



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG**

**EVOLUÇÃO NEOPROTEROZÓICA DO GRUPO CEARÁ
(DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, NE BRASIL):
DA SEDIMENTAÇÃO À COLISÃO CONTINENTAL BRASILIANA.**

MICHEL HENRI ARTHAUD

TESE DE DOUTORADO N°081

**BRASÍLIA – DF
2007**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG**

**EVOLUÇÃO NEOPROTEROZÓICA DO GRUPO CEARÁ
(DÓMÍNIO CEARÁ CENTRAL, NE BRASIL):
DA SEDIMENTAÇÃO À COLISÃO CONTINENTAL BRASILIANA.**

MICHEL HENRI ARTHAUD

**ORIENTADOR: Prof. Dr. REINHARDT ADOLFO FUCK
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. ELTON LUIS DANTAS**

BANCA EXAMINADORA

**DR. REINHARDT ADOLFO FUCK (UnB)
DR. JOSE OSWALDO DE ARAUJO FILHO (UnB)
DR. MARCIO MARTINS PIMENTEL (UnB)
DR. BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES (USP)
DR. MIGUEL ANGELO STIPP BASEI (USP)**

**BRASÍLIA – DF
2007**

À Poonoo e Mum

Agradecimentos

Ao Professor Maurice Mattauer que, primeiro, tentou me ensinar “ce que disent les pierres”.

À Renaud Caby, incansável mestre e companheiro de muitos anos.

Ao Professor Reinhardt A. Fuck, orientador paciente e dedicado que nunca me deixou me desestimular. Essa tese é nossa tese!

Ao Elton, meu co-orientador que tanto me ajudou no laboratório como no campo. Um bom companheiro!

À CAPES e ao CNPq que, através dos programas CAPES/PROCAD (processo nº 0015/05-9) e CNPq/Institutos do Milênio (processo 420222/05-7), financiaram parte dessa tese.

A Lêda, que levou o nosso barco nas minhas ausências e cuja contribuição na confecção do mapa geológico foi decisiva.

Aos colegas, amigos e companheiros de campo Afonso, Alan, Cavalcante, Clóvis, Christiano, Ebenezer, Edson, Emanuel, Ferreirinha, Givaldo, Glorinha, Iramaia, Ivaldo, Marcos Hartman, Maurilho, Nelson Angeli, Oderson, Otaciel, Reginaldo, Silvio Jorge, Telmo, Ticiano, Torquato, Wellington, Zeca e muitos outros com quem dividi tantos afloramentos.

À Adalene que me ajudou no processamento dos dados aerogeofísicos.

A todos os meus alunos, ex, atuais e futuros, com um pensamento especial para o Cabeludo.

Aos funcionários do Departamento de Geologia da UFC, com menção especial para Leal e Lobinho.

Ao pessoal da geocronologia da UNB.

Ao pessoal da CPRM, NUCLEBRÁS e METAGO com quem aprendi muito.

À INB (José Roberto e Givaldo) pela hospitalidade em I tataia.

A minha grande família, aqui e na França, que agüentou firme e nunca deixou de me incentivar, com menção especial para Marcel e Lourdinha que não estão mais aqui.

De certa maneira, toda tese é uma obra coletiva e todos vocês, nominalmente citados ou não, tiveram uma parcela muito maior do que imaginam na sua realização.

Mais uma vez, muito obrigado a todos.

Michel Henri Arthaud



SUMÁRIO

Capítulo 1: Introdução	1
1.1 Objetivos	1
1.2. Localização da área	1
1.3 Organização da tese	1
Capítulo 2: Cadeias de colisão e metamorfismo	4
2.1 Evolução das Cadeias de Colisão	4
2.1.1 Parâmetros geométricos	4
2.1.2 Parâmetros cinemáticos	5
2.1.3 Parâmetros mecânicos	5
2.2 Início da colisão e espessamento crustal	6
2.3 Problema da extrusão lateral	9
2.4 Extensão nas cadeias de colisão	11
2.4.1 Extensão superficial e falhas normais	11
2.4.2 Reutilização extensional de zonas dúcteis de cavalgamento	11
2.4.3 Em conclusão	14
2.5 Perturbações do gradiente térmico em cadeias de colisão	14
2.5.1 Advecção	15
2.5.2 Convecção	18
2.5.3 Geração local de calor	19
2.5.4 Outras fontes	19
2.6 Metamorfismo	19
2.6.1 Espaço Pressão-Temperatura no metamorfismo e caminhos P-T-t	20
2.6.1.1 As fácies metamórficas	20
2.6.1.2 Caminho P-T-t	22
2.6.2 Metamorfismo nas Cadeias de Colisão	26
2.6.2.1 Metamorfismo de alta ou ultra-alta pressão	26
2.6.2.2 Metamorfismo de Pressão Intermediária e Baixa Pressão	27
Capítulo 3: Contexto Regional	31
Abstract	31

3.1 Introduction	31
3.2 Summary of the Precambrian geology of the northern Borborema Province	32
3.3.1 <i>Archaean record</i>	33
3.3.2 <i>Palaeoproterozoic record</i>	35
3.3.3 <i>Neoproterozoic record</i>	37
3.3.3.1 <i>Metasedimentary covers</i>	37
3.3.3.2 <i>Neoproterozoic granitoids</i>	39
3.3.3.3 <i>The Tamboril-Santa Quitéria Complex</i>	39
3.3.4 <i>Neoproterozoic/Palaeozoic record</i>	41
3.3.5 <i>Major transcurrent shear zones</i>	42
3.3 Geology and geodynamic evolution of the Pan-African belt in Nigeria (with special reference to southwest Nigeria)	44
3.3.1 <i>Archaean basement</i>	44
3.3.2 <i>Proterozoic units from southern Nigeria</i>	45
3.3.3 <i>Overview of the Pan-African regional metamorphism</i>	48
3.3.4 <i>Structural styles in southwest Nigeria</i>	49
3.3.5 <i>Link with the frontal units of the Dahomeyan belt and with the Pan-African suture</i>	49
3.4 Discussion and conclusions	50
Acknowledgements	51
References	52

Capítulo 4: Idade da sedimentação e proveniência do

material detrítico do Grupo Ceará 58

Abstract 58

4.1 Introduction 58

4.2 Geologic setting 61

4.2.1 *Northern Borborema Province* 61

4.2.2 *Central Ceará domain* 62

 4.2.2.1 *Basement* 62

 4.2.2.2 *Metasedimentary cover* 64

<i>4.2.3 Tamboril-Santa Quitéria complex</i>	64
<i>4.2.4 Neoproterozoic granites</i>	64
<i>4.2.5 Late-Brasiliano molasses</i>	65
4.3 Ceará Group	65
<i>4.3.1 Sub-units</i>	66
<i>4.3.1.1 São José dos Guerra. SU</i>	66
<i>4.3.1.2 Lázaro SU</i>	66
<i>4.3.1.3. Guia SU</i>	67
<i>4.3.1.4. Ematuba SU</i>	67
<i>4.3.1.5. Itatira SU</i>	67
<i>4.3.2 Structural features</i>	67
4.4 Analytic methods	69
<i>4.4.1 Sm-Nd</i>	69
<i>4.4.2 U-Pb</i>	69
<i>4.4.3. SHRIMP U-Pb</i>	69
4.5 Results	70
<i>4.5.1 Sm-Nd</i>	70
<i>4.5.1.1. Analytical data</i>	70
<i>4.5.1.2. Results</i>	70
<i>4.5.2 U-Pb results and interpretation</i>	72
<i>4.5.3 SHRIMP U-Pb</i>	74
<i>4.5.3.1 Analytical data</i>	74
<i>4.5.3.2 Results</i>	74
Conclusions	76
Acknowledgements	78
References	78
<i>Appendix A: Sm-Nd data for samples from Ceará Group</i>	83
<i>Appendix B: sample location (U-Pb)</i>	83
<i>Appendix C: U-Pb analytical data for zircons from sample PRC455 (Biotite gneiss with garnet, muscovite, kyanite and rutile) - Ceará Group</i>	84

Capítulo 5: Evolução tectono-termal neoproterozóica	
do Grupo Ceará	85
5.1 Introduction	85
5.2 Geologia regional	88
<i>5.2.1 Embasamento</i>	88
<i>5.2.2 Coberturas metassedimentares</i>	89
<i>5.2.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria</i>	90
<i>5.2.4 Molassas tardi-brasilianas</i>	90
<i>5.2.5 Granitos Neoproterozóicos</i>	90
5.3 Grupo Ceará/Unidade Independência na região de Madalena - Boa Viagem	91
5.4 Metamorfismo	93
<i>5.4.1 Condições do metamorfismo</i>	93
<i>5.4.1.1 SU São José dos Guerra</i>	93
<i>5.4.1.2 SU Lázaro</i>	93
<i>5.4.1.3 SU Guia</i>	94
<i>5.4.1.4 SU Itatira</i>	97
<i>5.4.1.5 SU Ematuba</i>	98
<i>5.4.2 Discussão</i>	99
<i>5.4.3 Idade do metamorfismo</i>	101
<i>5.4.3.1 U-Pb convencional</i>	101
<i>5.4.3.2 U-Pb SHRIMP</i>	102
5.5 Estrutura das nappes e evolução da deformação	102
<i>5.5.1 Estruturação da porção SW</i>	105
<i>5.5.2 Estruturação da porção NE</i>	111
5.6 Conclusões	112
Agradecimentos	114
Anexos	115
Capítulo 6: CONCLUSÕES	118
REFERÊNCIAS	121

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1-1: Mapa de localização da região mapeada e articulação das folhas topográficas da SUDENE (E - 1:100.000) que englobam a área. Modelo digital de terreno extraído do Mapa Geológico do Ceará, Escala 1:500.000 (Cavalcante et al., 2003) 2
- Figura 2-1: No primeiro caso, a colisão envolve duas margens continentais: uma ativa, outra passiva. No segundo caso, a colisão envolve uma margem passiva e um arco insular. 4
- Figura 2-2: Estes exemplos de dupla subducção envolvem colisões arco/margem ativa, arco/arco, margem ativa/margem ativa, arco/margem ativa e arco/arco. Os planos de subducção podem ser paralelos ou divergentes. 5
- Figura 2-3: Colisão entre margem passiva e margem ativa (Coward, 1994). 6
- Figura 2-4: No prosseguimento da convergência, a litosfera continental da margem passiva pode, inicialmente, acompanhar a litosfera oceânica (a), no caso de uma litosfera velha e fria, ou pode ficar na base da crosta da margem ativa (b) (Coward, 1994). 6
- Figura 2-5: Exumação de uma crosta continental que sofreu subducção em grande profundidade (> 60 ou 70 km) (Larroque & Virieux, 2001). 7
- Figura 2-6: Cavalgamento de duas crostas continentais. No primeiro caso, os cavalgamentos se produzem na margem passiva, no segundo na margem ativa (Coward, 1994). 7
- Figura 2-7: Principais níveis favoráveis ao desenvolvimento de cavalgamentos (Choukroune, 1995): (1) limite cobertura/embasamento; (2) limite crosta sismogênica/crosta dúctil; (3) limite crosta/manto; (4) limite litosfera/astenosfera. 7
- Figura 2-8: Reativação das estruturas extensionais da margem passiva em estruturas contracionais (inversão) (Boillot, 1996, simplificado) 8
- Figura 2-9: Migração dos planos de subducção continental no decorrer da colisão. No início, ela acontece na seqüência da subducção oceânica (sutura do Tsang Pó). Após bloqueio desta, ela migra em direção ao interior da placa indiana. Primeiro se forma o Main Central Thrust (MCT), depois o Main Boundary Thrust (MBT) e, atualmente, o cisalhamento ativo encontra-se mais a sul, no Main Frontal Thrust (MFT) (Burg, 1983 in Jolivet, 1995, simplificado). 8
- Figura 2-10: Dois tipos de obducção. No primeiro caso, o fragmento de crosta oceânica é parte da crosta oceânica de uma bacia de retro-arco (a,b e c). No segundo caso, é uma porção de crosta oceânica cavalgando a parte afinada da margem passiva. Figuras 2-10a, b e c a partir de Choukroune (1995); figura 2-10d a partir de Jolivet (1995), modificados. 9
- Figura 2-11: Aspecto esquemático de uma cadeia de colisão, ressaltando a importância fundamental dos contatos tectônicos de baixo ângulo (tectônica tangencial) entre as diversas unidades. A zona de subducção, inicialmente de baixo ângulo, foi verticalizada e funciona atualmente como transcorrência. A cadeia não é simétrica e a porção que corresponde à placa em subducção é a mais deformada e a mais larga (segundo Choukroune, 1995). 9
- Figura 2-12: Modelo de extrusão lateral para a colisão Índia-China (Tapponier et al. 1986) 10
- Figura 2-13: Na primeira experiência, não existe borda livre e todo o encurtamento é absorvido por espessamento. A zona deformada e o objeto rígido estão separados do objeto dúctil por falhas transcorrentes de transferência. No segundo caso, há extrusão lateral (Experiência de Davy In Choukroune, 1995) 10
- Figura 2-14: Bacias sedimentares geradas no decorrer de colisão (Segundo Choukroune, 1995). 11

<i>Figura 2-15: Perfil SN da Himalaia mostrando, acima da Laje do Tibet, cisalhamento normal unindo-se, em profundidade, a cavalgamento (MCT) (Burg, 1983 In Jolivet, 1995).</i>	11
<i>Figura 2-16: Direções de extensão (a) e de compressão (b), quase paralelas, na cadeia caledoniana (Fossen). (c) evolução da extensão das bacias em bloco diagrama (Andersen et al.). (As três figuras citadas em Jolivet, 1995).</i>	12
<i>Figura 2-17a: Perfil mostrando a evolução de um “metamorphic core complex” associado a extensão crustal dúctil/frágil (Lister & Davis, 1989 in Jolivet, 1995)</i>	12
<i>Figura 17b: Mapa mostrando domos gnáissicos (Espinouse e Caroux) exumados por extensão crustal associada à orogênese herciniana na Montagne Noire, França. As direções de extensão e as falhas normais associadas são representadas (Brun e Van Den Driessche In Jolivet & Nataf, 1998)</i>	13
<i>Figura 2-18: Colapso gravitacional de uma cadeia colisional (Malavieille et al. 1990 in Boillot, 1996)</i>	13
<i>Figura 2-19: Aceleração do processo extensional em consequência da separação da raiz litosférica (Andersen, 1997 in Jolivet & Nataf, 1998)</i>	14
<i>Figura 2-20: Exemplos de perturbação instantânea das isotermas provocada por movimentação vertical de material crustal (a) (Kornprobst, 1994) e das isógradas provocada pela intrusão de granito de derivação crustal (b) (Flood & Vernon, 1978) (In Kornprobst, 1994).</i>	15
<i>Figura 2-21: Modelização das geotermas no caso da duplicação instantânea da espessura da crosta por meio de cavalgamento. A litosfera não é espessada. V_e e V_4 representam os geotermas iniciais e finais e as curvas vermelhas as trajetórias P-T de partículas localizadas inicialmente em posições crustais diferentes (England & Thompson, 1984, simplificado).</i>	16
<i>Figura 2-22: Metamorfismo inverso nos Himalaias (Le Fort, 1986 In Kornprobst, 1994)</i>	17
<i>Figura 2-23: Evolução do aspecto das isotermas e, conseqüentemente, das isógradas, em função do tempo (Germann e Neugebauer, 1990 In Kornprobst, 1994)</i>	17
<i>Figura 2-24: Grau geotérmico metamórfico de campo e trajetória P-T.</i>	18
<i>Figura 2-25: perturbação das isotermas acima de uma intrusão em consequência de convecção hidrotermal (Fyfe e Henley, 1973 In Kornprobst, 1994).</i>	19
<i>Figura 2-26: Posições idealizadas de uma rocha no decorrer de uma colisão. O ponto 3 representa o pico do metamorfismo (Jamieson & Beaumont, 1988).</i>	20
<i>Figura 5-27: Subdivisão do espaço Pressão-Temperatura em fácies metamórficas (Bonin et al., 1997- modificado)</i>	20
<i>Figura 2-28: Exemplo de grade metamórfica simples. Ao longo das linhas de reação estão anotados os nomes dos minerais que reagem (Spear, 1993).</i>	21
<i>Figura 2-29: Os principais tipos de metamorfismo. Comparação com o grau geotérmico médio de uma crosta em equilíbrio (linha vermelha) (Bonin et al., 1997- modificado)</i>	22
<i>Figura 2-30: Exemplos dos caminhos subducção/ extrusão em várias regiões do globo (Spear, 1993)</i>	23
<i>Figura 2-31: Caminho P-T-t.</i>	23
<i>Figura 2-32: Exemplo de trajetórias anti-horárias (Spear, 1993)</i>	24
<i>Figura 2-33: Exemplos de trajetória P-T-t caracterizando contextos geológicos diferentes (Thompson e Ridley, 1987)</i>	24
<i>Figura 2-34: Modelo de Trajetória P-T-t de duas rochas localizadas em posição crustal diferente, mostrando a diferença entre curvas retrógradas correspondendo a afinamento (extensão) e a erosão apenas (Thompson & Ridley, 1997)</i>	25
<i>Figura 2-35: Inclusões de coesita em cristal de granada. Apenas a parte central do cristal situado a direito permanece na forma de coesita, o resto se reestabilizou na</i>	

<i>forma de quartzo. As fraturas em torno da coesita localizada a direita são consequência do aumento de volume ligado à mudança de fase.</i>	27
<i>Figura 2-36: Espessamento crustal por acreção tectônica acima de uma zona de subducção (neste caso a crosta continental atinge 50 km de espessura) (Boillot, 1996)</i>	28
<i>Figura 2-37: Boudins de eclogitos básicos (a) e metapelíticos (b) em matriz retromórfica (white schists.)</i>	28
<i>Figura 3-1: The Borborema Province in NE Brazil (Schobbenhaus & Campos 1984).</i>	31
<i>Figura 3-2: Pre-drift reconstruction of NE Brazil and NW Africa in late Neoproterozoic and early Paleozoic time (adapted from Caby 1989)</i>	32.
<i>Figura 3-3: Simplified geological map of the northern part of the Borborema Province. Main shear zones: TBSZ, Tansbrasiliano (Sobral–Pedro II); TSZ, Tauá; SISZ, Sabonete–Inharé; SPSZ, Senador Pompeu; OSZ, Orós; JSZ, Jaguaribe; PASZ, Portalegre; JCSZ, João Câmara; ASZ, Aiuába; FBSZ, Farias Brito; PSZ, Patos. RGF, Rio Groaíras fault. Modified from Mont’Alverne et al. (1998), Cavalcante (1999), Cavalcante et al. (2003), Van Schmus et al. (2003), Dantas et al. (2004) and Arthaud (2005).</i>	33
<i>Figura 3-4: Simplified map of the southern part of Nigeria and adjacent areas (Ferré & Caby 2006).</i>	42
<i>Figura 3-5: Cross section of the Ife–Ilesha Belt. Horizontal and vertical scales are equal. For location, see Fig.3- 4.</i>	46
<i>Figura 3-6: Interpretative section showing geometrical relationships between Archaean basement and cover, 70 km NNW of Ibadan. Pan-African syenite, locally granulitized, cuts the Proterozoic cover. Archaean grey gneisses have the geometry of domes east of the Ibadan shear zone, which is a second-order fault. Horizontal and vertical scales are equal. For location, see Fig.3- 4.</i>	47
<i>Figura 4-1. The Borborema Province (NE Brazil) in the Western Gondwana context (modified from Caby, 1989 and Schobbenhaus & Campos 1984).</i>	59
<i>Figura 4-2: Simplified geological map of the northern part of the Borborema Province. Box indicates the study area. I – Rio Grande do Norte domain, II- Orós-Jaguaribe domain, III – Central Ceará domain, IV- Northwest Ceará domain. Main shear zones: TBSZ, Tansbrasiliano (Sobral–Pedro II); TSZ, Tauá; SISZ, Sabonete–Inharé; SPSZ, Senador Pompeu; OSZ, Orós; JSZ, Jaguaribe; PASZ, Portalegre; JCSZ, João Câmara; ASZ, Aiuába; FBSZ, Farias Brito; PSZ, Patos. RGF, Rio Groaíras fault. Modified from Mont’Alverne et al. (1998), Cavalcante (1999), Cavalcante et al. (2003), Van Schmus et al. (2003), Dantas et al. (2004).</i>	60
<i>Figura 4- 3: Symplified geologic map of the study area</i>	66
<i>Figura 4-4: Sketch structural map of the study area</i>	68
<i>Figura 4-5: Nd evolution diagram for the samples of Guia (a) and Itatira (b) sub-units and for the whole of Ceará Group samples (c)</i>	71
<i>Figura 4-6: Histogram plot for T_{DM} ages of 44 samples of Ceará Group rocks.</i>	71
<i>Figura 4-7: Concordia plot for sample PRC1289 garnet amphibolite</i>	73
<i>Figura 4-8: Concordia plot for samples PRC1286 and 1288 (garnet amphibolites)</i>	73
<i>Figura 4-9: Concordia diagram for SHRIMP analytical results corrected for ^{204}Pb of detrital zircon grains of sample PRC445. (a) all zircon grains; (b) zircon grains younger than 1.5 Ga.</i>	74
<i>Figura 4-10: Histogram plot for SHRIMP $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of detrital zircon younger than 2000 Ma from sample PRC445.</i>	75
<i>Figura 5-1: A Província Borborema (NE Brasil) no contexto da Gondwana Ocidental (modificado de Caby, 1981 e Schobenhaus e Campos, 1984).</i>	86

<i>Figura 5-2: Domínio Ceará Central no contexto da Sub-Província Borborema Setentrional. O retângulo indica a área estudada</i>	87
<i>Figura 5-3: Mapa geológico esquemático da região de Madalena-Boa Viagem, Ceará Central – NE Brasil.</i>	91
<i>Figura 5-4: Leucossoma intrafoliado em muscovita biotita gnaisses da SU São José dos Guerra.</i>	93
<i>Figura 5-5: a) afloramento de granada anfibolito, sub-unidade Guia; b) detalhe, mostrando os cristais salientes de granada na superfície do anfibolito.</i>	94
<i>Figura 5-6: Muscovita gnaïsse com biotita interpretados como white schists retomórficos. Notar os cristais de cianita de 4 a 5 cm de comprimento e os cristais centimétricos de granada.</i>	95
<i>Figura 5-7: Granulitos migmatíticos com cianita, granada, rutilo e ortoclásio.</i>	96
<i>Figura 5-8: Condições para formação dos migmatitos granulíticos de alta pressão da SU Guia. Reação $Ilm + Ky + Qtz \rightarrow Alm + Rt$ segundo Bohlen et al. (1983) e reação $Ms + Qtz \rightarrow KF + As + melt$ na ausência de água segundo Thompson (1982). A seta indica as condições mínimas: 815°C e 12,8 kbar</i>	96
<i>Figura 5-9: Formação de sillimanita como produto da desestabilização da cianita pela reação $Ky \rightarrow Sil$.</i>	97
<i>Figura 5-10: Coexistência de cianita e sillimanita. A sillimanita, crescida em planos tardios de cisalhamento, formou-se a partir da quebra de muscovita pela reação $Msc + Qzo \rightarrow Sil + F(K) + H_2O$</i>	97
<i>Figura 5-11: Leucossoma precoce com cianita</i>	98
<i>Figura 5-12: Migmatito “lit par lit” recortado por granitos de anatexia</i>	99
<i>Figura 5-13: Muscovita biotita granito anatético com granada. Notar o aspecto nebulítico característico.</i>	99
<i>Figura 5-14: Provável trajetória P/T das rochas do Grupo Ceará durante a colisão brasileira. Diagrama para rochas pelíticas segundo Yardley (1989).</i>	100
<i>Figura 5-15: Diagrama concórdia para grãos de monazita das amostras PRC1291 (a) e VC96 (b).</i>	101
<i>Figura 5-16: Diagrama Concordia para análises SHRIMP de monazita da amostra PRC445 (SU Guia)</i>	102
<i>Figura 5-17: Modelo digital de terreno da região central do Estado do Ceará baseado em imagens radar – SRTM. O retângulo vermelho representa a área mapeada. Nessa imagem, a expressão morfológica da Falha do Rio Groaíras é destacada em grande parte por conta dos veios de quartzo, como o da foto em encarte, que balizam o seu traçado.</i>	103
<i>Figura 5-18: Composição RGB dos dados aero-gamaespectrométricos do Projeto Itatira. O retângulo vermelho identifica a área mapeada. Nessa imagem, a Falha do Rio Groaíras se destaca pelo seu traçado retilíneo recortando litologias com respostas contrastantes, em particular migmatitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria e metasedimentos do Grupo Ceará. O rejeito sinistro da falha é evidenciado pelo deslocamento do Granito do Pajé e da borda leste do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.</i>	104
<i>Figuras 5-19: Brecha (a) e brecha de fraturamento hidráulico (b) associadas à Falha do Rio Groaíras.</i>	105
<i>Figura 5-20: milonitos retomórficos do Grupo Ceará no contato tectônico com o embasamento.</i>	105
<i>Figura 5-21: Dobramento isoclinal recumbente dos metariolitos da SU Algodões no contato tectônico com o Grupo Ceará.</i>	106

- Figura 5-22: a) Transposição das rochas da SU Algodões por uma clivagem de fratura sub-horizontal; b) Lineação de interseção associada à transposição (a foto foi tirada na parte superior, horizontal, do afloramento). 106
- Figura 5-23: Projeção estereográfica dos pólos das foliações a SW da Falha do Rio Groairas. O diagrama de contorno evidencia o contraste entre o mergulho da foliação na cobertura, em média para NW, e no embasamento, em média para SE. 107
- Figura 5-24: a) Panorama mostrando as relações entre as subunidades Guia, Lázaro e São José dos Guerra do Grupo Ceará. É possível observar que as duas últimas SU são perfeitamente horizontais e que os quartzitos da SU Guia apresentam um mergulho em torno de 30° para W, caracterizando uma rampa frontal; b) detalhe da rampa frontal. 108
- Figura 5-25: Mapa estrutural esquemático da área mapeada. 109
- Figura 5-26: Perfis geológicos a SW (perfil AA') e a NE (perfil BB') da falha do Rio Groairas. A localização dos perfis encontra-se no mapa geológico da figura 5-3. 110
- Figura 5-27: Dobramento isoclinal recumbente quilométrico dos quartzitos da SU Guia. (Imagem Landsat 7, razão de banda 5/1). Ver a localização da imagem na figura 25. 111
- Figura 5-28: Dobras isoclinais recumbentes métricas afetando um biotita gnaiss com muscovita e granada da SU Guia 111
- Figura 5-29: a e b) lineações de estiramento geradas em condições de alta pressão marcadas por cianita e rutilo (a) e por cianita (b); c) lineações geradas em condições granulíticas materializadas pela deformação extremamente constritiva dos granulitos migmatíticos; d) lineação de alta temperatura / baixa pressão materializada por sillimanita em biotita gnaiss levemente migmatíticos. O paralelismo das lineações de cianita e sillimanita pode ser observado na figura 5-9. 112
- Figura 5-30: Dobramentos normais abertos afetando as SU Guia e Itatira. (Imagem Landsat 7, razão de banda 5/1). Ver a localização dessa imagem na figura 5-24. 114

LISTA DE TABELAS

<i>Table 4-1: Summary of Sm-Nd data of Ceará Group samples</i>	71
<i>Table 4-2: Summary of SHRIMP $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for sample PRC455 (Ceará Group)</i>	75
<i>Tabela 5-1: Sumário das idades SHRIMP $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de monazita da amostra PRC445 (Grupo Ceará, SU Guia).</i>	

RESUMO

A Província Borborema (Nordeste do Brasil) exhibe o registro de uma evolução geológica precambriana policíclica complexa, iniciada no Arqueano e encerrada, ao final do Neoproterozóico, com a orogenia Brasiliana/Pan-Africana. É a continuação, na América do Sul, da Província Benin/Nigéria (África do Oeste) que apresenta com ela notáveis semelhanças geológicas.

A orogenia Brasiliana/Pan-Africana foi responsável, entre 660 e 570 Ma, pela amalgamação final de Gondwana Ocidental. Na África do Oeste, a identificação de zonas de suturas materializadas por rochas metamórficas de alta pressão e seqüências ofiolíticas e de arcos magmáticos oceânicos deixa claro o caráter colisional dessa orogenia que envolveu os cratons São Luis-Oeste Africa e São Francisco-Congo. No nordeste do Brasil, o caráter colisional ou não dessa orogenia ainda é polemico.

Por entender que a evolução das coberturas metassedimentares da Província Borborema, do início da sua deposição ao seu envolvimento na orogenia brasiliana, é um elemento chave na compreensão da formação de Gondwana, resolvemos estudar detalhadamente uma porção do Grupo Ceará, extensa seqüência metassedimentar aflorando no Domínio Ceará Central (sub-província Borborema Setentrional). Os resultados apresentados nesta tese representam uma síntese das informações colhidas durante o mapeamento, na escala de 1:100.000, de uma área de cerca de 5.200 km² onde as relações entre Grupo Ceará e embasamento arqueano/paleoproterozóico são particularmente bem expostos. Esses dados foram complementados por um estudo geocronológico combinando dados isotópicos Sm-Nd (idades modelo) e datações de grãos de zircão e monazita pelos métodos U-Pb convencional e U-Pb SHRIMP (grãos de zircão detrítico).

Na região estudada, considerações ligadas a diferenças nas condições metamórficas, a existência de contatos tectônicos internos e a incongruências nas direções de transporte tectônico, materializadas por lineações minerais, resultaram na subdivisão do Grupo Ceará em cinco sub-unidades. Essa subdivisão tem valor local.

Uma das subunidadea apresenta, intercalados nos metapelitos dominantes, frequentes níveis anfibolíticos. Esses anfibolitos, geralmente ricos em granadas, derivam de sills ou derrames basálticos com idade de ca. 750 Ma e $\epsilon_{Nd}(750)$ levemente positivos indicando que são derivados de magmas com leve contaminação crustal. São correlacionáveis com metariolitos do mesmo Grupo, datados por outros autores em ca. 780 Ma. São representantes de um vulcanismo bimodal associado ao rifteamento do continente arqueano/paleoproterozóico. O registro desse episódio magmático foi identificado também nos grãos de zircão detrítico de uma amostra de metapelito que apresentou uma população com idade compreendida entre 800 e 750 Ma. Com o afinamento crustal decorrente do rifteamento, iniciou-se a sedimentação do Grupo Ceará. Os dados isotópicos Sm-Nd sugerem uma forte componente do embasamento na proveniência do material detrítico, com grande parte das

idades modelo variando no intervalo 2.000/2.500 Ma e $\epsilon_{Nd}(750)$ francamente negativo. Entretanto, alguns paragnaisses apresentam idades modelo mesoproterozóicas e $\epsilon_{Nd}(750)$ levemente negativos ou positivos, mostrando que alguns horizontes foram alimentados essencialmente por material juvenil associado ao magmatismo do rift.

A evolução progressiva do metamorfismo do Grupo Ceará durante a orogenia brasileira, desde condições de fácies eclogítico até condições de fácies anfibolito de alta temperatura/baixa pressão, numa trajetória de sentido horário, mostra que esta seqüência foi envolvida numa subducção seguida de exumação, implicando, a exemplo do que aconteceu no Oeste Africano, num modelo colisional para a orogenia brasileira. A datação de monazitas de mobilizados mostra que a migmatização aconteceu em torno de 610 Ma.

A exumação do pacote de metassedimentos foi acompanhada da formação de um empilhamento de *nappes* sobre o embasamento arqueano/paleoproterozóico. A colocação final das *nappes* aconteceu em condições de fácies anfibolito baixo.

A estruturação das *nappes*, com direção de transporte tectônico NNW-SSE e mergulhos baixos para W, difere totalmente da estruturação do embasamento que apresenta mergulhos baixos para SE e direções de transporte tectônico NNE-SSW. Esse contraste, na ausência de dados conclusivos, pode ser interpretado de duas maneiras: ou as *nappes* chegaram sobre um embasamento frio e estruturado durante o paleoproterozóico, deixando pouco registro dúctil brasileiro no autóctone, ou o embasamento conserva o registro de um episódio anterior da orogenia brasileira, com cinemática de transporte diferente.

ABSTRACT

The Borborema Province (NE Brazil) represents the South American continuation of the Benin/Nigeria Province (W Africa), with which displays many geological similarities. Its geological framework results from a complex polycyclic evolution, which begins in Archaean times and ends with the Brazilian/Pan African Orogeny, at the end of the Neoproterozoic.

The Brazilian/Pan African orogeny was responsible for the West Gondwana amalgamation, between 660 and 540 Ma. In W Africa, well-defined suture zones showing both high-pressure metamorphic rocks and ophiolitic sequences, as well as oceanic magmatic arcs support the collisional character of this orogeny, which includes the São Luis-West Africa and the São Francisco-Congo Cratons. In NE Brazil, the collisional character of the Brazilian orogeny is still controversial.

The evolution of the monocyclic metasedimentary covers of the Borborema Province - from sediment deposition to deformation and metamorphism during the Brazilian Orogeny - is a key element to understand the formation of West Gondwana. The Ceará Group is one of these metasedimentary sequences. It crops out in the Central Ceará Domain (Northern Borborema Province) and has been chosen to carry out a detailed geological study that includes a 1:150.000-scale mapping of a 5.220 km² area, in which the relationship between the monocyclic cover and the polycyclic basement are particularly well-exposed.

In the studied area the Ceará Group is composed by five nappes separated by concordant, late-metamorphic low-angle ductile thrusts. These nappes are made up of essentially metapelitic rocks that show both distinctive metamorphic and structural behaviors.

One of these units (Guia Nappe) exhibits bodies of garnet amphibolites that have been interpreted as former basaltic sills and/or flows metamorphosed under eclogitic conditions. These rocks show ca. 750 Ma, with slightly positive ϵ_{Nd} resulting from continental crustal contamination during the ascent of the magma, being possibly correlated with metarhyolites dated by other authors (ca. 780 Ma, U/Pb). The magmatic set are being interpreted as rift-related, Tonian-age bimodal volcanism, also registered in detrital zircon grains found in a paragneiss sample from the same unit (800 to 750 Ma). Deposition of the sediments from the Ceará Group is coeval with rifting and thinning of the Archaean/Palaeoproterozoic continental crust. Sm-Nd model ages in the metasediments suggest a strong contribution of Palaeoproterozoic sources for detrital material, being most of the T_{DM} ages ranging between 2.0 and 2.5 Ga with strongly negative ϵ_{Nd} . However, Mesoproterozoic ages and either slightly negative or positive ϵ_{Nd} found in some samples imply in essentially juvenile material as sources for some of the sedimentary horizons.

The progressive metamorphic evolution of the Ceará Group during the Brazilian Orogeny followed a clockwise path from eclogitic- to HT/LP amphibolite conditions. As in the W Africa,

this fact imply in an evolution that involved partial subduction followed by exhumation as a consequence of continental collision. Both conventional and SHRIMP U/Pb estimates in monazite grains from migmatitic mobilizates indicate that the HT/LP metamorphism occurred at ca. 610 Ma.

The exhumation of the metasediments from the Ceará Group was done as nappe stacking over the Archaean/Palaeoproterozoic basement. The final emplacement of these nappes occurred under retrograde conditions (lower amphibolite to greenschist facies).

The nappe pile shows W-dipping, low-angle foliations associated to roughly NNW-SSE-oriented stretching lineations. This structural organization is highly contrasting with that found in the basement, where E-dipping, low angle foliations are related to NNE-SSW-oriented stretching lineations. Two hypotheses may explain this contrast: i) the Brazilian nappes were thrust over cold basement that had been already structured during the Palaeoproterozoic, leading to few- or none Brazilian imprint; or ii) the basement framework was acquired during a former Brazilian event that shows distinct tectonic transport direction.

1 - INTRODUÇÃO

1. Objetivos

O objetivo desta tese é de contribuir para o entendimento da evolução de uma seqüência metassedimentar do Domínio Ceará Central, o Grupo Ceará, desde o início da sua deposição até o seu envolvimento na orogenia brasileira, ao fim do Neoproterozóico.

Para cumprir o objetivo geral, vários objetivos intermediários foram estabelecidos.

O primeiro dele foi realizar a cartografia geológica de uma área de aproximadamente 5.500 km² na escala de 1:100.000. A área mapeada foi escolhida em função do fato do Grupo Ceará ser bem representado e pela possibilidade de analisar, nela, as relações dessa unidade com o embasamento arqueano/paleoproterozóico sobre a qual ela repousa.

O segundo foi determinar, utilizando os métodos de datação Sm-Nd em rocha total (idade modelo), U-Pb convencional em zircão e U-Pb SHRIMP em zircões detríticos, a idade da deposição e a proveniência do material detrítico que alimentou a sedimentação do Grupo Ceará.

Enfim, o terceiro foi analisar as condições metamórficas às quais foram submetidos os sedimentos do Grupo Ceará e as características da deformação neles impressa para interpretar o contexto geodinâmico da orogenia brasileira. Monazitas metamórficas foram datadas pelos métodos U-Pb convencional e U-Pb SHRIMP para definir de maneira precisa a idade desse evento.

2. Localização da área

A região estudada, localizada no centro do Estado do Ceará (NE do Brasil), cobre uma área de aproximadamente 5.500 km². Engloba as cidades de Itatira, Madalena e Boa Viagem (Fig.1-1).

De Fortaleza, o acesso é feito pela BR020, que passa pelas cidades de Madalena e Boa Viagem, num percurso de aproximadamente 250 Km. O acesso

A área apresenta-se na forma de um retângulo alongado na direção NE-SW, limitado pelas seguintes coordenadas UTM (WGS 84): A (420000;9512000), B (469674;9480924), C (415164;9395770) e D (366082;9426616).

1.3 Organização da tese

Após um capítulo introdutório, o capítulo 2, baseado em exemplos e modelos disponíveis na literatura, apresenta um cenário global simplificado para a deformação e o metamorfismo em cadeias de colisão continental. Vários elementos desse cenário puderam ser identificados e aplicados na porção do Domínio Ceará Central estudado nessa tese.

No capítulo 3 é analisado, na forma de uma síntese bibliográfica acrescida de dados novos, o contexto geológico regional da Província Borborema Setentrional e feita uma comparação com a geologia da Província Benin-Nigeria (NW África) que, antes da abertura do Oceano Atlântico, representava a continuação para norte da Província Borborema. Essa síntese foi escrita na forma de

capítulo de livro, aceito para publicação no livro “West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region” a ser publicado pela Geological Society, Londres.

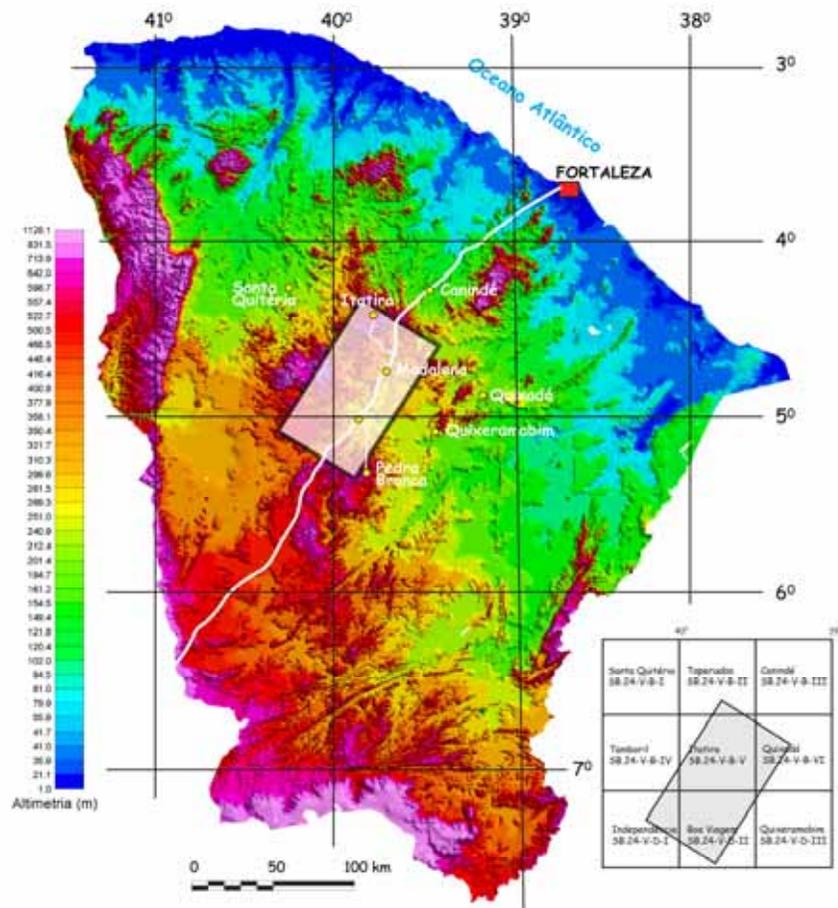


Figura 1-1: Mapa de localização da região mapeada e articulação das folhas topográficas da SUDENE (E - 1:100.000) que englobam a área. Modelo digital de terreno extraído do Mapa Geológico do Ceará, Escala 1:500.000 (Cavalcante et al., 2003)

O capítulo 4, escrito em forma de artigo, foi submetido à revista Precambrian Research. Nele são analisados novos dados geocronológicos Sm-Nd, U-Pb convencional em zircão e U-Pb SHRIMP em zircões detríticos visando elucidar a idade de deposição do Grupo Ceará e determinar as fontes do material detrítico.

A evolução tectono-termal do Grupo Ceará foi analisada, também em forma de artigo, no capítulo 5. Após tradução para o inglês e com algumas modificações, será submetido à periódico internacional indexado (Gondwana Research ou South American Earth Science). Nesse capítulo, além das considerações sobre deformação e metamorfismo, foram datadas monazitas metamórficas utilizando duas metodologias: U-Pb convencional e U-Pb SHRIMP.

O Capítulo 6 agrupa as principais conclusões relativas à evolução do Grupo Ceará, da sua deposição ao seu envolvimento na colisão continental Brasiliana, ao final do Neoproterozóico

2 - CADEIAS DE COLISÃO E METAMORFISMO

É uma regra geral, nas principais cadeias de montanhas, encontrar extensas seqüências de rochas que experimentaram, em regiões profundas da crosta, condições de altas temperaturas e pressões e que, depois, voltaram para a superfície com novas associações mineralógicas características das condições alcançadas no decorrer desta “trajetória”. Este fato pode ser observado tanto em cadeias recentes (Alpes ou Himalaias), como em cadeias antigas (Cadeia Brasileira/Panafricana).

1. Evolução das Cadeias de Colisão

No decorrer da contínua movimentação das placas tectônicas na superfície do globo, oceanos se abrem e oceanos se fecham.

Quando, por completa subducção da sua litosfera, um oceano desaparece, domínios continentais entram em contato. O prosseguimento da convergência leva a espessamento da litosfera que se materializa, na superfície, pela formação de relevos que podem atingir cerca de 10 km: as cadeias de colisão.

A geometria, muito variável, das zonas de convergência, é condicionada por vários parâmetros iniciais que podem ser agrupados em três conjuntos (Choukroune, 1995):

- *parâmetros geométricos*
- *parâmetros cinemáticos*
- *parâmetros mecânicos*

1.1 Parâmetros geométricos

Nestes parâmetros estão incluídos a natureza dos objetos que entram em colisão, a forma dos limites de placas, a existência ou não de margens livres, permitindo extrusão lateral de material, etc.

Vários modelos de colisão são possíveis, em função das características das litosferas envolvidas. Podem envolver uma ou duas zonas de subducção (Fig. 2-1 e 2-2, Moores & Twiss, 1995).

:

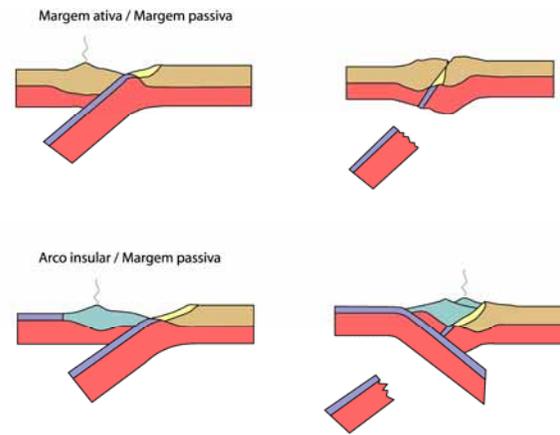


Figura 2-1: No primeiro caso, a colisão envolve duas margens continentais: uma ativa, outra passiva. No segundo caso, a colisão envolve uma margem

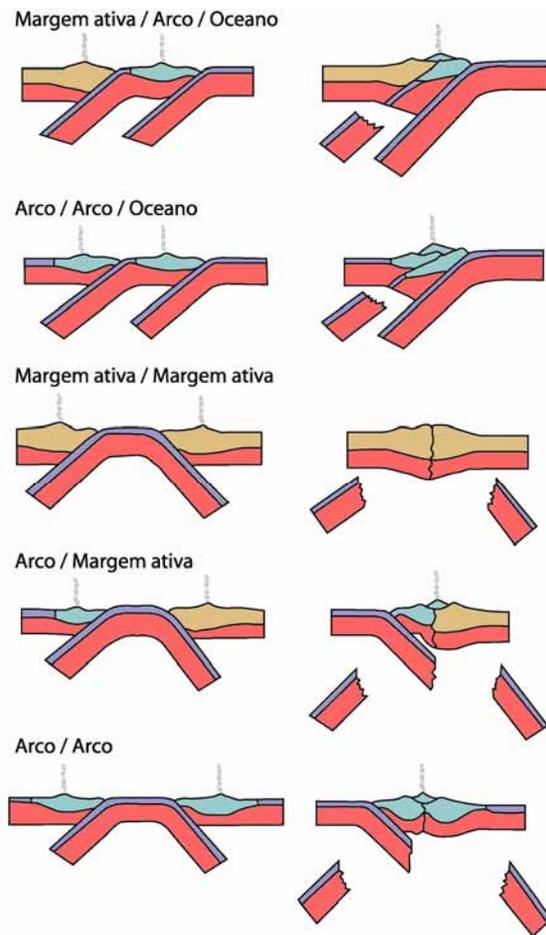


Figura 2-2: Estes exemplos de dupla subducção envolvem colisões arco/margem ativa, arco/arco, margem ativa/margem ativa, arco/margem ativa e arco/arco. Os planos de subducção

Na seqüência deste trabalho, apenas o caso 1 será considerado (colisão continente/continente envolvendo uma margem ativa e uma margem passiva).

Outro aspecto geométrico muito importante na evolução posterior da deformação da cadeia é a forma das margens que entram em colisão. Elas podem ser relativamente lineares ou apresentar protuberâncias, como foi o caso da colisão China/Índia.

1.2 Parâmetros cinemáticos

Eles correspondem à direção e velocidade da convergência.

A colisão pode ser frontal ou oblíqua, com velocidades variando de 1 a 5 cm/ano⁻¹.

1.3 Parâmetros mecânicos

Nestes parâmetros estão incluídas entre outros fatores, a estrutura térmica das unidades envolvidas (inclusive da litosfera oceânica desaparecida) e a existência de anisotropias.

2. Início da colisão e espessamento crustal

Após subdução total da crosta oceânica, as margens passiva e ativa entram em confronto. A margem passiva, atrelada à litosfera oceânica e mais fina, tende a seguir a litosfera oceânica (Fig. 2-3).

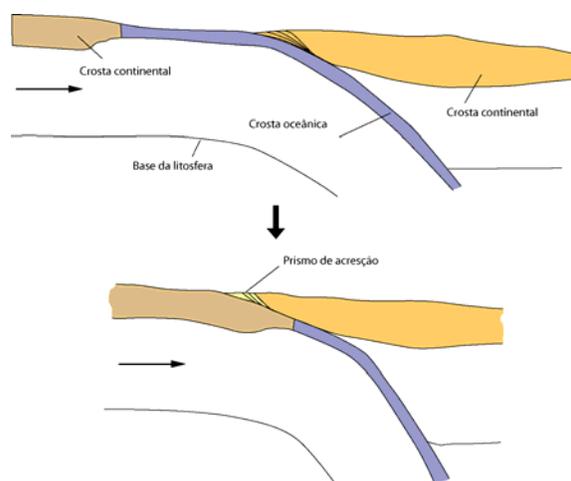


Figura 2-3: Colisão entre margem passiva e margem ativa (Coward, 1994).

Entretanto, por apresentar densidade muito menor do que o manto, a litosfera continental oferece grande resistência à subdução. Enquanto litosferas oceânicas podem descer a mais de 700 km de profundidade, os estudos mais recentes mostram que a litosfera continental não deve ultrapassar muito 150 km (profundidade comprovada pela existência de micro-diamantes em rochas metassedimentares, ver p.ex. Sobolev & Shatsky, 1990. Alguns autores (p. ex. Dobrzhinetska *et al.*, 1996 In Brown, 2001) mencionam profundidades da ordem de 300 km.

No caso de litosferas oceânicas recentes, mais quentes, o mergulho da subdução oceânica é menor e a subdução continental alcança profundidades menores (Fig. 2-4).

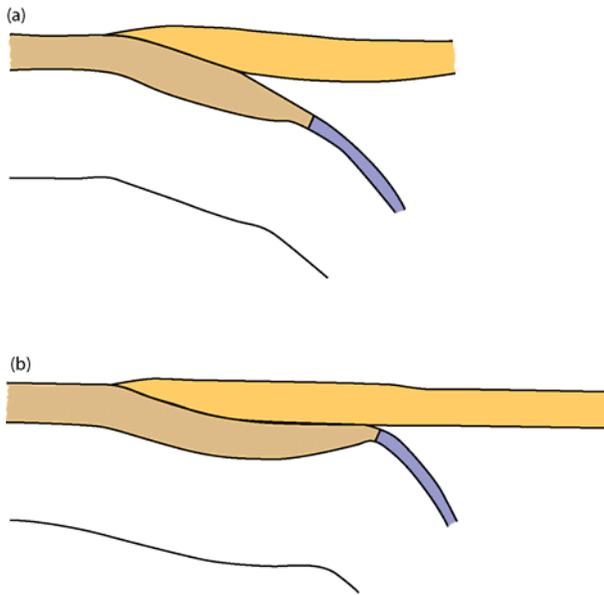


Figura 2-4: No prosseguimento da convergência, a litosfera continental da margem passiva pode, inicialmente, acompanhar a litosfera oceânica (a), no caso de uma litosfera velha e fria, ou pode ficar na base da crosta da margem ativa (b) (Coward.

Chegando numa profundidade tal que o sistema é bloqueado, a parte oceânica se separa e continua a sua descida no manto. A litosfera continental, em total desequilíbrio gravitacional, volta em velocidades altas (em termos geológicos) em direção à superfície, segundo um mecanismo conhecido como “exumação tectônica” (Fig. 2-5)

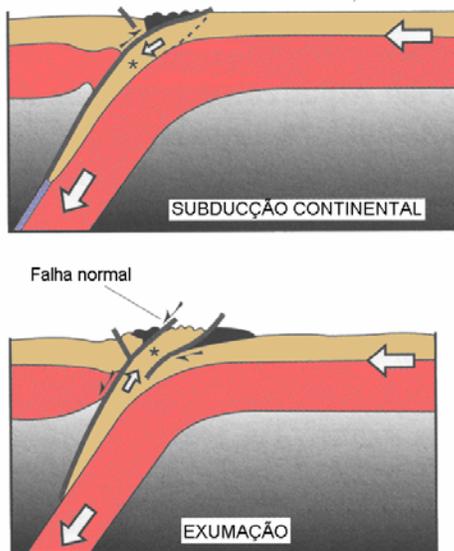


Figura 2-5: Exumação de uma crosta continental que sofreu subducção em grande profundidade

A subducção da litosfera continental da margem passiva provoca espessamento que é acompanhado da formação de cavalgamentos crustais que podem afetar ambas as margens (Fig. 2-6).

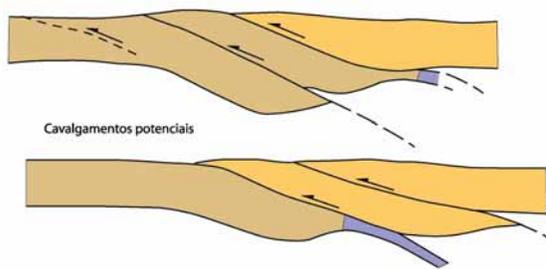


Figura 2-6: Cavalgamento de duas crostas continentais. No primeiro caso, os cavalgamentos se produzem na margem passiva no sentido da

A geometria dos cavalgamentos crustais é complexa e aproveita, em muitos casos, interfaces mecânicas de menor coesão na litosfera acamadada (Choukroune, 1995). Estas interfaces naturais estão representadas na Fig. 2-7.

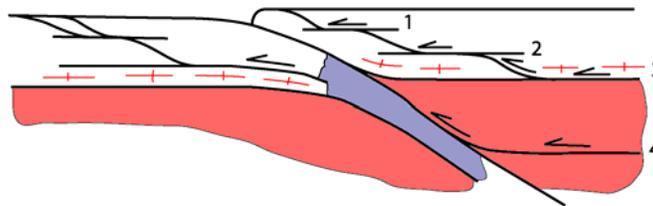


Figura 2-7: Principais níveis favoráveis ao desenvolvimento de cavalgamentos (Choukroune, 1995): (1) limite cobertura/embasamento; (2) limite crosta sísmogênica/crosta dúctil; (3) limite crosta/manto; (4) limite litosfera/astenosfera.

As interfaces podem se unir através de sistemas de rampas e patamares e um descolamento cobertura/embasamento pode ser transferido, por saltos sucessivos, até a base da crosta.

Outras estruturas potencialmente ativadas neste processo são as antigas estruturas extensionais (*detachment*) da margem passiva (Fig.2-8):

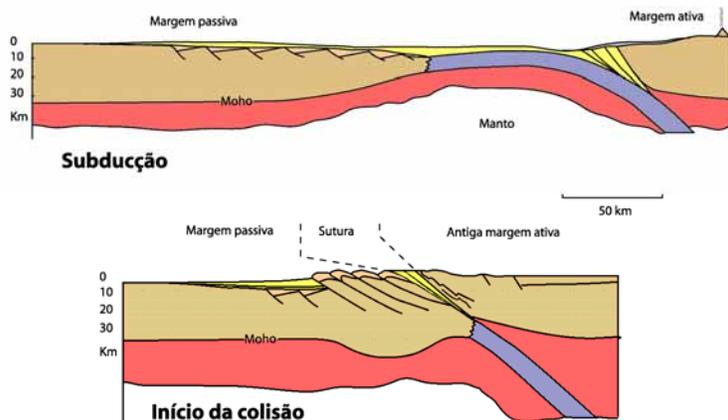


Figura 2-8: Reativação das estruturas extensionais da margem passiva em estruturas contracionais

O efeito imediato do empilhamento de unidades crustais durante a colisão é o espessamento da crosta que pode ser até duplicada (70 km). O equilíbrio isostático desta crosta, no caso extremo

de uma espessura de 70 km, implica na formação de relevo de cerca de 10 km e de raiz de cerca de 30 km, formando a cadeia de colisão.

Como a subducção da litosfera continental é um fenômeno anômalo, ele tende a ser bloqueado e o esforço que seria necessário para continuar a empurrar esta litosfera para o interior do manto se torna superior ao que seria necessário para provocar a ruptura da crosta: novos cisalhamentos litosféricos aparecem, sintéticos em relação à zona de subducção inicial, que provocam migração do domínio espessado e alargamento da cadeia à custa do continente em subducção (Fig. 2-9).

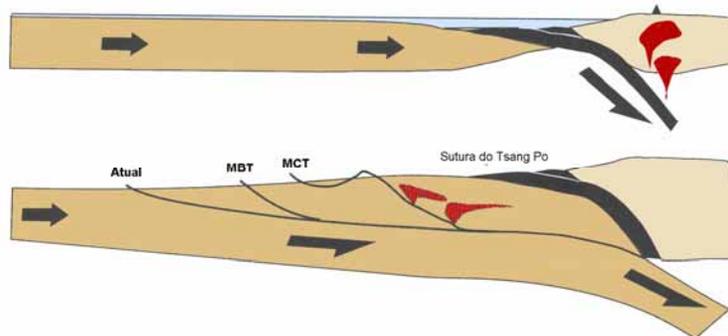


Figura 2-9: Migração dos planos de subducção continental no decorrer da colisão. No início, ela acontece na seqüência da subducção oceânica (sutura do Tsang Pó). Após bloqueio desta, ela migra em direção ao interior da placa indiana. Primeiro se forma o Main Central Thrust (MCT), depois o Main Boundary Thrust (MBT) e, atualmente, o cisalhamento ativo encontra-se mais a sul, no Main Frontal Thrust (MFT) (Burg, 1983 in Jolivet, 1995, simplificado).

Em várias épocas, durante a convergência, fragmentos de crosta oceânica podem ser empurrados sobre a crosta continental, através de um mecanismo conhecido como obducção. Quando preservados durante a colisão, estes restos oceânicos marcam o local da(s) sutura(s). (Fig. 2-10).

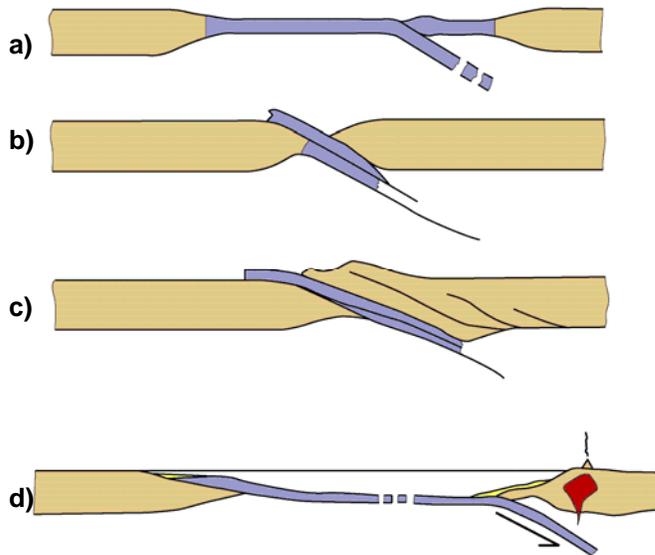


Figura 2-10: Dois tipos de obducção. No primeiro caso, o fragmento de crosta oceânica é parte da crosta oceânica de uma bacia de retro-arco (a,b e c). No segundo caso, é uma porção de crosta oceânica cavalgando a parte afinada

O resultado da colisão é a formação de uma cadeia de arquitetura complexa, caracterizada por intensa deformação dos dois continentes envolvidos. A deformação, inicialmente limitada à região do choque inicial (região da sutura), tende a se espalhar de ambos os lados, podendo afetar áreas imensas.

A figura 2-11 mostra um aspecto possível de tal cadeia.

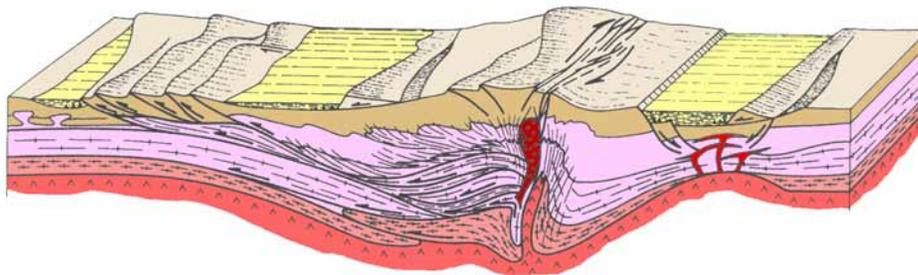


Figura 2-11: Aspecto esquemático de uma cadeia de colisão, ressaltando a importância fundamental dos contatos tectônicos de baixo ângulo (tectônica tangencial) entre as diversas unidades. A zona de subducção, inicialmente de baixo ângulo, foi verticalizada e funciona atualmente como transcorrência. A cadeia não é simétrica e a porção que corresponde à placa em subducção é a mais deformada e a mais larga (segundo Choukroune, 1995).

3. Problema da extrusão lateral

Uma das feições associadas a várias cadeias de colisão antigas ou atuais é a associação comum entre espessamento por grandes cavalgamentos crustais e mega-zonas de transcorrências, afetando essencialmente a margem passiva.

A modelização analógica desta situação levou vários autores (ver p. ex. Tapponnier & Molnar, 1976) a propor modelo de extrusão lateral da matéria: parte do encurtamento da cadeia

seria absorvida pelos cavalgamentos e espessamento, outra parte seria transformada em movimentos laterais, sem espessamento (Fig. 2-12).

Este modelo, que parece se aplicar a várias cadeias de colisão, implica na existência de uma margem livre (zonas de subducção) na lateral do sistema.

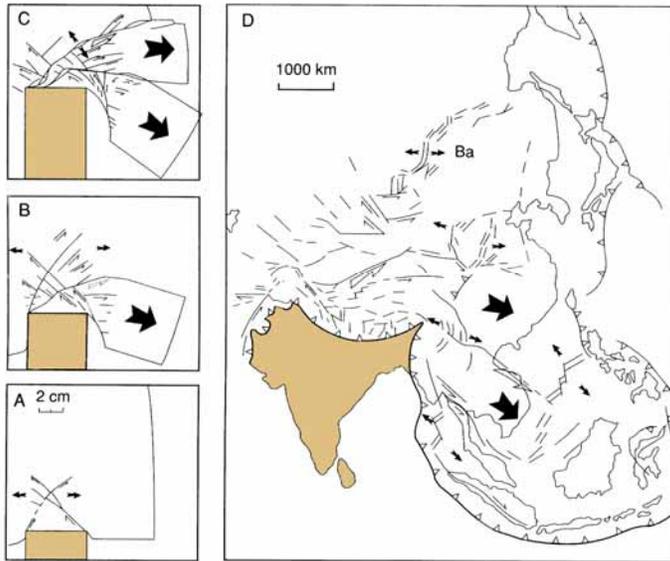


Figura 5-12: Modelo de extrusão lateral para a colisão Índia-

Na realidade, a extrusão lateral não é uma regra absoluta e depende do contexto regional. Os modelos da figura 2-13 mostram duas situações possíveis no caso da penetração rígida de um continente por outro.

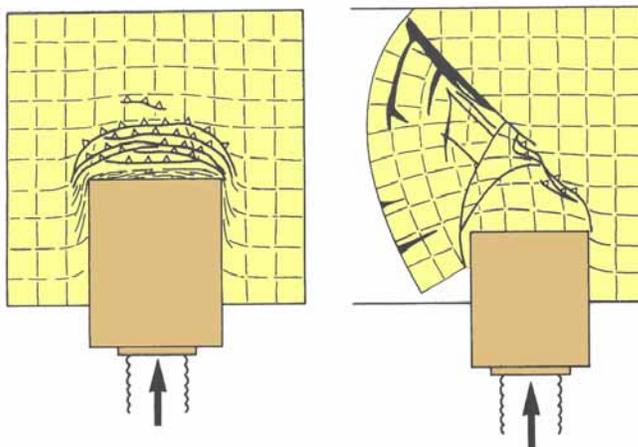


Figura 2-13: Na primeira experiência, não existe borda livre e todo o encurtamento é absorvido por espessamento. A zona deformada e o objeto rígido estão separados do objeto dúctil por

Além das mega-transcorrências, responsáveis por extrusão lateral revezando o espessamento crustal (de maneira geral, é possível mostrar que a extrusão pós-data levemente o

espessamento máximo) e das mega-transcorrências de transferências, este tipo de zonas de cisalhamento pode ser consequência de colisão oblíqua.

4. Extensão nas cadeias de colisão

Apesar da aparente contradição, a extensão crustal é um fenômeno comum em cadeias de colisão. Resulta da instabilidade gravitacional criada pelo espessamento da litosfera continental e se manifesta, de várias maneiras, imediatamente após o início da formação dos relevos.

4.1 Extensão superficial e falhas normais

São estruturas sincrônicas com o soerguimento dos relevos, materializadas por falhas normais relativamente rasas que controlam bacias sedimentares localizadas atrás e na frente da sutura (bacia de *hinterland* ou externas, que não devem ser confundidas com as bacias de *foreland* ou internas, situadas atrás da sutura e geradas em regime compressional, como consequência da sobrecarga provocada pelo empilhamento de *nappes* – estes dois tipos de bacias são conhecidos como bacias molássicas) (Fig. 2-14).

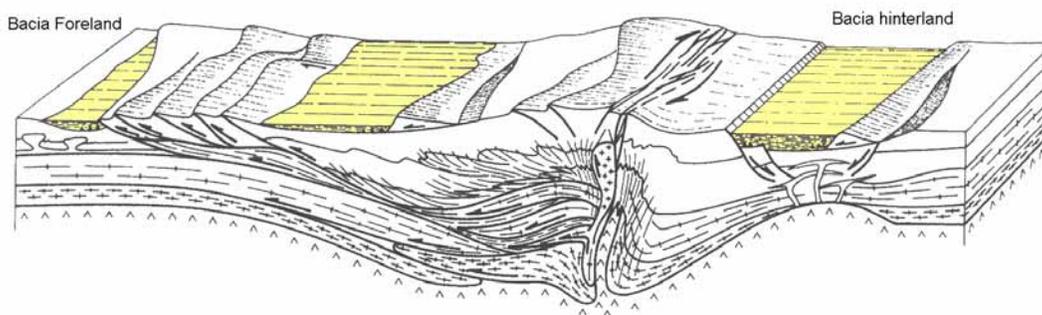


Figura 2-14: Bacias sedimentares geradas no decorrer de colisão (Segundo Choukroune, 1995).

4.2 Reutilização extensional de zonas dúcteis de cavalgamento

Esta situação é clássica em todas as cadeias de colisão e se inicia ainda durante a fase de espessamento: antigos cavalgamentos são ativados em falhas normais dúcteis. O exemplo da Himalaia (Fig. 2-15) mostra bem esta situação.

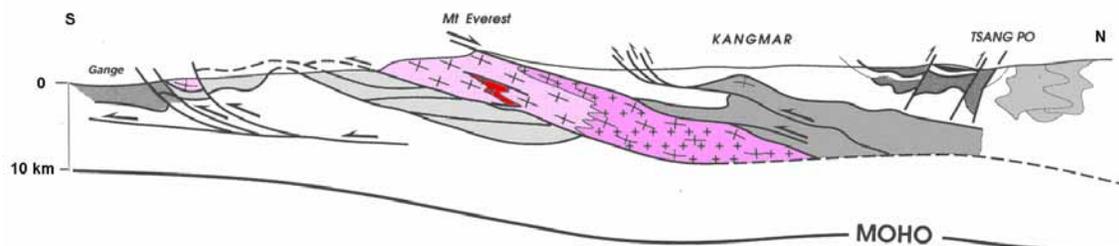


Figura 2-15: Perfil SN da Himalaia mostrando, acima da Laje do Tibet, cisalhamento normal unindo-se, em profundidade, a cavalgamento (MCT) (Burg, 1983 In Jolivet, 1995).

Outro exemplo clássico da extensão sincolisional é representado pelas bacias devonianas da Noruega, desenvolvidas durante a orogênese caledoniana (Fig. 2-16).

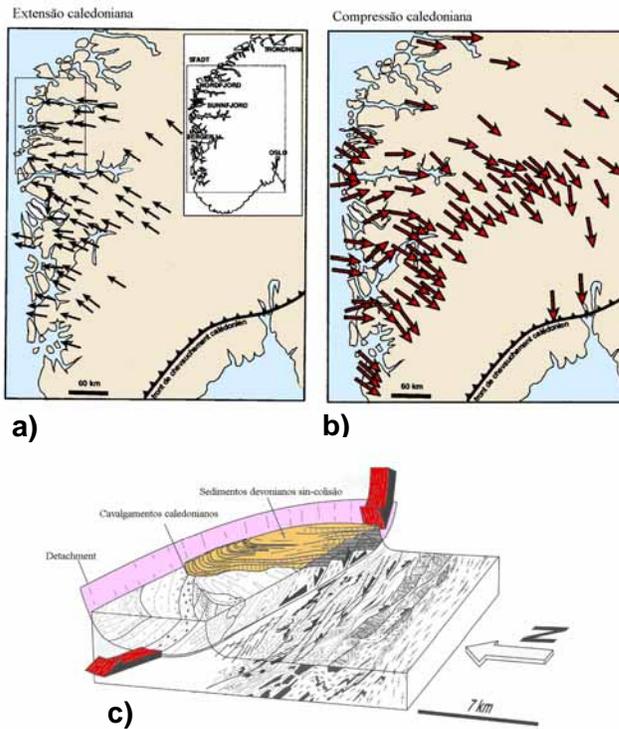


Figura 2-16: Direções de extensão (a) e de compressão (b), quase paralelas, na cadeia caledoniana (Fossen). (c) evolução da extensão das

Enfim, um dos casos mais estudados de extensão em zona espessada é representado pelos *Basin and Range* na costa oeste dos Estados Unidos. Nessa região, cavalgamentos dúcteis sofrem inversão em condições ainda miloníticas e passam a funcionar como *detachments*, expondo núcleos metamórficos (*core complex*) e provocando forte afinamento crustal. (Fig 2-17a, b).

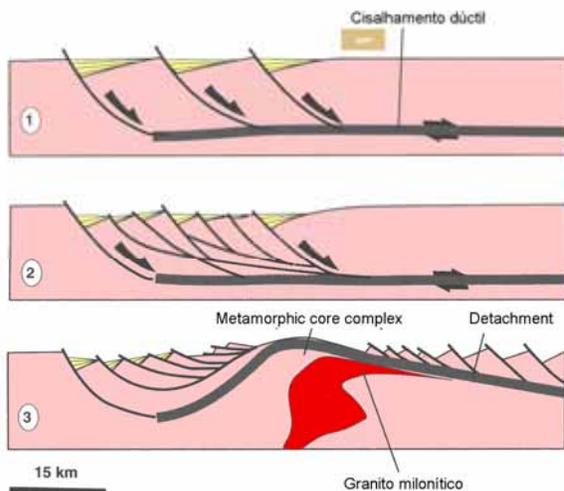


Figura 2-17a: Perfil mostrando a evolução de um “metamorphic core complex” associado a extensão crustal dúctil/frágil

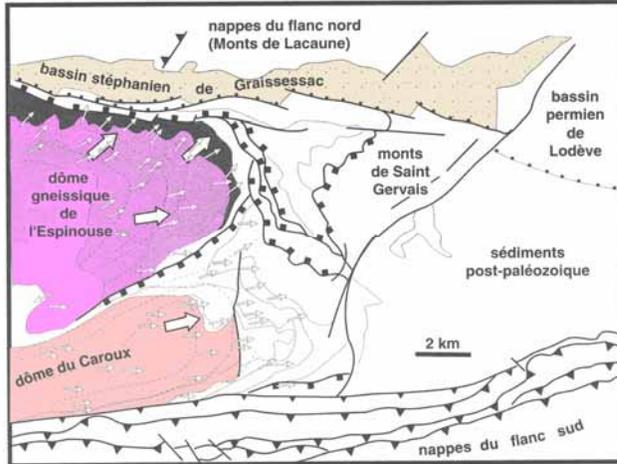


Figura 17b: Mapa mostrando domos gnáissicos (Espinouse e Caroux) exumados por extensão crustal associada à orogênese hercíniana na Montagne Noire, França. As direções de extensão e

A extensão generalizada sin/pós-espessamento, a erosão e o reajustamento isostático concorrem para devolver à litosfera espessada a sua espessura original. O fenômeno é consequência de desequilíbrio gravitacional: o efeito conjugado do peso do relevo e do empuxe de Arquimedes exercido sobre a raiz gera um esforço compressivo vertical que se opõe ao esforço compressivo horizontal e leva ao colapso gravitacional do sistema, cuja velocidade aumenta com o fim da convergência. O colapso é facilitado pelo aquecimento da crosta espessada que diminui sua resistência mecânica (Fig. 2-18).

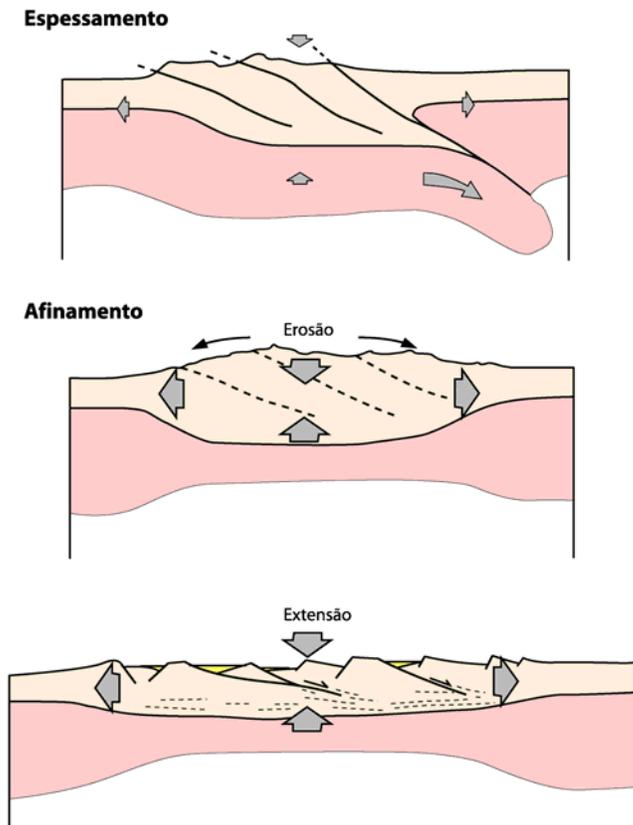


Figura 2-18: Colapso gravitacional de uma cadeia colisional (Malavielle et al)

Certos autores sugerem que o soergimento pode ser acelerado pela separação da raiz litosférica, tornada instável em razão do seu peso (Fig. 2-19). A separação pode provocar aceleração do soergimento e aumento do fluxo térmico, aumentando ainda a temperatura da crosta espessada e contribuindo para diminuição ainda maior de sua resistência mecânica, facilitando ainda mais seu colapso.

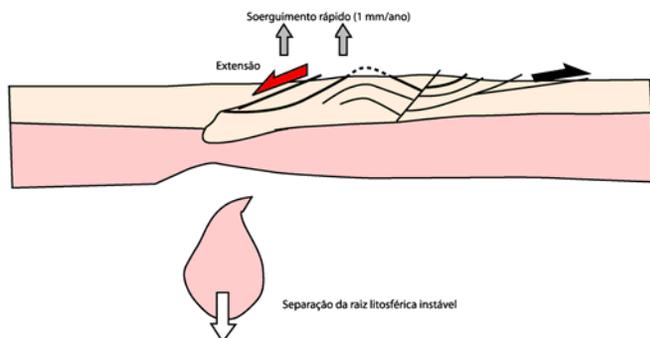


Figura 2-19: Aceleração do processo extensional em consequência da separação da raiz

4.3 Em conclusão

Os domínios caracterizados por colisão experimentam, inicialmente, forte espessamento, em grande parte em consequência da formação de cavalgamentos de escala crustal. A espessura da crosta pode atingir até 70 km e os relevos formados podem alcançar cerca de 10km.

Os relevos são imediatamente atacados pela erosão e por tectônica extensional que tendem a reduzir o desequilíbrio gravitacional gerado pelo relevo. Estes fatores entram em concorrência no balanço geral da orogênese.

Após certo tempo, o aquecimento sofrido pelo domínio espessado provoca mudança na reologia da crosta que tende a desmoronar sob o efeito do seu próprio peso. O colapso da cadeia acontece em regime extensional e se acelera quando as forças tectônicas responsáveis pela convergência se atenuam e desaparecem.

O resultado final da atuação da erosão e da extensão sobre a cadeia é o desaparecimento do relevo e a volta da crosta à sua espessura normal. Isto implica, entre outras coisas, em que rochas que se encontravam em profundidades de 30 ou mais km na parte mais espessada da cadeia vão aparecer na superfície.

5. Perturbações do gradiente térmico em cadeias de colisão

Numa crosta estável por dezenas de milhões de anos se estabelece um gradiente térmico condutivo estável, ou gradiente de equilíbrio. Numa determinada profundidade, uma rocha pode permanecer por um tempo indeterminado nas mesmas condições de temperatura e pressão. Sua associação mineral é estável e se a situação perdurar, ela não deve sofrer transformação metamórfica.

Nas cadeias de colisão a situação é totalmente diversa e vários fatores perturbam o gradiente térmico de equilíbrio e, no caso de perturbações térmicas importantes, mesmo após o desaparecimento da causa da perturbação inicial, a volta a uma geoterma de equilíbrio pode levar dezenas de milhões de anos.

As variações de pressão experimentadas pelas rochas no decorrer da colisão são essencialmente ligadas a variações de profundidades (para menos ou para mais). Já as perturbações térmicas podem ter várias origens.

5.1 Advecção

É o deslocamento de matéria de um domínio de temperatura T_1 para uma região de temperatura T_2 (maior ou menor). Neste caso se enquadram a movimentação de unidades crustais ao longo de cisalhamentos (inversos ou normais) e a ascensão de massas magmáticas que cristalizam em vários níveis da crosta ou que estacionam na base da crosta (*underplating*). Inicialmente, a anomalia térmica provoca distorção das isógradas que, aos

poucos, é eliminada por transferência condutiva. A figura 2-20 mostra, de maneira simplificada, as distorções das isógradas em vários casos de mudanças de profundidade de unidades crustais (Fig. 2-20a) e as mudanças nas isógradas no caso de uma intrusão magmática (Fig. 2-20b). Em termos de metamorfismo regional, a importância do papel da transferência de calor através de intrusões, é polêmico (ver, p.ex., England & Thompson, 1984).

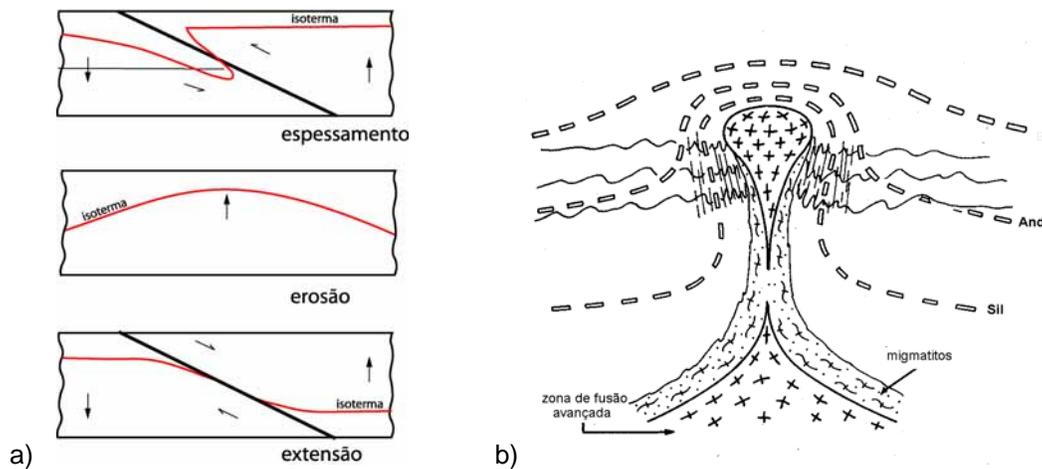


Figura 2-20: Exemplos de perturbação instantânea das isotermas provocada por movimentação vertical de material crustal (a) (Kornprobst, 1994) e das isógradas provocada pela intrusão de granito de derivação crustal (b) (Flood & Vernon, 1978) (In Kornprobst, 1994).

É possível modelizar, por meio de modelos matemáticos, a evolução térmica de um domínio crustal submetido a espessamento em virtude de cavalgamentos. Os modelos mais completos levam também em conta o afinamento pós-orogénico e a erosão. Apesar de não levar em conta todos os parâmetros que controlam o perfil térmico da crosta, os modelos dão uma idéia aproximada da evolução das geotermas.

Apesar de esquemático, o modelo da figura 2-21 permite algumas conclusões:

a) A volta em direção a uma geoterma de equilíbrio, rápida no início, se torna depois muito lenta. Uma geoterma semelhante a V_0 só é alcançada depois de mais de 200 Ma.

b) As maiores temperaturas experimentadas pelas rochas são alcançadas depois das maiores pressões.

c) Entre aproximadamente 0 e 5 Ma, o gradiente térmico sofre inversão: a temperatura, inicialmente crescente com a profundidade, sofre um decréscimo para voltar a aumentar em seguida (isto pode ser melhor observado na figura 2-20, no primeiro exemplo).

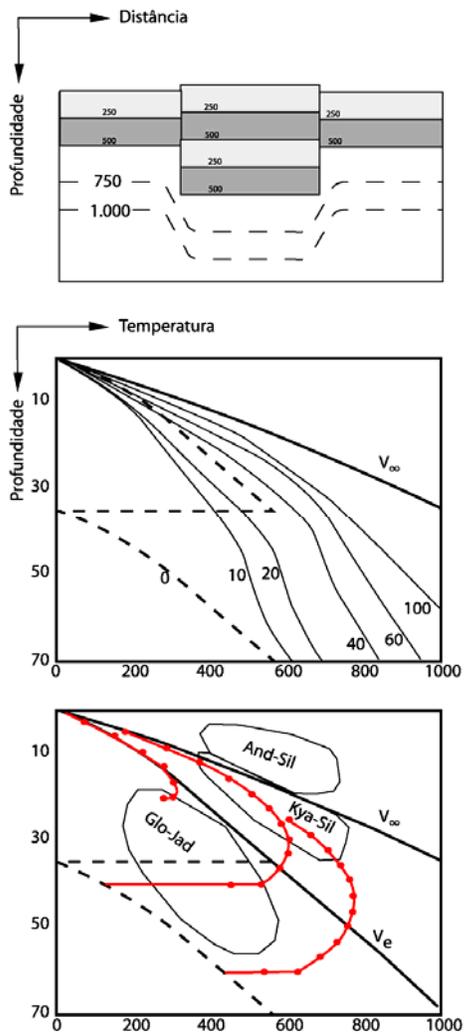


Figura 2-21: Modelização das geotermas no caso da duplicação instantânea da espessura da crosta por meio de cavalgamento. A litosfera não é espessada. V_e e V_4 representam os geotermas iniciais e finais e as curvas vermelhas as trajetórias P-T de partículas localizadas inicialmente

A inversão da isoterma pode levar a uma situação descrita inicialmente (metamorfismo inverso) nos Himalaias abaixo do MCT (cisalhamento que coloca a Laje do Tibet sobre as rochas dos "Midlands") (Fig. 2-22)

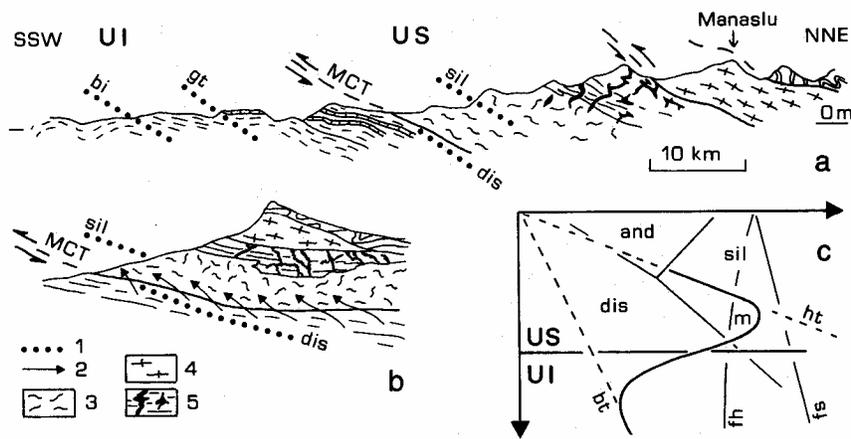


Figura 2-22: Metamorfismo inverso nos Himalaias (Le Fort, 1986 In Kornprobst, 1994)

Pode-se observar na figura 5-22 que as isógradas nos "Midlands" (UI) apresentam posição invertida em relação ao normal (T° crescendo para baixo). A base da Laje do Tibet (US) é caracterizada por intensa migmatização. No caso, a explicação dada ao fenômeno é o chamado "modelo do ferro de engomar" onde uma unidade fria (UI) é introduzida, por infra-cavalcamento, abaixo de uma unidade quente (US). Neste processo, as isotermas e, conseqüentemente, as isógradas são torcidas e adotam aspecto sigmoidal (Fig. 2-23). O cavalcamento é sin-metamórfico.

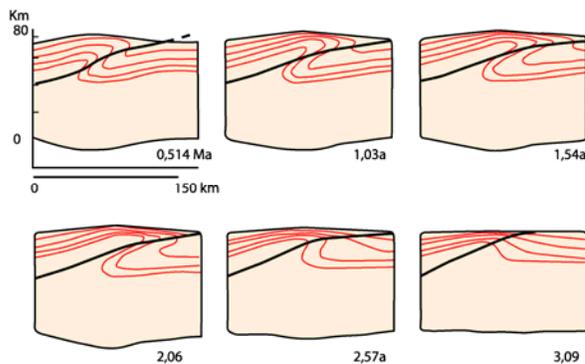


Figura 2-23: Evolução do aspecto das isotermas e, conseqüentemente, das isógradas em função do tempo

O reequilíbrio do gradiente térmico é rápido (em torno de 5 Ma neste modelo) e a conservação, no estado final, da inversão das isógradas é geralmente atribuída a afinamento rápido, impedindo o reequilíbrio convectivo.

Outros modelos podem ser propostos para explicar a inversão aparente do gradiente térmico:

- superposição de uma unidade mais metamórfica sobre uma unidade menos metamórfica. Neste caso, a inversão é apenas aparente uma vez que a sucessão de isógradas na unidade inferior é normal. O cavalcamento é pós-metamórfico.

- transformação de energia mecânica em calor durante a deformação associada ao cavalgamento.

Esta última explicação com certeza não é convincente, porque o calor gerado em cisalhamento dúctil é incapaz de provocar perturbações na escala considerada.

d) Existe uma diferença muito grande entre os graus geotérmicos metamórficos “de campo” determinados a partir das pressões e temperaturas máximas atingidas pelas rochas e o aspecto das geotermas instantâneas: o grau geotérmico determinado a partir das observações de campo não é representativo da estrutura térmica da crosta durante o metamorfismo e nem do caminho P-T instantâneo das rochas (Fig. 2-24).

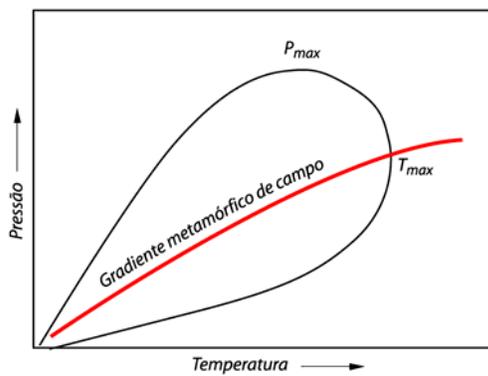


Figura 24: Grau geotérmico metamórfico de campo e trajetória P-T

O modelo de duplicação da crosta através de megacisalhamento que utiliza a descontinuidade de Mohorovicic como superfície de descolamento retrata apenas o comportamento geral da orogênese. Para entender melhor o metamorfismo regional, é necessário levar em conta, entre outras coisas que, no decorrer do tempo, em função do espessamento da crosta e do bloqueio sucessivos dos cisalhamentos crustais (sendo que o primeiro é a própria zona de subducção intracontinental), há migração da orogênese e das zonas experimentando metamorfismo. Novas lâminas crustais são colocadas abaixo das zonas já deformadas. Levando em conta a lentidão do reequilíbrio condutivo na porção já deformada, o perfil térmico do conjunto será ainda mais complexo. Outro fato notável é que, ao longo de todos os cisalhamentos, de escala crustal ou não, instalam-se anomalias térmicas, contribuindo para alterar, em escala menor, o gradiente térmico.

5.2 Convecção

Apesar da crosta não ser convectiva, ao contrário do manto astenosférico, a migração de fluidos (água liberada pelas reações prógradas, p. ex.) pode aquecer níveis mais superficiais por convecção (este sistema não é totalmente convectivo porque parte da água não volta para a base do sistema, podendo, p.ex. ser consumida nas reações metamórficas retrógradas). De outro lado, a fraca permeabilidade das rochas localizadas abaixo de 10 km ou menos limita o papel da convecção

associada a fluidos como mecanismo importante de transferência de calor na escala do metamorfismo regional (England & Thompson, 1984). A figura 2-25 mostra a modificação das isotermas provocada por convecção de fluidos acima de uma intrusão.

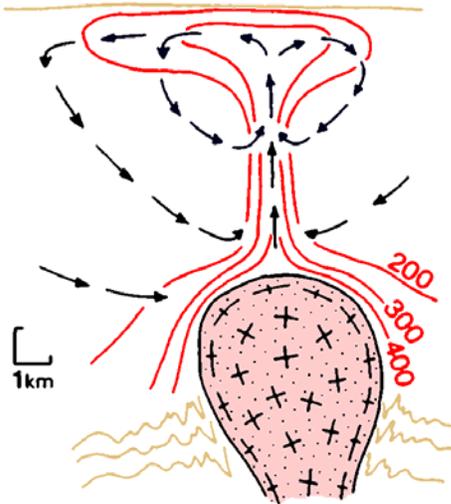


Figura 2-25: perturbação das isotermas acima de uma intrusão em consequência de convecção hidrotermal (Eyre e Henley 1973 In Kornrohst

5.3 Geração local de calor

O espessamento da crosta aumenta a geração de calor de origem radioativa e este suprimento extra de calor tem, com certeza, um papel fundamental tanto no metamorfismo regional como no colapso final da cadeia. Este calor aproxima as isotermas e, conseqüentemente, as isógradas, da superfície.

5.4 Outras fontes

Outras fontes extras de calor são a energia térmica de origem mecânica, ligada à deformação, e a energia liberada pelas reações químicas, mas estas duas fontes não devem ter papel significativo no balanço geral do metamorfismo.

6. Metamorfismo

O metamorfismo é, em primeira aproximação, uma consequência da soma dos fatores que leva à modificação das condições P-T às quais é submetida uma determinada rocha em certo intervalo de tempo. Entretanto, considerando apenas as perturbações das geotermas associados a cada processo acima descrito, as mudanças nos equilíbrios não seriam muito importantes. Na realidade, o fator decisivo no metamorfismo é que unidades crustais inteiras experimentam importantes mudanças relativas de posição crustal, como é o caso, por exemplo, de uma seqüência plataformar exposta numa margem passiva antes da colisão e que, posteriormente, foi levada a grande profundidade (p. ex., 30 km) através de cisalhamentos crustais inversos e, em

seguida, trazida de volta para a superfície através da ação, simultânea ou não, da erosão, da extensão e do reajustamento isostático. A figura 2-26 mostra, de maneira esquemática, o que poderia ser a trajetória física de uma rocha na crosta no decorrer de uma colisão.

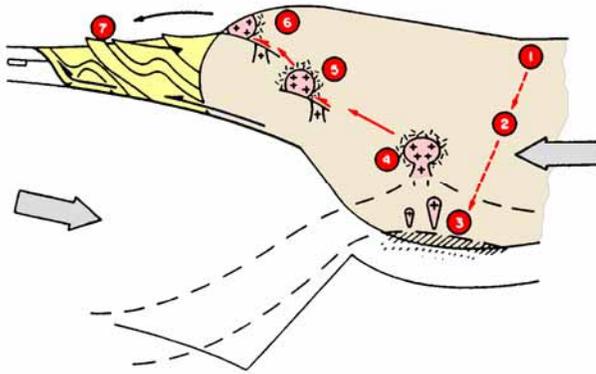


Figura 2-26: Posições idealizadas de uma rocha no decorrer de uma colisão. O ponto 3 representa o pico do

6.1 Espaço Pressão-Temperatura no metamorfismo e caminhos P-T-t

6.1.1 As fácies metamórficas

Para poder descrever as condições metamórficas de uma determinada região da crosta, o espaço Pressão-Temperatura foi subdividido em domínios. Estes domínios são delimitados por reações ou conjunto de reações metamórficas consideradas como fundamentais e características. Cada um destes domínios, ou fácies, recebeu um nome em função de um tipo litológico característico ou de uma associação mineralógica diagnóstica (Fig. 2-27).

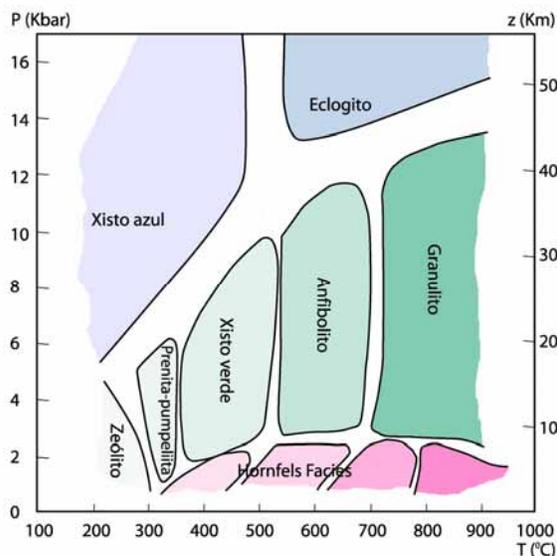


Figura 5-27: Subdivisão do espaço Pressão-Temperatura em fácies metamórficas (Bonin

Em regra geral, as rochas metamórficas coletadas no campo apresentam associação de minerais, ou paragéneses, em equilíbrio que materializa, normalmente, as condições de T_{max} atingidas pela rocha (é o "pico" do metamorfismo). Estas condições são representadas por um ponto no diagrama e a paragénesis da rocha é atribuída a uma fácies específica (p. ex. rocha da fácies anfibolito).

Uma outra maneira de subdividir o espaço P-T do metamorfismo é a confecção de grades metamórficas onde são plotadas as principais reações susceptíveis de acontecer no decorrer do metamorfismo (Fig. 2-28).

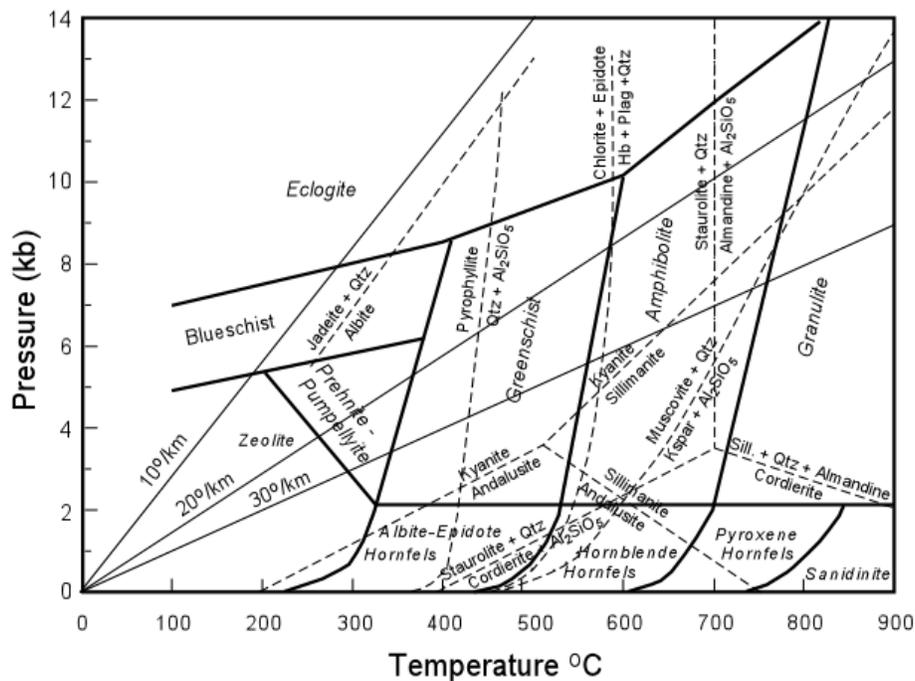


Figura 2-28: Exemplo de grade metamórfica simples. Ao longo das linhas de reação estão anotados os nomes dos minerais que reagem (Spear, 1993).

Na realidade, a quantidade de reações possíveis é enorme e as grades são elaboradas para determinadas categorias de rochas (p.ex., para rochas pelíticas, básicas, etc.)

Os resultados dos trabalhos de campo mostram que é possível, a partir das paragéneses observadas, determinar quatro graus geotérmicos metamórficos de campo básicos, ou tipos de metamorfismo, cruzando estas fácies (Fig. 2-29):

- metamorfismo do tipo Alta Pressão e Ultra-Alta Pressão (1): este metamorfismo é característico das zonas de subducção onde rochas crustais descem até profundidades muito elevadas (> 100 km), mas que, em função da demora no reequilíbrio térmico ligada à baixa condutividade das rochas, experimentam temperaturas não muito elevadas. A volta extremamente rápida em direção à superfície (extrusão) estabiliza paragéneses caracterizadas por pressões extremamente elevadas e temperaturas modestas.

- metamorfismo do tipo Pressão Intermediária (2): neste caso, as pressões são mais elevadas, em relação à temperatura, do que no grau geotérmico médio de equilíbrio de uma crosta estável (E).

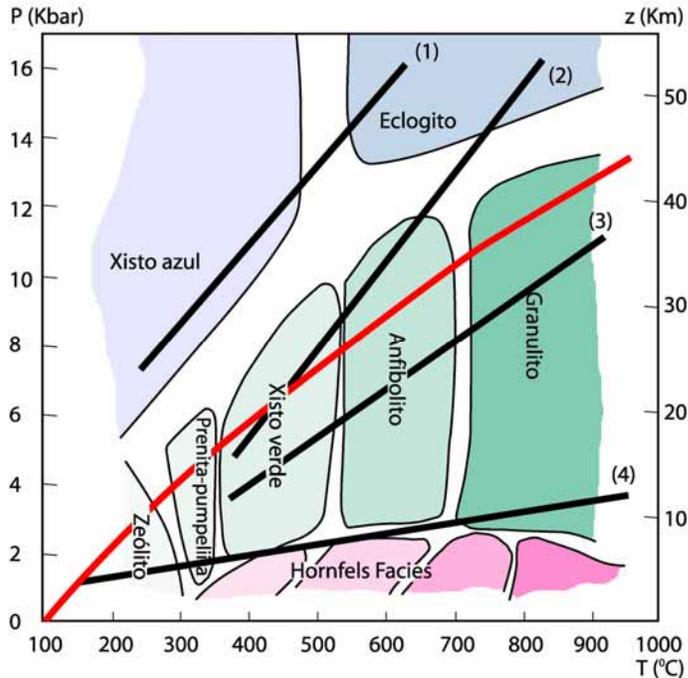


Figura 2-29: Os principais tipos de metamorfismo. Comparação com o ..

- metamorfismo do tipo Baixa Pressão (3): as pressões, para uma mesma temperatura, são mais baixas do que no grau geotérmico médio de equilíbrio de um crosta estável.

- Metamorfismo do tipo Alta Temperatura (4): este metamorfismo corresponde a condições anômalas – as temperaturas muito elevadas associadas a pressões muito baixas exigem um forte aporte extra de calor, característico ou da presença de intrusões magmáticas ou de rápida extensão crustal.

Em muitas cadeias de colisão, o metamorfismo do tipo alta pressão é encontrado na zona de sutura, balizada por rochas de fácies xisto azul a eclogítico. Entretanto, a maior parte dos terrenos metamorfisados são caracterizados por metamorfismo do tipo Pressão Intermediária ou Baixa Pressão, que enquadram o grau geotérmico "normal". Rochas exibindo metamorfismo de alta temperatura são geralmente encontradas em volta dos grandes corpos intrusivos e não apresentam características regionais.

6.1.2 Caminho P-T-t

Como visto acima, o grau metamórfico de campo, caracterizado pelo tipo de metamorfismo, é definido a partir das condições do pico do metamorfismo e não mostra a posição efetiva de uma determinada rocha no espaço P-T no decorrer do tempo, mas apenas a sua posição

num determinado instante. Na figura 2-30, é observado o caminho seguido pelas rochas em vários complexos de subducção comparado com a curva média que caracteriza o metamorfismo de Ultra Alta Pressão. Podemos observar que apenas no caso do Complexo Franciscano tanto o caminho de ida (progrado) como o de volta (retrógrado) seguem aproximadamente uma geoterma.

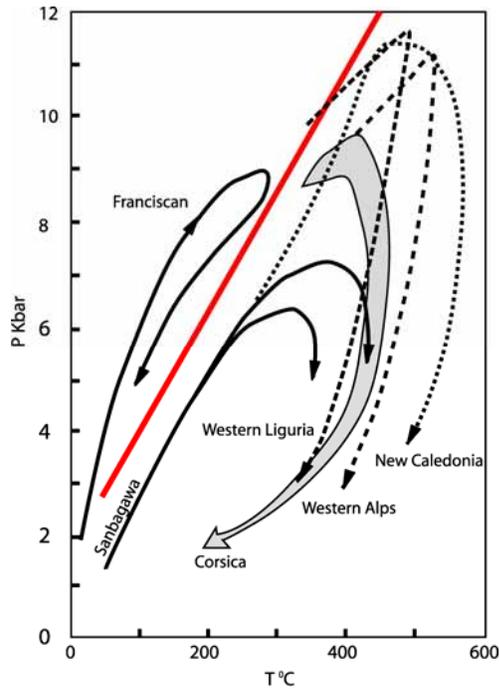


Figura 2-30: Exemplos dos caminhos subducção/extrusão em várias regiões

As condições de pressão e de temperatura a que é submetida uma rocha no decorrer do tempo representam a trajetória do metamorfismo para esta rocha, conhecido como caminho ou trajetória P-T-t. A figura 2-31 mostra o caminho P-T-t de uma rocha que teria saído da superfície ($P = 0$ Kbar, $T = 0^\circ$) no tempo t_0 , que teria passado por condições P_1 - T_1 no tempo t_1 , atingindo pressão máxima P_2 no tempo t_2 , temperatura máxima T_3 no tempo t_3 e que, depois, voltaria para as condições iniciais, com diminuição da temperatura e da pressão, passando pelo ponto P_4 - T_4 no tempo t_4 , chegando de volta à superfície no tempo t_5 .

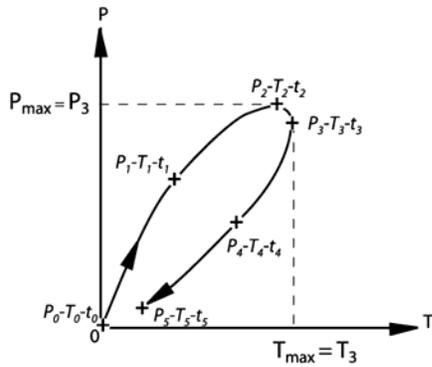


Figura 2-31: Caminho P-T-t.

No exemplo acima, a trajetória descrita é horária, o que se verifica na grande maioria dos casos no metamorfismo associado às zonas de colisão.

Como salientado anteriormente, neste tipo de trajetória a P_{\max} antecede geralmente a T_{\max} . Uma vez atingido a profundidade máxima, a rocha pode experimentar um aquecimento isobárico (estabilização temporária da sua posição crustal, por exemplo, por bloqueio do cavalgamento) ou, se os mecanismos de afinamento crustal entram logo em ação, um aquecimento com diminuição da pressão. Em casos de exumação extremamente rápida (zonas de subducção), é possível ter descompressões quase isotérmicas.

Entretanto a trajetória horária não é uma regra absoluta. O exemplo abaixo (Fig. 2-32), que simula a trajetória P-T-t de uma rocha envolvida em cavalgamento e acima da qual é colocado um complexo magmático de grande dimensão, mostra trajetória anti-horária.

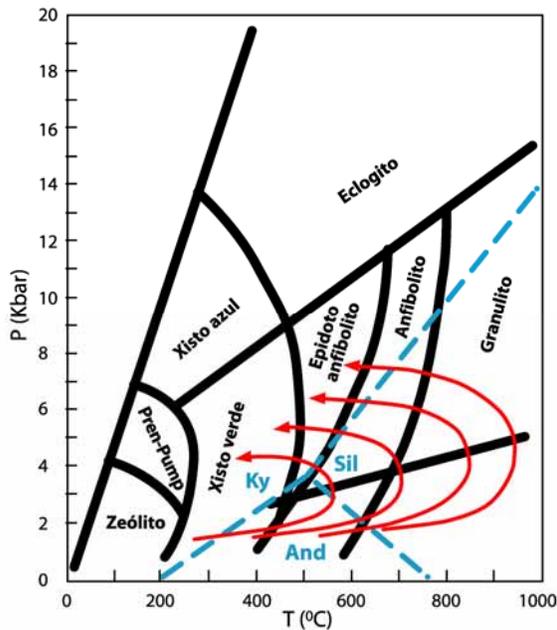


Figura 2-32: Exemplo de trajetória anti-horária.

A forma das trajetórias P-T-t é extremamente variável e caracteriza cada situação tectono-termal individualmente (Fig. 2-33).

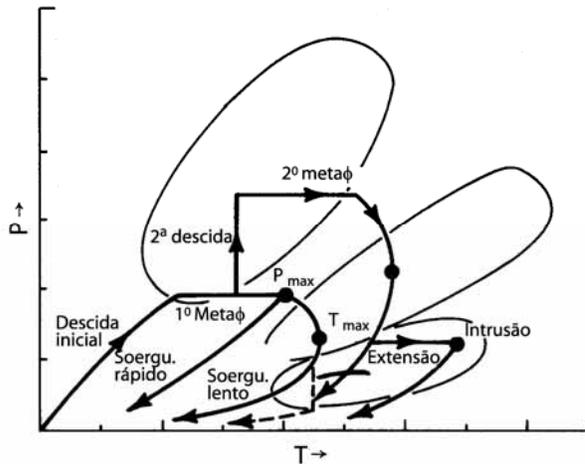


Figura 2-33: Exemplos de trajetória P-T-t caracterizando diferentes evoluções geotérmicas.

É interessante notar (Fig. 2-34) que as trajetórias retrógradas modelizadas no caso de erosão apenas e de erosão acompanhada de extensão são sensivelmente diferentes, a segunda sendo caracterizada por resfriamento mais rápido e com T_{max} menor pouco depois do início da trajetória retrógrada.

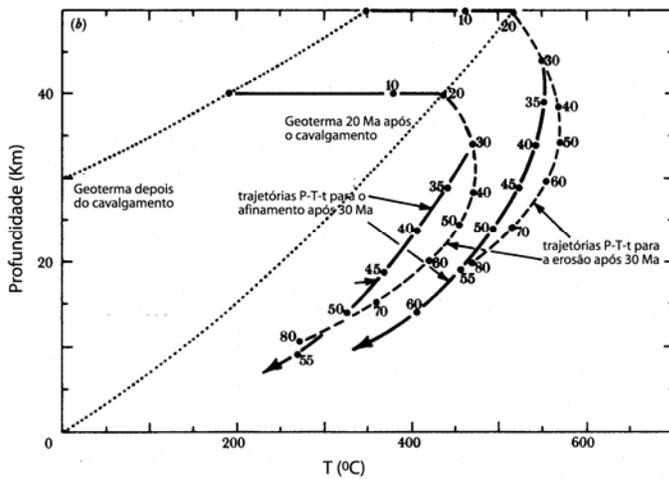


Figura 2-34: Modelo de Trajetória P-T-t de duas rochas localizadas em posição crustal diferente, mostrando a diferença entre curvas retrógradas correspondendo a

As condições P e T de formação dos minerais metamórficos (blastos) podem ser determinadas usando os chamados geotermômetros e geobarômetros, baseados no coeficiente de partição, variável em função da temperatura (termômetro) ou da pressão (barômetro) de determinados elementos entre dois minerais. É o caso, por exemplo, da troca permanente de Fe e Mg nos cristais de biotita e granada em equilíbrio no termômetro granada-biotita e o coeficiente de partição de Ca entre granada e plagioclásio em rochas com excesso de quartzo no barômetro granada-plagioclásio. Grande número de geotermobarômetros pode ser usada, em função da mineralogia das rochas encontradas e das condições P-T. A calibração dos mesmos é feita com base em experimentos de laboratório e a partir de complexos cálculos termodinâmicos. Infelizmente, a margem de erro, em grande parte ligada à complexidade dos

fatores em jogo nas reações metamórficas, é muito grande (é possível admitir que a pressão é determinada com precisão de $\pm 1,5$ kbar e a temperatura com $\pm 50^\circ$ C). Recentemente foram desenvolvidas técnicas refinadas para avaliar com grande precisão não as condições P e T de uma rocha, mas diferenças de P-T entre várias rochas (ver, p ex., Fraser *et al.*, 2000). Estas técnicas permitem acurada comparação entre histórias térmicas de rochas diferentes.

A reconstituição dos caminhos P-T-t é uma operação complexa porque, na maioria dos casos, a única informação óbvia disponível é a paragênese que caracteriza o pico do metamorfismo: as paragêneses que, eventualmente, se formaram no caminho progrado foram desestabilizadas na fase de pico metamórfico e, no caminho retrógrado, é comum uma volta sem que aconteçam reações de equilíbrio (ou porque falta a água, necessária para a formação de minerais mais hidratados ou para catalisar reações "secas", ou porque a volta é rápida demais para que as reações retrógradadas aconteçam). Entretanto, os petrógrafos dispõem de alguns elementos para tentar reconstituir, pelo menos em parte, estas trajetórias:

- elementos pertencentes ao caminho progrado às vezes subsistem na forma de inclusões em blastos ou porfiroblastos formados no pico do metamorfismo (p. ex., biotita ou cianita em gnaisses com sillimanita) ou na forma de minerais metaestáveis (é comum encontrar cianita em rochas que já entraram no campo da sillimanita).

- o crescimento dos minerais é lento e, ao longo deste crescimento, mudam as condições do metamorfismo. Isto pode se traduzir por mudança, do centro dos minerais para a sua periferia, das composições (caso comum de granadae zonadae). Esta mudança progressiva é aproveitada para calcular equilíbrios sucessivos.

- porções de rochas podem ser, em certas condições, preservadas apesar de recristalizações posteriores generalizadas (é o caso comum de boudins anidros de eclogitos ou de xistos azuis preservados em rochas de fácies anfíbolito ou xisto verde). Pelo contrário, domínios com acesso a água (zonas de cisalhamento, p. ex) podem mostrar o caminho retrógrado mesmo quando as associações de pico metamórfico são bem preservadas na rocha encaixante.

- inclusões fluidas em minerais metamórficos fornecem informações sobre a composição e a temperatura da fase fluida quando ela foi incorporada no mineral.

Geralmente, a posição dos pontos em relação ao tempo é conhecida apenas de maneira relativa, mas, cada vez mais, os vários métodos da geocronologia permitem ter uma idéia relativamente precisa da cronologia absoluta da fase pós-pico do metamorfismo

O conhecimento da idade das rochas quando elas passam pela temperatura de fechamento dos seus minerais possibilita a determinação da evolução do seu resfriamento. Combinando esta

informação com a parte retrógrada da curva P-T, é possível estabelecer a história térmica da exumação das rochas envolvidas numa colisão.

6.2 Metamorfismo nas Cadeias de Colisão

Os diferentes fatores em jogo nas cadeias de colisão, desde a natureza das placas em confronto, a geometria inicial da convergência, etc., fazem com que o resultado final retrate evoluções muito diferentes de uma região para outra e, provavelmente, de uma época para outra. A evolução das cadeias arqueanas e, possivelmente, proterozóicas, deve ter apresentado parâmetros diferentes das cadeias mais modernas. Seria ilusório tentar, por meio de modelo unificado, descrever todos os aspectos tectono-termiais de todas as cadeias. Entretanto, algumas linhas gerais podem ser destacadas e situações tipo se repetem de cadeia para cadeia.

6.2.1 Metamorfismo de alta ou ultra-alta pressão

É, às vezes, chamado metamorfismo de tipo alpino e é documentado na maior parte das cadeias paleozóicas e em muitos orógenos proterozóicos.

Todas as cadeias de colisão apresentam em comum o fato de que um oceano, que separava as massas continentais, desapareceu por subducção, permitindo o confronto direto.

É admitido que a crosta continental atrelada à litosfera oceânica em subducção segue inicialmente trajetória descendente, experimentando subducção continental. Esta subducção é dificultada pela baixa densidade da crosta continental em relação ao manto, o que provoca bloqueio e a separação das litosferas oceânica, que prossegue manto adentro, e continental.

Durante a descida, a pressão experimentada pelas rochas crustais aumenta até valores que podem, em certos casos, ultrapassar 30 Kbar (presença de coesita – figura 2-35 - e de microdiamantes metamórficos p.ex.). Entretanto, a baixa condutividade térmica mantém estas rochas em temperaturas baixas (no domínio Franciscano, Fig. 2-30, o pico do metamorfismo se deu em pressões de 9 kbar e temperaturas de pouco mais de 250°C enquanto que, num grau geotérmico normal a temperatura correspondendo a esta pressão deveria ser da ordem de 600°).

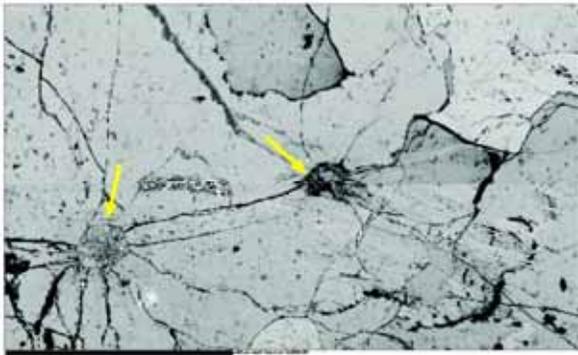


Figura 2-35: Inclusões de coesita em cristal de granada. Apenas a parte central do cristal situado a direito permanece na forma de coesita, o resto se reestabilizou na forma de quartzo. As fraturas em torno da coesita

Provavelmente em razão da sua flutuabilidade (*buoyancy*), implicando em forte empuxe por parte do manto, as rochas crustais voltam em direção à superfície, sofrendo decompressão. Em certos casos (Franciscano, Fig. 2-30), a decompressão é acompanhada de imediata diminuição de temperatura, a trajetória retrógrada permanecendo ao longo do gradiente de alta pressão (gradiente franciscano): isto pode ser explicado por exumação relativamente lenta, permitindo reequilíbrio condutivo das rochas com as suas encaixantes. Em outros casos, o aquecimento da rocha continua durante a decompressão (Corsica, Western Alps, Fig. 2-30), o que implica em exumação rápida, que pode ser acelerada pela erosão e extensão crustal (gradiente sanbagawa). Neste caso, a trajetória retrógrada pode cruzar as fácies anfíbolito e xisto verde ou apenas a última.

Outro modelo para explicar o metamorfismo de alta pressão seria o hiper espessamento da crosta continental cavalgante, formando espesso edifício de *nappes* (Fig. 2-36). Este processo, conhecido como acreção tectônica, se inicia na fase de subducção oceânica e, ao contrário do modelo anterior, afeta a placa cavalgante.

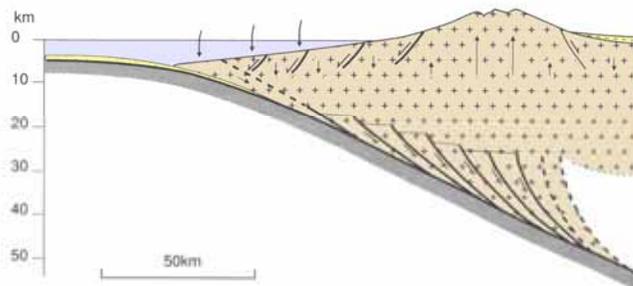


Figura 2-36: Espessamento crustal por acreção tectônica acima de uma zona de subducção (neste caso a

A espessura da crosta continental poderia atingir mais de 100 km. Mais uma vez, é necessário imaginar processo rápido de exumação para preservar as associações mineralógicas de alta pressão e é possivelmente esta espessura crustal exagerada, transitória, que, em razão da instabilidade gravitacional criada, poderia provocar ou acelerar o colapso passivo ou a destruição ativa da cadeia, expondo as rochas de alta pressão. Uma das maiores dificuldades relativas a este modelo é que nunca foram determinadas, nas cadeias atualmente ativas, crostas com tais espessuras.

Grande parte do metamorfismo progrado se processa na fácies Xisto Azul, podendo atingir condições da Fácies Eclogito (Fig. 2-29 e 2-37).

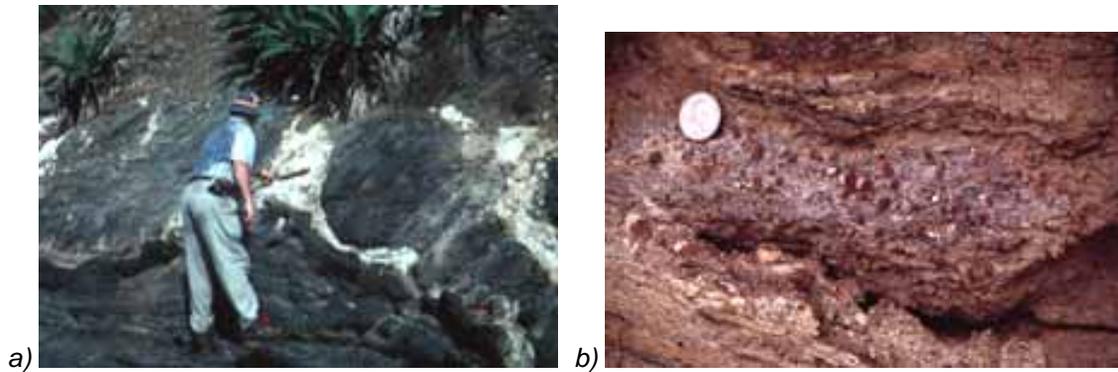


Figura 2-37: Boudins de eclogitos básicos (a) e metapelíticos (b) em matriz retromórfica (white schists.)

6.2.2 Metamorfismo de Pressão Intermediária e Baixa Pressão

Trata-se dos tipos conhecidos respectivamente como Barroviano (ou Dalradian) e Buchan (ou Abukuma).

Ao contrário do metamorfismo de alta pressão, cuja distribuição espacial é limitada, geralmente, às zona(s) de sutura, os metamorfismos de pressão intermediária e baixa pressão afetam a maior parte do volume da crosta espessada. São a consequência de uma conjunção de fatores (deslocamentos verticais das unidades litológicas por meio de cavalgamentos, erosão e extensão crustal acompanhados de reajustamento isostático; geração extra de calor radioativo como consequência da duplicação da crosta continental; migração vertical de massas de material magmático quente, de origem mantélica ou crustal; calor de origem mecânica associado à deformação das rochas). A figura 2-38 mostra, no caso do sul da Himalaia (Placa Indiana), a extensão dos terrenos metamorfisados na colisão.

Os gradientes barroviano e buchan cruzam o espaço P-T respectivamente um pouco acima e um pouco abaixo do grau geotérmico normal (Fig. 2-28). Ambos atravessam as fácies zeólita, prehnita-pumpeliita, xisto verde e anfíbolito, mas enquanto o gradiente barroviano entra na Fácies eclogito de Alta Temperatura, o gradiente buchan passa, em condições de T elevada, para a fácies granulito.

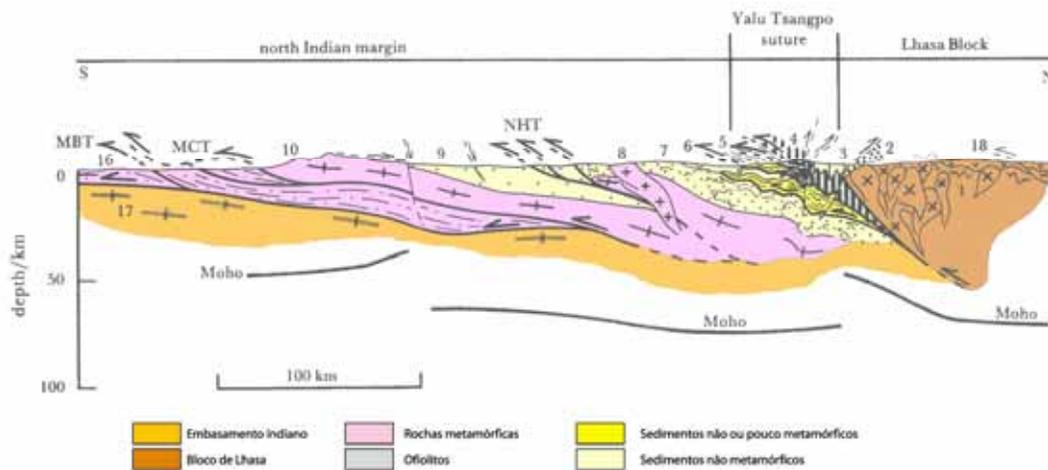


Figura 38: Os domínios metamórficos ao sul dos Himalaias (Burg et al., 1987)

Rochas das fácies zeólita a xisto verde são características das porções marginais dos orógenos: sedimentos epi-metamórficos dos ante-países e cinturões ardorianos e xistosos externos e podem afetar os próprios sedimentos sin-colisionais (bacias molássicas foreland). As rochas de fácies anfíbolito e granulito correspondem à parte interna, a mais espessada. São geradas em profundidade superiores a 10 km para a fácies anfíbolito e profundidade geralmente superiores a 30 km para os granulitos, embora existam granulitos de alta temperatura correspondendo a profundidades menores, associados ao gradiente alta temperatura, mais característico do metamorfismo de contato. As rochas da fácies anfíbolito constituem a crosta intermediária e as rochas da fácies granulito constituem a crosta profunda. Estas rochas são geralmente extremamente deformadas e intensamente foliadas e dobradas. Extensos cisalhamentos de baixo ângulo colocam frequentemente em contato unidades (*nappes*) de proveniências diversas. Iniciados em condições crustais profundas, estes cisalhamentos continuam muitas vezes a funcionar em condições mais rasas, pós-metamórficas, colocando em contato unidades com graus metamórficos diferentes, provocando aparentes inversões. Nos orógenos caracterizados por tectônica de extrusão lateral é geralmente pouco tempo depois do pico do metamorfismo que começam a funcionar as mega-transcorrências. Normalmente, não contribuem para o metamorfismo geral, uma vez que provocam espessamento limitado (em caso de transpressão). Em certos casos, por favorecer a colocação de granitos, é possível imaginar certo aporte de calor nestas zonas, mas esta contribuição não tem valor regional e pode ser enquadrada nas condições do metamorfismo de contato.

3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa.

M.H. Arthaud^a, R. Caby^b, R.A. Fuck^c, E.L. Dantas^c, C.V. Parente^a

^a Departamento de Geologia, Univ. Federal do Ceará, Ce, Brazil
michel.h@terra.com.br

^b Laboratoire de Tectonophysique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France

^c Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - DF - Brazil

Abstract

The Borborema and Benin–Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa, respectively, are key areas in the amalgamation of West Gondwana by continental collision, recorded by the Brasiliano and Pan-African orogenies. Both provinces are underlain by a complex basement. Nigeria has c. 3.05 Ga Archaean crust but no known Palaeoproterozoic rocks older than 2.0 Ga; in NE Brazil, Archaean rocks with ages of 2.6–3.5 Ga form small cores within Palaeoproterozoic gneiss terrains affected by plutonism at c. 2.17 Ga. Both regions exhibit Late Palaeoproterozoic (c. 1.8 Ga) rift-related magmatism and metasedimentary sequences overlying the basement. The Seridó Group of NE Brazil (< 0.65 Ga), is similar to the Igarra Sequence in SW Nigeria. The Ceará Group, which may date back to c. 0.85 Ga, is a passive margin deposit on crust thinned during initiation of an oceanic domain. In both provinces, basement and sedimentary cover were involved in a tangential tectonics that resulted in crust-thickening by nappe-stacking associated with closure of this ocean. Frontal collision between c. 0.66 and 0.60 Ga later evolved to an oblique collision, generating N–S continental strike-slip shear zones at c. 0.59 Ga. In NE Brazil, the main Pan-African suture is probably buried beneath the Parnaíba Basin. The Transbrasiliano Lineament, interpreted as the prolongation of the Kandi–4°50 Lineament in Hoggar, may represent a cryptic suture.

1. Introduction

Opening of the Atlantic Ocean in the Mesozoic led to the break-up of Pangea (and West Gondwana) and the consequent individualization of the South America and Africa continents, each one containing part of the Brasiliano/Pan-African fold belt.

The Borborema Province (Almeida et al. 1981) in northeastern Brazil (Fig. 1) was built during the Brasiliano/Pan-African orogeny, as the result of convergence and final collision of the São Luis–West Africa and São Francisco–Congo cratons, in the context of West Gondwana amalgamation. The present structural framework of the province (Fig. 2) dates from the end of the Brasiliano/Pan-African orogeny, forming a mosaic of independent domains juxtaposed along large crustal-scale shear zones (Vauchez et al. 1995) in a continental-scale collage (Van Schmus et al. 1998).

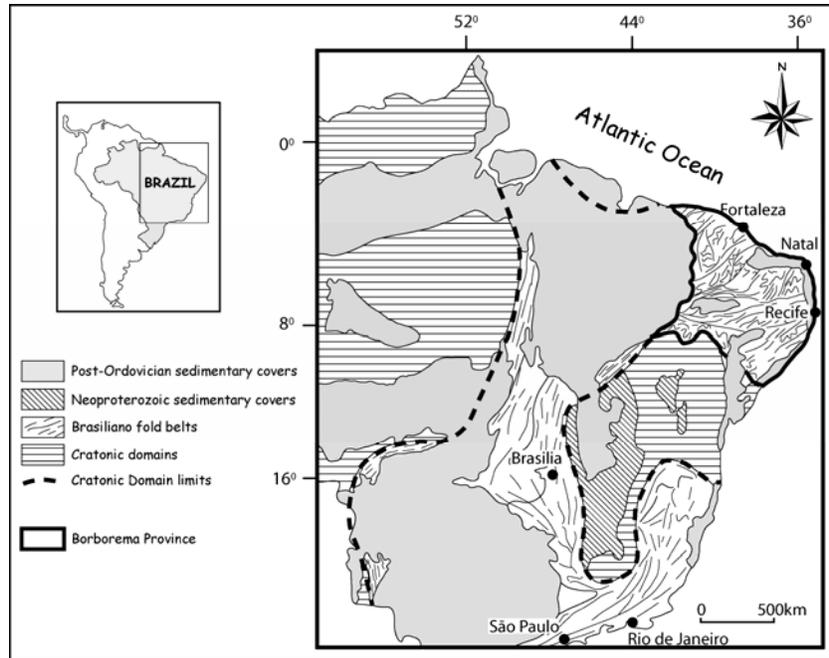


Figure 1. The Borborema Province in NE Brazil (Schobbenhaus & Campos 1984)

Since the first attempts to reconstruct West Gondwana, the similarity of geological features between northeast Brazil and northwest Africa were used to argue for the juxtaposition of the two continents. However, there is still much uncertainty, and correlation between the two domains remains imprecise (Brito Neves *et al.* 2002b). The northern part of the Borborema Province, north of the Patos Lineament, and the Benin–Nigeria province are the key for correlation between the continents (Fig. 2). Integration of recent geological and geochronological data allows reevaluation the geological framework of the two provinces and provides new insights for the correlation between the two provinces.

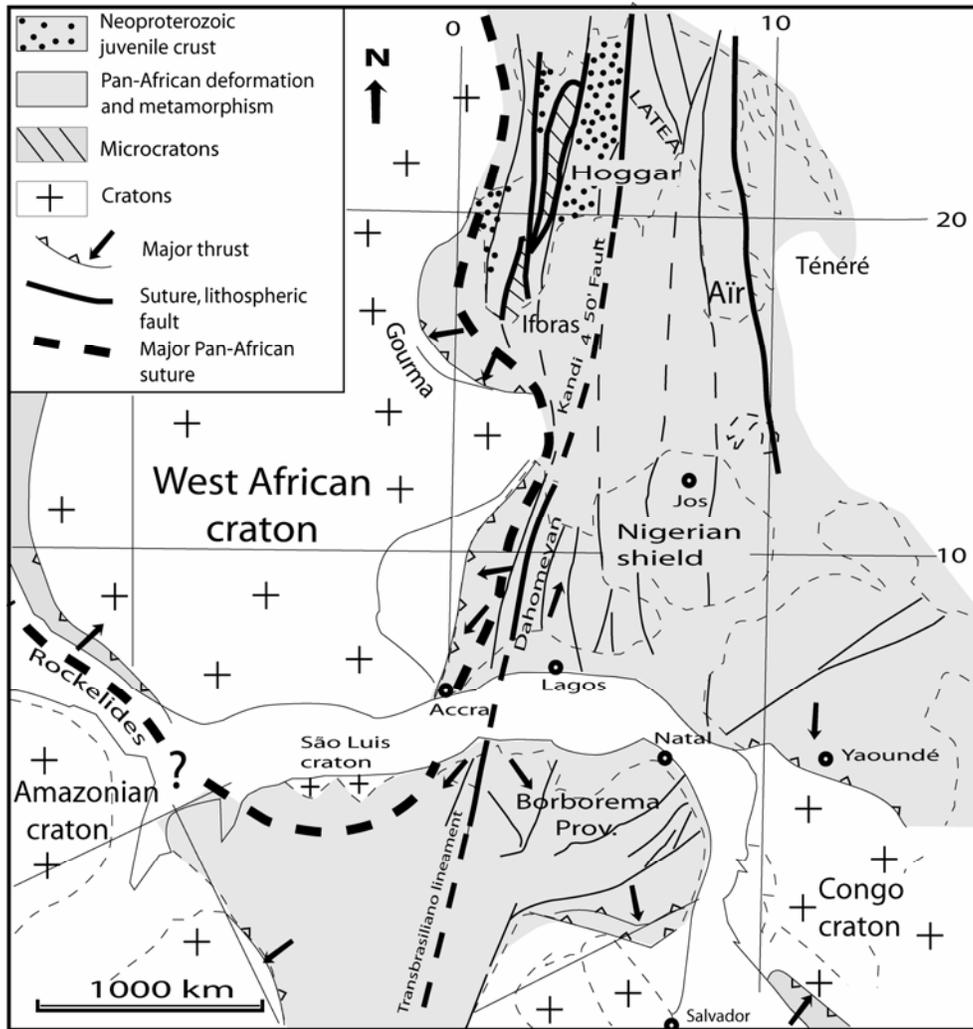


Figure 2. Pre-drift reconstruction of NE Brazil and NW Africa in late Neoproterozoic and early Paleozoic time (adapted from Caby 1989).

2. Summary of the Precambrian geology of the northern Borborema Province

The northern part of the Borborema Province is limited by the Atlantic Ocean to the north and east, the Parnaíba Basin to the west, and by the Patos Lineament to the south (Fig. 3). In this summary we do not deal with the Northwest Ceará Domain, which is discussed in detail by Santos et al. (2008). More than 80% of the northern Borborema Province comprises Precambrian metamorphic rocks, with ages ranging from Palaeoarchaeon to Neoproterozoic.

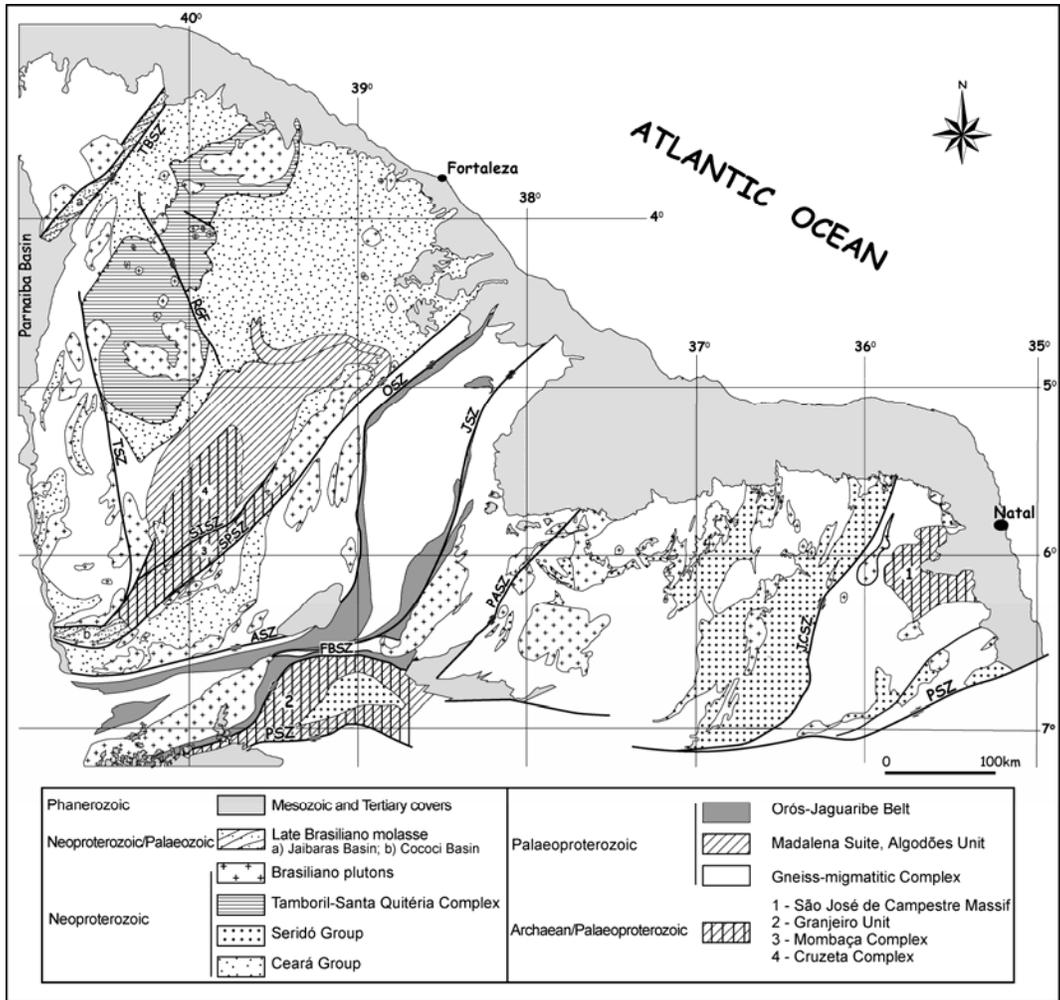


Figure 3 Simplified geological map of the northern part of the Borborema Province. Main shear zones: TBSZ, Tansbrasiliano (Sobral–Pedro II); TSZ, Tauá; SISZ, Sabonete–Inharé; SPSZ, Senador Pompeu; OSZ, Orós; JSZ, Jaguaribe; PASZ, Portalegre; JCSZ, João Câmara; ASZ, Aiuába; FBSZ, Farias Brito; PSZ, Patos. RGF, Rio Groaíras fault. Modified from Mont’Alverne et al. (1998), Cavalcante (1999), Cavalcante et al. (2003), Van Schmus et al. (2003), Dantas et al. (2004) and Arthaud (2005).

3.1 Archaean record

Archaean rocks have been identified in four areas:

The São José do Campestre Massif, in the eastern part of the province, close to Natal (Fig. 3), is the oldest continental crust segment in South America. Calc-alkaline rocks recording 3.45 Ga U–Pb zircon ages are derived from an older sialic crust (T_{DM} model ages of 3.77 Ga, Dantas et al. 2004), but U–Pb and Sm–Nd data also reveal the existence of a juvenile crustal segment dated at 3.3 Ga (Dantas et al. 2004). Different events of trondhjemitic magmatism at 3.25 and 3.18 Ga characterize repeated recycling/reworking events and the growth of juvenile crust. Archaean

metamorphic events in amphibolite facies with migmatization are recorded by U–Pb zircon and monazite ages in different rock units of the complex. Syenogranite dated at 2.7 Ga represents the youngest and most evolved plutonic unit of this Archaean nucleus. The São José do Campestre massif is surrounded by Palaeoproterozoic gneisses and was affected by Palaeoproterozoic magmatism and tectonism. The complex and protracted evolution of this massif suggests that it may represent a detached fragment of a larger Archaean cratonic mass.

The *Granjeiro Unit* is in southern Ceará, limited to the north by the Farias Brito Shear Zone and to the south by the Patos Lineament (Fig. 3). It comprises plutonic rocks of tonalite to granodiorite composition cross-cutting mafic metavolcanic rocks of tholeiitic affinity and associated metasedimentary rocks (Arthaud *et al.* 1998). Plutonic rocks have U–Pb zircon ages of 2.55 Ga (Silva *et al.* 2002). Rocks of this domain display medium- to high-temperature amphibolite facies paragenesis and were strongly deformed during the Brasiliano orogeny (Monié *et al.* 1997). Foliation tends to vertical near the limiting shear zones.

The *Mombaça and Cruzeta complexes* are located in central Ceará and are mostly made of migmatitic gneiss, displaying complex compositional layering, predominant granodiorite bands alternating with tonalite and granite bands. Mafic and ultramafic boudins are common, representing fragmented layered bodies, some with chromite mineralization. Quartz-feldspar veins and pegmatites are commonly observed along the foliation planes and locally represent more than 50% of the rock volume. Metasedimentary rocks are scarce, being mostly represented by banded iron formation associated with amphibolite and tourmalinite. Relationships between the supracrustal and meta-plutonic rocks are not unequivocal due to the intensity of deformation, during which the main structural trends of all rock types became parallel; syn-metamorphic magmatic injections of Neoproterozoic age also occurred. Foliation is generally low-dipping, usually less than 30° to the SE, becoming vertical along the Sabonete–Inharé and Senador Pompeu shear zones, as well as along the western contact with Palaeoproterozoic units. Metamorphism is of high-temperature amphibolite facies, usually associated with partial melting and migmatite generation.

Although these two complexes are separated by the Sabonete–Inharé shear zone, there is little lithological difference between them. Discrimination is due to contrasting signatures based on airborne gamma-spectrometry and slightly different U–Pb zircon ages (Fetter 1999); the Cruzeta Complex was dated at *c.* 2.7 Ga and the Mombaça Complex at *c.* 2.8 Ga. Recently, a SHRIMP U–Pb age of 3.27 Ga, interpreted as crystallization age, was determined by Silva *et al.* (2002) for zircon grains from a meta-tonalite of the Cruzeta Complex. The discordant zircon analyses may be interpreted as inherited, indicating that older Archaean rocks may have been cut by the Neoproterozoic plutons. T_{DM} model ages of the Archaean rocks from the Cruzeta Complex are

between 2.7 and 2.8 Ga and from the Mombaça Complex between 2.9 and 3.0 Ga. The former have been considered as juvenile, whereas the latter appear to correspond to rocks with a contribution from older Archaean crustal material (Fetter *et al.* 2000). However, Palaeoproterozoic model ages have also been recorded in the Cruzeta Complex (Arthaud unpublished results), indicating reworking of the Archaean crust.

3.2 Palaeoproterozoic record

Four large rock assemblages are of Palaeoproterozoic age, namely the Gneiss-migmatite complex, the Madalena Suite, the Algodões–Choró Unit, and the Orós–Jaguaribe Belt (Fig. 3).

Gneiss–Migmatite associations underlie large areas of the basement of the northern Borborema Province. They mostly comprise tonalite to granodiorite orthogneiss, generally metamorphosed under high-temperature amphibolite facies conditions with variable degrees of migmatization. Al-rich metasedimentary rocks are not common, except for the domain between the Orós and Senador Pompeu shear zones, where they are dominant. Marble and quartzite are absent. Based on geochronological data, Fetter *et al.* (2000) argue for differences between the rocks east (Rio Piranhas and São José do Campestre massifs) and west of the Senador Pompeu Shear Zone (Central Ceará domain). Although U–Pb zircon ages between *c.* 2.11 and 2.19 Ga are similar for both areas (Hackspacher *et al.* 1990; Van Schmus *et al.* 1995; Martins *et al.* 1998; Fetter *et al.* 2000; Castro *et al.* 2003; Castro 2004), there is a difference with respect to model ages. T_{DM} model ages are between 2.5 and 2.6 Ga in the Rio Grande do Norte domain, suggesting reworked older crust, whereas in the Central Ceará domain they are between 2.42 and 2.48 Ga with positive $\epsilon Nd(t)$ values, suggesting accretion of juvenile Palaeoproterozoic crust.

The *Madalena Suite* is an association of quartz diorite and syn-plutonic micro-diorite dykes intruding the Cruzeta Complex. These rocks display little deformation and were not migmatized, suggesting that they were emplaced after the Cruzeta Complex had been deformed and metamorphosed. U–Pb zircon ages of the Madalena Suite range between 2.15 and 2.2 Ga (Castro 2004; M. Arthaud unpublished results). Several other similar intrusions, lacking age determinations but with similar T_{DM} model ages of *c.* 2.35 Ga (M. Arthaud unpublished results), are probably part of the same magmatic event.

The *Algodões Unit* (not shown in Fig. 3) surrounds the Cruzeta Complex. It probably represents a Palaeoproterozoic cover of the complex or, alternatively, constitutes an allochthonous unit resulting from Neoproterozoic tectonics. It comprises supracrustal rocks displaying sub-horizontal foliation and lacking migmatization features. Dominant rock types are amphibolite derived from basalt, fine-grained leucocratic gneiss (meta-tuff), meta-greywacke, meta-arkose, rare metapelite (bearing graphite and kyanite in some localities), pure or micaceous quartzite, meta-

conglomerate with carbonate clasts and cement, and calc-silicate rocks; a narrow strip of banded Mn-rich formation is also recognized. A suite of intrusive sheets of actinolite/tremolite and talc-rich meta-ultramafic rocks includes tholeiite and metabasalts that are picritic and komatiitic according to their major and REE element contents. Meta-komatiites display ϵNd values (at 2.0 Ga) of +7.6 to 7.9 and define a Sm–Nd whole rock isochron of 2.06 ± 0.1 Ga (J.P. Liégeois, written communication). Felsic metavolcanic rocks are found close to the top of the sequence. A >500 m-thick package of pinkish fine-grained and porphyritic orthogneiss, including fine-grained porphyritic meta-dacite and micro-diorite bearing biotite-rich enclaves is interpreted as a sill complex. The SHRIMP U–Pb zircon age of a meta-rhyolite sample is *c.* 2.13 Ga (Castro 2004), confirming that this unit is younger than the Madalena Suite.

The *Orós-Jaguaribe Belt*, striking NNE–SSW and bending to E–W in its southern sector, comprises two supracrustal rocks units (Orós to the west and Jaguaribe to the east), separated by a Palaeoproterozoic gneissic basement. The belt is limited eastwards by the Portalegre Shear Zone, and westwards by the Orós Shear Zone; the Jaguaribe Shear Zone cuts through the eastern belt. The main rock types belong to a metavolcanic-sedimentary sequence, associated with orthogneiss (Caby & Arthaud 1986; Mendonça & Braga 1987; Sá & Bertrand 1992; Sá *et al.* 1995; Parente 1995; Parente & Arthaud 1995). The metasedimentary rocks are mainly Al-rich schist, intercalated with a narrow strip of quartzite, as well as lenses of Ca- or Mg-rich marble, calc-silicate rocks, carbonaceous schist and quartzite. The occurrence of magnesite layers and gypsum pseudomorphs indicates a former evaporitic environment (Parente *et al.* 2004a). Metavolcanic rocks comprise dominant porphyritic meta-rhyolite, along with meta-rhyodacite and meta-dacite; the meta-rhyolite and felsic tuff usually bear bluish quartz phenocrysts. At the Orós dam the main quartzite layer is limited, at its base, by channels of pebbly meta-arenite and rests on top of the porphyritic meta-rhyolite. The granite orthogneiss is subalkaline in composition, usually porphyritic and displays relict Rapakivi textures.

This rock association is interpreted as formed in a continental rift, the sediments having been deposited on a thinned crust, initially stable, whereas the volcanic and plutonic rocks are the result of the active phase of rifting (Parente & Arthaud 1995).

U–Pb zircon ages of the metavolcanic rocks are in the interval 1.75–1.8 Ga; an orthogneiss sample has been dated at *c.* 1.69 Ga (Sá 1991). These ages allow correlation with crustal thinning and rifting events known in other areas in central-eastern Brazil (the Espinhaço Event, Alkmin *et al.* 1993) as well as in the Pan-African belt in West Africa (Caby & Andreopoulos-Renaud 1983). Foliation within the belt is sub-vertical. Metavolcanic rocks were mylonitized in a dextral transpressive regime. Metamorphism is locally of greenschist facies (white mica+chloritoid) in the

central part, grading to low-temperature amphibolite facies (staurolite+andalusite+biotite+garnet), increasing northwards to high-temperature amphibolite and granulite facies in the northern sector of the Orós–Jaguaribe Belt.

The Brasiliano structural and metamorphic evolution of the belt and its geochronological characteristics differ completely from the gneisses and migmatites exposed to the east of the Portalegre Shear Zone and to the west of the Orós Shear Zone. These rocks do not represent the original basement affected by the Statherian rift, and were brought to their present position due to displacement along large dextral strike-slip shear zones, probably nucleated in the precursor normal faults that limited the rift.

3.3 Neoproterozoic record

The Neoproterozoic record is represented by the Ceará and Seridó groups, the Tamboril–Santa Quitéria Complex and numerous syn- to late- and post Brasiliano granitoids.

3.3.1 Metasedimentary covers

The Ceará Group is a thick sequence of terrigenous metasedimentary rocks dominated by metapelites. Associated rock types are thin quartzite beds that form important ridges in the regional relief and locally bear Al-minerals, and lens-shaped marble and calc-silicate rocks, frequently associated with amphibolite that may represent basaltic flows or mafic tuffs. We interpret the Ceará Group as a passive margin-type sedimentary unit. In Central Ceará, this unit tectonically overlies the less deformed and metamorphosed Palaeoproterozoic rocks of the Algodões Unit, with a retrograde mylonite sole.

Foliation in the Ceará Group is relatively simple, with shallow dips, easterly to the west of the Tamboril–Santa Quitéria Complex, and westerly to the east of the complex. Emplacement of the nappes was accompanied initially by the development of recumbent to isoclinal folds well preserved in the quartzite layers and, after emplacement, by a later phase of upright folds. Numerous internal low-angle shear zones add to the complexity of the structural framework. Sillimanite or kyanite mineral lineations striking WNW–ESE indicate the main direction of tectonic mass transport, in contrast with NNE–SSW directions observed in the underlying units (Cruzeta Complex, Madalena Suite, Algodões Unit).

Migmatization of metapelite is the rule in this unit. The presence of the mylonite sole, the marked differences in structure and the metamorphic gap between the Ceará Group and the underlying Palaeoproterozoic units indicate that the contact between these rock units is a fundamental low-angle thrust of the Brasiliano chain, characterizing nappe tectonics similar to that observed in Himalayan-type collisional mountain chains (Caby & Arthaud 1986).

Metamorphism in Central Ceará is typically inverted (Caby & Arthaud 1986). Above the sole, the typical aluminium-silicate in metapelites is kyanite, and partial melting is poorly developed. Kyanite + white mica + garnet + rutile, with kyanite included in garnet and muscovite, is the typical paragenesis in the metapelites. The occurrence of clinopyroxene- and garnet-bearing amphibolites is evidence of high-pressure metamorphism, possibly under eclogite facies conditions (Castro 2004; Garcia & Arthaud 2004) and the widespread occurrence of amphibole and Na-poor (<2wt%) clinopyroxene–plagioclase symplectites relates to high-temperature decompression toward the transition between granulite and high-temperature amphibolite facies conditions (Castro 2004; Garcia & Arthaud 2004). Sheets of kyanite-bearing charnockitic granites indicate high-pressure anhydrous partial melting of pelites ($P \geq 14$ kbar, $T \geq 750^\circ\text{C}$). Most metapelites were partly recrystallized in the stability field of prismatic sillimanite and fibrolite. In the middle portion of the nappe kyanite disappears progressively, and both Al-silicates frequently coexist. Sillimanite is formed either by kyanite break-down or as a result of the reaction $\text{muscovite} + \text{quartz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{sillimanite} + \text{melt}$. Higher up in the sequence sillimanite is the only alumina-silicate present. In the upper part of the nappe, metapelites are thoroughly migmatized, and progressively grade to metatexite and diatexite with frequent intercalations of aluminous cordierite-bearing anatectic granites. The age of metamorphism is poorly defined; the oldest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages (amphibole, phlogopite, biotite, muscovite) obtained by Monié *et al.* (1997) range around 0.575-0.56 Ga in this domain.

For many years the Ceará Group has been considered as Palaeoproterozoic in age (see Cavalcante *et al.* 2003). However, Sm–Nd T_{DM} model ages range between 2.4 Ga and 1.09 Ga (Fetter 1999; Santos *et al.* 2003, 2004; Castro *et al.* 2003; Castro 2004; M. Arthaud unpublished results), suggesting a Mesoproterozoic upper limit for the age of deposition, with an important detrital contribution from Palaeoproterozoic and possibly Archaean sources. A meta-rhyolite layer intercalated in metapelite with U–Pb zircon age of 0.77 ± 0.03 Ga was interpreted by Fetter (1999) as possibly representing the precursor rift formed prior to the opening of the ocean basin subsequently closed during the Brasiliano orogeny. Recent SHRIMP U–Pb zircon ages (M. Arthaud unpublished results) provide constraint on the depositional history of the Ceará Group. Among the detrital zircons extracted from a metapelite sample (biotite gneiss with white mica, garnet and kyanite), two populations yield Neoproterozoic ages, clustering at *c.* 0.63 and 0.8 Ga. The younger value is interpreted as corresponding to the age of metamorphism, whereas the older may be associated with a rifting episode and subsequent opening of an ocean.

The *Seridó Group* is a thick metasedimentary sequence exposed in eastern Rio Grande do Norte (Fig. 3). It comprises three formations known as, from base to top, the Jucurutu, Equador and

Seridó formations. The Jucurutu Formation comprises biotite gneiss, calc-silicate rocks, marble and subordinate quartzite; concordant intercalations of mafic and felsic metavolcanic rocks are common (Caby *et al.* 1995). The Equador Formation, observed in unconformity over the basement (Caby *et al.* 1995), is represented by quartzite with conglomeratic layers, whereas metapelites are the main rock types of the Seridó Formation, including rare impure quartzite, quartz schist and carbonate schist. Preserved primary structures in low strain areas suggest that the biotite schists represent turbidite deposits. Internal unconformities appear to separate the constituent formations of the Seridó Group.

Structurally, the Seridó Group is characterized by upright folds with NNE–SSW trending axes; the regional slaty cleavage, which grades eastwards to a two-mica foliation, represents the main axial planar surface to these folds (Archanjo & Bouchez 1991; Caby *et al.* 1995). Jardim de Sá (1984, 1994) reported structural complexity interpreted as symptomatic of polyphase deformation. Polyphase deformation is indeed observed within the thermal aureoles of the Acari Pluton (Archanjo 1993). However, syn-sedimentary recumbent folds are also likely. Similarly, the metamorphism displays striking polarity, increasing from greenschist facies in the west to high-temperature amphibolite facies conditions in the east, with the presence of sillimanite, cordierite (Lima 1992) and, locally, kyanite (Sá & Legrand 1983; Archanjo & Bouchez 1991). Southwards, close to the Patos Lineament, the rocks display low-pressure mineral assemblages representing garnet-cordierite-spinel \pm corundum diatexite closely associated with stocks of cordierite granite (Corsini *et al.* 1998).

In the eastern sector, the relationship between the Seridó Group and gneiss-migmatite rocks is obliterated by the truncating João Câmara Shear Zone. In the northwest, rocks of the Seridó Formation overlie the gneissic basement through a stratigraphic unconformity, starting with a polymictic conglomerate layer including clasts of the basement units in a sandy matrix (Caby *et al.* 1995). The conglomerate suggests that in this area the Seridó Group is autochthonous relative to the basement.

In previous models the Seridó Group has been considered to be of Palaeoproterozoic age with a polycyclic tectonic and metamorphic history (Jardim de Sá 1984, 1994; Bertrand & Jardim de Sá 1990; Jardim de Sá *et al.* 1997). Field evidence and geochronological data obtained by several authors show that this unit was in fact deposited and deformed in the Neoproterozoic (Caby 1989; Caby *et al.* 1990; Van Schmus *et al.* 1995, 1997, 2000; Archanjo & Legrand 1997). SHRIMP U–Pb ages show that the youngest fraction of detrital zircon from both the Seridó and Jucurutu formations is 0.65 ± 0.05 Ga, establishing, therefore, the maximum depositional age (Van Schmus *et al.* 2003). Sedimentation must have lasted for 50 million years, at the most, since the Brasiliano collision took

place at *c.* 0.6 Ga. Both formations present Sm–Nd model ages of 1.2–1.6 Ga, indicating mixture of detrital components derived from Archaean to Neoproterozoic terrains (Van Schmus *et al.* 2003).

The *Lavras da Mangabeira Sequence* is a small metasedimentary sequence with meta-conglomerate and quartzite at the base, followed by metapelite unconformably overlying deformed meta-tonalites of the Granjeiro domain (Caby *et al.* 1995). This monocyclic cover, that probably correlates with the Seridó Group, was metamorphosed under high-temperature greenschist facies conditions (andalusite + biotite + garnet).

3.3.2 *Neoproterozoic granitoids*

The Borborema Province is characterized by widespread Neoproterozoic granitic plutonism. In the northern part of the province, this magmatism is still under scrutiny. However some basic observations can be put forward:

(i) According to available U–Pb age determinations, most of the dated intrusions crystallized within the 0.62–0.63 Ga interval (Brito Neves *et al.* 2003).

(ii) The syn-Brasiliano magmatism comprises two granite associations. Firstly, S-type granites result from partial melting of metasedimentary sequences coeval with the thickening of the crust: in general, they form small intrusions, more or less directly associated with the anatectic sources; only two S-type granites, intruded between the Senador Pompeu and Orós shear zones, display batholith dimensions. These bodies have not been dated properly, but they were affected by solid-state deformation along the shear zones. The second association is of granites emplaced in transtensional domains of the main ductile strike-slip shear zones. U–Pb zircon age determinations of granites intruded along the Senador Pompeu Shear Zone indicate that they crystallized around 0.58–0.59 Ga (J.F. Nogueira 2004).

(iii) A large number of late- to post-Brasiliano granite intrusions with ages of 0.58–0.53 Ga are recognized. They form small stocks or large batholiths and their emplacement seems to be partially controlled by the large strike-slip shear zones.

3.3.4 *The Tamboril-Santa Quitéria Complex*

This unite is a large anatectic/igneous complex with a thin, low-angle, basal metasedimentary belt including high-temperature mylonites. The plutonic rocks display a ubiquitous syn- to late-magmatic deformation that was coeval with the injection of younger, less deformed magmas. Large volumes of magma were intruded in the form of veins, layers, sheets and plutons. They range in composition from mafic diorite to tonalite to granodiorite and granite. This complex plutonic association intruded supracrustal rocks that are preserved only as large relictic pendants and enclaves of calc-silicate rocks and amphibolite, probably derived from former basalt and lesser sillimanite-bearing metapelite. Initially interpreted as an allochthonous unit of possible

Archaean age (Caby & Arthaud 1986), the Tamboril–Santa Quitéria Complex is in fact of Neoproterozoic age, as shown by several Sm–Nd model ages and U–Pb zircon ages (Fetter *et al.* 2003; Castro 2004). Fetter *et al.* (2003) interpreted the complex as a continental-margin magmatic arc emplaced during the Brasiliano collision. It is therefore a complex Neoproterozoic, pre- to early Brasiliano batholith, characterized by numerous magmatic pulses, the last of which was synchronous with reheating and remelting of previous tonalite–granodiorite plutons, providing the thermal energy for partial melting in an environment of intermediate hot crust. Although the allochthonous character of the complex is likely, since the basal contacts observed on all sides of the complex dip inwards with the same features, such an interpretation is still challenged by one of us (RC) and requires further field and petro-structural observations.

3.4 Neoproterozoic/Palaeozoic record

Late Brasiliano molasses. Several small sedimentary basins in the northern sector of the Borborema Province record the transition from Neoproterozoic to Phanerozoic times. These basins developed along large-scale ductile strike-slip shear zones, and were partially preserved in pull-apart structures controlled by reactivation of the shear zones.

In general, the basins contain two continental sedimentary sequences separated by an erosional unconformity. The lower sequence, Ediacaran–Cambrian in age (Parente *et al.* 2004b), comprises polymict clast-supported conglomerate and breccia. Clasts are mostly of gneiss, quartz vein, amphibolite and arkosic sandstones. The sandy matrix is purplish-grey and fine-grained. The upper sequence (Cambrian–Ordovician) is also characterized by clast-supported conglomerate with a sandstone matrix; most of the clasts here are of volcanic origin, including basalt and rhyolite, but fragments from the underlying sedimentary rocks are also common.

Recurring volcanism is recorded within and outside the basin limits. The first phase is of dyke swarms of basalt, quartz diorite, dacite, rhyodacite and porphyritic rhyolite, which occur at the NW border of the Jaibaras Basin (Almeida 1998). Porphyry rhyolite dykes also occur close to the northern border of Cococi Basin (Parente *et al.* 2004b). Rb–Sr age determinations on whole-rock samples have yielded ages of *c.* 580 Ma (Novais *et al.* 1979), 0.56 ± 0.02 Ga (Sial & Long 1987), and 0.562 ± 0.01 Ga (Tavares *et al.* 1990). Within the basins, magmatism is mostly extrusive, bimodal, associated with or cutting through sedimentary units of different stratigraphic positions (Parapuí Formation, Costa *et al.* 1979). Volcanic rocks comprise mainly continental tholeiite, and alkaline and andesitic basalt, which may be amygdaloidal. The rocks are hydrothermally altered, with sodic and propylitic alterations being the most common. Granite stocks and batholiths, such as the Mucambo granite (0.53 Ga, Fetter 1999, U–Pb zircon age), intrude the basal sequences (Parente *et al.* 2004b).

A wide variety of models have been proposed to explain the origin and evolution of the basins: graben filled with molasse sediments (Kegel *et al.* 1958; Brito Neves 1975; Mello 1978; Costa *et al.* 1979; Nascimento & Gava 1979; Cavalcante *et al.* 1983), intermontane basins filled with molasse sediments (Almeida 1967, 1969; Mabesoone *et al.* 1971; Danni 1972), graben filled with volcano-sedimentary sequences (Parente & Fuck 1987; Quadros *et al.* 1994; Quadros & Abreu 1995), pull-apart basins (Gorayeb *et al.* 1988; Parente *et al.* 1990; Abreu *et al.* 1993; Vasconcelos *et al.* 1998), extrusion basins (Brito Neves 1998, 2002a), and rift-activated basins (Oliveira 2000, 2001; Oliveira & Mohriak 2003).

Most of the large shear zones that control these basins are Neoproterozoic in age, and were active between 0.58 and 0.50 Ga, according to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data (Corsini *et al.* 1998). At least two transtensional phases are recognized, each responsible for the formation or modification of the basins, in part accompanied by bimodal volcanism, allowing them to be classified as rift basins associated with transtension, or strike-slip-type basins with oblique lateral movement.

The geochronology of these basins is based essentially on Rb–Sr ages for the volcanic rocks and is therefore not well constrained. Parente *et al.* (2004b) suggest intervals of 0.56–0.53 Ga for deposition of the basal sequence and 0.53–0.44 Ga for the upper sequence.

Post-Brasiliano granites. Recent U–Pb zircon age determinations indicate that several granite intrusions, including ring complexes, are Ordovician in age (0.47 ± 0.02 Ga, Pajé suite, Teixeira 2005; 0.478 ± 0.03 Ga, Quintas Ring Complex, Castro 2004), and therefore post-Brasiliano. Progress of geochronological knowledge indicates that other granite intrusions are of similar age, as suggested by work in progress in Rio Grande do Norte.

3.5 Major transcurrent shear zones

One of the most outstanding features of the northern Borborema Province is the presence of a number of continental-scale strike-slip type shear zones (Fig. 3). The lineaments are delineated by mylonite and ultramylonite belts, tens to hundreds of metres wide, with nearly horizontal stretching lineations. Consistent shear criteria indicate that, except for the Tauá Shear Zone, these belts formed as a result of dextral motion. Besides the greenschist-facies mylonites observed in the core of the shear zones that record the late movement at shallow crustal level, most of the shear zones (e.g., the Patos Lineament) are also marked by gneissic mylonite up to 20 km wide, generally developed under high-temperature and low-pressure conditions, accompanied by anatexis (Vauchez *et al.* 1995; Corsini *et al.* 1998).

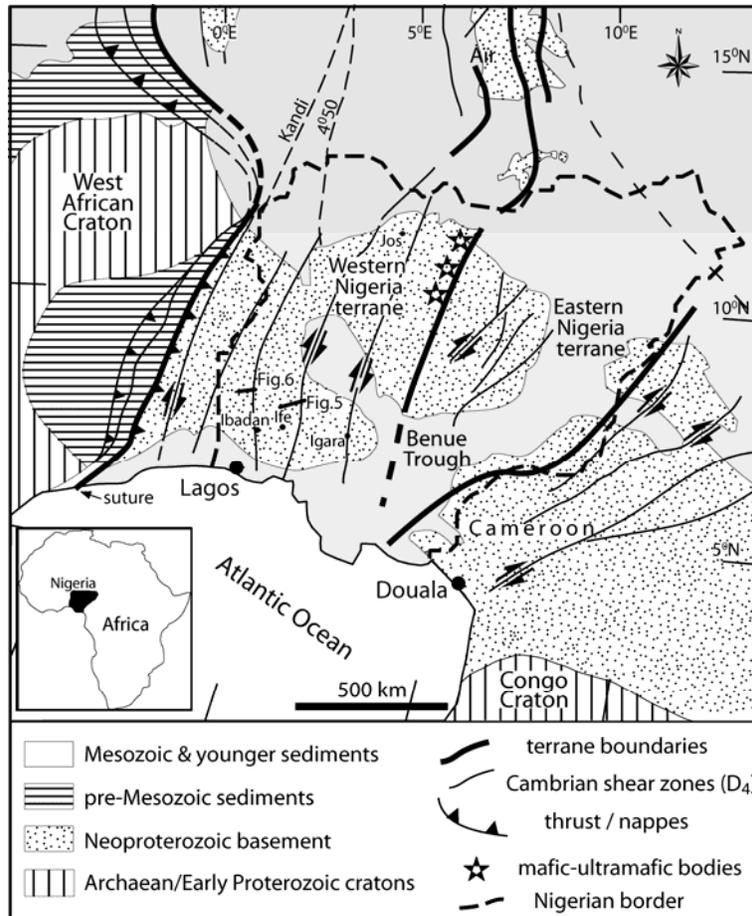


Figure 4: Simplified map of the southern part of Nigeria and adjacent areas (Ferré & Caby 2006).

The Patos Lineament, which is the southern limit of the northern sector of the Borborema Province, strikes E–W. The other dextral shear zones strike NNE–SSW, parallel to large transcurrent shear zones in the Pan-African chain, particularly the Kandi/4°50' lineament (Fig. 4), which represents a suture. In West Africa, the NNE–SSW shear zones are interpreted as the product of trans-pressure, resulting from oblique collision between the São Francisco/Congo and West Africa cratons (Castaing *et al.* 1994), an interpretation that can also be put forward for the strike-slip shear zones in northern Borborema Province. The Transbrasiliano Lineament (Sobral-Pedro II Shear Zone) is taken as the continuation of the Pan-African Kandi/4°50' lineament.

Geochronological data from syn-shear granite intrusions (*c.* 0.59 Ga in the Senador Pompeu Shear Zone, Nogueira 2004) indicate that movement is younger than nappe emplacement in Central Ceará. However, some of the shear zones such as Orós, Jaguaribe and Portalegre have reactivated older structures, reworking the normal faults limiting the Statherian Orós–Jaguaribe Belt. Tectonic activity along the lineaments took place in shallow depths until Cambrian-Ordovician times, and even until Devonian times, in the case of the Transbrasiliano Lineament, as can be seen in outcrops

of tilted and sheared Devonian sandstones near Acaraú. It is possible that the Patos Lineament, which produces drag structures on other shear zones, bending their strike to the E–W direction, is younger than NNE-SSW shear zone and the result of change in the continental convergence to a less oblique geometry.

3. Geology and geodynamic evolution of the Pan-African belt in Nigeria (with special reference to southwest Nigeria)

The Nigerian shield is exposed east of the Kandi fault, one of the major Pan-African steep strike-slip shear zones that matches the 4°50 shear zone of Hoggar (Caby 2003) and the Sobral-Pedro II Shear Zone (Transbrasiliano Lineament (Caby 1989; Figs 3, 4). This major shear zone is nearly parallel, but it cuts across the gently east-dipping high-temperature units exposed to the east of the Pan-African suture shown in Fig. 4. The Nigerian shield comprises a polycyclic basement and remnants of metamorphic cover sequences preserved in large synforms and schist belts with variable metamorphic mineral assemblages ranging from greenschist to amphibolite facies (Rahaman 1976; Turner 1983; Fitches *et al.* 1985; Ajibade *et al.* 1987). Basement–cover relationships identified in different regions (Grant 1978; Mullan 1979; Caby 1989) suggest that a great part of the shield represents a former ensialic domain that was buried underneath peri-cratonic sediments and subsequently thoroughly reworked during the multistage Pan-African orogeny.

The pattern of large-scale shear zones (Caby 1989) indicates that the Nigerian shield may represent, in part, the southern extension of the central/eastern Tuareg terranes identified by Black *et al.* (1994). Available geochronological data for syn-to late-kinematic plutons suggest that two distinct tectonic and magmatic events can be recognized in eastern Nigeria (Tubosun *et al.* 1984; Rahaman *et al.* 1991; Ferré *et al.* 1998), the older dated at around 0.64–0.62 Ga and the younger at around 0.59 Ga.

Contrary to the complex three- or even four-stage polyorogenic development proposed by some authors (Ajibade *et al.* 1988 and references therein), recent U–Pb zircon ages and a critical reinterpretation of the geochronological data coupled with new petro-structural and lithostratigraphic data have led Caby (1989) and Caby & Boessé (2001) to propose a simpler scenario. The Pan-African event appears not only as a simple “rejuvenation” of an older polyorogenic domain, as previously advocated by several authors (Rahaman 1988 and references therein), but it represents the major tectono-metamorphic episode, as shown in central Hoggar (Caby 2003). Ferré & Caby (2006) have shown that the Pan-African continental collision in northeastern Nigeria produced a low-angle foliation coeval with high-grade metamorphism (up to granulite facies) and pervasive migmatization in monocyclic supracrustal units of Proterozoic age.

3.1 Archaean basement

The northwestern part of the shield is floored by Archaean TTG type granodiorite–tonalite gneisses of early Archaean age (Dada *et al.* 1993), whereas the cover, of assumed Proterozoic age, has been preserved in N–S trending schist belts (Turner 1983). Zircon grains from orthogneisses in the Kaduna area have given U–Pb ages of 3.04–3.05 Ga for the emplacement of Archaean granodioritic magmas (Bruguier *et al.* 1994). These authors pointed out the lack of Palaeo- or Mesoproterozoic tectono-metamorphic events. A U–Pb monazite age of 0.62 Ga from leucosome of Archaean migmatitic gneiss indicates that the basement of this area underwent high-grade metamorphism and anatexis during the Pan-African orogeny (Dada *et al.* 1993).

In southwest Nigeria, monocyclic metasedimentary rocks represent the cover deposited on the ≥ 2.5 Ga polycyclic Archaean basement, both being involved in nappe tectonics (Caby 1989; Caby & Boessé 2001). Grey gneisses from the Ife–Ilesha area (southwest Nigeria) display a monotonous mineralogy dominated by plagioclase, quartz, minor K-feldspar, amphibole, biotite, ilmenite, titanite, allanite and late epidote. Lenses of orthogneisses, occasionally porphyritic, display preserved igneous layering and rare highly-stretched enclaves, suggesting that large parts of the grey gneisses were derived from strongly deformed and layered igneous protoliths ranging in composition from tonalite to granodiorite with minor layered trondhjemite (TTG-type). Subsequent intense deformation has generally converted the protoliths into banded grey gneiss. Shearing and refolding of this tectono-metamorphic banding was coeval with partial melting of some thinly layered protoliths of appropriate composition, producing up to 20% of plagioclase-rich leucosomes with minor amounts of amphibole and/or biotite, titanite and ilmenite. Anatexis of rocks of such leucotonalitic to trondhjemitic compositions requires regional temperatures of *c.* 700 °C. Lenses and boudins of amphibolites, sometimes fragmented and cemented by plagioclase-rich leucocratic material, are also observed within the grey gneiss complex. Injection of undeformed Pan-African granitoid sheets is common.

In the Ife University campus, metatexites have been cut by undeformed syn-metamorphic, syn-anatectic magmatic veins ranging in composition from granodiorite to biotite-rich tonalite and diorite that are slightly oblique to foliation. These latter are considered to be Pan-African intrusive rocks. U–Pb zircon ages of *c.* 2.6 Ga (upper intercepts, conventional method) obtained by Rahaman (1988) constrain an Archaean age of the grey gneisses. Lower intercepts with Concordia at *c.* 0.6 Ga testify to the major influence of high-temperature Pan-African metamorphism and anatexis.

3.2 Proterozoic units from southern Nigeria

Caby & Boessé (2001) have recognized the following Proterozoic units in southwest Nigeria:

The *Late Palaeoproterozoic Supergroup* comprises ortho-quartzites and aluminous metapelites such as those described by Grant (1978) from the Ibadan region and from the Ife–Ilesha area (Oke–Mesi Formation, Rahaman (1988)). The basal stratigraphic unconformity of ortho-quartzites with ghost oblique bedding has been locally observed along the contact with the grey gneisses near Ibadan (Caby 1989). In southern Benin, the Badagba sillimanite-bearing quartzites overlain by marbles and calc-silicate layers (Caby 1989) may represent the same unit, resting directly on the gneissic basement. Marbles, calc-silicate gneisses and amphibolites apparently overlie the quartzites, but a major part of the carbonates has been removed by erosion and reworked in conglomerates interlayered with a turbiditic greywacke–semipelite association of the much younger Igara Sequence described below.

In the Ife–Ilesha area, the monotonous sequence of metapelites and quartz-schists displaying a recumbent foliation tectonically overlies the Archaean grey gneisses and pink orthogneisses of the Ife dome (Fig. 5). Micaschists and quartz-schists frequently display preserved sedimentary bedding which has been involved in recumbent to isoclinal folds. The schists alternate with quartzites and thin (a few cm) layers richer in mica or mica+sillimanite. Aluminous quartzites comprise a prominent unit outcropping in ridges east of the Ifewara Shear Zone where they are associated with the pink orthogneisses. The mineral assemblage of micaschists is dominated by quartz-muscovite-biotite with local staurolite, garnet and rarely preserved fibrolite.

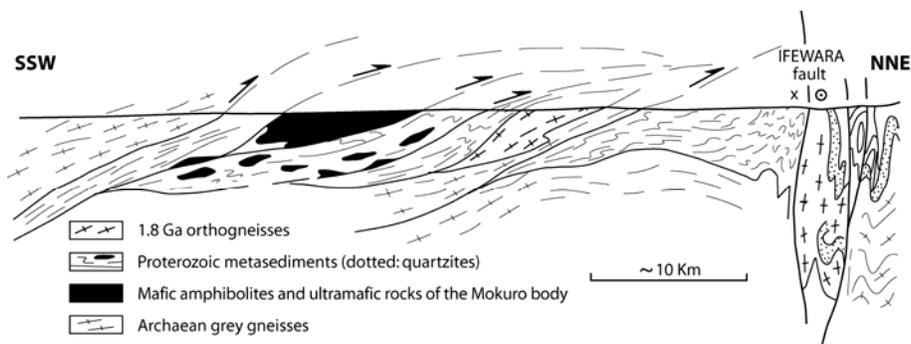


Figure 3-5: Cross section of the Ife–Ilesha Belt. Horizontal and vertical scales are equal. For location, see Fig. 3-4.

Late Palaeoproterozoic K-rich pink orthogneisses are porphyritic red granitoids and meta-porphyrries representing meta-intrusive rocks emplaced in the quartzite sequence. NW of Ife, pink porphyritic orthogneisses form the core of a dome surrounded by the Archaean grey gneisses (Fig. 5). Pink augen-gneisses represent former K-rich sub-alkaline porphyritic granites. Dark green, Fe-rich biotite and dark-green amphibole of the hastingsite group represent polycrystalline pseudomorphs after coarse-grained ($\geq 1\text{cm}$) igneous phases. Fluorite, allanite and zircon are the

common accessory minerals. Preserved igneous layering defined by variable abundances of deformed K-feldspar phenocrysts, biotite and amphibole is obliquely cut by the regional foliation, as well as some meta-pegmatite veins and meta-aplite sheets. Because of the bulk rheology and mineralogy, severe shearing is uncommon and only incipient partial melting is observed in these orthogneisses, in contrast with the adjacent grey gneisses. Contacts with surrounding Archaean grey gneisses are abrupt and almost parallel to the regional foliation. The pink subalkaline orthogneisses in the university campus and in the city of Ibadan have both yielded zircon U–Pb ages of about 1.85 Ga (Rahaman 1988).

The Mokuro body (Fig. 5) comprises mainly meta-pyroxenites, gabbro-norites and melanocratic amphibolites, alternating at the scale of some metres to tens of metres (Ige *et al.* 1998). Plagioclase-rich meta-gabbros are also a major constituent of the northern part of the body. Ultramafic rocks occur as lenses and boudins contain tremolite, talc and Mg chlorite, relict olivine (Fo₉₀), and anthophyllite. Some thin strips of quartzite, biotite-staurolite and garnet-quartz schist occur in the central part of the body. Ige *et al.* (1998) have clearly pointed out the cumulate character of most rocks of the complex, using discriminant diagrams on trace elements and REE patterns, as well as identifying preserved petrographic and mineralogical features of typical igneous origin. They interpret the massif as a large basaltic sill with MORB-like characteristics, affected by crystal settling that produced the ultramafic cumulates. The close association of syenites with mafic rocks, however, suggests that part of the magmas was extracted from an enriched mantle, thus suggesting the same extensional setting that produced the 1.85 Ga sub-alkaline granitoids. The occurrence of boudins of mafic amphibolite and garnet-bearing meta-anorthosite within the micaschists implies that the body is a strongly boudinaged sill originally emplaced within the schists and quartzites prior to regional metamorphism, in agreement with the conclusions of Ige *et al.* (1998). However, detailed mapping and structural observations show that all contacts are tectonic and marked by sheared rocks (Fig. 5).

The *Late Neoproterozoic Supergroup* is characterized, as in the Tuareg shield, by turbiditic meta-greywackes and schists. Ubiquitous greywacke deposits derived from arc terrains in northern Mali are younger than 0.69 Ga, as indicated by the U–Pb zircon age of a pre-tectonic tonalite reworked as pebbles in the greywackes (Caby & Andreopoulos-Renaud 1989).

The Igarra formation exposed in southern Nigeria (Fig. 6) was described by Odeyemi (1982) and Omitogun *et al.* (1991). Most of the unit is a rhythmic formation of assumed turbiditic character formed by alternating impure quartzites, greywackes and semipelites. Its lower section includes quartz-schists capped by carbonates and calc-silicate layers. Its unconformable upper part encompasses polymict conglomerates containing reworked angular clasts up to 1m in size, derived

from the gneissic basement, granites, quartzites and the underlying carbonates of assumed late Palaeoproterozoic age.

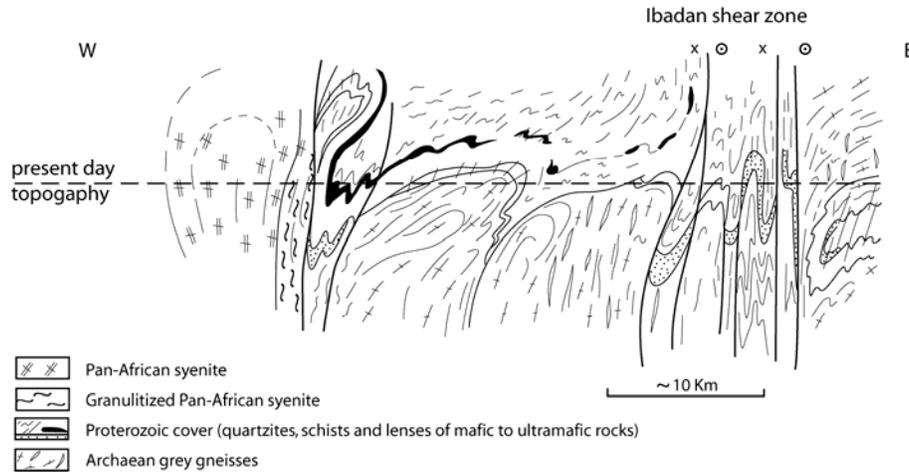


Figure 3-6: Interpretative section showing geometrical relationships between Archaean basement and cover, 70 km NNW of Ibadan. Pan-African syenite, locally granulitized, cuts the Proterozoic cover. Archaean grey gneisses have the geometry of domes east of the Ibadan shear zone, which is a second-order fault. Horizontal and vertical scales are equal. For location, see Fig. 3-4.

Although regional correlations with units identified in the Tuareg shield are difficult to establish due to the paucity of available robust geochronological and structural data in Nigeria, the proposed two-fold division is similar to that well established in the western part of the Trans-Saharan Belt (Caby 2003) and in NE Brazil, where turbiditic sediments including greywackes are younger than 0.65 Ga (Van Schmus *et al.* 2003). A small basin of non-metamorphic red molassic rocks in southern Benin was described by Boussari & Rollet (1974); the red arenites were derived from rhyolitic volcanic rocks and an intercalation of pillowed basalts of tholeiitic character occurs in the series.

3.3 Overview of the Pan-African regional metamorphism

The Pan-African metamorphism in southern Nigeria is generally of high-temperature, medium- to low-pressure type. The lower temperature assemblages are preserved in simple synformal schist belts (Onyeagocha & Ekwueme 1990), whereas lower amphibolite to granulite facies conditions (Omitogun *et al.* 1991) were reached in adjacent antiforms. Rahaman & Ocan (1988) considered the granulite facies metamorphism to be pre-Pan African in age. Our reconnaissance work in southern/central Nigeria shows that large domains include low-pressure migmatites and granulite facies rocks, displaying a recumbent foliation that affected monocyclic metasedimentary sequences. Progressive charnockitization is observed in adjacent granite orthogneisses and Archaean grey gneisses in which partial melting generated mesoperthite-

orthopyroxene bearing leucosomes that merge to form intrusive veins. As in NE Nigeria (the Jos-Bauchi area, Ferré & Caby 2006), such high-grade metamorphic domains are spatially associated with the emplacement of syn-kinematic massifs (granite, monzonite, granodiorite, charnockite). This has been pointed out by Sacchi (1968) who reported the occurrence of dumortierite in peraluminous metapelitic diatexites closely associated with charnockite plutons emplaced within a schist belt in northern Nigeria. All U–Pb zircon ages from Nigerian charnockites are bracketed between 0.64 and 0.58 Ga (Tubosun *et al.* 1984; Dada 1998 and references therein). Hot anhydrous (charnockite) magmas of monzodioritic affinity generated through a high degree of melting of the lower crust (Dada 1998) are characteristic of the entire Nigerian province (Rahaman 1988; Ferré *et al.* 1998). The close association of gabbroic rocks and potassic syenites in SW Nigeria (Rahaman *et al.* 1991) also implies magma extraction from an enriched mantle roughly synchronous with high-temperature metamorphism.

3.4 Structural styles in southwest Nigeria

In most schist belts the structural style is portrayed by N–S upright folds with low-plunging stretching lineations (Turner 1983), suggesting a general transpressive regime similar to that described in many parts of the Tuareg shield (Caby 1987; Boullier 1982; Black *et al.* 1994). The anatexitic basement in such domains was exhumed through elongate domes frequently flanked by N–S trending syn- to late-metamorphic faults. There is no metamorphic gap or structural break between high-grade gneisses close to granulite facies and adjacent meta-turbidites of the Igarra Schist Belt, but a sharp metamorphic field gradient is observed (Omitogun *et al.* 1991). Other domains, in contrast, are characterized by a recumbent foliation over large areas, both in the southern (Ajibade & Wright 1989; Caby 1989) and northern parts of the shield (Ferré *et al.* 1998; Ferré & Caby 2006). However, the real significance of the recumbent foliation is not clear, since these flat-lying structures formed under low-pressure metamorphism and may have been related to an extensional setting of post-collision gravitational collapse coeval with magma emplacement. Crystalline nappes are observed at mid-crustal levels in the Ife–Ilesha area, where upright folding is recorded (Fig. 5).

3.5 Link with the frontal units of the Dahomeyan belt and with the Pan-African suture

The suture zone that can be traced from the south Saharan desert to the Guinean Gulf (Caby 1989; Caby *et al.* in press) is delineated on its eastern side in Benin, Togo and Ghana by meta-gabbroic massifs affected by granulite facies metamorphism of Pan-African age (Attoh 1998; Affaton *et al.* 2000). Based on petrological and geochemical studies, the larger massif represents the granulitized root of a Neoproterozoic magmatic arc (Duclaux *et al.* 2007). It rests with a flat

tectonic contact above the Atakora nappe (Caby 1989), which includes eclogite slices (Agbossoumonde *et al.* 2001). Above this, the poorly studied “Dahomeyan gneisses” were affected by high-pressure, high-temperature Pan-African metamorphism and anatexis; this unit includes both polycyclic grey gneisses of assumed Archaean age similar to those of Ibadan–Ife, and a monocyclic unit that consists of sillimanite quartzite, kyanite-bearing kinzigite and garnet-pyroxene amphibolite possibly derived from high-temperature eclogite. This monometamorphic unit is petrographically similar to the Granja granulites (Caby 1989; Santos *et al.* 2008). As in Central Ceará, an inverted metamorphism is thus clearly evidenced in an E–W section, with temperature increasing towards the top of the nappe pile (Caby 1989). The Kandi fault is a *c.* 400 m thick steep band of ultramylonites with shallow-plunging stretching lineations, as in southern Hoggar. However, in southern Benin the fault is also delineated by a belt of two-pyroxene charnockitic/mangeritic gneiss. Petrological reconnaissance on these rocks suggests they were derived from syn-kinematic sheeted charnockite plutons emplaced during the early stage of movement of the shear zone.

4. Discussion and conclusions

Northern Borborema Province and Nigeria are partially underlain by Archaean crust formed mainly by grey gneisses derived from TTG-type igneous protoliths ranging in age from 2.7 to 3.5 Ga. It is not certain if Palaeoproterozoic igneous or tectono-thermal events affected the Archaean crust in Nigeria. Indeed, only a few Palaeoproterozoic ages have been obtained by the Rb–Sr isochron method in Nigeria and Benin, and some of these dates have been proved to be inaccurate by U–Pb zircon ages. In NE Brazil, a significant plutonic event is well documented at *c.* 2.17 Ga (Castro 2004; Fetter *et al.* 2000; Martins *et al.* 1998).

The late Palaeoproterozoic (Statherian) period is marked in NE Brazil and in Nigeria by the emplacement of rift-related anorogenic sub-alkaline magmatism, the ages being bracketed between 1.85 and 1.73 Ga in both continents. This “Espinhaço”-age magmatism is well developed in the Orós-Jaguaribe palaeo-rift (Cavalcante 1999; Fetter 1999; Sá 1991; Sá *et al.* 1995).

Rock associations of the Igarra Sequence in SW Nigeria are very reminiscent of the Seridó Group, both units being composed mainly of impure sandstones, meta-greywackes, black metapelites and semi-pelites, and some carbonates, the base of both sequences being marked by polygenetic conglomerates. The depositional age of the Seridó Formation is younger than 0.65 Ga (Van Schmus *et al.* 2003). With respect to the tectonic style, many similarities are observed between Africa and South America. Flat-lying foliations formed as a result of piling of large-scale crystalline nappes above low-angle ductile thrusts that were active until the late stages of the collision. The nappe vergence seems to be opposite (northeastward in Nigeria, southeastward in central Ceará). Linear domains of schist belts associated with steep strike-slip continental-scale

shear zones occur in both continents, whereas the structure of some domains is characterized by syn-metamorphic upright folding synchronous with emplacement of syn- to late-kinematic plutons preferentially aligned along transpressive belts.

Earlier regional correlations presented by Caby (1989) consider that the aluminous São Joaquim quartzite nappe (see Santos, this volume) that was transported southwestward and characterized by kyanite–rutile assemblages correlates very well with the Atacora nappe in Benin–Togo. For this reason and according to gravimetric anomalies (Lesquer *et al.* 1981), the prolongation of the major Pan-African suture zone may be buried under the Parnaíba Basin west of the Granja-Médio Coreau domain (Caby 1989; Monié *et al.* 1997). It is thus speculated that the suture bends parallel to the Brazilian portion of the West African Craton (São Luis Craton). Its northward prolongation can be also inferred west of the Rockelides, where Pan-African granulites similar to those of Granja and Benin (“Dahomeyan”) have been recognized (Delor *et al.* 2001).

The main query is that the amount of lateral displacements along the Kandi/Sobral –Pedro II shear zone is impossible to estimate. The lithospheric nature of this first order fault in Hoggar has been discussed by Caby (2003) who proposed that the early Pan-African eclogites from the Latea terrane necessarily root to the west, i.e. within the 4°50 shear zone. This author also proposed that the two shear zones that delimit the granulite microcraton in Hoggar (the In Ouzzal and Iforas micro-continents) also represent two cryptic sutures, since they have controlled the exhumation at 0.61 Ga of slices of blueschist and kyanite-bearing eclogite, the latter equilibrated at about 18 Kbar (Caby & Monié 2003). Note that the *c.* 400 km-wide domain of active margin assemblages of western Hoggar, which includes large volumes of juvenile crust, disappears to the south of the Saharan region, speculatively due to their subduction, in agreement with the terrane model of Black *et al.* (1994). Therefore it is proposed that the Kandi/Sobral Pedro II shear zone should be also considered a cryptic suture along which large amounts of lithosphere might have been consumed before the onset of oblique collision. In this context, the allochthoneity of the Tamboril–Santa Quiteria arc complex requires further confirmation.

The geological background of the Northern Borborema and Nigerian provinces displays some structural and lithological similarities that should help to elaborate more accurate pre-drift evolution of West Gondwana. Some of the apparent differences may relate to the different crustal levels observed on both sides of the Atlantic Ocean, related in the first instance to variable rates of exhumation of the mountain roots at the time of the Cambrian molasse stage.

Acknowledgements

This research is supported by CAPES/PROCAD grant n° 0015/05-9, and CNPq/Institutos do Milênio grant 420222/05-7. We would like to thank Hartwig Frimmel and two anonymous referees for their helpful reviews and Bob Pankhurst for improvement of the English manuscript.

References

- Abreu, F.A.M., Hasui, Y. & Gorayeb, P.S.S. 1993. Grábens eopaleozóicos do oeste cearense. Considerações sobre as seqüências litoestratigráficas. 15 Simposio Geologico, NE, Natal, Anais, 29-31.
- Affaton, P., Kröner, A. & Seddoh, K.F. 2000. Pan-African granulite formation in the Kabyé Massif of northern Togo (West Africa): Pb-Pb zircon ages. *International Journal Earth Sciences*, **88**, 778-790.
- Agbossoumondé, Y., Ménot, R. P. & Guillot, S. 2001. Metamorphic evolution of Neoproterozoic eclogites from south-Togo (WestAfrica). Geodynamic implications. *Journal of African Earth Sciences*, **33**, 227-244.
- Ajibade, A.C., Wright, J.B. 1989. The Togo Benin Nigeria Shield: evidence of crustal aggregation in the Pan-African Belt. *Tectonophysics*, **165**, 125-129.
- Ajibade, A.C., Woakes, M. & Rahaman, M.A. 1987. Proterozoic crustal development in the Pan-African regime of Nigeria. In: Kröner, A. (ed) *Proterozoic Lithospheric Evolution*. American Geophysical Union, Geodynamic Series, **17**, 259-271.
- Ajibade, A.C., Rahaman, M.A. & Ogezi, A.E.O. 1988. The Precambrian of Nigeria: a geochronological summary. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 313-324.
- Alkmin, F.F., Brito Neves, B.B. & Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. Uma revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (eds) *O Cráton do São Francisco*. Sociedade Brasileira de Geologia/Superintendência de Geologia e Mineração, Salvador, 45-62.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral/Divisão de Minas e Geologia, Boletim 241, 36p.
- Almeida, F.F.M. 1969: Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. 23 Congresso Brasileira Geologia, Anais, 29-40.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**, 1-29.
- Almeida, A.R. 1998. *O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras*. Titular Professor Thesis, DEGEO/UFC.
- Archanjo, C.J. 1993. Fabrique des plutons granitiques et déformatrion crustale du Nord-Est du Brésil. Doctoral thesis, Université de Toulouse III, France. 167p.
- Archanjo, C.J. & Bouchez, J.L. 1991. Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au Proterozoique Supérieur du nord-est du Brésil. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, **4**, 637-647.
- Archanjo, C.J. & Legrand, J.M. 1997. Pre-brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data (comentários). *Revista Brasileira do Geociências*, **27**, 309-310.
- Arthaud, M. 2005. Tectônica de nappes e espessamento crustal brasileiro na região de Madalena? Boa Viagem, Ceará Central. Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (unpublished) 76p.
- Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente, C.V., Monié, J.P., Caby, R. & Fetter, A.H. 1998. Main Structural Features of Precambrian Domains from Ceará (NE Brazil). International Conference on Precambrian and Cratons Tectonics, Ouro Preto, Abstracts, 84-85.
- Attoh, K. 1998. High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa. *Journal of Geology*, **106**, 236-246.

- Bertrand, J.M. & Jardim de Sá, E.F. 1990. Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**, 1382-1393
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R. & Bertrand, J.M. 1994. Pan African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, **22**, 641-644.
- Boullier, A.M. 1982. Etude structurale du centre de l'Adrar de Iforas (Mali). Mylonites et tectogénèse. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, University of Nancy, France, 348 pp.
- Boussari, M.W. & Rollet, M. 1974. Découverte d'un bassin volcano-sédimentaire dans la région Centre-Ouest du Dahomey. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **279**, 29-32.
- Brito Neves, B.B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil, Doctoral thesis (unpublished), 198 p.
- Brito Neves B.B. 1998. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. Boletim Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil, *Série Científica*, **29**, 175-193.
- Brito Neves, B.B. 2002a. Main stages of the development of the sedimentary basins of South América and their relationship with tectonics of supercontinents. *Gondwana Research*, **5**, 175-196.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R. & Fetter A. 2002b. North-western Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, **34**, 275-278
- Brito Neves, B.B., Passareli, C.R., Basei, A.A.S. & Santos E.J. 2003. U-Pb age of some classic granites of the Borborema Province. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 158-159.
- Bruguier, O., Dada, S. & Lancelot, J.R. 1994. Early Archean component (> 3.5 Ga) within a 3.05 Ga orthogneiss from northern Nigeria: U Pb zircon evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, 89-103.
- Caby, R. 1987. The Pa-African belt of West Africa from the Sahara Desert to the Gulf of Benin. In: Schaer J.P. & Rodger J. (eds) *Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton University Press. Princeton, USA, 129-170.
- Caby, R. 1989: Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. Dallmeyer, D.D. (ed.) *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens*. *Geological Society of America, Special Papers*, **230**, 145-158.
- Caby, R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of Central-Western Hoggar : a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, **37**, 133-159.
- Caby, R. & Andreopoulos-Renaud, U. 1983. Age à 1800 Ma du magmatisme subcalcin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne Pan-Africaine du Nord du Sahara Central. *Journal of African Earth Sciences*, **1**, 193-197.
- Caby, R. & Andreopoulos-Renaud, U. 1989. Age U-Pb à 620Ma d'un pluton synorogénique de l'Adrar des Iforas (Mali). Conséquences pour l'âge de la phase majeure de l'orogène pan-africain. *Comptes Rendus de la Academie des Sciences, Paris*, **308**, 307-314.
- Caby, R. & Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, **14**, 871-874.
- Caby, R., Arthaud, M.H. & Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 235-246.
- Caby, R. & Boessé, J.M. 2001. Pan-African nappe system in southwest Nigeria: the Ife-Ilesha schist belt. *Journal of African Earth Sciences*, **33**, 211-225.
- Caby, R., Buscail, F., Dembélé, D., Diakitè, S., Sacko, S. & Bal, M. in press. Neoproterozoic garnet-glaucophanites and eclogites: new insights for subduction metamorphism of the Gourma fold- and- thrust belt (eastern Mali). *Journal of Geological Society, London* (in press).

- Caby, R. & Monié, P. 2003. Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. *Journal of African Earth Sciences*, **37**, 269-293.
- Caby, R., Sial, A., Arthaud, M.H. & Vauchez, A. 1990. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorché, J.P. (eds) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer Verlag, New York, 373-397.
- Castaing, C., Feybesse, D., Thiéblemont, D., Triboulet, C. & Chévremont P. 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, **69**, 327-344.
- Castro, N.A. 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Doctoral thesis, Universidade de São Paulo, Brazil, 221 p. + anexos.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S. & Sato K. 2003. Nd data from Central Ceara Domain: Archean relicts, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking. IV South America Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 161-163.
- Cavalcante, J.C. 1999. *Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Masters dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brazil, 183p.
- Cavalcante, J.C., Ferreira, C.A., Armesto, R.G.G., Medeiros, M.F., Ramalho, R., Braun, O.P.G., Baptista, M.B., Cunha, H.C.S. & Derze, G.R. 1983. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C. & Benevides, H.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Corsini, M., Lambert de Figueiredo, L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G. & Vauchez, A. 1998. Thermal history of the Pan African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics*, **285**, 103-117.
- Costa, M.J., França, J.B., Lins, C.A.C., Bacchiega, I.F., Habekost, C.R. & Cruz, W.B. 1979. *Geologia da Bacia Jaibaras: Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras*. Departamento Nacional da Produção Mineral/Ministério das Minas e Energia, Geologia 14, Seção Geologia Básica 11, 106p.
- Dada, S.S. 1998. Crust-forming ages and Proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. *Precambrian Research*, **87**, 65-74.
- Dada, S.S., Tubosun, I.A., Lancelot, J.R. & Lar, A.U. 1993. Late Archean U Pb age for the reactivated basement of Northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **16**, 405-412.
- Danni, J.C.M. 1972. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras-Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, **2**, 85-87.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspaker, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P. & Williams, I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, **130**, 113-137.
- Delor, C., Lafon, J.M., Milési, J.P. & Fanning, C.M. 2001. First evidence of 560-575 Ma granulites and syn-tectonic magmatism in the Rockelides belt: geology, geochronology and geodynamic implications. 19th Colloquium of African Geology, El Jadida, Morocco, Abstracts, 58-59.
- Duclaux, D., Ménot, P., Agbossoumondé, Y. & Hilairret, N. 2006. The mafic layered complex of the Kabyé massif (north Togo and north Benin): evidence of a Pan-African granulitic continental root. *Precambrian Research*, **151**, 101-118.

- Ferré, E. & Caby, R. 2006. Granulite facies metamorphism and charnockite plutonism: examples from the Neoproterozoic Belt of northern Nigeria. *Proceedings of the Geologists' Association*, **118**, 1-8.
- Ferré, E.C., Caby, C., Monié, P. & Peucat, J.J. 1998. Pan-African, post-collisional, A2 type alkaline granite and monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, **45**, 225-279.
- Fetter, A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. PhD. Thesis, Dept. of Geology, Kansas University, USA., 164p.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M. & Nogueira Neto, J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constrains on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozóico supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 102-106.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspaker, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A. & Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**, 265-273.
- Fitches, W.R., Ajibade, A.C., Egbuniwe, I.G., Holt, R.W. & Wright, J.B. 1985. Late Proterozoic schist belts and plutonism in Northwest Nigeria. *Journal of the Geological Society, London*, **142**, 319-337.
- Garcia, M.G.M. & Arthaud, M.H. 2004. Caracterização de trajetória P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena – Ceará Central (NE Brasil). *Revista de Geologia, Universidade Federal do Ceará*. **17**, 173-191.
- Goarayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., Correa, J.A.M. & Moura C.A.V. 1988. Relações Estratigráficas entre o Granito Meruoca e a Sequência Ubajara-Jaibaras. 35 Congresso Brasileira de Geologia, Belém, Anais 6, 2678-2688.
- Grant, N.K. 1978. Structural distinction between a metasedimentary cover and underlying basement in the 600 m.y. -old Pan-African domain of northwestern Nigeria, West Africa. *Geological Society of America, Bulletin*, **89**, 50-58.
- Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R. & Dantas, E.L. 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. 36 Congresso Brasileira de Geologia, Anais **6**, 2683-2696.
- Ige, O.A., Okrusch, M., Schüssler, U., Schmädicke, E. & Cook, N.J. 1998. The metamorphosed mafic-ultramafic complex of Mokuro, Ilesha schist belt, southwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **26**, 593-618.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. 12 Simposio de Geologia do Nordeste, Anais, 33-45.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan Africana*. Doctoral thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UNB, 803p.
- Jardim de Sá, E.F., Fuck, R.A., Macedo, M.F.H., Peucat, J.J., Kawashita, K., Souza, S.Z. & Bertrand, J.M. 1997. Pré-brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data (reply). *Revista Brasileira de Geociências*, **25**, 307-314.
- Kegel, W., Scorza, E.T. & Coelho, F.C.T. 1958. Estudos Geológicos do Norte do Ceará. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral-Divisão de Geologia e Minas, Boletim 134, 46 p.
- Lesquer, A., Beltrão, J.F., de Abreu, F.A.M. 1981. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, **110**, 9-26.
- Lima, E.A.M. 1992. Metamorphic conditions in the Seridó region of North-eastern Brazil during the Brazilian Cycle (Late Proterozoic). *Journal of African Earth Sciences*, **5**, 265-273.
- Mabesoone, J.M., Beurlen, K., Rand, H.M., Costa, W.D., Manoel Filho, J., Barreto, P.T., Rijo, L., Rodrigues, J.M.S., Marinho, J.M.L, Nascimento, P.A.B. & Rocha, M.A. 1971. Geologia da

- Bacia de Jaibaras, Ceará. *Estudos e Pesquisas*, Universidade Federal de Pernambuco/Instituto de Geociências - Recife, **2**, 1-116.
- Martins, G., Oliveira, E.P., Souza Filho, C.R. & Lafon J.M. 1998. Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province? 40 Congresso Brasileira de Geologia, Anais, 28.
- Mello, Z.F. 1978. Evoluções finais do Ciclo Geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. 30 Congresso Brasileira de Geologia, Anais 6, 2438-2450.
- Mendonça, J.C.G.S. & Braga, A.P.G. 1987. As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências*, **17**, 225-341.
- Mont'Alverne, A.A.F., Jardim de Sá, E.F., Derze, G.R., Dantas, J.R.A. & Ventura, P.E.O. 1998. Mapa Geológico do Rio Grande do Norte – 1:500.000. Departamento Nacional da Produção Mineral/Universidade Federal do Rio Grande do Norte/PETROBRÁS/ CRM.
- Monié, P., Caby, R. & Arthaud, M. 1997. The Neoproterozoic orogeny in northeast Brasil: 40Ar/39Ar ages and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, **81**, 241-264.
- Mullan, H.S. 1979. Structural distinction between a metasedimentary cover and a underlying basement in the 600 m.y. old Pan-African domain of Northwestern Nigeria, West Africa. *Geological Society of America, Bulletin*, **90**, 983-984.
- Nascimento, D.A. & Gava, A. 1979. Novas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia Jaibaras. 9 Simposio de Geologia do Nordeste, Natal, Atas, 9-29.
- Nogueira, J.F. 2004. *Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central*. Doctoral thesis, Instituto de Geociências e Ciências exatas -Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 123 p.
- Novais, F.R.G., Brito Neves, B.B. & Kawashita, K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico da região nordeste do Estado do Ceará. 7 Simposio de Geologia do Nordeste, Natal, Atas, 93-110.
- Odeyemi, I.B. 1982. Lithostratigraphy and structural relationships of the Upper Precambrian metasediments in Igarra area, southwest Nigeria. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 111-125.
- Oliveira, D.C. 2000. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the early Paleozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 423-427.
- Oliveira, D.C. 2001. Reavaliação da Evolução Tectono-Magmática do Graben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geológica Hispanica*, **36**, 53-95.
- Oliveira, D.C. & Mohriak, W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 351-383.
- Omitogun, A.O., Caby, R., Debat, P. & Mercier, A. 1991. Le métamorphisme pan-africain de la partie centrale de la zone mobile du Nigéria (Ceinture schisteuse d'Igarra s.l.). *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris*, **313**, 1417-1423.
- Onyeagocha, A.C. & Ekwueme, B.N. 1990. Temperature-pressure distribution patterns in metamorphosed rocks of the Nigerian Basement Complex - a preliminary analysis. *Journal of African Earth Sciences*, **11**, 83-93.
- Parente, C.V. 1995. Géologie et pétrographie d'une plate-forme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará-Brésil). Doctoral thesis, Université de Nantes, France, 306p.
- Parente, C.V. & Arthaud, M. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**, 297-306.
- Parente, C.V. & Fuck, R.A. 1987. Geologia da ocorrência de cobre de Mandacaru (PI). *Revista Brasileira de Geociências*, **17**, 21-32.
- Parente, C.V., Arthaud, M.H. & Oliveira, F.V.C. 1990. Geologia da bacia eo-paleozóica de Iara, CE. *Revista de Geologia – Universidade Federal do Ceará*. **3**, 29-39.

- Parente, C.V., Ronchi, L.H., Sial, A.N., Guillou, J.J., Arthaud, M.H., Fuzikawa, K. & Veríssimo, C.U. 2004a. Geology and geochemistry of paleoproterozoic magnesite deposits (~1.8Ga), State of Ceará, Northeastern Brazil. *Carbonates and Evaporites*, **19**, 28-50.
- Parente, C.V., Silva Filho, W.F. & Almeida, A.R. 2004b. *Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 525-536.
- Quadros, M.L.E.S. & Abreu, F.A.M. 1995. Bacia de Jaibas-NW do Ceará: Considerações sobre a evolução tectono-sedimentar. 5 Simposio Nacional de Estudos Tectônicos Gramado, Brazil. *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, 307-309.
- Quadros, M.L.E.S., Abreu, F.A.M. & Gorayeb, P.S.S. 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibas-NW do Ceará. 38 Congresso Brasileira de Geologia, Camboriú, Anais v.3, 240-242.
- Rahaman, M.A. 1976. Progressive polyphase métamorphisme in pelitic schists around Aiyetoro, Oyo State, Nigeria. *Journal of Mining Geology*, **12**(2), 33-44.
- Rahaman, M.A. 1988. Recent advances in the study of the basement complex of Nigeria. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 11-43.
- Rahaman, M.A. & Ocan, O. 1988. The nature of granulite facies metamorphism in Ikare area, Southwestern Nigeria. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 157-163.
- Rahaman, M.A., Tubosun, I.A. & Lancelot, J.R. 1991. U-Pb geochronology of potassic syenites from SW Nigeria and the timing of deformation events during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, **13**, 387-395.
- Sá, J.M. 1991. Évolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil. Doctoral thesis, Université de Nancy, France, 117p.
- Sá, J.M. & Bertrand, J.M. 1992. Transpressão dextral no sudeste do Estado do Ceará. Província Borborema. 37 Congresso Brasileira de Geologia, Boletim de Resumenes Expandidos, SBG, 368-370
- Sá, J.M. & Legrand, J.M. 1983. Superposição de fases metamórficas na região da Serra do Chico, Lages, RN. *Revista Ciências da Terra, Sociedade Brasileira de Geologia*, **7**, 12-15.
- Sá, J.M., McReath, I. & Leterrier J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 299-314.
- Sacchi, R. 1968. The geology of the region around Bena in Northern Nigeria. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, Italy, **26**, 1-47.
- Santos, T.J.S., Dantas, E.L., Arthaud, M.H., Fuck, R.A., Pimentel, M.M. & Fetter, A.H. 2004. Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. 42 Congresso Brasileira de Geologia, Anais Digitais, 1175.
- Santos, T.J.S., Fetter, A.H. & Nogueira Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brasil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. In: PANKHURST, R.J., TROUW, R.A.J., BRITO NEVES, B.B. & DE WIT, M.J. (Eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication, **294**.
- Santos, T.J.S., Santos, A.A., Dantas, E.L., Fuck, R.A. & Parente, C.V. 2003. Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itaitia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvadore, Brazil, Short Papers, 286-289.

- Schobbenhaus, C. & Campos, D.A. 1984. A evolução da Plata-Forma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. *In*: Schobbenhaus C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. (eds) *Geologia do Brasil*. Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 9-53.
- Sial, A.N. & Long, L.E. 1987. Rb-Sr and oxygen isotope study of the Meruoca and Mucambo Granites, Northeastern Brazil. Fourth International Colloquium of Geochronology, Cosmochemistry and Isotope Geology (*USGS Report 78-701*), 398-400.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandarola, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A. & Rosa, A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte III: província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurena. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**, 529-544.
- Tavares, S.S., Jr. & Gorayeb, P.S.S. & Lafon J.M. 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). 36 Congresso Brasileira de Geologia, Natal, Anais, 337-338.
- Teixeira, M.L.A. 2005. Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria – CE (Província Borborema). MSc thesis, Instituto de Geociências, Brasília, 91 p.
- Tubosun, I.A., Lancelot, J.R., Rahaman, M.A. & Ocan, O.O. 1984. U-Pb Pan-African ages of two charnockite-granite associations from SW Nigeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **88**, 188-195.
- Turner, D.C. 1983. Upper Proterozoic Schist Belts in the Nigerian sector of the Panafrican province of West Africa. *Precambrian Research*, **21**, 55-79.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P. & Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 267-288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., Fetter, A.H. & Dantas, E.L. 1997. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implications for the evolution of West Gondwana. South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, 27-29.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Kosuch, M., Dantas, E.L. & Babinski, M. 1998. *The Borborema Province: a collage of polycyclic domains in northeast Brazil*. International Conference on Precambrian Craton Tectonics, Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 80-83.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Williams, L.S. & Fetter, A.H. 2000. The Seridó Group, NE Brazil: a late neoproterozoic (650 ma), pre-collisional, Brasiliano flysch basin? 31 Congresso Brasileiro de Geologia, Abstracts (CD-ROM).
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, L.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L. & Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, **127**, 287-327.
- Vasconcelos, A.M., Prado, F.D., Cavalcante, J.C., Paiva, I.O., Silva, L.C., Marques, M.T.G., Souza, E.C., Gomes, F.E.M., Frizzo, S.J., Rodrigues, J.C. & Delgado, I.M. 1998. *Folha Iguatu (Folha SB.24-Y-B) Estado do Ceará*. Escala 1:250.000. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/ Divisão de Editoração Geral/Departamento de Apoio
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M. & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 247-266.

**4: IDADE DA SEDIMENTAÇÃO E PROVENIÊNCIA
DO MATERIAL DETRÍTICO DO GRUPO CEARÁ**

The Neoproterozoic Ceará Group, Central Ceará domain, NE Brazil: depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology.

M.H. Arthaud^a, R.A. Fuck^b, E.L. Dantas^b, T.J. Santos^c, R. Caby^d, R. Armstrong^e

^a Departamento de Geologia, Univ. Federal do Ceará, Ce - Brazil michel.h@terra.com.br

^b Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF - Brazil

^c Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas – SP -Brazil

^d Géosciences, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier – France

^e Research School of Earth Science, Australian National University, Canberra, ACT, Australia

Abstract

From the Archaean to the end of the Neoproterozoic the Borborema Province, northeast Brazil went through a complex polycyclic geologic evolution, ending, between 660 and 570 Ma, with the Brasiliano/Pan-African orogeny that led to West Gondwana amalgamation. Evolution of the metasedimentary covers of the Province, from the beginning of their deposition up to their involvement in the Brasiliano/Pan-African collision, is a key element in understanding formation of Gondwana and in attempts in pre-drift correlation between South America and West Africa. One of these covers, the Ceará Group, is exposed in the Central Ceará domain. Aiming to unravel the history of the Ceará Group, we carried out a geochronologic study of representative samples, combining Sm-Nd isotopic data, conventional U-Pb TIMS dating of zircon and U-Pb SHRIMP age determination of detrital zircon grains. Our results show that sedimentation of the Ceará Group started around 750 Ma, following rifting of the Archaean/Palaeoproterozoic basement, associated with bimodal volcanism. The interlayered basic volcanic rocks, re-crystallized into garnet amphibolites, show a concordant age of 749 ± 5 Ma interpreted as the age of crystallization. About 90% of calculated Sm-Nd T_{DM} model ages are Paleoproterozoic and more than 50% of the analyzed samples have T_{DM} between 1.95 and 2.4 Ma, with strongly negative ϵ_{Nd} , consistent with provenance mainly from the Archaean/Palaeoproterozoic basement. Strong contrast between Paleoproterozoic T_{DM} with negative ϵ_{Nd} and young T_{DM} (Mesoproterozoic) with slightly positive ϵ_{Nd} is interpreted as a consequence of changes in detritus provenance induced by geomorphologic alterations resulting from tectonic activity during rifting. Ages of detrital zircon grains obtained by SHRIMP U-Pb analyses show three main groups: about 800 Ma, which corresponds to the bimodal magmatism associated with rifting; 1000/1100 Ma and ca. 1800 Ma. Till now, magmatic rocks with Mesoproterozoic and Statherian ages have not been reported in Central Ceará.

4.1 Introduction

The study area of this work is in the Borborema Province (Almeida et al., 1981), northeast Brazil (Fig. 4-1). The present structure of the Province is part of the Neoproterozoic (ca. 600 Ma) Brasiliano/Pan-African continental collision belt involving the West Africa/São Luiz and the São Francisco/Congo cratons. This collision resulted in the final amalgamation of the West Gondwana paleocontinent.

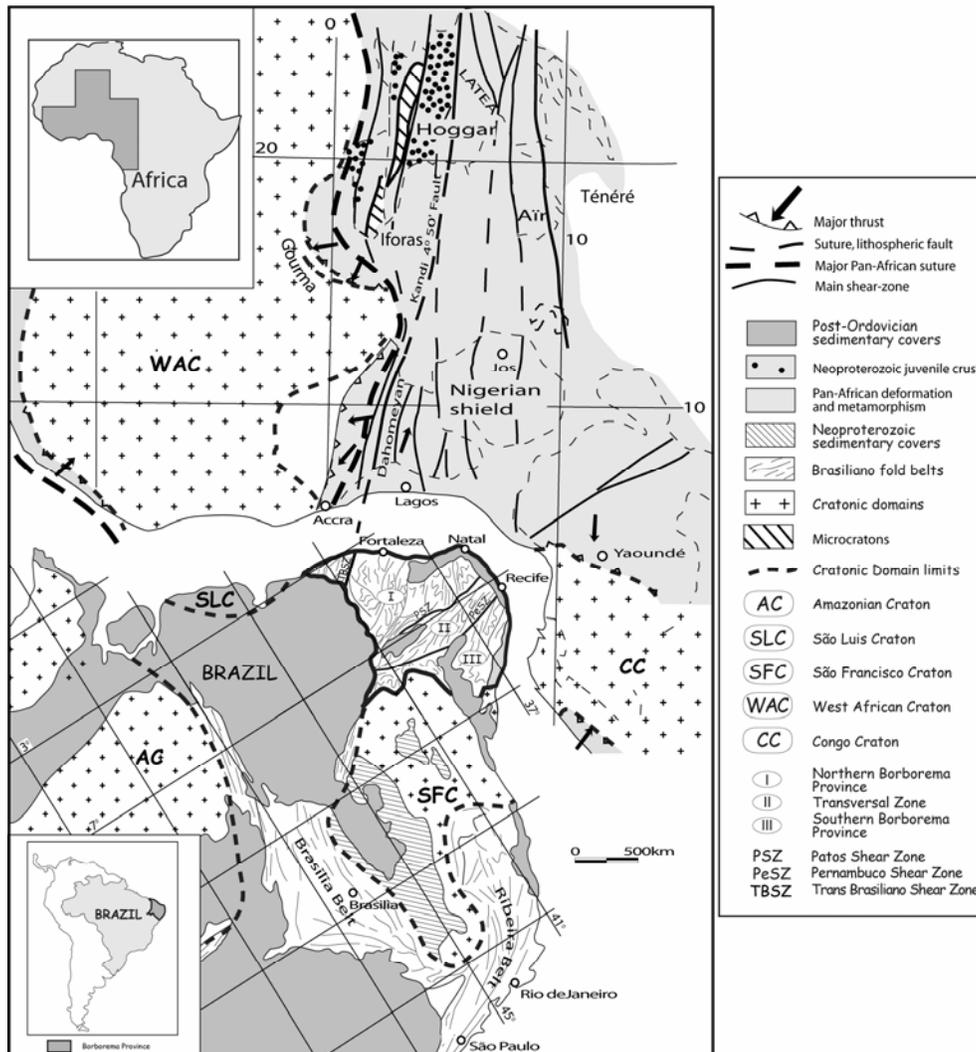


Figure 4-1. The Borborema Province (NE Brazil) in the Western Gondwana context (modified from Caby, 1989 and Schobbenhaus & Campos 1984).

In the Pan-African belt, which represents the northern continuity of the Borborema Province, and in the Brasília and Ribeira Belts, which represent its southwestern prolongation, multiple collisions are materialized by relatively well documented sutures. The Neoproterozoic collisions took place in the time interval between ca. 790 Ma and 540 Ma (Caby et al., 1981; Pimentel et al., 2000; Trouw et al., 2000; Caby, 2003). At the end of the orogeny, the change from

frontal collision to oblique collision at ca. 580 Ma sheared the Panafrican/Brasiliano folded belt, generated large continental-scale right-lateral NE-SW shear zones, with inferred movement of hundreds of kilometers (Vauchez et al., 1995).

Nappe tectonics and transcurrent shear zones related with the Brasiliano/Pan-African orogeny in the Borborema Province were described by several authors (Kegel, 1961; Caby and Arthaud, 1986; Vauchez et al., 1995; Corsini et al., 1996; Neves and Mariano, 1999, Souza et al., 2006), but it is only recently that a great deal of new isotopic data (Van Schmus et al., 1997, 2000, 2003; Fetter, 1999; Fetter et al., 2000, 2003; Kosuch, 2003; Santos et al., 2003; Castro, 2004) allowed to better constrain the Borborema Province evolution from the Archaean to the Neoproterozoic.

In this work we combine Sm-Nd results on whole rock samples, conventional and U-Pb SHRIMP analyses to determine the age of the final stages of West Gondwana amalgamation up to the Brasiliano/Pan-African collision recorded in rocks exposed in the Central Ceará domain. Our main aim is to study the Ceará Group, a monocyclic platform sequence covering the Achaean/Paleoproterozoic basement in the northern Borborema Province, northward of the Patos lineament (Fig. 4-2).

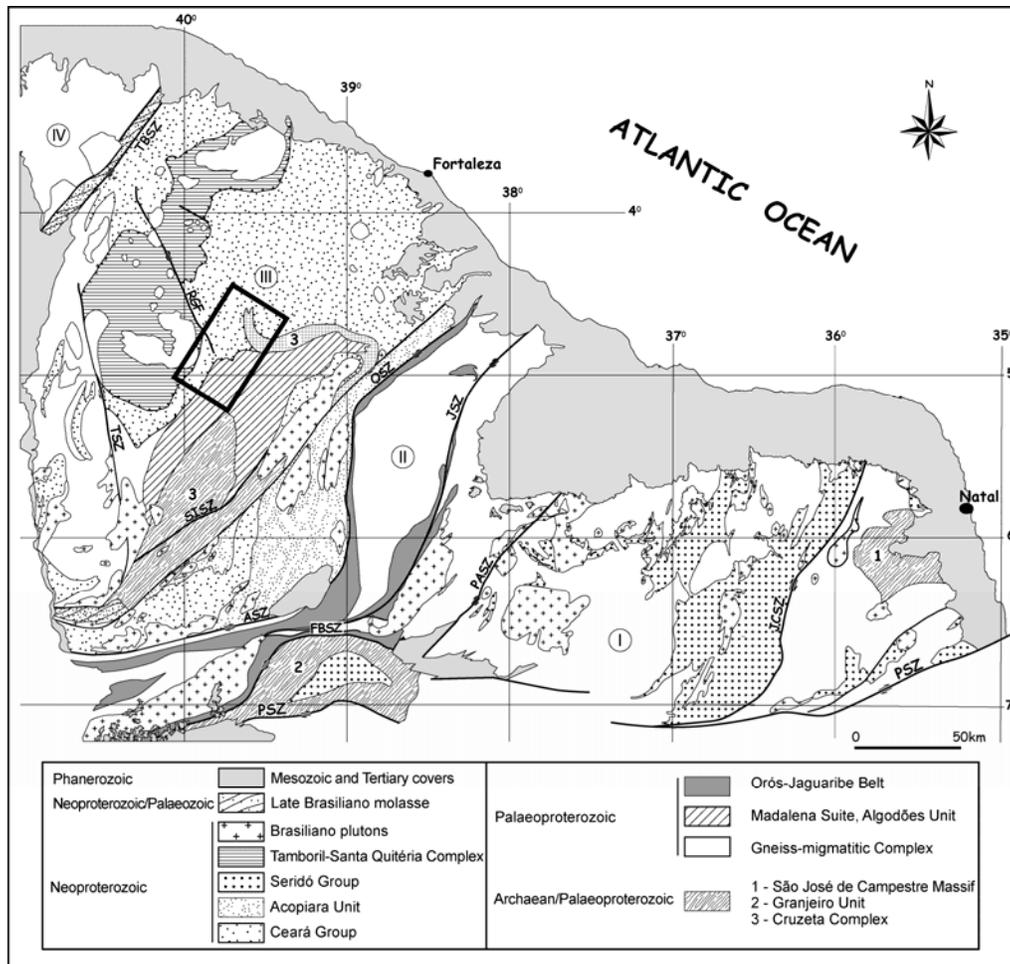


Figure 4-2: Simplified geological map of the northern part of the Borborema Province. Box indicates the study area. I – Rio Grande do Norte domain, II- Orós-Jaguaribe domain, III – Central Ceará domain, IV- Northwest Ceará domain. Main shear zones: TBSZ, Transbrasiliano (Sobral–Pedro II); TSZ, Tauá; SISZ, Sabonete–Inharé; SPSZ, Senador Pompeu; OSZ, Orós; JSZ, Jaguaribe; PASZ, Portalegre; JCSZ, João Câmara; ASZ, Aiuába; FBSZ, Farias Brito; PSZ, Patos. RGF, Rio Groaíras fault. Modified from Mont’Alverne et al. (1998), Cavalcante (1999), Cavalcante et al. (2003), Van Schmus et al. (2003), Dantas et al. (2004).

The metasedimentary sequence of the Ceará Group overlies large areas of the Central Ceará domain (Arthaud et al., in press). The sequence is characterized by Himalayan-type nappe tectonics (Caby and Arthaud, 1986; Caby et al., 1990, 1995) and displays high-grade metamorphism, reaching even eclogite facies conditions (Castro, 2004, Garcia and Arthaud, 2004, 2006)

Two basic aspects are discussed in this contribution: age of deposition and provenance of detrital material.

4.2 Geologic setting

4.2.1. Northern Borborema Province

The northern Borborema Province, northeast Brazil, limited southwards by the Patos lineament, a continental-scale E-W dextral strike-slip shear zone, can be divided into four domains with contrasting lithologic, structural, metamorphic and isotopic features (Fig. 4-2), separated by large NE-SW to ENE-WSW dextral ductile shear zones. One common aspect of these domains is the presence of complex polycyclic basement of Achaean to Paleoproterozoic age, comprising essentially gneiss terrains derived from igneous plutonic rocks, underlying monocyclic metasedimentary belts: Seridó Group in the Rio Grande do Norte domain, Orós and Jaguaribe belts in the Orós-Jaguaribe domain, Ceará Group in the Central Ceará and Martinópolis Group in the NW Ceará domain. Knowledge of the evolution of these supracrustal belts is essential to understanding the Brasiliano collision.

The sediments of the Orós and Jaguaribe belts, of late Paleoproterozoic age (ca. 1800 Ma, Sá et al., 1991 ; Sá et al. 1995; Parente, 1995; Parente and Arthaud, 1995; Cavalcante, 1999) were deposited in an intracratonic rift environment and were deformed and metamorphosed at the end of the Neoproterozoic (ca. 600 Ma) during the Brasiliano/Pan-African orogeny.

Recent work has shown that sedimentation of the Seridó Group occurred at the end of the Neoproterozoic, possibly in a back-arc environment, adjacent to an active continental margin (Van Schmus et al., 2003; Kozuch, 2003).

The Ceará Group was considered for many years to be of Paleoproterozoic age (e. g. Jardim de Sá, 1984, Cavalcante et al., 2003). Rocks of this group were systematically sampled in recent years for whole rock Sm-Nd isotopic studies (Fetter, 1999; Fetter et al., 2000, 2003; Santos et al. 2003, 2004; Castro et al. 2003; Castro, 2004). The results obtained point to a maximum late Mesoproterozoic depositional age.

This work is the outcome of 1:150.000 scale geologic mapping of the central portion of the Central Ceará domain (Fig. 4-2), where Archaean/Paleoproterozoic basement-cover relationships are particularly well exposed.

4.2.2 Central Ceará domain

The Central Ceará domain is limited eastwards by the Orós ductile shear zone, and westwards by the Transbrasiliano lineament (Sobral-Pedro II shear zone), both large NE-SW dextral strike-slip shear zones. The southern limit is the right-lateral ENE-WSW Aiuába shear zone, and westwards the domain is covered by the Phanerozoic Parnaíba basin.

The Precambrian terrains of the Central Ceará domain comprise: (i) basement complex of Archaean to Palaeoproterozoic age, (ii) cover of metasedimentary rocks deformed and metamorphosed during the Brasiliano collision, (iii) Neoproterozoic granites and dikes, and (iv) late-orogenic molasse deposits.

4.2.2.1 Basement

Initially referred to as the gneiss-migmatite complex or Caicó complex, designation applied to similar terrains in the Rio Grande do Norte domain, with the improving of geochronological knowledge the basement is presently divided into four units: (i) Cruzeta complex, (ii) gneiss-migmatite complex, (iii) Madalena suite, and (iv) Algodões unit.

Cruzeta Complex

The Cruzeta complex comprises migmatitic banded gneisses of tonalite and granodiorite composition, interlayered within remnants of pelitic metasedimentary rocks, calc-silicate rocks, quartzites, and banded iron formations. Intercalations of mafic and sometimes chromite-bearing ultramafic rocks are common. Regional metamorphism under epidote amphibolite facies conditions developed during the early stage of nappe stacking of the Brasiliano orogeny.

Recent geochronologic data have confirmed the presence of a Meso-Neoproterozoic core with U-Pb zircon ages between 2.64 and 2.85 Ga (Fetter, 1999). Sm-Nd T_{DM} model ages vary from 2.7 to 3.0 Ga, and positive or slightly negative $\epsilon_{Nd}(t)$ values indicate that part of the dated material is of juvenile character.

Siderian Sm-Nd T_{DM} model ages (2,3-2,5 Ga) obtained by various authors on samples of the complex (Martins et al., 1998; Fetter, 1999; Martins, 2000) point to the existence of Paleoproterozoic rocks tectonically interleaved with the Achaean gneisses. Limits between these rocks have not yet been traced due to their similarity and also to the strong Brasiliano deformation represented by low-angle SE-dipping foliation and by high-temperature amphibolite facies metamorphic recrystallization accompanied by more or less intense partial melting.

Gneiss-migmatite complex

The gneiss-migmatite complex encompasses the gneiss terrain exposed westward of the left-lateral strike-slip Tauá shear zone. Gneissic rocks are largely dominant and of varied composition, mainly derived from igneous protoliths. Metasedimentary sequences of unknown age are also present. Geochronologic data are scarce, and in the absence of conclusive age determinations, it is supposed that these terrains are also of Paleoproterozoic age, by analogy with the neighbouring gneiss terrains (Cavalcante et al. 2003). The age of deformation and metamorphism is not known as yet.

Madalena plutonic suite

The Madalena suite comprises mainly tonalite and diorite intrusions that cut through the Cruzeta complex. The intrusions are less deformed and metamorphosed than their country rocks and many large outcrops are almost devoid of foliation. As in the metasedimentary country rocks of the Cruzeta complex, there are no indications of partial melting and migmatization.

Several U-Pb age determinations on zircon (Martins et al., 1998; Fetter, 1999; Martins, 2000; Castro, 2004) constrain this magmatic activity to between 2.15 and 2.25 Ga. T_{DM} model ages vary between 2350 and 2500 Ma, with $\epsilon_{Nd}(t)$ values mostly positive or slightly negative, suggesting mainly juvenile crustal accretion.

Algodões unit

The Algodões unit comprises an association of supracrustal rocks at the northern border of the Cruzeta complex. It is not clear whether the unit is a cover to the complex or whether the contact is of tectonic nature.

The main rock types are amphibolite (without garnet), fine-grained leucogneiss, metagreywaque, metarkose, calc-silicate rocks, rare metapelite and quartzite, generally bearing muscovite and sometimes with conglomeratic intercallations. Near the top of the unit layers of generally aphyric felsic metavolcanic rocks (≥ 500 m) are exposed, but no way-up criteria could be observed.

The unit is weakly to moderately deformed and regional foliation is shallow-dipping generally, concordant with that in the Cruzeta complex. Metamorphism is of high-temperature amphibolite facies, however with no evidence of migmatization.

Geological relationships with the Cruzeta complex and the Madalena suite are controversial. However, there are some arguments favoring the hypothesis that the Algodões unit is younger:

(i) in the areas where the Madalena suite and the Algodões unit coexist, dikes of amphibolite and leucogneiss cut through the former; the dikes are taken as the feeders of the mafic and felsic flows of the Algodões unit.

(ii) U-Pb and Sm-Nd geochronologic data appear to confirm the relationships observed in the field. Three Sm-Nd isochronic diagrams obtained from ultramafic (4 samples), mafic (5 samples), and felsic rocks (3 samples) display 2058 ± 126 Ma (basic rocks), 2077 ± 211 Ma (felsic rocks) and 2064 ± 86 Ma (ultramafic rocks) alignments of analytical points. Positive ϵ_{Nd} values, between +2,5 and +5,3 for the mafic rocks, between +2,6 and +3 for the felsic rocks, and between +1,5 and +7,8 for the ultramafic rocks, indicate that volcanism was sourced in depleted mantle (J.-P. Liégeois, written communication). Analytical points of the felsic rocks are not well aligned and chemistry of the analysed samples suggests that they may not be cogenetic rocks (J.-P. Liégeois, written communication). However, recent SHRIMP U-Pb age determination on zircon from a metarhyolite sample reveals crystallization age of ca. 2130 Ma (Castro 2004), thus identical within error to ages of the Madalena metatonalites. Several Sm-Nd model ages determined on samples from terrigenous metasedimentary rocks and felsic metavolcanic rocks have furnished values

between 2000 and 2800 Ma, with strong negative ϵ_{Nd} values between -11,5 and -27,6, suggesting that these rocks are not juvenile and that they bear a major contribution from the Achaean crust.

4.2.2.2 Metasedimentary cover

The Ceará Group encompasses most of the metasedimentary cover exposed within the Central Ceará domain. The group comprises a thick and extensive sequence of essentially pelite to semipelite and other terrigenous metasedimentary rocks of greywacke-type. The group also encompasses thick layers of quartzite, marbles and calc-silicate rocks commonly associated with metabasic rocks. The latter are represented by amphibolites. Some felsic metavolcanic rocks are also encountered within the metasedimentary pile. The low-angle foliation formed during the early stage of nappe stacking and associated regional metamorphism generally culminated in high-temperature amphibolite facies. Early high-pressure metamorphic conditions are indicated in some aluminous metapelites by the occurrence of almandine-kyanite-white mica-rutile assemblages that were thoroughly overprinted by sillimanite-biotite-plagioclase assemblages accompanied by anatexis, and culminating locally in granulite facies assemblages. Several occurrences of retrogressed eclogites were described (Castro, 2004; Garcia and Arthaud, 2004, Garcia et al., 2006). Contacts with the underlying Algodões unit and overlying Tamboril-Santa Quitéria complex are tectonic.

4.2.3 Tamboril-Santa Quitéria complex

The Tamboril-Santa Quitéria complex is of igneous-anatectic nature, comprising mainly diatexites that resulted from large-scale melting of supracrustal rocks. Abundant enclaves of all sizes of amphibolite (probably metabasalt) and calc-silicate rocks characterize the complex. These migmatites were intruded by large volumes of tonalite and granite magmas.

Available U-Pb zircon ages of granitoid rocks of the complex vary between ca. 660 and 614 Ma (Fetter et al., 2003; Brito Neves et al., 2003). Sm-Nd T_{DM} model ages are Meso- to Neoproterozoic, and ϵ_{Nd} (600) values vary between -3 and +3 (Fetter et al., 2003). Based on petrographic and isotopic data, Fetter et al. (2003) inferred that the complex represents a magmatic arc formed in a continental environment immediately before the Brasiliano collision.

4.2.4 Neoproterozoic granites

The Borborema Province is characterized by widespread and voluminous granite plutonism related to the Brasiliano Orogeny (Ferreira et al., 1995). Most of the early-collision granites present U-Pb zircon crystallization ages in the 630-620 Ma interval. However, the oldest one so far dated in the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc is ca. 660 Ma (Brito Neves et al. 2003).

The syn-kinematic granites are divided in two main groups:

(i) Al-rich anatectic granites intruded during crustal thickening, with the same age of the Brasiliano metamorphism (ca. 600 Ma).

(ii) syn-strike-slip phase granites with U-Pb crystallization ages of ca. 580-590 Ma (Nogueira, 2004).

Late-orogenic granites have ages of ca. 580 Ma (Fetter, 1999; Brito Neves et al., 2003) and the post-orogenic granites associated with late-Brasiliano molasses were dated at ca. 530 Ma (Fetter, 1999).

Recently Ordovician post-orogenic granites were described (ca. 470 Ma, Castro, 2004; ca. 460 Ma, Teixeira, 2005).

4.2.5 Late-Brasiliano molasses

Several ductile shear zones remained active under shallow crust conditions up to the Cambrian-Ordovician. Their activity controlled the sedimentation in small transtensional-type molasse basins. Parente et al. (2004) estimate that sedimentation of the two depositional sequences in the Jaibaras basin took place during the 560 e 440 Ma interval, controlled by movement along the Transbrasiliano lineament (Sobral-Pedro II shear zone).

4.3 Ceará Group

In its presently accepted concept (Arthaud et al., 1998, Cavalcante et al., 2003), the Ceará Group encompasses nearly all metasedimentary sequences exposed in the Central Ceará domain.

Several authors (e.g.: Cavalcante et al., 1983; Cavalcante et al., 2003) divided the group into local informal units, giving rise to a confusing nomenclature. In the more recent 1:500,000 scale geologic map of Ceará, Cavalcante et al. (2003) divided the Ceará Group into four informal units: Arneiroz, Quixeramobim, Canindé and Independência. According to this division, the metasedimentary rocks of the study area belong to the Independência unit.

Our 1:150,000 scale geologic survey of the study area, as well as detailed petrographic and structural investigations led us to suggest dividing the Independência unit into five sub-units (SU), from base to top: São José dos Guerra, Lázaro, Guia, Ematuba and Itatira (Fig. 4-3). Those units are sharply delimited upwards and downwards by concordant late-metamorphic low-angle thrusts.

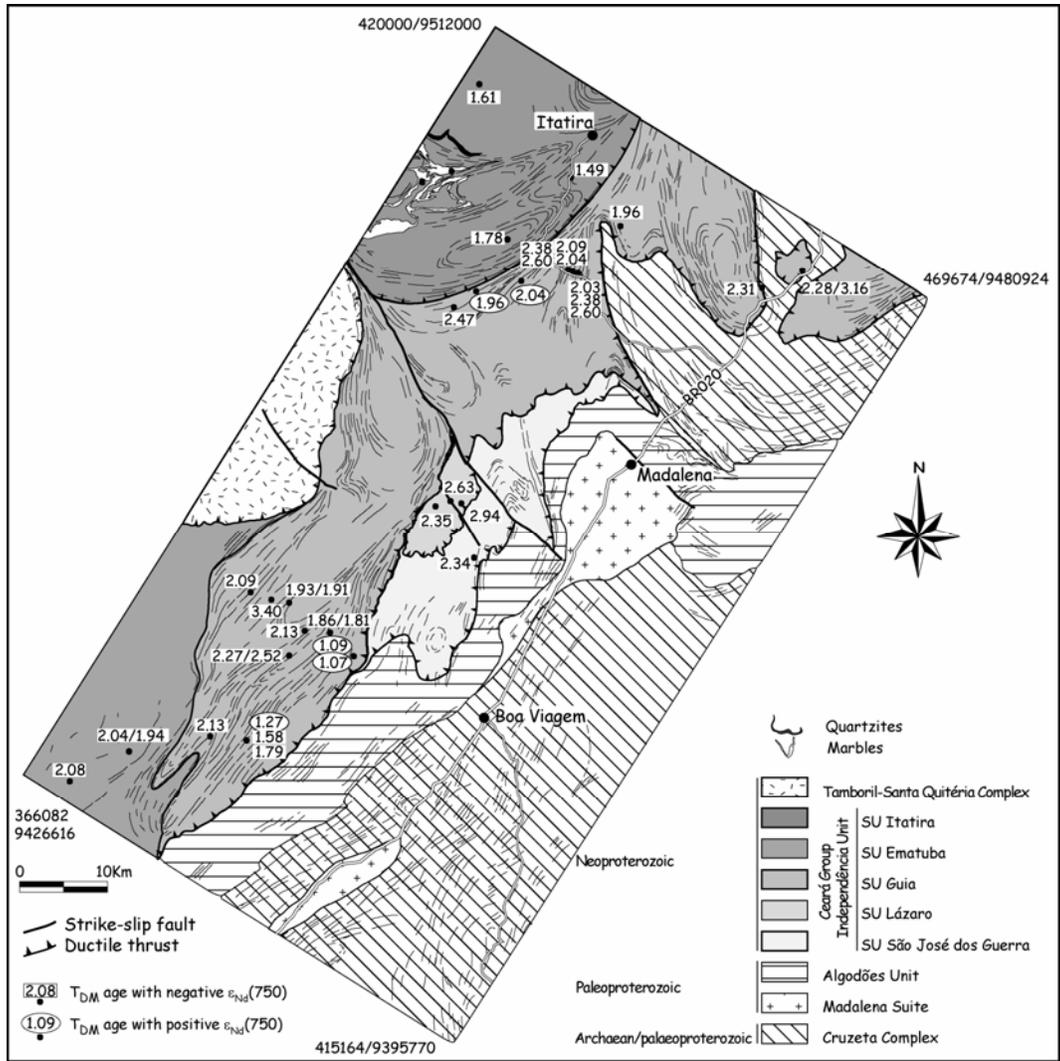


Figure 4-3: Simplified geologic map of the study area.

4.3.1 Sub-units

4.3.1.1 São José dos Guerra. SU

São José dos Guerra SU is the basal sub-unit of the Ceará Group in the study area. Above the basal retromorphic mylonite intercalating thin quartzite beds, the sequence passes into fine-grained muscovite-bearing biotite gneiss which displays a typical *lit-par-lit* migmatite feature of centimetric quartz-feldspar veins injected into the foliation due to partial melting. The proportion of quartz-feldspar neosome is low, rarely surpassing 10% in volume. Migmatization is absent in the upper part of the sub-unit, where muscovite-garnet-sillimanite-bearing metapelites are dominant.

4.3.1.2 Lázaro SU

The Lázaro SU is a small tectonic slice exposed between the São José dos Guerra and Guia sub-units. It comprises mainly medium-grained migmatitic gneiss, locally with garnet and kyanite.

Associated strongly foliated metatonalite/granodiorite appears to represent syn-metamorphic intrusions.

4.3.1.3. Guia SU

Guia is the largest sub-unit of the study area. It comprises mainly metapelite, quartzite and discontinuous carbonate beds. Amphibolite represents former basalt sills or flows in the middle part of the *nappe*. Rare felsic metavolcanic rocks are observed.

Parageneses from metapelites bear evidence of different pressure/temperature metamorphic conditions: (i) non migmatitic high- pressure gneisses containing early white mica and garnet (both with inclusions of kyanite), and large kyanite and rutile crystals in the matrix of quartz, plagioclase and biotite; (ii) anatexite and granulitic migmatite with garnet, kyanite and large twinned K-feldspar megacrystals randomly grown on the foliation; and (iii) high-temperature amphibolite facies garnet- and sillimanite-bearing migmatitic gneiss. A large proportion of lens-shaped amphibolite bodies, very rich in small garnet crystals, represent retrogressed eclogites, as shown by the presence of abundant symplectites that resulted from the break-down of primary omphacite. Geothermobarometric measurements indicate that these rocks were formed at temperatures $\geq 750^{\circ}\text{C}$ and pressures ≥ 17 kbar (Garcia et al., 2006).

4.3.1.4. Ematuba SU

The Ematuba sub-unit is exposed only in the SW portion of the study area. The nature of its basal contact is not clearly defined yet. The sub-unit is characterized by strongly migmatized biotite gneiss derived from sedimentary rocks. Garnet is generally present, and sometimes sillimanite is found. Marble and quartzite lenses are rare. At the base of the sequence, migmatites are generally of the *lit-par-lit* type, displaying rhythmic centimetre-size alternation of paleosome and quartz-feldspar neosome. Proportion of neosome increases towards the top and the rock grades into stromatic migmatite; anatectic garnet-muscovite granite pockets are common in the upper part of the pile.

4.3.1.5. Itatira SU

Like Guia, the Itatira sub-unit comprises mainly garnet-rich metapelite. At its base, kyanite or kyanite + sillimanite are the Al-silicates of the metamorphic mineral assemblage. Sillimanite appears in late shear planes parallel to the main foliation. In the upper part of the Itatira sub-unit, kyanite is absent, whereas partial melting and migmatization, scarce at the base, increase. Carbonate and calc-silicate rocks are common, as well as quartzite. Association of amphibolite and calc-silicate rocks is frequent.

4.3.2 Structural features

The contact between the Algodões unit and the Ceará Group (Guia sub-unit in the south and São José dos Guerra sub-unit in the north of the area) represents a low-angle ductile shear zone characterized by retrogressed muscovite- and garnet-rich mylonites. Algodões unit rocks are generally devoid of mylonitization, but are frequently transposed by fracture cleavage parallel to the mylonitic foliation of the overlying rocks. This indicates that the final emplacement of the Ceará Group *nappes* took place under relatively low temperature amphibolite facies conditions. Nearly perpendicular stretching lineations (NW-SE in the cover, NNE-SSW in the basement, Fig. 4-4) corroborate the tectonic nature of the contact.

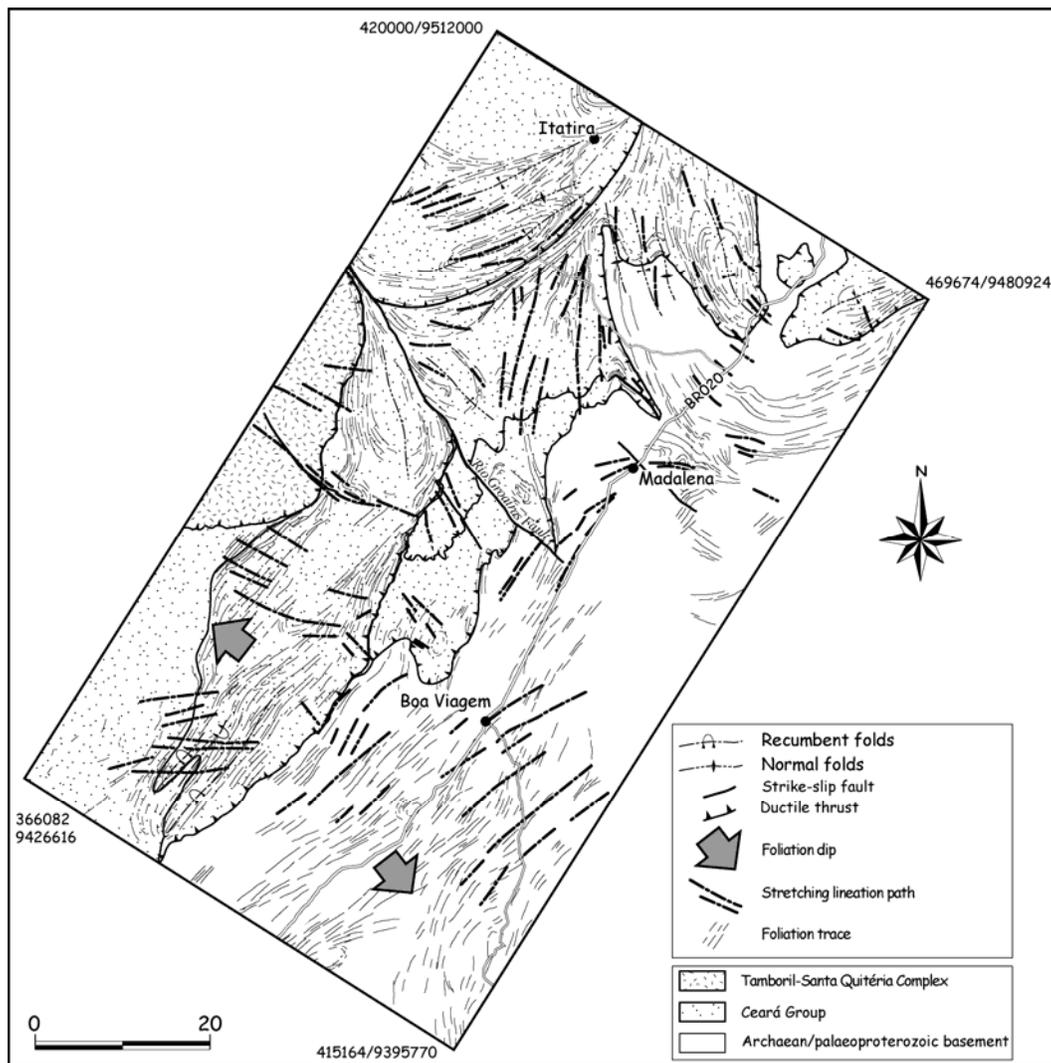


Figure 4-4: Sketch structural map of the study area.

Similar to the basal contact, foliations in Ceará Group rocks display a shallow dip to the NW, in contrast with those in the basement rocks, which dip to SE. In the Ceará Group stretching

lineations are down-dip (NW-SE), whereas stretching lineations tend to be parallel to the NNE-SSW foliation strike in basement rocks (Fig. 4-4).

Except for the Guia and Ematuba sub-units, the nature of those contacts were not unequivocally established, all other sub-units are delimited by tectonic contacts. This is also the case of the contact between the Ceará Group and the overlying Tamboril-Santa Quitéria complex. South-westwards of the Rio Groaíras fault that represents a Paleozoic left-lateral transcurrent fault, tectonic transport directions of all cover units are parallel. However, north-eastward of the fault, deformations related with post-metamorphic peak terminal phase of nappe emplacement disturbed the initial tectonic structure, forming gentle km-scale open folds with curved axes and deflexion of the stretching lineation, especially in the Itatira sub-unit.

4.4 Analytic methods

4.4.1 Sm-Nd

Sm-Nd isotopic analyses followed the method described by Gioia and Pimentel (2000) and were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Whole rock powders (ca. 50 mg) were mixed with ^{149}Sm - ^{150}Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, using teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP – di-ethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). Sm and Nd samples were loaded on Re evaporation filaments of double filament assemblies and the isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode. Uncertainties for Sm-Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are better than $\pm 0,4 \%$ (1σ) and $\pm 0.005\%$ (1σ), respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.7219 and the decay constant (λ) used was 6.54×10^{-12} .

4.4.2 U-Pb

Zircon concentrates were extracted from ca. 10 kg rock samples, using conventional gravimetric (DENSITEST[®]) and magnetic (Frantz isodynamic separator) techniques at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Final purification was achieved by hand picking using a binocular microscope.

For the conventional U-Pb analyses, fractions were dissolved in concentrated HF and HNO₃ (HF:HNO₃ = 4:1) using microcapsules in Parr-type bombs. A mixed ^{205}Pb - ^{235}U spike was used. Chemical extraction followed standard anion exchange technique, using Teflon microcolumns, following procedures modified from Krogh (1973). Pb and U were loaded together on single Re filaments with H₃PO₄ and Si gel, and isotopic analyses were carried out on a Finnigan MAT-262

multi-collector mass spectrometer equipped with secondary electron multiplier - ion counting, at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Procedure blanks for Pb, at the time of analyses, were better than 20 pg. PBDAT (Ludwig, 1993) and ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001a) were used for data reduction and age calculation. Errors for isotopic ratios are 2σ .

4.4.3. SHRIMP U-Pb

The U-Pb analyses have been carried out using SHRIMP II at the Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra. Each analysis consisted of six scans through the mass range. The data have been reduced in a manner similar to that described by Williams (1998), using SQUID Excel Macro of Ludwig (2001a). For the Pb/U calibration, the measured Pb/U ratios have been normalized relative to a value of 0.1859 for the $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ratio of the FC1 reference zircon, equivalent to an age of 1099 Ma (Paces and Miller 1993). U and Th concentrations were determined relative to the SL13 standard.

Uncertainties given for individual analyses are at the 1σ level, and uncertainties in the calculated weighted mean or intercept ages are reported at the 95% confidence level. Concordia plots and regression calculations were carried out using Isoplot/Ex (Ludwig 2001b).

4.5 Results

4.5.1 Sm-Nd

4.5.1.1. Analytical data

41 samples of the Ceará Group were analysed: 1 sample from São José dos Guerra sub-unit, 3 samples from Lázaro SU, 26 samples from Guia SU, 2 samples from Ematuba SU and 9 samples from Itatira SU. Detailed analytical data, location and petrography of the 41 samples are given in appendix A and summarized analytical data are given in table 4-1.

Table 4-1: Summary of Sm-Nd data of Ceará Group samples

Sample	Unit	$\epsilon_{\text{Nd}}(750)$	$T_{\text{DM}} \text{ Ga}$	Sample	Unit	$\epsilon_{\text{Nd}}(750)$	$T_{\text{DM}} \text{ Ga}$	Sample	Unit	$\epsilon_{\text{Nd}}(750)$	$T_{\text{DM}} \text{ Ga}$
VC 106B	Guia	2,12	1,07	PRC77	Guia	-10,09	2,09	PRC87	Itatira	-11,71	1,78
VC 106A	Guia	1,89	1,09	PRC88B	Guia	-11,61	2,09	PRC82A	Itatira	-12,52	2,00
PRC 04 55	Guia	0,39	1,27	PRC 04 56	Guia	-12,98	2,13	PRC82B	Itatira	-7,73	2,03
VC 96	Guia	-5,75	1,58	PRC79	Guia	-12,72	2,13	PRC 04 36	Itatira	-10,10	2,07
PRC 339	Guia	-6,96	1,79	PRC 267	Guia	-20,24	2,27	PRC83	Itatira	-12,57	2,22
VC 109 A	Guia	-7,36	1,81	PRC94B	Guia	-25,79	2,28	P156	Itatira	-12,57	2,22
VC 109B	Guia	-8,05	1,86	PRC 266	Guia	-13,98	2,31	PRC 04 49	Itatira	-17,04	2,33
PRC 04 76	Guia	-8,24	1,91	VC 74B	Guia	-14,48	2,38	PRC 1292	Itatira	-7,63	3,53
PRC 417	Guia	-8,91	1,93	VC 84	Guia	-18,02	2,47	PRC 04 60	Ematuba	-8,12	1,94
PRC 1289	Guia	0,28	1,96	VC 74 A	Guia	-15,86	2,60	PRC 04 63	Ematuba	-10,32	2,08
PRC89B	Guia	-7,73	2,03	PRC94A	Guia	-25,45	3,16	VC 124	Lazaro	-16,34	2,35
PRC 04 52	Guia	-9,77	2,04	PRC78	Guia	-11,61	3,40	PRC 04 70 (2)	Lazaro	-12,82	2,63
PRC 1286	Guia	0,32	2,04	PRC 04 43	Itatira	-2,33	1,49	PRC 1291	Lazaro	-16,98	2,94
PRC88C	Guia	-10,65	2,04	PRC 04 42	Itatira	-4,51	1,61	PRC 04 68	S_José_G	-16,28	2,34

Based on the age of basic volcanism intercalated in the Guia sub-unit sediments (this paper,) the age of 750 Ma was used for $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ calculation

4.5.1.2. Results

Figure 4-5a, b and c show Nd evolution diagrams for Guia and Itatira sub-units, and for the whole of Ceará Group samples, respectively.

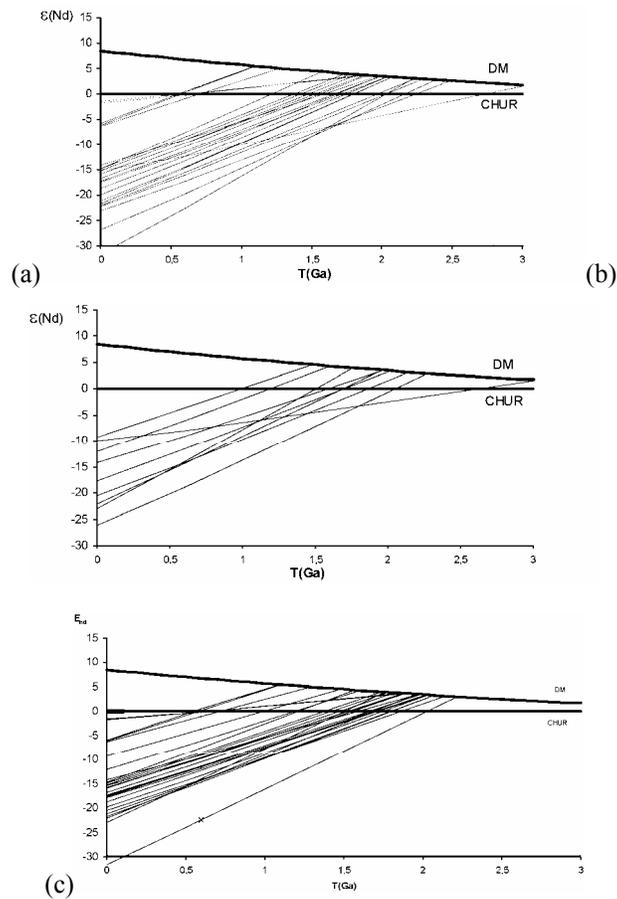


Figure 4-5: Nd evolution diagram for the samples of Guia (a) and Itatira (b) sub-units and for the whole of Ceará Group samples (c)

TDM data

Close to 90% of calculated model ages are Paleoproterozoic values, and more than 50% of the analyzed samples have T_{DM} model ages comprised within the 1,950 – 2,400 Ma interval (Fig. 4-6).

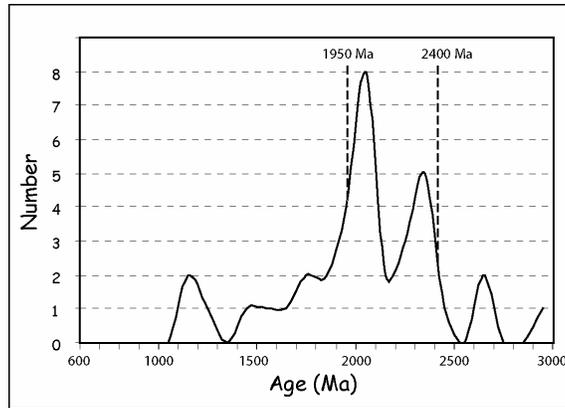


Figure 4-6: Histogram plot for T_{DM} ages of 44 samples of Ceará Group rocks.

Guia and Itatira sub-units include five samples, a little above 10% of analyzed samples, presenting Mesoproterozoic model ages, between 1.07 and 1.58 Ga. The lowest model age determined in samples of metasedimentary rocks is 1.09 Ga (late Mesoproterozoic) from garnet-muscovite-biotite gneiss (VC 106A, Guia SU). Younger T_{DM} model ages are restricted to Guia sub-unit.

The majority of calculated Archean T_{DM} model ages from Guia and Itatira sub-units are highly fractionated samples, with high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ values and meaningless T_{DM} model ages. Only one sample of the Guia SU and two samples of the Lázaro SU effectively show Archean detrital material contribution.

ϵ_{Nd} data

Samples from the Guia sub-unit display bimodal distribution pattern of $\epsilon_{\text{Nd}}(750)$ values: one group, comprising two metabasic rock samples, two biotite gneiss samples of sedimentary origin and one sample of fine-grained gneiss of probable felsic igneous origin, presents positive $\epsilon_{\text{Nd}}(750)$ values between +0,28 and + 2,12, and their model ages range from 1.09 to 1.27 Ga. Both metabasic rock samples are highly fractionated, and their model ages have no meaning. All other analyzed samples from the Guia sub-unit are characterized by moderate to strongly negative $\epsilon_{\text{Nd}}(750)$ values, between -5,8 and -25,5.

Samples from the other Ceará Group sub-units display negative $\epsilon_{\text{Nd}}(750)$ values and generally Meso- to Paleoproterozoic model ages.

Taking model ages into account, the maximum deposition age of at least part of the Ceará Group is 1,090 Ma, that is late Mesoproterozoic. The main source of the deposits is the Archean-Paleoproterozoic basement, and provenance is probably from the Cruzeta complex,

Madalena suite and Algodões unit. However, the 1,090-2,000 model ages interval implies contribution from Meso- and/or Neoproterozoic sediment sources.

The large T_{DM} model ages spread, between 1,090 and 2,600 Ma, is evidence of changes in the source of detritus material. Samples with Mesoproterozoic T_{DM} model ages are from close to the base of the Guia sub-unit, suggesting a geometric polarity in the nappe stack: sediments with younger provenance are at the base, whereas sediments with older T_{DM} model ages are at the top. Stratigraphic polarity criteria have not been recorded, possibly due to high-grade metamorphic recrystallization and strong deformation, hampering inferences concerning time relationships from this observation. However, younger T_{DM} model ages at the base of the Guia sub-unit suggest that they indicate relevant tectono-magmatic activity associated with thinning and rifting of the basement at the start of Ceará Group sedimentation. Positive $\epsilon_{Nd}(750)$ values of metasedimentary samples VC10a and PR04 55 corroborate juvenile sources for part of the sediment supply.

4.5.2 U-Pb results and interpretation

Three garnet amphibolite samples from the Guia sub-unit (PRC1286, 1288, 1289) were selected for crystallization age determination of metabasic rocks metamorphosed under eclogite facies conditions (Castro, 2004; Garcia and Arthaud, 2004). Sampling localities are indicated in Appendix B.

Sample PRC1289 yielded few zircon grains, belonging to a single population of small, prismatic, transparent crystals. A concordant fraction of crystals yielded the age of 749 ± 5 Ma, interpreted as the crystallization age of the precursor tholeiite magma (Fig. 4-7).

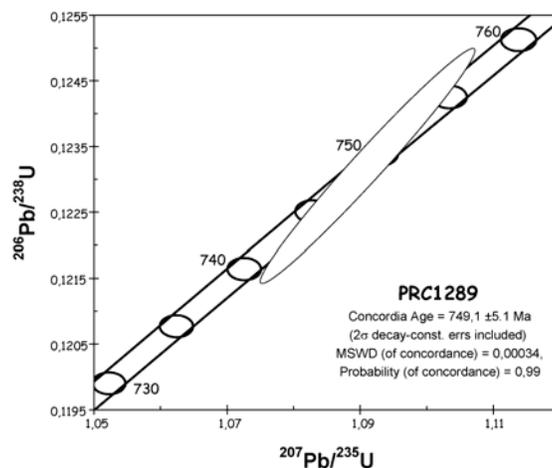


Figure 4-7: Concordia plot for sample PRC1289 garnet amphibolite

Zircon grains from sample PRC1286 are very heterogeneous, belonging to several different families. The resulting concordia diagram (Figure 4-8a) displays several alignment solutions (e.g.

1379 Ma, 1459 Ma, 1638 Ma), showing that many of the analyzed zircon crystals are inherited, suggesting crustal contamination. The same observation can be made in the diagram of sample PRC1288 (Fig. 4-8b). In both cases upper and lower intercepts have no geological meaning.

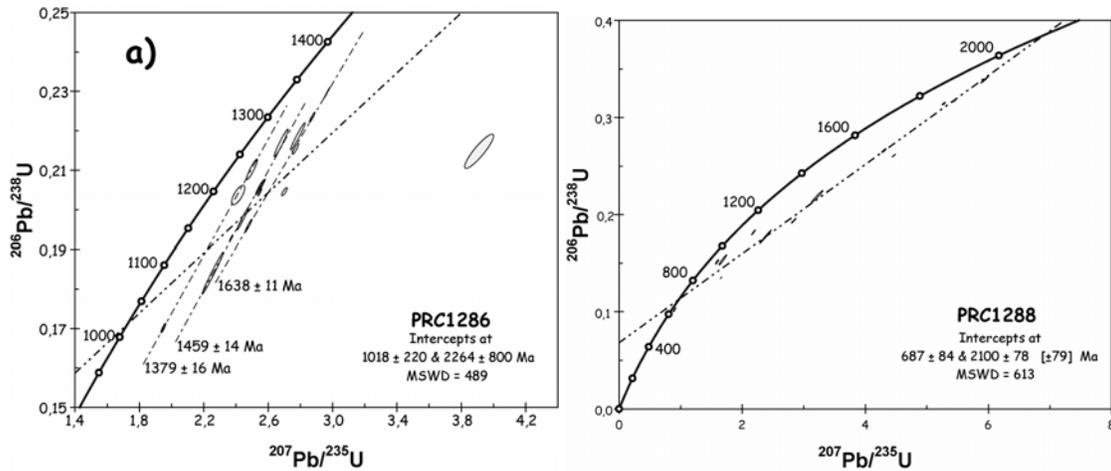


Figure 4-8: Concordia plot for samples PRC1286 and 1288 (garnet amphibolites)

The presence of inherited zircon in both samples PRC1286 and 1288, and the slightly positive $\epsilon_{Nd}(750)$ values (+0,32 e +0,28) of samples PRC1286 and 1289 indicate that these rocks experienced crustal contamination.

5.5.3 SHRIMP U-Pb

Sample PRC445 (SU Guia) of garnet- and kyanite-bearing biotite gneiss was chosen for analysis of detrital zircon grains. Sm-Nd isotopic analysis of the sample indicates Mesoproterozoic T_{DM} (1,27 Ga) and slightly positive $\epsilon_{Nd}(750)$ of +0,39.

4.5.3.1 Analytical data

Summary of SHRIMP analytical results is shown in Table 4-2. The complete data set is shown in Appendix A. Figure 4-9 shows the concordia plot of the detrital zircons.

Table 4-2: Summary of SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages for sample PRC455(Guia SU)- 33 zircon grains.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age
374 ± 4.5	699 ± 170	1020 ± 15	1258 ± 24	1703 ± 20	1767 ± 24
618 ± 9	805 ± 66	1034 ± 9.4	1172 ± 18	1769 ± 14	1840 ± 9.6
640 ± 6.8	578 ± 32	1054 ± 16	1683 ± 110	1790 ± 15	1846 ± 11
687 ± 8.4	1476 ± 33	1097 ± 9.3	1102 ± 13	1821 ± 22	1889 ± 12
750 ± 7.8	772 ± 36	1177 ± 13	1224 ± 46	1822 ± 14	1860 ± 9.1
789 ± 7.6	775 ± 36	1179 ± 11	1175 ± 20	1827 ± 17	1838 ± 14
810 ± 8.3	767 ± 46	1222 ± 15	1147 ± 29	1839 ± 18	2050 ± 16
816 ± 8.3	751 ± 30	1287 ± 12	1440 ± 26	1848 ± 25	1857 ± 37
925 ± 9.7	1168 ± 44	1401 ± 12	1427 ± 18	1852 ± 14	1977 ± 14
964 ± 11	1144 ± 24	1465 ± 14	1657 ± 13	1900 ± 21	1933 ± 15
972 ± 9.6	1683 ± 110	1516 ± 14	1492 ± 11	2513 ± 24	2603 ± 7.9
1008 ± 10	1006 ± 24	1675 ± 15	1732 ± 14		

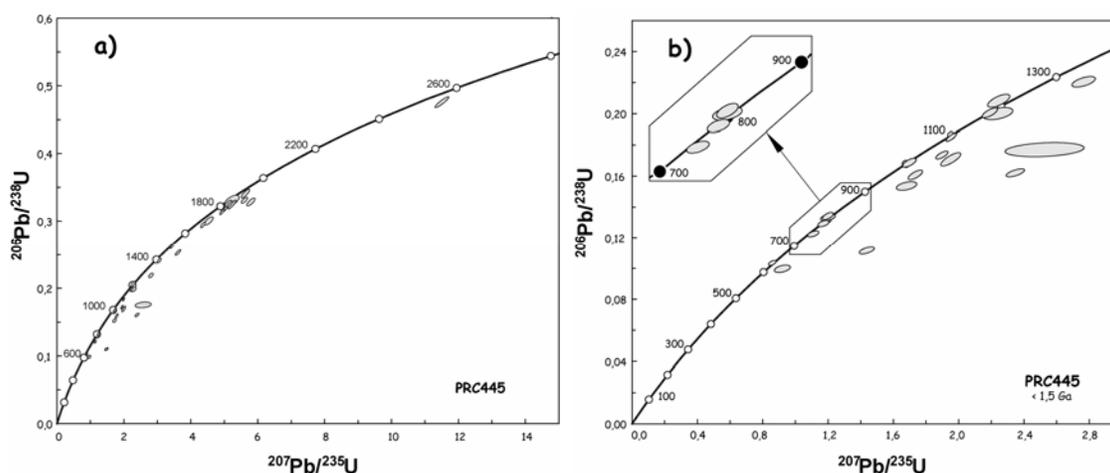


Figure 4-9: Concordia diagram for SHRIMP analytical results corrected for ^{204}Pb of detrital zircon grains of sample PRC445. (a) all zircon grains; (b) zircon grains younger than 1.5 Ga.

4.5.3.2 Results

Analytical results suggest four well defined zircon populations (Fig. 4-10):

- (i) two zircon grains have ages of ca. 620 and 640 Ma.
- (ii) four zircon grains have ages around 800 Ma.
- (iii) several zircon grains have ages between 1000 and 1200 Ma.
- (iv) several zircon grains have ages around 1850 Ma

Apart from these zircon populations, there is a single zircon grain dated at $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 2520 Ma. We note also the absence of zircon grains in the 2,000-2,500 Ma age interval, indicating that apparently no zircon grains from the neighboring basement rocks are recorded in the analyzed sample.

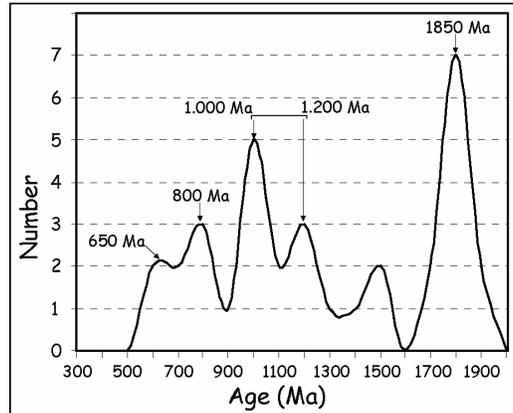


Figure 4-10: Histogram plot for SHRIMP $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of detrital zircon younger than 2000 Ma from sample PRC445.

Zircon grains with ages less than 650 Ma are characterized by low $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratios, and are probably of metamorphic origin. Being largely discordant, they do not present reliable ages. However, we suggest that these zircon grains are the product of late Neoproterozoic metamorphism related with the Brasiliano orogeny.

Zircon grains with ages between 750 and 850 Ma represent a relatively well constrained magmatic event recorded in the Central Ceará domain. These ages are compatible with the mafic magmatism dated in this work (749 ± 5 Ma). They are also in accordance with a U-Pb zircon age of 772 ± 31 Ma reported for metarhyolite from the Independência unit, southward from our study area (Fetter et al. 2003), and with an age of ca. 770 Ma of metarhyolite from the Guia sub-unit (Castro 2004). Similar age of 777 ± 11 Ma was obtained in the NW Ceará domain (Fetter et al. 2003). Following Fetter et al. (2003), it is suggested that these magmatic rocks were associated with the rifting of the Archaean-Paleoproterozoic continent and subsequent ocean opening. A similar detrital zircon age interval is recorded in the Seridó Group, Rio Grande do Norte domain (Van Schmus et al. 2003) and in the East Pernambuco belt, south of the Patos lineament (Neves et al., 2006), showing that this magmatic episode was a regional event, marking the beginning of marine sedimentation of the Ceará Group. It should be pointed out that 780 Ma is also the accepted age of the West Africa Craton break-up and opening of the ocean basin, later on closed during the Pan-African orogeny (Caby et al. 1981).

So far rocks formed between 1000 and 1200 Ma that could have been the source of Ceará Group sediments were not recorded in Central Ceará. This may be due to insufficient geochronologic data. Another possibility is that sediments containing Mesoproterozoic zircon were sourced in the Transversal Zone of the Borborema Province, south of the Patos lineament, where rocks of this age are known for some time (Brito Neves et al, 1995; Kozuch et al., 1997).

The absence of zircon of the 2.0-2.5 Ga age interval in the analyzed sample, which should be common in Ceará Group rocks with T_{DM} model ages above 2,000 Ma (more than 50% of analyzed samples), is evidence of important changes in provenance of detrital material during sedimentation. We believe that this feature is due to morpho-tectonic changes controlled by tectono-magmatic activity related to rifting. We take this as possible evidence that sedimentation took place around 750 Ma, which should not be a minimum age, but the age of effective sedimentation of the analyzed sample.

Paleoproterozoic felsic-intermediary volcanic and plutonic rocks dated at ca. 1,800 Ma are well known from the Orós-Jaguaribe domain, to the east of the Central Ceará domain, from which it is separated by the Orós shear zone (ref.). Such rocks were also recorded in the Nw Ceará domain, westwards of the Transbrasiliano lineament (Fetter et al., 2003). However, so far they were not found in Central Ceará. Again, several interpretations are possible: lack of geochronological data, or detrital zircon from the Orós-Jaguaribe domain, or from its African prolongation in the Benin-Nigeria Province.

In the Borborema Province and in West África, ca. 1,750 Ma magmatic rocks are associated to several narrow, elongated belts resulting from rifting of the Archaean/Paleoproterozoic basement (Sá et al., 1995; Parente and Arthaud, 1995; Caby and Andreopoulos-Renaud, 1983). Presence of ca. 1.8 Ga zircon grains and absence of 2.0-2.5 Ga zircon could be justified if it is considered that the Neoproterozoic rifting may have taken advantage of thinned crust inherited from the older rift. In that case, ca. 1.8 Ga zircon would come from a local source.

It should be pointed out also that the similarity of detrital zircon populations in the Ceará Group, in the Seridó Group (Van Schmus et al., 2003) and in the East Pernambuco belt, south of the Patos lineament (Neves et al., 2006) strongly suggests that these domains were connected since the Paleoproterozoic, as part of a single continent, with similar geologic evolution. This in turn implies that the large NE-W and E-W transcurrents, that presently cut through the Borborema Province do not represent suture zones of exotic terrane, thus corroborating the conclusions forwarded by Neves et al. (2006).

Conclusions

The new Sm-Nd, conventional and SHRIMP U-Pb isotopic data for the Ceará Group, which is a passive margin platformal sequence covering the Archaean/Paleoproterozoic basement of the Central Ceará domain, Borborema Province, allow the following conclusions:

1. Provenance of detrital material

Variations in Sm-Nd T_{DM} model ages of metasedimentary rocks of the Ceará Group, between 1,090 and 2,940 Ma, with predominant Paleoproterozoic ages, imply important

geomorphologic variations during sedimentation, changing supplying sources of detrital materials. These ages, particularly the Mesoproterozoic ones, can be explained as resulting, in most cases, from mixing of detritus sourced in Paleoproterozoic or Archaean rocks with younger material sourced in Meso- or Neoproterozoic rocks.

Analysis of detrital zircon grains from metapelite sample PRC455 by the U-Pb SHRIMP method, identifying several well defined populations, underlines this conclusion. Considering only concordant and slightly discordant analytical points, there are zircon grains with ages between 750 and 850 Ma, between 1,000 and 1,200 Ma and between 1,700 and 1,900 Ma. The latter age intervals correspond to rock ages not yet recorded within Central Ceará, but are known from other domains of the Borborema Province, like the Transversal Zone and Orós-Jaguaribe domains, respectively, which could be the source for part of the sedimentary material of the Ceará Group.

Detrital zircon grains of the 750-850 Ma age interval are of the same age as the metabasalt samples dated in this work and the metarhyolite samples dated by Fetter et al. (2003) and Castro (2004), and therefore could have been sourced in Central Ceará itself.

Subconcordant zircon grains dated at 1,400 and 1,500 Ma do not seem to have correspondence with any known event within the Borborema Province.

The three detrital zircon populations recorded in the Ceará Group characterize also the Seridó Group in Rio Grande do Norte (Van Schmus et al, 2003) and the East Pernambuco in the Transversal Zone domain (Neves et al., 2006). It appears that these three metasedimentary sequences, presently separated by large ductile strike-slip shear zones, experienced the same evolution and probably belonged to the same continental mass since the Paleoproterozoic.

2. Sedimentation age

The presence of detrital zircon grains dated at ca. 800 Ma in metapelite of the Ceará Group indicates that least part of the sedimentation is younger than this age. These rocks are associated to metabasalt with slightly positive $\epsilon_{Nd}(750)$ values, suggesting that they represent former basalt sills or flows slightly contaminated with crustal material. U-Pb age determination of zircon from sample PRC1289 reveals ca. 750 Ma as the age of mafic magmatism. This age value is compatible with the age determined for one of the detrital zircon population recorded in samples of metasedimentary rocks of the Ceará and Seridó groups and of the East Pernambuco belt, as well as with the age of metarhyolite samples dated by Fetter et al. (2003) and Castro (2004). This fact implies a bimodal volcanic event recorded in several areas of the Borborema Province, which is associated with rifting and starting of marine sedimentation on thinned crust.

Acknowledgements

This research is supported by CAPES/PROCAD grant n° 0015/05-9, and CNPq/Institutos do Milênio grant 420222/05-7.

References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**, 1-29.
- Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente, C.V., Monié, J.P., Caby, R. & Fetter, A.H. 1998. Main Structural Features of Precambrian Domains from Ceará (NE Brazil). International Conference on Precambrian and Cratons Tectonics, Ouro Preto, Abstracts, 84-85.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto, M.C.C., Kosuch, M. 1995: O evento Cariris Velho na Província Borborema. Integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geociências*, **25**, (4), 279-296.
- Brito Neves, B.B., Passareli, C.R., Basei, A.A.S. & Santos E.J. 2003. U-Pb age of some classic granites of the Borborema Province. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 158-159.
- Caby, R. 1989: Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geol. So. Amer., Special Papers*, **230**, 145-158.
- Caby, R. 2003: Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *J. Afr. Earth Sci.*, **37**, 133-159.
- Caby, R. & Andreopoulos-Renaud, U. 1983. Age à 1800 Ma du magmatisme subalcalin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne Pan-Africaine du Nord du Sahara Central. *J. Afr. Earth Sci.*, **1**, 193-197.
- Caby, R. & Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, **14**, 871-874.
- Caby, R., Arthaud, M.H. & Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**, 235-246.
- Caby, R., Bertrand, J.M., Black, R. 1981: Pan-African (ou Oceanic) closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara, in: Kröner, A. (Ed), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, 407-434.
- Caby, R., Sial, A., Arthaud, M.H. & Vauchez, A. 1990. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorché, J.P. (eds) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer Verlag, New York, 373-397.
- Castro, N.A. 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Doctoral thesis, Universidade de São Paulo, Brazil, 221 p. + anexos.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S. & Sato K. 2003. Nd data from Central Ceara Domain: Archean relicts, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking. IV South Am. Symp. on Isotope Geol., Salvador, Brazil, Short Papers, 161-163.
- Cavalcante J.C. 1999: Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Msc Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brazil.
- Cavalcante, J.C., Ferreira, C.A., Armesto, R.G.G., Medeiros, M.F., Ramalho, R., Braun, O.P.G., Baptista, M.B., Cunha, H.C.S. & Derze, G.R. 1983. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C. & Benevides, H.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

- Corsini, M., Vauchez, A., Caby, R. 1996 : Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone : exemple from NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, 18, V4, 385-394.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P., Williams, I.S. 2004: The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Res.*, 130, 113-137.
- DePaolo D.J. 1981: A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.*, 86, 10470-10488.
- Fetter, A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. PhD. Thesis, Dept. of Geology, Kansas University, USA., 164p.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M. & Nogueira Neto, J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constrains on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoico supercontinent Atlantica. *Rev. Bras. Geociências*, **30**, 102-106.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspaker, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A. & Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Res.*, **6**, 265-273.
- Ferreira V.P., Sial, A.N, Jardim de Sá, E.F. 1995: Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.* **11**, (5), 419-455.
- Garcia, M.G.M. & Arthaud, M.H. 2004. Caracterização de trajetória P-T em nappes brasilianas: região de Boa Viagem/Madalena – Ceará Central (NE Brasil). *Rev. geol., Universidade Federal do Ceará*. **17**, 173-191.
- Garcia, M.G.M., Arthaud, M.H., Santos T.J.S., Nogueira Neto, J.A. 2006. Retroeclogitos nas nappes brasilianas do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares. 43 Congr. Bras. Geol.. Anais. p 23.
- Gioia, S.M.C.L, Pimentel, M.M 2000: The Sm/Nd methodnin the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **73**, (2), 219-245.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. 12 Simposio de Geologia do Nordeste, Anais, 33-45.
- Kegel, W. 1961: Os lineamentos da estrutra geológica do Nordeste. *Anais da Acad.Bras. Ciências*, **33**, 25p.
- Kosuch, M. 2003: *Isotopic and trace element geochemistry of early neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting*. Ph. D. Thesis, University of Kansas, Lawrence, KS. USA.
- Kozuch, M., Bittar, S.M.B., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1997: Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of Borborema Province, N.E. Brazil. 17 Simposio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Brasil, Extended Abstracts, **15**, 47-49.
- Krogh, T.R. 1973: A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U-Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 485-494.
- Ludwig, K.R. 1993. PBDAT – A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotope Data. Ver 1.24. USGS open-file report 88-542. 33p.
- Ludwig, K.R. 2001a: User's manual for ISOPLOT/Ex ver. 2.47 – a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Pulication, 1a, 55p
- Ludwig, K. R. 2001b: Isoplot/Ex - A geochronological tool kit for microsoft excel: version 2.49, Berkeley Geochronological Center, Spec Publi, 1a, 55p.

- Martins, G. 2000, *Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Campinas, Brazil.
- Martins, G., Oliveira, E.P., Souza Filho, C.R. & Lafon J.M. 1998. Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province? 40 Congresso Brasileira de Geologia, Anais, 28.
- Mont'Alverne, A.A.F., Jardim de Sá, E.F., Derze, G.R., Dantas, J.R.A. & Ventura, P.E.O. 1998. Mapa Geológico do Rio Grande do Norte – 1:500.000. Departamento Nacional da Produção Mineral/Universidade Federal do Rio Grande do Norte/PETROBRÁS/ CRM.
- Neves, S.P, Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R. & Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco Belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.*, **149**, 197-216.
- Neves, S.P., Mariano, G. 1999: Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *J. Struct. Geol.*, **21**, 1369-1383.
- Nogueira, J.F. 2004. *Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central*. Doctoral thesis, Instituto de Geociências e Ciências exatas -Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brazil, 123 p.
- Paces, J.B. and Miller Jr, J.D. 1993: Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrographic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinental rift system, *J. Geophys. Res.*, **98**, 13997-14013.
- Parente, C.V. 1995. *Géologie et pétrographie d'une plate-forme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará-Brésil)*. Doctoral thesis, Université de Nantes, France, 306p.
- Parente, C.V & Arthaud, M. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, **25**, 297-306.
- Parente, C.V., Silva Filho, W.F. & Almeida, A.R. 2004. *Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 525-536.
- Pimentel, M.M, Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000: The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*. Proceedings of the 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, 195-229.
- Sá, J.M. 1991. Évolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil. Doctoral thesis, Université de Nancy, France, 117p.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J. 1991 : Ages U-Pb, Rb-Sr et K-Ar des roches magmatiques proterozoïques de la ceinture plissée d'Orós, Nord-Est du Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, 231-237;
- Sá, J.M., Mc Reath, I., Leterrier, J. 1995: Petrology, geochemistry and geodynamic setting of proterozoic igneous suites of the Orós Belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *J. South Amer. Earth Sci.*, **8** (3-4) 299-314.
- Santos, T.J.S., Santos, A.A., Dantas, E.L., Fuck, R.A. & Parente, C.V. 2003. Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itaitia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 286-289.

- Santos, T.J.S., Dantas, E.L., Arthaud, M.H., Fuck, R.A., Pimentel, M.M. & Fetter, A.H. 2004. Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. 42 Congr. Bras. Geol., Anais Digitais, 1175.
- Schobbenhaus, C. & Campos, D.A. 1984. A evolução da Plata-Forma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. *In*: Schobbenhaus C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. (eds) *Geologia do Brasil*. Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 9-53.
- Teixeira, M.L.A. 2005. Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria – CE (Província Borborema). MSc thesis, Instituto de Geociências, Brasília, 91 p.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R. 2000: The Central segmento f the Ribeira Belt. V *In*: Cordani U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*. Proceedings of the 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, 287-310
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., Fetter, A.H. & Dantas, E.L. 1997. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implications for the evolution of West Gondwana. *South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts*, 27-29.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Williams, L.S. & Fetter, A.H. 2000. The Seridó Group, NE Brazil: a late neoproterozóic (650 ma), pre-collisional, Brasiliano flysch basin? 31 Congr. Bras. Geol., Abstracts (CD-ROM).
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, L.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L. & Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Res.*, **127**, 287-327.
- Vaucher, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M. & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**, 247-266.
- Williams, I.S. 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *In*: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35
- Zorano, S.S., Montel, J.M., Gioia, S.M.L.C., Holanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Sá, E.F.J., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.M., Veschambre, M. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NEBrazil. *Gondwana Res.*, **9**, 441-455.

Appendix A: Sm-Nd data for samples from Ceará Group

Sample	Long.	Lat.	Unit	Lithology	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd +2se	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	* +2se	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(750)$	T _{DM} Ga
VC 106B	404032	9440072	Guia	Alkaline gneiss	7,5400	40,1260	0,1136	0,512338+/-16	0,512338	v+/-16	-5,84	2,12	1,07
VC 106A	404032	9440072	Guia	Bt gneiss w/Gt	7,4990	40,1260	0,1130	0,512323+/-17	0,512323	+/-17	-6,15	1,89	1,09
PRC 04 55	391829	9430493	Guia	Bt gneiss w/Gt,Ky	6,5540	31,1530	0,1272	0,512316+/-5	0,512316	+/-5	-6,28	0,39	1,27
VC 96	391797	9430474	Guia	Mobil w/Ky	6,1800	36,3200	0,1028	0,511882+/-7	0,511882	+/-7	-14,75	-5,75	1,58
PRC 339	431497	9486114	Guia	Ultramil w/msc/Gt	8,9100	47,3100	0,1138	0,511874+/-16	0,511874	+/-16	-15,2	-6,96	1,79
VC 109 A	401345	9442802	Guia	Leuco gneiss w/Ky	0,1762	0,9300	0,1145	0,511857+/-18	0,511857	+/-18	-15,24	-7,36	1,81
VC 109B	401345	9442802	Guia	Bt gneiss w/Ky	0,1913	1,0090	0,1147	0,511823+/-14	0,511823	+/-14	-15,9	-8,05	1,86
PRC 04 76	396686	9446173	Guia	Bt gneiss w/Gt,Sil	7,7020	39,5600	0,1177	0,511828+/-6	0,511828	+/-6	-15,79	-8,24	1,91
PRC 417	417120	9477910	Guia	Bt gneiss w/Msc,Gt,Ky	12,5640	66,1080	0,1149	0,511780+/-7	0,511780	+/-7	-16,73	-8,91	1,93
PRC 1289	417820	9482428	Guia	Retroeclogite	2,2090	7,5890	0,1759	0,512550+/-10	0,512550	+/-10	-1,71	0,28	1,96
PRC89B	430048	9483772	Guia	Paragneiss	6,0930	28,4900	0,1293	0,511911 +/- 26	0,511911	+/- 26	-14,19	-7,73	2,03
PRC 04 52	395685	9430222	Guia	Bt gneiss w/Msc,Gt	6,9250	35,5400	0,1178	0,511750+/-6	0,511750	+/-6	-17,53	-9,77	2,04
PRC 1286	423111	9482932	Guia	Retroeclogite	32,4720	110,0880	0,1783	0,512564+/-12	0,512564	+/-12	-1,45	0,32	2,04
PRC88C	428469	9484226	Guia	paragneiss	9,4960	51,1890	0,1121	0,511677 +/- 28	0,511677	+/- 28	-18,74	-10,65	2,04
PRC77	392288	9447370	Guia	Paragneiss	6,6710	33,7390	0,1195	0,511742 +/-	0,511742	+/-	-17,48	-10,09	2,09
PRC88B	428469	9484226	Guia	Paragneiss	4,5140	24,7430	0,1103	0,511619 +/- 11	0,511619	+/- 11	-19,87	-11,61	2,09
PRC 04 56	387653	9430956	Guia	granitic gneiss	7,7380	44,1970	0,1058	0,511527+/-7	0,511527	+/-7	-21,68	-12,98	2,13
PRC79	398451	9442962	Guia	Paragneiss	5,9700	33,6200	0,1074	0,511548 +/- 18	0,511548	+/- 18	-21,26	-12,72	2,13
PRC 267	450734	9482296	Guia	Bt gneiss	8,7050	66,6730	0,0789	0,511023+/-5	0,511023	+/-5	-31,5	-20,24	2,27
PRC94B	455205	9484092	Guia	Orto Amphibolite	3,6610	16,7800	0,1319	0,511 +/-	0,511000	+/-	-16,08	-25,79	2,28
PRC 266	450614	9482148	Guia	Bt gneiss	5,8060	31,0560	0,1130	0,511511+/-7	0,511511	+/-7	-21,98	-13,98	2,31
VC 74B	429595	9483836	Guia	Calcsilicate	4,4700	23,5300	0,1149	0,511495+/-21	0,511495	+/-21	-22,3	-14,48	2,38
VC 84	415434	9479880	Guia	Migmatite w/Orthocl	6,4370	37,3500	0,1042	0,511261+/-15	0,511261	+/-15	-26,85	-18,02	2,47
VC 74 A	429595	9483836	Guia	Gneiss w/ Bt,Msc	9,3300	46,6600	0,1209	0,511454+/-11	0,511454	+/-11	-23,09	-15,86	2,60
PRC94A	455205	9484092	Guia	Orto Amphibolite	3,2010	11,1770	0,1731	0,511220 +/- 05	0,511220	+/- 05	-8,16	-25,45	3,16
PRC78	394657	9446510	Guia	Marble	0,2196	0,8330	0,1595	0,511861 +/- 38	0,511861	+/- 38	-15,16	-11,61	3,40
PRC 04 43	428774	9494769	Itaitira	Bt gneiss w/Gt,Sil,Ky	6,5560	31,8800	0,1243	0,512163+/-7	0,512163	+/-7	-9,27	-2,33	1,49
PRC 04 42	418373	9505377	Itaitira	Bt gneiss w/ Gt,Sil	5,7320	29,4900	0,1175	0,512018+/-12	0,512018	+/-12	-12,09	-4,51	1,61
PRC87	421562	9487722	Itaitira	Gneiss	8,8090	67,7100	0,0786	0,511458 +/- 10	0,511458	+/- 10	-23,02	-11,71	1,78
PRC82A	411831	9494186	Itaitira	Migmatite	11,0830	68,6080	0,0976	0,511510 +/- 17	0,511510	+/- 17	-22,01	-12,52	2,00
PRC82B	411831	9494186	Itaitira	Paragneiss	6,0930	28,4900	0,1293	0,511911 +/- 26	0,511911	+/- 26	-14,19	-7,73	2,03
PRC 04 36	394580	9508078	Itaitira	Bt gneiss w/Msc	6,7780	34,6740	0,1182	0,511735+/-6	0,511735	+/-6	-17,62	-10,10	2,07
PRC83	415192	9495458	Itaitira	Marble	2,9450	15,5890	0,1142	0,511589 +/- 22	0,511589	+/- 22	-20,46	-12,57	2,22
P156	415192	9495458	Itaitira	Marble	2,9500	15,5900	0,1142	0,511589+/-22	0,511589	+/-22	-20,46	-12,57	2,22
PRC 04 49	394580	9508078	Itaitira	Bt gneiss	4,0450	24,2250	0,1009	0,511295+/-6	0,511295	+/-6	-25,88	-17,04	2,33
PRC 1292	407816	9495146	Itaitira	Amphibolite	138,2700	483,7200	0,1728	0,512130+/-18	0,512130	+/-18	-9,9	-7,63	3,53
PRC 04 60	378430	9429241	Ematuba	Bt gneiss w/Gt,Sil	7,5330	37,9020	0,1201	0,511846+/-6	0,511846	+/-6	-15,46	-8,12	1,94
PRC 04 63	371663	9425847	Ematuba	Migmatitic Bt gneiss	10,3790	53,6150	0,1170	0,511718+/-8	0,511718	+/-8	-17,95	-10,32	2,08
VC 124	413355	9457250	Lazaro	Leuco gneiss w/Msc	1,3900	8,0900	0,1038	0,511345+/-10	0,511345	+/-10	-25,22	-16,34	2,35
PRC 04 70 (2)	415085	9457833	Lazaro	Migmatite	8,1390	36,6370	0,1343	0,511675+/-11	0,511675	+/-11	-18,79	-12,82	2,63
PRC 1291	416326	9457584	Lazaro	Bt gneiss w/Msc	3,2120	14,8680	0,1306	0,511444+/-18	0,511444	+/-18	-23,28	-16,98	2,94
PRC 04 68	417785	9451303	S José G	Bt gneiss w/Msc,Gt	3,0170	17,6370	0,1034	0,511346+/-4	0,511346	+/-4	-25,2	-16,28	2,34

Note: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,72190$. Calculated assuming $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ today = 0,512638. Calculated following DePaolo (1981).

Bt = biotite; Msc = muscovite; Gt = garnet; Ky = kyanite; Sil = sillimanite; Orthocl: orthoclase

Appendix B: sample location (U-Pb)

Sample	Long.	Lat.	Sample	Long.	Lat.	Sample	Long.	Lat.
PRC455	470454	9482744	PRC1286	423111	9482932	PRC1288	409762	9475842
PRC1289	417820	9482428	VC96	391797	9430474	PRC1291	416326	9457584

Appendix C: U-Pb analytical data for zircons from sample PRC455 (Biotite gneiss with garnet, muscovite, kyanite and rutile) - Ceará Group

Grain spot	%Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb age	% discord	Total ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Total ²³² Th/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	corr					
1.1	0.32	47	47	1.03	13.5	1848 ± 25	1857 ± 37	0	3.003	1.6	0.1163	1.3	3.012	1.6	0.1135	2.1	5.2	2.6	0.332	1.6	608
2.1	0.01	178	100	0.58	72.9	2513 ± 24	2603.8 ± 7.9	3	2.097	1.1	0.17489	0.47	2.098	1.1	0.17476	0.47	11.49	1.2	0.4768	1.1	924
3.1	0.19	232	99	0.44	65.9	1839 ± 18	2050 ± 16	10	3.023	1.1	0.1282	0.85	3.029	1.1	0.1265	0.92	5.759	1.4	0.3302	1.1	775
4.1	0.16	317	176	0.58	46.1	1008 ± 10	1006 ± 24	0	5.9	1.1	0.07404	0.82	5.909	1.1	0.07271	1.2	1.697	1.6	0.1692	1.1	685
5.1	0.64	548	37	0.07	77.1	9723 ± 9.6	1706 ± 22	43	6.103	1.1	0.11013	0.84	6.143	1.1	0.1046	1.2	2.347	1.6	0.1628	1.1	671
6.1	-	108	40	0.38	19.3	1222 ± 15	1147 ± 29	-7	4.794	1.4	0.0777	1.4	4.793	1.4	0.078	1.5	2.244	2	0.2086	1.4	683
7.1	0.10	363	105	0.30	79.7	1465 ± 14	1657 ± 13	12	3.915	1.1	0.10269	0.62	3.919	1.1	0.10179	0.7	3.581	1.3	0.2551	1.1	842
8.1	0.02	446	150	0.35	102	1516 ± 14	1492 ± 11	-2	3.772	1.1	0.09341	0.56	3.772	1.1	0.09321	0.57	3.407	1.2	0.2651	1.1	880
9.1	0.12	453	4	0.01	40.7	639.7 ± 6.8	578 ± 32	-11	9.57	1.1	0.0603	1.1	9.59	1.1	0.0593	1.5	0.853	1.9	0.1043	1.1	600
10.1	0.64	184	100	0.56	31.9	1177 ± 13	1224 ± 46	4	4.96	1.2	0.08653	1.1	4.992	1.2	0.0811	2.3	2.241	2.6	0.2003	1.2	466
11.1	0.03	573	325	0.59	161	1822 ± 14	1860.4 ± 9.1	2	3.06	0.9	0.11404	0.49	3.061	0.9	0.11376	0.5	5.124	1	0.3267	0.9	874
12.1	0.09	605	233	0.40	173	1852 ± 14	1977 ± 14	6	3.002	0.89	0.12222	0.75	3.005	0.89	0.12139	0.77	5.57	1.2	0.3328	0.89	756
13.1	0.08	342	75	0.23	51.2	1034.8 ± 9.4	1172 ± 18	12	5.739	0.98	0.07962	0.84	5.743	0.98	0.07898	0.92	1.896	1.3	0.1741	0.98	731
14.1	0.09	233	115	0.51	26.9	810.2 ± 8.3	767 ± 46	-6	7.461	1.1	0.0655	2.1	7.467	1.1	0.0648	2.2	1.196	2.4	0.1339	1.1	444
15.1	0.24	360	118	0.34	75.4	1401 ± 12	1427 ± 18	2	4.109	0.97	0.09214	0.69	4.119	0.97	0.09007	0.94	3.015	1.3	0.2428	0.97	719
16.1	0.01	785	42	0.05	231	1900 ± 21	1933 ± 15	2	2.918	1.3	0.11859	0.81	2.918	1.3	0.11848	0.81	5.598	1.5	0.3427	1.3	843
17.1	0.44	764	145	0.20	106	964 ± 11	1144 ± 24	16	6.172	1.3	0.08162	0.88	6.199	1.3	0.07788	1.2	1.732	1.8	0.1613	1.3	725
18.1	2.01	507	44	0.09	44.7	618.2 ± 9	805 ± 66	23	9.74	1.5	0.08255	0.88	9.94	1.5	0.0659	3.1	0.915	3.5	0.1007	1.5	435
19.1	1.03	706	310	0.45	105	1020 ± 15	1258 ± 24	19	5.774	1.6	0.09127	0.55	5.835	1.6	0.0825	1.2	1.95	2	0.1774	1.6	790
20.1	0.03	283	224	0.82	78	1790 ± 15	1846 ± 11	3	3.123	0.99	0.11309	0.61	3.124	0.99	0.11284	0.62	4.98	1.2	0.3201	0.99	846
21.1	0.11	220	95	0.45	23.4	749.8 ± 7.8	772 ± 36	3	8.099	1.1	0.0658	1.6	8.107	1.1	0.0649	1.7	1.104	2.1	0.1233	1.1	535
22.1	0.03	562	158	0.29	89.6	1097.3 ± 9.3	1102 ± 13	0	5.388	0.92	0.07648	0.66	5.389	0.92	0.07625	0.67	1.951	1.1	0.1856	0.92	808
24.1	0.04	288	192	0.69	73.5	1675 ± 15	1732 ± 14	3	3.369	1	0.10632	0.76	3.37	1	0.10599	0.77	4.336	1.3	0.2967	1	795
25.1	0.76	419	237	0.58	80.2	1287 ± 12	1440 ± 26	11	4.489	1	0.09717	0.71	4.524	1	0.0907	1.4	2.764	1.7	0.2211	1	596
26.1	0.09	370	143	0.40	42.9	815.8 ± 8.3	751 ± 30	-9	7.406	1.1	0.06499	1.2	7.412	1.1	0.06428	1.4	1.196	1.8	0.1349	1.1	602
27.1	0.60	237	44	0.19	31.7	925.2 ± 9.7	1168 ± 44	21	6.441	1.1	0.0839	1.2	6.48	1.1	0.0788	2.2	1.678	2.5	0.1543	1.1	453
28.1	0.03	256	58	0.23	72.1	1827 ± 17	1838 ± 14	1	3.05	1	0.11262	0.74	3.051	1	0.11236	0.75	5.077	1.3	0.3277	1	814
28.1	0.10	821	26	0.03	223	1769 ± 14	1840.8 ± 9.6	4	3.163	0.9	0.11342	0.49	3.167	0.9	0.11254	0.53	4.9	1	0.3158	0.9	862
29.1	0.17	407	206	0.52	45.6	788.7 ± 7.6	775 ± 36	-2	7.671	1	0.06646	1.4	7.684	1	0.065	1.7	1.167	2	0.1301	1	508
30.1	7.16	505	118	0.24	83	1054 ± 16	1683 ± 110	37	5.228	1.5	0.1653	3	5.632	1.6	0.1032	6.1	2.53	6.3	0.1776	1.6	258
31.1	0.09	355	184	0.54	99.5	1821 ± 22	1889 ± 12	4	3.061	1.4	0.1164	0.63	3.064	1.4	0.11558	0.68	5.201	1.5	0.3264	1.4	897
32.1	-	93	40	0.45	24.1	1703 ± 20	1767 ± 24	4	3.312	1.3	0.1071	1.2	3.308	1.3	0.1081	1.3	4.505	1.8	0.3023	1.3	714
33.1	0.03	276	96	0.36	47.7	1179 ± 11	1175 ± 20	0	4.979	1	0.07936	0.98	4.981	1	0.0791	1	2.19	1.5	0.2008	1	719
34.1	1.03	543	112	0.21	53	687.2 ± 8.4	1476 ± 33	53	8.8	1.3	0.10128	0.82	8.89	1.3	0.0924	1.7	1.434	2.2	0.1125	1.3	596

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.28% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

_____: Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

**5 - EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL NEOPROTEROZÓICA
DO GRUPO CEARÁ**

Evolução tectono-termal neoproterozóica (Brasiliana) das nappes do Ceará Central, Borborema Setentrional (NE Brasil).

M.H. Arthaud^a, R.A. Fuck^b, R. Caby^c, E.L. Dantas^b, R. Armstrong^d, M.G. Garcia^e.

^aDepartamento de Geologia, Univ. Federal do Ceará, Fortaleza, Ce - Brazil michel.h@terra.com.br

^bInstituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF - Brazil

^cLaboratoire de Tectonophysique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier – France

^dResearch School of Earth Science, Australian National University, Canberra, ACT, Australia

^eInstituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP -Brazil

5.1 Introdução

A Província Borborema (Almeida et al., 1981), situada no nordeste do Brasil (Fig. 5-1) é constituída por terrenos pré-cambrianos de idade variando entre o Arqueano e o Neoproterozóico. Esses terrenos foram intensamente deformados e metamorfisados ao final do Neoproterozóico durante a orogênese brasiliana (Brito Neves, 1975; Caby et al., 1990,1995; Jardim de Sá, 1994) que resultou da colisão entre os crátons São Luis/Oeste África e São Francisco/Congo, há ca. 600 Ma. Essa colisão foi responsável pelo amálgama final do continente West Gondwana.

A colisão inicial, frontal, com idade geralmente aceita em torno de 610 Ma, resultou em espessamento crustal por empilhamento de *nappes* similar, em vários aspectos, à tectônica descrita na Cadeia Himalaia (Caby and Arthaud, 1986). Em torno de 590 Ma, o regime frontal mudou para colisão oblíqua, caracterizada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental, geralmente destrás, de direção NNE-SSW. Esse arcabouço foi recortado tardiamente por duas megatranscorrências destrás (lineamentos Patos e Pernambuco), de direção E-W, que dividem a Província Borborema em três sub-províncias: Borborema Setentrional, Zona Transversal e Borborema Meridional (Fig. 5-1).

De leste para oeste a Sub- Província Borborema Setentrional pode ser subdividida em quatro domínios separados por megazonas de cisalhamento dúctil (Fig. 5-2), de leste para oeste: Domínio Rio Grande do Norte, Domínio Orós-Jaguaribe, Domínio Ceará Central e Domínio Noroeste Ceará (Arthaud et al., no prelo).

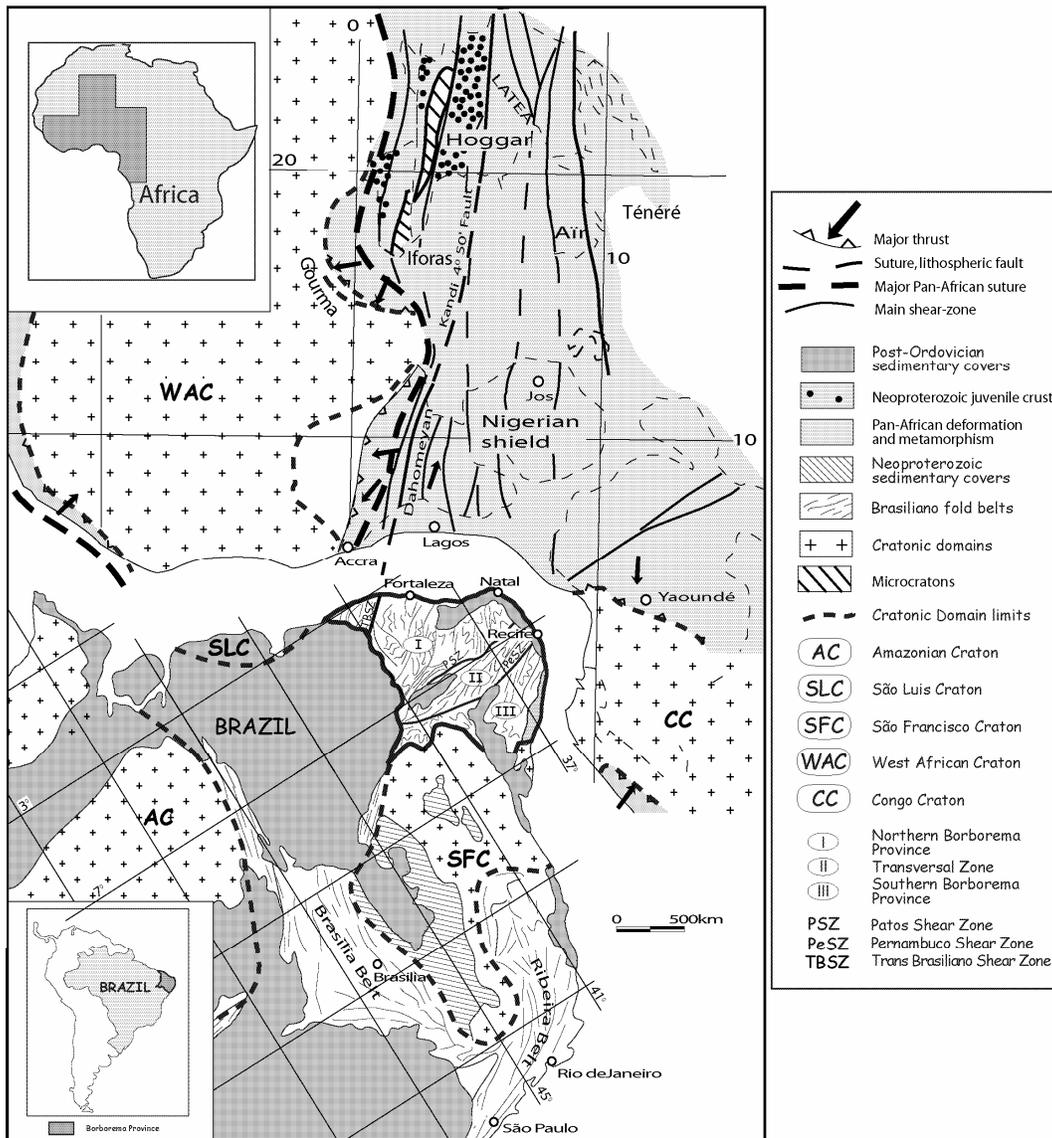


Figura 5-1: A Província Borborema (NE Brasil) no contexto da Gondwana Ocidental (modificado de Caby, 1989 e Schobenhaus e Campos, 1984).

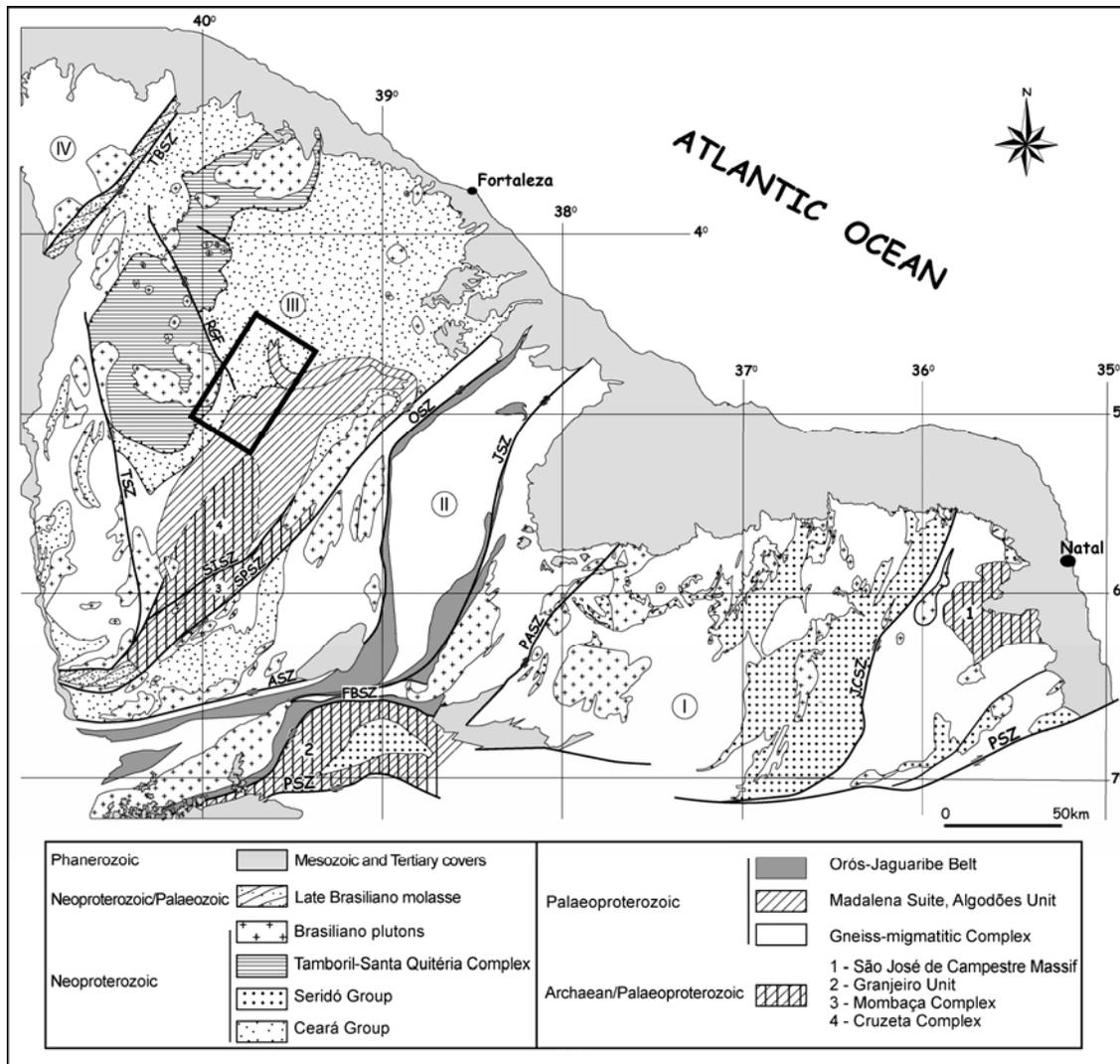


Figura 5-2: Domínio Ceará Central no contexto da Sub-Província Borborema Setentrional. O retângulo indica a área estudada.

A cobertura do embasamento arqueano/paleoproterozóico do Domínio Ceará Central é formada principalmente pelo Grupo Ceará e pela Unidade Acopiara. O Grupo Ceará é uma seqüência neoproterozóica de margem passiva, cuja deposição se iniciou em torno de 800 Ma, em consequência de rifteamento e afinamento do embasamento, que culminou com a abertura de um oceano (Arthaud et al., submetido). Com o subsequente fechamento do oceano, em torno de 610 Ma, essa seqüência foi envolvida na colisão, experimentando metamorfismo em condições de fácies eclogito (Castro, 2004; Garcia e Arthaud, 2004; Garcia et al., 2006) em zona de subducção, seguida de exumação em condições de fácies anfíbolito a xisto verde.

A finalidade deste trabalho, baseado no mapeamento regional de uma área de cerca de 5.200 km² localizada no Domínio Ceará Central, é analisar a geometria das *nappes* e a evolução tectono-termal de parte do Grupo Ceará durante a orogênese brasileira.

5.2 Geologia regional

O Domínio Ceará Central (Fig. 5-2) pode ser subdividido, de maneira simplificada, em cinco conjuntos: embasamento policíclico, coberturas metassedimentares monocíclicas, complexo anatético-ígneo monocíclico, granitos brasileiros *s.l.* e molassas tardi-brasilianas.

5.2.1 Embasamento

Como o resto da Província Borborema, o Domínio Ceará Central apresenta embasamento de idade arqueana/paleoproterozóica, que pode ser subdividido em três unidades:

(i) Complexo gnaiss-migmatito, localmente conhecido como Complexo Cruzeta - é constituído essencialmente por gnaisses bandados ortoderivados de composições diversas, variando entre tonalítica e granítica, com predomínio da primeira. São comuns *boudins* de rochas básicas e ultrabásicas e restos dilacerados de formações ferríferas bandadas. Rochas metassedimentares (quartzitos, xistos com granada e cianita geralmente grafitosos, etc.) são raras. As rochas do complexo são intensamente deformadas, apresentando bandamento gnáissico geralmente sub-horizontal, e metamorfasadas em condições de fácies anfíbolito de alta temperatura, freqüentemente apresentando feições de migmatização.

O complexo mostra idades U-Pb arqueanas variando entre ca. 2.650 e 3.270 Ma (Fetter, 1999; Silva et al., 2006) e idades modelo Sm-Nd entre 2.300 e 3.000 Ma (Fetter, 1999), cabendo assinalar que a idade modelo T_{DM} da amostra com idade de ca. 3.270 Ma não está disponível. As rochas com idades arqueanas apresentam valores $\epsilon_{Nd}(t)$ levemente negativos ou positivos, indicando que se trata de rochas juvenis com pouca contaminação crustal.

O intervalo de variação nas idades modelo do complexo gnaiss-migmatito mostra que ele engloba tanto rochas arqueanas como paleoproterozóicas. A intensidade da deformação, associada às semelhanças litológicas entre os dois conjuntos, não permitiu, até hoje, sua discriminação cartográfica nem a análise das suas relações.

(ii) Suíte Madalena – trata-se de um conjunto de corpos de composição tonalítica, intrusivos no Complexo gnaiss-migmatito. Apresentam idade U-Pb de ca. 2.200 Ma (Martins et al., 1998; Fetter, 1999; Martins, 2000; Castro, 2004) e idades modelo T_{DM} compreendidas entre 2.300 e 2.450 Ma, com $\epsilon_{Nd}(t)$ geralmente pouco negativo ou positivo (Martins, 2000; Castro, 2004), indicando que se trata de rochas juvenis com leve contaminação crustal.

(iii) Unidade Algodões – essa unidade, supracrustal, representa uma cobertura para o Complexo Cruzeta. É constituída essencialmente por monótonas alternâncias de rochas anfíbolíticas com leucognaisses, que podem representar rochas tufáceas, quartzitos micáceos, às vezes conglomeráticos, metagrauvas e metarcósios, além de raras rochas calcissilicáticas. Pacotes espessos e descontínuos de metariolitos são comuns na parte superior da unidade.

Ao contrário do complexo gnaiss-migmatito, no qual o bandamento gnáissico é resultado de intensa transposição de rochas diversificadas em condições de migmatização incipiente, a deformação da Suíte Madalena e da Unidade Algodões é geralmente simples, consistindo em uma única foliação, sem transposição. Numerosos afloramentos da Suíte Madalena foram quase totalmente poupados da deformação.

Do ponto de vista do metamorfismo, existe também uma *diferença* em relação ao complexo: a Suíte Madalena e a Unidade Algodões foram submetidas a condições de fácies anfíbolito de alta temperatura (zona da sillimanita) sem fusão parcial.

5.2.2 Coberturas metassedimentares

Coberturas metassedimentares afloram, de maneira descontínua, em extensa área do Domínio Ceará Central. As relações entre as várias seqüências agrupadas sob a denominação de Grupo Ceará, que apresentam, em certos casos, características litológicas e assinaturas radiocronológicas diversas, não foram totalmente elucidadas. Essas seqüências receberam denominações com valor local e significado geológico pouco compreendido. Cavalcante et al. (2003) sugerem dividir o Grupo Ceará em unidades segundo a área geográfica de ocorrência: Independência, Canindé, Quixeramobim e Arneiroz. A Unidade Acopiara, com características semelhantes às unidades do Grupo Ceará, foi considerada como unidade independente pelos mesmos autores.

Em comum, essas unidades são formadas principalmente por xistos e gnaisses pelíticos ou semipelíticos, com contribuição menor de quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas e raras metagrauvas. Intercalações de anfíbolitos são comuns, não raramente associados às rochas calcissilicáticas. Alguns raros afloramentos de leucognaisses finos, interpretados como metariolitos ou meta-riodacitos, foram descritos e datados em cerca de 770 Ma (Fetter et al., 2003; Castro, 2004).

De maneira genérica, as rochas metassedimentares foram afetadas por um metamorfismo de fácies anfíbolito alto, frequentemente acompanhado de migmatização. As foliações são geralmente de baixo ângulo, verticalizadas apenas na proximidade das zonas de transcorrência dúctil que recortam o domínio.

As idades modelo do Grupo Ceará variam desde o Neoproterozóico até o Arqueano, com uma maior concentração no Paleoproterozóico, no intervalo 1.950/2.400 Ma (Fetter, 1999; Santos et al., 2003, 2004; Castro, 2004; Arthaud et al., submetido), sugerindo uma idade neoproterozóica para pelo menos parte dessas unidades. A análise, pelo método SHRIMP, de grãos de zircão detrítico de uma amostra de paragneisse (muscovita biotita gnaïsse com granada, cianita e rutilo) confirma uma idade neoproterozóica para a Unidade Independência (Arthaud et al., in press).

A análise das idades U-Pb SHRIMP de grãos detríticos de zircão extraídos de várias seqüências metassedimentares de cobertura da Província Borborema (Grupo Seridó – Van Schmus et al., 2003; Faixa Leste Pernambuco - Neves et al., 2006; Grupo Ceará/Unidade Independência – Arthaud et al., submetido) sugere, para a província, um episódio magmático relevante no intervalo 850/750Ma para a província, interpretado como associado ao rifteamento do embasamento arqueano/paleoproterozóico com posterior abertura de um oceano. Ortoanfíbolitos e meta-riolitos da Unidade Independência forneceram idades U-Pb entre 750 e 800 Ma, confirmando essa interpretação (Fetter et al., 2000; Castro, 2004; Arthaud et al., submetido).

Nesse contexto, o Grupo Ceará é interpretado como seqüência de margem passiva associada à abertura de um oceano que se iniciou em torno de 850 Ma (Arthaud et al., in press).

O subsequente fechamento do oceano envolveu essa margem passiva numa colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo.

5.2.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

O Complexo Tamboril-Santa Quitéria é um conjunto anatético-ígneo formado principalmente por diatexitos e metatexitos provenientes da fusão parcial de rochas em grande parte supracrustais, preservando mega-enclaves de rochas calcissilicáticas e anfíbolitos (prováveis metabasaltos). Esses migmatitos foram intrudidos por grande volume de magmas tonalíticos a graníticos.

A idade U-Pb em zircão dos granitóides do complexo varia entre ca. 660 e 614 Ma (Fetter et al., 2003; Brito Neves et al., 2003) e as suas idades modelo T_{DM} são geralmente meso- a neoproterozóicas, com valores de $\epsilon_{Nd}(600)$ levemente negativos a positivos, variando entre -3 e +3 (Fetter et al., 2003). Baseados nesses dados e em aspectos petrográficos, Fetter et al. (2003) sugerem um ambiente de arco magmático continental para a formação dessa unidade.

5.2.4 Molassas tardi-brasilianas

Molassas são representadas por pequenas bacias transtensionais, controladas pela ativação, em condições rasas, de algumas transcorrências dúcteis. O intervalo de tempo para deposição dessas seqüências é de 560/440 Ma (Parente et al., 2004).

5.2.5 Granitos brasileiros

A orogenia Brasileira é caracterizada, na Província Borborema, por importante eventos de plutonismo granítico (Ferreira et al., 1995).

Granitos cedo-colisionais apresentam idades de cristalização U-Pb em zircão geralmente situadas entre ca. 630 e 620 Ma, sendo que o mais antigo datado no arco magmático apresenta uma idade de cristalização de ca. 660Ma (Brito Neves et al. 2003).

Granitos sin-cinemáticos se dividem em dois grupos:

(i) granitos anatóticos aluminosos contemporâneos ao espessamento crustal, cuja idade de cristalização é a mesma do metamorfismo brasileiro, em torno de 610/600 Ma.

(ii) granitos sin-fase transcorrente, que apresentam idades de cristalização U-Pb compreendidas entre ca. 580 e 590 Ma (Nogueira, 2004).

Granitos tardi-tectônicos apresentam idades em torno de 580 Ma (Fetter, 1999; Brito Neves et al., 2003) e granitos pós-orogênicos associados às molassas tardi-brasilianas têm idade de ca. 530 Ma (Fetter, 1999).

Granitos pós-orogênicos de idade ordoviciana foram descritos recentemente (ca. 470 Ma - Castro, 2004; 460 Ma – Teixeira, 2005).

5.3 Grupo Ceará/Unidade Independência na região de Madalena - Boa Viagem

Na área estudada neste trabalho está localizada na parte central do Domínio Ceará Central (Fig. 5-2). Nela, as relações entre o embasamento paleoproterozóico, o Grupo Ceará representado pela Unidade Independência (Cavalcante et al., 2003) e o Complexo Tamboril Santa Quitéria estão particularmente bem expostas. O mapeamento da área de estudo permitiu dividir a Unidade Independência em várias sub-unidades em função de características litológicas, estruturais ou metamórficas distintas (Fig. 5-3).

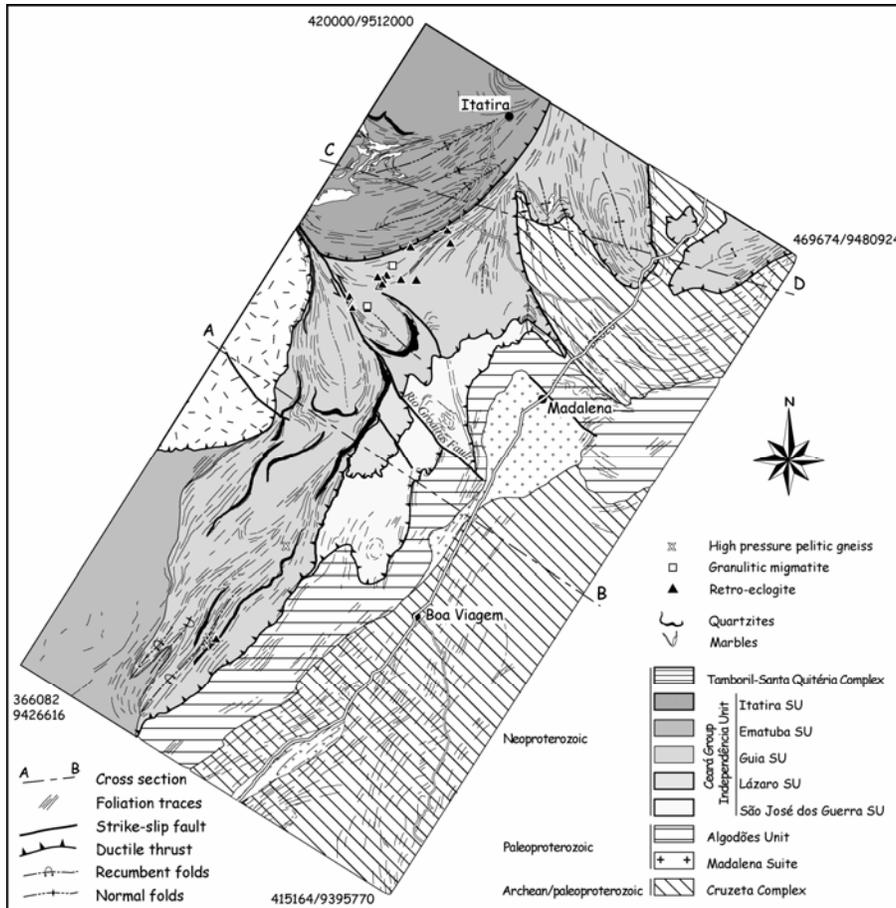


Figura 5-3: Mapa geológico esquemático da região de Madalena-Boa Viagem, Ceará Central – NE Brasil.

(i) na base do empilhamento, a sub-unidade São José dos Guerra, exposta apenas na parte central da área, é representada essencialmente por biotita gnaisses, às vezes com muscovita, com raras intercalações de quartzitos e muscovita biotita gnaisses com granada e sillimanita. Os biotita gnaisses são interpretados como derivados de grauvascas. A migmatização é incipiente. Essa unidade está presente apenas na parte central da área.

A base da SU São José dos Guerra, em contato tectônico com a Unidade Algodões, do Paleoproterozóico, é marcada por sola milonítica caracterizada por fina muscovita recristalizada e grãos arredondados de granada.

(ii) a sub-unidade Lázaro é uma escama tectônica disposta entre as sub-unidades São José dos Guerra e Guia, das quais é separada por contatos tectônicos marcados por milonitos. É constituída, predominantemente, por muscovita gnaisses, às vezes com granada e cianita e, na sua parte central, por metatonalitos interpretados como intrusões sin-metamórficas. A migmatização dos muscovita gnaisses pode ser intensa, sobretudo, na proximidade dos metatonalitos.

(iii) a sub-unidade Guia é a mais extensa das sub-unidades discriminadas na área mapeada. Predominam biotita gnaisses geralmente com granada e, às vezes, muscovita. A presença de aluminossilicato (cianita, sillimanita ou ambos) é quase a regra nessas rochas. Rutilo é geralmente associado à presença da cianita. Cristas alongadas, destacadas na topografia, são sustentadas por estreitas (menos de 10 m) barras de quartzito, às vezes aluminosos. Lentes descontínuas de mármore e de rochas calcissilicáticas são freqüentes, assim como *boudins* ou lentes extensas de anfibolitos, às vezes muito ricos em granadas.

A migmatização dos gnaisses, limitada ou inexistente nas rochas com cianita, é intensa e generalizada nas rochas com sillimanita apenas.

O contato com a Unidade Algodões é marcado por rochas miloníticas. Os milonitos da Unidade Algodões, derivados de leucognaisses finos não migmatíticos, interpretados como produto do metamorfismo de riolitos e riodacitos, mostram deformação marcada por dobramento métrico complexo. Na SU Guia, as rochas, retromórficas, são semelhantes às da base da SU São José dos Guerra: são muscovita biotita milonitos com muscovitas milimétricas recristalizadas e cristais arredondados de granada correspondendo a condições metamórficas de fácies anfibolito de baixa temperatura.

(iv) litologicamente, a sub-unidade Itatira é muito parecida com a SU Guia. As principais diferenças residem na maior expressão das rochas carbonáticas e rochas calcissilicáticas. Cianita só foi encontrada na base da unidade. Os anfibolitos não apresentam granada e são freqüentemente associados a rochas calcissilicáticas.

Os biotita gnaisses com granada e sillimanita apresentam geralmente migmatização em manchas (*patch*) ou veios finos de leucossoma (3 a 5 cm) paralelos à foliação.

O contato com a SU Guia é nitidamente tectônico, marcado pela obliquidade entre as direções das lineações de estiramento impressas nas duas sub-unidades (Fig. 5-24).

(v) Na área estudada, a sub-unidade Ematuba é muito mais migmatítica do que as demais unidades do Grupo Ceará. É constituída essencialmente por paragnaisses migmatíticos com raras intercalações de quartzitos e algumas lentes pouco espessas de mármore e rochas calcissilicáticas. Intercalações de anfibolitos são comuns na parte superior da unidade. Bolsões de algumas dezenas a centenas de metros de granitos aluminosos, com muscovita e granada, geralmente pouco deformados, também são freqüentes.

A natureza, tectônica ou progressiva, do contato entre as sub-unidades Ematuba e SU Guia não foi determinada de maneira inequívoca por falta de exposições elucidativas

5.4 Metamorfismo

5.4.1 Condições do metamorfismo

Como referido acima, o Grupo Ceará foi submetido, durante a orogênese brasileira, a um metamorfismo de alto grau, no mínimo de fácies anfibolito de alta temperatura. Entretanto, na região estudada, as sub-unidades apresentam notáveis diferenças em sua evolução metamórfica.

5.4.1.1 SU São José dos Guerra

Situada na base do empilhamento, a sub-unidade São José dos Guerra é a menos metamórfica. Litologicamente é monótona, sendo constituída essencialmente por muscovita gnaisses e muscovita biotita gnaisses cinza claro, finos, às vezes com granadas, provavelmente derivados de grauvas. Próximo à base, marcada por contato tectônico com a Unidade Algodões, paleoproterozóica, representado por milonito retromórfico, são encontradas algumas camadas finas de quartzitos e de muscovita biotita gnaisses com granada e sillimanita. A migmatização é incipiente, marcada por leucossomas de um a dois centímetros de espessura paralelos à foliação (Fig 5-4).



Figura 5-4: Leucossoma intrafoliado em muscovita biotita gnaisses da SU São José dos Guerra.

5.4.1.2 SU Lázaro

A sub-unidade Lázaro é também monótona, sendo representada, como a anterior, por biotita e muscovita biotita gnaisses esbranquiçados, de textura um pouco mais grossa que a dos gnaisses da SU São José dos Guerra. Cristais de granada são comuns e o aluminossilicato presente é a cianita. A migmatização é mais intensa e os leucossomas são desprovidos de aluminossilicato.

5.4.1.3 SU Guia

As rochas da sub-unidade Guia apresentam o registro de uma história metamórfica complexa, evoluindo desde condições de alta pressão e alta temperatura até condições de fácies anfibolito alto de baixa pressão passando por condições de fácies granulito de alta pressão.

As condições mais extremas foram evidenciadas em dois tipos litológicos: granada anfibolitos, derivados de rochas básicas intercaladas nas rochas metassedimentares na forma de

sills ou derrames, interpretados como retroeclogitos, e metapelitos ricos em muscovita, cianita, granada e rutilo, interpretados como *white schists* retromórficos.

Retro-eclogitos

Trata-se de rochas cinza escuras a pretas, maciças, geralmente pouco foliadas (Fig. 5-5a), com aspecto de granada anfíbolitos. São notáveis pela abundância de cristais de granada com diâmetro de 3 a 6 mm (Fig. 5-5b) que se apresentam orlados por coroas reacionais sub-milimétricas.

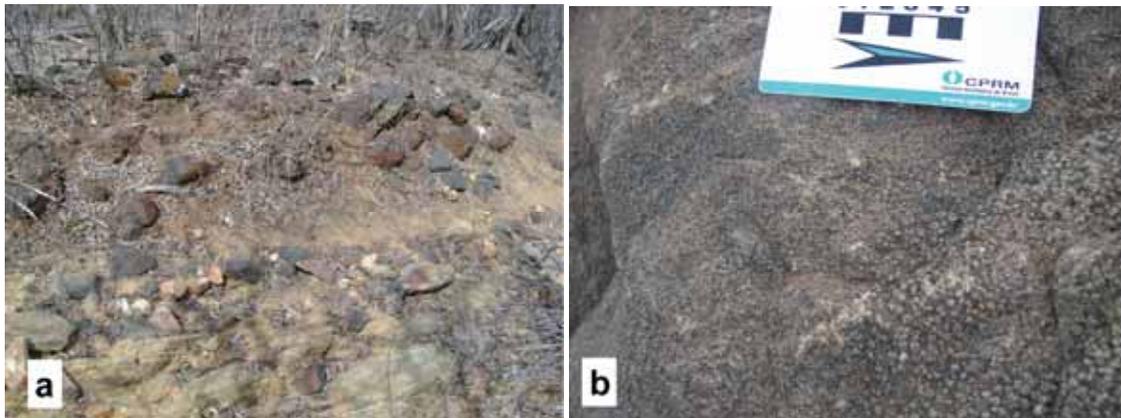


Figura 5-5: a) afloramento de granada anfíbolito, sub-unidade Guia; b) detalhe, mostrando os cristais salientes de granada na superfície do anfíbolito.

Microscopicamente o granada anfíbolito é constituído de quartzo, plagioclásio, granada, clinopiroxênio e anfíbólio marrom. Inclusões de rutilo são comuns nos cristais de granada. Os cristais de granada apresentam coroas reacionais duplas: a mais interna é constituída por plagioclásio e a mais externa por anfíbólio (Garcia et al., 2006). A coroa externa separa os cristais de granada de simplectitos de clinopiroxênio e plagioclásio com algumas lamelas intercrescidas de anfíbólio. De composição essencialmente diopsídica, o clinopiroxênio da porção central dos simplectitos apresenta às vezes composição mais onfacítica ($X_{Jd} = 0,34$, Garcia et al., 2006).

Os cálculos termobarométricos efetuados em amostra de granada anfíbolito (Garcia et al., 2006) sugerem, para essas rochas, condições iniciais de fácies eclogito (750°C, 16-17 kbar) evoluindo para condições de fácies granulito (800°C, 9-10 kbar) e terminando em condições de fácies anfíbolito (700°C, 9-10 kbar)

Muscovita gnaisses de alta pressão

Em afloramento, os muscovita gnaisses são rochas maciças, cinza escuro, caracterizadas pela grande quantidade de cristais centimétricos de granada (Fig. 5-6), às vezes com inclusões de rutilo de 3 a 4 mm de aresta, cianita azulada de 4 a 5 cm e cristais de rutilo de 2 a 3 cm, dispostos paralelamente à lineação de estiramento definida pela cianita.



Figura 5-6: Muscovita gnaisse com biotita interpretados como white schists retromórficos. Notar os cristais de cianita de 4 a 5 cm de comprimento e os cristais centimétricos de granada.

Em lâmina, a paragênese mais precoce observada é quartzo + mica branca + granada + cianita + rutilo, que sugere condições metamórficas de pressão muito alta, com afinidade de *white schist* pela falta de biotita e plagioclásio em algumas amostras. Os cristais de granada contêm inclusões de rutilo, cianita e biotita que parecem em equilíbrio, o que implica em pressão superior a 12 Kbar (Bohlen et al., 1983). Cianita está também incluída nas micas brancas. Os cristais maiores de cianita são poiquilíticos, incluindo estauroлита, quartzo e raramente pequenas lamelas de biotita. Exceção feita às inclusões, biotita parece tardia. Sillimanita de tipo fibrolita ocorre em planos sigmóides tardios de cisalhamento.

A presença, em alguns afloramentos, de veios leucograníticos com quartzo + cianita + rutilo + plagioclásio é uma evidência de fusão seca precoce em altas pressões.

Granulitos de alta pressão

São migmatitos com megacristais (> 5cm) de ortoclásio (Fig. 5-7), granadas rosa de 5 a 8 mm, cianita, muscovita e biotita. Em certos afloramentos, apresentam um aspecto marcadamente construtivo, quase desprovido de organização planar e, em outros, uma foliação ondulosa e mal definida.



Figura 5-7: Granulitos migmatíticos com cianita, granada, rutilo e ortoclásio.

Em lâmina, apresentam quartzo globuloso e granada límpida envolvida por pequenas lamelas de biotita em equilíbrio com cianita; plagioclásio em grãos pequenos está incluído em ortoclásio micropertítico que forma grandes cristais límpidos cercados por cristais menores. Rutilo é euédrico e cercado por biotitas. Zircão, monazita e grafita são acessórios.

O protólito da rocha provavelmente se formou a partir de um magma anatóxico aluminoso inicialmente anidro. O ortoclásio se forma pela reação muscovita + plagioclásio + quartzo → cianita + F(K) + melt, que implica temperaturas compreendidas entre 750 e 800°C e pressões acima de 8 kbar (Spear, 1993). De outro lado, a presença de rutilo, produto da reação ilmenita + cianita + quartzo → almandina + rutilo implica, na ausência de água, em pressões superiores a 12 kbar (Bohlen et al., 1983) definindo assim condições de fácies granulito de alta pressão (Fig. 5-8).

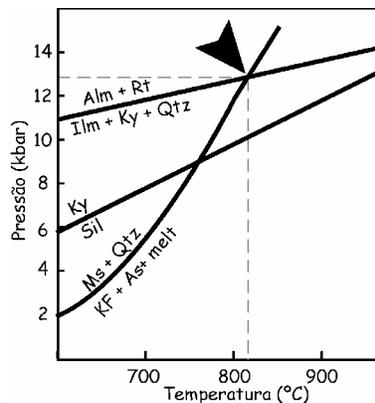


Figura 5-8: Condições para formação dos migmatitos granulíticos de alta pressão da SU Guia. Reação $Ilm + Ky + Qtz \rightarrow Alm + Rt$ segundo Bohlen et al. (1983) e reação $Ms + Qtz \rightarrow KF + As + melt$ na ausência de água segundo Thompson (1982). A seta indica as condições mínimas: 815°C e 12,8 kbar.

Biotita gnaisses de baixa pressão

São rochas com biotita + quartzo + plagioclásio + F(K) ± granada ± muscovita ± sillimanita. São migmatíticas, exibindo mobilização em manchas ou estruturas estromáticas, com percentagem variável de leucossoma, podendo atingir, na porção superior da unidade, 50% da rocha. Os mobilizados geralmente contêm sillimanita ± granada.

Em vários afloramentos a cianita não foi totalmente desestabilizada e coexiste com sillimanita. Nesses afloramentos é possível observar que, na maioria dos casos, a formação da sillimanita se dá diretamente a partir da cianita (Fig. 5-9).



Figura 5-9: Formação de sillimanita como produto da desestabilização da cianita pela reação $Ky \rightarrow Sil$.

5.4.1.4 SU Itatira

Na sub-unidade Itatira predominam biotita gnaisses com granada. Na base, próximo ao contato tectônico com a SU Guia, cianita e sillimanita geralmente coexistem, sendo que a sillimanita está presente em planos tardios de cisalhamento subparalelos à foliação principal que contêm cianita, mostrando o seu caráter tardio. Na parte superior da unidade, a cianita desaparece e o único aluminossilicato presente é sillimanita. Ao contrário da SU Guia, na qual a sillimanita é geralmente formada diretamente a partir de cianita, nas rochas da sub-unidade Itatira a sillimanita é geralmente proveniente da reação muscovita + quartzo \rightarrow sillimanita + F(K) + H₂O (Fig. 5-10).



Figura 5-10: Coexistência de cianita e sillimanita. A sillimanita, crescida em planos tardios de cisalhamento, formou-se a partir da quebra de muscovita pela reação $Msc + Qzo \rightarrow Sil + F(K) + H_2O$.

Feições de migmatização estão presentes em toda a sub-unidade. Próximo ao contato basal, alguns leucossomas precoces, em veios espessos paralelos à foliação (Fig.5-11) apresentam cianita, indicadora de um início de fusão em condições de pressão elevada. Essa cianita tende a ser desestabilizada e é parcialmente transformada em sillimanita. Os mobilizados tardios, em manchas (*patches*) ou veios finos (3 cm) paralelos à foliação, apresentam apenas sillimanita. A porção superior da sub-unidade é mais migmatítica, a mobilização podendo atingir 20 a 30 % da rocha. O leucossoma apresenta-se na forma de manchas ou de veios paralelos à foliação. Sillimanita é comum nos mobilizados.



Figura 5-11: Leucossoma precoce com cianita

Análises de termo-barometria feitas em três amostras (Garcia and Arthaud, 2004; Garcia et al., 2006) mostram os seguintes resultados: na base da unidade foram determinadas uma temperatura de $627 \pm 65^\circ\text{C}$ com pressão de $8,2 \pm 0,6$ kbar; duas amostras da porção intermediária forneceram temperaturas de $670 \pm 51^\circ\text{C}$ e $582 \pm 39^\circ\text{C}$ e pressões de $9,1 \pm 0,4$ e $5,7 \pm 0,7$ kbar

respectivamente. A primeira é compatível com uma fusão em condições de pressão intermediária, evidenciadas pela existência de mobilizados com cianita. A segunda, por ser a sillimanita o aluminossilicato presente, ou representa condições precoces, ou resultou em pressão super-avaliada. Na terceira, a temperatura parece sub-avaliada uma vez que as rochas da porção intermediária da unidade são migmatíticas, o que implicaria em temperatura mínima em torno de 650°.

Cabe o registro de que não foi constatada a presença de granada nos anfíbolitos da sub-unidade Itatira.

5.4.1.5 SU Ematuba

De todas as subunidades do Grupo Ceará, a SU Ematuba é a que experimentou a migmatização mais intensa.

Na parte basal, próximo ao contato com a SU Guia, predominam biotita paragnaisses migmatíticas com estruturas do tipo “*lit par lit*” (Fig. 5-12). São geralmente rochas com biotita + plagioclásio + F(K) ± muscovita ± granada. Quando presente, o aluminossilicato é sistematicamente a sillimanita. Rutilo e cianita, comuns na SU Guia, não foram encontrados.



Figura 5-12: Migmatito “lit par lit” recortado por granitos de anatexia

Na porção superior da unidade, a migmatização é mais intensa, caracterizada por estruturas estromáticas e dobradas (Fig. 5-13). A presença de granada no paleossoma e de sillimanita no paleossoma e neossoma é ubíqua.

Granitos anatéticos claros, de granulação média, com muscovita e granada, formam bolsões de tamanho variando entre um e dezenas de metros. São pouco deformados e apresentam estrutura nebulítica.



Figura 5-13: Muscovita biotita granito anatótico com granada. Notar o aspecto nebulítico característico.

5.4.2 Discussão

(i) É possível definir uma trajetória horária para a evolução metamórfica da SU Guia (Fig. 5-14). Essa evolução iniciou-se nas condições de fácies eclogítico, com temperatura da ordem de 800° e pressão da ordem de 16-17 kbar (Garcia et al., 2006), passou pelas condições do fácies granulito de alta pressão, com temperaturas > 800° e pressões > 12,5 kbar para terminar em condições de fácies anfibolito alto com sillimanita e fusão parcial nas rochas retromórficas correspondendo a temperaturas > 650° e pressões no intervalo 6 a 8 kbar.

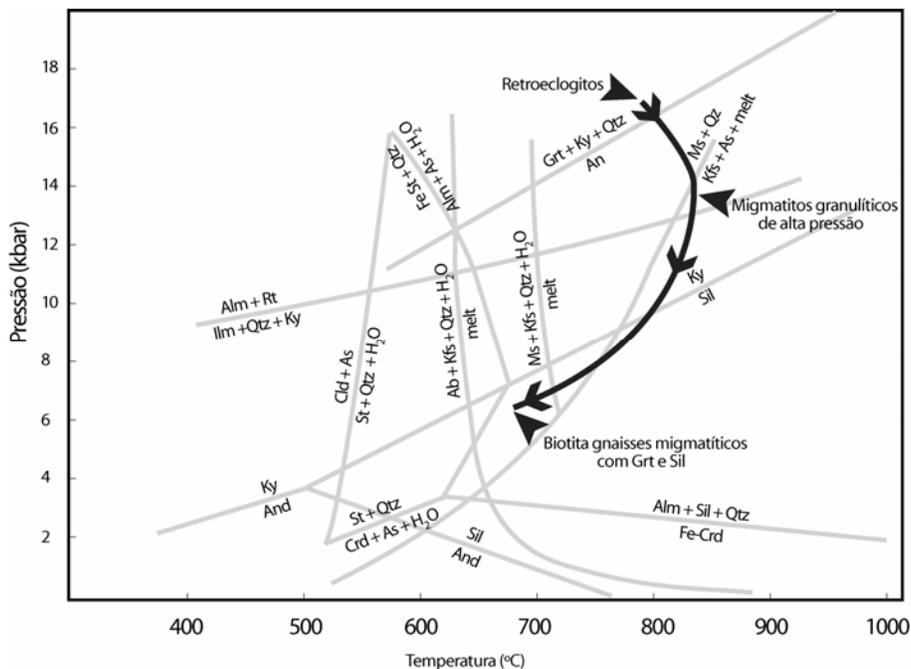


Figura 5-14: Provável trajetória P/T das rochas do Grupo Ceará durante a colisão brasileira. Diagrama para rochas pelíticas segundo Yardley (1989).

A trajetória inferida a partir dos dados disponíveis é interpretada como resultando da seguinte evolução:

- subducção do Grupo Ceará em zona de sutura onde rochas pelíticas, levadas a profundidades de mais de 45 km, são transformadas em *white schists* e rochas básicas em eclogitos.

- rápida exumação quase isotérmica dessas rochas com fusão seca associada à decompressão, gerando migmatitos granulíticos de alta pressão.

- decompressão e queda da temperatura na continuação da exumação da unidade até atingir condições de fácies anfíbolito alto, zona da sillimanita. A decompressão é acompanhada de migmatização generalizada nessas rochas.

(ii) As subunidades basais do Grupo Ceará (São José dos Guerra SU e Lázaro) apresentam uma evolução metamórfica bastante diferente, não parecendo ter atingido condições de metamorfismo acima do fácies anfíbolito alto de baixa pressão (São José dos Guerra SU) ou de pressão intermediária (Lázaro SU). É provável que se trate de porções mais externas do Grupo Ceará que foram cavalgadas pelas nappes provenientes da zona de sutura.

(iii) Na SU Itatira, não existem indícios de rochas de alta pressão mas as paragêneses precoces com cianita, substituídas por paragênese com sillimanita associada a um incremento da migmatização sugerem uma evolução passando de condições iniciais de fácies anfíbolito alto de pressão intermediária (627° C, 8 kbar) para condições de fácies anfíbolito de alta temperatura e baixa pressão.

(iv) O aumento significativo da taxa de fusão da SU Guia para a SU Ematuba tem como explicação mais provável a presença, acima desta última, de uma *nappe* de rochas graníticas-anatéticas, o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, provocando um efeito de metamorfismo inverso na unidade subjacente.

5.4.3 Idade do metamorfismo

Foram selecionadas três amostras para determinação da idade do metamorfismo que afetou o Grupo Ceará durante a colisão brasileira. Nas amostras PRC1291 (leucossoma de biotita gnaisse com muscovita, granada e cianita da SU Lázaro) e VC96 (lâmina de leucogranito com granada e cianita da SU Guia) foram analisados grãos de monazita pelo método U-Pb convencional, no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília (Brasil). Na amostra PRC445 (biotita gnaisse com granada e cianita da SU Guia) foram analisados, na Research School of Earth Science, em Canberra (Austrália), 11 grãos de monazita pelo método SHRIMP U-Pb. Os métodos analíticos empregados nos dois casos estão resumidos no anexo 1.

5.4.3.1 U-Pb convencional

Três grãos de monazita da amostra PRC1291 (leucossoma) alinham-se em discórdia com intercepto superior de 607 ± 7 Ma, interpretado como idade do metamorfismo. As idades de 585 e 570 Ma são interpretadas como indicadoras de um processo de difusão acompanhando o resfriamento da rocha, com monazitas crescendo ao longo da concórdia (Fig. 5-15a).

No caso da amostra VC96 (leucogranito), a análise sub-concordante de monazita aponta para idade de 608 ± 2 Ma (Fig. 5-15b).

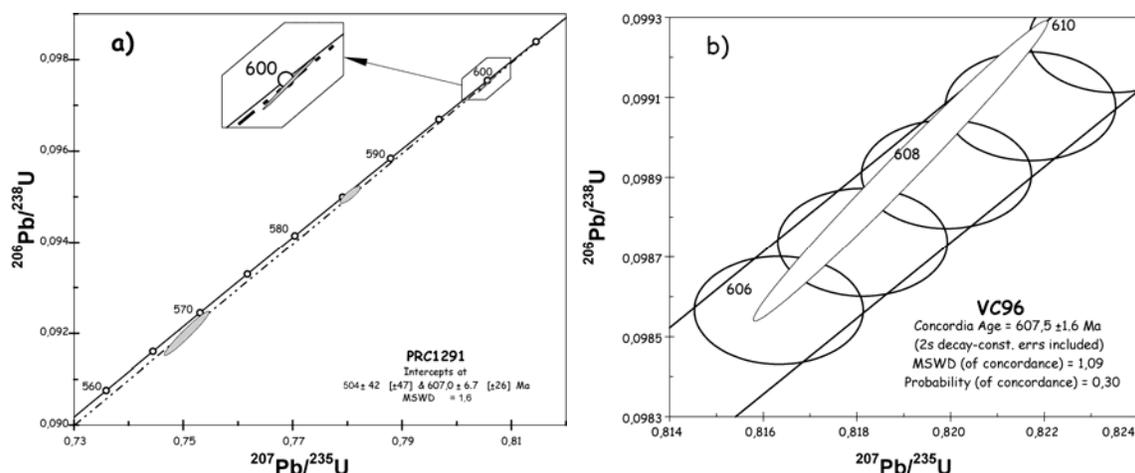


Figura 5-15: Diagrama concórdia para grãos de monazita das amostras PRC1291 (a) e VC96 (b).

Apesar das duas amostras representarem condições metamórficas distintas (fusão parcial, em condições de fácies anfibolito alto de baixa pressão, acompanhando a decompressão das rochas metassedimentares no caso da amostra PRC1291 e fusão seca de rochas similares em condições de alta pressão no caso da amostra VC96, as idades obtidas são idênticas, não permitindo estabelecer uma diferença temporal, ao longo de um *loop* horário iniciado em condições de fácies eclogito, entre o metamorfismo de alta pressão e o de baixa pressão. Isto se deve à baixa temperatura de fechamento da monazita.

5.4.3.2 U-Pb SHRIMP

Os dados SHRIMP estão sintetizados na tabela 5-1 e na figura 5-16. Os dados completos constam do Anexo B.

Tabela 5-1: Sumário das idades SHRIMP $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de monazita da amostra PRC445 (Grupo Ceará, SU Guia).

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age
622.9 ± 6.6	621 ± 17	610.3 ± 6.7	609 ± 22	612.6 ± 6.7	630 ± 19
618.2 ± 6.5	613 ± 20	608.7 ± 6.5	594 ± 22	606.4 ± 6.4	610 ± 17
608.3 ± 6.6	607 ± 24	620.3 ± 7.3	601 ± 20	607.3 ± 6.4	601 ± 26
607.8 ± 7.2	612 ± 24	613.2 ± 6.5	612 ± 18		

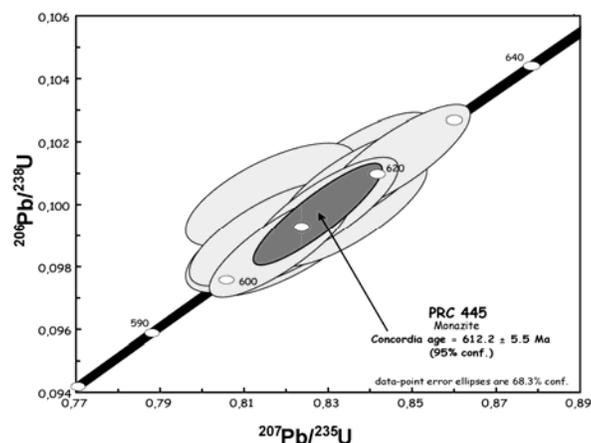


Figura 5-16: Diagrama Concordia para análises SHRIMP de monazita da amostra PRC445 (SU Guia)

11 cristais de monazita forneceram uma idade concordante de $612,2 \pm 6$ Ma que, considerado o erro analítico, é similar aos valores obtidos pelo método convencional. Esses valores são intermediários entre as idades de 603 ± 2 e 617 ± 2 Ma, determinadas por Castro (2004) em monazitas de leucossomas de paragneisses aluminosos da mesma Unidade Independência do Grupo Ceará.

Tendo em vista a temperatura de fechamento aceita para a monazita (em torno de 600°C), é sugerido que o valor de ca. 607 Ma marca a idade do metamorfismo de fácies anfibolito alto de baixa pressão ligado à descompressão sofrida pelas *nappes* quando da sua exumação.

5.5 Estrutura das nappes e evolução da deformação

A área de estudo pode ser subdividida em dois grandes domínios: um, com estruturação relativamente simples, a SW da Falha do Rio Groáiras, e outro, com estruturação mais complexa, a NE da mesma falha.

A Falha do Rio Groáiras é uma falha transcorrente sinistra de direção NW-SE (Fig. 5-3 e 5-17). Sua idade não foi determinada, mas pode ser enquadrada entre dois limites: a noroeste da área mapeada, ela recorta e desloca de mais ou menos 15 km um corpo granítico (Granito do Pajé, figura 5-18) com idade de 470 ± 2 Ma (Teixeira, 2005) e é recortada por um dique de dolerito associado ao magmatismo Ceará Mirim, com idade de ca. 180 Ma).

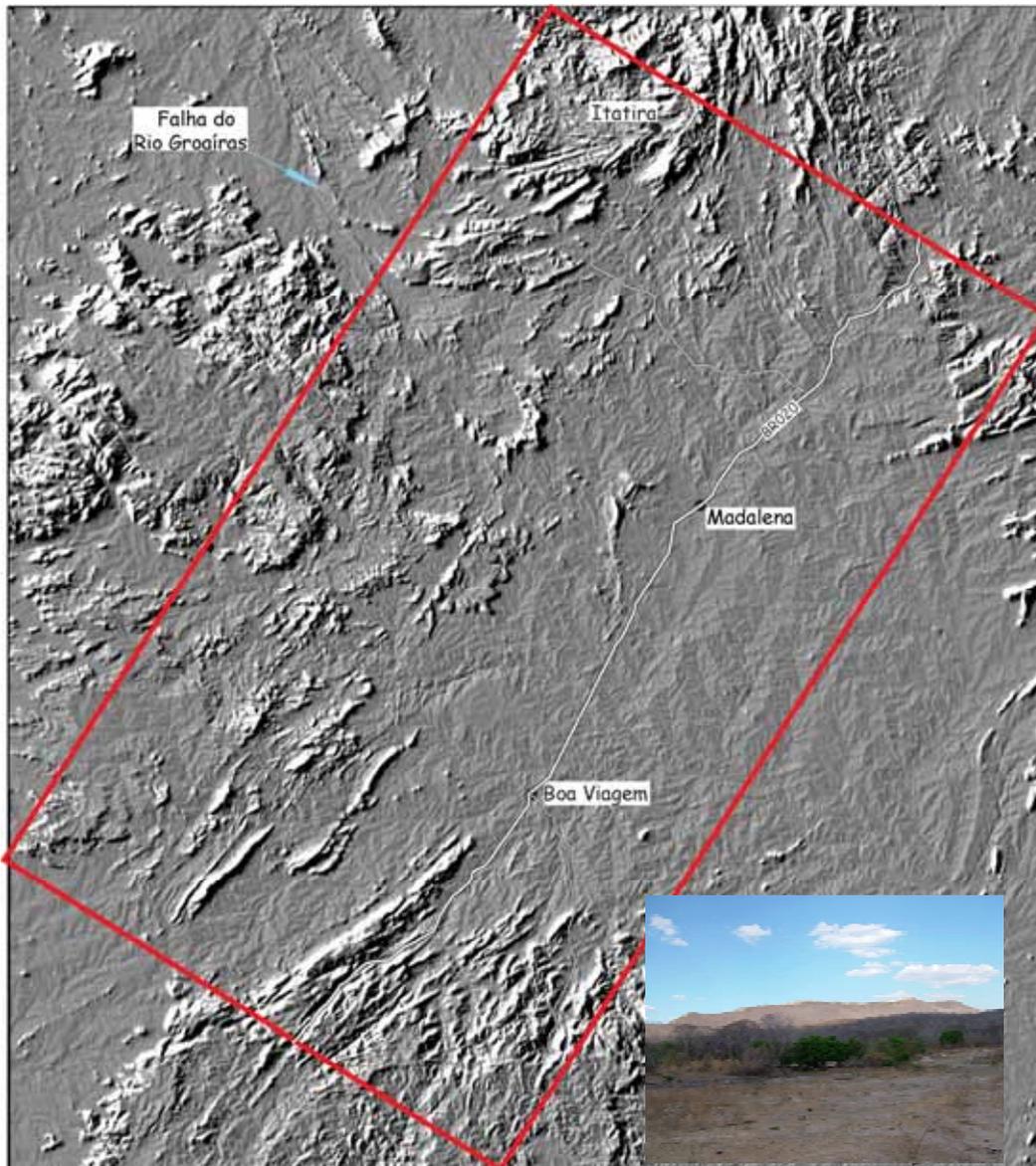


Figura 5-17: Modelo digital de terreno da região central do Estado do Ceará baseado em imagens radar – SRTM. O retângulo vermelho representa a área mapeada. Nessa imagem, a expressão morfológica da Falha do Rio Groaíras é destacada em grande parte por conta dos veios de quartzo, como o da foto em encarte, que balizam o seu traçado.

A falha não apresenta indício de deformação dúctil e é caracterizada por uma intensa atividade hidrotermal marcada por brechas de falha e brechas de fraturamento hidráulico (Fig. 5-19 a e b) e imensos veios de quartzo que se destacam na topografia (Fig. 5-17). A SE, a falha se amortece próximo ao contato entre o Grupo Ceará e o embasamento que ela não afeta, o que mostra o seu caráter raso. As únicas manifestações da falha no embasamento são alguns veios de quartzo menores e brechas hidráulicas, mas sem rejeito visível.

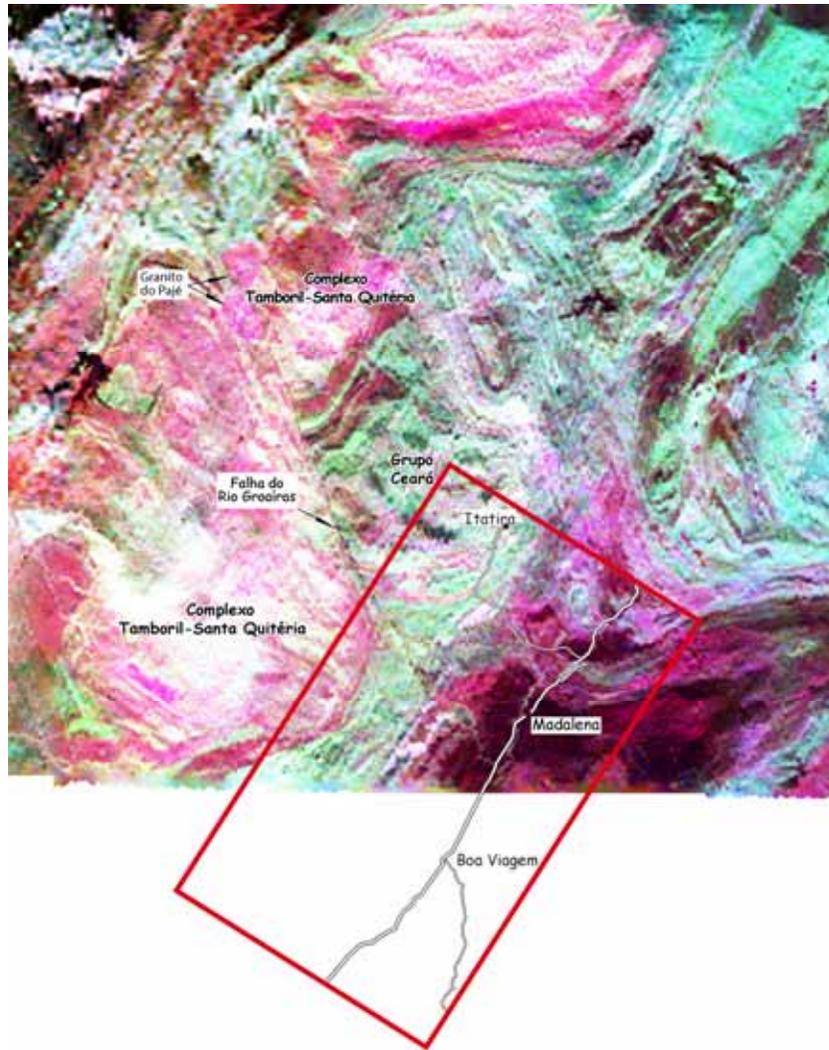
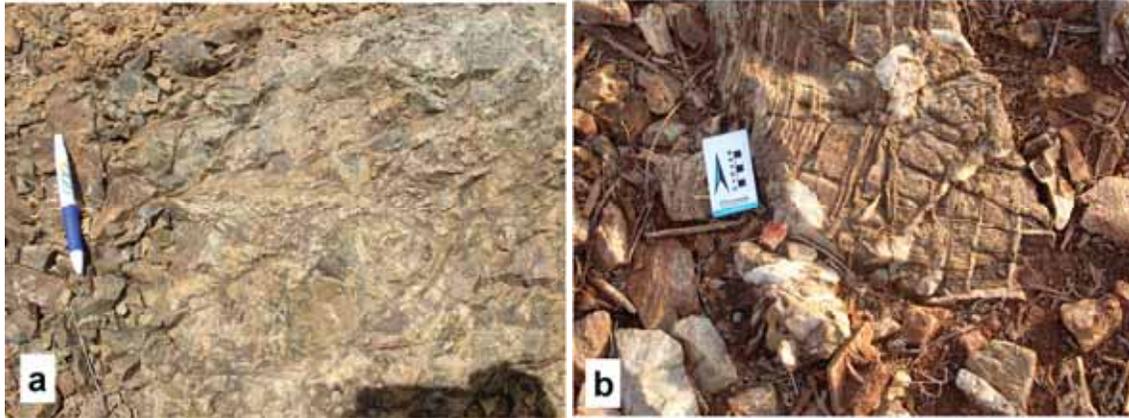


Figura 5-18: Composição RGB dos dados aero-gamaespectrométricos do Projeto Itatira (Nuclebrás,1977). O retângulo vermelho identifica a área mapeada. Nessa imagem, a Falha do Rio Groaíras se destaca pelo seu traçado retilíneo recortando litologias com respostas contrastantes, em particular migmatitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria e metassedimentos do Grupo Ceará. O rejeito sinistro da falha é evidenciado pelo deslocamento do Granito do Pajé e da borda leste do Complexo Tamboril-Santa Quitéria



Figuras 5-19: Brecha (a) e brecha de fraturamento hidráulico (b) associadas à Falha do Rio Groáíras.

Na ausência de planos estriados, não foi possível avaliar a existência de uma componente vertical de rejeito, mas, levando em conta a diferença de largura aflorante do Complexo Tamboril-Santa Quitéria em cada lado da falha (Fig. 5-18), é provável que o compartimento NE tenha sido soerguido.

5.5.1 Estruturação da porção SW

O contato cobertura/embasamento é de natureza tectônica, materializado, no grupo Ceará, por espessos milonitos retromórficos de fácies xisto verde alto ou anfibolito baixo, com clastos milimétricos a centimétricos de muscovita e granadas arredondadas (Fig. 5-20) mergulhando em torno de 10 a 20° para W.



Figura 5-20: Milonitos retromórficos do Grupo Ceará no contato tectônico com o embasamento.

Nas rochas de embasamento, o contato é, às vezes, marcado por dobramentos complexos (Fig. 5-21). Em outros casos, é marcado apenas por uma clivagem de fratura sub-horizontal

acompanhada do desenvolvimento de uma lineação de interseção (Fig. 5-22 a e b) correspondendo à colocação final das nappes em baixa temperatura.



Figura 5-21: Dobramento isoclinal recumbente dos metariolitos da SU Algodões no contato tectônico com o Grupo Ceará.



Figura 5-22: a) Transposição das rochas da SU Algodões por uma clivagem de fratura sub-horizontal; b) Lineação de interseção associada à transposição (a foto foi tirada na parte superior, horizontal, do afloramento).

A estruturação do Grupo Ceará nessa parte da área é relativamente simples, caracterizada por mergulhos suaves, em torno de 20° para WNW, da foliação de alta temperatura. De maneira geral, a foliação é paralela aos contatos litológicos. Alguns contatos com mergulhos mais elevados, em torno de 30 a 40°, como o contato entre as SU Guia e Lázaro indicam a existência de rampas frontais (Fig. 5-24 a e b).

Em relação às foliações, a estruturação do Grupo Ceará diverge da do embasamento que apresenta foliações de baixo ângulo de mesma direção, mas com mergulhos para ESE (Fig. 5-23, 5-25 e 5-26).

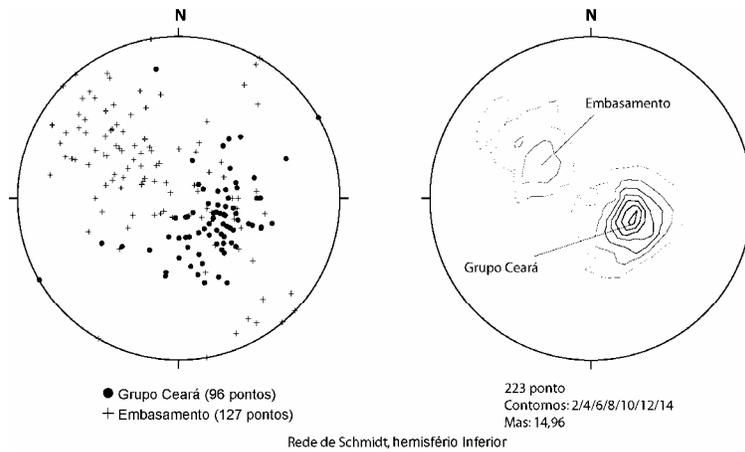


Figura 5-23: Projeção estereográfica dos pólos das foliações a SW da Falha do Rio Groairas. O diagrama de contorno evidência o contraste entre o mergulho da foliação na cobertura, em média para NW, e no embasamento, em média para SE.

A sul da área, a seqüência de quartzitos da SU Guia apresenta uma sucessão de dobras reviradas sub-isoclinais de escala quilométrica com planos axiais de mergulhos baixos para WNW (Fig. 5-25 e 5-27). Essas dobras são associadas à fase principal de transporte das nappes, não interferindo nas direções das lineações de estiramento. Também são comuns dobras isoclinais intrafoliais nos gnaisses (Fig 5-28).



Figura 5-24: a) Panorama mostrando as relações entre as subunidades Guia, Lázaro e São José dos Guerra do Grupo Ceará. É possível observar que as duas últimas SU são perfeitamente horizontais e que os quartzitos da SU Guia apresentam um mergulho em torno de 30° para W, caracterizando uma rampa frontal; b) detalhe da rampa frontal.

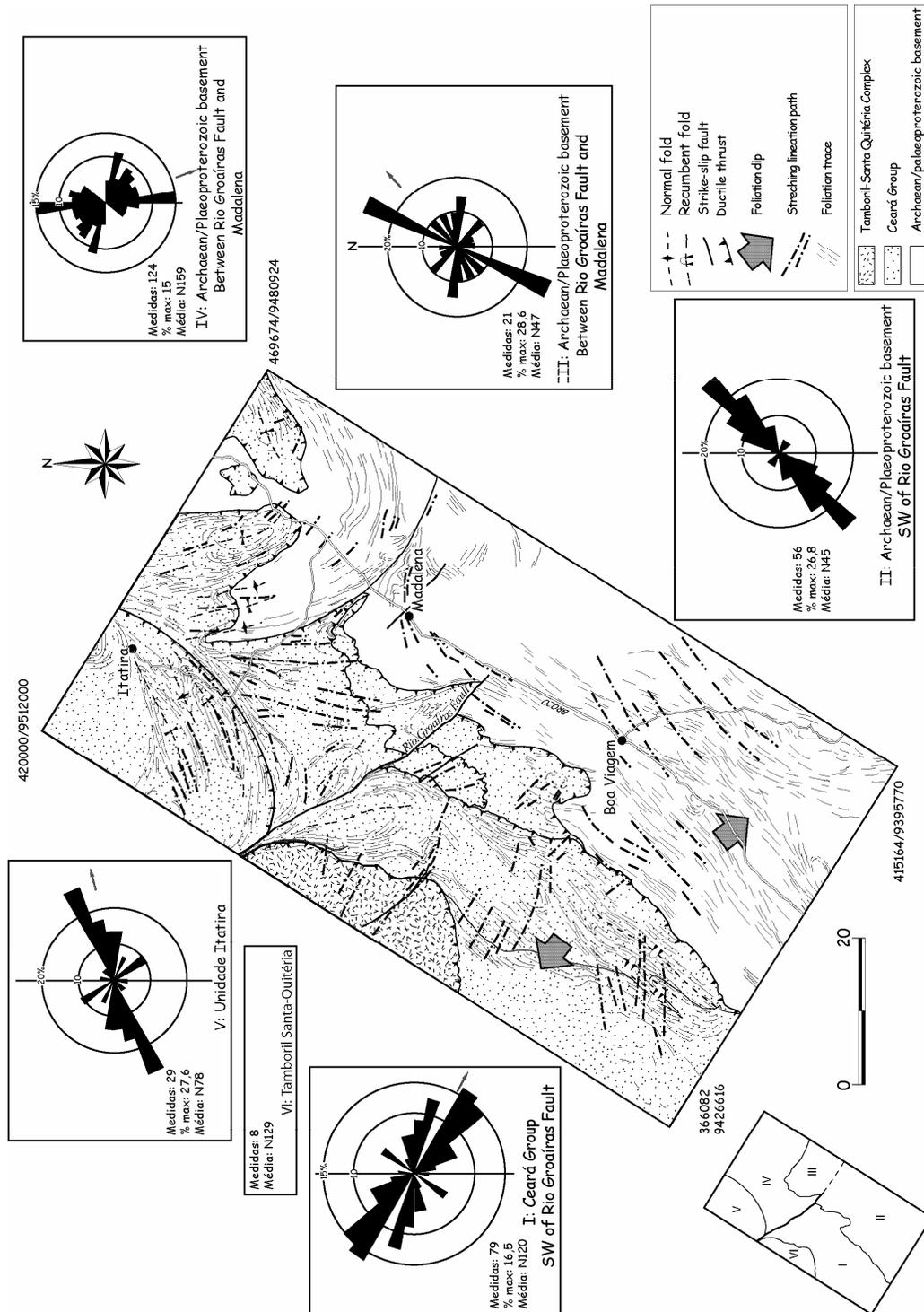


Figura 5-25: Mapa estrutural esquemático da área mapeada.

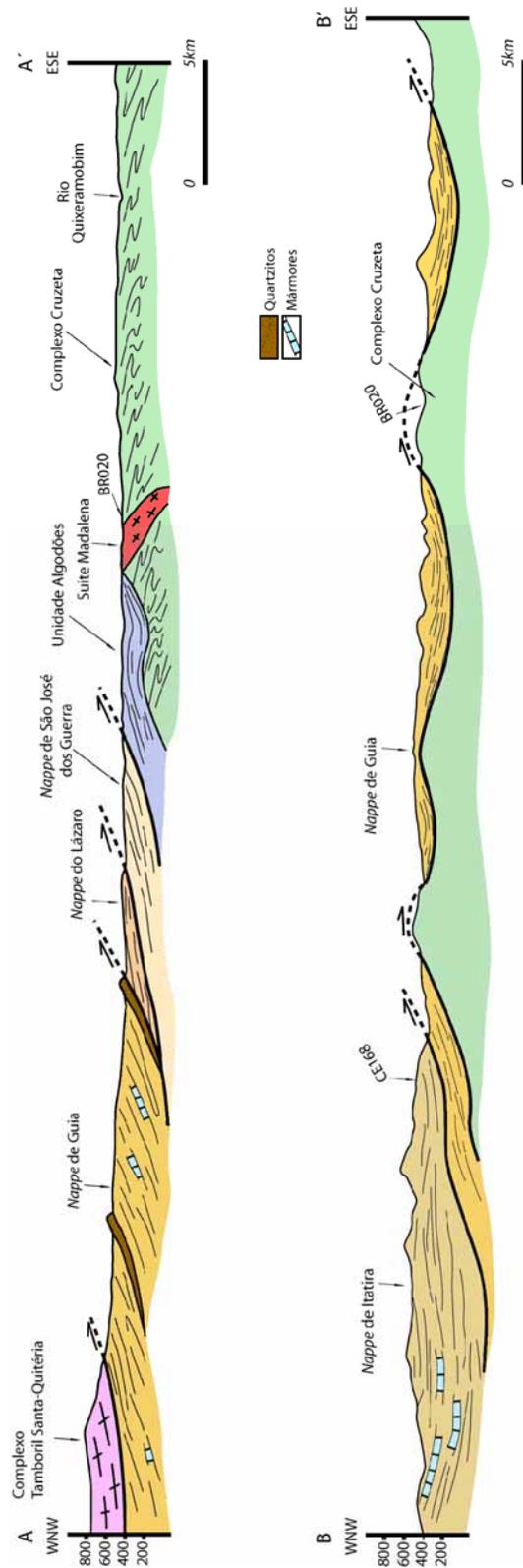


Figura 5-26: Perfis geológicos a SW (perfil AA') e a NE (perfil BB') da falha do Rio Groairas. A localização dos perfis encontra-se no mapa geológico da figura 5-3.

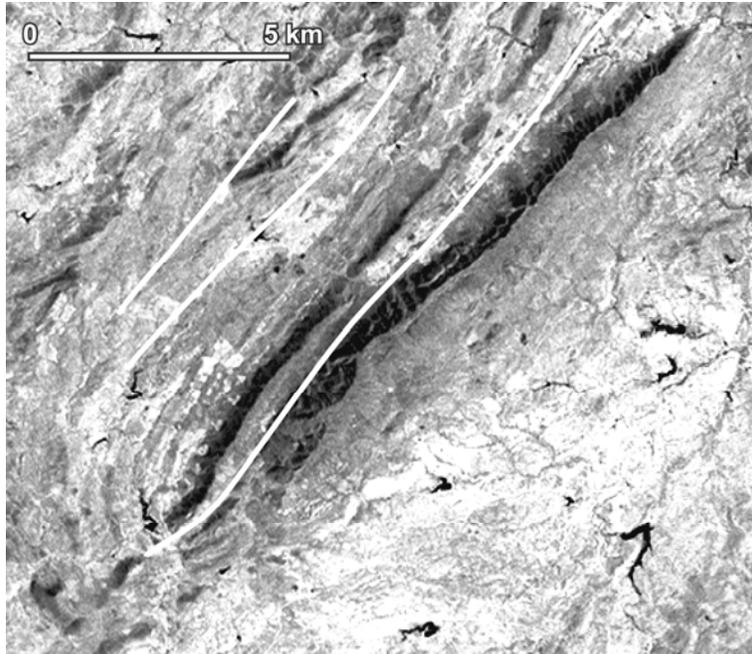


Figura 5-27: Dobramento isoclinal recumbente quilométrico dos quartzitos da SU Guia. (Imagem Landsat 7, razão de banda 5/1). Ver a localização da imagem na figura 5-25.



Figura 5-28: Dobras isoclinais recumbentes métricas afetando um biotita gnaisse com muscovita e granada da SU Guia.

Em todas as subunidades a direção das lineações é marcadamente consistente, variando entre E/W e WSW/ENE. Elas retratam uma evolução progressiva desde condições de alta pressão, marcadas por lineações de cianita e rutilo (Fig. 5-29a e b), passando por condições de fácies granulito de alta pressão, marcadas pelo aspecto construtivo de alguns migmatitos com mega-cristais de ortoclásio que, junto com a cianita, formam uma lineação mineral (Fig. 5-29c), até as condições de fácies anfífolito alto de baixa pressão, marcadas por sillimanita em cisalhamentos tardios ou crescidas diretamente sobre as cianitas (Fig. 5-29d). A persistência das lineações mostra que a

direção de transporte tectônico, durante a exumação das nappes desde o ambiente de alta pressão, não sofreu alterações. A direção de transporte é idêntica à determinada no Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Fig. 5-25, VI), que representa a *nappe* sobreposta em contato tectônico sobre o Grupo Ceará, indicando para o conjunto uma mesma origem geográfica para o conjunto.

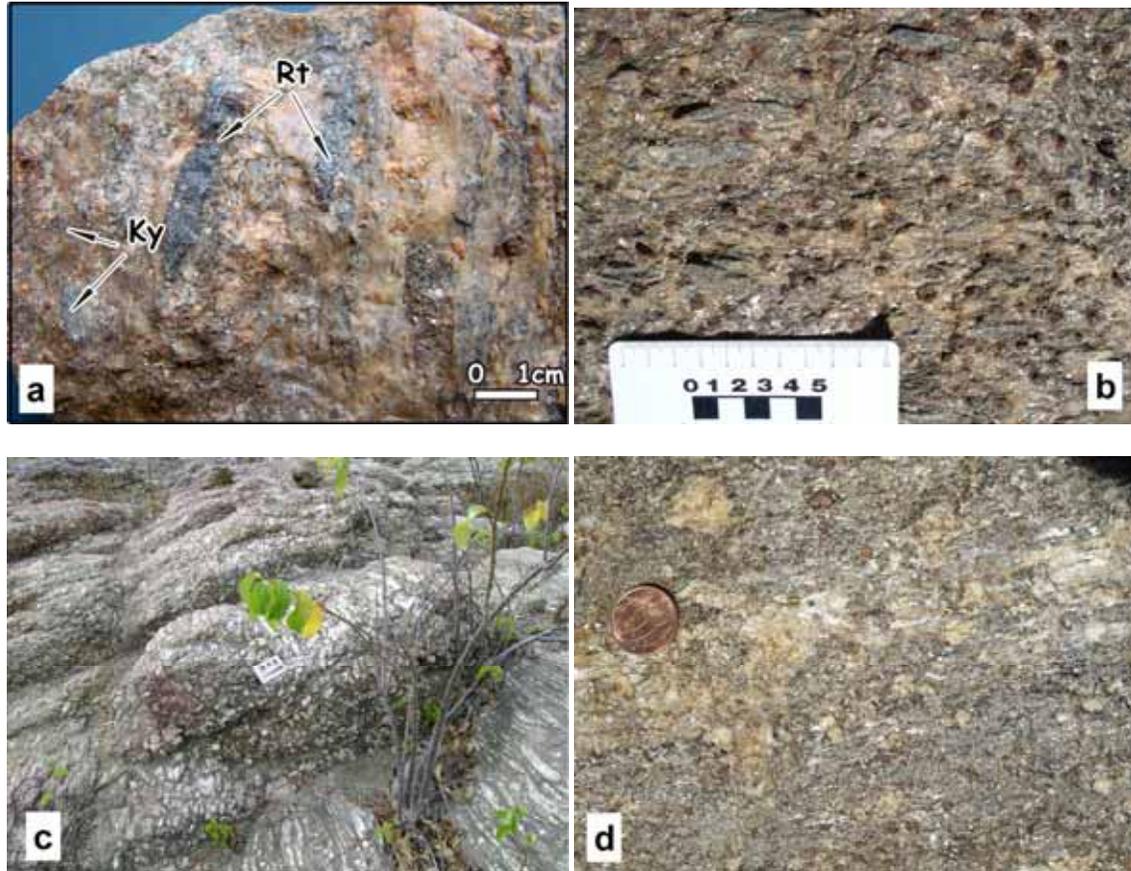


Figura 5-29: a e b) lineações de estiramento geradas em condições de alta pressão marcadas por cianita e rutilo (a) e por cianita (b); c) lineações geradas em condições granulíticas materializadas pela deformação extremamente constrictiva dos granulitos migmatíticos; d) lineação de alta temperatura/baixa pressão materializada por sillimanita em biotita gnaiss levemente migmatíticos. O paralelismo das lineações de cianita e sillimanita pode ser observado na figura 5-9.

Como pode ser observado na figura 5-25, diagramas I e II, a direção do transporte no Grupo Ceará é quase perpendicular à encontrada no embasamento (NNE-SSW), o que implica que as *nappes* de cobertura foram sobrepostas a um conjunto já estruturado. Não foi demonstrado ainda de maneira definitiva se a estruturação da SU Algodões foi adquirida no Paleoproterozóico ou durante a orogenia brasileira. No primeiro caso, as *nappes* neoproterozóicas teriam sido sobrepostas ao embasamento arqueano/paleoproterozóico frio, estruturado no Paleoproterozóico sem que a deformação brasileira tenha deixado registro dúctil, a não ser no contato tectônico. No segundo

caso, é necessário considerar dois eventos brasileiros sucessivos de geração de nappes, um primeiro com transporte aproximada NNE-SSW e outro E-W. Tal situação foi descrita para o Pan-Africano do Oeste Africano (Caby et al., 2003).

O sentido de movimentação das *nappes* ainda é objeto de dúvidas. Vários autores (e.g. Castro, 2004), inclusive os deste trabalho, admitem transporte tectônico para E, mas os critérios de cisalhamento não são totalmente coerentes, provavelmente em função do colapso gravitacional da cadeia que reverteu, ainda em condições de alta temperatura, a movimentação das nappes.

5.5.2 Estruturação da porção NE

Ao contrário da porção da área situada a SW da Falha do Rio Groaíras, onde as várias sub-unidades do Grupo Ceará apresentam comportamento homogêneo em relação ao transporte tectônico, a porção NE é caracterizada por uma certa independência de comportamento das diferentes sub-unidades (Fig. 5-25).

A sub-unidade Itatira, que forma a unidade superior do edifício nessa porção da área, é caracterizada por dobramentos tardios abertos com eixos curvos (Fig. 5-25 e 5-30), associados à fase final da colocação das nappes, fato comprovado pelo encurvamento progressivo das lineações de estiramento, geralmente marcada por sillimanita na parte superior da nappe e sillimanita + cianita na sua base, que passa de uma direção NE-SW na frente da nappe para uma direção quase EW na parte distal, a oeste da área representada no mapa.

Como a sub-unidade Itatira, a sub-unidade Guia é afetada por uma sucessão de antifomes e sinformes abertos (Fig. 5-25 e 5-30) que deformam o contato tectônico entre essa unidade e o embasamento. O dobramento é também interpretado como associado ao final da colocação das nappes.

Nas SU Guia e São José dos Guerra, a lineação de estiramento, geralmente marcada pela cianita, é quase perpendicular à lineação da sub-unidade Itatira (Fig. 5-25). Perto do contato, apresenta uma direção variando entre NS e NNW-SSE infletindo, a leste, para EW. A porção de embasamento incluída no domínio IV da figura 5-25 apresenta, em relação ao estiramento, um comportamento semelhante às unidades neoproterozóicas.

No domínio III, em torno e a nordeste da cidade de Madalena, as direções do estiramento e da foliação do embasamento sofrem uma inflexão, tendendo para uma direção NE-SW.

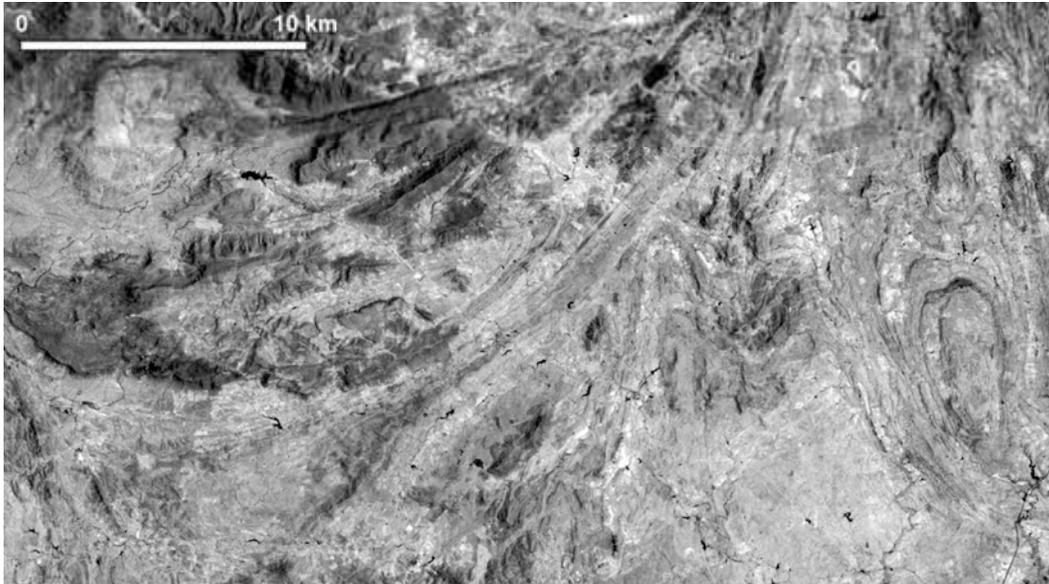


Figura 5-30: Dobramentos normais abertos afetando as SU Guia e Itaira. (Imagem Landsat 7, razão de banda 5/1). Ver a localização essa imagem na figura 5-24.

A natureza do limite entre os domínios III e IV, que separa o embasamento em dois conjuntos com estruturas distintas não foi totalmente esclarecido, mas trata-se provavelmente de uma zona de transcorrência anterior à colocação final das *nappes*.

5.6 Conclusões

O Grupo Ceará representa uma seqüência plataformal de margem passiva que começou a se depositar há ca. 800 Ma quando do rifteamento de um embasamento arqueano/paleoproterozóico (Arthaud et al., submetido).

A análise das condições metamórficas da sub-unidade Guia, parte do Grupo Ceará na região de Madalena/Boa Viagem (Ceará Central), evidencia uma história complexa que pode ser resumida na forma de uma trajetória metamórfica horária evoluindo de condições de fácies eclogito (800°, 16/17 kbar) passando por condições de fácies granulito de alta pressão (> 850°, > 12,5 kbar) e terminando em condições de fácies anfíbolito com início de fusão (650°/700°, 6/8 kbar).

As condições metamórficas mais extremas foram evidenciadas em granada anfíbolitos, interpretados como retro-eclogitos, e em muscovita gnaisses com granada, cianita e rutilo interpretados como retro-*white schists*.

Essa evolução implica na exumação do Grupo Ceará a partir de uma profundidade da ordem de 55 a 60 km que só pode ter sido alcançada pelo envolvimento dessa unidade numa zona de subducção, o que, por sua vez, implica na abertura de um domínio oceânico consecutivo ao rifteamento de ca. 800 Ma e o consumo desse oceano, numa zona de sutura, durante a orogênese brasileira.

A análise de grãos de monazita detrítica de uma amostra de biotita gnaiss com granada e cianita da sub-unidade Guia e das monazitas de dois mobilizados ((leucossoma de biotita gnaiss com muscovita, granada e cianita da sub-unidade Lázaro e lâmina de leucogranito com granada e cianita da sub-unidade Guia) indicam, para o metamorfismo de fácies anfibolito alto, idades de, respectivamente, ca. 612 e 607 Ma.

A exumação do Grupo Ceará levou à edificação, no Ceará Central, de um edifício de nappes cuja direção de transporte WNW-ESSE a NW-SE permaneceu estável durante todo o processo. Essa direção de transporte é materializada por uma lineação de estiramento cujos marcadores evoluíram, no tempo, de cianita/rutilo passando por cianita/ortoclásio e chegando à sillimanita.

A fase de exumação foi acompanhada pelo desenvolvimento, desde a escala quilométrica até a escala de afloramento, de dobras isoclinais recumbentes com eixos sub-perpendiculares à lineação de estiramento.

A fase final de movimentação das nappes se deu em ambiente totalmente retromórfico, com desenvolvimento de uma espessa sola milonítica em condições de fácies xisto verde/ anfibolito baixo. Na porção da área estudada situada a NE da Falha do Rio Groaíras, essa movimentação tardia das nappes foi acompanhada de um dobramento aberto da sub-unidade Guia e, na sub-unidade Itatira, por dobras com eixo curvo que encurvaram também a lineação de estiramento.

Acima do Grupo Ceará, uma outra nappe, formada pelo Complexo Tamboril-Santa Quitéria, interpretado com derivado de uma arco magmático continental (Fetter et al., 2003), apresenta a mesma direção de transporte tectônico, mostrando proveniência geográfica idêntica. A colocação dessa unidade ainda em condições anatéticas é provavelmente responsável pela inversão metamórfica caracterizada pelo grau de fusão muito elevado da sub-unidade Ematuba situada, localmente, na porção de topo do Grupo Ceará. A migmatização nessa unidade é acompanhada da individualização de bolsões de muscovita granitos anatéticos com granada.

A estruturação do embasamento (Complexo Cruzeta/Suíte Madalena/Unidade Algodões) é totalmente diferente da estruturação das nappes do Grupo Ceará. Suas foliações, de baixo ângulo, mergulham para SE e as lineações, geralmente paralelas à direção das foliações, indicando transporte tectônico direcional, apresentam uma direção NNE-SSW até a região de Madalena onde sofrem um encurvamento para ENE-WSW. Os únicos registros da chegada das nappes sobre o embasamento são dobras desarmônicas nas rochas da Unidade Algodões logo abaixo da sola milonítica do Grupo Ceará e, em certos casos, uma clivagem de fratura sub-horizontal acompanhada do desenvolvimento de uma lineação de interseção, sem desenvolvimento de uma nova xistosidade. Essa situação confirma que as nappes do Grupo Ceará chegaram à sua posição

atual já frias e cavalgaram um embasamento que, durante a orogênese brasileira, não chegou a experimentar condições metamórficas que ultrapassem o fácies anfibolito alto sem anatexia.

Na ausência de dados, é, por enquanto, impossível determinar se a foliação e a lineação que afetam a Suíte Madalena e a Unidade Algodões são também brasileiras, geradas num episódio anterior de movimentação tectônica ou se é de idade paleoproterozóica

Agradecimentos

Essa pesquisa foi financiada pelo programa CAPES/PROCAD processo nº 0015/05-9 e pelo CNPq/Institutos do Milênio- processo 420222/05-7

Anexo: *Dados analíticos U-Pb SHRIMP dos grãos de monazita da amostra PRC445*

Grain.Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	Ppm U	Ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	Ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb _c / ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% Disc.	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ±%	Err. Corr.
1,1	0.09	2501	26106	10.8	218	622.9 ±6.6	621 ±17	0	0.06049 0.79	0.846 1.4	0.1015 1.1	.815
2,1	0.18	2444	23163	9.8	212	618.2 ±6.5	613 ±20	-1	0.06026 0.91	0.836 1.4	0.1007 1.1	.774
3,1	0.27	2576	24823	10.0	220	608.3 ±6.6	607 ±24	0	0.0601 1.1	0.82 1.6	0.099 1.1	.712
4,1	0.49	2573	23847	9.6	220	607.8 ±7.2	612 ±24	1	0.06023 1.1	0.821 1.7	0.0989 1.2	.746
5,1	0.19	1695	21802	13.3	145	610.3 ±6.7	609 ±22	0	0.06016 1	0.824 1.5	0.0993 1.2	.748
6,1	0.27	2506	25793	10.6	214	608.7 ±6.5	594 ±22	-2	0.05973 1	0.815 1.5	0.099 1.1	.736
7,1	0.25	2679	29571	11.4	233	620.3 ±7.3	601 ±20	-3	0.05993 0.93	0.835 1.6	0.101 1.2	.799
8,1	0.12	2555	23331	9.4	219	613.2 ±6.5	612 ±18	0	0.06024 0.84	0.829 1.4	0.0998 1.1	.798
9,1	0.17	2708	23818	9.1	232	612.6 ±6.7	630 ±19	3	0.06075 0.89	0.835 1.4	0.0997 1.1	.790
10,1	0.10	2475	22625	9.4	210	606.4 ±6.4	610 ±17	1	0.06017 0.78	0.818 1.4	0.0986 1.1	.820
11,1	0.39	2377	22863	9.9	203	607.3 ±6.4	601 ±26	-1	0.05992 1.2	0.816 1.6	0.0988 1.1	.679

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.42% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

6 – CONCLUSÕES

A interpretação dos dados de campo coletados na área mapeada e os resultados analíticos obtidos sugerem a seguinte evolução geológica para o Grupo Ceará na região estudada:

- num intervalo de tempo compreendido entre c.a 850 e c.a 750 Ma, um fragmento de crosta continental arqueano/paleoproterozóico, representado, na região estudada, por três unidades (Complexo Cruzeta, Suite Madalena e Unidade Algodões) sofreu um rifteamento. Essa fase de estiramento crustal é caracterizada por um vulcanismo bimodal representado por riolitos com idade de c.a. 780 Ma (Castro, 2005; Fetter et al., 2003) e basaltos toleíticos com leve contaminação crustal com idade de c.a. 750 Ma. Além das datações obtidas diretamente das rochas metavulcânicas, grãos de zircão detríticos com idade compreendidas entre 850 e 750 Ma foram analisados em amostra de metassedimento do Grupo Ceará, assim como já tinha sido relatado no Grupo Seridó - Domínio Rio Grande do Norte da sub-província Borborema Setentrional (Van Schmus et al., 2005) e na Faixa Leste Pernambuco - Zona Transversal (Neves et al., 2006), o que confirma a importância regional deste episódio extensional na evolução dessas bacias.

- sobre esta crosta afinada se inicia, na forma de uma seqüência plataformal, a deposição dos sedimentos do Grupo Ceará. No paragnaisse, cujos grãos de zircão detríticos foram analisados pelo método U-Pb SHRIMP, foi possível evidenciar, além da população com idades compreendidas entre 750 e 850 Ma, grãos de zircão com idades de c.a. 1100 Ma e c.a 1850 Ma que correspondem a eventos ainda não identificados no Ceará Central mas bem datados em outras partes da Província Borborema: Ciclo Cariris Velho na Zona Transversal para os zircões mesoproterozóicos e Domínio Orós-Jaguaribe, na Província Borborema Setentrional para os zircões paleoproterozóicos. Admitir que as duas últimas populações de grãos de zircão detríticos tenham por região de origem respectivamente a Zona Transversal e ao Domínio Orós-Jaguaribe implica que, há c.a. 850 Ma, o embasamento desses dois domínios e do Ceará Central formava um conjunto contínuo, tornando pouco provável a hipótese de colagens continentais ao longo de mega-transcorrências (tais como os lineamentos Patos e Senador Pompeu) que seria, nesse caso, assimiláveis a zonas de sutura. Na realidade, trata-se provavelmente de transcorrências tardias decorrentes de mudanças na geometria da convergência continental que passaria de frontal a oblíqua. Dessas mega-transcorrências, os lineamentos Patos e Pernambuco, que provocam uma deflexão dos cisalhamentos NNE-SSW, são provavelmente as mais tardias.

A continuidade entre os embasamentos desses domínios da Província Borborema parece confirmada pela semelhança de idade de grande parte das populações de grãos de zircão detríticos datados em várias seqüências metassedimentares neoproterozóicas (Grupo Ceará no Domínio Ceará Central e Grupo Seridó no Domínio Rio Grande do Norte da sub-província Borborema Setentrional,

Faixa Leste Pernambuco da Zona Transversal) que só pode ser decorrentes de uma evolução geológica conjunta.

- a análise das datações obtidas pelo método Sm-Nd em rocha total em metassedimentos do Grupo Ceará mostra, sobretudo na subunidade Guia, um padrão de distribuição bimodal tanto das idades modelo T_{DM} como dos $\epsilon_{Nd}(750)$: mais de 90% das amostras analisadas apresentam T_{DM} paleoproterozóicas (sendo que mais de 50% apresentam idades modelo compreendidas entre 2000 e 2500 Ma) associados a $\epsilon_{Nd}(750)$ francamente negativos; algumas amostras apresentam idades modelo mesoproterozóicas com $\epsilon_{Nd}(750)$ levemente negativos ou positivos. Esses resultados mostram que coexistem, no Grupo Ceará, sedimentos com importante contribuição de material detrítico com longa residência crustal proveniente de um embasamento de idade paleoproterozóica/arqueana e sedimentos derivados essencialmente de uma fonte juvenil. Este é o caso do paragnaisse da subunidade Guia cujos zircões detríticos foram analisados pelo método U-Pb SHRIMP: ele apresenta idade modelo de 1270 Ma e um $\epsilon_{Nd}(750)$ de + 0,39. Nessa rocha, é notável a ausência total de zircões detríticos com idades entre 2000 e 2500 Ma, assim como de zircões detríticos com idades menores que 750 Ma. Isso sugere que essa idade representa, para a amostra analisada, a época de deposição dos sedimentos, que é sincrônica de uma fase de intensa atividade tectônica ligada ao rifteamento do continente arqueano/paleoproterozóico e que boa parte do material detrítico é derivado diretamente dos produtos da atividade magmática sin-rift. É provável que, à medida que cessa o magmatismo do rift (pós-750 Ma segundo os dados disponíveis) e a atividade tectônica, a contribuição de materiais juvenis se torna menos importante e que mudanças morfológicas pós-tectônicas provocam uma alteração das fontes fornecedoras de material detrítico, passando a incluir o embasamento arqueano/paleoproterozóico. Isto explicaria os T_{DM} paleoproterozóicos mais antigas que 2000 Ma encontradas na maior parte dos sedimentos do Grupo Ceará. Nessa ótica, os metassedimentos com idades modelo mesoproterozóicas e $\epsilon_{Nd}(750)$ próximo a 0 representaria a sedimentação inicial do Grupo Ceará e as rochas com T_{DM} mais novos e $\epsilon_{Nd}(750)$ muito negativos seriam mais recentes.

Não foi possível, a partir da amostra analisada, inferir um limite inferior para a idade da sedimentação, mas, baseado nos exemplos do Grupo Seridó e da Faixa Leste Pernambuco, é de se esperar também uma idade em torno de 650 Ma.

- a trajetória metamórfica horária da subunidade Guia, iniciada em condições de fácies eclogito e terminando em condições de fácies anfíbolito de alta temperatura/baixa pressão passando por condições de fácies granulito de alta pressão caracteriza a subducção de uma margem passiva seguida da sua exumação com descompressão inicial quase isotérmica seguida de uma descompressão com acentuada queda da temperatura. A existência dessa subducção implica que o

rifteamento ocorrido entre 850 e 750 Ma levou à abertura de um domínio oceânico e que, posteriormente, esse oceano seria fechado. A idade do metamorfismo de alta temperatura/baixa pressão, baseado em datações pelos métodos U-Pb convencional e U-Pb SHRIMP de monazitas metamórficas, é de c.a. 610 Ma. A datação de um dos granitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, realizada por Fetter et al. (2003), forneceu uma idade de c.a. 660 Ma que, segundo os autores, corresponderia ao início do magmatismo associada ao funcionamento de um arco magmático continental e marcaria, assim, o início da colisão continental.

- a exumação do Grupo Ceará levou à formação de um empilhamento de nappes envolvendo também o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, que coroa o edifício. Essas nappes foram colocadas sobre o embasamento arqueano-paleoproterozóico através de uma série de contatos tectônicos de baixo ângulo e a direção de transporte tectônico associados à colocação dessas nappes, variando de WNW-ESSE a NW-SE, é marcada por lineações minerais inicialmente de cianita e rutilo geradas em condições de alta pressão evoluindo para lineações de sillimanita marcando as condições de alta temperatura/baixa pressão. Essa direção de transporte permaneceu constante durante todo o processo de exumação e o fato do Complexo Tamboril-Santa Quitéria apresentar o mesmo padrão indica que essas unidades apresentam uma origem geográfica comum. A colocação final das nappes do Grupo Ceará se deu em condições de fácies anfíbolito de baixa temperatura, levando à formação de um espesso pacote de milonitos retromórficos.

Durante a fase de transporte em altas temperaturas se desenvolveram dobras isoclinais recumbente de escala variando de quilométrica a métrica enquanto que a fase final de colocação das nappes foi acompanhada da formação de dobras normais abertas quilométricas com eixo às vezes encurvado e da inflexão das lineações de estiramento.

- a estruturação do embasamento difere totalmente da das unidades alóctones: a foliação regional do primeiro mergulha, em média, suavemente para SE, a das nappes, também de baixo ângulo, mergulha para NW e as lineações de estiramento são quase perpendiculares (NNE-SSW no embasamento e NW-SE nas nappes). Essa situação implica que as nappes chegaram, na região estudada, sobre um autóctone já estruturado e relativamente frio, o que explica a ausência de uma transposição do embasamento por uma xistosidade de alta temperatura. No estado atual do nosso conhecimento, não há como saber se a estruturação do embasamento foi adquirida durante um evento de idade paleoproterozóica (Ciclo Transamazônico?) ou se ela corresponde a um episódio precoce da colisão brasileira, a exemplo do que foi sugerido em alguns domínios da Cadeia Panafricana na África do oeste.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F.A.M., Hasui, Y., Gorayeb, P.S.S. 1993. Grábens eopaleozóicos do oeste cearense. Considerações sobre as seqüências litoestratigráficas. 15 Simposio Geologico, NE, Natal, Anais, 29-31.
- Affaton, P., Kröner, A., Seddoh, K.F. 2000. Pan-African granulite formation in the Kabyé Massif of northern Togo (West Africa): Pb-Pb zircon ages. *International Journal Earth Sciences*, **88**, 778-790.
- Agbossoumondé, Y., Ménot, R. P., Guillot, S. 2001. Metamorphic evolution of Neoproterozoic eclogites from south-Togo (WestAfrica). Geodynamic implications. *Journal of African Earth Sciences*, **33**, 227-244.
- Ajibade, A.C., Wright, J.B. 1989. The Togo Benin Nigeria Shield: evidence of crustal aggregation in the Pan-African Belt. *Tectonophysics*, **165**, 125-129.
- Ajibade, A.C., Woakes, M., Rahaman, M.A. 1987. Proterozoic crustal development in the Pan-African regime of Nigeria. In: Kröner, A. (ed) *Proterozoic Lithospheric Evolution*. American Geophysical Union, Geodynamic Series, **17**, 259-271.
- Ajibade, A.C., Rahaman, M.A., Ogezi, A.E.O. 1988. The Precambrian of Nigeria: a geochronological summary. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 313-324.
- Alkmin, F.F., Brito Neves, B.B., Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. Uma revisão. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (eds) *O Cráton do São Francisco*. Sociedade Brasileira de Geologia/Superintendência de Geologia e Mineração, Salvador, 45-62.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral/Divisão de Minas e Geologia, Boletim 241, 36p.
- Almeida, F.F.M. 1969: Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. 23 Congresso Brasileira Geologia, Anais, 29-40.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**, 1-29.
- Almeida, A.R. 1998. *O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras*. Titular Professor Thesis, DEGEO/UFC.
- Archanjo, C.J. 1993. Fabrique des plutons granitiques et déformatrion crustale du Nord-Est du Brésil. Doctoral thesis, Université de Toulouse III, France. 167p.
- Archanjo, C.J., Bouchez, J.L. 1991. Le Seridó, une chaine transpressive dextre au Proterozoique Supérieur du nord-est du Brésil. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, **4**, 637-647.
- Archanjo, C.J., Legrand, J.M. 1997. Pre-brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data (comentários). *Revista Brasileira do Geociências*, **27**, 309-310.
- Arthaud, M. 2005. Tectônica de nappes e espessamento crustal brasileiro na região de Madalena? Boa Viagem, Ceará Central. Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (unpublished) 76p.
- Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente, C.V., Monié, J.P., Caby, R., Fetter, A.H. 1998. Main Structural Features of Precambrian Domains from Ceará (NE Brazil). International Conference on Precambrian and Cratons Tectonics, Ouro Preto, Abstracts, 84-85.
- Attoh, K. 1998. High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa. *Journal of Geology*, **106**, 236-246.
- Bertrand, J.M., Jardim de Sá, E.F. 1990. Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**, 1382-1393
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M. 1994. Pan African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, **22**, 641-644.

- Bohlen, S.R., Wall, V.J., Boettcher A.L. 1983: Experimental investigation and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, *American Mineralogist*, **68**, 1049-1058.
- Boillot G. 1996. *La dynamique de la lithosphère*. Masson, Paris, 129pp.
- Bonin B., Dubois R., Gohau G. 1997. *Le métamorphisme et la formation des granites*. Nathan Paris. 317 pp.
- Boullier, A.M. 1982. Etude structurale du centre de l'Adrar de Iforas (Mali). Mylonites et tectogénèse. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, University of Nancy, France, 348 pp.
- Boussari, M.W., Rollet, M. 1974. Découverte d'un bassin volcano-sédimentaire dans la région Centre-Ouest du Dahomey. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **279**, 29-32.
- Brito Neves, B.B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil, Doctoral thesis (unpublished), 198 p.
- Brito Neves B.B. 1998. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. *Boletim Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil, Série Científica*, **29**, 175-193.
- Brito Neves, B.B. 2002a. Main stages of the development of the sedimentary basins of South América and their relationship with tectonics of supercontinents. *Gondwana Research*, **5**, 175-196.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto, M.C.C., Kosuch, M. 1995: O evento Cariris Velho na Província Borborema. Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**, (4), 279-296.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter A. 2002b. North-western Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, **34**, 275-278
- Brito Neves, B.B., Passareli, C.R, Basei, A.A.S., Santos E.J. 2003. U-Pb age of some classic granites of the Borborema Province. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 158-159.
- Brown M. 2001. *From microscope to mountain belts: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens*. *Journ. Geodynamics. Vol 32*, pp 115-164
- Bruguier, O., Dada, S., Lancelot, J.R. 1994. Early Archean component (> 3.5 Ga) within a 3.05 Ga orthogneiss from northern Nigeria: U Pb zircon evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, 89-103.
- Burg J.-P., Leyreloup A., Girardeau J., Chen G.-M. 1987. Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust: the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet). In Oxburgh E.R., Yardley B.W.D e England P.C. (eds.) *Tectonic Settings of regional metamorphism*. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, pp: 67-86.
- Caby, R. 1987. The Pan-African belt of West Africa from the Sahara Desert to the Gulf of Benin. In: Schaer J.P., Rodger J. (eds) *Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton University Press. Princeton, USA, 129-170.
- Caby, R. 1989: Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America, Special Papers*, **230**, 145-158.
- Caby, R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of Central-Western Hoggar : a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, **37**, 133-159.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U. 1983. Age à 1800 Ma du magmatisme subalcalin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne Pan-Africaine du Nord du Sahara Central. *Journal of African Earth Sciences*, **1**, 193-197.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U. 1989. Age U-Pb à 620Ma d'un pluton synorogénique de l'Adrar des Iforas (Mali). Conséquences pour l'âge de la phase majeure de l'orogène pan-africain. *Comptes Rendus de la Academie des Sciences, Paris*, **308**, 307-314.

- Caby, R., Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, **14**, 871-874.
- Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 235-246.
- Caby, R., Bertrand, J.M., Black, R. 1981: Pan-African (ou Oceanic) closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara, in: Kröner, A. (Ed), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, 407-434.
- Caby, R., Boessé, J.M. 2001. Pan-African nappe system in southwest Nigeria: the Ife-Ilesha schist belt. *Journal of African Earth Sciences*, **33**, 211-225.
- Caby, R., Buscail, F., Dembélé, D., Diakitè, S., Sacko, S., Bal, M. in press. Neoproterozoic garnet-glaucophanites and eclogites: new insights for subduction metamorphism of the Gourma fold- and- thrust belt (eastern Mali). *Journal of Geological Society, London* (in press).
- Caby, R., Monié, P. 2003. Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. *Journal of African Earth Sciences*, **37**, 269-293.
- Caby, R., Sial, A., Arthaud, M.H., Vauchez, A. 1990. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D., Lecorché, J.P. (eds) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer Verlag, New York, 373-397.
- Castaing, C., Feybesse, D., Thiéblemont, D, Triboulet, C., Chévremont P. 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, **69**, 327-344.
- Castro, N.A. 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Doctoral thesis, Universidade de São Paulo, Brazil, 221 p. + anexos.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S., Sato K. 2003. Nd data from Central Ceara Domain: Archean relicts, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking. IV South America Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 161-163.
- Cavalcante, J.C. 1999. *Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Masters dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brazil, 183p.
- Cavalcante, J.C., Ferreira, C.A., Armesto, R.G.G., Medeiros, M.F., Ramalho, R., Braun, O.P.G., Baptista, M.B., Cunha, H.C.S., Derze, G.R. 1983. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C., Benevides, H.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Choukroune P. 1995. *Déformations et déplacements dans la croûte terrestre*. Masson, Paris, 226 pp.
- Corsini, M., Lambert de Figueiredo, L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A. 1998. Thermal history of the Pan African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics*, **285**, 103-117.
- Corsini, M., Vauchez, A., Caby, R. 1996 : Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone : exemple from NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **18**, V4, 385-394.
- Costa, M.J., França, J.B., Lins, C.A.C., Bacchiega, I.F., Habekost, C.R., Cruz, W.B. 1979. *Geologia da Bacia Jaibaras: Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras*. Departamento Nacional da Produção Mineral/Ministério das Minas e Energia, Geologia 14, Seção Geologia Básica 11, 106p.

- Coward M. 1994. Continental collision. In Paul Hancock (ed.) *Continental Deformation*, Pergamon Press, Oxford, pp: 264-288.
- Dada, S.S. 1998. Crust-forming ages and Proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. *Precambrian Research*, **87**, 65-74.
- Dada, S.S., Tubosun, I.A., Lancelot, J.R., Lar, A.U. 1993. Late Archean U Pb age for the reactivated basement of Northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **16**, 405-412.
- Danni, J.C.M. 1972. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras-Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, **2**, 85-87.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspaker, P.C, Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P., Williams, I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, **130**, 113-137.
- Delor, C., Lafon, J.M., Milési, J.P., Fanning, C.M. 2001. First evidence of 560-575 Ma granulites and syn-tectonic magmatism in the Rockelides belt: geology, geochronology and geodynamic implications. 19th Colloquium of African Geology, El Jadida, Morocco, Abstracts, 58-59.
- DePaolo D.J. 1981: A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 10470-10488.
- Duclaux, D., Ménot, P., Agbossoumondé, Y., Hilairat, N. 2007. The mafic layered complex of the Kabyé massif (north Togo and north Benin): evidence of a Pan-African granulitic continental root. *Precambrian Research* (in press).
- England P.C., Thompson A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened crust, *Journ Petrology*, **25**, 894-928
- Ferré, E., Caby, R. 2006. Granulite facies metamorphism and charnockite plutonism: examples from the Neoproterozoic Belt of northern Nigeria. *Proceedings of the Geologists' Association*, **118**, 1-8.
- Ferré, E.C., Caby, C., Monié, P., Peucat, J.J. 1998. Pan-African, post-collisional, A2 type alkaline granite and monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, **45**, 225-279.
- Ferreira V.P., Sial, A.N, Jardim de Sá, E.F. 1995: Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*. **11**, (5), 419-455.
- Fetter, A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. PhD. Thesis, Dept. of Geology, Kansas University, USA., 164p.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspaker, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**, 265-273.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M., Nogueira Neto, J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constrains on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozóico supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 102-106.
- Fitches, W.R., Ajibade, A.C., Egbuniwe, I.G., Holt, R.W., Wright, J.B. 1985. Late Proterozoic schist belts and plutonism in Northwest Nigeria. *Journal of the Geological Society, London*, **142**, 319-337.
- Fraser G., Worley B., Sandiford M. 2000. High-precision geothermobarometry across the High Himalayan metamorphic sequence, Langtang Calley, Nepal. *Journal of Metamorphic Geology*, **18** pp: 665-681.

- Garcia, M.G.M., Arthaud, M.H. 2004. Caracterização de trajetória P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena – Ceará Central (NE Brasil). *Revista de Geologia, Universidade Federal do Ceará*, **17**, 173-191.
- Garcia, M.G.M., Arthaud, M.H., Santos T.J.S., Nogueira Neto, J.A. 2006. Retroeclogitos nas nappes brasileiras do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares. 43 Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. p 23.
- Gioia, S.M.C.L, Pimentel, M.M 2000: The Sm/Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **73**, (2), 219-245.
- Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., Correa, J.A.M., Moura C.A.V. 1988. Relações Estratigráficas entre o Granito Meruoca e a Sequência Ubajara-Jaibas. 35 Congresso Brasileira de Geologia, Belém, Anais 6, 2678-2688.
- Grant, N.K. 1978. Structural distinction between a metasedimentary cover and underlying basement in the 600 m.y. -old Pan-African domain of northwestern Nigeria, West Africa. *Geological Society of America, Bulletin*, **89**, 50-58.
- Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. 36 Congresso Brasileira de Geologia, Anais **6**, 2683-2696.
- Ige, O.A., Okrusch, M., Schüssler, U., Schmädicke, E., Cook, N.J. 1998. The metamorphosed mafic-ultramafic complex of Mokuro, Ilesha schist belt, southwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **26**, 593-618.
- Jamieson R.A., Beaumont C. 1988. *Deformation and P-T-t paths in collision orogens*. In Nisbet E.G. e Fowler (eds.) *Heat, Metamorphism and Tectonics. Mineral Assoc. Canada*. 258-383.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. 12 Simposio de Geologia do Nordeste, Anais, 33-45.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan Africana*. Doctoral thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UNB, 803p.
- Jardim de Sá, E.F., Fuck, R.A., Macedo, M.F.H., Peucat, J.J., Kawashita, K., Souza, S.Z., Bertrand, J.M. 1997. Pré-brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data (reply). *Revista Brasileira de Geociências*, **25**, 307-314.
- Jolivet L. 1995. *La déformation des continents*. Hermann, Paris. 413 pp.
- Jolivet L., Nataf H.C. 1998. *Géodynamique*. Dunod, Paris, 226 pp.
- Kegel, W. 1961: Os lineamentos da estrutura geológica do Nordeste. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **33**, 25p.
- Kegel, W., Scorza, E.T., Coelho, F.C.T. 1958. Estudos Geológicos do Norte do Ceará. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral-Divisão de Geologia e Minas, Boletim 134, 46 p.
- Kornprobst J. 1994. *Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique*. Masson, Paris, 224 pp.
- Kosuch, M. 2003: *Isotopic and trace element geochemistry of early neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting*. Ph. D. Thesis, University of Kansas, Lawrence, KS. USA.
- Kozuch, M., Bittar, S.M.B., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1997: Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of Borborema Province, N.E. Brazil. 17 Simposio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Brasil, Extended Abstracts, **15**, 47-49.
- Krogh, T.R. 1973: A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U-Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 485-494.
- Larroque C., Virieux J. 2001. *Physique de la terre solide. Observations et théorie*. Gordon and Breach Sciences Publishers Allemagne. 360 pp.
- Lesquer, A., Beltrão, J.F., de Abreu, F.A.M. 1981. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, **110**, 9-26.

- Lima, E.A.M. 1992. Metamorphic conditions in the Seridó region of North-eastern Brazil during the Brazilian Cycle (Late Proterozoic). *Journal of African Earth Sciences*, **5**, 265-273.
- Ludwig, K.R. 1993:
- Ludwig, K.R. 2001a: User's manual for ISOPLOT/Ex ver. 2.47 – a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1a, 55p
- Ludwig (2001b):
- Mabesoone, J.M., Beurlen, K., Rand, H.M., Costa, W.D., Manoel Filho, J., Barreto, P.T., Rijo, L., Rodrigues, J.M.S., Marinho, J.M.L, Nascimento, P.A.B., Rocha, M.A. 1971. Geologia da Bacia de Jaibas, Ceará. *Estudos e Pesquisas*, Universidade Federal de Pernambuco/Instituto de Geociências - Recife, **2**, 1-116.
- Martins, G. 2000, *Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Campinas, Brazil.
- Martins, G., Oliveira, E.P., Souza Filho, C.R., Lafon J.M. 1998. Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province? 40 Congresso Brasileira de Geologia, Anais, 28.
- Mello, Z.F. 1978. Evoluções finais do Ciclo Geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. 30 Congresso Brasileira de Geologia, Anais 6, 2438-2450.
- Mendonça, J.C.G.S., Braga, A.P.G. 1987. As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências*, **17**, 225-341.
- Mont'Alverne, A.A.F., Jardim de Sá, E.F., Derze, G.R., Dantas, J.R.A., Ventura, P.E.O. 1998. Mapa Geológico do Rio Grande do Norte – 1:500.000. Departamento Nacional da Produção Mineral/Universidade Federal do Rio Grande do Norte/PETROBRÁS/ CRM.
- Monié, P., Caby, R., Arthaud, M. 1997. The Neoproterozoic orogeny in northeast Brasil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, **81**, 241-264.
- Moore E.M., Twiss R.J. 1995. *Tectonics*. W.H. Freeman and Co., New York, 415 pp.
- Mullan, H.S. 1979. Structural distinction between a metasedimentary cover and a underlying basement in the 600 m.y. old Pan-African domain of Northwestern Nigeria, West Africa. *Geological Society of America, Bulletin*, **90**, 983-984.
- Nascimento, D.A., Gava, A. 1979. Novas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia Jaibas. 9 Simposio de Geologia do Nordeste, Natal, Atas, 9-29.
- Neves, S.P, Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasileiro metamorphism in the East Pernambuco Belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**, 197-216.
- Neves, S.P., Mariano, G. 1999: Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, **21**, 1369-1383.
- Nogueira, J.F. 2004. *Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central*. Doctoral thesis, Instituto de Geociências e Ciências exatas -Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 123 p.
- Novais, F.R.G., Brito Neves, B.B., Kawashita, K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico da região nordeste do Estado do Ceará. 7 Simposio de Geologia do Nordeste, Natal, Atas, 93-110.
- Odeyemi, I.B. 1982. Lithostratigraphy and structural relationships of the Upper Precambrian metasediments in Igarra area, southwest Nigeria. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 111-125.
- Oliveira, D.C. 2000. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the early Paleozoic Jaibas Trough (Northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 423-427.

- Oliveira, D.C. 2001. Reavaliação da Evolução Tectono-Magmática do Graben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geológica Hispanica*, **36**, 53-95.
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 351-383.
- Omitogun, A.O., Caby, R., Debat, P., Mercier, A. 1991. Le métamorphisme pan-africain de la partie centrale de la zone mobile du Nigéria (Ceinture schisteuse d'Igarra s.l.). *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris*, **313**, 1417-1423.
- Onyeagocha, A.C., Ekwueme, B.N. 1990. Temperature-pressure distribution patterns in metamorphosed rocks of the Nigerian Basement Complex - a preliminary analysis. *Journal of African Earth Sciences*, **11**, 83-93.
- Paces, J.B. and Miller Jr, J.D. 1993: Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrographic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinental rift system, *Journal of Geophysical research*, **98**, 13997-14013.
- Parente, C.V. 1995. Géologie et pétrographie d'une plate-forme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará-Brésil). Doctoral thesis, Université de Nantes, France, 306p.
- Parente, C.V., Arthaud, M. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**, 297-306.
- Parente, C.V., Arthaud, M.H., Oliveira, F.V.C. 1990. Geologia da bacia eo-paleozóica de Iara, CE. *Revista de Geologia – Universidade Federal do Ceará*. **3**, 29-39.
- Parente, C.V., Fuck, R.A. 1987. Geologia da ocorrência de cobre de Mandacaru (PI). *Revista Brasileira Geociências*, **17**, 21-32.
- Parente, C.V., Ronchi, L.H., Sial, A.N., Guillou, J.J., Arthaud, M.H., Fuzikawa, K., Verissimo, C.U. 2004a. Geology and geochemistry of paleoproterozoic magnesite deposits (~1.8Ga), State of Ceará, Northeastern Brazil. *Carbonates and Evaporites*, **19**, 28-50.
- Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R. 2004b. *Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 525-536.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000: The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*. Proceedings of the 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, 195-229.
- Quadros, M.L.E.S., Abreu, F.A.M. 1995. Bacia de Jaibaras-NW do Ceará: Considerações sobre a evolução tectono-sedimentar. 5 Simposio Nacional de Estudos Tectônicos Gramado, Brazil. *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, 307-309.
- Quadros, M.L.E.S., Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S. 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras-NW do Ceará. 38 Congresso Brasileira de Geologia, Camboriú, Anais v.3, 240-242.
- Rahaman, M.A. 1976. Progressive polyphase métamorphisme in pelitic schists around Aiyetoro, Oyo State, Nigeria. *Journal of Mining Geology*, **12(2)**, 33-44.
- Rahaman, M.A. 1988. Recent advances in the study of the basement complex of Nigeria. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 11-43.
- Rahaman, M.A., Ocan, O. 1988. The nature of granulite facies metamorphism in Ikare area, Southwestern Nigeria. In: Oluyide P.O. et al. (eds) *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, 157-163.

- Rahaman, M.A., Tubosun, I.A., Lancelot, J.R. 1991. U-Pb geochronology of potassic syenites from SW Nigeria and the timing of deformation events during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, **13**, 387-395.
- Sá, J.M. 1991. Évolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil. Doctoral thesis, Université de Nancy, France, 117p.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M. 1992: Transpressão dextral no sudeste do Estado do Ceará. Província Borborema. 37 Congresso Brasileira de Geologia, Boletim de Resúmenes Expandidos, SBG, 368-370
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J. 1991 : Ages U-Pb, Rb-Sr et K-Ar des roches magmatiques proterozoïques de la ceinture plissée d'Orós, Nord-Est du Brésil. Compe Rendu de l'Académie des Sciences de Paris 313, 231-237;
- Sá, J.M., Legrand, J.M. 1983. Superposição de fases metamórficas na região da Serra do Chico, Lages, RN. *Revista Ciências da Terra, Sociedade Brasileira de Geologia*, **7**, 12-15.
- Sá, J.M., McReath, I., Leterrier J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 299-314.
- Sacchi, R. 1968. The geology of the region around Bena in Northern Nigeria. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, Italy*, **26**, 1-47.
- Santos, T.J.S., Dantas, E.L., Arthaud, M.H., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Fetter, A.H. 2004. Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. 42 Congresso Brasileira de Geologia, Anais Digitais, 1175.
- Santos, T.J.S., Santos, A.A., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Parente, C.V. 2003. Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 286-289.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A. 1984. A evolução da Plata-Forma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (eds) *Geologia do Brasil*. Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 9-53.
- Sial, A.N., Long, L.E. 1987. Rb-Sr and oxygen isotope study of the Meruoca and Mucambo Granites, Northeastern Brazil. Fourth International Colloquium of Geochronology, Cosmochemistry and Isotope Geology (*USGS Report 78-701*), 398-400.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandarola, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte III: província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurena. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**, 529-544.
- Sobolev N.V., V.S. Shatsky 1990. *Diamond inclusions in garnet from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation*. *Nature*, **343** pp: 742-745.
- Spear K. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path*. Miner. Soc. Am. Monography , 799 p.
- Tapponnier P., Molnar P. 1976. *Slip line field theory and large scale continental tectonics*. *Nature*, **264** pp: 319-324.
- Tapponier P., Peltzer G., Armijo R. 1986. On the mechanism of collision between India and Asia. In Coward M. P., Ries A.C. (eds) *Collision Tectonics*. Spec. Publs. Geol. Soc. London. 19, pp:115-157.
- Tavares, S.S., Jr., Gorayeb, P.S.S., Lafon J.M. 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). 36 Congresso Brasileira de Geologia, Natal, Anais, 337-338.

- Teixeira, M.L.A. 2005. Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria – CE (Província Borborema). MSc thesis, Instituto de Geociências, Brasília, 91 p.
- Thompson, A.B. 1982: Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, **282**, 1567-1595.
- Thompson A. B., Ridley J.R. 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. In Oxburgh E.R., Yardley B.W.D e England P.C. (eds). *Tectonic Settings of regional metamorphism*. Phil. Trans. R. Soc. Lond. pp: 27-44
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R. 2000: The Central segmento f the Ribeira Belt. V In: Cordani U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America. Proceedings of the 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 287-310
- Tubosun, I.A., Lancelot, J.R., Rahaman, M.A., Ocan, O.O. 1984. U-Pb Pan-African ages of two charnockite-granite associations from SW Nigeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **88**, 188-195.
- Turner, D.C. 1983. Upper Proterozoic Schist Belts in the Nigerian sector of the Panafrican province of West Africa. *Precambrian Research*, **21**, 55-79.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 267-288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., Fetter, A.H., Dantas, E.L. 1997. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implications for the evolution of West Gondwana. *South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts*, 27-29.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Kosuch, M., Dantas, E.L., Babinski, M. 1998. *The Borborema Province: a collage of polycyclic domains in northeast Brazil*. International Conference on Precambrian Craton Tectonics, Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 80-83.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Williams, L.S., Fetter, A.H. 2000. The Seridó Group, NE Brazil: a late neoproterozoic (650 ma), pre-collisional, Brasiliano flysch basin? 31 Congresso Brasileiro de Geologia, Abstracts (CD-ROM).
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, L.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, **127**, 287-327.
- Vasconcelos, A.M., Prado, F.D., Cavalcante, J.C., Paiva, I.O., Silva, L.C., Marques, M.T.G., Souza, E.C., Gomes, F.E.M., Frizzo, S.J., Rodrigues, J.C., Delgado, I.M. 1998. *Folha Iguatu (Folha SB.24-Y-B) Estado do Ceará*. Escala 1:250.000. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/ Divisão de Editoração Geral/Departamento de Apoio
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 247-266.
- Williams, I.S. 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, Review in *Economic Geology*, **7**, 1-35
- Yardley, B.W.D. 1989: An introduction to metamorphic petrology
- Zorano, S.S., Montel, J.M., Gioia, S.M.L.C., Holanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Sá, E.F.J., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.M., Veschambre, M. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NEBrazil. *Gondwana Research*, **9**, 441-455.