the negative ϵ_{Nd} (-10) point to their derivation from old continental crust, likely the Archean-age gneissic

country rocks. As suggested by a low degree of melting of a crustal protolith in high temperature conditions would yield highly silicic magmas enriched in LILE and HFSE.

6.2. *Geodynamic reconstruction*

The microstructural and magnetic study of granitoids from southern Serrinha Block (Nascimento et al., in press) has identified three Transamazonian events (Table 7). An early NS-trending event, evidenced by preserved magmatic structures (D1: gently dipping foliations and subhorizontal lineations), was followed by two EW-trending episodes, first at high temperature (D2: HT-gneissic) then at low-temperature (D3: LT-mylonitic). These authors propose that the preserved magmatic structures, identified in some of the Teofilândia granodiorites, were formed in a submeridian magmatic arc, parallel to the western border of the Serrinha Block and along which an oblique convergence took place. The subsequent EW-trending event is attributed to the collision that accreted the Serrinha Block to the craton. It is responsible for gneissic foliation in the country rocks and for superimposed HT-solid state deformation in the GRT granodiorites. The 2085 Ma Ar/Ar age reported from amphibolitic country rocks (Table 7) represents a minimum age for this event. Besides, this event is younger than the 2130 Ma crystallization age of GRT. Former petrogenetic considerations suggest that the 2127 Ma GRB trondhjemites originated also as a slab melt, although they only display the D2 structural pattern. Either a previous D1 magmatic structural pattern has been completely erased or these rocks recorded the beginning of the collision just at the time of their emplacement.

The 2.07 Ga U/Pb age of the Santa Rosa granite (Rios, 2002) and its derivation from old continental crust push this granite into the post-collisional family. However, it has everywhere a NS magmatic fabric and, apparently, is not affected by the EW events. This would naturally put this granite into the pre-collisional category. However, its NS magmatic fabric is different from the one of GRTp (a point not discussed in Nascimento et al., in press). Although the lineations seem parallel in both rock types, the foliations dip more steeply in Santa Rosa (Fig. 16). This granite, which definitely crosscuts the Teofilândia granodiorite (Fig. 2c), has likely recorded its emplacement into a late NS-striking tension gash. The latter may have taken place in the pressure shadow of a granodioritic mega-boudin that developed during the HT EW-event, as argued in Nascimento et al. (in press). It is therefore concluded that the Santa Rosa granite was emplaced in post-collisional conditions. Other (sub)alkaline granitoids with ages in-between 2.11 and 2.07 Ga, negative $\epsilon_{Nd}(t)$ and T_{DM} model ages in-

between 2.3 and 3.1 Ga, which witness derivation from an older continental crust, are also regarded as syn- or post-collisional.

The last D3 event was only locally imprinted in LT conditions and is associated with an hydrothermal event and a related gold-mineralization in the metabasalts of the Rio Itapicuru greenstone belt. This last event has been dated by a muscovite Ar-Ar age of 2.05 Ga

(Muller, 2000)

6.3. Crustal growth at 2.1 Ga

The Serrinha Block is characterized by a large magmatic production around 2.1 Ga, as can be seen in Figure 17 and Table 7. Magmatic and tectonic events corresponding to the Transamazonian cycle in the area are summarized in Table 7. The tholeiitic basalts of the Rio Itapicuru greenstone belt represent the earliest rocks (2.21 Ga) formed during a rifting stage at the beginning of the orogenic cycle. The calc-alkaline andesites (typical of an arc tectonic setting : Silva, 1987) have Pb/Pb ages of 2.17 Ga ($\epsilon_{Nd} +2$), which do not differ from the ages of the calc-alkaline (TTG) granitoids of the Serrinha Block (2.17-2.13 Ga, $\epsilon_{Nd} +0.39$ to $+2.45$). Both were formed as juvenile magmas during the subduction stage, resulting in accretion of new continental crust. Then takes place the collisional event resulting in deformation, magmatism and metamorphism during the time interval 2.12-2.07 Ga. (Sub)alkaline magmatism, here represented by the Santa Rosa granite, characterizes this stage. This second plutonic stage represents a minor volume than the subduction-related plutonism (Fig. 17), and corresponds to crustal reworking rather than crustal accretion. Finally, the Transamazonian orogeny seems to end at around 2.05 Ga. Transamazonian events are also recognized as high grade metamorphism and magmatism dated at 2.1 Ga in the Congo province of the Congo-Sao Francisco Craton (Penaye et al., 1989; Toteu et al., 1994; Tanko Njiosseu et al., 2004).

The Transamazonian magmatic activity in the Serrinha Block lasted less than 150 My. This short period of time is characterized by production of juvenile continental crust following Archean-style mechanisms during 40 My. This is the consequence of subducting a young warm oceanic crust (Martin, 1986). The resulting TTG granitoids are very similar to those discussed in model of crustal growth in West Africa at 2.1 Ga proposed by Feybesse et al. (1989), Boher et al. (1992) and Taylor et al. (1992). Reworking of the old continental crust is restricted to the production of some small (sub-)alkaline plutons. By contrast, these rocks represent a rather modern type of magmatism (Blichert-Toft, 1996).

Intense igneous activity leading to crustal growth and reworking has been also described in the Amazonian craton, at 2.1 Ga in the Guiana province (Vanderhaeghe et al., 1998) and at 2.0 Ga further south (Lamarao et al., 2002). Finally, igneous and tectonic activity has been registered at circa 2 Ga in all circum-south Atlantic cratons (Ledru et al., 1994b). A more rapid crustal genesis during the Paleoproterozoic has been questioned by Patchett (1992). Indeed heat from radioactive decay was around twice the present value at the beginning of Paleoproterozoic and higher heat flow would result in higher magma production. However, the peak of magmatic activity at around 2.1 Ga rather emphasizes the discontinuous nature of this process. It has been related to some supercontinent cycle or to some supervent in the mantle (Condie, 1998). Numerical modelling of mantle convection display quiet periods separated by catastrophic events corresponding to mantle avalanches (Machetel, 2003). Such avalanches would imply enhanced tectonic and magmatic activity. We suggest that such a phenomenon occurred at 2.1 Ga and was responsible for intense crustal growth in the Serrinha Block as in other many places worldwide.

7. Conclusion

Two Paleoproterozoic plutonic episodes were identified in the south of Serrinha block related to the Transamazonian orogeny: a former juvenile arc-related calc-alkaline (TTG) magmatism, represented by the Teofilândia granodiorites and Barrocas trondhjemites (2.13 Ga) and a later sub-alkaline ferropotassic magmatism displayed by the Santa Rosa granite (2.07 Ga). This study suggests that the calc-alkaline (TTG) granitoids of the Teofilândia area and Serrinha Block are very similar to the juvenile Birimian granitoids of West Africa. They formed in a relatively short period of time (~40My) as a result of subduction of warm young oceanic crust. After basin closure and arc collision, a second short plutonic episode mainly corresponds to reworking of the Archean crust, leading to small (sub-)alkaline plutons. Taken together, the present petrologic study, a compilation of existing isotopic data and our recently published structural observations lead to a synthesis of the Transamazonian cycle in the Serrinha Block. The Transamazonian orogeny and associated plutonism in Brazil and central Africa is coeval with intense magmatic activity in West Africa, as possible consequence of a mantle supervent at 2.1 Ga.

Acknowledgments

The IRD (Institut de Recherche pour le Développement), CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nivel Superior), CVRD (Companhia Vale do Rio Doce), UPS

(Université Paul-Sabatier) and LMTG (Laboratoire des Mécanismes et des Transferts en Géologie, UMR 5563, CNRS) are thanked for the financial support of this study. Technical assistance by Philippe and Fabienne de Parseval and Jean-François Mena is also warmly acknowledged.

References

- Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics*, 296, 1-14.
- Alves da Silva, F.C., 1994. Étude structurale du "Greenstone Belt" Paléoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia-Brésil). Doctorate Thesis. Univ. Orléans, France, 335 pp.
- Barber, F. (ed.), 1979. *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Barbosa, J.S.F., Sabate, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *An. Acad. Bras. Ciências* 74 (2), 343-359.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin, *in* *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Barker, F. (ed.), Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.
- Bertrand, J.M., Jardim de Sa, E.F., 1990. Where are the Eburnean-Transamazonian collisional belts ?. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 1382-1393.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.*, 9, 345-369.
- Blichert-Toft J., Arndt N.T., Ludden J.N., 1996. Precambrian alkaline magmatism. *Lithos*, 37, 97-111
- Brito Neves, B.B., 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Rev. Bras. Geoc.* 29 (3), 379-392.
- Carvalho, M.J., Oliveira, E.P., 2003. Geologia do tonalito Itareru, bloco Serrinha, Bahia: uma intrusão sintectônica do início da colisão continental no segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaça. *Rev. Bras. Geoc.*, 33 (1), 55-68.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Chauvet, A., Alves da Silva, F.C., Faure, M., Guerrot, C., 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in regional tectonics. *Precamb. Res.* 84, 139-162.
- Condie, K.C., 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. Pergamon, Oxford, 476p.
- Condie, K.C., 1998. Episodic growth of juvenile crust and catastrophic events in the mantle. *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue* 53, 1-7.
- Cruz Filho, B.E., Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Rios, D.C., Marinho, M.M., 2003a. New Pb-Pb evaporation age on zircon of Nordeste batholith, northeast of Bahia state, Brazil. *IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short Papers* 1, 532-534.
- Cruz Filho, B.E., Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Rios, D.C., Marinho, M.M., 2003b. Sm-Nd isotopic constraints on the origin of Nordeste batholith, northeast of Bahia State, Brazil. *IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short Papers* 1, 535-536.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommange, A., Calvez, J.Y., Boher, M., Abouchami, W. 1989. La limite Archéen-Protérozoïque Inférieur d'Afrique de l'Ouest : Une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accident de Sassandra ; l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, 1847-1853.
- Figueiredo, M.C.H., 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Amer. Earth Sci.*, 2 (2), 131-145.
- Gaál, G.L., Teixeira, J.B.G., D'el Rey Silva, L.J.H., Silva, M.G. 1987. New U-PB data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Brazil. *I Int. Symp. Granites and Assoc. Mineralizations, Bahia, Salvador*, (Text available from the authors).
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Lois Andore ilmenite-type granite (Pyrenées): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys Res.*, 98, 4317-4331

- Helz, R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part I Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14, 249–302.
- Johnston, A.A., Wyllie, P.J., 1988. Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nuk gneiss with H_2O at 15 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100, 35-46.
- Lamarao, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precamb. Res.* 119, 189-223.
- Larsen, E.S., 1948. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California. *Geol. Soc. Of America Mem.*, 29, 182p.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Coll., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. *Can. Mineralogist* 35, 219–246.
- Ledru, P., Cocherie, A., Barbosa, J., Johan, V., Onstott, T., 1994a. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton de Sao Francisco (Brésil); implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *C.R. Acad. Sci. Paris* 318, 251-257.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J.P., Tegye, M., 1994b. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precamb. Res.*, 69, 169-191.
- Machel, P., 2003. Global thermal and dynamical perturbations due to Cretaceous mantle avalanche. *C. R. Geoscience*, 335: 91-97.
- Martin, H., 1985. Nature, origine et evolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Ph.D. Thesis, Univ. Rennes, France, 324 pp.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 753-756.
- Martin, H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - comparison with modern processes. *Lithos*, 30, 373-388.
- Martin, H., 1995. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: *Condie, K.C. (ed.), The Archean crustal evolution*, Elsevier, Amsterdam, 205-259.
- Martin, H., Moyen, J.F., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, p. 319-322.
- Mascarenhas, J., Garcia, T.W., 1989. Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Escala 1:1000000 – Texto Explicativo. SGM/SME, Salvador, Bahia.
- Mello, E.F., 2000. Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia: evolução crustal e metalogenia do ouro. Ph.D. Thesis, Univ. Campinas, São Paulo, 162 pp.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comp. Rend. Ac. Sci. Paris*, 301/II (11), 813-818.
- Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Sabaté, P., (in press). Evidence of an early N-S magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study. In press: *Precamb. Res.*
- Oliveira, E.P., Lafon, J.M., Souza, Z.S., 1999. Archean-Proterozoic transition in the Uaua Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. VII Simp. Nac. Est. Tectonicos, SBG, Lençóis, Bahia, v. 1, 38-40.
- Patchett, P.J., 1992. Isotopic studies of proterozoic crustal growth and evolution. In: *Condie K.C. (ed), proterozoic crustal evolution*, Elsevier, Amsterdam, 481-508.
- Pearce, J.A. Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun; géochronologie U-Pb sur zircons. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, 315-318.
- reira, L.H.M. (ed) 1992. Serrinha Folha SC.24-Y-D-VI, estado da Bahia. PLGB, DNPM-CPRM, Brasília. Pimentel, M.M., Silva, M.G., 2003. Sm-Nd age of the fazenda brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 75 (3), 383-392.
- Rios, D.C., 2002. Granitogênese no Núcleo serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica. PHD Thesis, UFBA, Brasil, 238p.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Dickin, A.P., 2003. A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and lithogeochemical data. IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short Papers 1, 264-267.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.* 9, 1015-1020.

- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30, 209-226.
- Rollinson, H., 1997. Eclogite xenoliths in west African, kimberlites as residues from Archaean granitoids crust formation. *Nature*, 389, 173-176.
- Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. *Nature*, 378, 571-577.
- Sabaté, P., Caen-Vachette, M., Marinho, M.M., Soares, C.P., 1990. Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd da intrusão monzonítica de Cansção (Bahia-Brasil). XXXVI CBG, Natal, Bol. Resumos 4, 163.
- Shand, S.J., 1947. Eruptive rocks. T. Murby (ed.), 3rd edition, 488 pp.
- Smithies, R.H., 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakites. *Earth Plan. Sci. Letters*, 182, 115-125.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., 1998. Secular compositional changes in Archaean granitoid rocks of the west Pilbara. Technical paper: 1997-1998 Annual review. Geological survey of Western Australia.
- Silva M.G., 1987. Geochemie, petrologie und geotektonische Entwicklung eines Proterozoischen Gneissteingürtels, Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Ph.D. Thesis, Freiburg University, Germany, 125p.
- Silva, M.G., 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal Transamazônico no Cráton do São Francisco, estado da Bahia. XXXVII Congr. Bras. Geol., SBG, São Paulo, Abstracts 2, 181-182.
- Stormer, J.C., Nicholls, J., 1978. XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Comp. Geosci.* 4, 143-159.
- Tanko Njiosseu, E.L., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, A., 2004. New U-Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Transamazonian (2.1 Ga) and Panafrican (0.6 Ga) imprints. *C.R. Géosciences*, soumis.
- 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. *precamb. res.* 56, 97-111.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precamb. Res.* 67, 321-347.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont D., Egal, E., Cocherie, A., Teghey, M., Milési, J.P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth : geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precamb. Res.* 92, 165-193.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419.
- Winge, M., 1984. A sequência vulcanossedimentar do Grupo Rio Capim, Bahia. In: Viveiros, P.V.S. and Duarte, F.B. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos básicos, SME/CPM, Salvador, Spec. Publ.*, 35-62.
- Yavuz, F., 1999. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. *Computers & Geosciences*, 25, 8, 909-927.

Figure captions

Figure 1. Geological sketch of the Teofilândia area, with sampling sites and main lithological units (b), in the context of northeastern São Francisco craton (a). Sa: Salvador city; SB: Serrinha block; RIGB: Rio Itapicuru greenstone belt; GN: gneissic rocks; MBS: metabasalts; VAS: volcanic acid and sediments; GRTp,GRTh,QFP: Teofilândia granodiorite facies; GRB: Barrocas trondhjemites; GSR: Santa Rosa granites.

Figure 2. Field characters of the Teofilândia granitoids: (a) Granodiorites, (b) Barrocas trondhjemite, (c) Santa Rosa granite.

Figure 3. Microstructures of the Teofilândia granitoids: (a) typically magmatic (GRTp type); (b) HT-orthogneissic: fine-grained recrystallized plagioclase and quartz around relictual magmatic plagioclase (GRB); (c) magmatic with mylonitic and hydrothermal overprints (QFP type); (d) Santa Rosa granite: magmatic.

Figure 4. QAP diagram of the studied rocks in the Teofilândia area. GRTp,GRTh,QFP: Teofilândia granodiorite facies; GRB: Barrocas trondhjemites; GSR: Santa Rosa granites.

Figure 5. Magnetic susceptibility frequency diagram of the Teofilândia granitoids. GRTp,GRTh,QFP: Teofilândia granodiorite facies; GRB: Barrocas trondhjemites; GSR: Santa Rosa granites.

Figure 6. Classification diagrams of the Ti-poor calcic-amphiboles. (a) $(Na+K)_A \geq 0.50$; (b) $(Na+K)_A < 0.50$ (after Leake et al., 1997). Same symbols as in figure 4.

Figure 7. Total Al-Mg diagram of Nachit et al. (1985) of the biotites of the Teofilândia area. Same symbols as in figure 4.

Figure 8. Diagram of molecular A/CNK vs. SiO_2 , plotting the Al-saturation limit of Shand (1947) between peraluminous ($A/CNK > 1$) and metaluminous ($A/CNK < 1$) types, and the I/S limit of Chapel and White (1974). Same symbols as in figure 4.

Figure 9. K_2O-SiO_2 diagram for the rocks of Teofilândia. Same symbols as in figure 4.

Figure 10. (a) An-Ab-Or diagram (after Barker, 1979) for the rocks of Teofilândia, showing the field of the Archean TTGs (after Smithies & Champion, 1998). (b) Na-K-Ca diagram: T: trondhjemitic calc-alkaline trend of southwest Finland (Barker and Arth, 1976); C-A: "normal" calc-alkaline trend of southern California batholith (Larsen, 1948). Same symbols as in figure 4.

Figure 11. Harker major elements diagram for the rocks of Teofilândia. GRTp,GRTh,QFP: Teofilândia granodiorite facies; GRB: Barrocas trondhjemites; GSR: Santa Rosa granites. Same symbols as in figure 4.

Figure 12. Harker trace elements diagram for the rocks of the Teofilândia area. GRTp,GRTh,QFP: Teofilândia granodiorite facies; GRB: Barrocas trondhjemites; GSR: Santa Rosa granites. Same symbols as in figure 4.

Figure 13. Rare earth elements diagram for the granitoids of Teofilândia, normalized to the C1 chondrite (Evensen et al., 1978).

Figure 14. Rb vs. (Y+Nb) diagram (after Pearce and al., 1984) for the granitoids of Teofilândia. Syn-COLG: syn-collision granites; WPG: within-plate granites; VAG: volcanic-arc granites; ORG: ocean ridge granites. Same symbols as in figure 4.

Figure 15. MgO vs. SiO_2 (a) and Sr vs. $(CaO + Na_2O)$ diagrams comparing the composition of the TTGs at different times with present-day adakites and melts produced by experimental basalt melting, after Martin & Moyen (2002). Same symbols as in figure 4.

Figure 16. Magnetic directional data of the SW of Teofilândia granodiorite (GRTp) and Santa Rosa granite. Foliation poles, lineations and corresponding equal-area plots (lower hemisphere, density contours, intervals of 2%).

Figure 17. Simplified geological map with the main granitic bodies of the Serrinha Block. Modified from Rios (2002).

Tables.

Table 1 - Plagioclase compositions and structural formulae on the basis 8 O (c,i,b are respectively core, intermediate and border of crystals).

Table 2 - Representative amphiboles compositions and structural formulae after Yavuz (1999) (c,i,b: core, intermediate and border of crystals).

Table 3 - Representative biotites compositions and structural formulae on the basis of 20 O.

Table 4 - Chemical Composition of different facies of Teofilândia granodiorites (GRTp, GRTh, QFP) (l.i. = loss on ignition, na = not analyzed).

Table 5 - Chemical Composition of Barrocas trondhjemites (GRB) and Santa Rosa granites (GSR) (l.i. = loss on ignition; na = not analyzed).

Table 6 - Concentration in Rare Earth elements of Teofilândia (GRTp, GRTh, QFP), Barrocas (GRB) and Santa Rosa (GSR) granitoids. Normalized to C1 chondrites after Evensen et al. (1978).

Table 7 - Compilation of isotopic and structural data from the Serrinha Block and geodynamic interpretation.

Table 8 - Mass balance calculation model using major elements (wt%) of rock and mineral compositions from Tables 1, 2 and 4. Compositions of parental liquid (Co), residual liquid (Cf) and mineral phases, and calculated modal composition of extracted cumulate (Cs).

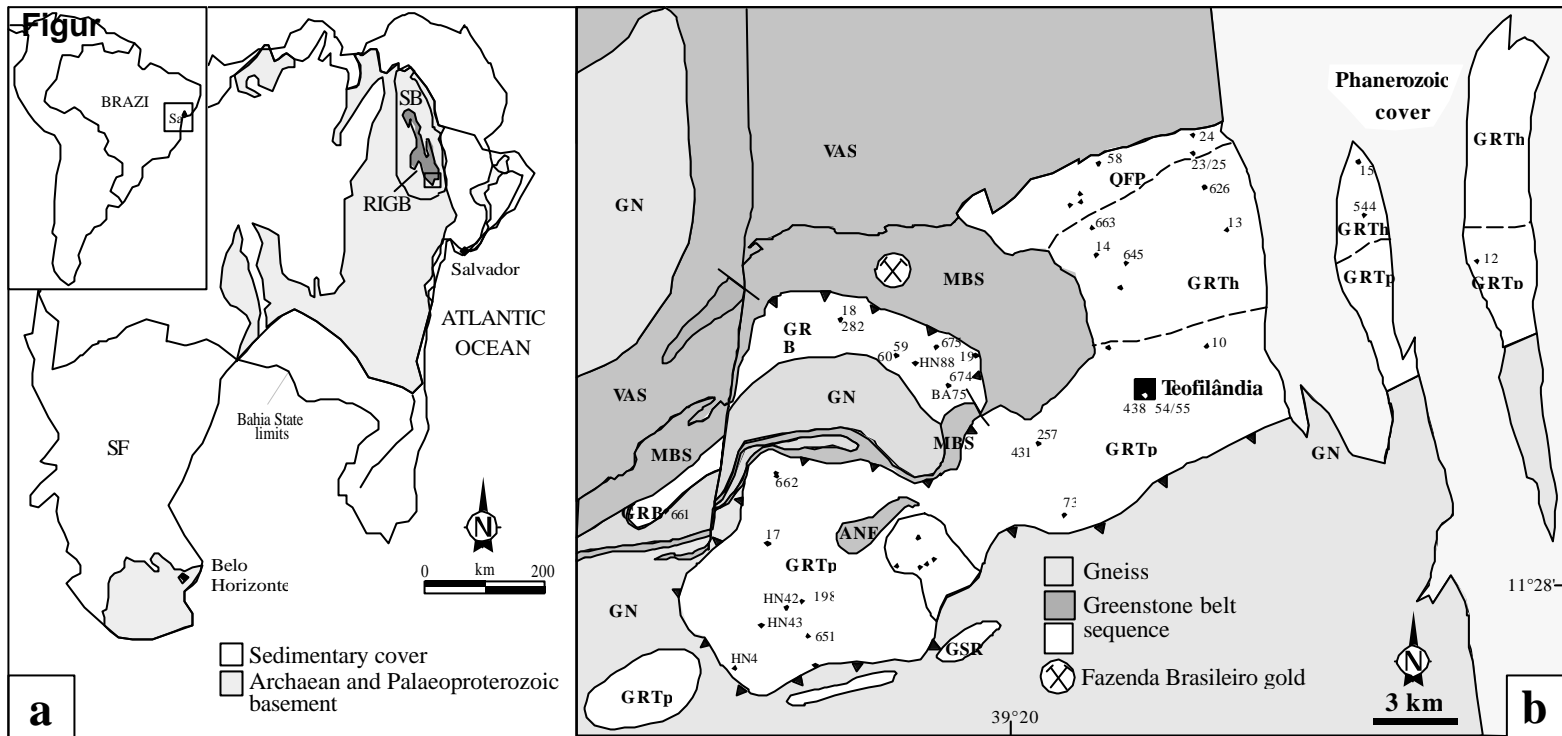


Fig. 1

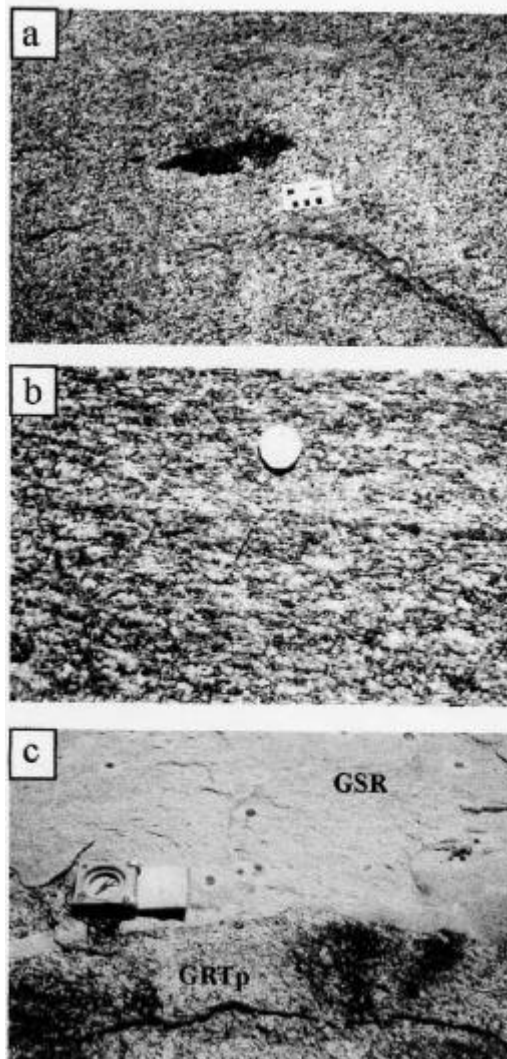


Fig. 2

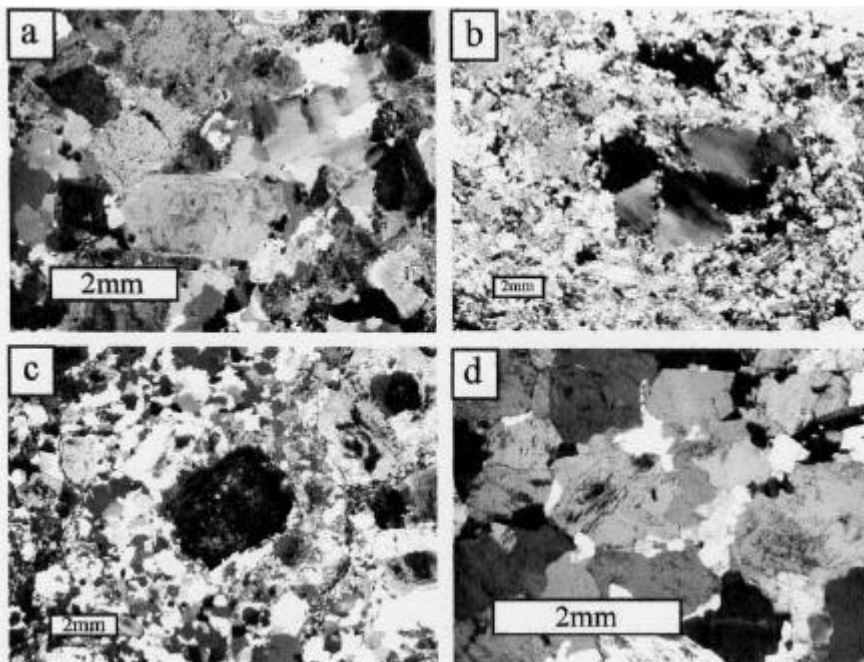


Fig. 3
209

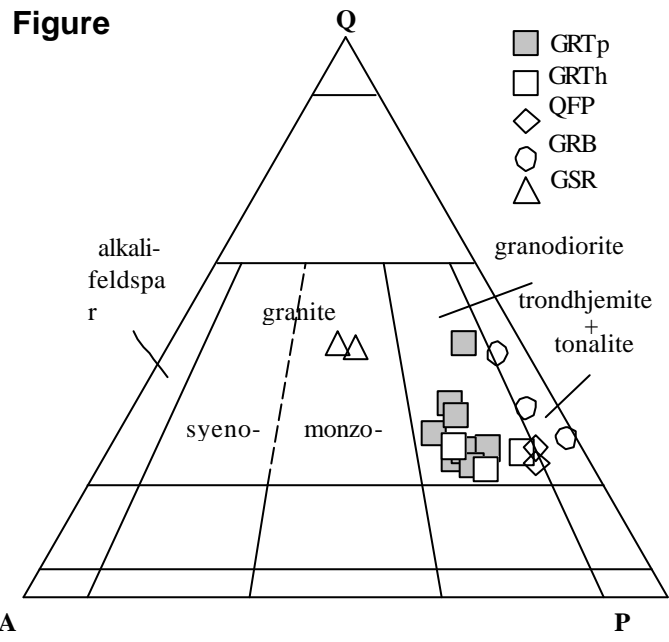


Fig. 4

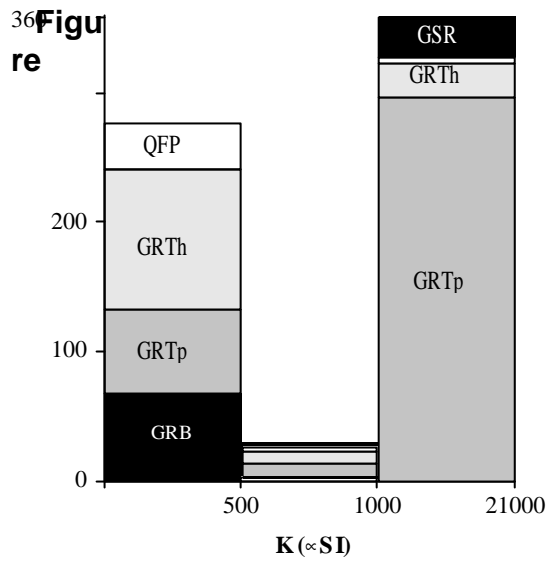


Fig. 5

Figur

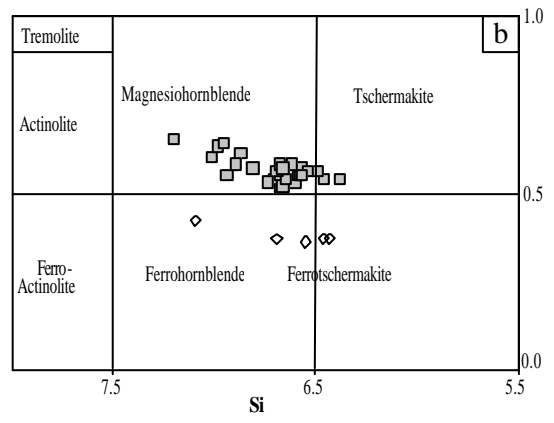
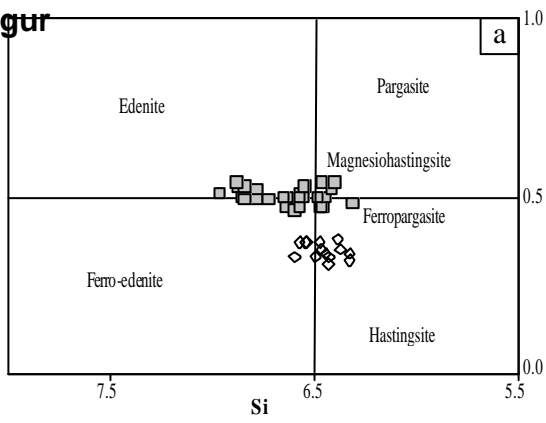


Fig. 6

Figur

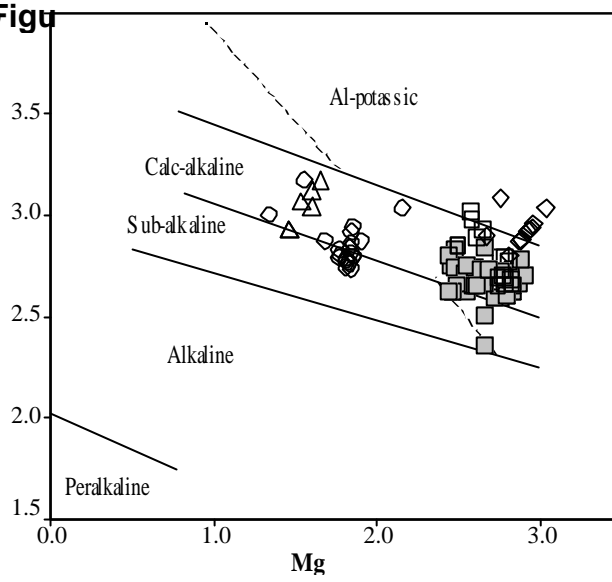


Fig. 7

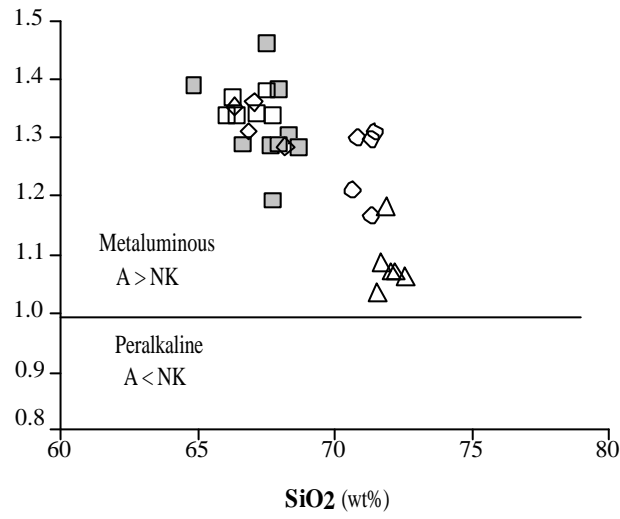
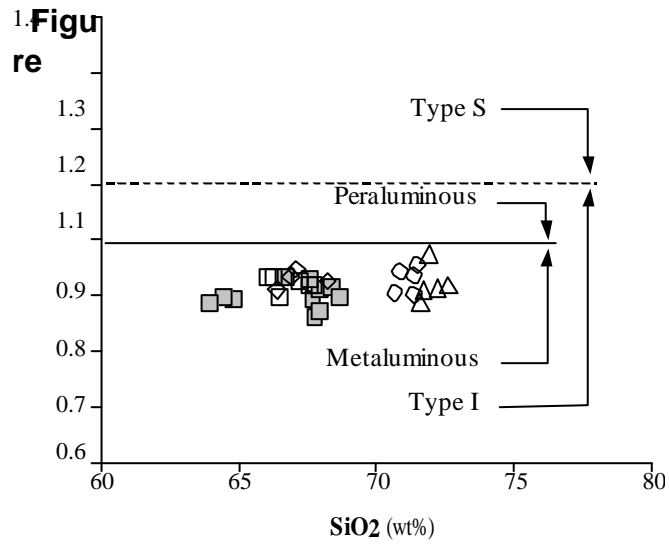


Fig. 8

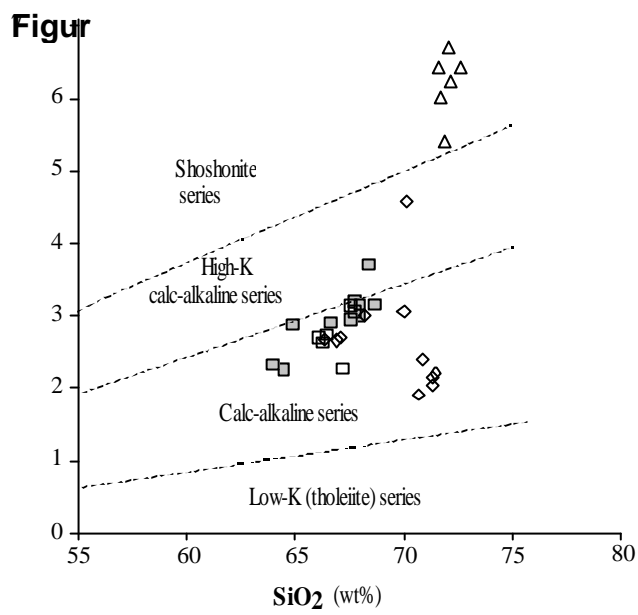


Fig. 9

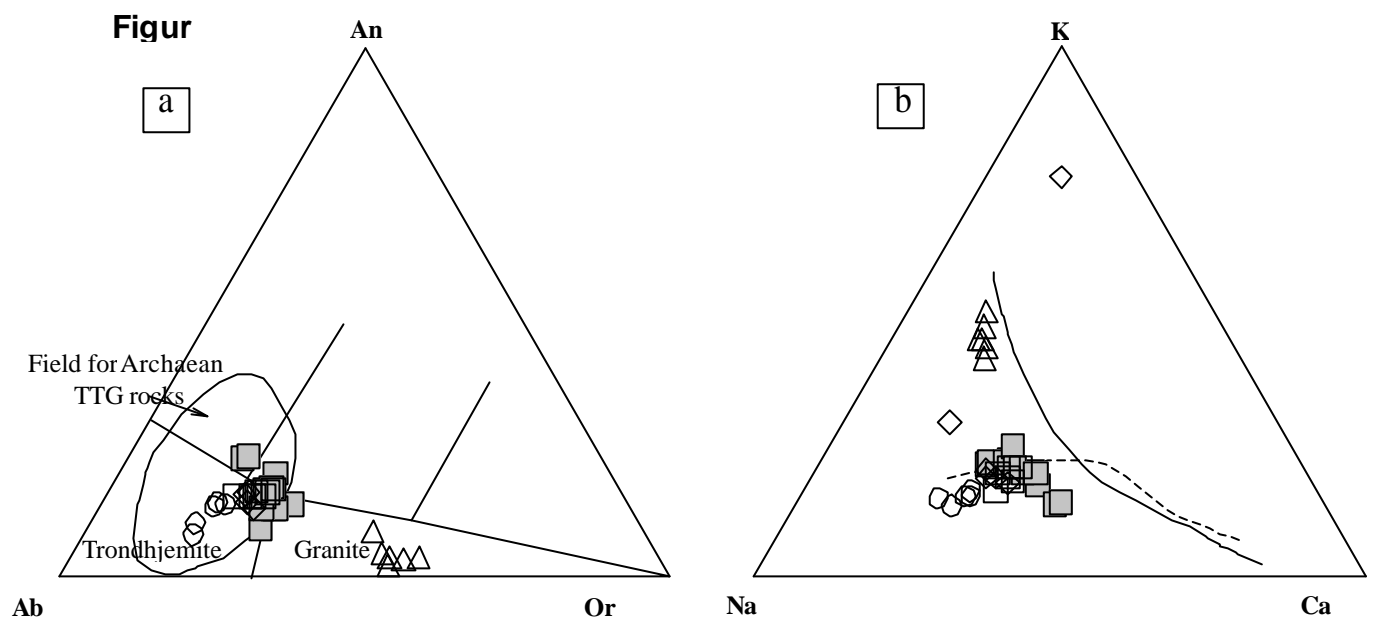


Fig. 10

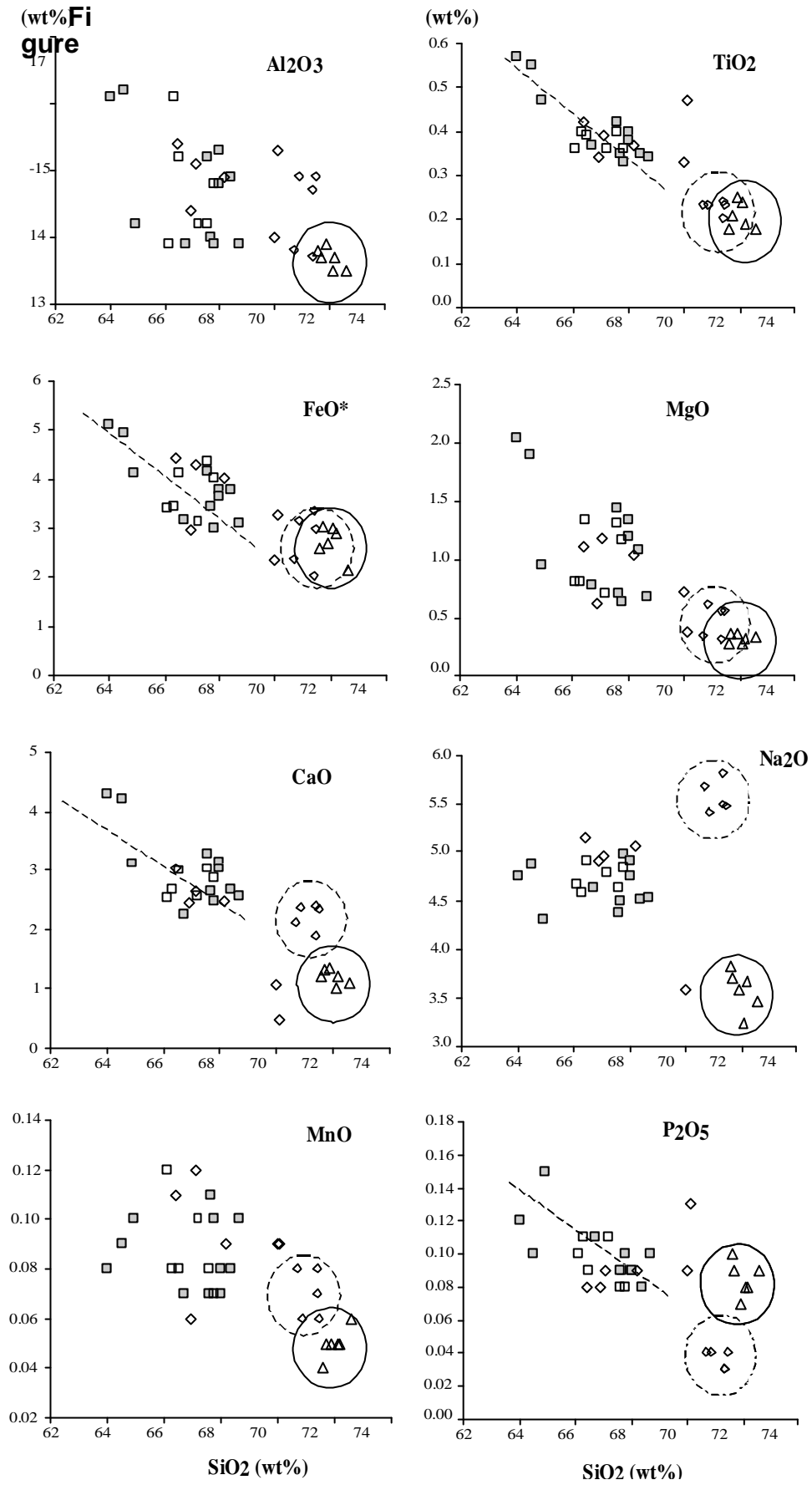


Fig. 11

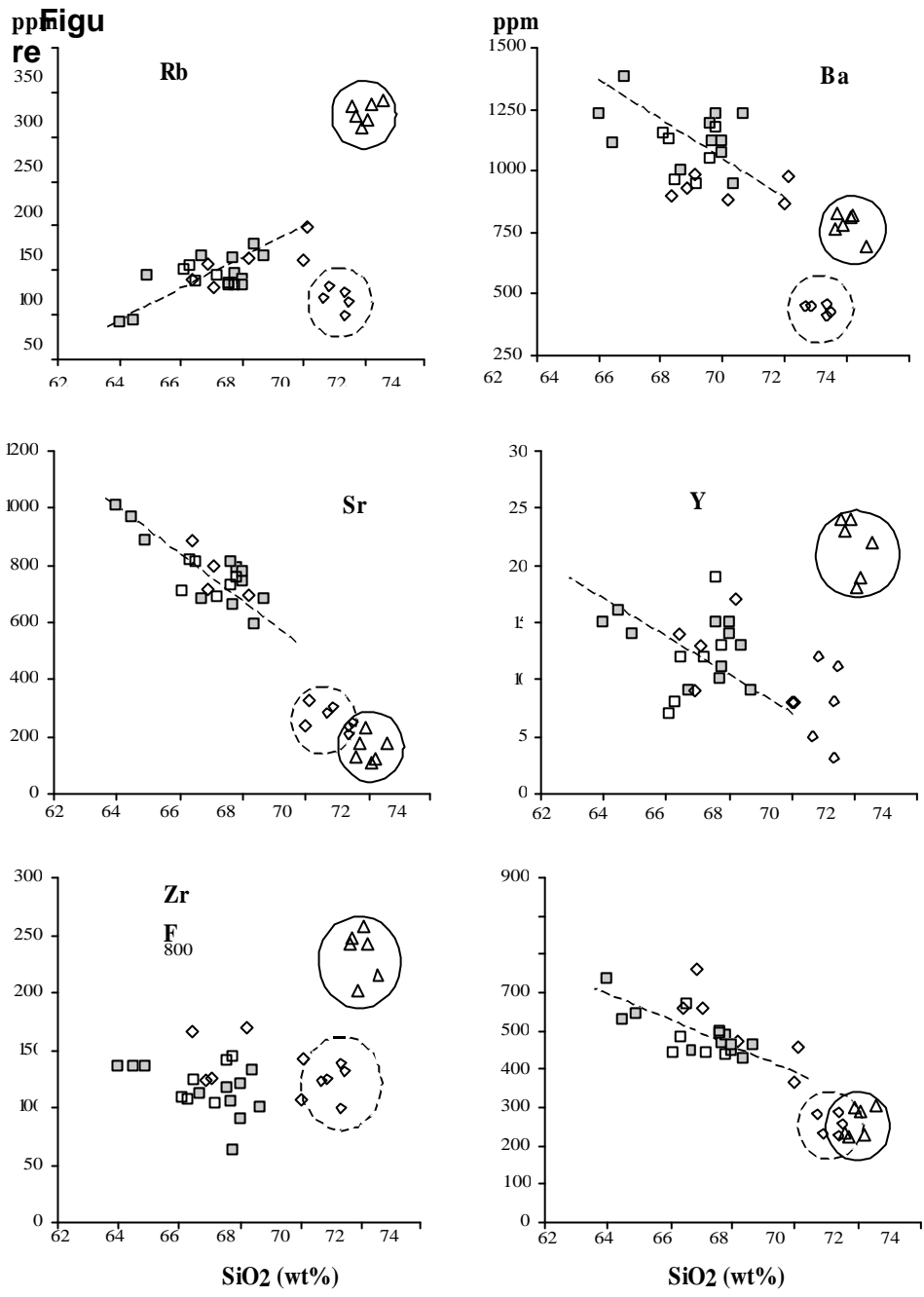


Fig. 12

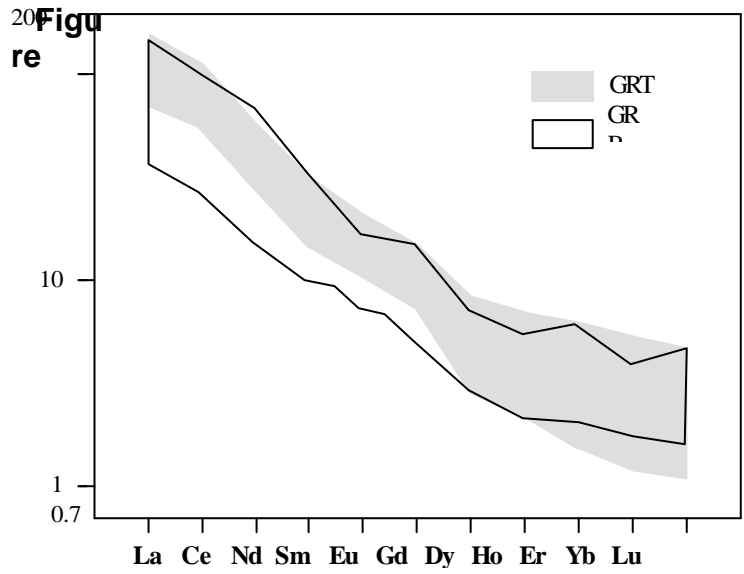


Fig. 13

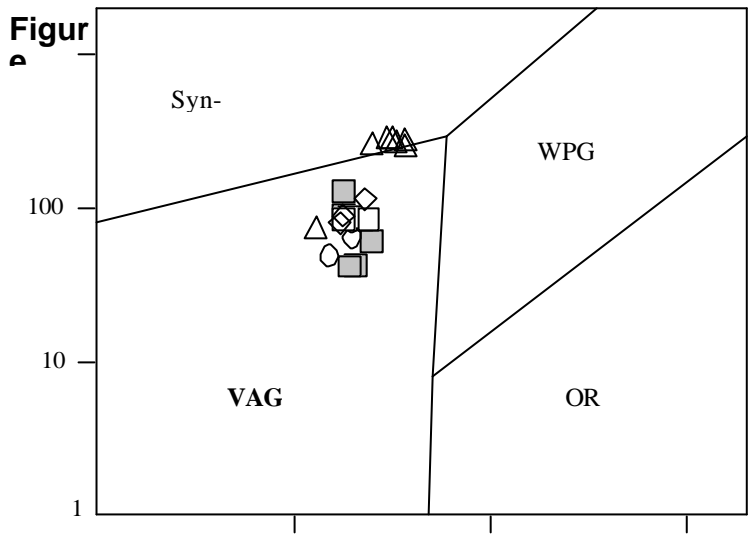


Fig. 14

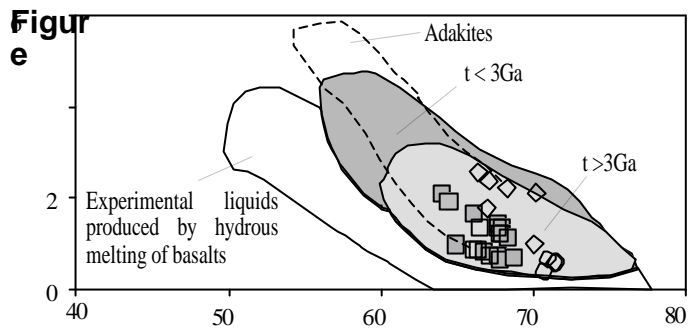


Fig. 15

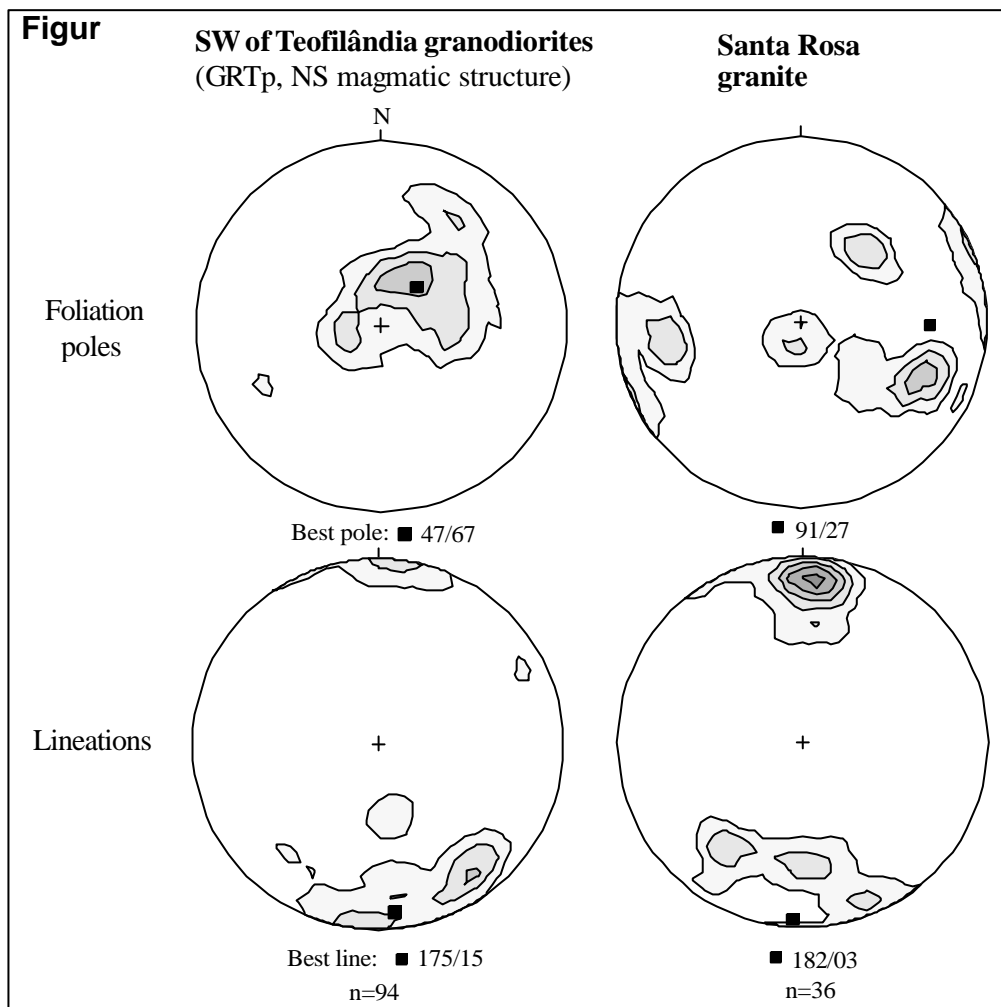


Fig.

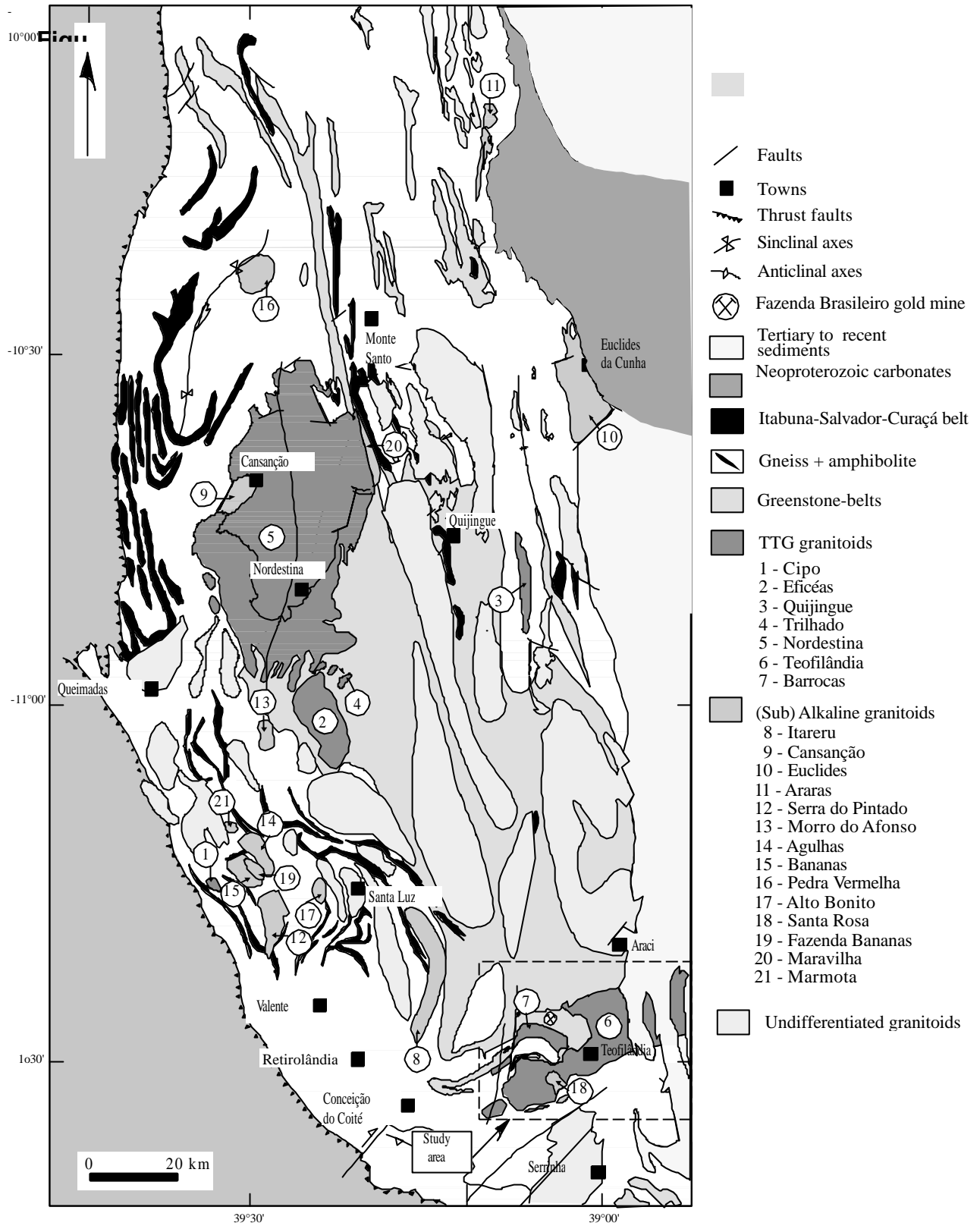


Fig. 17

Table 1 - Plagioclase compositions and structural formulae on the basis of 8 O (c,i,b are respectively core, intermediate and border of crystals)

Rocks	GRTp									GRTh				QFP			GRB					GSR	
Sample	45-2c	45-1c	73-5c	73-2b	73-3i	653-6c	653-4c	13-2c	13-1c	13-2i	23-1c	23-1b	73-1i	75-3c	75-13i	75-14c	88-1b	87-1c*	87-1b*	87-4c*	87-4b*		
SiO ₂	63.28	62.83	60.33	63.14	62.79	63.08	62.41	68.68	66.86	68.42	66.20	68.18	65.21	63.47	64.46	64.31	66.61	68.21	69.28	66.89	67.32		
Al ₂ O ₃	22.80	23.31	22.85	23.87	23.23	23.49	22.67	19.23	20.24	19.70	20.91	20.06	22.34	23.61	22.63	23.51	21.39	21.08	21.26	21.81	21.00		
CaO	4.63	4.73	5.91	4.62	4.86	5.09	5.21	0.54	1.47	0.39	1.23	1.00	3.51	4.94	3.81	4.36	2.26	4.60	4.44	4.80	4.80		
BaO	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	na	na	0.00	0.00	0.02	0.05	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na ₂ O	8.75	8.72	7.38	8.89	8.78	9.03	8.63	11.15	11.05	11.68	10.08	11.10	9.90	9.23	9.40	9.46	10.56	6.12	5.01	6.40	6.88		
K ₂ O	0.10	0.11	1.66	0.20	0.15	0.14	0.34	0.05	0.06	0.09	0.96	0.08	0.18	0.06	0.11	0.16	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00		
total	99.56	99.84	98.13	100.72	99.81	100.83	99.26	99.65	99.68	100.30	99.43	100.53	101.14	101.31	100.41	101.8	100.96	100.01	99.99	100.00	100.00		
Si	2.81	2.78	2.75	2.77	2.78	2.77	2.79	3.00	2.94	2.98	2.91	2.97	2.85	2.77	2.83	2.79	2.90	2.95	2.98	2.90	2.93		
Al	1.19	1.22	1.23	1.23	1.21	1.216	1.19	0.99	1.05	1.01	1.08	1.03	1.15	1.22	1.17	1.20	1.10	1.08	1.08	1.12	1.08		
Ca	0.22	0.22	0.29	0.22	0.23	0.24	0.25	0.03	0.07	0.02	0.06	0.05	0.16	0.23	0.18	0.20	0.11	0.21	0.21	0.23	0.23		
Ba	0.00	0.002	0.00	0.00	0.00	na	na	0.00	0.00	0.00	0.001	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na	0.75	0.75	0.65	0.76	0.76	0.77	0.75	0.95	0.94	0.99	0.86	0.94	0.84	0.78	0.80	0.80	0.89	0.52	0.42	0.54	0.58		
K	0.01	0.01	0.10	0.01	0.01	0.008	0.02	0.003	0.003	0.01	0.05	0.004	0.01	0.003	0.01	0.01	0.008	0.00	0.00	0.00	0.00		
total	4.98	4.98	5.01	4.99	4.99	5.00	5.00	4.98	5.00	5.07	4.96	4.99	5.01	5.01	4.99	5.00	5.01	4.76	4.69	4.80	4.82		
% An	22.47	22.86	27.81	22.06	23.22	23.58	24.55	2.58	6.82	1.82	5.96	4.70	16.24	22.76	18.18	20.1	10.49	29.35	32.87	29.40	27.83		
% Ab	76.92	76.26	62.885	76.80	75.92	75.63	73.56	97.12	92.87	97.63	88.40	94.68	82.79	76.90	81.21	79.01	88.74	70.65	67.13	70.50	72.17		
% Or	0.60	0.63	9.305	1.15	0.86	0.78	1.88	0.31	0.31	0.52	5.56	0.43	0.98	0.34	0.61	0.90	0.77	0.00	0.00	0.00	0.00		

* samples analyzed in Brazil, na = not analyzed

Table 2 - Representative amphiboles compositions and structural formulae after Yavuz (1999) (c,i,b: core, intermediate and border of crystals)

Rocks	GRTp											GRB		
	Sample	7-5-i*	10-2-i*	42-2-c	43-3-b	45-1-b	55-2-c	73-2-b	653-18c	Mean	75-2-1c	88-2-c	Mean	
														(n=19)
SiO ₂		42.62	45.60	44.61	43.9	45.79	47.36	43.12	43.56	44.09	42.46	41.89	42.15	
Al ₂ O ₃		10.63	8.37	9.15	9.64	7.71	6.94	10.04	9.31	9.28	11.23	12.09	11.15	
TiO ₂		0.96	0.41	1.15	1.21	0.68	1.05	0.61	1.32	0.77	0.42	0.42	0.40	
Fe ₂ O ₃		0.00	0.96	5.44	5.24	2.86	3.61	7.28	13.59	3.78	2.87	2.55	3.78	
FeO		8.25	16.66	13.12	13.98	14.40	12.80	13.2	5.57	15.38	19.7	20.30	19.51	
MnO		0.41	0.52	0.45	0.46	0.47	0.42	0.51	0.37	0.43	0.42	0.56	0.56	
MgO		8.74	10.77	10.08	9.75	11.02	12.09	9.44	9.99	9.85	6.37	5.51	6.06	
CaO		1.37	11.63	11.37	11.76	12.35	12.16	11.72	11.68	11.69	11.79	11.41	11.60	
Na ₂ O		1.53	1.20	1.04	1.02	0.94	0.79	1.09	0.98	1.22	1.21	1.19	1.17	
K ₂ O		1.40	0.93	1.15	1.14	0.68	0.70	1.01	1.31	1.07	1.15	1.53	1.29	
F		0.13	0.07	0.06	0.41	0.31	0.63	0.22	0.14	0.18	0.00	0.16	0.19	
Cl		0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01	
H ₂ O		1.88	1.95	1.96	1.81	1.84	1.74	1.88	1.93	1.89	1.94	1.86	1.85	
O=F,Cl		0.06	0.03	0.04	0.17	0.14	0.26	0.10	0.06	0.09	0.01	0.07	0.08	
Total		97.89	99.17	99.84	100.33	99.03	100.12	100.04	99.7	99.45	99.69	99.44	99.58	
Si		6.59	6.88	6.67	6.57	6.88	6.98	6.49	6.56	6.65	6.53	6.48	6.50	
Al _{IV}		1.41	1.12	1.33	1.43	1.12	1.02	1.52	1.45	1.35	1.47	1.52	1.50	
Al _{VI}		0.53	0.37	0.285	0.27	0.25	0.19	0.27	0.21	0.31	0.56	0.68	0.53	
Ti		0.11	0.05	0.13	0.14	0.08	0.12	0.07	0.15	0.07	0.05	0.05	0.05	
Fe ³⁺		0.00	0.11	0.61	0.59	0.32	0.40	0.82	0.63	0.43	0.33	0.30	0.44	
Fe ²⁺		2.36	2.10	1.64	1.75	1.81	1.578	1.661	1.71	1.94	2.53	2.63	2.52	
Mn ²⁺		0.05	0.07	0.06	0.059	0.06	0.05	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	
Mg		2.02	2.42	2.25	2.18	2.47	2.66	2.12	2.24	2.22	1.46	1.27	1.39	
Ca		1.88	1.88	1.82	1.89	1.99	1.92	1.89	1.88	1.89	1.94	1.89	1.92	
Na _A		0.42	0.35	0.12	0.19	0.16	0.15	0.21	0.15	0.29	0.30	0.25	0.28	
Na _B		0.04	0.00	0.18	0.11	0.11	0.08	0.11	0.12	0.07	0.06	0.11	0.11	
K		0.28	0.18	0.22	0.218	0.131	0.13	0.20	0.25	0.21	0.23	0.30	0.25	
F		0.06	0.03	0.03	0.20	0.15	0.29	0.11	0.07	0.10	0.00	0.08	0.09	
Cl		0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	
OH		1.87	1.94	1.96	1.80	1.85	1.71	1.89	1.39	1.88	1.99	1.92	1.90	
Tot cat		17.62	17.50	17.34	17.40	17.40	17.40	17.40	17.40	16.78	17.53	17.55	17.52	
XMg		0.46	0.54	0.58	0.55	0.58	0.63	0.56	0.57	0.53	0.37	0.33	0.36	

* samples analyzed in Brazil

Table 3 - Representative biotites compositions and structural formulae on the basis of 20 O

Rocks	GRTp										GRTh				QFP			GRB			GSR			
Sample	75n1*	10-4b*	42-1-2	43-2-1	45-3-1	55-4-4	73-2-1	653-1	Mean	13-2-2	544-1n* (n=54)	544-1b*	Mean	23A-1i*	23-3n1 (n=9)	Mean	75-3-2	88-2-1	282-4n1* (n=11)	Mean	87-3n1* (n=22)	87-3*	Mean	(n=6)
SiO ₂	37.02	38.34	37.26	36.68	37.05	37.39	36.74	37.3	37.25	37.6	37.54	36.87	37.77	37.80	37.24	37.99	35.87	35.53	35.70	35.43	34.33	32.17	34.55	
Al ₂ O ₃	15.15	15.45	14.80	14.70	14.67	14.74	15.69	14.93	14.85	16.13	15.89	15.80	16.12	16.33	15.77	16.24	14.95	15.39	15.37	15.37	16.64	16.64	16.47	
TiO ₂	2.18	1.65	3.18	3.08	2.91	1.54	2.17	2.93	2.51	1.75	2.05	2.15	1.89	1.66	1.86	1.61	1.90	2.24	1.96	2.02	2.85	2.64	3.01	
FeO	20.51	17.96	16.74	19.00	19.08	19.17	17.86	18.55	18.92	17.25	19.01	19.64	17.84	17.71	17.33	17.68	25.19	23.79	24.93	25.07	25.88	26.11	25.71	
MnO	0.30	0.41	0.16	0.23	0.27	0.35	0.21	0.24	0.28	0.35	0.32	0.32	0.31	0.24	0.36	0.29	0.45	0.48	0.32	0.34	0.33	0.27	0.29	
MgO	11.46	12.66	12.54	11.67	10.84	12.23	11.62	11.58	11.69	11.54	11.04	10.98	11.74	13.34	13.33	12.92	7.83	7.15	7.88	7.70	6.61	6.88	6.64	
CaO	0.04	0.12	0.04	0.11	0.11	0.00	0.01	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.19	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.06	0.10	0.06	0.05	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.14	0.02	0.07	
K ₂ O	9.90	9.02	9.64	9.01	9.65	9.43	9.63	9.68	9.54	9.51	8.78	9.40	9.04	9.02	8.54	8.75	9.23	9.31	9.58	9.31	9.88	9.65	9.75	
BaO	0.00	0.00	0.12	0.15	0.13	0.17	0.12	0.27	0.18	0.52	0.40	0.45	0.47	0.79	0.07	0.29	0.12	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.05	
ZnO	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00	0.07	0.06	0.00	0.05	0.22	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.15	0.23	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	
F	0.33	0.24	0.60	0.90	0.47	0.39	0.79	0.41	0.47	0.65	0.34	0.14	0.40	0.69	0.53	0.66	0.55	0.44	0.27	0.33	0.21	0.23	0.16	
Cl	0.02	0.00	0.00	0.06	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.04	0.03	
H ₂ O	3.79	3.88	3.66	3.47	3.67	3.73	3.53	3.75	3.71	3.63	3.78	3.86	3.78	3.71	3.82	3.70	3.56	3.57	3.70	3.65	3.73	3.59	3.74	
O=F=Cl	0.15	0.10	0.25	0.39	0.21	0.16	0.33	0.17	0.20	0.28	0.15	0.07	0.17	0.29	0.23	0.28	0.23	0.20	0.11	0.14	0.09	0.11	0.07	
Total	100.55	99.64	98.58	98.78	98.68	99.07	98.11	99.52	99.54	98.95	99.4	99.64	99.41	101.04	100.87	99.94	99.57	98.00	99.60	99.26	100.53	98.15	100.21	
Si	5.62	5.75	5.66	5.62	5.7	5.72	5.64	5.67	5.68	5.71	5.70	5.62	5.70	5.62	5.77	5.68	5.63	5.63	5.59	5.57	5.37	5.19	5.38	
Al _{IV}	2.38	2.25	2.34	2.38	2.30	2.28	2.36	2.33	2.32	2.29	2.30	2.38	2.30	2.38	2.23	2.32	2.37	2.37	2.41	2.43	2.63	2.81	2.62	
Al _{VI}	0.33	0.49	0.31	0.28	0.35	0.47	0.48	0.34	0.35	0.60	0.55	0.58	0.57	0.48	0.51	0.54	0.39	0.50	0.43	0.42	0.44	0.36	0.43	
Ti	0.25	0.19	0.36	0.36	0.34	0.18	0.25	0.34	0.29	0.20	0.23	0.25	0.21	0.19	0.21	0.18	0.23	0.27	0.23	0.24	0.34	0.32	0.35	
Fe ²⁺	2.59	2.25	2.13	2.44	2.45	2.45	2.29	2.36	2.41	2.19	2.42	2.51	2.25	2.20	2.13	2.21	3.30	3.15	3.26	3.3	3.39	3.53	3.37	
Mn	0.04	0.05	0.02	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	
Mg	2.59	2.83	2.84	2.67	2.48	2.79	2.66	2.62	2.66	2.61	2.50	2.50	2.64	2.96	2.92	2.88	1.83	1.69	1.84	1.8	1.54	1.66	1.55	
Ca	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	
K	1.92	1.73	1.87	1.76	1.89	1.84	1.89	1.88	1.86	1.84	1.70	1.83	1.74	1.71	1.60	1.67	1.85	1.88	1.91	1.87	1.97	1.99	1.95	
Ba	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Zn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
F	0.16	0.11	0.29	0.44	0.23	0.19	0.38	0.20	0.23	0.31	0.17	0.07	0.19	0.32	0.25	0.31	0.27	0.22	0.13	0.17	0.11	0.12	0.08	
Cl	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	
OH	3.83	3.89	3.71	3.55	3.76	3.81	3.61	3.80	3.77	3.68	3.43	3.92	3.81	3.68	3.75	3.69	3.73	3.77	3.87	3.83	3.89	3.87	3.91	
Total	19.74	19.56	19.56	19.59	19.58	19.78	19.61	19.6	19.65	19.55	22.25	19.74	22.40	19.63	22.20	19.55	19.68	19.6	19.72	19.7	19.77	23.07	19.72	
XMg	0.50	0.56	0.57	0.52	0.50	0.53	0.54	0.53	0.52	0.54	0.51	0.50	0.54	0.57	0.58	0.57	0.36	0.35	0.36	0.35	0.31	0.32	0.32	

* samples analysed in Brazil

Table 4 - Chemical Composition of different facies of Teofilandia granodiorites (GRTp, GRTh, QFP); l.i. = loss on ignition; na= not analyzed)

Rocks	GRTp														GRTh							QFP			
Samples	653	651	16	198	11	662	10	12	257	438	431	17	15	13	626	14	645	663	664	23	42	665	24	25	
SiO ₂ (wt%)	64.00	64.50	64.90	66.1	66.70	67.60	67.7	67.80	68.00	68.00	68.40	68.70	66.10	66.30	66.50	67.20	67.60	67.80	66.40	66.90	67.10	68.20	70.00	70.10	
Al ₂ O ₃		16.10	16.20	14.20	15.60	13.90	15.20	14.00	13.90	15.30	14.80	14.90	13.90	14.20	14.20	14.80	13.90	15.20	15.10	15.40	14.40	15.10	14.90	14.00	15.30
Fe ₂ O ₃		3.26	3.11	1.94	2.74	0.96	2.56	1.44	1.44	2.38	2.20	2.17	1.43	1.55	1.22	2.37	1.23	2.44	2.35	2.58	1.76	2.37	2.22	0.98	2.09
FeO	1.84	1.82	2.18	1.63	2.21	1.60	1.99	1.57	1.40	1.46	1.63	1.66	1.86	2.23	1.77	1.91	1.91	1.66	1.84	1.22	1.91	1.81	1.38	1.17	
MnO	0.08	0.09	0.10	0.08	0.07	0.07	0.11	0.10	0.08	0.07	0.08	0.10	0.12	0.08	0.08	0.10	0.08	0.07	0.11	0.06	0.12	0.09	0.09	0.09	
MgO	2.04	1.90	0.96	1.61	0.78	1.44	0.71	0.65	1.35	1.20	1.09	0.69	0.81	0.81	1.35	0.71	1.31	1.17	1.12	0.63	1.18	1.05	0.73	0.38	
CaO	4.30	4.20	3.12	3.60	2.25	3.28	2.65	2.46	3.15	3.03	2.68	2.56	2.53	2.67	3.01	2.56	3.04	2.86	3.04	2.43	2.64	2.47	1.08	0.47	
Na ₂ O	4.74	4.86	4.31	4.71	4.63	4.38	4.50	4.97	4.74	4.90	4.51	4.52	4.67	4.57	4.91	4.79	4.63	4.83	5.14	4.91	4.96	5.06	3.59	0.50	
K ₂ O	2.33	2.26	2.88	2.76	2.92	2.94	3.21	3.21	3.00	3.16	3.70	3.15	2.70	2.63	2.74	2.28	3.13	3.07	2.69	2.67	2.70	3.02	3.06	4.58	
TiO ₂		0.57	0.55	0.47	0.49	0.37	0.42	0.35	0.33	0.40	0.38	0.35	0.34	0.36	0.40	0.39	0.36	0.40	0.36	0.42	0.34	0.39	0.37	0.33	0.47
P ₂ O ₅		0.12	0.10	0.15	<0.10	0.11	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.08	0.1	0.10	0.11	0.09	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.13
l.i.	0.55	0.59	0.72	0.49	1.90	0.65	0.64	0.75	0.49	0.51	0.57	0.67	1.30	2.05	2.56	1.78	0.91	0.99	1.62	1.97	1.95	1.62	3.14	2.96	
Total	99.93	100.18	96.23	99.81	97.11	100.23	97.65	97.89	100.38	99.8	100.16	97.91	96.74	97.31	100.57	96.93	100.73	100.34	100.44	97.46	100.51	99.90	98.47	98.24	
Ni (ppm)	18	17	<10	15	<10	12	<10	<10	12	<10	10	<10	<10	<10	10	<10	10	11	<10	<10	11	<10	<10	<10	
Cr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	
Ba	1233	1113	1384	1195	1002	1192	1119	1228	1075	1121	944	1230	1152	1126	962	947	1052	1174	898	932	982	880	867	975	
F	634	531	543	511	447	491	470	488	461	446	427	462	443	482	570	442	498	435	561	663	558	472	368	459	
Nb	4	5	na	<20	na	9	na	na	4	7	5	na	na	na	7	na	5	5	4	na	4	6	na	na	
Rb	42	43	95	6	115	84	113	97	90	84	129	115	100	105	88	95	86	84	90	108	80	113	112	149	
Sr	1006	966	889	857	679	809	662	790	742	779	591	681	707	816	808	687	729	754	889	717	799	698	239	324	
Zr	136	135	136	118	112	117	105	62	89	120	133	100	108	107	124	103	141	144	166	123	126	170	107	143	
Y	15	16	14	19	9	15	10	11	14	15	13	9	7	8	12	12	19	13	14	9	13	17	8	8	
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	

Table 5 - Chemical Composition of Barrocas trondhjemites (GRB) and Santa Rosa granites (GSR) (l.i. = loss on ignition; na = not analyzed)

Rocks	GRB						GSR					
	18	661	19	674	675	87B	87A	678	684	677	679	
Samples												
SiO ₂ (wt%)	70.70	70.90	71.40	71.40	71.50	71.60	71.70	71.90	72.10	72.20	72.60	
Al ₂ O ₃		13.80	14.90	13.70	14.70	14.90	13.80	13.70	13.90	13.50	13.70	13.50
Fe ₂ O ₃		0.40	1.49	0.29	1.65	1.56	1.37	1.47	1.39	1.50	1.41	1.24
FeO	1.96	1.65	1.72	1.70	1.42	1.23	1.57	1.29	1.49	1.49	0.92	
MnO	0.08	0.06	0.07	0.08	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	
MgO	0.34	0.62	0.32	0.56	0.56	0.29	0.37	0.37	0.29	0.33	0.35	
CaO	2.12	2.37	1.88	2.39	2.32	1.21	1.33	1.36	1.02	1.22	1.10	
Na ₂ O	5.67	5.40	5.81	5.48	5.47	3.83	3.70	3.58	3.24	3.66	3.46	
K ₂ O	1.92	2.39	2.03	2.15	2.21	6.45	6.01	5.41	6.7	6.23	6.44	
TiO ₂		0.23	0.23	0.20	0.24	0.23	0.18	0.21	0.25	0.24	0.19	0.18
P ₂ O ₅		0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.10	0.09	0.07	0.08	0.08	0.09
l.i.	0.59	0.47	0.72	0.39	0.44	0.50	0.60	0.61	0.64	0.51	0.60	
Total	98.24	100.52	98.17	100.77	100.71	100.6	100.8	100.18	100.85	101.07	100.54	
Ni (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Cr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	
Ba	449	450	457	405	425	763	831	781	811	816	691	
F	281	230	223	284	254	234	224	298	291	230	304	
Nb	na	8	na	7	9	13	10	13	7	13	8	
Rb	67	81	74	49	64	284	273	261	269	286	292	
Sr	282	298	205	234	245	132	178	232	109	123	177	
Zr	122	124	98	138	130	242	248	202	257	242	215	
Y	5	12	3	8	11	24	23	24	18	19	22	
Th	<5	<5	<5	<5	<5	36	49	39	53	50	41	
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	

Table 6 - Concentration in Rare Earth elements of Teofilandia (GRTp, GRTh, QFP) and Barrocas (GRB). Normalized to C1 chondrites after Evensen et al. (1978)

Rocks	GRTp										GRTh						QFP				GRB
Samples	10	11	12	16	17	54	55	662	13	14	15	56	57	58	23	24	25	18	19	59	60
La (ppm)	9.66	20.37	24.35	26.78	21.14	16.51	21.93	16.36	21.00	21.15	18.22	37.52	21.89	27.31	20.99	23.11	21.3	19.36	11.28	8.94	5.77
Ce	45.67	40.79	50.73	65.97	42.99	35.83	45.37	32.41	45.25	49.42	36.07	69.52	49.91	56.21	45.2	45.18	51.53	44.23	25.29	16.40	61.68
Nd	21.12	20.75	24.13	25.07	22.00	18.41	22.44	12.59	20.35	19.18	17.87	26.85	26.89	26.76	20.4	21.67	24.79	15.96	9.38	7.22	61.64
Sm	3.20	2.79	3.48	4.13	3.19	3.44	4.00	2.11	3.01	3.14	2.66	4.32	4.9	4.52	3.26	3.16	3.67	2.75	1.91	1.52	5.16
Eu	0.70	0.59	0.65	0.90	0.65	0.95	1.12	0.58	0.59	0.72	0.58	1.12	1.23	1.02	0.64	0.66	0.80	0.71	0.43	0.52	0.97
Gd	2.15	1.53	1.96	2.08	1.89	2.12	2.64	1.43	2.00	1.93	1.61	2.67	3.16	2.74	2.10	1.85	2.15	1.98	1.32	1.06	3.08
Dy	1.69	1.03	1.41	2.10	1.70	1.47	1.82	0.68	1.69	1.62	1.22	1.85	2.17	1.84	1.41	1.35	1.27	1.83	0.94	0.74	1.84
Ho	0.26	0.15	0.24	0.40	0.35	0.26	0.29	0.12	0.30	0.26	0.22	0.29	0.36	0.29	0.27	0.25	0.19	0.31	0.18	0.12	0.27
Er	0.76	0.32	0.58	1.04	0.97	0.71	0.83	0.24	0.81	0.71	0.65	0.88	1.00	0.82	0.75	0.69	0.57	1.02	0.48	0.34	0.74
Yb	0.58	0.23	0.37	0.70	0.80	0.65	0.70	0.20	0.55	0.48	0.45	0.75	0.91	0.67	0.54	0.46	0.23	0.67	0.41	0.30	0.55
Lu	0.09	0.03	0.06	0.11	0.11	0.09	0.11	0.06	0.08	0.07	0.07	0.11	0.12	0.11	0.08	0.07	0.03	0.12	0.08	0.04	0.08
Total	95.88	88.58	107.95	129.28	95.8	80.44	101.25	66.77	95.63	98.77	79.62	145.88	112.54	122.29	95.62	98.45	106.33	88.93	51.7	37.2	117.78
(La/Yb) _N	23	60	44	26	18	17	21	56	26	30	28	34	16	28	26	34	63	19	19	20	44
(La/Sm) _N	3.9	4.6	4.4	4.1	4.2	3.0	3.5	4.9	4.4	4.3	4.3	5.5	2.8	3.8	4.1	4.6	3.7	4.4	3.7	3.7	4.4
Eu/Eu*	0.8	0.8	0.7	0.8	0.7	1.1	1.1	1.0	0.7	0.8	0.8	1.0	1.0	0.9	0.7	0.8	0.8	0.9	0.8	1.3	0.7

Table 7 - Compilation of isotopic and structural data from the Serrinha Block and geodynamic interpretation

Rocks		Whole Rock			Crystallization - Single Zircon Ages (Ma)			Sm-Nd whole rock	eNd _(t)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Ar-Ar	Structural data in south Serrinha Block	Geodynamic Interpretation
		Pb-Pb	Sm-Nd	Rb-Sr	U-Pb	Pb-Pb SHRIMP	T _{DM} (Ga)	(Ga)					
Volcanics rocks of RIGB	Basalts	2209 ± 60 ^a							2.2 ^a	+ 4.0 ^a			Extension
	Andesites	2170 ± 80 ^a		2089 ± 85 ^b					2.12 ^a	+ 2.0 ^a	0.7016 ^b		
	Gabroic sill in Fazenda Brasileiro gold mine		2142 ± 47 ^c							+ 1.2 ^c			D1:
Calc-alkaline (TTG) granitoids	Cipo (1)					2164 ± 2 ^d	2165 ± 3 ^d						
	Eficéas (2)					2163 ± 5 ^d			2.33 ^d	+ 1.64 ^d			
	Quijingue (3)					2155 ± 3 ^d			3.27 ^d	- 1.6 ^d	0.7051 ^d		
	Trilhado (4)							2155 ± 9 ^e	2.22 ^e	+ 2.41 ^e	0.702 ^e		
	Nordestina (5)			2114 ± 103 ^b					2.18-2.23 ^g	+ 0.39-1.99 ^g	0.705 ^h		
	Teofilândia (6)							2130 ± 7 ^e	2.14 ^e	+ 2.45 ^e	0.702 ^e		
	Barocas (7)												
Metamorphism in country rocks	Amphibolite											2085 ± 5 ^e	D2: Collision
(Sub) Alkaline Granitoids	Itareru (8)					2106 ± 2 ^d		2109 ± 5 ⁱ	2.33-2.4 ⁱ	0/-0.79 ⁱ			
	Cansação (9)			2025 ± 47 ^j			2105 ± 2 ^d		2.38 ^j	- 3.0 ^j	0.703 ^j		
	Euclides (10)					2097 ± 8 ^d			2.87 ^d	- 6.54 ^d			
	Araras (11)					2076 ± 2 ^d			2.96 ^d	- 8.12 ^d	0.7052 ^d		
	Serra do Pintado (12)					2097 ± 2 ^d			2.69 ^d	- 4.17 ^d	0.7022 ^d		
	Morro do Afonso (13)						2098 ± 4 ^d		2.56 ^d	- 2.36 ^d	0.7039 ^d		
	Agulhas/Bananas (14,15)						2081 ± 27 ^d		2.58 ^d	- 2.80 ^d	0.7042 ^d		
	Pedra Vermelha (16)					2080 ± 7 ^d							
	Alto Bonito (17)					2076 ± 6 ^d							
	Santa Rosa (18)					2073 ± 1 ^d			3.13 ^d	- 10.54 ^d			
	Fazenda Bananas (19)					2072 ± 1 ^d				0.7466 ^k			
Maravilha (20)					2071 ± 1 ^d			2.58 ^d	- 2.80 ^d	0.7029 ^c			
Marmota (21)							2003 ± 2 ^d						
Hydrothermal alteration / Mineralization	Moscovite											2054 ± 2 ^e	D3: LT EW solid-state

a = Silva, 1992; b = Mascarenhas and Garcia, 1989; c = Pimentel & Silva, 2003; d = Rios, 2002; e = Mello, 2000; f = Cruz Filho, et al., 2003a; g = Cruz Filho, et al., 2003b; h = Alves da Silva, 1994; i = Carvalho and Oliveira, 2003; j = Sabaté et al., 1990; k = Pereira, 1992; l = Nascimento et al. (in press). RIGB= Rio Itapicuru greenstone belt

Table 8 - Mass balance calculation model using major elements (wt%) of rock and mineral compositions from Tables 1, 2 and 4. Compositions of parental liquid (Co), residual liquid (Cf) and mineral phases, and calculated modal composition of extracted cumulate (Cs)

	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅		
Co (653)	64.45	0.57	16.21	3.28	1.85	0.00	2.05	4.33	4.77	2.35	0.12		Pl (An35) 70.5%
Cf (17)	70.79	0.35	14.32	1.47	1.71	0.00	0.71	2.64	4.66	3.25	0.10		Hbl 21.7%
Hbl	45.94	1.18	9.42	5.60	13.51	0.00	10.38	11.71	1.07	1.18	0.00		Mgt 6.9%
Ap	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	57.14	0.00	0.00	42.85			Ap 0.9%
Mgt	0.00	0.00	0.00	69.00	31.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Pl An35	60.12	0.00	25.55	0.00	0.00	0.00	7.01	7.31	0.00	0.00			
Cs	52.90	0.26	20.07	5.94	5.06	0.00	2.26	8.00	5.39	0.26	0.30		
													(1 - F) x 100 = 33.8%
													r² = 1.87

Références bibliographiques

- Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics*, 296, 1-14.
- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira - Div. Geol. Min. Dep. Nac-Prod., Rio de Janeiro, Bol. 241.
- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In : SBG, Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, Anais: 29-46.
- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton de São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4), 349-364.
- Alves da Silva, F.C., 1994. Étude structurale du "Greenstone Belt" Paléoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia-Brésil). Thèse. Univ. Orléans, France, 335 p.
- Akimoto, S., Katsura, T., Yoshida, M. 1957. Magnetic properties of the Fe₂TiO₄-Fe₃O₄ system and their change with oxidation. *J. Geomag. Geoelectr.*, 9, 165-178.
- As, J.A., Zijdeveld, J.D.A., 1958. Magnetic cleaning of rocks in paleomagnetic research. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, I, 308-319.
- Barber, F. (ed.), 1979. Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam.
- Barbosa, J.S.F., 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil: an expression of Archaean Paleoproterozoic plate convergence. En: D. Velzeuf, PH Vidal (eds;), *Granulites and crustal evolution*. Springer-Verlag, Clermont Ferrand, France, 195-221.
- Barbosa, J.S.F., 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Craton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 27, 241-256.
- Barbosa, J.S.F., Sabate, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *An. Acad. Bras. Ciências*, 74 (2), 343-359.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin, in *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Barker, F. (ed.), Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.
- Blichert-Toft J., Arndt N.T., Ludden J.N., 1996. Precambrian alkaline magmatism. *Lithos*, 37, 97-111
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga., *J. Geophys. Res.*, 9, 345-369.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites, *Geology*, 20, 35-38.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schumus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (eds.). *Tectonic evolution of the South America*. 31st Int. Geol. Congr. USP, São Paulo, PhD thesis, 178p.
- Brunhes, B., 1906. Recherches sur le direction d'aimantation de roches volcaniques. *J. Phys.*, 5, 705-724.
- Butler, R.F., 1998. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition, Tucson, 238 p.
- Carvalho, M.J., 2001. Geologia e geoquímica do tonalito-diorito Itereru, margem oeste do greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. Thèse de master, Univ. de Campinas, São Paulo, 71p
- Chapell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Chauvet, A., Alves da Silva, F.C., Faure, M., Guerrot, C., 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in regional tectonics. *Precamb. Res.*, 84, 139-162.
- Coelho, C.E.S., 1994. Genèse des fluides dans les zones déformées et minéralisées en or de la ceinture de roches vertes de rio Itapicuru (Brésil): gisements de Fazenda Brasileiro et Fazenda Maria Preta. Une reconstitution basée sur l'étude des inclusions fluides dans leur contexte microstructural. Univ. D'Orléans, France, Thèse, 276p.
- Collinson, D.W., 1965. Origin of remanent magnetization and initial susceptibility of certain red sandstones. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 9, 203-217.
- Conceição, H., Burgos, C.M.G., Rios, D.C., Rosa, M.L.S., Cruz Filho, B.E., Peixoto, A.A., Oliveira, L.L., Marinho, M.M. Macambira, M.J.B., Scheller, T., 2000. Stocks de Ksienitos pós-orogênicos com assinatura de subducção e afinidade com minettes na parte sudoeste do Núcleo Serrinha (Estado da Bahia): petrologia, idade e litogeoquímica. Rios, D.C., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Burgos, C.M.G., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., Lisboa, M.P., 1998, 14, 115-134.

- Condie, K.C., 1989. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon, Oxford, 476p.
- Condie, K.C., 1998. Episodic growth of juvenile crust and catastrophic events in the mantle. Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue 53, 1-7.
- Condie, K.C., 2002. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent, *Gondwana Res.*, 5, 41-43.
- Cordani, U.G., Sato, K., Nutman, A., 1999. Single zircon SHRIMP determinations from Archaean tonalitic rocks near Uaua, Bahia, Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geol., 2, Cordoba, Argentina, Anais, 27-30.
- Cordani, U., D'Agrella Filho, M.S., Neves, B.B.B., Trindade, R.I.F., 2003. Tearing Up Rodinia: The Neoproterozoic Paleogeography of South American Fragments, *Terra Nova*, 15, 350-359.
- Cox, A., 1962. Analysis of the present field for comparison with paleomagnetic results. *J. Geomag. Geoelect.*, 13, 101-112.
- Creer, P.C., Pal, P.C., 1986. Geomagnetic reversals spurts and episodes of extraterrestrial catastrophism, *Nature*, 320, 148-150.
- Creer, K.M., Irving, E., Runcorn, S.K. 1959. The palaeomagnetism of the Great Whin Shill. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 2, 306-323.
- Cruz Filho, B.E.², Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Rios, D.C., Marinho, M.M., 2003a. New Pb-Pb evaporation age on zircon of Nordestina batholith, northeast of Bahia state, Brazil. IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short Papers 1, 532-534.
- Cruz Filho, B.E., Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Rios, D.C., Marinho, M.M., 2003b. Sm-Nd isotopic constraints on the origin of Nordestina batholith, northeast of Bahia State, Brazil. IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short Papers 1, 535-536.
- D'Agrella Filho, M.S., Pacca, I.I.G., 1998. Paleomagnetism of Paleoproterozoic mafic dyke swarm from the Uaua region, northeastern São Francisco Craton, Brazil: tectonic implications, *J. South Am. Earth Sci.*, 11(1), 23-33.
- D'Agrella Filho, M.S., Feybesse, J.L., Prian, J.P., Dupuis, P., N'Dong, J.E., 1996. Paleomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo craton, Africa, *J. Afric. Earth Sci.*, 22(1), 65-80.
- D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Siqueira R., Ponte-Neto C.F., Pacca I.G., 1998. Paleomagnetic constraints on the Rodinia supercontinent; implications for its Neoproterozoic break-up and the formation of Gondwana, *Int. Geol. Rev.* 40, 171-188.
- D'Agrella Filho, M.S., Babinski, M., Trindade, R.I.F., Van Schmus, W.R., Ernesto, M., 2000. Simultaneous remagnetization and UPb isotopes in Neoproterozoic carbonates of the São Francisco craton, Brazil, *Precambrian Res.*, 99, 179-186.
- Dalziel, I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation, *Bull Geol. Soc. Am.*, 109, 16-42.
- Day, R., Fuller, M.D., Schmidt, V.A., 1977. Interacting single-domain properties of magnetite intergrowth. *J. Geophys. Res.*, 81, 989-994.
- Dunlop, D.J. 1979. On the use of Zijderveld vector diagrams in multi-component palaeomagnetic studies. *Phys. Earth Planet. Int.*, 20, 12-24.
- Dunlop, D.J., 1995. Magnetism in rocks. *J. Geophys. Res.*, 100, 2161-2174.
- Dunlop, D.J., Ozdemir, O., 1997. Rock magnetism: fundamentals and frontiers. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 573p.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommange, A., Calvez, J.Y., Boher, M., Abouchami, W., 1989. La limite Archéen-Protérozoïque Inférieur d'Afrique de l'Ouest: Une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accident de Sassandra; l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, 1847-1853.
- Figueiredo, M.C.H., 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Amer. Earth Sci.*, 2 (2), 131-145.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London*, A217, 295-305.
- Gaál, G.L., Teixeira, J.B.G., D'el Rey Silva, L.J.H., Silva, M.G. 1987. New U-PB data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Brazil. *Int. Symp. Granites and Assoc. Mineralizations, Bahia, Salvador*.
- Gleizes, G., 1992. Structure des granites hercyniens des Pyrénées. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 259p.
- Gonzalez, S., Sherwood, G., Böhnell, H. & Schnepf, E. 1997. Palaeosecular variation in Central Mexico over the last 30000 years: the record from lavas. *Geophys. J. Int.*, 130, 201-219.

- Hagerty, S.E., 1976. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, and opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In *Oxide Minerals*, 1ère edn (Ed., D. Rumble), pp.Hg1-177, Mineral Society of America, Washington, DC.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part I Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14, 249–302.
- Hoffman, K.A., Day, R. 1978. Separation of multicomponent NRM: a general method. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40, 433-438.
- Hrouda, F. 1982, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surv.*, 5, 37–82.
- Inda, H.A.V., Barbosa, J.S.F., 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala 1:1.000.000. secr. Minas e Energia do estado da Bahia, SME/CPM, Salvador-BA, 137p.
- Jelinek, V., 1981. Characterisation of magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79, 563-567.
- Jones, D.L., Robertson, I.D.M., McFadden, P.L. 1975. A paleomagnetic study of Precambrian dyke swarms associated with the Great Dyke of Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 78, 57-65.
- Kent, J.T., Briden, J.C & Mardia, K.V. 1983. Linear and planar structure in ordered multivariate data as applied to progressive demagnetization of palaeomagnetic remanence. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 75, 593-622.
- Khramov, A.N. 1987. Paleomagnetology. Springer-Verlag, Berlin, 308p.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kishida, A. 1979. Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares do médio Rio Itapicuru. Tese maestr., Inst. Geoc. Univ. Fed. Bahia, Salvador, 79.
- Kishida, A., Riccio, L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia State, Brazil. *Precambrian Res.*, 11: 161-178.
- Kishida, A., Sena, F.O., Alves da Silva, F.C., 1991. Rio Itapicuru greenstone belt : geology and gold mineralization. In: Ladeira, EA (ed) Proc. Gold 91: the economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Balkema, Rotterdam, 49-59.
- Koenigsberger, J.G., 1938. Natural residual magnetism of eruptive rocks. *Terr. Magn. Atmos. Elec.*, 43, 299-320.
- Kontny, A., de Wall, H., 2000. Case studies on the use of temperature-dependent susceptibility for the characterisation of magneto-mineralogical changes during metamorphism. *Phys. Chem. Earth*, 25, 421-429.
- Kosin, M>, Guimarães, J.T., Abram, M.B. (orgs.) 1999. Folha Aracaju-SW SC.24-Y. Salvador, CPRM, Progr. Lev. Geol. Básicos.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Jour. Metam. Geol.* 14, 581-589.
- Lacerda, C.M.M., 2000. Evolução estrutural e petrogenética do domo granodiorítico de Ambrosio: implicações para o mecanismo de colocação. Thèse, Univ. de Campinas, São Paulo, 120p.
- Lamarao, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.* 119, 189-223.
- Larsen, E.S., 1948. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California. *Geol. Soc. of America Mem.*, 29, 182p.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Coll., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. *Can. Mineralogist*, 35, 219–246.
- Ledru, P., Cocherie, A., Barbosa, J., Johan, V., Onstott, T., 1994, Ages du métamorphisme granulitique dans le craton de Sao Francisco (Brésil); implications sur la nature de l'orogène transamazonien, *C.R. Acad. Sci. Paris* 318, 251-257.
- Machetel, P., 2003. Global thermal and dynamical perturbations due to Cretaceous mantle avalanche, *C. R. Geoscience*, 335, 91-97.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M., 1986. Dominant slip in naturally deformed quartz: implications for drastic plastic softening at high temperature, *Geology*, 14, 819-822.
- Marimon, M.P., Kishida, A., Teixeira, J.B.G., 1986. Estudo da alteração hidrotermal relacionada à mineralização aurífera da mina Fazenda Brasileiro (BA). En: SBG, Congr. Bras. Geol. 34, Goiânia, 4, 1556-1570.

- Martin, H., 1985. Nature, origine et evolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Ph.D. Thesis, Univ. Rennes, France, 324 pp.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas, *Geology*, 14, 753-756.
- Martin, H., 1995. The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K.C. (ed.), *The Archaean crustal evolution*, Elsevier, Amsterdam, 205-259.
- Martin, H., Moyen, J.F., 2002. Secular changes in tonalite-trondjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth, *Geology*, p. 319-322.
- Mascarenhas, J., Garcia, T.W., 1989. Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Escala 1:1000000 – Texto Explicativo. SGM/SME, Salvador, Bahia.
- Matos, F.M.V., Conceição, H., 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Craton serrinha e o greenstone-belt do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. Simp. Craton do São Francisco, SBG/SGM/CNPq, núcleo Bahia-Sergipe. Salvador-BA. Anais 60-62.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L. 1997. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database, *Geophys. J. Int.*, 131, 240-252.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 2000. Paleomagnetism: continents and oceans. Academic Press, Int. Geophys. Series, vol. 73, California, 386p.
- McElhinny, M.W., Senanayake, W.E., 1982. Variations in the geomagnetic dipole: the past 50 000 years. *J. Geomag. Geoelect.*, 34, 39-51.
- McFadden, P.L. 1980. Determination of the angle in a Fisher distribution which will be exceeded with a given probability. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 60, 391-396.
- McFadden, P.L., 1987. Comment on "Aperiodicity of magnetic reversals?" *Nature*, 330, 27.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth Planet. Sci. Letters*, 87, 161-172.
- Mello, E.F., 2000. Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia: evolução crustal e metalogénia do ouro. Ph.D. Thesis, Univ. Campinas, São Paulo, 162 pp.
- Mello, E.F., Xavier, R.P., McNaughton, N.J., Fletcher, I., Hagemann, S., Lacerda, C.M.M., Oliveira, E.P., 2000. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia state, Brazil. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil.
- Melo, R.C., 1991. Folha Pintadas, SC.24-Y-D-V, 100.000, estado da Bahia. Progr. Lev. Geol. Básicos do Brasil, Brasília, DNPM/CPRM, 80 p.
- Melo Junior, G., 1990. Geochemical investigation of the hydrothermal alteration zone surrounding the greenstone-hosted Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia, Brazil. Colorado School of Mines, USA, Tese de doutorado, 547 p.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1983. The Earth's magnetic field: its history. Origin and planetary perspective. Academic Press, London, 401p.
- Merrill, R.T., McFadden, P.L., 1988. Secular variation and the origin of geomagnetic field reversals. *J. Geophys. Res.*, 93, 11589-11597.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1996. The magnetic field of the Earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle. Academic Press, San Diego, 531 p.
- Moskowitz, B.M., Halgedahl, S.L., Lawson, C.A., 1988. Magnetic domains on unpolished and polished surfaces of titanium-rich titanomagnetite. *J. Geophys. Res.*, 93, 3372-3386.
- Moskowitz, B.M., Jackson, M., Kissel, C. 1998. Low-temperature magnetic behaviour of titanomagnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 157, 141-149.
- Muller, R.A., Morris, D.E., 1986. Geomagnetic reversals from impacts on the Earth. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1177-1180.
- Muxworthy, A. 1999. Low-temperature susceptibility and hysteresis of magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 169, 51-58.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comp. Rend. Ac. Sci. Paris*, 301/II (11), 813-818.
- Nagata, T., 1961. Rock Magnetism, Maruzen, Tokyo, 350 pp.
- Nascimento, H.S., 1996. Evolução petrogenética da intrusão ácido-básica de Cansanção. CPG em Geologia, UFBA. Dissertação de Mestrado, 205p.

- Nascimento, H.S., Sena, F.O., Gomes, F.C.A., Abreu, G.C., 1998. Mapa geológico 1/40.000 do sul do GBRI: novos dados e sua aplicação na caracterização geológica dos ambientes relacionados a mina de ouro de Fazenda Brasileiro, Bahia. En: XL Congr. Bras. Geol., Anais. Belo Horizonte, SBG, p. 145.
- Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Sabaté, P., 2004. Evidence of an early NS magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic study. *Precambrian Res.*, 134, 41-59.
- Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A. (soumis), Petrology of Teofilândia granitoids: an example of 2.1 Ga crustal accretion in the São Francisco Craton (Bahia, Brazil), *Precambrian Res.*
- Nascimento, H.S., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L. (soumis à JGR), Paleomagnetism and thermochronology of the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco craton, Brazil), *J. Geophys. Res.*
- Newell, A.J., Merrill, R.T., 1999. Single-domain critical sizes for coercivity and remanence. *J. Geophys. Res.*, 104, 617-628.
- Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B.Y. Vidal, M., Rigolet, C., 2003. The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data from French Guiana and the Ivory Coast, *Geophys. J. Int.* 154, 677-694.
- Oliveira, E.P., Lafon, J.M., Souza, Z.S., 1998. A Paleoproterozoic age for the Rio Capim volcano-plutonic sequence, Bahia, Brazil: whole-rock Pb-Pb, Pb-evaporation, U-Pb and Nd isotope constraints. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Belo Horizonte, Anais, 14.
- Oliveira, E.P., Lafon, J.M., Souza, Z.S., 1999. Archaean-Proterozoic transition in the Uaua Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. VII Simp. Nac. Est. Tectonicos, SBG, Lençóis, Bahia, v. 1, 38-40.
- Oliveira, E.P., Mello, E.F., Mcnaughton, N., Choudhuri, A., 2002. SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru greenstone belt, NE São Francisco craton. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 41, João Pessoa, Anais, 522.
- O'Reilly, W., 1984. Rock and Mineral Magnetism. Blackie, Chapman & Hall, New York, 220 p.
- Padilha, A., 1992. Estruturas e tectônica. in A.R. Sampaio (ed.) Progr. Lev. Geol Básicos do Brasil (PLGB). Folha Gavião, SC.24-Y-D-II, 100.000, estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 51-57.
- Padilha, A.V., Melo, R.C., 1991. Capítulo 3 - Estruturas e Tectonica. In Melo, R.C. (org.) Progr. Lev. Geol. Basicos do Brasil. Pintadas. Folha SC-24-Y-D-V, 1/100.000, Bahia state, DNPM/CPRM, 49-57.
- Paixão, M.A.P., Oliveira, E.P., 1998. The lagoa da Vaca complex: an Archaean layered anorthosite body on the western edge of the Uaua block, Bahia, Brazil. Ver. Brás. Geoc., 28: 201-208.
- Patchett, P.J., 1992. Isotopic studies of proterozoic crustal growth and evolution. In: Condie K.C. (ed), proterozoic crustal evolution, Elsevier, Amsterdam, 481-508.
- Pearce, J.A. Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun; géochronologie U-Pb sur zircons. *C. R. Acad. Sci.Paris*, 309, 315-318.
- Pereira, L.H.M., 1992. Folha Serrinha, SC.24-Y-D-VI, 100.000, estado da Bahia. Progr. Lev. Geol. Básicos do Brasil, Brasília, 168p.
- Perroud, H., 1983. Palaeomagnetism of Palaeozoic rocks from the Cabo de Peñas, Asturia, Spain. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 75, 201-215.
- Pimentel, M.M., Silva, M.G., 2003. Sm-Nd age of the fazenda brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 75 (3), 383-392.
- Pimentel M.M., R.A. Fuck, N.F. Botelho, 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review, *Lithos* 46 3, 463-483.
- Pires, K. C. J., 1999. Caracterização Petrográfica e geoquímica das rochas associadas a mineralização de ouro da Mina Fazenda Brasileiro - BA, Brasil, Thèse de master, UFRGS, Porto Alegre, 109 p.
- PLGB, 1995. Progr. Lev. Geol Básicos do Brasil. Carte géologique, Folha Serrinha, SC.24-Y-D, 250.000, estado da Bahia. Brasília, MME/CPRM.
- Pozzi, J.P., 1973. Effet de pressio en magnétisme des roches. Thèse, Paris, 190p.
- Prévot, M., Perrin, M., 1992. Intensity of the Earth's magnetic field since Precambrian time from Thellier-type paleointensity data and inferences on the thermal history of the core. *Geophys. J. Int.*, 108, 613-620.
- Pullaiah, G.E., Irving, E., Buchan, K.L., Dunlop, D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, , 28, 133-143.

- Radakrishnamurty, C., Likhite, S.D. 1993. Frequency dependence of low-temperature susceptibility peak in some titanomagnetites. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 76, 131-136.
- Raup, D.M., 1985. Magnetic reversals and mass extinctions. *Nature*, 314, 341-343.
- Reinhardt, M.C., Davison, I., 1990. Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear hosted Fazenda Brasileiro mine, Bahia state, northeast Brazil. *Econ. Geol.*, 85, 952-967
- Rimbert, F. 1959. Magnetic reversals and mass extinctions. *Nature*, 314, 341-343.
- Rios, D.C., 1997. Petrologia do magmatismo potássico-ultrapotássico e lamprofirico de Morro do Afonso, Bahia. Dissertação de mestrado, Univ. fed. Bahia, 237 p.
- Rios, D.C., 2002. Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Bras²il: Geocronologia e Litogeoquímica. PHD Thesis, UFBA, Brasil, 238p.
- Rios, D.C., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Burgos, C.M.G., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., Lisboa, M.P., 1998. Granitogênese da parte meridional-oriental do Núcleo serrinha: idade, petrografia e geoquímica. H. Conceição et al., (eds.) Contrib. ao estudo dos granitos e rochas correlatas. Public. Esp. SBG, núcleo BA-SE, 5:91-113.
- Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., 2000. Ages of granites of the Serrinha Nucleus: an overview. *Rev. Bras. Geociências*, 30(1): 74-77.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Dickin, A.P., 2003. A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and lithogeochemical data. IV South Amer. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, Short Papers 1, 264-267.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.* 9, 1015-1020.
- Rogers, J.J.W., 1996. A history of continents in the past three billion years, *J. Geol.* 104, 91-107.
- Rollinson, H., 1997. Eclogite xenoliths in west African, kimberlites as residues from Archaean granitoid crust formation. *Nature*, 389, 173-176.
- Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. *Nature*, 378, 571-577.
- Sabaté, P., Caen-Vachette, M., Marinho, M.M., Soares, C.P., 1990. Dados isotopicos Rb-Sr e Sm-Nd da intrusão monzonítica de Cansação (Bahia, Brasil). Simp. Granitos Pré-cambrianos do Brasil. XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, SBG, Bol. Resumos, Natal, v. IV, p. 163.
- Schmidt, P.W. 1982. Linearity spectrum analysis of multi-component magnetizations and its application to some igneous rocks from south-eastern Australia. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 70, 647-665.
- Schmidt, P.W. 1985. Bias in converging great circle methods. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 427-432.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 110 (23), 304-310.
- Seixas, S.R.M., Marinho, M.M., Moraes, F.O., 1975. Projeto Bahia II, geologia das folhas de Serrinha e Itaberaba. Rel. Final. Salvador, DNPM/CPRM, 248p.
- Shand, S.J., 1947. Eruptive rocks. T. Murby (ed.), 3rd edition, 488 pp.
- Shaw, J., 1974. A new method of determining the magnitude of the paleomagnetic field: application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 39, 133-141.
- Silva, L.C., Armstrong, R., 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros, síntese dos resultados (Relatório preliminar). Serv. Geol. Brasil, CPRM, Brasília, Arquivos Abertos 1.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C., Fletcher, J.R., 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jejuie craton, NE Brazil. II Int. Symp. Granites and Associated Mineralizations, SGM, Salvador, 282-283.
- Silva, M.G., 1983. A sequência vulcanossedimentar do médio rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. Dissertação de mestrado, CPG em Geologia, Inst. Geociências, UFBA, 146p.
- Silva M.G., 1987. Geochemie, petrologie und geotektonische etwicklung eins Proterozoischen greunsteignertels, Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Ph.D. Thesis, Freiburg University, Germany, 125p.
- Silva, M.G., 1991. Evidências de uma tectônica de colisão-subducção no Proterozoico Inferior do Estado da Bahia. In SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, Bahia, Anais, 6, 544-547.
- Silva, M.G., 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal Transamazônico no Cráton do São Francisco, estado da Bahia. XXXVII Congr. Bras. Geol., SBG, São Paulo, Abstracts 2, 181-182.

- Sletten, V.W., 1989. Ar/Ar thermochronometry of the Jequié Complex, State of Bahia, Brazil, Junior Paper Advisors, 21pp, Dept. Geol. Geophys. Sci., Princeton University.
- Smithies, R.H., 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakites. *Earth Plan. Sci. Letters*, 182, 115-125.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., 1998. Secular compositional changes in Archaean granitoid rocks of the west Pilbara. Technical paper: 1997-1998 Annual review. Geological survey of Western Australia.
- Stacey, F.D., 1962. A generalized theory of thermoremanence, covering the transition from single-domain to multidomain magnetic grains. *Philos. Mag.*, 7, 1887-1990.
- Stacey, F.D., Banerjee, S.K., 1974. The physical principles of rock magnetism. Elsevier, Amsterdam, 195p.
- Tanko Njiosseu, E.L., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, A., 2004. New U–Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Transamazonian (2.1 Ga) and Panafrican (0.6 Ga) imprints. *C.R. Géosciences*, soumis.
- Tarling, D.H. 1983. Paleomagnetism, principles and applications in geology, geophysics and archaeology. Chapman et Hall, 379p.
- Tauxe, A. 1998. Paleomagnetic principles and practice. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.
- Tauxe, A., Mullender, T.A.T., Pick, T., 1996. Potbellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 101, 571-583.
- 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, 97-111.
- Teixeira, L.R., 1992. Geoquímica. L.H.M. Pereira (ed.) Progr. Lev. Geol Básicos do Brasil (PLGB). Folha Serrinha, SC.24-Y-D-VI, 100.000, estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 77-107.
- Teixeira, W., Figueiredo, M.C.H., 1991. Na outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, 53, 1-22.
- Thellier, E., 1938. Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. *Ann. I.P.G. Paris*, 16, 157-302.
- Thellier, E & Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, 15, 285-376.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnean and Pan-African high–grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res.* 67, 321-347.
- Tribe, I.R. and D’Lemos, R.S., 1996. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syntectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Jour. Geol. Soc. London*, 153 (1), 127-138.
- Trindade, R.I.F., D’Agrella-Filho, M.S., Babinski, M., Font, E., Neves, B.B.B., 2004. Paleomagnetism and geochronology of the Bebedouro cap carbonate: evidence for continental-scale Cambrian remagnetization in the São Francisco craton, Brazil, *Precambrian Res.* 128, 83-103.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, 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.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419.
- Winge, M., 1984. A seqüência vulcanossedimentar do Grupo Capim, Bahia. In: P.V.S. Viveiros & F.B. Duarte (eds.). *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, Bahia, SME/COM, 5: 43-103.
- Xavier, R.P., 1987. Estudo de inclusões fluidas na mina de ouro de Fazenda Brasileiro, greenstone-belt do Rio Itapicuru, Bahia. Univ. São Paulo, Dissertação de mestrado, 142 p.
- Yavuz, F., 1999. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules, *Computers & Geosciences*, 25, 8, 909-927.
- Zijderveld, J.D.A. 1967. Demagnetization: analysis of results. In: *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, 254-286.