



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE DOUTORADO

PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS ALBIANOS DO GRUPO ITAPECURU
(BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ) COM BASE EM PETROGRAFIA,
PALEOCORRENTES, GEOQUÍMICA E IDADES DE ZIRCÃO
DETRÍTICO

Tese apresentada por:

MARIVALDO DOS SANTOS NASCIMENTO

BELÉM
2006



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS ALBIANOS DO GRUPO ITAPECURÚ
(BACIA DE SÃO LUÍS – GRAJAÚ) COM BASE EM PETROGRAFIA,
PALEOCORRENTES, GEOQUÍMICA E IDADES DE ZIRCÃO DETRÍTICO**

TESE APRESENTADA POR

MARIVALDO DOS SANTOS NASCIMENTO

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOLOGIA

Data de Aprovação: **23 / 06 / 2006**

Comitê de Tese



Ana Maria Goes

ANA MARIA GOES (Orientador)

José Affonso Brod

JOSÉ AFFONSO BROD

Helenice Vital

HELENICE VITAL

Jean Michel Lafon

JEAN MICHEL LAFON

Werner Truckenbrodt

WERNER TRUCKENBRODT

Belém

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Nascimento, Marivaldo dos Santos

Proveniência de depósitos albianos do Grupo Itapecurú (Bacia de São Luis-Grajaú) com base em petrografia, paleocorrentes, geoquímica e idades de zircão detrítico / Marivaldo dos Santos Nascimento; Orientador, Ana Maria Góes; Co-orientador, Moacir José Buenano Macambira. – 2006

164f. : il

Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2006.

1.Minerais pesados 2.Proveniência 3.Petrografia 4.Paleocorrentes 5.Geoquímica 6.Geocronologia 7. Cretáceo 8.Bacia de São Luis-Grajaú 9.Maranhão-MA I.Universidade Federal do Pará II.Góes, Ana Maria, Orient. III.Macambira, Moacir José Buenano, Co-orient. IV. Título.

CDD 20. ed.: 551.304098121

À minha família:

*Rosalina C. dos Santos Nascimento, minha mãe
Raimundo Pantoja do Nascimento, meu pai
Ana Maria, Edina, Edilena, Rosa e Paulo, meus queridos irmãos
e
Raimundo Nascimento (in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

A **Deus**, pela constante presença.

Ao **CNPq**, pela concessão da bolsa de doutorado e de doutorado sanduíche no País (SWP) e pelos projetos que viabilizaram a realização da Tese

Ao Centro de Geociências e ao Museu Paraense Emílio Goeldi, pelo suporte de infraestrutura

Aos orientadores Ana Maria Góes (UFPA) e Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Aos Profs. Dr. José Affonso Brod (UnB) e Dr. Werner Truckenbrodt, pelas valiosas contribuições no amadurecimento das discussões referentes aos dados desta Tese

À Profa. Dra. Dilce de Fátima Rossetti, pelas orientações durante os trabalhos de campo e contribuição referentes às interpretações paleoambientais dos depósitos estudados

Ao Prof. Dr. Hilton Cost (MPEG), Dr. Marco Antonio Galarza (UFPA) e ao Tec. Onésio Rodrigues Filho (UnB), pelo suporte técnico durante análises

Ao MSc. Hélio Braga Matins, pela normalização desta Tese.

Aos meus grandes amigos geólogos(as): Junny Kyley, Fabrício Lima, Antônio Emídio, Susane Rabelo, Carolina Miranda e Jackson Paz, que sempre estiveram do meu lado incentivando e dando força ao meu trabalho

A todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho

SUMÁRIO

	Pg.
DEDICATÓRIA	2
AGRADECIMENTOS	3
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	6
RESUMO	11
ABSTRACT	14
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	17
1.1 APRESENTAÇÃO	17
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO E RELEVÂNCIA DO TRABALHO	18
1.3 OBJETIVOS E METAS	23
1.4 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR	24
REFERÊNCIAS	27
CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS	29
2.1 COLETA E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS	29
2.2 PETROGRAFIA	29
2.2.1 Arenitos	29
2.2.2 Minerais Pesados	30
2.3 GEOQUÍMICA	31
2.3.1 Rocha total	31
2.3.2 Minerais Pesados	32
2.4 DATAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO	33
2.5 APRESENTAÇÃO DOS DADOS	34
REFERÊNCIAS	35
CAPÍTULO 3 PETROGRAFIA DE ARENITOS E ANÁLISE TEXTURAL DE MINERAIS PESADOS E QUARTZO DE DEPÓSITOS ALBIANOS NA BORDA SUL DA BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAU	38
3.1 ABSTRACT	38
3.2 RESUMO	39
3.3 INTRODUÇÃO	40
3.4 CONTEXTO GEOLÓGICO	41
3.5 ASPECTOS FACIOLÓGICOS	44
3.6 MATERIAIS E MÉTODOS	46
3.7 COMPOSIÇÃO MODAL DOS ARENITOS	47
3.8 MINERAIS PESADOS	50
3.8.1 Aspectos morfológicos e texturas	50
3.8.2 Distribuição estratigráfica	60
3.9 FORMAS E TEXTURAS SUPERFICIAIS DE GRÃOS DE QUARTZO	62
3.10 INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES	64
AGRADECIMENTOS	68
REFERÊNCIAS	68

CAPÍTULO 4 PROVENANCE OF ALBIAN DEPOSITS IN THE SÃO LUÍS-GRAJAÚ BASIN DETERMINED FROM PALAEOCURRENT PATTERNS, PB-PB ZIRCON DATING AND MINERAL CHEMISTRY OF TOURMALINE, NORTHERN BRAZIL	72
4.1 ABSTRACT	72
4.2 INTRODUCTION	73
4.3 GEOLOGICAL SETTING	75
4.4 HEAVY MINERAL RATIO AND PALAEOCURRENT DATA	80
4.5 MINERAL CHEMISTRY OF DETRITAL TOURMALINE	82
4.6 DETRITAL ZIRCON DATING	85
4.7 ZIRCON IN SEDIMENTS	89
4.8 PROVENANCE OF SANDSTONES	91
4.8.1 Paleogeographic considerations	91
4.8.2 Potential source areas	93
4.9 CONCLUSIONS	95
ACKNOWLEDGEMENTS	96
REFERENCES	96
CAPÍTULO 5 PROVENANCE OF ALBIAN DEPOSITS, NORTHERN BRAZIL BASED ON GEOCHEMISTRY, DETRITAL ZIRCON AGES, PETROGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY	101
5.1 ABSTRACT	101
5.2 INTRODUCTION	102
5.3 GEOLOGICAL SETTING	103
5.4 PALEOENVIRONMENTAL ASPECTS AND SAMPLING	107
5.5 PETROGRAPHY	111
5.5.1 Modal sandstones compositions	111
5.5.2 Heavy minerals	116
5.6 TECTONIC SETTING	118
5.6.1 Detrital mode	118
5.6.2 Bulk sediment analyses	119
5.6.2.1 Major elements	121
5.6.2.2 REE patterns	123
5.7 MINERAL CHEMISTRY OF HEAVY MINERALS	125
5.7.1 Tourmaline	125
5.7.2 Zircon	128
5.7.3 Staurolite	130
5.8 DETRITAL ZIRCON AGES	132
5.9 PROVENANCE	135
5.10 CONCLUSIONS	137
ACKNOWLEDGEMENTS	138
REFERENCES	138
CAPÍTULO 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	144
APÊNDICES	148

APÊNDICE A – Contagens de grãos do arcabouço dos arenitos: Qt=quartzo total (inclui Qm=monocristalino+Qp=policristalino+Ch=*chert*); F=feldspato; Lt=fragmento lítico; Zr=zircão, Tu=turmalina, Ru=rutilo, Es=estauroлита, Ci=cianita, Anf=anfibólio, Ant=anatásio, Ap=apatita; Ep=epidoto; Si=sillimanita; ZTR=Zr+Tu+Ru; RuZr=índice Ru-Zr; Tot=total de grãos contados; (*) valores em percentual.....149

APÊNDICE B – Dados da análise química de turmalina detrítica dos arenitos albianos obtidos com microsonda eletrônica CAMECA SX50. ($B_2O_3^*$) calculated com base em 29 oxigênios na estrutura.150

APÊNDICE C – Dados da datação de zircão detríticos dos arenitos albianos pelo método de evaporação/ionização de Pb em monocristais. (*) Dados obtidos durante a ionização e (**) dados obtidos durante a evaporação. (c) Razões corrigidas para o Pb comum inicial. Razões Th/U calculadas diretamente da análise de evaporação de Pb em zircão com base na razão $^{208}Pb/^{206}Pb$155

APÊNDICE D – Fotomicrografias (luz natural) dos Zircões Detríticos datados (fração 62-125 μ) pelo Método de Evaporação de Pb161

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1. Mapa geológico simplificado destacando as bacias sedimentares cretáceas, arcos e altos estruturais, as unidades geológicas do embasamento e a localização da sucessão estudada.....19

Figura 1.2. Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental: (A) época pré-mesozóica, destacando os principais cratons e cinturões orogênicos neoproterozóicos, e em (B) situação após a fragmentação dando origem à abertura do Oceano Atlântico e consequente evolução de *roffes* mesozóicos (modificado de Alkmim & Martins Neto, 2001).....20

Figura 1.3. Carta estratigráfica da Bacia de São Luís-Grajaú (segundo Rossetti, 2001).....22

Figura 1.4. Ilustração esquemática dos fatores e processos que determinam a composição dos arenitos e das assembléias de minerais pesados durante o ciclo sedimentar (inspirado no trabalho de Morton & Hallsworth, 1994).25

Figura 3.1. Mapa geológico simplificado mostrando as bacias sedimentares cretáceas no norte do Brasil, destacando a Bacia de São Luís-Grajaú e a seção estudada na sua porção sul (seta).....43

Figura 3.2. Aspectos faciológicos dos depósitos estudados: (A) canais fluviais (poste para escala); (B) canais distributários (Cdt), com feições convolutas (seta), cortando depósitos de barras de frente deltaica (Bfd); (C) barras de embocadura sigmóides; e (D) barras distais/prodelta.....45

Figura 3.3. Fotomicrografias (polarizadores X) mostrando os aspectos petrográficos dos arenitos. (Qmr=quartzo monocristalino com extinção reta, Qmo= quartzo monocristalino com extinção ondulante, C= caulim, Ch= *chert*, Bt= biotita, So= sobrecrecimento, Lt= fragmento lítico Mc= muscovita).....49

Figura 3.4. (A) Classificação dos arenitos em diagrama QFL de Pettijohn *et al.* (1987); (B) modelo detrítico segundo o diagrama triangular QFLt de Dickinson (1985).....50

Figura 3.5. Imagens (luz natural) dos principais minerais pesados dos arenitos estudados: turmalina, zircão, estauroлита, cianita e rutilo. (notar sobrecrecimento em turmalina, setas). Na amostra G122 (base da sucessão sedimentar) alguns grãos de turmalina e zircão são idiomórficos. Para o topo os grãos são mais arredondados.....51

Figura 3.6. Morfologia e texturas superficiais de minerais pesados e quartzo dos arenitos estudados.....52

Figura 3.7. Fotomicrografias (MEV) de turmalina: (A-G) tipos morfológicos e texturas superficiais; e (H-L) seções polidas mostrando algumas feições internas dos grãos (as setas indicam inclusões e as linhas pontilhadas os limites de zoneamento). Ver figura 6 para legenda numérica.....54

Figura 3.8. Fotomicrografias (luz natural) de zircão: (A: (*) grãos amarelados, (**) grãos castanhos) e MEV (B-D, F-I:) mostrando as texturas superficiais (as setas indicam feições de dissolução).....55

Figura 3.9. Imagens (MEV) de seções polidas de zircão mostrando os com zoneamentos concêntricos bem desenvolvidos (Zr1), além de núcleo envolvido por um manto zonado (números 1 e 2); grãos internamente homogêneos (Zr2); e grãos com alteração química e zoneamento convoluto (Zr3). Ver figura 6 para legenda numérica.....56

Figura 3.10A-I. Fotomicrografias (MEV) mostrando as formas e texturas superficiais de estauroлита. Ver figura 6 para legenda numérica.....58

Figura 3.11. Fotomicrografias (MEV) mostrando alguns aspectos morfológicos e texturais de (A) cianita, (B) rutilo e (C) anatásio.....49

Figura 3.12. Distribuição dos minerais pesados, índice RuZi e dos padrões de paleocorrentes nos depósitos estudados (A, B,C e D são os intervalos definidos neste trabalho).....61

Figura 3.13. Fotomicrografias (MEV) das variedades morfológicas e texturas superficiais dos grãos (ver figura 6 para legenda numérica indicada nas fotografias).....63

Figura 3.14. Diagrama esquemático usando dados tradicionais de análise de minerais pesados e grãos de quartzo para ilustrar as fontes potenciais para os depósitos albianos estudados. (as setas mais espessas indicam as fontes mais representativas e vice-versa).....66

Figura 4.1. Simplified geological map of the northeastern South America showing the main lithostratigraphic units, sedimentary basins, and structural lineaments in northern Brazil (inset), and the studied outcrops (arrow).....76

Figura 4.2. A schematic illustration of the western Gondwana, showing the main cratonic regions cemented by orogenic belts (shaded) (modified from Alkmim and Martins-Neto, 2001)77

Figura 4.3. Variations in RuZr and palaeocurrent data in the Albian deposits, illustrating the basis for subdivision of the sequence into heavy mineral zones A, B, C and D, and the locations of each sample for tourmaline analysis and detrital single-zircon Pb-Pb dating.....81

Figura 4.4. Al–Fe–Mg ternary diagram of detrital tourmaline (Herry and Guidotti, 1985): (1) Li-rich granitoids, pegmatites and aplites, (2) Li-poor granitoids, pegmatites and aplites, (3) hydrothermally altered granitic rocks, (4) metapelites and metapsammites (aluminous), (5) metapelites and metapsammites (Al-poor), (6) Fe³⁺-rich quartz–tourmaline rocks, calc-silicates and metapelites, (7) low-Ca meta-ultramafics, and (8) metacarbonates and metapyroxenites.....84

Figura 4.5. Age histograms of detrital zircon ages (Pb-Pb) from Albian sandstones with a plotting increment (class) of ~33 Ma according zones A, B, C and D, from the bottom to the top.....87

Figura 4.6. Schematic trajectories for zircon of the Albian sandstones from initial erosion from Precambrian and Paleozoic basements to final deposition in the São Luís-Grajaú Basin considering their morphology and age.90

Figura 4.7. (A) Map of Brazil indicating the potential sources areas for the São Luís-Grajaú Basin. (B, C): Schematic sections along X-Y in Figura 7A showing step-wise deposition of Zones A, B, C and D; (D-H): Comparison of zircon ages from Albian deposits (D) and from the basement (E-H).....92

Figura 5.1. Geological map showing the main lithostratigraphic units, sedimentary basins, structural lineaments, and location of the Albian outcrops in the north Brazil..104

Figura. 5.2. (A) Location of studied outcrops along of MA006 (1-13); and (B) composed section showing aravertical rangement of the depositional environments.....107

Figura 5.3. Some sedimentologic features of the studied deposits: (A) fluvial channels (uppermost portion of the succession) with tabular cross stratification (B), (C) distributary channels (Dch) scouring delta front bar deposits (Dfb); (D) delta front bar (Dfb) exhibiting sigmoidal form; and (E) Upper shoreface/fore shore with swaley cross stratification (1).....108

Figura 5.4. (A) Outcrop locations along of the MA006 highway (see inset); (B) lithostratigraphic columns (numbers 1-13) with sampling levels and palaeocurrent data 109

Figura 5.5. (A) Classification of sandstones on the ternary Q-F-L diagram plot (Pettijohn et al., 1987). Photomicrography (crossed polars) of thin section: (B) sub-rounded and rounded quartz with punctual contact (arrows); (C) angular- to subangular quartz grains with sutured contact (arrows), biotite (Bt) and chert (Ch); (D) polycrystalline quartz grains exhibiting sutured contact between crystallites (arrows); (E) quartzite fragments with oriented mica; (F) quartz grain with relict overgrowth.....113

Figura 5.6. SEM image shows the morphologic and some surface aspects of the quartz grains as: (1) conchoidal fractures, (2) V-shaped percussion cracks, (4) radial fractures, (6) sharp edges, (7) edges abrasion, (8) rounded outline, (9) fresh surface angular, (10) upturned plates, (11) surface solution, (12) silic precipitation, and (14) polished surfaces grains.....116

Figura 5.7. SEM image of heavy minerals: morphology and surface textures of grains: (A-C) tourmaline showing various morphologies; (D-G) zircon exhibiting mechanical surface textures and etch pits (E); (H-I) staurolite with numerous surface textures; (J) rutile with mechanical surface features.....107

Figura 5.8. Ternary plot of detrital components of Albian sandstones on the tectonic provenance discrimination diagram (Dickinson and Suczek, 1979; Qt = total quartz, F = feldspar, Lt = total lithic fragments).....119

Figura 5.9. (A) Chemical classification of the Albian sandstones according to Herron (1988); (B) Plots of the major element composition of the Albian sandstones on the tectonic setting discrimination diagram of Roser and Korsch (1986); (C) tectonic setting discrimination diagrams of Bhatia (1983). PM-passive continental margin, ACM-Active continental margin, ARC-Island arc, and CA-continental island arc.....122

Figura 5.10. Chondrite-normalized REE patterns in the Albian samples, post-Archean upper continental crust (PAUCC). Reference and normalizing values after Taylor and McLennan (1985).....124

Figura 5.11. (A) $Fe/(Fe+Mg)$ vs. $Na/(Na+Ca)$; and (B) $Al-Fe(tot)-Mg$ ternary (Herry and Guidotti, 1985) diagrams of detrital tourmaline from Albian sandstones of the São Luís-Grajaú Basin (for legend fields, see figure IV-4).127

Figura 5.12. (A-C) Variations in hafnium content and (D) Zr/Hf ratios of zircon grains from the Albian sandstones129

Figura 5.13. (A) Ternary Fe^{2+} -Mn-Mg diagram; and (B) comparison of 'ferruginosity' of the staurolite from the Albian sandstones of the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin.....131

Figura 5.14. Th/U ratios in detrital zircons analyzed by TIMS (calculated from the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).134

RESUMO

Os depósitos albianos representam aproximadamente 70% do preenchimento sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú, alcançando 500 m de espessura no seu depocentro principal. A sedimentação albiana, assim como a evolução das demais unidades cretáceas desta bacia, está relacionada à separação dos continentes sul-americano e africano que promoveu a conexão definitiva dos oceanos Atlântico Sul e Norte, no Mesozóico. Exposições albianas no norte do Brasil restringem-se às bordas desta bacia e são ainda pouco estudadas, a exemplo de depósitos que ocorrem na região de Grajaú (MA). Estes consistem numa sucessão sedimentar siliciclástica flúvio-deltaica constituída de arenitos finos a médios, siltitos, argilitos e conglomerados intraformacionais, organizados na forma de seis ambientes deposicionais como barra de frente deltaica, barra distal/prodelta, *shoreface* superior/*foreshore*, baía interdistributária/*crevasse* e canais fluviais e distributários. Estudo de padrões de paleocorrentes, análise petrográfica de arenitos e minerais pesados, análise geoquímica em rocha total e em minerais pesados, e datação de zircão detrítico foram utilizados para investigar a proveniência destes depósitos, de forma a contribuir no reconhecimento da origem e evolução desta bacia, umas das principais regiões sedimentares cretáceas do Brasil.

O estudo foi conduzido em amostras de arenitos, principal litologia dos depósitos. São quartzo-arenitos cujas composições modais plotam no campo que indica proveniência de orógens reciclados e blocos continentais no diagrama Q-F-Lt. Estes arenitos são bem a moderadamente selecionados, com alta maturidade textural e mineralógica, cuja assembléia de minerais pesados é composta de turmalina, zircão, estauroлита, rutilo e cianita. Estes minerais exibem predominantemente formas arredondadas a subarredondadas, e texturas superficiais, de origem mecânica. Grãos de quartzo são monocristalinos e policristalinos, com formas geralmente irregulares, contendo texturas superficiais similares às encontradas nos minerais pesados. Isto sugere que sedimentos reciclados foram fontes mais importantes do que fontes de primeiro ciclo. Adicionalmente, a carência em texturas superficiais de dissolução nos minerais indica que estes arenitos são pouco afetados pelo intemperismo químico,

sugerindo que a composição modal destas rochas pode ser relacionada à reciclagem sedimentar ou a retrabalhamento no ambiente deposicional, tal qual são atribuídos a estes depósitos. Os altos valores do índice de alteração química CIA, definido como $Al_2O_3/(Al_2O_3+K_2O+Na_2O+CaO^*) \times 100$, corroboram com o primeiro caso, a reciclagem.

O padrão das paleocorrentes e os valores de RuZi permitiram subdividir a sucessão sedimentar em quatro intervalos denominados de A, B, C e D. Esta subdivisão norteou a amostragem para análises geoquímicas de rocha total e minerais pesados e datação de zircão detrítico. A geoquímica em turmalina indica proveniência de metapelitos e metapsamitos, e pouca contribuição de granitos e pegmatitos. O padrão de Hf nos zircões sugere mudanças nas fontes deste mineral, onde na Zona A, a distribuição é unimodal, enquanto que nas zonas B, C e D é bimodal. A estauroлита, por apresentar baixa variabilidade composicional, não indicou diferenças substanciais na fonte de sedimentos, mas é um mineral naturalmente indicativo de fontes metamórficas de médio a alto grau, fato reforçado pela presença de cianita.

As populações de zircão revelam três tipos de terrenos fontes: Arqueano (3103-2545 Ma), Paleoproterozóico (2460-1684 Ma) and Neoproterozóico (993-505 Ma); menos representados são Mesoproterozóico (1570-1006 Ma), Paleozóico (440-540 Ma) e Mesozóico (141-314 Ma). Idades de 1.0Ga são relacionadas ao Evento Carirís Velho reconhecido na Província Borborema, nordeste do Brasil. Zircões neoproterozóicos e arqueanos tornam-se mais abundantes em direção ao topo da sucessão, enquanto que os de idade paleoproterozóicas são mais freqüentes em direção a base. Isto sugere que à medida que o processo de erosão (denudação) se processou nas áreas fontes, em consequência de movimentações tectônicas, rochas arqueanas foram sendo expostas.

Os resultados da análise química dos elementos maiores indicam arenitos com características de sedimentos depositados em ambiente de margem continental passiva (PM). Sedimentos PM são ricos em quartzo, geralmente são oriundos de blocos continentais interiores estáveis, transportados e depositados em bacias intracratônicas ou de margens continentais passivas. O padrão de terras raras nas amostras analisadas exibe comportamento similar ao padrão destes elementos em sedimentos originados da erosão da crosta continental pós-arqueana.

As informações reunidas neste trabalho permitem concluir que cinturões brasileiros-panafricanos, regiões cratônicas arqueanas e paleoproterozóicas, e unidades sedimentares paleozóicas, que afloram nas adjacências da Bacia de São Luís-Grajaú, foram fontes dos depósitos albianos expostos na porção sul desta bacia. O padrão de paleocorrentes indica duas áreas fontes potenciais para os depósitos estudados, que envolvem: (i) o Cráton São Luís, o Cinturão Gurupi e a porção noroeste da Província Borborema, localizadas a norte e nordeste, que foram fontes para os depósitos da Zona A e; (ii) a Faixa Araguaia, o leste do Craton Amazônico e a Província Borborema, a sul e sudoeste da bacia, que por sua vez foram fontes para os arenitos das zonas B, C e D. A Bacia do Parnaíba destaca-se no cenário da proveniência como fonte intermediária de sedimentos, que contribuiu com material reciclado para a Bacia de São Luís-Grajaú, previamente depositados no seu domínio no Paleozóico. Isto é consistente com o alto grau de arredondamento dos minerais pesados e pela maturidade textural elevada dos arenitos albianos.

A proveniência e a ambiência tectônica da sedimentação albiana na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú foi constatada nesta tese dentro de um contexto paleogeográfico. Há ampla relação entre a origem e evolução dos depósitos albianos desta bacia cretácea com eventos geológico que remontam a tempos pré-cretáceos. Esta bacia se estabeleceu sobre embasamento paleozóico e pré-cambriano que formavam a porção noroeste do Gondwana que, no Mesozóico, fragmentou-se permitindo que sedimentos oriundos destes terrenos fossem depositados na Bacia de São Luís-Grajaú.

ABSTRACT

The Albian deposits comprise ca. 70% of sedimentary fill of the São Luís-Grajaú Basin, with 500 m thick in their main depocenters. The origin and sedimentary evolution of these deposits is related to the breakup of Africa and South America which led to the connection of the formerly separated Central and South Atlantic oceans, in Mesozoic time.

Albian exposures in the southern border of the São Luís-Grajaú Basin, Grajaú region, represent a fluvial-deltaic succession with six depositional environments, including: delta front (mouth) bar, distal bar/prodelta, upper shoreface/foreshore, interdistributary bay/crevasse, fluvial channel and distributary channel. They consist, mainly, of fine- to medium sandstones, as well as siltstones, mudstones and intraformational conglomerate. Palaeocurrent study, petrography and geochemistry of sandstones and heavy minerals, and detrital zircon ages were utilized to investigate the provenance of this sedimentary unit.

This study was performed on sandstone samples whose modal compositions plot in the quartzarenite field indicating origin from recycled orogen and continental blocks. High proportion of quartz grains, monocrystalline and polycrystalline, as well as quartzite fragments, and rounded grains of zircon and tourmaline with a wide variety of mechanical surface textures, suggest a provenance from sedimentary rocks, and that at least part of the studied sediments are multicyclic. Chemical weathering processes is little evident as indicated by absence of solution features in these mineral grains. Therefore, the modal composition can be related to the sedimentary recycling or strong reworking on depositional environment. High CIA ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} \times 100$) values suggest transportation and recycling from sources located far away from the depositional basin, which is, in turn, consistent with a provenance from the recycled orogens and continental blocks.

Based on palaeocurrent patterns and Ruzi the Albian succession in the south region of the São Luís-Grajaú Basin was defined four heavy mineral zones, generically named A, B, C and D, in ascending stratigraphic order. Geochemistry of tourmaline

grains indicate provenance from metapelites and metapsammites, with few contributions from granite and pegmatite. Zircon Hf patterns suggest changing of the source of these zones: Zone A is characterized by an Hf unimodal distribution, while in the Zones B, C and D, is bimodal. The staurolite shows a relatively limited amount of compositional variations. Involvement of metasediments is inferred from the presence of staurolite and kyanite in the sandstones, as well as by predominance of dravite in the tourmaline populations.

Discriminant function analysis using major element compositions show that these deposits were deposited in the passive continental margin (PM). PM sediments are mainly quartz-rich, sourced from craton interiors or stable continental regions, which were deposited in intra-cratonic sedimentary basins or on passive continental margin. The Albian sediments are characterized by LREE enrichment, depletion in HREE, and negative Eu-anomaly. This REE pattern, measured to infer the provenance of sediments and their relationship with average post-Archean upper continental crust, is very consistent with this interpretation. Enriched HREE concentration in the some samples may be attributed to the presence of REE bearing heavy minerals, supported by the fact that these samples have higher concentration of Th, U and Zr, reflecting natural concentration of zircon grains.

Pb-Pb geochronological analyses of 238 detrital zircon grains show a direct fingerprint of Precambrian terrains (Archean to Proterozoic) in the source. Three major zircon populations were detected: Archean (3103-2545 Ma), Paleoproterozoic (2460-1684 Ma) and Neoproterozoic (993-505 Ma); small groups of Mesoproterozoic (1570-1006 Ma), Paleozoic (440-540 Ma) and Mesozoic (141-314 Ma) grains are also present.

The Neoproterozoic component shows an increase upwards with main peaks between 550 Ma and 650 Ma. A similar pattern is shown by the Archean interval, which exhibits a strong relative increase upwards, peaking between 2725 Ma and 2926 Ma, while Paleoproterozoic component has a distinct behavior, showing an evident decrease upwards.

The potential source regions were deduced on the basis of palaeocurrent patterns and correlations of detrital zircon age from the sandstones studied with U-Pb and Pb-Pb zircon data from the basement. Our data suggest that the Albian deposits, specially

those of the Zone A, were preferentially sourced from the northern and northeastern regions, including São Luís Craton, Gurupi Belt and northwestern portion of Borborema Province. Paleoproterozoic and Neoproterozoic zircon ages as those found in zircons from this zone, are very common in these basement. In contrast, the sediments of zones B, C e D were supplied from the areas located to the south, southwest and, possibly east, involving the eastern portion of the Amazonian Craton/Araguaia Belt, and Borborema Province. Metasedimentary and igneous rocks with similar zircon ages (mainly Archean) have been described in these regions. The ca. 1.0 Ga detrital zircon ages show a correspondence with the Cariris Velhos Event, widely recognized in the central portion of the Borborema Province. In summary, this study demonstrates the effectiveness of an integrated approach to provenance evaluation of Cretaceous sedimentary deposits using petrography, heavy minerals and bulk sediment chemistry, zircon ages, and palaeocurrent data.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Esta tese apresenta um estudo integrado de minerais pesados, paleocorrentes, petrografia, geoquímica e idades de zircão para avaliar a proveniência de depósitos albianos na porção sul da Bacia de São Luís-Grajaú. Os resultados e as interpretações estão organizados na forma de três artigos, submetidos a periódicos nacionais e estrangeiros, que correspondem aos capítulos III, IV e V.

O Capítulo I apresenta uma breve contextualização geológica da área, a localização dos afloramentos estudados, a relevância da pesquisa e os objetivos. Estes tópicos são discutidos com mais detalhes nos capítulos supracitados. Adicionalmente, em virtude da temática abordada nesta tese, faz-se uma abordagem acerca do conceito de proveniência sedimentar, destacando os principais processos e fatores que determinam a composição dos arenitos e assembléias de minerais pesados, o seu caráter multidisciplinar e as ferramentas de investigação utilizadas neste tipo de pesquisa. No capítulo II são apresentados os métodos e materiais utilizados, bem como uma breve abordagem dos princípios teóricos relacionados à aplicabilidade destes métodos de investigação na abordagem da proveniência dos depósitos. O capítulo III apresenta os resultados de análises sedimentológicas, petrográficas dos arenitos e dos minerais pesados com a finalidade de investigar a história dos sedimentos e inferir as suas áreas fontes potenciais. O capítulo IV combina idades Pb/Pb em zircão, química de turmalina, dados convencionais de minerais pesados e paleocorrentes, para analisar proveniência dos arenitos albianos, principalmente pela comparação entre idades de zircões dos depósitos estudados com idades das suas possíveis áreas fontes. O capítulo V faz uma abordagem integrada da proveniência do ambiente tectônico destes depósitos, incluindo, porém, dados geoquímicos em sedimentos e grãos de minerais pesados. Finalmente, no capítulo VI são apresentadas as conclusões gerais.

Os resultados alcançados nesta tese, além de comprovar grande eficácia da integração dos métodos para análise da proveniência de sucessões sedimentares siliciclásticas maduras em regiões tropicais úmidas, vêm contribuir com conhecimento da origem e evolução de depósitos cretáceos no norte do Brasil, e abrir novas perspectivas para o desenvolvimento de trabalhos futuros nesta mesma linha de pesquisa.

O suporte financeiro para execução desta pesquisa foi viabilizado pelo Projeto de pesquisa 474978/2001-0 CNPq/MPEG e pelas bolsas de doutorado (141255/2002-1) e doutorado sanduíche no País (SWP; 3083082004-2), concedidas pelo CNPq.

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO E RELEVÂNCIA DO TRABALHO

O Cretáceo (145 a 65 Ma) representa um dos períodos mais importantes na história geológica da Terra. Neste período, ocorreram grandes transformações em escala global e regional, dentre as quais se destaca a deriva de massas continentais que, conseqüentemente, impulsionaram a origem e evolução dos oceanos atuais. Em função da separação das placas continentais Sul-Americana e Africana, que deu origem ao Oceano Atlântico, foi desenvolvida uma das maiores inundações mesozóicas ocorridas no Brasil, resultando em grandes incursões marinhas sobre extensas áreas continentais. No norte do Brasil, grande parte do registro dessas transgressões marinhas encontra-se na Bacia de São Luís-Grajaú, uma região sedimentar que abrange quase que a totalidade do Estado do Maranhão e a porção nordeste do Estado do Pará.

Esta bacia, com uma orientação NW-SE, é limitada ao sul pelo Antéclise Xambioá-Rio Parnaíba (AXP), a oeste pelo Arco Capim e a leste pelo lineamento Rio Parnaíba, e ao norte limita-se com a Plataforma Ilha de Santana, já em domínios de plataforma continental. É uma bacia desenvolvida na Margem Continental Equatorial Norte Brasileira, juntamente com outras bacias como Barreirinhas, Bragança-Vizeu e Marajó, cuja origem e evolução relacionam-se a esforços extensionais vinculados à abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Azevedo, 1991) (Fig. 1.1).

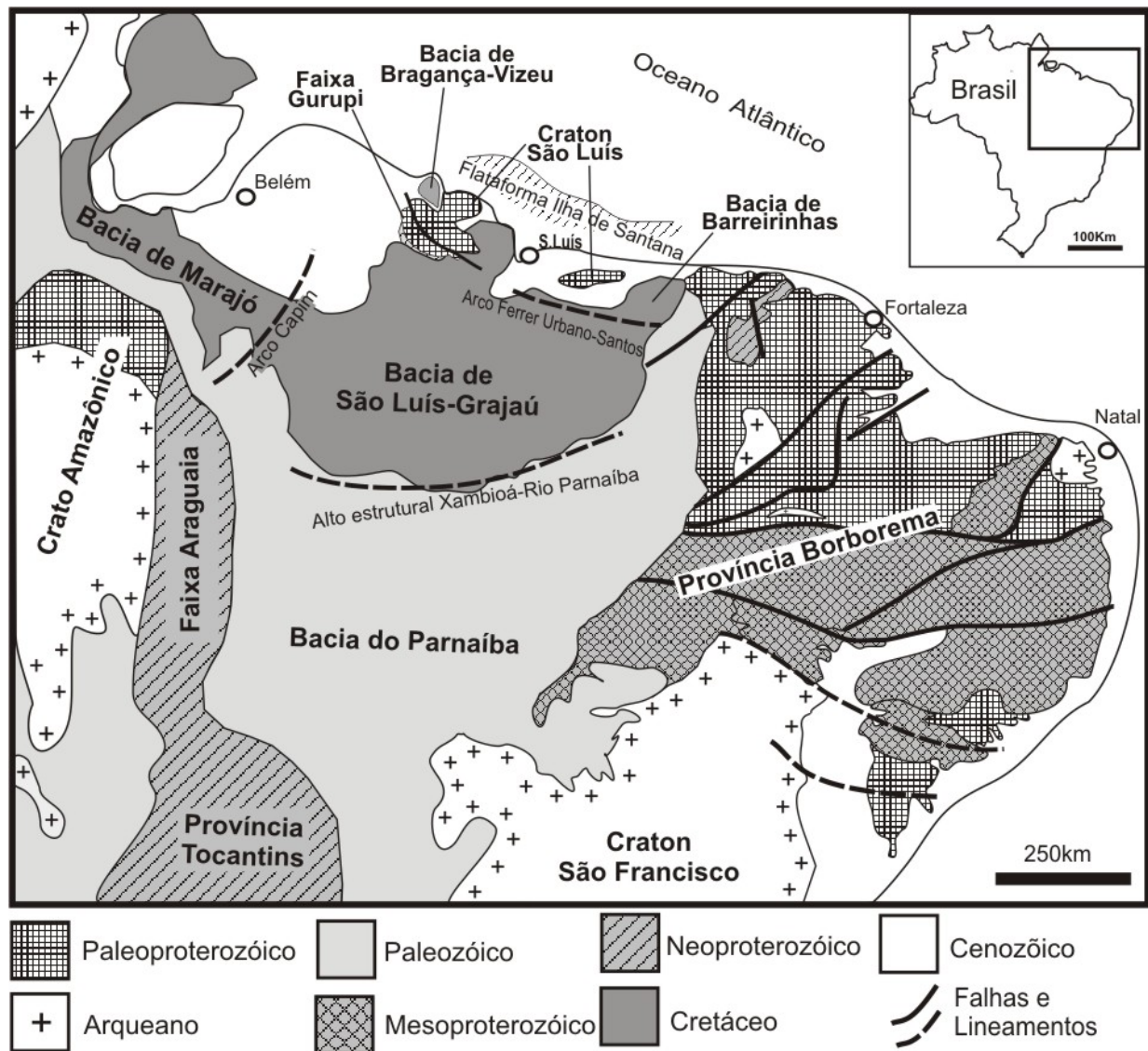


Fig. 1.1 - Mapa geológico simplificado destacando as bacias sedimentares cretáceas, arcos e altos estruturais, as unidades geológicas do embasamento.

Fontes: compilado de Van Schmus *et al.* (1997); Fetter *et al.*, (2000); Macambira & Tassinari (2004)

O embasamento da Bacia de São Luís-Grajaú, paleogeograficamente, fez parte da porção sudeste do Gondwana Ocidental, que incluía essencialmente no seu arcabouço tectônico as placa Sul-Americana e Africana (Fig. 1.2). Esta parte do Gondwana foi estruturada pela aglutinação de vários fragmentos continentais antigos, representados pelos Craton Amazônico, Craton Oeste Africano-São Luís e Craton São Francisco-Congo, unidos por faixas orogênicas neoproterozóicas do Ciclo Brasileiro-Panafricano (Alkmim & Martins Neto, 2001).

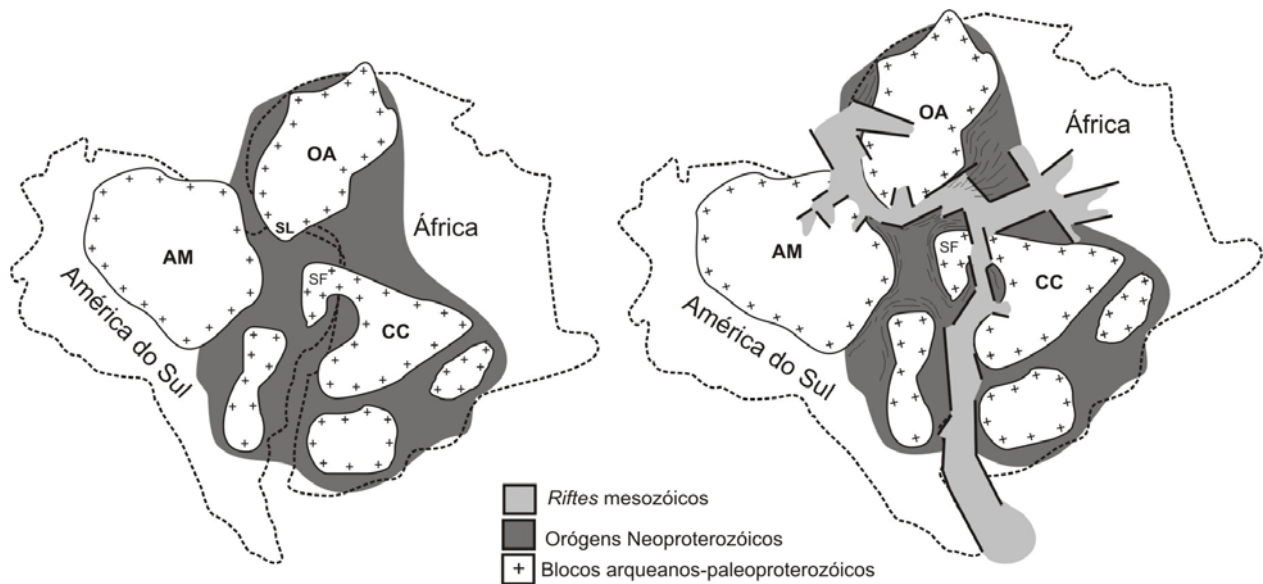


Fig. 1.2 - Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental: (A) época pré-mesozóica, destacando os principais cratons e cinturões orogênicos neoproterozóicos, e em (B) situação após a fragmentação dando origem à abertura do Oceano Atlântico e conseqüente evolução de *riftes* mesozóicos. Cratons: (AM) Amazônico; (OA-SL) Oeste Africano-São Luís; e (SF-CO) São Francisco-Congo.

Fonte: modificado de Alkmim & Martins Neto (2001).

A Bacia de São Luís-Grajaú inclui três sucessões sedimentares principais acumuladas entre o Aptiano e o Neocretáceo (Rossetti, 2001), cuja evolução pode ser resumida dentro de três fases principais: *pré-rift*, *rift* e *drift* (cf. Góes & Rossetti, 2001). A fase *pré-rift* representa o momento de formação de uma ampla depressão com baixa subsidência, onde foram acumulados sedimentos essencialmente continentais. Na fase *rift*, sob influência de um intenso tectonismo, intensifica-se o processo de subsidência, possibilitando o desenvolvimento de uma sedimentação em ambientes marinho-transicional. Finalmente, na fase *drift* com a implantação do fundo oceânico, a sedimentação se desenvolve essencialmente em ambiente marinho profundo.

Segundo Almeida & Carneiro (2004), a sedimentação cretácea nesta bacia se processou em caráter restrito, quando o mar ingressou sobre a porção norte da Bacia do Parnaíba, possivelmente, pela região da Bacia de Barreirinhas, a partir do Atlântico Equatorial, estendendo-se por uma grande área. Esta sedimentação limitou-se sobre a porção norte da Bacia do Parnaíba e à áreas adjacentes no nordeste do Brasil (Almeida & Carneiro, 2004). Os sedimentos aptianos representativos deste período são folhelhos negros, evaporitos e calcários lacustres da Formação Codó, que interdigitam-se aos arenitos flúvio-deltaicos da Formação Grajaú. Sobre esta seqüência se sucederam novas condições de sedimentação continental, em regime regressivo, depositando uma sucessão siliciclástica representada por depósitos albianos, incluídos na Unidade Indiferenciada (eo-mesoalbiana), parte estratigráfica significativa do Grupo Itapecuru (Rossetti & Truckenbrodt, 1997). Além da Unidade Indiferenciada, fazem parte deste Grupo a Formação Alcântara (neoalbiana-cenomaniana) e a Formação Cujupe (neocretácea) (Rossetti & Truckenbrodt, 1997) (Fig. 1.3).

A arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú é interpretada através de um transecto N-S que revela um adelgaçamento progressivo das unidades sedimentares cretáceas em direção ao sul da bacia, configurando uma geometria em cunha que onlapa nos depósitos paleozóicos da Bacia do Parnaíba (Rossetti, 2001). De modo geral, estas seqüências são caracterizadas por sedimentações predominantemente marinhas ao norte que, progressivamente, tornam-se mais continentais em direção a sul. Rossetti (2001) interpreta o preenchimento desta bacia na forma de três seqüências denominadas de S1, S2 e S3, as quais são limitadas na

base e no topo por discordâncias erosivas regionais. A seqüência S1, com espessura de até 450m, inclui os depósitos das formações Codó-Grajaú. A seqüência S2 inclui os depósitos albianos estudados nesta tese e, principalmente, a Unidade Indiferenciada. A seqüência S3, cuja espessura em média é de 600m, envolve grande parte da Unidade Indiferenciada, e as formações Alcântara e Cuijue (Fig. 1.3).

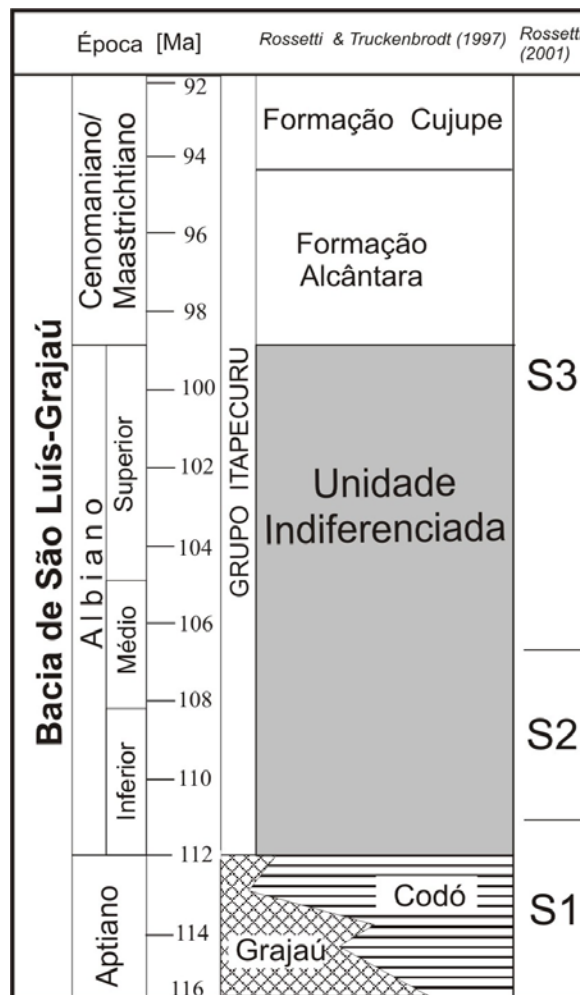


Fig. 1.3 - Carta estratigráfica da Bacia de São Luís-Grajaú.

Fonte: modificada de Rossetti (2001).

A seqüência albiana, com aproximadamente 500m de espessura (Rossetti, 2001), representa cerca de 70% do volume total dos depósitos cretáceos da Bacia de São

Luís-Grajaú e, por isso, tem considerável relevância para o entendimento da origem e evolução de depósitos cretáceos no norte do Brasil. Estes depósitos têm ampla ocorrência em toda extensão desta bacia, porém, seus afloramentos têm sido registrados preferencialmente a situações de borda de bacia, a exemplo das regiões de Codó e Coroatá (MA), onde os afloramentos, de difícil acesso, estão dispostos ao longo do Rio Itapecuru.

Alguns trabalhos foram desenvolvidos nestas regiões no sentido de detalhar os aspectos sedimentológicos, estratigráficos e paleontológicos destas rochas na porção leste da Bacia de São Luís-Grajaú (ver Rossetti *et al.*, 2001). Recentemente, exposições albianas foram registradas num trecho de aproximadamente 70km ao longo da rodovia MA006, na região de Grajaú (Rossetti & Góes, 2003), na porção sul desta bacia. Nesta região, além do Albiano, também afloram unidades das seqüências deposicionais S1 e S3 (Rossetti, 2001), permitindo o registro completo da sucessão que compõe o Grupo Itapecuru.

Apesar dos avanços obtidos, pesquisa relacionada à análise da proveniência foi desenvolvida apenas em unidades sedimentares do Cretáceo Superior (p.e., Nascimento, 2002). No Albiano, trabalhos desta natureza inexistem. A facilidade de acesso a excelentes exposições albianas nesta região, que atingem cerca de 135m de espessura por 70km de extensão lateral, aliada à excelente preservação das estruturas sedimentares primárias para estudo de paleocorrentes, a localização dos afloramentos em situação de borda de bacia e o seu posicionamento estratigráfico definido, foram fatores determinantes na escolha desta área para o desenvolvimento deste estudo.

1.3 OBJETIVOS E METAS

Esta tese teve como objetivo analisar a proveniência de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú, e definir suas áreas fontes potenciais e o seu ambiente tectônico de sedimentação. Os depósitos selecionados para estudo são arenitos de alta maturidade textural e mineralógica e, por isso, a pesquisa foi conduzida dentro de uma abordagem multidisciplinar, integrando dados de paleocorrentes, petrografia, geoquímica e datação de zircão. Para alcançar os objetivos, foram

realizados levantamentos de perfis estratigráficos para caracterização faciológica e estudo de paleocorrentes; análise petrográfica de arenitos; estudo morfológico e de texturas superficiais de minerais pesados e grãos de quartzo; geoquímica (elementos maiores e menores) em rocha total e em grãos de minerais pesados; e datação de zircão detrítico.

1.4 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

A proveniência tem por objetivo reconstituir a história dos sedimentos desde a erosão inicial na área-fonte até sua acumulação e soterramento na bacia de deposição, buscando identificar a composição e a natureza das rochas-fonte, num contexto fisiográfico e climático na área fonte (Weltje & von Eynatten, 2004). Este tem sido um dos principais tópicos atualmente abordados em pesquisas que envolvem rochas sedimentares (Morton, 1991; Morton *et al.*, 2005).

Os sedimentos siliciclásticos originam-se, normalmente, a partir da erosão contemporânea de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, e posteriormente são introduzidos no sistema de dispersão sedimentar para finalmente serem acumulados em bacias sedimentares em diversas situações tectônicas. A principal limitação na determinação da proveniência de unidades sedimentares é o fato de que os sedimentos não são exatamente a imagem da natureza da sua fonte, pois além da composição das rochas-fonte, outros fatores determinam as características finais do seu arcabouço dos sedimentos (p.e., Dickinson, 1985; Morton & Hallsworth, 1994).

No ciclo sedimentar a seleção física, abrasão mecânica e dissolução química das partículas são determinantes na composição dos arenitos e, conseqüentemente, das assembléias de minerais pesados que possuem. A seleção física dos grãos durante o transporte e deposição é governada por fatores hidrodinâmicos e determina a abundância relativa dos minerais. A abrasão mecânica causa diminuição progressiva do tamanho dos grãos, pela combinação de sucessivos fraturamentos e seu desgaste físico. A dissolução promove a perda parcial ou total dos minerais nos diferentes estágios do ciclo sedimentar e, geralmente se desenvolve durante o intemperismo na

rocha fonte, ou quando expostos subaéramente, no soterramento e na diagênese (Morton & Hallsworth, 1999) (Fig. 1.4).

A proveniência possui interfaces com diversas áreas das geociências, dentre as quais destaca-se a sedimentologia, petrografia, química mineral e geocronologia, uma vez que existe uma complexa relação entre a origem e história sedimentar das partículas, que naturalmente deve ser entendida dentro de um contexto tectônico, climático, fisiográfico e paleoambiental.

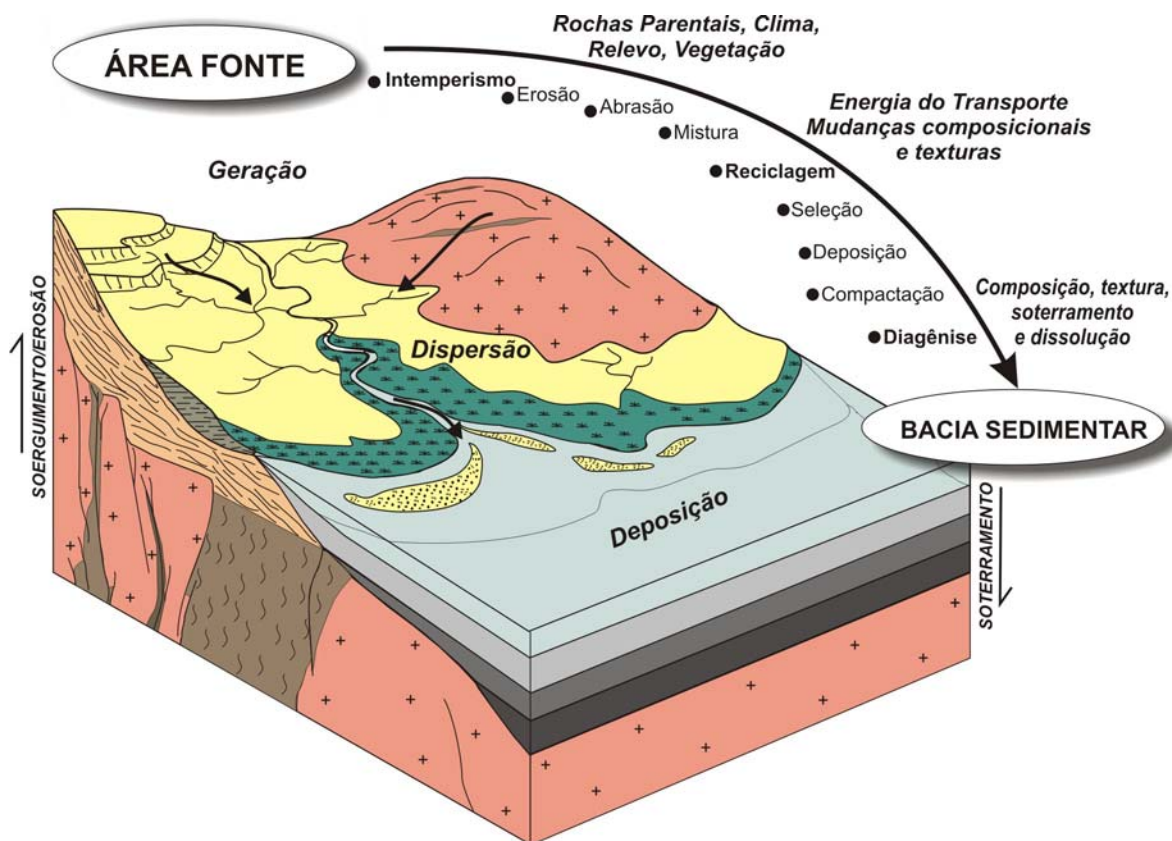


Fig. 1.4 Ilustração esquemática dos fatores e processos que determinam a com posição dos arenitos e das assembléias de minerais pesados durante o ciclo sedimentar.

Fonte: modofocado de Morton & Hallsworth (1994).

A reconstrução da natureza e das características geológicas de áreas-fonte, bem como a aquisição de dados em análise de proveniência normalmente tem se fundamentado nos seguintes métodos: (i) análise petrográfica de arenitos que permite classificar e estabelecer modelos detríticos em diagramas triangulares; (ii) análise de grãos de arcabouço, principalmente envolvendo o quartzo, com catodoluminescência (CL) para investigar o caráter petrogenético dos grãos; (iii) estudo convencional de minerais pesados que, atualmente, emprega razões de pares minerais que possuem comportamento hidráulico e diagenético similares, permitindo inferir mudanças de proveniência, mesmo que os depósitos tenham sido submetidos a severas condições de intemperismo e diagênese; (iv) análise petrográfica de variedades de minerais pesados, baseada nas variações texturais e cores apresentadas por um grupo ou espécie de mineral, nestes casos é empregado o MEV e a CL; (v) caracterização morfológica e de texturas superficiais de grãos de quartzo e minerais ao MEV, visando refinar e complementar estudo de proveniência, pois permite elucidar o grau de influência de processos pós-deposicionais como intemperismo e diagênese sobre os sedimentos e, conseqüentemente, fornece informações sobre a evolução sedimentar das partículas; (vi) estudo geoquímico de minerais pesados conduzido por microsonda eletrônica e por ICP-MS que, potencialmente, visa estabelecer uma relação direta entre a composição de grãos individuais e a natureza da sua rocha-fonte; (vii) análise química em sedimentos totais, envolvendo elementos maiores e menores (traços e terras raras) por ICP-MS e ICP-EAS que permite interpretar a ambiência tectônica de sedimentação de unidades sedimentares e avaliar a sua proveniência e o grau de alteração intempérica; (viii) análise isotópica em rocha total que, em geral, utiliza o método Sm-Nd para obter informações sobre o tempo de residência crustal de rochas-fontes; (ix) datação de zircão detrítico pelo método da evaporação de Pb em grãos individuais e, mais recentemente, pela análise U-Pb com SHRIMP (*sensitive high-resolution ion microprobe*) que permite obter informações sobre a natureza e idade de rochas fontes e; (ix) estudo sedimentológico, enfatizando análise do padrão de paleocorrentes que permite deduzir a deposição de áreas fontes em relação à bacia de deposição, como também inferir a distância do transporte.

REFERÊNCIAS

- ALKIMIM, F.F. & MARTINS NETO, M.A., 2001. A Bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C.P. & MARTINS-NETO, M.A. (Ed.). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte, SBG. p.9-30.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTONELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca Editora. p.43-58.
- AZEVEDO, R.P., 1991. *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basin*. London, Royal School of Mines Imperial College. 412p. (Tese de Dourorado).
- DICKINSON, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G. (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, p.333-361.
- FETTER, A.H.; VAN SCHMUS, W.R.; SANTOS, T.J.S.; NOGUEIRA NETO, J.A.; HENRRARTHAUD, M. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 102-106.
- GÓES A.M. & ROSSETTI D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. p.15-29. Belém, MPEG. (Coleção Friedrich Katzer).
- MORTON, A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: MORTON A.C.; TODD S.P.; HAUGHTON P.D.W. (Ed.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. [S.I.], Geological Society. p. 31-45.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C., 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90: 241-256.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.

- MORTON, A.C., WHITHAM, A.G., FANNING, C.M., 2005. Provenance of Late CretaceousPaleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182: 3–28.
- NASCIMENTO, M.S., 2002. *Minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do Rio Capim, Nordeste do Pará*. 80p. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado).
- ROSSETTI D.F., 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, MPEG. p.31-46. (Coleção Friedrich Katzer).
- ROSSETTI D.F. & TRUCKENBRODT W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do albianos-terciário inferior (?) na Bacia de São Luís (MA). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 9: 29-41.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. 2001. *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, MPEG.
- ROSSETTI D.F. & GÓES A.M. 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3): 299-312.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 2004. A evolução do Craton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTONELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca. P.471-485.
- WELTJE G.J. & VON EYNATTEN H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1-11.
- VAN SCHMUS, W.R.; BRITO-NEVES, B.B.; HACKSPACHER; 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. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Brasil, Anais. p.27-29

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 COLETA E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

O trabalho de campo envolveu duas etapas: uma em abril de 2002 e outra em novembro de 2004, num trecho de aproximadamente 70 km ao longo da rodovia MA006, na região de Grajaú (MA), sul da Bacia de São Luís-Grajaú. As atividades envolveram: (i) levantamento e correlação de perfis estratigráficos verticais e laterais para reconhecimento faciológico; (ii) estudo de paleocorrentes; e (iii) coleta de amostras geológicas (em torno de 1kg/amostra).

A preparação das amostras foi desenvolvida no Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados, do Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, e no Laboratório de Laminação do Museu Paraense Emílio Goeldi e consistiu na: (i) secagem, pesagem e peneiramento de sedimentos; (ii) confecção de lâminas delgadas dos arenitos; (iii) concentração dos minerais pesados (fração granulométrica fina, 62-125µm) com bromofórmio; e (iv) montagem de lâminas de grãos de minerais pesados com bálsamo do Canadá. As técnicas utilizadas no tratamento e na concentração de minerais pesados são detalhadamente descritas em Mange & Maurer (1992).

2.2 PETROGRAFIA

2.2.1 Arenitos

A composição do arcabouço dos arenitos resulta da relação entre a origem das partículas e sua evolução durante o ciclo sedimentar. Os mecanismos de transporte e os processos deposicionais, as condições fisiográficas e climáticas, o intemperismo e a diagênese exercem importante controle na composição do arcabouço detrítico dos arenitos. Segundo Pettijohn *et al.* (1987) e Augustsson & Bahlburg (2003), sedimentos maduros, enriquecidos em quartzo, normalmente foram consideravelmente modificados

e, conseqüentemente, representam depósitos oriundos do retrabalhamento ou reciclagem de sedimentos pré-existent.

Análise de proveniência, com base nos constituintes do arcabouço de arenitos, foi impulsionada pelo trabalho de Dickinson (1970) que estabeleceu os critérios técnicos para classificação dos tipos de grãos do arcabouço e sua utilização em modelos detríticos. Dickinson & Suczek (1979) estabeleceram que a ambiência tectônica dos arenitos pode ser deduzida a partir da sua composição modal.

Adicionalmente, associações e os tipos individuais de texturas superficiais em quartzo e em minerais pesados são utilizados como critério diagnóstico de transporte e ambiente deposicional (Krinsley & Donahue, 1968; Margolis & Krinsley, 1974), e também auxiliam na elucidação de processos deposicionais e pós-deposicionais (Moral-Cardona *et al.*, 1996; Newsome & Ladd, 1999; Mahaney, 2002).

Neste trabalho, a petrografia de arenitos envolveu a caracterização dos grãos do arcabouço e a determinação da composição modal através do estudo de 34 seções delgadas, contando-se 200 pontos em cada seção segundo o método de Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1985). Os resultados foram interpretados em diagramas triangulares Q-F-L (Pettijohn, *et al.* 1987) e Qt-F-Lt (Dickinson, 1985).

2.2.2 Minerais Pesados

Apesar dos minerais pesados representarem a parte acessória do arcabouço dos arenitos (<1% vol.), estes minerais formam associações denominadas de 'assembléias' cujas composições são rotineiramente utilizadas na identificação ou na dedução de conjuntos ou tipos de rochas fontes. Os minerais pesados transparentes não micáceos (fração 62-125 μ) foram identificados e quantificados (100grãos/lâmina) ao microscópio petrográfico convencional para determinação das assembléias e cálculos de ZTR (zircão+turmalina+rutilo; Hubert, 1962) e da razão rutilo/zircão que reflete as características da proveniência. Este índice foi calculado segundo a equação $RuZ = Ru / (Ru + Zr) * 100$ (Morton & Hallsworth, 1994). Análises da forma e das texturas superficiais e internas, em minerais pesados e grãos de quartzo, foram conduzidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Os grãos foram fixados em fita adesiva e metalizados

com ouro; os grãos de quartzo foram extraídos da fração areia média como sugerido por Mahaney (2002). Para refinamento da caracterização da estrutura interna do zircão e turmalina foram confeccionadas seções polidas destes minerais as quais foram analisadas ao MEV.

2.3 GEOQUÍMICA

2.3.1 Rocha total

A composição química das rochas sedimentares silici clásticas é governada por uma variedade de fatores, incluindo a composição das rochas fontes, intemperismo, transporte e diagênese (McLennan *et al.*, 1993). Os elementos maiores dos sedimentos podem ser utilizados para discriminar ambientes tectônicos de arenitos (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1986) e tem sido ultimamente empregados em pesquisas de proveniência (p.e., Kroonenberg, 1994; Zimmermann & Bahlburg, 2003; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004). A química dos elementos maiores dos arenitos albianos, enfocados neste trabalho, é discutida em termos de diagramas discriminantes de Bhatia (1983) e Roser & Korsch (1986) usados para inferir o ambiente tectônico de rochas sedimentares. O grau de alteração intempérica foi avaliado mediante o cálculo do índice de alteração química (CIA, sigla em inglês) deduzido por Nesbitt & Young (1982).

Os elementos terras raras (ETRs) são considerados como indicadores de proveniência porque sua distribuição nos sedimentos é pouca afetada pelos processos sedimentares e metamórficos (McLennan *et al.*, 1993). Conseqüentemente, o padrão de distribuição dos ETRs nas rochas sedimentares pode ser comparado com o padrão de distribuição desses elementos na crosta continental (McLennan *et al.*, 1993). A distribuição dos ETRs nos sedimentos estudados nesta tese foi utilizada como indicador de proveniência e para identificar sua relação com a composição da crosta continental.

Os elementos maiores e terras raras (ETR) foram analisados em seis amostras de arenitos (G120, Zona A; G126 e G128, Zona B; G136 e G147, Zona C; e G134a, Zona D) por ICP-AES e ICP-MS, respectivamente por fusão com LiBO₂. As técnicas de preparação de amostras são detalhadamente descritas in Garbe-Schönberg (1993).

2.3.2 Minerais Pesados

A análise de minerais pesados tem sido ao longo da sua história tradicionalmente aplicada na avaliação da proveniência de depósitos sedimentares. Entretanto o intemperismo, transporte e a diagênese causam o fracionamento dos minerais em função das diferenças da forma, densidade e estabilidade física e química dos grãos (Morton, 1985; Morton & Hallsworth, 1999), estes fatores provocam perda parcial de informações de proveniência. Algumas espécies ou grupos de minerais pesados, principalmente os ultraestáveis (p.e., turmalina, zircão, etc), são diagnósticos de proveniência porque possuem composições químicas que fornecem informações da natureza da rocha fonte. Em função da sua resistência física e química, durante o ciclo sedimentar, as composições químicas desses minerais são pouco afetadas e, por isso, são amplamente utilizadas na interpretação da proveniência (Henry & Guidotti, 1985; Owen 1987; Morton *et al.*, 1996; 2005; Acquafredda *et al.*, 1997; Li *et al.*, 2004). Assim, efetivamente, através da química mineral de minerais pesados detríticos, em conjunto com dados sedimentológicos, é possível identificar e distinguir arenitos de diferentes ambiências tectônicas, obter informações sobre a litologia da área fonte.

Neste trabalho, foram utilizados para estudo de variedade de turmalina, zircão e estauroлита em função de ocorrerem em grandes quantidades em todos os arenitos estudados. A química mineral dos grãos (62-125µm) foi conduzida em microsonda eletrônica CAMECA SX50 do Instituto de Geociências da UnB, cujas condições operacionais foram 20nA e 20kV, com feixe de 1 µm de diâmetro. Para análise da química mineral, esses minerais foram selecionados sob lupa binocular, montados em pastilhas com resina epoxy para confecção de seções polidas. As seções foram previamente analisadas ao MEV (elétrons retroespalhados) para caracterização da estrutura interna dos grãos, no intuito de melhor conduzir a escolha dos pontos a serem analisados. As análises foram realizadas, preferencialmente, em locais afastados das bordas dos grãos, e regiões sem inclusões ou fraturas. Os minerais selecionados para análise foram: turmalina (215 grãos), zircão (104 grãos) e estauroлита (49 grãos), cujos resultados analíticos foram interpretados em diagramas específicos para cada mineral (Henry & Guidotti, 1985; Fornelli & Piccarreta, 1997).

2.4 DATAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO

O zircão é comum numa ampla variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Possui alta resistência física e química que possibilita suportar vários ciclos de sedimentação e, por esta razão é muito freqüente em depósitos sedimentares. Originalmente, o zircão cristaliza durante os processos magmáticos e metamórficos e, conseqüentemente, os dados geocronológicos em cristais individuais refletem processos geológicos relacionados aos eventos de formação de crosta.

A datação de zircão detrítico, agregada a um bom controle sedimentológico e estratigráfico, representa uma ferramenta muito utilizada no estudo de proveniência sedimentar porque ajuda identificar idades do embasamento cristalino que serviu como fonte potencial de sedimentos. Entretanto, muitas vezes as áreas fontes podem apresentar grande complexidade geológica e, normalmente, envolvem contribuições de materiais reciclados. Por isso, normalmente quanto mais jovens os depósitos sedimentares, mais amplos são os espectros de idades de zircão detrítico. Neste contexto, recomenda-se analisar um volume considerável de grãos a fim de que se possa avaliar adequadamente sua proveniência. Morton *et al.* (1996) sugerem que um número mínimo de 60 grãos por amostra seja datado para ter uma representatividade estatística do espectro das idades contida na amostra estudada. Este valor é calculado com base no teste de suficiência estatística, definido por Dodson *et al.*, (1988). O espectro das idades numa população de zircão detrítico não é afetado pelos processos de fracionamento sedimentar, e a interpretação da proveniência é conduzida, preferencialmente, na distribuição dos espectros de idades principais (Li *et al.*, 2004).

Neste trabalho, os zircões detríticos foram datados pelo método da evaporação de Pb em monocristais utilizando-se um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Isso) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Este método (Kober, 1986; 1987) consiste na determinação da idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ através de um único cristal de zircão, onde a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é obtida durante a evaporação de Pb do zircão em sucessivas etapas de aquecimento (1450, 1500 e 1550°C). Para cada incremento de temperatura é gerado um conjunto de seis razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada

conjunto é plotada em diagrama de idade vs. etapas de aquecimento. Ao final da análise do Pb evaporado diretamente do zircão, os blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com mais altas temperaturas, em geral, tendem a formar um platô de idades que corresponde à composição isotópica do Pb evaporado das porções mais retentivas da estrutura cristalina do mineral. Para implementação das idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, foram adotados os seguintes critérios: (1) obtenção do sinal de Pb suficientemente intenso, duradouro e estável para que se possa definir um platô de idade a partir de pelo menos 3 blocos de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; e (2) as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses blocos devem ser inferiores a 0,0004 para tornar mínima a contaminação de ^{204}Pb .

Os grãos de zircão para datação foram concentrados pela técnica de separação com líquido denso (bromofórmio) e posteriormente reconcentrados com separador magnético Frantz. Foram datados 238 grãos de zircão distribuídos em quatro amostras (Fig. V-3) cujos resultados são listados no Apêndice C e as imagens (luz natural) dos grãos são mostradas no Apêndice D.

2.5 APRESENTAÇÃO DOS DADOS

Alguns *softwares* foram utilizados para tabelar, integrar e ilustrar graficamente os resultados analíticos deste trabalho. O Excel e CorelDraw, de modo geral, foram utilizados para apresentação de todos os dados; outros programas como TOURMAL, Isoplot e MinPet foram empregados especificamente na interpretação de dados químicos dos sedimentos, química mineral de minerais pesados e dos espectros das idades de zircão.

REFERÊNCIAS

- ACQUAFREDDA, P.; FORNELLI, A.; PICCARRETA, G.; SUMMA, V. 1997. Provenance and tectonic implications of heavy minerals in Pliocene-Pleistocene siliciclastic sediments of the southern Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 113: 149-159.
- ARMSTRONG-ALTRIN, J.S.; LEE, Y.; VERMA, S.; RAMASAMY, S. 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudanul Formation, southern India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (2): 167-179.
- AUGUSTSSON C. & BAHLBURG H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for paleozoic metasediments in southern Andean Patagônia. *South American Earth Science*, 16: 15-26.
- BHATIA, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- DICHINSON, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- DICKINSON W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G. (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, [s.n.]. p.333-361.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonic and sandstone composition. *Bulletin of American Association of Petrologist and Geologist*, 63: 2164-2172.
- DODSON, M.H.; COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; WILSON, J.F. 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of Geological Science London*, 145: 977-983.
- FORNELLI, A. & PICCARRETA, G. 1997. Mineral and chemical provenance indicators in some early Miocene sandstones of the southern Apennines (Italy). *European Journal of Mining*, 9: 433-447.
- GARBE-SCHÖNBERG, C.D. 1993. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. *Geostandards Newsletter*, 17: 81-97.
- HENRY, D.J. & GUIDOTTI, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, 70: 1-15.

- HUBERT J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32 (3): 440-450.
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93: 482–490.
- KOBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96: 63–71.
- KRINSLEY D.H. & DONAHUE J. 1968. Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geological Society of America Bulletin*, 79: 743-748.
- KROONENBERG, S.B. 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 29., 1994 *Proceedings ...* [S.l., s.n]. Part A. p.69–81.
- LI, R.; LIB, S.; JIN, F.; WAN, Y.; ZHANG, S. 2004. Provenance of Carboniferous sedimentary rocks in the northern margin of Dabie Mountains, central China and the tectonic significance: constraints from trace elements, mineral chemistry and SHRIMP dating of zircons. *Sedimentary Geology*, 166: 245-264.
- MAHANEY W.C. 2002. *Atlas of sand grain surface textures and applications*. New York, Oxford University Press. 237p
- MANGE M.A. & MAURER H.F.W. 1992. *Heavy mineral in colour*. [S.l.], Chapman & Hall. 147p.
- MARGOLIS S. & KRINSLEY D. 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital grains. *American Journal Science*, 274: 449-464.
- MCLENNAN, S.M.; HEMMING, S.; MCDANIEL, D.K.; HANSON, G.N.; 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: JOHANSSON, J.M & BASU A. (Ed.). *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. [S.l.], Geological Society of América. 284p. (Special Paper).
- MORAL CARDONA J.P.; BELLÓN A.S.; LÓPEZ-AGUAYO F.; CABALLERO M.A. 1996. The analysis of quartz grain surface features as a complementary method for studying their provenance: the Guadalete River Basin (Cádiz, SW Spain). *Sedimentary Geology*, 106: 155-164.

- MORTON A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: ZUFFA, G.G. (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht. [s.n.]. p.249-277.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90: 241-256.
- MORTON, A.C.; CLAOUÉ-LONG, J.C.; BERGE, C. 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *Journal of the Geol. Soc. London*, 153: 915-929.
- MORTON A.C. & HALLSWORTH C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- MORTON, A.C.; WHITHAM, A.G.; FANNING, C.M. 2005. Provenance of Late CretaceousPaleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182: 3-28.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- NEWSOME D. & LADD P. 1999. The use of quartz grain micro textures in the study of the origin of sand terrains in Western Australia. *Catena*, 35: 1-17.
- OWEN, M.R. 1987. Hafnium content of detrital zircons, a new tool for provenance study. *J. Sed. Petrol.*, 57(5): 824-830.
- PETTIJOHN F.J.; POTTER P.E.; SEIVER R. 1987. *Sand and sandstones*. Berlin, Springer-Verlag. 553p.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Jour. Geol.*, 94: 635-650.
- ZIMMERMANN, U. & BAHLBURG, H. 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50: 1079-1104.

CAPÍTULO 3 *Artigo submetido à Rev. Brasileira de Geociências*

3. PETROGRAFIA E MINERAIS PESADOS DE ARENITOS ALBIANOS DA BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ, MA

Marivaldo S. NASCIMENTO & Ana Maria GÓES

3.1 ABSTRACT

This work aggregates petrographic study of sandstones and heavy minerals, textural analyses of grains and palaeocurrent patterns to characterize and investigate the sedimentary story of albian deposits in the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin, as well as to infer their potential source areas. Studied deposits consist of medium- to fine quartzarenites deposited in fluvial-deltaic environment. Heavy mineral assemblage consists of tourmaline, zircon, staurolite, rutile and kyanite with a wide variety of forms, mechanical surface textures, and colors. Quartz exhibits irregular forms, monocrystalline and polycrystalline and surface textures similar to the heavy minerals grains. The modal composition of sandstones on plot Q-F-Lt diagram suggests an origin from the continental block and recycled orogen. The characteristics above are consistent with recycled sediment predominance. Four Zones, named of A, B, C and D, as well as change in source areas, discriminated through palaeocurrent data and RuZi (rutile-zircon index), were identified. They include as potential sources areas the Parnaíba Basin, Araguaia belt, Borborema Province and Amazon Craton, that comprise sedimentary and metasedimentary units, medium -to high-grade metamorphic and

granitic rocks from the Precambrian terrains, respectively. Palaeocurrent patterns suggest that the sediments in Zone A, at the base of the Albian succession, were sourced from the northern and northeastern portions, therefore including the São Luís Craton, Gurupi Belt, and northwestern portion of the Borborema Province. In contrast, sediments of zones B, C and D, intermediate and upper portions, were supplied from the south, southwest and southeast, including the eastern portion of the Amazonian Craton, Araguaia Belt, and southwestern region of the Borborema Province. The Parnaíba Basin and Neoproterozoic orogenic belts, where there is a large variety of sedimentary and metasedimentary rocks. The predominance of zircon and tourmaline grains with high textural maturity (rounding) supports a strong contribution from recycled metasediments, possibly derived from the orogenic belts widely recognized in the basement of the São Luís-Grajaú Basin.

Keywords: Heavy mineral, Quartz Grains, Petrography, Provenance.

3.2 RESUMO

Este trabalho reúne estudo petrográfico de arenitos e minerais pesados, análise textural de grãos e padrão de paleocorrentes para investigar a história sedimentar de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú e inferir as características das suas áreas-fontes potenciais. Os depósitos estudados foram quartzo-arenitos, finos a médios, depositados num ambiente flúvio-deltaico, cuja assembléia de minerais pesados é composta de turmalina, zircão, estauroлита, rutilo e cianita, ampla variedade de formas, texturas superficiais mecânicas e cores. Os grãos de quartzo exibem formas irregulares, monocristalinas e policristalinas com texturas superficiais similares às encontradas nos minerais pesados. A composição modal destes arenitos plotadas em diagrama Q-F-Lt sugere proveniências de blocos continentais e da reciclagem de sedimentos oriundos de cinturões orogênicos. Quatro zonas denominadas de A, B, C and D, como também mudanças na fonte dos sedimentos, foram detectadas pelos dados de paleocorrentes e índice de rutilo-zircão (RuZi). O padrão de paleocorrente, sugere como áreas fontes potenciais a Bacia do Parnaíba, Faixa Araguaia, Província

Borborema e a porção leste do Craton Amazônico que afloram nas adjacências da Bacia de São Luís-Grajaú. Nestas regiões ocorrem várias unidades sedimentares paleozóicas siliciclásticas, rochas metamórficas e graníticas incluídas em terrenos pré-cambrianos. Dois momentos na proveniência desta unidade aliana foram identificados: (i) o primeiro é representado pelos sedimentos da Zona A, porção inferior da sucessão, que foram fornecidos de áreas localizadas a norte e a nordeste da bacia, incluindo preferencialmente rochas do Craton São Luís, Cinturão Gurupi e da porção noroeste da Província Borborema. Os sedimentos das Zonas B, C e D, que representam a porção intermediária e superior da sucessão, foram fornecidos por terrenos localizados a sul, sudoeste e sudeste da borda sul desta bacia, incluindo preferencialmente a porção leste do Craton Amazônico, Faixa Araguaia e parte sudoeste da Província Borborema. A abundância de zircão e turmalina com alta maturidade textural (arredondamento) indicam forte contribuição de sedimentos reciclados, possivelmente derivados da Bacia do Parnaíba, como também de cinturões orogênicos neoproterozóicos reconhecidos como parte importante do embasamento da Bacia de São Luís Grajaú.

Palavras-chave: Minerais pesados, Quartzo, Petrografia, Proveniência.

3.3 INTRODUÇÃO

A análise petrográfica de arenitos, minerais pesados e quartzo detrítico é uma das técnicas mais utilizada no reconhecimento da história e da origem de unidades sedimentares (Morton & Hallsworth, 1994; Lihou & Mange-Rajetzky, 1996; Moral Cardona, *et. al.* 1996). Muitos fatores são determinantes na produção, transporte e deposição de sedimentos, dentre os quais destacam-se: o contexto geológico e fisiográfico da área fonte, a composição das rochas-fonte parentais, o intemperismo, o comportamento hidráulico das partículas no transporte e deposição, e a diagênese (Morton & Hallsworth, 1994). Entender a relação destes processos no ciclo sedimentar, bem como seus efeitos sobre os sedimentos, permite reconstruir a história de unidades sedimentares desde a erosão inicial até a acumulação e soterramento na bacia de

deposição (Weltje & von Eynatten, 2004). Mesmo que estes processos (p.e., o intemperismo e diagênese) causem mudanças significativas na composição original dos sedimentos (Morton & Hallsworth, 1994, 1999), estudos petrográficos sistemáticos do arcabouço dos arenitos e de espécies de minerais pesados (meta ou ultrestáveis) e de grãos de quartzo permitem interpretar a proveniência de depósitos sedimentares (Krinsley & Donahue, 1968; Krinsley & Doornkamp, 1973; Dickinson, 1985; Mahaney, 2002).

Os depósitos albianos da Bacia de São Luís-Grajaú compreendem cerca de 70% do seu preenchimento, cuja espessura pode alcançar mais de 500 m no depocentro principal desta bacia. Estes depósitos fazem parte da Unidade Indiferenciada do Grupo Itapecuru (Rossetti & Truckenbrodt, 1997; ver Fig. 1.3). Tem ampla representatividade sedimentar que a torna de grande importância no contexto da evolução e origem dos depósitos acumulados neste período no norte do Brasil. Alguns trabalhos enfocando estes depósitos abordaram apenas seus aspectos faciológicos e paleoambientais (Anaisse, Jr, *et al.* 2001; Rossetti, 2001; Rossetti & Góes, 2003). A caracterização petrográfica e estudo de paleocorrentes, visando reconstruir a história sedimentar e inferir a proveniência destes depósitos é pela primeira vez divulgada na literatura por meio deste trabalho. A sucessão estudada nesta pesquisa aflora num trecho de aproximadamente 70 km na rodovia MA006, região de Grajaú (MA), na porção sul da Bacia de São Luís-Grajaú, onde foram elaborados 13 perfis verticais e realizadas coletas de amostras de arenitos.

3.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de São Luís-Grajaú constitui uma ampla região sedimentar que abrange parcialmente o Estado do Maranhão e o nordeste do Pará. Limita-se ao sul pelo Antéclise Xambioá-Alto Rio Parnaíba, a oeste pelo Arco Capim, a leste pelo lineamento Rio Parnaíba e ao norte pela Plataforma Ilha de Santana (Fig. 3.1). Trata-se de uma bacia de margem continental cuja origem e evolução dos seus depósitos estão relacionadas à abertura do Oceano Atlântico Equatorial, em função da quebra do

Gondwana no Mesozóico. Dentre as sucessões sedimentares cretáceas pertencentes a esta bacia, a albianá é a mais representativa (Rossetti, 2001), sendo constituída de arenitos, argilitos e siltitos. Exemplos de exposições ocorrem na porção sul desta bacia (local desta investigação), cujos depósitos foram acumulados em sistema flúvio-deltaico influenciado por onda (Rossetti & Góes, 2003).

Os sedimentos cretáceos da Bacia de São Luís-Grajaú recobrem a porção norte da Bacia de Parnaíba, que tem como embasamento rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas que afloram nas faixas Araguaia e Gurupí, nos crátons Amazônico e São Luís, e na Província Borborema (Fig. 3.1). Na faixa Araguaia ocorrem dois grupos litoestratigráficos: Estrondo, composto de metaconglomerados, quartzitos, micaxistos e xistos com granada, estauroлита e cianita; e Tocantins que inclui filitos e quartzitos; no seu embasamento são conhecidas duas unidades: Complexo Colméia formado por ortognaisses e anfibolitos (Costa, 1980) e o Gnaisse Cantão que inclui rochas graníticas (Souza *et al.*, 1985).

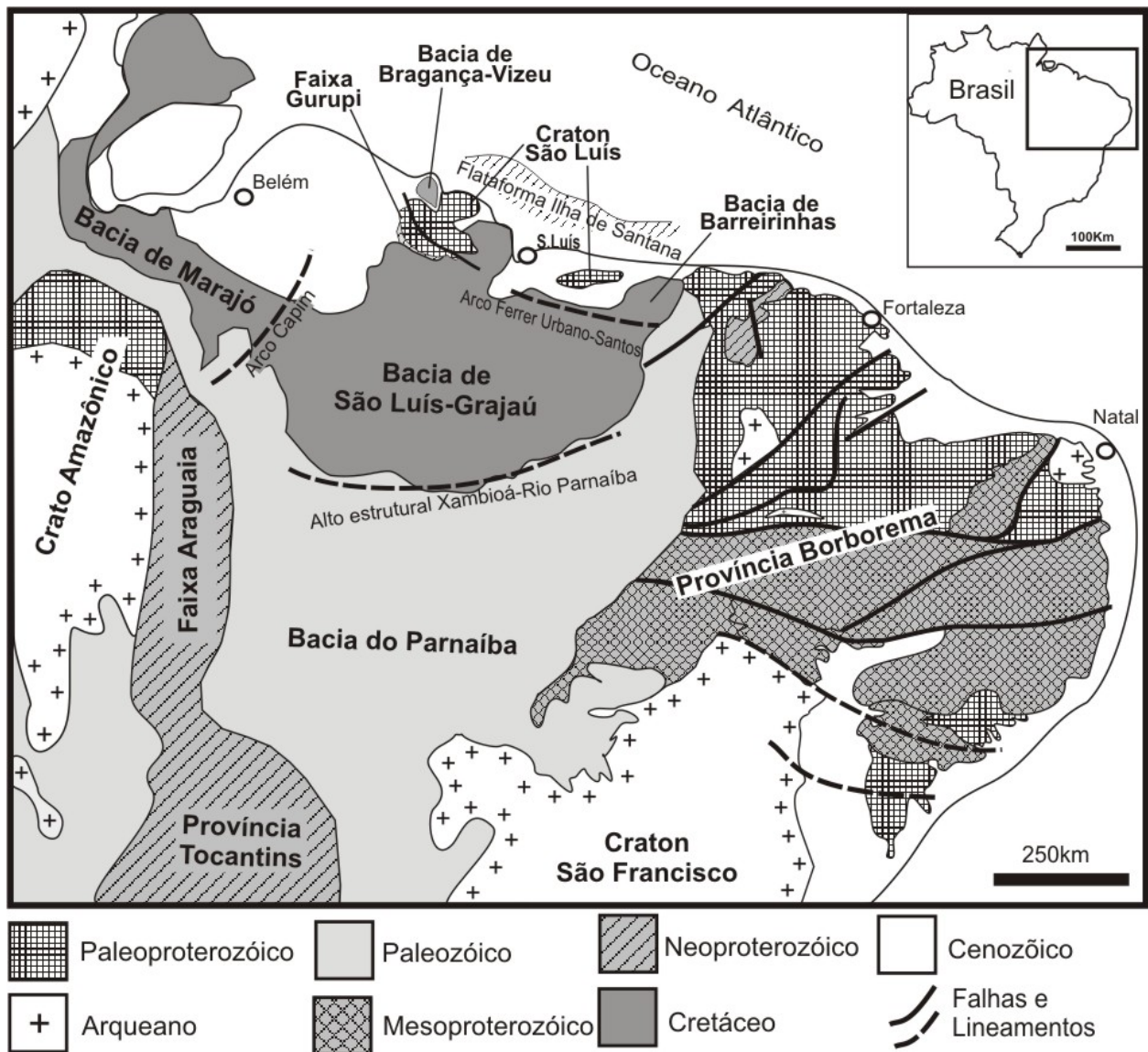


Fig. 3.1. Mapa geológico simplificado mostrando as bacias sedimentares cretáceas no norte do Brasil, destacando a Bacia de São Luís-Grajaú e a seção estudada na sua porção sul.

Fontes: compilado de Van Schmus *et al.* (1997); Fetter *et al.*, (2000); e Tassinari & Macambira (2004)

Estas rochas arqueanas são consideradas uma extensão do Craton Amazônico na Faixa Araguaia (Moura & Gaudette, 1993). O Craton São Luís aflora ao norte e representa parte do Craton Oeste Africano deixado na Placa Sul-Americana em função da quebra do Gondwana. Consiste em rochas ígneas e metavulcanossedimentares que na sua porção sudoeste faz contato com a Faixa Gurupí. Esta Faixa inclui rochas metassedimentares e metavulcânicas, gnaisses e rochas granitóides (Almeida *et al.*, 2000). A sudestes e leste, a Província Borborema inclui terrenos do Ciclo Brasileiro limitados por zonas de cisalhamento regional reativadas no Paleozóico e Meso-Cenozóico (Brito Neves *et al.*, 2001). A Bacia do Parnaíba circunda as porções oeste, sul e leste da Bacia de São Luís-Grajaú, onde ocorrem uma ampla variedade de rochas sedimentares siliciclásticas e depósitos vulcânicos-sedimentares juro-cretáceos das formações Mosquito e Corda sob influência da Antéclise pós-paleozóica Xambioá-Rio Parnaíba que a separa da Bacia de São Luís-Grajaú (Fig. 3.1).

3.5 ASPECTOS FACIOLÓGICOS

Os afloramentos estudados ocorrem num trecho de 70km da rodovia MA006 na região de Grajaú e possuem vários metros de altura (~8 a 10m) por dezenas de metros de extensão lateral (Fig. 3.2). Rossetti & Góes (2003) reconheceram seis sub-ambientes deposicionais nesta sucessão sedimentar, os quais caracterizam um sistema deposicional flúvio-deltaico avançando de sul para norte na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú. Os dados de paleocorrentes, obtidos em estratificações cruzadas (acanalada, tabular e baixo ângulo) indicam padrão de fluxo sedimentar da seguinte forma: na base da sucessão o padrão preferencial é para SW e W, na porção intermediária, por sua vez é notadamente para NE-SE, e na sua porção superior os estratos cruzados mergulham para N.

A distribuição dos sub-ambientes deposicionais é da seguinte forma: nas porções superior e intermediária desta seqüência, ocorrem canais fluviais e distributários (Fig. 3.2A-B) compostos de arenitos finos a médios, além de conglomerados, os quais exibem orientação dos seus eixos principais e paleocorrentes preferenciais para N; como principais depósitos desta sucessão sedimentar são as barras de embocadura (Fig. 3.2C) constituídas de arenitos finos a médios, bem a moderadamente selecionados, com geometria sigmoidal, onde as paleocorrentes apresentam orientações NE e SE; os depósitos de *shoreface* superior/*foreshore* (Fig. 3.2D) também são expressivos na área e são constituídos de arenitos finos a silticos, contendo marcas de escavação por onda, estratificação cruzada *swaley*, laminações ondulantes e superfícies de reativação, onde os estratos cruzados exibem direções preferenciais para NE e subordinado para SE; as barras distais/prodelta, baía interdistributária/*crevasse* se caracterizam por intercalação de arenitos, siltitos e argilitos, predominam na base da sucessão, com estratos cruzados indicando fluxo para SW e W.

3.6 MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 34 amostras de arenitos em 13 afloramentos, as quais foram posicionadas em seções colunares. Um total de 202 medidas de paleocorrentes foi adquirido em diferentes níveis dos afloramentos, sendo 190 analisadas em grupos com um número superior a 10 medidas, apenas 12 medidas tomadas em posições mais isoladas dos afloramentos que serviram para um controle mais amplo do padrão geral dos resultados. Adicionalmente, quatro medidas em direção de eixo de canais distributários e fluviais foram adquiridas. A análise petrográfica dos arenitos foi conduzida em seções delgadas, contando-se 200 pontos em cada seção segundo os critérios de Dickinson (1985). Os resultados foram plotados e interpretados em diagramas Q-F-L (Pettijohn *et al.*, 1987) e Qm-F-Lt (Dickinson, 1985). Os minerais pesados são da fração 125-62mm extraídos por decantação em bromofórmio (Mange & Maurer, 1992). A identificação e contagem dos grãos transparentes, não-micáceos

(100grãos/lâmina) foi realizadas sob microscópio petrográfico para determinação da assembléia, cálculos do índice de ZTR (Hubert, 1962) e da razão rutilo/zircão que reflete as características da rocha-fonte. Este índice foi calculado segundo a equação $RuZ = Ru / (Ru + Zr) * 100$ (Morton & Hallsworth, 1994).

Subseqüentemente, num microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO 1450 foi realizada a análise das texturas superficiais dos minerais pesados e grãos de quartzo, e estrutura interna de turmalina e zircão. Os minerais pesados são da fração fina (Morton, 1985), enquanto que o quartzo é da fração média (Mahaney, 2002). Para estudo das texturas superficiais os grãos foram fixados em fita adesiva dupla-face, metalizados com ouro para observação sob elétrons secundários. As estruturas internas de zircão e turmalina foram estudadas em seções polidas com elétrons retroespalhados/MEV. A identificação e classificação das texturas basearam-se nos trabalhos de Mahaney (2002) e Corfu *et al.* (2003).

3.7 COMPOSIÇÃO MODAL DOS ARENITOS

A composição modal dos arenitos é utilizada em reconstruções paleogeográficas e análise de proveniência sedimentar (Dickinson, 1985). Porém, as características composicionais destas rochas sedimentares, assim como, a origem e a história dos sedimentos são influenciadas pelo transporte e deposição, fisiografia e clima, pelo intemperismo e diagênese (Suttner & Basu, 1981; Morton & Hallsworth, 1999). Segundo Pettijohn *et al.* (1987) e Augustsson & Bahlburg (2003), sedimentos maduros, caracterizados pelos altos teores de quartzo, normalmente tiveram sua composição modificada a partir da sua fonte original, causando perdas substanciais das informações sobre sua proveniência. Contudo, Dickinson (1985) estabelece que através do método de contagem pontual dos constituintes detríticos do arcabouço de arenitos é possível identificar sua ambiência tectônica e, portanto, delinear considerações cabíveis à sua proveniência.

Os arenitos estudados neste trabalho compõem aproximadamente 75% dos depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú. São arenitos finos a

médios, ocasionalmente, grossos, bem a moderadamente selecionados; subordinadamente siltitos e argilitos não incluídos neste estudo. Sob microscópio petrográfico, 80% dos grãos de arcabouço desses arenitos são representados por quartzo monocristalino (Qm) e policristalino (Qp), incluindo também fragmentos de *chert* (Ch) (Fig. 3.3A-3F). Apresentam formas irregulares angulosas, subarredondadas a arredondadas, com contatos principalmente pontuais e esporadicamente suturados entre si (Fig. 3.3A-3B, setas). Indicando pouca influência de compactação mecânica. Dentre os grãos monocristalinos, 80% exibem extinção ondulante (Qm_o), o restante (~20%) têm extinção reta (Qm_r). Algumas vezes foram observados sobrecrecimentos (S_o) (Fig. 3.3C, setas) e lamelas de deformação em grãos Qm_o (Fig. 3.3D, seta). O Qp representa menos de 4% do arcabouço e internamente exibe um mosaico de sub-grãos com contatos suturados (Fig. 3.3E; setas). Fragmentos de *chert* (Ch) possuem tamanhos variados, geralmente inferiores a 100µm de diâmetro (Fig. 3.3B e 3F) e representam menos de 1% do arcabouço. Além dos grãos quartzosos, em média 15% do arcabouço é representado por fragmentos líticos (quartzitos) que consistem de agregados de quartzo e micas com feições de recristalização (Fig. 3.3G). Também foram identificados grãos de mica (biotita e muscovita) e feldspato dispersos, em geral <1% do arcabouço (Fig. 3.3B). Este último encontra-se totalmente alterado para caulim (Fig. 3.3H; 3C) em função de processos intempéricos. Os resultados das contagens pontuais são listados no apêndice A.

As composições do arcabouço dos arenitos plotam no campo de quartzo-arenitos no diagrama de Pettijohn *et al.* (1987) (Fig. 3.4A) e no diagrama de Dickinson (1985) nos campos que indicam proveniência de blocos continentais e cinturões dobrados (*recycled orogen*) (Fig. 3.4B).

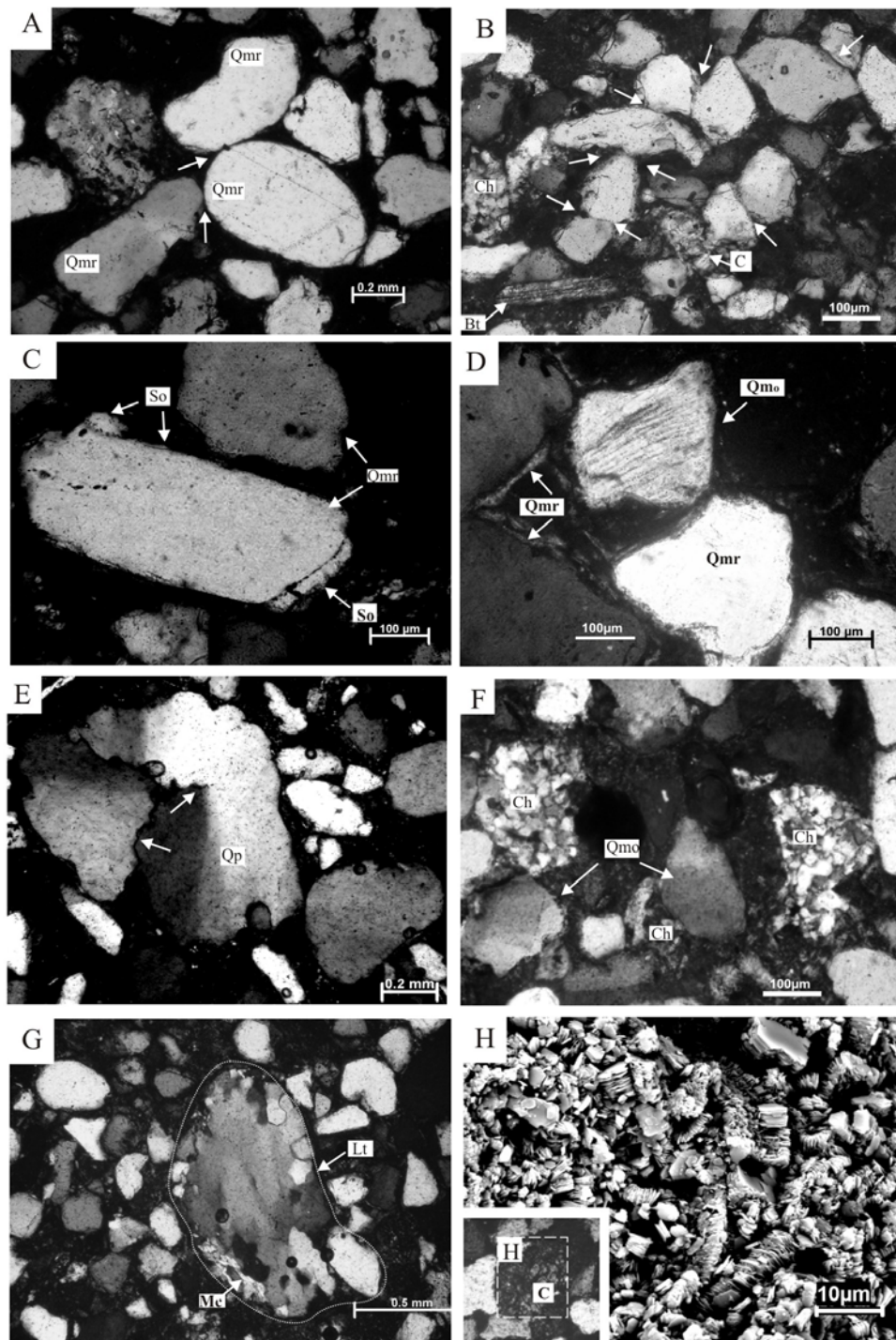


Fig. 3.3 - Fotomicrografias (polarizadores X) mostrando aspectos petrográficos dos arenitos albianos. Qmr= quartzo monocristalino com extinção reta, Qmo= quartzo monocristalino com extinção ondulante, Qp= quartzo policristalino, C= caulim, Ch= *chert*, Bt= biotita, So= sobrecrescimento, Lt= fragmento lítico Mc= muscovita.

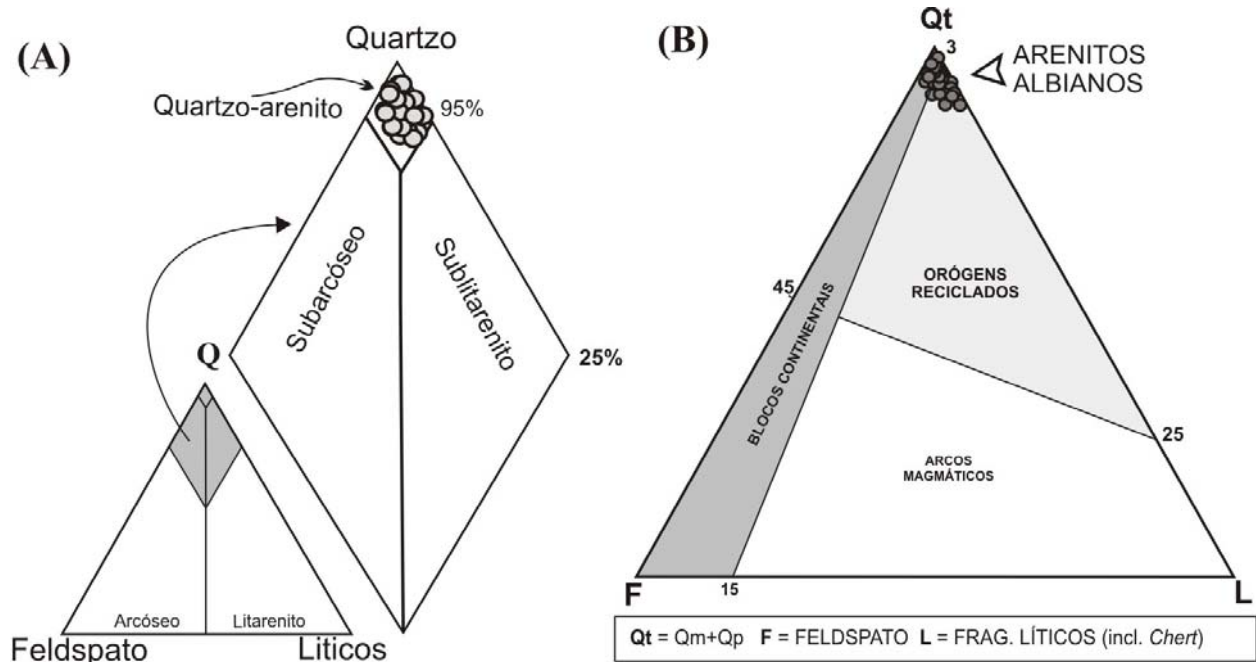


Fig. 3.4 - (A) Classificação dos arenitos em diagrama Q-F-L de Pettijohn *et al.* (1987); (B) diagrama triangular Qt-F-Lt de Dickinson (1985).

3.8 MINERAIS PESADOS

3.8.1 Caracterização textural

A assembléia de minerais pesados é composta de turmalina, zircão, estaurolita, rutilo e cianita, com valores de ZTR variando de 68 a 94. Estas características conferem alta maturidade textural a estes arenitos, como visto anteriormente. Foram contados 3.391 grãos de minerais pesados em 34 amostras (100grãos/amostra), cujos percentuais relativos estão listados no apêndice A. Estes minerais exibem ampla variedade de formas, cores e texturas que sugerem histórias diferentes e, conseqüentemente, proveniência mista para os sedimentos (Fig. 3.5).

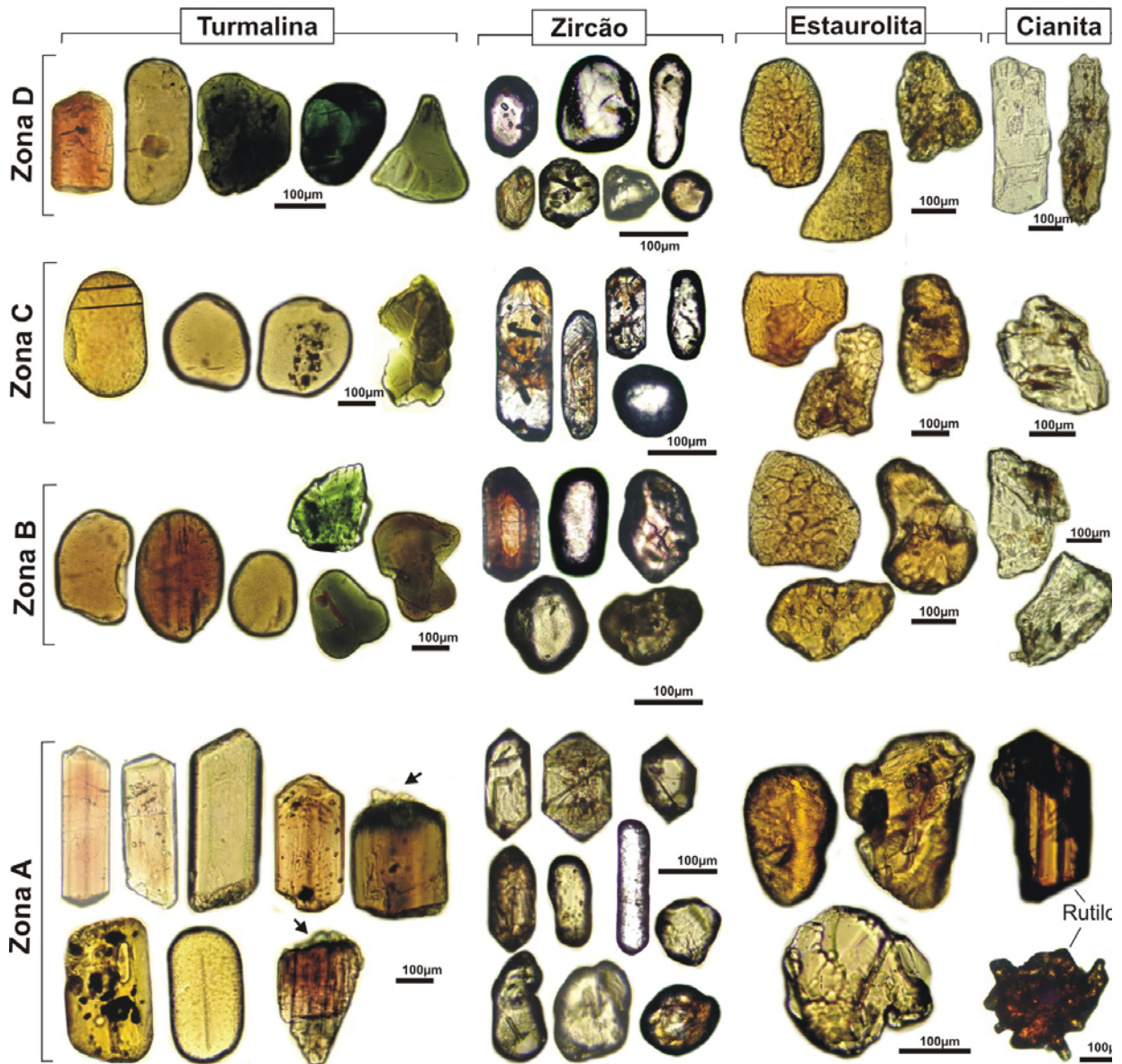


Fig. 3.5 - Imagens dos principais minerais pesados dos arenitos estudados: turmalina, zircão, estauroлита, cianita e rutilo (notar sobrecrecimento em turmalina, setas). Na amostra G122 (base da sucessão sedimentar) alguns grãos de turmalina e zircão são idiomórficos. Para o topo os grãos são mais arredondados. (luz natural).

Foram identificados 15 tipos de feições texturais, incluindo principalmente fraturas conchoidais, marcas de percussão, arestas agudas, bordas de abrasão, arestas arredondadas, lascas soerguidas e estrias que representam entre 25 a 75% das texturas observadas (Fig. 3.6). As texturas de dissolução (superfícies de dissolução e cavidades lenticulares) são menos freqüentes, perfazendo menos de 25% das feições observada, porém se destacam principalmente nos grãos de estaurolita e turmalina (Fig. 3.6).

			Muito abundante > 75% Abundante 25-75% Pouco abundante 5-25% Raro < 5%			
			Zircão	Turmalina	Estaurolita	Quartzo
Forma	Prismática	Euédrica				Não encontrado
		Subédrica				
		Arredondada				
	Irregular	Subangulosa				
		Angulosa				
Texturas Superficiais	Fraturas conchoidais ①					
	Marcas de percussão em V ②					
	Degraus curvados ③					
	Fraturas radiais ④					
	Fraturas paralelas ⑤					
	Arestas afiadas ⑥					
	Bordas de abrasão ⑦					
	Arestas arredondadas ⑧					
	Superfícies frescas ⑨					
	Placas soerguidas/deslocadas (upturned plates) ⑩					
	Superfície com dissolução ⑪					
	Precipitação de sílica ⑫					
	Cavidades lenticulares ⑬					
	Superfície polida ⑭					
	Estrias ⑮					

Fig. 3.6 – Formas e texturas superficiais (numeradas de 1 a 15) de minerais pesados e quartzo dos arenitos estudados.

Turmalina - É o mineral mais abundante, com freqüência de ocorrência variando de 24 a 89% nas assembléias. Geralmente são grãos prismáticos arredondados a bem arredondados, subédricos ou euédricos, predominando nas cores marrom ou verde amarronzado, com poucas inclusões (Fig. 3.4). Grãos amarelos ou incolores são pouco freqüentes. Formas irregulares angulosas a subangulosas verde, marrons ou azuis foram observadas com freqüência (Fig. 3.4). A análise de 39 grãos de turmalina no MEV revelou que os grãos euédricos possuem arestas levemente retrabalhadas e contêm algumas fraturas conchoidais e estrias (Fig. 3.7A-7C). Porém, nas formas subédricas ou arredondadas são mais freqüentes fraturas conchoidais retrabalhadas, bordas de abrasão, marcas de percussão em forma de V e placas superficiais soerguidas (Fig. 3.7G). As feições de dissolução são cavidades lenticulares orientadas perpendicularmente ao eixo cristalográfico 'c' (Fig. 3.7D-7E; 7L-7J). As formas irregulares exibem sucessivas fraturas conchoidais e arestas retrabalhadas. Internamente, o estudo de 189 seções polidas ao MEV revelou que 97% da população são grãos homogêneos (Fig. 3.7H-7I) e apenas 3% são grãos que exibem zoneamento incipiente (Fig. 3.7J-7L).

Zircão - É bastante comum na maioria das amostras, porém apresenta ampla variação de ocorrência (de 2 a 61%) nas amostras. Em alguns níveis as concentrações são superiores a 50% (Apêndice A). São grãos prismáticos, arredondados ou subédricos, incolores, associados a formas euédricas, amarelados (*) ou castanhos(**) (Fig. 3.4 e 3.8A). A análise textural de 49 grãos ao MEV revelou que predominam as impressões superficiais mecânica como bordas de abrasão, estrias e fraturas conchoidais (Fig. 3.8B-8F). Dissolução foi observada raramente apenas em grãos arredondados e nas bordas de grãos euédricos (Fig. 3.8B-8G; setas). A princípio estas feições representam uma geração de texturas herdadas da área fonte e não impressas no ambiente deposicional, uma vez que existem zircões na mesma amostra que não exibem as mesmas feições.

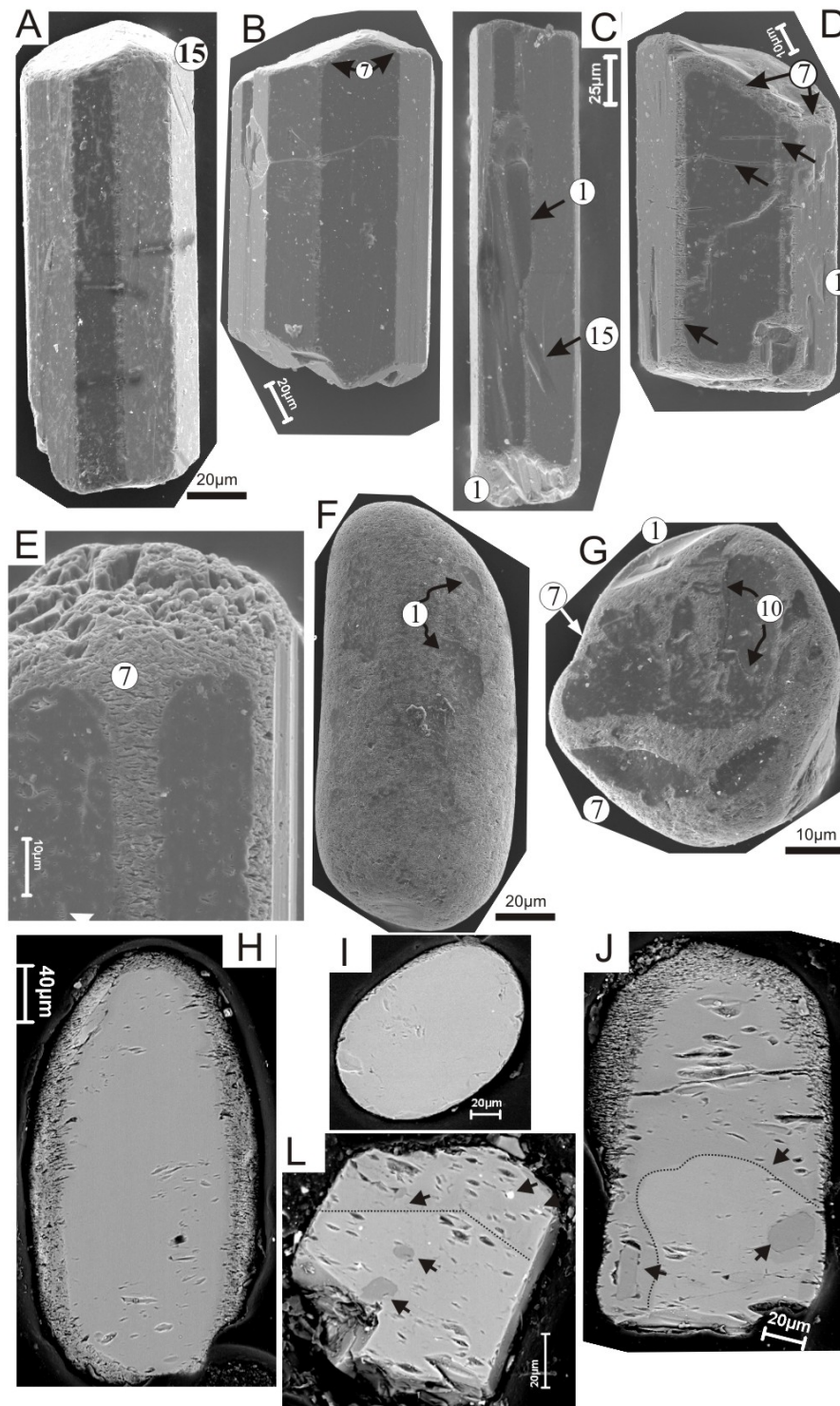


Fig. 3.7 - Fotomicrografias (MEV) de turmalina: (A-G) tipos morfológicos e texturas superficiais; e (H-L) seções polidas mostrando algumas feições internas dos grãos (as setas indicam inclusões e as linhas pontilhadas os limites de zoneamento). Ver Fig. 3.6 para legenda numérica.

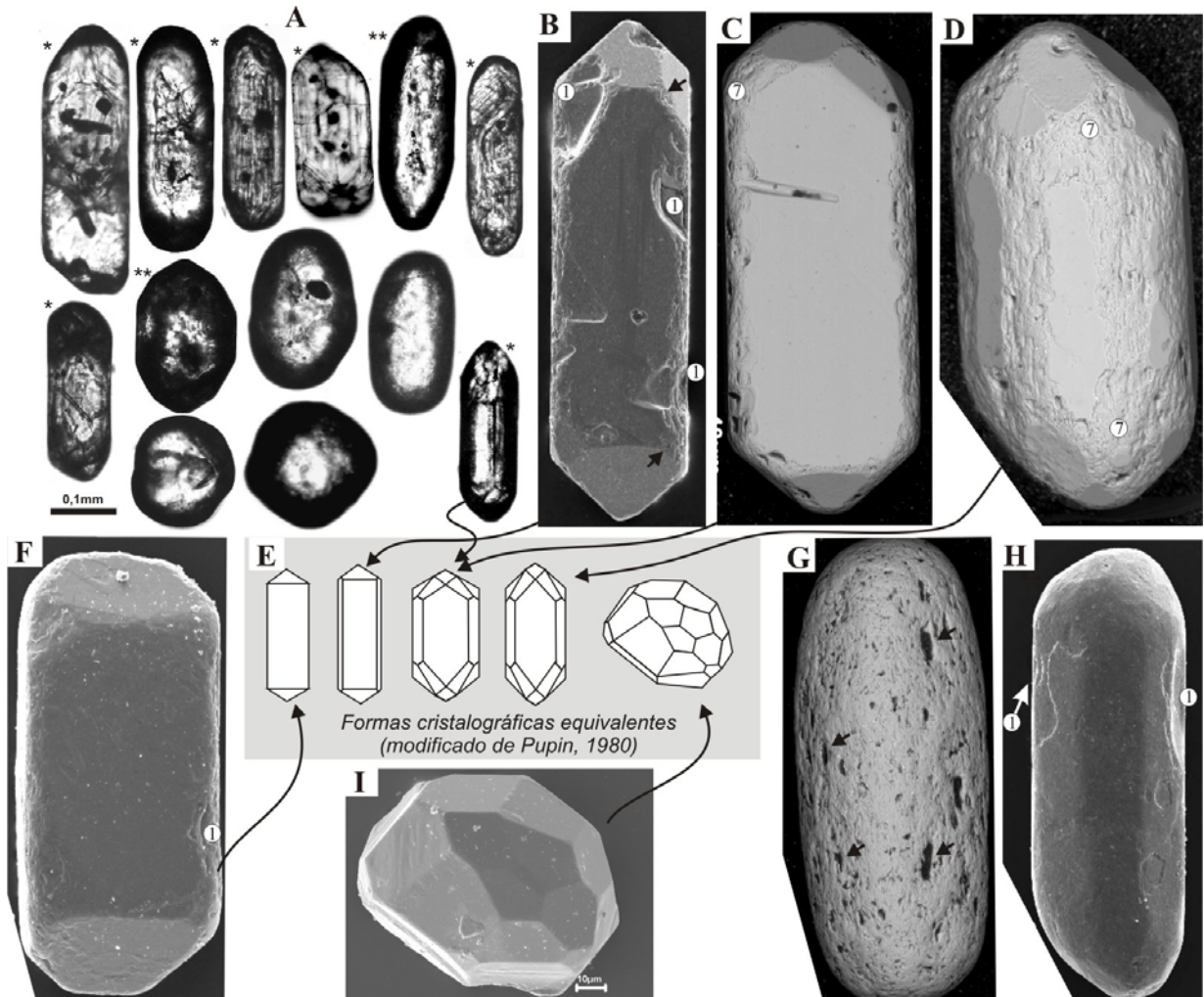


Fig. 3.8 - Fotomicrografias (luz natural) de zircão: (A: (*) grãos amarelados, (**) grãos castanhos) e imagens de MEV (B-D, F-I:) mostrando as texturas superficiais (as setas indicam feições de dissolução) (1-fraturamentos conchoidais).

Internamente, a análise de 160 seções polidas de zircão constatou três tipos de grãos: com zoneamento concêntrico (Zr1), grãos homogêneos (Zr2) e com zoneamento convoluto ou grãos metamíticos (Zr3) (Fig. 3.9). Grãos do tipo Zr1 representam 32% da população e, preferencialmente, possuem formas subédricos ou euédricos, amarelados (Fig. 3.8A e 3.9); alguns exibem núcleos envolvidos por um manto zonado (Fig. 3.9:1 e 2). Grãos do tipo Zr2 são os mais abundantes, com 50% da população, sendo geralmente prismáticos, bem arredondados e incolores (Fig. 3.4, 3.8A e 3.9). Embora

as feições de dissolução superficial sejam raras, internamente muitos grãos apresentam alteração (Fig. 3.9) que é facilitada pela presença de sistemas de microfraturas e inclusões (Fig. 3.9).

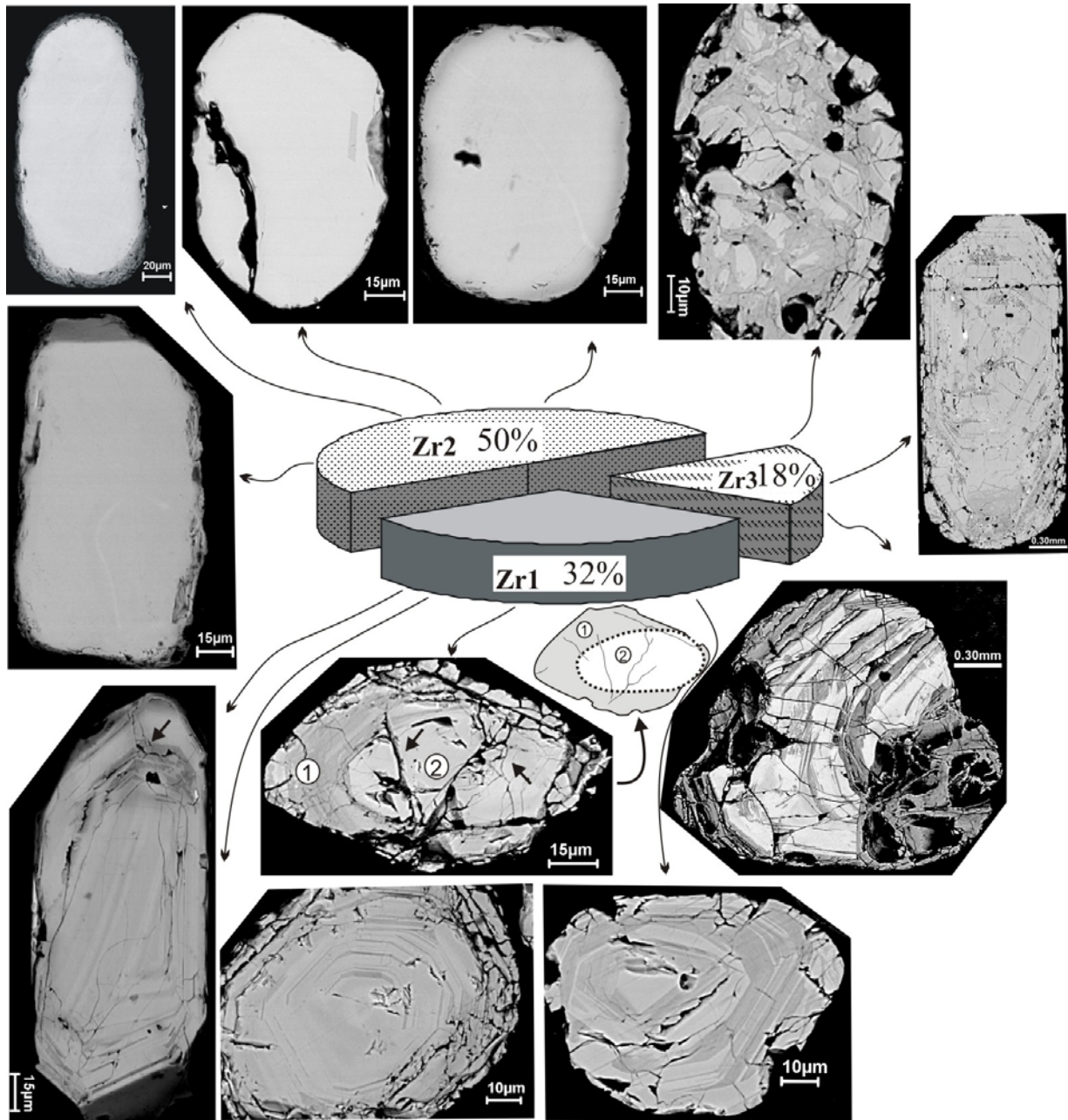


Fig. 3.9 - Imagens (MEV) de seções polidas de zircão mostrando zoneamentos concêntricos bem desenvolvidos (Zr1), além de núcleo envolvido por um manto zonado (números 1 e 2); grãos internamente homogêneos (Zr2); e grãos com alteração química e zoneamento convoluto (Zr3).

Estaurolita - varia de 4 a 25% nas assembléias e ocorre como grãos irregulares subangulosos, arredondados e angulosos e, amarelo pálido ou intenso, esporadicamente prismáticas (Fig. 3.5). Apresentam feições de natureza mecânica como fraturamentos conchoidais (às vezes retrabalhados), arestas agudas, bordas de abrasão, arestas arredondadas, marcas de percussão em forma de V, fraturas radiais, fraturamentos recentes, degraus arqueados (Fig. 3.10A-10I). A estaurolita é considerada resistente ao intemperismo químico, entretanto foram observadas várias feições de dissolução química como superfícies corroídas ou 'crista de galo' e cavidades lenticulares orientadas segundo o retículo cristalino do mineral.

Outros - minerais pesados menos freqüentes são: *cianita* (<5%) - normalmente possui hábito prismático tabular com algumas feições de dissolução e inclusões de zircão e minerais opacos (Fig. 3.5 e 3.11A, setas); *rutilo* - ocorre como grãos subédricos a irregulares arredondados, amarelo intenso a amarelo avermelhado, com feições texturas superficiais mecânicas tipo estrias (Fig. 3.5 e 3.11B, setas); e *anatásio* - apresenta forma, caracteristicamente, autigênica (Fig. 3.11C).

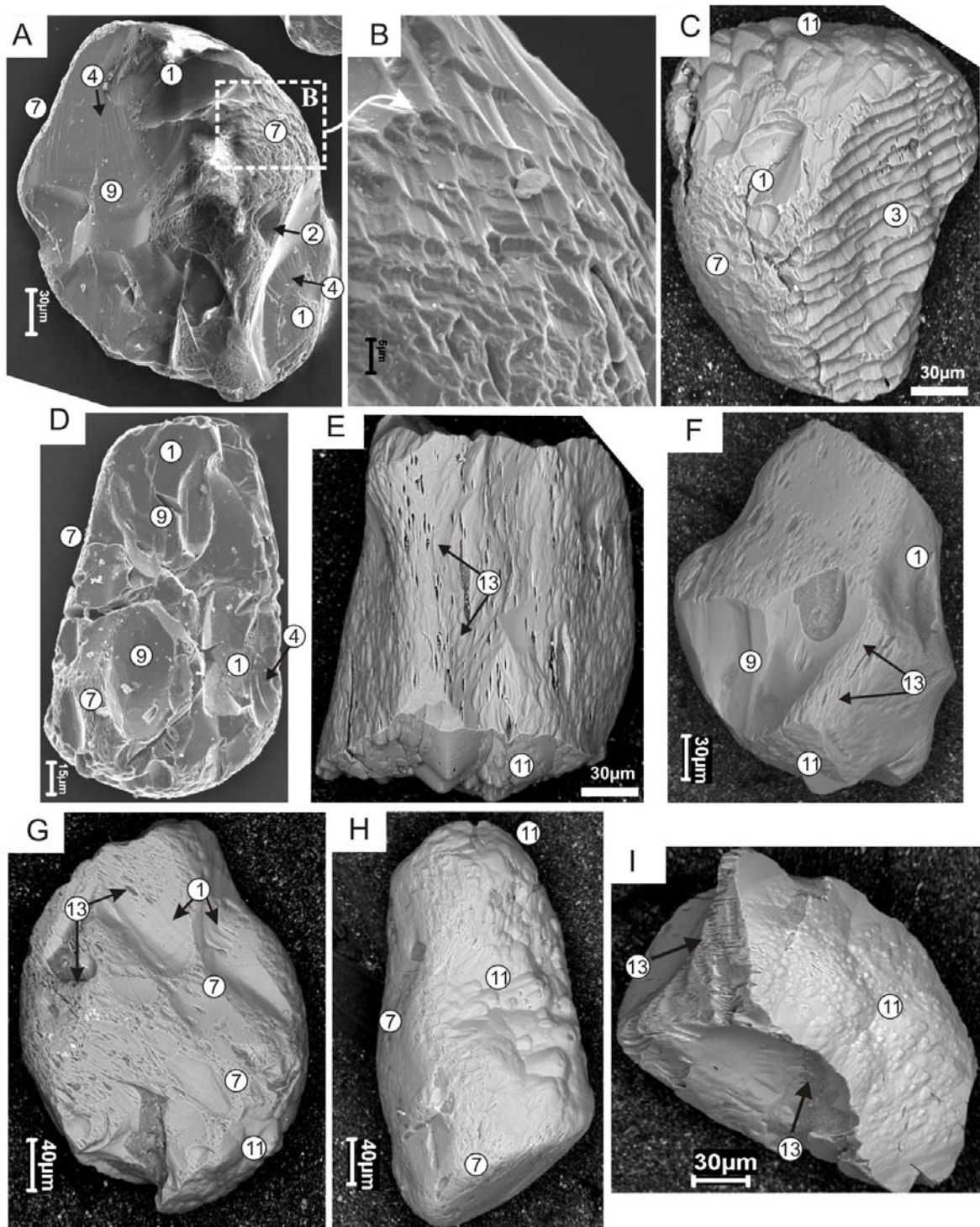


Fig. 3.10 – (A-I): Fotomicrografias (MEV) mostrando formas e texturas superficiais de estaurolita. Ver Fig. 3.6 para legenda numérica.

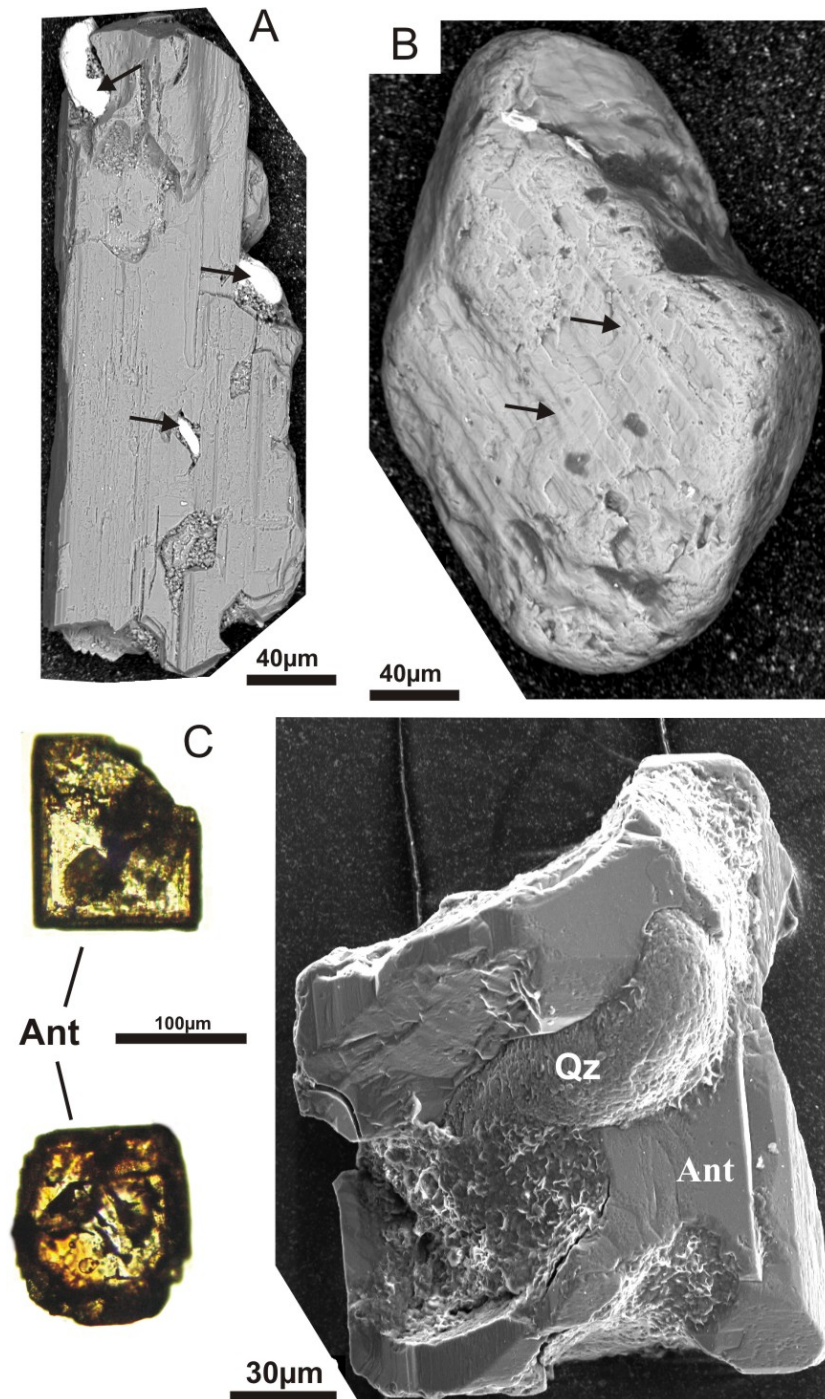


Fig. 3.11 - Fotomicrografias (MEV) mostrando alguns aspectos morfológicos e texturais de (A) cianita com inclusões de zircão (setas), (B) rutilo com estrias (setas) e (C) anatásio (Ant) autigênico sobre grão de quartzo (Qz).

3.8.2 Distribuição estratigráfica

Com base na distribuição dos minerais pesados, nos valores de RuZ (Morton & Hallsworth, 1994) e no padrão das paleocorrentes, foi possível subdividir esta sucessão sedimentar em quatro intervalos A, B, C e D (Fig. 3.12). No intervalo A os valores de RuZi variam de 29 na base a 8 no topo, onde os dados de paleocorrentes são predominantes para sudoeste. Neste intervalo, onde as paleocorrentes indicam fluxo para SW e W. Esporadicamente, foram identificados apatita, epidoto e granada, ausentes nos demais intervalos. Estratos albianos da região de Codó, porção leste da Bacia de São Luís-Grajaú, contém grandes concentrações destes minerais que se encontram preservados do intemperismo, dada a presença de cimento carbonático nos arenitos (dados não publicados). Porém, em arenitos intercalados aos depósitos da Formação Codó que afloram na região são encontrados minerais pesados similares. O intervalo B caracteriza-se por valores de RuZi que variam de 8 na base a 55 no topo, que por sua vez apresenta estratos cruzados preferencialmente para norte. No intervalo C os valores de RuZi variam de 50 na base a 0 no topo e as paleocorrentes atestam direções preferenciais para nordeste. Finalmente, o intervalo D apresenta valores de RuZi de 20 na base a 15 no topo, e as paleocorrentes são predominantes para norte. Como o efeito hidráulico, o intemperismo e a diagênese sobre os sedimentos podem ser minimizados pela determinação de razões de minerais estáveis com densidades similares, as mudanças observadas nos valores do índice RuZi ao longo da sucessão sugerem mudanças nas características da área fontes durante a formação destes depósitos, corroborando os padrões de paleocorrentes que são diferentes nos quatro níveis supracitados.

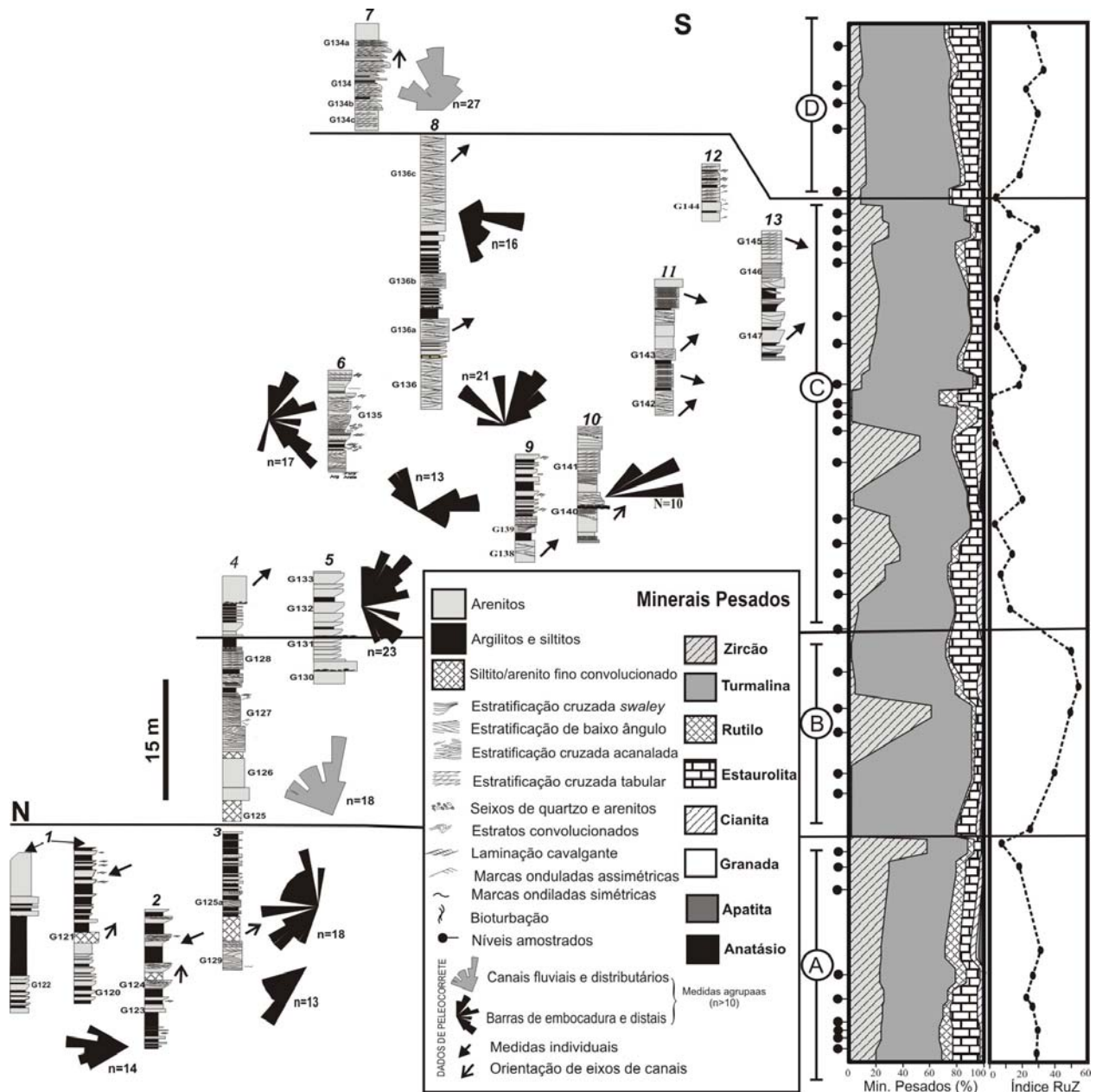


Fig. 3.12 – Perfis verticais com distribuição dos minerais pesados, índice RuZi e padrões de paleocorrentes na sucessão estudada, mostrando a subdivisão em Zonas A, B, C e D. (notar a orientação N-S da seção).

3.9 ASPECTOS TEXTURAIS DE GRÃOS DE QUARTZO

A análise de imagens de 50 grãos de quartzo ao MEV permitiu observar que, normalmente, esses grãos apresentam forma irregular sub-angulosa a angulosa e uma ampla variedade de texturas superficiais, de natureza mecânica, incluindo marcas de percussão em forma de V, arestas agudas, bordas de retrabalhadas, arestas arredondadas, micro placas soerguidas (*upturned plates*), superfícies polidas ou foscas, fraturamentos conchoidais em várias escalas, fraturas radiais e superfícies de fraturamento recente (Fig. 3.13). Feições de dissolução foram raramente observadas.

Os aspectos morfológicos e as texturas superficiais dos grãos de quartzo também conferem um alto grau de retrabalhamento mecânico dos depósitos albianos, onde as feições texturais observadas indicam que os mesmos são poucos afetados por dissolução pós-deposicional, dada a ausência de texturas relacionadas a este processo. As texturas de grãos de quartzo são diagnósticas de transporte e alguns ambientes deposicionais (Moral Cardona *et al.*, 1996; 2005; Helland *et al.*, 1997; Newsome & Ladd, 1999; Mahaney, 2002). As texturas encontradas nos grãos de quartzo dos arenitos albianos representam uma forte influência de transportes hidráulico e eólico na história dos arenitos. Por exemplo, os sucessivos fraturamentos conchoidais, as marcas de percussão, bordas de retrabalhamento e a forma dos grãos sugerem expressivo retrabalhamento dos sedimentos em ambientes fluvial e transicional (Mahaney, 2002). Rossetti & Góes (2003) atribuíram um sistema fluvio-deltaico influenciado por ondas para estes mesmos depósitos. Porém, muito destas feições podem ter sido herdadas da área fonte uma vez que trata-se de arenitos que contém grande percentual de material possivelmente reciclado. Adicionalmente, a coexistência de grãos irregulares arredondados com formas angulosas sugere uma mistura de sedimentos com diferentes procedências.

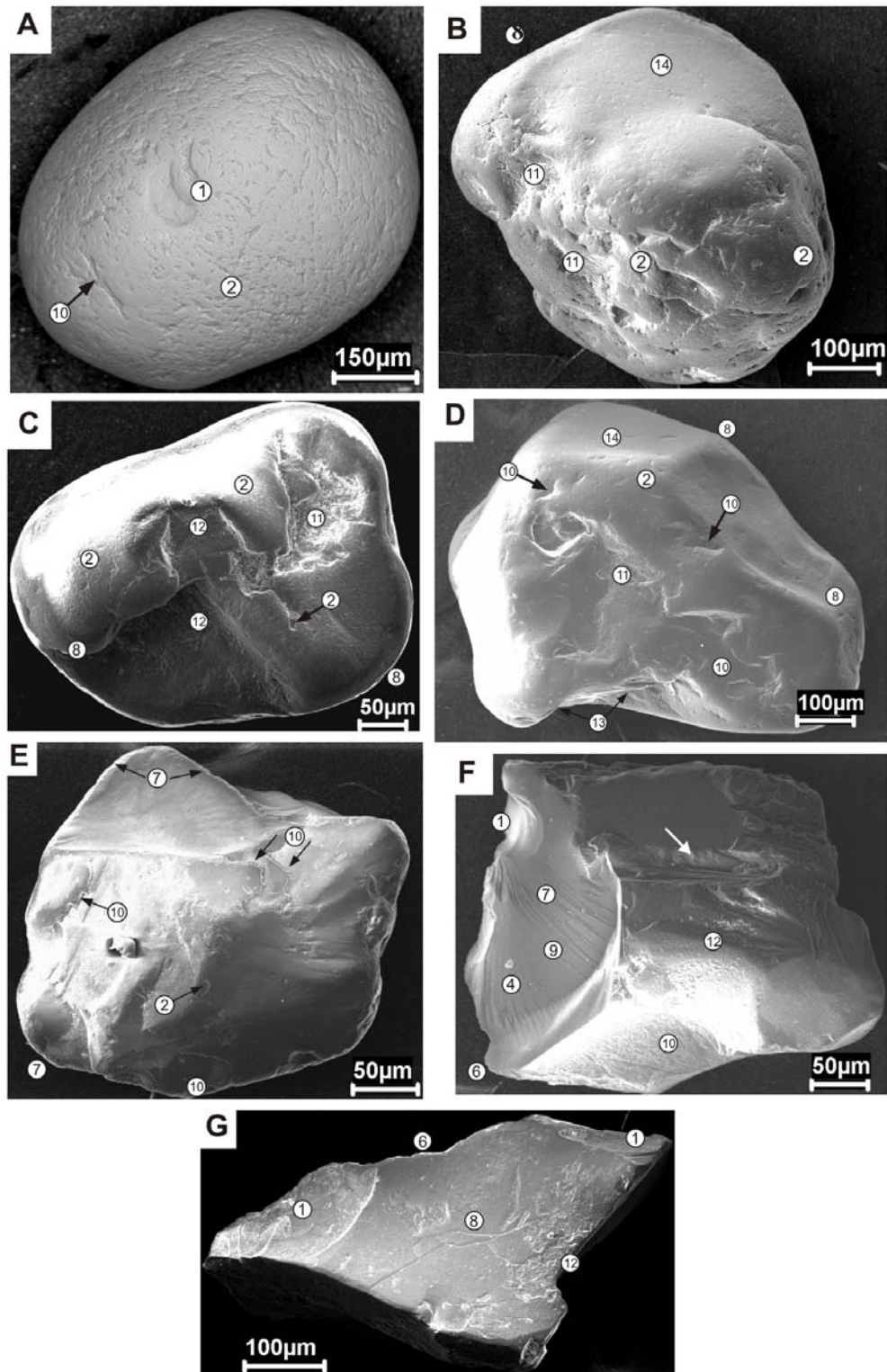


Fig. 3.13-(A-G): Fotomicrografias (MEV) das variedades morfológicas e texturas superficiais dos grãos (ver Fig. 3.6 para legenda numérica).

3.10 INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES

Os arenitos albianos estudados neste trabalho possuem baixa variabilidade composicional e consistem basicamente de grãos de quartzo com várias formas (Fig. 3.3). As composições modais destes arenitos plotam no campo de quartzo-arenito segundo Pettijohn *et al.* (1987) e indicam proveniência de blocos continentais e cinturões dobrados no diagrama Qm-F-Lt de Dickinson (1985) (Fig. 3.4). Blocos continentais são áreas tectonicamente consolidadas, geralmente contendo amalgamações de cinturões orogênicos, enquanto as regiões orogênicas incluem estratos supracrustais deformados e soerguidos, predominantemente constituídos de rochas metassedimentares, expostas na forma de extensos cinturões dobrados (Dickinson, 1985). Sedimentos oriundos destas regiões normalmente apresentam alta maturidade textural e mineralógica (Dickinson, 1985), à semelhança dos arenitos albianos estudados neste trabalho. Entretanto, depósitos sedimentares ricos em quartzo (p.e., quartzo-arenito) podem ser produzidos por processos de reciclagem de sedimentos pré-depositados (Augustsson & Bahlburg, 2003), pela perda de grãos instáveis em função da dissolução intraestratal ou por retrabalhamento mecânico (Dickinson, 1985; Morton, 1985) e por constante retrabalhamento no ambiente deposicional (Krynine, 1946). No caso dos arenitos albianos da Bacia de São Luís-Grajaú as evidências indicam que existem, pelo menos, duas hipóteses principais para sua origem: retrabalhamento expressivo dos sedimentos em ambiente deposicional de alta energia hidrodinâmica, tais qual são atribuídos, ou por processo de reciclagem de sedimentos. Com relação ao primeiro caso, admite-se que estes depósitos formam acumuladas num sistema deposicional flúvio-deltaico influenciado por onda (Rossetti & Góes, 2003), cuja magnitude do aporte sedimentar se reflete na espessura das exposições que podem alcançar de 8 a 15m por várias dezenas de metros de continuidade lateral (Fig. 3.2). Neste sistema predominou influxo fluvial que é evidenciado na porção superior da sucessão, implicando numa forte contribuição de sedimentos continentais. Isso pode justificar a origem de diversas feições texturais observadas em grãos de minerais pesados e quartzo (fraturamentos conchoidais recentes, marcas de percussão e bordas de abrasão). Porém, apesar destas

interpretações serem pertinentes, deve-se considerar substancialmente que esta sucessão sedimentar encontra-se em situação de borda de bacia, onde foram acumuladas diretamente sobre embasamentos paleozóico constituído, principalmente, de rochas sedimentares siliciclásticas da Bacia do Parnaíba, além de metassedimento incluídos na Faixa Araguaia e Província Borborema. Além disso, em função da evolução da bacia, o sistema deposicional migrou preferencialmente para N e NE, condizente com a estruturação da bacia cujo depocentro principal localiza-se ao N dos depósitos em questão (Fig. 3.1A). Assim, põem-se em evidência as unidades paleozóicas sedimentares da Bacia paleozóica do Parnaíba como fontes potenciais, destacando-se portanto como uma fonte intermediária. Assim, pode-se sugerir que a alta maturidade textural e mineralógica destes depósitos é atribuída à processos de reciclagem sedimentar, e portanto à proveniência e não a fatores deposicionais ou pós-deposicionais.

Quanto à natureza da rocha-fonte, os minerais pesados, apesar da sua ocorrência nos arenitos ser controlada pelo ciclo sedimentar (Morton, 1985; Morton & Hallsworth, 1994), constituem assembléias com alta maturidade textural e mineralógica, onde exibem ampla diversidade morfológica que sugere mistura de sedimentos com histórias distintas. Os minerais pesados exibem preferencialmente formas arredondadas e subarredondadas, com associações de texturas superficiais diagnósticas de sedimentos multicíclicos. Isto é consistente com os dados apresentados sobre a maturidade textural e mineralógica destes arenitos. Texturas como placas superficiais soerguidas (*upturned plates*) e estrias indicam grãos submetidos a estágios prolongados de exposição a ambientes desértico ou eólico. Ambientes geológicos equivalentes, são registrados em diversas unidades estratigráficas da Bacia do Parnaíba (Formações Corda, Pastos Bons, Sambaíba e Pedra de Fogo; ver Cunha *et al.*, 1986; dentre outros). Grãos angulosos com fraturamentos conchoidais recentes, degraus arqueados, semelhantes aos encontrados na estaurolita, indicam sedimentos provavelmente transportados diretamente das áreas fontes até a bacia de deposição. São os sedimentos de primeiro ciclo.

Apesar dos resultados apresentados nesta pesquisa não permitirem estabelecer uma relação direta acerca da proveniência destes depósitos, pode-se sugerir, com

base no método clássico de análise de minerais pesados e tipos de grãos de quartzo, e dados de paleocorrentes, que as fontes primárias ou primordiais dos sedimentos que compõem os arenitos albianos nesta região foram, potencialmente, rochas metassedimentares e ígneas que afloram nas adjacências da Bacia de São Luís-Grajaú.

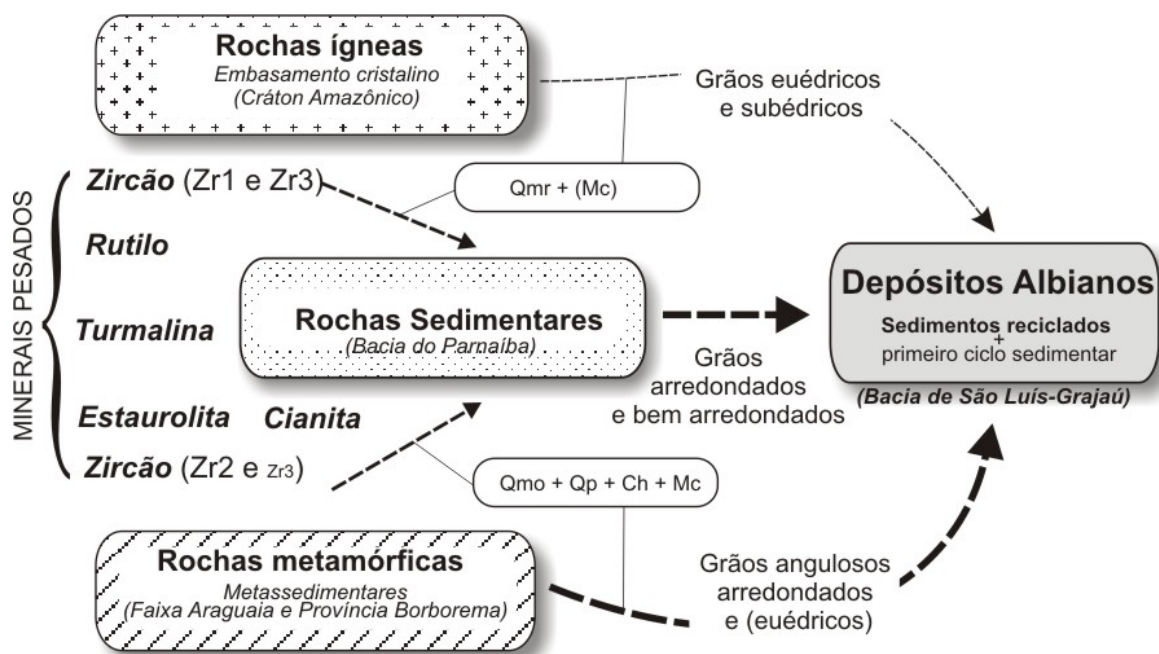


Fig. 3.14 - Diagrama esquemático usando dados tradicionais de análise de minerais pesados e grãos de quartzo para ilustrar as fontes potenciais para os depósitos albianos estudados. (as setas mais espessas indicam as fontes mais representativas e vice-versa).

A turmalina, originalmente se forma em rochas metamórficas, graníticas e pegmatíticas (Mange & Maurer, 1992). Quartzos-arenitos, quartzitos, quartzos-xistos e quartzos-mica-xistos, normalmente possuem turmalinas (Krynine, 1946) e são rochas amplamente registradas nas Faixas Araguaia e Gurupi. O zircão, por sua vez, cristaliza em rochas ígneas (Mange & Maurer, 1992) onde sua morfologia é controlada pela velocidade de cristalização, composição do magma e temperatura (Corfu *et al.*, 2003). Pupin (1980) propõe uma classificação tipológica de zircão (Fig. 3.8E) que, a princípio, pode ser utilizada como indicador de proveniência, mas como o retrabalhamento causa

a perda da forma dos grãos, tal método não é efetivamente aplicável na proveniência sedimentar (Corfu *et al.*, 2003). Zircões arredondados e sub-arredondados são internamente homogêneos (>70%), indicando fonte metamórfica. Zircões euédricos são zonados ou metamíticos, e sugerem contribuições de fontes ígneas. A estrutura interna do zircão é originada durante sua cristalização magmática e não é efetivamente afetada por processos geológicos superficiais, ao menos que se tornem metamíticos (Corfu *et al.*, 2003) ou sofram processo de metamorfismo, neste caso a estrutura interna torna-se convoluta ou homogênea (Corfu *et al.*, 2003) (ver Fig. 3.9H e 3.9F).

A estaurolita é incontestável representante de eventos metamórficos de médio a alto grau, sendo encontrada em micaxistos e xistos, raramente ocorre em gnaisses. Na Faixa Araguaia são citados quartzitos, micaxistos e xistos contendo quantidades significativas deste mineral (p.e. Grupo Estrondo; Costa, 1980). A cianita indica fontes de gnaisses, granulitos e xistos, estes gerados durante metamorfismo regional de rochas pelíticas (Mange & Maurer, 1992). Nos grupos Estrondo e Tocantins da Faixa Araguaia são encontradas em várias unidades (ver Costa, 1980). O rutilo pode ser encontrado em rochas metamórficas tipo xistos, gnaisses e anfibolitos, e em rochas graníticas.

Apesar de não terem sido mapeadas descontinuidades estratigráficas nos depósitos estudados, a distribuição dos minerais pesados, as mudanças nos padrões de paleocorrentes e o índice RuZr indicam variações estratigráficas que apontam mudanças ocorridas na área fonte e permitiram subdividir a sucessão em quatro zonas: A, B, C e D. As paleocorrentes mostram que os sedimentos da Zona A, na porção inferior da sucessão, foram fornecidos de áreas localizadas a norte e a nordeste da bacia, possivelmente incluindo o Craton São Luís, Cinturão Gurupi e a porção noroeste da Província Borborema. Os sedimentos das Zonas B, C e D (porções intermediária e superior da sucessão) foram fornecidos preferencialmente de áreas a sul, sudoeste e sudeste da borda sul desta bacia, incluindo assim a porção leste do Craton Amazônico, Faixa Araguaia e parte sudoeste da Província Borborema. A predominância de zircão e turmalina com alta maturidade textural (arredondamento) indica uma forte contribuição de sedimentos reciclados, possivelmente derivados da Bacia do Parnaíba, como

também de cinturões orogênicos neoproterozóicos reconhecidos como parte importante do embasamento da Bacia de São Luís Grajaú.

Agradecimentos

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) através do Projeto 308308/2004-2 e bolsa de doutorado do primeiro autor, à Universidade Federal do Pará, ao Laboratório de Microscopia Eletrônica do Museu Paraense Emílio Goeldi e aos revisores pelas pertinentes sugestões ao manuscrito.

Referências

- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, 50: 77-111.
- Anaisse Jr J., Truckenbrodt W., Rossetti D.F. 2001. Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, área de Açailândia (MA), Bacia do Grajaú. In.: D.F. Rossetti, A.M. Góes & W. Truckenbrodt (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Coleção Friedrich Katzer: 119-150.
- Augustsson C. & Bahlburg H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for paleozoic metasediments in southern Andean Patagônia. *South American Earth Science*, 16: 15-26.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2001. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds). *Tectonic Evolution of South America*. Int. Geol. Congr., 31. Rio de Janeiro, p 151-182.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In.: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (eds). *Reviews in mineralogy & geochemistry*, 53, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, pp:469-500.
- Costa J.B.S., 1980. Estratigrafia da região de Colméia. Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, anais (2): 720-728.
- Cunha F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Universidade do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107p.
- Dickinson W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In.: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, pp. 333-361.

- Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S.; Nogueira Neto, J.A.; Henrriarthaud, M. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 102-106.
- Góes A.M. & Rossetti D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In.: D.F Rossetti, A.M. Góes & W. Truckenbrodt (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Coleção Friedrich Katzer: 15-29.
- Góes A.M., Souza J.M.P., Teixeira L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4: 55-64.
- Helland P.E., Huang P., Diffendal Jr. R.F. 1997. SEM analysis of quartz sand grain surface textures indicates alluvial/colluvial origin of the Quaternary "Glacial" Boulder Clays at Huangshan (Yellow Mountain), east-central China. *Quaternary Research*, 48: 177-186.
- Hubert J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32 (3): 440-450.
- Krinsley D.H. & Donahue J. 1968. Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geological Society of America Bulletin*, 79: p 743-748.
- Krinsley D. & Doornkamp J.C. 1973. Atlas of sand grain surface textures. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 91p.
- Krynine P.D. 1946. The tourmaline group in sediments. *The Journal of Geology*, 54: 65-87.
- Lihou J. & Mange-Rajetzky M.A. 1996. Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sedimentary Petrology*, 105: 141-157.
- Mahaney W.C. 2002. Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press. New York: 237p.
- Mange M.A. & Maurer H.F.W. 1992. Heavy mineral in colour. Chapman & Hall. 147p.
- Margolis S. & Krinsley D. 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital grains. *American Journal Science*, 274: 449-464.

- Moral Cardona J.P., Bellón A.S., López-Aguayo F., Caballero M.A. 1996. The analysis of quartz grain surface features as a complementary method for studying their provenance: the Guadalete River Basin (Cádiz, SW Spain). *Sedimentary Geology*, 106: 155-164.
- Moral Cardona J.P., Mas J.M.G., Bellón A. S., Domínguez-Bella S., López J. M. 2005. Surface textures of heavy-mineral grains: a new contribution to provenance studies. *Sedimentary Geology*, 174: 223-235.
- Morton A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: G.G. Zuffa (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht: 249-277.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90: 241-256.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1993. Zircon ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, northern-Central Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Brasília. Resumos expandidos: 232-234.
- Newsome D. & Ladd P. 1999. The use of quartz grain micro textures in the study of the origin of sand terrains in Western Australia. *Catena*, 35: 1-17.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Sesver R. (Eds.) 1987. *Sand and sandstones*. Berlin, Springer-Verlag, 553p.
- Pupin J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contribution to mineralogy and petrology*, 73:207-220.
- Rossetti D.F. 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: D.F Rossetti, A.M. Góes & W. Truckenbrodt (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Coleção Friedrich Katzer: 31-46.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3): 299-312.
- Rossetti D.F. & Truckenbrodt W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do albião-terciário inferior (?) na Bacia de São Luís (MA). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Série Ciências da Terra, 9: 29-41.
- Souza A.C.C., Dall'Agnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do Gnaisse Cantão: implicações na Faixa de Dobramento Araguaia, Serra do Estrondo-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 300-310.

- Suttner L.J. & Basu A. 1981. Climate and the origin of quartzarenites. *Journal sedimentary Petrology*, 51: 1235-1246.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartonelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca. P.471-485.
- Van Schmus, W.R.; Brito-Neves, B.B.; Hackspacher; 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. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Brasil, Anais. p.27-29
- Weltje G.J. & von Eynatten H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1-11.

CAPÍTULO 4 *Artigo aceito para publicação na Sedim. Geology*

4. PROVENANCE OF ALBIAN DEPOSITS IN THE SÃO LUÍS-GRAJAÚ BASIN DETERMINED FROM PALAEOCURRENT PATTERNS, Pb-Pb ZIRCON DATING AND MINERAL CHEMISTRY OF TOURMALINE, NORTHERN BRAZIL

*Marivaldo S. NACIMENTO, Ana Maria GÓES,
Moacir J. B. MACAMBIRA & José Affonso BROD*

4.1 ABSTRACT

Provenance of Albian deposits in the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin, northern Brazil, are documented for the first time. Mineral chemistry of detrital tourmaline, textural characteristics and Pb-Pb age-spectra of detrital zircon, and palaeocurrent patterns were used to define potential source areas for these deposits. The results indicate that they were derived from different sources, discriminated through palaeocurrent data and provenance-sensitive heavy mineral parameters (RuZi). Mineral chemistry of 215 detrital tourmaline grains indicates a provenance from metapelites and metapsammites, with lesser amounts of tourmaline from Li-poor granitoids, pegmatites and aplites. Pb-Pb geochronological analyses of 235 detrital zircon grains show a direct fingerprint of Precambrian terrains (Archean to Proterozoic) in the source. Three major zircon populations were detected: Archean (3103-2545 Ma), Paleoproterozoic (2460-

1684 Ma) and Neoproterozoic (993-505 Ma); small groups of Mesoproterozoic (1570-1006 Ma) and Paleozoic (535-441 Ma) grains are also present. The overlap of these results with some U-Pb and Pb-Pb data from detrital zircons from the Amazonian Craton/Araguaia Belt, São Luís Craton/Gurupi Belt, Borborema Province and Parnaíba Basin, in conjunction with palaeocurrent data, show that the sediments in Zone A, at the base of the Albian succession, were supplied from the São Luís/Gurupi Belt region and from the northwestern portion of the Borborema Province. During the deposition of zones B, C and D (intermediate and upper portions) the main source areas were the eastern portion of the Amazonian Craton/Araguaia Belt, and southwestern portion of the Borborema Province. Detrital zircon ages of ca. 1.0 Ga in the Albian deposits may be attributed to the Cariris Velho Event, widely recognized in central portion of the Borborema Province. The predominance of zircon grains with high textural maturity (rounding) supports a strong contribution from recycled metasediments, possibly derived from the Parnaíba Basin and Neoproterozoic orogenic belts where there is a large variety of metasedimentary rocks, widely recognized in the basement of the São Luís-Grajaú Basin. A more specific evaluation of these source regions is not yet possible due to the limited number of detrital zircon ages from these regions, mainly from the Parnaíba Basin, but this Paleozoic Basin was certainly one of the most important sediment sources for the Albian deposits in the São Luís-Grajaú Basin.

Keywords: Provenance; Detrital zircon age; Tourmaline chemistry; Palaeocurrent Patterns; São Luís-Grajaú Basin

4.2 INTRODUCTION

Provenance analysis aims to reconstruct and to interpret the history of sediment from the initial erosion of parent rocks to the final burial of their detritus, encompassing all factors such as geologic, physiographic and climatic context of the source area. Heavy minerals are widely used in provenance studies, in spite of the fact that their assemblages in sandstones are not a one-to-one image of their source, because of the

weathering, abrasion, and sorting during transport, and diagenesis (Morton and Hallsworth, 1999; Weltje and von Eynatten, 2004). However, single-grain chemical and isotopic analysis helps to identify both the nature and age of the source terrains (Henry and Guidott, 1985; Gillis et al., 2005; Morton et al., 2005) and, in conjunction with palaeocurrent patterns, provides powerful constraints on sediment provenance (Evans et al., 1991). Some heavy minerals, such as tourmaline, are used to characterize and distinguish sandstones types (Henry and Guidotti, 1985) and provide additional information about the source area lithology. Isotopic analyses of detrital zircon grains can identify major crust-forming events. Additionally, palaeocurrent data can be used to identify the direction of the source relative to the depositional basin, and to estimate the distance of transport (Haughton et al., 1991).

During the transition of Late Jurassic to Early Cretaceous, widespread continental breakup took place, separating South America and Africa as a result of opening of the Equatorial and South Atlantic oceans. As a consequence, several passive margin sedimentary basins (e.g., Marajó, Barreirinhas and São Luís-Grajaú) developed in the northern region of Brazil (Fig. 4.1). The basement of these basins consists of a wide variety of metamorphic (mainly metasedimentary) and igneous rocks involved in the Brasiliano-Panafrican Orogenic Cycle (500-930 Ma), Archean and Meso-Paleoproterozoic units, as well as Paleozoic sedimentary rocks (Fig. 4.1). Consequently, the sources of the Cretaceous sedimentary deposits of the São Luís-Grajaú Basin (SLGB) may include several types of eroded metamorphic and igneous rocks, as well as recycled sediments. In this context, we combine apparent Pb/Pb detrital zircon age, mineral chemistry of detrital tourmaline, heavy minerals and palaeocurrent data, to study the provenance of Albian exposures in the southern border of the SLGB (Grajaú-Arame regions, Maranhão State), mainly by comparing age distributions of detrital zircons with geochronologic information from the possible source regions, and palaeocurrent data. Previous sedimentologic and stratigraphic studies were used to determine the sedimentary evolution models of the Cretaceous succession in this region (Rossetti and Góes, 2003).

4.3 GEOLOGICAL SETTING

The breakup of Africa and South America led to the connection of the formerly separated Central and South Atlantic oceans to produce one of the major Cretaceous sedimentary basins in the north of Brazil, the São Luís-Grajaú Basin, including the Maranhão and northeastern Pará states. Other basins formed in this geotectonic context comprise Marajó and Barreirinhas, whose sedimentary depocenters are interconnected through several rifts, except for the Bragança-Viseu (Azevedo, 1991) (Fig. 4.1). The São Luís-Grajaú Basin, with a NW-SE rectangular shape, is limited to the south by the Xambioá-Rio Parnaíba structural high, to the west by the Capim Arc, to the east by the Rio Parnaíba lineament, and to the north by the Ilha de Santana Platform (Fig. 4.1).

The Cretaceous sequence infilling of the São Luís-Grajaú Basin can be grouped into three sedimentary successions accumulated during the Aptian and the Late Cretaceous (Rossetti, 2001), overlying metamorphic and igneous Precambrian rocks, mainly of Brasiliano-Panafrican Cycle, and Paleozoic units. The oldest Cretaceous sequence is 450m thick and comprises the fluvial-deltaic and lacustrine deposits of the Codó and Grajaú Formations (Aptian-Early Albian). The second depositional sequence (Early-Middle Albian), 500m thick, corresponds to the lower portion of the Undifferentiated Unit (Itapecuru Group; Rossetti and Truckenbrodt, 1997) and is composed of fluvial-deltaic and shallow-marine deposits. The youngest sequence (Middle Albian-Late Cretaceous), 600-800m thick, includes the upper portion of the Undifferentiated Unit, and the Alcântara and Cujupe Formations.

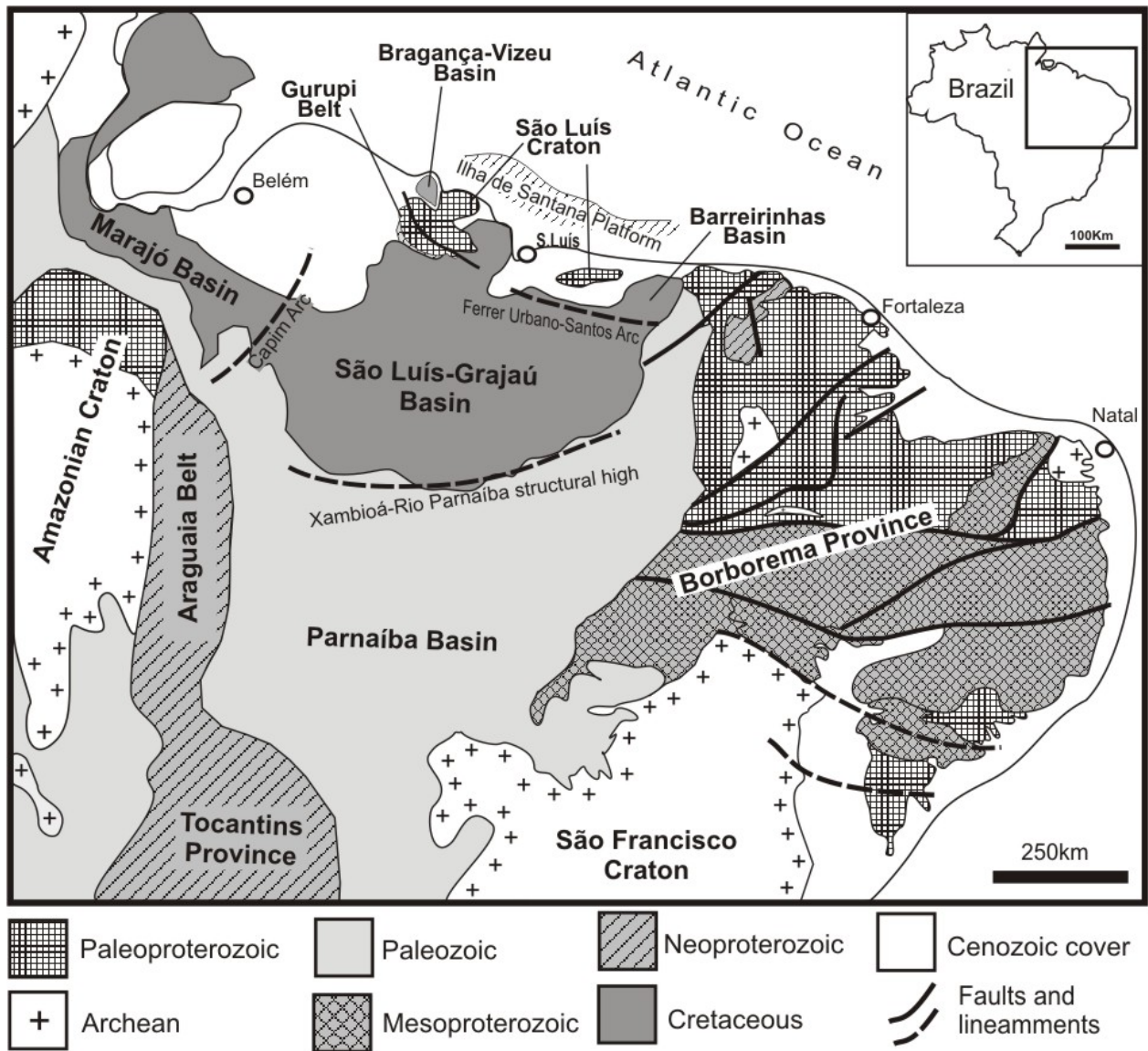


Fig. 4.1 - Simplified geological map of the northeastern South America showing the main lithostratigraphic units, sedimentary basins, and structural lineaments in northern Brazil (inset), and the studied outcrops (modified from Van Schmus *et al.* 1997; Fetter *et al.*, 2000; Tassinari and Macambira, 2004).

The Precambrian basement recognized in the São Luís-Grajaú Basin is shown in Fig. 4.1. According to the paleogeographic reconstruction of the western Gondwana (Alkimim and Martins Neto, 2001) (Fig. 4.2) this basement was structured as a consequence of successive collision episodes of several Archean-Paleoproterozoic

continental fragments surrounded by Brasiliano-Panafrican orogenic belts formed during Neoproterozoic (Brito Neves et al., 2001). The Amazonian, São Luís-West African and São Francisco-Congo cratons, the Araguaia and Gurupi belts, and the Borborema Province form the northwestern region of western Gondwana (Fig. 4.2) are recognized as the primordial basement of this basin.

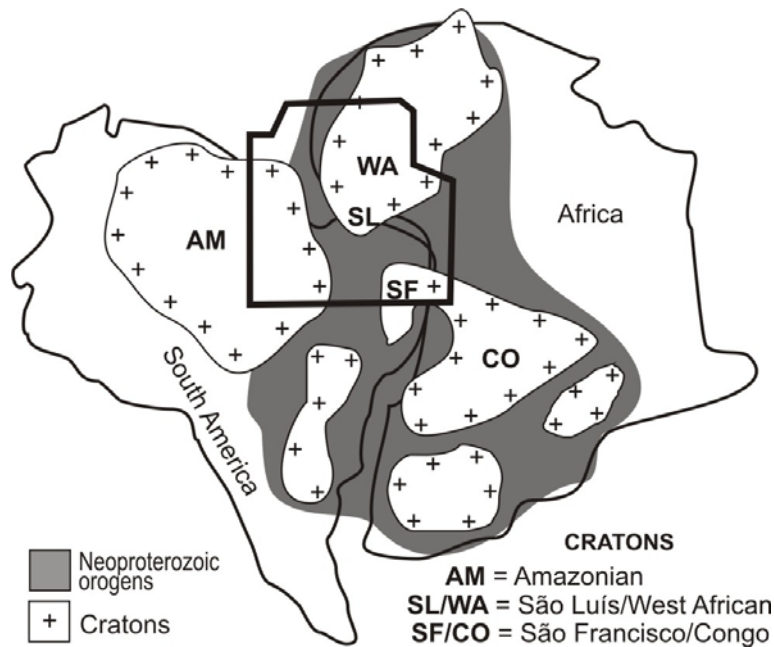


Fig. 4.2 - Schematic illustration of the western Gondwana, showing the main cratonic regions cemented by orogenic belts (shaded) (modified from Alkmim and Martins-Neto, 2001).

The Araguaia Belt occurs in the northernmost region of the Tocantins Province (Fig. 4.1) and crops out in the southwestern region of the São Luís-Grajaú Basin. It has a general N-S orientation and comprises mainly the Baixo Araguaia Supergroup, which encompasses two units: Estrondo Group, composed of metaconglomerate, quartzite, micaschist, and schist with garnet, staurolite and kyanite (Morro do Campo Formation); and Tocantins Group (Pequizeiro and Couto Magalhães Formations), which includes schist, phyllite, quartzite, metarkose and metalimestone. Granite bodies associated with

the Estrondo Group yielded a Pb-Pb zircon age of 655 Ma (Moura and Gaudette, 1999). The basement recognized in the Araguaia Belt can be divided in two lithostratigraphic units: the Colméia Complex, with a Pb-Pb zircon age of 2855 Ma to 2867 Ma, and the Cantão Gneiss with an age of 1858 Ma. These two groups could represent inliers of the Amazonian Craton within the belt (Moura and Gaudette, 1999).

The Amazonian craton is divided into six major geochronologic provinces (Tassinari and Macambira, 1999): Central Amazonian (>2.5 Ga), Maroni-Itacaiunas (2.2-1.9 Ga), Ventuari-Tapajós (1.9-1.8 Ga), Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga), Rondonian-San Ignacio (1.55-1.3 Ga), and Sunsás (1.25-1.0 Ga).

The São Luís Craton, considered a fragment of the West African Craton left behind in the South American Platform, crops out northwest and northeast (as the Rosário Intrusive Suite; Gorayeb et al, 1999) of the São Luís-Grajaú Basin (Fig. 4.1) and consists of granitoids and minor metavolcanic-sedimentary rocks. Four distinct units are recognized in this craton (Moura et al., 2003): metapyroclastic rocks of the Arizona Group (2.24 Ga); Tromai (2.15-2.17 Ga); Traquateua intrusive suites (2.08-2.09 Ga); and Rosario Intrusive Suite (2.09-2.139 Ga; Gorayeb et al, 1999). To the SSW, the São Luís Craton is bounded by the Gurupi Belt where three groups of Pb-Pb zircon ages are recognized (Moura et al., 2003): Itamoari Tonalite (2.150 Ga); metavolcanic rocks of the Gurupi Group (2.148-2.160 Ma); Cantão Granite (2.163 Ma); gneissic rocks of the Maracaçumé Complex (2.135 Ma); Japiim (2.084 Ma), Jonasa (2.073 Ma) and Ourém (2.0 Ga) granitoids; the Ney Peixoto Granite (549 Ma) is the only Brasileiro unit in this belt.

The Borborema Province of northeastern Brazil is a Brasileiro–Panafrican tectonic province formed as a result of the convergence of the Amazonian, West African–São Luís, and São Francisco–Congo cratons, and including other minor ancient blocks and arcs (Fig. 4.2) during the assembly of the western Gondwana prior to ca. 600 Ma. This province is part of a larger Pan-Gondwana belt that extends further south into Brazil as the Brasília Belt, and can be traced into West Africa by means of lithologic correlations and a series of major shear zones (Trompette, 1994; Toteu et al., 1994). The Borborema Province consists of gneissic and migmatitic basement, mostly formed during the Paleoproterozoic (Transamazonian Cycle: 2.0–2.2Ga), which are partially covered by

Mesoproterozoic to Neoproterozoic metasedimentary and metavolcanic rocks (Van Schmus et al., 1995; Fetter, 1999; Brito Neves et al., 2001). The Borborema Province was also affected by the Cariris Velhos (ca. 1.0 Ga) and Brasiliano (ca. 0.6 Ga) cycles. The Cariris Velhos Cycle is represented by muscovite–biotite gneisses, garnet-biotite schists, and metavolcanic rocks intruded by granitic plutons of early Neoproterozoic age (Santos and Brito Neves, 1984; Brito Neves et al., 2001); it is mainly distributed in the Central Tectonic Domain of the BP. The Brasiliano Cycle affected the entire province and was responsible for low-to-high grade metamorphism, abundant magmatism, and development of continental-scale transcurrent shear zones.

The Parnaíba Basin, a 600.000 km² intracratonic sag formed in Paleozoic times, is located in the western portion of northeastern Brazil (Fig. 4.1). The Ferrer-Urbano Santos Arc, a positive flexural feature related to the Mesozoic opening of the Equatorial Atlantic Ocean, defines the northern limit of this basin. The stratigraphic framework of this basin comprises three major sequences: the Serra Grande Group (Silurian), that represents the older strata, accommodated by the initial subsidence of the syncline, and includes the Ipu, Tianguá and Jaicós Formations; the Canindé Group (Devonian), represented by the Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá and Poti Formations (Carbonífero Inferior); and the Balsas Group (Carboniferous-Triassic) consisting of the Piauí, Pedra de Fogo, Motuca, and Sambaíba Formations. In the Gurupi region, northeastern Pará State, crops out a quartzarenite informally named 'Arenito do Guamá' which represents the distal facies of the Ipú Formation (Early Silurian), in the Serra Grande Group (Caputo and Lima, 1984). Pb-Pb ages in detrital zircons from this quartzarenite indicate a provenance from Transamazonian (2.0-2.08 Ga) and Brasiliano (500-575 Ma) events (Martins et al., 2006).

Two main pulses of magmatic activity took place in the Parnaíba Basin during the Mesozoic. The first, during the Triassic-Jurassic, known as the Mosquito Formation, related to the rifting of the Central Atlantic. The second, in the Early Cretaceous, is the Sardinha Formation, and is related to the rifting of the South Atlantic (Góes and Feijó, 1994). The basement of this basin is formed mainly by Precambrian rocks. Góes and Rossetti (2001) redefined the spatial distribution of the Parnaíba Basin and considered its northern portion as a new basin, the São Luís-Grajaú Basin, whose tectonic evolution

and sedimentary filling occurs principally in the Cretaceous time. The Xambioá-Rio Parnaíba structural high separates the PB from the São Luís-Grajaú Basin.

4.4 HEAVY MINERAL RATIO AND PALAEOCURRENT DATA

Detrital heavy mineral assemblages are indicators of provenance. However, weathering, abrasion, hydraulic behavior and diagenesis are factors that may obscure the original provenance signal of the sedimentary deposit (Morton and Hallsworth, 1999). Weathering imposes mineralogical modifications during exposure on the floodplain and in the outcrops. Abrasion damages mechanically unstable minerals. The hydraulic regime during transport and deposition affects relative abundances of minerals of different size, density and shape. Diagenesis removes unstable minerals by circulation of hot pore water. In provenance studies, these effects can be minimized by determining of the ratio of minerals with similar density and shape (Morton and Hallsworth, 1994). These ratios are expressed as index values and best reflect provenance characteristic (e.g., $RuZi_{(Rutile-Zircon\ index)} = 100 \times \text{rutile count} / \text{total rutile plus zircon}$; and others). Relative frequency and provenance ratios were acquired by petrographic study of heavy minerals, as described by Mange and Maurer (1992) and Morton and Hallsworth (1994).

In the Albian deposits of the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin, Nascimento and Góes (2006) defined four heavy mineral zones, denoted A, B, C and D, in ascending stratigraphic order, on the basis of variations in the proportion of detrital rutile to detrital zircon (RuZi index), and supported by variations in the palaeocurrent patterns (Fig. 4.3). Zone A consists of sandstone layers, siltstones and claystones which represent the distal portion of the depositional system (e.g. distal bars), where the palaeocurrent patterns exhibit a main west- to southwestward directions for the structures ($n=47$, including grouped and individual reading) and the RuZi values show a small decrease upwards (from 29 at the base to 19 at the top). Zones B, C and D, which represent upper shoreface/foreshore, delta front (mouth) bars, and fluvial environments respectively, are characterized by a marked increase upwards in RuZi and palaeocurrent patterns that indicate, mainly, northeast- to north- and eastward-oriented transport

directions. These observations suggest a similar provenance for zones B, C and D, and demonstrate that Zone A was derived from a different source area. Sampling for mineral chemistry and isotopic analyses was carried out in these four stratigraphic zones.

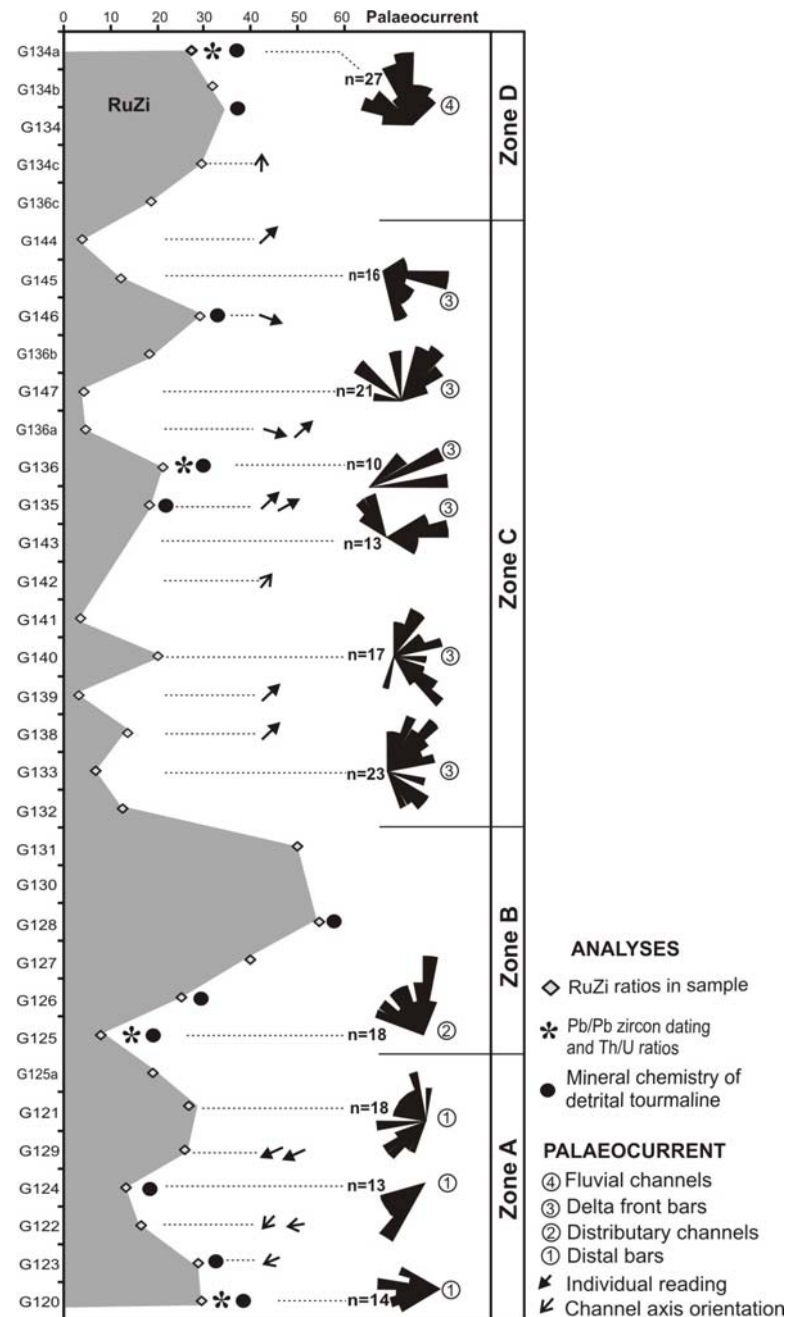


Fig. 4.3 - Variations in RuZi and palaeocurrent data in the Albian deposits, illustrating the basis for subdivision of the sequence into heavy mineral zones A, B, C and D, and the locations of each sample for tourmaline analysis and detrital single-zircon Pb-Pb dating.

4.5 MINERAL CHEMISTRY OF DETRITAL TOURMALINE

Provenance information can be acquired by studies that concentrate on chemical or petrographic variations within one mineral group (Krynine, 1946; Morton, 1985; Lihou and Mange-Rajetzky, 1996). Tourmaline is a very common accessory mineral found in many rock-types, such as metamorphic rocks with a wide range of bulk compositions, and can develop at all metamorphic grades. Granitoids and their associated aplites, pegmatites, and hydrothermal aureoles also commonly contain significant amounts of tourmaline (Mange and Maurer, 1992; Li et al., 2004). Because distinct regions can be defined in an Al-Fe_(tot)-Mg diagram for tourmaline of different rock types, this mineral is used as a petrogenetic indicator (Herry and Guidotti, 1985). Tourmaline is considerably resistant to both chemical and mechanical abrasion, thus forming a common accessory mineral in sedimentary deposits. The chemical study of detrital tourmaline significantly widens the use of tourmaline in provenance analysis (e.g., Morton 1991; von Eynatten and Gaupp 1999; Li et al., 2004; Morton et al., 2005).

The varietal data of tourmaline populations in a set of 12 samples from the Albian deposits were acquired from polished thin sections using an electron microprobe CAMECA SX50 at the Institute of Geosciences, University of Brasília. Operation conditions were 20 nA and 20 kV. The tourmaline data sets described in this paper comprise results from 215 grains, where the main chemical variations are expressed by Mg, Fe and Al contents, and provenance interpretation was based on the Al-Fe_(tot)-Mg and Ca-Fe_(tot)-Mg ternary diagram (Henry and Guidotti, 1985). The analytical results are shown in Fig. 4.4 and listed in appendix B.

The results suggest that metasedimentary rocks such as metapelites and metapsammites (Fields 4 and 5: >50%) are invariably the main sources of tourmaline for these deposits. Some of the detrital tourmaline grains were derived from Li-poor granitoids, pegmatites and aplites (Field 2: 10-20%), except in Zone C where this component is absent. With the exception of Zone A, a small tourmaline population plots in the field 6 (~5%), which encompasses quartz-tourmaline rocks, calc-silicates and metapelites. Additionally, zones A and B have a small low-Ca meta-ultramafic components (Field 7: 3-5%). The composition patterns of tourmaline in these zones

show that the source rocks of detrital tourmaline for the Albian deposits in the southern margin of São Luís-Grajaú Basin probably changed during the tectono-sedimentary evolution of the basin.

The tourmaline populations in Zone A show a small granitic component (13%: Field 2), have a high abundance of metapelites and metapsammites components (>81%: Fields 4 and 5), particularly in Field 4 (65%), and a small percentage of the low-Ca ultramafics component (6%: Field 7). In zones B, C and D the tourmaline populations generally show high abundance of the metapelites and metapsammites components (>75%: Fields 4 and 5), dominantly in Field 4 (Fig. 4.4). Tourmaline populations from zones B and D have similar chemical data. The granitic component is best represented in Zone B (20% of the population, Field 2), comprises only 10% of the population in Zone D, and is absent in Zone C (Fig. 4.4). In, summary, mineral chemistry evidence demonstrates that tourmaline derived mainly from metasedimentary rocks, with some input from granites.

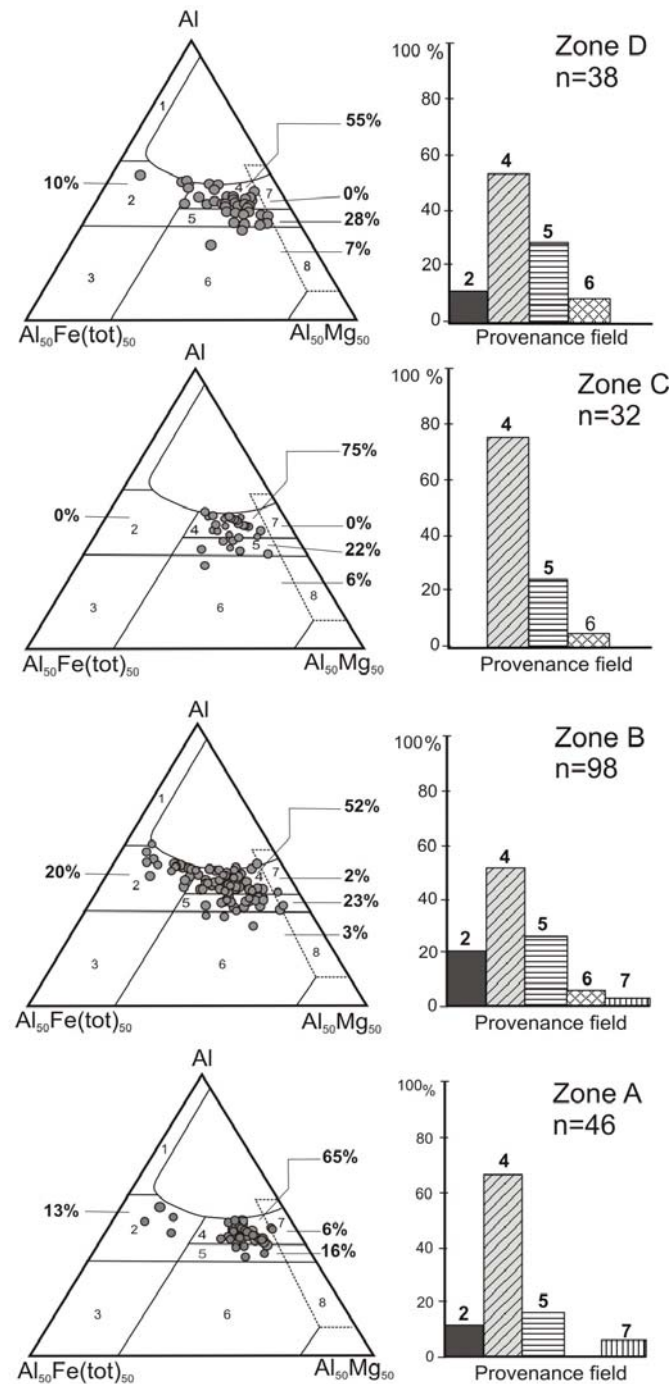


Fig. 4.4 - Al-Fe-Mg ternary diagram of detrital tourmaline (Herry and Guidotti, 1985): (1) Li-rich granitoids, pegmatites and aplites, (2) Li-poor granitoids, pegmatites and aplites, (3) hydrothermally altered granitic rocks, (4) metapelites and metapsammities (aluminous), (5) metapelites and metapsammities (Al-poor), (6) Fe^{3+} -rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicates and metapelites, (7) low-Ca meta-ultramafics, and (8) metacarbonates and metapyroxenites.

4.6 DETRITAL ZIRCON DATING

Zircon is an abundant trace mineral, dominantly formed in felsic-intermediate igneous rocks and high-grade metamorphic terrains, and its presence in sediments reflects their provenance. The age of a detrital zircon population is unaffected by segregation processes during the sedimentary cycle (Morton et al., 1996), unless zircon has become metamict. Therefore, the varietal study involving isotopic data in this mineral is a powerful direct fingerprint for the identification and location of source terrains. Determination of ages of between 50 and 75 grains are necessary to characterize the zircon populations in the sample (see Morton et al., 1996).

Detrital zircon grains were recovered from heavy mineral fractions (63-125µm) acquired through standard density and magnetic separation techniques. Pb-Pb evaporation/ionization dating was performed at the Laboratory of Isotopic Geology (Pará-Iso) of the Center of Geosciences of the Federal University of Pará (Brazil) using a Finnigan MAT 262 thermo-ionization mass spectrometer (TIMS). A double filament array was used for the Pb evaporation (Kober, 1986; 1987), and data were acquired in the dynamic mode using the ion-counting system of the instrument where the intensity of different Pb isotopes was measured in the mass sequence ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb and ^{204}Pb , along 6 mass scans, one block of data with 18 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios were corrected for mass fractionation by a factor of 0.12% per a.m.u., given by repeated analysis of the NBS-982 standard, and analytical uncertainties are given at the 2σ level.

Two hundred-thirty eight zircon grains were measured in four samples of sandstones (53 from the Zone A; 58 from the Zone B; 67 from the Zone C; and 60 from the Zone D: see Fig. 4.3 for location of samples). The analytical results are listed in appendix B and graphically shown in Fig. 4.5. They display a wide range of ages from Middle Archean to Paleozoic. Proterozoic detrital zircons comprise 69% of the total analysed grains, and based on petrographic analysis are mainly not zoned, colorless, with rounded- to well-rounded shapes; euhedral forms with incipient or well-marked zoning are less frequent. Archean detrital zircons comprise about 26% and show a tendency to zoned, euhedral-

to sub-euhedral shapes, but with wide occurrence of rounded grains. About 5% of the grains are of Paleozoic age.

Three prominent peaks in the zircon age spectra define a very strong predominance of Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean components. The Neoproterozoic component shows an increase upwards with main peaks between 550 Ma and 650 Ma. A similar pattern is shown by the Archean interval, which exhibits a strong relative increase upwards, peaking between 2725 Ma and 2926 Ma. In zone D, the Archean component defines two groups, one peaking at 2905 Ma and the other at 2725 Ma. The Paleoproterozoic interval has a distinct behavior, showing an evident decrease upwards. At the base of the succession (Zone A), the prominent Proterozoic component is well-marked with a peak at ca. 2075 Ma. At the top of the succession (Zone D) it has fewer representatives, with a peak at 2020 Ma (Fig. 4.5). Paleozoic components (440-540 Ma) are evident in Zone B and C, and Mesozoic ones (141 and 313 Ma) in Zone D.

In Zone A, the Paleoproterozoic component ranging from 1709 Ma to 2193 Ma, comprises 30% of the analysed grains, with major well marked peaks at 2075 Ma and 1737 Ma. The Neoproterozoic component comprises about 28% of the total analyzed grains, where the apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages range from 549 Ma to 758 Ma with two peaks at 580 Ma and 650 Ma (Fig. 4.6). The Archean component is characterized by a small group with ages from 2621 Ma to 2999 Ma, peaking at 2862 Ma, and comprises 20% of the grains. The Mesoproterozoic component, with 17%, exhibits ages ranging from 1022 Ma to 1570 Ma, with a well-marked peak at 1062 Ma. Two grains (~5%) present age of 519 Ma and 506 Ma.

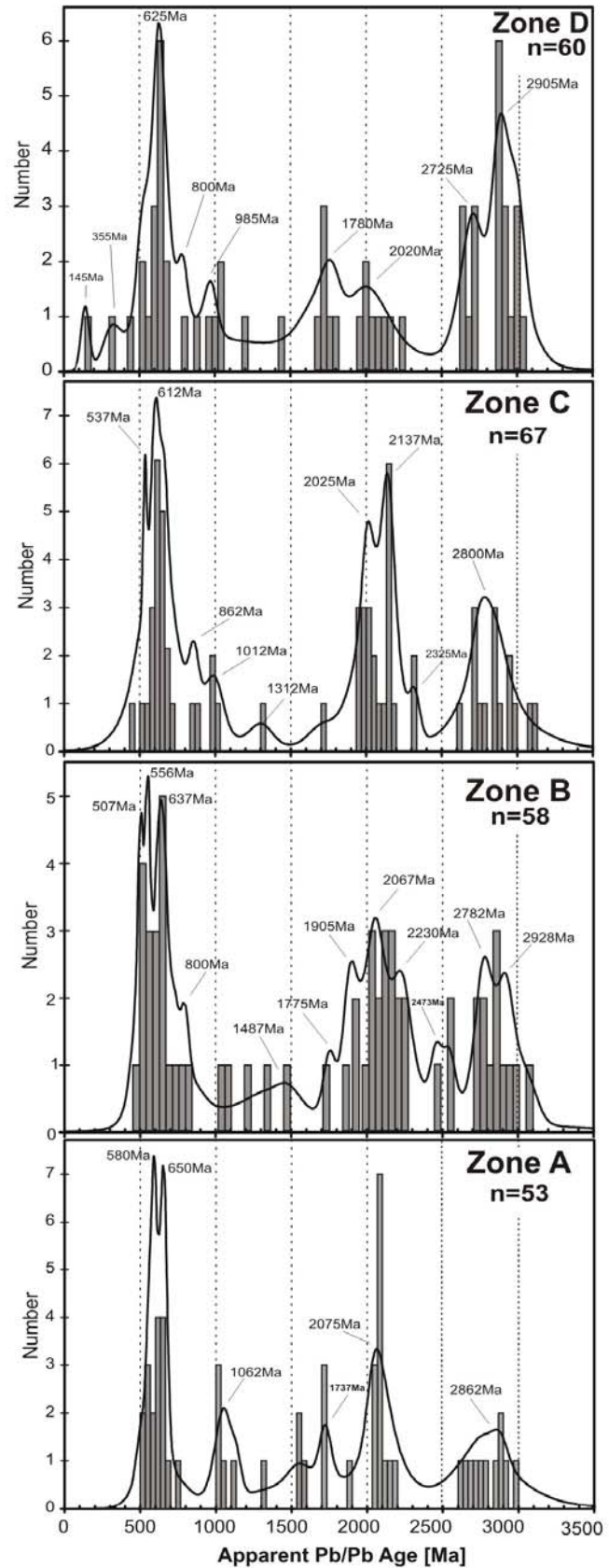


Fig. 4.5 – Probability density distribution-histogram plot $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of detrital zircon from Albian sandstones with a plotting increment (class) of ~33 Ma according zones A, B, C and D, from the bottom to the top.

Zone B exhibits three main components: Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean. The Neoproterozoic component is about 24% of the zircon grains, with apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age ranging from 540 Ma to 835 Ma, peaking at 556 Ma. The Paleoproterozoic component is about 36% with apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1752 Ma to 2460 Ma and a main peak at 2067 Ma. The very strong Archean fraction comprises 24% with ages ranging from 2545 Ma to 3074 Ma, peaking at 2928 Ma and 2782 Ma. The Mesoproterozoic component presents a large dispersion in the apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age range from 1031 Ma to 1487 Ma comprising 9%. There is also a component with apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of 484 Ma and 533 Ma, comprising ~4% of analyzed grains, with a peak at 507 Ma.

The most prominent features in Zone C are Neo- and Paleoproterozoic intervals, each comprising 34% of the studied zircons. The Neoproterozoic component consists of zircon ages ranging from 570 Ma to 993 Ma with a peak at 612 Ma. The Paleoproterozoic interval exhibits zircon ages ranging from 1.7 Ga to 2.3 Ga with a main peak at 2137 Ma. The Archean component comprises only 22% and presents zircon age ranging from 2626 Ma to 3103 Ma, with a peak at 2800 Ma. As in Zone B, there is a Paleozoic component, comprising 5%, with age ranging from 441 Ma to 535 Ma and peaking at 537 Ma. Another important feature is the presence of a Mesoproterozoic component with ages between 1006 Ma to 1305 Ma and a peak at 1012 Ma.

Zone D shows two main intervals: Archean, comprising 35%, and Neoproterozoic, with 27%. The former presents apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages ranging from 3047 Ma to 2637 Ma and is characterized by two sub-groups with peaks at 2725 Ma and 2905 Ma (Fig. 4.5). The Neoproterozoic zircon group exhibits a main peak at 625 Ma with apparent zircon ages ranging from 538 Ma to 973 Ma. The Paleoproterozoic component is about 23% of the analyzed zircons, and presents a wide age distribution, with two sub-groups: one with zircon ages between 1684 Ma and 1785 Ma, peaking at 1780 Ma, and the other with zircon ages between 1957 Ma and 2231 Ma, peaking at 2020 Ma. The Mesoproterozoic component comprises 8% of the zircons and shows apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages from 1013 Ma to 1422 Ma. A small component is (~7%) exhibits ages of 511 Ma, 449 Ma and 313 Ma.

4.7 ZIRCON IN SEDIMENTS

Zircon is a common accessory mineral in nature, occurring in a wide variety of igneous and metamorphic rocks. It is generally scarce in mafic rocks (except gabbros), and mostly absent in basalts (Mange and Maurer, 1992; Finch and Hanchar, 2003). Likewise, it is common in sandstone and siltstone, but generally absent in chert and limestone (Link et al., 2005). Zircon is the most stable heavy mineral under chemical weathering and diagenesis, and during sedimentary transport, so that texturally and mineralogically mature quartz sandstones contain abundant detrital zircon. Consequently, zircon occurs in virtually all arenaceous deposits and, therefore, provides a critical link in understanding the source history of a deposit.

Original factors affecting the shape of zircon during crystallization in the source rocks are composition and temperature (Pupin, 1980; Corfu et al., 2003). However, in sedimentary deposits, the original morphology of zircon may be extremely affected as a consequence of prolonged transport or reworking in depositional environments during the sedimentary cycle. First-cycle zircon grains are produced in the sedimentary system by weathering of igneous or metamorphic rocks, and normally exhibit euhedral or subhedral forms. Second- or multi-cycle grains are produced by weathering of sedimentary or metasedimentary rocks that contain previously deposited zircon grains, and show subrounded- or well-rounded forms and normally are diagnostic of recycling. Several studies have established the recycling of this mineral from source rock into sedimentary deposits (Pell et al., 1997; Sircombe, 1999; Cawood et al., 2003; Eriksson et al., 2003; Dickinson and Gehrels, 2003). On the other hand, metamorphically modified zircon may exhibit a moderate rounding (Corfu et al., 2003).

The occurrence of zircon with different morphologies in the Albian sandstones of the São Luís-Grajaú Basin indicates an evident mixture of sediments with different sedimentary history. The predominance of rounded- to well-rounded zircon grains suggests, mainly, recycling or metamorphic sources (metasedimentary rocks), whereas a minor population of euhedral and subhedral grains suggests first-cycle sediments, possibly derived from granitic rocks. Fig. 4.6 shows a schematic sedimentary trajectory for zircon of the Albian sandstones from the initial erosion of the basement (Archean,

Proterozoic, and Paleozoic) to the final deposition in southern region of the São Luís-Grajaú Basin combining morphology of the grains and their Pb-Pb apparent ages.

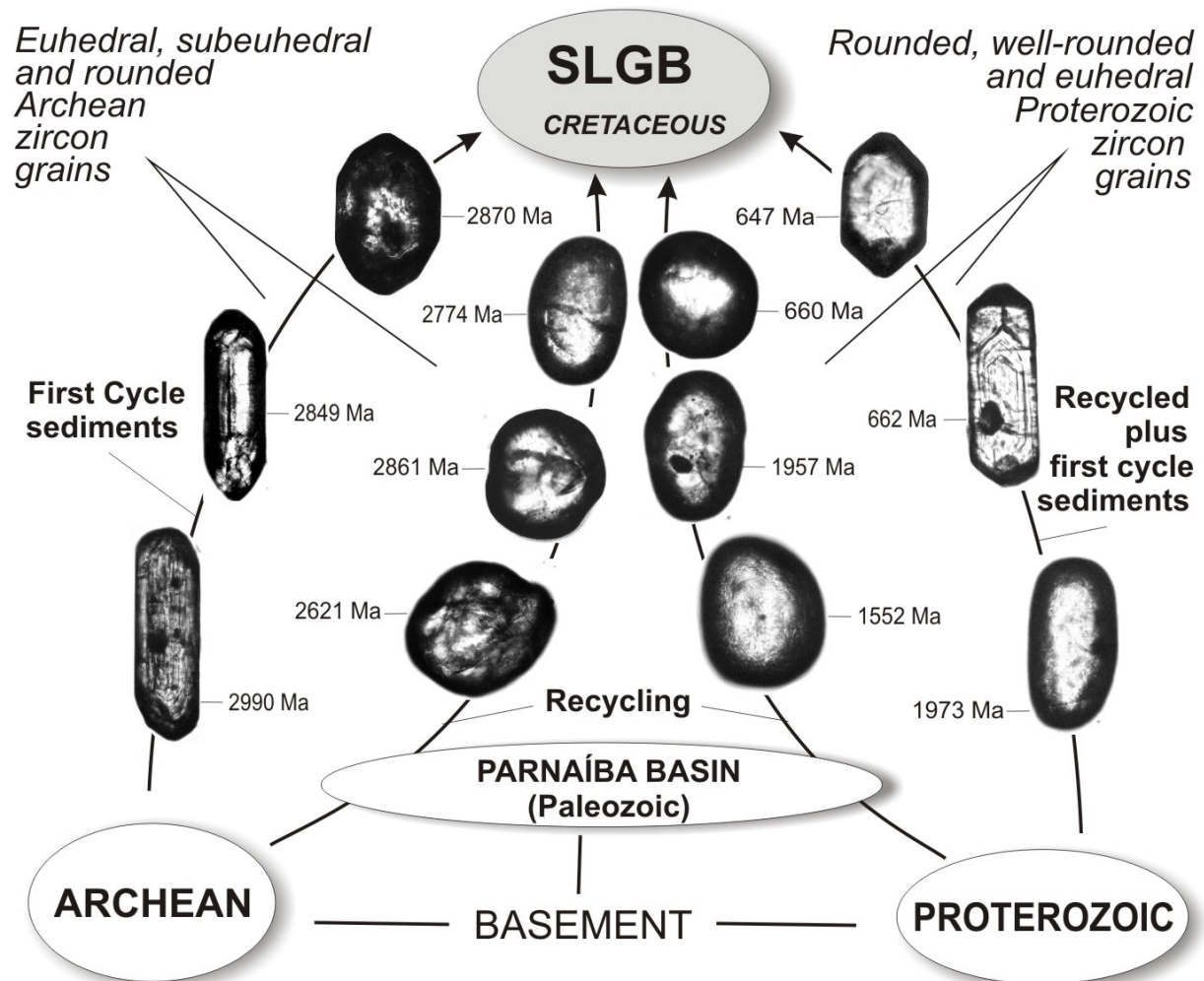


Fig. 4.6 - Schematic trajectories for zircon of the Albian sandstones from initial erosion from Precambrian and Paleozoic basements to final deposition in the São Luís-Grajaú Basin considering their morphology and age.

4.8 PROVENANCE OF SANDSTONES

4.8.1 Paleogeographic considerations

The São Luís-Grajaú Basin is located on the northern margin of the South-American Platform, northern Brazil, where Cretaceous sedimentation commenced at about 113 Ma, unconformably overlying Paleozoic and Precambrian basement (Fig. 4.7A). As is widely known, before Cretaceous times, the Precambrian basement formed an important part of the northwestern region of Western Gondwana, comprising Meso-Paleoproterozoic and Archean continental fragments connected by belts of metasedimentary and igneous rocks of the Brasiliano-Panafrican Orogenic Cycle (see Fig. 4.2). Much of this Precambrian basement, in the present-day, forms the Amazonian and São Luís/West African cratons and the Araguaia, Borborema and Gurupi belts, as shown in Fig. 4.1 and 4.2. In the transition from the Neoproterozoic to the Early Paleozoic, with the separation of the Laurentia and Baltica plates from the Western Gondwana, several intracratonic sedimentary basins were formed (Lieberman, 1997), such as the Parnaíba Basin (Fig. 4.1). Sediments from the ancient continental blocks and orogenic belts were deposited in this Paleozoic basin as discussed by Almeida and Carneiro (2004). Subsequently, with the rifting of the Equatorial Atlantic Ocean (Late Jurassic-Early Cretaceous) leading to separation between Africa and South-America, the Cretaceous São Luís-Grajaú sedimentary succession was deposited overlying the northernmost portion of the Parnaíba Basin (Góes and Rossetti, 2001). In this geologic framework, the obvious potential sources for the sediments in the Cretaceous succession were in the South-American Plate (eastern portion of the Amazonian Craton/Araguaia Belt, the São Luís Craton/Gurupi Belt, the Borborema Province, and overall recycled sediments from the Parnaíba Basin), as schematically shown in Fig. 4.7A-7C. The potential source areas for the Albian sedimentary deposits in the southern margin of the São Luís Grajaú Basin are evaluated in the following section by comparison of Pb-Pb detrital zircon ages from these deposits with U-Pb and Pb-Pb zircon ages from the possible source regions (Fig. 4.7D), previously inferred from palaeocurrent patterns (Nascimento and Góes, 2006).

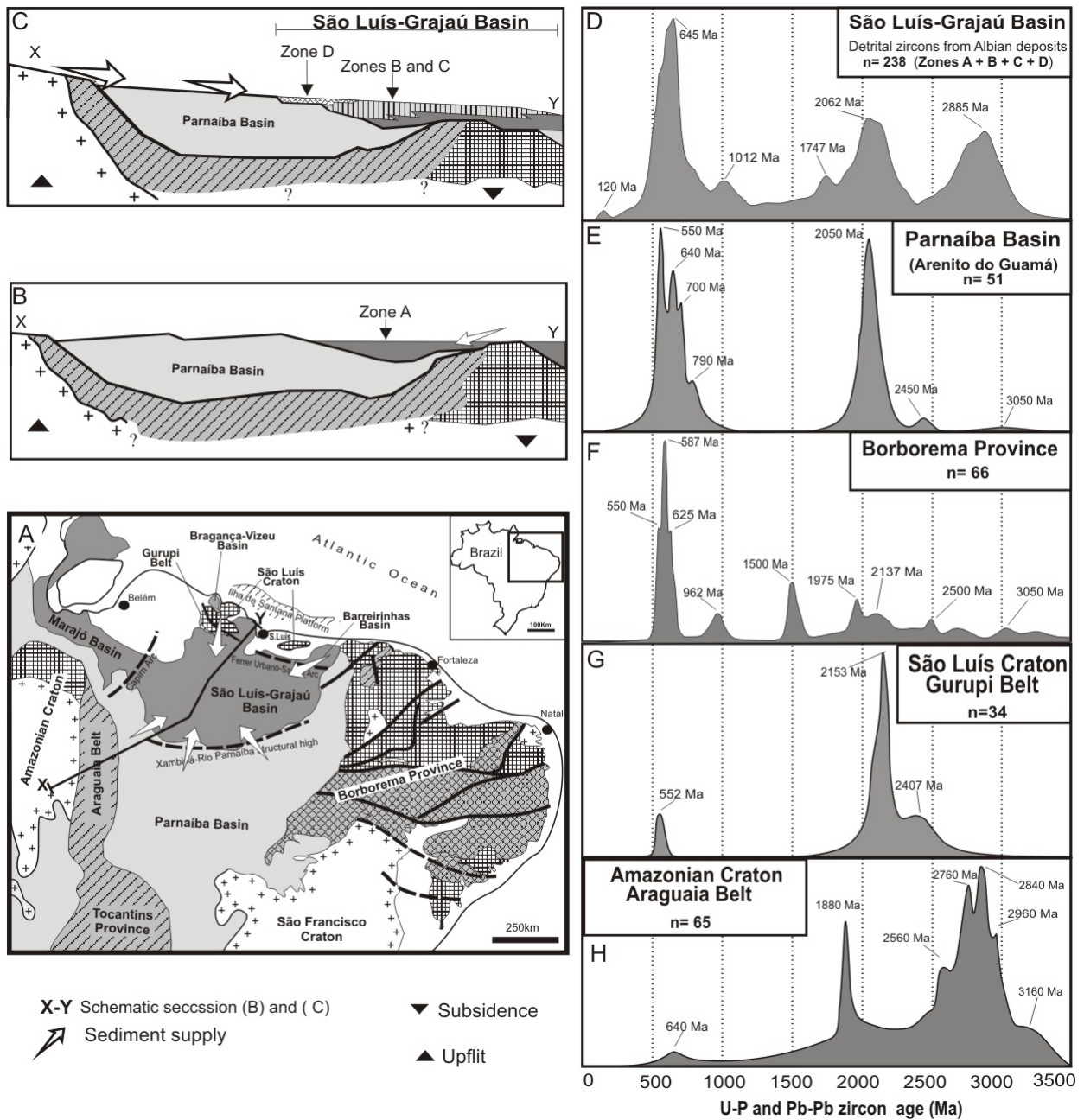


Fig. 4.7 - (A) Map of Brazil indicating the potential sources areas for the São Luís-Grajaú Basin. (B, C): Schematic sections along X-Y in Fig. 7A showing step-wise deposition of Zones A, B, C and D; (D-H): Comparison of zircon ages from Albian deposits (D) and from the basement (E-H). (see legend in Figure 4.1).

4.8.2 Potential source areas

The evaluation of the potential source regions was well-established considering the significant changes in palaeocurrent patterns, in conjunction with RuZi ratios. The results summarized in Fig. 4.3 demonstrate that the palaeocurrent directions (n=162) varied during deposition of the Albian sedimentary succession. The variations systematically suggest overall derivation from the east and northeast for Zone A, and subsequently from the south, southwest and west for zones B, C and D.

The Albian sedimentation in the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin was developed in a fluvial-deltaic depositional environment as a consequence of a wide marine incursion into this basin (Rossetti and Góes, 2003), whose well-developed sigmoidal sandstones form bodies up to 6m thick. These sandstones consist almost exclusively of quartz with a minor component of lithic fragments and feldspar, and were derived from recycled orogen and continental blocks (Nascimento and Góes, 2006). Recycled orogens include the dominantly sedimentary, deformed and uplifted strata exposed in various fold-thrust belts, and continental blocks are tectonically consolidated regions composed of amalgamations of ancient orogenic belts that have been eroded and lack any relict genetic relief (Dickinson, 1985). Metasedimentary sources for these deposits are indicated by tourmaline compositions, which suggest a provenance mainly from metapsammites and metapelites (Fields 4 and 5: Fig. 4.4), with a small contribution from granitic rocks (Field 2: Fig. 4.4). Metasedimentary rocks (e.g. metaconglomerate, quartzite, micaschist, and schist) have been widely described in the orogenic regions (Araguaia and Gurupi Belts and Borborema Province) adjacent to the São Luís-Grajaú Basin. However, the overall high-textural maturity (rounding) of zircon and tourmaline grains illustrates an evident contribution from sedimentary deposits or recycling, including the Paleozoic sedimentary units from Parnaíba Basin as a main source rock of detritus. On the other hand, the euhedral and subhedral zircon and tourmaline grains in these Albian sandstones indicate first-cycle sediments. The combined occurrence of these forms suggests a classic mixture of sediments of different sedimentary history.

Palaeocurrent patterns indicate that sedimentary deposits of Zone A were preferentially derived from the São Luís Craton/Gurupi Belt, and occasionally from the

western portion of the Borborema Province (Fig. 4.7B). Almeida and Carneiro (2004) deduced, on the basis of paleogeographic reconstruction, that the Cretaceous sea overflowed the northern portion of the Parnaíba Basin from the Equatorial Atlantic Ocean, initially through of the Barreirinhas Basin (see Fig. 4.7A), depositing the Albian succession in the São Luís-Grajaú Basin. Fig. 4.7F, 7G shows that Paleoproterozoic and Neoproterozoic ages are common in these regions (Gorayeb et al., 1999; Brito Neves et al., 2001; Klein et al., 2002; 2005), where the main peak ages are around 2153 Ma and 587 Ma, with Archean ages less important. Detrital zircon ages around 1.0 Ga are clearly related to the Borborema Province, where similar ages are related to the Cariris Velhos Event (Van Schmus et al., 1995). The overlap of the detrital zircon age spectra with zircon ages from this geographic region implies that Zone A was deposited during a transgressive regime, possibly in the Early Albian.

Subsequently, as a consequence of the tectonic subsidence, the zones B, C and D were deposited under regressive conditions (Fig. 4.7C), as indicated by the presence of well-developed sigmoidal sand bodies and fluvial deposits. In this context, the areas to the south, southwest and possibly the east, were the main sediment sources, including preferentially the eastern portion of the Amazonian Craton/Araguaia Belt, Borborema Province, and most significantly Paleozoic siliciclastic sediments of the Parnaíba Basin. A wide variety of meta-sedimentary and igneous rocks with similar zircon ages has been described from these regions (e.g., Brito-Neves et al., 2001; Tassinari & Macambira, 2004). The overlap of age spectra in all units suggests that Paleoproterozoic and Archean grains were, preferentially, sourced from Amazonian Craton and Araguaia Belt, with contributions from southeastern Borborema Province (Fig. 4.7D). As in Zone A, the ages around 1.0 Ga in these deposits can be attributed to the Cariris Velhos Event, widely recognized in central portion of the Borborema Province.

The main difficulty with provenance analysis of the Albian deposits in the southern region of the São Luís-Grajaú Basin stems from the fact that the sedimentary history involves the recycling of sediments from the Parnaíba Basin. Some geochronologic studies of detrital zircon grains from the Paleozoic Parnaíba Basin deposits have detected a predominance of detrital zircons with Pb-Pb ages from the Trans-Amazonian and Brasiliano cycles (Martins et al., 2006). Fig. 4.7E shows an evident correlation

between Pb-Pb detrital zircon from Paleozoic and Cretaceous strata with similar main peaks of 2050 Ma, 2062 Ma, and 645-640 Ma.

4.9 CONCLUSIONS

The provenance of the Cretaceous sedimentary rocks in the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin, northern Brazil was constrained by detrital tourmaline chemistry and by Pb-Pb dating and textural analysis of detrital zircon, in conjunction with palaeocurrent data. Detrital tourmaline grains were mainly derived from aluminous and Al-poor metapelites and metapsammites. Some detrital tourmaline has a source from Li-poor granitoids, pegmatites and aplites. In the population of zircon grains there are three major components: Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean. Neoproterozoic and Archean zircon grains show an evident increase upwards through the sedimentary succession indicating that these terranes were effectively more important during the deposition of the zones B, C and D whose palaeocurrent patterns indicate a source area to the southwest and south. In contrast, the Paleoproterozoic zircon grains present an increase in Zones B and C. These zircon grains exhibit mainly well-rounded and rounded shape, with lesser amounts of euhedral or subhedral forms, suggesting a strong influence of the recycling of sediments or metasedimentary rocks, and a less significant contribution of the first-cycle sediments. The integration of some U-Pb and Pb-Pb geochronologic data in detrital zircons from the Amazonian Craton/Araguaia Belt, São Luís Craton/Gurupi Belt, Borborema Province and Parnaíba Basin (Arenito do Guamá) with palaeocurrent data made it possible to evaluate the potential source areas for the Albian deposits. The sediments in the Zone A were possibly supplied from the São Luís/Gurupi Belt and northwestern portion of the Borborema Province. On the other hand, the main source areas for Zones B, C, and D were the eastern portion of the Amazonian Craton/Araguaia Belt, and the southwestern portion of the Borborema Province. Furthermore, the Parnaíba Basin was one of the most important sediment sources for these Albian deposits.

Acknowledgements

To Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), projects 474978/2001-0 CNPq/MPEG, 308308/2004-2 CNPq/UnB and 304869/2004-0 JAB. To Dr. Marco Antonio Galarza of the Laboratory of Isotope Geology (UFPA) and to technician Onésio Rodrigues Filho of the Laboratory of Electron Microprobe of the Institute of Geosciences (UnB) for technical support during the analytical work.

References

- Alkimim, F.F., Martins-Neto, M.A. 2001. A Bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (Eds.), Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. SBG MG, Belo Horizonte, Brazil, p.9-30.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto, V., Bartonelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Editora, São Paulo, Brasil, , p.43-58.
- Azevedo, R.P. 1991. Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins. Royal School of Mines Imperial College, London., PhD Thesis.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2001. Tectonic history of the Borborema Provimce, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds), Tectonic Evolution of Southr America. Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, p.151-182.
- Caputo, M.V., Lima, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. Cong. Bras. de Geol., 33. Rio de Janeiro, Anais, 2, , p.740-753.
- Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Freeman, M., Sircombe, K., 2003. Linking source and sedimentary basin: detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies. Earth Planet. Sci. Lett. 210, 259–268.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In.: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Eds.), Reviews in mineralogy & geochemistry, 53, Min. Soc. of Am. and Geoch Soc, pp. 469-500.

- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In.: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, pp.333-361.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2003. U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sed. Geol.*, 163, 29–66.
- Eriksson, K.A., Campbell, I.H., Palin, J.M., Allen, C.M., 2003. Predominance of Grenville magmatism recorded in detrital zircons from modern Appalachian rivers. *Jour. Geol.*, 111, 707–717.
- Evans, J.A., Stone, P., Flyd, J.D., 1991. Isotopic characteristic of Ordovician greywacke provenance in the southern uplands of Scotland. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc., pp.161-172.
- Fetter, A.H., 1999. Geochronological evolution of the Ceará State-Borborema Province, northeast Brazil. PhD Thesis. University of Kansas, Lawrence, Kansas.
- Finch, R.J., Hanchar, J.M., 2003. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. In.: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Eds.), *Reviews in mineralogy & geochemistry*, 53, Min. Soc. of Am. and Geoch Soc, pp.1-25.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., González, L.A.F.D., 2005. Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico. *Sed. Geol.*, 182, 87-100.
- Góes, A.M., Feijó, F. J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências da Petrobras*, 8, 57–67.
- Góes, A.M., Rossetti, D.F., 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: Rossetti, D.F, Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer, pp.15-29.
- Gorayeb, P.S.S., Gaudette, H., Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M., 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Rev. Bras. de Geoc.*, 29(4), 571-578.
- Haughton, P.D.W., Todd, S.P., Morton, A.C. 1991. Sedimentary provenance studies. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc., pp.1-11.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, 70, 1-15.

- Klein, E.L., Koppe, J.C., Moura, C.A.V., 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Jour. of South Am. Earth Sc.*, 14, 837-849.
- Klein, E.L., Moura, C.A.V., Pinheiro, B.L.S., 2005. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm–Nd isotopes. *Gondwana Res.* 8, 177–186.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 482–490.
- Kober, B., 1987. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 63–71.
- Krynine, P.D., 1946. The tourmaline group in sediments. *Jour. of Geol.*, 54, 65-87.
- Li, R., Lib, S., Jin, F., Wan, Y., Zhang, S., 2004. Provenance of Carboniferous sedimentary rocks in the northern margin of Dabie Mountains, central China and the tectonic significance: constraints from trace elements, mineral chemistry and SHRIMP dating of zircons. *Sed. Geol.*, 166, 245-264.
- Liebermen, B.S., 1997. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: a biogeography approach. *Geology*, 25, 1039-1042.
- Lihou, J., Mange-Rajetzky, M.A., 1996. Provenance of the Sardona Flysh, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sed. Petrol.*, 105, 141-157.
- Link, P.K., Fanning, C.M., Beranek, L.P., 2005. Reliability and longitudinal change of detrital-zircon age spectra in the Snake River system, Idaho and Wyoming: an example of reproducing the bumpy barcode. *Sed. Geol.*, 182, 101-142.
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman and Hall, London.
- Martins, P.S., Truckenbrodt, W., Moura, C.A.V., 2006. Proveniência do Arenito do Guamá (Siluriano Inferior) com base em petrografia e datação de grãos de zircão por evaporação de Pb. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, Belém, Pará, Brazil.
- Morton, A.C., 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: G.G. Zuffa (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 249-277.
- Morton, A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. *Geol. Soc.*, 31-45.

- Morton, A.C., Hallsworth, C., 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geol.*, 90, 241-256.
- Morton, A.C., Claoué-Long, J.C., Berge, C., 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *Journal of the Geol. Soc. London*, 153, 915-929.
- Morton, A.C., Hallsworth, C., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geol.*, 124, 3-29.
- Morton, A.C., Whitham, A.G., Fanning, C.M., 2005. Provenance of Late Cretaceous Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sed. Geol.*, 182, 3-28.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., 1999. Zircon age of the Basement Orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: *Basemen Tectonic 13*, Sinha, A.K. (Ed.), 155-178, Holanda, Kluwer Academic Publishers.
- Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M., Klein, E.L., Palheta, E.S.M., Pinheiro, B.L.S., 2003. Geochronology of the São Luís Craton and Gurupi Belt. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, 225-228.
- Nascimento, M.,S., Góes, A.M., 2006. Petrografia de arenitos e texturas de minerais pesados e quartzo: uma contribuição ao estudo da proveniência de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú. In: *Sociedade Brasileira de Geologia. Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, Belém, Pará, Brazil.
- 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. *Sed. Geol.*, 20, 351-383.
- Pell, S.D., Williams, I.S., Chivas, A.R., 1997. The use of protolith zircon-age fingerprints in determining the protosource areas for some Australian dune sands. *Sed. Geol.*, 109, 233-260.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Cont. Min. and Petrol.*, 73, 207-220.
- Rossetti, D.F., 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Coleção Friedrich Katzer*, 31-46.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Rev. Bras. de Geoc.*, 33(3), 299-312.

- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W., 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do albian-terciário inferior (?) na Bacia de São Luís (MA). Bol. of the Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, 9, 29-41.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Eds.), O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blucher Ltda., São Paul, Brasil, pp.123-186.
- Sircombe, K.N., 1999. Tracing provenance through the isotopic ages of littoral and sedimentary detrital zircons, eastern Australia. Sed. Geol., 124, 47–67.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22 (3), 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In.: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito-Neves (Eds.). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 472-485.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon, Precambrian Research, 67, 321-347.
- Trompette, R., 1994. Geology of western Gondwana (2000-500Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa, Balkema, pp 350.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. Jour. South Am. Earth Sci., 8(3-4), 267-288.
- von Eynatten, H., Gaupp, H., 1999. Provenance of cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. Sed. Geol., 124, 81-111.
- Weltje, G.J., von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. Sed. Geol., 171, 1-11.

CAPÍTULO 5 *Artigo submetido ao J. South Am. Earth Science*

5. PROVENANCE OF ALBIAN DEPOSITS, NORTHERN BRAZIL BASED ON GEOCHEMISTRY, DETRITAL ZIRCON AGES, PETROGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

*Marivaldo S. NACIMENTO, José Affonso BROD,
Ana Maria GÓES & Moacir J. B. MACAMBIRA*

5.1 ABSTRACT

Geochemistry of detrital heavy minerals and bulk sediment, detrital zircon ages of sandstone samples, as well as petrographic and palaeocurrent data were used to investigate the provenance and tectonic setting of Albian fluvial-deltaic deposit in the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin. Petrographic analysis and chemistry of tourmaline revealed that the studied sandstones are quartzarenites, derived mainly from metasedimentary and, subordinately, from granitic rocks, typical of recycled orogens and continental blocks. The chemistry of zircon and staurolite present a statistically insignificant difference between sandstones, suggesting a homogeneous population. SEM morphology and surface texture analyses of heavy mineral and quartz grains indicate a strong contribution from recycled sediment. $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} + \text{MgO}$ vs. TiO_2 , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ plots show that the sandstones have Passive Margin characteristics. The sediments are characterized by light rare earth elements enrichment related to heavy rare earth elements, and negative Eu anomaly, with a REE pattern

similar to that from the post-Archean upper continental crust. Pb-Pb zircon TIMS geochronology reveals a direct fingerprint of Precambrian terrains: Archean (3103-2545 Ma), Paleoproterozoic (2460-1684 Ma) and Neoproterozoic (993-505 Ma); small groups of Mesoproterozoic (1570-1006 Ma) and Paleozoic (535-441 Ma) grains are also present. On basis of the palaeocurrent patterns and RuZi ratios the studied sequence was divided in four zones A, B, C and D. The results grouped in this work strongly suggest that the Amazonian Craton/Araguaia Belt, São Luís Craton/Gurupi Belt, Borborema Province, and Parnaíba Basin were the primordial source regions for the studied Albian deposits. The palaeocurrent patterns show that the sediments of the Zone A were supplied preferentially from the São Luís/Gurupi Belt region and from the northwestern portion of the Borborema Province, while the deposits of the zones B, C, and D were sourced from the eastern part of the Amazonian Craton/Araguaia Belt, and the southwestern part of the Borborema Province. Detrital zircon ages of 1.0 Ga represent a source related to the Cariris Velho Event, widely recognized in the central portion of the Borborema Province.

Keywords: Provenance; Petrography; Geochemistry; Detrital zircon age; Sandstones; Heavy minerals

5.2 INTRODUCTION

The provenance studies include factors related to composition, production, dispersion history of sediments, and evolution of sedimentary deposits. The composition of parent rocks, tectonic setting, paleogeographic context of the source area, and climate are variables controlling the production and the chemical and mineralogical characteristics of sediments (Bhatia, 1983; McLennan et al., 1993; Weltje and von Eynatten, 2004). Therefore, petrographic and geochemistry analyses of sandstones and heavy mineral grains, detrital zircon dating, in conjunction with sedimentologic studies provide an efficient interpretation of provenance (e.g., Dickinson, 1985; Pettijohn et al., 1987; Owen, 1987; Morton et al., 1996; Acquafredda et al., 1997; Ugidos et al., 1997; Anani, 1999; von Eynatten and Gaupp, 1999; Morton, 2005; Osae et al., 2006).

Consequently, much of the progress in provenance studies made in the last decade is the result of a multidisciplinary approach and the use of increasingly sophisticated methods of data acquisition (e.g., Morton et al., 1991, and refs therein).

This paper presents results from an integrated study investigating provenance and tectonic setting of Albian sedimentary rocks of the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin, north Brazil, combining sedimentology, petrography, geochemical analysis, and detrital zircon ages. Different provenances are identified using heavy mineral and palaeocurrent data; as well as lithological and mineralogical constraints of the sediment source. Tectonic setting evaluation is provided both by petrography and chemistry of heavy minerals and by sediment chemical data. Geochronological constraints are provided by zircon age dating of representative samples of each of the various stratigraphic levels as identified by heavy mineral and palaeocurrent data.

5.3 GEOLOGICAL SETTING

The São Luís-Grajaú Basin is one of the most important Cretaceous basins of northern Brazil, consisting in a wide sedimentary basin whose origin has been related to the breakup of Western Gondwana, which led to the separation of South America from Africa and the connection between Central and South Atlantic oceans (Upper Jurassic-Early Cretaceous). The basin has NW-SE trending rectangular shape and is limited to the south by the Xambioá-Rio Parnaíba structural high, to the west by the Capim Arc, to the east by the Rio Parnaíba lineament, and to the north by the Ilha de Santana Platform (Fig. 5.1). It encompasses the main Cretaceous sedimentary successions in northeastern Amazonia where, in depocenter areas the sediment piles up to 10 km thick (Rossetti, 2001). The Cretaceous filling of the São Luís-Grajaú Basin is subdivided in three depositional sequences named S1, S2 and S3, whose sedimentary evolution occurred between Aptian and Late Cretaceous (Rossetti, 2001). The S1 sequence includes the Codó and Grajaú formations (Aptian), which consist of sandstone, shale, limestone and evaporite deposited in shallow-marine, lacustrine and fluvial/deltaic environments. The S2 sequence (Eo-Mesozoic) corresponds to the lower portion of

the Undifferentiated Unit (Rossetti and Truckenbrodt, 1997), and comprises dominantly sandstones and mudstones accumulated in a shallow-marine and fluvial/deltaic environments. The S3 sequence includes the uppermost portion of the Undifferentiated Unit, the Alcântara (Neoalbian/Cenomanian) and Cuijue (Neocretaceous) formations, consisting of mudstone and sandstone deposited in an incised estuarine valley (Rossetti and Truckenbrodt 1997). These sequences overlie Paleozoic units and a wide variety of metamorphic and igneous Precambrian rocks from the Braziliano-Panafrican Cycle.

The Pre-paleozoic basement of the São Luís-Grajaú Basin includes the eastern portion of the Amazonian Craton and Araguaia Belt to the southwest, the São Luís Craton and Gurupi Belt to the north, and the Borborema Province to the east and southeast (Fig. 5.1).

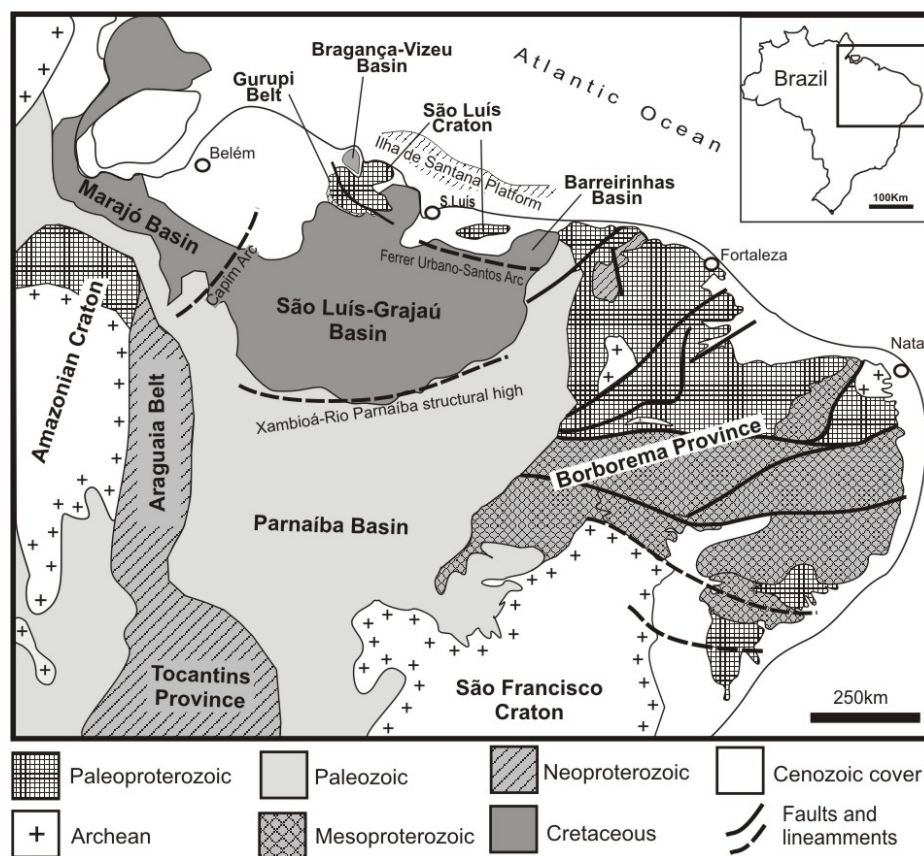


Fig. 5.1 - Geological map showing the main lithostratigraphic units, sedimentary basins, structural lineaments, and location of the Albian outcrops in north Brazil. (modified from Van Schmus *et al.* 1997; Fetter *et al.*, 2000; Tassinari and Macambira, 2004)

The Amazonian Craton can be subdivided into six geochronologic provinces according to Tassinari and Macambira (1999): Central Amazonian (>2.5 Ga), Maroni-Itacaiunas (2.2-1.9 Ga), Ventuari-Tapajós (1.9-1.8 Ga), Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga), Rondonian-San Ignacio (1.55-1.3 Ga), and Sunsás (1.25-1.0 Ga).

The Araguaia Belt, corresponding to the northern portion of the Tocantins Province, crops out to the southwest of the São Luís Grajaú-Basin, with a general N-S orientation. It consists mainly of rocks of the Baixo Araguaia Supergroup, individualized in two units: the Estrondo Group, composed of a wide variety of metasedimentary rocks such as metaconglomerate, quartzite, and schist, as well as Brasiliano (655 Ma) granite bodies (Pb-Pb zircon evaporation; Moura and Gaudette, 1999); and the Tocantins Group, including schist, phyllite, quartzite, metarkose and metalimestone. The Archean basement for this belt is grouped in two lithostratigraphic units: the Colméia Complex (2855-2867 Ma) and the Cantão Gneiss (2858 Ma), that represent inliers of the Amazonian Craton (Moura and Gaudette, 1999).

The São Luís Craton, recognized as a fragment of the West African Craton in the South American Platform, crops out in northwestern and northern regions next to the SLGB, and includes the Rosário Intrusive Suite ((2.09-2.14 Ga; Gorayeb et al, 1999), Paleoproterozoic granitoids subdivided in Arizona Group (2.24 Ga), Tromai (2.15-2.17 Ga) and Traquateua (2.08-2.09 Ga) intrusive suites, as well as metavolcano-sedimentary rocks (Gorayeb et al, 1999; Moura et al., 2003; Klein et al., 2005).

To the southwestern the São Luís Craton there occurs the Gurupi Belt, consisting of tonalites (2.15 Ga), metavolcanic rocks (2.15-2.16 Ga), granites (2.163 Ga), gneisses (2.135 Ga), granitoids (2.08-2.0 Ga), and one Brasiliano granite (549 Ma) (Pb-Pb in zircon; from Moura et al., 2003). The limit between the Gurupi Belt and the São Luís Craton is the Tentugal shear zone, interpreted as the suture between these two terrains (Hasui et al., 1984; Abreu and Lesquer, 1985).

The Borborema Province corresponds to a large Brasiliano–Panafrican orogenic region located in the northeast of Brazil, formed in consequence of the convergence between the Amazonian, West African–São Luís, and São Francisco–Congo cratons (ca. 600 Ma). This province is part of a Pan-Gondwana belt that extends farther south into Brazil as the Brasília Belt and can be traced into West Africa by means of lithologic

correlations and a series of major shear zones (Trompette, 1994; Toteu et al., 1994). The Borborema Province comprises gneissic and migmatitic basement rocks, mostly formed during the Paleoproterozoic (Transamazonian Event; ca. 2.0 Ga), partially covered by Mesoproterozoic and Neoproterozoic metasedimentary, as well as metavolcanic rocks (Van Schmus et al., 1995; Fetter, 1999; Brito Neves et al., 2001). This province was affected by the CaririsVelhos Event (ca. 1.0 Ga), represented by gneisses, schists, and metavolcanic rocks intruded by Neoproterozoic granites. The Brasiliano Event affected the entire province and was responsible by low-to-high grade metamorphism, abundant magmatism, and development of continental-scale transcurrent shear zones (Brito Neves et al., 2001).

The Paleozoic Parnaíba Basin comprises three major sedimentary sequences: the Serra Grande Group (Silurian) represents the older strata, accommodated by the initial subsidence of the syncline, and includes the Ipu, Tianguá and Jaicós formations; the Canindé Group (Devonian), comprising the Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá and Poti formations; and the Balsas Group (Carboniferous-Triassic) that includes the Piauí, Pedra de Fogo, Motuca, and Sambaíba formations. In the Gurupi region, northeastern Pará State, a quartzarenite informally named 'Arenito do Guamá' represents the distal facies of the Ipú Formation (Early Silurian, Serra Grande Group, see Caputo and Lima, 1984), where Pb-Pb ages in detrital zircons exhibit Transamazonian (2.0-2.08 Ga) and Brasiliano ages (500-575 Ma) (Martins et al., 2006). Two events of magmatic activity took place in the Parnaíba Basin in the Mesozoic: first, the Mosquito Formation (Triassic-Jurassic), related to the rifting of the Central Atlantic; and second the Sardinha Formation (Early Cretaceous) representing the rifting of the South Atlantic (Góes and Feijó, 1994). The Xambioá-Rio Parnaíba structural high separates the Parnaíba Basin from the São Luís-Grajaú Basin (Fig. 6.1).

5.4 PALEOENVIRONMENTAL ASPECTS AND SAMPLING

The Albian exposures focused in this study occur at the southern portion of the São Luís-Grajaú Basin, Grajaú region (Maranhão State), along the MA006 highway. This is a siliciclastic sedimentary succession ca. 135 m thick and ca. 70 km in lateral extension, corresponding to a large fluvial-deltaic storm-influenced system developed as consequence of a marine incursion in the basin (Rossetti and Góes, 2003). The main deposits are well-developed sigmoidal sandstones and consist of bodies up to 6m thick where six depositional environments were recognized: delta front bar/mouth, distal bar/prodelta, upper shoreface/foreshore, interdistributary bay/crevasse, fluvial channel and distributary channel (Rossetti and Góes, 2003) (Figs. 5.2A,2B and 5.3A-3E). Systematic sampling was carried out through thirteen vertical profiles with the collection of 34 sandstone samples. The lithostratigraphic columns and palaeocurrent data are shown in the Fig. 5.4.

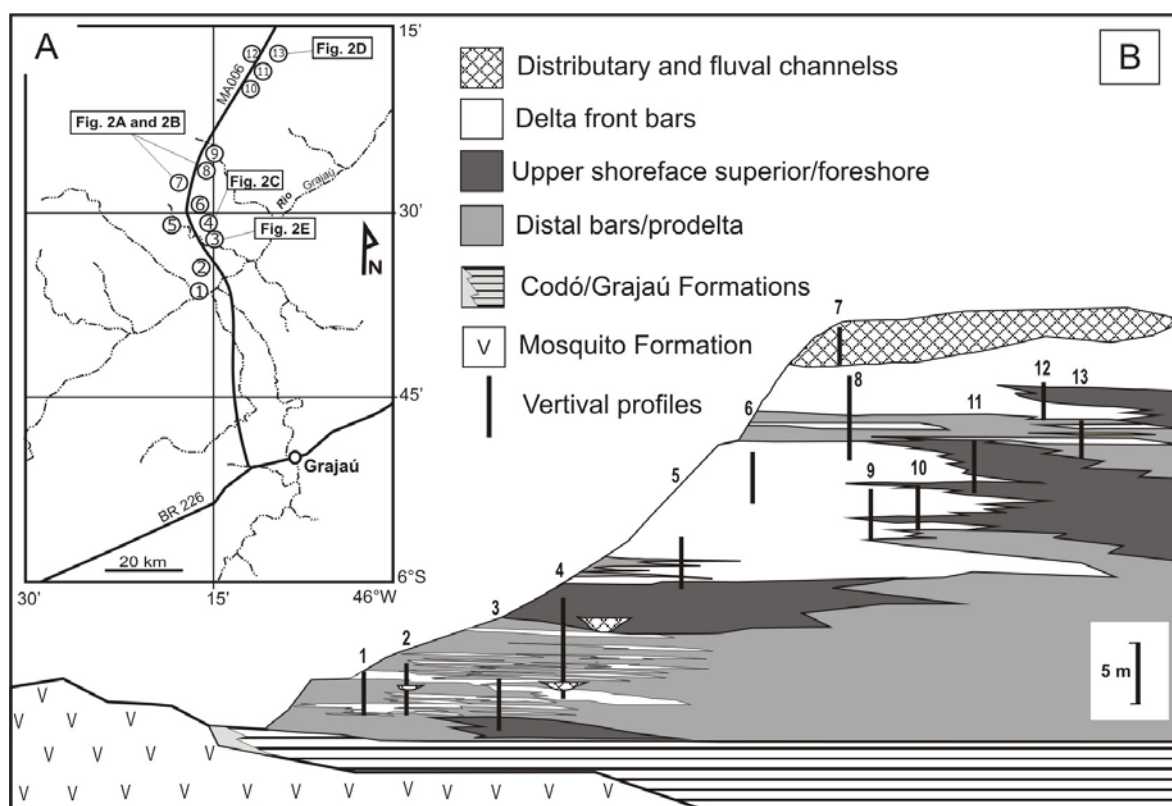


Fig. 5.2 - (A) Location of studied outcrops along of MA006 (1-13); and (B) composed section showing vertical and lateral correlations of the depositional environments.

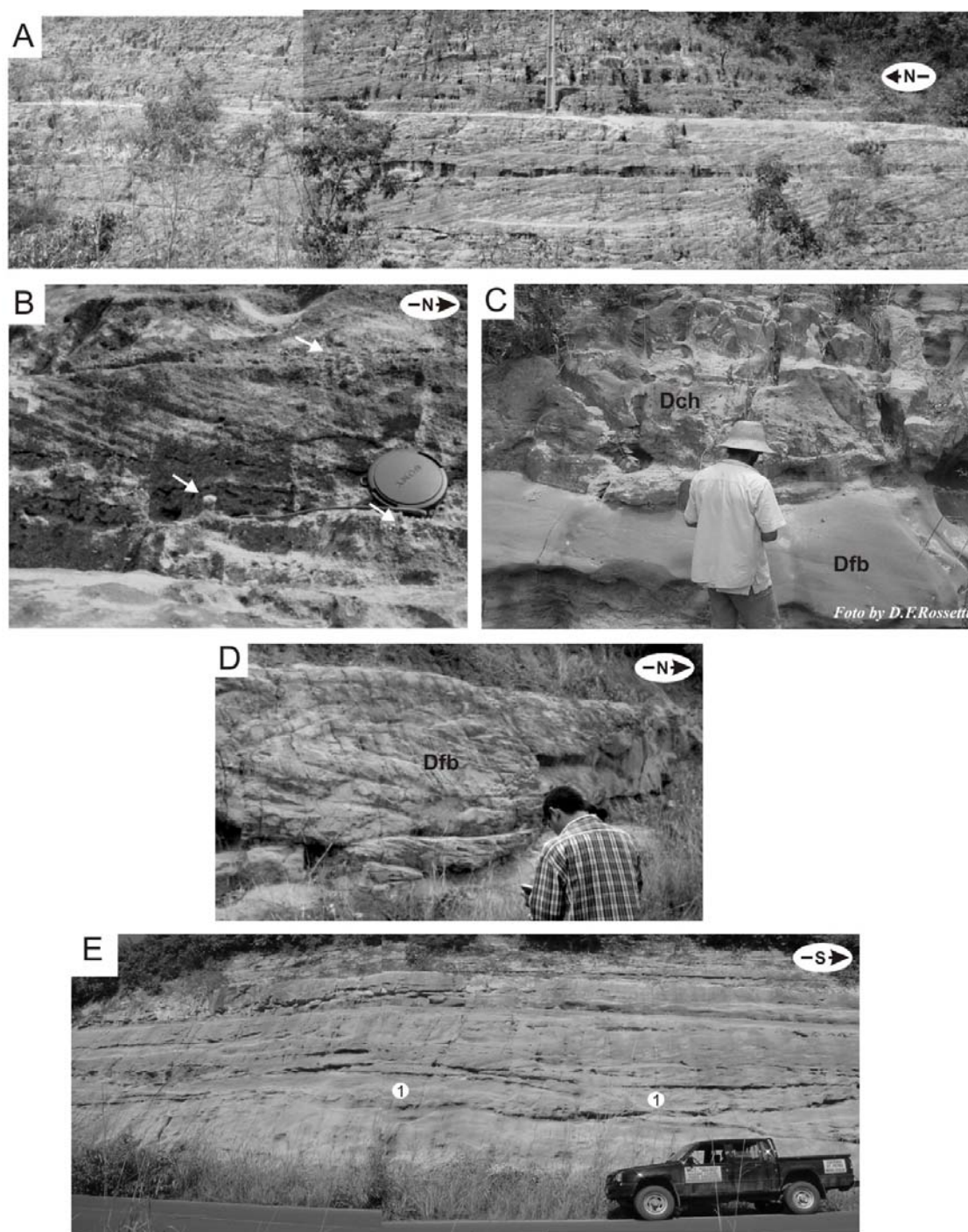


Fig. 5.3 - Some sedimentologic features of the studied deposits: (A) fluvial channels (uppermost portion of the succession) with tabular cross stratification (B), (C) distributary channels (Dch) scouring delta front bar deposits (Dfb).; (D) delta front bar (Dfb) exhibiting sigmoidal form; and (E) Upper shoreface/fore shore with swaley cross stratification (1)

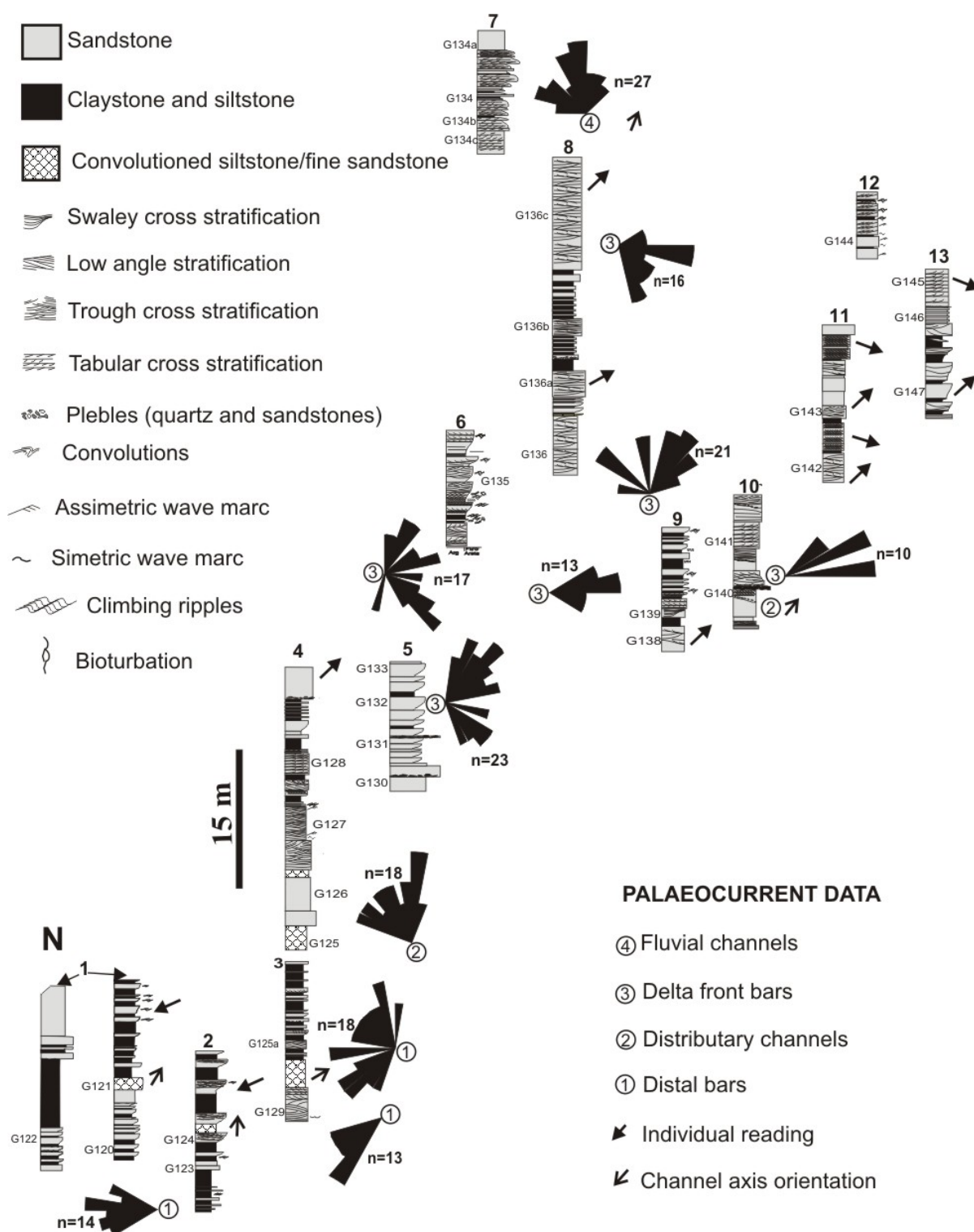


Fig. 5.4 - Lithostratigraphic columns with sampling levels and palaeocurrent data.

On the basis of palaeocurrent patterns and variations in the proportion of detrital rutile to detrital zircon (RuZi), Nascimento and Góes (2006) defined four heavy mineral zones, generically named of A, B, C and D, in ascending stratigraphic order. The Zone A consists of amalgamate sandstone layers, siltstones and mudstones, representative of the distal portion of the depositional system, which includes distal bar/prodelta and interdistributary bay/crevasse deposits. Palaeocurrent patterns exhibit mainly west- to southwest dip directions (n=47). The RuZi ratios show a small decrease upwards in this interval. The Zones B and C are represented dominantly by delta front bar/mouth, upper shoreface/foreshore deposits, as well as distributary channels deposits. The Zone B consists of medium- to fine grained sandstones, moderately sorted, and subordinated siltstones and mudstones. The sandstones body exhibit a sigmoid geometry where the cross stratifications (n=86) show mainly northeast and southeast dip directions. The Zone C comprises fine-grained, well sorted sandstones, siltstones, and mudstones characterized by abundant small- and large-scale, swaley cross-stratification, undulating lamination, mud drapes and reactivation surfaces. The deltaic distributary channel deposits are characterized by medium- to fine sandstones with low-angle and trough cross-stratifications, normally scouring the delta front bar/mouth deposits (Fig. 5.3C). The Zone D, in the uppermost portion of sedimentary succession, consists of fluvial deposits that comprise mainly coarse- to fine sandstones, and conglomerates exhibiting trough cross-stratification, and locally tabular cross-stratification (Fig. 5.3D-3E) with foresets showing northward dip directions. In contrast, the zones B, C and D are characterized by a marked upward increase in RuZi and similar palaeocurrent patterns, indicating, mainly, northeast- to north and eastward dip directions.

The depositional architecture and vertical arrangements of these deposits characterize a progradant sedimentary succession, where the distal facies (bar/prodelta and interdistributary bay/crevasse) are progressively succeeded by proximal facies (delta front bar/mouth and fluvial channel). Additionally, the palaeocurrent data and RuZi ratios suggest change in the provenance for these deposits during their evolution. Therefore, a similar source area for zones B, C and D is suggested, in contrast with Zone A derived from a different source region.

5.5 PETROGRAPHY

The petrographic analysis of the sandstone framework was performed on 34 polished thin-sections, through 200 per-slide point-count technique to identify individual grains using the Gazzi-Dickinson method (Dickinson, 1985). The maturity of sandstones was evaluated in the Q-F-L diagram of Pettijohn et al. (1987) and the tectonic setting was deduced using the ternary diagram Qt-F-L (total quartz-feldspar-lithic fragments) from Dickinson and Suczek (1979), provided that matrix contents were less than 2%. The three vertices which represent the recalculated proportions of key categories of types are those used by Dickinson (1985). SEM analyses of quartz and heavy mineral grains addressing morphology and surface textures were performed with LEO 1450 scanning electron microscope of the Museu Paraense Emílio Goeldi. The grains were mounted in double-faced adhesive tape and then covered with gold sputtering. The surface features were classified using a combination of the terminologies according to Mahaney (2002).

5.5.1 Modal sandstone compositions

Determining the modal composition of sandstones is one method of unraveling their provenance and can be an aid for reliable paleogeographic reconstruction (Dickinson, 1985; and refs. therein). Sandstones compose approximately 75 vol% of the bulk of the Albian deposits in the south region of the São Luís-Grajaú Basin. The analyzed sandstones are moderately- to well-sorted, and fine- to medium grained. Quartz is the most abundant framework mineral, ranging from 68 to 96% (average 86%) of rock volume, and consisting of both monocrystalline (Qm) and polycrystalline grains (Qp). Rock fragments (7-23 vol%) and weathered feldspar (0-9 vol%) (Appendix A). The sandstone compositions plot in the quartzarenite field of the Q-F-L diagram (Pettijohn et al., 1987; Fig. 5.5A). The average matrix content for the analyzed samples is less than 2 vol%.

Monocrystalline quartz grains with undulose extinction (Qmo ~80%) are dominant over quartz with normal extinction (Qms ~20%). Polycrystalline quartz grains (Qp) are composed mainly of non-oriented crystals with undulose extinction, commonly two or

three per grain (Fig. 5.5F). Quartz grains are commonly sub-rounded to sub-angular, sometimes containing fluid or mineral inclusions. Individual polycrystalline quartz grains exhibit mostly angular- to sub-angular and rounded shapes, rarely with sutured and punctual contacts (Fig. 5.5B-5C). The rock fragments (ca.15 vol%) consist of microcrystalline chert (Fig. 5.5C) and, rarely, of quartzite fragments (Fig. 5.5D). Quartz grains (Qms) often exhibit relict overgrowth (So), where a reddish brown coating on the detrital grain commonly marks the grain/growth boundary (Fig. 5.5E). Other framework components comprise, biotite (Bt) and feldspar grains (Fig. 5.5A-5E).

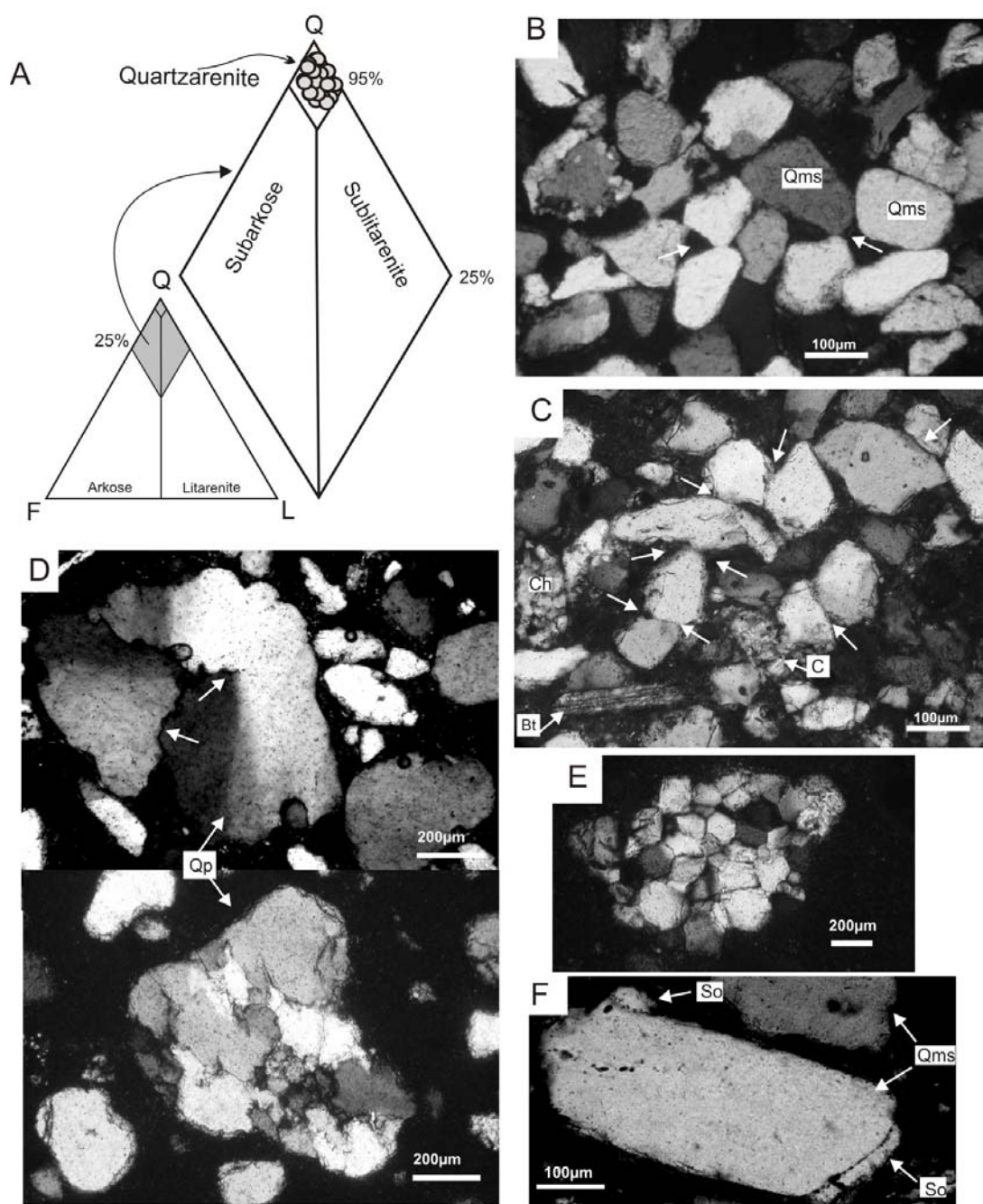


Fig. 5.5 - (A) Classification of sandstones after Pettijohn et al. (1987). Photomicrography (crossed polars) of thin section: (B) sub-rounded and rounded quartz with punctual contact (arrows); (C) angular- to subangular quartz grains with sutured contact (arrows), biotite (Bt) and chert (Ch); (D) polycrystalline quartz grains exhibiting sutured contact between crystals (arrows); (E) quartzite fragments with oriented mica; (F) quartz grain with relict overgrowth.

SEM analysis of quartz grains shows a wide variety of shapes and surface textures (Fig. 5.6). Fifteen types of mechanical surface textures were identified, such as: V-shaped percussion cracks, sharp angular edges, edge abrasion, upturned plates, rounded outline and polished surfaces, conchoidal fractures, arcuate steps, radial fractures, parallel fractures, fresh surface, linear steps and straight grooves. Some of these features are shown in the Fig. 5.6, indicated by numbers. V-shaped percussion cracks and upturned plates are the most frequently found mechanical features; they differ in size and degree of development, in some cases affecting most of the grain's total surface area. In addition, the conchoidal fractures form arcuate steps. Reworking of the conchoidal fractures is observed, taking the form of an overlay of mechanical V's and grooves. Chemical textures (surface solution, silica precipitation and linear steps) affect most of the mechanical features, but are less frequent.

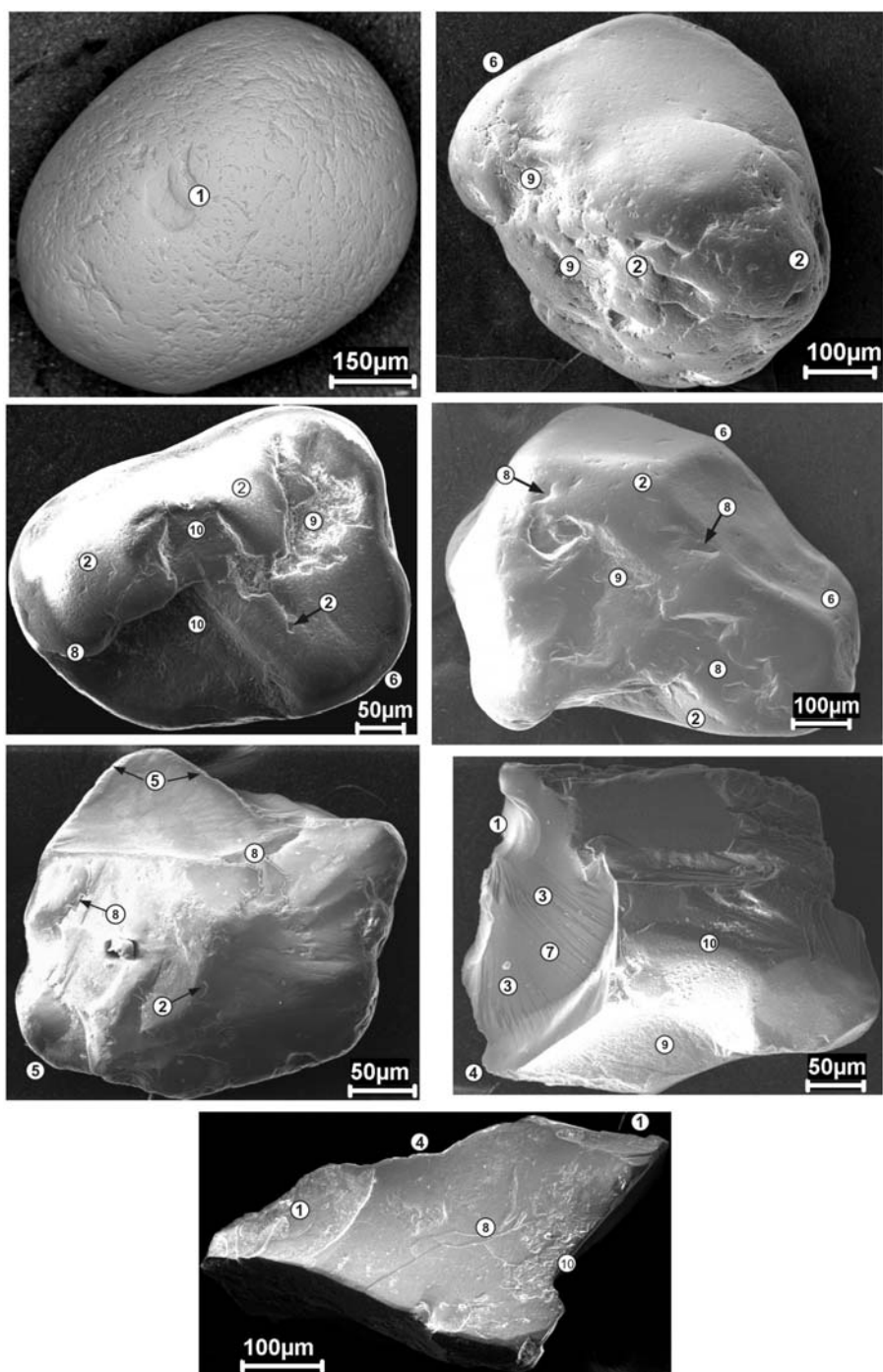


Fig. 5.6 - SEM images of quartz grains showing the morphologic and some surface of the quartz grains: (1) conchoidal fracture, (2) V-shaped percussion cracks, (3) radial fractures, (4) sharp edges, (5) edge abrasion, (6) rounded outline, (7) irregular fresh surface, (8) upturned plates, (9) surface solution, (10) silica precipitation.

5.5.2 Heavy minerals

The heavy mineral assemblage consists exclusively of ultra and meta-stable heavy minerals: tourmaline (To), zircon (Zr), staurolite (St), rutile (Ru), and kyanite (Ky). Besides these minerals, there also occur small amounts autigenic anatase (An), light-green amphibole, colorless garnet, apatite and sillimanite (Appendix A).

SEM analysis demonstrates that some minerals (mainly tourmaline and zircon) display a variety of morphologies and surface textures (Fig. 5.7A-7J). Most of these surface textures are present as associations rather than in isolated forms. Euhedral tourmaline and zircon grains exhibit well-preserved angle edge and few mechanical textures such as conchoidal fractures, edges abrasion, some V-shaped percussion cracks and grooves. Subhedral grains exhibit a tendency to show mechanical textures: edges abrasion, conchoidal fractures, V-shaped percussion cracks and upturned plates. Sub-rounded and rounded grains show a wide association of surface textures: V-shaped percussion cracks, upturned plates, rounded edges, conchoidal fractures with signs of reworking, some grooves and some textures of chemical origin. Sub-angular and angular grains present mainly conchoidal fractures, shaped edges, fresh surface (relatively recent), as well as radial fractures, linear steps (on staurolite grains) and parallel fractures.

Tourmaline – is common in the studied deposits, ranging from 24 to 89% of the heavy mineral content. In most samples tourmaline forms more than 60% of the heavy mineral assemblage. It is rounded- to subhedral and euhedral, brown and green-brown, and rarely green, yellow, and colorless. Euhedral grains exhibit some mechanical features such as grooves and edge abrasion, while well-rounded and sub-rounded grains show some reworked conchoidal fractures, upturned plates and rare dissolution features (Fig. 5.7A-7C). *Zircon* – is rounded- to sub-rounded, zoned or not, and colorless, with reworked conchoidal fractures, generalized surface polishing, or weathered surfaces (Fig. 5.7D-7E). Euhedral grains are zoned or not, exhibit edge abrasion and rare conchoidal fractures (Fig. 5.7F-7G), comprising 2 to 61% of assemblage. Angular grains show mainly conchoidal fractures. *Staurolite* – represent 4 to 25% of the assemblage and occurs as yellowish to deep yellow grains displaying angular- to sub-angular shapes, with abundant conchoidal fractures, fresh surfaces, and radial fractures (Fig. 5.7H). Some pseudo-

prismatic grains show solution features (Fig. 5.7 I). *Rutile* – (<11%) is less frequent than zircon, and normally exhibits red- to yellow-brown colors, angular- to sub-angular and prismatic forms, with some mechanical surface textures (Fig. 5.7J). *Kyanite* – making 0 up to 20% of the heavy mineral population, is colorless, prismatic-tabular, exhibiting zircon and opaque inclusions.

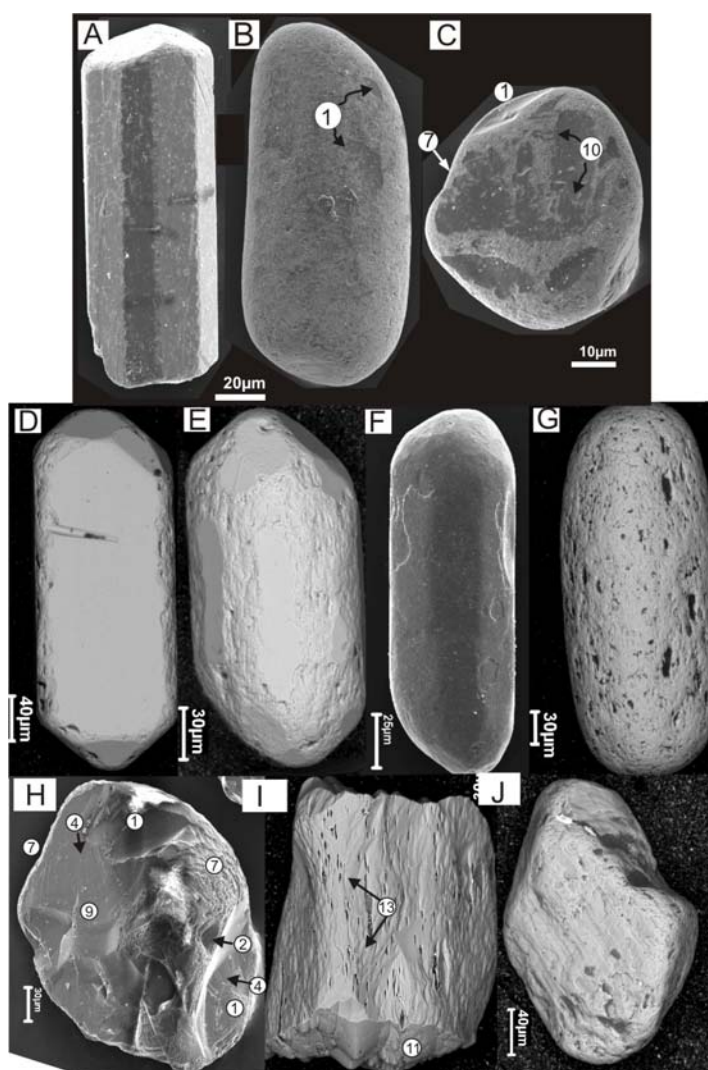


Fig. 5.7. SEM images of heavy minerals: morphology and surface textures of grains. (A-C) tourmaline showing various morphologies; (D-G) zircon exhibiting mechanical surface textures and etching pits (E); (H-I) staurolite with various surface textures; (J) rutile with mechanical surface features. (numeric symbols as in Fig. 3.6; Cap. 3).

5.6 TECTONIC SETTING

5.6.1 Detrital mode

The determination of the tectonic setting of sandstones using detrital modes was one of the first techniques on provenance studies proposed by Crook (1974). According to Dickinson (1985), the detrital modes of sandstones reflect the different tectonic settings of the source terrains with characteristic rock types which, when eroded, can produce sediments with a wide composition. Dickinson and Suczek (1979) and Dickinson (1985) have related detrital sandstone compositions to major source types, such as stable cratons, basement uplifts, magmatic arc and recycled orogen. Consequently, the analysis of sandstone framework has been widely used to define provenance of siliciclastic sedimentary deposits (Moral Cardona et al., 1997; Anani, 1999; Osea et al., 2006; among others).

Quantitative detrital modes were calculated from point counting in thin-sections (Appendix A). The modal analysis of the Albian sandstones in the ternary Qt-F-L diagram (Dickinson and Suczek, 1979) shows that the analyzed sandstones plot exclusively in the recycled orogen and continental block provenance fields (Fig. 5.8). Normally sandstones plotting in these fields derive from fold belts consisting mainly of metasedimentary rocks, as well as granitic and gneissic sources, supplemented by recycling of associated platform sediments or passive margin basins (Dickinson, 1985). However, such provenance determination has to be considered with caution, because weathering and diagenesis may change the original composition, leading to modification in the Qt-F-T plot (McBride, 1985).

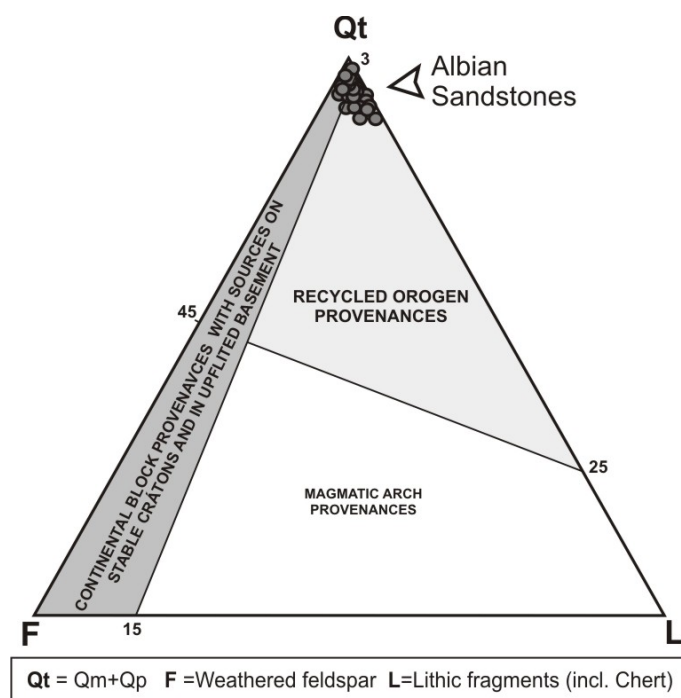


Fig. 5.8 - Ternary plot of detrital components of Albian sandstones in the tectonic provenance discrimination diagram (Dickinson and Suczek, 1979) (Qt = total quartz, F = feldspar, Lt = total lithic fragments).

5.6.2 Bulk sediment analyses

Major and rare earth elements (REE) were analyzed in six sandstone samples (G120: Zone A; G126 and G128: Zone B; G136 and G147: Zone C; and G134a: Zone D; Table V-1) by ICP-AES and ICP-MS, respectively by LiBO₂ fusion. Sample preparation techniques are extensively described in Garbe-Schönberg (1993).

Table 5.1 - Major oxides (weight %) and REEs (ppm) concentration in the investigated sediments.

	Zone A (G120)	Zone B (G125)	Zone B (G128)	Zone C (G136)	Zone C (G147)	Zone D (G134a)
wt %						
SiO ₂	94.21	93.88	94.72	95.28	94.53	93.99
Al ₂ O ₃	2.21	2.51	1.81	1.27	1.18	1.09
Fe ₂ O ₃	1.3	1.86	1.27	1.26	1.25	1.79
MgO	0.07	0.13	0.02	0.08	0.1	0.09
CaO	0.11	0.03	0.06	0.01	0.02	0.04
Na ₂ O	0.22	0.22	0.09	0.33	0.09	0.45
K ₂ O	1.46	0.54	1.01	0.6	0.87	0.9
TiO ₂	0.21	0.18	0.11	0.25	0.63	0.22
P ₂ O ₅	0.04	0.1	0.07	0.5	0.1	0.13
MnO	0.08	0.03	0.04	0.08	0.06	0.13
Cr ₂ O ₃	0.009	0.003	0.003	0.006	0.006	0.008
Ni	15	11.7	20	11	8	19
Sc	13	9	12	14	7	5.19
LOI	0.5	0.35	11.5	0.12	0.67	0.36
Tot/C	0.12	0.11	0.11	0.19	0.02	0.17
Tot/S	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	100.05	99.83	99.20	99.79	99.51	98.84
CIA	55.250	76.061	60.943	57.466	54.630	43.952
ppm						
La	64	49.1	52.7		41.9	
Ce	164.7	94	116.4		101.2	
Pr	21.63	11.92	11.94		11.61	
Nd	89.5	41.6	45		49.5	
Sm	18.4	7.7	8.8		9.5	
Eu	3.62	1.72	2.08		2.3	
Gd	12.92	5.74	5.87		8.1	
Tb	2.21	0.93	0.99		1.5	
Dy	12.29	4.89	6.37		8.37	
Ho	2.24	0.78	1.12		1.7	
Er	6.9	2.27	3.33		4.97	
Tm	1.09	0.38	0.61		0.83	
Yb	8.12	2.82	4.61		5.42	
Lu	1.25	0.44	0.69		0.83	
La/Sm	3.478	6.377	5.989		4.411	
Gd/Yb	1.59	2.04	1.27		1.49	

5.6.2.1 Major elements

The chemical composition of clastic sedimentary rocks results of a complex interplay of factors as source rocks types, tectonic setting, weathering and climate, transportation, and diagenesis (Bhatia, 1983; Dickinson, 1985; McLennan et al., 1993). The major element chemistry of sandstones has largely concentrated on tectonic discrimination, following a suggestion by Crook (1974). Several studies have used the chemical compositions of sandstones to discriminate the tectonic setting (e.g., Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986; McLennan et al., 1990; Yibas, 1999). Four main tectonic settings, i.e. passive continental margin (PM), active continental margin (ACM), oceanic island arc (ARC) and continental island arc (CA) are recognized on the basis of $\log(K_2O/Na_2O)$ vs. SiO_2 (wt%) diagram of Roser and Korsch (1986). The definition of these fields is based on ancient sandstone-mudstone pairs, verified against modern sediments from known tectonic settings.

The analyzed Albian sandstones have SiO_2 contents ranging between 93.88 and 95.53 wt% (i.e., quartz-rich, following the criteria of Crook, 1974). These quartzarenites are depleted in K_2O and TiO_2 but enriched in Fe_2O_3 . Depletion in Na_2O (<1 wt%) can be attributed to the relatively small amount of feldspar present, as shown by the petrographic data. Using the geochemical classification diagram of Herron (1988), the Albian sandstones are quartzarenites but with a sublitharenite affinity (Fig. 5.9A).

The diagrams proposed by Bhatia (1983) and Roser and Korsch (1986) to characterize tectonic setting show that the Albian sandstones were, exclusively, deposited in a passive continental margin tectonic setting (PM; Fig. 5.9B - 9D).

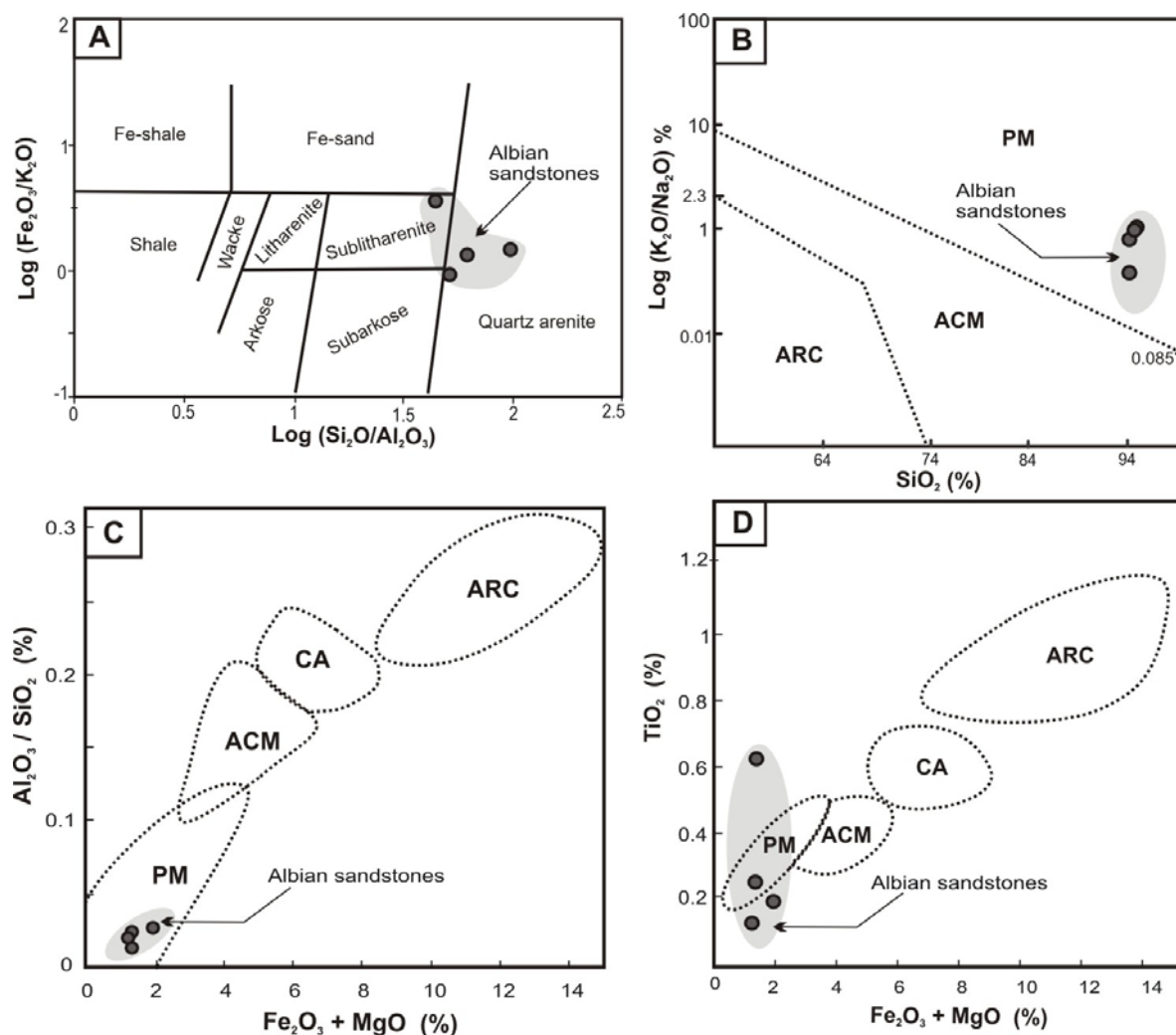


Fig. 5.9 - (A) Chemical classification of the Albian sandstones according to Herron (1988); (B) Plots of the major element composition of the Albian sandstones on the tectonic setting discrimination diagram of Roser and Korsch (1986); (C) tectonic setting discrimination diagrams of Bhatia (1983). PM-passive continental margin, ACM-Active continental margin, ARC-Island arc, and CA-continental arc.

The natural weathering of igneous rocks in the source-area results in depletion of alkalis and alkaline earths, and preferential enrichment of Al_2O_3 in sediments (Osae et al., 2006). The degree of chemical weathering in clastic rocks can be assessed through the chemical index of alteration (CIA) of Nesbitt and Young (1982). CIA is calculated as

$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}^*)\times 100$, where (*) indicates CaO associated with the silicate fraction of the sample. The CIA may be low, moderate or high. A low CIA indicates absent or incipient alteration in the source, whereas a moderate or high CIA is correlated with the removal of Ca^{2+} , Na^+ and K^+ relative to Al^{3+} (and Ti^{4+}) (Nesbitt and Young, 1982). The sandstones studied here present high values of Al relative to Na, K and Ca (Table 5.1) and, therefore, yield CIA values between 54 and 76, suggesting chemical weathering in the source area. Additionally, high CIA values suggest transportation and recycling from sources located far away from the depositional basin (Nesbitt and Young, 1982), which is, in turn, consistent with a provenance from the recycled orogens and continental blocks (Dickinson and Suczek, 1979; Fig. 5.8). The textural characteristics exhibited by heavy minerals and quartz grains in these sandstones also support such an interpretation.

5.6.2.2 REE patterns

One of the most important contributions of the rare earth elements (REE) to the study of sedimentary rocks is provenance investigation. REE are insoluble and present in very low concentrations in sea and river water; thus the REE present in sediments are chiefly transported with the particulate material and, consequently, reflect the chemistry of the source (Rollinson, 1998). In comparison, the effects of weathering and diagenesis on REE patterns are minor (McLennan et al., 1993). The heavy minerals, particularly zircon, monazite and allanite, may have a significant but erratic effect on the REE pattern of an individual sample (Rollinson, 1998).

The REE patterns of the studied sediments were compared with average post-Archean upper continental crust (PAUCC) in the chondrite-normalized diagrams shown in Fig. 5.10. The behavior of the REE in the analyzed samples is essentially the same, and very similar to REE patterns from the PAUCC. All samples are characterized by a remarkable uniformity of the REE patterns, exhibiting LREE enrichment, relatively flat HREE distribution, and negative Eu-anomaly. Samples G136 and G134a, respectively from zones C and D yielded REE patterns with strong HREE enrichment (not shown). This is an expected effect of anomalously high zircon concentration in the rock, since zircon has a high capacity to concentrate the heavier REE (Rollinson, 1998). Such

interpretation is supported by the high Zr content of these particular samples (table 2), rendering their REE distribution ineffective for provenance studies.

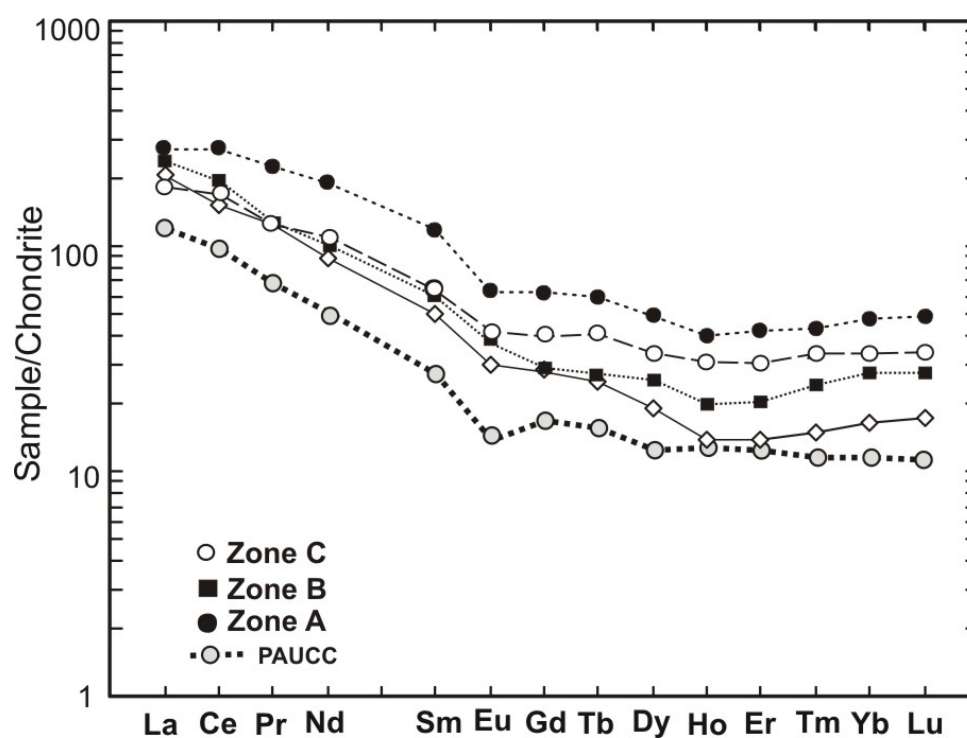


Fig. 5.10 - Chondrite-normalized REE patterns in the Albian samples, post-Archean upper continental crust (PAUCC). Reference and normalizing values after Taylor and McLennan (1985).

5.7 MINERAL CHEMISTRY OF HEAVY MINERALS

The heavy minerals were concentrated from the fine- to medium-grade fractions of sandstones using the standard laboratory technique (see Mange and Maurer, 1992). The mineral chemistry of tourmaline, zircon and staurolite was acquired from polished thin sections using a CAMECA SX50 electron microprobe at the Institute of Geosciences, University of Brasília, Brazil. Operation conditions were 20nA and 20 kV, and beam spot size was 1 μm . The tourmaline data sets described in this paper comprise results from 215 grains (Appendix B). The main chemical variations are expressed mainly by Mg, Fe, Al, Mn, Ca and Na contents. The provenance interpretation is based on the Al-Fe_(tot)-Mg and Ca-Fe_(tot)-Mg ternary diagram of Henry and Guidotti (1985). Chemistry of zircons grains (n=104) was interpreted on binary diagrams involving Hf, Zr and Y. The chemical data of staurolite was interpreted on a ternary Fe²⁺-Mn-Mg diagram (Fornelli and Piccarreta, 1997) and a (Fe²⁺+Mn)/(Fe²⁺+Mn+Mg) vs. proportion of grains (%) binary plot (see Morton, 1991).

5.7.1 Tourmaline

Tourmaline is found in igneous and metamorphic rocks, as well as in hydrothermal aureoles which commonly contain significant amounts of this mineral (Mange and Maurer, 1992). Tourmaline is resistant to both chemical weathering and mechanical abrasion, thus it is very common in sedimentary deposits. Distinct regions can be defined on a ternary Al-Fe_(tot)-Mg diagram, on the basis of chemical compositions of the tourmaline from different rock types (Henry and Guidotti, 1985). This has led to the use of this mineral as a petrogenetic indicator of provenance (e.g., Morton, 1991; von Eynatten and Gaupp, 1999; Li et al., 2004; Morton et al., 2005). The tourmaline data are summarized in Fig. 9A-B and in appendix B.

The tourmaline compositions of the Albian sandstones from the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin plot preferentially in the dravite field, comprising 80-100% of the analyzed grains, with low and variable Ca/(Ca+Na) ratios of 0.01-0.47 and Fe/(Fe + Mg) ratios of 0.1-0.5. Shorl represents 10-20% with Fe/(Fe+Mg) ratios of 0.5-0.98 and

very low $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ ratios of 0.01-0.2 (Fig. 5.11A). On the ternary Al-Fe_(tot)-Mg diagram (Herry and Guidotti, 1985), the tourmaline compositions plot preferentially in fields: 4 and 5 (81%) for metapelites and metapsammites, and 2 (10-20%) for Li-poor granitoids, pegmatites and aplites (Fig. 5.11B). With the exception of Zone A, a small tourmaline population (ca. 5%) plots in field 6, corresponding to quartz-tourmaline rocks, calc-silicates and metapelites. Tourmaline compositions plotting in the low-Ca meta-ultramafics field represent 3-5% (Zones A and B). These distribution patterns suggest that the source rocks for Albian deposits in the southern margin of São Luís-Grajaú Basin probably changed during the tectono-sedimentary evolution of the basin. The tourmaline populations in Zone A exhibit some affinity with granitic rocks (13%: Field 2). Only 6% of the analyzed grains in this zone plot in the low-Ca ultramafics field (7). The tourmalines of zones B, C and D (~75%) plot in the fields 4 and 5. Therefore, mineral chemistry evidence demonstrates that tourmaline derived mainly from metasedimentary rocks, with some input from granites (Fig. 5.11B).

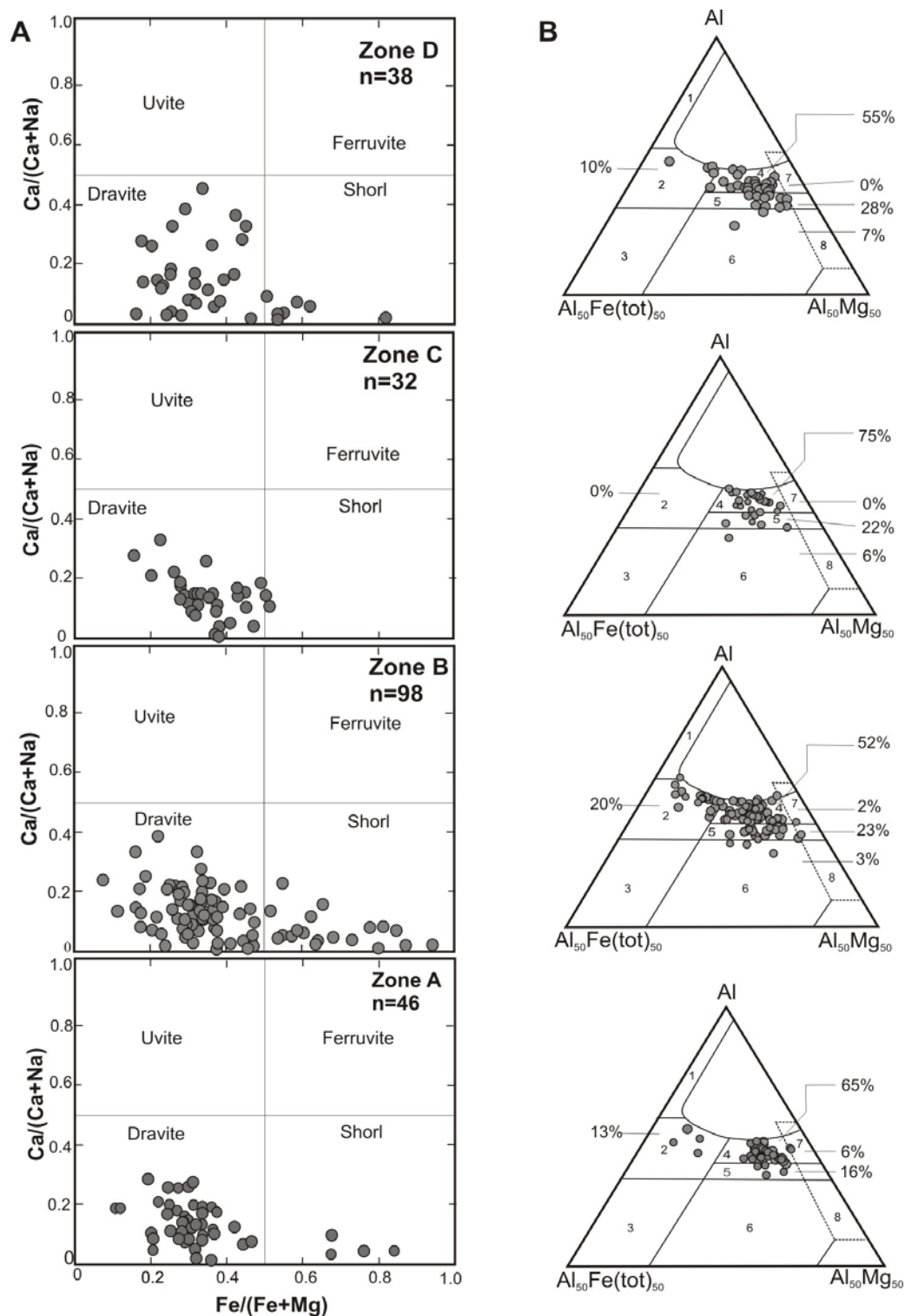


Fig. 5.11 - (A) $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ vs. $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$; and (B) Al–Fe(tot)–Mg ternary (Herry and Guidotti, 1985) diagrams of detrital tourmaline from Albian sandstones of the São Luís-Grajaú Basin (for legend fields, see Fig. 4.4).

5.7.2 Zircon

Zircon is the main accessory mineral in the majority of igneous and metamorphic rocks. Primary detrital zircons are normally sourced from weathered igneous and metamorphic rocks, and subsequently may be recycled many times (Owen, 1987). Zircon is very resistant to the weathering, transportation, and diagenesis processes, and, consequently, sedimentary rocks may also contain a significant fraction of this mineral.

Although zircon shows little chemical variation, chemistry of this mineral can be used in provenance analysis because it is, basically, unaffected by segregation processes during the sedimentary cycle, unless zircon has become metamict (Owen, 1987). Zircon is considered an end-member of the zircon-hafnon solid solution series (Curtis et al., 1954). Generally Hf substitution is minor (mean Zr/Hf is 40), with normal Hf content between 0.6% and 3.0% (Ahrens and Erlank, 1969). Zr/Hf ratio in zircons varies in different igneous rocks types (Butle and Thompson, 1965). In this work, 104 zircon grains were analysed (42 in the Zone A; 48 from the zones B and C; and 14 in the Zone D). The results show that the Hf wt% average in the zones A, B and C is about 1.2%, whereas zircons of the Zone D contain 1.6 wt.% average Hf (Table 5.2; Fig. 5.12A-12C). Zr/Hf ratio in zircon of the deposits of the Zone A is ca. 52.6, while in the Zones B and C it is 58, and in Zone D, it is 40.8. The Zr/Hf vs. Y diagram doesn't show an evident separation between the analyzed populations (Fig. 5.12D).

Table 5.2. Summary of zircon analyses

	Num. of grains	Mean Hf%	Min.	Max.	Mean Zr/Hf
Zone D	14	1.6	1.4	2.3	40.8
Zone B + C	48	1.2	0.7	1.8	58
Zone A	42	1.2	0.7	1.8	52.6
Total	104	4	2.8	5.9	151.4

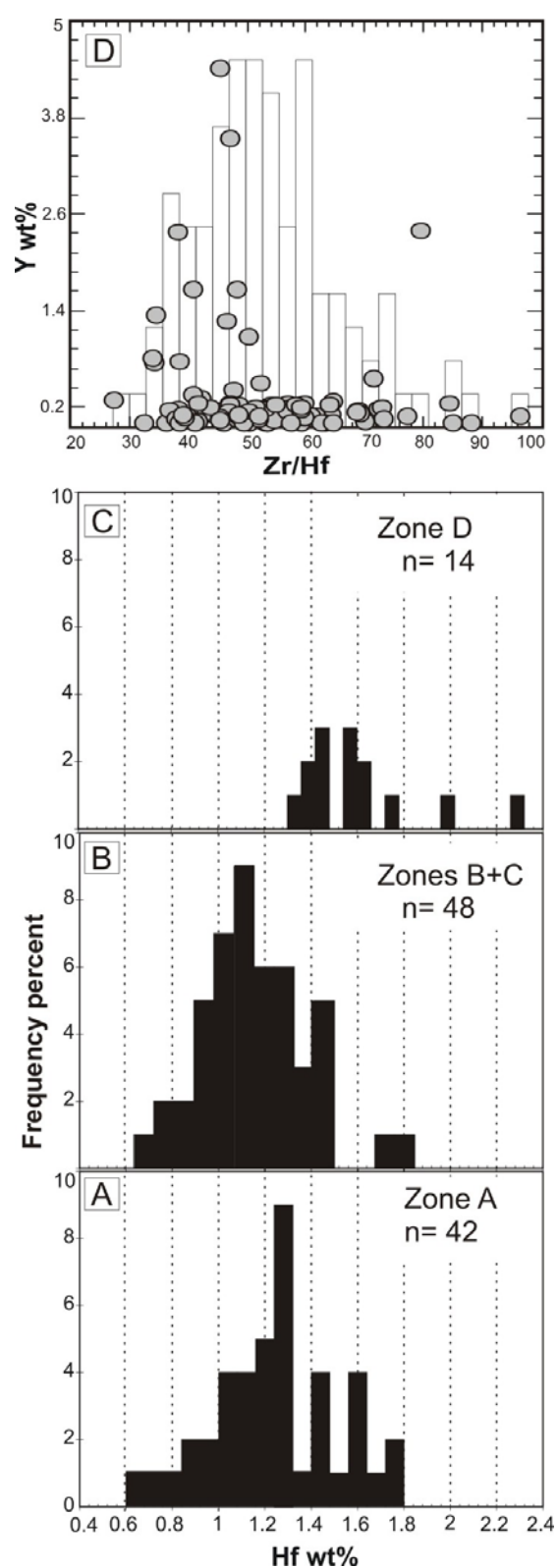


Fig. 5.12. (A-C) Variations in hafnium content and (D) Zr/Hf ratios of zircon grains from the Albian sandstones.

5.7.3 Staurolite

Staurolite is almost exclusively a product of medium-grade regional metamorphism of argillaceous sediments, and less frequent in gneisses (Mange and Maurer, 1992). It is fairly resistant to weathering, transportation and diagenesis. Despite showing a limited compositional variation, chemical investigations of staurolite detrital grains demonstrate that this mineral can be used as an indicator of provenance (Morton, 1991; Acquafredda et al., 1997; Fornelli and Piccarreta, 1997). Kepezhinskas and Koryluk (1973) introduced the concept of 'ferruginosity' of detrital staurolite ($(\text{Fe}+\text{Mn})/(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg})$), which is controlled by the metamorphic grade of source rocks.

The inspections of Table 5.3 and Fig. 5.13A clearly indicate that the staurolite from the zones A, B, C and D has the same composition. Additionally, the 'ferruginosity' is less variable, characterized by a similar distribution in these zones (Fig. 5.13A). However, the zones A, B and D have a normal-distribution of ferruginosity, with a mode between 0.84 and 0.90, while in the Zone C the distribution is bimodal (0.87-0.89 and 0.9-0.91) (Fig. 5.13B).

Table 5.3 - Representative analyses of staurolite of sandstones (average values).

	Zone A	Zone B	Zone C	Zone D
Na ₂ O	0.06	0.05	0.01	0.04
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02
SiO ₂	27.08	27.01	27.03	26.84
CaO	0.01	0.02	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	52.34	53.68	53.83	53.40
TiO ₂	0.57	0.54	0.55	0.54
FeO	12.42	12.26	12.65	13.29
MgO	2.05	1.67	1.64	1.83
MnO	0.18	0.26	0.33	0.19
TOTAL	94.72	95.51	96.06	96.15
Na	0.02	0.01	0.00	0.01
Si	3.70	3.65	3.64	3.62
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	8.42	8.55	8.54	8.50
Ti	0.06	0.06	0.06	0.06
Fe ²⁺	1.42	1.39	1.43	1.50
Mg	0.42	0.34	0.33	0.37
Mn	0.02	0.03	0.04	0.02
$\frac{\text{Fe}+\text{Mn}}{(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg})}$	0.86	0.88	0.89	0.88

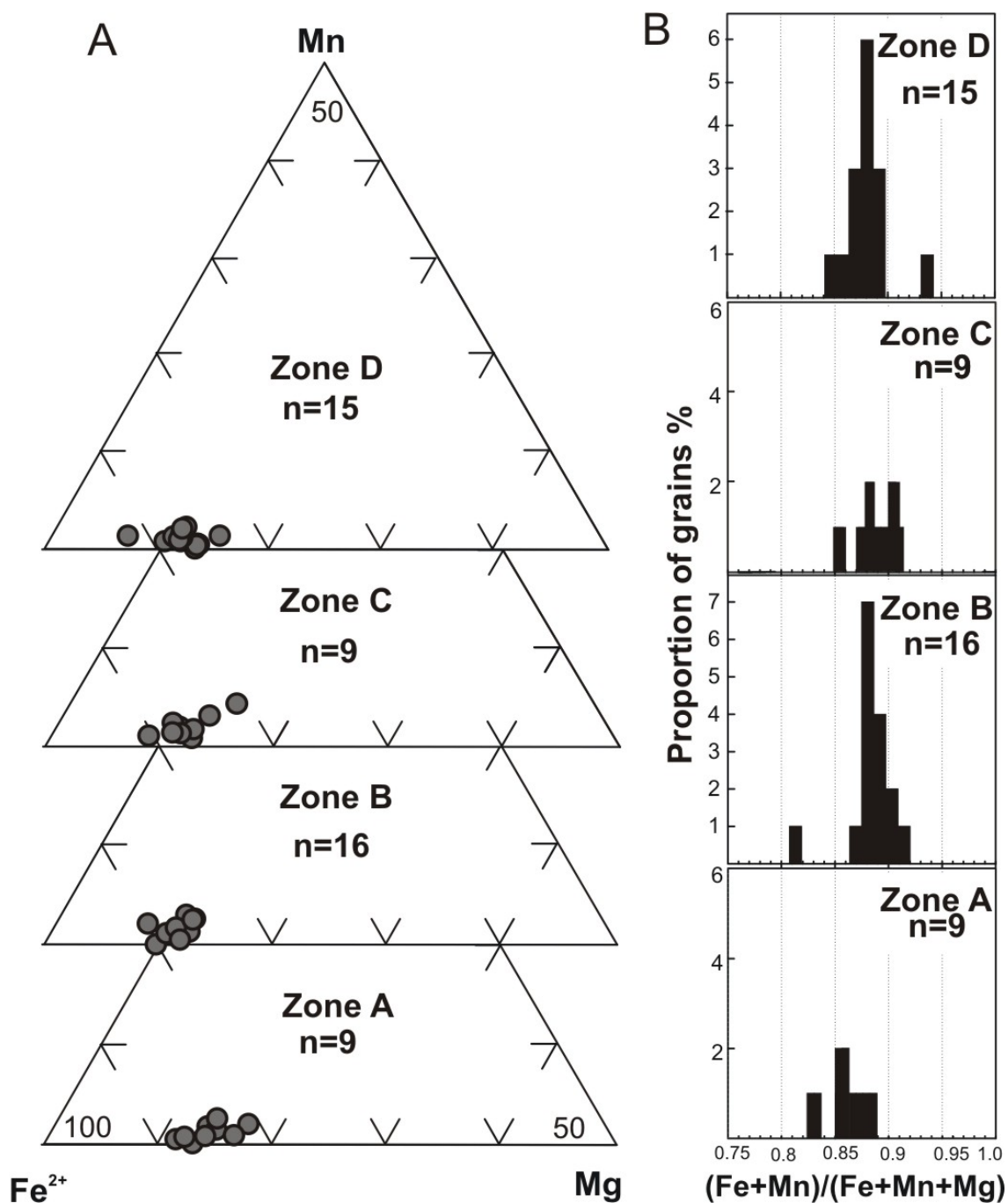


Fig. 5.13 - (A) Ternary Fe^{2+} -Mn-Mg diagram; and (B) comparison of staurolite 'ferruginosity' from Albian sandstones of the southern margin of the São Luís-Grajaú Basin.

5.8 DETRITAL ZIRCON AGES

To help constrain the age of the source terrains, detrital zircons from four samples were dated by Pb-Pb evaporation/ionization technique, using a Finnigan MAT 262 thermo-ionization mass spectrometer (TIMS) at the Laboratory of Isotopic Geology (Pará-Iso) of the Center of Geosciences, Federal University of Pará (Brazil). The procedures of Pb-Pb evaporation technique in zircon are described by Kober (1986; 1987). Th/U ratios in the analyzed zircons were calculated directly from evaporation analysis, based on the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio (see Klötzli, 1999). In sedimentary provenance analysis, ensuring that an analyzed sample is representative of the population invokes the concept of statistic adequacy (Fedo et al., 2003). The arbitrary number of analyses required for a given level of confidence is given by Dodson et al. (1988), assuming that 60 zircons, by each sample, are necessary to ensure a 95% probability of identifying a component comprising 5% of the entire population. Dating 50 grains reduces the importance of any undetected component to less than 6% of the sample. Two hundred-thirty eight grains were measured (53, 58, 67 and 60 grains from the zones A, B, C and D, respectively; Appendix C), to provide a statistically reasonable chance of identify all the important age components. The age histograms in Fig. 4.5 use a 33 Ma increment.

The zircon populations in the Albian sandstones present a wide range of ages, from Middle Archean to Paleozoic. The Proterozoic, Archean and Paleozoic zircons comprise 69%, 26% and 5%, respectively, of the grains studied. Three main intervals in the zircon age spectra reflect the predominance of Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean components (see Fig. 4.5). The Neoproterozoic component shows an upward increase through the sedimentary succession. A similar pattern is shown by the Archean interval, with a strong upward increase. Zircons with Paleoproterozoic ages exhibit an upward decrease. Paleozoic and Mesozoic intervals were registered, except in the zone A.

In Zone A, the Paleoproterozoic interval (1709-2193 Ma) comprises 30% of the zircon analyzed, with a major well marked peak at 2075 Ma. The Neoproterozoic component (549-758 Ma) represents ca. 28% of this population, with two peaks at 580 Ma and 650 Ma. The Archean zircons (2621-2999 Ma) comprise 20%, peaking at 2862 Ma. The Mesoproterozoic interval (1022-1570 Ma), with 17%, presents a well-marked

peak at 1062 Ma. About 5% of the grains present age of 519 Ma and 506 Ma. In the Zone B, the Neoproterozoic component (540-835 Ma) is about 24% of the zircons, peaking at 556 Ma. The Paleoproterozoic zircons (1752-2460 Ma) are about 36%, exhibiting a main peak at 2067 Ma. The very strong Archean interval (2545-3074 Ma) comprises 24% and main peaks at 2928 Ma and 2782 Ma. The Mesoproterozoic component (1031-1487 Ma) represents only 9%. In this zone there is a component with apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 484 Ma and 533 Ma, comprising about 4% of the analyzed grains. The main features in Zone C are the Neoproterozoic interval (570-993 Ma), peaking at 612 Ma, and Paleoproterozoic interval (1700-2300 Ma), peaking at 2137 Ma, which correspond to 34% of the zircons. The Archean (2626-3103 Ma) comprises only 22% of the zircons studied in this zone, with a peak at 2800 Ma. Similarly to the Zone B, there are Paleozoic zircons (441-535 Ma), which comprise ca. 5% of the population, and peak at 537 Ma. Another important feature is the Mesoproterozoic (1006-1305 Ma) peak at 1012 Ma. Finally, the Zone D shows an Archean interval (3047-2637 Ma), comprising 35% of the analyzed zircons, with peaks at 2725 Ma and 2905 Ma; and a Neoproterozoic component (538-973 Ma), that correspond to 27% of the zircons, peaking at 625 Ma. Paleoproterozoic zircons are about 23% and present two subgroups: 1684-785 Ma with a peak at 1780 Ma; and 1957-2231 Ma with a peak at 2020 Ma. The Mesoproterozoic component (1013-1422 Ma) comprises only 8% of the zircons. A small component (ca. 7%) exhibits ages of 511 Ma, 449 Ma and 313 Ma.

The Pb-Pb isotopic age measurement by TIMS also provides data on the Th and U contents of detrital zircon (Klotzli, 1999). Th/U ratios in zircon populations exhibit a wide spatial variation (Fig. 5.14). The results show clearly that zircon grains in the Zone B are notable for their uniform low Th/U ratios, with grains of all ages from Archean to Neoproterozoic having Th/U ratios below 1.0. On the other hand, zircons with the same ages from the zones A, C and D have Th/U ratios higher than 1.0.

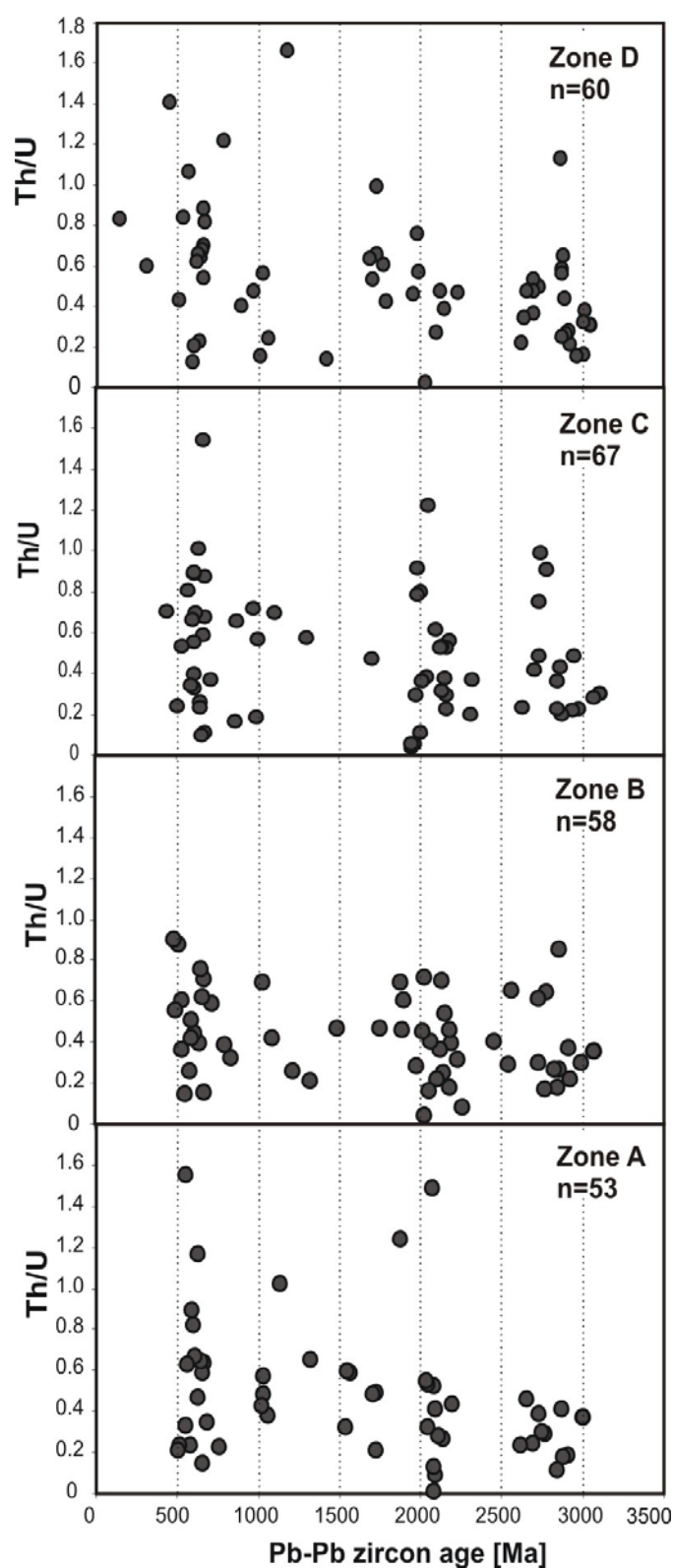


Fig. 5.14 - Th/U ratios in detrital zircons analyzed by TIMS (calculated from the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

5.9 PROVENANCE

The provenance analysis, as well as the elucidation about tectonic setting and potential source areas of Albian sandstones in the southern border of the São Luís-Grajaú Basin, was well-established through palaeocurrent patterns, in association with petrography data, geochemistry and detrital zircon age. Two distinct source regions types were defined on the basis of variations in palaeocurrent patterns and provenance-sensitive ratio parameters (RuZi). Quantitative petrography, geochemical data, and zircon ages provide important information on the nature of source area.

The high proportion of quartz, as well as presence of rounded detrital quartz grains, quartzite fragments, and rounded grains of zircon and tourmaline with a wide variety of mechanical surface textures, suggest a provenance from older sedimentary rocks, and that at least part of the studied sediments are multicyclic. This interpretation is compatible with Pettijohn's and Herron's classifications, and Dickinson's detrital mode, that indicates quartzarenites sourced from recycled orogen and continental blocks (Figs. 5.5A and 5.8). Recycled orogens include metasedimentary rocks, deformed, uplifted and exposed in various fold-thrust belts. Continental blocks are tectonically consolidated areas composed of amalgamations of ancient orogenic belts that have been eroded and lack any relict genetic relief (Dickinson, 1985). The overall composition of the studied heavy mineral assemblages indicates derivation from a mixed metasedimentary–granitic terrain. The involvement of metasediments can be inferred from the presence of common staurolite and kyanite in the sandstones, as well as by predominance of dravite in the tourmaline populations. Additionally, tourmaline compositions also indicate that sandstones are predominantly of metasedimentary origin, with Al-poor metasediments predominating over Al-rich types. A statistically insignificant difference between staurolite and zircon contents of sandstones of the zones A, B, C and D suggest a homogeneous population of values.

Discriminant function analysis using major element compositions support the interpretation that these deposits were deposited in the passive continental margin (PM) sandstones (Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986). According to Roser and Korsch (1986), PM sediments are mainly quartz-rich, sourced from craton interiors or stable continental regions, which were deposited in intra-cratonic sedimentary basins or on

passive continental margin. The São Luís-Grajaú Basin is an example of passive margin sedimentary basin formed in the Equatorial Brazilian Margin, as a consequence of the Gondwana breakup, which led to the origin of Atlantic Ocean (Late Jurassic/Early Cretaceous; Azevedo, 1991). Its basement includes Precambrian metasedimentary and igneous rocks, and the Paleozoic deposits of the intracratonic Parnaíba Basin (Fig. 5.1). REE distribution, measured to infer the provenance of sediments and their relationship with average PAUU, is very consistent with this interpretation. The Albian sediments are characterized by LREE related enrichment to the HREE, and negative Eu-anomaly. However, enriched HREE concentration in some samples (G136 and G134a) may be attributed to the presence of REE bearing heavy minerals (Taylor and McLennan, 1985; McLennan, 1989). This interpretation is supported by the fact that these samples have higher concentration of Th, U and Zr, reflecting natural concentration of zircon grains.

From a regional perspective, the potential source regions were deduced on the basis of palaeocurrent patterns and correlations of detrital zircon age from the sandstones studied with U-Pb and Pb-Pb zircon data from the basement (see Fig. 4.7A and 7D). Our data suggest that the Albian deposits, especially those of the Zone A, were preferentially sourced from the northern and northeastern regions, whereas the sediments of zones B, C e D were supplied from the areas located to the south, southwest and, possibly east. According to Almeida and Carneiro (2004), the Cretaceous sea overflowed the northern portion of the Parnaíba Basin from the Equatorial Atlantic Ocean, initially through the Barreirinhas Basin (Fig. 5.1). Possibly, the deposits of the Zone A are the record of this moment of Albian sedimentation. Additionally, Paleoproterozoic and Neoproterozoic ages as those found in zircons from this zone, are very common in the São Luís Craton/Gurupi Belt and in the southwest portion of the Borborema Province (Gorayeb et al., 1999; Brito Neves et al., 2001; Klein et al., 2002; 2005). Subsequently, as a consequence of basin evolution, the zones B, C e D were deposited under regressive conditions, as indicated by the presence of well-developed sigmoidal sand bodies and fluvial deposits. In this context, the areas to the south, southwest and, possibly east, were the main sources of sediments, and certainly include the eastern portion of the Amazonian Craton/Araguaia Belt, and Borborema Province. Metasedimentary and igneous rocks with similar zircon ages (mainly Archean) have been described in these

regions (Brito-Neves et al., 2001; Tassinari & Macambira, 2004). The ca. 1.0 Ga detrital zircon ages show a correspondence with the Cariris Velhos event, widely recognized in the central portion of the Borborema Province (Van Shamus et al., 1995).

5.10 CONCLUSIONS

- The provenance, tectonic setting and potential source areas of the Albian deposits of southern margin of the São Luís-Grajaú Basin has been assessed using integrated sedimentological, petrographical, geochemical, and geochronological data, which are broadly in agreement.
- The sandstones of the studied deposits are quartzarenites primarily derived from recycled orogen and continental block terranes. Their sources were mostly Precambrian metasedimentary rocks with a minor contribution from granitic rocks.
- The predominance of quartz and heavy minerals with high textural maturity supports a strong contribution from recycled sediments, possibly derived from the Parnaíba Basin and metasedimentary rocks.
- The Pb-Pb geochronological analyses of detrital zircons yielded mainly Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean ages, with peaks in age probability of 645 Ma, 2062 Ma, and 2885 Ma, respectively.
- The major elements suggest that these sediments were deposited on a passive margin that received large amounts of mature detritus from the hinterland areas. Additionally, REE patterns show affinity with the average post-archean upper continental crust (PAUCC).
- From a sedimentological, geochronological, and paleogeographic perspective, the evaluation of potential source regions was possible. The sediments of the Zone A, at the base of the Albian succession, were supplied from the São Luís/Gurupi Belt region and northwest of Borborema Province, while the zones B, C and D (intermediate and upper portions) were sourced from the eastern portion of Amazonian Craton/Araguaia Belt, and southwestern portion of the Borborema Province.

- In summary, this study demonstrated the effectiveness of an integrated approach to provenance evaluation of Cretaceous sedimentary deposits using petrography, heavy minerals and bulk sediment chemistry, zircon ages, and palaeocurrent data.

Acknowledgements

To Brazilian Council for Research and Technological Development (CNPq), projects 474978/2001-0, 308308/2004-2, and 304869/2004-0.

References

- Acquafredda, P., Fornelli, A., Piccarreta, G., Summa, V., 1997. Provenance and tectonic implications of heavy minerals in Pliocene-Pleistocene siliciclastic sediments of the southern Apennines, Italy. *Sed. Geol.* 113, 149-159.
- Abreu, F.A.M., Lesquer, A., 1985 Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Craton São Luís. In.: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, Anais 1, 7-21.
- Ahrens, L.H., Erlank, A.J. 1969. Hafnium, sections B-O. In.: Wedepohl, K.H. (Ed.). *Handbook of Geochemistry*, v.2 (5). New York. Springer-Verlag.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In.: Mantesso-Neto, V., Bartonelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Editora, São Paulo, Brasil, pp.43-58.
- Anani, C., 1999. Sandstone petrology and provenance of the Neoproterozoic Voltatian Group in the southeasterns Voltatian Basin, Ghana. *Sed. Geol.*, 128, 83-98.
- Azevedo, R.P., 1991. Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basin. PhD thesis, Royal School of Mines Imperial College, London, 412 pp.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Jour. Geol.* 91, 611-627.

- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2001. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In.: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Inter. Geol. Cong. 31, Rio de Janeiro, pp.151-182.
- Butle, J.R., Thompson, A.J., 1965. Zirconium: hafnium ratio in some igneous rocks. *Geoch. Cosmoch. Acta* 29, 167-175.
- Caputo, M.V., Lima, E.C., 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. *Cong. Brás. Geol.* 33. Rio de Janeiro, Anais 2, 740-753.
- Crook, K.A.W., 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch Arenites (greywackes). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 19, pp. 304-310.
- Curtis, C.E., Doney, L.M., Johnson, J.R., 1954. Some properties of hafnium oxides, hafnium silicate, calcium hafnate and hafnium carbide. *Jour. Am. Ceram. Soc.* 37, 458-465.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In.: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, pp. 333-361.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979. Plate tectonic and sandstone composition. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 63, 2164-2172.
- Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S., Wilson, J.F., 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *J. Geol. Sc. London* 145, 977-983. (Mineralogical Society of America and Geogchemical Society).
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N., Rainbird, R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In.: Hanchas, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 277-303.
- Fetter, A.H., 1999. Geochronological evolution of the Ceará State-Borborema Province, northeast Brazil. PhD Thesis. University of Kansas, Lawrence, Kansas.
- Fornelli, A., Piccarreta, G., 1997. Mineral and chemical provenance indicators in some early Miocene sandstones of the southern Apennines (Italy). *Euro. Jour. Min.* 9, 433-447.
- Góes, A.M., Feijó, F. J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. Petrobrás* 8, 57-67.
- Gorayeb, P.S.S., Gaudette, H., Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M., 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Rev. Bras. Geoc.* 29 (4) 571-578.

- Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Villas, R.N.N., 1984. Província Parnaíba. In.: Almeida, F.F.M. and Hasui, Y. (Eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Edgard Blucher, pp. 36-46.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.* 70, 1-15.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.* 58, 820-829.
- Kepezhinskas, K.B., Koryluk, V.N. 1973. Range of variation in the composition of staurolite from typical metapelites with pressure and temperature of metamorphism. *Doklady, Academy of Sciences of the USSR. Earth Science Section*, 212, 121-125.
- Klein, E.L., Koppe, J.C., Moura, C.A.V., 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Jour. of South Am. Earth Sc.* 14, 837-849.
- Klein, E.L., Moura, C.A.V., Pinheiro, B.L.S., 2005. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm–Nd isotopes. *Gondwana Res.* 8, 177–186.
- Klötzli, U.S., 1999. Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: a model and its implications. *Chem. Geol.* 158, 325-333.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament source. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 93, 482–490.
- Kober, B., 1987. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 63–71.
- Li, R., Lib, S., Jin, F., Wan, Y., Zhang, S., 2004. Provenance of Carboniferous sedimentary rocks in the northern margin of Dabie Mountains, central China and the tectonic significance: constraints from trace elements, mineral chemistry and SHRIMP dating of zircons. *Sed. Geol.* 166, 245-264.
- Mahaney, W.C., 2002. Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press. New York.
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W., 1992. Heavy Minerals in Colour. Chapman and Hall, London.
- Martins, P.S., Truckenbrodt, W., Moura, C.A.V., 2006. Proveniência do Arenito do Guamá (Siluriano Inferior) com base em petrografia e datação de grãos de zircão por evaporação de Pb. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Pará, Brazil.

- McBride, E.E., 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenite*. Reidel, Dordrecht, the Netherlands.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnson, M.J., Basu, A., (Eds), *Processes controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 284, pp.21-40.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McColluch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2015-2050.
- Moral Cardona, J.P., Gutiérrez Mas, J.M., Sánchez Bellón, A., López-Aguayo, F., Caballero, M.A., 1997. Provenance of multicycle quartz Arenites of Pliocene age at Arcos, southwestern Spain. *Sed. Geol.* 112, 251-261.
- Morton, A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc., pp. 31-45.
- Morton, A.C., Claoué-Long, J.C., Berge, C., 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *Journal of the Geol. Soc. London* 153, 915-929.
- Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. 1991. *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc. Spe. Pub., 370p.
- Morton, A.C., Whitham, A.G., Fanning, C.M., 2005. Provenance of Late Cretaceous Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sed. Geol.* 182, 3–28.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., 1999. Zircon age of the Basement Orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: *Basement Tectonic* 13, Sinha, A.K. (Ed.), Holanda, Kluwer Academic Publishers, pp. 155-178
- Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M., Klein, E.L., Palheta, E.S.M., Pinheiro, B.L.S., 2003. Geochronology of the São Luís Craton and Gurupi Belt. In: *South American Symposium on Isotope Geology* 4, 225-228.

- Nascimento, M.,S., Góes, A.M., 2006. Petrografia de arenitos e texturas de minerais pesados e quartzo: uma contribuição ao estudo da proveniência de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú. In: Sociedade Brasileira de Geologia. Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Pará, Brazil.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Osea, S., Asiedu, D.K., Banoeng-Yakudo, B., Koeberl, C., Dampare, S.B., 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: evidence from geochemistry and detrital modes. *J. African Earth Sc.* 44, 85-96.
- Owen, M.R., 1987. Hafnium content of detrital zircons, a new tool for provenance study. *J. Sed. Petrol.* 57(5), 824-830.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. *Sand and Sandstones*, second ed. Springer, New York.
- Rollinson, H.R., 1998. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Logman Singapore Publishers (Pte) Ltd.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.* 94, 635-650.
- Rossetti, D.F., 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In.: Rossetti, D.F, Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Coleção Friedrich Katzer, pp. 31-46.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Rev. Bras. of Geoc.* 33 (3), 299-312.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W., 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do albiano-terciário inferior (?) na Bacia de São Luís (MA). *Bol. of Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 9, 29-41.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22 (3), 174-182.

- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In.: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito-Neves (Eds.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 472-485.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific, 312p.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon, *Precambrian Res.* 67, 321-347.
- Trompette, R., 1994. *Geology of western Gondwana (2000-500Ma)*. Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa, Balkema, pp 350.
- Truckenbrodt, W. ; Alves, R. J. 1982. Sobre a petrologia do Arenito do Guamá, região de São Miguel do Guamá. *Bol. of Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 27, 1-19.
- Ugidos, J.M., Armenteros, I., Barba, P., Valladares, M.I., Colmenero, J.R., 1997. Geochemistry and petrology of recycled orogen-derived sediments: a case study from Upper Precambrian siliciclastic rocks of the Central Iberian Zone, Iberian Massif, Spain. *Precambrian Res.* 84, 163-180.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sc.* 8 (3-4) 267-288.
- von Eynatten, H., Gaupp, H., 1999. Provenance of cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sed. Geol.* 124, 81-111.
- Weltje, G.J., von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sed. Geol.* 171, 1-11.
- Yibas, B., 1999. Provenance and tectonic setting of the metasedimentary rocks of the Neoproterozoic Adola Belt of southern Ethiopia. *Gondwana Research* 2 (3) 377-386.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A combinação de estudos petrográficos e sedimentológicos com técnicas geoquímicas em minerais pesados e em rocha total, e idades de zircão detrítico permitiu investigar a proveniência de sedimentos albianos na região de Grajaú, sul da Bacia de São Luís-Grajaú. As interpretações dos resultados tornaram possível identificar os topos de rochas-fonte e mudanças na área-fonte dos sedimentos durante a acumulação desta sucessão na região estudada.

A unidade sedimentar albiana na região de Grajaú consiste em depósitos estritamente continentais que foram acumulados em ambiente flúvio-deltaico desenvolvido na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú, em consequência de esforços extensionais relacionados levaram à separação dos continentes sul-americano e africano, e à conexão definitiva dos Oceanos Atlântico Sul e Norte.

Seis ambientes de sedimentação foram definidos nesta unidade: barras de frente deltaica, barras distais/prodeltas, *shoreface* superior/*foreshore*, baía interdistributária/*crevasse*, canais distributários e canais fluviais. De modo geral, a organização vertical destes ambientes mostra que a concentração de associações com granulometrias mais grossas e representativas de ambientes mais proximais se posiciona nas porções intermediárias e superiores da secção, onde dominam os depósitos de barra de desembocadura e de canal fluvial. Estes depósitos interdigitam lateralmente e descendentemente os depósitos de *shoreface* superior/*foreshore*, barra distal/prodelta e de baía interdistributária/*crevasse*. Esta organização faciológica caracteriza uma sucessão progradante.

O estudo foi conduzido em arenitos bem a moderadamente selecionados, com alta maturidade textural, os quais foram classificados como quartzo-arenitos e são provenientes da erosão de regiões orogênicas e blocos continentais. A assembléia de minerais pesados é constituída de turmalina, zircão, estaurolita, rutilo e cianita que,

juntamente com quartzo, apresentam formas arredondadas e subarredondadas, onde predominam texturas superficiais de origem mecânica. O quartzo é geralmente irregular, monocrystalino e policristalino. Estas características sugerem, preferencialmente, fontes de sedimentos reciclados para os referidos depósitos.

A sucessão sedimentar Albiana foi subdividida em quatro intervalos denominados de A, B, C e D, em ordem estratigráfica ascendente, com base no padrão das paleocorrentes e nos valores de RuZi. Na Zona A o RuZi aumenta de 29 na base a 8 no topo e as paleocorrentes são predominantes para sudoeste e oeste. Na Zona B os valores de RuZi variam de 8 na base a 55 no topo, e apresenta estratos cruzados para norte. Na Zona C o RuZi varia de 50 na base a 0 no topo e as paleocorrentes mostram direções para nordeste. A Zona D apresenta valores de RuZi de 20 na base a 15 no topo, onde as paleocorrentes são para norte. As mudanças observadas nos valores do índice RuZi ao longo da sucessão sugerem mudanças nas características da áreas-fonte durante a formação destes depósitos, que corrobora o padrão de paleocorrentes nos mesmos.

Metapelitos e metapsamitos (>50% dos grãos analisados) são invariavelmente as principais fontes de turmalina destes depósitos. Granitos, pegmatitos e aplitos (10-20%) foram menos importantes. Predominam turmalinas do tipo dravita (>80%) com razões de $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ variando de 0.01-0.47 e razões de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ em torno de 0.1-0.5. Secundariamente ocorre shorlita (10-20%) com razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de 0.5-0.98 e baixa razão $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ variando de 0.01-0.2.

A distribuição de Hf nos zircões sugere variações composicionais, onde na Zona A o padrão é unimodal com pico em onde 1.2, enquanto que nas zonas B, C e D, é bimodal. A razão Zr/Hf nos zircões dos arenitos da Zona A fica em torno de 52.6, nas Zonas B e C cerca de 58, e na Zona D fica em torno de 40.8. O diagrama Zr/Hf vs. Y não permitiu evidenciar possíveis separações em termos de população de zircão.

A estaurolita apresentou baixa variabilidade composicional e, por isso, não indicou diferenças substanciais quanto à fonte de sedimentos. Entretanto, o grau de 'ferruginosidade' deste mineral nas Zonas A, B e D tem distribuição normal, com moda entre 0.84 e 0.90, enquanto que na Zona C essa distribuição é bimodal, com modas em 0.87-0.89 e 0.9-0.91. O envolvimento de rochas metamórficas é corroborado pela presença de estaurolita, cianita e, efetivamente pelo domínio de dravita nestes sedimentos.

Os elementos maiores indicam características de sedimentos acumulados em margem continental passiva (PM), os quais são ricos em quartzo e, geralmente, oriundos de blocos continentais estáveis, de onde foram erodidos, transportados e depositados em bacias intracratônicas ou de margens continentais passivas. O padrão de terras raras (ETRs) exhibe comportamento similar ao padrão destes elementos em sedimentos advindos da erosão da crosta continental pós-arqueana.

Três principais tipos de terrenos fontes foram detectados com base em idades Pb-Pb de zircão detrítico: Arqueano (3103-2545 Ma); Paleoproterozóico (2460-1684 Ma), e Neoproterozóico (993-505 Ma); três componentes menores estão presentes: Mesoproterozóico (1570-1006 Ma), Paleozóico (540-440 Ma) e Mesozóico (141-314 Ma). Os zircões neoproterozóicos e arqueanos exibem um evidente aumento na frequência em direção ao topo da sucessão, sugerindo que estes terrenos tornaram-se mais importantes durante a deposição das Zonas B, C e D. Os zircões Paleoproterozóios são mais abundantes apenas nas Zonas B e C.

A sedimentação cretácea na Bacia de São Luís-Grajaú foi desenvolvida sobre embasamento paleozóico e pré-cambriano que formavam a porção noroeste da supercontinente Gondwana. Esta porção do Gondwana era formada por núcleos arqueanos, meso e paleoproterozóios que eram conectados por cinturões do ciclo orogênico brasileiro-panafricano. Com a fragmentação deste supercontinente, no Mesozóico, e conseqüente rifteamento das margens continentais, grande volume de

sedimentos advindos de áreas mais elevadas foi acumulado na Bacia de São Luís-Grajaú, que se encontrava em pleno desenvolvimento.

Com base nos dados apresentados nesta tese e nos modelos evolutivos existentes para a Bacia de São Luís-Grajaú, pode-se concluir que a proveniência durante o desenvolvimento dos depósitos albianos na porção sul desta bacia envolveu três fatos principais: (i) inicialmente, o rifteamento do Oceano Atlântico permitiu a transgressão marinha sobre a porção norte da Bacia do Parnaíba, depositando os sedimentos da Zona A, que tiveram como fontes o Craton São Luís, Cinturão Gurupi e do noroeste da Província Borborema; (ii) subsequentemente, com a intensificação da subsidência tectônica da baía, criou-se espaço suficiente para o desenvolvimento de um sistema regressivo que permitiu a acumulação dos sedimentos das Zonas B, C e D, cujas áreas-fontes mais importantes encontravam-se a sul, sudoeste e sudeste, envolvendo o Craton Amazônico, Faixa Araguaia e a Província Borborema; e (iii) nos dois casos anteriores, em especial no segundo, as unidades paleozóicas da Bacia do Parnaíba, em grande parte, foram fontes intermediárias de sedimentos para construção da sequência Albiana da Bacia de São Luís-Grajaú.

APÊNDICES

Apêndice A

Contagens de grãos do arcabouço dos arenitos: Qt=quartzo total (inclui Qm=monocristalino+Qp=policristalino+Ch=*chert*); F=feldspato; Lt=fragmento lítico; Zr=zircão, Tu=turmalina, Ru=rutilo, Es=estauroлита, Ci=cianita, Anf=anfibólio, Ant=anatásio, Ap=apatita; Ep=epidoto; Si=sillimanita; ZTR=Zr+Tu+Ru; RuZr=índice Ru-Zr; Tot=total de grãos contados; (*) valores em percentual. (34 amostras).

Amostra	Qt*	F*	Lt*	Tot	Zr*	Tu*	Ru*	Es*	Ci*	Anf*	Ant*	Apa*	Ep*	Sil*	ZTR	Tot	RuZi
G134a	86	4	10	200	8	63	3	22	2	0	2	0	0	0	74	100	27
G134b	85	2	13	200	10	65	5	18	1	0	0	0	0	0	80	99	33
G134	79	3	18	200	7	68	0	22	0	0	1	0	0	0	76	100	22
G134c	80	9	11	200	12	63	5	17	2	0	1	0	0	0	80	100	29
G136c	83	2	15	200	13	70	3	10	2	0	2	0	0	0	86	100	19
G144	85	1	14	200	25	61	1	11	2	0	0	0	0	0	87	100	4
G145	86	1	13	200	29	61	4	4	2	0	0	0	0	0	94	100	12
G146	83	8	9	200	17	62	7	11	0	0	3	0	0	0	86	100	29
G136b	85	8	7	200	9	67	2	22	1	0	1	0	0	0	78	100	18
G147	87	3	10	200	22	65	1	10	1	0	0	0	0	0	88	99	4
G136a	88	2	10	200	20	70	1	8	1	0	0	0	0	0	91	100	5
G136	87	2	11	200	15	65	4	14	2	0	0	0	0	0	84	100	21
G135	88	1	11	200	9	83	2	5	1	0	0	0	0	0	94	100	18
G143	86	3	11	200	2	66	0	14	20	0	0	0	0	0	68	100	0
G142	85	3	12	200	2	78	0	15	5	0	0	0	0	0	80	100	0
G141	80	5	15	200	52	24	2	15	6	0	0	0	0	0	78	99	4
G140	77	0	23	200	4	84	1	7	1	0	0	0	0	3	89	100	20
G139	76	2	22	200	30	60	1	9	0	0	0	0	0	0	91	100	3
G138	87	3	10	200	38	38	6	18	0	0	0	0	0	0	82	100	14
G133	88	2	10	200	27	46	2	20	5	0	0	0	0	0	75	100	7
G132	87	1	12	200	7	72	1	15	5	0	0	0	0	0	80	100	13
G131	82	1	17	200	2	70	2	25	1	0	0	0	0	0	74	100	50
G130	89	2	9	200	61	30	3	5	1	0	0	0	0	0	94	100	51
G128	80	5	15	200	5	74	6	10	5	0	0	0	0	0	85	100	55
G127	90	0	10	200	3	89	2	5	1	0	0	0	0	0	94	100	40
G126	71	1	28	200	3	77	1	14	3	0	0	0	0	1	81	99	25
G125	68	0	32	200	58	30	5	5	2	0	0	0	0	0	93	100	8
G125a	79	3	18	200	30	40	7	10	3	0	0	0	0	0	77	90	19
G121	71	5	24	200	24	48	11	8	0	4	0	2	4	0	83	100	31
G129	79	2	19	200	23	56	8	10	3	0	0	0	0	0	87	100	26
G124	81	9	10	200	26	47	4	18	5	0	0	0	0	0	77	100	13
G122	83	7	10	200	25	45	5	20	5	0	0	0	0	0	75	100	17
G123	77	5	18	200	20	49	8	20	3	0	0	0	0	0	77	100	29
G120	79	1	20	200	24	43	10	20	3	0	0	0	0	0	77	100	29
Média	83	3	15		19	60	4	13	2,8		0,3				83		20
Máxim.	96	9	32		61	89	11	25	20		3				94		55
Mínim.	68	0	7		2	24	0	4	0		0				68		0

Apêndice B

Dados da análise química de turmalina detrítica dos arenitos albianos obtidos com microsonda eletrônica CAMECA SX50. ($B_2O_3^*$) calculated com base em 29 oxigênios na estrutura.

Zone A											
$B_2O_3^*$	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Total
10.6	35.8	0.7	32.8	4.0	0.0	8.6	0.4	2.7	0.0	4.1	99.8
10.3	34.7	0.7	32.4	6.7	0.0	6.5	0.5	2.3	0.0	4.0	98.1
10.4	35.3	0.5	30.8	4.4	0.0	9.4	0.2	2.9	0.0	4.0	98.0
10.3	34.5	0.8	32.6	5.8	0.0	6.5	0.4	2.4	0.0	4.0	97.3
10.4	34.5	0.8	32.7	5.0	0.1	7.5	0.8	2.2	0.0	4.0	98.0
10.3	34.0	0.6	33.4	1.9	0.0	8.4	0.8	2.0	0.1	3.9	95.3
10.2	33.7	0.6	32.9	1.9	0.0	8.5	0.8	1.9	0.1	3.9	94.3
10.3	34.6	0.3	32.2	5.8	0.0	7.2	1.0	2.3	0.0	4.0	97.8
10.2	34.2	0.4	30.9	6.8	0.0	7.5	0.7	2.8	0.0	3.9	97.5
10.1	33.8	0.4	32.9	4.7	0.0	6.7	0.6	1.9	0.1	3.9	95.2
10.3	34.3	0.4	33.5	5.0	0.0	6.6	0.6	2.0	0.0	4.0	96.7
10.2	34.0	1.2	30.8	6.4	0.1	7.1	0.9	2.2	0.1	3.9	96.9
10.4	35.2	0.8	31.5	5.6	0.0	7.8	0.4	2.8	0.1	4.0	98.6
10.2	33.8	0.4	32.3	6.7	0.0	6.7	0.9	2.1	0.0	3.9	97.0
10.2	34.5	0.9	31.5	6.6	0.0	6.3	0.8	2.0	0.0	3.9	96.9
10.5	34.5	0.5	33.5	4.6	0.0	7.7	0.9	2.1	0.1	4.0	98.5
10.4	34.8	0.8	33.1	4.9	0.0	7.4	0.8	2.0	0.0	4.0	98.2
11.0	36.8	0.4	34.6	4.3	0.0	8.5	0.9	2.0	0.0	4.0	102.6
10.6	35.8	0.1	35.0	10.5	0.2	2.9	0.1	2.4	0.0	4.2	101.9
10.3	34.4	0.3	33.8	13.2	0.1	1.4	0.2	1.9	0.1	4.1	99.8
10.8	36.0	0.7	34.8	5.2	0.0	7.1	0.7	2.0	0.1	3.9	101.4
10.5	34.4	0.7	34.0	4.8	0.0	7.2	1.1	1.8	0.1	4.1	98.7
10.2	34.2	0.4	31.3	3.9	0.0	8.5	0.5	2.6	0.0	3.9	95.5
10.2	34.2	0.7	33.3	5.0	0.0	6.6	0.3	1.8	0.0	3.9	96.0
10.4	34.2	0.6	32.4	3.8	0.0	9.0	1.5	2.1	0.1	4.0	98.2
10.4	34.6	0.6	34.4	4.7	0.0	6.6	0.5	1.8	0.1	4.0	97.7
10.3	34.5	0.6	32.8	5.0	0.0	7.1	0.5	2.1	0.1	4.0	97.0
10.2	34.0	0.6	33.1	5.2	0.0	6.2	0.2	2.1	0.1	3.9	95.4
10.2	33.4	0.8	33.3	4.3	0.0	7.5	1.0	1.6	0.1	3.9	96.0
10.3	34.4	0.5	31.3	3.0	0.1	9.8	1.8	1.7	0.0	4.0	96.8
10.1	33.8	0.7	32.2	5.6	0.0	6.3	0.3	2.0	0.0	3.9	94.9
10.1	33.5	0.7	33.0	4.9	0.0	6.4	1.1	1.8	0.0	3.9	95.5
10.1	34.0	0.4	31.6	5.4	0.0	6.9	0.6	2.2	0.0	3.9	95.1

<i>(Continuação)</i>											
Zone A											
B ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
10.0	34.4	0.3	30.8	6.4	0.0	6.4	0.0	2.8	0.0	3.9	95.1
10.2	34.4	0.7	31.1	4.7	0.0	7.9	0.6	2.5	0.0	3.9	95.9
10.4	34.7	0.1	32.7	4.0	0.0	8.6	0.5	2.5	0.0	4.0	97.5
10.3	34.0	0.8	32.3	5.9	0.0	7.1	1.3	1.9	0.0	4.0	97.5
10.0	33.9	0.1	33.8	10.1	0.3	1.8	0.1	1.6	0.1	3.8	95.5
10.0	33.3	0.4	33.6	6.4	0.0	4.4	0.2	1.8	0.0	3.8	93.9
10.2	33.8	0.4	34.1	6.8	0.1	4.5	0.3	1.9	0.0	3.9	96.0
10.5	35.3	0.9	33.0	5.3	0.0	7.4	0.8	2.1	0.0	4.0	99.5
10.5	35.6	0.5	32.4	6.0	0.0	7.1	0.1	2.5	0.0	4.0	98.7
10.5	35.1	0.4	34.4	5.7	0.0	6.3	0.7	1.7	0.1	4.0	98.9
10.3	34.6	0.7	33.4	6.1	0.0	6.0	0.4	1.9	0.0	4.0	97.5
9.8	33.0	0.5	31.1	11.3	0.2	3.0	0.4	2.1	0.1	3.8	95.3
10.0	34.3	0.5	28.7	7.0	0.0	8.3	0.7	2.5	0.0	3.9	95.9
10.3	34.3	0.6	32.6	4.8	0.0	7.2	0.4	2.4	0.0	3.9	96.4
10.5	35.0	0.8	32.9	4.5	0.0	7.7	0.8	2.1	0.0	4.0	98.3
10.0	34.0	0.7	31.1	7.7	0.0	6.0	0.5	1.9	0.0	3.9	95.7
Zone B											
B ₂ O ₃ *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
10.7	36.2	0.7	33.3	4.2	0.0	8.5	0.5	2.4	0.0	4.1	100.7
10.6	35.3	0.7	32.8	8.9	0.0	6.0	0.6	2.5	0.1	4.1	101.4
10.5	35.6	1.0	32.4	10.5	0.1	4.3	0.2	2.1	0.1	4.0	100.7
10.6	36.6	0.1	31.4	8.7	0.0	7.2	0.1	2.5	0.0	4.1	101.3
10.6	35.3	0.6	33.5	8.3	0.1	6.0	0.9	1.8	0.0	4.1	101.0
10.5	35.9	0.7	30.9	8.1	0.0	7.1	0.7	2.2	0.0	4.0	100.2
10.6	35.6	0.7	32.8	6.5	0.0	7.1	1.0	1.9	0.0	4.1	100.4
10.7	36.2	0.6	31.9	4.8	0.0	9.0	0.3	3.0	0.0	4.1	100.5
10.1	33.5	0.7	32.8	12.5	0.1	2.1	0.3	2.0	0.1	3.9	97.9
10.3	34.4	0.5	34.2	9.2	0.0	3.7	0.2	2.1	0.0	4.0	98.6
10.5	35.5	0.5	32.9	6.2	0.0	6.9	0.7	1.9	0.0	4.0	99.2
10.5	35.0	0.3	31.1	7.2	0.0	8.4	1.6	1.8	0.0	4.0	99.9
10.4	34.6	0.7	33.9	8.3	0.1	4.5	0.5	2.0	0.1	4.0	99.1
10.4	35.0	0.4	32.5	7.1	0.0	6.6	0.5	2.0	0.0	4.0	98.4
11.0	37.7	0.4	31.7	4.1	0.0	11.0	0.8	2.8	0.0	4.2	103.7
10.8	36.2	0.7	34.5	5.3	0.0	6.9	0.6	1.8	0.1	4.1	101.1
10.6	35.7	0.8	33.1	7.6	0.1	6.2	0.4	2.4	0.0	4.1	101.0
10.8	36.8	0.8	33.5	5.7	0.1	7.6	0.4	2.0	0.0	4.2	101.8
10.8	37.0	0.9	31.6	6.0	0.0	9.0	0.9	2.3	0.0	4.2	102.6
10.2	34.5	0.7	31.3	5.3	0.0	7.7	1.0	2.1	0.0	3.9	96.7
9.9	33.6	0.5	31.7	15.1	0.2	0.5	0.1	2.5	0.1	3.8	98.1
10.9	36.3	0.8	33.9	4.8	0.0	8.3	1.0	2.3	0.1	5.1	103.5
10.6	36.0	0.8	31.1	5.6	0.0	8.9	0.8	2.7	0.0	4.2	100.8
10.5	34.8	0.6	34.5	6.5	0.0	5.5	0.8	1.7	0.1	4.1	99.1
10.5	35.9	0.5	30.1	5.0	0.0	10.0	1.9	1.8	0.0	4.0	99.7
10.4	36.0	0.6	28.7	10.9	0.0	7.0	0.3	2.8	0.0	4.0	100.7
10.9	36.5	0.5	35.0	5.1	0.1	7.5	0.5	2.3	0.0	4.1	102.4
10.9	36.0	0.5	34.3	3.2	0.0	9.5	0.7	2.4	0.0	4.0	101.5
11.1	37.5	0.2	36.7	2.9	0.0	7.6	0.3	1.9	0.0	4.2	102.5
10.8	36.0	0.7	35.0	5.1	0.1	7.3	0.8	1.9	0.0	4.2	101.9

<i>(Continuação)</i>											
Zone B											
B ₂ O ₃ *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
10.7	35.9	0.9	33.7	8.3	0.1	5.5	0.6	1.9	0.1	4.3	101.9
10.3	35.0	0.3	34.7	9.8	0.1	2.6	0.1	1.7	0.1	4.2	98.8
10.7	35.6	0.2	32.6	7.6	0.1	7.8	1.0	2.0	0.1	4.1	101.7
10.2	33.5	0.8	33.4	10.1	0.1	3.7	0.3	2.4	0.1	4.0	98.6
10.6	36.2	0.4	29.9	7.0	0.0	9.3	0.3	2.9	0.0	4.1	100.7
10.3	34.9	0.8	31.8	6.8	0.1	6.3	0.3	2.2	0.0	3.9	97.3
10.9	36.5	0.5	32.5	1.8	0.0	11.8	1.3	2.3	0.0	4.2	101.8
10.1	33.7	0.8	34.4	11.4	0.1	1.2	0.2	1.6	0.1	3.9	97.4
10.2	34.8	0.4	31.4	8.6	0.0	5.4	0.1	2.5	0.0	3.9	97.2
10.0	34.1	0.2	28.4	8.4	0.0	7.9	0.1	2.9	0.0	3.8	95.7
10.2	34.4	0.4	35.0	10.5	0.5	0.9	0.1	2.1	0.0	3.9	98.0
10.2	35.0	1.3	27.5	6.1	0.0	10.0	1.1	2.2	0.0	3.9	97.4
10.3	34.9	0.4	31.7	6.6	0.1	7.2	0.5	2.2	0.0	4.0	97.8
10.8	34.9	0.0	31.7	0.1	0.0	4.5	8.1	11.4	0.4	4.8	106.8
10.2	32.9	0.5	33.4	5.8	0.0	6.4	1.4	1.8	0.1	3.9	96.3
10.5	35.2	0.5	33.2	5.8	0.0	6.8	0.3	2.3	0.0	4.0	98.8
10.2	33.9	0.9	32.0	5.1	0.1	7.3	0.7	2.0	0.1	3.9	96.1
10.1	34.2	0.6	33.3	9.6	0.1	3.1	0.1	2.1	0.0	3.9	97.1
10.1	33.4	0.8	32.6	5.9	0.1	5.8	0.4	2.1	0.0	3.9	95.0
10.4	34.7	0.5	33.0	3.2	0.0	8.7	1.0	2.1	0.0	4.0	97.7
10.4	34.1	0.8	34.3	5.9	0.0	5.8	0.7	1.9	0.1	4.0	98.0
9.9	32.4	0.9	33.5	11.1	0.2	1.4	0.3	1.8	0.0	3.8	95.3
10.3	34.8	0.5	31.6	6.4	0.0	7.2	0.7	2.4	0.0	4.0	97.9
10.4	35.6	0.6	32.5	5.7	0.0	7.1	0.1	2.1	0.0	3.9	98.0
10.1	34.4	0.2	31.5	5.4	0.1	7.4	0.4	2.1	0.1	3.9	95.6
10.5	35.3	0.4	32.0	3.8	0.0	9.1	1.2	1.9	0.1	4.0	98.3
10.4	35.4	0.2	33.3	5.5	0.0	7.1	0.3	1.8	0.0	4.0	98.1
10.2	34.6	0.9	31.3	5.4	0.0	7.4	0.2	2.5	0.1	3.9	96.5
10.4	34.6	0.5	34.1	5.0	0.0	6.4	0.6	1.9	0.1	4.0	97.5
10.2	33.6	0.9	33.5	9.1	0.0	4.2	0.9	1.7	0.1	3.9	98.0
10.1	34.2	0.3	29.9	7.0	0.0	7.8	0.8	2.2	0.0	3.9	96.2
10.1	34.7	0.5	29.4	7.8	0.0	7.3	0.1	2.5	0.1	3.9	96.3
10.3	34.9	0.9	31.9	8.0	0.2	5.6	0.2	2.7	0.1	4.0	98.8
10.7	36.4	0.6	32.6	4.1	0.0	8.9	0.4	2.6	0.0	4.1	100.3
10.3	35.2	0.4	31.6	5.6	0.0	7.6	0.3	2.3	0.0	4.0	97.4
10.5	35.0	0.8	36.1	2.2	0.0	6.4	0.6	0.7	0.0	4.0	96.3
10.1	34.0	0.5	32.6	8.8	0.1	4.2	0.2	2.3	0.0	3.9	96.8
10.2	34.2	1.0	33.5	9.6	0.0	3.3	0.4	1.8	0.1	3.9	98.0
10.5	35.0	0.7	34.1	6.1	0.0	6.4	0.5	2.1	0.1	4.0	99.5
10.2	34.2	0.9	33.4	7.4	0.1	4.5	0.4	2.1	0.0	3.9	97.0
Zone C											
B ₂ O ₃ *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
9.9	32.9	0.5	32.2	10.2	0.0	3.0	0.5	1.6	0.1	3.8	94.8
9.8	33.7	0.5	28.0	7.0	0.0	7.7	0.6	2.4	0.1	3.8	93.6
10.1	34.2	0.2	33.5	9.7	0.1	3.0	0.1	1.6	0.1	3.9	96.3
10.1	34.9	0.6	28.3	10.2	0.0	6.5	0.2	2.9	0.0	3.9	97.6
10.2	34.0	0.7	33.6	8.6	0.0	4.0	0.2	1.9	0.1	3.9	97.2
11.1	26.1	0.6	51.2	12.1	0.1	1.8	0.0	0.2	0.1	4.3	107.5

<i>(Continuação)</i>											
Zone C											
B ₂ O ₃ *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
10.0	33.9	0.4	32.5	10.7	0.2	2.2	0.1	2.1	0.1	3.8	96.0
10.0	33.6	0.8	32.0	5.2	0.0	6.5	0.4	1.7	0.0	3.8	94.1
10.1	33.9	0.7	32.5	5.3	0.0	6.4	0.5	1.9	0.1	3.9	95.2
9.8	33.7	0.3	29.4	7.0	0.1	6.8	0.6	2.1	0.0	3.8	93.6
9.9	33.1	0.4	30.7	5.5	0.1	7.5	0.6	2.3	0.1	3.8	93.9
10.1	33.9	0.5	32.8	5.5	0.0	6.0	0.8	1.7	0.1	3.9	95.4
10.1	33.7	0.5	31.3	6.9	0.1	6.6	0.7	1.9	0.1	3.9	95.7
10.5	35.7	0.1	34.1	6.3	0.0	6.1	0.2	1.6	0.0	4.0	98.8
10.7	36.9	0.1	33.4	4.7	0.1	8.3	0.1	2.2	0.0	4.1	100.6
10.8	36.0	0.3	33.7	2.4	0.0	9.8	0.7	2.6	0.1	4.1	100.4
10.4	34.9	0.6	31.6	5.4	0.0	8.4	1.0	2.1	0.0	4.0	98.5
10.2	33.6	1.0	33.3	7.4	0.1	5.1	0.6	1.8	0.0	3.9	97.0
10.5	35.6	0.2	30.7	4.7	0.0	10.0	0.9	2.0	0.0	4.0	98.7
9.9	33.5	0.6	31.2	5.1	0.0	6.6	0.5	2.1	0.0	3.8	93.3
10.8	36.5	0.7	34.0	5.3	0.0	7.3	0.6	1.9	0.0	4.1	101.2
10.6	34.9	1.0	35.3	8.0	0.0	4.7	0.7	1.8	0.1	4.1	101.2
10.5	35.9	0.5	30.5	7.5	0.0	8.2	0.8	2.5	0.0	4.0	100.4
10.7	35.3	0.9	34.7	6.1	0.0	6.5	1.1	1.8	0.1	4.1	101.3
10.4	35.3	1.0	30.8	7.2	0.1	7.2	0.7	2.5	0.1	4.0	99.2
10.4	34.8	0.9	33.0	7.8	0.0	5.7	0.6	2.1	0.0	4.0	99.4
10.4	35.1	0.8	32.9	5.3	0.0	6.9	0.4	2.3	0.1	4.0	98.3
10.7	35.7	0.8	34.3	5.6	0.0	6.8	0.3	2.4	0.0	4.1	100.9
10.4	35.7	1.3	30.7	8.2	0.0	6.7	0.2	2.3	0.0	4.0	99.6
10.4	35.0	0.7	32.9	5.6	0.0	6.8	0.5	1.8	0.0	4.0	97.8
10.2	34.2	0.7	34.0	11.7	0.0	2.1	0.2	1.7	0.0	3.9	98.7
11.1	37.5	0.9	34.6	5.3	0.0	7.7	0.8	2.1	0.0	4.3	104.3
10.5	35.7	0.7	31.5	6.5	0.0	7.4	0.7	2.1	0.0	4.0	99.2
10.6	35.7	0.8	33.8	5.7	0.1	6.8	0.5	2.1	0.1	4.1	100.1
10.0	34.6	2.4	27.9	10.4	0.0	5.6	0.4	1.8	0.1	3.9	97.0
10.3	34.5	0.6	33.1	5.8	0.0	6.0	0.6	2.0	0.1	3.9	96.9
10.2	34.0	0.8	31.7	2.9	0.1	8.7	1.3	1.9	0.0	3.9	95.5
10.6	36.0	0.2	30.9	8.2	0.0	7.8	0.1	3.4	0.0	4.1	101.3
10.8	36.8	0.4	34.8	6.4	0.1	6.2	0.1	1.8	0.1	4.1	101.6
10.4	35.6	0.1	32.4	6.8	0.1	6.4	0.2	1.9	0.1	4.0	97.9
10.6	35.6	0.4	33.1	8.5	0.1	6.0	0.5	2.3	0.1	4.1	101.2
10.7	35.8	0.6	34.5	6.5	0.0	6.3	0.5	2.2	0.1	4.1	101.4
10.6	35.3	0.7	33.3	8.2	0.0	6.3	0.8	2.0	0.1	4.1	101.1
10.2	35.4	0.1	28.1	12.0	0.1	6.8	0.8	2.6	0.0	3.9	99.9
10.5	35.4	0.2	32.6	7.1	0.1	6.9	0.5	2.4	0.1	4.0	99.8
10.7	35.6	1.0	34.3	8.0	0.1	5.2	0.2	2.6	0.0	4.1	101.7
10.8	35.7	0.9	33.0	4.6	0.1	9.1	1.6	1.8	0.1	4.1	101.6
10.9	35.7	0.9	35.3	4.8	0.0	7.3	0.7	2.3	0.1	4.2	102.1
10.4	34.9	0.7	32.3	5.0	0.0	7.5	1.0	2.2	0.1	4.0	98.1
Zone D											
B ₂ O ₃ *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
10.4	35.0	0.4	32.0	7.5	0.1	6.8	0.3	2.2	0.1	4.0	98.7
10.2	34.3	0.4	31.7	7.3	0.1	6.7	0.3	2.2	0.0	3.9	97.1
10.2	33.5	0.9	33.4	6.4	0.0	5.5	0.6	1.9	0.1	3.9	96.5

(Continuação)		Zone D									
B ₂ O ₃ *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
10.3	35.2	0.7	29.5	4.9	0.0	9.8	0.7	2.4	0.1	4.0	97.4
9.7	33.7	0.1	29.5	8.2	0.0	5.3	0.1	2.7	0.0	3.7	93.2
10.1	34.4	0.4	30.7	6.8	0.1	6.6	0.2	2.8	0.1	3.9	96.0
9.8	32.0	0.3	30.9	4.8	0.1	7.8	1.3	1.5	0.1	3.7	92.3
9.9	33.8	0.7	30.7	8.7	0.1	4.8	0.4	2.2	0.1	3.8	95.1
9.9	33.8	0.7	30.7	8.7	0.1	4.8	0.4	2.2	0.1	3.7	95.0
10.1	33.6	0.4	33.7	8.6	0.1	3.4	0.3	2.0	0.1	3.9	96.1
9.6	32.3	0.4	32.0	7.6	0.1	3.5	0.1	2.4	0.1	3.7	91.7
10.3	34.9	0.7	31.8	5.8	0.1	7.0	0.7	2.0	0.1	4.0	97.2
10.5	35.1	0.6	33.0	4.8	0.0	7.9	0.7	2.0	0.0	4.0	98.8
10.4	34.9	1.6	32.4	6.3	0.0	6.6	0.4	1.9	0.1	4.0	98.6
10.6	35.3	0.7	33.2	5.9	0.0	7.1	0.6	2.4	0.1	3.9	99.8
11.0	37.3	0.1	32.6	3.7	0.0	10.6	0.2	3.4	0.0	4.2	103.0
10.9	36.7	1.1	30.9	4.1	0.0	10.7	1.6	2.3	0.0	4.2	102.5
10.0	34.2	0.1	33.3	11.0	0.2	1.4	0.0	1.8	0.1	3.8	95.8
10.0	34.3	0.4	30.4	5.9	0.0	7.4	0.3	2.1	0.0	3.8	94.8
10.7	36.4	0.6	32.1	7.0	0.0	8.2	0.3	2.5	0.0	4.1	102.0
10.9	36.3	0.3	32.7	4.5	0.0	10.2	1.2	1.9	0.1	4.2	102.1
10.2	34.5	0.4	33.5	8.5	0.0	4.1	0.0	1.7	0.0	3.9	96.9
10.3	34.8	1.4	29.1	6.5	0.0	8.8	1.8	1.7	0.1	4.0	98.5
10.3	34.3	0.2	30.5	7.6	0.1	8.4	2.1	1.4	0.1	4.0	98.9
10.3	34.6	0.5	32.3	7.9	0.0	6.1	0.7	1.9	0.1	4.0	98.5
10.2	33.1	1.4	33.2	7.0	0.0	5.4	1.4	1.4	0.1	3.9	97.2
10.3	34.9	0.6	30.7	7.3	0.0	7.2	1.1	1.8	0.0	3.9	97.9
10.0	32.8	0.9	32.9	7.2	0.0	5.1	1.0	1.5	0.1	3.8	95.1
10.3	34.9	0.6	32.3	4.2	0.0	7.8	0.5	2.2	0.0	4.0	96.8
10.3	34.9	0.6	32.2	4.2	0.0	8.0	0.5	2.1	0.0	4.0	96.9
10.1	33.5	0.8	32.3	3.0	0.1	7.6	0.6	2.3	0.1	3.9	94.3
10.2	34.8	0.6	28.2	7.3	0.0	9.0	0.4	2.9	0.1	3.9	97.4
10.1	34.4	0.3	32.5	8.6	0.1	4.0	0.1	2.2	0.0	3.9	96.1
9.8	33.3	0.6	29.5	11.1	0.2	3.9	0.2	2.5	0.1	3.7	94.9
10.1	33.5	0.6	32.5	4.9	0.0	6.5	0.6	2.0	0.1	3.9	94.8
10.4	35.9	0.1	30.6	5.9	0.0	8.4	0.1	2.7	0.0	4.0	98.1
10.3	35.4	0.2	31.0	5.2	0.0	8.4	0.1	2.5	0.0	4.0	97.0
10.5	35.6	0.7	32.1	5.1	0.0	8.4	0.8	2.0	0.0	4.0	99.3
10.2	33.9	0.6	33.4	9.8	0.0	3.2	0.2	2.0	0.1	3.9	97.3

Apêndice C

Dados da datação de zircão detríticos dos arenitos albianos pelo método de evaporação/ionização de Pb em monocristais. (*) Dados obtidos durante a ionização e (**) dados obtidos durante a evaporação. (c) Razões corrigidas para o Pb comum inicial. Razões Th/U calculadas diretamente da análise de evaporação de Pb em zircão com base na razão $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

	T (°C)	Number of ratios	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	Th/U	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Age [Ma]	2σ
Zone A												
*	1500	16/16	0.000094	2	0.13571	306	0.13232	0.366	0.22248	147	2999	11
*	1500	4/4	0	0	0.06813	640	0.06813	0.185	0.20987	391	2905	30
*	1500	36/36	0.000035	58	0.06636	277	0.06505	0.176	0.20665	46	2879.8	3.5
*	1500	18/18	0.00003	6	0.14977	392	0.14873	0.406	0.20614	99	2876	8
*	1500	4/4	0	0	0.04088	26	0.04088	0.111	0.20171	193	2840	16
*	1500	14/14	0.00032	12	0.11905	67	0.10740	0.293	0.19321	55	2770	5
*	1450	0/6	0.003605	242	0.10757	813	0.02443	0.294	0.19126	351	2753	30
**	1450	8/8	0.000066	32	0.14128	123	0.13890	0.386	0.18892	136	2733	12
*	1500	8/ago	0	0	0.08939	85	0.08939	0.245	0.18466	100	2696	9
*	1500	18/18	0	0	0.1662	83	0.16620	0.456	0.1805	82	2658	8
*	1500	16/16	0.0001	3	0.08556	69	0.08186	0.235	0.17659	285	2621	27
*	1500	4/4	0	0	0.15512	77	0.15512	0.435	0.13723	146	2193	18
*	1500	16/16	0.000246	12	0.10371	62	0.09468	0.266	0.13281	72	2136	9
*	1500	6/6	0.000392	222	0.06897	744	0.05433	0.153	0.1301	319	2100	43
**	1450	8/8	0	0	0.0313	599	0.03130	0.088	0.12964	72	2094	10
*	1500	4/4	0.000427	6	0.16024	692	0.14503	0.408	0.12951	62	2092	8
*	1450	20/20	0.000567	88	0.06711	218	0.04592	0.129	0.12914	159	2087	22
*	1500	6/6	0.000108	36	0.00411	158	0.00005	0.012	0.12913	76	2086	10
*	1500	22/22	0.000162	11	0.18433	74	0.17863	0.520	0.1286	44	2079	6
*	1500	22/22	0.000024	17	0.52775	22	0.52706	1.487	0.12818	37	2074	5
*	1500	16/16	0.000165	3	0.19247	617	0.18669	0.527	0.12651	9	2050	13
*	1500	8/ago	0.000372	298	0.12676	1026	0.11327	0.320	0.12603	535	2044	75
*	1500	24/24	0.00004	6	0.19477	89	0.19337	0.546	0.12581	27	2040	4
*	1500	8/8	0.000052	6	0.43491	524	0.43491	1.239	0.11498	128	1880	20
*	1500	24/24	0.000085	11	0.17276	133	0.16975	0.487	0.10565	42	1726	7
*	1500	10/16	0.000362	11	0.08568	101	0.07228	0.207	0.10545	22	1722	4
*	1500	8/8	0.000212	64	0.17626	315	0.16877	0.485	0.1047	246	1709	43
*	1450	6/6	0.000000	0	0.18817	504	0.18817	0.590	0.09714	218	1570	42
*	1500	40/44	0.000141	33	0.19445	1048	0.18952	0.594	0.09619	45	1552	9
*	1500	16/16	0.000039	46	0.10358	331	0.10215	0.320	0.09562	77	1541	15
*	1500	22/22	0.000191	26	0.21413	274	0.20752	0.650	0.08516	88	1320	20
*	1500	22/22	0.000114	8	0.32907	175	0.32537	1.020	0.07742	23	1132	6
*	1500	14/14	0.000036	2	0.12171	435	0.12040	0.377	0.07475	27	1062	7
*	1500	14/14	0.000165	9	0.16052	137	0.15464	0.485	0.07364	71	1032	20

	T (°C)	Number of ratios	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	Th/U	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Age [Ma]	2σ
(Continuação)			Zone A									
*	1500	16/16	0.000208	4	0.19022	264	0.18293	0.573	0.07364	31	1032	9
*	1500	4/4	0.000000	0	0.13532	208	0.13532	0.424	0.07328	38	1022	11
*	1500	20/20	0.000000	0	0.05724	58	0.05724	0.227	0.06448	68	758	22
*	1500	8/8	0.000000	0	0.11022	221	0.11022	0.345	0.06235	77	686	27
*	1500	10/18	0.000020	2	0.20276	282	0.20206	0.633	0.06163	18	662	6
*	1500	16/16	0.000082	2	0.04897	33	0.04588	0.144	0.06158	13	660	5
*	1500	22/22	0.000164	16	0.19275	212	0.18701	0.586	0.06145	29	655	10
*	1500	16/16	0.000087	20	0.20781	171	0.20479	0.642	0.06122	19	647	7
*	1500	12/12	0.000061	20	0.3731	175	0.37117	1.163	0.06074	43	630	15
*	1500	20/20	0.000176	7	0.15485	54	0.14856	0.466	0.06068	23	628	8
*	1500	16/16	0.000094	20	0.21684	1811	0.21359	0.669	0.06026	56	613	20
*	1500	24/24	0.000065	5	0.26359	97	0.26140	0.819	0.06003	21	605	7
*	1500	20/20	0.000054	6	0.28614	85	0.28434	0.891	0.05968	11	592	4
*	1500	18/18	0.000059	3	0.07638	252	0.07419	0.233	0.05933	26	579	9
*	1500	18/18	0.000110	12	0.20319	77	0.19936	0.625	0.05895	15	565	6
*	1500	4/4	0.000214	14	0.50122	248	0.49496	1.551	0.05872	25	557	9
*	1500	22/22	0.000306	126	0.11704	38	0.10589	0.332	0.05850	88	549	33
*	1500	8/8	0.000044	52	0.07726	198	0.07562	0.237	0.05772	84	519	32
*	1500	16/24	0	1	0.06712	123	0.06712	0.210	0.05737	32	506.1	12.1
			Zone B									
*	1550	20/20	0.000035	14	0.11549	184	0.11421	0.358	0.2331	51	3074	4
*	1500	42/48	0.000085	44	0.09865	678	0.09552	0.299	0.22125	49	2990.3	3.6
*	1500	14/14	0.000045	6	0.0719	38	0.07022	0.220	0.21235	46	2924	3
*	1500	20/20	0.000099	9	0.12136	51	0.11776	0.369	0.21164	37	2918	3
*	1500	6/18	0.000219	6	0.28035	144	0.27304	0.855	0.20379	5	2857	4
*	1500	24/24	0.000364	63	0.10101	22	0.08764	0.264	0.20363	14	2856	11
*	1500	16/16	0.000288	4	0.06646	241	0.05569	0.1744	0.20279	582	2849	47
*	1500	20/20	0.000074	28	0.08699	185	0.08425	0.264	0.19977	42	2825	3
*	1500	24/30	0.000031	45	0.20699	596	0.20591	0.645	0.1938	33	2774.5	2.5
*	1500	4/12	0.000305	2	0.06432	75	0.05291	0.166	0.19264	69	2765	6
*	1500	20/20	0.000069	8	0.19754	66	0.19513	0.611	0.18897	32	2734	3
*	1500	1/6	0.000392	6	0.11002	58	0.09568	0.300	0.18868	796	2731	69
*	1550	8/14	0.000216	76	0.21607	256	0.20860	0.653	0.17058	209	2564	20
*	1450	6/6	0	0	0.09129	246	0.09129	0.286	0.16872	28	2545	3
*	1500	22/22	0.000039	5	0.12934	6	0.12793	0.401	0.16035	28	2460	3
*	1500	24/24	0.000263	52	0.03534	176	0.02535	0.079	0.14312	51	2266	6
*	1450	4/4	0	0	0.1008	4096	0.10080	0.316	0.14074	35	2237	4
*	1500	24/24	0.000025	9	0.12651	1	0.12560	0.396	0.13734	96	2194	12
*	1450	8/8	0.000059	74	0.05964	1122	0.05743	0.180	0.13674	1551	2187	30
**	1500	12/12	0.00006	1	0.14842	456	0.14627	0.458	0.13613	53	2179	7
*	1500	8/8	0.000444	28	0.1884	132	0.17281	0.541	0.13442	163	2157	21
*	1450	12/18	0.000105	17	0.08424	568	0.08035	0.252	0.13343	449	2144	59
**	1500	6/6	0	0	0.22255	328	0.22255	0.697	0.13271	258	2134	34
*	1450	8/8	0.000317	398	0.12647	1295	0.11497	0.360	0.13197	526	2125	70
*	1500	22/22	0.000149	21	0.07459	91	0.06904	0.216	0.13073	61	2108	8
*	1500	18/18	0.000176	95	0.13392	166	0.12756	0.400	0.12743	76	2063	11
*	1500	22/22	0.000049	9	0.05224	53	0.05040	0.158	0.12703	26	2058	4
*	1450	24/24	0.000136	41	0.0174	101	0.01219	0.038	0.12506	6	2030	8

	T (°C)	Number of ratios	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	Th/U	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Age [Ma]	2σ
(Continuação)			Zone B									
*	1500	20/20	0.00004	9	0.22847	9	0.22710	0.711	0.125	57	2029	8
*	1450	8/8	0.000158	64	0.14926	219	0.14360	0.450	0.12447	91	2022	13
*	1550	12/12	0.000283	29	0.09931	114	0.08890	0.278	0.12138	64	1977	9
*	1500	8/8	0	0	0.19213	2	0.19213	0.602	0.11611	115	1897	18
*	1450	24/24	0.000499	18	0.16308	84	0.14533	0.455	0.11594	34	1895	5
*	1500	18/18	0.000027	2	0.22037	373	0.21944	0.687	0.11515	28	1883	4
*	1500	30/30	0.000012	3	0.1502	309	0.14977	0.469	0.10718	25	1752.3	4.3
*	1450	14/14	0.000264	37	0.15753	371	0.14811	0.464	0.09294	56	1487	11
*	1500	20/20	0.000019	21	0.06799	78	0.06728	0.211	0.08558	76	1329	17
*	1550	16/16	0.000318	129	0.09371	23	0.08198	0.257	0.08097	169	1221	41
**	1450	6/6	0	0	0.13239	673	0.13239	0.415	0.07581	172	1090	45
*	1500	8/8	0	0	0.2215	113	0.22150	0.694	0.07362	281	1031	77
*	1500	6/6	0	0	0.10287	59	0.10287	0.322	0.06691	61	835	19
*	1500	16/16	0.000138	17	0.12739	287	0.12239	0.383	0.06564	21	795	7
*	1550	22/22	0.00034	9	0.19818	117	0.18631	0.584	0.06346	23	724	8
*	1500	20/20	0.000123	6	0.23091	9	0.22669	0.710	0.06187	123	670	43
*	1500	14/14	0.000174	34	0.05402	159	0.04747	0.149	0.06181	17	668	6
**	1500	6/6	0	0	0.19829	111	0.19829	0.621	0.06164	19	662	66
*	1500	24/24	0.00013	12	0.24526	119	0.24083	0.754	0.06138	47	653	17
*	1500	18/18	0.0002	11	0.13394	54	0.12672	0.397	0.06104	16	641	6
*	1500	22/22	0.000148	2	0.14757	545	0.14226	0.446	0.06027	2	614	7
*	1500	8/8	0	0	0.16145	302	0.16145	0.506	0.05976	79	595	29
*	1500	6/6	0.000260	42	0.14354	126	0.13419	0.421	0.05961	65	590	23
*	1500	6/6	0	0	0.08230	175	0.08230	0.258	0.05936	65	581	24
*	1500	20/20	0.000069	14	0.04763	88	0.04503	0.141	0.05862	14	553	5
*	1500	8/8	0.000146	18	0.12181	1	0.11650	0.365	0.05826	87	540	33
*	1500	16/16	0.000036	2	0.19368	84	0.19242	0.603	0.05808	23	533	9
*	1500	20/20	0.0002	3	0.28562	129	0.27896	0.874	0.05768	74	518	28
*	1500	8/8	0.000323	2	0.18849	137	0.17715	0.555	0.05721	16	500	6
**	1500	4/4	0.000135	26	0.29245	633	0.28797	0.903	0.05681	41	484	16
			Zone C									
**	1450	6/6	0.000088	22	0.09831	1836	0.09507	0.30	0.23738	401	3103	27
**	1450	8/8	0.000181	9	0.09578	286	0.08911	0.28	0.23316	166	3074	11
**	1450	12/12	0.000087	74	0.07458	1118	0.07134	0.22	0.21892	434	2973	32
*	1550	20/20	0.000062	5	0.15581	88	0.15360	0.48	0.21563	83	2949	6
*	1500	16/16	0.000360	22	0.08353	132	0.07019	0.22	0.21483	175	2943	13
*	1500	20/20	0.000063	5	0.06488	62	0.06252	0.20	0.20604	65	2875	5
*	1500	16/16	0.000141	24	0.07754	95	0.07230	0.23	0.20232	55	2845	4
*	1500	16/16	0.000252	23	0.14660	146	0.13756	0.43	0.20471	137	2865	11
*	1550	24/24	0.000155	3	0.11678	167	0.11621	0.36	0.20261	79	2848	6
**	1450	6/6	0	0	0.28906	314	0.28906	0.90	0.19484	48	2784	4
*	1500	44/44	0.000048	92	0.31798	31	0.31641	0.99	0.19021	35	2744.4	3.3
*	1500	16/24	0.000024	8	0.24044	404	0.23962	0.75	0.18861	64	2730	6
*	1500	22/22	0.000019	16	0.15438	73	0.15370	0.48	18837	96	2728	8
*	1500	8/8	0.000179	24	0.13959	122	0.13314	0.42	0.18620	114	2709	10
*	1450	8/8	0.000057	7	0.07603	23	0.07391	0.23	0.17705	97	2626	9
**	1450	8/8	0.000083	14	0.12164	222	0.11862	0.37	0.14768	28	2320	3
*	1550	16/16	0.000059	16	0.06567	883	0.06346	0.20	0.14735	305	2316	35

	T (°C)	Number of ratios	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	Th/U	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Age [Ma]	2σ
(Continuação)			Zone C									
*	1500	22/22	0.000045	11	0.1801	72	0.17851	0.56	0.13606	39	2178	5
*	1500	24/24	0.000075	5	0.16978	9	0.16712	0.52	0.13496	55	2164	7
*	1500	12/12	0.000127	1	0.07593	303	0.07120	0.22	0.13487	69	2163	9
*	1500	0/18	0.000503	3	0.11306	157	0.09469	0.30	0.13491	32	2163	4
*	1500	16/16	0.000194	2	0.12603	54	0.11899	0.37	0.13408	26	2152	3
*	1450	16/16	0.000066	1	0.17324	97	0.17090	0.53	0.13283	39	2136	5
*	1500	22/22	0.000055	2	0.10147	83	0.09945	0.31	0.13276	2	2135	3
*	1500	4/4	0.000034	14	0.16882	98	0.16761	0.52	0.13195	59	2124	8
*	1500	4/4	0	0	0.19688	144	0.19688	0.62	0.13004	33	2099	4
*	1500	24/24	0.000098	6	0.39215	116	0.38908	1.22	0.12666	29	2052	4
**	1550	16/16	0.000017	12	0.12215	1128	0.12153	0.38	0.12571	107	2039	15
*	1500	16/16	0.000098	2	0.11905	58	0.11548	0.36	0.12405	29	2016	4
*	1500	20/20	0.000009	1	0.25436	287	0.25406	0.80	0.12344	79	2007	11
*	1500	20/20	0.000036	7	0.03710	104	0.03573	0.11	0.12324	24	2004	3
*	1500	22/22	0.000094	4	0.25447	171	0.25128	0.79	0.12205	37	1987	5
*	1500	18/18	0.000061	2	0.29319	132	0.29117	0.91	0.12174	63	1982	9
*	1500	8/8	0.000000	0	0.09287	123	0.09287	0.29	0.12115	143	1973	21
*	#1450	0/8	0.001026	332	0.05651	1144	0.01721	0.05	0.12042	452	1963	67
*	1500	20/20	0.000315	83	0.02361	168	0.01158	0.04	0.11912	8	1944	12
*	1500	18/18	0.000053	5	0.04921	18	0.04721	0.05	0.11912	53	1943	8
*	*1450	0/8	0.000081	32	0.15348	157	0.15058	0.47	0.10440	56	1704	10
**	1550	8/8	0	0	0.18282	339	0.18282	0.57	0.08453	47	1305	11
**	1450	8/8	0.000041	14	0.22328	3019	0.22187	0.69	0.07641	322	1106	84
**	1500	16/16	0.000018	16	0.18036	327	0.17973	0.56	0.07272	36	1006	10
*	1550	8/8	0	0	0.05815	73	0.05815	0.18	0.07225	158	993	44
*	1500	8/8	0.000149	2	0.23268	115	0.22757	0.71	0.007147	51	971	14
*	1450	8/8	0	64	0.20881	328	0.20881	0.65	0.06796	94	868	29
*	1500	12/12	0.000202	3	0.05966	74	0.05208	0.16	0.006768	24	859	7
*	1500	8/8	0.000000	0	0.11795	594	0.11795	0.37	0.00631	87	712	29
*	1550	22/22	0.000274	25	0.28776	234	0.27865	0.87	0.06203	132	675	46
*	1500	22/22	0.000066	3	0.21757	73	0.21529	0.67	0.06206	38	676	13
*	1550	24/24	0.000012	2	0.03488	2	0.03442	0.11	0.06190	63	671	22
*	1500	10/10	0.000076	17	0.19003	116	0.18736	0.59	0.06172	105	665	36
*	1500	4/4	0.000015	2	0.49323	418	0.49279	1.54	0.06174	17	665	6
*	1500	8/8	0.000028	11	0.03189	407	0.03084	0.10	0.06147	18	656	63
*	1500	0/8	0.000811	14	0.11214	543	0.08251	0.26	0.06121	24	647	84
*	1500	10/10	0.000065	53	0.07666	228	0.07424	0.23	0.06121	114	647	40
*	1500	16/22	0.000023	16	0.32213	169	0.32138	1.01	0.06081	149	633	53
*	1500	18/18	0.000212	8	0.22985	77	0.22257	0.70	0.06044	26	620	9
*	1500	18/18	0.000009	1	0.17699	137	0.17667	0.55	0.06021	86	611	31
*	1500	22/22	0.000055	4	0.28458	128	0.28275	0.89	0.06017	21	610	8
*	1500	24/24	0.000151	6	0.11055	934	0.10501	0.33	0.06018	104	610	37
**	1550	8/8	0.000089	104	0.28698	62	0.28402	0.89	0.06011	175	608	63
*	1500	8/8	0.000002	24	0.12546	189	0.12539	0.39	0.06009	74	607	27
*	1500	24/24	0.000115	8	0.21448	104	0.21050	0.66	0.05984	68	598	25
*	1500	16/16	0.000051	2	0.11093	56	0.10907	0.34	0.05967	22	592	8
*	1500	8/12	0.000035	36	0.25805	179	0.25687	0.81	0.05907	64	570	24
*	1500	20/20	0.000039	6	0.17072	91	0.16934	0.53	0.05813	1	535	4

	T (°C)	Number of ratios	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	Th/U	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Age [Ma]	2σ
(Continuação)			Zone D									
*	1500	0/8	0.000841	34	0.10651	164	0.07521	0.24	0.05736	7	506	27
*	1500	6/6	0.000253	84	0.23269	1106	0.22402	0.70	0.05572	127	441	51
*	1500	18/18	0.000044	8	0.09916	72	0.09754	0.305	0.22932	88	3047	6
*	1500	24/24	0.000166	16	0.12804	83	0.12203	0.382	0.22494	133	3017	9
*	1500	22/22	0.000038	11	0.05198	33	0.05055	0.158	0.22405	39	3010	3
*	1500	18/18	0.000385	19	0.1159	245	0.10186	0.319	0.22378	49	3008	3
*	1500	20/20	0.000303	1	0.06018	41	0.04882	0.153	0.21779	49	2965	4
*	1500	22/22	0.000127	19	0.07134	19	0.06660	0.208	0.21193	41	2921	3
*	1500	14/14	0.000099	4	0.09207	4	0.08842	0.277	0.21149	124	2917	9
*	1550	24/24	0.000099	8	0.08679	8	0.08313	0.260	0.20945	55	2902	4
**	1500	4/4	0.000200	106	0.14679	8	0.13961	0.437	0.20787	143	2889	11
*	1550	16/16	0.000057	16	0.20822	151	0.20624	0.646	0.20647	89	2878	7
*	1500	22/22	0.000046	2	0.08088	266	0.07917	0.248	0.20568	39	2872	3
*	1500	18/18	0.000042	3	0.18666	159	0.18518	0.580	0.20561	43	2872	3
*	1500	22/22	0.000216	7	0.18677	21	0.17918	0.561	0.20545	73	2870	6
*	1500	24/24	0.00016	8	0.16347	49	0.15778	0.494	0.18886	47	2733	4
*	1500	16/16	0.000056	34	0.36245	282	0.36067	1.129	0.20430	76	2861	6
*	1500	20/20	0.000117	6	0.17502	58	0.17088	0.535	0.18539	49	2702	4
**	1450	4/4	0	0	0.15175	874	0.15175	0.475	0.18513	229	2700	20
*	1500	4/abr	0.00046	12	0.13303	102	0.11641	0.364	0.18482	53	2697	5
*	1500	20/20	0.000275	125	0.16163	56	0.15184	0.475	0.18018	56	2655	5
*	1500	24/24	0.000073	4	0.11098	56	0.10831	0.339	0.1782	6	2637	6
*	1450	22/22	0.00025	11	0.07806	46	0.06877	0.218	0.17661	82	2622	68
*	1500	0/20	0.000614	166	0.17099	535	0.14924	0.467	0.14026	28	2231	35
*	1500	14/14	0.000251	3	0.13352	167	0.12445	0.390	0.13348	95	2144	12
**	1450	8/8	0	0	0.15096	226	0.15096	0.473	0.13151	609	2119	81
*	1500	20/20	0.000219	1	0.09523	93	0.08716	0.273	0.13006	63	2099	9
**	1500	8/8	0.000147	186	0.01171	672	0.00606	0.019	0.12510	378	2030	53
*	1500	20/20	0.000206	46	0.18785	139	0.18062	0.565	0.12184	65	1984	9
*	1500	24/24	0.000155	13	0.2464	118	0.24113	0.755	0.12175	62	1982	9
*	1500	20/20	0.000380	21	0.15939	164	0.14584	0.457	0.12001	161	1957	24
**	1500	8/8	0.000070	84	0.13844	1016	0.13592	0.425	0.10915	119	1785	20
*	1450	8/8	0.000322	2	0.20359	119	0.19238	0.603	0.10807	35	1767	6
*	1500	12/12	0.000157	8	0.21431	165	0.20887	0.654	0.10598	83	1732	14
*	1500	24/24	0.000099	3	0.31884	98	0.31561	0.989	0.10568	82	1726	14
*	1500	16/24	0.000341	98	0.18132	255	0.16930	0.530	0.10424	111	1701	20
*	1500	24/24	0.000167	37	0.20871	395	0.20291	0.636	0.10326	7	1684	13
*	1500	8/8	0.000089	54	0.04763	204	0.04427	0.139	0.08983	111	1422	24
**	1450	6/6	0.000115	22	0.53459	492	0.53130	1.664	0.07931	213	1180	53
*	1500	16/16	0.000146	2	0.08316	11	0.07775	0.244	0.07464	117	1059	32
**	1450	16/16	0.000157	34	0.18423	8648	0.17871	0.560	0.07347	221	1027	61
**	1450	8/8	0	0	0.04815	608	0.04815	0.151	0.07295	197	1013	55
*	1500	24/24	0.000129	4	0.15589	85	0.15128	0.474	0.07154	8	973	8
*	1550	0/16	0.00053	32	0.14598	134	0.12695	0.398	0.06892	68	897	20
**	1450	0/4	0	0	0.38887	497	0.38887	1.218	0.06537	25	787	8
*	1500	8/8	0.000163	42	0.26618	189	0.26070	0.817	0.06183	138	669	48
*	1500	16/16	0.000105	3	0.28418	101	0.28068	0.879	0.06159	61	660	21
*	1500	20/20	0.000344	15	0.18351	93	0.17140	0.537	0.06152	31	658	11

T (°C)	Number of ratios	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	Th/U	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Age [Ma]	2σ
(Continuação)		Zone D									
** 1500	4/4	0.000000	0	0.22248	1988	0.22248	0.697	0.06147	64	656	22
* 1500	22/22	0.000135	15	0.22057	156	0.21591	0.676	0.06138	34	653	12
* 1500	18/18	0.000116	17	0.20775	387	0.20372	0.638	0.06118	69	646	24
* 1500	0/8	0.000537	86	0.24635	314	0.22808	0.228	0.06082	129	633	46
* 1500	20/20	0.000094	7	0.2126	146	0.20934	0.656	0.06069	26	628	9
* 1550	16/16	0.000122	0	0.20261	123	0.19836	0.621	0.06031	33	615	12
* 1550	14/14	0	0	0.06512	32	0.06512	0.204	0.06001	34	604	12
* 1500	0/8	0.000441	108	0.05607	391	0.03950	0.124	0.05963	171	590	62
* 1500	24/24	0.000288	49	0.34953	132	0.34029	1.066	0.05912	81	572	30
* 1500	22/22	0.000093	47	0.27116	481	0.26804	0.840	0.0582	38	538	14
* 1500	20/20	0.000157	11	0.14341	66	0.13777	0.432	0.05751	37	511	14
* 1500	0/6	0.000496	6	0.46433	299	0.44948	1.408	0.05591	129	449	51
* 1500	20/20	0.00028	47	0.19939	197	0.18962	0.594	0.05262	82	313	35
* 1500	18/18	0.000190	34	0.27179	79	0.26542	0.831	0.04885	81	141	39

Apêndice D

**Algumas fotomicrografias (luz natural) de
Zircões Detríticos dos depósitos estudados
datados (fração 62-125 μ) pelo Método de
Evaporação-Ionização de Pb**



Fotomicrografias de zircões da Zona D (Amostra G134a)



Fotomicrografias de zircões da Zona C (Amostra G136a)



Fotomicrografias de zircões da Zona B (Amostra G125)



Fotomicrografias de zircões da Zona A (Amostra G120)