

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Departamento de Geografia

Luiz Fernando de Paula Barros

**IMPLICAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS E PALEOAMBIENTAIS DE
REGISTROS SEDIMENTARES FLUVIAIS DO QUADRILÁTERO
FERRÍFERO – MINAS GERAIS**

Minas Gerais – Brasil

Novembro – 2015

Luiz Fernando de Paula Barros

**IMPLICAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS E PALEOAMBIENTAIS DE
REGISTROS SEDIMENTARES FLUVIAIS DO QUADRILÁTERO
FERRÍFERO – MINAS GERAIS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Linha de pesquisa: Geomorfologia e análise ambiental

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Junior

Belo Horizonte

2015

B277i
2015

Barros, Luiz Fernando de Paula.

Implicações geomorfológicas e paleoambientais de registros sedimentares fluviais do Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais [manuscrito] / Luiz Fernando de Paula Barros. – 2015.

131 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2015.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Linha de pesquisa: Geomorfologia e Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 114-131.

1. Geomorfologia – Quadrilátero Ferrífero (MG) – Teses. 2. Tempo geológico – Teses. 3. Carbono – Isótopos – Teses. 4. Geoquímica – Teses. 5. Mineralogia – Teses. I. Magalhães Júnior, Antônio Pereira. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



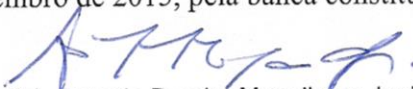
FOLHA DE APROVAÇÃO

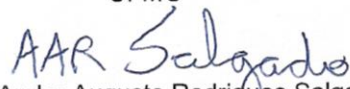
IMPLICAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS E PALEOAMBIENTAIS DE REGISTROS SEDIMENTARES FLUVIAIS DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MINAS GERAIS

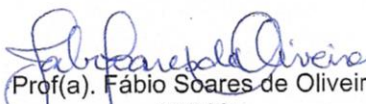
LUIZ FERNANDO DE PAULA BARROS

Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

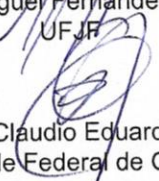
Aprovada em 16 de novembro de 2015, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Antonio Pereira Magalhães Junior - Orientador
UFMG


Prof(a). Andre Augusto Rodrigues Salgado
UFMG


Prof(a). Fábio Soares de Oliveira
UFMG


Prof(a). Miguel Fernandes Felipe
UFJF


Prof(a). Claudio Eduardo Lana
Universidade Federal de Ouro Preto

Belo Horizonte, 16 de novembro de 2015.

AGRADECIMENTOS

Não foi fácil! Porém, quem disse que seria? Morando mais de 700 km distante da área de estudo e trabalhando 40 horas semanais em outra atividade, não haveria como ser. A realização deste trabalho só foi possível devido à colaboração de diversas pessoas, a quem registro aqui sinceros agradecimentos. Agradeço:

A Deus, por toda graça e livramento nas mais diversas situações em trabalhos campo e por atender às minhas orações por disposição e bom ânimo;

À minha amada esposa, Aline, e aos meus amados pais, Cinara e Zilmar, por toda dedicação, incentivo e apoio;

Ao meu orientador, Professor Antônio, por toda a paciência em orientações por e-mail, Skype, WhatsApp... pela amizade, pelas oportunidades e por todo apoio;

Ao Professor Fábio, por não ter medido esforços para o trabalho que desenvolvemos em parceria e que compõe parte desta tese;

Às professoras Heloísa Coe e Kita Macario e à Amanda Seixas, pela parceria que também resultou em um dos trabalhos que compõem esta tese;

À Carolina, ao Cristiano, ao Bernardo e ao Wilton, por terem sido, muitas vezes, meus braços e pernas em Belo Horizonte;

Ao amigo Breno Marent, pela companhia e todo o apoio nos trabalhos de campo;

Aos meus sogros, Maria José e Marcos Antônio, pela “hospedagem” durante as viagens para realização dos trabalhos de campo;

À cunhada e amiga Amanda Raposo, por ter cedido dados de seus trabalhos na bacia do Ribeirão do Mango;

Aos colegas que foram parceiros em atividades de pesquisa no Quadrilátero Ferrífero nos trabalhos durante minha graduação e mestrado – Letícia, Pedro Barros, Luis Cherem, Frederico, Gisele;

Aos membros da banca, pelas sugestões e correções;

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, pelo apoio financeiro ao longo da minha formação, com bolsas e financiamento de projetos;

A todos os professores, colegas e funcionários do Instituto de Geociências, que contribuíram para minha formação ao longo de quase 10 anos de UFMG.

Obrigado!

RESUMO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é um dos mais marcantes conjuntos serranos do estado de Minas Gerais, sudeste do Brasil. A morfologia da área pode ser definida como resultado da evolução a longo termo de um substrato geológico deformado. *Inputs* tectônicos e a intercalação de litologias com diferentes resistências às intempéries levaram a uma intensa dissecação pela drenagem e à inversão do relevo, deixando sinclinais relativamente alçadas em relação às anticlinais dissecadas. Diante desse papel preponderante do trabalho fluvial no modelado e visando aprofundar a compreensão da geomorfologia regional durante o Cenozoico Superior, diversos levantamentos de níveis e sucessões deposicionais fluviais foram empreendidos na área nas últimas décadas. Entretanto, tais estudos locais trataram de apenas um ou dois vales fluviais. A partir de novos dados e da releitura em campo da literatura sobre o tema na área, este trabalho tem como objetivo investigar a atuação dos processos fluviais na morfogênese quaternária do QF, com foco no modelado da paisagem fluvial e nas formações superficiais. Os resultados revelam indícios e evidências de uma paisagem fluvial jovem e de um relevo dinâmico. Sete fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais foram identificadas entre 1-83 ka, segundo datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). A maioria dessas fases é seguida por períodos de encaixamento da drenagem em resposta a um soerguimento regional, levando ao escalonamento dos níveis fluviais. A neotectônica também é expressa na área pelo deslocamento e deformação de depósitos e níveis fluviais. As datações por LOE permitiram a associação das diferentes fases de formação de níveis fluviais com oscilações climáticas estabelecidas na literatura, as quais podem ter influenciado os ritmos da epirogênese regional devido a respostas isostáticas aos períodos mais erosivos. As fases mais secas/frias estão relacionadas a sucessões deposicionais com diferentes tipos de couraças, as quais são de grande relevância na correlação dos depósitos de diferentes vales. No vale do Rio Conceição, as análises mineralógicas e geoquímicas empreendidas nestes materiais permitiram constatar uma alteração das áreas fonte de sedimentos, provavelmente como resposta de uma captura fluvial. Junto à atuação de uma tectônica diferencial e de níveis de base locais, couraças de caráter conglomerático exerceriam importante controle sobre o encaixamento da drenagem em algumas áreas. Assim, um interessante arranjo geomorfológico pode ser observado, uma vez que níveis fluviais correlatos apresentam dezenas de metros de diferença em termos de desníveis para a drenagem atual. Desse modo, assim como na correlação de superfícies erosivas, é infrutífera a correlação de níveis fluviais com base apenas em dados de altitude e/ou altura. Por fim, análises de fitólitos e de isótopos de carbono em depósitos representativos permitiram constatar que mesmo a transição para diferentes tipos de cerrado pode ter influenciado de modo significativo o fornecimento sedimentar para os eixos de drenagem. Nos fundos de vale, soluções enriquecidas em ferro percolariam com facilidade em meio aos espessos depósitos de cascalho e areia, reforçando que a formação das couraças resulta de processos sedimentares e lateríticos.

Palavras-chave: geomorfologia regional, geocronologia, fitólitos, isótopos de carbono, couraças, geoquímica, mineralogia, micromorfologia, neotectônica, oscilações climáticas.

ABSTRACT

The Quadrilátero Ferrífero (QF) is one of the most remarkable mountainous areas in the Minas Gerais State, Southeastern Brazil. The morphology of this area can be set as result of long-term evolution of a warped geological substratum. Tectonic inputs and the interleaving of lithologies with different resistance degrees to the weathering led to a great dissection through drainage and to the reversal of the relief. Because of that, nowadays can be found synclines relatively suspended in relation to dissected anticlines. Given this major role of the river work on shaping the relief, and aiming to improve the understanding of regional geomorphology during the Late Cenozoic, various researches of river levels and fluvial successions were undertaken in recent decades. However, these local studies have investigated only one or two river valleys. Starting from new researches and from a rereading of data from literature about the area, this term paper aims to investigate the action of fluvial processes on the Quaternary morphogenesis in QF, focusing on the modeling of the river landscape and on the surface formations. The results reveal clues and evidence of a young fluvial landscape and of a dynamic relief. Seven regional phases of development of fluvial levels were identified and dated between 1-83 ka using Optically Stimulated Luminescence (OSL). Most of these phases are followed by periods of fluvial downcutting in response to the regional uplift, leaving river levels as staircases. The neotectonics is also expressed by the displacement and deformation of fluvial deposits and levels. The OSL dating allowed the association of the fluvial regional phases with climatic oscillations established in the literature. These climatic oscillations may have influenced the rhythms of the regional epeirogeny due to isostatic answers to the most erosive periods. The drier/coller periods were marked by the formation of depositional successions with duricrusts which are of great importance to correlate deposits of different valleys. In the Conceição River valley, the mineralogical and geochemical analysis undertaken in these materials allowed verifying changes in sediment source areas, probably as a response of a stream capture. Together with a differential tectonics and local base levels, conglomeratic duricrusts played an important role controlling the drainage downcutting in some valleys. Thus, an interesting geomorphological arrangement arises, with correlated levels differing tens of meters in height. Thus, as the correlation of erosive surfaces, the correlation of river levels based only on elevation and/or height data is unsuccessful. Phytolith and carbon isotopes analyses in representative deposits allowed verifying that even the transition to different types of cerrado (savanna-like vegetation) can influence significantly the sediment yielding for drainage lines. In the valley bottoms, iron enriched solutions may have percolate easily amid the thick deposits of gravel and sand, stressing that the formation of the duricrusts is result of sedimentary and lateritic processes.

Keywords: regional geomorphology, geochronology, phytoliths, carbon isotopes, duricrusts, geochemistry, mineralogy, micromorphology, neotectonics, climatic oscillations.

RESUMEN

El Cuadrilátero Ferrífero (QF) es un importante dominio montañoso en el estado de Minas Gerais, sureste de Brasil. La morfología regional fue moldada como resultado de la evolución a largo plazo de un complejo sustrato geológico. Las litologías con diferentes resistencias al intemperismo y deformadas por sucesivas fases tectónicas configuraron un cuadro favorable a una intensa disección fluvial y a la inversión del relieve, dejando sinclinales suspendidos con respecto a los anticlinales disecados. Teniendo en cuenta el importante papel de los ríos y con el objetivo de profundizar la comprensión de la geomorfología regional durante el Cenozoico Superior, se llevaron a cabo diversos estudios de niveles y sucesiones deposicionales fluviales en la región en las últimas décadas. Sin embargo, estos estudios sólo investigaron un pequeño número de valles individuales. Considerando nuevos datos y una relectura en campo de la literatura sobre el tema en la zona, este documento tiene como objetivo investigar las acciones de los procesos fluviales en la morfogénesis Cuaternaria del QF, centrándose en el modelado del paisaje fluvial y en las formaciones superficiales. Los resultados revelan pistas y pruebas de un joven paisaje fluvial y un relieve dinámico. Siete fases regionales de sedimentación fluvial han sido identificadas, obteniéndose edades entre 1-83 ka por Luminiscencia Ópticamente Estimada (OSL). La mayoría de estas fases son seguidas por períodos de incisión del drenaje en respuesta a una suspensión tectónica regional, dando lugar a niveles fluviales escalonados. La neotectónica también se expresa en el campo por el desplazamiento y deformación de los depósitos y niveles fluviales. Las edades OSL permitieron la asociación de las diferentes etapas de la formación de los niveles fluviales con oscilaciones climáticas establecidas en la literatura, lo que puede haber influido en los ritmos de epirogénesis regional debido a respuestas isostáticas a los períodos más erosivos. Los escenarios más secos/fríos han dejado como registro diferentes tipos de corazas que son de gran importancia en la correlación de depósitos de diferentes valles. En el valle del río Conceição, análisis geoquímicas y mineralógicas permitieron confirmar un cambio en las áreas de origen de los sedimentos, probablemente en respuesta a una captura fluvial. Además de la acción de una tectónica diferencial y de niveles de base locales, corazas conglomeráticas ejercen un control significativo sobre la incisión del drenaje en algunas zonas. Por lo tanto, un interesante cuadro geomorfológico puede ser observado, ya que niveles fluviales con la misma edad tienen decenas de metros de diferencia en su desnivel para el drenaje actual. De ese modo, es confirmado que, como en el caso de la correlación de superficies erosivas, la correlación de niveles fluviales basándose únicamente en datos de altura y altitud no es adecuada. Análisis de fitolitos y de isótopos de carbono en algunos depósitos permitieron observar que incluso la transición a diferentes tipos de cerrado (sabana) puede influenciar de manera significativa el aporte sedimentar para el drenaje. En los fondos de los valles, soluciones con hierro habrían percolado fácilmente en medio de los depósitos de grava y arena, subrayando que la formación de las corazas es el resultado de procesos sedimentarios y lateríticos.

Palabras clave: geomorfología regional, geocronología, fitolitos, isótopos de carbono, corazas, geoquímica, mineralogía, micromorfología, neotectónica, oscilaciones climáticas.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1	(a) Localização da área no estado de Minas Gerais, (b) Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero e entorno (dados geológicos: CPRM, 2005).....	21
Figura 2.2	Perfil transversal síntese com a organização dos níveis deposicionais fluviais do vale do alto-médio Rio Paraopeba e da bacia do Ribeirão Serra Azul/Mateus Leme.....	24
Figura 2.3	Perfis estratigráficos síntese das sucessões deposicionais dos níveis fluviais do vale do alto-médio Rio Paraopeba e bacia do Ribeirão Serra Azul/Mateus Leme.....	25
Figura 2.4	Imagens representativas dos depósitos fluviais do vale do alto-médio Rio Paraopeba e bacia do Ribeirão Serra Azul/Mateus Leme.....	26
Figura 2.5	Perfil transversal síntese com a organização dos níveis deposicionais fluviais dos vales da bacia do alto Rio das Velhas.....	29
Figura 2.6	Perfis estratigráficos síntese das sucessões deposicionais dos níveis fluviais dos vales da bacia do alto Rio das Velhas.....	31
Figura 2.7	Imagens representativas dos depósitos e níveis fluviais dos vales da bacia do alto Rio das Velhas.....	32
Figura 2.8	Perfil transversal síntese com a organização dos níveis deposicionais fluviais dos vales dos rios Conceição, Caraça, Barão de Cocais e Coqueiros.....	35
Figura 2.9	Perfis estratigráficos síntese das sucessões deposicionais dos níveis fluviais dos vales dos rios Conceição, Caraça, Barão de Cocais e Coqueiros.....	36
Figura 2.10	Imagens representativas dos depósitos e níveis fluviais dos vales dos rios Conceição, Caraça, Barão de Cocais e Coqueiros.....	38
Figura 2.11	Distribuição das idades obtidas por LOE em cada vale e sua associação às fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais.....	40
Figura 3.1	(a) Localização da área, (b) Mapa geológico simplificado do QF e espacialização das ocorrências de couraças em depósitos fluviais pleistocênicos.....	54
Figura 3.2	Aspecto macromorfológico das couraças conglomeráticas identificadas em níveis fluviais de bacias da borda leste e área central do QF.....	58
Figura 3.3	Aspecto micromorfológico das couraças conglomeráticas com cimento ferruginoso.....	60
Figura 3.4	Aspecto micromorfológico das couraças conglomeráticas com cimento ferruginoso.....	61
Figura 3.5	Difratograma de Raios-X (radiação $CoK\alpha$) do cimento ferruginoso nas microestruturas Micro-nodular; Microlaminar; Septos Ferruginosos e do cimento aluminoso na microestrutura Septos Aluminosos.....	63

Figura 3.6	Microanálises pontuais de couraças com cimento ferruginoso (A e B) e aluminoso (C) obtidas por microsonda WDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados.....	64
Figura 3.7	Aspecto micromorfológico das couraças conglomeráticas com cimento aluminoso.....	65
Figura 3.8	Aspecto macromorfológico das couraças placoidais identificadas em níveis fluviais de bacias da borda oeste do QF, sobretudo na Bacia do Rio Paraopeba, evidenciando a presença de placas maciças silto-argilosas e placas arenosas, com cascalho raro.....	66
Figura 3.9	Aspecto micromorfológico das couraças placoidais finas (cpf).....	68
Figura 3.10	Difratograma de Raios-X (radiação $CoK\alpha$) das couraças placoidais fina (cpf) e grossa (cpg).....	69
Figura 3.11	Microanálises pontuais de couraças placoidais grossas (A) e finas (B) obtidas por microsonda WDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados.....	69
Figura 3.12	Aspecto micromorfológico das couraças placoidais grossas (cpg).....	70
Figura 3.13	Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, e C obtidos por sonda EDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados de um fragmento de itabirito com córtex e cimento ferruginoso.....	72
Figure 4.1	(a) Diagram with the location of the Minas Gerais State in Brazil, (b) Distribution diagram of native vegetation types, and (c) Simplified lithostructural map of the Quadrilátero Ferrífero and delimitation (white line) of the Conceição and Mango river basins.....	83
Figure 4.2	Vegetation remnants of the Conceição (A) and Mango (B) river basins. Land cover data: (A) Bernardo Filizzola (unpublished); (B) Raposo (2014).....	84
Figure 4.3	Climogram of Engenheiro Correia and Santa Bárbara, localities near the Mango and Conceição river basins, respectively. Data: adapted from http://climate-data.org	85
Figure 4.4	Images of the analyzed profiles: DS1 — Depositional Succession 1; DS2 — Depositional Succession 2; DS3 — Depositional Succession 3..	86
Figure 4.5	Depositional successions DS2 (A) and DS3 (B) highlighting the basal layer cemented by iron oxyhydroxides (iron duricrust).....	88
Figure 4.6	Organization scheme of fluvial depositional levels in the Conceição and Mango river valley bottoms.....	89
Figure 4.7	Phytolith types identified in the analyzed depositional successions.....	95
Figure 4.8	Summary of phytolith results and demarcation of phytolith zones.....	100
Figure 4.9	Proposed model for the formation of fluvial depositional levels with ferruginous conglomerates (iron duricrusts) in the Quadrilátero Ferrífero.....	103

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1.	Síntese dos níveis deposicionais fluviais da bacia do alto-médio Rio Paraopeba.....	24
Tabela 2.2.	Síntese dos níveis deposicionais fluviais da bacia do alto Rio das Velhas..	27
Tabela 2.3.	Síntese dos níveis deposicionais fluviais da bacia do alto Rio Doce.....	34
Tabela 2.4.	Síntese dos dados levantados (nível fluvial, altura e idade) de acordo com as fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais.....	40
Tabela 2.5	Concentrações de Th, U e K, doses anual e acumulada e idade de cada amostra.....	50
Tabela 3.1	Síntese das informações dos depósitos fluviais com couraça no QF.....	56
Table 4.1	Results of granulometric analysis and textural classification of samples...	93
Table 4.2	Results of phytolith analysis.....	94
Table 4.3	C concentration (%) and isotopic data ($\delta\text{‰ }^{13}\text{C}$).....	96
Table 4.4	Results of calibrated dating.....	97
Table 4.5	Concentrations of Th, U and K, annual dose, accumulated dose and age of samples.....	98

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO GERAL.....	13
CAPÍTULO 2 – ARTIGO 1:	
GEOMORFOGÊNESE NEOCENOZOICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO/MG:	
implicações de registros deposicionais fluviais	18
2.1. Introdução	19
2.2. O Quadrilátero Ferrífero	20
2.3. Procedimentos Metodológicos.....	22
2.4. Resultados e Discussões	23
2.4.1. Bacia do alto-médio Rio Paraopeba.....	23
2.4.1.1. <i>O vale do alto-médio Rio Paraopeba</i>	24
2.4.1.2. <i>A bacia do Ribeirão Serra Azul</i>	26
2.4.2. Bacia do alto Rio das Velhas	27
2.4.2.1. <i>O vale do Alto Rio das Velhas</i>	27
2.4.2.2. <i>O vale do Rio Maracujá</i>	28
2.4.2.3. <i>O vale do Ribeirão do Mango</i>	29
2.4.2.4. <i>O vale do Ribeirão Sardinha</i>	30
2.4.2.5. <i>O vale do Ribeirão Carioca</i>	32
2.4.3. Bacia do alto Rio Doce	33
2.4.3.1. <i>O vale do Rio Conceição</i>	33
2.4.3.2. <i>O vale do Ribeirão do Caraça</i>	37
2.4.3.3. <i>O vale do Rio Barão de Cocais (ou Socorro)</i>	37
2.4.3.4. <i>O vale do Ribeirão dos Coqueiros</i>	37
2.4.3.5. <i>O vale do Ribeirão do Carmo</i>	39
2.4.4. Proposta de síntese regional.....	39
2.4.4.1. <i>A tectônica e as oscilações climáticas neocenoicas</i>	45
2.4.4.2. <i>Considerações sobre a cronologia dos eventos</i>	49
2.5. Conclusão	51

CAPÍTULO 3 – ARTIGO 2:

GÊNESE E IMPLICAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS DE COURAÇAS EM NÍVEIS FLUVIAIS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SUDESTE DO BRASIL	52
3.1. INTRODUÇÃO	53
3.2. ÁREA DE ESTUDO	54
3.3. MATERIAIS E MÉTODOS	55
3.3.1. Amostras	55
3.3.2. Laboratório.....	56
3.4. RESULTADOS	57
3.4.1. Couraças conglomeráticas (cc)	57
3.4.1.1. <i>Couraças conglomeráticas ferruginosas (ccf)</i>	59
3.4.1.2. <i>Couraças conglomeráticas aluminosas (cca)</i>	64
3.4.2. Couraças placoidais (cp)	66
3.4.2.1. <i>Couraças placoidais finas (cpf)</i>	67
3.4.2.2. <i>Couraças placoidais grossas (cpg)</i>	70
3.5. DISCUSSÃO	71
3.5.1. A gênese das couraças: de onde vem o ferro?	71
3.5.2. As couraças como produtos sedimentares e lateríticos.....	73
3.5.3. O significado paleoambiental e o papel geomorfológico das couraças ..	75
3.6. CONCLUSÃO	78

CAPÍTULO 4 – ARTIGO 3:

PALEOBIOCLIMATIC SETTINGS OF THE LATE PLEISTOCENE INFERRED FROM FLUVIAL DEPOSITS OF THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO (SOUTHEASTERN BRAZIL)	80
4.1. INTRODUCTION	81
4.2. STUDY AREA	83
4.3. MATERIALS AND METHODS	86
4.3.1. Materials	86
4.3.2. Phytolith Analysis	90
4.3.2.1. <i>Phytolith extraction, counting and classification</i>	90
4.3.2.2. <i>Phytolith indexes</i>	91
4.3.3. Analysis of carbon isotopes	91
4.3.4. Granulometric analysis	91

4.3.5. ¹⁴ C-AMS dating of SOM	91
4.3.6. OSL dating of sediments.....	92
4.4. RESULTS	92
4.4.1. Granulometry	92
4.4.2. Phytoliths	92
4.4.2.1. <i>Phytolith types (percentage among classified phytoliths)</i>	93
4.4.2.2. <i>Phytolith indexes</i>	93
4.4.3. Carbon isotopes.....	96
4.4.4. ¹⁴ C-AMS dating of SOM.....	97
4.4.5. OSL dating of sediments.....	97
4.5. DISCUSSION	98
4.5.1. Paleobioclimatic implications	98
4.5.1.1. <i>Internal variations</i>	99
4.5.1.2. <i>Regional correlation</i>	101
4.5.2. Geomorphological implications.....	102
4.6. CONCLUSION.....	105
CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	106
REFERÊNCIAS	114

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO GERAL

No ano de 2007, durante o bacharelado em Geografia, o presente autor iniciou suas atividades de iniciação científica se dedicando ao levantamento e interpretação de níveis e sucessões deposicionais fluviais. A área definida para estudo foi o vale do Rio Maracujá, afluente do alto Rio das Velhas, área *core* do Quadrilátero Ferrífero (QF). Este é um domínio geológico-geomorfológico de grande interesse científico e sócio-econômico-ambiental no estado de Minas Gerais.

Os trabalhos no vale do Rio Maracujá (Barros *et al.*, 2008a; Barros e Magalhães Jr, 2009; Magalhães Jr *et al.*, 2010) foram desenvolvidos em conjunto com trabalhos semelhantes no vale do alto Rio das Velhas (Santos *et al.*, 2009) e no vale do Ribeirão do Mango (Raposo *et al.*, 2008), bacia adjacente à do Rio Maracujá. Desse modo, pôde-se transitar por essas diversas áreas e participar dos primeiros esboços de comparação dos registros deposicionais e seus significados (Barros *et al.*, 2008b; Raposo *et al.*, 2009).

Tendo em vista que os principais vales da bacia do alto Rio das Velhas em termos de níveis e sucessões deposicionais significativos haviam sido investigados, partiu-se para levantamentos da mesma natureza na bacia do Rio Conceição (Barros e Magalhães Jr, 2012). Este é um afluente da bacia do alto Rio Doce que partilha com o alto Rio das Velhas o divisor hidrográfico da borda leste do QF. Durante a pesquisa, a comparação com os trabalhos anteriores eram inevitáveis, sobretudo devido a um número surpreendentemente maior de níveis deposicionais no vale do Rio Conceição. Nessas comparações surgiam tanto diferenças quanto semelhanças, encontradas também na literatura sobre a bacia do médio Rio Paraopeba (Marques, 1997; Moreira, 1997), que partilha com o alto Rio das Velhas os divisores hidrográficos das bordas oeste e sul do QF.

Além disso, o presente autor teve a oportunidade de acompanhar parte dos levantamentos de Oliveira *et al.* (2014) em afluentes da bacia do Rio Pomba, Leste de Minas Gerais. Isso levou à percepção de que, ainda que com variações, os registros do QF mostram características comuns que os diferenciam de outras regiões. Entretanto, a continuidade das pesquisas com a datação das sucessões deposicionais de alguns dos vales do alto Rio das Velhas (Magalhães Jr *et al.*, 2011; 2012) e do vale do Rio Conceição (Barros e Magalhães Jr, 2013) levaram à constatação de fortes contrastes em relação à idade dos depósitos e sua situação nos vales. A princípio, esses contrastes poderiam estar ligados a limitações do

método de datação empregado ou a um modelo mais complexo de evolução geomorfológica dos sistemas fluviais do QF.

Assim, percebeu-se que, apesar dos diversos estudos realizados de forma isolada no QF serem coerentes, as semelhanças e as diferenças entre as várias áreas demandavam um estudo de caráter regional, que vislumbrasse o domínio como um todo. Também se percebeu que era necessário aprofundar as análises, buscando técnicas mais especializadas para que pudessem ser testadas algumas interpretações iniciais, como as que estavam ligadas a possíveis oscilações climáticas.

Desse modo, o objetivo geral do trabalho foi estabelecido: investigar a atuação dos processos fluviais na morfogênese quaternária do QF, com foco no modelado da paisagem fluvial e nas formações superficiais. Nesse contexto, os seguintes objetivos específicos foram definidos:

- Levantar, caracterizar e interpretar níveis e sucessões sedimentares fluviais em diferentes vales das bacias que drenam o QF;
- Empreender uma releitura dos levantamentos anteriores, a fim de relacioná-los e de reinterpretá-los sob a luz do conjunto;
- Elaborar um quadro cronológico dos processos de sedimentação fluvial no QF, a partir de datações absolutas;
- Investigar depósitos sedimentares representativos, a fim de buscar maiores indícios dos processos e das condições paleoambientais que condicionaram sua formação.

Algumas questões norteadoras também foram colocadas: o que o quadro da distribuição/organização dos registros deposicionais fluviais revela sobre o papel da neotectônica na evolução dos vales fluviais? Como as oscilações climáticas do Quaternário influenciaram a geomorfogênese regional e a formação das sucessões deposicionais? Qual a cronologia dos principais eventos geomorfológicos da evolução fluvial regional? Como se formaram e quais os significados em termos de evolução do relevo dos diferentes tipos de couraças encontrados nas sucessões deposicionais fluviais do QF?

Foram escolhidos 13 vales fluviais para os levantamentos, incluindo áreas para releitura e para novas investigações. O Rio Paraopeba é um dos principais da região, constituindo-se como drenagem tronco da porção oeste do QF. Seu trecho entre as cidades de Brumadinho e Juatuba foi investigado por Marques (1997). Neste trecho, um dos principais

afluentes é o Ribeirão Serra Azul, cuja bacia inclui o Ribeirão Mateus Leme e apresenta os principais litotipos do domínio do QF. Esta bacia foi investigada por Moreira (1997).

Na porção central do QF, foi feita a releitura de trabalhos realizados no vale do Rio das Velhas (drenagem tronco desta área), investigado em seu trecho entre Sabará e Lagoa Santa por Magalhães Jr. e Saadi (1994) e em seu trecho à montante de Sabará por Magalhães Jr. *et al.* (2011). Entre seus afluentes foram reanalisados o Rio Maracujá, investigado por Bacellar *et al.* (2005), Lana e Castro (2010) e Magalhães Jr. *et al.* (2012), e o Ribeirão do Mango, estudado por Raposo *et al.* (2008). Registros na área do Complexo Bação também foram alvo de estudos preliminares por Valadão e Silveira (1992), incluindo estes dois afluentes do Rio das Velhas.

A leste, entre os afluentes da bacia do alto Rio Doce, o vale Rio Conceição foi alvo de estudos por Barros e Magalhães Jr. (2013), o vale do Ribeirão do Caraça por Cherem *et al.* (2008), o vale dos ribeirões Coqueiros/Maquiné por Rossi (2008) e o vale do Ribeirão do Carmo por Costa *et al.* (2010).

A escolha de novas áreas para investigação visou completar o quadro regional no sentido de abarcar os principais vales em termos de registros deposicionais fluviais preservados. A seleção de novas áreas foi conduzida, sobretudo, por questões de acesso e de representatividade dos cursos d'água. Apesar de pré-selecionadas, em algumas áreas não foram identificados registros deposicionais fluviais em trabalhos de campo, como nos trechos de montante do Rio Piracicaba (até as imediações de Santa Rita Durão) e do Rio Paraopeba (entre Congonhas e Jaceaba).

Assim, três vales não estudados anteriormente foram incorporados a este trabalho. Os vales dos ribeirões Sardinha e Carioca estão localizados na área de ocorrência do Complexo Bação, onde se verifica, em geral, um contexto mais favorável para o desenvolvimento de depósitos fluviais devido à menor resistência do substrato rochoso. Ambos os ribeirões são afluentes do Rio Itabirito, que, apesar de ser um dos principais afluentes do Rio das Velhas, apresenta contexto desfavorável para a investigação, tendo em vista a dimensão do curso d'água e as restrições de acesso em diversos trechos. Por sua vez, o vale do Rio Barão de Cocais drena uma das principais unidades morfológicas da área (Depressão Suspensa da Sinclinal Gandarela) e é afluente do Rio Conceição, cujo vale apresenta a maior abundância de registros preservados.

Optou-se por apresentar os resultados desta tese sob a forma de artigos. Desse modo, três artigos foram desenvolvidos a fim de responder às questões e atender aos objetivos anteriormente expostos:

- Artigo 1 – *Geomorfogênese Neocenoica do Quadrilátero Ferrífero/MG: implicações de níveis e sucessões deposicionais fluviais*. Este artigo sistematiza os levantamentos sobre níveis e sucessões fluviais realizados na área e apresenta dados novos, a fim de discutir o que o quadro regional diz sobre a influência da dinâmica neotectônica e climática sobre a evolução da paisagem fluvial. Para isso, foram analisadas a organização e distribuição dos depósitos fluviais que ocorrem na região, bem como sua estratigrafia e o resultado de datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).
- Artigo 2 – *Gênese e implicações geomorfológicas de couraças em níveis fluviais no Quadrilátero Ferrífero, sudeste do Brasil*. A partir de um estudo petrogenético, este trabalho discute os processos relacionados à gênese de couraças pleistocênicas em depósitos fluviais no QF, tratando-as como indicadores da evolução do relevo regional e dos complexos processos envolvidos na evolução de coberturas superficiais em regiões tropicais. Para tanto, foram analisados resultados de análises geoquímicas, mineralógicas e micromorfológicas.
- Artigo 3 – *Paleobioclimatic settings of the Late Pleistocene inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil)*. Neste trabalho se reconstitui condições paleobioclimáticas que teriam influenciado os processos geomorfológicos que levaram à formação de níveis deposicionais fluviais com couraças conglomeráticas no vale do Rio Conceição e do Ribeirão do Mango. Para tanto, foram discutidos resultados de análises de fitólitos e isótopos de carbono de paleovegetações em depósitos representativos. Resultados de datações por radiocarbono e LOE também foram discutidos.

Desse modo, no Artigo 1 teve-se o propósito de construir o embasamento para as discussões que permeiam todo o trabalho. Os registros fluviais foram caracterizados em níveis deposicionais de cada um dos vales analisados. A partir do conjunto dos dados foram propostas fases regionais de desenvolvimento de níveis fluviais e estabelecida sua cronologia. Este quadro permitiu discutir as principais implicações do tectonismo e de oscilações climáticas para a geomorfogênese da paisagem fluvial regional. As oscilações climáticas foram discutidas com base em dados da literatura correlatos às idades obtidas pela datação dos depósitos fluviais do QF.

Cada fase regional de desenvolvimento de níveis fluviais coincide com um período climático distinto, havendo alternância entre períodos mais úmidos/quentes com períodos mais secos/frios. Além disso, há uma associação entre a ocorrência de depósitos com couraças e períodos climáticos mais secos/frios. Diante disso, foram desenvolvidos os Artigos 2 e 3. No Artigo 2 se propôs trazer um estudo petrogenético das couraças pleistocênicas, a fim de buscar maiores indícios e evidências dos processos que conduziram sua gênese, além de discutir as couraças tanto como produto quanto como condutoras de processos de evolução do modelado regional. Por sua vez, no Artigo 3 procurou-se reconstituir condições paleoclimáticas a fim de testar a hipótese de que oscilações climáticas poderiam ter influenciado a geomorfogênese de alguns vales, levando a processos e ambientes propícios para a formação das couraças do tipo conglomerático.

A presente pesquisa busca contribuir para uma melhor compreensão da evolução geomorfológica e dos cenários paleoambientais da região do QF no Cenozoico Superior. O trabalho também se justifica como uma contribuição para o entendimento da sedimentação fluvial em área continental brasileira e o estabelecimento de sua cronologia.

Tendo em vista o formato do trabalho, optou-se por não trazer extensiva revisão da literatura sobre níveis e sucessões deposicionais fluviais e seus significados. Essa revisão foi feita em Barros (2012) e, desse modo, recomenda-se a leitura deste trabalho ao leitor interessado na questão teórica dos marcadores geomorfológicos da dinâmica fluvial.

CAPÍTULO 2 – ARTIGO 1:

GEOMORFOGÊNESE NEOCENOZOICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO/MG: implicações de registros deposicionais fluviais ¹

Luiz Fernando de Paula Barros
Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais.
Av. Antônio Carlos, 6.627 - Pampulha - Belo Horizonte/MG, Cep: 31270-901, Brasil.
E-mail: luizfpbarros@yahoo.com.br

Antônio Pereira Magalhães Junior
Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais.
Av. Antônio Carlos, 6.627 - Pampulha - Belo Horizonte/MG, Cep: 31270-901, Brasil.
E-mail: magalhaesufmg@yahoo.com.br

Resumo

O Quadrilátero Ferrífero é um dos mais marcantes conjuntos serranos do estado de Minas Gerais, sudeste do Brasil. A morfologia da área pode ser definida como resultado da evolução a longo termo de um substrato geológico deformado. *Inputs* tectônicos e a intercalação de litologias com diferentes resistências às intempéries levaram a uma intensa dissecação pela drenagem e à inversão do relevo, deixando sinclinais relativamente alçadas em relação às anticlinais dissecadas. Diante desse papel preponderante do trabalho fluvial no modelado e visando aprofundar a compreensão da geomorfologia regional durante o Cenozoico Superior, diversos levantamentos de níveis e sucessões deposicionais fluviais foram empreendidos na área nas últimas décadas. Entretanto, tais estudos locais trataram de apenas um ou dois vales fluviais. A partir de novos dados e da releitura em campo da literatura sobre o tema na área, este trabalho busca discutir a geomorfogênese regional revelada pelo quadro de níveis e sucessões deposicionais fluviais. Os resultados revelam indícios e evidências de uma paisagem fluvial jovem e de um relevo dinâmico, sensível às forças tectônicas e variações climáticas do Pleistoceno Superior. Sete fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais foram identificadas entre 1-83 ka, segundo datações por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE). A maioria dessas fases é seguida por períodos de encaixamento em resposta a um soerguimento regional, levando ao escalonamento dos níveis fluviais. A neotectônica também é expressa na área pelo deslocamento e deformação de depósitos fluviais. As datações por LOE permitem a associação das diferentes fases de formação de níveis fluviais com oscilações climáticas, as quais podem ter influenciado os ritmos da epirogênese regional. As fases mais secas/frias deixaram como registro diferentes tipos de couraças nas sucessões deposicionais, as quais são de grande relevância na correlação dos depósitos de diferentes vales.

Palavras-chave: geomorfologia regional, luminescência opticamente estimulada, neotectônica, oscilações climáticas.

Abstract

The Quadrilátero Ferrífero is one of the most remarkable mountainous areas in the Minas Gerais State, Southeastern Brazil. The morphology of this area can be set as result of long-term evolution of a warped geological substratum. Tectonic forces and the interleaving of

¹ Artigo a ser submetido à Revista Brasileira de Geomorfologia.

lithologies with different resistance degrees to the weathering led to a great dissection through drainage and to the reversal of the relief. Because of that, nowadays can be found synclines relatively suspended in relation to dissected anticlines. Given this major role of the river work on shaping the relief, and aiming to improve the understanding of regional geomorphology during the Late Cenozoic, various surveys of river levels and fluvial successions were undertaken in recent decades. However, these local studies investigated only one or two river valleys. Starting from new surveys and from a rereading of data from literature about the area, this paper aims to discuss the regional geomorphogenesis revealed by river levels and fluvial successions. The results reveal clues and evidence of a young fluvial landscape and of a dynamic relief, sensitive to tectonic forces and climatic oscillations of the Late Pleistocene. Seven regional phases of development of fluvial levels were identified and dated between 1-83 ka using Optically Stimulated Luminescence (OSL). Most of these phases are followed by periods of fluvial downcutting in response to the regional uplift, leaving river levels as staircases. The neotectonics is also expressed by the displacement and deformation of fluvial deposits. The OSL dating allowed the association of the regional phases with climatic oscillations which may have influenced the rhythms of regional epeirogeny. The driest/coldest periods were marked by the formation of depositional successions with duricrusts which are of great importance to correlate deposits of different valleys.

Keywords: regional geomorphology, optically stimulated luminescence, neotectonics, climatic oscillations.

2.1. Introdução

Os registros sedimentares aluviais são componentes chave no desenvolvimento de uma compreensão integrada da geomorfologia, ainda que quase sempre incompletos, pois contém informações que não são disponíveis em outros registros ambientais (Jacobson et al., 2003). Os depósitos fluviais são importantes registros/respostas de eventos deposicionais e desnudacionais, exogenéticos e endogenéticos (Sommé, 1990). Dessa forma, tais registros sedimentares fornecem informações valiosas sobre a evolução da paisagem, não apenas em termos de mudança de padrões de drenagem, mas também mudanças na topografia e no relevo (Bridgland e Westaway, 2014).

Em nível científico, a análise da sedimentação fluvial tem sido feita internacionalmente com dois focos distintos, porém complementares: um na estratigrafia dos depósitos e outro nos processos modeladores do relevo (Pazzaglia, 2013). Quando o foco é o relevo, busca-se analisar a distribuição dos registros fluviais ao longo dos vales, sua organização em níveis deposicionais e a relação entre esses níveis, a fim de identificar os condicionantes para a sua distribuição e organização, tais como tectônica, clima, nível de base, controladores internos e antropismo (Bridgland e Westaway, 2008; 2014; Wang et al., 2010; Doğan, 2011; Viveen et al., 2013; Rosina et al., 2014; Rossetti et al., 2014). Nesse caso, um nível deposicional fluvial é tomado como um marco (X, Y, Z) de um momento erosivo-deposicional específico de um curso d'água. As sucessões deposicionais aluviais são os testemunhos dos referidos níveis, assim como o podem ser possíveis superfícies erosivas fluviais, as quais não devem ser confundidas com superfícies estruturais.

Situado na borda sudeste do Cráton do São Francisco, no centro sul do estado de Minas Gerais, o Quadrilátero Ferrífero é um dos mais marcantes conjuntos serranos do sudeste do Brasil. Ocupada e investigada desde o início do ciclo do ouro (fim do século XVII), esta unidade é de grande interesse histórico, científico e sócio-econômico-ambiental, tendo em vista suas reservas minerais e hídricas (Salgado e Carmo, 2015). Sustentada por rochas arqueanas e proterozoicas, a morfologia da área pode ser definida como resultado da evolução de um substrato geológico deformado, resultante das orogêneses Transamazônica e

Brasiliiana, ocorridas a 2,2-2,0 Ga e a 600 Ma, respectivamente (Uhlein e Noce, 2012). Os *inputs* tectônicos e a intercalação de litologias com diferentes resistências às intempéries levaram a uma intensa dissecação pela drenagem e à inversão do relevo, deixando sinclinais relativamente alçadas e anticlinais rebaixadas. Segundo Medina et al. (2005), esse processo teria destaque durante um período geológico mais recente (Neógeno e Quaternário), interrompendo eventos de aplanamento generalizado do relevo durante o Cretáceo e o Paleógeno. Nesse sentido, há um papel preponderante do trabalho fluvial a longo termo no modelado do Quadrilátero Ferrífero.

Diante dessa importância do trabalho fluvial e visando aprofundar a compreensão da geomorfologia regional durante o Cenozoico Superior, diversos levantamentos de níveis e sucessões deposicionais fluviais foram empreendidos no Quadrilátero Ferrífero nas últimas décadas (Valadão e Silveira, 1992; Magalhães Jr. e Saadi, 1994; Marques, 1997; Moreira, 1997; Bacellar et al., 2005; Raposo et al., 2008; Cherem et al., 2008; Rossi, 2008; Costa et al., 2010; Lana e Castro, 2010; Magalhães Jr. et al., 2011; 2012; Barros e Magalhães Jr., 2013). Apesar do relativo grande número de trabalhos realizados, esses estudos são de caráter local, tendo investigado apenas um ou dois vales. O presente trabalho pretende suprir a lacuna de um estudo de caráter regional.

A partir de novos dados e da releitura em campo da literatura sobre o tema na área, este trabalho busca discutir a geomorfogênese neocenoica do Quadrilátero Ferrífero revelada pelo quadro de níveis e sucessões deposicionais fluviais. Desse modo, procura-se contribuir para a compreensão de eventos geomorfogenéticos responsáveis pela esculturação do relevo no sudeste do Brasil.

2.2. O Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero se estende por uma área de aproximadamente 7.000 km², drenada em sua porção oeste e central por afluentes da bacia hidrográfica do Rio São Francisco (sub-bacias do alto-médio Rio Paraopeba e alto Rio das Velhas, respectivamente) e em sua porção leste por afluentes da bacia do alto Rio Doce. As altitudes variam de cerca de 650-800 m no entorno a mais 2.000 m no topo da Serra do Caraça, borda leste do domínio.

Nas porções oeste e central, a rede hidrográfica tem sentido predominante sul-norte, respondendo ao binômio “soerguimento da borda sul do Cráton do São Francisco/subsidência da bacia do Grupo Bambuí” (Medina et al., 2005). Na porção leste, a drenagem predominante é oeste-leste, tendo como nível de base regional a calha do Rio Doce. Ainda segundo Medina et al. (2005), os vales são, em geral, profundamente encaixados e estreitos, podendo a diferença de altitude entre interflúvios e os talwegues ultrapassar centenas de metros e o traçado dos cursos d’água revela comum adaptação às fraturas impressas nas rochas.

Os estudos sobre a evolução do modelado do Quadrilátero Ferrífero destacam a tectônica, o papel das estruturas regionais e da desnudação diferencial (King, 1956; Barbosa e Rodrigues, 1967; Maxwell, 1972; Lichte, 1979; Dorr, 1969; Varajão, 1991; Alkmim e Marshak, 1998; Salgado et al., 2008), resultado de uma rica e complexa geologia, que pode ser dividida em (Figura 2.1): (i) Complexos cristalinos (gnaisses, migmatitos e granitóides) que ocorrem em domos (Bação, Bonfim, Caeté, Santa Rita, Belo Horizonte, Florestal e Itaúna) circundando todo o domínio e no interior do mesmo, como uma janela estrutural; (ii) Supergrupo Rio das Velhas (principalmente, xistos e filitos), marcado por uma sequência tipo *greenstone belt* cuja base vulcânica foi datada em 2,76 Ga (Hartmann et al., 2006); (iii) Supergrupo Minas (principalmente itabiritos e quartzitos), uma unidade metassedimentar de idade proterozoica (2,58 a 2,04 Ga – Hartmann et al., 2006) com formações ferríferas bandadas que são adotadas como critério de delimitação do Quadrilátero Ferrífero (Alkmim e Marshak, 1998); (iv) Grupo Itacolomi, também de idade proterozoica, constituído basicamente por quartzitos de origem fluvial, com até 2,06 Ga (Machado et al., 1996).

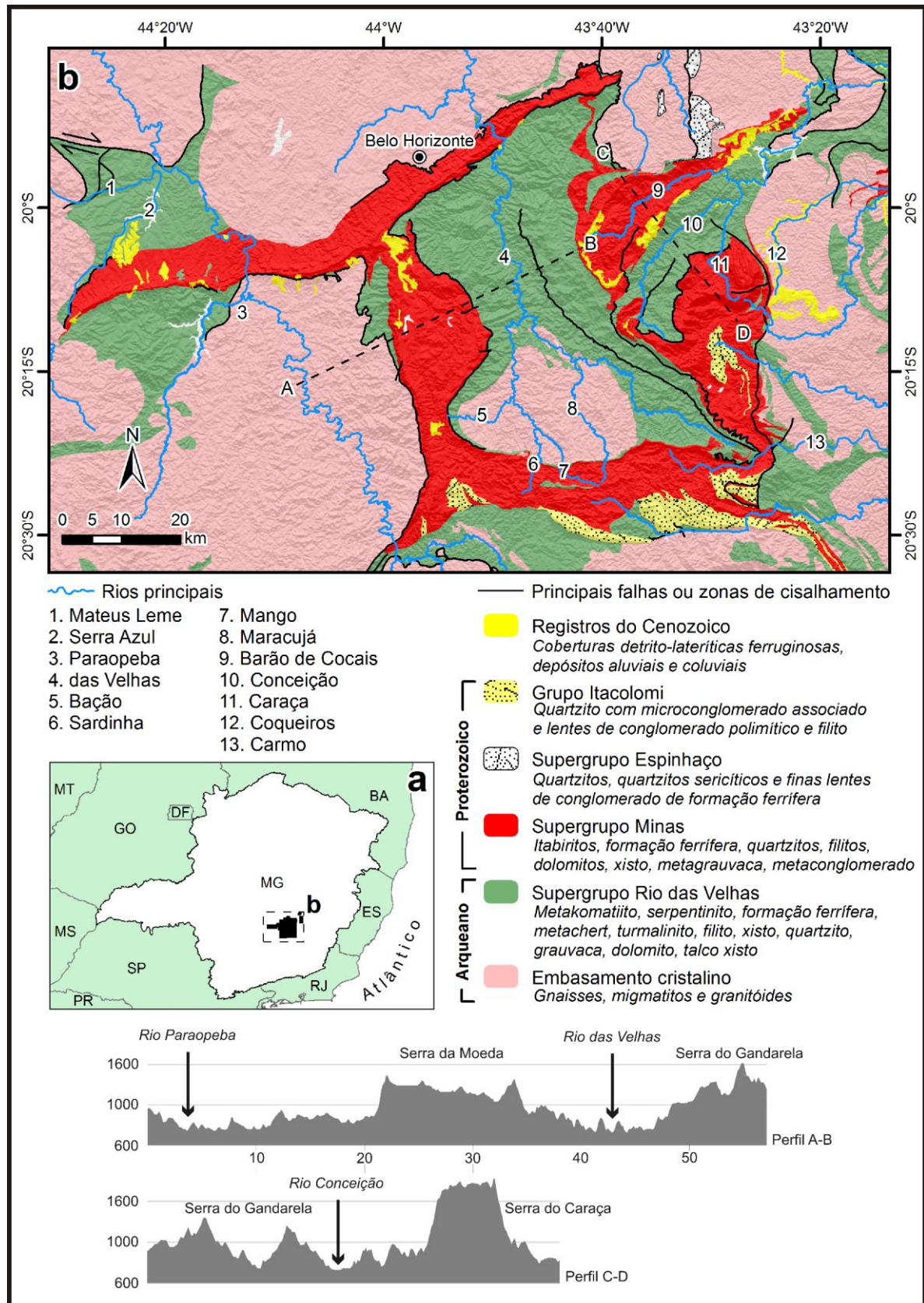


Figura 2.1. (a) Localização da área no estado de Minas Gerais, (b) Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero e entorno (dados geológicos: CPRM, 2005).

Quanto aos registros cenozoicos, destacam-se as bacias de Fonseca, Gandarela e Gongo Soco (Sgarbi et al., 1992; Saadi et al. 1992; Sant'Anna et al., 1997). Segundo Lipski (2002), as litologias sedimentares ocorrem de forma isolada, sendo separadas em duas unidades: (i) a primeira, rica em fósseis, é associada a um ambiente lacustre e de rios meandantes e tem idade eo-oligocênica; (ii) a segunda, com idade entre o Oligoceno e o Mioceno Superior, se refere a sedimentos de fluxos de detritos. Ocorrem ainda cangas em formação desde o Eoceno (Monteiro et al., 2014) e depósitos colúvio-aluvionares isolados.

A região apresenta importante atividade tectônica cenozoica, muito relacionada à rica matriz estrutural herdada do Pré-Cambriano. O Quadrilátero Ferrífero possui a segunda maior dentre as anomalias geoidais positivas do Brasil (+8 m), geralmente bem correlacionadas com áreas soerguidas, com atividade neotectônica e sísmica (Ussami et al., 1999). Vários indícios e evidências de movimentação tectônica cenozoica são observados (Saadi, 1991; Magalhães Jr. e Saadi, 1994; Marques, 1997; Sant'Anna et al., 1997; Lipski, 2002; Figueiredo et al., 2004; Bacellar et al., 2005; Medina et al., 2005; Campos, 2006; Salgado et al., 2007a; Varajão et al., 2009; Lana e Castro, 2010; Magalhães Jr. et al., 2011; Barros e Magalhães Jr., 2013). Trata-se da formação e fechamento de pequenas bacias de sedimentação colúvio-aluvial, deformação e falhamento de depósitos sedimentares (eocênicos, neogênicos e quaternários), basculamentos, além de diversas evidências de uma intensa dissecação do relevo, como a ocorrência de gargantas epigênicas e capturas de drenagem.

Em relação ao quadro bioclimático, as investigações empreendidas no Quadrilátero Ferrífero e em seu entorno revelam uma considerável flutuação durante o Pleistoceno Superior (Oliveira, 1992; Behling e Lichte, 1997; Parizzi et al., 1998; Araújo et al., 2005; Gomes et al., 2009). Atualmente, o clima regional é, em geral, marcado por um período de precipitação elevada, de outubro a março, e outro de estiagem, entre abril e setembro. As médias anuais de precipitação estão entre 1.000-1.500 mm e as de temperatura variam entre 19-22°C (SEA, 1980). A região marca a transição entre o Cerrado e a Mata Atlântica, apresentando grande diversidade e complexidade estrutural de ambientes e tipos fitofisionômicos, com destaque para as matas de galeria, florestas semidecíduais, matas de candeia, cerrado, campos rupestres e de altitude (Carvalho Filho et al., 2010; Guarçoni et al., 2010; Lamounier et al., 2010).

2.3. Procedimentos Metodológicos

Foi feita extensa revisão da literatura sobre níveis e sucessões deposicionais fluviais no Quadrilátero Ferrífero e a releitura desses trabalhos em campo, a fim de relacionar as informações e de reinterpretá-las à luz do conjunto. Além disso, a partir de análises em gabinete, foram selecionadas novas áreas favoráveis à investigação em campo, tendo por base imagens de satélite e cartas topográficas. Foram observadas rupturas na morfologia das vertentes, as quais poderiam denunciar a presença de acumulações sedimentares, e quaisquer cortes que proporcionassem exposições de perfis da subsuperfície, como em estradas ao longo dos vales.

Nas campanhas de campo foram levantados dados de depósitos fluviais a partir de seções verticais e da observação do seu contexto espacial. Foram destacadas: a tipologia do nível deposicional (escalonado, embutido, encaixado, de preenchimento, pareado, isolado – Suguio e Bigarella, 1979; Christofolletti, 1981; Summerfield, 1990; Easterbrook, 1999); a altitude e a posição dos depósitos em relação aos cursos fluviais atuais (altura da base do perfil estimada em campo e/ou cartas topográficas); composição granulométrica, espessura e organização de fácies, incluindo o tipo de transição entre as mesmas (abrupta ou gradual). Nas camadas de cascalho foi determinado o predomínio ou não de matriz, além do tamanho médio, litologia e grau de arredondamento dos clastos. Observou-se ainda a presença de estruturas sedimentares, cimentação, matéria orgânica e bioturbação.

Os níveis deposicionais de cada vale foram identificados, sobretudo, pela relação dos dados de altura e composição estratigráfica dos depósitos. Foram feitas representações da organização desses níveis em seções transversais aos vales, além de perfis estratigráficos de síntese. Estes perfis devem ser compreendidos como um sumário de todas as seções relativas ao nível deposicional, não representando uma seção-tipo, ou seja, uma reprodução fiel do perfil sedimentar mais significativo. Desse modo, os perfis-síntese não podem ser situados exatamente, pois refletem uma superposição de dados.

Algumas sucessões deposicionais representativas foram amostradas para a datação dos sedimentos por LOE. Para tanto, foram coletadas amostras ao abrigo de luz, utilizando-se sacos pretos e tubos de PVC (5x30 cm). Estes foram inseridos nos perfis horizontalmente, por percussão, coletando-se amostras em camadas preferencialmente mais arenosas mais próximas da base das sucessões deposicionais. As amostras foram enviadas ao laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda., em São Paulo, onde foram preparadas e analisadas para a extração de sua idade absoluta. No laboratório, o material da parte central dos tubos foi extraído e todo o seu tratamento se deu sob luz vermelha de baixa intensidade. As amostras foram analisadas pelo método SAR (*single aliquot regenerative-dose*), no qual apenas uma alíquota (~7 mg) é utilizada na medida do sinal natural de LOE e nas diversas etapas de irradiação para a construção da curva de calibração, tendo sido analisadas cinco alíquotas em cada amostra e obtido um valor médio. O detalhamento da metodologia pode ser encontrado no sítio eletrônico do laboratório (<http://www.datacao.com.br/>).

2.4. Resultados e Discussões

Os remanescentes de níveis fluviais do Quadrilátero Ferrífero são condizentes com o esperado para um domínio serrano. Em geral, eles são de pequena dimensão e restritos lateralmente, além de localizados em zonas descontínuas de acumulação ao longo dos vales, muitas vezes separadas por corredeiras ou quedas d'água e gargantas de superimposição ("fechos"). Exceto os mais recentes, quase sempre os níveis fluviais se encontram descaracterizados morfológicamente, de modo que só podem ser notados em perfis expostos. Desse modo, geralmente as sucessões deposicionais são incompletas, tendo sido alteradas por intensos processos bio-pedo-geomorfológicos, principalmente erosão e coluvionamento. Assim, poucas considerações podem ser feitas com base apenas nas sucessões deposicionais, sendo inviável ou pouco produtiva, por exemplo, a interpretação das sucessões mais antigas com base em modelos de fácies, tendo em vista a escassez ou ausência de estruturas deposicionais e a homogeneidade dos registros. Além do desmonte natural, é nítido o desmonte antrópico dos depósitos, seja pela exploração histórica de ouro de aluvião e gemas (Martins, 1994; Henriques, 2008; Costa et al., 2010; Silva, 2012), seja pela expansão de áreas urbanas e periurbanas.

A despeito disso, os registros deposicionais levantados permitem a constatação de indícios e evidências de um relevo dinâmico, sensível às forças tectônicas e oscilações climáticas do Pleistoceno Superior, e de uma paisagem fluvial significativamente jovem. Os resultados são discutidos a seguir por bacia hidrográfica e, ao final, uma proposta de síntese regional é elaborada, no sentido de apontar as principais fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais, bem como seus principais condicionantes.

2.4.1. Bacia do alto-médio Rio Paraopeba

A síntese dos dados levantados na bacia do alto-médio Rio Paraopeba pode ser observada na Tabela 2.1 e nas Figuras 2.2 a 2.4.

2.4.1.1. O vale do alto-médio Rio Paraopeba

As sucessões fluviais analisadas estão localizadas entre os municípios de Brumadinho e Juatuba, na região do Fecho do Funil – garganta epigênica do Rio Paraopeba nas serras do limite norte do Quadrilátero Ferrífero – anteriormente investigada por Marques (1997). O trecho entre Congonhas e Jaceaba também foi percorrido, porém não foram encontrados registros significativos de antigos níveis fluviais, apenas colúvios com a presença de cascalho arredondado típico de leito fluvial, atestando a pré-existência desses níveis.

Tabela 2.1: Síntese dos níveis deposicionais fluviais da bacia do alto-médio Rio Paraopeba.

Nível deposicional	Tipologia	Altura (m)	Idades (ka)	Referência da datação
<i>Alto-médio Rio Paraopeba</i>				
Nível 5 – N5	Escalonado e pareado	60-80	$44,9 \pm 5,4$	
Nível 4 – N4	Escalonado e pareado	40	-	
Nível 3 – N3	Escalonado e pareado	20	-	Este trabalho
Nível 2 – N2	Escalonado e pareado	10	$7,9 \pm 0,7$	
Nível 1 – N1	Escalonado e pareado	0	-	
<i>Ribeirões Serra Azul e Mateus Leme</i>				
Nível 6 – N6	Escalonado e isolado	100	-	
Nível 5 – N5	Escalonado e isolado	60-80	-	
Nível 4 – N4	Escalonado e pareado	35-40	$40,6 \pm 4,9$	Este trabalho
Nível 3 – N3	Escalonado e pareado	20-25	-	
Nível 2 – N2	Escalonado e pareado	10-15	$23,0 \pm 3,4$	
Nível 1 – N1	Escalonado e pareado	0	-	

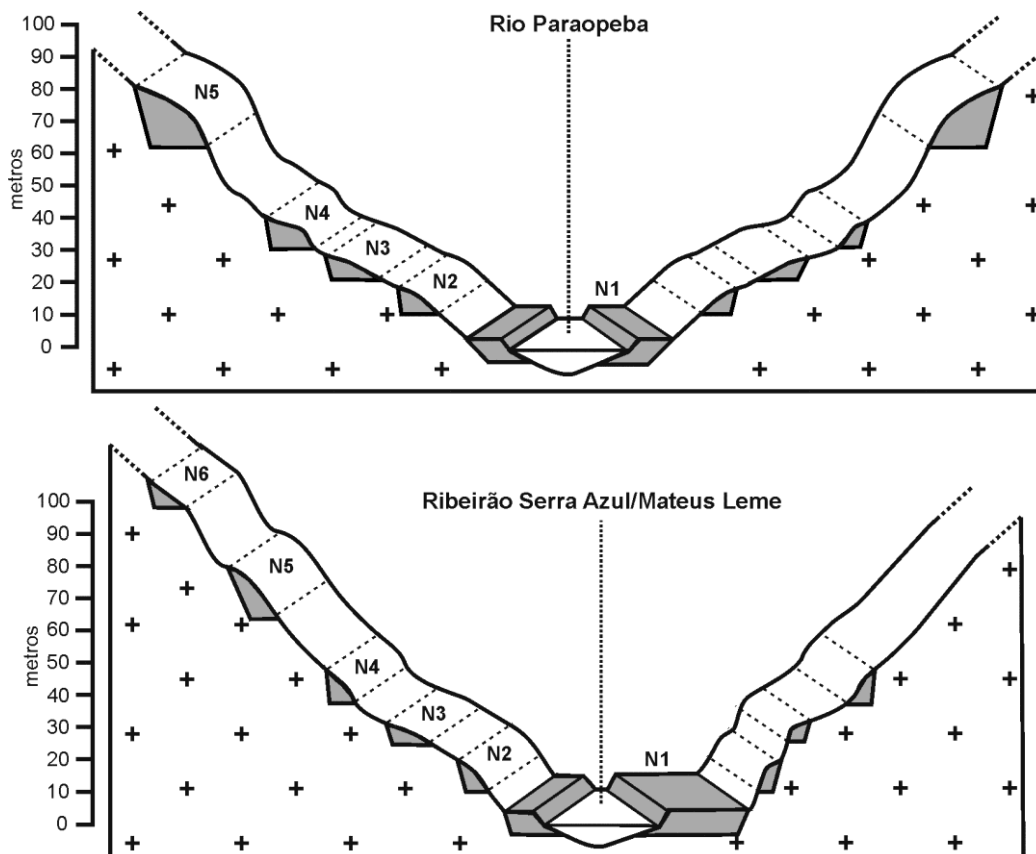


Figura 2.2. Perfil transversal síntese com a organização dos níveis deposicionais fluviais do vale do alto-médio Rio Paraopeba e da bacia do Ribeirão Serra Azul/Mateus Leme.

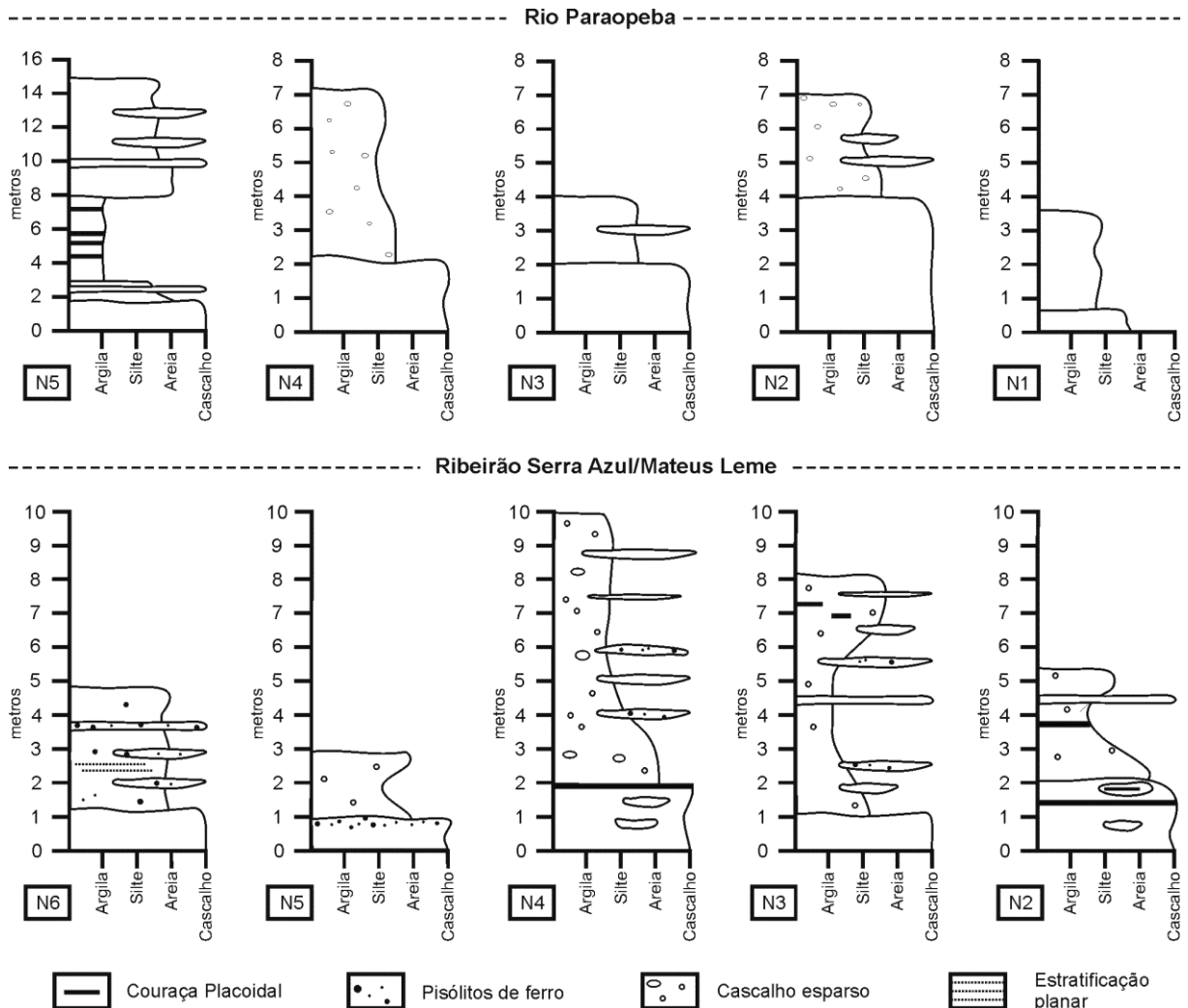


Figura 2.3. Perfis estratigráficos síntese das sucessões deposicionais dos níveis fluviais do vale do alto-médio Rio Paraopeba e bacia do Ribeirão Serra Azul/Mateus Leme.

Cinco níveis deposicionais escalonados (Figura 2.2) foram identificados:

- i) N5: relacionado a patamares entre 780-790 m e datado por LOE em ~45 ka, inclui afloramentos identificados por Fonseca e Costa (1971) e mapeados por Romano (1984) como formação Juatuba. Apresenta sucessões deposicionais com cascalho de quartzo, predominantemente, e couraças placoidais (Figura 2.4) em camadas arenosas cimentadas e espessos pacotes silto-argilosos;
- ii) N4: apresenta fácies basal conglomerática, com dominância de quartzo e quartzito, mas com presença marcante de itabirito (cerca de 20%), e fácies superior com grânulos e pequenos clastos arredondados a angulosos;
- iii) N3: apresenta afloramentos pouco espessos em relação aos níveis anteriores, com cascalho subarredondado a anguloso de quartzo, quartzito e itabirito, recobertos por fácies de areia fina entrecortada por lentes de cascalho;
- iv) N2: nível fluvial abandonado mais recente, datado por LOE em ~8 ka. Apresenta fácies basal de cascalho, predominantemente arredondado e de quartzo, podendo apresentar diferentes fases deposicionais indicadas por ciclos de granulodecrescência, e fácies superior de material areno-siltoso, por vezes com clastos esparsos ou em lentes;
- v) N1: planície de inundação marcada por depósitos arenosos e silto-argilosos maciços.

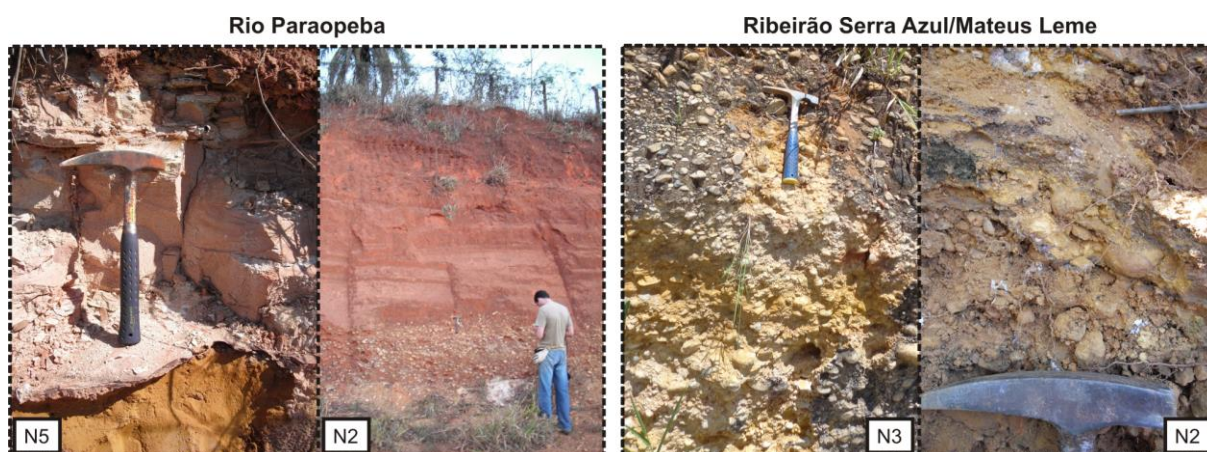


Figura 2.4. Imagens representativas dos depósitos fluviais do vale do alto-médio Rio Paraopeba e bacia do Ribeirão Serra Azul/Mateus Leme.

2.4.1.2. A bacia do Ribeirão Serra Azul

Na bacia do Ribeirão Serra Azul foram encontrados registros de seis níveis fluviais, cujas sucessões estão distribuídas entre os vales dos ribeirões Serra Azul e Mateus Leme, seu principal tributário:

- i) N6: encontrado no vale do Ribeirão Serra Azul em topos de colinas e porções superiores de encostas (850-860 m), apresenta sucessões deposicionais pouco preservadas, nas quais dominam fácies de cascalho clasto suportado e ferruginizado (de quartzo e quartzito, arredondado a anguloso) e de areia fina argilosa com presença de grânulos, pequenos clastos de quartzo, pisólitos de ferro e fragmentos de laterita em placas;
- ii) N5: encontrado no vale do Ribeirão Mateus Leme, apresenta cascalho arredondado a anguloso de quartzo, quartzito e xisto, além de nódulos de laterita, sobreposto por material areno-siltoso;
- iii) N4: datado em ~41 ka. Mais à montante no vale do Ribeirão Serra Azul, apresenta perfis com camada basal de cascalho clasto suportado com matriz arenosa e camadas superiores areno-siltosas a silto-argilosas com cascalho esparsos, frequentes lentes de cascalho e nódulos ferruginosos. No trecho mais à jusante no vale do Ribeirão Serra Azul e no vale do Ribeirão Mateus Leme, apresenta perfis com camada basal de cascalho clasto suportado e areia sobreposta por espessa camada (até ~6 m) de argilas e siltes laminados, podendo ocorrer lentes/finas camadas arenosas com couraça e clastos esparsos;
- iv) N3: apresenta os mesmos dois tipos de sucessões deposicionais do nível anterior, entretanto sem a presença comum de couraças e, mais à jusante no vale do Ribeirão Serra Azul e no vale do Ribeirão Mateus Leme, os perfis são menos espessos e pouco preservados. Podem ocorrer fragmentos de couraças, provavelmente oriundos do desmonte do nível anterior;
- v) N2: datada em ~23 ka, sua fácies basal apresenta cascalho de quartzo e quartzito, arredondado a anguloso, sendo geralmente entrecortada ou sobreposta por camada de areia grossa cimentada;
- vi) N1: planície de inundação.

Em linhas gerais, a organização e caracterização dos níveis e sucessões sedimentares da bacia do alto-médio Rio Paraopeba neste trabalho seguem as propostas de Marques (1997) e Moreira (1997), no entanto, a nomenclatura foi invertida para fins de padronização.

2.4.2. Bacia do alto Rio das Velhas

A síntese dos dados levantados na bacia do alto Rio das Velhas pode ser observada na Tabela 2.2 e nas Figuras 2.5 a 2.7.

Tabela 2.2: Síntese dos níveis deposicionais fluviais da bacia do alto Rio das Velhas.

Nível deposicional	Tipologia	Altura (m)	Idades (ka)	Referência datação
Alto Rio das Velhas				
Nível 4 – N4	Escalonado e pareado	20	47,0 ± 5,5	
		10	48,0 ± 5,5	
		25	50,0 ± 5,8	
Nível 3 – N3	Escalonado/De preenchimento e pareado	0	5,0 ± 0,6	Magalhães Jr. et al. (2011)
		5	8,1 ± 1,0	
		15	10,3 ± 1,4	
Nível 2 – N2	Escalonado/Embutido/de preenchimento e pareado		0,9 ± 0,11	
		0	1,0 ± 0,14	
Nível 1 – N1	Embutido e pareado		1,0 ± 0,15	
		0	-	
Rio Maracujá				
Nível 4 – N4	Escalonado e pareado	10-15	80,7 ± 6,8	Magalhães Jr. et al. (2012) modificado
			83,8 ± 5,9	
Nível 3 – N3	Escalonado e pareado	1-3	38,4 ± 3,4	
Nível 2 – N2	Encaixado/de preenchimento e pareado	0	27,7 ± 3,8	
Nível 1 – N1	Embutido e pareado	0	-	
Ribeirão do Mango				
Nível 4 – N4	Escalonado e isolado	40	49,5 ± 4,9	
Nível 3 – N3	Escalonado/De preenchimento e pareado	0-2	-	Este trabalho
Nível 2 – N2	Encaixado/Embutido/de preenchimento e pareado	0	-	
Nível 1 – N1	Embutido e pareado	0	-	
Ribeirão Sardinha				
Nível 3 – N3	Escalonado e isolado	10	-	
Nível 2 – N2	De preenchimento e pareado	0	7,5 ± 1,5	Este trabalho
Nível 1 – N1	Embutido e pareado	0	1,4 ± 0,2	
Ribeirão Carioca				
Nível 2 – N2	Escalonado e isolado	2	1,1 ± 0,1	Este trabalho
Nível 1 – N1	Encaixado e pareado	0	-	

2.4.2.1. O vale do Alto Rio das Velhas

No vale do alto Rio das Velhas encontram-se registros de quatro níveis fluviais. Estes níveis apresentam grande variedade em seus atributos, o que pode ser considerado um reflexo dos diferentes compartimentos geomorfológicos e geológicos atravessados pelo rio (Magalhães Jr. e Saadi, 1994). Os níveis se encontram organizados de maneira diferente ao longo do vale (Figura 2.5), sendo os maiores desníveis verificados na porção mais à jusante da área investigada, entre as cidades de Sabará e Belo Horizonte. Em linhas gerais, os níveis e sucessões fluviais podem ser descritos do seguinte modo:

- i) N4: bastante residuais, seus depósitos estão situados entre 20-50 m de altura e apresentam fácies basal de cascalho arredondado (principalmente de quartzo e itabirito) ferruginizado ou cimentado (Figura 2.7), presença de matriz arenosa e fácies superior geralmente de material areno-argiloso maciço;
- ii) N3: sempre escalonado em relação ao N4, preenche o fundo do vale no trecho mais à montante, porém no trecho próximo da Serra do Curral chega a apresentar 15 m de desnível para o rio atual;
- iii) N2: encontra-se embutido no N3 no trecho intermediário e escalonado no trecho mais próximo da Serra do Curral, apresentando grande diversidade de fácies;
- iv) N1: planície de inundação embutida no N2, apresentando depósitos predominantemente arenosos com acumulações de matéria orgânica e ocorrência de estratificações cruzadas e plano-paralelas (Figura 2.7).

Magalhães Jr. et al. (2011) apresentam as idades obtidas por LOE para os depósitos dos níveis fluviais abandonados deste vale: ~48 ka, ~8 ka e ~1 ka para N4, N3 e N2, respectivamente (Tabela 2.2).

2.4.2.2. O vale do Rio Maracujá

Registros deposicionais de quatro níveis fluviais foram identificados no vale do Rio Maracujá, estando a maioria localizada no alto e médio cursos:

- i) N4: encontrado a uma altura aproximada de 10-15 m, apresenta cascalho subanguloso a arredondado de quartzo claro e/ou escuro, podendo ocorrer matacão;
- ii) N3: encontrado quase sempre às margens do canal fluvial atual, a uma altura entre 1-3 m (Figura 2.7), apresenta cascalho subanguloso a arredondado de quartzo e fácies superior de material argiloso-arenoso, podendo apresentar mosqueados vermelhos;
- iii) N2: sem contato visível com o substrato, suas sucessões deposicionais ainda apresentam estruturas sedimentares acanaladas e plano-paralelas e apresentam cascalho de quartzo, xisto, filito e itabirito subarredondados a arredondados, podendo ocorrer couraça conglomerática;
- iv) N1: planície de inundação apresentando cascalho de quartzo (predominante), xisto, filito e itabirito, com depósitos embutidos no N2, sendo que, localmente, a sedimentação atual recobre sedimentos do N2. Neste caso, a sedimentação atual é individualizada por uma discordância deposicional entre estes dois momentos deposicionais.

Uma relativa concentração de topos entre as cotas de 1.020 m e 1.040 m na bacia e no vale do Rio Maracujá poderia revelar ainda uma paleosuperfície mais antiga que o N4, provavelmente abandonada no Pleistoceno Superior (Valadão e Silveira, 1992; Magalhães Jr. et al., 2012). Entretanto, não foram encontrados depósitos nestas altitudes.

Com a reanálise dos dados apresentados por Magalhães Jr. et al. (2012) verificou-se a troca de duas das amostras datadas. Uma vez que ambas as amostras apresentam doses acumuladas e idades muito próximas, foi solicitada uma checagem do material amostrado e constatada a troca pelas características dos sedimentos. Assim, o novo quadro é mais condizente com a realidade geomorfológica observada em campo (Tabela 2.2). Dessa forma, para ambas as amostras do N4 foram obtidas idades de cerca de ~83 ka. Para o N3 a idade é de ~38 ka e para o N2 a idade é de ~28 ka. No caso do N1 não foi possível obter resultados reprodutíveis devido à pequena quantidade de grãos de quartzo na amostra coletada.

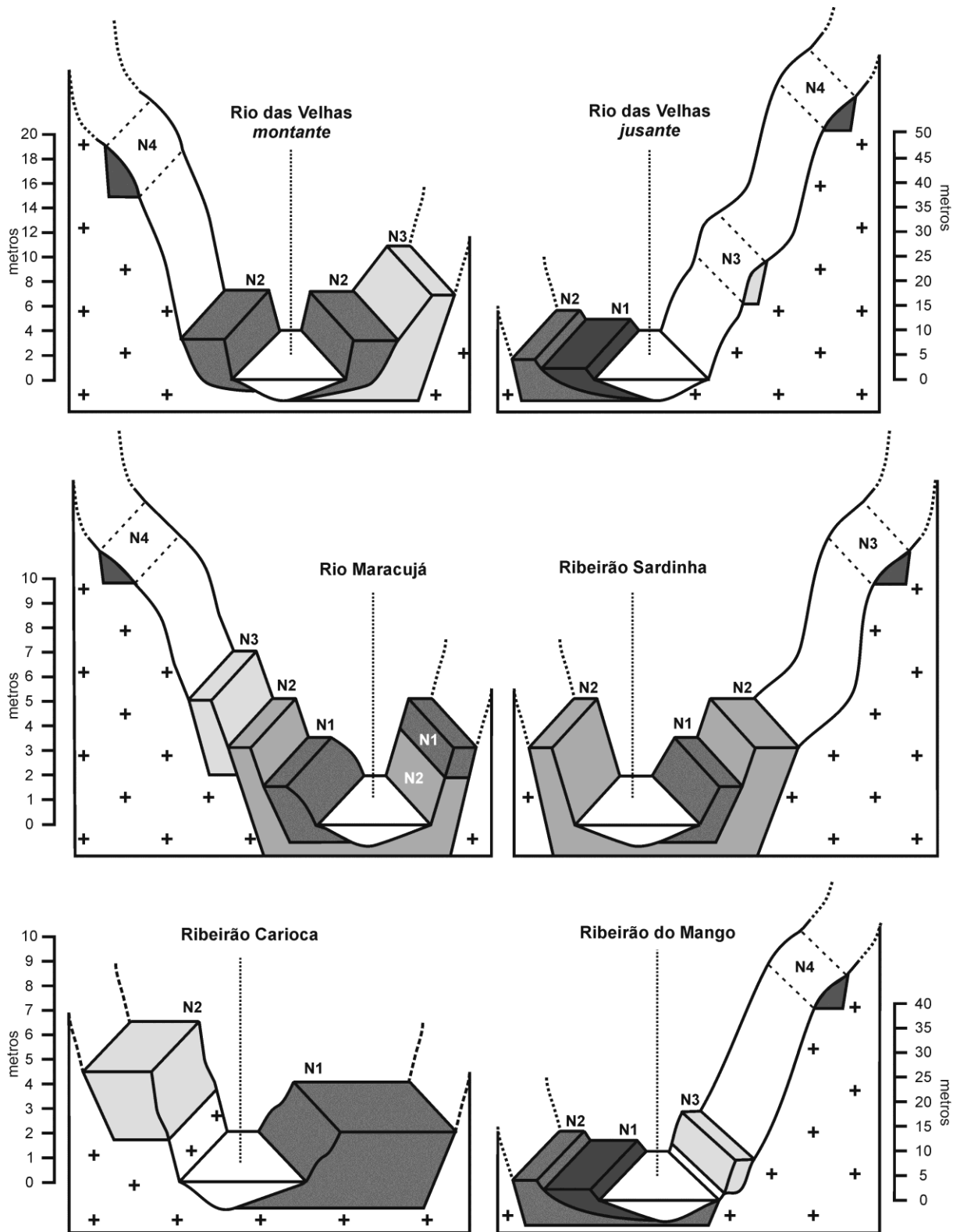


Figura 2.5. Perfil transversal síntese com a organização dos níveis deposicionais fluviais dos vales da bacia do alto Rio das Velhas.

2.4.2.3. O vale do Ribeirão do Mango

No vale do Ribeirão do Mango, os registros deposicionais antigos são escassos, porém quatro níveis fluviais foram identificados:

- i) N4: apenas um depósito foi encontrado, situado a cerca de 40 m de altura, tendo sido datado em ~50 ka. Apresenta cascalho heterométrico de quartzo,

- granito e itabirito, arredondado a anguloso, com presença de matriz argilosa e fácies superior de material argiloso;
- ii) N3: apresenta cascalho de quartzo sub-anguloso a sub-arredondado, podendo ocorrer matacão. Está situado a até 2 m acima do canal atual e foi datado em ~17 ka;
 - iii) N2: encaixado em relação ao N3 ou embutido no mesmo (mais à montante), contém cascalho basal sub-arredondado (de quartzo e itabirito, bem selecionado) e matriz de areia grossa, estando ferruginizados e cimentados (Figura 2.7) e sobrepostos por material silto-argiloso maciço;
 - iv) N1: planície de inundação com fácies silto-arenosa de cor cinza-escuro, com presença de lentes de matéria orgânica e lentes de areia de itabirito, ocorrendo estruturas deposicionais plano-paralelas.

Para as amostras dos níveis N2 e N1 não foi possível obter idades por LOE, devido à quantidade insuficiente de grãos de quartzo nas amostras coletadas. O vale do Ribeirão do Mango foi anteriormente investigado por Raposo et al. (2008). Entretanto, os registros deposicionais interpretados como “Terraço Inferior” foram reinterpretados neste trabalho como planície de inundação, tendo em vista estarem associados a um meandro abandonado.

2.4.2.4. O vale do Ribeirão Sardinha

Os registros fluviais no vale do Ribeirão Sardinha são ainda mais escassos. Foram identificados os seguintes níveis:

- i) N3: couraça conglomerática com cascalho subarredondado e matriz arenosa entre blocos de rocha, de modo análogo ao ambiente de corredeira no leito atual;
- ii) N2: datado em ~7,5 ka, não apresenta desnível basal em relação à drenagem atual e compõe-se de cascalho anguloso a arredondado, predominantemente de quartzo e quartzito, porém com pequenas quantidades de itabirito e filito, sobreposto por material argiloso com mosqueados;
- iii) N1: planície de inundação embutida no N2, apresenta grande variedade de sucessões estratigráficas, predominando sedimentos arenosos (areia muito fina a média) assentados sobre o substrato rochoso ou sobre o cascalho basal do N2, sendo estes, em geral, maiores que os transportáveis pelo regime atual.

Destaca-se que o N2 é o único nível observável na maior parte do vale o Ribeirão Sardinha. O N1 se desenvolve apenas em trechos onde o vale é mais aberto, possibilitando o meandramento e, conseqüentemente, o desmonte do N2 e a formação do N1.

A datação de depósitos a 10 m e a 20 m de altura neste vale revelou idades muito abaixo do esperado: 18 ka \pm 3 ka e 22,4 ka \pm 5 ka, respectivamente. Desse modo, estes registros sedimentares foram reavaliados e considerados depósitos originalmente fluviais retrabalhados por processos de vertente. No caso do depósito na alta vertente (20 m), certa inclinação da linha de seixos em direção oposta à da drenagem reforçaria a ideia do retrabalhamento. No caso do depósito a 10 m de altura, o mesmo é subdesenvolvido e bem menos organizado em relação aos demais do vale.

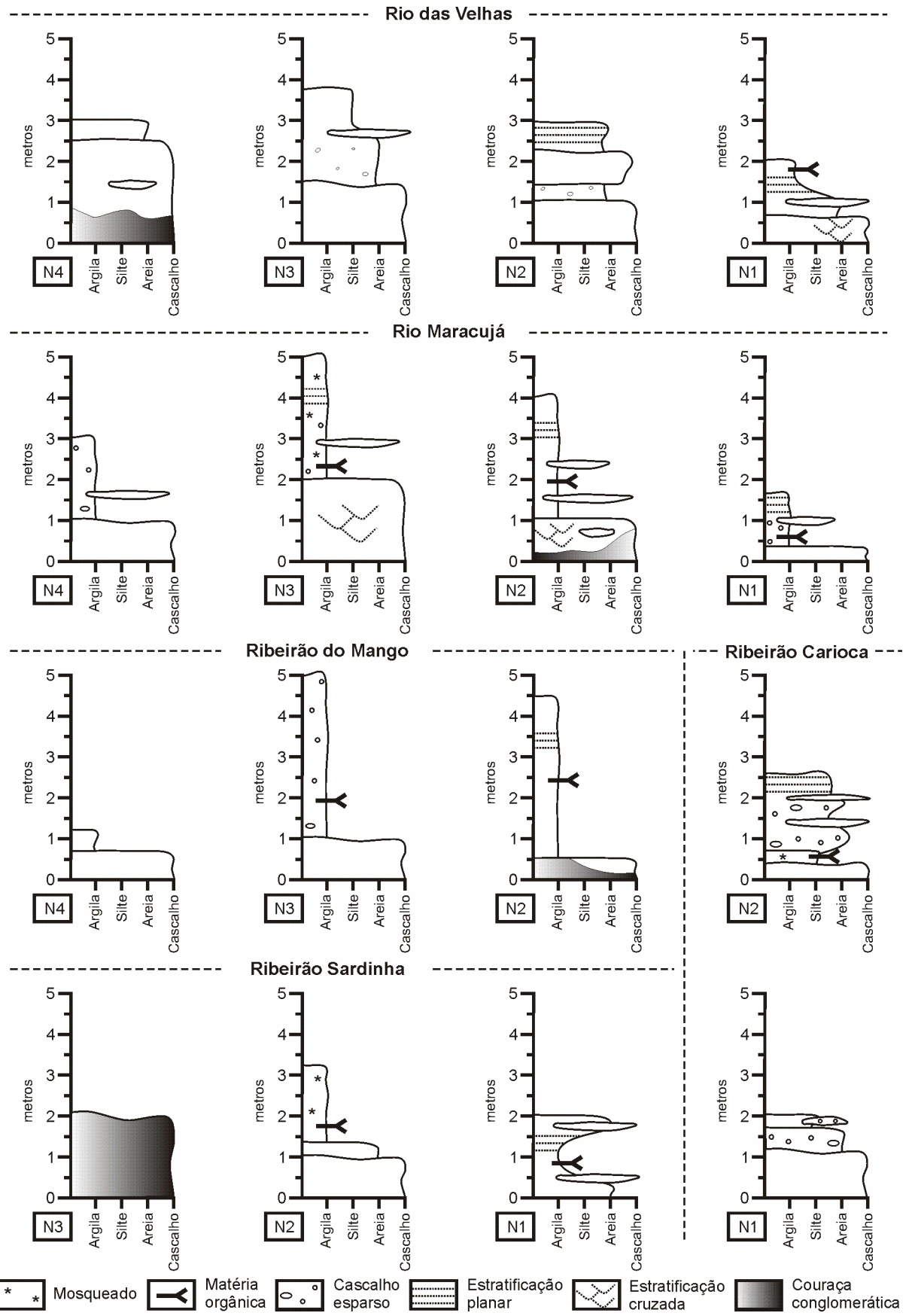


Figura 2.6. Perfis estratigráficos síntese das sucessões deposicionais dos níveis fluviais dos vales da bacia do alto Rio das Velhas.



Figura 2.7. Imagens representativas dos depósitos e níveis fluviais dos vales da bacia do alto Rio das Velhas.

2.4.2.5. O vale do Ribeirão Carioca

Apenas no fundo do vale do Ribeirão Carioca foram encontrados depósitos fluviais preservados. No entanto, cerca de 10 m acima da drenagem foram encontrados depósitos de colúvio com a presença de cascalho arredondado, denotando a pré-existência de níveis fluviais mais antigos. Os níveis fluviais preservados neste vale são a planície de inundação (N1) e um nível de terraço (N2), cuja base está situada entre 1-2 m acima da lâmina d'água e o topo a ~2 m acima do topo da planície.

No médio-baixo vale, o nível de terraço se caracteriza por apresentar sucessão deposicional rica em fácies de leito, com diversos ciclos de deposição de cascalho e areia (inclusive com estruturas preservadas). O cascalho, apesar de ter comprimento médio de aproximadamente 2 cm, pode atingir mais de 15 cm, sendo quase sempre de quartzo subarredondado e secundariamente de granito e gnaiss. A planície de inundação apresenta fácies bastante semelhantes às do terraço, porém a fácies basal, de leito, é dominante.

2.4.3. Bacia do alto Rio Doce

A síntese dos dados levantados na bacia do alto Rio Doce pode ser observada na Tabela 2.3 e nas Figuras 2.8 a 2.10.

2.4.3.1. O vale do Rio Conceição

Foram identificados oito níveis deposicionais fluviais no vale do Rio Conceição:

- i) N8: tem idade de ~139 ka e apresenta fácies de cascalho sub-anguloso a arredondado, de quartzo (maiores), itabirito (menores) e filito (mais angulosos), presença de matriz areno-argilosa a argilosa e fácies superior argilosa a argilo-arenosa com grânulos e pequenos clastos (predominantemente de itabirito) esparsos ou em lentes;
- ii) N7: couraça conglomerática, sendo o cascalho heterométrico, de quartzo (maiores) e itabirito (menores e mais arredondados), com presença de matriz arenosa;
- iii) N6: datado em ~84 ka, tem fácies de cascalho anguloso a bem arredondado, que varia de grânulo a matacão, sendo os maiores de quartzo e os menores de itabirito, com presença de matriz areno-argilosa a argilo-arenosa, sobreposta por material argilo-arenoso maciço e com grânulos esparsos;
- iv) N5: couraça conglomerática, sendo o cascalho quase sempre bem arredondado, de itabirito, quartzo e quartzito, com presença de matriz arenosa, podendo apresentar partes não cimentadas, com estratificações cruzadas e formas de paleocanais. Possui espessura de até ~15 m;
- v) N4: tem cascalho anguloso a bem arredondado, de itabirito (predominantes à montante), quartzo (predominantes à jusante) e filito (menos comuns), podendo ocorrer fragmentos de couraça conglomerática. Possui matriz arenosa e lentes de areia (localmente com estrutura deposicional preservada) – cujas datações por LOE forneceram idades de ~34 ka e ~101 ka – e argila, sendo o material superior areno-argiloso a argiloso maciço com grânulos esparsos;
- vi) N3: apresenta abundantes registros – sobretudo da fácies basal. É composto por cascalho heterométrico (de quartzo e itabirito) e matriz arenosa cimentados (podendo apresentar 4 m de espessura acima da lâmina d'água), sendo o material superior maciço, de coloração vermelha intensa, bastante coeso, sem granulometria dominante, as idades obtidas foram bem diferentes (~28 ka e ~77 ka);
- vii) N2: datado em ~2 ka, tem fácies inferior de cascalho sub-anguloso a arredondado, heterométrico (grânulos a matacão), de quartzo, itabirito (os maiores) e filito (mais angulosos). A matriz é areno-siltosa, havendo lentes de material argiloso e grânulos esparsos. A fácies superior é de material silto-arenoso a areno-siltoso com pequenos grãos esparsos;
- viii) N1: bastante restrito lateralmente, apresenta duas fácies com transição gradacional, sendo a fácies inferior de cascalho sub-anguloso a arredondado – de itabirito, quartzo e quartzito com matriz arenosa e ocorrência de lentes de

areia fina de itabirito – e a fácies superior de areia média de quartzo e itabirito com grânulos de itabirito esparsos.

Tabela 2.3: Síntese dos níveis deposicionais fluviais da bacia do alto Rio Doce.

Nível deposicional	Tipologia	Altura (m)	Idades (mil anos)	Referência datação
<i>Rio Conceição</i>				
Nível 8 – N8	Escalonado e isolado	55-60	139,3 ± 13,2	
Nível 7 – N7	Escalonado e isolado	50	-	
Nível 6 – N6	Escalonado e isolado	35-40	83,8 ± 16,3	Barros e Magalhães Jr. (2013)
Nível 5 – N5	Escalonado e pareado	15-20	169,5 ± 27,9	
Nível 4 – N4	Escalonado e pareado	5-10	101,2 ± 9 34,3 ± 6,8*	e
Nível 3 – N3	Escalonado/De preenchimento e pareado	0	77 ± 12,4 27,5 ± 4,3*	Este trabalho (*)
Nível 2 – N2	Embutido e pareado	0	1,9 ± 0,3	
Nível 1 – N1	Embutido e pareado	0	-	
<i>Ribeirão do Caraça</i>				
Nível 6 – N6	Idem N8 do Rio Conceição			
Nível 5 – N5	Idem N7 do Rio Conceição			
Nível 4 – N4	Idem N6 do Rio Conceição			
Nível 3 – N3	Idem N5 do Rio Conceição			
Nível 2 – N2	Escalonado/De preenchimento e pareado	0	-	
Nível 1 – N1	Embutido e pareado	0	-	
<i>Rio Barão de Cocais</i>				
Nível 4 – N4	Escalonado e isolado	10-15	-	
Nível 3 – N3	Escalonado e isolado	5-10	-	
Nível 2 – N2	Escalonado/De preenchimento e pareado	0	16,0 ± 1,8	Este trabalho
Nível 1 – N1	Embutido e pareado	0	-	
<i>Ribeirão dos Coqueiros</i>				
Nível 3 – N3	Escalonado e isolado	35	-	
Nível 2 – N2	Escalonado e pareado	10	-	
Nível 1 – N1	Escalonado e pareado	0	-	
<i>Ribeirão do Carmo</i>				
Nível 3 – N3	Escalonado e pareado	5-10	-	
Nível 2 – N2	Escalonado/De preenchimento e pareado	0	2,2 ± 0,2	Costa et al. (2010)
Nível 1 – N1	Embutido e pareado	0	-	

Os níveis mais antigos (N8 a N4) são encontrados ao longo das vertentes, tendo sido descaracterizados morfologicamente. O N3 é o único nível abandonado que ainda pode ser caracterizado como terraço fluvial em vários segmentos do vale. Os mais recentes (N1 e N2) correspondem à planície de inundação, estando o N1 provavelmente associado às interferências antrópicas na área. Destaca-se a formação alternada de níveis com couraças conglomeráticas (N7, N5 e N3) e níveis sem couraças conglomeráticas (N8, N6, N4 e planície), dando indícios de condicionantes cíclicos para tal formação. Os níveis com

formação de couraças conglomeráticas apresentam camadas de cascalho e areia significativamente maiores, sendo muitas vezes as únicas fácies preservadas.

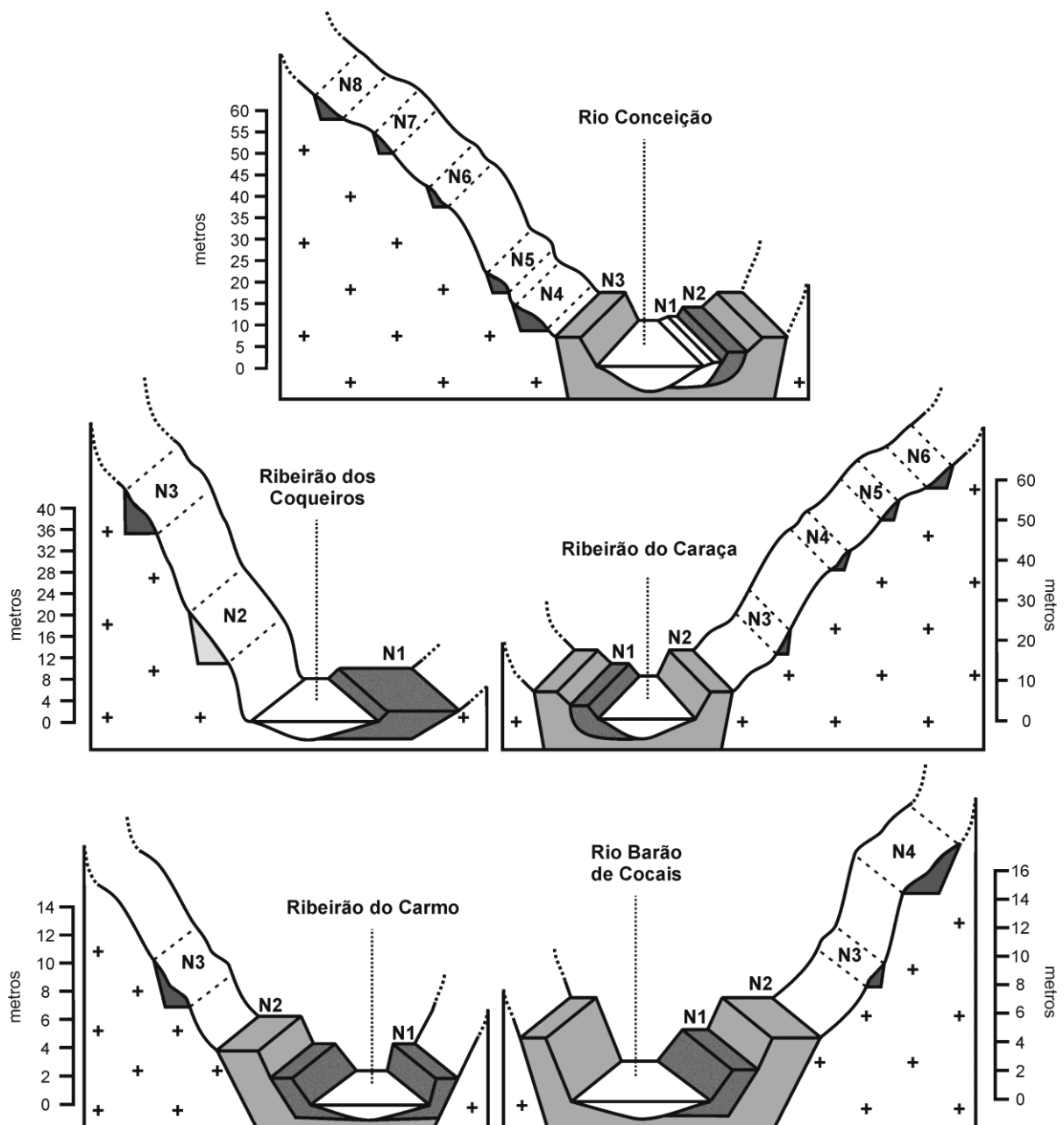


Figura 2.8. Perfil transversal síntese com a organização dos níveis deposicionais fluviais dos vales dos rios Conceição, Caraça, Barão de Cocais, Coqueiros e Carmo.

O fato do contato dos depósitos do N3 com o substrato rochoso não ter sido visualizado em nenhum local, bem como a ocorrência de grandes blocos da fácies basal deste nível nas margens e no fundo do leito do rio atual, sustentam a afirmação de que o N1 e o N2 estão integralmente embutidos neste nível. Em alguns trechos, o N2 divide com o N1 a posição topográfica de planície de inundação, diferenciando-se da deposição ordinária atual apenas estratigraficamente. Em outros segmentos, a planície se apresenta em dois patamares com pequena diferença de altura dos topos. Vale destacar que, ainda que em alguns segmentos o N2 ainda receba sedimentos finos em eventos de inundações mais expressivas, sua base é composta por sedimentos “fósseis”, pois são muito maiores que os passíveis de serem transportados atualmente, conforme ilustrado por Barros e Magalhães Jr. (2013).

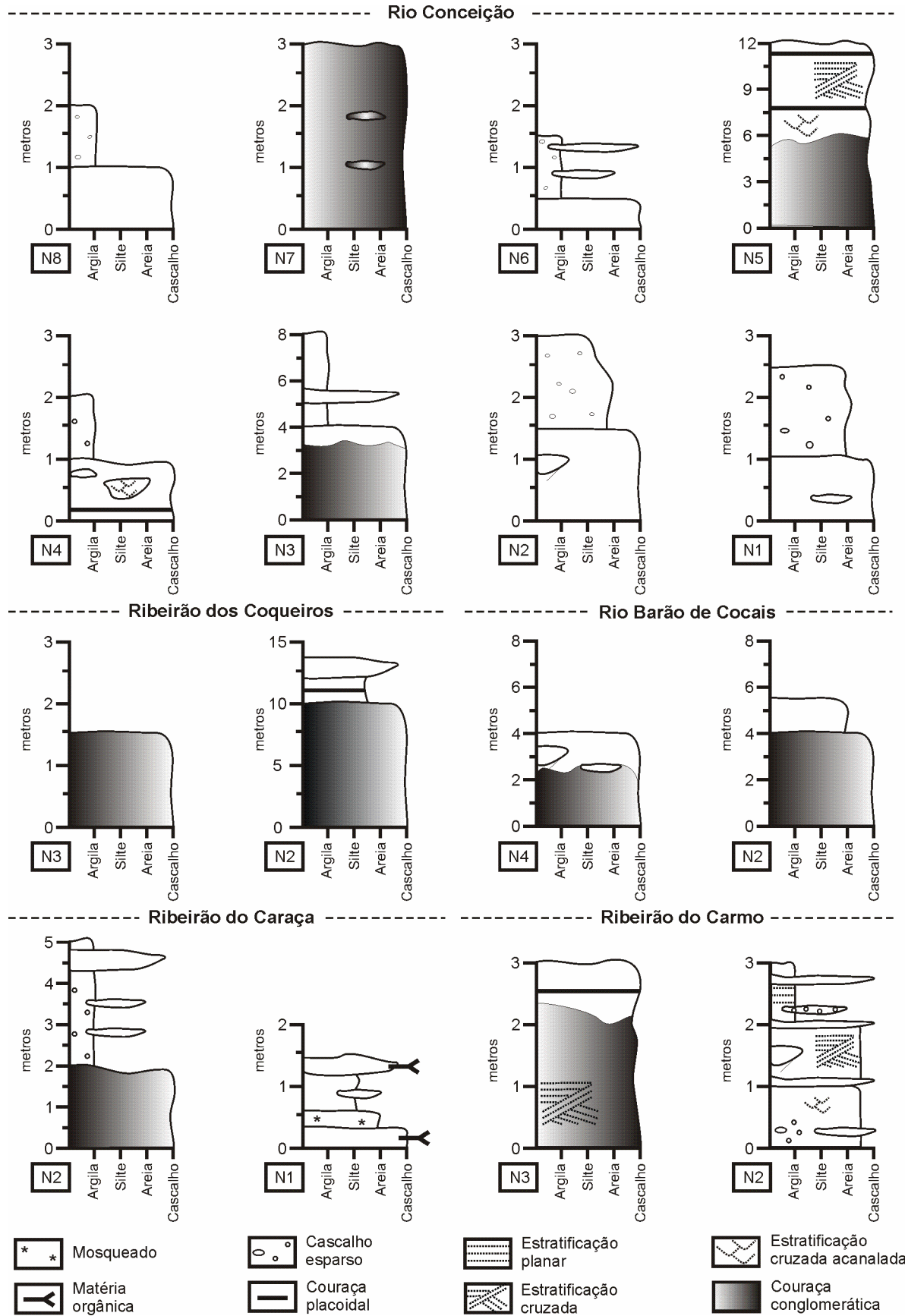


Figura 2.9. Perfis estratigráficos síntese das sucessões deposicionais dos níveis fluviais dos vales dos rios Conceição, Caraça, Barão de Cocais, Coqueiros e Carmo.

2.4.3.2. *O vale do Ribeirão do Caraça*

Os registros deposicionais fluviais mais antigos do vale do Ribeirão do Caraça (N6 a N3) estão em uma zona de confluência com o Rio Conceição, do qual é afluente, por isso foram atribuídos a ambos os cursos d'água. No fundo de vale, os registros também revelam um quadro semelhante ao do Rio Conceição. Desse modo, podem ser descritos até seis níveis deposicionais, sendo:

- i) N6: corresponde ao N8 do Rio Conceição;
- ii) N5: corresponde ao N7 do Rio Conceição;
- iii) N4: corresponde ao N6 do Rio Conceição;
- iv) N3: corresponde ao N5 do Rio Conceição;
- v) N2: nível de preenchimento, apresenta depósitos de cascalho (de quartzo e quartzito, subarredondado a sub-anguloso) cimentados, principalmente próximo à confluência com o Rio Conceição, e fácies superior de material argiloso com ocorrência de lentes de areia e pequenos clastos esparsos;
- vi) N1: embutido no N2, possui depósitos com maior diversidade de fácies, sendo a basal composta de cascalho subanguloso de quartzito, sobreposta por fácies arenosa com presença de mosqueados, por fácies predominantemente siltosa e, no topo, novamente fácies de leito com clastos de xisto, filito e quartzito, rica em matéria orgânica.

Muitas vezes, depósitos recentes (ricos em material argilo-siltoso com presença de estruturas plano-paralelas) recobrem o N1, podendo também ser encontrados sobre o N2, em locais onde a fácies de finos foi erodida. Entretanto, estes depósitos não chegam a formar novo nível deposicional. Destaca-se ainda que na carga de leito atual é comum a presença de cascalho oriundo do desmonte dos níveis mais antigos.

2.4.3.3. *O vale do Rio Barão de Cocais (ou Socorro)*

No vale do Rio Barão de Cocais foram observados depósitos de quatro níveis deposicionais:

- i) N4: fragmentos de couraça conglomerática com cascalho arredondado a subarredondado, principalmente de itabirito e quartzo;
- ii) N3: cascalho basal heterométrico, arredondado a subarredondado, principalmente de itabirito, quartzito ferruginoso e quartzito, com presença de matriz areno-argilosa e fácies superior de material areno-argiloso com cascalho esparsos;
- iii) N2: couraça conglomerática com até 3 m de espessura, contendo cascalho heterométrico (principalmente de quartzo e de itabirito, mais arredondados) e matriz arenosa, sendo sobreposto por material areno-argiloso de cor bruno e bastante homogêneo;
- iv) N1: planície de inundação.

Além desses níveis bem marcados, depósitos de colúvio com presença de cascalho bem arredondado foram localizados a cerca de 30 m e de 50 m acima da drenagem, inclusive com a presença de matacão, atestando a pré-existência de níveis fluviais mais antigos.

2.4.3.4. *O vale do Ribeirão dos Coqueiros*

No vale do Ribeirão dos Coqueiros (Maquiné) poucos depósitos fluviais preservados podem ser observados, devido à histórica exploração de ouro nos mesmos (Silva, 2012). Entretanto, nas imediações do distrito de Morro da Água Quente, município de Catas Altas, encontram-se registros de três níveis deposicionais fluviais com sucessões caracterizáveis:

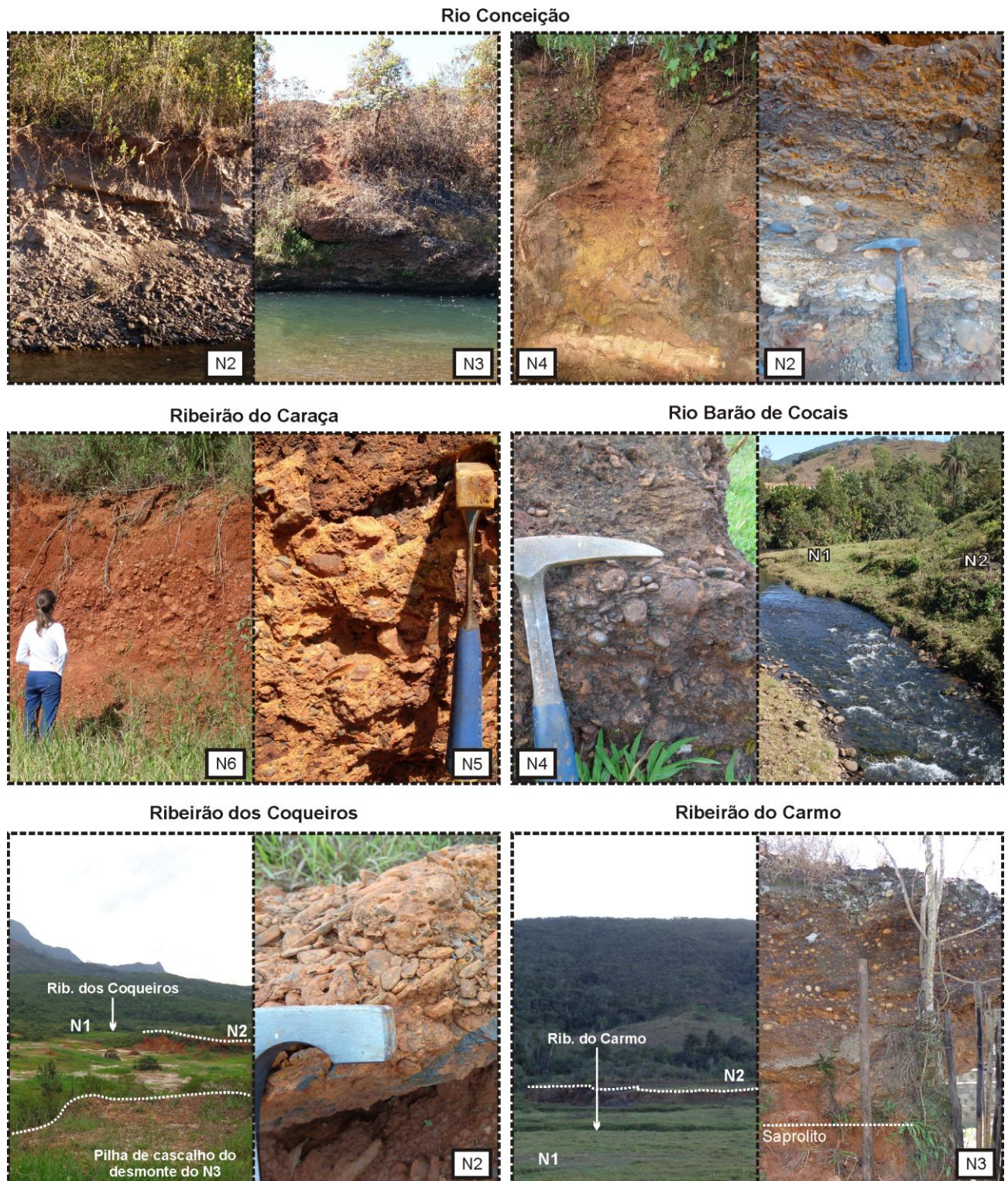


Figura 2.10. Imagens representativas dos depósitos e níveis fluviais dos vales dos rios Conceição, Caraça, Barão de Cocais, Coqueiros e Carmo.

- i) N3: nível de cascalho cimentado por oxi-hidróxidos de ferro, situado a uma altitude aproximada de 765-770 m;
- ii) N2: situado em altitudes entre 740-755 m, caracteriza-se por fácies basal de cascalho de quartzo, quartzito (maiores) e itabirito (mais comuns) cimentado por oxi-hidróxidos de ferro, recoberta por material areno-argiloso, por camada com pequenos clastos de itabirito com matriz arenosa e por camada de

cascalho de itabirito. Há couraça limonítica no contato entre as duas últimas camadas;

- iii) N1: planície de inundação.

À montante da cidade de Catas Altas se encontra a maioria dos registros deposicionais dos níveis mais antigos. Já à jusante, eles são raros, porém a colmatagem do fundo do vale é marcante, estando provavelmente condicionada por antiga falha ou zona de cisalhamento compressional perpendicular ao Ribeirão dos Coqueiros (denominado Maquiné neste trecho).

Maxwell (1972) e Rossi (2008) mapearam os níveis deposicionais fluviais desta área, porém não apresentaram as sucessões deposicionais associadas. Segundo Maxwell (1972), dois paleoníveis fluviais são encontrados, sendo um “terraço de erosão” entre 1.000-1.100 m, e outro nível a 750 m com depósitos entre 20-40 m acima da drenagem atual.

Para Rossi (2008), haveria quatro paleoníveis fluviais, identificados com base em cotas altimétricas e feições da exploração histórica do ouro de aluvião. Entretanto, em muitas das áreas mapeadas encontram-se apenas pequenos fragmentos de couraças conglomeráticas e pilhas de seixos, testemunhando o desmonte dos depósitos para a exploração. Desse modo, não há representativas sucessões fluviais originais caracterizáveis.

Rossi (2008) também propõe que os níveis e sucessões deposicionais fluviais do vale do Ribeirão dos Coqueiros teriam sido desenvolvidos pelo Rio Piracicaba e dissecados pela drenagem atual após a captura deste rio, próximo à bacia de Fonseca. De fato, o tamanho da bacia do Ribeirão dos Coqueiros é incompatível com o porte dos depósitos fluviais deste vale, ainda que contribuições diretas de leques aluviais da Serra do Caraça sejam consideradas. Além disso, são nítidos os cotovelos de drenagem na provável área de captura do Rio Piracicaba, bem como a aparente ausência de depósitos de níveis antigos, a despeito de ser um curso d'água de porte significativamente maior que o Ribeirão dos Coqueiros.

2.4.3.5. O vale do Ribeirão do Carmo

No vale do Ribeirão do Carmo, três níveis fluviais bem marcados podem ser observados entre Mariana e Monsenhor Horta:

- i) N3: nível de cascalho cimentado, situado entre 5 e 10 m de altura. Enquanto em alguns perfis a cimentação atinge todo o depósito preservado, em outros a cimentação tem caráter placoidal, como no N2 dos ribeirões Serra Azul/Matues Leme e dos Coqueiros (Figuras 2.4 e 2.10);
- ii) N2: terraço que preenche o fundo de vale, tendo seu topo cerca de 2 m acima do topo da planície de inundação. Caracteriza-se por fácies basal de cascalho e areia fina a grossa, com estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas, sobreposta por material argiloso com lentes arenosas;
- iii) N1: planície de inundação com grande diversidade de sucessões deposicionais, tendo sido o processo de agradação muitas vezes influenciado pela atividade secular de exploração aurífera (Costa et al., 2010).

2.4.4. Proposta de síntese regional

A partir da sistematização dos dados, é possível propor que a geomorfogênese neocenoica do Quadrilátero Ferrífero é marcada por sete fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais entre ~83 ka e o presente (Tabela 2.4, Figura 2.11). Essas fases são propostas com base na relação de dados da datação dos depósitos, características das sucessões deposicionais (como a presença de couraças), bem como o contexto geomorfológico de cada nível em seu respectivo vale, ou seja, sua relação com níveis mais antigos e mais recentes.

Tabela 2.4. Síntese dos dados levantados (nível fluvial, altura e idade) de acordo com as fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais.

FASE	Fase 1	Fase 2	Fase 3	Fase 4	Fase 5	Fase 6	Fase 7
Idade média	~83 ka	~47 ka	~36 ka	~26 ka	~8 ka	~1,4 ka	-
Paraopeba		N5 60-80 m ~45 ka	N4 40 m	N3 20 m	N2 10 m ~8 ka	N1 0 m	
Serra Azul/ Mateus Leme	N5 60-80 m	N4 35-40 m ~41 ka	N3 20-25 m	N2 10 m ~23 ka		N1 0 m	
das Velhas		N4 10-25 m 47-50ka			N3 0-15 m 5-10 ka	N2 0 m ~1 ka	N1 0 m
Maracujá	N4 10-15 m 81-84ka		N3 1-3 m ~38 ka	N2 0 m ~28 ka		N1 0 m	
Mango		N4 30-40 m ~50 ka	N3 0-2 m	N2 0 m		N1 0 m	
Sardinha				N3 10 m	N2 0 m ~8 ka	N1 0 m ~1,4 ka	
Carioca						N2 1-2 m ~1,1 ka	N1 0 m
Conceição	N6/N4 35-40 m ~84 ka	N5/N3 15-20 m	N4 5-10 m ~34 ka	N3 0 m ~28 ka		N2 0 m ~1,9 ka	N1 0 m
Caraça				N2 0 m		N1 0 m	
Barão de Cocais		N4 10-15 m	N3 5-10 m	N2 0 m ~16 ka ²		N1 0 m	
Coqueiros		N3 35 m		N2 10 m		N1 0 m	
Carmo				N3 5-10 m		N2 0 m ~2,2 ka	N1 0 m

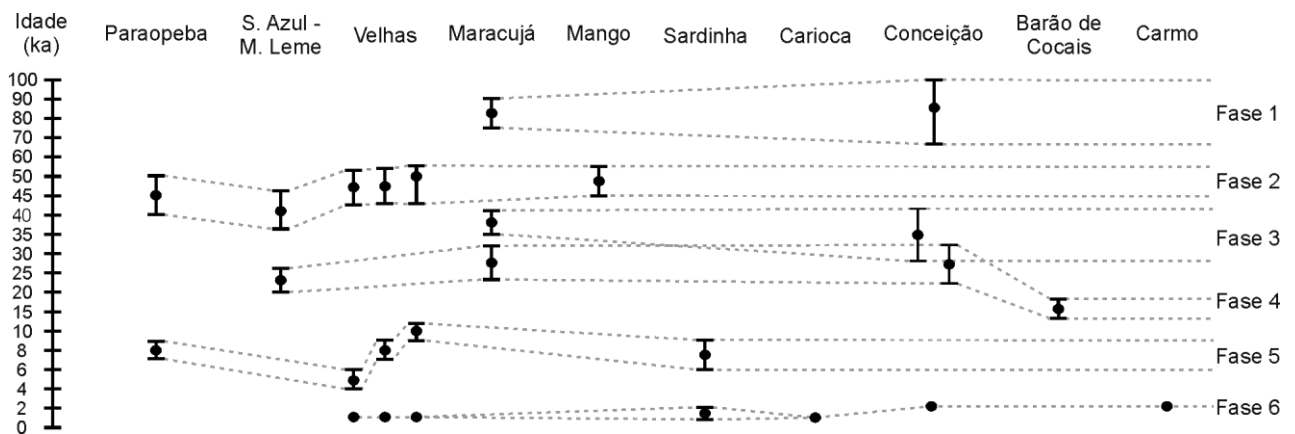


Figura 2.11. Distribuição das idades obtidas por LOE em cada vale e sua associação às fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais.

² Este dado não foi considerado no cálculo da idade média, tendo em vista não ter sido obtida em fácies basal (de leito) e, por isso, não representar a idade inicial de formação do depósito.

Tendo em vista a escassez de registros, o N8 (~139 ka) e o N7 do Rio Conceição, bem como o N6 da bacia do Ribeirão Serra Azul são insuficientes para a proposição de fazes regionais mais antigas. Em geral, apenas um ou dois depósitos foram identificados para cada um desses níveis. Entretanto, tais depósitos evidenciam o desenvolvimento de fases pretéritas em seus respectivos vales.

Nota-se, ainda assim, que nem todas as fases têm registros preservados em todos os vales estudados. A formação e preservação de níveis fluviais depende de fatores como a magnitude e a duração do evento deposicional, a idade do depósito, o modo de migração do canal, características das paredes do vale e do leito rochoso, bem como a dinâmica tectônica (Jacobson et al., 2003). Os processos dominantes nas vertentes e/ou o contexto tectônico local e regional desempenham, muitas vezes, o papel definitivo na determinação de onde os depósitos fluviais podem ser preservados (Jacobson et al., 2003; Pazzaglia, 2013). Nesse sentido, os vales encaixados estão sujeitos a erosão mais intensa e a movimentos de massa nas vertentes, “apagando” registros de níveis deposicionais mais antigos.

Por exemplo, a bacia do alto Rio Velhas apresenta depósitos com no máximo ~84 ka (N4 do vale do Rio Maracujá) na região do Quadrilátero Ferrífero. Entretanto, em área cárstica do médio Rio das Velhas, registros de níveis superiores estão preservados, sendo os mais antigos encontrados em topos de colinas (Pinto, 2009). Datações por LOE realizadas nestes depósitos superiores, revelam idade média de ~131,4 ka (Magalhães Jr. et al., *em preparação*). Nesse sentido, registros mais antigos não são encontrados no alto Rio das Velhas devido, provavelmente, às condições menos favoráveis para formação e preservação dos depósitos.

No vale do Ribeirão Sardinha, colúvios com cascalho fluvial (situados cerca de 20 m acima da drenagem) também podem ser associados a fases mais antigas, assim como topos nivelados entre as cotas a 1.020-1.040 m (80-100 m de altura) no vale do Rio Maracujá (Magalhães Jr. et al., 2012). No vale do Rio Barão de Cocais, colúvios com cascalho fluvial a cerca de 50 m acima da drenagem também poderiam indicar a pré-existência de fases anteriores. No vale do Rio Paraopeba, Marques (1997) descreve também depósitos de colúvio com cascalho arredondado e ferruginizado acima do N5 deste vale, a ~100 m de altura. Entretanto, a falta de registros fluviais preservados e expressivos torna esses indícios insuficientes para a definição de fases anteriores.

Fase 1

Saadi (1993) propôs uma correspondência dos pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira com eventos orogenéticos andinos. Segundo essa proposta, um terceiro e último pulso teria ocorrido no Pleistoceno Médio a Inferior (evento andino *Yarmouthian*) e seria responsável, entre outros efeitos, por um soerguimento generalizado da Plataforma Brasileira. Assim, considera-se que este evento tectônico pode ter levado à organização da hidrografia regional em seus vales atuais, dando início a um processo acelerado de dissecação no Quadrilátero Ferrífero, do qual os registros de níveis fluviais analisados seriam testemunhos.

Em termos regionais, a fase mais antiga com registros preservados seria testemunhada pelo N5 do Ribeirão Mateus Leme (60-80 m), N4 do Ribeirão do Mango (40 m) e do Rio Maracujá (10-15 m) e N6/N4 (35-40 m) dos rios Conceição/Caraça. Três datações nestas duas últimas áreas forneceram idade média de ~83 ka para esta Fase 1. Nestes depósitos não se encontram couraças, diferentemente dos registros do nível que seria de fase mais antiga do vale do Rio Conceição (N7). No vale do Rio Barão de Cocais, colúvios com a presença de cascalho fluvial com cerca de 30 m acima da drenagem podem indicar a pré-existência de um nível fluvial associado a esta fase ou a fase ainda mais antiga.

Os estudos que apresentam dados paleoclimáticos de períodos anteriores a 50.000 anos no sudeste do Brasil são escassos, sobretudo em Minas Gerais (Barros et al., 2011). A partir

do estudo de sedimentos orgânicos de uma cratera meteórica localizada na cidade de São Paulo, atual área de Mata Atlântica, Ledru et al. (2005) verificaram pico de frequência de polens arbóreos correlato ao identificado por Cruz Jr. (2003) a ~85 ka (datação por U/Th em espeleotemas). Esse pico representaria um regime pluviométrico mais uniforme, com estação seca reduzida ou ausente, logo, um clima úmido.

Chama atenção a discrepância nas alturas dos níveis de diferentes vales associados a uma mesma fase, o que ocorre também nas fases subsequentes. Isso mostra que, assim como na questão de superfícies de erosão (Varajão, 1991; Salgado, 2006), a existência de diferentes níveis de base locais e a importância de soerguimentos regionais – que afetaram com intensidade variável as diferentes porções do relevo ao longo do Quaternário – inviabilizam a relação direta de cotas altimétricas e alturas para identificação das diferentes fases da evolução fluvial dos vales do Quadrilátero Ferrífero.

Fase 2

Um novo período de soerguimento teria promovido a dissecação dos vales, abrindo espaço para a Fase 2, com níveis fluviais escalonados. Nesta Fase teriam ocorrido condições favoráveis para a formação regional de couraças nos depósitos fluviais, conforme testemunhado por: N5 dos rios Paraopeba (60-80 m) e Conceição (15-20 m), N4 dos ribeirões Serra Azul/Mateus Leme (35-40 m), Caraça (15-20 m), Barão de Cocais (10-15 m) e Rio das Velhas (10-25 m) e N3 do Ribeirão Coqueiros (35 m). Datações de seis depósitos nos vales dos rios das Velhas, Mango, Paraopeba e Mateus Leme forneceram uma idade média de ~47 ka para esta fase. A idade de ~170 ka obtida para o N5 do Rio Conceição foi desconsiderada, tendo em vista ser incompatível com o conjunto dos dados. Possíveis causas para falhas nesta e outras datações são discutidas adiante.

A formação extensiva de couraças nesta fase está provavelmente associada a condições climáticas mais secas/frias. Estas foram evidenciadas pela reconstituição de um ambiente de savana (cerrado – vegetação aberta com algumas árvores ou arbustos) a partir de estudos polínicos em áreas hoje ocupadas por matas (Ledru et al., 1996; Behling e Lichte, 1997; Ledru et al., 2009).

Na bacia do Rio Paraopeba, a Fase 2 é marcada pela ocorrência de depósitos associados a um ambiente de baixa energia – correlato a planícies de inundação bem desenvolvidas – os quais marcariam um período peculiar na evolução dos vales desta área, com a geração de espessos pacotes silto-argilosos. Essas condições, no entanto, não afetaram toda a bacia do Ribeirão Serra Azul, uma vez que as sucessões deposicionais desta mesma fase revelam fácies de leques aluviais em porções mais à montante, no flanco NE da Serra da Saudade, sugerindo incremento da atividade epirogenética (Moreira, 1997). Observa-se que, a despeito da marcante diferença em termos de altura dos depósitos desta Fase entre os vales dos ribeirões Serra Azul e Mateus Leme e o vale do Rio Paraopeba, os registros são recorrentes em cotas próximas a 760 m. Isso mostra que a atuação e/ou o surgimento de diferentes níveis de base levou a uma dissecação mais intensa no vale do Rio Paraopeba ao longo das fases subsequentes.

Segundo Marques (1997), vários afloramentos da Fase 2 foram relacionados a subciclos do ciclo de erosão Velhas (King, 1956; Romano, 1984), o que os enquadraria no Pleistoceno, embora a hipótese de idade pliocênica superior também tenha sido levantada (Fonseca e Costa, 1971). Entretanto, as datações por LOE revelaram idades muito inferiores (Tabela 2.4). A menor idade obtida para o depósito da bacia do Ribeirão Serra Azul em relação ao do Rio Paraopeba é compatível, tendo em vista o fato de que a dissecação se dá de jusante para montante e que os afluentes são de porte bastante inferior em relação ao Rio Paraopeba. Além disso, a diferença é pequena se considerada a margem de erro das datações (Figura 2.11).

Fase 3

A sedimentação da Fase 3 também foi iniciada após um pulso tectônico, gerando níveis escalonados e pareados. Esta Fase é testemunhada pelo N4 dos rios Paraopeba (40 m) e Conceição (5-10 m), N3 dos ribeirões Serra Azul e Mateus Leme (20-25 m), Barão de Cocais (5-10 m), Mango (0-2 m) e Rio Maracujá (1-3 m), sendo que nos vales destes dois últimos cursos d'água tais níveis ainda são observados como baixos terraços. As idades compatíveis com esta fase seriam a do N4 do Rio Conceição e a do N3 do Rio Maracujá, fornecendo uma média de ~36 ka. Um nível correspondente em afluentes do Rio Maracujá foi datado em ~32 ka anos AP (Bacellar et al., 2005). A idade de ~101 ka obtida para outro depósito do N4 do Rio Conceição e de ~17 ka obtida para o N3 do Ribeirão do Mango foram desconsideradas, tendo em vista serem incompatíveis com o conjunto dos dados.

Nesta fase, haveria a continuação da formação de leques aluviais no flanco NE da Serra da Saudade (Moreira, 1997). A jusante, no entanto, e também ao longo do Ribeirão Mateus Leme, encontram-se sucessões próximas de um padrão meandrante, do tipo *finning upward* (granodecrescência ascendente), sem grande desenvolvimento de sucessões agilosas e siltosas. Destaca-se, no vale do rio Paraopeba, um aumento proporcional do cascalho de itabirito, muitas vezes ausente nos depósitos da fase anterior.

Estudos polínicos conduzidos em sedimentos no oeste de Minas Gerais evidenciam condições úmidas e frescas em período correspondente a esta fase, estando associadas a um mosaico de formações florestais, sendo o período de maior umidade registrado a c. 35 ka AP (Oliveira, 1992; Ledru et al., 1996). Barros et al. (2015 – CAPÍTULO 4) analisaram fitólitos e isótopos de carbono em depósitos pertencentes ao N4 (Fase 3) e ao N3 do Rio Conceição e ao N2 do Ribeirão do Mango (Fase 4). Os resultados relacionam todos esses depósitos a um ambiente de savana. No entanto, o N4 do Rio Conceição (~34 ka, Fase 3) representaria um período ligeiramente mais úmido/quente, com maior dominância de elementos arbóreos e arbustivos, conforme dados de isótopos de carbono. A partir de análise polínica em registro localizado próximo à cidade de Catas Altas, Behling e Lichte (1997) também não observaram as condições significativamente mais úmidas reconstituídas por Oliveira (1992) e Ledru et al. (1996), porém também colocam os registros cronologicamente correlatos à Fase 3 como testemunho de um clima ligeiramente mais úmido e menos frio que o subsequente.

Fase 4

Os níveis da Fase 4 também são escalonados, ou seja, separados dos anteriores pela exposição do substrato rochoso, evidenciando o soerguimento regional. Esta fase teria sido a última favorável ao desenvolvimento de couraças nos níveis fluviais e se destaca também por ter gerado níveis de preenchimento em diversos vales, nos quais os níveis mais recentes se encontram embutidos. Compõem esta fase: o N3 dos rios Paraopeba (20 m), Sardinha (10 m), Conceição (0 m) e Carmo (5-10 m), o N2 dos ribeirões Mateus Leme/Serra Azul (10 m), Mango (0 m), Caraça (0 m), Coqueiros (10 m) e rios Maracujá (0 m) e Barão de Cocais (0 m). As datações dos depósitos desta fase forneceram idades entre 16-28 ka. A amostra do vale do Rio Barão de Cocais foi a única coletada em fácies superior, de ambiente marginal, por isso ela apresentou idade abaixo das demais, as quais se referem a amostras coletadas em fácies basais, de leito, e apresentaram idade média de ~26 ka. Destaca-se que a associação do N2 do Ribeirão dos Coqueiros a esta fase coloca a provável captura do Rio Piracicaba em idade bem inferior à proposta por Rossi (2008), que a atribuiu a movimentos plio-pleistocênicos.

Esta fase teria sido relativamente curta em relação às demais no alto-médio Rio Paraopeba. Conforme observou Marques (1997), os depósitos do N3 ocorrem apenas nos trechos mais à jusante e suas sucessões deposicionais são geralmente pouco espessas, com a presença significativa de seixos angulosos, evidenciando menor desenvolvimento

deposicional. Nos vales dos ribeirões Serra Azul e Mateus Leme é frequente a presença apenas da fácies basal das sucessões deposicionais desta Fase.

Nos vales dos rios Maracujá, Conceição e Barão de Cocais e dos ribeirões do Mango e Caraça, os depósitos da Fase 4 ainda ocorrem no fundo do vale atual, não tendo ocorrido encaixamento da drenagem posterior à sua deposição, o que pode estar relacionado à formação de couraças conglomeráticas (Barros et al., 2015 – CAPÍTULO 3). No vale do Ribeirão Sardinha, o desnível de 10 m observado entre o depósito relacionado a esta fase e o curso d'água atual pode estar relacionado ao contexto específico em que este depósito foi encontrado, uma corredeira no médio curso com cerca de 40 m de desnível. Os vales dos ribeirões Coqueiros e do Carmo também são exceções, sendo observado encaixamento entre 5-10 m após esta fase. No caso do Ribeirão Coqueiros um *input* tectônico de acordo com o quadro proposto por Rossi (2008) poderia explicar o rompimento dos espessos depósitos da Fase 4 e incisão fluvial no substrato rochoso.

Mais uma vez, a formação extensiva de couraças é condizente com uma fase climática mais seca/fria. Nos vales do Rio Conceição e Ribeirão do Mango, análises de fitólitos e isótopos de carbono mostram uma dominância de formações vegetais herbáceas e clima seco/frio, sendo as formações arbóreas e arbustivas restritas a matas de galeria ou ausentes (Barros et al., 2015 – CAPÍTULO 4). Este cenário é compatível com o apresentado Behling e Lichte (1997), que estimou ainda temperaturas significativamente baixas, com frequentes geadas nos meses de inverno. No Brasil, muitos testemunhos são marcados pela ausência de registros deposicionais entre ~25-16 ka, o que marcaria um período generalizado de aridez durante o último máximo glacial (Ledru, 1992; Ledru et al., 1998).

Fase 5

A Fase 5 é atestada pelo N2 do Rio Paraopeba (10 m), Rio das Velhas (0-15 m) e Ribeirão Sardinha (0 m), sendo que os cinco registros datados apresentam idade média de ~8 ka. Assim, o Ribeirão Sardinha é o único curso d'água de menor porte que apresenta registros atribuídos a esta Fase, no entanto não se observa encaixamento subsequente neste vale. Por outro lado, chama a atenção o encaixamento entre 0-15 m marcadamente recente nos vales dos rios Paraopeba e das Velhas. Tendo sido uma fase de encaixamento relativamente curta, provavelmente os cursos d'água situados mais à montante no Complexo Bação (Sardinha, Mango e Maracujá) ainda não teriam sido afetados pela vaga erosiva gerada no vale do Rio das Velhas, tendo em vista a ocorrência de diversos níveis de base locais que teriam freado sua propagação. Também no vale do Rio Paraopeba a vaga erosiva não atingiu/se processou na mesma intensidade no afluente. Desse modo, o Ribeirão Serra Azul estaria a mais tempo na posição onde se encontra sua planície de inundação ou próximo dela, o que é compatível com a amplitude da planície à jusante do distrito de Serra Azul.

Em termos climáticos, a Fase 5 corresponderia a um período seco, verificado em Minas Gerais por diversos autores, sendo comum a observação de fragmentos de carvão como testemunho de queimadas naturais recorrentes (Ledru et al., 1996; Parizzi et al., 1998; Behling, 1995; 2003; Turcq et al., 2002; Enters et al., 2010). Segundo Oliveira et al. (2005), as condições de menor precipitação, invernos mais quentes e verões mais frios nas latitudes tropicais durante o início do Holoceno (10-7 ka) corresponderiam ao sinal de precessão dos equinócios.

Fase 6

A Fase 6, por sua vez, corresponde à formação de planície de inundação em praticamente todos os vales, não apresentando desnível de sua base em relação à calha atual: N1 dos rios Paraopeba, Maracujá e Barão de Cocais e dos ribeirões do Mango, Sardinha e Caraça; e N2 dos Rio Conceição. No vale do rio das Velhas e dos ribeirões Carioca e do

Carmo, esta Fase seria representada pelo N2, encontrado como baixo terraço no fundo desses vales.

O vale do Ribeirão Carioca é o único onde se observa incisão no substrato rochoso após esta fase, estando os depósitos analisados situados entre 1-2 m acima do canal. Isso revela um encaixamento extremamente recente, o qual poderia ser uma resposta tardia à incisão observada após a Fase 5 desenvolvida no vale do Rio das Velhas.

Os sete depósitos datados forneceram idade média de ~1,4 ka. Quanto às condições climáticas, a Fase 6 corresponderia à instalação do clima atual. No registro analisado por Parizzi et al. (1998), em Lagoa Santa, o mesmo teria se estabelecido a ~4,6 ka, apesar de serem constatadas pequenas oscilações na precipitação entre 3 ka AP e o presente. Estas oscilações também foram observadas por Salgado-Labouriau et al. (1998) para outras áreas do Brasil Central. Entretanto, nos depósitos analisados por Behling (1995; 2003) e Enters et al. (2010), o clima atual só se manifestaria a ~1 ka, com a estabilização da floresta semidecídua, idade próxima da maioria dos depósitos desta fase (Tabela 2.4).

Fase 7

A Fase 7, a mais recente, corresponde ao N1 dos rios Conceição e das Velhas e dos ribeirões do Carmo e Carioca. Os registros mais expressivos desta fase são encontrados no alto Rio das Velhas próximo a Sabará e nas proximidades de Monsenhor Horta no vale do Ribeirão do Carmo. No vale do Rio Conceição, os depósitos são bastante restritos lateralmente, podendo não apresentar desnível entre seu topo e o da planície consolidada. Também corresponderia a esta fase os depósitos argilo-siltosos que recobrem os níveis de fundo de vale do Ribeirão do Caraça.

Tendo em vista a idade muito pequena (<1 ka) e o desenvolvimento incipiente dos depósitos desta fase, os mesmos podem ser associados às alterações na dinâmica hidrossedimentológica dessas bacias provocadas por interferências antrópicas (desmatamento, mineração, erosão acelerada). No vale do Ribeirão do Carmo, alguns depósitos do N1 inclusive apresentam objetos plásticos e de ferro, atestando a origem tecnogênica, além de sua composição faciológica indicar influências da exploração aurífera secular (Costa et al., 2010). A idade recente também seria confirmada pelo insucesso da datação do N1 do vale do Rio Conceição (Barros e Magalhães Jr., 2013). Foi constatada intensidade inconstante do sinal LOE para a amostra deste nível, comum na utilização do método MAR (*Multiple Aliquot Regenerative-dose*) em depósitos com menos de 1 ka (Jain et al., 2004).

Nos vales dos rios Paraopeba e Maracujá não há a formação de níveis fluviais bem marcados relacionados a esta fase. Em alguns trechos, porém, a planície de inundação apresenta composição faciológica que destoa dos níveis mais antigos, o que também tem sido relacionado a uma possível influência antrópica (Marques, 1997; Magalhães Jr. et al., 2012). No vale do Ribeirão Carioca, no entanto, apesar de também ter idade inferior a 1 ka, a planície seria naturalmente muito recente e arenosa, pois possui características estratigráficas muito semelhante às do baixo terraço da fase anterior, estando separada do mesmo por recente período de encaixamento.

2.4.4.1. A tectônica e as oscilações climáticas

Situado em uma área de contato entre o Cráton do São Francisco e antigas faixas móveis (Sistema Orogenético Mantiqueira – Alkimim, 2015) e entre significativas descontinuidades crustais e eixos de soerguimento (Saadi, 1993), o Quadrilátero Ferrífero revela indícios e evidências de atividade neotectônica por toda a região, conforme apresentado anteriormente (Saadi, 1991; Magalhães Jr. e Saadi, 1994; Marques, 1997; Sant’Anna et al., 1997; Lipski, 2002; Figueiredo et al., 2004; Bacellar et al., 2005; Medina et al., 2005; Campos, 2006; Salgado et al., 2007a; Varajão et al., 2009; Lana e Castro, 2010; Magalhães Jr.

et al., 2011; Barros e Magalhães Jr., 2013). Em geral, trata-se de uma tectônica de caráter ressurgente, que se aproveita de estruturas herdadas de ciclos geotectônicos antigos (Proterozóico Inferior a Paleozóico Inferior). Às movimentações induzidas por tensões intraplaca, ligadas ao deslocamento nas bordas da Placa Sul-Americana – envolvendo compressão horizontal WNW-ESSE (Hasui, 1990) ou NW-SE com variações locais para E-W e N-S (Saadi 1991; 1993) – se soma a movimentação epirogenética induzida pelo equilíbrio das massas crustais em resposta à intensa desnudação regional.

Diversos indícios e evidências do condicionamento tectônico sobre a evolução dos vales fluviais na região podem ser destacados. A formação de espessos pacotes de siltes e argilas na bacia do alto-médio Rio Paraopeba (Fase 2) provavelmente foi condicionada pela movimentação de antigas falhas ou zona de cisalhamento compressional ou de transcorrência dextral ao longo do Ribeirão Mateus Leme e/ou perpendiculares a este e ao Rio Paraopeba. Estas falhas ou zonas de cisalhamento marcam o contato entre o embasamento cristalino e as rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas (CPRM, 2005). Reforça essa ideia o fato de ter sido observado nestes depósitos e em outros semelhantes (Formação Juatuba) um basculamento para E/SE e um mergulho de cerca de 5° (Romano, 1984). Ainda em depósitos da Fase 2, Marques (1997) descreve indícios de falhamentos neotectônicos nas proximidades da cidade de Igarapé, indicados por rupturas da linha de cascalho. Nesse sentido, as diferenças altimétricas entre este depósito e aqueles do mesmo nível deposicional situados à jusante cerca de 20 m mais baixos seriam indícios de um deslocamento tectônico pós-deposicional dos registros (Marques, 1997). Destaca-se ainda que, segundo Saadi (1991), as escavações para implantação de barragem no Ribeirão Serra Azul revelaram planos de baixo ângulo, os quais caracterizariam um cavalgamento de xistos sobre alúvios quaternários. Entretanto, o reaterro do afloramento impediu maiores investigações.

No vale do Rio das Velhas, os registros do nível fluvial mais antigo também teriam sido deslocados por movimentações tectônicas diferenciais, sendo que os maiores desníveis ocorrem de modo brusco e estão coincidentemente localizados nos contatos entre os domínios morfoestruturais regionais (Magalhães Jr. e Saadi, 1994). Na Depressão de Belo Horizonte, estes autores descrevem também falhamento normal de direção NE-SW e rejeito de 1,5 m em depósito basculado em sentido NW, correlato ao N3 (Fase 5) descrito neste trabalho.

Destaca-se também o papel da Serra do Curral como uma eficiente barreira no escoamento dos sedimentos produzidos na área *core* do Quadrilátero Ferrífero para a depressão de Belo Horizonte. No caso do N3, à montante da Serra do Curral podem ser encontrados depósitos com até 40 m de espessura, enquanto à jusante o máximo observado é de 10 m (Magalhães Jr. e Saadi, 1994). Uma possível reativação de antigas falhas indiscriminadas e de empurrão de direção NE-SW, perpendiculares ao Rio das Velhas, pode ter condicionado essa dinâmica. Esse “represamento” também é observado por Marques (1997) no vale do Rio Paraopeba em relação ao Fecho do Funil (N2). A própria organização diferenciada dos níveis fluviais ao longo do vale do Rio das Velhas – ora embutidos, ora com maiores desníveis – pode ser reflexo de uma tectônica em blocos. As principais rupturas no perfil longitudinal do alto Rio das Velhas estão relacionadas a expressivas falhas de empurrão NE-SW herdadas do Ciclo Brasileiro, as quais podem representar os principais eixos de movimento desses blocos (Magalhães Jr. et al., 2011).

Ainda no alto Rio das Velhas, o conjunto de falhas NNW-SSE e NE-SW que limita o Complexo Bação a E e SE teria servido de plano regional para a reativação que provocou certo basculamento de patamares em direção a E no vale do Rio Maracujá, tais como hemigrabens (Lana e Castro, 2010). Este basculamento é proposto com base na configuração de calhas assimétricas, com maior desenvolvimento morfológico em sua margem esquerda e confinamento junto às encostas na margem direita. Também na bacia do Rio Maracujá, Bacellar et al. (2005) identificaram deformações neotectônicas com juntas e falhas

transcorrentes em registros sedimentares fluviais semelhantes aos descritos neste trabalho (Fase 1 e Fase 3).

Na bacia do Rio Conceição, Barros e Magalhães Jr. (2013) descreveram um conjunto de anomalias no trecho de confluência deste com os rios Barão de Cocais e Caraça. Dentre elas, destaca-se que em dois pontos são encontrados depósitos fluviais que sugerem a atividade de armadilhas tectônicas na retenção de sedimentos. Recentes fases distensivas são descritas por Lipski (2002) e Sant'Anna et al. (1997), responsáveis por falhamentos em coberturas lateríticas na bacia sedimentar de Fonseca, próximo a Catas Altas. Fases distensivas também são observadas em diferentes áreas do Sudeste do Brasil entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno (Silva e Mello, 2011). Na confluência com o Ribeirão do Caraça, perfis da Fase 4 evidenciam um contínuo empilhamento dos sedimentos, típico de área sob subsidência local. A observação do N1 (Fase 6) também com duas fácies de leito no Ribeirão do Caraça indica que as condições de subsidência se mantiveram neste trecho, mesmo após às mudanças hidrodinâmicas – provavelmente relacionadas a mudanças climáticas – que promoveram o abandono dos depósitos da fase anterior.

Ainda no alto Rio Doce, a provável captura do Rio Piracicaba, a concentração de níveis escalonados à montante e a colmatção do vale à jusante fazem parte dos indícios, discutidos por Rossi (2008), de blocos em soerguimento à montante da cidade de Catas Altas e de blocos em subsidência à jusante da mesma. Esse soerguimento dos blocos à montante, associado ao substrato composto por rochas do embasamento (Complexo Santa Bárbara – gnaisses, granitos e migmatitos), reconhecidamente mais frágeis, explicaria o fato do vale do Ribeirão dos Coqueiros ser um dos únicos onde houve encaixamento da drenagem após a última fase regional de formação de couraças (Fase 4).

Ressalta-se que as evidências de uma pronunciada dissecação do relevo do Quadrilátero Ferrífero no Quaternário não se restringem aos registros deposicionais fluviais. A partir de resultados da produção do isótopo cosmogênio ^{10}Be na bacia do Rio Maracujá, Salgado et al. (2007a) verificaram taxas de erosão mais expressivas nos setores terminais das vertentes do que nos topos, evidenciando a dissecação recente. Já a partir da análise de topossequências na mesma bacia, Figueiredo et al. (2004) apontam para uma zona de acumulação e autigenia mineral nos segmentos de baixa vertente, o que também evidencia um recente desequilíbrio morfodinâmico. Por fim, as análises pedológicas empreendidas por Varajão et al. (2009) revelam que, independentemente do tipo litológico, os solos autóctones no Quadrilátero Ferrífero são predominantemente imaturos (Neossolos e Cambissolos), à exceção dos mantos de intemperismo em itabirito capeados por cangas (couraças terciárias). Segundo estes autores, esse fato sugere que o relevo regional é produto de um processo erosivo intenso e constante, provavelmente relacionado à atividade neotectônica.

Uma das principais evidências de uma tectônica positiva na evolução neocenoica do relevo do Quadrilátero Ferrífero vem do escalonamento dos níveis deposicionais fluviais, pois são respostas/registros de soerguimentos regionais (Bridgland e Westaway, 2008). Conforme pode ser observado pela sequência das sete fases de formação de níveis fluviais discutidas anteriormente, as mesmas são, em sua maioria, separadas por períodos de encaixamento da drenagem. Desse modo, o escalonamento em todos os vales estudados pode ser considerado resposta a um soerguimento crustal do Escudo Brasileiro, marcado, no entanto, por uma tectônica diferencial de blocos e por fases de maior atividade. Essas fases são indicadas pelo fato da maioria dos níveis fluviais observados na área ser do tipo pareado. Os níveis fluviais isolados foram assim classificados provavelmente pela escassez de registros, tendo em vista serem sempre os mais antigos de cada vale.

Ao mesmo tempo, a sequência das fases de formação de níveis fluviais mostra clara alternância entre fases associadas a períodos climáticos mais úmidos/quentes com fases correspondentes a períodos mais secos/frios. Esse quadro pode reforçar a proposta de

Bridgland e Westaway (2008) de que ciclos climáticos induziriam a movimentação tectônica responsável pelo escalonamento de níveis fluviais. Após analisarem vales com níveis fluviais escalonados em várias partes do planeta, estes autores consideraram que essa configuração resultaria de um soerguimento acelerado, iniciado a ~900 ka, o qual estaria associado à “Revolução do Pleistoceno Médio”, quando a duração dos ciclos glaciais-interglaciais passou de 41 ka para 100 ka. O “carregamento” e “descarregamento” crustal por gelo e degelo, mudança do nível do mar ou erosão e sedimentação seriam indutores de fluxo de material da camada mais inferior da crosta a partir de áreas em subsidência para áreas em soerguimento (Bridgland e Westaway, 2008 e suas referências).

Entretanto, ao considerar esse modelo, é forçoso ressaltar que o Quadrilátero Ferrífero é uma das raras áreas onde se observa um número considerável de níveis fluviais dentro de um mesmo ciclo de 100 ka (Bridgland e Westaway, 2008, 2014). Desse modo, é possível propor que, caso haja uma resposta crustal às oscilações climáticas na região ela não seria limitada aos grandes ciclos glaciais-interglaciais, mas seria sensível também a ciclos climáticos mais curtos, relacionados à obliquidade da órbita e à precessão dos equinócios.

Segundo Goudie (1992), a análise espectral aplicada às variações isotópicas em sondagens dos fundos oceânicos revelou a existência de ciclos de 100 ka, 43 ka, 24 ka e 19 ka, que quase coincidem com a periodicidade das variações orbitais (respectivamente, excentricidade e obliquidade da órbita, bem como os dois ciclos de precessão dos equinócios), dando força à Teoria de Milankovitch. No Quadrilátero Ferrífero, o intervalo médio entre as fases mais úmidas/quentes é de aproximadamente 41 ka, enquanto entre as fases mais secas/frias variam entre 18-21 ka. Desse modo, o intervalo entre as fases mais úmidas/quentes se aproxima com o dos ciclos de variação da obliquidade, enquanto aqueles entre fases mais secas/frias se aproxima dos ciclos de precessão dos equinócios.

Conforme se observa neste trabalho, a incisão da drenagem ocorreu tanto na transição de períodos mais secos/frios para mais úmidos/quentes como no contrário. Em caráter preliminar, uma interpretação a ser considerada é a de que em fases mais secas/frias, devido à menor proteção das encostas pela cobertura vegetal, haveria a uma intensificação da erosão mecânica e, conseqüentemente, a uma grande perda de massa e resposta isostática. Já com o restabelecimento de uma fase mais úmida/quente o fornecimento de carga sedimentar seria reduzido em resposta a uma maior eficiência da cobertura vegetal na redução das taxas erosivas, aumentando a capacidade de transporte da carga anteriormente acumulada. Isso poderia levar a uma resposta epirogenética à remoção do material dos fundos de vale, possibilitando novamente a incisão no substrato rochoso.

Em alguns vales, apenas as oscilações climáticas – induzindo alterações hidrossedimentológicas nas bacias – teriam condicionado o abandono e a formação de níveis fluviais em resposta às novas condições climáticas do Holoceno, conforme observado em diversas áreas (Thomas, 2008). Isso seria evidente nos vales dos rios Mango, Maracujá, Conceição, Caraça e Barão de Cocais. A organização dos níveis deposicionais das Fases 4 e 6 nos vales desses cursos d'água não é compatível com condicionantes tectônicos para o abandono dos níveis que preencheram seus fundos de vale (Fase 4). Isso porque estes níveis ainda se encontram nessa posição, sem desnível para o canal atual, de modo que os níveis subsequentes se encontram embutidos (Fases 6 e 7). Também não há indícios ou evidências de grandes rearranjos holocênicos na drenagem de suas bacias hidrográficas que justificassem uma alteração do regime hidrossedimentológico pela perda de áreas de drenagem.

Por fim, ressalta-se o fato de que as fases com níveis fluviais cujas sucessões deposicionais apresentam couraças são associadas a períodos climáticos mais secos/frios. A caracterização geoquímica, mineralógica e micromorfológica desses materiais, bem como a discussão de sua gênese (incluindo o papel de oscilações climáticas) foram discutidos por Barros et al. (2015 – CAPÍTULOS 3 e 4). Destaca-se que a mudança da formação de couraças

bauxíticas no nível superior do vale do Rio Conceição para couraças ferruginosas em níveis subsequentes possui relevante significado em termos de evolução da paisagem regional e mudanças de área fonte de sedimentos (Barros et al., 2015 – CAPÍTULO 3).

2.4.4.2. Considerações sobre a cronologia dos eventos

O estabelecimento de uma clara cronologia para os eventos regionais de sedimentação fluvial no Quadrilátero Ferrífero não é tarefa simples. Apesar dos avanços logrados neste trabalho a partir de novas datações e interpretações, permitindo inclusive reavaliar publicações anteriores, trata-se de um primeiro conjunto regional de dados. Nesse sentido, novos trabalhos baseados em diferentes técnicas poderão permitir futuramente uma avaliação mais crítica dos resultados apresentados.

Conforme observam Kock et al. (2009), a ausência de adequadas lentes ou camadas arenosas nos pacotes sedimentares permanece como um dos principais problemas para obtenção de idades coerentes em ambientes fluviais de elevada energia, como em áreas serranas como o Quadrilátero Ferrífero. Geralmente a dose anual é determinada pela aferição da concentração de radionuclídeos (U, Th, K) na amostra e estimação da radiação cósmica na latitude, altitude e profundidade da mesma. Assim, é importante que a coleta seja feita no centro de camadas relativamente homogêneas. Segundo Burbank e Anderson (2001), um raio de 30 cm define aproximadamente o volume que vai contribuir com a maior parte da radiação recebida pela amostra. Entretanto, são raros os depósitos observados no Quadrilátero Ferrífero que apresentam fácies de leito com lentes ou camadas arenosas com essa espessura.

Algumas das datações analisadas neste trabalho forneceram idades superestimadas, como a do N3 (~77 ka), N4 (~100 ka) e N5 (~170 ka) do Rio Conceição, apresentadas por Barros e Magalhães Jr. (2013). Uma possível causa foi a coleta de material em fácies com presença marcante de siltes e argilas. Isso indica que as camadas amostradas foram depositadas sob correntes de turbidez elevada, o que compromete o adequado esvaziamento prévio do sinal da luminescência nos grãos de quartzo (*partial bleaching*), conforme indicam Jain et al. (2004).

Outro fato a se considerar é a presença de minerais acessórios. Segundo Murray e Olley (2002), óxidos de ferro, titânio e zircônio, bem como inclusões com concentração de U e Th nos grãos de quartzo podem fornecer idades superestimadas. A abundância de oxi-hidróxidos de ferro no N5 e no N3 é evidenciada pela coloração vermelha intensa das camadas de sedimentos finos (quando presentes) e pela cimentação de camadas de cascalho e areia. As idades acima mencionadas foram obtidas após uma segunda lavagem dos grãos para remoção de oxi-hidróxidos de ferro, sendo que uma primeira análise forneceu idades ainda mais incoerentes (~130 ka, ~260 ka e ~230 ka para N3, N4 e N5, respectivamente). Ainda assim, as refetidas idades obtidas por Barros e Magalhães Jr. (2013) foram consideradas inconsistentes, conforme revelaram novas datações de depósitos do N3 e N4.

No caso do N3, a nova datação foi feita no mesmo depósito amostrado anteriormente (Tabela 2.5), porém em camada correspondente à fácies de leito, onde os grãos são geralmente mais expostos à luz solar antes da deposição final, evitando o *partial bleaching*. O resultado revelou idade de ~27 ka, compatível com o nível de preenchimento que também apresenta couraça no vale do Rio Maracujá (~28 ka – Magalhães et al., 2012). Também é compatível com a idade de formação de couraça ferruginosa sobre gleissolos húmicos no triângulo mineiro, obtida por radiocarbono (24-27 ka – Meunier et al., 2013).

Em relação ao N4, a nova datação foi feita em depósito diferente do amostrado anteriormente. Foi obtida idade de ~34 ka, próxima de níveis correlatos na bacia do Rio Maracujá datados por LOE em ~38 ka (Magalhães et al., 2012) e por radiocarbono em ~32 ka (Bacellar et al., 2005). Nesse caso, conforme pode ser observado na Tabela 2.5, as duas datações forneceram valores semelhantes de dose acumulada, porém a primeira datação está

relacionada a valores muito baixos de Th, U e K, resultando numa dose anual muito baixa e, conseqüentemente, uma idade elevada. Segundo o laboratório responsável pelas datações, valores tão baixos para esses elementos são dificilmente observados, o que pode indicar possíveis erros de medida.

Tabela 2.5: Concentrações de Th, U e K, doses anual e acumulada e idade de cada amostra.

Nível fluvial	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose anual ($\mu\text{Ga}/\text{ano}$)	Dose Acumulada (Ga)	Idade (Ka)
Vale do Rio Paraopeba						
N2	50,60 \pm 1,82	17,30 \pm 0,18	1,78 \pm 0,26	10.210 \pm 450	80,3	7,9 \pm 0,7
N5	6,50 \pm 0,23	2,80 \pm 0,18	0,35 \pm 0,05	1.640 \pm 115	73,6	44,9 \pm 5,0
Vales dos ribeirões Serra Azul e Mateus Leme						
N2	11,50 \pm 0,41	4,59 \pm 0,51	0,86 \pm 0,13	3.000 \pm 290	68,9	23,0 \pm 3,4
N5	7,20 \pm 0,26	2,33 \pm 0,15	0,32 \pm 0,05	1.500 \pm 100	61,2	40,6 \pm 4,9
Vale do Rio das Velhas – Magalhães et al. (2011)						
N2	8,45 \pm 0,30	2,40 \pm 0,47	0,51 \pm 0,07	1.980 \pm 220	2,0	1,0 \pm 0,2
	9,56 \pm 0,34	2,88 \pm 0,28	0,73 \pm 0,11	2.400 \pm 200	2,5	1,0 \pm 0,1
	9,45 \pm 0,34	2,97 \pm 0,05	0,88 \pm 0,13	2.570 \pm 170	2,5	0,9 \pm 0,1
N3	3,17 \pm 0,11	1,02 \pm 0,31	1,25 \pm 0,18	1.980 \pm 250	16,0	8,1 \pm 1,0
	9,27 \pm 0,33	4,17 \pm 0,26	1,09 \pm 0,16	3.050 \pm 250	15,5	5,0 \pm 0,6
	5,57 \pm 0,20	2,14 \pm 0,10	1,00 \pm 0,14	2.200 \pm 190	22,5	10,3 \pm 1,4
N4	9,34 \pm 0,33	3,33 \pm 0,23	1,04 \pm 0,15	2.830 \pm 240	133,0	47,0 \pm 5,5
	8,37 \pm 0,30	2,51 \pm 0,35	1,00 \pm 0,15	2.500 \pm 260	120,0	48,0 \pm 5,5
	4,16 \pm 0,15	0,92 \pm 0,17	1,61 \pm 0,23	2.400 \pm 270	120,0	50,0 \pm 5,8
Vale do Rio Maracujá – Magalhães Jr. et al. (2012) modificado						
N2	15,08 \pm 0,54	4,0 \pm 0,52	0,47 \pm 0,07	2.780 \pm 245	77,0	27,7 \pm 3,8
N3	19,21 \pm 0,70	6,47 \pm 0,13	0,38 \pm 0,05	3.620 \pm 140	139,0	38,4 \pm 3,4
N4	12,22 \pm 0,44	3,85 \pm 0,01	0,32 \pm 0,05	2.390 \pm 85	193,0	80,7 \pm 6,9
	14,14 \pm 0,51	4,45 \pm 0,02	0,05 \pm 0,01	2.400 \pm 50	202,0	83,8 \pm 5,9
Vale do Ribeirão do Mango						
N4	21,87 \pm 0,79	7,28 \pm 0,25	0,50 \pm 0,07	4.150 \pm 200	205,0	49,5 \pm 4,9
N3	22,92 \pm 0,83	5,74 \pm 0,01	1,31 \pm 0,19	4.640 \pm 260	77,0	16,6 \pm 1,8
Vale do Ribeirão Sardinha						
N1	10,52 \pm 0,38	4,05 \pm 0,75	0,93 \pm 0,13	3.000 \pm 360	4,2	1,4 \pm 0,2
N2	9,46 \pm 0,34	3,39 \pm 1,23	0,38 \pm 0,06	2.200 \pm 400	16,8	7,5 \pm 1,5
Vale do Ribeirão Carioca						
N2	21,78 \pm 0,78	6,99 \pm 0,33	0,89 \pm 0,13	4.470 \pm 275	5,0	1,1 \pm 0,1
Vale do Rio Conceição – Barros e Magalhães Jr. (2013)						
N2	4,81 \pm 0,17	2,42 \pm 0,46	1,42 \pm 0,21	2.641 \pm 343	5,0	1,9 \pm 0,300
N3	4,89 \pm 0,18	1,71 \pm 0,36	0,19 \pm 0,03	1.207 \pm 134	93,0	77,0 \pm 12,4
	4,09 \pm 0,15	1,92 \pm 0,31	0,30 \pm 0,04	1.260 \pm 135	34,8	27,5 \pm 4,3
N4	1,04 \pm 0,04	0,68 \pm 0,06	0 \pm 0	455 \pm 18	46,0	101,2 \pm 9,0
	6,00 \pm 0,22	2,38 \pm 0,64	0 \pm 0	1.285 \pm 195	44,1	34,3 \pm 6,8
N5	2,13 \pm 0,08	1,22 \pm 0,28	0 \pm 0	675 \pm 77	114,3	169,5 \pm 27,9
N6	6,38 \pm 0,23	2,23 \pm 0,64	0,06 \pm 0,01	1.315 \pm 190	110,1	83,8 \pm 16,3
N8	2,84 \pm 0,10	1,03 \pm 0,04	0,12 \pm 0,02	806 \pm 36	112,3	139,3 \pm 13,2
Vale do Rio Barão de Cocais						
N2	6,13 \pm 0,22	2,04 \pm 0,04	0,45 \pm 0,07	1.590 \pm 95	25,4	16,0 \pm 1,8

Para as amostras do vale do Rio Conceição, o possível atingimento do limite de saturação do sinal LOE poderia ser considerado, tendo em vista os valores muito próximos de dose acumulada encontrados nas amostras dos níveis N8, N6 e N5 (~110 Ga – Tabela 2.5).

Apesar de fornecer idades de várias centenas de milhares de anos, a saturação do sinal LOE pode ser alcançada com cerca de 150 ka ou menos em sedimentos ricos em elementos radioativos (Kock et al., 2009). Nesse sentido, pode haver razoável margem de erro para a datação de sedimentos muito antigos, uma vez que o sinal da luminescência para de crescer linearmente com a adição de radiação a partir de certa idade, pois as armadilhas estariam saturadas (Burbank e Anderson, 2001; Jain et al., 2004). Por outro lado, em depósitos de outros vales do Quadrilátero Ferrífero foram verificadas doses acumuladas maiores que 200 Ga, em áreas do embasamento cristalino (granitos, gnaisses e migmatitos) – bacias do Rio Maracujá e Ribeirão do Mango.

A despeito desses possíveis problemas, a cronologia discutida para as fases regionais de formação de níveis fluviais no Quadrilátero Ferrífero se mostra coerente. Algumas fases apresentam idades muito próximas obtidas a partir de até seis amostras de depósitos de vales diferentes. Soma-se a isso, a correspondência entre algumas idades obtidas e outras encontradas na literatura, fornecidas por datações radiocarbônicas.

2.5. Conclusão

Ainda que incompletos, os registros deposicionais fluviais no Quadrilátero Ferrífero são componentes essenciais para a compreensão da geomorfogênese neocenoica regional. O conjunto de dados discutidos neste trabalho revela indícios e evidências de uma paisagem fluvial jovem e de um relevo dinâmico, sensível às forças tectônicas e oscilações climáticas do Pleistoceno Superior. As seguintes conclusões podem ser elencadas:

- Sete fases regionais de formação de níveis deposicionais fluviais foram identificadas entre ~1-83 ka, embora ocorram escassos registros fluviais mais antigos em alguns vales;
- A maioria dessas fases é seguida por períodos de encaixamento, sendo o último muito recente (~1 ka), observado no vale do Ribeirão Carioca. Além do escalonamento dos níveis fluviais, a atuação da neotectônica é constatada pela deformação de depósitos e deslocamento de níveis fluviais, basculamentos e armadilhas tectônicas de sedimentos, bem como pela peculiaridade na organização dos níveis em alguns vales;
- As fases de formação de níveis fluviais coincidem com oscilações climáticas, sendo as fases áridas marcadas pela formação de *couiraças* nas sucessões deposicionais (~26 ka e ~47 ka);
- As datações por LOE apresentadas neste trabalho permitiram reavaliar dados anteriores e revelam a jovialidade da paisagem fluvial, tendo em vista serem observados níveis fluviais com ~50 ka a até 60 metros acima da drenagem atual;
- Há fases de formação de níveis deposicionais que não se encontram registradas em todos os vales fluviais, tendo em vista as condições variáveis para a formação e preservação dos depósitos;
- A última fase de formação de níveis fluviais foi muito recente (<1 ka), estando provavelmente associada a interferências antrópicas desde o fim do século XVII no comportamento hidrossedimentológico dos canais e bacias hidrográficas da região.

CAPÍTULO 3 – ARTIGO 2:

GÊNESE E IMPLICAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS DE COURAÇAS EM NÍVEIS FLUVIAIS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SUDESTE DO BRASIL ³

Luiz Fernando de Paula Barros ^a; Fábio Soares de Oliveira ^a; Antônio Pereira Magalhães Jr. ^a

^a Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos, 6.627 - Pampulha - Belo Horizonte/MG, Cep: 31270-901, Brasil.

Resumo

O Quadrilátero Ferrífero é um domínio geológico-geomorfológico localizado no sudeste do Brasil, sendo reconhecido como uma das principais regiões produtoras de minério de ferro do mundo. Nesta área é tradicionalmente conhecida a extensiva formação de cangas (couraças ferruginosas), iniciada no Paleógeno e geralmente associada às formações ferríferas bandadas que compõem o substrato rochoso das áreas mais elevadas. No entanto, recentes trabalhos demonstraram a ocorrência regional de couraças também associadas a paleoníveis fluviais pleistocênicos e sua relação com fases de clima mais seco/frio. A partir de seu estudo petrogenético, o presente trabalho discute os processos relacionados à gênese de couraças pleistocênicas no Quadrilátero Ferrífero, tratando-as como indicadores da evolução do relevo regional e dos complexos processos envolvidos na evolução de coberturas superficiais em regiões tropicais. Os resultados revelam dois tipos principais de couraças: as conglomeráticas (ferruginosas e aluminosas) e as placoidais (finas e grossas, ambas com cimentação ferruginosa). As análises micromorfológicas revelam três tipos principais de organização da cimentação nas couraças conglomeráticas: septária, microlaminar ou micro-nodular. Entretanto, nos três casos o cimento é formado principalmente por goethita, segundo as análises mineralógicas por DRX, corroboradas pelos altos teores de Fe₂O₃ e H₂O revelados por análises WDS e mapas microquímicos por EDS em Microscópio Eletrônico de Varredura. No nível mais antigo de couraça conglomerática, no entanto, o cimento é aluminoso, composto principalmente por gibbsita, com 66% Al₂O₃ em média, o que pode revelar significativa alteração em termos de área fonte após a formação desse nível. No caso das couraças placoidais o cimento também é eminentemente goethítico, sendo o tamanho dos grãos cimentados o que diferencia os subtipos destas couraças. Em todos os tipos de couraças, a fonte primária de óxidos e hidróxidos para a cimentação é externa, estando provavelmente relacionada a antigas coberturas lateríticas e couraças situadas em áreas elevadas. Dessa forma, as couraças revelam, por sua distribuição, propriedades e gênese, uma integração à evolução do relevo regional, pois são tanto produto do arranjo litoestrutural e geomorfológico do Quadrilátero Ferrífero como condicionantes deste último ao longo do Pleistoceno. Neste caso, a ocorrência de couraças conglomeráticas pode estar associada a um ritmo mais lento de dissecação em alguns vales.

Palavras-chave: laterização, dinâmica superficial, Quadrilátero Ferrífero.

³ Artigo a ser submetido à revista Catena.

3.1. INTRODUÇÃO

A formação de couraças ferruginosas ocorre principalmente associada a dois processos (Goudie, 1973; McFarlane, 1976): i) acumulação relativa de ferro através do intemperismo *in situ* de rochas em clima tropical sazonal e equatorial úmido e/ou, ii) enriquecimento absoluto de ferro em áreas de descarga do nível freático. No primeiro caso há uma concentração de ferro a partir da lixiviação dos demais constituintes e no segundo o ferro é transportado pelas águas subterrâneas em solução e/ou como quelatos, acumulando-se em ambientes como estuários, pântanos, lagoas e brejos (Phillips, 2000; Widdowson, 2007; Tanner e Khalifa, 2010). Em algumas áreas, a presença de rochas ricas em ferro faz com que ambos os processos sejam possíveis, resultando na presença de couraças desde as posições cimeiras do relevo até as vertentes e fundos de vale (Pain e Ollier, 1995; Furniss et al., 1999; Vasconcelos et al., 2013). Esse é o caso do Quadrilátero Ferrífero (QF), uma das principais províncias minerais do Brasil, onde existem expressivas formações ferríferas bandadas (*Banded Iron Formations* – BIF's) (Dorr, 1969; Alkmim e Marshak, 1998) e uma diversidade de coberturas lateríticas associadas. Os pacotes lateríticos podem atingir 500m de espessura e foram datados por Spier et al. (2006) entre o Paleoceno e o Mioceno ($61,3 \pm 1,7$ Ma a $14,2 \pm 0,2$ Ma).

A ocorrência regional de couraças ferruginosas em áreas elevadas do QF é amplamente conhecida e seu estudo vem sendo conduzido por diversos autores (Dorr, 1964; Weggen e Valetton, 1990; Spier et al., 2006; Monteiro et al., 2014). Conforme Monteiro et al. (2014), elas são produtos do intemperismo dinâmico através da dissolução-reprecipitação do ferro entre $48,1 \pm 4,8$ Ma e o presente. Nos referidos estudos, as couraças foram objeto de investigação através de sua distribuição geomorfológica em escala regional, revelando seu papel no controle estrutural do relevo. Além disso, por meio de estudos macromorfológicos em escala do perfil, elas revelam diversidade faciológica e petrogenética e por meio de seus atributos mineralógicos e geoquímicos, seu potencial econômico e história evolutiva.

Além das couraças nas porções cimeiras das serras que limitam o QF, esses materiais também ocorrem como parte dos registros da dissecação dos vales da região, evidenciando processos de laterização marcadamente mais recentes. A partir de datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de sedimentos em depósitos com couraças, Barros e Magalhães Junior (2013; 2015 – CAPÍTULO 2) associaram esses materiais a períodos climáticos mais secos/frios sugeridos na literatura, o que foi posteriormente corroborado por análises de fitólitos e isótopos de carbono (Barros et al., 2015 – CAPÍTULO 4). Ainda que tais estudos tenham revelado evidências importantes do contexto paleogeográfico de formação desses materiais, esses foram realizados nos pacotes sedimentares intercalados com as couraças, não havendo, até o momento, investigações diretas a partir dos atributos morfológicos, químicos e mineralógicos das mesmas. Desse modo, foi realizado um estudo petrogenético para compreender a formação de couraças em depósitos fluviais pleistocênicos do QF e reconhecer seu papel como indicadores da evolução regional do relevo. Além de ser um estudo pioneiro que incorpora as formações lateríticas mais jovens da região, este trabalho contribui para o entendimento dos complexos processos envolvidos na evolução de coberturas superficiais em regiões tropicais.

3.2. ÁREA DE ESTUDO

O QF é um domínio geológico-geomorfológico localizado na região sudeste do Brasil (Figura 3.1), reconhecido como uma das principais regiões produtoras de minério de ferro do mundo (Rosière e Chemale Jr, 2000; Salgado e Carmo, 2015). É caracterizado por um relevo predominantemente montanhoso e se estende por uma área de aproximadamente 7.000 km². Esse conjunto serrano constitui um importante divisor hidrográfico regional, sendo a porção oeste do domínio drenada pela bacia hidrográfica do Rio Paraopeba, a porção central pela bacia do Rio das Velhas e a porção leste por afluentes da bacia do Rio Doce. As altitudes variam de 700 m a mais de 2.000 m, aproximadamente.

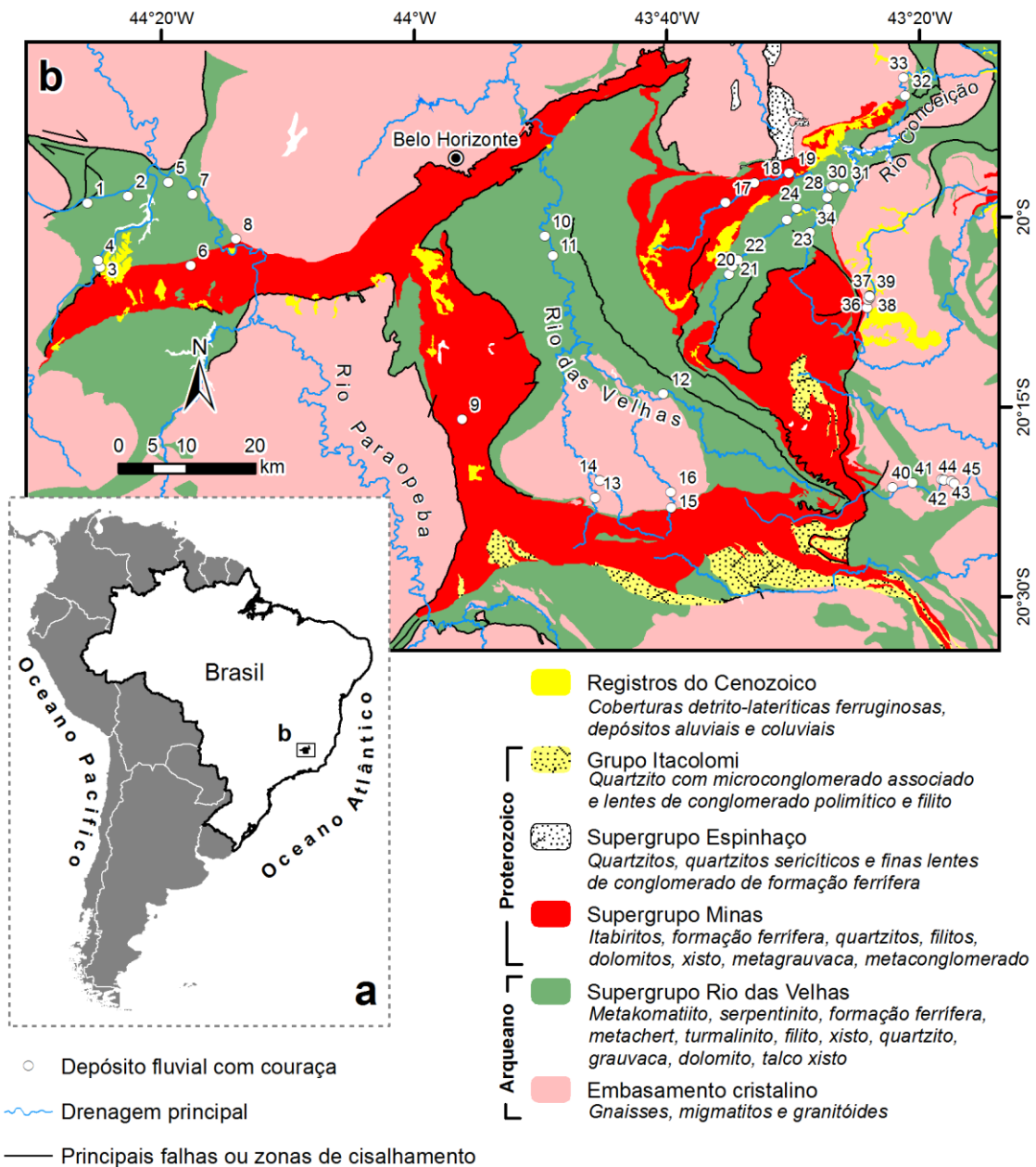


Figura 3.1. (a) Localização da área, (b) Mapa geológico simplificado do QF e espacialização das ocorrências de couraças em depósitos fluviais pleistocênicos (1-45 vide Tabela 1). Dados geológicos: CPRM (2005).

Os estudos sobre a evolução do modelado do QF destacam a tectônica e o papel das estruturas regionais e da desnudação diferencial (King, 1956; Barbosa e Rodrigues, 1967; Dorr, 1969; Varajão, 1991; Alkmim e Marshak, 1998; Salgado et al., 2008). O domínio apresenta uma rica e complexa geologia que inclui complexos cristalinos (gnaisses, migmatitos e granitóides) e formações supracrustais, como a sequência tipo *greenstone belt* de 2,76 Ga (Hartmann et al., 2006) denominada Supergrupo Rio das Velhas (quartzitos, xistos e filitos) e uma unidade metassedimentar de idade proterozoica (2,58 a 2,04 Ga – Hartmann et al., 2006) denominada Supergrupo Minas (quartzitos, xistos, filitos e formações ferríferas bandadas – localmente chamadas de itabiritos) (Alkmim e Marshak, 1998).

O QF apresenta importante atividade tectônica cenozoica, com estreita relação com uma rica matriz estrutural herdada do Pré-Ordoviciano. A área possui a segunda maior anomalia geoidal positiva do Brasil (+8 m – Ussami et al., 1999), com várias evidências de movimentação neotectônica, inclusive quaternária (Saadi, 1991; Magalhães Jr. e Saadi, 1994; Marques, 1997; Sant’Anna et al., 1997; Lipski, 2002; Figueiredo et al., 2004; Bacellar et al., 2005; Medina et al., 2005; Campos, 2006; Salgado et al., 2007a; Varajão et al., 2009; Lana e Castro, 2010). Trata-se da formação e fechamento de pequenas bacias de sedimentação colúvio-aluvial, deformação e falhamento de depósitos sedimentares (eocênicos, neogênicos e quaternários), basculamentos, além de diversas evidências de uma intensa dissecação do relevo, como a ocorrência de gargantas epigênicas, capturas de drenagem e escalonamento de níveis fluviais. A despeito disso, ainda ocorrem relevos residuais de aplainamento – tais como platôs lateríticos (com couraças), platôs quartzíticos e superfícies aplainadas – os quais teriam se desenvolvido durante o Cretáceo e o Paleógeno (Medina et al., 2005).

As investigações empreendidas no QF e em seu entorno revelam uma considerável flutuação bioclimática no Pleistoceno Superior (Oliveira, 1992; Behling e Lichte, 1997; Parizzi et al., 1998; Araújo et al., 2005; Gomes et al., 2009). Atualmente, o clima na região é, em geral, marcado por dois períodos principais: um de precipitação elevada, de outubro a março, e outro de estiagem, entre abril e setembro. As médias anuais de precipitação estão entre 1.000-1.500 mm e as de temperatura variam de 19°C a 22°C (SEA, 1980). A região marca a transição entre o Cerrado e a Mata Atlântica, apresentando grande diversidade e complexidade estrutural de ambientes e tipos fitofisionômicos, com destaque para as matas de galeria, florestas semidecíduais, matas de candeia, cerrado, campos rupestres e de altitude (Carvalho Filho et al., 2010; Guarçoni et al., 2010; Lamounier et al., 2010).

3.3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.3.1. Amostras

As couraças analisadas neste trabalho foram identificadas em depósitos de níveis fluviais pleistocênicos ao longo dos vales de diversos cursos d’água do QF, estando situadas em diferentes altitudes e alturas em relação à drenagem atual (Figura 3.1; Tabela 3.1). Considerando a variação faciológica dos tipos de couraça reconhecidos em campo, foram coletadas amostras indeformadas para caracterização micromorfológica, geoquímica e mineralógica.

Tabela 3.1. Síntese das informações dos depósitos fluviais com couraça no QF.

ID	Bacia	Nível Depositional*	Altura (m)	Altitude (m)	Perfis Representativos	
26	Rio Conceição	N7	50	780		
23				765		
25				750		
27				740		
29		N5	15	730		
30				740		
31		N4	10	645		
32				790		
20				780		
21				770		
22	745					
24	730					
28	N3	0	730			
33			635			
18			Rio Barão de Cocais	N4	10	780
17	N2	0				790
19						750
38	Ribeirão Maquiné	N3	30	765		
35				760		
36				N2	10	750
37						745
39				745		
34	Ribeirão do Caraca	N2	0	730		
40	670					
41	660					
44	Ribeirão do Carmo	N3	5-10	635		
43				635		
42				640		
45				640		
10	Rio das Velhas	N4	15	745		
11				10		740
12						30
13	Ribeirão Sardinha	N3	10	1010		
14	Ribeirão do Mango	N2	0	935		
15	Rio Maracujá	N2	0	1085		
16				1060		
1	Rio Mateus Leme	N3	20	775		
2				N4	35	765
3	Ribeirão Serra Azul	N2	10	780		
4				785		
5				Rio Paraopeba	N5	60
7	780					
6		780				
8	80	790				
9			Ribeirão do Silva	N3	1,5	1150

* Os níveis fluviais indicados foram reconhecidos e sistematizados por Barros e Magalhães Junior (2015 – CAPÍTULO 2).

3.3.2. Laboratório

O estudo petrogenético foi realizado através da caracterização macro e micromorfológica das amostras coletadas, incluindo a composição química e mineralógica. Após os investimentos de campo para reconhecimento da presença e posicionamento desses materiais nos vales fluviais, as amostras foram descritas a olho nu e com auxílio de lupa monocular (20X). Foram considerados aspectos como cor, texturas, arranjos entre matriz e fragmentos e minerais presentes. A partir de tais atributos, as amostras foram classificadas por suas semelhanças e separadas em diferentes fácies de alteração. Exemplares de todas as fácies foram selecionados para a confecção de lâminas delgadas e realização das demais caracterizações analíticas.

As lâminas delgadas foram confeccionadas na dimensão de 1,8 x 30 x 40 mm a partir das amostras indeformadas. Todas as lâminas foram polidas e cobertas com lamínula. A

caracterização micromorfológica foi realizada em microscópio trinocular da marca Zeiss, modelo Axiophot, com câmera fotográfica acoplada. Foi utilizada a terminologia de Stoops (2003) para a caracterização das microestruturas e termos específicos do estudo de sistemas de alteração propostos em Nahon (1991) e Delvigne (1998).

As caracterizações geoquímica e mineralógica foram, respectivamente, realizadas por microanálise em seções finas e difratometria de raios-X (DRX). Muitas amostras apresentaram organização textural composta por seixos e matriz cimentados. O interesse em caracterizar o cimento isoladamente para compreender os mecanismos que levaram à sua formação conduziu à tentativa de separá-lo fisicamente. Contudo, foi constatado que no interior do cimento existem muitos pequenos grãos minerais da matriz que não podem ser separados, devido à dureza do material. Nesses termos, optou-se pelo uso da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com sensores EDS e WDS para investigar a composição química das amostras. Nas análises mineralógicas, o material do cimento, mesmo com a presença de matriz, foi pulverizado e submetido à leitura.

Para as análises com o sensor EDS, seções finas metalizadas com carbono foram observadas em MEV da marca FEI, modelo QUANTA 3D, e para as análises com o sensor WDS foi utilizado um MEV da marca JEOL, modelo JCXA-8900 RL, ambos do Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). As leituras foram feitas com aceleração de 15 Kv e corrente de 20 nA. Com o EDS foram produzidos mapas microquímicos, e com o WDS análises pontuais. Foram utilizados os padrões da coleção Ian Steele e considerados os elementos Fe, Al, Si, C e O. Os teores foram reportados em óxidos (% em peso).

Para a análise mineralógica por Difração de Raios-X (DRX) foi utilizado um Difratorômetro X'Pert Panalytical com radiação de $\text{CoK}\alpha$, sendo a leitura feita no intervalo de 2 a $70^\circ 2\theta$. Os difratogramas foram interpretados no Software X'Pert HighScore Plus e através de padrões da literatura (Brindley e Brown, 1980). As análises foram realizadas no Laboratório de Mineralogia do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa (UFV).

3.4. RESULTADOS

Em nível macroscópico, foram reconhecidos dois tipos principais de couraças: conglomeráticas (cc) e placoidais (cp). As couraças do tipo cc foram identificadas principalmente nas bacias da porção leste (Conceição, Barão de Cocais, Caraça, Carmo e Maquiné) e porção central do QF (das Velhas, Maracujá, Mango, Sardinha e do Silva), ao passo que nas bacias localizadas a oeste/noroeste (Paraopeba, Mateus Leme, Serra Azul) predominam couraças do tipo cp.

3.4.1. Couraças conglomeráticas (cc)

Macroscopicamente (Figura 3.2), as couraças cc caracterizam-se pela presença de elementos deposicionais e diagenéticos. Os elementos deposicionais estão relacionados à presença de arcabouço constituído por clastos maiores que 2 mm de diâmetro e por uma matriz composta

por grãos minerais com diâmetro inferior a esse valor⁴. Os elementos diagenéticos dizem respeito à presença de cimento e de uma porosidade secundária.

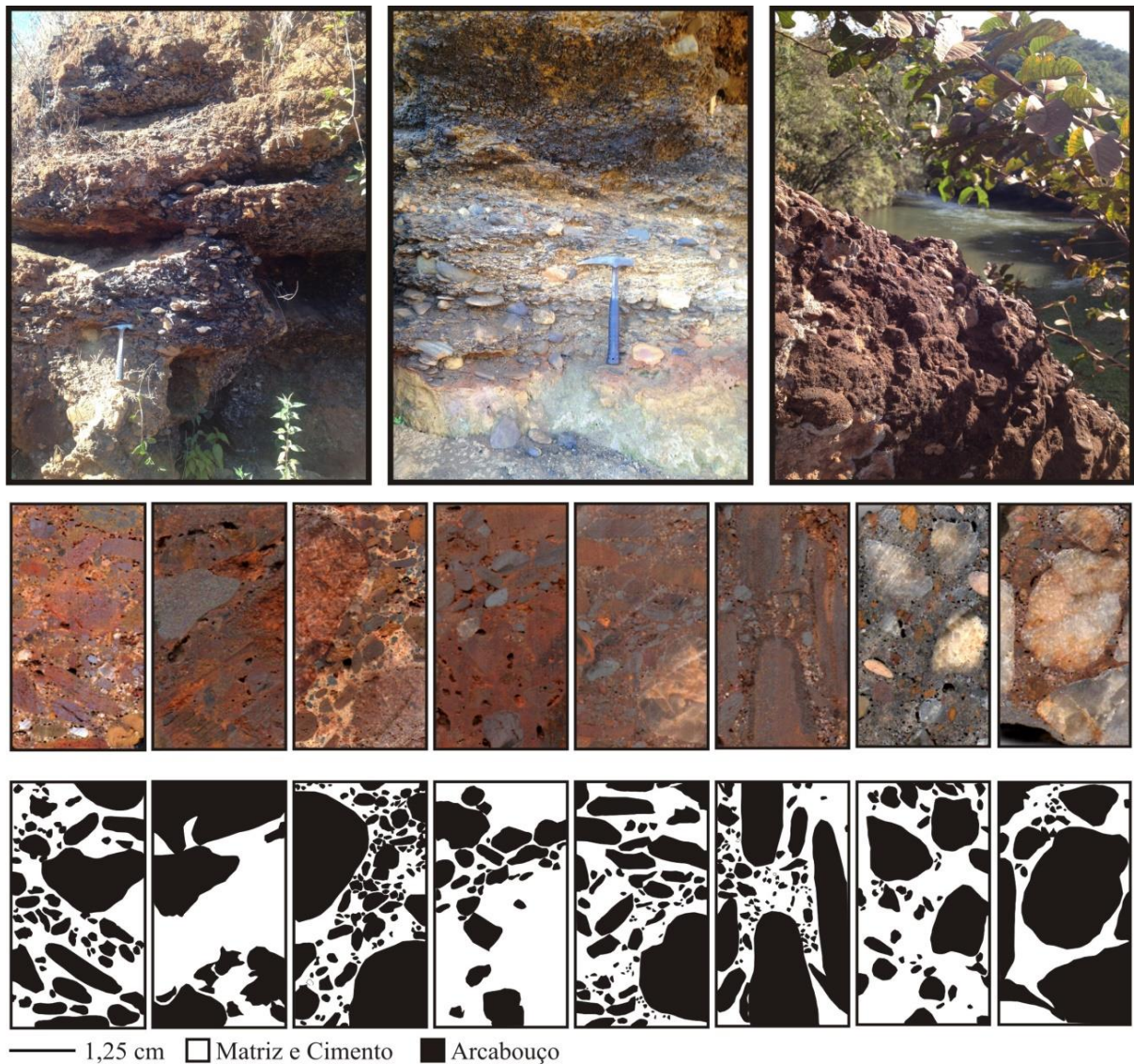


Figura 3.2. Aspecto macromorfológico das couraças conglomeráticas identificadas em níveis fluviais de bacias da borda leste e área central do QF, evidenciando a presença de arcabouço constituído por seixos polimíticos, matriz arenosa e cimento ferruginoso.

Em relação ao arcabouço, os clastos possuem formatos diversos, principalmente arredondados e alongados (seixos rolados), ocorrendo, também, clastos angulosos. O predomínio dos primeiros, compondo mais de 50% da composição modal, norteia a classificação utilizada: couraças “conglomeráticas”. Geralmente, os clastos mais arredondados são aqueles de maior e menor tamanho, respectivamente com 15-25 e 0,5-1 cm no maior eixo. Muitos clastos alongados correspondem a fragmentos de itabirito, com bandamento ainda perceptível, o que, aparentemente, influencia no seu formato. Os clastos de tamanho intermediário são mais

⁴ O valor adotado na separação entre arcabouço e matriz corresponde àquele utilizado pela Embrapa (2011) para a separação granulométrica entre areia grossa e cascalho.

angulosos e sugerem fragmentos de clastos alterados fisicamente. A composição do arcabouço é variada (polimítica), ocorrendo fragmentos líticos de quartzito, itabirito, filito, xisto e canga e fragmentos monominerálicos, como quartzo, hematita, paletas de mica (muscovita e sericita principalmente) e calcedônia. É comum a presença de clastos com superfícies corroídas, capeadas por um córtex de alteração ou até mesmo completamente alteromorfixados, havendo apenas a indicação de sua existência pela presença de *box works*.

A matriz associada aos clastos é formada principalmente por grãos de areia de composição quartzosa e hematítica, além de paletas de muscovita. É pouco comum a presença da fração argila e, quando ocorre, representa pequenos nódulos com tamanho inferior a 1 mm de diâmetro. O cimento envolve tanto o arcabouço quanto a matriz e apresenta cores diversificadas, destacando os tons avermelhados (2,5R 3/6), vermelho-amarelados (5YR 7/8 e 5/6) e amarelados (10YR 7/8). Em algumas amostras o cimento exibe zonas concêntricas, indicando a direção preferencial de precipitação.

Microscopicamente, as couraças do tipo cc podem ser separadas em: ferruginosas (ccf) e aluminosas (cca). O arcabouço e a matriz presentes em ambas são semelhantes, formados pelos constituintes minerais já identificados em nível macroscópico. A principal diferença está relacionada à natureza do cimento: óxidos e hidróxidos de ferro em ccf e hidróxidos de alumínio em cca. A organização microestrutural e a composição mineralógica e química de cada uma são apresentadas a seguir.

3.4.1.1. Couraças conglomeráticas ferruginosas (ccf)

Nas couraças do tipo ccf, o arcabouço e a matriz estão envolvidos por um cimento de coloração vermelho-escuro (10R 4/8). Esse cimento representa, em termos micropedológicos, o preenchimento (*infillings*) de um sistema poroso primário por fases cristalinas e amorfas ferruginosas ou o revestimento (*coatings*) de grãos por materiais igualmente ferruginosos. Os poros atuais não representam mais os espaços intergrãos formados quando da sedimentação, mas vazios no interior do material cimentante associados à sua própria evolução. A disposição e o formato dos poros caracterizam uma tipologia cavitária, pouco conectada, ou de empacotamento complexo (Stoops, 2003).

Nas amostras coletadas na porção leste do QF e na bacia do Rio das Velhas, o cimento ocorre na forma de septos (Figura 3.3A), circundando os grãos de quartzo, hematita e fragmentos litorreliquiais e na forma de preenchimentos zonados (Figura 3.3B), com microlaminações marcadas por linhas escuras, ocupando todo ou quase todo o espaço intersticial, classificados como densos incompletos a completos (Stoops, 2003).

Os septos são formados por cristais aciculares orientados perpendicularmente à superfície dos fragmentos da matriz e arcabouço, formando *splits* isolados, como observado por Stoops (1970), Eswaran e Raghu Mohan (1973), Eswaran et al. (1981), Zauyah e Bisdorn (1983) e Stubendorff (1986). Nessa organização, os septos encontram-se quase sempre no entorno dos grãos, numa distribuição relativa do tipo quitônica. O preenchimento microlaminado, por sua vez, sugere segregação pós-deposicional e o fato de estar ocupando praticamente todo o espaço intergrãos caracteriza uma distribuição relativa porfírica. A composição em ambos é majoritariamente ferruginosa, como revelam os mapas microquímicos (Figuras 3.3C e 3.3D).

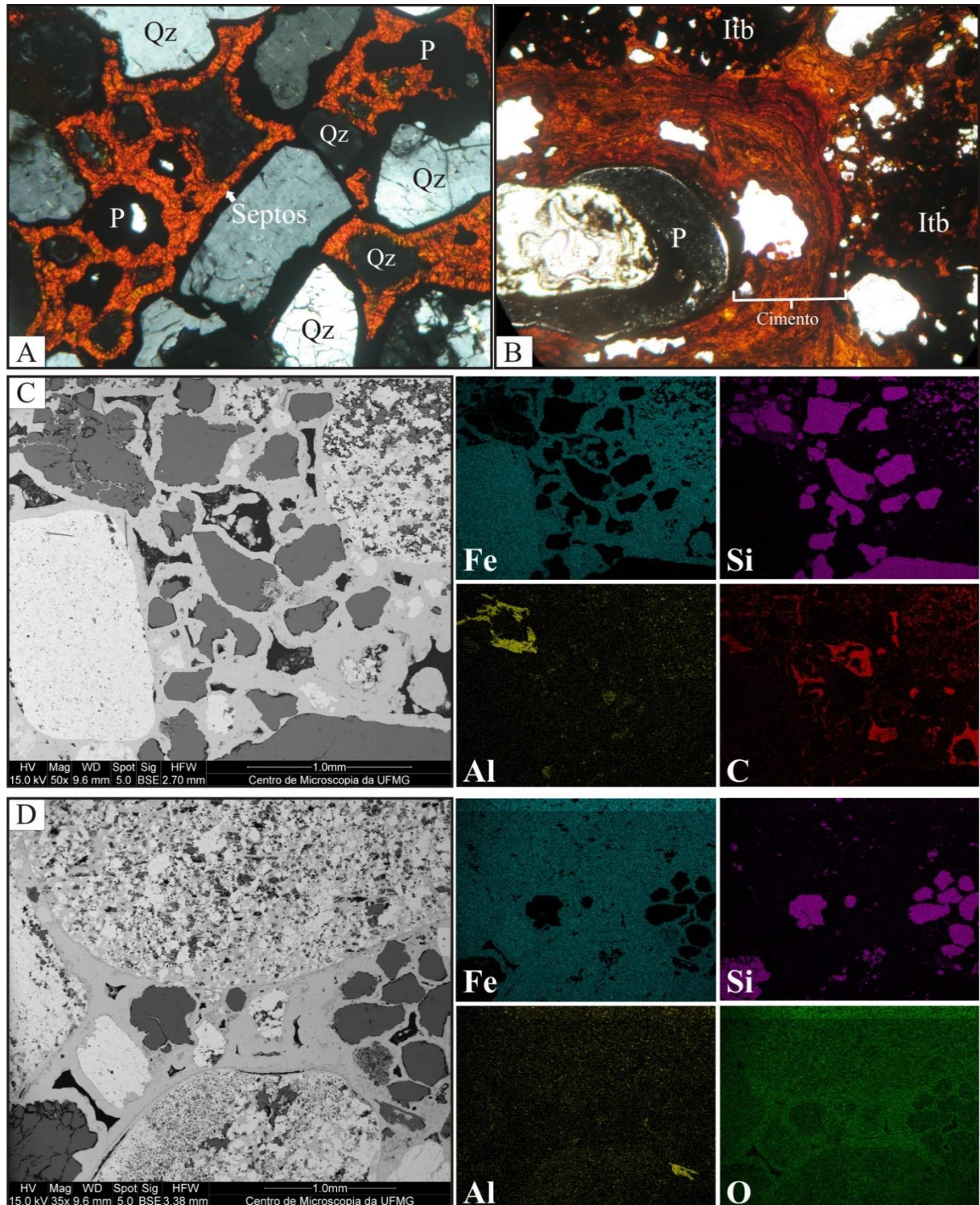


Figura 3.3. Aspecto micromorfológico das couraças conglomeráticas com cimento ferruginoso, evidenciando: **A** – Fotomicrografia obtida em microscópio óptico (nícois cruzados) das organizações septárias do cimento ferruginoso, circundando fragmentos de quartzo e com poros secundários associados; **B** - Fotomicrografia obtida em microscópio óptico (nícois cruzados) das organizações microlaminares do cimento ferruginoso, com núcleos residuais de fragmentos de itabirito e poros secundários associados; **C** e **D** – Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, C e O obtidos por sonda EDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados. As porções coloridas indicam a presença do elemento químico. Qz = quartzo; Itb = Itabirito; P = Poro.

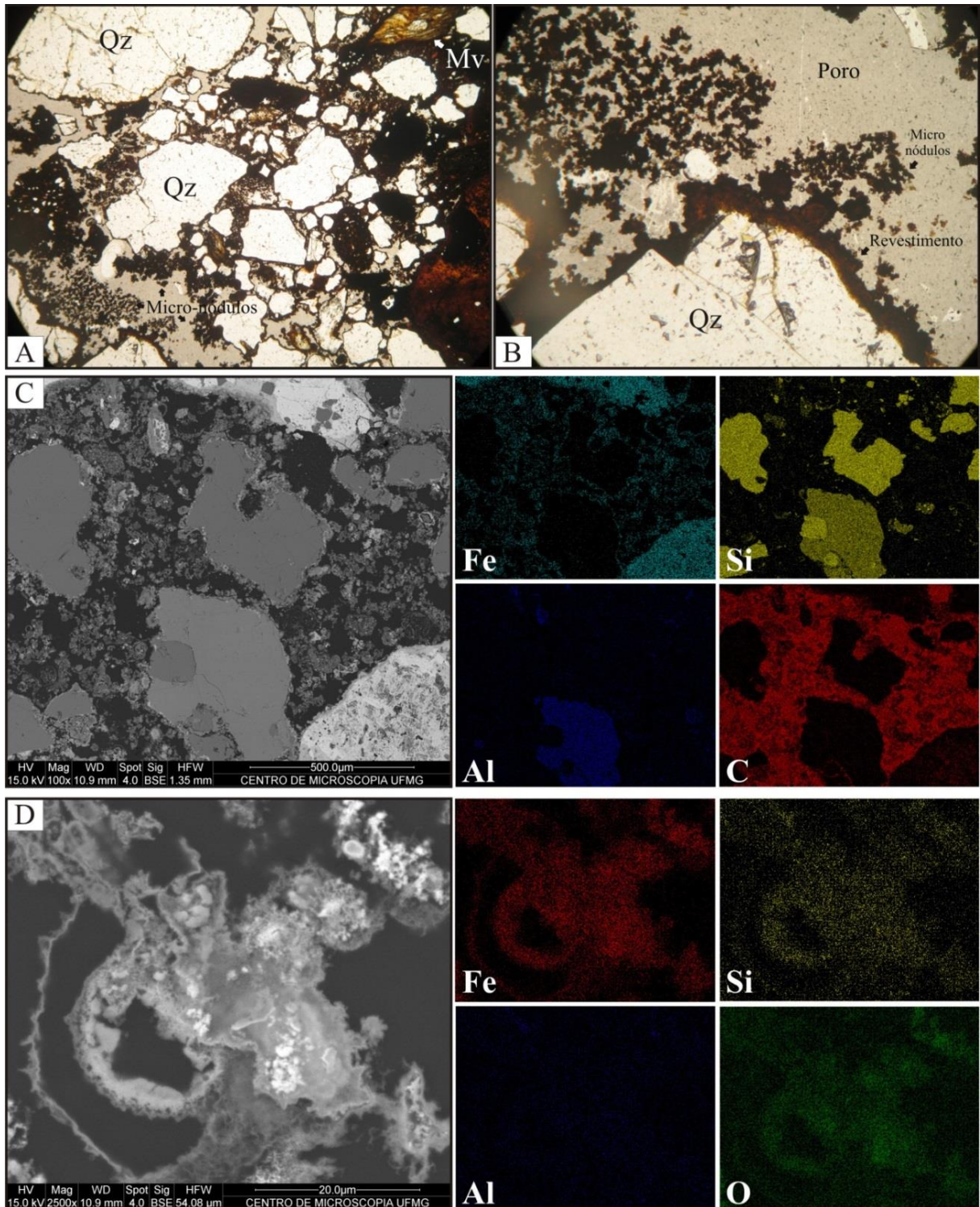


Figura 3.4. Aspecto micromorfológico das couraças conglomeráticas com cimento ferruginoso, evidenciando: **A** e **B** – Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (nícois paralelos) das organizações micro-nodulares do cimento ferruginoso, bem como do revestimento de fragmentos de quartzo e porosidade secundária associada; **C** e **D** – Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, C e O obtidos por sonda EDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados. As porções coloridas indicam a presença do elemento químico. Qz = quartzo; Mv = muscovita.

Uma terceira microestrutura do material cimentante, comum nas bacias centrais do QF, como a Bacia do Mango, é a organização micro-nodular (Figuras 3.4A e 3.4B), classificada como solta e descontínua (Stoops, 2003). Trata-se de revestimentos no entorno de clastos que se dissociam na forma de nódulos típicos, não zonados, caracterizando uma distribuição relativa quito-enaulica. Tais nódulos são pequenos e irregulares, tendendo ao maior arredondamento quanto mais distante estiverem dos revestimentos. Alguns se apresentam coalescidos a outros nódulos, formando uma segunda hierarquia microestrutural. A composição química ferruginosa é novamente destacada pelos mapas microquímicos (Figuras 3.4C e 3.4D). Neste caso, as imagens com maior detalhamento (aumento da ordem de 2.500X) revelaram a presença de material ferro-silicático.

Em termos da composição mineralógica (Figura 3.5), independente da organização septária, microlaminar ou micro-nodular, os resultados da análise de DRX destacam a presença marcante da goethita e hematita, sendo a primeira mais comum. Como as análises envolveram também clastos arenosos da matriz, os difratogramas apresentam picos de quartzo e muscovita e, no caso das couraças com cimento micro-nodular, picos de argila (caulinita), sendo esses de baixa intensidade.

A composição química corrobora com a análise mineralógica e permite considerar/confirmar diferenças entre as organizações microestruturais do cimento ferruginoso. Os septos (Figura 6A, pontos 7, 8, 9 e 10) apresentam composição média de 80% de Fe_2O_3 e 16,3% de H_2O , condizente com a composição química da goethita (Cornell e Schwertmann, 2003). O conteúdo de Al_2O_3 e SiO_2 é inferior a 1%, evidenciando maior pureza dos cristais. Ao contrário, no cimento com organização microlaminar (Figura 3.6A pontos 11, 12 e 13), o conteúdo de Fe_2O_3 é inferior, com média de 71,5%, havendo um aumento na participação do Al_2O_3 e SiO_2 e maior conteúdo de água. Comparativamente, a composição química do cimento é semelhante à do material no interior das fraturas dos clastos (Figura 3.6A pontos 4, 5 e 6). Os clastos ferruginosos, por sua vez, são aqueles que apresentam o maior conteúdo de Fe_2O_3 (98%) e a pouca quantidade de água permite considerar que são formados principalmente por hematita. A composição química eminentemente silicosa (95% de SiO_2) confirma a descrição microscópica dos clastos como quartzo. No interior desses, ocorre preenchimento por material cuja composição é silico-alumino-ferruginosa (Figura 3.6A, ponto 15).

Considerando o cimento micro-nodular, foram realizadas sondagens pontuais no interior e borda dos micro-nódulos (Figura 3.6B, pontos 1 e 2). Os resultados indicaram que o material é ferruginoso, mas que há na composição um conteúdo médio de 3% de SiO_2 , tal como já havia sido evidenciado pelos mapas microquímicos. O conteúdo de Fe_2O_3 é maior na borda e a expressiva quantidade de H_2O sinaliza para a natureza goethítica do material. O alto conteúdo de água e a dificuldade de analisar esse cimento em função do seu comportamento diante do feixe de detecção levam a considerar que se trata de um material pouco cristalino e muito poroso. O revestimento do clasto de quartzo (Figura 3.6B, ponto 4) apresenta conteúdo de Al_2O_3 e SiO_2 maior que aquele dos nódulos, embora também mantenha confirmada sua natureza ferruginosa. O baixo fechamento para o clasto de quartzo (Figura 3.6B, ponto 3) sugere uma rede menos adensada do cristal, o que pode ser um reflexo da presença de alta porosidade.

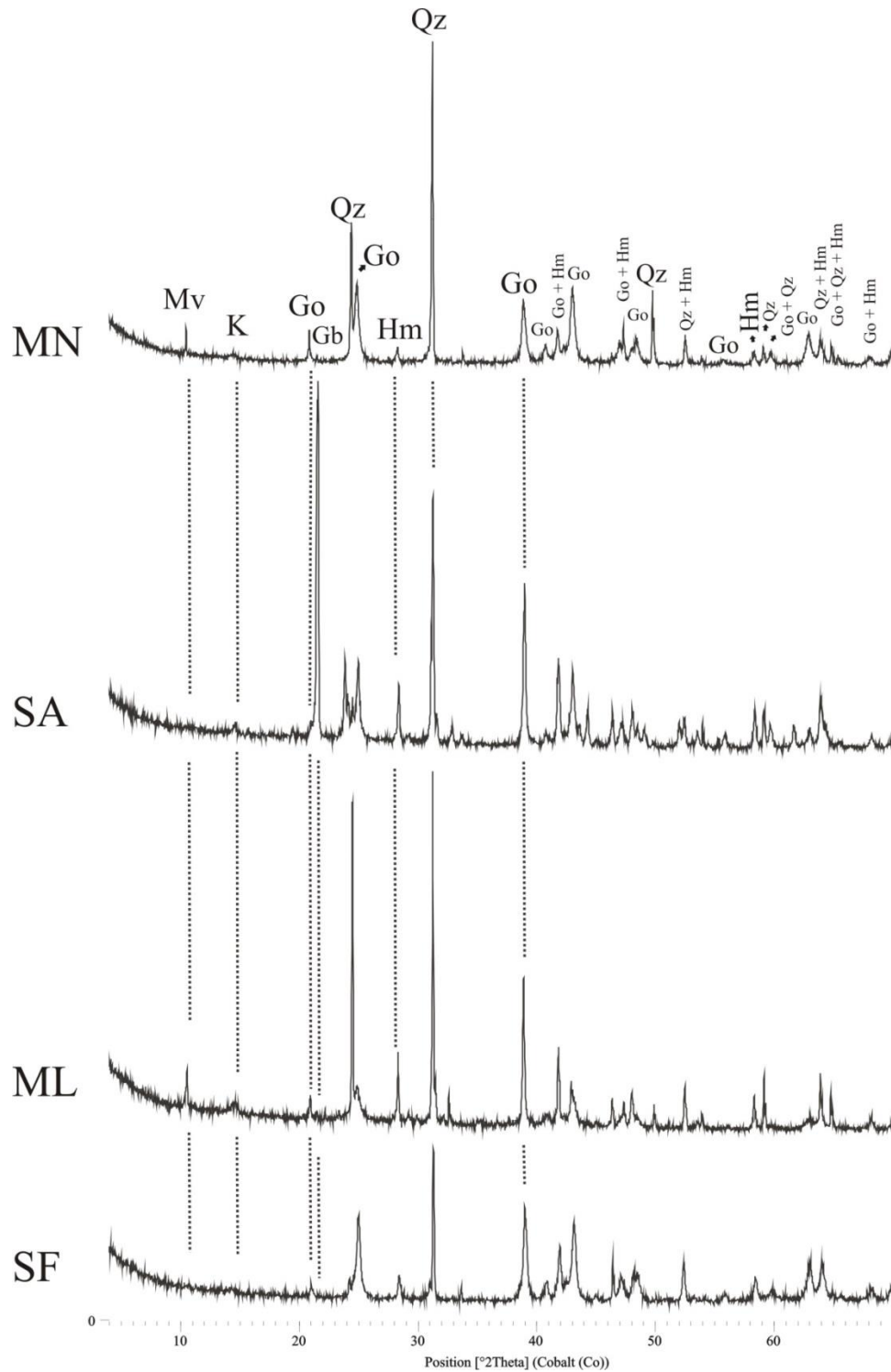


Figura 3.5. Difratoograma de Raios-X (radiação $CoK\alpha$) do cimento ferruginoso nas microestruturas Micro-nodular (MN); Microlaminar (ML); Septos Ferruginos (SF) e do cimento aluminoso na microestrutura Septos Aluminosos (SA). K = caulinita; Go = goethita; Mv = muscovita; Qz = quartzo e Hm = hematita.

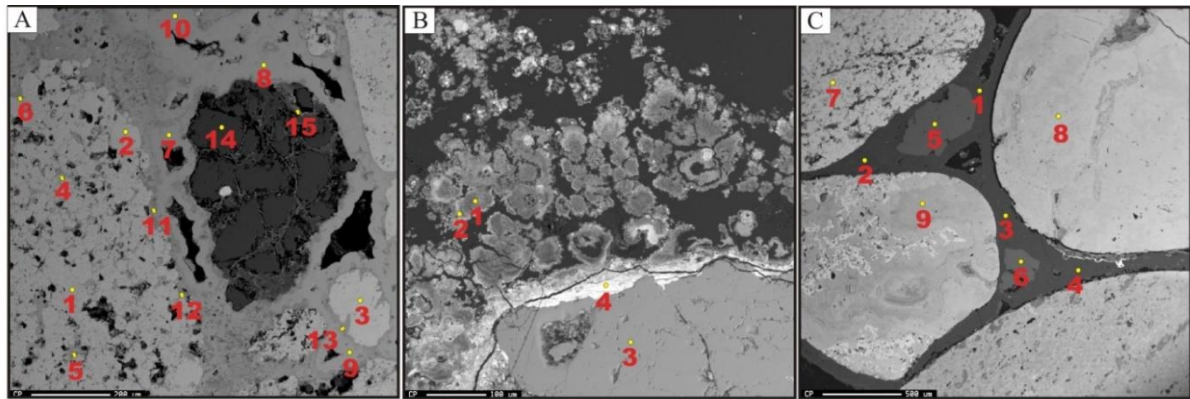


Imagem	Ponto	Descrição	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Total
A	1		0,00	0,09	97,16	2,5	99,75
	2	Clastos de hematita/itabirito	0,15	0,22	96,48	3	99,85
	3		0,06	0,16	97,52	2	99,74
	4		0,34	1,83	80,78	15	97,95
	5	Material entre fraturas no interior dos clastos de hematita/itabirito	1,00	2,63	78,91	15,2	97,74
	6		2,09	2,44	76,90	17	98,42
	7		0,30	2,19	81,04	15	98,53
	8	Cimento septário ferruginoso	0,28	2,22	79,95	16	98,45
	9		0,33	2,14	80,06	17,1	99,63
	10		0,24	2,31	77,85	17,2	97,59
	11		2,08	2,36	73,36	21	98,80
	12	Cimento microlaminado	3,00	2,22	75,28	19	99,51
	13		2,37	1,98	65,91	24	94,26
	14	Clasto de quartzo	0,00	95,02	0,24	0	95,26
	15	Material entre fraturas no interior do clasto de quartzo	21,81	35,43	15,74	25	98,98
B	1	Centro do micro-nódulo	0,34	2,11	28,82	67	98,27
	2	Borda do micro-nódulo	0,53	3,77	55,47	40	99,78
	3	Fragmento de quartzo	0,02	92,77	0,02	0	92,81
	4	Material na borda do fragmento de quartzo	4,51	6,12	65,46	21	97,09
C	1		65,82	0,19	2,14	30	98,15
	2		69,12	0,19	0,05	30	99,36
	3	Cimento septário aluminoso	61,08	0,10	1,33	36	98,52
	4		67,29	0,14	0,17	30,5	98,09
	5	Fragmento de quartzo	0,01	93,52	0,04	0	93,57
	6		0,02	94,55	0,02	0	94,59
	7		2,12	1,33	72,00	23	98,44
	8	Clastos de hematita/itabirito	1,13	1,04	74,86	22	99,03
	9		0,08	1,04	91,23	7	99,36

Figura 3.6. Microanálises pontuais de couraças com cimento ferruginoso (A e B) e aluminoso (C) obtidas por microsonda WDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados. Os números nas imagens indicam as posições em que foi posicionado o feixe e realizadas as leituras. Os elementos analisados foram Al, Si, Fe, além do conteúdo de água, todos reportados em óxidos.

3.4.1.2. Couraças conglomeráticas aluminosas (cca)

Encontradas apenas no Nível 7 da Bacia do Rio Conceição, as couraças cca se diferenciam por apresentar cimento com composição aluminosa envolvendo o arcabouço e a matriz (Figuras 3.7C e 7D). Tal como em algumas couraças ferruginosas, o cimento ocorre na forma de septos (Figuras 3.7A e 3.7B), neste caso, formados por cristais dentilhados de gibbsita perpendiculares aos clastos, cujo tamanho varia entre 20 e 40µm. Tais estruturas são

semelhantes àquelas formadas pelo processo de alitização de minerais como o placioclásio (Delvigne, 1998), muito comuns em bauxitas isalteríticas (Oliveira et al., 2009). Neste caso, contudo, não são observadas estruturas pseudomórficas, nem tampouco conservações de volumes (Milot e Bonifas, 1955).

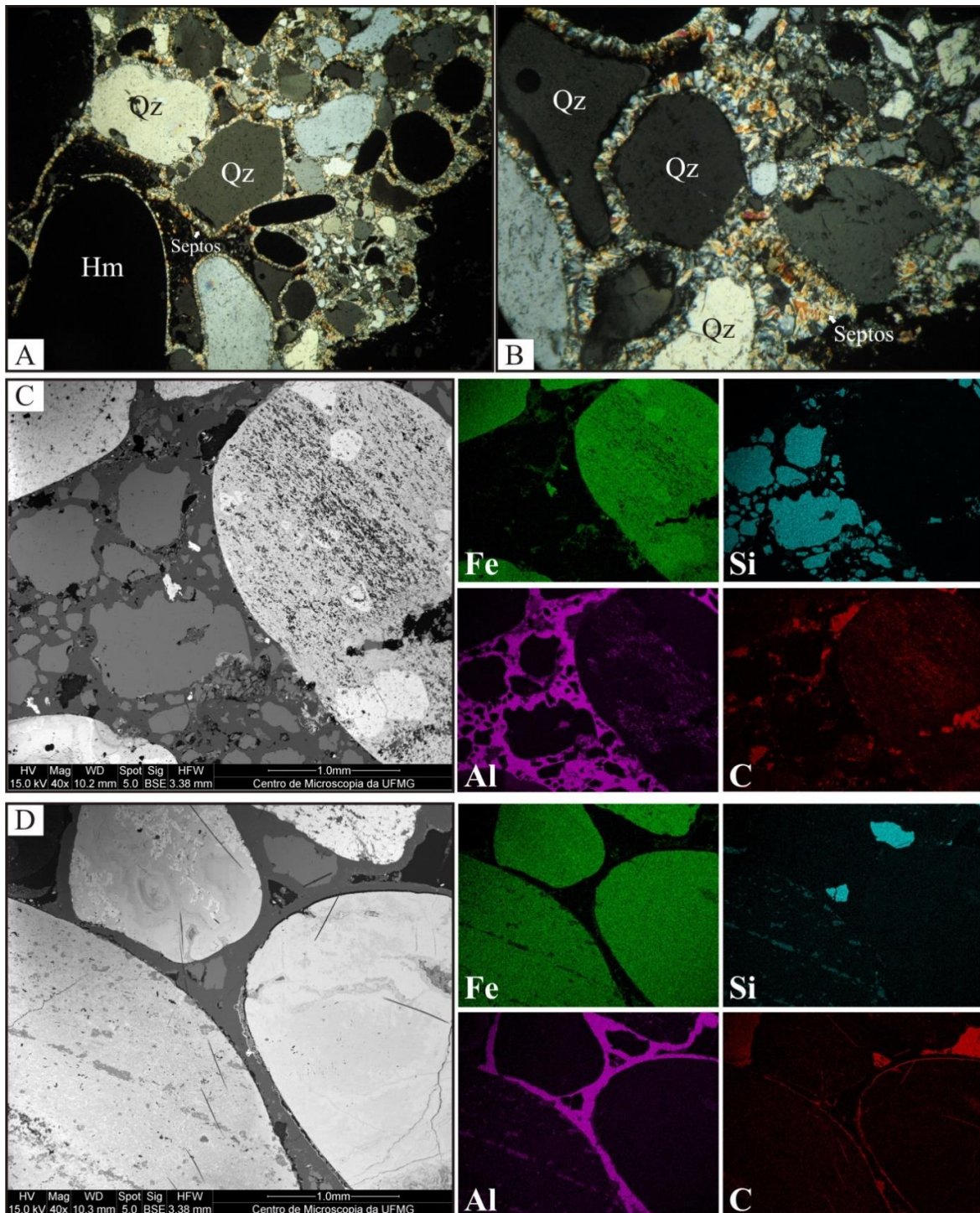


Figura 3.7. Aspecto micromorfológico das couraças conglomeráticas com cimento aluminoso, evidenciando: **A e B** – Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (níveis cruzados) das organizações septárias do cimento aluminoso e porosidade secundária associada; **C e D** – Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, e C obtidos por sonda EDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados. As porções coloridas indicam a presença do elemento químico. Qz = quartzo; Hm = hematita.

As couraças cca são polimíticas, com seixos e fragmentos angulosos de quartzo, hematita, itabirito e rochas micáceas. Os poros são do tipo cavitário no interior do cimento, constituindo um sistema diferente daquele formado pela deposição fluvial. Há também poros planares marcando o contato entre o cimento e os seixos. O espaço entre ambos sugere que a formação do cimento se dá por enriquecimento absoluto e não pela perda proximal de alumínio (Nahon, 1991; Tardy, 1993).

A composição mineralógica destaca a presença da gibbsita, principal mineral formador do cimento, e de outros minerais, como quartzo e hematita, presentes na matriz (Figura 3.5). Em termos da composição química (Figura 3.6C, pontos 1, 2, 3 e 4), o conteúdo de Al_2O_3 do cimento é, em média, 66%, corroborando com a mineralogia. Os clastos ferruginosos apresentam conteúdo variável de Fe_2O_3 (Figura 3.6C, pontos 7, 8 e 9), sugerindo estarem em diferentes graus de alteração. Fraturas internas preenchidas por material secundário reforçam essa possibilidade. O cimento, contudo, apresenta quantidade reduzida de Fe_2O_3 , descaracterizando uma possível contaminação do cimento pela exsudação de ferro dos clastos.

3.4.2. Couraças placoidais (cp)

As couraças cp possuem, macromorfológicamente, o hábito laminar, ocorrendo nos perfis intercaladas entre fácies sedimentares terrígenas ou embutidas nessas. Geralmente estão associadas a camadas de areia fina siltosa de cor amarela a ocre, ou ainda na base de pacotes de areia fina branca em contato com o cascalho basal. Ocorrem longitudinalmente nos perfis, concordando com as estruturas sedimentares, ou perpendiculares a essas. Possuem espessura que varia de 3 a 15 cm, em cores variadas, predominando tons amarelados e avermelhados.



Figura 3.8. Aspecto macromorfológico das couraças placoidais identificadas em níveis fluviais de bacias da borda oeste do QF, sobretudo na Bacia do Rio Paraopeba, evidenciando a presença de placas maciças silto-argilosas e placas arenosas, com cascalho raro.

Dois tipos foram reconhecidos: placas maciças, formadas por matriz silte fino-argila com areia fina, aqui intituladas couraças placoidais finas (cpf) e aquelas com aspecto arenoso,

incluindo na matriz a fração areia média e grossa e até mesmo cascalho, intituladas couraças placoidais grossas (cpg). A ocorrência dos dois tipos não é mutuamente excludente. Ao contrário, em quase todas as ocorrências os dois tipos são observados, ou no afloramento (estando as cpg associadas a fácies de leito e as cpf a fácies de ambientes marginais), ou internamente numa mesma placa. A distinção entre as duas norteia a caracterização micromorfológica, como se verá adiante.

3.4.2.1. Couraças placoidais finas (cpf)

Nas couraças do tipo cpf, a fração mais grossa presente é a areia fina (Figura 3.9A). Trata-se de cristais de quartzo dispersos, angulosos e que não exibem, dado seu diminuto tamanho, propriedades óticas características (como extinção ondulante). Sua presença, contudo, é destacada em luz transmitida. As frações silte e argila ocorrem em zonas estratificadas (Figura 3.9A). Tanto em nível macro quanto micro apresentam coloração escurecida (Figuras 3.8 e 3.9B). Esses níveis são descontínuos e intercalados. Entre eles e no seu interior ocorre um cimento que atribui o aspecto maciço à couraça, de coloração avermelhada e que preenche todo o fundo matricial. Em maior detalhe, é possível reconhecer que os aglomerados argilosos ocorrem em pequenos *polytypes* com aspecto lenticular e que são envolvidos pelo cimento (Figura 3.9D). A porosidade é incipiente, com alguns vazios isolados no entorno dos grãos de areia fina. Fraturas são comuns e representam a porosidade associada à degradação física das couraças, mas sem relação com sua formação. Em termos composicionais, os mapas microquímicos revelam que a presença da sílica e do alumínio é nítida nos estratos onde há acúmulo de argila e que o cimento supracitado tem como principal constituinte o ferro (Figuras 3.9C e 3.9D).

Mineralogicamente (Figura 3.10), a presença da argila é confirmada pela identificação dos picos de caulinita. Foram reconhecidos também minerais micácios (muscovita), quartzo e anatásio. O cimento é eminentemente goethítico e possui, quimicamente, média de 73% de Fe_2O_3 (Figura 3.11B). Além de ferro, existe uma quantidade de SiO_2 e Al_2O_3 bastante variável no cimento, dependente da presença ou não de aglomerados de argila. O alumínio perfaz em torno de 4% da composição e a sílica pode ocorrer em quantidades pequenas, 1%, ou mediana, 8%. Fato é que os resultados revelam que existe uma interação entre os argilominerais e o cimento ferruginoso.

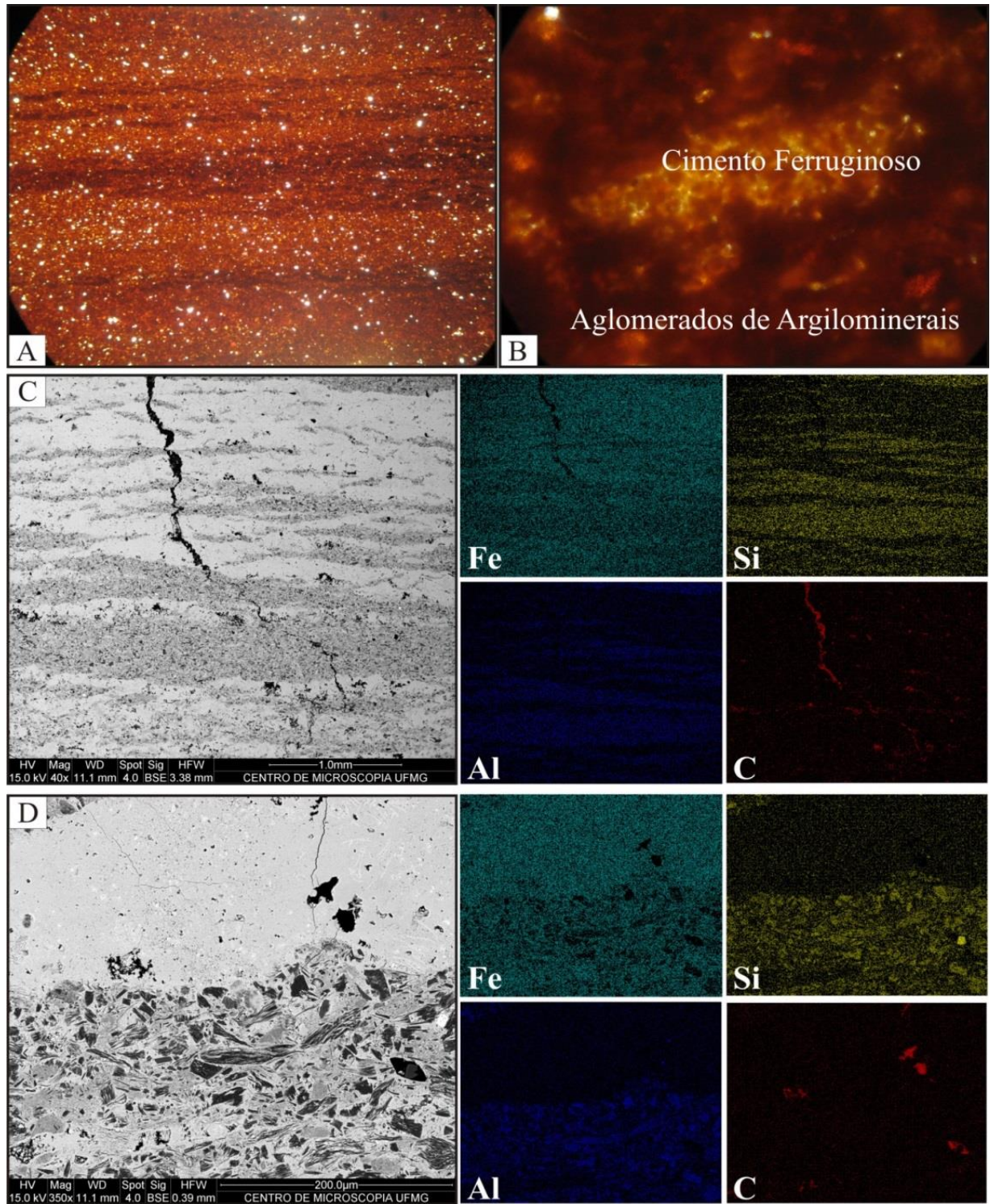


Figura 3.9. Aspecto micromorfológico das couraças placoidais finas (cpf), evidenciando: **A e B** – Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (níveis paralelos) da organização estratificada em níveis de acumulação de argilominerais (cor escura) com cimento intersticial e níveis com menor concentração de argila e predomínio de cimento ferruginoso (cor avermelhada). Os pontos luminosos indicam a presença de quartzo na fração areia fina; **C e D** – Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, e C obtidos por sonda EDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados. As porções coloridas indicam a presença do elemento químico.

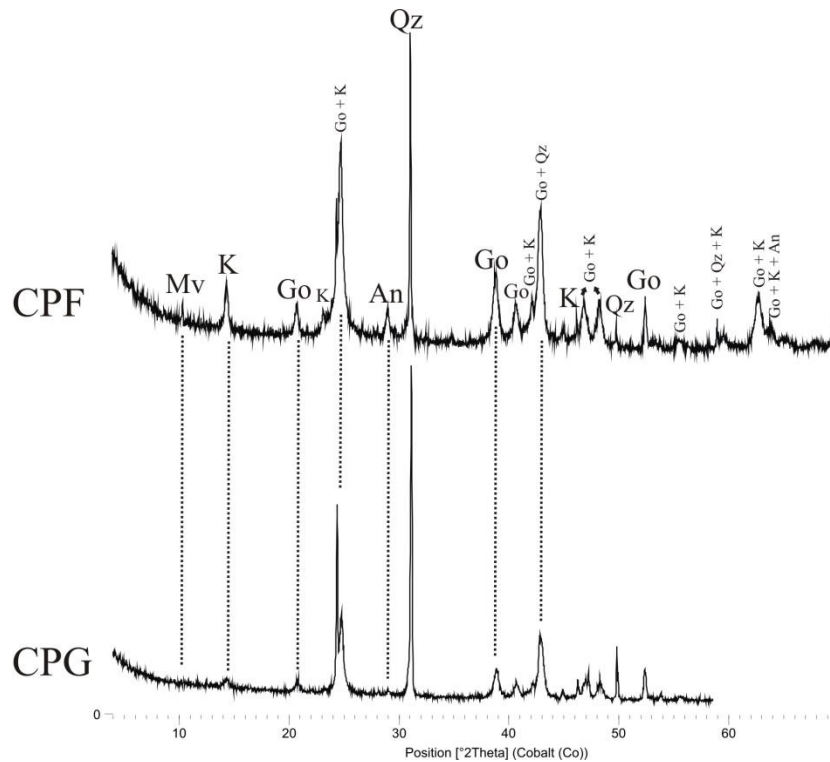


Figura 3.10. Difratoograma de Raios-X (radiação $\text{CoK}\alpha$) das couraças placoidais fina (cpf) e grossa (cpg). K = caulinita; Go = goethita; Mv = muscovita; Qz = quartzo e An = anatásio.

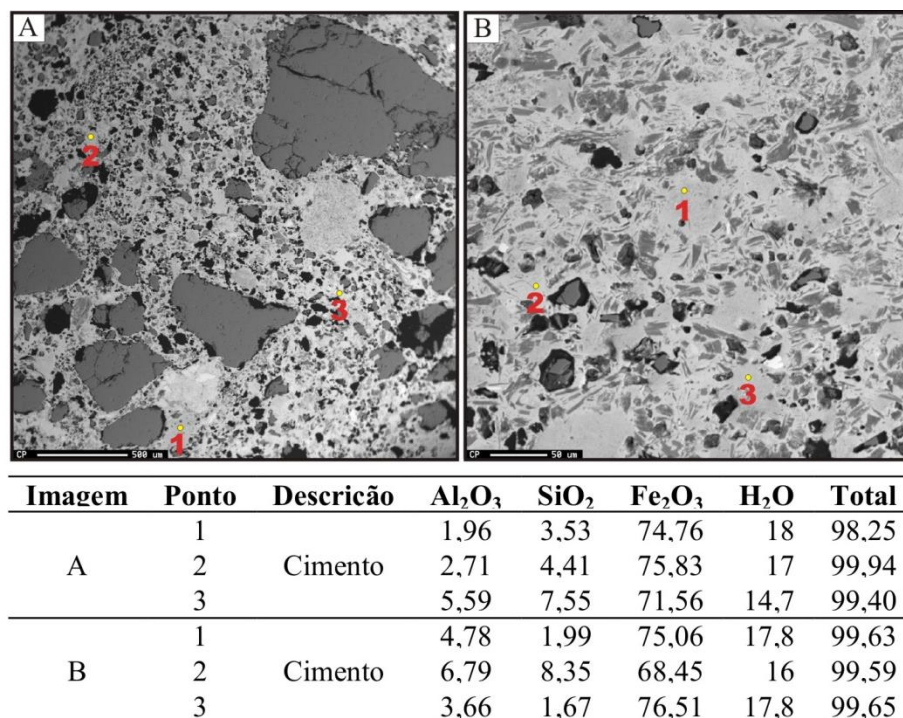


Figura 3.11. Microanálises pontuais de couraças placoidais grossas (A) e finas (B) obtidas por microsonda WDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados. Os números nas imagens indicam as posições em que foi posicionado o feixe e realizadas as leituras. Os elementos analisados foram Al, Si, Fe, além do conteúdo de água, todos reportados em óxidos.

3.4.2.2. Couraças placoidais grossas (cpg)

Micromorfológicamente, as couraças do tipo cpg confirmam o aspecto arenoso, sendo formadas por grãos de quartzo de tamanho médio a grosso, fraturados e angulosos (Figuras 3.12A e 3.12B).

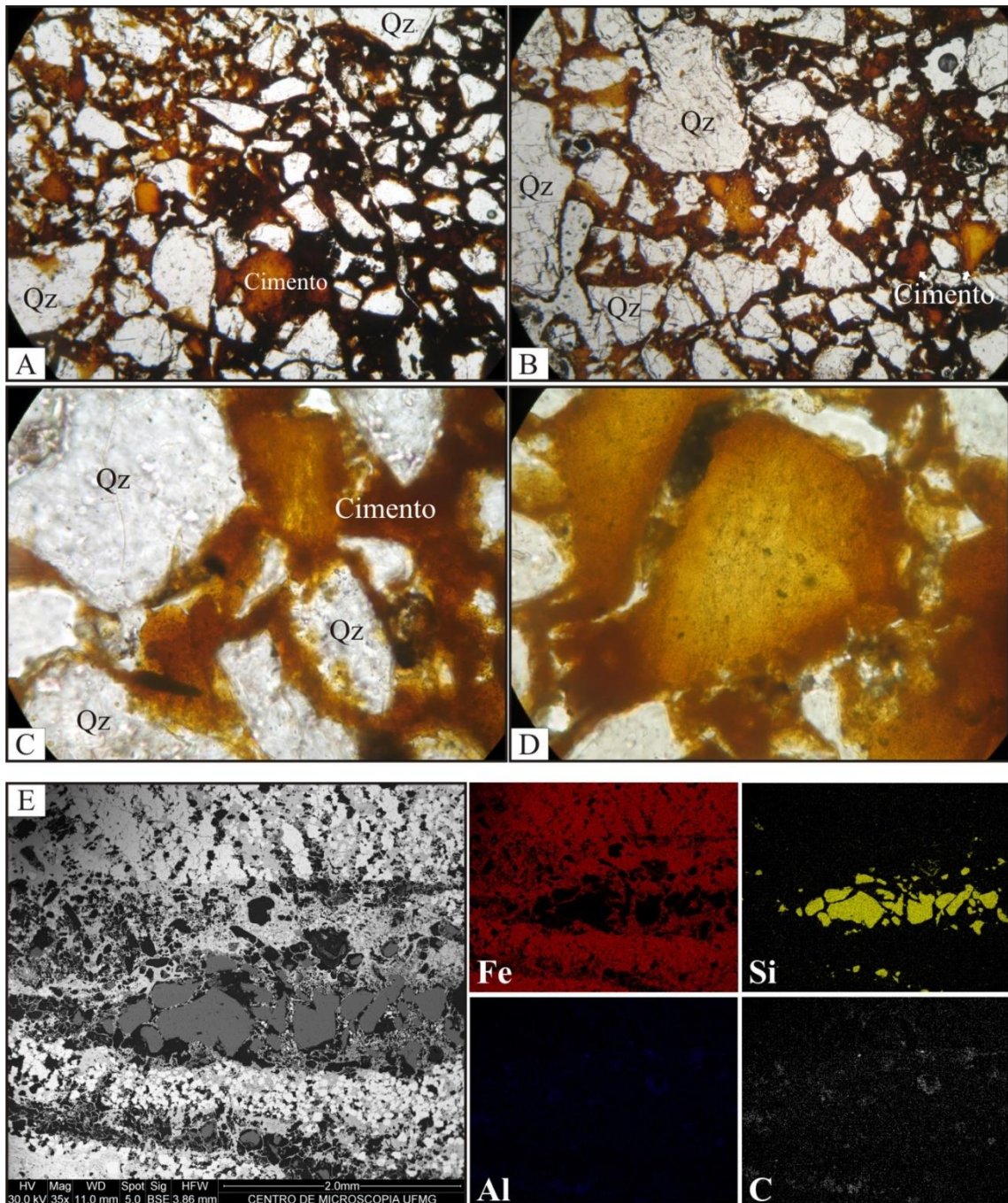


Figura 3.12. Aspecto micromorfológico das couraças placoidais grossas (cpg), evidenciando: **A, B, C** e **D** – Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (nícois paralelos) da presença de cristais angulosos de quartzo cimentados por material ferruginoso. O cimento apresenta zoneamentos composicionais marcados pela variação de cor e limpidez; **E** – Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, e C obtidos por sonda EDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados. As porções coloridas indicam a presença do elemento químico. Qz = quartzo.

Os grãos estão unidos por material de cor avermelhada (Figura 3.12C) e, tal como nas couraças cpf, o cimento possui natureza ferruginosa (Figura 3.12E). Os poros são poucos, predominando cavidades no interior do cimento e na superfície de alguns grãos de quartzo. Ocorrem também fraturas, igualmente demonstrando processo de fragmentação que não possuem relação com a formação das couraças, mas com sua transformação. O cimento apresenta variações de cor (Figura 3.12D), com bordas mais escuras que sugerem zoneamentos composicionais, possivelmente relacionados ao adensamento dos constituintes finos que o formam.

A mineralogia em cpg destaca, além da presença do quartzo, apenas a ocorrência de goethita no cimento (Figura 3.10). Os picos de caulinita são pouco nítidos. A ocorrência de zonas escurecidas caracterizadas pela aglomeração de argilominerais não foi reconhecida, estando a caulinita, provavelmente, em menor quantidade e dispersa no cimento ferruginoso. Quimicamente (Figura 3.11A), o cimento apresenta a mesma composição que cpf, isto é, eminentemente ferruginoso, mas com teores variáveis de SiO_2 e Al_2O_3 .

3.5. DISCUSSÃO

3.5.1. A gênese das couraças: de onde vem o ferro?

Os resultados obtidos neste estudo permitem considerar aspectos relevantes sobre a gênese das couraças nos níveis fluviais do QF. Em primeiro lugar, foi evidenciada a importância da cimentação (ferruginosa ou aluminosa) de sedimentos de granulometria e composição diversificadas (arcabouço e matriz). As couraças cc apresentam a cimentação de grãos com tamanho superior à areia e nas couraças cp os grãos são de tamanho inferior a essa granulometria. O cimento predominante é de composição ferruginosa e seus atributos morfológicos, químicos e mineralógicos sugerem uma fonte alóctone na sua formação, isto é, soluções que transportam ferro na forma reduzida e o depositam no ambiente de fundo de vale através da oscilação do nível freático.

O cimento ferruginoso nas couraças cc, independentemente de sua organização microestrutural, ocorre preenchendo completamente, ou quase completamente, o fundo matricial das seções delgadas. Da mesma maneira, em nível de afloramento, esse cimento se distribui lateralmente, e constitui o que foi denominado por Stoops et al. (2010) de *Gravel-Rich Layer*. A expressão “camada” é importante para indicar que, embora os constituintes sejam fragmentos soltos, eles estão unidos por um cimento, constituindo um *continuum*. Esses fragmentos não são exclusivamente ricos em ferro e, mesmo quando ocorre uma aglomeração de quartzo, por exemplo, a presença do cimento ferruginoso é marcante. Assim, a cimentação generalizada dos clastos só poderia ter ocorrido a partir da chegada de soluções que ocupariam, indistintamente, os poros entre os sedimentos ainda inconsolidados. Esses poros tem sua origem no processo de sedimentação e são substituídos por uma porosidade secundária na medida em que o cimento se forma. Caso a origem do ferro fosse preferencialmente o intemperismo de fragmentos *in situ*, a migração do ferro em zonas preferenciais dificultaria a formação de camadas contínuas distribuídas lateralmente ao longo dos níveis deposicionais. Da mesma maneira, grande parte do ferro liberado pelo intemperismo dos clastos seria transportada pela própria solução de alteração.

Eswaran et al. (1981) concordam que a gênese de couraças com a organização conglomerática

seja apontada como produto de uma acumulação absoluta de ferro. Thomas (1994) vai ao encontro dessa ideia ao colocar que as áreas superiores do relevo, e a consequente alteração de suas rochas, representa uma fonte potencial de ferro para as posições de fundo de vales. Corroborando com os autores, imagens de elétrons retroespalhados e mapas microquímicos (Figura 13A) mostram que mesmo no entorno de clastos de itabirito com córtex de alteração, há uma descontinuidade entre o cimento e a superfície dos clastos. Além disso, a concentração de quartzo no domínio ocupado pelo cimento é muito maior que no clasto, descaracterizando a possibilidade de que esse represente um produto direto de sua alteração.

Outra evidência do caráter alóctone do ferro é a presença em praticamente todas as amostras de couraça cc de quartzo do tipo “*runiquartz*” (Eswaran et al., 1975) (Figuras 3.13B e 3.13C). Trata-se de fragmentos de quartzo angulosos, fraturados, com preenchimento das fraturas pela mesma goethita que constitui o cimento. O preenchimento das fraturas indica que a dissolução do quartzo é um processo anterior à formação da couraça e que provavelmente esses minerais se inserem no conjunto de rochas itabiríticas que representam a principal fonte de ferro da região.

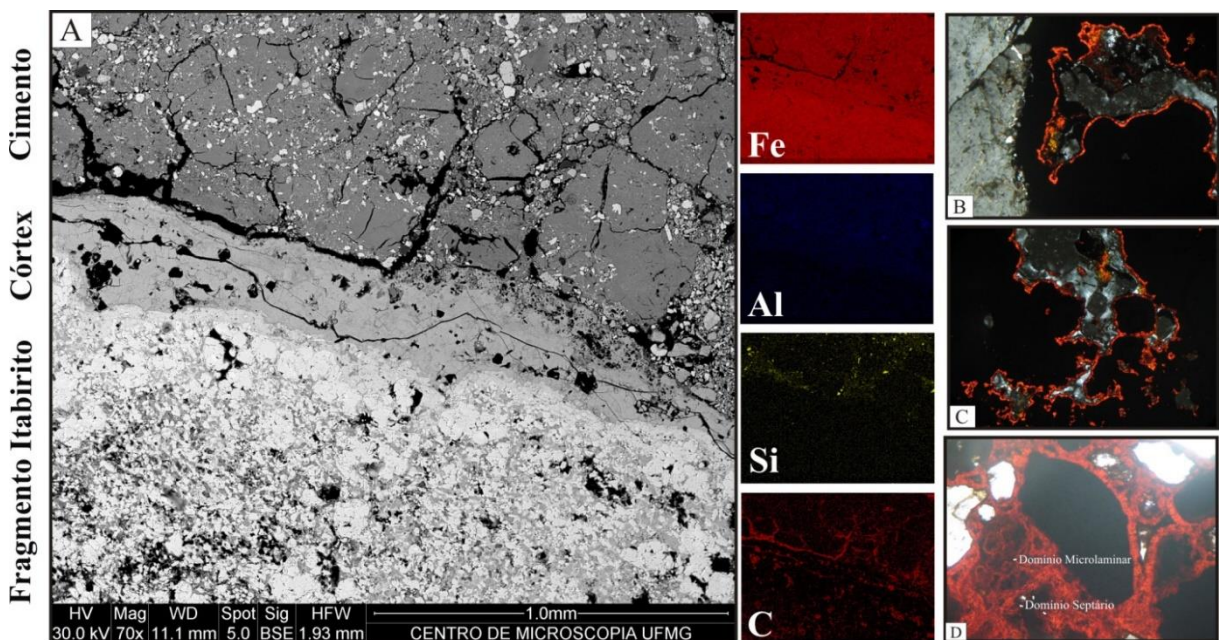


Figura 3.13. A - Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, e C obtidos por sonda EDS acoplada em MEV, com respectivas imagens de elétrons retroespalhados de um fragmento de itabirito com córtex e cimento ferruginoso. As porções coloridas indicam a presença do elemento químico; B e C – Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (nícois cruzados) evidenciando a presença de *runiquartz* com revestimento e fraturas preenchidas por cimento ferruginoso; D - Fotomicrografia obtida em microscópio óptico (nícois cruzados) evidenciando a relação entre os domínios septário e microlaminar do cimento em amostra de couraça ccf.

No QF encontram-se, associadas às BIF's, pacotes lateríticos com média de 150m de espessura, podendo atingir 400-500m (Spier et al., 2006). No entanto, muitas amostras da interface rocha-manto de intemperismo fornecem idades entre 51-41 Ma, sugerindo que os mantos de intemperismo atingiram sua profundidade presente desde o Paleógeno (Spier et al., 2006). Entre outros fatores, Spier et al. (2006) indicam que isso pode refletir a dominância de

uma migração horizontal, em detrimento da vertical, das soluções do intemperismo quando elas atingem determinadas profundidades. Além disso, o balanço de massa envolvido no prolongado processo de dissolução-reprecipitação de ferro na formação das cangas que muitas vezes recobrem esses pacotes lateríticos envolve a exportação de grande quantidade de ferro dos mantos de intemperismos e couraças para as águas subterrâneas e superficiais via cursos d'água (Monteiro et al., 2014). Desse modo, a perda de ferro envolvida na evolução das cangas e dos mantos de intemperismo de BIF's compõem a fonte principal desse elemento para a formação de couraças nos fundos de vale ao longo do Pleistoceno.

Apesar da presença das cangas nas áreas de topo do QF, no caso da formação das couraças pleistocênicas em níveis fluviais não é percebida uma possível associação com uma recombinação de fragmentos de canga mecanicamente carregados aos cursos d'água, conforme predizem alguns modelos (Goudie, 1973). Dessa forma, apenas uma contribuição geoquímica das couraças terciárias para a formação de couraças mais jovens é passível de ser inferida.

Nas couraças cp, que também possuem cimentação ferruginosa, a situação é semelhante. Não há evidências de que o ferro tenha como fonte o intemperismo de minerais *in situ* e, ao contrário, a presença de areia quartzosa e argilominerais cimentados reforçam uma origem alóctone vinculada à oscilação do nível freático e precipitação de ferro na zona de exposição desse. As couraças cpf, por exemplo, são morfologicamente semelhantes ao que foi descrito por Alexandre (2002) como revestimentos caulinitico-goethíticos. Isto é, apresentam zonas alternadas de caulinita com goethita e somente goethita com paralelismo imperfeito e irregular, além de grãos de quartzo interrompendo a continuidade das bandas. Tais materiais não têm sua origem amplamente conhecida, e embora sejam considerados revestimentos, a origem iluvial é descartada pela organização interna dos mesmos. As hipóteses mais aceitas relacionam a gênese desses materiais a condições vadosas e precipitação a partir da solução (Hováth et al., 2000) ou à atividade de térmitas depositando partículas finas em galerias e posterior cimentação por óxidos de ferro provenientes de águas subterrâneas (Barros Machado, 1987). Independente das couraças analisadas serem ou não tais materiais, qualquer que seja a origem defendida, há um consenso da existência de uma fonte externa de ferro fundamental para a formação do cimento.

3.5.2. As couraças como produtos sedimentares e lateríticos

A presença de sedimentos de diversos tamanhos reforça, *a priori*, a importância do transporte e deposição na gênese das couraças estudadas. A cimentação desses sedimentos em condições supergênicas e sua variedade microestrutural, contudo, sugerem que sua formação e evolução não ocorreram apenas pela deposição, mas também a partir da atuação de processos de natureza laterítica.

Nas couraças cc o cimento que envolve os clastos ocorre na forma septária (tanto para ccf quanto para cca), microlaminar e micro-nodular (apenas para ccf); e nas couraças cp o cimento preenche todo o fundo matricial, com zonas com maior ou menor conteúdo de areia quartzosa. Cada organização microestrutural identificada possui um conjunto de condições necessárias à sua formação, condições essas relacionadas às características geológicas, geomorfológicas, biológicas e climáticas do meio, atual e pretérito, em que se inserem. Muitas vezes, essas feições estão relacionadas entre si, podendo uma representar o produto da transformação da outra.

A formação de revestimentos e preenchimentos é frequentemente atribuída à migração de partículas sólidas coloidais ou à precipitação de material no espaço poroso, geralmente de natureza amorfa ou pouco cristalina, a partir de soluções enriquecidas em determinados constituintes químicos. Conforme destacam Stoops (2003) e Stoops et al. (2010), tratam-se de feições pedológicas que podem ser consideradas como pertencentes a um mesmo grupo, já que estão associados e em muitos casos os revestimentos evoluem para preenchimentos. Além disso, em nível da lâmina, cortes transversais em áreas com revestimentos podem sugerir se tratar de preenchimentos. A microlaminação dessas feições é produto da segregação pós-deposicional de constituintes, caracterizando-se como um indicativo da evolução pedogenética/laterítica desses. Nesses termos, a sedimentação é parte do processo de formação dos revestimentos/preenchimentos, podendo esses evoluir para outros arranjos microestruturais. A associação do cimento microlaminar com o septário, bem como dos revestimentos com os micronódulos, sugerem relações genéticas entre eles.

Os septos de ferro e alumínio são comumente observados nos processos de alteração isovolumétrica e pseudomórfica, onde há conservação das estruturas pela ferralitização ou alitização (Nahon, 1991; Delvigne, 1998). Formam-se ao longo de planos de fraturas, diáclises, maclas e demais superfícies de circulação livre das soluções de alteração no interior dos minerais. Essas feições são características de fácies isalteríticas e geralmente resultam na formação de mantos de alteração com elevada porosidade. Diversos estudos apresentam tais feições como formadas pela alteração dos minerais *in situ*, constituindo *box works*. Ao contrário, os septos envolvem clastos de natureza ferruginosa e quartzosa nas couraças analisadas, não apresentando relação de gênese com esses. Geralmente encontram-se associados ao cimento microlaminar (Figura 13D), ou, ainda, isolados e separados dos clastos por espaços vazios. A formação de septos demanda crescimento lento e contínuo dos cristais a partir de uma fonte proximal. Parece pouco provável que as condições de corrente em que os clastos foram depositados também representem o ambiente propício à formação dessas feições, sendo elas entendidas muito mais como produtos da transformação posterior associada à acumulação absoluta de ferro, como visto. Os atributos químicos e mineralógicos corroboram com essa possibilidade, considerando que química e mineralogicamente os septos ferruginosos representam goethitas puras, com pouca substituição por Al, enquanto a composição do cimento microlaminado é mais limonítica. No caso dos septos de gibbsita a situação é semelhante. Embora não seja observado um cimento laminado, já que essa não é uma tendência das lateritas aluminosas, próximos aos septos ocorrem preenchimentos com gibbsita criptocristalina, que pode representar uma cimentação primária. Assim, em ambos os casos, pode ter ocorrido a formação de um cimento prévio, representando uma primeira fase da precipitação, com evolução posterior para outras organizações microestruturais.

A formação de micro-nódulos pode ser entendida como mais um exemplo da transformação pós-deposicional do cimento ferruginoso. As superfícies dos clastos foram revestidas pelo cimento inicialmente formado. Com a segregação do ferro em fases evolutivas posteriores, esse cimento é remobilizado e reprecipitado na forma de nódulos típicos, pouco arredondados. A variação de tonalidade nas imagens de elétrons retroespalhados evidencia que o cimento na superfície dos clastos é mais denso que nos micro-nódulos. Da mesma maneira, o conteúdo de sílica e alumínio é relativamente menor nos micro-nódulos, sugerindo, tal como nos septos, uma concentração de ferro.

Em relação às couraças cp, as evidências que as tornam produtos lateríticos estão associadas à presença de argilominerais com significativa substituição por ferro. A substituição do Al pelo Fe na estrutura da caulinita é um processo relacionado à evolução pedogenética dos argilominerais (Varajão et al., 2001), diferenciando-as das espécies isalteríticas formadas diretamente da alteração de minerais primários. Como o ambiente de sedimentação dos argilominerais envolveu também a entrada de soluções ricas em ferro, posteriormente precipitado, a grande atividade desse elemento no sistema e as condições físico-químicas do meio parecem ter desestabilizado os sedimentos argilosos e aumentado seus defeitos estruturais. Isso fez com que os espaços entre as folhas nos *politypes* fossem ampliados e invadidos pelas soluções ricas em ferro, cimentando-os.

Diante do exposto, há que se considerar a importância dos processos de sedimentação para a gênese das couraças estudadas, mas também de transformações associadas à própria evolução dos materiais. Existe, inclusive, a necessidade de se analisar de modo integrado os processos, já que há uma importante influência do tipo de sucessão deposicional na condução dos eventos de cimentação. De um modo geral, a goethita é o resultado da precipitação de ferro nos poros abaixo do nível freático e/ou em grandes poros acima do mesmo, enquanto a hematita se precipita preferencialmente acima do nível das águas subterrâneas nos microporos (Tardy, 1993). Essa relação é evidente em perfis do N3 do Rio Conceição, onde tanto as couraças quanto a fácies superior de sedimentos finos (de ambientes marginais) encontram-se preservadas. A fácies superior de sedimentos marginais apresenta coloração vermelha intensa (10R3/2 a 10R3/6), denotando a forte presença de hematita, no entanto, sem formação de couraças. Já as análises das couraças demonstraram a cimentação de sedimentos das fácies de canal a partir da precipitação de goethita. De uma forma geral, as couraças estão associadas a fácies de sedimentos grossos (cascalho e areia) e/ou ao contato destas com fácies de sedimentos finos, onde o espaço poroso tende a ser mais restrito. Mesmo quando ocorrem em meio a fácies de sedimentos finos, as couraças estão associadas a lentes mais arenosas. As couraças cpf são menos comuns. Uma possível explicação é uma maior mobilidade das soluções enriquecidas em ferro em meio aos macroporos existentes nas lentes e camadas de material de maior calibre. Esta relação da formação de couraças com a permeabilidade também foi percebida por Widdowson (2007) e Tanner e Khalifa (2010).

3.5.3. O significado paleoambiental e o papel geomorfológico das couraças

As couraças estudadas revelaram, por suas propriedades e gênese, uma integração à evolução do relevo regional, pois são tanto produto do arranjo litoestrutural e geomorfológico do QF como condicionantes deste último ao longo do Pleistoceno.

Neste estudo não foram identificadas couraças em depósitos de planícies de inundação. Dessa forma, diferentemente das cangas (Monteiro et al., 2014) e de áreas onde as couraças são verificadas tanto em terraços fluviais como em depósitos fluviais contemporâneos (Pain e Ollier, 1992; Furniss et al., 1999), as couraças em vales fluviais no QF não estariam em formação no tempo presente. Acredita-se que, ao menos em parte, isso poderia ser explicado pelas condições de pH verificadas nos cursos d'água atualmente. Segundo diversos autores, a formação de couraças ferruginosas está associada a condições de pH baixo ou muito alto (Furniss et al., 1999; Poage et al., 2000; Sjoström et al., 2004), necessárias à solubilização do ferro. No QF, no entanto, trabalhos realizados nos vales dos rios Conceição e das Velhas

indicam um pH geralmente neutro para as águas superficiais, podendo variar entre 6,44 e 8,07 no primeiro (Parra et al., 2007) e entre 6,9 e 7,2 no segundo (Jardim, 2011).

Destaca-se também que a ocorrência de couraças conglomeráticas aluminosas no N7 do Rio Conceição contrasta com a verificação de couraças conglomeráticas ferruginosas em todos os subsequentes níveis fluviais com couraças deste vale. Isso pode revelar uma importante alteração nas áreas fonte de sedimentos nesta área. A petrografia do cascalho dos diferentes níveis fluviais do Rio Conceição também sugere essa alteração. Neste caso, enquanto o paleonível mais antigo (N8) apresenta ~20% de clastos oriundos de BIF's, nos níveis subsequentes esse montante pode superar os 80% (Barros e Magalhães Junior, 2013). Diante desse quadro é forçoso considerar: i) uma possível fonte pretérita de sedimentos aluminosos e ii) um incremento no fornecimento de sedimentos ferruginosos.

Segundo Varajão et al. (1989), os depósitos de bauxita no QF estão distribuídos entre 900-1.850m e apresentam características texturais, químicas e mineralógicas semelhantes, tendo sido atribuídos ao Eoceno. As couraças cca foram encontradas a uma altitude entre 780-760m, o que pode sugerir uma relação entre a degradação geoquímica daqueles depósitos de bauxita e a formação das couraças aluminosas.

Outra possível fonte pretérita de sedimentos aluminosos pode estar ligada a mantos de intemperismo de antigas superfícies erosivas. Uma delas seria o Pediplano Pliocênico identificado por Barbosa e Rodrigues (1967) em cotas entre 800-900m em áreas do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) e de rochas graníticas que se situam no interior e entorno do QF. O vale anticlinal do Rio Conceição tem por substrato dominante as rochas daquele Grupo, composto principalmente por rochas metavulcânicas e metapelíticas, ocorrendo ainda basaltos almofadados, komatiitos, formações ferríferas bandadas e carbonatos (Alkmim e Marshak, 1998). Também em área de ocorrência do Grupo Nova Lima, nas cabeceiras do Rio Conceição, Carvalho Filho et al. (2010) descrevem outra superfície aplainada, entre 1.300-1.450 m de altitude. Segundo estes autores, o prolongamento dessa superfície elevada é bem perceptível ao norte, porém em nível topográfico um pouco mais baixo, com relevo forte ondulado e ondulado, sob vegetação de floresta subperenifólia, que recobre Latossolos Vermelho-Amarelos de textura argilosa e caráter ácrico, em geral com características intermediárias para Cambissolos. Aqui ocorreriam ainda pequenas várzeas, com Gleissolos Háplicos ou Melânicos, sob campo higrófilo. O limite dessa superfície mais elevada é bastante acentuado. Carvalho Filho et al. (2010) destacam que nos solos sob floresta dessa área de transição há altos teores de alumínio trocável, principalmente nos horizontes mais superficiais, em conjunto com elevado conteúdo de carbono orgânico.

Desse modo, até o N7, os depósitos do Rio Conceição teriam sido compostos/influenciados por sedimentos oriundos da desnudação dos mantos de intemperismo associados a essas superfícies. Entretanto, após o N7, elas já estariam bastante dissecadas e seus remanescentes teriam perdido importância em termos de contribuição sedimentar.

Por sua vez, o incremento no fornecimento de sedimentos ferruginosos pode estar ligado à captura, pelo Rio Conceição, do Ribeirão Preto (ou Gandarela), cuja bacia é dominada por formações ferríferas (Supergrupo Minas) e cangas. O elevado potencial erosivo das subbacias que se encontram no interior da anticlinal escavada pelo Rio Conceição em relação àquele das bacias que drenam o interior da Sinclinal Gandarela teria promovido a captura. Acredita-se que esse processo pode ter sido catalisado pelo aprofundamento do leito do Rio Conceição

com as diversas fases de encaixamento observadas a partir do N8. Para Medina et al. (2005), a captura se deu por meio da abertura de duas gargantas epigênicas que truncaram as cristas de itabirito da Sinclinal Gandarela. Segundo Fabri et al. (2008), o encaixamento do Ribeirão ao longo de uma antiga falha de empurrão teria levado à abertura dessas gargantas, o que também teria sido facilitado pelo afloramento dos frágeis dolomitos da Formação Gandarela (Grupo Itabira, Supergrupo Minas).

A morfologia da porção sudoeste da Depressão Suspensa da Sinclinal Gandarela revela um processo agressivo de ajuste da rede de drenagem do Ribeirão Preto ao nível de base representado pelo Rio Conceição, o que seria responsável pelo moderno esvaziamento dessa porção da Sinclinal (Medina et al., 2005). Isso se reflete nos parâmetros morfométricos dessa área. Dentre as bacias de terceira ordem das diversas litologias (em nível de grupo) encontradas na bacia do Rio Conceição, a bacia instalada no Grupo Itabira (marcado pelas BIF's) localizada na Depressão Suspensa da Sinclinal Gandarela é a que apresenta, em tese, maior potencial erosivo e maior capacidade e competência em seus canais (Barros et al., 2010). Isso porque essa bacia tem a maior densidade de drenagem, baixo índice de sinuosidade e elevado gradiente em seu canal principal, além de valores relativamente elevados de declividade média e rugosidade (Barros et al., 2010).

É preciso destacar ainda uma possível implicação da formação das couraças para a subsequente evolução dos vales fluviais do QF. Barros e Magalhães Junior (2015–CAPÍTULO 2) ressaltam a discrepância nas alturas de paleoníveis fluviais cronocorrelatos na região. Isso seria resultado da existência de diferentes níveis de base locais e de um comportamento tectônico em blocos, os quais inviabilizariam a relação direta de cotas altimétricas e alturas para identificação das diferentes fases da evolução fluvial dos vales do QF (Barros e Magalhães Junior, 2015 – CAPÍTULO 2). Adicionalmente, esse ritmo desigual na dissecação dos vales pode estar relacionado à formação de couraças do tipo cc.

A incisão vertical de um curso d'água é instável e pode ser retardada por um aumento na carga sedimentar (Pazzaglia, 2013). Assim, a formação de níveis fluviais com couraças cc em alguns cursos d'água pode ter freado a dissecação de seus vales. Por exemplo, os registros de uma fase de sedimentação verificada em diversos vales a ~47 ka estão no vale do Rio Paraopeba a uma altura de 60-80m, enquanto no vale do Rio Conceição os depósitos estão a 15-20m (Barros e Magalhães Junior, 2015 – CAPÍTULO 2). No primeiro basicamente não se observam couraças conglomeráticas, ao passo que no segundo as mesmas foram formadas recorrentemente.

Presente nos fundos de vale de diversos cursos d'água (Conceição, Caraça, Barão de Cocais, Mango, Maracujá) desde ~26 ka, as couraças do tipo cc podem ter impedido que os mesmos experimentassem uma fase de encaixamento fluvial no substrato rochoso. Afluentes da bacia do Rio Doce, os vales dos ribeirões Coqueiros e do Carmo são exceções, pois embora contenham registros atribuídos a essa fase, eles são observados entre 5-10m acima da drenagem atual. Esse encaixamento, entretanto, é menor ou equivalente ao observado nos vales dos rios Paraopeba e das Velhas durante período significativamente mais curto (até 15m em ~7 ka).

Diante do exposto, o provável papel das couraças cc como condicionantes de um encaixamento menos expressivo seria mais evidente em vales da bacia do alto Rio Doce, onde as mesmas foram recorrentemente formadas e são mais espessas. Destaca-se, no entanto, que uma maior incisão dos cursos d'água seria esperada para essa área, tendo em vista que a bacia

do Rio Doce está inserida na fachada atlântica brasileira, enquanto os rios Paraopeba e das Velhas são afluentes do Rio São Francisco, de extensa bacia no interior continental. Além da própria acumulação sedimentar (pacotes de até ~15m de cascalho e areia), os diversos tipos de cimentação na formação das couraças conglomeráticas podem ter exercido significativa resistência à erosão fluvial para remoção dos materiais e, conseqüentemente, para a dissecação fluvial. Mesmo expostas a condições tropicais ao longo do Pleistoceno Superior (ainda que com variações de umidade e temperatura), as couraças mostram, em geral, significativa resistência ao intemperismo. Nas lâminas analisadas foram observadas feições que sinalizam a evolução do cimento, tornando-o diversificado microestruturalmente, mas sem degradá-lo.

A resistência das couraças ao intemperismo e erosão promoveu também a manutenção de elevações residuais no vale do Rio Conceição. Próximo à sua confluência com o Rio Barão de Cocais são observadas elevações onde se encontram couraças conglomeráticas ferruginosas do N4 do vale principal, estando os topos cerca de 20m acima da drenagem.

Por fim, destaca-se que as datações por Luminescência Ópticamente Estimulada de depósitos onde se encontram as couraças revelam que a formação das couraças é relativamente rápida, tendo sido identificadas fases regionais de formação a ~26 ka e ~47 ka, além de entre 139-83 ka no vale do Rio Conceição (Barros e Magalhães Jr., 2015 – CAPÍTULO 2). Essas fases mostram que a formação de níveis fluviais com couraças é cíclica e está estreitamente relacionada a fases de clima mais seco/frio (Barros e Magalhães Junior, 2015 – CAPÍTULO 2; Barros et al., 2015 – CAPÍTULO 4).

No caso das couraças conglomeráticas, associadas a espessos pacotes de areia e cascalho acumulados no fundo de vale, a relação entre os períodos climáticos mais secos e a formação das couraças pode estar associada ao rebaixamento do nível freático. Em depósitos ferruginosos de canais em Yandicoogina (oeste da Austrália), Heim et al. (2006) observaram que as idades obtidas pela razão (U-Th)/He em goethitas diminuem progressivamente com a profundidade, o que foi interpretado como evidência de que a goethita se precipitou na interface entre as águas subterrâneas e a atmosfera durante o rebaixamento do nível freático. Esse processo teria sido conduzido pela aridificação do clima na Austrália Ocidental ao longo do Neógeno (Heim et al., 2006). Nesse caso, a transição para condições de aridez teria causado o rebaixamento do nível freático regional, promovendo o aprofundamento da frente de oxidação-redução e a precipitação de goethita em profundidades cada vez maiores nos depósitos de calha (Heim et al., 2006).

3.6. CONCLUSÃO

A distribuição espacial e o estudo petrográfico de couraças desenvolvidas em depósitos fluviais pleistocênicos no QF permitem concluir que:

- Dois tipos fundamentais de couraças podem ser identificados na região: as conglomeráticas e as placoidais;
- As couraças conglomeráticas caracterizam-se pela presença de elementos deposicionais (arcabouço polimítico de clastos maiores que 2 mm de diâmetro e matriz com grãos minerais de diâmetro inferior) e diagenéticos (cimentação e porosidade secundária);

- A cimentação representa o preenchimento de um sistema poroso primário por fases cristalinas e amorfas ferruginosas ou o revestimento de grãos por materiais igualmente ferruginosos;
- As couraças conglomeráticas podem ser subdivididas em ferruginosas e aluminosas e apresentam três tipos de microestruturas de cimentação: septária, microlaminar e micro-nodular;
- Independente da organização microestrutural, os resultados da análise de DRX nas couraças ferruginosas conglomeráticas destacam a presença marcante de goethita e hematita, sendo a primeira mais comum. A composição química corrobora com a análise mineralógica e permite considerar/confirmar diferenças entre as organizações microestruturais do cimento ferruginoso, sendo que os septos apresentam composição média mais rica em ferro;
- As couraças conglomeráticas aluminosas são as mais antigas na área, sendo seu cimento composto principalmente por gibbsita;
- A formação de couraças conglomeráticas ferruginosas ocorre nos níveis deposicionais subsequentes e pode revelar alterações em termos de áreas fonte de sedimentos. Estas alterações podem ter envolvido, por exemplo, a captura do Ribeirão Preto pelo Rio Conceição, promovendo um “esvaziamento” da porção sudoeste da Depressão da Siclinal Gandarela, aumentando significativamente o aporte de sedimentos ferruginosos;
- Nas couraças placoidais o cimento também é eminentemente goethítico, sendo o tamanho dos grãos cimentados o que diferencia seus subtipos;
- Em todos os tipos de couraças (ccf, cca, cpf, cpg), a fonte primária de óxidos e hidróxidos para a cimentação é externa, estando provavelmente relacionada a antigas coberturas lateríticas e couraças situadas em áreas mais elevadas;
- Certo controle textural reforça, a priori, a importância do transporte e deposição na gênese das couraças. Entretanto, a cimentação dos sedimentos em condições supergênicas e sua variedade microestrutural sugerem que sua formação e evolução ocorreram também a partir da atuação de processos de natureza laterítica. Estes se revelam ainda na presença de argilominerais com significativa substituição por ferro em couraças placoidais;
- As couraças não só revelam uma integração à evolução do relevo regional, como podem ter influenciado o arranjo geomorfológico da área, uma vez que a ocorrência de couraças conglomeráticas pode estar associada a um ritmo mais lento de dissecação em alguns vales do QF.

CAPÍTULO 4 – ARTIGO 3:

PALEOBIOCLIMATIC SETTINGS OF THE LATE PLEISTOCENE INFERRED FROM FLUVIAL DEPOSITS OF THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO (SOUTHEASTERN BRAZIL) ⁵

Luiz Fernando de Paula BARROS ^{a,*}, Heloísa Helena Gomes COE ^{b,c}, Amanda Pacheco SEIXAS ^c, Antônio Pereira MAGALHÃES JUNIOR ^a, Kita Chaves Damasio MACARIO ^d

^a Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais — Antônio Carlos, 6627, Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brazil — 31270-901

^b Departamento de Geografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro — Dr. Francisco Portela, 1470, Patronato, São Gonçalo, RJ, Brazil — 24435-005

^c Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense — Passos da Pátria, 156, São Domingos, Niterói, RJ, Brazil — 24210-240

^d Instituto de Física, Universidade Federal Fluminense — General Milton Tavares de Souza, sala A1-01, Campus da Praia Vermelha, Gragoatá, Niterói, RJ, Brazil — 24210-346

* Corresponding author.

E-mail addresses: luzfpbarros@yahoo.com.br (L. Barros), heloisacoe@yahoo.com (H. Coe), amapaseixas@hotmail.com (A. Seixas), magalhaesufmg@yahoo.com.br (A. Magalhães Jr), kita@mail.if.uff.br (K. Macario).

Abstract

This paper aims to discuss paleobioclimatic settings which are supposed to have influenced geomorphological processes that led to the formation of conglomeratic iron duricrusts in fluvial deposits in the Quadrilátero Ferrífero, an important mineral province in Southeastern Brazil. For this purpose, phytolith, carbon isotope and granulometric analyses were carried out, as well as dating of soil organic matter by radiocarbon and of sediments using Optically Stimulated Luminescence. The results show that in the oldest depositional succession (DS1 — about 34ka) the predominant phytoliths are those of bulliform polyedric, elongate, acicular and globular granulate types and $\delta^{13}\text{C}$ values are typical of C3 plants. On the other hand, despite having a similar assemblage of phytoliths (abundance of bulliform polyedric, elongate, bulliform cuneiform, acicular, globular psilate and bilobate flat/concave types), the fluvial successions associated with significant conglomeratic iron duricrusts (DS2 and DS3) present a dominance of $\delta^{13}\text{C}$ values characteristic of C4 plants. Thereby, the three fluvial successions indicate a savanna-like environment, but depositional successions DS2 (~27ka) and DS3 show drier/cooler climatic conditions when compared to DS1 and to the present-day regime. These drier/cooler conditions may be decisive for the formation of thick layers of gravel and sand in the valley bottoms and their subsequent cementation by iron oxyhydroxides precipitation. Therefore, results indicate an important role of climate on the hydrosedimentological dynamics by vegetation variations, influencing the formation and abandonment of fluvial levels.

Keywords: phytoliths, carbon isotopes, radiocarbon, optically stimulated luminescence.

⁵ Artigo submetido à *Journal of South American Earth Sciences* em 06 de agosto de 2015.

4.1. INTRODUCTION

The Quadrilátero Ferrífero is a major mineral province in Brazil and one of the most important geological and geomorphological domains of the Brazilian Southeast. The regional relief is characterized by intense dissection of the rocky substrate through drainage, which led to the lowering of the old anticlines and the relative suspension of the synclines. Several studies have investigated this important role of river work in sculpting the Quadrilátero Ferrífero (Valadão and Silveira, 1992; Magalhães Jr and Saadi, 1994; Bacellar et al., 2005; Magalhães Jr et al., 2011; 2012; Barros and Magalhães Jr, 2013; 2015 – Capítulo 2), most of which highlight the neotectonics and the diversified regional lithostructural framework in conditioning the evolution of the river valleys. Some of these authors also suggest the role of Quaternary climatic oscillations in this geomorphological evolution, but some gaps remain in relation to the fluvial responses to the occurrence of these variations in climate.

Barros and Magalhães Jr (2015 – Capítulo 2) indicate that the formation of fluvial levels with conglomeratic duricrusts (layers of gravel and sand cemented and hardened by iron oxyhydroxides precipitation) are coincident with drier/cooler climatic phases in the Quadrilátero Ferrífero. These climatic phases are alternated with moister/warmer phases and the formation of fluvial levels without duricrusts. For this proposal, the authors have associated ages of sediments obtained through Optically Stimulated Luminescence (OSL) with data from the literature about paleobioclimatic scenarios in Southeastern Brazil.

The formation of iron duricrusts or channel iron deposits in valley bottoms is a common response to drier climatic phases (Heim et al., 2006; Meunier et al., 2013; Vasconcelos et al., 2013). However, sometimes the formation of these materials can occur under moister periods (Furniss et al., 1999) or even without climatic oscillations (Pain e Ollier, 1995). In this way, aiming to test the hypothesis that paleobioclimatic oscillations may have influenced geomorphological processes that led to the formation of conglomeratic iron duricrusts in fluvial deposits in the Quadrilátero Ferrífero, this study analyzed fluvial depositional successions located in the Conceição and Mango river valleys; two important watercourses in the region. The indicators used were the content of phytoliths and carbon isotopes in the fluvial deposits. Granulometric attributes, dating of sediments using OSL and dating of soil organic matter (SOM) by radiocarbon (using Accelerator Mass Spectrometry — ^{14}C -AMS) were also discussed.

Fluvial deposition and floodplains formation occur under specific hydrosedimentologic settings conditioned by different tectonic and climatic regimes, as well as by human interferences and internal variables. Thus, the abandonment of floodplains, forming terraces, is closely linked to a disruption in the arrangement between these conditioning factors (Leopold et al., 1964; Schumm, 1977; Ritter et al., 2002; Bridge, 2003; Jacobson et al., 2003). If new favorable contexts are reestablished, floodplains can be generated in accordance with the new prevailing conditions of water and sediment production in the basin. In this way, fluvial deposits are of great interest to Quaternary landscape evolution, especially where they are well dated with reference to their fossil content or by means of geochronological techniques (Bridgland and Westaway, 2014 and references therein).

The vegetation cover dynamics can be an effect of climatic and atmospheric variations (Sage, 2004) and its reconstitution is of great importance in the analysis of depositional systems (Erhart, 1966). Most of the mobilized sediment load in the river systems comes from the slopes. In this way, variations in the effectiveness of the vegetation on soil protection against erosion can influence significantly the hydrosedimentological regime of watersheds and hence the morphological and depositional patterns of the watercourses (Vandenbergh, 2002).

Each type of vegetation produces a specific assemblage of phytoliths (group of types with taxonomic value in the level of vegetation type), which enables paleovegetation reconstitutions (Coe, 2009, Coe et al., 2014a). Phytoliths are microscopic particles formed by the precipitation of amorphous silica inside or between plant tissue cells (Piperno, 1988). The decomposition, burning or digestion by animals of the plant tissues release the silica bodies, which become microfossils of the producer cells (Lu and Liu, 2003). While phytolith analysis has been widely adopted for the identification of plant paleoformations in soils, several studies also provide evidence for the feasibility of using phytoliths in fluvial deposits (Zucol et al., 2005; Neumann et al., 2009; Sangen et al., 2011; Garnier et al., 2012). However, these studies indicate that while sediment from marginal environments mainly tends to retain the records of the local vegetation development, paleochannel sediment records usually are heavily influenced by allochthonous vegetation, from a wider catchment area, and exhibit a greater degree of alteration due to river transport.

The isotopic signature ($\delta^{13}\text{C}$) analysis of SOM effectively complements the results of phytolith analysis, because the obtained values can be used as tracers of carbon source. This is possible because terrestrial plants can be divided into photosynthetic groups linked to carbon assimilation mechanisms, each with its own specific pattern of isotopic fractionation: C3, C4 and CAM (Crassulacean Acid Metabolism). The C3 type ($\delta^{13}\text{C}$ between -32 and -22‰) is comprised of woody plants (shrubs and trees) and some grasses, and the C4 type ($\delta^{13}\text{C}$ between -9 and -17‰) consists of most grasses (Killops and Killops, 2005). C3 plants are characteristic of wetter environments, C4 of drier environments and CAM are xerophytes.

The radiocarbon dating of SOM, in turn, has been applied in the chronology of paleovegetation dynamics (Fredlund and Tiezen, 1997; Pessenda et al., 2001; Freitas et al., 2001; Leavitt et al., 2007; Coe et al., 2014b; Calegari et al., 2015). As the SOM consists of a complex mixture of organic material of different origins and at different stages of decomposition, its age is usually significantly lower than more stable organic compounds found in the soil or sediment (Pessenda et al., 2001). Therefore, the age of the SOM is only the minimum average residence time of the organic matter in the sample (Martin and Johnson, 1995; Wang et al., 1996), thus it should be interpreted with caution and should not be taken as the formation age of the depositional strata. On the other hand, the OSL is one of the most widely adopted absolute dating techniques in the dating of alluvial, colluvial, aeolian and marine sedimentary deposits (Stone et al., 2010; Rittenour, 2008). The OSL indicates the time elapsed since the grains of quartz were last exposed to sunlight and thereby provides the age of the last stabilization of the deposit (Jain et al., 2004).

Despite the importance of sedimentary records in Quaternary studies, in the humid tropics they are often incomplete owing to accelerated geomorphological, geochemical, biogenetic and pedogenetic processes that promote rapid degradation, particularly in tectonically active areas. In this way, fluvial deposits preserved as terraces are only those generated by recent and significant sedimentary events in the Quadrilátero Ferrífero, being the oldest fluvial deposits decharacterized by erosion or buried by colluvial deposits (Barros and Magalhães Jr., 2015 – CAPÍTULO 2). "Terrace" is a landform concept (Leopold et al., 1964; Pazzaglia, 2013). Thus, for fluvial deposits that does not show a correlation from the term terrace is not appropriate and the use of general terms such as fluvial level and fluvial depositional succession is most suitable (Barros and Magalhães Jr., 2013).

4.2. STUDY AREA

The Quadrilátero Ferrífero (“Iron Quadrangle”) represents one of the most significant sets of mountains in Southeastern Brazil (Figure 4.1) and has one of the largest iron ore reserves in the world. Beyond its great economic potential, the Quadrilátero Ferrífero also presents significant environmental (especially for its water resources) and historical cultural relevance, having been occupied since the end of the seventeenth century as a result of the discovery and exploration of gold, which was initially found in fluvial deposits.

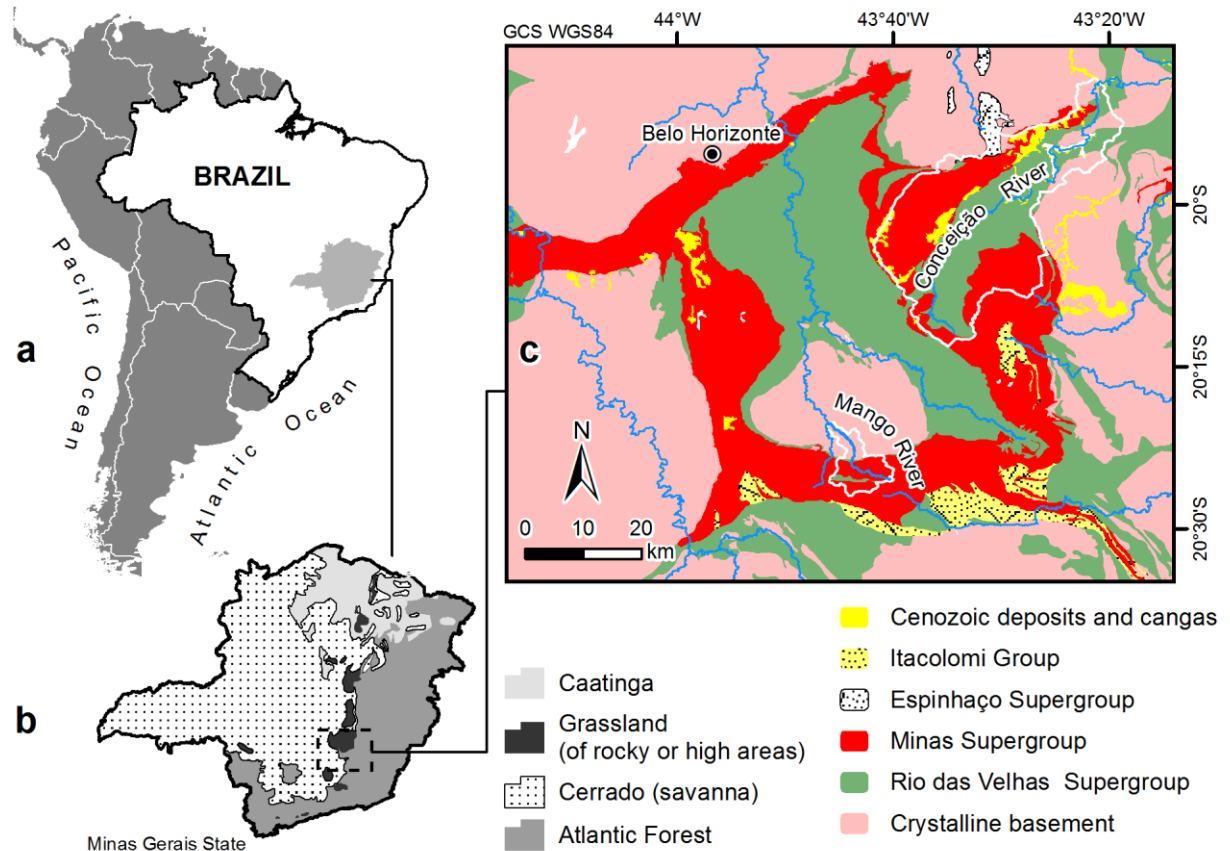


Figure 4.1. (a) Diagram with the location of the Minas Gerais State in Brazil, (b) Distribution diagram of native vegetation types, and (c) Simplified lithostructural map of the Quadrilátero Ferrífero and delimitation (white line) of the Conceição and Mango river basins.

The depositional successions analyzed in this study are located in the Conceição and Mango river valleys. The Conceição River is a tributary of the upper Doce River basin, in the eastern portion of the Quadrilátero Ferrífero, where altitudes range from 650m to over 2,000m. In this portion the largest areas of forest are found (Figure 4.2), despite the regional climate regime being quite similar (Figure 4.3). The Mango River is a tributary of the upper Das Velhas River basin, in the central portion of the area, where altitudes range from 700m to over 1,500m.

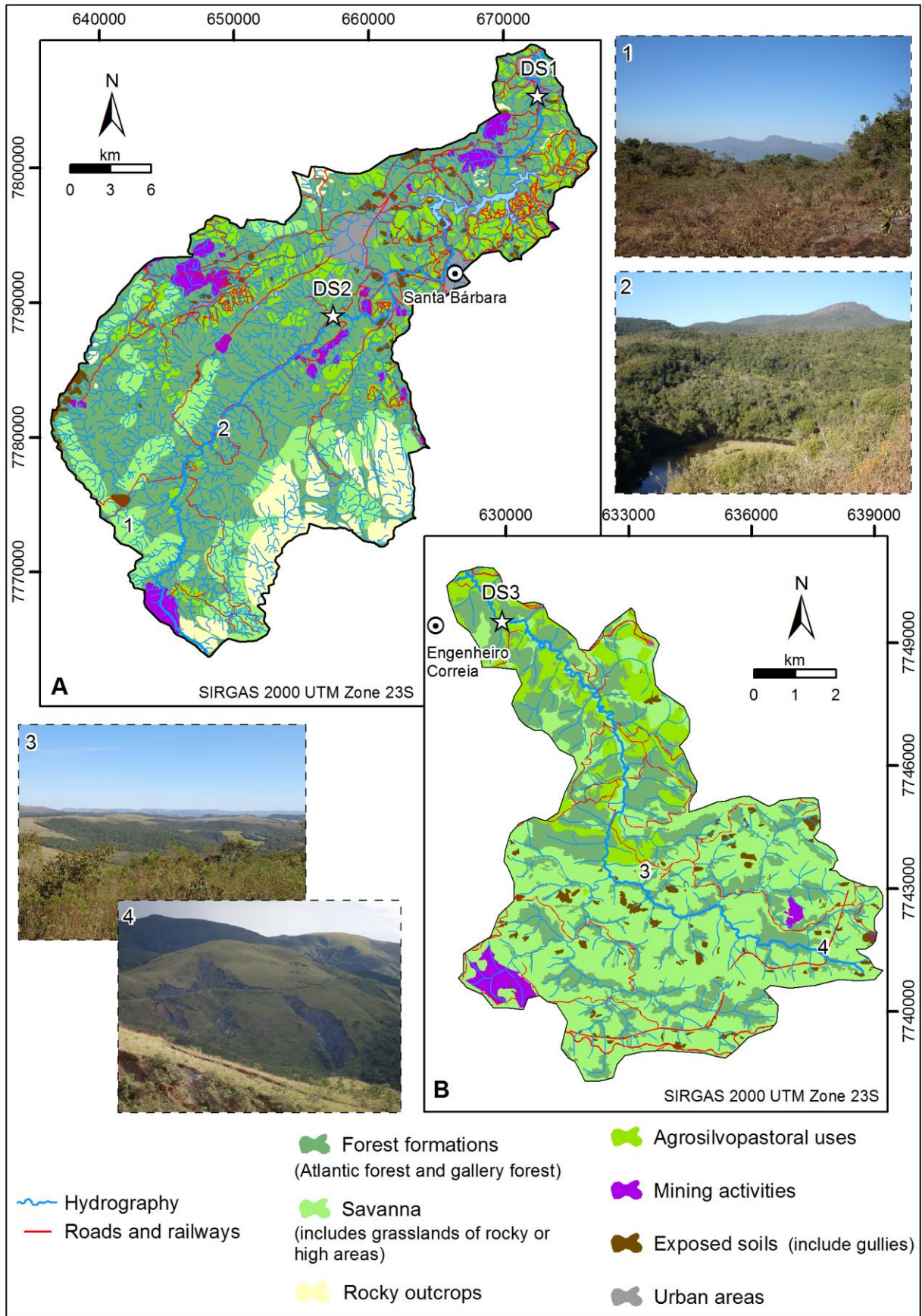


Figure 4.2. Vegetation remnants of the Conceição (A) and Mango (B) river basins. Land cover data: (A) Bernardo Filizzola (unpublished); (B) Raposo (2014).

The regional geomorphological studies highlight the tectonic structure as well as the rich and complex lithostructural framework (King, 1956; Dorr, 1969; Varajão, 1991; Salgado et al., 2008), which can be divided into (Alkmim and Marshak, 1998): i) Crystalline complexes (gneisses, migmatites and granitoids) of Archean age; ii) The Rio das Velhas Supergroup (quartzites, schists and phyllites), a sequence of greenstone belt type also of the Archean age; iii) The Minas Supergroup (quartzites, schists, phyllites and banded iron formation — BIF), a metasedimentary unit of Proterozoic age; and iv) The Itacolomi Group, consisting mainly of Proterozoic quartzites of fluvial origin.

Tectonics plays an important role on the regional relief configuration. A significant number of faults have been identified in the region; most of these faults originate from Precambrian orogenic cycles. However, intraplate transfer of tectonic stress leads to the reactivation of ancient faults (NW–SE and NE–SW) and the generation of recent ones (E–W) (Hasui, 1990; Saadi, 1993; Saadi et al., 2005). As a result, several studies have identified Cenozoic tectonic forcing in the Quadrilátero Ferrífero region, including terrace staircases and tectonic deformations in unconsolidated sediments (Saadi, 1991; Magalhães Jr. and Saadi, 1994; Marques, 1997; Sant’Anna et al., 1997; Lipski, 2002; Bacellar et al., 2005; Campos, 2006; Lana and Castro, 2010; Barros and Magalhães Jr, 2015 – CAPÍTULO 2).

The regional climate is marked by two main periods, these being the wet period, from October to March, and the dry season, between April and September. The annual averages of rainfall and temperature range between 1,000 and 1,500mm and 19 and 22°C, respectively (SEA, 1980). However, palynological investigations carried out in sedimentary records with organic accumulations in the Quadrilátero Ferrífero and its surroundings reveal climatic fluctuations during the Late Pleistocene (Oliveira, 1992; Behling and Lichte, 1997; Parizzi et al., 1998; Araújo et al., 2005; Gomes et al., 2009).

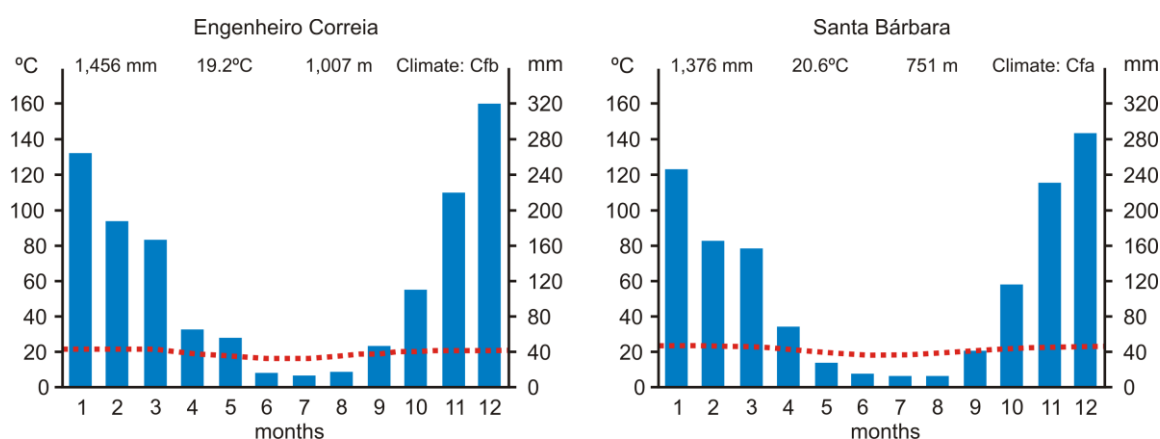


Figure 4.3. Climogram of Engenheiro Correia and Santa Bárbara, localities near the Mango and Conceição river basins, respectively. Data: adapted from <http://climate-data.org>.

In terms of vegetation, the region is characterized by the transition between cerrado (savanna-like vegetation) and Atlantic Forest, featuring striking diversity and structural complexity of environments and vegetation types, including rock and altitude grasslands, savanna, evergreen forests and semideciduous forests (Figure 4.2). A few studies specifically address the regional distribution patterns of vegetation and its conditioning in the Quadrilátero Ferrífero. Some local studies suggest that the wide variety of vegetation formations is related to the lithologic diversity associated with relief, which is responsible for

controlling the development of soils (Guarçoni et al., 2010; Lamounier et al., 2010). On the other hand, according to Carvalho Filho et al. (2010), in a regional analysis, a direct relationship between vegetation types and soil classes or characteristics, such as effective depth or even the availability of nutrients, is no longer observed. Considering their position on the landscape, there seems to be a relationship between the forests and a greater availability of water, while also suggesting their progressive advancement replacing grasslands (Carvalho Filho et al., 2010).

4.3. MATERIALS AND METHODS

4.3.1. Materials

This work involved the study of three fluvial depositional successions (Figures 4.2 and 4.4) from which were collected, according to observed variations in color and texture: 22 samples to phytolith and carbon isotope analyses, 17 samples to granulometric analyses, besides 2 samples for dating through OSL and 13 samples for dating of SOM using ^{14}C -AMS.

Depositional succession 1 — DS1 (19°50'24.21"S / 43°21'08.20"W)

There are eight fluvial levels in a staircase arrangement in the Conceição River valley, most of these is in the context of hillslopes, found as old fluvial terraces morphologically decharacterized by erosion and colluvial deposition (Barros and Magalhães Jr, 2015 – Capítulo 2). DS1 (Figure 4.4) corresponds to the fluvial level “N4”, positioned between 5 and 10m above the present-day river channel. The succession is 174cm thick and presents:

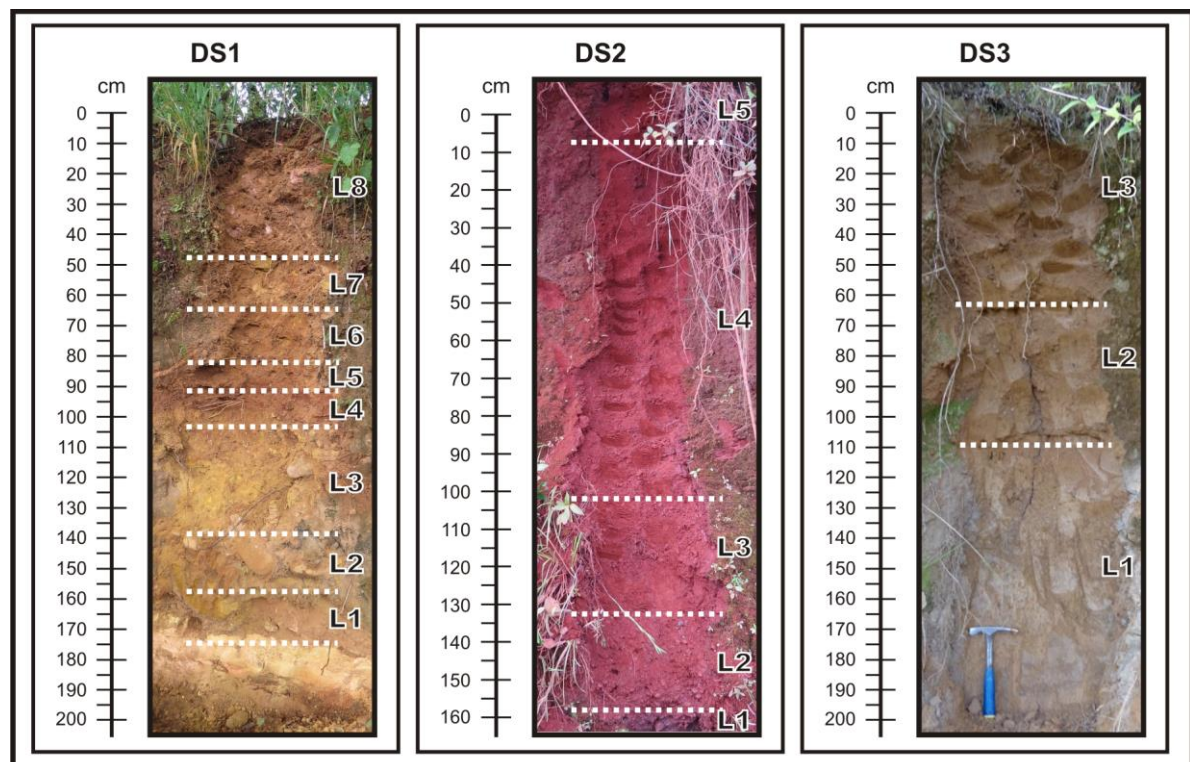


Figure 4.4. Images of the analyzed profiles: DS1 — Depositional Succession 1; DS2 — Depositional Succession 2; DS3 — Depositional Succession 3.

- Layer 8 (L8): 0–47cm in depth; red colored, being 2,5YR5/8 (Munsell's Color Chart) at 10cm deep and 2,5YR5/6 at 47cm deep. Presence of many roots (medium to fine). The collected samples were at depths of 2, 10 and 47cm;
- Layer 7 (L7): 47–66cm in depth; reddish yellow colored (5YR6/8) with presence of fine roots. The collected sample was at 57cm deep;
- Layer 6 (L6): 66–84cm in depth; yellowish red colored (5YR5/8) at 71cm deep and strong brown (7,5YR4/6) at 82cm deep. Rare presence of fine roots. The collected samples were at 72 and 81cm deep;
- Layer 5 (L5): 84–93cm in depth; the redder layer of the succession (10R3/6 — dark red). Presents fine roots and bioturbation. The collected sample was at 92cm deep.
- Layer 4 (L4): 93–108cm in depth; strong brown colored (7,5YR5/8). Presence of thicker roots and small rounded clasts. The collected sample was at 102cm deep;
- Layer 3 (L3): 108–140cm in depth; strong brown colored (7,5YR5/8) at 120cm deep and yellowish red (5YR4/6) at 135cm deep. Presents even thicker roots, bioturbation and bigger and well-rounded clasts than those observed in L4. The collected sample was at 135cm deep;
- Layer 2 (L2): 140–160cm in depth; yellowish red colored (5YR5/8). Presents a discontinuous iron duricrust with different levels of induration. The collected sample was at 153cm deep;
- Layer 1 (L1): 160–174cm in depth, reaching the saprolite; yellowish red colored (5YR5/8). Presents discontinuous iron duricrust in contact with the saprolite. The collected sample was at 165cm deep.

It is noteworthy that the most superficial layer (L8) may not be associated with fluvial material. This layer present a different color, and angular fragments of granitoid rock (local lithology) were found in the same position as L8 in an adjacent profile. In this sense, this upper portion of the deposit may be of colluvial origin. The covering of old fluvial deposits by colluvium is frequent in the Quadrilátero Ferrífero (Barros and Magalhães Jr., 2015 – CAPÍTULO 2).

Depositional succession 2 — DS2 (19°59'20.19"S / 43°29'43.57"W)

DS2 corresponds to fluvial level “N3” of the Conceição River, usually still preserved as a fluvial terrace (Barros and Magalhães Jr, 2015 – Capítulo 2). The N3 fills the Conceição River valley bottom, so that the actual sedimentation occurs nested therein. Fluvial N3 stands out for presenting conglomeratic iron duricrust at its base along the entire valley. The analyzed depositional succession is 168cm thick and features (Figure 4.4):

- Layer 5 (L5): 0–8cm in depth; dusk red colored (10R3/2). Presents plenty of fine roots. The collected sample was at 5cm deep;
- Layer 4 (L4): 8–102cm in depth; dark red colored (10R3/6). Rare presence of fine roots. The collected samples were depths of 30, 60 and 90cm;

- Layer 3 (L3): 102–135cm in depth; light reddish brown colored (2,5YR6/4). Presents clasts and fine roots. The collected sample was at 120cm deep;
- Layer 2 (L2): 135–160cm in depth; color dark reddish brown (5YR3/2) mixed with red (2,5YR5/8). Predominance of medium clasts and few fine roots. The collected sample was at 145cm deep;
- Layer 1 (L1): 160–168cm in depth; black colored (10YR2/1) due to the plenty of small clasts and sand of BIF. The collected sample was at 165cm deep.

Below L1 there is riverbed material, composed of gravel (well-rounded and heterometric, the largest being quartz and the smallest BIF) and sand matrix (of the same lithology). This layer is cemented and hardened by iron oxyhydroxides precipitation (Figure 4.5) — which prevents the collection of matrix samples — and its thickness may be greater than 4m above the water surface. Thereby, the complete succession of N3 can reach nearly 6m above the water surface.



Figure 4.5. Depositional successions DS2 (A) and DS3 (B) highlighting the basal layer cemented by iron oxyhydroxides (iron duricrust).

Depositional succession 3 — DS3 (20°20'55.18"S / 43°45'19.36"W)

DS3 is situated in the most recent terrace level of the Mango River valley ("N2" – Barros and Magalhães Jr., 2015 – CAPÍTULO 2) which fills the valley floor and features conglomeratic iron duricrust in several stretches, as in the Conceição River valley. The analyzed succession is 208cm thick and shows (Figure 4.4):

- Layer 3 (L3): 0–64cm in depth; strong brown colored (7,5YR5/6). Presence of medium to fine roots. The collected sample was at 32cm deep;

- Layer 2 (L2): 64–110cm in depth; yellowish brown colored (10YR5/4). Presents fine roots and small dark particles, similar to charcoal fragments. The collected sample was at 90cm deep;
- Layer 1 (L1): 110–208cm in depth; strong brown colored (7,5YR5/6). Presents rare fine roots and plenty of small dark particles, similar to charcoal fragments. The collected sample was at 160cm deep.

Due to operational limitations, it was not possible to sample the analyzed profile until its base. Below L1 there occurs about 200cm of yellow-brown silt-clayey material and thus the complete succession of N2 can reach nearly 4m above the water surface. Below, near to the water surface (preventing observation of its thickness), there is an conglomeratic iron duricrust with selected sub-rounded gravel of quartz and BIF, and coarse sand matrix of the same lithology, being cemented and hardened by iron oxyhydroxides precipitation (Figure 4.5).

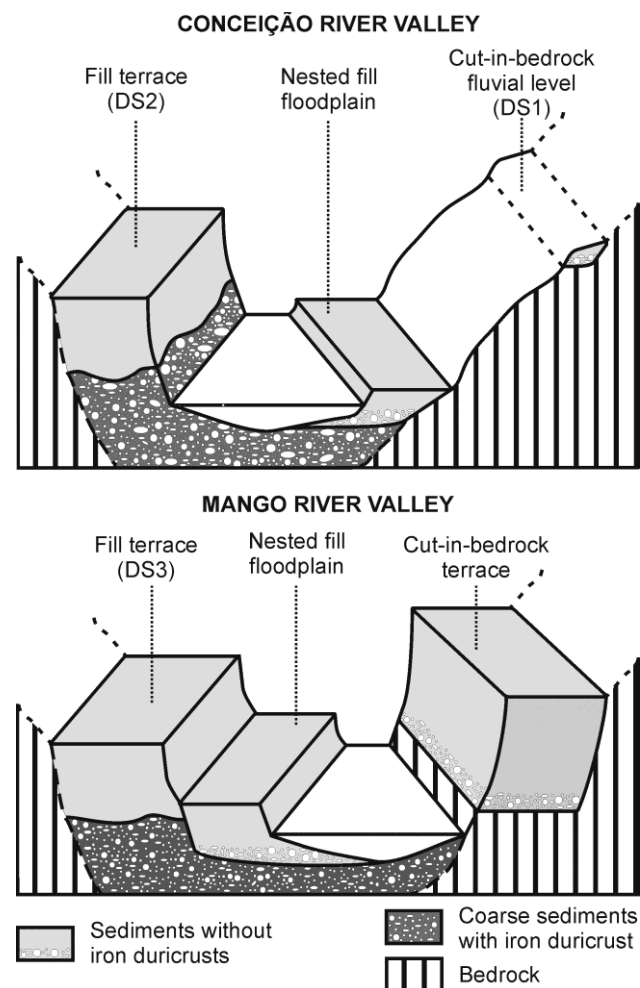


Figure 4.6. Fluvial levels in the Conceição and Mango river valley bottoms.

The remnants of river paleolevels in the Quadrilátero Ferrífero are consistent with the expected for a mountainous domain (Barros and Magalhães Jr., 2015 – CAPÍTULO 2). In

general, they are laterally restricted and located in discrete zones of accumulation along the valleys often separated by river rapids. Except for the newer, the river deposits are morphologically decharacterized, so that they can only be noticed in exposed profiles.

The complete research of the fluvial levels in the Conceição and Mango river valley was performed by Raposo et al. (2008) and Barros and Magalhães Jr. (2013) and recently reviewed by Barros and Magalhães Jr. (2015 – CAPÍTULO 2). It is noteworthy that, in terms of fluvial levels, the Conceição and Mango rivers present quite similar valley bottoms (Figure 4.6). In both, there can be found: i) a cut-in-bedrock fluvial level — wherein DS1 is located in the Conceição River valley; ii) a terrace level with iron duricrust filling the valley bottom in which are found DS2 and DS3 in their respective valleys; and iii) nested in the last, the floodplain, which represents the regime of these valleys in the Late Holocene.

In relation to the regional arrangement of the fluvial levels (Barros and Magalhães Jr, 2015 – Capítulo 2), the DS1 is related to the Phase 3 (with a mean age of ~36ka), associated with a moister/warmer period and with fluvial successions without duricrusts. DS2 and DS3 are related to the Phase 4 (with a mean age of ~26ka), associated with a drier/cooler period and with fluvial successions with duricrusts. In turn, the floodplains of these valleys are related to the Phase 6 (with a mean age of ~1,4ka), associated with the present climate – moister and warmer than the previous – and once more with fluvial successions without duricrusts.

4.3.2. Phytolith Analysis

4.3.2.1. Phytolith extraction, counting and classification

The air dried sediment samples (ADSS) were extracted at the Laboratório de Geomorfologia of Instituto de Geociências (IGC) of Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) (Geomorphology Laboratory of the Geoscience Institute of the Federal University of Minas Gerais) and the phytolith extraction was performed at the Laboratório de Geociências (LabGeo) of Faculdade de Formação de Professores (FFP) of Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) (Geoscience Laboratory of the Teacher Training Faculty of the State University of Rio de Janeiro). An adapted protocol for the extraction of phytoliths from sediment and soil (Kelly, 1990) was used, following the stages of dissolution of carbonates, oxidation of organic matter, removal of the clay fraction and gravity separation with sodium polytungstate ($\text{Na}_6[\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40}]$). It should be emphasized that, given the high content of iron oxyhydroxides found in some of the samples, it was necessary to use attacks with sodium citrate ($\text{C}_6\text{H}_5\text{Na}_3\text{O}_7$) diluted at 88,4g/L, sodium dithionite ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$) and ultrasound during five minutes to separate the iron aggregated. After it, to some samples (DS2 at 120, 145 e 165 cm deep) it was also necessary to use attacks with 32% hydrochloric acid (HCl).

For counting and analysis of the phytoliths, provisional (with clove oil or glycerin) and permanent slides (with Entellan) were prepared. Each slide was first observed in its entirety and then three lines were counted in detail at the top, in the middle and at the base of the slide, according to the methodology used by Carnelli (2002) and Calegari et al. (2015). The observation of slides was performed using the polarizing optical microscope Zeiss Axio Scope.A1, at the Laboratório de Microscopia Óptica e Morfoscopia (LAMOM — FFP/UERJ) (The Laboratory of Optical Microscopy and Morphoscopy at FFP/UERJ), with a magnification of 630x. All observed phytolith morphotypes were noted, including those with taxonomic significance (classified phytoliths) and those without taxonomic significance (unclassified phytoliths), which generally suffer a high degree of alteration (dissolution or fragmentation). Micro-charcoal particles, organic matter, impurities, sponge spicules, diatoms and iron oxyhydroxides were also taken into account. After the raw count, an elaborate count was

taken, whereby phytolith classes with less than 5% were rearranged or deleted. The classification of phytoliths followed the International Code for Nomenclature of Phytoliths (ICNP — Madella et al., 2005).

4.3.2.2. Phytolith indexes

Three phytolith indexes were calculated: i) D/P index (Dicotyledon/Poaceae) — indicator of density of tree coverage (Alexandre et al., 1997), given by the ratio of phytoliths of woody elements in relation to the sum of the phytoliths characteristic of grasses; ii) Bi Index — water stress indicator (Bremond et al., 2005), calculated by the proportion of bulliform cuneiform morphotype to the sum of Poaceae phytoliths (Short cells, Acicular, Bulliform and Cuneiform); iii) Ic Index (proportion of grasses in C3 and C4) — indicates the adaptation of plant formation at a minimum temperature and/or under high pressure in altitude zones (Twiss, 1992), being defined by the relationship between the rondel, polylobate and trapeziform morphotypes of phytoliths in all short cells.

4.3.3. Analysis of carbon isotopes

After ADSS preparation at the Laboratório de Geomorfologia (IGC/UFMG), the samples were sent to the Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE) of Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) of Universidade de São Paulo (USP) (The Stable Isotopes Laboratory of the Centre for Nuclear Energy in Agriculture of São Paulo University) to determine the concentration of organic carbon and $\delta^{13}\text{C}$. For this, an elemental analyzer Carlo Erba model EA 1110 was used, coupled to a mass spectrometer, with a 0.03% detection limit. The results of carbon content are expressed in percentage of dry weight and the results of isotopic analysis were expressed in $\delta\text{‰}$ units (parts per thousand), determined in relation to international standard PDB (Pee Dee Belemnite), and refer to the average of two determinations with an accuracy of 0.2‰.

4.3.4. Granulometric analysis

The granulometric analysis of ADSS was also performed at LABGEO (FFP/UERJ), following the pipette method (EMBRAPA, 2011).

4.3.5. ^{14}C -AMS dating of SOM

The ^{14}C -AMS dating of SOM was carried out on 13 selected samples from the three river depositional successions. It was performed at the AMS Radiocarbon Laboratory of Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF), using a particle accelerator with a single acceleration stage (Single Stage Accelerator Mass Spectrometry-SSAMS), of small size and a voltage of 250kV.

All samples underwent physical and chemical pre-treatment in order to remove possible contaminants. Internal reference sediment samples were used for quality control of the sample preparation process. Oxalic Acid standards (NBS SRM 4990c) and background (graphite free from ^{14}C) were prepared and analyzed, along with reference material from the International Atomic Energy Agency. The calculation of radiocarbon ages was done according to the conventions of Stuiver and Polach (1977). The obtained ages were then

calibrated using the OxiCal program (Ramsey, 2009), utilizing the atmospheric sample calibration curve for the Southern Hemisphere SHcal13 (Hogg et al., 2013).

4.3.6. OSL dating of sediments

One sample of DS1 and another of DS2 was taken for dating through OSL. The sampling was done in the sandy layers closest to the base of the profiles and was conducted using lightproof black bags and PVC tubes (5cm in diameter and 30cm in length) inserted horizontally in the profiles using percussion boring. The absence of expressive and clearly sandy layers in DS3 prevented the sampling.

The samples were dated by the laboratory of Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda. (Dating, Commerce and Rendering of Services Ltd), in São Paulo. The central part of the material from the tubes was extracted and the entire treatment took place under low-intensity red light. Material from the central part of the sample tubes was extracted and quartz grains (88–180 μm) were separated after treatment with H_2O_2 (20%), HF (20%), and HCl (10%), in addition to drying and sieving. For cumulative dose analysis it was used TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments, Inc. Annual dose measurements were conducted with the Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NaI–TI).

The single aliquot regenerative-dose (SAR) method was applied, in which several measurements are made on ~7mg of a single sample. This method enables error reduction in the measurements and identification of whether or not the grains were completely emptied of their luminescence signal before the final deposition (Rittenour, 2008).

4.4. RESULTS

4.4.1. Granulometry

The results of the granulometric analysis and textural classification of samples are shown in Table 4.1. The results indicate:

- DS1 — predominance of sand fraction, particularly in L1 (~78% of sand), except for L5, whose texture is clay loam;
- DS2 — predominance of silt and clay fractions in L5 and L4 (at a depth of 60cm), considered silty clay loam, and predominance of sand fraction in the lower layers (L1, L2 and L3);
- DS3 — predominance of silt fraction over all the other fractions, especially in L2 (66%), classified as silty clay loam.

4.4.2. Phytoliths

The result of the phytolith analysis is shown in Table 4.2. In relation to the stock of phytoliths, it is emphasized that DS1 showed low values, between 0.01 and 0.11%, except for L3 (135cm) with increased stock of 0.36%. DS2 also presented a small stock, with minimum values of 0.01% and 0.03% in layers L1 and L2, respectively. DS3 showed superior mean stock, with a minimum of 0.11% in L1 and a maximum of 0.25% in L2.

Table 4.1. Results of granulometric analysis and textural classification of samples.

Sample	Depth (cm)	Clay (%)	Silt (%)	Fine sand (%)	Coarse sand (%)	Total sand (%)	Textural classification
DS1-L8	2	19.0	28.2	32.0	20.8	52.8	loam
DS1-L7	57	16.0	9.5	56.6	17.9	74.5	sandy loam
DS1-L6	77	24.0	15.8	47.8	12.4	60.2	sandy clay loam
DS1-L5	92	39.0	17.0	33.5	10.5	44.0	clay loam
DS1-L4	102	20.0	22.7	42.9	14.4	57.3	loam
DS1-L3	128	17.0	13.8	49.6	19.6	69.2	sandy loam
DS1-L2	153	20.0	20.0	47.9	12.1	60.0	loam
DS1-L1	165	14.0	8.2	52.2	25.6	77.8	sandy loam
DS2-L5	5	34.0	34.4	26.2	5.4	31.6	silty clay loam
DS2-L4	57	13.0	15.7	49.7	21.6	71.3	sandy loam
DS2-L4	60	32.0	37.5	25.6	4.9	30.5	silty clay loam
DS2-L3	120	14.0	12.3	27.0	46.7	73.7	sandy loam
DS2-L2	145	5.0	0.0	21.0	74.0	95.0	sandy
DS2-L1	165	4.0	0.0	20.6	75.4	96.0	sandy
DS3-L3	32	22.0	61.0	16.7	0.3	17.0	silt loam
DS3-L2	90	28.0	65.7	5.7	0.6	6.3	silty clay loam
DS3-L1	160	29.0	39.5	24.5	7.0	31.5	silty clay loam

DS1 presents, on average, 50% classified and unclassified phytoliths up to 135cm deep, the largest classified phytoliths value being equal to 58% (L6, at 82cm). DS2 shows a normal pattern, as classified phytoliths decrease with increasing depth, the highest amount being observed in L5 (64%) and the lowest in L1 (9%). DS3 also showed a normal pattern of classified phytoliths, which decrease with increasing depth, the highest amount being observed in L3 (84%) and the lowest in L1 (47%).

4.4.2.1. Phytolith types (percentage among classified phytoliths)

The predominant phytolith types in DS1 were: bulliform polyedric (100% in L1), elongate (41% in L2), acicular (24% in L3), and globular granulate (32% in L8 at 10cm deep). In DS2 the most frequent were: bulliform polyedric (50% in L3), bulliform cuneiform (21% in L4 at 30cm deep), elongate (67% in L1), acicular (31% in L5) and globular psilate (21% in L4, at 60 and 90cm deep). Predominant in DS3 were: bulliform polyedric (42% in L3), bulliform cuneiform (25% in L1), elongate (24% in L2) and bilobate flat/concave (10% in L3). Figure 4.7 illustrates some of the phytolith types identified in each depositional succession.

4.4.2.2. Phytolith indexes

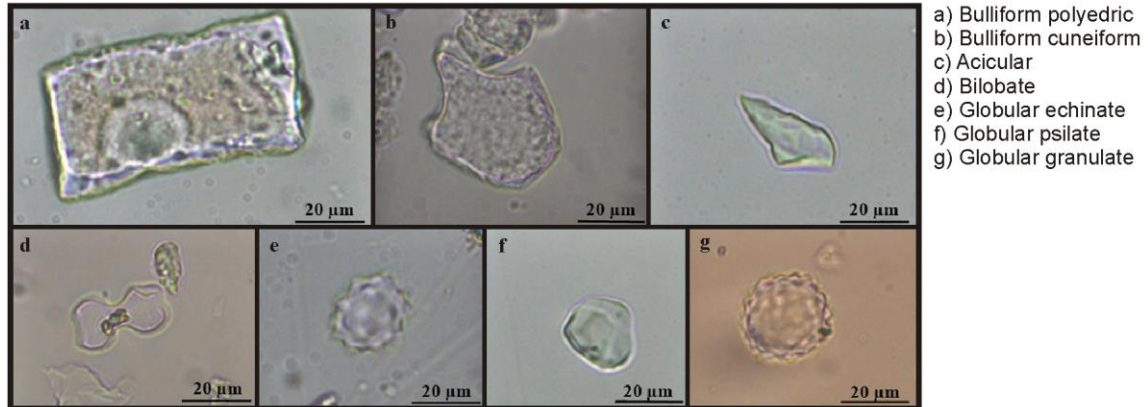
It was not possible to calculate all phytolith indexes for all samples, due to the low percentages of some phytolith types (less than 5%). The D/P and Bi% indexes were calculated for all depositional successions and Ic was calculated only for DS3.

Table 4.2. Results of phytolith analysis.

Sample	Depth (cm)	PHYTOLITH TYPES																	CLASSIFICATION (%)			INDEX			Stock	Total of counted phytoliths (3 lines)
		Bul. Polyhedral	Bul. Cuneiform	Elongate	Acicular	Glob. Granulate	Glob. Psilate	Glob. Echinata	Rondel	Saddle	Trapeziform	Bilobate	Polylobate	Cross	Facetate	Fruit	Bil. flat concave	Polyhedral	Tracheid	Unclassified	Classified	D/P	B1%	Ic		
DS1-L8	2	31.4	9.4	27.4	4.9	19.7	2.2	1.8	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	56.1	43.9	0.49	85.8	0.0	0.05	509
DS1-L8	10	24.5	8.7	5.4	18.9	32.1	6.8	1.1	0.3	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3	43.0	57.0	0.72	61.5	0.1	0.04	623
DS1-L8/L7	47	31.4	9.4	27.4	4.9	19.7	2.2	1.8	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	56.2	43.8	0.38	73.5	-	0.05	507
DS1-L7	57	41.0	14.8	7.6	20.5	13.8	1.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	54.2	45.8	0.20	72.7	1.0	0.07	459
DS1-L6	71	44.9	9.0	4.0	24.3	13.6	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	44.7	55.3	0.23	68.9	-	0.11	544
DS1-L6	82	51.1	8.4	0.8	20.3	14.7	4.5	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	41.7	58.3	0.24	74.3	1.0	0.07	652
DS1-L5	92	31.4	10.6	6.5	23.3	17.1	9.4	0.0	1.2	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	49.9	50.1	0.40	62.8	0.8	0.11	489
DS1-L4	102	35.4	9.2	23.1	20.0	4.6	6.2	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	52.9	47.1	0.16	67.4	1.0	0.03	138
DS1-L3	120	25.0	6.6	18.4	23.7	6.6	14.5	0.0	0.0	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	68.7	31.3	0.41	54.5	1.0	0.005	243
DS1-L3	135	32.1	6.2	7.0	23.6	14.4	15.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	47.8	52.2	0.51	61.9	-	0.36	903
DS1-L2	153	26.6	5.2	40.6	18.3	4.4	3.5	0.9	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	73.0	27.0	0.16	62.9	1.0	0.07	848
DS1-L1	165	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	89.3	10.7	0.00	100.0	-	0.01	28
DS2-L5	5	38.1	7.9	3.7	31.4	8.8	6.1	0.0	1.8	0.6	0.0	0.3	0.0	0.0	0.6	0.0	0.6	0.0	0.0	35.7	64.3	0.19	57.4	0.7	0.05	510
DS2-L4	30	47.0	20.9	4.3	5.2	12.2	10.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	48.2	51.8	0.31	92.9	-	0.15	222
DS2-L4	60	27.0	13.3	16.3	10.0	11.5	20.7	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	50.2	49.8	0.64	79.7	1.0	0.10	546
DS2-L4	90	33.1	7.5	8.4	12.6	17.6	20.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	53.6	46.4	0.72	76.4	-	0.08	515
DS2-L3	120	50.0	6.3	34.4	0.0	3.1	6.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	51.5	48.5	0.17	100.0	-	0.12	66
DS2-L2	145	19.2	7.7	28.8	11.5	11.5	15.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.8	0.0	0.0	0.0	0.0	69.9	30.1	0.85	70.0	-	0.01	173
DS2-L1	165	0.0	16.7	66.7	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	90.8	9.2	0.00	50.0	-	0.03	65
DS3-L3	30	42.5	6.6	21.8	1.6	5.4	0.0	0.0	0.5	1.2	1.4	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	9.2	0.0	0.0	15.8	84.2	0.07	77.1	0.1	0.19	506
DS3-L2	90	29.3	7.1	23.7	5.8	7.0	2.2	3.3	2.1	0.8	2.8	8.8	0.3	0.8	0.0	0.0	6.0	0.0	0.0	42.5	57.5	0.14	64.0	0.3	0.25	1,759
DS3-L1	160	22.9	24.8	20.8	2.6	6.2	1.1	0.0	3.0	0.0	3.6	8.4	0.9	0.6	0.0	0.0	5.1	0.0	0.0	53.3	46.7	0.10	72.2	0.5	0.11	1,001

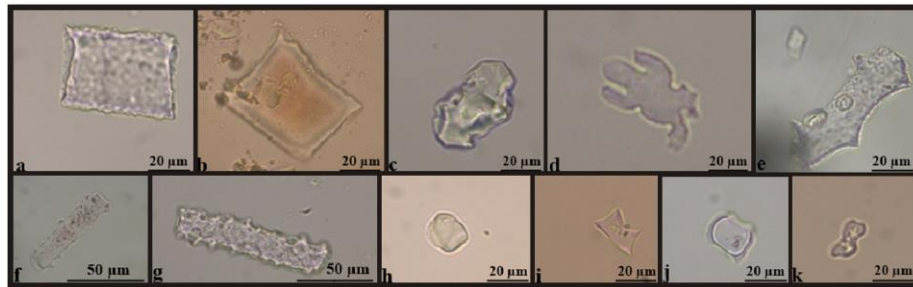
All phytolith types diagnostic of woody dicotyledons were used in calculating the D/P index: globular granulate, globular psilate, polyhedral and facetate. The D/P ratio of DS1 is low, with values similar to those found in savanna areas (Alexandre et al., 1997; Barboni et al., 1999; Coe, 2009; Coe et al., 2014b). There was little variation along the profile. The Bi index of DS1 showed high values, indicating water stress.

Depositional Succession 1 - DS1



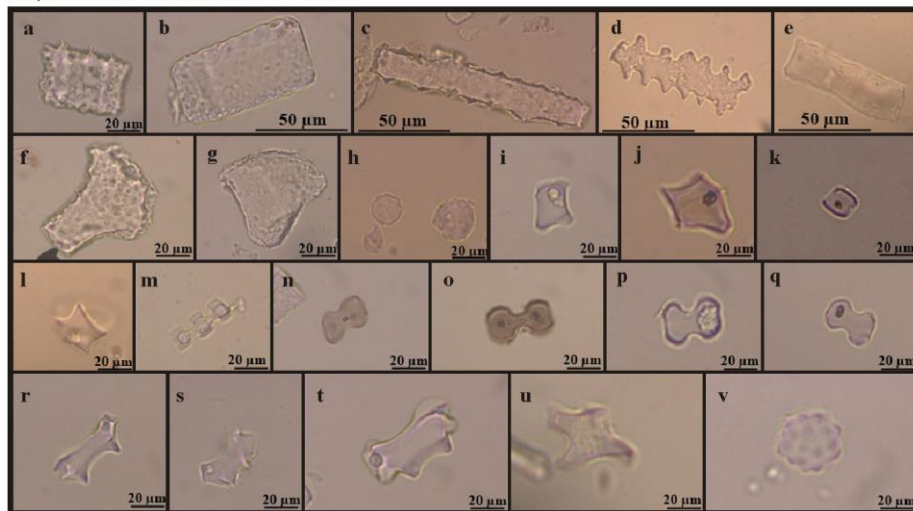
- a) Bulliform polyedric
- b) Bulliform cuneiform
- c) Acicular
- d) Bilobate
- e) Globular echinate
- f) Globular psilate
- g) Globular granulate

Depositional Succession 2 - DS2



- a e b) Bulliform polyedric
- c) Facetate
- d) Fruit (*Celtis spinosa*)
- e) Bilobate flat/concave (*Bambusoideae Chusquea*)
- f e g) Elongate echinate both side
- h) Globular psilate
- i) Rondel
- j) Saddle
- k) Bilobate

Depositional Succession 3 - DS3



- a e b) Bulliform polyedric
- c e d) Elongate echinate both side
- e) Elongate psilate
- f e g) Bulliform cuneiform
- h) Globular granulate
- i e j) Trapeziform
- k) Saddle
- l) Rondel
- m) Polylobate
- n, o, p e q) Bilobate
- r, s e t) Bilobate flat/concave (*Bambusoideae Chusquea*)
- u) Cross
- v) Globular echinate

Figure 4.7. Phytolith types identified in the analyzed depositional successions.

The D/P index of DS2 was also low, with values similar to those found in savanna areas. This index shows little variation, though is higher than in DS1. The Bi index in DS2 also showed high values, indicating water stress.

DS3 also showed low stable D/P and high Bi, indicating savanna area subject to water stress. It was possible to calculate the Ic index for this depositional succession due to a significant presence of short-cells. This index has increased values at depth, indicating decreasing temperature, with a maximum value of 0.47% in L1.

It is noteworthy that among the phytolith types produced by grasses, most of the observed types consist of larger ones, such as bulliform, elongate and acicular. This predominance is probably because these morphotypes are more robust and therefore more resistant to erosion and *in situ* degradation. Phytoliths of short-cells from grasses are scarce in the observed materials, preventing the calculation of some phytolith indexes. These cells may indicate the subfamily of Poaceae and the environments to which they are associated. However, due to their size, short-cells are more susceptible to degradation in environments where weathering processes are intense.

4.4.3. Carbon isotopes

Table 4.3 presents the isotopic results of $\delta^{13}\text{C}$ analysis and the organic carbon concentration.

Table 4.3. C concentration (%) and isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ ‰).

Sample	Depth (cm)	C%	$\delta^{13}\text{C}$	Plant type
DS1-L8	2	1.58	-24.43	C3
DS1-L8	47	0.32	-22.95	C3
DS1-L7	57	0.16	-23.11	C3
DS1-L6	71	0.24	-21.99	C3
DS1-L6	82	0.3	-23.23	C3
DS1-L5	92	0.42	-22.71	C3
DS1-L4	102	0.14	-21.53	Mixture + C3
DS1-L3	120	0.07	-21.69	Mixture + C3
DS1-L3	135	0.09	-22.57	C3
DS1-L2	153	0.07	-22.94	C3
DS1-L1	165	0.11	-24.04	C3
DS2-L5	5	0.75	-22.37	C3
DS2-L4	30	0.28	-19.96	Mixture + C4
DS2-L4	60	0.15	-20.35	Mixture
DS2-L4	90	0.13	-20.3	Mixture
DS2-L3	120	0.16	-21.61	Mixture + C3
DS2-L2	145	0.03	-19.23	Mixture + C4
DS2-L1	165	0.03	-19.68	Mixture + C4
DS3-L3	32	0.57	-17.13	C4
DS3-L2	90	0.37	-16.64	C4
DS3-L1	160	0.22	-19.43	Mixture + C4

In DS1 higher carbon concentration was observed at the surface (1.58%) and it decreased with depth, except for the L6 and L5 layers, where there was a higher concentration. The obtained $\delta^{13}\text{C}$ values in DS1 characterize a wetter environment, since the majority of samples are in the range of C3 plants (-22 to -32‰) and/or very near this limit.

DS2 follows the normal pattern of decreasing carbon concentration with depth, with values between 0.75 and 0.03%. In turn, its $\delta^{13}\text{C}$ values indicate a mixed environment of C3 and C4 plants (-21 to -18‰), except for L5 at 5cm deep (-22.4‰), which indicates a slightly wetter environment.

The carbon content also follows the normal distribution pattern in DS3, ranging between 0.57 and 0.22%. The $\delta^{13}\text{C}$ values of DS3 indicate a drier environment, as most of the samples occur between -17.1 and -16.6‰, close to the limit values of C4 plants (-17 to -9 ‰ — Killips and Killips, 2005). However, at 160cm deep the data points to a mixture and/or transition environment.

4.4.4. ^{14}C -AMS dating of SOM

Among the 13 samples submitted for dating of SOM, only seven provided valid results (Table 4.4), because the remaining six samples did not produce enough CO_2 for dating.

The slight inversion of ages in DS2 may be related to the mixture of organic matter from different origins and ages and not necessarily mean that the deposition of an older layer is taking place. It is worth noting that the uncertainties provided by the radiocarbon dating are related to statistical fluctuations in the determination of the isotope ratio and do not take into account variability within a bulk organic sample. In the same way, calibration uncertainty is only meant to take into account variations in the atmospheric isotopic ratios for a given radiocarbon age. For such reasons care should be taking when interpreting SOM dating results as they represent a minimum mean value for which uncertainty is not determined.

Table 4.4. Results of calibrated dating.

Sample	Depth (cm)	Age (years ^{14}C)	Uncertainty (years ^{14}C)	Age cal min. (2 sigma) (years cal BP)	Age cal max. (2 sigma) (years cal BP)	Mean age (years cal BP)
DS1-L8	20	498	39	454	548	501
DS1-L8	40	1,694	41	1,426	1,699	1,562
DS1-L6	80	6,062	84	6,670	7,156	6,913
DS2-L4	30	8,844	111	9,559	10,170	9,865
DS2-L4	60	10,847	50	12,663	12,774	12,718
DS2-L4	90	10,165	64	11,401	11,993	11,697
DS3-L1	160	5,805	36	6,454	6,661	6,558

4.4.5. OSL dating of sediments

Table 4.5 shows the results of the OSL dating. In a previous attempt at dating a fluvial succession of the same fluvial level of DS3 using OSL, the amount of quartz grains in the sample was insufficient. In this study, it was not possible to observe sandy layers near the base of DS3, which prevented sampling.

Table 4.5. Concentrations of Th, U and K, annual dose rate, accumulated dose and age.

DS	Depth (cm)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Annual dose ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Accumulated Dose (Gy)	Age (ka)
DS1	170	5.995 ± 0.216	2.380 ± 0.641	0 ± 0	$1,285 \pm 195$	44.1	34.3 ± 6.8
DS2	170	4.090 ± 0.147	1.952 ± 0.309	0.300 ± 0.043	$1,260 \pm 135$	34.8	27.5 ± 4.3

The obtained ages are lower than those obtained by Barros and Magalhães Jr (2013) — $101 \pm 9\text{ka}$ for a correlative succession of DS1 (Level 4) and $77 \pm 12\text{ka}$ for an upper layer in DS2 (Level 3). However, as indicated by those authors, the overestimation of the ages may have been caused by the presence of accessory minerals, like iron oxyhydroxides, in the quartz grains and the deposition of the sampled sediments under a current with high turbidity, which can cause partial bleaching (Murray and Olley, 2002; Jain et al., 2004). The ages presented by Barros and Magalhães Jr (2013) were obtained through the Multiple Aliquot Regenerative-dose (MAR) protocol, which does not permit identifying whether or not all the grains were completely emptied of their luminescence signal before the final deposition. The sample dated at $101 \pm 9\text{ka}$ presents a very similar accumulated dose (46.0 Gy) to that of DS1 (44.1 Gy). However, it also presents lower concentrations of Th (1.039 ± 0.037 ppm), U (0.685 ± 0.058 ppm) and K (0%) resulting in a much lower annual dose and a higher age. According to the Laboratory, levels as low as those of these isotopes are rarely observed, indicating possible errors in their measurement. In this sense, the ages presented here are more reliable than the previous and are also more consistent with others in the region (Barros and Magalhães Jr., 2015 – CAPÍTULO 2).

4.5. DISCUSSION

Phytolith analysis of the three studied successions indicate vegetation characteristic of the *cerrado* biome (savanna-like vegetation). However, the carbon isotopes analysis indicate different types of *cerrado* during the formation of each deposit due to variations in the proportions of C3 and C4 plants. Besides, the widespread occurrence of *cerrado* contrasts with the present occurrence of a mosaic of transition between *cerrado* and Atlantic forest, with large areas of forest occurring especially in the Conceição River basin (Figure 4.2).

4.5.1. Paleobioclimatic implications

In general, the three depositional successions present low D/P and high Bi indexes, indicating savanna area subject to water stress. However, in DS1, the analysis of carbon isotopes shows a dominance of C3 plants — mostly trees and some grasses of wetter areas — even in layers where the $\delta^{13}\text{C}$ values characterize a mixture of C3 and C4 plants. On the other hand, in DS2 and DS3 the $\delta^{13}\text{C}$ values are closer of C4 plants (most grasses), even in the layers in which the values are characteristic of a mixture of C3 and C4 plants.

In interpreting these data, the sedimentary formation of the analyzed material must be taken into account, that is, we must be alert to the fact that it is transported material. The paleochannel sediments tend to have more records of allochthonous vegetation, while marginal sediments show the *in situ* development of vegetation (Sangen et al., 2011; Garnier et al., 2012). Thereby, C3 plants predominate in DS1, even in the basal layers, which is typical of riverbed facies, highlighting the dominance of woody vegetation in the basin and the valley bottom. On the other hand, C4 plants prevail in layers of typical riverbed facies of DS2, suggesting a dominance of grasslands in the watershed, while in the upper layers —

related to marginal environments of the floodplain — there is a more balanced mixture of C3 and C4, suggesting the presence of gallery forests. DS3 is marked only by layers associated with marginal environments, wherein C4 plants dominate. Therefore, this picture may indicate that DS1 reveals a wetter period compared to that inferred from DS2 and DS3.

Nowadays, the forest formations are widespread in the Conceição River basin and mostly associated to watercourses and drainage headboards in the Mango River basin (Figure 4.2). In this sense, a regional decrease in moisture and/or temperatures would have induced the advancement of grasslands over the forest areas during the formation of DS2 and DS3. It probably occurred primarily in the Mango River basin, where even the upper layers of DS3 show a dominance of C4 plants, suggesting the absence of gallery forests. However, the Conceição River basin has gone through slightly wetter/warmer conditions, which permitted the maintenance of gallery forests during the DS2 formation.

4.5.1.1. *Internal variations*

The D/P index enabled the identification of phytolith zones in the depositional successions (Figure 4.8). In general, the sedimentary layers with sandy composition have a low stock of phytoliths, usually retained by the finer fractions. Therefore, the stock of phytoliths generally follows variations in grain size of the deposits, increasing when finer fractions predominate and decreasing when the sandy fraction dominates. It is probable that the larger intergranular space in the sandy layers prevents better retention of phytoliths. Moreover, it was observed that increased carbon content and stock of phytoliths in some layers may be associated with bioturbation (Zone IV of DS1).

Among the three depositional successions, on average, DS3 has the highest stock of phytoliths. In this succession the total percentage of sand is up to 31.5%, whereas in the other successions 30.5% is the minimum amount of total sand, which can reach as much as 96%. The higher carbon content and the predominance of grasses, which are bigger phytolith producers, also contribute to the larger stock of phytoliths in DS3 (mean of 0.4%).

In addition to the relationship with sandy sediments, smaller stocks of phytoliths were also observed in deeper layers of the analyzed successions. It is probably due to degradation by river transport in the paleochannels (Zucol et al., 2005) and/or higher levels of *in situ* decomposition due to increased exposure to geochemistry export related to greater influence of the water table. These factors also contribute to the observation of low percentages of classified phytoliths. As such, on average, DS3 has the highest percentage of classified phytoliths (~63%), probably because only the most superficial 2m of the succession were analyzed, that is, the youngest portion related to marginal depositional environments.

The internal variations of the successions indicate the period of 13–12ka BP as being relatively wetter in DS2, and the periods of 10ka BP and 7ka BP as the driest in the three successions, indicating decreased tree cover and increased water stress. The type and density of vegetation respond to environmental moisture variations, which may be caused by factors such as differences in rainfall, water retention capacity (texture, topography), or distance of the groundwater level or surface water bodies. As such, the observed changes may indicate small oscillations in the climate system, such as periods of greater or lesser rainfall, or geomorphological conditionants, such as migration.

Although DS2 indicates a drier environment in relation to DS1, in general; at 60cm deep (L4) several fragments of sponge spicules were found, indicating an accumulation of water for a sufficient residence time for sponges to become installed. In the Conceição River valley it is

common to see the alternating of pools (backwaters) with river rapids. Therefore, natural changes in the riverbed morphology with the formation of a pool can offer favored water retention up to this level of the succession.

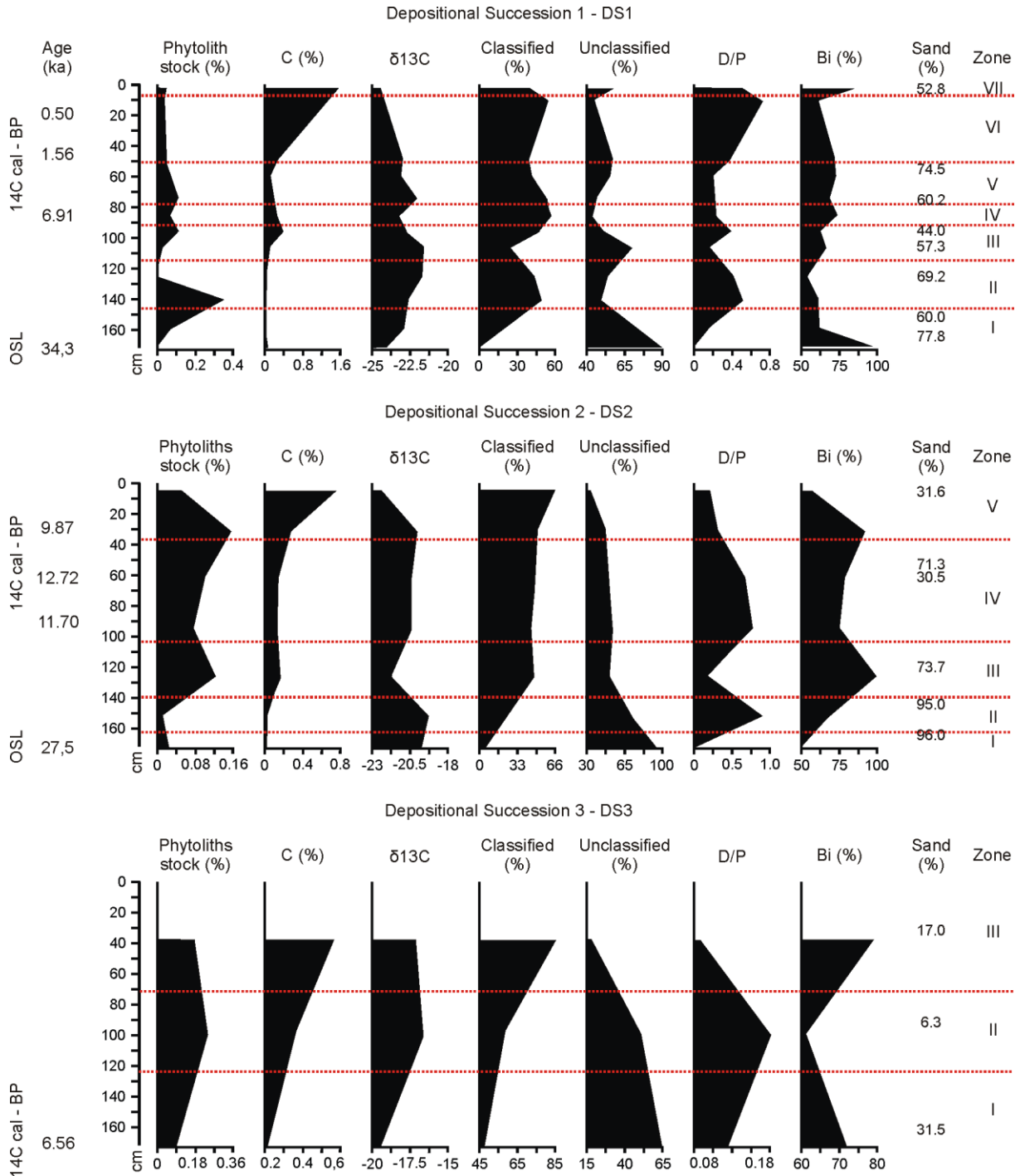


Figure 4.8. Summary of phytolith results and demarcation of phytolith zones.

4.5.1.2. Regional correlation

Starting from pollen analysis, Ledru et al. (1996) characterized the expansion of the semi-deciduous forest in the western Minas Gerais State between 40 and 27ka BP, indicating a period of high moisture, with a maximum estimated at c. 35ka BP. In the same way, Oliveira (1992) identified a forest mosaic between 50 and 32ka BP, with pollen taxa indicators of a cool moist episode. This wetter scenario is compatible with that proposed for DS1 (34.3 ± 6.8 ka), because although the phytolith data enable the reconstruction of a savanna environment, it was dominated by C3 plants, associated mainly with woody vegetation and some grasses of a wetter environment.

Despite also being associated with a savanna environment according to the phytolith data, DS2 (27.5 ± 4.3) and DS3 were formed in a drier/cooler period than DS1. This is shown by the the dominance of C4 plants in those successions. This scenario of an open *cerrado* is consistent with those presented by other authors for Southeastern Brazil and, more specifically, for the Quadrilátero Ferrífero (Ledru et al., 1996; Behling and Lichte, 1997; Gomes et al., 2009). Ledru (1992) and Ledru et al. (1998) indicate the period between 25 and 16ka BP as being marked by widespread aridity in Central Brazil. According to these authors, it was responsible for a gap of about 9ka, during which there was pedogenesis or an absence of deposition of datable organic sediments in multiple records.

Behling and Lichte (1997) analyzed a sedimentary record near the city of Catas Altas, located in the Maquiné River watershed, adjacent to the Conceição River basin. They proposed a slightly drier and very cold period (with frequent frosts in the winter months) between 27 and 19ka BP. Temperatures at least 5° – 7° C cooler than today were suggested for the last glaciation (Behling and Lichte, 1997). This would have led to a decline of tree and shrub species, expanding the grasslands in the area. These decreasing temperatures in depth were also suggested by the Ic index of the DS3. In this sense, the lower temperatures during the Last Glacial Maximum could be more decisive for the vegetation retraction than variations in precipitation, already modest at the previous period as suggested by the Bi index.

The *in situ* formation of iron duricrusts in the Uberaba Plateau (Western Minas Gerais State) is also noteworthy. They may have been formed by oxidation and impregnation of peats above Humic Gleysols, probably following dry climatic events, as shown by Meunier et al. (2013). The peat below the younger iron duricrust and the organic matter trapped in were dated at ca 24–27ka BP (Meunier et al., 2013). These ages indicate the synchronous formation of iron duricrusts in this area and in Quadrilátero Ferrífero.

Regarding the internal variations of the successions indicated by phytolith indexes and radiocarbon dating of SOM, the wetter period at 13–12ka BP is consistent with the gradual increase in humidity observed by Ledru et al. (1996) between 16 and 11ka BP — a period associated with rapid climatic changes according to those authors. The driest periods in the three analyzed successions (10ka BP and 7ka BP), are consistent with drier phases verified by various authors between ~10ka BP and ~7–4.6ka BP in Minas Gerais State (Barros et al., 2011). It is also worth highlighting the phases indicated by Behling (1995; 2003) at 10–9ka BP, with a high frequency of natural fires in *campo cerrado* areas, and at 7.5–5.5ka BP, which is associated with the reduction of gallery forests.

4.5.2. Geomorphological implications

Considering the organization of the fluvial deposits in the Conceição and Mango river valleys (Fig. 6), tectonic conditioning do not appear as the major responsible for the abandonment of the fluvial terraces corresponding to DS2 and DS3 (fill terraces). The remnants of these terraces are still encountered in the valley bottoms, but with nested floodplains, which means that there was no drainage down-cut in the bedrock leading to this process. Similarly, there is no indication or evidence of large Holocene rearrangements in the drainage of these watersheds, affecting the hydrosedimentologic regime through the loss of drainage areas.

On the other hand, the formation of DS2 and DS3 occurred under a colder/drier conditions than the current climatic regime. In this sense, the abandonment of the fluvial levels that contain DS2 and DS3 and the formation of the nested present-day floodplains is probably due to changes in the climatic regime. The formation of these floodplains is compatible with the installation of the present-day climatic regime, warmer and wetter, which occurred between 4,6 and 0,6ka in Minas Gerais State (Parizzi et al., 1998; Behling, 1995; 2003; Enters et al., 2010).

As discussed earlier, the DS1 was also probably developed under moister/warmer conditions than those during the formations of DS2 and DS2. Thereby, it seems like the formation of fluvial levels with significant iron duricrusts takes place under drier/cooler climatic regimes, cyclically alternating with fluvial levels with no cemented sediments being formed under moister/warmer climatic conditions (Figure 4.9).

According to Barros and Magalhães Jr (2013), the depositional successions of different fluvial levels of the Conceição River show gravel layers wherein the sum of clasts of BIF can exceed 80% of the total. The high erodibility of BIFs is due to lateral retraction of escarpments; a reflection of the regional model of evolution of the relief. The quartzites, BIFs and Paleogene iron duricrusts — lithologies that cover the mountain tops in the area — are highly resistant to downwearing, with erosion rates of between 1.7 and 2.6m.Ma⁻¹ (Salgado et al., 2007b). However, these lithologies show erosion rates of between 12.7 and 14.6 m.Ma⁻¹ through the lateral retraction of hillslopes (Salgado et al., 2007b). This mechanism is favored by the erosion of the usually weaker rock types that constitute the base of these scarps — schists, phyllites, granites and gneisses.

The erosion of the scarps would be favored during the drier/cooler phases and the sediment supply to watercourses increased due to the probable strong seasonal rainfall and the inefficient protection provided by the vegetation. Therefore, the dismantling of BIFs and quartzites of the mountain tops and the mobilization of clasts to the valley floors would provide the formation of expressive deposits of gravel and sand.

It is probable that the abandonment of the fluvial level where DS1 is located — and its corresponding in Mango River valley — was a drainage response to a regional uplift phase, as evidenced by the bedrock exposure between the base of this fluvial level and the subsequent level (Figure 4.6). River level staircases are observed in many valleys of the Quadrilátero Ferrífero and attest to the uplifting of the Brazilian Shield (Valadão and Silveira, 1992; Magalhães Jr and Saadi, 1994; Magalhães Jr et al., 2011; 2012; Barros and Magalhães Jr, 2013; 2015 – CAPÍTULO 2). However, a subsequent tectonic stability have favored the infilling of the valley bottoms. At the very least, it is logical to consider that the sediment load supplied to the valleys was higher than the power supplied by the regional epeirogeny for its mobilization during the formation of the DS2 and DS3, filling levels (Bridgland and Westaway, 2014 and references therein).

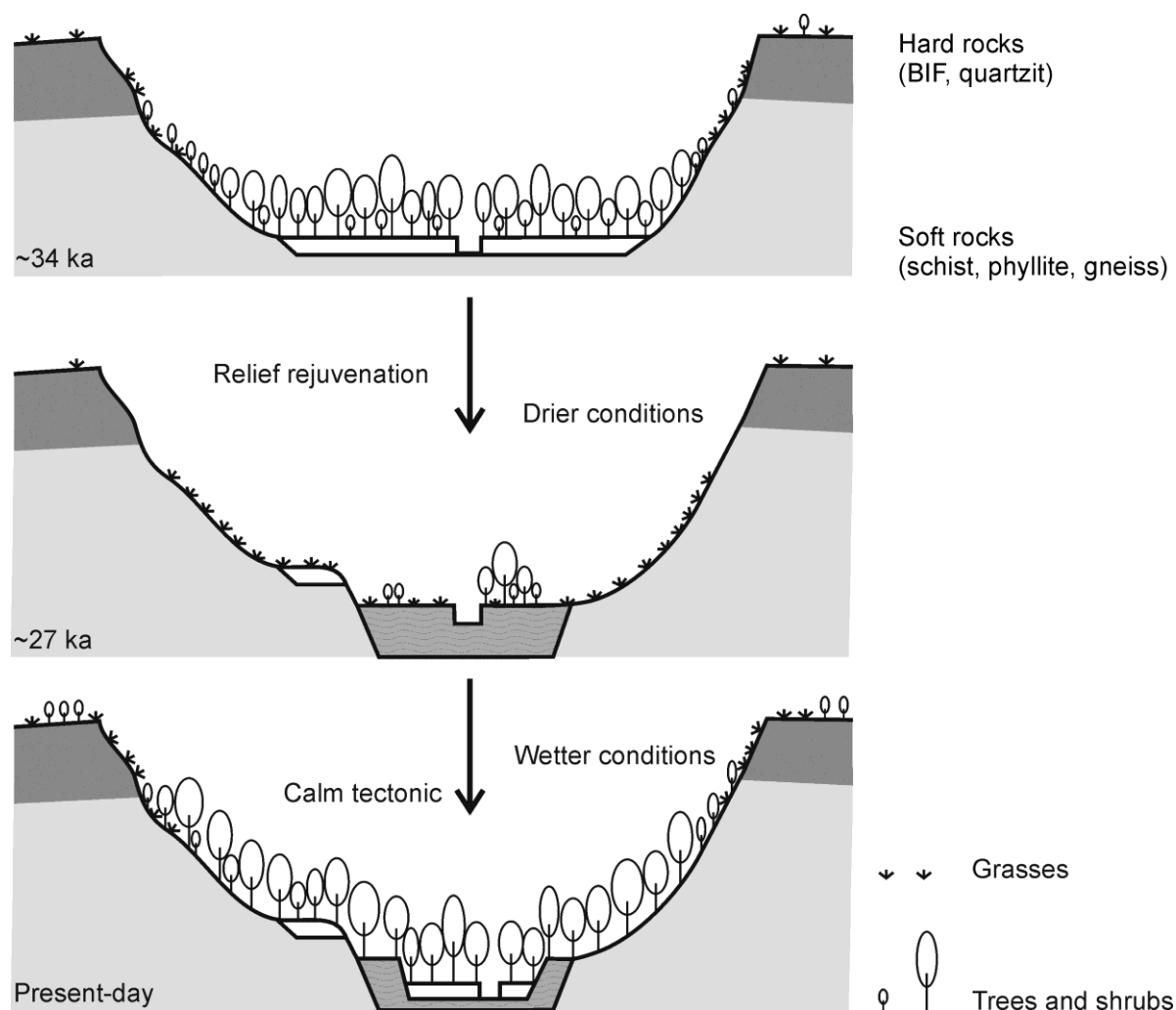


Figure 4.9. Proposed model for the formation of fluvial levels with conglomeratic iron duricrusts in the Quadrilátero Ferrífero.

The significant transfer of material from the high areas to the valley bottoms occurred not only in physical terms but also in geochemical ones. Monteiro et al. (2014) show that the development of the Paleogene iron duricrusts on the mountain tops of the region — associated with deep weathering mantles developed from BIFs — involves a mass balance with great loss of iron to groundwater and surface water (by watercourses) in the Fe^{2+} form. In the valley bottoms, exposed to O_2 , the iron must be oxidized and stabilized in the Fe^{3+} form, acting as a cementing element in thick layers of gravel and sand, forming the iron duricrusts.

The thickness and coarse texture of the basal layers of the filling fluvial levels would have favored the movement of iron, due to the higher permeability, facilitating the cementing of sediments. This movement may also be favored by the water table oscillation resulting from the seasonal rainfall regime. As such, the rainy season would raise the water table and enrich it with iron, while the periods of lowering of the water table would allow the oxidation and fixation of iron.

In the moister/warmer phases (such as DS1), the vegetation provided greater protection to the hillslopes, resulting in reducing the supply of detrital sediment load, and consequently, forming thinner deposits of gravel and sand. This situation would limit the fluctuation of the

water table, making it difficult for iron cementing of sediments. On the other hand, the wetter stages would be of great importance to the weathering of BIFs and delivery of Fe^{2+} due to greater water availability for weathering processes and transportation of its derivatives, as well as the existence of a more significant vegetation cover. The roots and decomposing organic matter exude organic compounds, especially acids (acetic, citric, oxalic, etc.) capable of reducing iron (Stumm and Sulzberger, 1992; Monteiro et al., 2014).

Even under the present-day climatic conditions — wetter than those inferred from the analyzed depositional successions — there is a significant period of very low rainfall between the months of May and September (Figure 4.3), which could, *in thesis*, allow fluctuations in the water table. It is therefore likely that, more importantly than the drier/cooler conditions than the current, the valley infilling by relatively thicker sedimentary conglomeratic deposits, allowing free circulation of iron, would be preponderant to the cementing of sediments. However, the formation of these thicker sedimentary deposits depends on drier/cooler conditions, associated with more unprotected hillslopes in terms of vegetation.

Micromorphological, geochemical, and mineralogical analyses of the duricrusts was recently performed on samples of these and other types of duricrusts occurring in Pleistocene fluvial deposits in Quadrilátero Ferrífero (Barros et al., 2015 – CAPÍTULO 3). These analyses allowed to discuss in greater detail the processes involved in the cementation of sediments. In the case of duricrusts associated with the deposits analyzed in this paper, the cementing represents the infillings of a primary porous system with crystalline and amorphous ferruginous phases or coatings of grains with equally ferruginous materials. The coatings are observed as micro-laminar structures in micromorphological analysis and may reinforce the role of water table fluctuation, which was also observed in several areas (Horváth, 2000; Phillips, 2000; Tanner and Khalifa, 2010; Vasconcelos et al., 2013).

In the duricrusts like in the DS2, the cement has an average composition of 80% Fe_2O_3 and 16% H_2O , and occurs in the form of septa formed by acicular crystals, perpendicularly oriented in relation to the surface of the fragments of matrix and skeleton, forming isolated splits (Barros et al., 2015 – CAPÍTULO 3). The duricrust in DS3 presents composition of 29-55% Fe_2O_3 and 40-67% H_2O , and cement with micro-nodular structure. This different organization could suggest that the duricrust is under degradation process, since the sample was taken at the present-day riverbed, being exposed to the influence of water. The ferruginous chemical composition is evident in microchemical maps, and XRD analysis highlight the strong presence of goethite (more common) and hematite.

In all types of duricrusts analyzed by Barros et al. (2015 – CAPÍTULO 3) the primary source of iron for the cementation is external and is probably related to old lateritic packages and duricrusts located in higher areas. Some control of the granulometry of the fluvial deposits in the formation of duricrusts was confirmed, which was also observed in other studies (Widdowson, 2007; Tanner and Khalifa, 2010), since the duricrusts are associated with layers and lenses of coarse sediments.

Fill terraces associated with conglomeratic iron duricrusts and nested floodplains are also found in other valleys in Quadrilátero Ferrífero (Barros and Magalhães Jr., 2015 – CAPÍTULO 2), such as the Maracujá (watershed adjacent to the Mango River basin), the Barão de Cocais and Caraça rivers (tributaries of the Conceição River). Similar iron duricrusts, but in older fluvial levels — tens of meters above the present-day drainage — occur in the Das Velhas River valley, the Coqueiros River (basin adjacent to the Conceição River basin) and the Conceição River. These occurrences reinforce the regional character of the processes that led to the formation of river levels with iron duricrusts and its cyclicity in the geomorphological evolution of river valleys in Quadrilátero Ferrífero.

The formation of iron duricrusts in peatlands is also a cyclical phenomenon on the Uberaba Plateau, probably also associated with drier climatic events (Meunier et al., 2013). This fact suggests that these climatic events have influenced the formation of iron duricrusts along a great extension of Central Brazil during the Late Pleistocene.

4.6. CONCLUSION

Starting from the data derived from the employed techniques as well as the knowledge of the geomorphological organization of fluvial sedimentary records in the area, this work shows that:

- In valley bottoms, the depositional registers of ancient fluvial levels (fluvial terraces) show records of a savanna-like vegetation that contrasts with the current situation, characterized by large areas of forest;
- Especially due to the $\delta^{13}\text{C}$ results and Ic index, Depositional Succession 1 (DS1 — 34ka) indicates a wetter/warmer climatic period than that inferred by the analysis of depositional successions DS2 (27ka) and DS3, which present expressive conglomeratic iron duricrusts. These settings are consistent with the literature about paleoclimatic scenarios in Minas Gerais State;
- This picture most likely indicates a drier/cooler climate phase that may have influenced geomorphological processes that led to the formation of the conglomeratic iron duricrusts, confirming the initial hypothesis;
- Internal variations in each depositional succession in phytolith indexes may indicate short fluctuations in the climatic regime or local geomorphological conditions of river systems, such as river migration;
- Climatic fluctuations have played a significant role in the regional hydrosedimentologic dynamics, permitting abandonment of fluvial terraces and the construction of present-day floodplains.

CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os depósitos fluviais observáveis na paisagem geralmente representam apenas pequenas frações temporais da história deposicional. Ainda que bem preservados, os depósitos superficiais nunca representam a história geomorfológica completa de uma área. Um vale pode ter passado por vários períodos de acumulação sedimentar, inclusive sobrepondo-se uns aos outros, e nenhum deles ter registros preservados (Macaire, 1990). Mesmo considerando-se a sedimentação como contínua nos vales fluviais, apenas com variações de intensidade, os hiatus deposicionais são evidentes na paisagem, devendo representar, pelo menos, períodos de total escoamento do material temporariamente depositado (Magalhães Jr., 1993).

No QF, os remanescentes de níveis fluviais são condizentes com o esperado para um domínio serrano. Em geral, eles são de pequena dimensão e restritos lateralmente, além de localizados em zonas descontínuas de acumulação ao longo dos vales, muitas vezes separadas por corredeiras ou quedas d'água e gargantas de superimposição. Outro complicador para a reconstituição de eventos deposicionais fluviais no QF é o fato de ocorrerem longos trechos de vegetação fechada e sem acesso em todos os vales estudados, inviabilizando a análise geomorfológica pela observação de perfis de subsuperfície, além dos níveis fluviais mais antigos não terem sua morfologia preservada. Isso porque, geralmente, as sucessões deposicionais são incompletas, tendo sido alteradas por intensos processos bio-pedo-geomorfológicos, principalmente erosão e coluvionamento. Além do desmonte natural, é nítido o desmonte antrópico dos depósitos, seja pela exploração histórica de ouro de aluvião e gemas (Martins, 1994; Henriques, 2008; Costa et al., 2010; Silva, 2012), seja pela expansão de áreas urbanas e periurbanas

No entanto, ainda que o contexto regional não seja favorável para a formação e preservação de depósitos fluviais de grande magnitude e os remanescentes encontrados sejam incompletos, os registros deposicionais fluviais no QF são componentes essenciais para a compreensão da evolução da paisagem fluvial regional. O conjunto de dados discutidos neste trabalho revela indícios e evidências de uma paisagem fluvial jovem e de um relevo dinâmico, sensível às forças tectônicas e oscilações climáticas do Pleistoceno Superior. Assim, os processos e condicionantes da evolução dos vales fluviais do QF são regionais. Entretanto, as respostas e registros dessa evolução variam entre os vales estudados devido à atuação de

níveis de base locais, bem como à configuração litoestrutural de cada bacia e a uma tectônica diferencial, em blocos.

Foram levantados dados de susseções deposicionais fluviais em 13 vales da região do QF, sendo que em dez vales foi feita uma releitura de trabalhos anteriores, em campo, sob a luz do conjunto. Nas campanhas de campo, os depósitos fluviais foram caracterizados estratigraficamente, a partir de seções verticais, e foi observado seu contexto espacial e sua relação com outros depósitos. Em cada vale, os diversos depósitos foram organizados em níveis deposicionais, os quais são marcos (X, Y, Z) de momentos erosivo-deposicionais específicos de cada vale. Os níveis deposicionais foram identificados, sobretudo, pela relação dos dados de composição estratigráfica e altura dos depósitos. Algumas sucessões deposicionais representativas dos diversos níveis fluviais foram amostradas para a datação dos sedimentos por LOE. A seleção de depósitos foi, muitas vezes, limitada pela própria disponibilidade de camadas sedimentares propícias para a aplicação deste método. Em geral, as amostras foram coletadas próximo à base dos perfis e, desse modo, foram tomadas como referentes ao início da formação dos depósitos.

Uma vez organizados os dados de cada vale, foi elaborada uma proposta de fases regionais de formação de níveis fluviais. Em outras palavras, buscou-se correlacionar os níveis de diferentes vales a fim de identificar as principais fases de evolução da paisagem fluvial regional. Desse modo, foram identificadas sete fases regionais, propostas com base na relação de dados da datação dos depósitos, características das sucessões deposicionais (como a presença de couraças), bem como o contexto geomorfológico de cada nível em seu respectivo vale, ou seja, sua relação com níveis mais antigos e mais recentes.

Foi feita uma média das datações obtidas para os depósitos de cada fase regional identificada, obtendo-se idades que representariam as referidas fases, sendo: Fase 1, ~83 ka; Fase 2, ~47 ka; Fase 3, ~36 ka; Fase 4, ~26 ka; Fase 5, ~8 ka; Fase 6, ~1,4 ka; e Fase 7, sem idade definida. A partir dessas idades, foram buscadas na literatura informações quanto aos eventos tectônicos e aos contextos paleoclimáticos que poderiam ter influenciado as características de cada fase e a evolução geomorfogenética dos sistemas fluviais de um modo geral.

Assim, pôde-se considerar que a organização da hidrografia regional, dando início a um processo acelerado de dissecação regional do qual os registros de níveis fluviais analisados seriam testemunhos, poderia ser associada a um dos pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira propostos por Saadi (1993). Neste caso, esse processo teria relação com um terceiro e último pulso, ocorrido no Pleistoceno Médio a Inferior (associado ao evento

andino *Yarmouthian*). Destaca-se que a neotectônica também seria constatada por meio de registros fluviais na região devido a basculamentos, armadilhas tectônicas de sedimentos, deformação de depósitos e deslocamento de níveis fluviais, bem como pela peculiaridade na organização dos níveis ao longo de alguns vales, como no alto Rio das Velhas e no Ribeirão Coqueiros/Maquiné.

Com base na cronologia estabelecida, também foi observada uma alterância entre fases desenvolvidas sob períodos climáticos mais úmidos/quentes, descritos na literatura, e fases desenvolvidas sob períodos climáticos mais secos/frios. A maioria das fases regionais é registrada por níveis fluviais escalonados, testemunhando soerguimentos regionais de intensidade variável. Essa configuração de vales com níveis fluviais escalonados está associada, a nível global, a ciclos climáticos relacionados à Teoria de Milankovitch (Bridgland e Westaway, 2008). Entretanto, a despeito do observado por Bridgland e Westaway (2008), o QF seria uma das áreas de excessão em que há a formação de diversos níveis fluviais em um mesmo ciclo de ~100 ka. O intervalo médio entre os períodos mais quentes/úmidos (~41 ka) no QF se aproxima dos ciclos relacionados à obliquidade da órbita terrestre, enquanto o intervalo entre períodos mais secos/frios (18-21 ka) se aproxima dos ciclos de precessão dos equinócios, os quais também são componentes da Teoria de Milankovitch (1941).

Desse modo, acredita-se que o intenso processo de dissecação regional, indicado por diversos trabalhos sobre a região, testemunhe um ajuste da drenagem a um pulso de soerguimento da Plataforma Brasileira. Entretanto, é possível sugerir que ciclos climáticos venham influenciando os ritmos da epirogênese regional, a partir de respostas isostáticas aos períodos mais erosivos.

A proposta de organização dos registros fluviais em diferentes fases e a relação com dados da literatura permitiu identificar ainda que as fases com sucessões fluviais com couraças teriam se desenvolvido sob clima mais seco/frio, intercaladas por fases sob clima mais úmido/quente. Diante disso, procurou-se testar a hipótese de que as oscilações climáticas poderiam influenciar a geomorfogênese de alguns vales, levando a processos e ambientes propícios para a formação das couraças nas sucessões deposicionais fluviais.

Para isso, foram feitas análises de fitólitos e isótopos de carbono em depósitos representativos. Os fitólitos e os isótopos de carbono são indicadores de paleovegetações e suas análises são complementares. A dinâmica de paleovegetações responde a alterações climáticas e de composição da atmosfera (Sage, 2004) e sua reconstituição é de grande importância na análise de sistemas deposicionais fluviais. Tendo em vista que a maior parte

da carga sedimentar mobilizada pelos cursos d'água provém das vertentes, variações na efetividade da cobertura vegetal na proteção da superfície frente aos processos erosivos podem influenciar significativamente o regime hidrossedimentológico das bacias, logo, o comportamento dos cursos d'água quanto à erosão/sedimentação.

Foram analisadas três sucessões deposicionais fluviais, localizadas no vale do Rio Conceição e no vale do Ribeirão do Mango. Estes cursos d'água possuem um arranjo semelhante em termos de níveis fluviais em seus fundos de vale: em ambos se encontram registros da Fase 4 (que teria se desenvolvido sob clima mais úmido/quente) separados por período de encaixamento da drenagem dos registros da Fase 5 (última fase regional de formação de couraças, associada a clima mais seco/frio) e, com depósitos embutidos nos registros da Fase 5, a planície de inundação (Fase 6).

Os resultados mostram que tanto na Fase 3 como na Fase 4 teriam ocorrido vegetações savânicas (cerrado) na área. Entretanto, os resultados das análises de isótopos de carbono permitem uma diferenciação entre esses períodos. No depósito correlato à Fase 3 há domínio, ao longo de praticamente toda a sucessão deposicional, de plantas do tipo C3, associado a vegetação de porte arbustivo e abóreo. Dessa forma, nesta fase teria ocorrido um tipo de cerrado mais fechado, mais efetivo na proteção do solo contra erosão e movimentos de massa. Por outro lado, nos depósitos da Fase 4 há domínio de plantas do tipo C4, relativo a gramíneas de ambiente mais seco. No vale do Rio Conceição há maior mistura entre plantas dos tipos C3 e C4 nesta Fase, o que foi interpretado como relativo a um cenário com domínio de campos na bacia de drenagem, porém com ocorrência de matas de galeria e cabeceiras de drenagem. No vale do Ribeirão do Mango, mesmo as camadas analisadas sendo típicas de ambiente marginal – as quais registram melhor o desenvolvimento da vegetação *in situ* (Sangen et al., 2011; Garnier et al., 2012) – há claro domínio do tipo C4, sugerindo a ausência de matas, inclusive ao longo dos eixos de drenagem. Um dos índices fitolíticos calculados (Ic) revelou a tendência de temperaturas decedentes de acordo com a profundidade, o que pode revelar que temperaturas mais baixas teriam sido decisivas para o tipo de paleovegetação proposto para este período, uma vez que a umidade já seria baixa desde a fase anterior. O índice Bi revela que ambas as fases apresentaram condições de estresse hídrico. Marcado pela Fase 6, o cenário atual é condizente com a instalação do clima presente, entre 4,6-0,6 ka. Sob o clima presente, a bacia do Rio Conceição permanece com maior extensão de áreas cobertas por matas, enquanto na bacia do Ribeirão do Mango a vegetação de maior porte está associada às cabeceiras de drenagem e planícies de inundação.

Desse modo, ainda que as Fases 3 e 4 tenham se desenvolvido em bacias cobertas por cerrado, o tipo de cerrado mudou, sendo o da Fase 4 marcado por campos. Esse cenário seria menos favorável à proteção do solo contra erosão e movimentos de massa. Nesse sentido, grande quantidade de cascalho e areia seria aportada aos eixos de drenagem, formando espessas sucessões deposicionais conglomeráticas. Nos fundos de vale, soluções enriquecidas em ferro percolariam com facilidade em meio a esses espessos pacotes de cascalho e areia. A formação das couraças ocorreria pela precipitação de ferro em dissolução, devido a flutuações do nível d'água subterrâneo (condizentes com o estresse hídrico indicado pelos índices fitolíticos) que propiciariam mobilidade da zona redutora. Estruturas microlaminares na cimentação das couraças foram observadas em análises micromorfológicas e reforçam a atuação da flutuação do nível freático na formação desses materiais.

As análises micromorfológicas foram executadas em conjunto com análises geoquímicas e mineralógicas na realização de um estudo petrogenético das couraças, a fim de compreender melhor os processos ligados à sua gênese. Dois tipos de couraças foram identificados: conglomeráticas e placoidais. Em ambos os tipos se observa que esses materiais estão relacionados e camadas de sedimentos mais grossos, sejam fácies de leito das sucessões sedimentares e/ou lentes arenosas em meio a camadas de sedimentos finos (argilosos e siltsos) ou no contato entre camadas de sedimentos mais finos e grossos. A cimentação dos sedimentos em condições supergênicas e sua variedade microestrutural, contudo, sugerem que a formação e evolução das couraças não ocorreram apenas pela deposição, mas também a partir da atuação de processos de natureza laterítica. Isso reforça que as couraças são produtos de processos tanto sedimentares quanto lateríticos, os quais se complementam.

Os resultados de mapas microquímicos, análises geoquímicas e mineralógicas permitem considerar que a cimentação dos grãos sedimentares é feita, em geral, por precipitações de ferro, mais especificamente, por goethita (mais comum) e hematita. As análises micromorfológicas em lâminas permitem definir ainda que a fonte do ferro envolvido na cimentação dos depósitos é externa aos mesmos. Desse modo, foi considerado que a fonte desse elemento seria os espessos pacotes lateríticos capeados por cangas (couraças em formação e evolução desde o Paleógeno em áreas de topo) e associados ao intemperismo de formações ferríferas bandadas, cujos mantos de alteração podem atingir 500 m de espessura (Spier et al., 2006). O balanço de massa envolvido no processo de formação das cangas envolve exportação de grande quantidade de ferro para os cursos d'água e para as águas subterrâneas (Monteiro et al., 2014). A indicação de um significativo aporte para os cursos d'água das soluções do intemperismo dos pacotes lateríticos seria reforçada pelo fato de tais

mantos de intemperismo terem alcançado sua profundidade atual desde o Paleógeno (Spier et al., 2006), o que seria reflexo de um domínio da migração horizontal, em detrimento da vertical, das soluções do intemperismo quando estas atingem certas profundidades.

Entretanto, no vale do Rio Conceição, o N7 (anterior à Fase 1) é marcado pela ocorrência de couraça aluminosa, enquanto os níveis subsequentes apresentam couraças ferruginosas. Isso foi interpretado como uma importante alteração de área fonte neste vale, com significativo aumento no aporte de produtos da desnudação de rochas ricas em ferro. Assim, foi apontada a captura do Ribeirão Preto pelo Rio Conceição como responsável por essa alteração. A bacia desse ribeirão é dominada por formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e cangas e sua morfologia denota um expressivo processo de esvaziamento da porção sudoeste da Depressão Suspensa da Sinclinal Gandarela (Medina et al., 2005).

A observação das fases regionais de formação de níveis fluviais permite constatar ainda que depósitos cronocorrelatos são encontrados em níveis fluviais com marcantes diferenças em termos de altura para a drenagem atual entre um vale e outro. Isso foi interpretado como resultado da atuação de níveis de base locais e de uma tectônica em blocos (ainda que toda a região esteja, predominantemente, em soerguimento). Além disso, foi proposto que alguns vales podem apresentar um ritmo mais lento de dissecação devido à formação recorrente de couraças conglomeráticas, tendo em vista a distribuição espacial e a situação no vale dos níveis fluviais com esses materiais. Além da própria expressiva acumulação sedimentar a que estão associadas essas couraças, a cimentação dos sedimentos pode ter fornecido resistência à erosão fluvial, retardando o alcance ao substrato rochoso e, logo, o encaixamento da drenagem. Assim, a despeito de serem esperados maiores desníveis para os vales da bacia do Rio Doce – uma vez que esta é uma bacia da fachada atlântica brasileira – esta área apresenta menor incisão da drenagem quando comparada com vales das bacias dos rios das Velhas e Paraopeba, afluentes do Rio São Francisco, com extensa bacia no interior continental. Desse modo, assim como para superfícies erosivas (Varajão, 1991), dados de altitude e altura não são determinantes para a correlação de níveis deposicionais de diferentes áreas do QF.

Destaca-se ainda que, de um modo geral, a cronologia estabelecida para as fases regionais de formação de níveis fluviais revela a jovialidade da paisagem fluvial do QF. Assim, são observados níveis fluviais com apenas ~50 ka a até 60 metros acima da drenagem atual. Entretanto, ressalta-se que, apesar dos avanços logrados neste trabalho a partir de novas datações e interpretações, permitindo inclusive reavaliar publicações anteriores, trata-se de um primeiro conjunto regional de dados. Nesse sentido, novos trabalhos baseados em

diferentes técnicas poderão permitir futuramente uma avaliação mais crítica dos resultados apresentados. Contudo, e a despeito de possíveis problemas devido a limitações da LOE e/ou de seu emprego na análise dos depósitos do QF, a cronologia discutida para as fases regionais de formação de níveis fluviais se mostra coerente. As fases apresentam, em geral, idades próximas para seus registros, tendo sido obtidas por até seis amostras de depósitos de vales diferentes. Soma-se a isso, a correspondência entre algumas idades obtidas e outras encontradas na literatura, fornecidas por datações radiocarbônicas.

Vale ressaltar que no vale do Rio Conceição e do Ribeirão Serra Azul ocorrem registros deposicionais que são anteriores às fases definidas. Entretanto, os registros são insuficientes para a proposição de fases regionais mais antigas. Além disso, nem todas as fases de formação de níveis fluviais deposicionais se encontram registradas em todos os vales, tendo em vista condições variáveis para a formação e a preservação dos depósitos. A última fase regional é uma delas. Provavelmente muito recente (<1 ka), esta fase estaria associada a interferências antrópicas no comportamento hidrossedimentológico dos canais e bacias hidrográficas da região, desde o fim do século XVII. Entretanto, em alguns vales, apesar da morfologia dos canais ser incompatível com o padrão meandrante revelado por seus depósitos marginais, não se observa a formação de um nível deposicional tecnogênico.

Por fim, considera-se que o presente trabalho ilustre de modo particular a importância da investigação multiescalar em geomorfologia e contribua para os avanços nas pesquisas sobre os sistemas fluviais de contextos montanhosos e tropicais. Os principais estudos de geomorfologia fluvial de sistemas interioranos no Brasil se dedicam a rios de grandes dimensões em contextos de planícies (Latrubesse, 2003; Latrubesse e Franzinelli, 2005; Aquino *et al.*, 2005; Stevaux *et al.*, 2006; Latrubesse *et al.*, 2010). No entanto, conforme discute Thomas (2008), um desafio inerente aos grandes sistemas fluviais é o da escala, além da complexidade interna. A integração dos “sinais” de muitos tributários, que podem chegar diacronicamente de áreas fonte distantes, cria dificuldades para a interpretação dos registros estratigráficos. Isso fornece um argumento forte para a análise de sistemas sedimentares menores, que refletem condições locais. O quadro regional, entretanto, só pode ser construído examinando várias bacias vizinhas, a fim de se estabelecer uma história sedimentar consistente, que seja mais do que um reflexo de eventos fluviais locais.

Grande parte da compreensão básica das respostas dos cursos d’água às mudanças ambientais provém de estudos de áreas temperadas (Thomas, 2008). Entretanto, o desenvolvimento das paisagens em áreas não afetadas pelas glaciações do Quaternário é muito diferente daquele verificado em áreas que experimentaram uma “idade do gelo” (Ollier,

1991). As áreas glaciais tendem a ter uma paisagem mais jovem, sendo que cada glaciação proporcionaria um recomeço na evolução da paisagem. Por outro lado, o substrato, as estruturas herdadas e a neotectônica são, muitas vezes, os principais controladores da paisagem nas áreas não-glaciais, como o Escudo Brasileiro (Hasui, 1990; Saadi, 1991). Dessa forma, em áreas tropicais verificam-se paisagens que são resultado da superposição de uma série de eventos geomorfológicos ocorridos ao longo do Cenozoico, levando a significativos desafios de interpretação. Nesse sentido, Latrubesse *et al.* (2005) salientam que a geomorfologia dos sistemas fluviais tropicais precisa de mais atenção, pois pode expor a fraqueza de alguns dos modelos e conceitos existentes, criados com base em sistemas do hemisfério norte, os quais podem vir a ser considerados “conceitos folclóricos”.

Bridgland e Westaway (2008) lembram que a partir de Büdel (1977;1982) emergiu uma visão de que terraços fluviais não teriam se formado nos trópicos, porque estas áreas não experimentaram flutuações de condições frias/periglaciais–quentes/interglaciais. Büdel pode ter sido induzido ao erro por ter se baseado em suas impressões de áreas cratônicas do Arqueano, onde a ausência de terraços é hoje associada à estabilidade crustal, e não ao regime climático (Bridgland e Westaway, 2008).

Entretanto, baseados em exemplos de grandes rios do continente sul-americano, Bridgland e Westaway (2008) consideraram que a imprecisão da cronologia dos eventos sedimentares e a ausência de evidências diretas de atividade em estágios mais quentes tornaria impossível determinar a ocorrência de um condicionante climático na geração de vales com níveis fluviais escalonados nesse continente, conforme constatado em diversas partes do planeta. Porém, os autores consideraram ser tentador sugerir um mecanismo semelhante ao verificado em outras áreas, onde ciclos de ~100 ka (ligados à excentricidade da órbita terrestre) seriam os principais condicionantes. Contudo, segundo os dados do presente trabalho, verifica-se que, caso seja possível estabelecer um paralelo entre ciclos climáticos e a epirogênese regional no QF, o mesmo estaria ligado a ciclos mais curtos, ligados à obliquidade da órbita e à precessão dos equinócios.

REFERÊNCIAS

ALEXANDRE, J. 2002. Les cuirasses latéritiques et autres formations ferrugineuses tropicales. Exemples du Haut Katanga méridional. *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Sciences Géologiques*.107, 118 p.

ALEXANDRE, A., MEUNIER, J.D, LÉZINE, A.M, VINCENS, A. SCHWARTZ, D. 1997. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 136 (1–4), 213–229. DOI:10.1016/S0031-0182(97)00089-8

ALKMIM, F.F. 2015. Geological Background: A Tectonic Panorama of Brazil. In: VIEIRA, B.C., SALGADO, A., SANTOS, L. (Org.). *Landscapes and Landforms of Brazil (World Geomorphological Landscapes)*. 1ª ed. Amsterdam: Springer Netherlands, p. 9–17.

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*. 90, 29–58. DOI:10.1016/S0301-9268(98)00032-1

AQUINO, S., LATRUBESSE, E.M., STEVAUX, J. 2005. Características hidrológicas e aspectos morfo-hidráulicos do Rio Araguaia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 7, 99-111.

ARAUJO, A.G.M., NEVES, W.A., PILÓ, L.B., ATUI, J.P.V. 2005. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the “Archaic Gap”. *Quaternary Research*. 64, 298–307. DOI:10.1016/j.yqres.2005.08.002

BACELLAR, L.A.P., COELHO NETTO, A.L., LACERDA, W.A. 2005. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*. 30, 1369–1385. DOI:10.1002/esp.1193

BARBONI, D., BONNEFILLE, R., ALEXANDRE, A., MEUNIER, J.D. 1999. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 152, 87–100. DOI:10.1016/S0031-0182(99)00045-0

BARBOSA, G.V., RODRIGUES, D.M.S. 1967. *Quadrilátero Ferrífero*. Belo Horizonte, IGC/UFMG. 130p.

BARROS, L.F.P. 2012. *Eventos sedimentares do quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG*. 110 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

BARROS, L.F.P., MAGALHÃES JR, A.P. 2009. Paleoambientes deposicionais fluviais e dinâmica atual do vale do Rio Maracujá - Quadrilátero Ferrífero/MG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 18, Campo Grande, 2009. *Anais eletrônicos...*

BARROS, L.F.P., MAGALHÃES JR., A.P. 2012. Eventos sedimentares e evolução morfodinâmica do vale do rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 13, 323-336.

BARROS, L.F.P., MAGALHÃES JR., A.P. 2013. Quaternary alluvial sedimentation in the Conceição river valley, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 43(3), 535–554. DOI:10.5327/Z2317-48892013000300009

BARROS, L.F.P., RAPOSO, A.A., CHEREM, L.F.S., MAGALHÃES JR, A.P. 2008a. Níveis e Sequências Depositionais Fluviais Cenozóicos no Vale do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero, Ouro Preto/MG. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, Belo Horizonte, 2008. *Anais...* v. 1, p. 140-150.

BARROS, L.F.P., RAPOSO, A.A., RAPOSO, A.A., OLIVEIRA, L.A.F., MAGALHÃES JR, A.P., CHEREM, L.F.S. 2008b. Análise Comparativa entre os Eventos Depositionais Fluviais Cenozóicos nos Vales do Rio Maracujá e Ribeirão do Mango - Quadrilátero Ferrífero/ MG. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, Belo Horizonte, 2008. *Anais...* v. 1, p. 270-280.

BARROS, L.F.P., BARROS, P.H.C.A., MAGALHÃES JR., A.P. 2010. Condicionamento litológico e tectônico na morfometria da bacia do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista de Geografia (Recife)*, v. espec, p. 195-209.

BARROS, L.F.P., LAVARINI, C., LIMA, L.S., MAGALHÃES JR., A.P. 2011. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. *Sociedade & natureza*. 23(3), 371–386.

BARROS MACHADO, A., 1987. On the origin and age of the Steep Rock buckshot, Ontario, Canada. *Chemical Geology*. 60, 337–349.

BEHLING, H. 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: Vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*. 14, 253–268. DOI:10.1007/BF00682427

BEHLING, H. 2003. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. *Veget Hist Archaeobot*. 12, 263–270. DOI:10.1007/s00334-003-0020-9

BEHLING, H., LICHTER, M. 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. *Quaternary Research*. 48, 348–358. DOI:10.1006/qres.1997.1932

BREMOND, L., ALEXANDRE, A., HÉLY, C., GUIOT, J. 2005. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest–savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change*. 45(4), 277–293. DOI:10.1016/j.gloplacha.2004.09.002

BRIDGE, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Science, Oxford, 492 pp.

BRIDGLAND, D., WESTAWAY, R. 2008. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*. 98, 285–315.

BRIDGLAND, D., WESTAWAY, R. 2014. Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis. *Proceedings of the Geologists' Association*. 125, 600–629.

BRINDLEY, G.W., BROWN, G., 1980. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification (Monograph 5)*. Min. Soc., London, 495 pp.

BÜDEL, J., 1977. *Klima-Geomorphologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

BÜDEL, J. 1982. *Climatic Geomorphology*. English translation by Fischer, L. Busche, D. Princeton University Press, Princeton, NJ, 443 pp.

BURBANK, D.W., ANDERSON, R.S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Malden: Blackwell Science, 274 p.

CALEGARI, M.R., MADELLA, M., BUSO JR, A.A., OSTERRIETH, M.L., LORENTE, F.L., PESSEDA, L.C.R. 2015. Holocene Vegetation and Climate inferences from Phytoliths and Pollen from Lagoa do Macuco, North Coast of Espírito Santo State (Brazil). *Quaternary and Environmental Geosciences*. 06(1), 01–10.

CAMPOS, M.I.B. *Caracterização da deformação frágil e sua relação com os processos de voçorocamento na porção sudeste do Complexo Metamórfico Baçã – Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais*. 2006. 156 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

CARNELLI, A. 2002. Long term dynamics of the vegetation at the subalpine–alpine ecocline during the Holocene: comparative study in the Aletsch region, Val d'Arpette, and Furka Pass (Valais, Switzerland). *Terre & Environnement, Suisse*, 40, 349 pp.

CARVALHO FILHO, A., CURI, N., SHINZATO, E. 2010. Relações solo-paisagem no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. 45(8), 903–916. DOI:10.1590/S0100-204X2010000800017

CHEREM, L.F.S., RAMOS, V.D.V., LOPES, F.W.A., MACEDO, D.R., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., SALGADO, A.A.R. 2008. Níveis e Sequências Depositionais Fluviais no Médio e Baixo Vale do Ribeirão do Caraça – borda oriental do Quadrilátero Ferrífero/MG. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, 2008, Belo Horizonte. [*Anais eletrônicos...*]. Belo Horizonte: UFMG, 1 CD-ROM.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgar Blucher, 1981. 313 p.

COE, H.H.G. 2009. *Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário*. PhD Thesis: UFF, Universidade Federal Fluminense, Niterói.

COE, H.H.G., OSTERRIETH, M., HONAINÉ, M. F. 2014a. Phytoliths and their Applications. In: H.H.G. COE, M. OSTERRIETH (Ed.). *Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)*. 1ª ed. New York: Nova Science, pp.1–26.

COE, H.H.G., MACARIO, K., GOMES, J.G., CHUENG, K.F., OLIVEIRA, F., GOMES, P.R.S., CARVALHO, C., LINARES, R., ALVES, E., SANTOS, G.M. 2014b. Understanding the origin and evolution of soil profiles in the São João river basin, Rio de Janeiro, Brazil. In: H.H.G. COE, M. OSTERRIETH (Ed.). *Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)*. 1ª ed. New York: Nova Science, pp.171–192.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS, CPRM. *Mapa geológico do Brasil ao milionésimo*. Rio de Janeiro, 2005. 41 CDs, 1 DVD.

CORNELL, R.M., SCHWERTMANN, U. 2003. *The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence, and uses*. Weinheim: Wiley VCH, 664p.

COSTA, A.T., NALINI JR, H.A., CASTRO, P.T.A., TATUMI, S.H. 2010. Análise estratigráfica e distribuição do arsênio em depósitos sedimentares quaternários da porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, bacia do Ribeirão do Carmo, MG. *REM: R. Esc. Minas*. 63(4), 703–714.

CRUZ JR, F.W. *Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC)*. 2003. 134 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

DELVIGNE, J.E., 1998. *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*, 3rd ed. Canadian Mineralogist Special Publication, 509 pp.

DOĞAN, U. 2011. Climate-controlled river terrace formation in the Kızılırmak Valley, Cappadocia section, Turkey: Inferred from Ar–Ar dating of Quaternary basalts and terraces stratigraphy. *Geomorphology*. 126, 66–81. DOI:10.1016/j.geomorph.2010.10.028

DORR, J.V.N. 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geology*. 59, 1203-1240.

DORR, J.V.N. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. United States Geological Survey. 110 pp. (Professional Paper 641A).

EASTERBROOK, D.J., 1999. *Surface Processes and Landforms*. 2ª Edição. Upper Saddle River, NJ, Prentice Hall. 546 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, EMBRAPA. 2011. *Manual de métodos de análise de solo*. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 230 p.

ENTERS, D., BEHLING, H., MAYR, C., DUPONT, L., ZOLITSCHKA, B. 2010. Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo. *Journal of Paleolimnology*. 44, 265–277.

ERHART, H. 1966. A teoria bio-resistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. *Notícia geomorfológica*, Ano VI, n. 11, 51-58.

ESWARAN, H., RAGHU MOHAN, N.G. 1973. The microfabric of petroplinthite. *Soil Science Society of America Proceedings*. 37, 79–82.

ESWARAN, H., SYS, C., SOUSA, E.C., 1975. Plasma infusion. A pedological process of significance in the humid tropics. *Anales de Edafología y Agrobiología*. 34, 665–674.

ESWARAN, H., COMERMA, J., SOORYANARAYNAN, V. 1981. Scanning electron microscopic observations on the nature and distribution of iron minerals in plinthite and petroplinthite. Lateritisation Processes: *Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes (Trivandrum, India)*. Balkema, Rotterdam, pp. 335–341.

FABRI, F.P., MARENT, B.R., SALGADO, A.A.R., MAGALHÃES JR, A.P. 2008. Classificação dos Trechos dos Cursos Fluviais da Bacia do Rio Conceição - Quadrilátero Ferrífero/MG: Resultados Preliminares. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE

GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, Belo Horizonte, 2008. *Anais eletrônicos...*

FIGUEIREDO, M.A., VARAJÃO, A.F.D.C., FABRIS, J.D., LOUTFI, I.S., CARVALHO, A.P. 2004. Alteração Superficial e Pedogeomorfologia no Sul do Complexo Baçã – Quadrilátero Ferrífero (MG). *R. Bras. Ci. Solo.* 28, 713–729.

FONSECA, J.S., COSTA, M.T. 1971. Nota preliminar sobre a ocorrência de vegetais fósseis no vale do Rio Paraopeba, município de Mateus Leme, MG. *REM: R. Esc. Minas.* 29(2), 80.

FREDLUND, G.G., TIESZEN, L.L., 1997. Phytolith and Carbon Isotope Evidence for Late Quaternary Vegetation and Climate Change in the Southern Black Hills, South Dakota. *Quaternary Research.* 47, 206–217.

FREITAS, H.A., PESSEDA, L.C.R., ARAVENA, R., GOUVEIA, S.E.M., RIBEIRO, A.S., BOULET, R. 2001. Late Quaternary Vegetation Dynamics in the Southern Amazon Basin Inferred from Carbon Isotopes in Soil Organic Matter. *Quaternary Research.* 55, 39–46. DOI:10.1006/qres.2000.2192.

FURNISS, G., HINMAN, N.W., DOYLE, G.A., RUNNELLS, D.D. 1999. Radiocarbon-dated ferricrete provides a record of natural acid rock drainage and paleoclimatic changes. *Environmental Geology.* 37(1–2), 102–106.

GARNIER, A., NEUMANN, K., EICHHORN, B., LESPEZ, L. 2012. Phytolith taphonomy in the middle– to late–Holocene fluvial sediments of Ounjougou (Mali, West Africa). *The Holocene.* 23(3), 416–431. DOI:10.1177/0959683612463102

GOMES, M.O.S., RODRIGUES, M.F., DELICIO, M.P. 2009. Evolução paleoclimática e paleoecológica da bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto (MG), com base na microflora. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 21, Belém. *Anais...* Belém, p. 37.

GOUDIE, A. 1973. *Duricrust in tropical and Subtropical Landscapes.* Oxford: Clarendon Press, 174p.

GOUDIE, A. 1992. *Environmental Change.* Clarendon Press, Oxford, 2ª ed., 328 p.

GUARÇONI, E.A.E., PAULA, C.C., COSTA, A.F. 2010. Bromeliaceae do Parque Estadual da Serra do Rola-Moça, Minas Gerais. *Rodriguésia.* 61(3), 467–490.

HARTMANN, L.A., ENDO, I., SUITA, M.T.F., FRANTZ, J.C., CARNEIRO, M.A., MCNAUGHTON, N.J., BARLEY, M. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero

Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*. 20, 273–285.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no SE Brasil, 1. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais*. 11, 1–32.

HEIM, J.A., VASCONCELOS, P.M., SHUSTER, D.L., FARLEY, K.A., BROADBENT, G.C. 2006. Dating palaeochannel iron ore by (U–Th)/He analysis of supergene goethite. *Geology* 34, 173–176.

HENRIQUES, G. 2008. O sítio arqueológico Minas de Socorro e as técnicas de mineração do ouro nas Minas Gerais dos séculos XVIII e XIX. *Canindé (MAX/UFS)*. 11, 25–53.

HOGG, A. G., HUA, Q., BLACKWELL, P. G., NIU, M., BUCK, C. E., GUILDERTSON, T. P., HEATON, T. J., PALMER, J. G., REIMER, P. J., REIMER, R. W., TURNEY, C. S. M., ZIMMERMAN, S. R. H. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*. 55(4), 1889–1903.

HORVÁTH, Z., VARGA, B., MINDSZENTY, A. 2000. Micromorphological and chemical complexities of a lateritic profile from basalt (Jos Plateau, Central Nigeria). *Chemical Geology*. 170, 81–93. DOI:10.1016/S0009-2541(99)00242-9

JACOBSON, R., O'CONNOR, J.E., OGUCHI, T. 2003. Surficial geologic tools in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G.M., PIEGAY, H. (Ed.). *Tools in fluvial geomorphology*. Chichester: Wiley, pp. 25–57.

JAIN, M., MURRAY, A.S., BOTTER–JENSEN, L. 2004. Optically stimulated luminescence dating: How significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire*. 15, 143–157.

JARDIM, B.F.M. 2011. *Variação dos parâmetros físicos e químicos das águas superficiais da bacia do Rio das Velhas-MG e sua associação com as florações de cianobactérias*. 126 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

KELLY, E.F. 1990. Methods for extracting opal phytoliths from soil and plant material. In: *Workshop on Biotic indicators of global change*, Seattle.

KILLOPS, S., KILLOPS, V. 2005. *Introduction to organic geochemistry*. Malden, MA: Blackwell, 393 pp.

KING, L. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. 18(2), 147–265.

KOCK, S., KRAMERS, J.D., PREUSSER, F., WETZEL, A. 2009. Dating of Late Pleistocene terrace deposits of the River Rhine using Uranium series and luminescence methods: Potential and limitations. *Quaternary Geochronology*. 4, 363–373.

LAMOUNIER, W.L., CARVALHO, V.L.M., SALGADO, A.A.R., MARENT, B.R. 2010. A influência da litologia na distribuição da cobertura vegetal e no uso do solo na Serra do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero-MG. *Geografias*. 06(1), 152–165.

LANA, C.E., CASTRO, P.T.A. 2010. Variabilidade morfológica em níveis de base do rio Maracujá (Quadrilátero Ferrífero MG): influências litológicas, estruturais e de reativações cenozóicas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 11, 21–30.

LATRUBESSE, E.M. 2003. The Late-Quaternary palaeohydrology of large South American fluvial systems. In: GREGORY, K.J., BENITO, G. (Ed.). *Palaeohydrology: a contribution to global change*. Chichester: John Wiley and Sons, p. 193–212.

LATRUBESSE, E.M., FRANZINELLI, E. 2005. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*. 70 (3-4), 372-397.

LATRUBESSE, E.M., STEVAUX, J.C., SINHA, R. 2005. Tropical rivers. *Geomorphology*. 70, 187–206.

LATRUBESSE, E.M., COZZUOL, M. RIGSBY, C., SILVA, S. ABSY, M.L., JARAMILLO, C. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River. *Earth Science Reviews*. 99, 99-124.

LEAVITT, S.W., FOLLETT, R.F., KIMBLE, J.M., PRUESSNER, E.G. 2007. Radiocarbon and $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles of soil organic carbon in the U.S. Great Plains: A possible spatial record of paleoenvironment and paleovegetation. *Quaternary International*. 162–163, 21–34. DOI:10.1016/j.quaint.2006.10.033

LEDRU, M.-P. 1992. Modification de la végétation du Brésil central entre la dernière époque glaciaire et l'interglaciaire actuel. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*. 314(2), 117–123.

LEDRU, M.-P., SOARES BRAGA, P.I., SOUBIÈ, S.F., FOURNIER, M., MARTIN, L., SUGUIO, K., TURCQ, B. 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 123, 239–257. DOI:10.1016/0031-0182(96)00105-8

LEDRU, M.-P., BERTAUX, J., SIFEDDINE, A., SUGUIO, K. 1998. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forest. *Quaternary Research*. 49, 233–237. DOI:10.1006/qres.1997.1953

LEDRU, M.-P., ROUSSEAU, D.-D., CRUZ JÚNIOR, F.W., RICCOMINI, C., KARMANN, I., MARTIN, L. 2005. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. *Quaternary Research*. (64), 444 – 450.

LEDRU, M.-P., MOURGUIART, P., RICCOMINI, C. 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 271, 140–152.

LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. San Francisco: Freeman and Company, 522 pp.

LICHTE, M. 1979. *Morphologie Untersuchung in der Serra do Caraça und ihrem Vorland*. Universität zu Göttingen, Göttingen. Diss. Master. 139 p.

LIPSKI, M. 2002. *Tectonismo cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 171 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

LU, H.Y., LIU, K.B. 2003. Phytoliths of common grasses in the coastal environments of southeastern USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 58, 587–600. DOI:10.1016/S0272-7714(03)00137-9

MACAIRE, J.J. 1990. L'Enregistrement du Temps dans Les Dépôts Fluviaux Superficiels: de La Géodynamique à La Chronostratigraphie. *Quaternaire*. 1(1), 41–49.

MACHADO, N., SCHRANK, A., NOCE, C.M., GAUTHIER, G. 1996. Ages of detrital zircon from archean-proterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*. 141, 259–276.

MADELLA, M., ALEXANDRE, A., BALL, T. 2005. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*. 96, 253–260. DOI:10.1093/aob/mci172

MAGALHÃES JR, A.P. 1993. *Dinâmica Fluvial Cenozóica da Bacia do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte-MG*. 159 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

MAGALHÃES JR, A.P., SAADI, A. 1994. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*. 2(1), 42–54.

MAGALHÃES JR, A.P., BARROS, L.F.P., RAPOSO, A.A., CHEREM, L.F.S. 2010. Eventos deposicionais fluviais quaternários e dinâmica recente do vale do Rio Maracujá Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 3, p. 78-86.

MAGALHÃES JR, A.P., CHEREM, L.F.S., BARROS, L.F.P., SANTOS, G.B. 2011. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. *Geomorphology*. 132, 187–194.

MAGALHÃES JR., A.P., BARROS, L.F.P., RAPOSO, A.A., CHEREM, L.F.S. 2012. Dinâmica fluvial quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 13, 3–14.

MARQUES, M.R. 1997. *Morfodinâmica fluvial cenozóica no vale do Rio Paraopeba entre o Fecho do Funil e Juatuba, Minas Gerais*. 83 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1997.

MARTIN, C.W., JOHNSON, W.C. 1995. Variation in radiocarbon ages of soil organic matter fractions from late Quaternary buried soils. *Quaternary Research*. 43(2), 232–237. DOI:10.1006/qres.1995.1023

MARTINS, M.L. 1994. Mineração, agricultura e degradação ambiental em Minas Gerais nos séculos XVIII e XIX. *LPH: Revista de História*. 4, 106–118, 1993/1994.

MAXWELL, C.H. 1972. *Geology and ore deposits of the Alegria district, Minas Gerais, Brazil*. Washington/US, Geol. Survey Prof. Paper. 72p. 341J.

McFARLANE, M.J. 1976. *Laterite and Landscape*. London: Academic Press, 151 p.

MEDINA, A.I., DANTAS, M. E., SAADI, A. 2005. Geomorfologia. In: *PROJETO APA SUL RMBH -Estudos do Meio Físico*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, v.6.

MEUNIER, J.D., VARAJÃO, A.F.D.C., VARAJÃO, C.A.C., COLIN, F., GRAUBY, O. 2013. Peatland ferruginization during late Quaternary in the Uberaba Plateau (South-Eastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. 43, 25–32. DOI:10.1016/j.jsames.2012.12.004

MILANKOVITCH, M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeiten-problem, R. Serbian Acad., Belgrade.

MILLOT, G., BONIFAS, M. 1955. Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de laterisation et de bauxitisation. *Bulletin Service Carte Géologique d'Alsace et Lorraine*. 8, 3-20.

MONTEIRO, H.S., VASCONCELOS, P.M., FARLEY, K.A., SPIER, C.A., MELLO, C.L. 2014. (U–Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 131, 267–289. DOI:10.1016/j.gca.2014.01.036

MOREIRA, P.F. 1997. *Depósitos cenozóicos e evolução morfodinâmica na bacia do Ribeirão Serra Azul (médio Rio Paraopeba), Minas Gerais*. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1997.

MURRAY, A.S., OLLEY, J.M. 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*. 21, 1–16.

NAHON, D.B. 1991. *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. John Wiley & Sons, New York, 313 pp.

NEUMANN, K., FAHMY, A., LESPEZ, L., BALLOUCHE, A., HUYSECOM, E. 2009. The Early Holocene palaeoenvironment of Ounjougou (Mali): Phytoliths in a multiproxy context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 276, 87–106. DOI:10.1016/j.palaeo.2009.03.001

OLIVEIRA, P.E. 1992. *A palynological Record of late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil*. PhD Thesis. Columbus, The Ohio State University – USA, 238p.

OLIVEIRA, P.E., BEHLING, H., LEDRU, M.P., BARBERI, M., BUSH, M., SALGADO-LABOURIAU, M.L., GARCIA, M.J., MEDEANIC, S., BARTH, O.M., BARROS, M.A., SCHEEL-YBERT, R. 2005. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C.R.G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A.M.S., OLIVEIRA, P.E. (Orgs.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 52-69.

OLIVEIRA, F.S., VARAJÃO, A.F.D.C., VARAJÃO, C.A.C., BOULANGÉ, B., GOMES, N.S. 2011. Bauxitization of anorthosites from Central Brazil. *Geoderma*. 167–168, 319–327.

OLIVEIRA, L.A.F., MAGALHÃES JR., A.P., LIMA, L.B.S., CARVALHO, A. 2014. Fatores condicionantes da configuração de fundos de vale colmatados na bacia do alto-médio Rio Pomba, leste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 15, 639-657.

OLLIER, C. 1991. *Ancient landforms*. Belhaven Press, London. 233 pp.

PAIN, C.F., OLLIER, C.D. 1992. Ferricrete in Cape York Peninsula, North Queensland. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 13, 207-212.

PAIN, C.F., OLLIER, C.D. 1995. Inversion of relief – a component of landscape evolution. *Geomorphology.* 12, 151-165.

PARIZZI, M.G., SALGADO-LABOURIAU, M.L., KHOLER, H.C. 1998. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *The Holocene.* 8, 311–321. DOI: 10.1191/095968398670195708

PARRA, R.R., ROESER, H.M.P., LEITE, M.G.P., NALINI JR., H.A., GUIMARÃES, A.T.A., PEREIRA, J.C., FRIESE, K. 2007. Influência antrópica na geoquímica de água e sedimentos do Rio Conceição, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais – Brasil. *Geochimica Brasiliensis.* 21(1), 036–049.

PAZZAGLIA, F.J. 2013. Fluvial Terraces. In: WOHL, E. (Ed.). *Treatise on Fluvial Geomorphology.* New York: Elsevier, p. 379–412.

PESSENDA, L.R.C., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R. 2001. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ^{14}C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon.* 43(2B), 595–601.

PHILLIPS, J.D. 2000. Rapid development of ferricretes on a subtropical valley side slope. *Geografiska Annaler.* 82(A), 69-78. DOI: 10.1111/j.0435-3676.2000.00113.x

PINTO, R.C. 2009. *Eventos deposicionais cenozóicos no médio vale do rio das Velhas: paleoníveis deposicionais e dinâmica atual.* 216 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

PIPERNO, D.R. 1988. *Phytoliths analysis: an archaeological and geological perspective.* San Diego: Academic Press. 280 pp.

POAGE, M.A., SJOSTROM, D.J., GOLDBERG, J., CHAMBERLAIN, C.P., FURNISS, G. 2000. Isotopic evidence for Holocene climate change in the northern Rockies from a goethite-rich ferricrete chronosequence. *Chemical Geology.* 166, 327–340.

RAMSEY, C.B. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon.* 51(1), 337-360.

RAPOSO, A.A. 2014. *Análise morfológica e da suscetibilidade erosiva como base para o ordenamento territorial da bacia do ribeirão Sardinha (Quadrilátero Ferrífero – MG).* 92 pp. Trabalho de conclusão de curso (Especialização em Gerenciamento de Recursos Hídricos), Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

RAPOSO, A.A., OLIVEIRA, L.F., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., CHEREM, L.F.S. 2008. Níveis e sequências deposicionais do vale do ribeirão do Mango, Quadrilátero Ferrífero/MG. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, Belo Horizonte, 2008. *Anais...* v. 1, p. 110–120.

RAPOSO, A.A., BARROS, L.F.P., MAGALHÃES JR, A.P. 2009. Pressões humanas e impactos na dinâmica erosivo-deposicional do Alto Rio das Velhas: análise comparativa entre as bacias do Rio Maracujá e Ribeirão do Mango. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 18, 2009. Campo Grande. *Anais eletrônicos...*

RITTENOUR, T.M. 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas*. 37, 613–635. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x

RITTER, D.F., KOCHER, R.C., MILLER, J.R. 2002. *Process Geomorphology*. McGraw Hill, 560 pp.

ROMANO, A.W. 1984. *Geologia da folha de Esmeraldas*. Belo Horizonte, Instituto de Geociências Aplicadas.

ROSIÈRE, C.A., CHEMALE JR., F. 2000. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero – uma visão geral e discussão. *Geonomos*. 8(2), 27-43.

ROSINA, P., VOINCHET, P., BAHAIN, J.-J., CRISTOVÃO, J., FALGUÈRES, C. 2014. Dating the onset of Lower Tagus River terrace formation using electron spin resonance. *Journal of Quaternary Science*. 29(2), 153–162. DOI: 10.1002/jqs.2689

ROSSETTI, D.F., COHEN, M.C.L., BERTANI, T.C., HAYAKAWA, E.H., PAZ, J.D.S., CASTRO, D.F., FRIAES, Y. 2014. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. *Catena*. 116, 19–37. DOI: 10.1016/j.catena.2013.11.021

ROSSI, P.G.G. 2008. *Investigação da Influência da Estrutura Geológica na Evolução e Configuração da Geomorfologia da Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero-MG*. Monografia (Graduação em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 69 p.

SAADI, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. Tese (Concurso de Professor Titular do IGC/UFGM). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*. 1(1), 1-15.

SAADI, A., SGARBI, G.N.C., ROSIÉRE, C.A. 1992. A Bacia de Gongo Soco, nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: controle cárstico e/ou tectônico. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, Resumos Expandidos, 1:600–601.

SAADI A., BEZERRA F.H.R., COSTA R.D., IGREJA H.L.S., FRANZINELLI, E. 2005. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: Souza C.R.G., Suguio K., Oliveira M.A.S., Oliveira P.E. (eds.) *Quaternário do Brasil*. Holos, Ribeirão Preto, Brazil, 211-234.

SAGE, R.F. 2004. The evolution of C4 photosynthesis. *New Phytologist*. 161, 341–370.

SALGADO, A.A.R. 2006. *Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais*. Tese. (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, C.A.C., COLIN F., BRAUCHER, R., VARAJÃO, A.F.D. C., NALINI JR., H.A. 2007a. Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ^{10}Be method. *Earth Surface Proc. Landforms*. 32, 905–911. DOI: 10.1002/esp.1448

SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, C.A.C., COLIN, F., BRAUCHER, R., VARAJÃO, A.F.D., NALINI JUNIOR, H.A., CHEREM, L.F., MARENT, B.R., BRINDUSA, C.B. 2007b. Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta bacia do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 8, 3-10.

SALGADO, A.A.R., BRAUCHER, R., VARAJÃO, C.A.C., COLIN, F., VARAJÃO, A.F.D., NALINI JUNIOR, H.A. 2008. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 52, 317-323.

SALGADO, A.A.R., CARMO, F.F. 2015. ‘Quadrilátero Ferrífero’: A Beautiful and Neglected Landscape Between the Gold and Iron Ore Reservoirs. In: VIEIRA, B.C., SALGADO, A., SANTOS, L. (Org.). *Landscapes and Landforms of Brazil (World Geomorphological Landscapes)*. 1^a ed. Amsterdam: Springer Netherlands, p. 319-330.

SALGADO-LABOURIAU, M.L., BARBIERI, M., FERRAZ-VICENTINI, K.R., PARIZZI, M.G. 1998. A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 99,115-129.

SANGEN, M., NEUMANN, K., EISENBERG, J. 2011. Climate–induced fluvial dynamics in tropical Africa around the last glacial maximum? *Quaternary Research*. 76, 417–429. DOI:10.1016/j.yqres.2011.08.002

SANT'ANNA, L.G., SCHORSCHER, H.D, RICCOMINI, C. 1997. Cenozoic Tectonics of the Fonseca Basin Region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Science*. 10(3–4), 275–284.

SANTOS, G.B., MAGALHÃES JR, A.P., CHEREM, L.F.S. 2009. Eventos paleodeposicionais e a dinâmica fluvial recente do alto vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 10, 74-89.

SCHUMM, S.A. 1977. *The Fluvial System*. Caldwell: The Blackburn Press, 338p.
SECRETARIA DE ESTADO DE AGRICULTURA – SEA. 1980.

SECRETARIA DE ESTADO DE AGRICULTURA – SEA. 1980. *Atlas de zoneamento agroclimático do Estado de Minas Gerais*. Disponível em: <<http://www.ide.ufv.br/geominas/>>.

SGARBI, G.N.C., FANTINEL, L.M., MASOTTI, F.S. 1991. Geologia dos sedimentos lacustres da Bacia Terciária do Gandarela. In: Simpósio de Geologia do Núcleo Minas Gerais, 6, 1992, Ouro Preto. *Revista da Escola de Minas*. 45, 118–122.

SILVA, L.C.L. 2012. *Feições de mineração aurífera colonial na depressão do Complexo Santa Bárbara – Catas Altas – MG*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 67 p.

SILVA, T.P., MELLO, C.L. 2011. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). *Geologia USP, Série Científica*. 11, 95-111.

SJOSTROM, D.J., HREN, M.T., CHAMBERLAIN, C.P. 2004. Oxygen isotope records of goethite from ferricrete deposits indicate regionally varying Holocene climate change in the Rocky Mountain region, U.S.A. *Quaternary Research*. 61 (1), 64–71. DOI:10.1016/j.yqres.2003.08.008

SOMMÉ, J. 1990. Enregistrements: reponses des environnements sedimentaires et stratigraphie du Quaternaire – exemples D Achenheim (Alsace) et de La Grande Pile (Vosges). *Quaternaire*. 1(1), 25–32.

SPIER, C.A., VASCONCELOS, P.M., OLIVIERA, S.M.B. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology*. 234, 79–104.

STEVAUX, J.C., BARCZIYSKCY, O., MEDEANIC, S., NÓBREGA, M.T. 2006. Characterization and environmental interpretation of a floodplain Holocene paleosoil:

Implications for paleohydrological reconstructions in the Upper Paraná River, Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementband)*. 145, 191-206,

STONE, A.E.C., THOMAS, D.S.G., VILES, H.A. 2010. Late Quaternary palaeohydrological changes in the northern Namib Sand Sea: New chronologies using OSL dating of interdigitated aeolian and water-lain interdune deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 288 (1–4), 35–53. DOI:10.1016/j.palaeo.2010.01.032

STOOPS, G., 1970. Scanning electron microscopy applied to the micromorphological study of a laterite. *Pedologie*. 20, 268–280.

STOOPS, G., 2003. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, 184 p.

STOOPS, G., MARCELINO, V., 2010. Lateritic and Bauxitic Materials. In: STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam, p. 329–350.

STUBENDORFF, U., 1986. The mechanical properties of tropical weathering products and their relationship to the mineralogical and chemical composition. *Geologisches Jahrbuch*. C43, 3–137.

STUIVER, M., POLACH, H.A. 1977. Reporting of ¹⁴C Data. *Radiocarbon*. 19(3), 355–363.

STUMM, W., SULZBERGER B. 1992. The cycling of iron in natural environments: considerations based on laboratory studies of heterogeneous redox processes. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*. 56, 3233–3257. DOI:10.1016/0016-7037(92)90301-X

SUGUIO, K., BIGARELLA, J.J. 1979. *Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância*. Curitiba: UFPR, 183 p.

SUMMERFIELD, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 537 p.

TANNER, L.H., KHALIFA, M.A. 2010. Origin of ferricretes in fluvial-marine deposits of the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*. 56, 179–189. DOI:10.1016/j.jafrearsci.2009.07.004

TARDY, Y., 1993. *Pétrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson, Paris, 459 p.

THOMAS M.F. 1994. *Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes*. J. Wiley & Sons.

THOMAS, M.F. 2008. Understanding the impacts of Late Quaternary change in tropical and sub-tropical regions. *Geomorphology*. 101, 146–158.

TURCQ, B., ALBUQUERQUE, A.L.S., CORDEIRO, R.C., SIFEDDINE, A., SIMOES FILHO, F.F.L., SOUZA, A.G., ABRÃO, J.J., OLIVEIRA, F.B.L., SILVA, A.O., CAPITÃO, J. 2002. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*. 148, 319–342.

TWISS, C. 1992. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: G. RAPP, J., MULHOLAND, S. C. (Ed.). *Phytolith Systematics*. Vol. 1. Springer Science & Business Media.

UHLEIN, A., NOCE, C.A. 2012. Quadrilátero Ferrífero. In: Carneiro, C.D.R.R., Hasui, Y., Bartorelli, A. (Org.). *Geologia do Brasil*. 1ª ed. São Paulo: Beca, v. 1, p. 228–235.

USSAMI, N., MOLINA, E.C., MEDEIROS, W.E. 1999. Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, 1999, Lençóis. *Anais...* Sessão 3, p. 20–23.

VALADÃO R.C., SILVEIRA J.S. 1992. Estratigrafia Quaternária e evolução do Relevo no Complexo do Baçõ, Dados Preliminares. *Revista Escola de Minas*. 45, 85–87.

VANDENBERGHE, J. 2002. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*. 91, 17–23

VARAJÃO, C.A. 1991. A questão da ocorrência das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. 21, 131–145.

VARAJÃO, C.A.C., BOULANGÉ, B., CARVALHO, A. 1989. The bauxites of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: INTER. CONGR. OF ICSOBA, 6. Poços de Caldas, 1988. *Anais...* Travaux, ICSOBA, 19(22): 127-136.

VARAJÃO, A.F.D.C., GILKES, R.J., HART, R.D. 2001. The relationships between kaolinite crystal properties and the origin of materials for a Brazilian kaolin deposit. *Clay and Clay Minerals*. 49, 44-59.

VARAJÃO, C.A.C., SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, A.F.D.C., BRAUCHER, R., COLIN, F., NALINI JR., H.A. 2009. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero

(Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 33, 1409–1425.

VASCONCELOS, P.M., HEIM, J.A., FARLEY, K.A., MONTEIRO, H., WALTENBERG, K. 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $(\text{U}-\text{Th})/\text{He} - 4\text{He}/3\text{He}$ geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 117, 283–312. DOI:10.1016/j.gca.2013.03.037

VIVEEN, W., SCHOORL, J.M., VELDKAMP, A., VAN BALEN, R.T., DESPRAT, S., VIDAL-ROMANI, J.R. 2013. Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the lower Miño River terrace record: A gradient modelling evaluation. *Geomorphology*. 186, 96–118. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.12.026

WANG, Y., AMUNDSON, R. TRUMBORE, S. 1996. Radiocarbon Dating of Soil Organic Matter. *Quaternary Research*. 45, 282–288. DOI:10.1006/qres.1996.0029

WANG, P., JIANG, H., YUAN, D., LIU, X., ZHANG, B. 2010. Optically stimulated luminescence dating of sediments from the Yellow River terraces in Lanzhou: Tectonic and climatic implications. *Quaternary Geochronology*. 5, 181–186. DOI:10.1016/j.quageo.2009.05.009

WEGGEN, J., VALETON, I. 1990. Polygenetic lateritic iron ores on BIF's in Minas Gerais/Brazil. *Geologische Rundschau*. 79(2), 301-318.

WIDDOWSON, M., 2007. Laterite and ferricrete. In: NASH, D.J., MCLAREN, S.J. (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell, Malden, Massachusetts, pp. 46–94.

ZAUYAH, S., BISDOM, E.B.A., 1983. SEM-EDXRA investigations of tubular features and iron nodules in lateritic soils from Malaysia. *Geoderma*. 30, 219–232.

ZUCOL, A.F., BREA, M., SCOPEL, A. 2005. First record of fossil wood and phytolith assemblages of the Late Pleistocene in El Palmar National Park (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. 20, 33–43. DOI:10.1016/j.jsames.2005.07.007