

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ANÁLISE, PLANEJAMENTO E
GESTÃO AMBIENTAL**

**GÊNESE E EVOLUÇÃO DA SUPERFÍCIE QUATERNÁRIA NO MÉDIO
SÃO FRANCISCO: FATOS E EVIDÊNCIAS NA BACIA DO RIO
GRANDE - BAHIA**

**Ricardo Reis Alves
Uberlândia/MG
2011**

RICARDO REIS ALVES

**GÊNESE E EVOLUÇÃO DA SUPERFÍCIE QUATERNÁRIA NO MÉDIO
SÃO FRANCISCO: FATOS E EVIDÊNCIAS NA BACIA DO RIO
GRANDE - BAHIA**

Tese de doutorado apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Geografia da
Universidade Federal de Uberlândia, como
requisito parcial para obtenção do título de
Doutor em Geografia.

**Área de Concentração: Geografia e Gestão
do Território**

**Orientador: Prof. Dr. Silvio Carlos
Rodrigues**

UBERLÂNDIA/MG
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
2011

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

RICARDO REIS ALVES

**GÊNESE E EVOLUÇÃO DA SUPERFÍCIE QUATERNÁRIA NO MÉDIO
SÃO FRANCISCO: FATOS E EVIDÊNCIAS NA BACIA DO RIO
GRANDE - BAHIA**

Prof. Dr. Silvio Carlos Rodrigues

Prof. Dra. Cristina Helena Rocha Ribeiro Augustin

Prof. Dr. Paulo Cesar Rocha

Prof. Dr. Luís Antônio de Oliveira

Prof. Dr. Carlos Roberto dos Anjos Candeiro

Data: 12/08/2011

Resultado: _____

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais, esposa, irmãos e filho

EPÍGRAFE

Dos breves apontamentos indicados, resulta que os caracteres geológicos e topográficos, a par dos demais agentes físicos, mutuam naqueles lugares as influências características de modo a não se poder afirmar qual o preponderante. Se, por um lado, as condições genéticas reagem fortemente sobre os últimos, estes, por sua vez, contribuíram para o agravamento daquelas; e todas persistem nas influências recíprocas. Deste perene conflito feito num círculo vicioso indefinido, ressalta a dignificação mesológica do local....A própria temperatura abrasada acaba lhes dar um mínimo de pressão atraindo o afluxo das chuvas; e as areias móveis, riscadas pelos ventos, negando largo tempo a pega à planta mais humilde, imobilizam-se, a pouco e pouco, presas nas radículas...Este é um rio sem afluentes. Falta-lhe conformidade com o declive da terra. São rios que sobem. Enchem-se de súbito; transbordam; reprofundam os leitos, anulando o obstáculo do declive geral do solo; rolam alguns dias para o rio principal e desaparecem...Além de ultrapassar a demarcação vulgar, exclui os relevos naturais que atenuam ou reforçam os agentes meteorológicos, criando climas equatoriais em altas latitudes ou regímenes temperados entre os trópicos. Toda a climatologia, inscrita nos amplos lineamentos das leis cosmológicas gerais, desponta em qualquer parte adicta de preferência às causas naturais mais próximas e particulares. Um clima é como que a tradução fisiológica de uma condição geográfica.

Os Sertões, de Euclides da Cunha

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, que sempre intercedeu na elaboração e conclusão desse trabalho. Agradeço aos meus familiares, que me ajudaram em trabalhos de campo, e compreenderam a minha falta de tempo para o convívio familiar durante esse momento de dedicação ao doutorado. Em especial destaco aqui: João Clariano e Jaídes Braz (pais), Nhúbia Martins (esposa), João Martins Alves (filho), Roberto Reis e Renato Reis (irmãos), Gerciane (cunhada), entre tantos tios(as) e primos(as). Agradeço também aos amigos e colegas, que de alguma forma contribuíram para a realização da pesquisa.

Agradeço ao Prof. Silvio Carlos Rodrigues, que me orientou durante a pesquisa de doutorado. Na realidade, as orientações que tive nesse longo período de trabalho estão sendo extremamente úteis para minha carreira como professor e também para outras partes da minha vida pessoal. Agradeço a paciência e a boa vontade, além do entendimento e das orientações, mesmo durante finais de semana, durante viagens e férias.

Ao Prof. Antônio Carlos de Barros Corrêa e a Prof. Maria Alcina Franca Barreto, ambos da UFPE, que contribuíram para o delineamento teórico e metodológico dessa tese.

Um agradecimento especial aos técnicos do Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos do IG/UFU (LAGES), Sr. Maláquias Souza e Sra. Rosângela Amorim, que se dedicaram durante as análises laboratoriais da vasta quantidade de amostras geradas durante a pesquisa. Esse agradecimento deve ser estendido ao Sr. Jorge Santos, técnico em química do ICAD/UFBA, que contribui em análises físico-químicas de algumas amostras.

Agradeço aos alunos de graduação do ICAD/UFBA, que me ajudaram na execução dos trabalhos de campo e de laboratório: Diego Santos, Gilmar Nascimento, Ianne Passos, Joildes Brasil, Ossifleres Damasceno e Suédio Meira. Incluo também nesse agradecimento outros alunos que de alguma forma também me ajudaram na execução dos

trabalhos. Agradeço ainda ao Fausto Netto e a Juliana Pereira, ambos estagiários do LAGES.

Agradeço à Lilian Carla Moreira Bento, doutoranda do LAGES.

Incluo nesses agradecimentos o Prof. Dr. Ernande Melo, do Instituto de Geociência da UFBA/Salvador, que mesmo sem me conhecer pessoalmente, prontamente executou leituras de DRX para essa pesquisa. Agradeço ao Prof. Dr. Poty Lucena, do ICAD/UFBA/Barreiras, que também se prontificou a realizar análises de DRX em aparelhos de uma universidade parceira no Rio Grande do Sul.

Agradeço também à Prefeitura Municipal de Barreiras e Prefeitura Municipal de São Desidério, que gentilmente disponibilizaram transporte para a realização dos trabalhos de campo, além da empresa Granflor, que também disponibilizou carro e contribuiu na logística dos trabalhos de campo.

Meus sinceros agradecimentos ao ICAD, e aos colegas de trabalho que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento dessa pesquisa, em especial aos professores do curso de Geografia.

Agradeço muito a população dos vilarejos desse setor da depressão do São Francisco, que ajudaram nos trabalhos dessa pesquisa e ainda contribuíram com gentilezas, como por exemplo, cozinhar e local para dormir. Durante os trabalhos de campo eu aprendi muito com essa “gente sertaneja”, um aprendizado diferente daquele que se obtém em bancos de universidades: aprendi a valorizar ainda mais o saber “tradicional”, a estrutura familiar, a valorizar a humildade e aprendi a conviver com limitações de infra-estrutura.

Por fim, agradeço aos meus antigos “companheiros” de trabalho dos tempos em que eu atuava como técnico mecânico. Vocês também possibilitaram esse momento, pois sempre me incentivaram a continuar os estudos, e ainda me substituía diversas vezes no serviço quando eu precisava ir para a universidade.

RESUMO

A região do médio rio São Francisco possui diversas evidências da gênese e evolução da paisagem Quaternária, o que pode ser observado nas áreas onde há formação de relevos agradacionais, por meio de extensos lençóis de areia, como ocorre no baixo curso do rio Grande, um de seus principais afluentes. O baixo curso desse rio localiza-se na Depressão do São Francisco, e é circundado pelos relevos degradacionais das Chapadas do São Francisco, dos Planaltos em Patamares do São Francisco/Tocantins, do Planalto da Tabatinga e da Serra do Espinhaço. Parte do material erodido nas zonas degradacionais foi depositado no local da pesquisa, que possui área de 7.504Km², correspondendo a 1,2% da bacia do São Francisco. Ela está localizada em municípios do extremo noroeste da Bahia. O objetivo dessa pesquisa foi estudar a gênese e evolução da paisagem Quaternária nesse local, fundamentando-se em métodos de análise geomorfológica, pedológica, sedimentar e de geocronologia. Assim, acredita-se que os sedimentos foram transportados e depositados pela ação coluvial e aluvial, dando origem a grandes depósitos advindos de diversas frentes de sedimentação, formando a Planície Aluvial do Rio Grande, o Leque Aluvial do Rio Preto, a Planície Aluvial do Rio Curralim e a Planície Aluvial de Mansidão. O lençol de areia é formado justamente pela coalescência dessas frentes de sedimentação. Destaca-se que esses sedimentos foram retrabalhados pela ação eólica em períodos mais secos e com maior intensidade de ventos. A formação desses depósitos sedimentares não consolidados é fruto de flutuações climáticas ocorridas no Quaternário. Na paisagem a resposta dessas flutuações ficou “impressa” na forma de tipos de solos, tipos de formas do relevo e características dos depósitos de sedimentos. Os trabalhos de datações realizados permitiram a identificação de idades entre 21Ka AP ($\pm 2,7$) e 0,88Ka AP ($\pm 0,04$), que corresponde ao intervalo paleogeográfico ocorrido desde o Último Máximo Glacial até a Pequena Era do Gelo. Durante a fase que corresponde ao Pleistoceno Superior e Holoceno Inferior, houve a expansão dos depósitos por ação aluvial,

e no final do Pleistoceno houve o início da intensificação dos processos erosivos e uma conseqüente formação dos principais canais fluviais, pois o clima passou a ser mais úmido e os fluxos fluviais deixaram de ser entrelaçados (difusos). A fase seguinte, que corresponde ao Holoceno Médio e Superior, foi marcada por flutuações climáticas de curta duração, de maneira que o clima variava entre seco e mais úmido. A resposta foi fases com trabalho eólico, tendo as formações dos processos de deflação e fases em que a erosão se intensificou. Parte dos solos que compõe a área de pesquisa tiveram a sua gênese ligada a processos mais antigos que o intervalo de idades identificado, pelo fato de serem classificados como Latossolos alóctones, com gênese associada a modificação físico química dos depósitos. Mas a maior parte dos solos é representada pelos Neossolos Quartzarênicos, formados durante o último período glacial. É necessário deixar evidente que a área de pesquisa é formada por aproximadamente $67.680 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimentos, e deve-se haver muito cuidado com o manejo dos solos no local, de maneira que esses depósitos continuem estabilizados. Caso contrário, o assoreamento do rio São Francisco se intensificará ainda mais.

ABSTRACT

The region of medium São Francisco river holds a lot of evidences of the Quaternary landscape genesis and evolution, that can be observed in the areas where there are the formation of aggradation reliefs forms, by means of extensive sand sheets, as occur in the low course of Grande river, one of its mainly tributary. The low course of this river is located in a relief unit called of São Francisco Depression, rounded by degradation relief forms, called of São Francisco Plateau, São Francisco/Tocantins Landing Plateau, Tabatinga Plateau and Espinhaço Mountains. A part of the material eroded in degradation zones, was deposited in research place, which holds an area of the 7.504Km², that correspond to 1,2% of the São Francisco basin. The research area is located in Bahia northwest. The sediments where transported and deposited by colluvial and alluvial action, which had originated sediment deposits, that came from a lot of sedimentation fronts, forming the Grand River Alluvial Flat Land, Preto River Alluvial Fan, Curralim River Alluvial Flat Land and Mansidão Alluvial Flat Land. The sand sheet was formed by the coalescence of sedimentation fronts. It is necessary to mention that this sediments where reworked by wind action during dry climate periods and more intensity of winds. The formation of these unconsolidated deposits occurred according to a climatic fluctuation during the Quaternary, when the semi-arid climate had predominated, in the time of last glaciations event. But other climates fluctuations had occurred in Pleistocene and Holocene, both before and after this deposition, with some time more cold or hot and dry or wet. In the landscape, the response of the fluctuations where “printed” as different soil classes, kind of relief forms and characteristics of the sediments deposits. The dating work allowed identification of ages between 21Ky BP ($\pm 2,7$) and 0,88Ky BP ($\pm 0,04$), that corresponds to the paleo-geographic interval occurred since the Last Glacial Maximum until the Short Ice Age. During the phase that corresponds to Superior Pleistocene and Inferior Holocene, there were deposits expansions by means of alluvial action, and at the

end of the Pleistocene there were the begin of erosion process intensification and a consequent formation of the mainly fluvial channels, caused by a shift climate, which were more wet, and had reflections in fluvial patterns, ending the time of intensive braided channels. The following phase, that corresponds the Medium and Superior Holocene, was marked by climatic fluctuations of short duration, and the climate use to variety between dry and more wet. The response was phases with aeolian work, culminating in the formation of deflation process (pans), and phases when the erosion was intensified. Part of the soil that composes the research area has its genesis linked to older process then the interval ages identified in this research, because they are classified as allochthonous Oxisols and Ferrasols, with genesis associated to physical and chemical changes in the deposits. But the most part of the soils are represented by Arenossols, formed during the last glacial period. At the end, it is necessary to detach that the research area is formed by approximately $67.680 \times 10^6 m^3$ of sediments, and it is necessary to have a lot of care in the local soil management, what will keeps the deposits stabilized. In the other hand, the siltation in the São Francisco River will be intensified.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	23
2 JUSTIFICATIVA	25
3 HIPÓTESE	27
4 OBJETIVOS	30
5 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA ...	32
5.1 A área de pesquisa no cenário nacional	32
5.2 A região e o local	35
5.2.1 Geologia	39
5.2.2 Geomorfologia	43
5.2.3 Clima e hidrografia	48
5.2.4 Solos	50
6 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO METODOLÓGICA	52
6.1 Caracterização do Quaternário	52
6.2 Interpretação da paisagem Quaternária: teorias, conceitos e técnicas	67
6.2.1 Gênese e evolução geomorfológica	68
6.2.2 Os solos do Pleistoceno e Holoceno	84
6.2.3 A caracterização, o transporte e a deposição de sedimentos	89
6.2.4 Geocronologia de depósitos recentes	100
6.2.5 Geotecnologias e cartografia	106
7 METODOLOGIA	113
7.1 Estudos aplicados à gênese e evolução do relevo	116
7.2 Análise de sedimentos e de solos	120
7.3 Geocronologia	127
8 RESULTADOS	132
8.1 Geomorfologia: gênese e evolução do relevo e os paleoambientes	132

8.1.1 Contexto regional	132
8.1.2 A geomorfologia local	143
8.1.2.1 A gênese do relevo entre o Pleistoceno superior e Holoceno inferior	155
8.1.2.2 A dinâmica do relevo no Holoceno médio e superior	164
8.2 Gênese e evolução dos solos e a influência dos paleoambientes.....	177
8.2.1 O transporte de sedimentos durante a formação do lençol de areia.....	178
8.2.2 Características físico-químicas dos sedimentos	199
8.2.3 A descrição de fácies e as características dos depósitos	215
8.2.3.1 O depósito da Planície Aluvial do Rio Grande	216
8.2.3.2 O depósito do Leque Aluvial do Rio Preto	222
8.2.3.3 O depósito da Planície Aluvial do Rio Curralim	227
8.2.3.4 O depósito da Planície Aluvial de Mansidão	232
8.2.4 A gênese de Neossolos e Latossolos Alóctones	237
8.3 As características ambientais do Holoceno e do final do Pleistoceno	242
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS	247
10 REFERÊNCIAS	250
11 APÊNDICE	283
12 ANEXOS.....	292
12.1 Datação por LOE	292
12.2 Datação por ¹⁴ C	302
12.3 Resultado das análises de DRX	306

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

ANA – Agência Nacional de Águas

AP – Antes do Presente

AW – Clima tropical com chuvas de verão

Bsh – Clima semi-árido quente com chuvas de inverno

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

Ga – Giga ano (um bilhão de anos)

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Ka – Kiloano (mil anos)

K/T – Contato entre o Cretáceo e o Terciário

LOE – Luminescência Opticamente Estimulada

Ma – Mega ano (um milhão de anos)

MAR – Multiple Aliquot Regenerative dose

NASA – National Aeronautics and Space Administration (Agência especial dos EUA)

PMIP – Paleoclimate Modelling Intercomparison Project

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

SAR – Single Aliquot Regenerative dose

SEI – Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia

SRTM – Shuttle Radar Topographic Mission

UMG – Ultimo Máximo Glacial

USDA – United States Department of Agriculture

USGS – United States Geological Survey

ZACAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1 – Forma em “V” existente no centro da área de pesquisa, que pode ser um indicativo de transporte eólico ocorrido no Quaternário, com fonte de sedimentos a partir das dunas do Médio São Francisco	28
Fig. 2 – Mapa de localização da área de pesquisa no território brasileiro	33
Fig. 3 – Localização da área de pesquisa, destacando os municípios onde está inserida.....	37
Fig. 4 – Delimitação da área de pesquisa e localização dos principais canais fluviais e aglomerados humanos.....	38
Fig. 5 – A maior diversidade geológica ocorre no entorno da área de pesquisa	40
Fig. 6 – Esquema representativo da gênese do grupo Urucuia, com sedimentos depositados no eixo sul/norte. Nesse tipo de deposição, os sedimentos tendem a se tornar melhor selecionados e mais finos na direção do transporte.....	42
Fig. 7 – Mapa estrutural do cráton do São Francisco, com destaque para as faixas orogenéticas do Brasiliano. O quadrante vermelho representa a área de pesquisa.....	45
Fig. 8 – Recorte adaptado a partir do “Mapa de Unidades de Relevo do Brasil”, elaborado pelo IBGE. O retângulo preto representa a bacia do rio Grande e o quadrante vermelho representa a área de pesquisa, sendo ambas sem precisão cartográfica.....	46
Fig. 9 – Escarpas das Chapadas do São Francisco em contato com a depressão na área urbana de Barreiras – BA	46
Fig. 10 – Diferencial de altitude e a representatividade espacial das feições do relevo.....	47
Fig. 11 – Clima regional, com destaque para a área de pesquisa, representada pelo quadrante vermelho.....	49
Fig. 12 – Cachoeira do Acaba Vidas, localizada no rio de Janeiro, o principal afluente do rio Branco. Ela está localizada na escarpa das chapadas.....	50
Fig. 13 – Temperatura durante o Pleistoceno. A concentração de isótopos de ^{18}o (em verde), está diretamente relacionada com o aumento e diminuição de temperatura.....	55

Fig. 14A – Diminuição média da precipitação durante o UMG. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação.....	57
Fig. 14B – Diminuição da média da temperatura na superfície do solo durante o UMG. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação.....	58
Fig. 15A – Temperatura média da Europa durante o Holoceno, a partir de dados de pólen.....	61
Fig. 15B – Temperatura média global durante o Holoceno e os principais eventos associados.....	61
Fig. 16A – Diminuição média de precipitação no Holoceno médio. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação.....	62
Fig. 16B – Aumento da média de temperatura na superfície do solo durante o Holoceno médio. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação.....	63
Fig. 17 – Modelo de desenvolvimento da história dos terraços do rio Madre de Dios. As datações foram feitas por ^{14}C	76
Fig. 18 – Relação entre padrão de formas dos canais proposto por Leigh de acordo com as principais mudanças climáticas do Quaternário superior, para a costa atlântica do sudeste dos EUA.....	77
Fig. 19 – Imagens de satélite que mostram pans em diversas partes do mundo: a) Área do Lago Chrissie, na África do Sul (a maior pan tem 5Km de comprimento); b) Stirling Range, no extremo oeste da Austrália, com maiores exemplares de 3,5Km; c) Planície do Oeste da Sibéria – Kazakstão, onde os maiores exemplares não passam dos 2Km; d) Llano Estacado, nas altas planícies dos Estados Unidos (a maior pan mede 5Km de comprimento).....	83
Fig. 20 – Princípios básicos de datação por LOE em depósitos Quaternários. Observe que as idades obtidas por esse métodos corresponde ao último processo sedimentar pelo qual o material passou, de maneira que durante o seu transporte, houve incidência direta da radiação solar.....	104
Fig. 21 – Fluxograma das atividades. A cronologia dos eventos segue de cima para baixo e da esquerda para direita.....	114
Fig. 22A – Mapa de localização dos pontos de amostragem.....	121
Fig. 22B – Nome dos pontos de amostragem.....	122

Fig. 23 – Figura comparativa do grau de arredondamento e esfericidade.....	125
Fig. 24A – Localização dos pontos de coleta de amostras para datação por LOE e radiocarbono. Observe as características dos locais de onde foram coletadas as amostras.....	128
Fig. 24B – Nomenclatura dos pontos de datação.....	129
Fig. 25 – Coleta de amostras para datação por LOE.....	130
Fig. 26 – Na Chapada do São Francisco há evidências da ação de pediplanação, localizadas na porção centro-oeste do perfil. No centro-leste está a Depressão do São Francisco, com destaque para a Serra do Boqueirão, com altitudes elevadas.....	134
Fig. 27 – Serra do Boqueirão, local do encontro dos rios Grande e Preto. É possível notar a paisagem que passou por pediplanação ao observar o canal do rio Grande, em destaque na foto.....	135
Fig. 28 – Declividades da bacia do rio Grande. A seta vermelha e a azul representam respectivamente o avanço do entalhamento dos rios Preto e Branco, que encontram-se rodeados por aumento abrupto de declividade.....	136
Fig. 29 – Divisão do rio Grande em alto, médio e baixo curso.....	137
Fig. 30 – É comum observar os matacões no fundo dos canais fluviais em todo trecho dos planaltos em patamares, se estendendo até o contato com a depressão. Nesse caso, os blocos de rocha no fundo do canal estão proporcionando a formação de ondulações na água, o que contribuiu para dar nome ao rio de Ondas.....	139
Fig. 31 – Extração de areia no rio de Ondas, próximo a região de sua foz já na Depressão do São Francisco. Nesse caso, os sedimentos finos já recobrem os de maiores dimensões da região proximal. Esse ponto está localizado dois quilômetros abaixo do local onde afloram matacões no fundo do canal.....	140
Fig. 32 – Colúvios formados no sopé das escarpas na área urbana de Barreiras – BA.....	141
Fig. 33 – Padrão de formas do Relevo na Bacia do Rio Grande. Observe que o entalhamento dos vales é maior no Noroeste e que o relevo mais dissecado está na zona circundante à área de pesquisa. A nomenclatura das siglas que permite a leitura desse mapa encontra-se em anexo.....	142
Fig. 34 – Perfil topográfico e foto do rio Curralim, onde a BR020 o atravessa. A imagem em 2D ao fundo realça o aprofundamento desse canal na superfície sedimentar. O perfil foi traçado de sul para o norte.....	144
Fig. 35 – Perfil topográfico traçado no sentido norte/sul. Observe que o canal do córrego Vereda, com destaque em azul, possui a mesma profundidade do canal do rio Grande,	

destacado em vermelho. O canal do rio Preto, representado na região do círculo amarelo, tem o seu fundo na mesma cota das margens do Vereda.....	145
Fig. 36 – Declividade da área de pesquisa. Note o aumento considerável da declividade próximo aos canais fluviais e das lagoas.....	147
Fig. 37 – Continuidade do declive após o recorte feito pelos rios. A ligação aproximada dos topos mostra esta continuidade, além do próprio sentido e valor do declive dos seguimentos internos das vertentes.....	148
Fig. 38 – Figura representativa da garganta epigênica, para onde há a convergência dos fluxos. Na foto A, indicado pela seta laranja é possível observar o rio Grande. Na foto B, indicado pela seta cinza, observa-se o canal do rio Preto, enquanto que a seta azul mostra o córrego Vereda, que ganha evidência na foto C. A foto D mostra a vertente leste da serra do Boqueirão, após haver a confluência dos três canais.....	149
Fig. 39 – Lagoa localizada nas proximidades de Taguá. Ela possui regime intermitente, e nessa época havia água em seu interior. As marcas de pisoteio de gado comprovam o uso em atividades pastoris.....	150
Fig. 40 – Fragmento de rocha recoberta pelos sedimentos inconsolidados.....	151
Fig. 41 – Diversidade e a quantidade de formas do relevo Quaternário sobre a área de pesquisa.....	152
Fig. 42A – Feições na paisagem que indicam limites ou características naturais dos compartimentos geomorfológicos.....	153
Fig. 42B – Feições na paisagem que indicam limites ou características naturais dos compartimentos geomorfológicos.....	154
Fig. 43 – Datações e seus respectivos limites superiores e inferiores.....	156
Fig. 44A – Paleocanais representados por formações de cinturões de meandros, sendo um menos preservado ao sul e outro mais preservado ao norte. O ponto de datação é o P 101	160
Fig. 44B – Duas antigas depressões por onde o fluxo do rio Grande passou. Note também as superfícies de maiores altitudes (residuais) que ficaram preservadas.....	161
Fig. 45 – Movimento ondulatório formado na superfície do terraço superior, o que dá origem ao processo de migração lateral. Destaca-se ainda que o setor α está compreendido entre o primeiro e o segundo nó, enquanto o setor β encontra-se entre o segundo e terceiro nó (da esquerda para direita).....	162
Fig. 46 – Datações e seus respectivos limites superiores e inferiores.....	165
Fig. 47 – Lagoas formadas pela ação eólica durante processos deflação. As duas fotos superiores representam lagoas perenes e as de baixo são lagoas intermitentes.....	166

- Fig. 48** – As diferentes formas das lagoas e sua distribuição na paisagem..... 168
- Fig. 49** – Dunas lunetas associadas a processos de deflação, indicando transporte eólico na paisagem..... 169
- Fig. 50** – Direção preferencial dos ventos formadores dos processos de deflação... 170
- Fig. 51** – O ponto nítido de conexão entre o paleocanal e o atual não pode ser identificado pela imagem. Mas acredita-se que ele esteja na área circulada em azul..... 172
- Fig. 52** – Divisão da rede de drenagem. Nota-se que a maioria dos canais são intermitentes e também alguns padrões, como por exemplo, diferença na densidade de drenagem e orientações preferenciais de acordo com o comportamento geomorfológico..... 175
- Fig. 53** – Entre as lagoas há uma linha de vegetação mais densa, que indica caminhos preferenciais por onde a água passa durante eventos de transbordamento..... 176
- Fig. 54** – Comportamento dos fluxos de energia e matéria. Note que os fluxos são provenientes de toda a área circundante e que são convergidos para a estreita passagem na garganta 179
- Fig. 55A** – Há uma significativa melhora na seleção de sedimentos nesse horizonte de oeste para leste..... 180
- Fig. 55B** – Nota-se nesse horizonte que a seleção melhora das bordas para o centro e do centro para o leste, evidenciando melhora de seleção no sentido do transporte..... 181
- Fig. 55C** – A deposição desse horizonte também seguiu parâmetros parecidos com os do horizonte superior, mostrando melhora na seleção no sentido dos fluxos..... 182
- Fig. 55D** – Essa figura também deixa evidente a melhora da seleção no sentido do transporte dos sedimentos..... 183
- Fig. 56** – O grau de seleção é diferente quando se compara materiais da superfície e sub-superfície. Mas quando a discussão é centrada somente em materiais de sub-superfície, o índice de correlação diminui ainda mais, evidenciando uniformidade nos sedimentos..... 185
- Fig. 57A** – Ocorre a diminuição desse índice na direção dos fluxos..... 186
- Fig. 57B** – Na área central desse horizonte forma-se uma figura geométrica parecida com aquela observada por imagens Landsat nessa mesma posição, a qual dava idéia do transporte eólico a partir da serra do Boqueirão..... 187
- Fig. 57C** – Há uma grande variação desse índice entre as áreas centro norte e centro sul, evidenciando padrões de transporte diferenciados..... 188
- Fig. 57D** – Nesse caso não há um padrão de distribuição espacial da assimetria.... 189

- Fig. 58A** – O teor de areia fina é maior na frente de sedimentação advinda do rio Grande..... 191
- Fig. 58B** – Nesse horizonte, as maiores concentrações de areia fina também estão localizadas na Planície Aluvial do Rio Grande 192
- Fig. 58C** – Os valores mais elevados estão no encontro do rio Preto e Grande, no setor onde houveram as avulsões do rio Grande e a margem direita desse rio. Ao desconsiderar valores pontuais, observe que a concentração de areia fina aumenta na direção do encontro dos rios..... 193
- Fig. 58D** – Os valores de areia fina permanecem mais altos no centro sul e aumentando na direção da serra do Boqueirão..... 194
- Fig. 59** – Seixos rolados encontrados na área de pesquisa. Aqueles de diâmetro menor representam o diâmetro médio dos seixos. A esquerda, há um seixo de maiores dimensões encontrado nas proximidades do canal do córrego Vereda..... 195
- Fig. 60** – Índice de correlação entre o diâmetro médio e a seleção. O agrupamento com menores valores corresponde aos sedimentos com baixos índices de pedogênese, e o grupo com maiores valores representam sedimentos com pedogênese mais evoluída..... 197
- Fig. 61** – Variação do grau de seleção em relação à profundidade. Há variações de tendências importantes a 90cm, 50cm e 30cm de profundidade, que coincidem com datações de eventos geológicos com amplitude global..... 198
- Fig. 62** – Sedimentos da área de pesquisa distribuídos no diagrama de Shepard, de acordo com a escala de Wentworth. As amostras que pertencem a classe “areia argilosa” são provenientes da região do rio Curralim, da margem direita do rio Grande próximo a Jupaguá e a margem esquerda do rio Preto, nas proximidades do povoado de Formigueiro..... 200
- Fig. 63** – Concreções de ferro, representadas pela petroplintita encontrada em horizonte subsuperficial..... 201
- Fig. 64** – Coloração das areias na trincheira de Taguá..... 202
- Fig. 65** – A relação entre silte e argila é muito baixa em todas as amostras da área de pesquisa..... 202
- Fig. 66** – Grãos de sedimentos na fração de areia média. Observe que há grãos mais polidos, picotados, arredondados e esféricos e pouco arredondados/esféricos..... 205
- Fig. 67A** – Argilominerais que fazem parte do depósito à margem esquerda do rio Preto, próximo ao povoado de Formigueiro..... 207
- Fig. 67B** – Argilominerais que fazem parte do depósito à margem direita do rio Preto, onde há evidências de transporte eólico..... 208

- Fig. 67C** – Argilominerais que fazem parte do depósito da frente de sedimentação do rio Curralmim. Da área estudada, esse é o setor onde há os maiores valores do teor de argila, e onde há as maiores evidências de intemperismo/oxidação dos sedimentos..... 209
- Fig. 67D** – Argilominerais que fazem parte do saprolito proveniente do intemperismo da rocha base (zona de inundação de uma lagoa intermitente), onde estão assentados os depósitos. Observe que há diferença entre os argilominerais identificados nessa amostra e os demais, identificados nos outros pontos..... 210
- Fig. 67E** – Argilominerais que compõe os sedimentos da Planície Aluvial do Rio Grande..... 211
- Fig. 67F** – Argilominerais provenientes dos sedimentos da Planície Aluvial do Rio Grande..... 212
- Fig. 67G** – Argilominerais da margem direita do rio Grande, onde afloram sedimentos mais oxidados..... 213
- Fig. 68** – Diagrama de Shepard mostrando a predominância de areia nas amostras desse depósito..... 217
- Fig. 69A** – Facies do poço de tradagem P12. Alterações significativas observadas na transição Pleistoceno x Holoceno e em épocas pré e pós UMG, principalmente no teor de areia média..... 218
- Fig. 69B** – Facies do poço de tradagem TG2. São notadas mudanças significativas na transição nos sedimentos pós e pré Holoceno, em momentos anteriores e posteriores ao UMG, e em épocas mais antigas sem datações correlativas..... 219
- Fig. 69C** – Fácies do poço de tradagem P119. Esses sedimentos são provenientes de uma área erodida do terraço superior, que encontra-se em altitude mais baixa se comparado aos demais poços. Acredita-se que essas fácies representam sedimentos anteriores ao UMG, recobertos por uma fina camada de materiais Holocênicos, proveniente do trabalho fluvial no terraço superior..... 220
- Fig. 70** – Influência das populações de areia média (AM), areia fina (AF) e areia muito fina (AMF) na concentração da areia total..... 221
- Fig. 71** – Trincheira próximo a Taguá, onde ocorre uma uniformidade nos sedimentos. A seta azul indica fragmentos de carvão a 80cm de profundidade e a preta indica os fragmentos a 20cm..... 222
- Fig. 72** – Diagrama de Shepard mostrando a predominância de areia nas amostras..... 223
- Fig. 73A** – Fácies do poço de tradagem PT108..... 224
- Fig. 73B** – Fácies do poço de tradagem PT109..... 224

- Fig. 73C** – Fácies da trincheira de Buritizinho..... 225
- Fig. 74** – Influência da areia média, areia fina e muito fina no teor de areia total. Note a inversão de padrão representada pelas retas da areia muito fina e areia média, que são representativos de ambientes de deposição sob clima seco, com diferentes níveis de umidade e atuação de processos eólicos e fluviais..... 226
- Fig. 75** – Trincheira de Buritizinho. Note a profundidade padrão das raízes e os desabamentos das paredes. Fragmentos de carvão foram encontrados aleatoriamente..... 227
- Fig. 76** – Diagrama de Shepard que mostra que as areias são predominantes, mas há um aumento no teor de argila, comparando-se aos outros depósitos..... 228
- Fig. 77A** – Fácies do poço de tradagem P16..... 229
- Fig. 77B** – Fácies do poço de tradagem P110..... 230
- Fig. 77C** – Fácies do poço de tradagem P113..... 230
- Fig. 78** – A influência da areia média, areia fina e areia muito fina sobre a concentração total de areia..... 231
- Fig. 79** – Diagrama de Shepard mostrando a predominância de uma mistura entre areia e argila, mas ainda com predominância de areia..... 233
- Fig. 80A** – Fácies do poço de tradagem P104..... 234
- Fig. 80B** – Fácies do poço de tradagem PT106..... 234
- Fig. 80C** – Fácies do poço de tradagem P107..... 235
- Fig. 81** – Influência da areia média, areia fina e areia muito fina na concentração de areia total. Note que a areias fina e média tem influência diretamente proporcional sobre o total de areias. O aumento ou diminuição da areia muito fina não influencia no teor de areia total..... 235
- Fig. 82** – Seixos rolados depositados na base desse canal, no alomembro Mansidão..... 236
- Fig. 83** – Trincheira aberta em área de Neossolo Quartzarênico. Ocorre uma certa uniformidade no perfil de solo, que representa um Horizonte A superficial com influência de matéria orgânica, e um horizonte C que inicia-se logo abaixo e segue até o contato com as rochas consolidadas da base..... 238
- Fig. 84** – Observa-se a coloração esbranquiçada do Neossolo Quartzarênico na superfície..... 239

- Fig. 85** – A geomorfologia, associada as técnicas de sensoriamento remoto e de classificação dos solos, permitiram a execução de uma classificação generalista dos solos..... 240
- Fig. 86** – O Latossolo Amarelo é mais pálido na superfície. Na abertura dessas trincheiras foram encontrados seixos rolados de pequenas dimensões, assim como na região dos Neossolos..... 241
- Fig. 87** – Variabilidade das características dos paleoambientes Quaternários na bacia do rio Grande. Esse esquema foi feito a partir de dados obtidos no campo e interpretações em laboratórios, deduções a partir desses resultados e deduções a partir de informações compiladas..... 245

LISTA DE TABELAS

Tab. 1 – Unidades estruturais, sua respectiva litologia e era de formação.....	41
Tab. 2 – Representação da escala de Wentworth.....	90
Tab. 3 – Meia vida de isótopos utilizados em geocronologia.....	102
Tab. 4 - Equivalência entre milímetros e ϕ (phi).....	123
Tab. 5 – Escala qualitativa para interpretações de valores do desvio padrão (seleção).....	124
Tab. 6 – Escala qualitativa do grau de assimetria.....	124
Tab. 7 – Características das divisões do curso do rio Grande.....	138
Tab. 8 – Taxa de sedimentação por trincheira e a média para o final do último período glacial. A linha inferior mostra a quantidade de milênios necessários para formação de toda espessura do lençol de areia de acordo com as taxas apresentadas	157
Tab. 9 – Datações importantes do Holoceno superior que evidenciam a continuidade da deposição difusa e da concentração de fluxos na região do atual rio Grande. Destaca-se que o dado da trincheira de Taguá foi ajustado para cima, de acordo com a tolerância identificada.....	159

1 - INTRODUÇÃO

Parte das pesquisas em geociências exige um nível de abstração em seus estudos, pois estão ligadas a processos de grande escala espacial e/ou temporal. Estudos como a formação do Espinhaço e do lineamento Brasiliano, ou mesmo um evento mais recente, como a formação do campo de dunas fixadas do médio São Francisco, exigem observações da paisagem, de estudos de imagens de radar e satélite e o uso da geocronologia, o que permite deduções sobre acontecimentos naturais, como as colagens dos super-continentes, ou direções preferenciais de ventos. Quanto mais pesquisas são desenvolvidas nessa temática, menor é o seu nível de abstração, em função do conjunto de novos dados que passam a ser somados àqueles já existentes.

O estudo da gênese e evolução da paisagem Quaternária também demonstra um determinado nível de abstração, principalmente pelas deduções relacionadas ao paleoclima (paleoambiente) e as formas do relevo, depósitos sedimentares e gênese dos solos. A partir de que ponto esse tipo de pesquisa deixa de ser exclusivamente dedutivista ou muito dedutivista e se torna mais concreta?

A resposta certamente está no aumento quantitativo e qualitativo desse tipo de pesquisa e na “somatória” de dados já publicados. Além disso, é extremamente relevante

observar a paisagem de hoje, submetida a um determinado tipo de clima e identificar as principais características relacionadas aos parâmetros ambientais que se deseja estudar. Em seguida, essas informações devem ser aplicadas nas interpretações da paisagem Pleitoceno/Holocênica.

A paisagem Quaternária do médio São Francisco vem sendo debatida desde a década de 1950 por pesquisadores de renome internacional como Ab'Saber e Lester King. Na década de 1990 foram feitos os primeiros estudos geocronológicos associados a outras técnicas interpretativas na área das dunas de Barra e Xique-Xique, o que acabou confirmando boa parte das deduções feitas pelos pesquisadores precursores, principalmente sobre a idade Pleistocênica e Holocênica, origem dos sedimentos, composição dos sedimentos, a ocorrência de reativações de transporte eólico e direção de paleoventos. As informações levantadas nessas pesquisas foram comparadas aos dados paleoambientais do Parque da Serra da Capivara (PI), da Amazônia (AM – RR), do Parque das Águas Emendadas (DF), do Pantanal (MS) e de outros tantos pontos do território brasileiro, afim de que o Quaternário continental do Brasil fosse melhor interpretado e caracterizado.

A presente pesquisa, que também trata da gênese e evolução da paisagem Quaternária no médio São Francisco, com destaque para as evidências e fatos na bacia do rio Grande, um de seus principais afluentes, traz informações relevantes que condizem com as interpretações paleoambientais anteriormente realizadas nessa região e em algumas partes do Brasil. Além disso, deixa evidente que a paisagem Quaternária local apresenta as variações médias globais de temperatura e umidade, publicadas por pesquisadores do Quaternário tropical, sub-tropical e ártico, além daqueles que trabalham com o Quaternário marinho, litorâneo e continental.

2 – JUSTIFICATIVA

Essa pesquisa é justificada por quatro aspectos principais: por poder agregar mais dados às interpretações paleogeográficas do nordeste brasileiro; por possivelmente relacionar características paleoclimáticas aos fatos e evidências identificados na paisagem; por estudar o comportamento da paisagem local sob diferentes paleoclimas, o que poderá servir de subsídio para interpretações da relação clima x paisagem em futuras mudanças climáticas; por possivelmente elaborar a compartimentação geomorfológica e pedológica, que poderão ser usadas para o planejamento das atividades humanas.

Os estudos sobre o Quaternário do nordeste brasileiro ainda são incipientes. A maioria das pesquisas estão localizadas no litoral, e os trabalhos sobre o reflexo das flutuações climáticas do Quaternário continental são extremamente pontuais e com pouca conexão. As áreas que merecem destaque nesses estudos continentais são o Planalto da Borborema, as Chapadas do Alto Rio Parnaíba e a Depressão do São Francisco. Procurou-se elaborar uma conexão dos dados dessa pesquisa com a região do rio Parnaíba, por meio da interpretação de estudos sobre arqueologia, mas a maior conexão foi com as interpretações realizadas no campo de dunas fósseis de Barra e Xique-Xique, localizadas na Depressão do São Francisco.

No que diz respeito às interpretações paleoambientais, quanto mais antigas forem, mais carregadas de abstração elas serão. Mas, seguindo uma tendência de evolução natural desse tipo de pesquisa, diversos fatos e evidências que ocorrem hoje na paisagem sob determinados tipos de climas, vêm sendo aplicados à interpretação da gênese e evolução dos ambientes paleogeográficos, possibilitando a ligação de uma forma do relevo ou tipo de solo a um ou mais padrões climáticos.

Sabe-se que o final do Pleistoceno e o início do Holoceno representam a transição de um período glacial para um interglacial, que foi caracterizado por intensas e sucessivas mudanças climáticas, deixando os seus registros paleoambientais em zonas agradacionais. Ao interpretar as evidências dos paleoclimas e traçar tendências climáticas para o planeta Terra, fica evidente que o atual período interglacial também terá curta duração, assim como ocorreu com os últimos períodos interglaciais Pleistocênicos. Portanto, as observações sobre paleoclimas e suas relações com as formas do relevo e a gênese de solos, podem se tornar relevantes para a elaboração de cenários do comportamento da paisagem sob futuras mudanças climáticas.

Os resultados dessa pesquisa foram utilizados para a compartimentação geomorfológica e pedológica desse setor da Depressão do São Francisco. Essas compartimentações podem ser aplicadas no planejamento regional, direcionando as atividades antrópicas para cada setor da paisagem que a suporta. Ao respeitar os limites que a paisagem impõe, o homem conseguirá obter melhores resultados com suas atividades, e ainda preservar o ambiente evitando/diminuindo a perda dos equilíbrios naturais.

3 – HIPÓTESE

A proximidade entre a área de pesquisa e as dunas fósseis de Barra e Xique-Xique, que distam apenas 80km, leva a crer que há alguma relação entre as áreas das dunas e o lençol de areia aqui estudado. Primeiramente, nota-se que os ventos formadores das dunas eram de leste para oeste (BARRETO, 1996), seguindo na direção onde estão sedimentadas toneladas de material que formam o lençol de areia.

O rio São Francisco teria sido a principal fonte de sedimentos para formação dessas dunas e, por consequência, acreditava-se ser também a fonte do material sedimentado entre a Serra do Boqueirão e as escarpas das Chapadas do São Francisco. Portanto, teria predominado o transporte eólico em detrimento ao hidráulico, pois o transporte hidráulico estaria no sentido nordeste, enquanto que o eólico estaria predominantemente no sentido oeste e também noroeste.

Antes mesmo da realização dos trabalhos de campo, a observação de imagens de satélite reforçava os indícios de transporte eólico. Nota-se a formação nítida de uma figura que representa um leque de sedimentos contrário a rede de drenagem, com vértice a partir da garganta esculpida pelo rio Grande na Serra do Boqueirão (Fig. 1). Ressalta-se que a identificação dessa figura foi que motivou a delimitação da área de pesquisa.

Leque de Sedimentos com Vértice a Partir da Serra do Boqueirão: Evidências de Transporte Eólico?

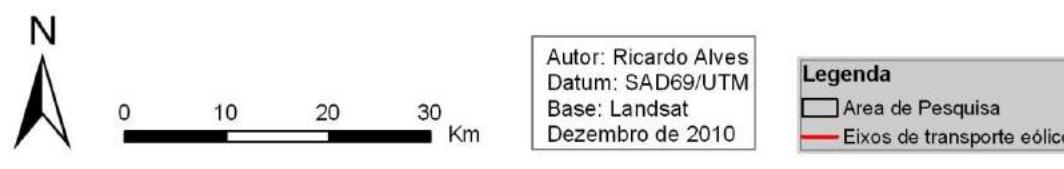
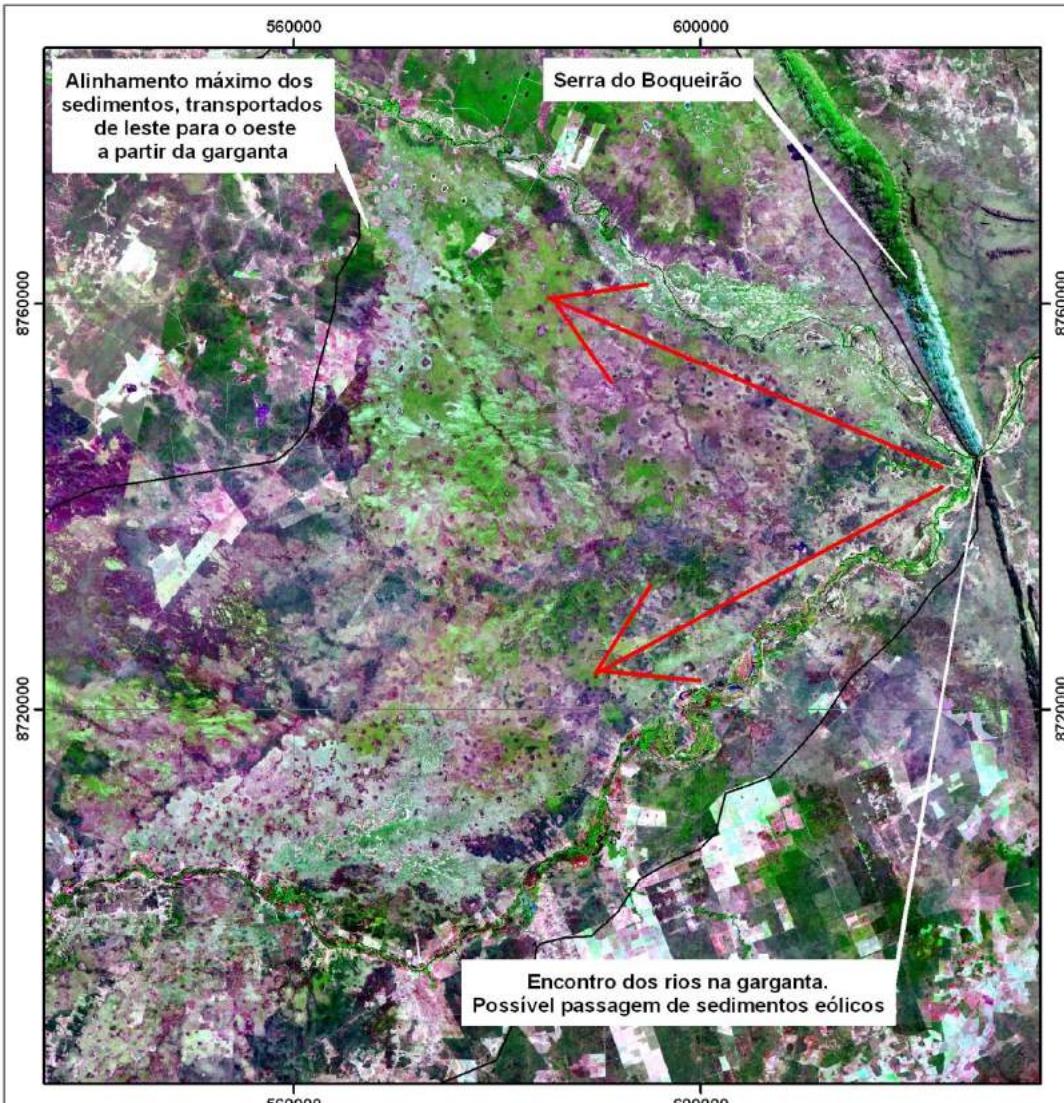


Fig. 1 – Forma em “V” existente no centro da área de pesquisa, que pode ser um indicativo de transporte eólico ocorrido no Quaternário, com fonte de sedimentos a partir das dunas do Médio São Francisco.

Além dessa hipótese inicial, outra também pode ser formulada a partir da observação da paisagem, além da cartografia e imagens regionais, e levando-se em conta a orientação da rede de drenagem e evolução das vertentes: predominantemente pode ter ocorrido o transporte hidráulico característico no processo de evolução de vertentes num ambiente de pediplanação, sendo substituído pelo transporte eólico em curtos espaços temporais, durante períodos secos.

Nesse caso, acredita-se que a principal fonte dos sedimentos seja a unidade morfoescultural das Chapadas do São Francisco, que ao serem erodidas, teriam tido o seu material transportado para a Depressão do São Francisco. Esses sedimentos eram carreados por canais preferenciais que hoje correspondem ao canal do rio Preto, rio Grande, rio Branco e rio Curralim, formando extensos lençóis de areia (pedimentos) entre a Serra do Boqueirão e as escarpas das Chapadas. Com a predominância de climas mais secos durante o Quaternário, o que é veementemente afirmado por diversos autores (KING, 1956; SALGADO-LABOURIAU, 2007; TRICART, 1977), pode ter ocorrido uma maior quantidade de fluxos intermitentes e difusos durante eventos chuvosos concentrados, contribuindo cada vez mais para o aumento das dimensões da área recoberta por sedimentos inconsolidados.

4 - OBJETIVOS

4.1 - Objetivo Geral

O objetivo geral dessa pesquisa foi estudar a gênese e evolução da paisagem Quaternária nos lençóis de areia da bacia do rio Grande. Para isso, foram consideradas as feições do relevo formadas a partir de diversos eventos climáticos, as características dos sedimentos/solos e as datações de ocorrência dos principais processos envolvidos, para que uma reconstrução paleoambiental pudesse ser feita, além de destacar os principais processos naturais (transportes eólicos e/ou hidráulicos) envolvidos nessa dinâmica genético/evolutivo.

4.2 - Objetivos Específicos

No intuito de atingir o objetivo geral exposto e facilitando a organização das atividades, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- Identificar, caracterizar e mapear as feições Quaternárias do relevo;
- Compartimentar o relevo de acordo com os grupos de feições identificadas;
- Elaborar a compartimentação pedológica;

- Determinar os parâmetros de sedimentação que deram origem ao solo local;
- Identificar as idades dos depósitos;
- Reconstruir os paleoambientes locais a partir de feições do relevo, dos sedimentos e de geocronologia.

5 – LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA

5.1 – A área de pesquisa no cenário nacional

O rio São Francisco tem suas nascentes mais longínquas na Serra da Canastra em Minas Gerais. A partir desse ponto, o canal segue orientado de sul para norte, até chegar à divisa entre Bahia e Pernambuco, onde passa a ter orientação para o leste, até sua desembocadura no oceano Atlântico. Esse rio possui aproximadamente 2700km, e drena áreas de 521 municípios dos estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, além do Distrito Federal (Fig. 2). A abrangência do São Francisco, fez com que o seu curso fosse dividido em alto, médio, sub-médio e baixo (ANA, 2010; PEREIRA et al., 2007).

A bacia do São Francisco possui uma área aproximada de 640.000Km², o que representa 8% do território Brasileiro. Tem 19 grandes afluentes perenes, com destaque para o rio das Velhas, Paracatu, Jequitaí, Carinhanha, Corrente e Grande. É importante ressaltar que boa parte do volume de água desse rio advém de áreas de Cerrado, onde o substrato rochoso é formado basicamente por arenitos, e o solo predominante é o Latossolo, que juntos conseguem reter uma grande quantidade de água, mantendo-a nos canais durante todo o ano (ANA, 2010; DINIZ, 1982; PEREIRA et al., 2007).



Fig. 2 – Mapa de localização da área de pesquisa no território brasileiro.

A grande dimensão dessa bacia faz com que ela possua diversidade de características ambientais. As concentrações de chuvas, por exemplo, são maiores no seu alto curso, onde de acordo com o IBGE (2002), predomina o clima semi-úmido subquente, com temperaturas médias anuais variando entre 15°C e 18°C e com período seco variando entre 3 e 4 meses. Nessa região predominam rochas metamórficas e ígneas, Latossolos, Argissolos, Cambissolos e Neossolos Litólicos. Além disso, a cobertura vegetal de maior destaque é a do Cerrado (IBGE, 2001, 2002; 2004; PIRES, 2006).

No médio curso a precipitação diminui, e passa a predominar o clima semi-úmido quente na margem esquerda do São Francisco, com temperatura média anual acima de 18°C e estação seca variando entre 4 e 5 meses. Na margem direita predomina o clima semi-árido quente, com temperatura média anual acima de 18°C e estação seca variando de 6 e 8 meses. Há predomínio de rochas sedimentares e Latossolos espessos na margem esquerda, que são recobertos por vegetação de Cerrado e florestas estacionais. Na margem direita há concentração de rochas ígneas e metamórficas, há também solos rasos, que são recobertos principalmente por vegetação de Caatinga (IBGE, 2001; 2002; 2004; PIRES, 2006).

Na região do sub-médio as condições semi-áridas quente se intensificam, com temperatura média anual superior a 18°C em todos os meses, e estação seca variando de 9 e 11 meses. Os afluentes passam a ter características intermitentes e efêmeras, os solos são pouco desenvolvidos e ainda apresentam características salinas. O baixo curso é marcado por características mistas entre as regiões do médio e sub-médio (IBGE, 2001; 2002; 2004; PIRES, 2006).

A evolução do relevo na bacia do São Francisco está ligada a diversos acontecimentos no decorrer do tempo geológico. Primeiro foram as atividades tectônicas no Cráton do São Francisco a 2,5Ga AP, durante o Ciclo Orogênico Transamazônico, propiciou a formação de faixas de dobramentos. Em seguida, houve a fase “*Rift*” Diamantina-Espinhaço

(Proterozóico), que contribuiu para a formação da bacia de sedimentação durante o Paleozóico e Mesozóico. Além disso, a região também foi afetada pela tectônica Brasiliana, ocorrida entre 0,75Ga e 0,5Ga, e que deu origem a soerguimentos e novas faixas de dobramentos. Durante o Cenozóico houve uma marcante Epirogenia do Continente Sul Americano, e as forças atuantes no relevo passaram a ter um caráter mais degradacional (ALMEIDA-ABREU & RENGER, 2002; BARBOSA, et al., 2003; PIRES, 2006; SCHOBENHAUS & NEVES, 2003).

O aprofundamento do vale do rio São Francisco também foi essencial para evolução do relevo. De acordo com King (1956), quando o caráter endorréico regional foi substituído pelo exorréico, o São Francisco corria primeiramente para o noroeste, sendo um grande afluente do rio Tocantins. Mas por captura de drenagem, ele passou a correr para o leste sobre o relevo cárstico, dando origem a um intenso aprofundamento remontante e lateral. Como consequência, houve a formação da unidade de relevo conhecida como Depressão do São Francisco (CAMPOS, 1997; KING, 1956; PIRES, 2006; ROSS, 1991; VALADÃO, 2009).

5.2 – A região e o local

Apesar da bacia do rio Grande ser apenas uma porção representativa da bacia do São Francisco, com área de 76.089Km² (representa 12%), ela também possui grande variabilidade ambiental. Para descrever melhor as características regionais e locais, e mostrar essa variabilidade, alguns atributos físicos serão analisados separadamente: geologia, geomorfologia, clima e solos. É importante destacar que a maior parte das terras dessa bacia está localizada na Bahia, mas ela também drena pequenas áreas dos estados de Goiás, Tocantins, Piauí e Maranhão (Fig. 3).

A evolução da Depressão do São Francisco propiciou a formação de ambientes de sedimentação durante o Quaternário, tanto próximo ao leito principal do São Francisco, como as dunas de Barra e Xique-Xique, quanto no caso da área de estudo dessa pesquisa, que se encontra associada à rede de drenagem de hierarquia inferior e ao sopé das escarpas da Chapada do São Francisco. O setor da depressão escolhido como área de pesquisa, localiza-se no extremo oeste da Bahia, em terras drenadas pelo rio Grande e Preto, nos territórios dos municípios de Angical, Cotelipe, Mansidão, Riachão das Neves, Santa Rita de Cássia e Wanderley (Fig. 3).

A área de pesquisa tem 7.504Km^2 , que corresponde a 9,8% da bacia do rio Grande e 1,2% da bacia do rio São Francisco. Está totalmente localizada na depressão, com maiores altitudes nas extremidades sul e norte, atingindo o máximo de 470m e mínima de 410m de altitude. Essa região encontra-se circundada por maiores elevações. O rio Grande e o rio Preto são os dois principais canais, e na área de pesquisa os seus afluentes são quase todos intermitentes (Fig. 4).

Há um imenso vazio populacional entre os rios Grande e Preto e a vegetação natural ainda está bem preservada, o que dificultou a logística de execução dessa pesquisa, com longas distâncias para percorrer por dia, e coletas de amostras em áreas de difícil acesso. Os aglomerados humanos são pequenos e estão estritamente ligados aos canais fluviais e conhecimentos “tradicionais”, como no caso de Buritizinho, Formigueiro, Macambira e Taguá (Fig. 4). Uma parte da população encontra-se espalhada nas áreas mais distantes dos canais fluviais, e vivem basicamente do pastoreio de caprinos, caça, pesca, cultivo e beneficiamento de mandioca. O suprimento de água é retirado das lagoas perenes e de alguns poços comunitários.

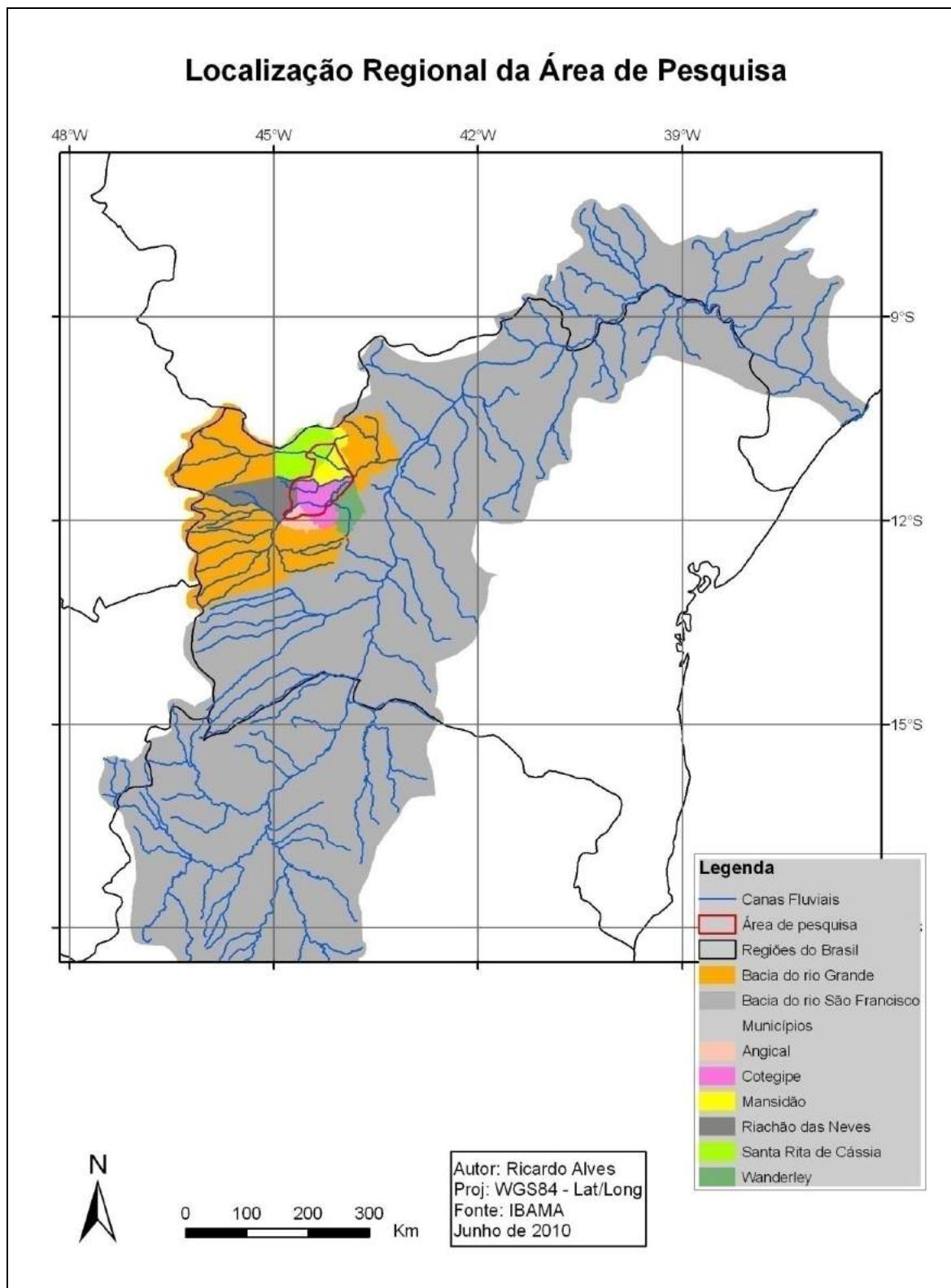


Fig. 3 – Localização da área de pesquisa, destacando os municípios onde está inserida.

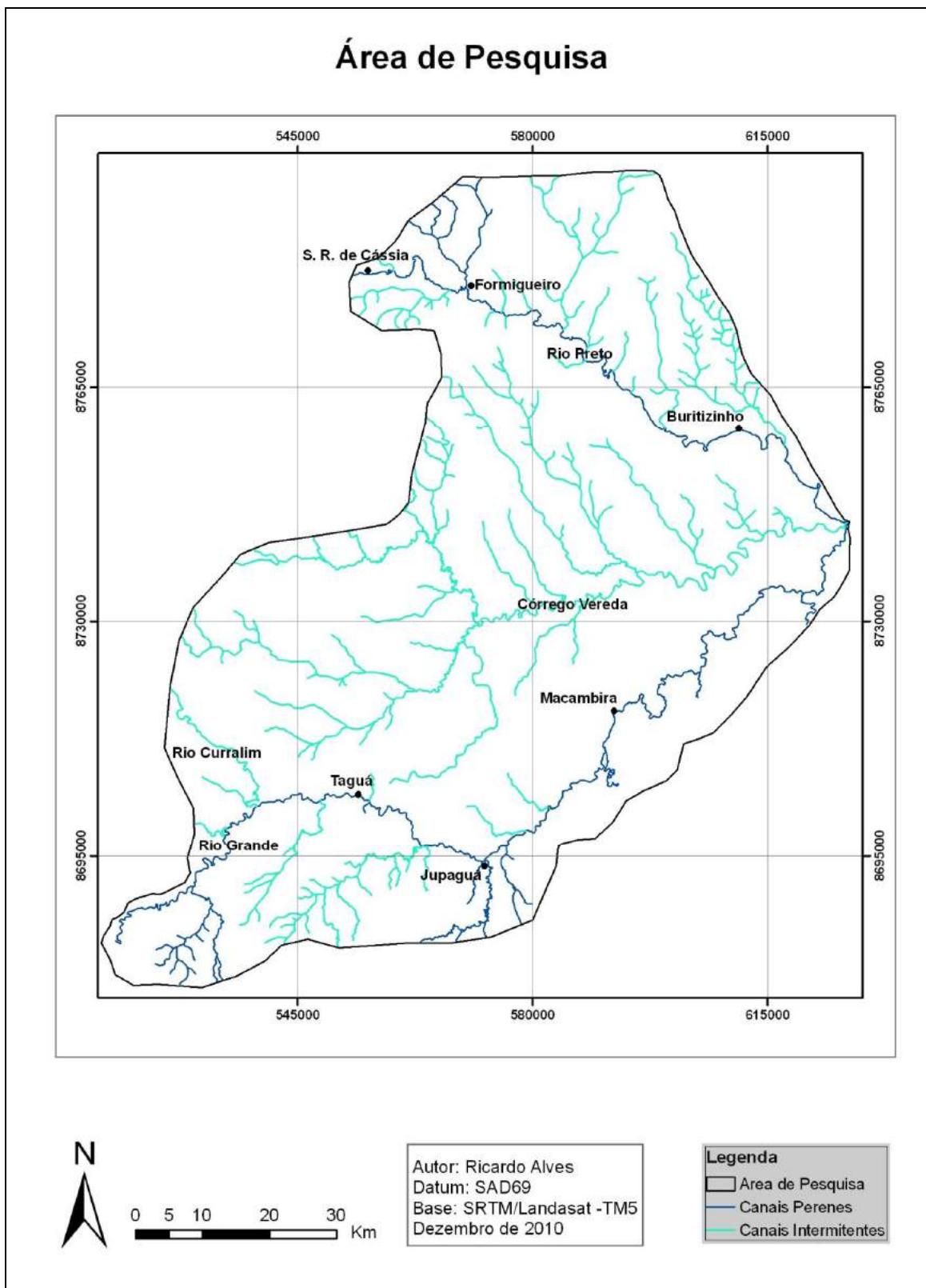


Fig. 4 – Delimitação da área de pesquisa e localização dos principais canais fluviais e aglomerados humanos.

5.2.1 – Geologia

A composição litológica da bacia hidrográfica do rio Grande é bem diversificada. Há o predomínio de rochas sedimentares com texturas, cores, eras geológicas e ambientes de formação variados, mas também ocorrem rochas ígneas e metamórficas, que afloram em superfícies mais dissecadas ao nordeste da bacia, enquanto que nas superfícies de cimeira as rochas sedimentares são as que recobrem a maior parte da área (Fig. 5) (Tab. 1).

Essa bacia está localizada no cráton do São Francisco, que além de ser composto por rochas do embasamento cristalino, serviu de base para sedimentação e metamorfismos no Proterozóico, sedimentações Paleozóicas e Mesozóicas e sedimentações ainda mais recentes ocorridas no Cenozóico (ALKMIM & NOCE, 2006; CAMPOS & DARDENE, 1997).

As rochas mais antigas são de idades Neoarqueanas, representadas pelo afloramento de ortognaisses e granitóides no município de Mansidão e Buritirama. Arcanjo & Filho (1999), realizaram o mapeamento geológico da folha SC 23 – Z – C (Curimatá – PI), que comprehende as rochas do embasamento. As rochas Paleoproterozóicas também foram identificadas por esses autores, representadas por granitóides. Elas afloram próximo à cidade de Mansidão – BA.

Rochas do Mesoproterozóico também foram encontradas nas áreas das serras do Estreito e do Boqueirão, e do planalto da Tabatinga. As serras são formadas por quartzitos e quartzitos micáceos, intercalados por filitos, enquanto a litologia do planalto é composta basicamente por xistos e filitos, intercalados por metarenitos, metaconglomerados e quartzitos (ARCANJO & FILHO, 1999).

As rochas formadas no Neoproterozóico ocorrem em maior diversidade na área de pesquisa, sendo representadas por quatro formações e um sub-grupo. São rochas metamórficas em sua grande maioria, que tiveram sua gênese a partir de processos de

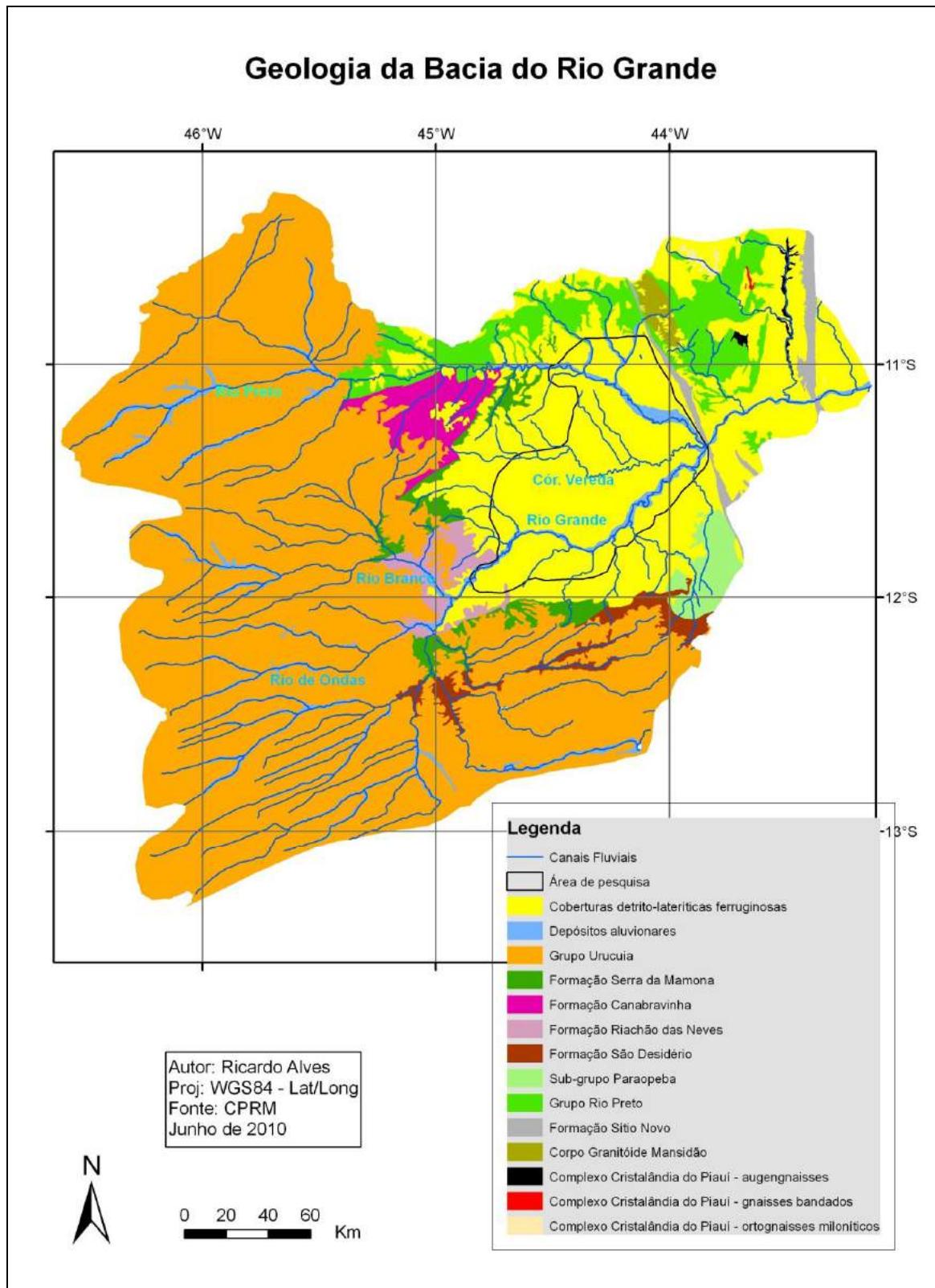


Fig. 5 – A maior diversidade geológica ocorre no entorno da área de pesquisa.

Tab. 1 – Unidades estruturais, sua respectiva litologia e era de formação.

NOME DA UNIDADE	TIPO DE LITOLOGIA	ERA DE FORMAÇÃO
(Hierarquia não definida) Coberturas detrito lateríticas ferruginosas	Aglomerado, Laterita, depósitos de areia, de silte e de argila.	Cenozóico
(Hierarquia não definida) Depósitos aluvionares	Depósitos de cascalho, de areia, de silte e de argila.	Cenozóico
Grupo Urucuia	Arenito, arenito conglomerático, rocha pelítica e conglomerado	Mesozóico
Formação Serra da Mamona	Metasiltito, ardósia, metarenito e mármore	Neoproterozóico
Formação Cana Bravinha	Metamarga, metadiamicrito, metasiltito, quartzito feldispático e xisto	Neoproterozóico
Sub-Grupo Paraopeba	Calcareito, arcóseo, dolomito, siltito, folhelho, argilito e marga.	Neoproterozóico
Formação São desidério	Metasiltito, mármore e metamarga	Neoproterozóico
Formação Riachão das Neves	Metarcóseo, metasiltito, metarenito feldispático e mármore	Neoproterozóico
Formação Sítio Novo	Quartzito feldispático, metaconglomerado e filito.	Mesoproterozóico
Grupo Rio Preto	Xisto verde e Anfibólito.	Mesoproterozóico
Corpo Granítóide Mansidão	Metagranito e metatonalito.	Paleoproterozóico
Complexo Cristalândia do Piauí – Gnaisses bandados	Migmatito, ortognaisse e paragnaisse.	Neoarqueano
Complexo Cristalândia do Piauí – Ortognaisse miloníticos	Ortognaisse	Neoarqueano
Complexo Cristalândia do Piauí – Augengnaisses	Ortognaisse e Augengnaisses	Neoarqueano

Fonte: CPRM (2010)

deposição, e sucessivo metamorfismo. É possível identificar rochas sedimentares formadas nessa era geológica, porém, em menor quantidade (GASPAR, 2006; JUNIOR & LIMA, 2007).

No período Mesozóico ocorreu a deposição dos sedimentos que formaram as rochas sedimentares que recobrem o embasamento na borda oeste do cráton do São Francisco, incluindo a maior parte da bacia do rio Grande. Elas representam a litologia das Chapadas do São Francisco, e são denominadas de rochas do grupo Urucuia, que é composto por duas formações: uma unidade basal constituída por duas fácies sendo denominada de formação Posse, e outra sobrejacente, denominada de formação Serra das Araras. Essas formações foram depositadas basicamente por ação de leques aluviais, associadas à sedimentação fluvial em amplas planícies e trabalho eólico (Fig. 6), o que “imprimiu” características bimodais nos sedimentos de menores dimensões. Os prováveis eixos de sedimentação foram sul/norte (Alto Paranaíba - MG) e leste/oeste (Serra do Espinhaço Setentrional - BA) (CAMPOS, 1997; CAMPOS, 2007; GASPAR, 2006; SGARBI, 2000).

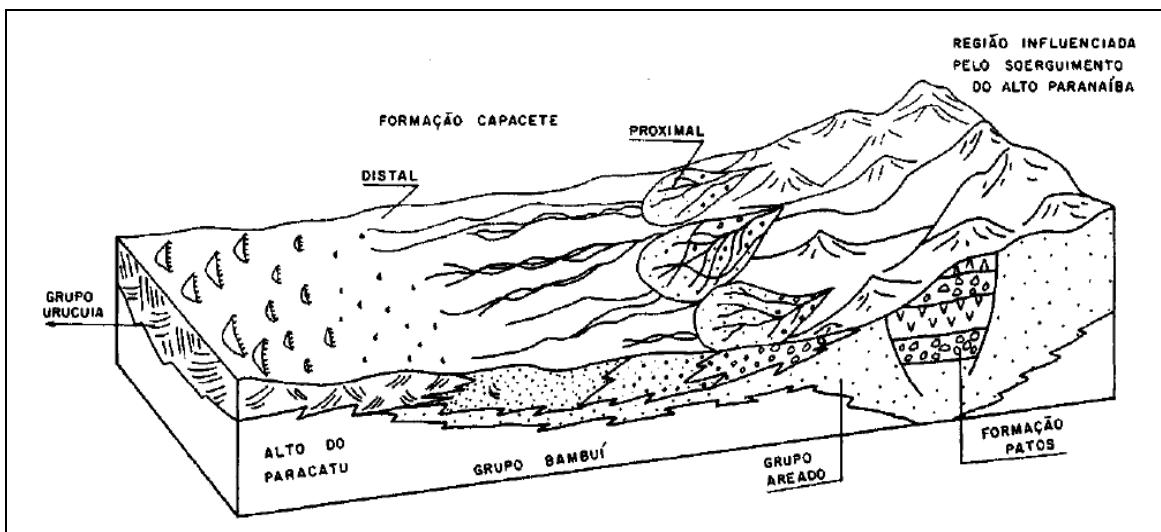


Fig. 6 – Esquema representativo da gênese do grupo Urucuia, com sedimentos depositados no eixo sul/norte. Nesse tipo de deposição, os sedimentos tendem a se tornar melhor selecionados e mais finos na direção do transporte.

Fonte: CAMPOS, 1997.

De acordo com Campos (1997), a fácie 1 da formação Posse é constituída por arenitos muito finos, finos e médios, com boa maturidade textural e mineralógica, geralmente apresentando bom selecionamento. A matriz argilosa não é detrítica, o que é uma característica típica de transporte eólico. A pequena quantidade de argila existente é fruto de

processos diagenéticos da alteração de feldspatos (as alterações diagenéticas também formaram uma película de óxido de ferro envolvendo os grãos de quartzo). Ao microscópio as amostras são constituídas por 80% a 95% de quartzo. Esses sedimentos foram intensamente trabalhados por ações eólicas. A fácie 2 é constituída por arenitos brancos, ocres, finos, argilosos ou não, bem selecionados e menos maturos que os sedimentos da fácie 1. Nesse caso, as argilas existentes são predominantemente detriticas. O transporte foi efetuado principalmente em sistema fluvial entrelaçado, apresentando pouco re-trabalho eólico.

A formação Serra das Araras é constituída por arenitos, argilitos e conglomerados com coloração avermelhada. Os arenitos são polimodais e silicificados, apresentando intensa cimentação por sílica e óxidos de ferro, o que altera a estrutura da rocha, tornando-a semelhante a um silexito (CAMPOS, 1997).

Depósitos mais recentes de origem Cenozóica ocorrem na bacia do rio Grande, associados à área da Depressão do São Francisco e aos vales profundos que ocorrem nas chapadas e nos patamares. Provavelmente, são as rochas sedimentares que forneceram a maior parte dos sedimentos não consolidados que formam as superfícies Cenozóicas nessa bacia. Arcanjo & Filho (1999), ao realizar o mapeamento geológico da carta de Curimatá – PI, fizeram inferências sobre a existência de horizonte de laterização nessas deposições, localizadas na margem esquerda do rio Preto, na porção norte da área de pesquisa. É relevante destacar que a área de estudo é constituída por deposições do Cenozóico, com alguns afloramentos de rochas de matriz argilosa na área de formação das lagoas.

5.2.2 – Geomorfologia

As faixas de dobramento do Espinhaço e Brasiliana merecem destaque nessa discussão, pelo fato de estarem diretamente associadas aos limites geológicos e

geomorfológicos da bacia do rio Grande. As atividades tectônicas que deram origem ao Espinhaço ocorreu no final do Mesoproterozóico, e o resultado foi a formação da serra do Espinhaço, que alonga-se por aproximadamente 1200km na direção N/S (ALMEIDA-ABREU & RENGER, 2002; BARBOSA et al., 2003; FUCK, 2008; SCHOBENHAUS & NEVES, 2003). O limite norte da serra coincide com a face leste da bacia do rio Grande (baixo curso), onde afloram dois prolongamentos paralelos, representados pela serra do Boqueirão e serra do Estreito.

O episódio da tectônica Brasiliiana ocorreu no Neoproterozóico, o que resultou em faixas de dobramentos, como por exemplo, a faixa Brasília e a faixa rio Preto (Fig. 7) (BARBOSA et al., 2003; HASUI, 2010; TROMPETTE et al., 1993), as quais também influenciaram na gênese das rochas sedimentares e do relevo da bacia do rio Grande. Destaca-se que a faixa rio Preto é o limite norte dessa bacia, e é representada na região pela unidade morfoescultural planalto da Tabatinga.

Cabe ainda destacar, numa escala de abordagem de maiores detalhes e seguindo a metodologia de mapeamento geomorfológico proposta por Ross (1992), que a área de pesquisa é composta pelas seguintes unidades morfoesculturais: Planície do Rio São Francisco, Depressão do Médio-Baixo Rio São Francisco, Depressão do Alto-Médio Rio São Francisco, Campos de Dunas do Médio Rio São Francisco, Chapadas do Rio São Francisco, Planalto da Tabatinga, Rampas das Cabeceiras do Rio Parnaíba, Patamares dos Rios São Francisco/Tocantins e Serras do Espinhaço Setentrional (Fig. 8) (IBGE, 2006).

Nas superfícies das Chapadas do São Francisco e da Depressão do Médio-Baixo Rio São Francisco o relevo é aplinado, apresentando valores de declividade baixos. A unidade das chapadas (Fig. 9) é a de maior expressividade regional, tanto no que diz respeito ao tamanho, como na importância em relação à recarga e reserva de água do aquífero Urucuia. A altitude máxima no topo das chapadas e na depressão é de aproximadamente 1000m e

440m, respectivamente (GASPAR, 2006). Os patamares dos rios São Francisco/Tocantins, as serras do Espinhaço e o Planalto da Tabatinga, apresentam os maiores índices de declividade, cujas unidades estão em contato direto com a depressão do São Francisco (Fig. 10).

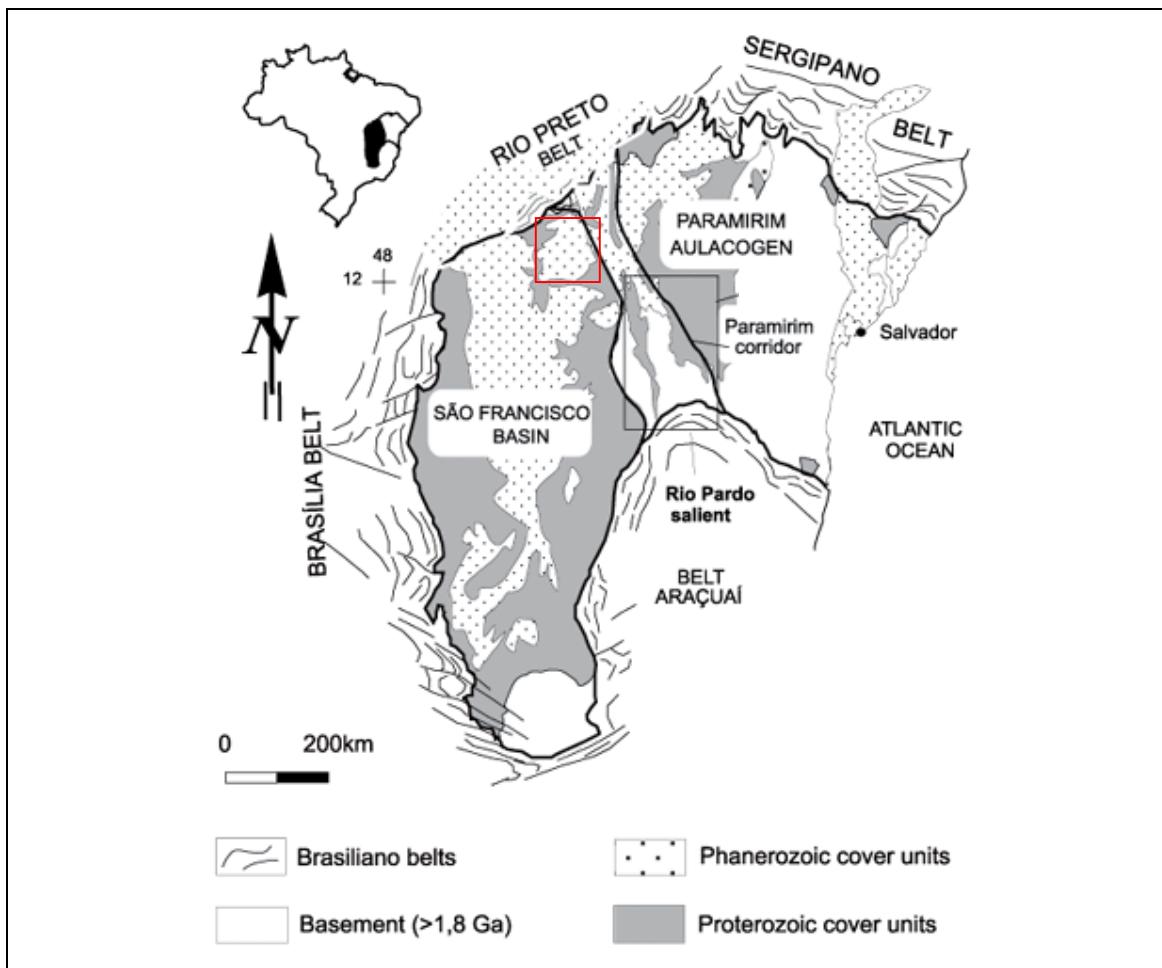


Fig. 7 – Mapa estrutural do cráton do São Francisco, com destaque para as faixas orogenéticas do Brasiliano. O quadrante vermelho representa a área de pesquisa.

Fonte: CRUZ & ALCKMIM, 2006.

Os diferentes níveis de aplainamentos que ocorrem estão relacionados com as superfícies de erosão Sul-Americana (Cretáceo Inferior/Mioceno Médio), Sul-Americana 1 (Mioceno Médio/Plioceno) e Sul-Americana 2 (Plioceno/Quaternário) (VALADÃO, 2009). De acordo com as análises feitas pelo autor, e comparando-as à bacia do rio Grande, as Chapadas do São Francisco correspondem a superfície Sul-Americana, o Patamar representa a superfície Sul-Americana 1 e a depressão, corresponde a superfície Sul-Americana 2.

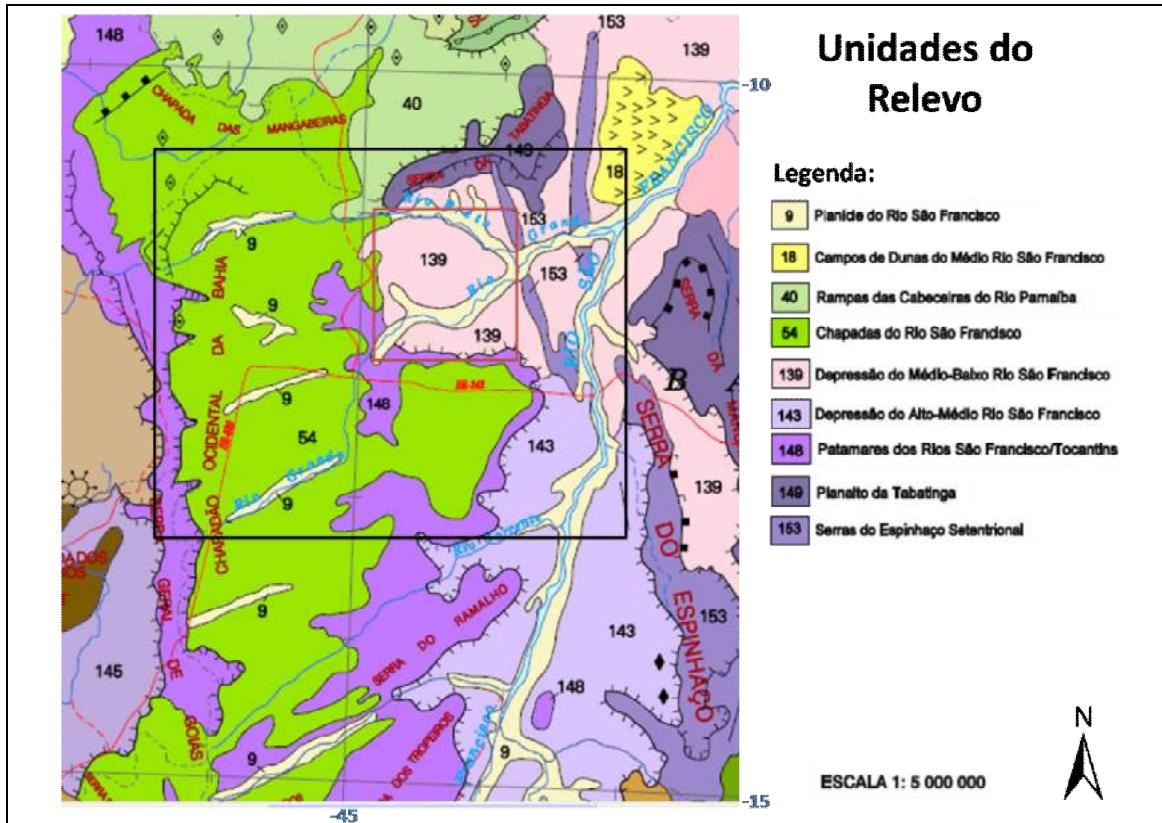


Fig. 8 – Recorte adaptado a partir do “Mapa de Unidades de Relevo do Brasil”, elaborado pelo IBGE. O retângulo preto representa a bacia do rio Grande e o quadrante vermelho representa a área de pesquisa, sendo ambas sem precisão cartográfica.

Fonte: IBGE, 2006.



Fig. 9 – Escarpas das Chapadas do São Francisco em contato com a depressão na área urbana de Barreiras – BA.

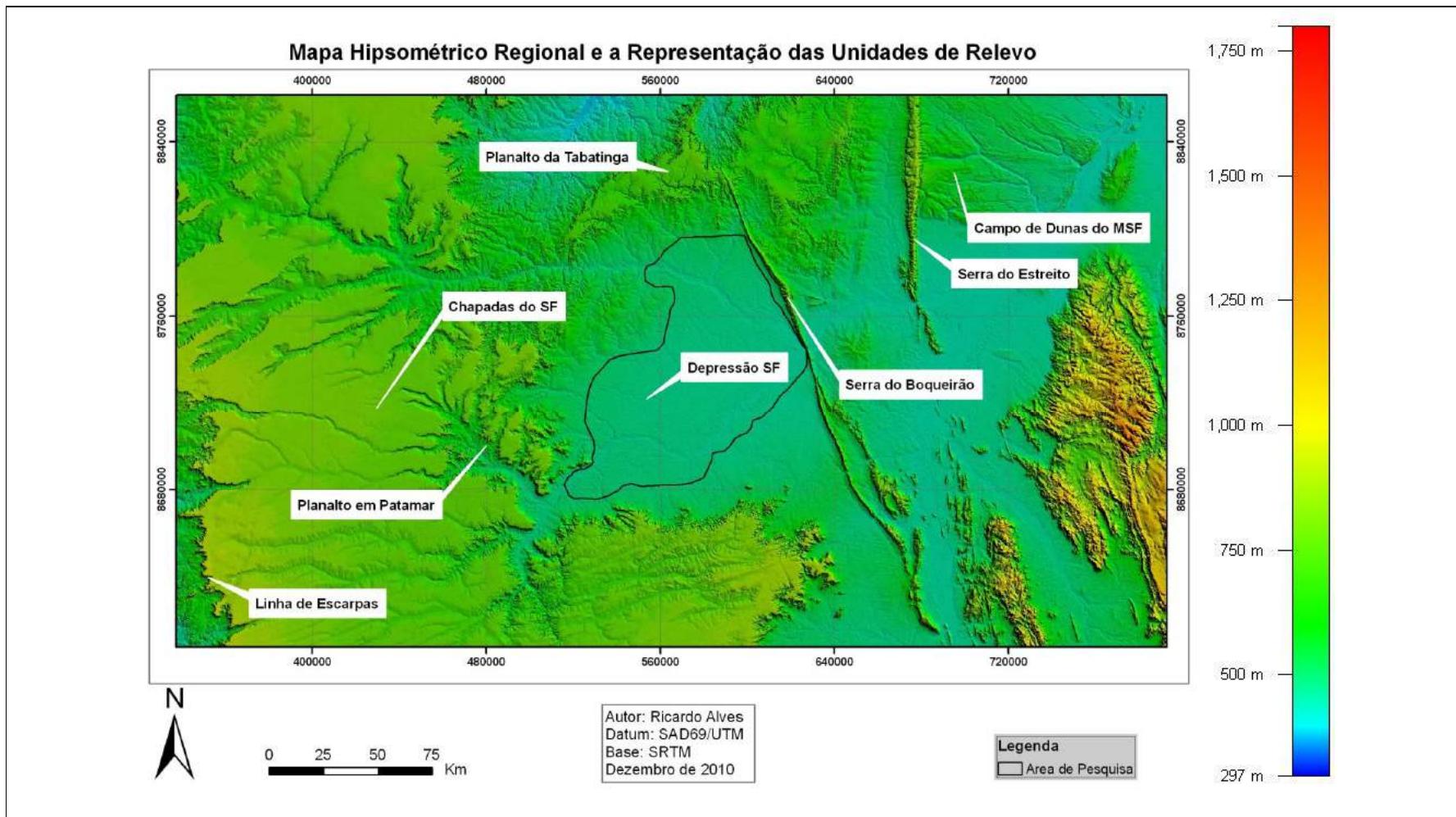


Fig. 10 – Diferencial de altitude e a representatividade espacial das feições do relevo.

5.2.3 – Clima e hidrografia

De acordo com a classificação de Köppen, o clima do setor oeste da área de pesquisa é o Aw, o qual se caracteriza por apresentar duas estações bem definidas, sendo o verão chuvoso que vai de outubro a abril, e um inverno seco, que se estende de maio a setembro. Na porção leste da bacia do rio Grande, que compreende as terras baixas da depressão, próximo ao encontro dos rios Preto e Grande, ocorre o clima Bsh, que se intensifica a partir da vertente leste da serra do Estreito. O clima Bsh representa um ambiente semi-árido quente, sendo que nesse caso, o período de estiagem pode durar entre 6 e 8 meses (Fig. 11) (IBGE, 2002).

O índice pluviométrico varia muito entre a foz e as nascentes do rio Grande. Na porção mais a oeste, as chuvas médias chegam a atingir 1600mm a^{-1} , e diminui para o leste, de maneira que na região da foz do rio Grande as precipitações são em média de 800mm a^{-1} . A variação das isolinhas ocorre mais ou menos paralela no sentido leste/oeste (SEI, 2003). Na área de pesquisa o concentrado médio de chuva é de 900mm a^{-1} , ao contrário do que ocorre nas chapadas, zona de alimentação do aquífero Urucuia, responsável pela manutenção do caráter perene dos rios regionais (GASPAR, 2006; SEI, 2003). Segundo Garreaud et al. (2009), há dois sistemas atmosféricos de grande amplitude que atuam no clima da região, que é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mais a leste, e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZACAS), a oeste.

A bacia do rio Grande está localizada em uma área de um importante divisor de águas. Enquanto ela drena para o rio São Francisco, nessa mesma região há bacias de drenagem orientadas para o rio Tocantins e para o Parnaíba. Os principais canais fluviais, rio Grande, Preto, rio das Fêmeas, Branco (Fig. 12) e rio de Ondas, têm suas nascentes no topo das chapadas. Os canais se caracterizam como grandes veredas nas áreas das nascentes,

aumento da velocidade do fluxo nos patamares, com alta ocorrência de corredeiras e cachoeiras. Somente o rio Preto e o Grande correm pela depressão.

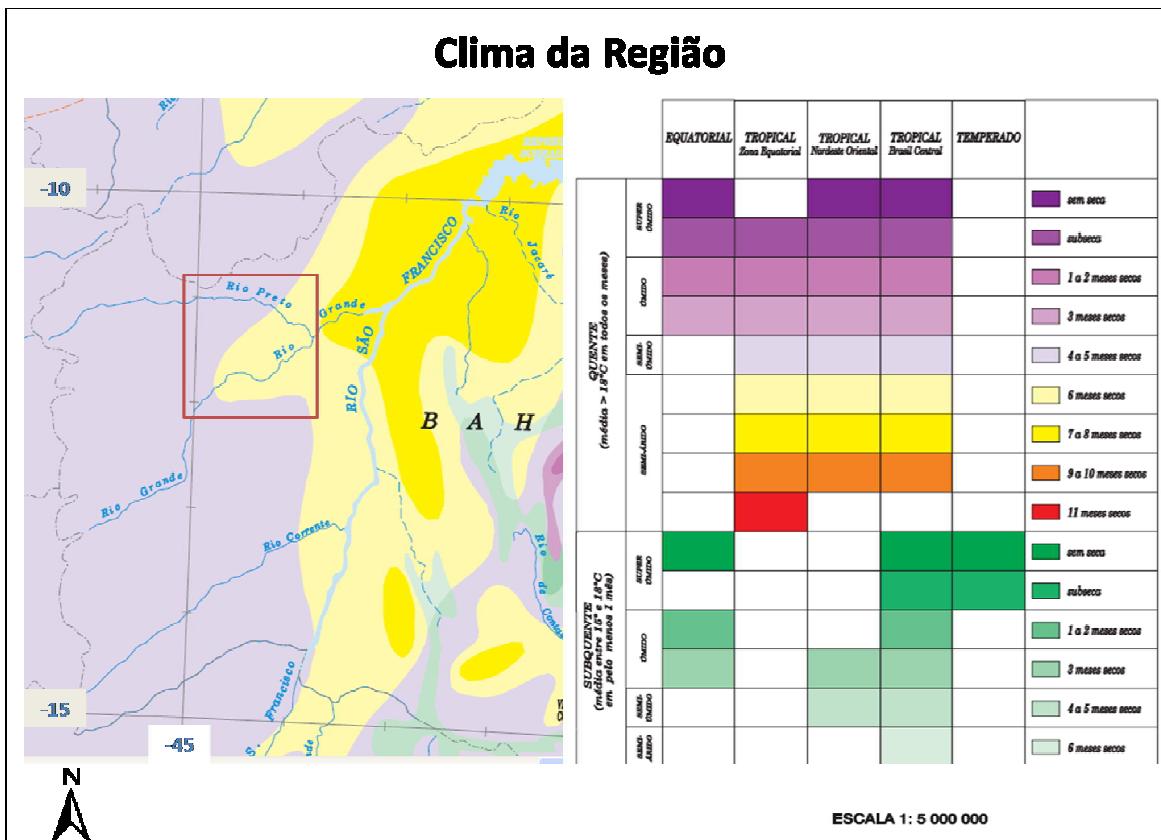


Fig. 11 – Clima regional, com destaque para a área de pesquisa, representada pelo quadrante vermelho.

Fonte: IBGE, 2002.

A tectônica regional tem grande influência sobre as características da rede de drenagem, que corre sobre fraturas orientadas para o leste, como ressalta Costa et al. (1991, apud Gaspar, 2006). De acordo com Campos (1997), essas fraturas foram impostas por reativação de fraturas do grupo Bambuí, que é a base do grupo Urucuia. Forma-se assim uma rede de drenagem com padrão paralelo e subparalelo. Os canais fluviais são retilíneos na chapada e no planalto. Mas quando o rio Preto e o Grande entram na depressão, passam a ter caráter meandrante.



Fig. 12 – Cachoeira do Acaba Vidas, no rio de Janeiro, que é o principal afluente do rio Branco. Ela está localizada na escarpa das chapadas.

5.2.4 – Solos

O tipo de solo predominante na bacia do rio Grande é o Latossolo Amarelo, que recobre as superfícies de cimeira da chapada. Nasel também ocorrem os Gleissolos no fundo dos vales mais dissecados e nas áreas de veredas. Ocorrem ainda os Neossolos Quartzarênicos, principalmente próximo aos contatos entre chapadas e patamares, e também nos fundos de vales mais dissecados e de base larga, com destaque para o setor centro norte da bacia (IBGE, 2001).

Nos patamares ocorre principalmente o Neossolo Litólico, onde o processo de dissecação é mais proeminente. Na depressão, há principalmente a cobertura por Latossolo

Amarelo e Neossolos Quartzarênicos, associados a Neossolos Flúvicos próximo às margens do rio Grande e Preto (IBGE, 2001).

6 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO METODOLÓGICA

A revisão bibliográfica dessa pesquisa está organizada sob dois aspectos. Inicialmente trata da caracterização do Quaternário. Em seguida, discute os conceitos e as técnicas aplicadas no estudo do Pleistoceno/Holoceno, apresentando concomitantemente, estudos de caso de interpretações e reconstruções paleogeográficas. Como é de práticas nesse tipo de pesquisa, trabalhou-se principalmente com referencial teórico internacional. Além disso, houve a necessidade de utilizar trabalhos de pesquisadores da Geografia, Geologia, Geofísica, Física, Química e Biologia, o que deu um caráter interdisciplinar à pesquisa.

6.1 – Caracterização do Quaternário

O Quaternário caracteriza-se por ser formado pelas duas épocas mais recentes que fazem parte da escala geológica do tempo: Pleistoceno e Holoceno (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY, 1998). O Pleistoceno teve início a aproximadamente 1,8Ma AP, momento em que o planeta entrou em um declínio de temperatura, alternando entre períodos glaciais e interglaciais. Esta época perdurou até 11,5Ka AP, quando houve o início da atual fase inter-glacial, denominada de Holoceno, que se estende até os dias atuais.

(SALGADO-LABOURIAU, 2007). O Pleistoceno pode ser dividido em inferior, médio e superior (MENDES, 1984, *apud* MOURA, 2007), sendo que o limite entre o inferior e médio ocorreu a aproximadamente 730Ka, entre as épocas geomagnéticas Matuyama e Brunhes. O limite entre Pleistoceno médio e superior ocorreu há 120Ka, durante o último período interglacial.

De acordo com Desnoyers (1829, *apud* MOURA, 2007), que foi quem propôs o termo Quaternário, essa definição serviu para diferenciar níveis sedimentares sobrepostos a camadas Terciárias da Bacia de Paris. Ainda no século XIX, Reboull (1833, *apud* KRAMER, 2002), fez uma redefinição desse termo, envolvendo agora toda a estratigrafia em que vestígios de flora e fauna similares aqueles ainda viventes, poderiam ser encontrados.

Ao longo do tempo, e com o avanço de pesquisas em Geociências, foram feitas diversas redefinições do termo Quaternário, como por exemplo, uma que ocorreu mais recentemente, em que a partir de 1993 a Comissão Internacional de Estratigrafia, passou a recomendar que tal palavra, juntamente com o termo Terciário, não fossem mais utilizados, de maneira que o Neógeno se estenderia da atual posição na tabela geológica do tempo, até os dias atuais, englobando assim o Quaternário e parte do Terciário (Paleógeno) (INTERNATIONAL COMISSION ON STRATIGRAPHY, 1998). Apesar dessa recomendação, o termo Quaternário continuará sendo usado nessa pesquisa, devido a representatividade que ele já possui na literatura científica.

A natureza climática Quaternária começou a ser delineada em 1840 pelo pesquisador Agassiz (*apud* MOURA, 2007), que comprovou cientificamente a existência de um período Glacial recente, com significativa expansão dos glaciares. Durante o Pleistoceno houve diversos períodos interglaciais e glaciais, que representam respectivamente fases mais prolongadas com temperaturas mais quentes e mais frias. Os períodos glaciais apresentaram peculiaridades em sua ocorrência, sendo ora estadiais quando havia o avanço das geleiras ou

interestadiais, se caracterizando por um certo recuo das massas de gelo (KRAMER, 2002; QUATERNARY RESEARCH ASSOCIATION, 2009; SHACKLETON et al., 2003).

Os períodos interglaciais são bem discutidos na literatura, principalmente em relação ao atual Holoceno, que já perdura por aproximadamente 11.500 anos, hora com períodos mais quentes e outros com temperaturas mais amenas. O interglacial Eemiano foi bem discutido por Shackleton et al. (2003), em pesquisas sobre isótopos em depósitos marinhos, e por Stirling et al. (1998), que estudou a gênese das barreiras de corais da Austrália nesse período. De acordo com Beets et al. (2006), Eynaud et al. (2004) e Turner (2002), o Eemiano durou entre 13Ka e 17Ka, e assim como o Holoceno, também teve uma fase Hipsitermal no seu início.

Durante a maior parte do Pleistoceno o clima se manteve frio. Salgado-Laboriau (2007), afirma que este período teve 16 ciclos climáticos com fases frias e longas com duração aproximada de 100Ka, intercaladas por fases quentes com duração média de 20Ka. Isso deixa claro que a maior parte do Quaternário teve um clima frio e com possibilidade de ocorrência de glaciações, e somente em 17% de sua duração as condições climáticas foram mais semelhantes às atuais (Fig. 13).

O espaço temporal compreendido entre o Pleistoceno superior e o Holoceno possui as suas especificidades climáticas, que podem ser mais bem detalhadas pelo fato de mais evidências e ainda de melhor qualidade, serem encontradas nos registros sedimentares. Esse período é de extremo interesse para a decorrente pesquisa, pois os resultados apresentados são discussões paleogeográficas desse intervalo. As evidências e os modelos paleoclimáticos apontam para um resfriamento que ocorreu a partir de 25Ka AP até 21Ka AP, que foi o Último Máximo Glacial (UMG) da glaciação Wisconsin/Würm (CLAYTON et al., 2008). No caso, o avanço das massas de gelo teve maior intensidade no Hemisfério Norte, sendo que o Canadá e norte dos Estados Unidos ficaram recobertos por uma camada de gelo

denominada Laurentide (KENNEDY et al., 2010), incluindo a região dos grandes lagos e mais ao sul o estado de Wisconsin. De acordo com a International Comission on Stratigraphy, esse periodo glacial é denominado de Weichseliano (INTERNATIONAL COMISSION ON STRATIGRAPHY, 1998).

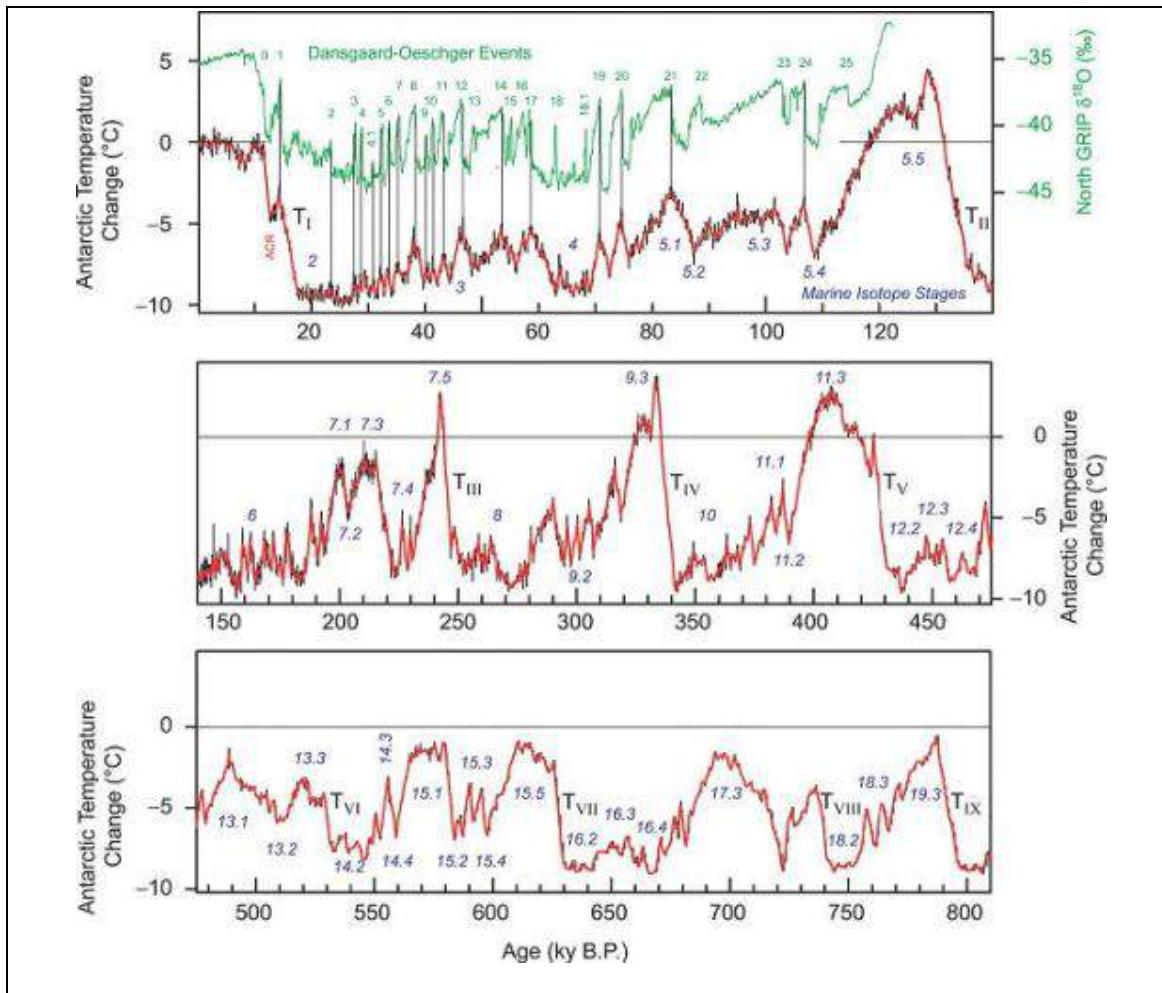


Fig. 13 – Temperatura durante parte do Pleistoceno. A concentração de isótopos de ^{18}o (em verde), está diretamente relacionada com o aumento e diminuição de temperatura.
Fonte: NOAA, 2009.

O período glacial anterior ao Weichseliano e ao interglacial Eemiano, que é denominado de Saaliano (INTERNATIONAL COMISSION ON STRATIGRAPHY, 1998), também tem importância para essa pesquisa, pois pode ter afetado a dinâmica erosiva e de deposição no local de coleta de amostras, e ainda estar evidente na paisagem. Esse período

glacial teve duração de aproximadamente 40.000 anos (NOAA, 2009). A glaciação Saaliana foi bem discutida por Krzyszkowski (2002), em estudos da sucessão sedimentar ocasionada por esse evento na Polônia. Também foi estudada por Winsemann et al. (2004), que pesquisaram seqüência de depósitos em vales de geleiras no noroeste da Alemanha.

É evidente que esses períodos glaciares tiveram maiores influências sobre as altas latitudes e altitudes. Mas de acordo com Auler (2001), há registros de sedimentos marinhos e continentais que indicam um resfriamento médio de 6°C em regiões de baixas latitudes. Entretanto, em termos de precipitação a resposta ainda não é bem clara. Há um ponto de vista comum que sustenta um aumento da aridez durante o Último Máximo Glacial em ambos os hemisférios. No Brasil, uma diminuição da quantidade de chuvas entre o UMG e o início do Holoceno é indicado por registros palinológicos que mostram mudanças na cobertura vegetal da Amazônia (COLINVAUX et al., 1996; 2000; VAN der RAMMEN et al., 1994; WENG et al, 2002), no Cerrado (FERRAZ-VICENTINI et al. 1996; SALGADO-LABOURIAU et al. 1997) e na Mata Atlântica (SAIA et al., 2008) (Fig. 14A e 14B).

Durante o avanço das geleiras, as regiões tropicais e subtropicais tornam-se mais secas, em decorrência de uma baixa generalizada na precipitação mundial, relacionada de forma inversamente proporcional ao resfriamento das águas oceânicas e ao acúmulo de gelo nas geleiras. Contrapondo a isso, nos episódios interglaciais são registrados climas mais úmidos (HOSTETLER et al., 2006; PMIP, 2009, SAIA et al., 2008).

Ressalta-se que de acordo com Ferraz-Vicentini et al. (1996), que trabalharam com análises palinológicas no Brasil central, o clima dessa região teve um período semi-úmido mais quente a aproximadamente 32Ka AP, de maneira que as condições mais frias e úmidas (para região estudada), impulsionadas pelo avanço da Laurentide, teriam ocorrido entre 27Ka AP e 20Ka AP.

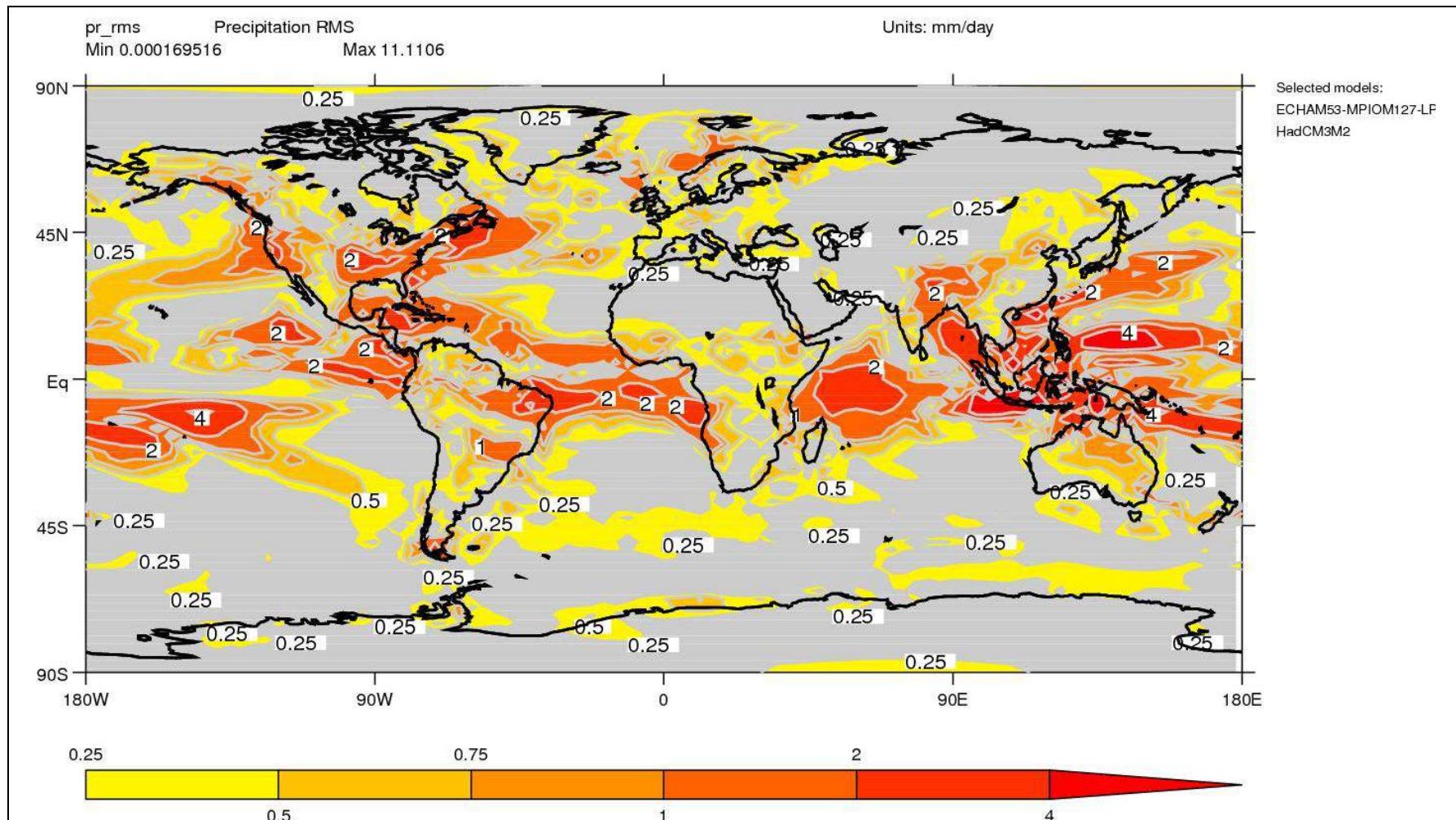


Fig. 14A – Diminuição média da precipitação durante o UMG. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação

Fonte: PMIP, 2009.

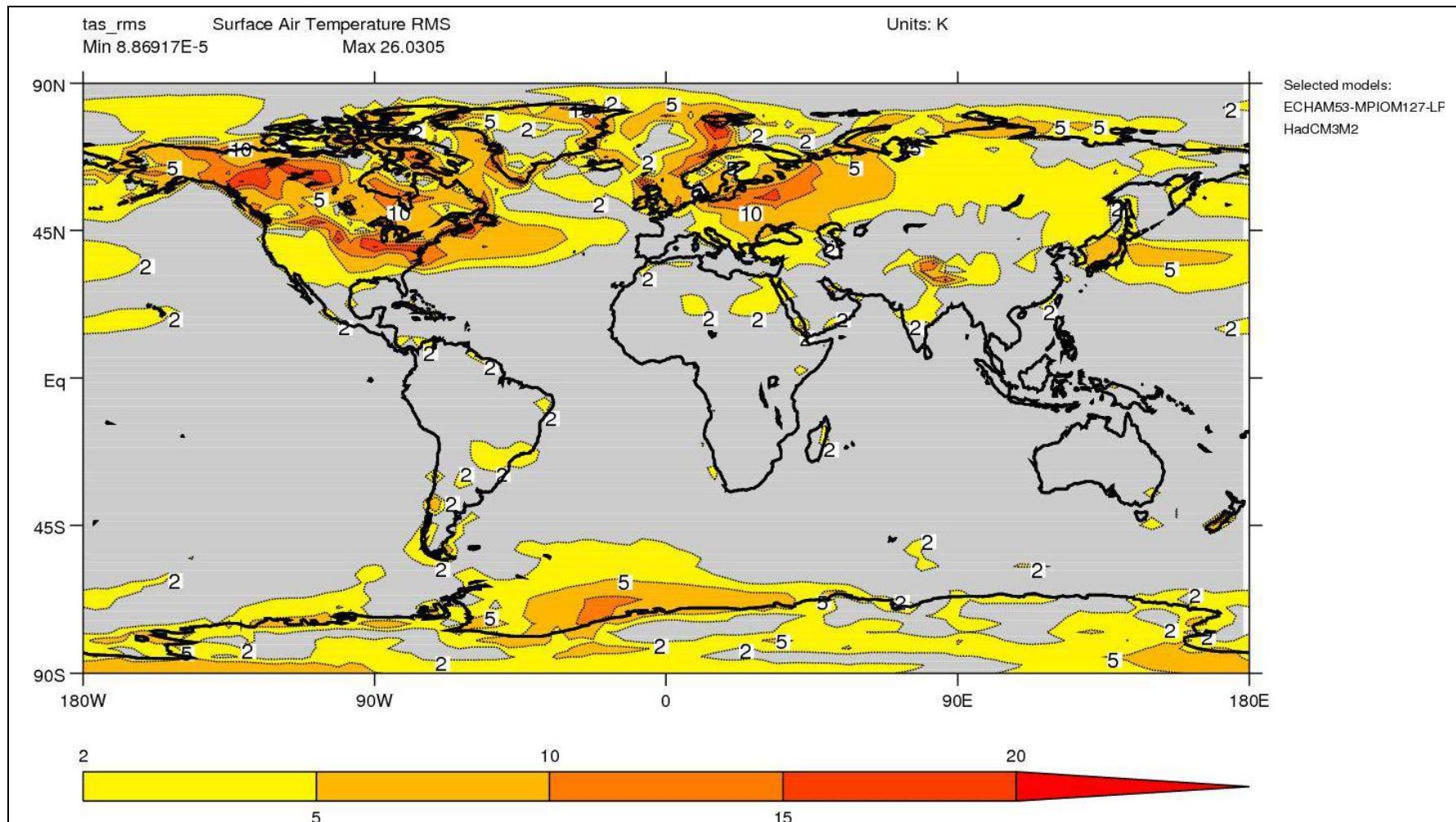


Fig. 14B – Diminuição da média da temperatura na superfície do solo durante o UMG. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação

Fonte: PMIP, 2009.

Essas modificações climáticas resultam em transformações no meio natural em escala global. O ciclo hidrológico, por exemplo, tem resposta imediata a essas mudanças, que podem ser percebidas através de modificações do nível de lagoas, rios, mares e oceanos. O Serviço Geológico Americano (USGS, 1999), deixa evidente que durante o UMG houve um intenso processo de regressão marinha, de maneira que entre 12 e 9Ka AP, o nível dos oceanos ainda estava 60m abaixo do nível atual. Salgado-Labouriau (2007), afirma que entre 28Ka e 14Ka AP, os oceanos estavam entre 80 a 140m mais baixos do nível de hoje, provocando migração de espécies antes viventes próximo ao litoral, como àquelas associadas aos corais e mangues.

Houveram também períodos em que o nível dos oceanos subiram, determinados na literatura como transgressões marinhas. O nível dos oceanos subiu aproximadamente 50m acima da cota atual durante o Eemeniano, sendo que a última transgressão ocorreu por volta de 5Ka AP, quando o nível ficou um pouco acima do atual (U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 1999; SALGADO-LABOURIAU, 2007). Meireles et al. (1998), defendem que o último período de transgressão ocorreu a 5,1Ka AP, com o nível do mar alcançando de 3 a 5 metros acima do atual, o que coincide com o período do hipsitermal do Holoceno médio (ARAUJO, 2005).

No final do Glacial Wisconsin/Würm ocorreu o período interestadial Younger Dryas, que passou a apresentar temperaturas mais frias após um interestadial mais ameno. Esse período iniciou a 12,9Ka AP e terminou a 11,7Ka AP, com mudanças climáticas abruptas (GOLLEDGE, 2010). A mudança climática com maior destaque nesse interestadial ocorreu no seu início, e é descrita por Broecker (2006), como um evento singular e catastrófico, que possibilitou um novo pequeno avanço dos glaciares do hemisfério norte. Murton et al. (2010), escreve que o derretimento da cobertura de gelo Laurentide descarregou anualmente milhares de quilômetros cúbicos de água doce nos oceanos, o que causou

alteração no padrão de circulação da corrente do Atlântico Norte e uma consequente mudança abrupta do clima. As temperaturas na Terra estavam subindo gradativamente, quando mergulharam rapidamente em outro resfriamento, como mostra Hubbard et al. (1999), que cita uma diminuição média de temperatura de aproximadamente 8° a 10°C na Escócia.

Ainda sobre o período Younger Dryas, Broecker (2003), afirma que em áreas sem glaciação também ocorreram drásticas mudanças climáticas, relacionadas a diminuição da umidade e aumento da intensidade e velocidade dos ventos. Houve uma intensa redução global de terras com clima tropical úmido. Durante esse período, Abell & Plug (2000), identificaram uma alteração das temperaturas na África do Sul, entre 4° e 6° abaixo da temperatura atual, através da análise de isótopos de oxigênios em fragmentos de conchas de animais marinhos. Alterações importantes também foram verificadas em ambientes tropicais próximos a linha do equador, na África, Caribe e Amazônia (GARCIN et al., 2007; THOMAS, 2004)

Após o interstadial Younger Dryas, as temperaturas começaram a subir e iniciou-se o atual período Holocênico, que também se caracteriza por ser heterogêneo (Fig. 15A e 15B), apresentando diversas alterações climáticas (ARAÚJO, 2006). As variações climáticas, mantiveram uma alternância entre períodos com temperaturas acima e abaixo da média, com destaque para Ótimo Climático ou Hipsitermal, momento que o clima estava mais quente e seco. Segundo Liew et al. (2006), as monções do leste asiático sofreram interferências do hipsitermal durante 8Ka AP e 4Ka AP, com maior intensidade a 6Ka, quando as áreas de altas latitudes eram mais quentes e as regiões subtropicais mais úmidas, refletindo no avanço das florestas subtropicais. Cremer et al. (2007), também registraram mudanças climáticas abruptas com aumento de temperatura, em pesquisas realizadas em núcleos de gelo da Antártida (Fig.16A e 16B).

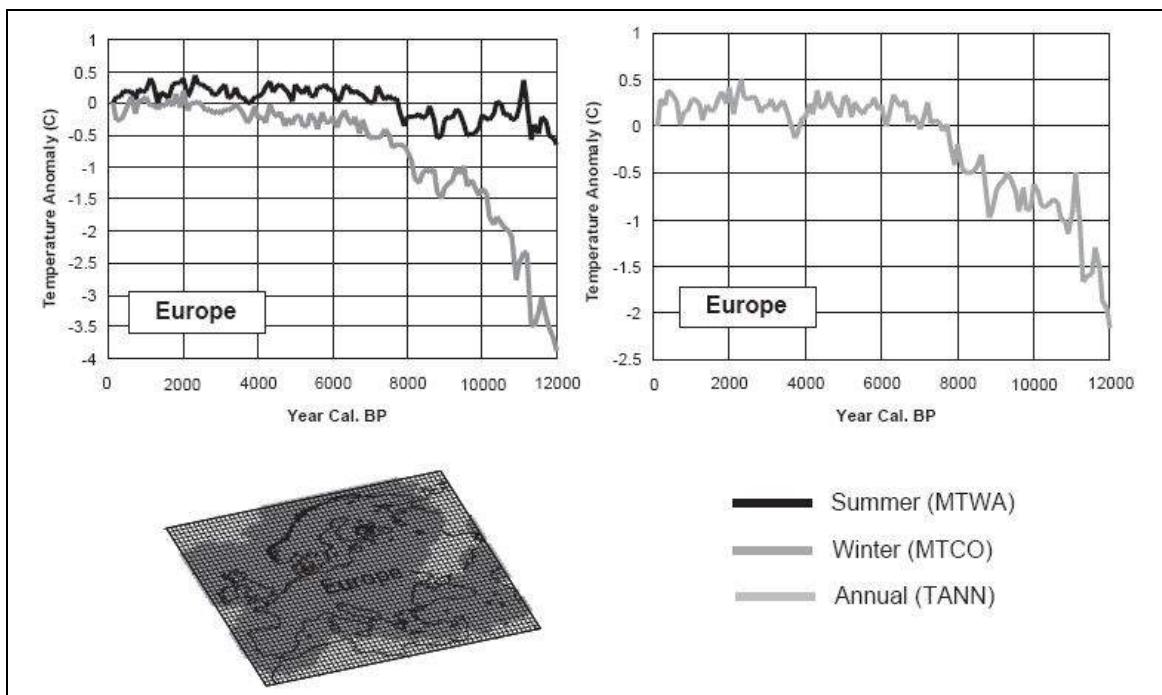


Fig. 15A – Temperatura média da Europa durante o Holoceno, a partir de dados de polén.
Fonte: Davis et al., 2003.

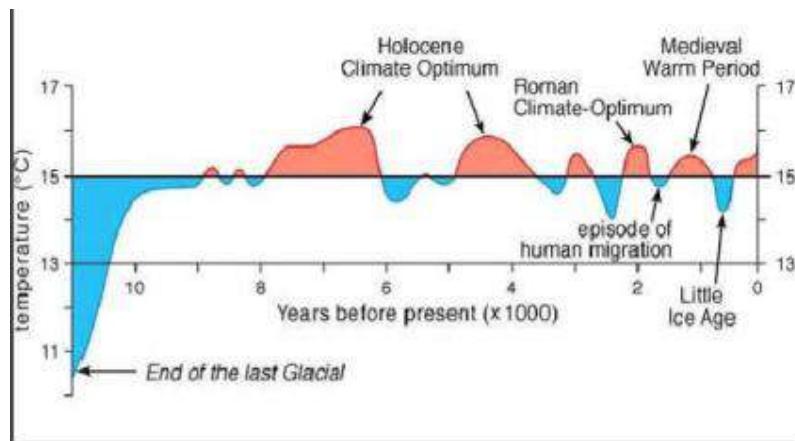


Fig. 15B – Temperatura média global durante o Holoceno e os principais eventos associados.
Fonte: Provide Insight into climate science, 2010.

Araújo (2005), afirma que o Holoceno na América do Sul ficou marcado pela ocorrência de períodos secos e temperaturas mais quentes, o que acabou afetando o estilo de vida do homem, obrigando-o a migrar para áreas com climas menos severos. Esse movimento migratório, segundo o autor, deu origem a teoria do “Hiato do Arcaico”, que é um momento

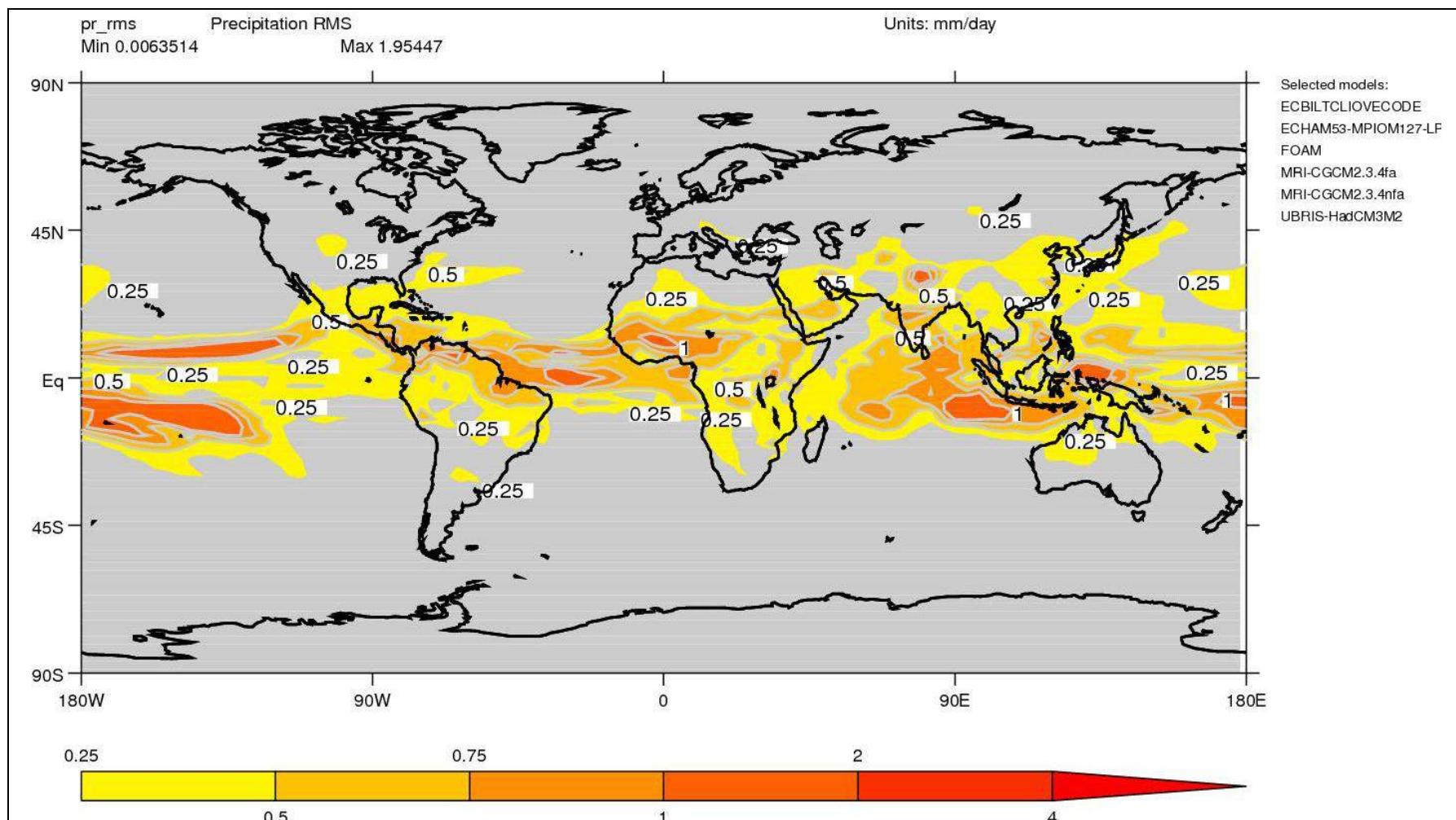


Fig. 16A – Diminuição média de precipitação no Holoceno médio. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação.

Fonte: PMIP, 2009.

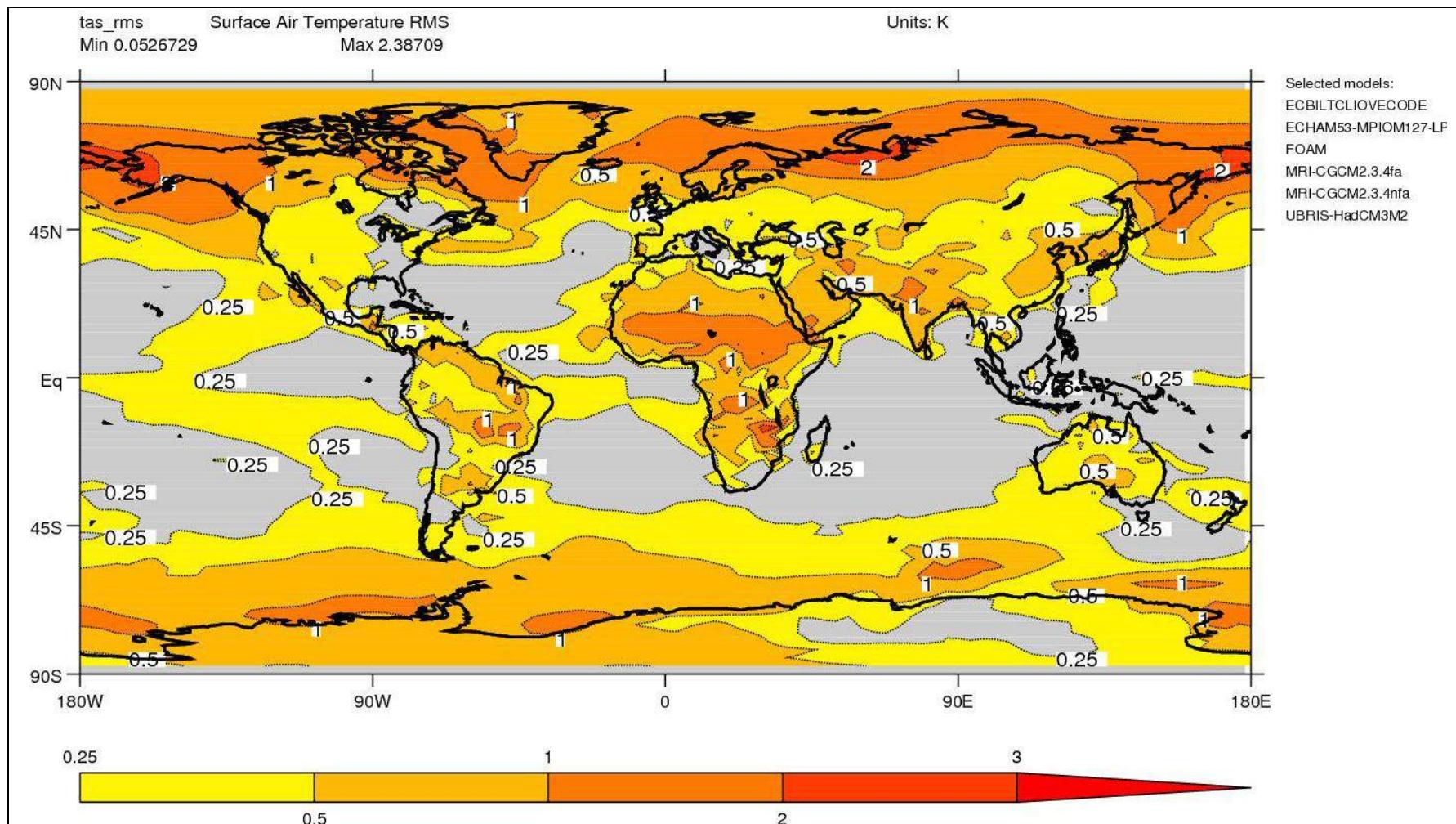


Fig. 16B – Aumento da média de temperatura na superfície do solo durante o Holoceno médio. Esse modelo considera dados referentes a pesquisas realizadas nos oceanos, na atmosfera e na vegetação

Fonte: PMIP, 2009.

do Holoceno médio sem evidências da ocupação humana em uma área de aproximadamente 920.000km² do Brasil central, e compreendendo principalmente terras da bacia do São Francisco e Tocantins.

A variabilidade climática observada no Holoceno, hora com clima mais frio ou quente, é fruto principalmente da continuidade do recuo das massas de gelo glaciares para a direção das altas latitudes e altitudes. Dependendo da dinâmica climática a curto prazo, a resposta pode ser um lento ou rápido avanço ou retrocesso (tendência de retrocesso por estar em um período interglacial), o que pode ter causado essa variabilidade climática nos registros do Holoceno (MASSON-DELMOTTE et al., 2005). Mayewski at al. (2004), afirma que o Holoceno teve seis importantes períodos de rápidas mudanças climáticas: 9Ka AP e 8Ka AP - 6Ka AP e 5Ka AP - 4,2Ka AP e 3,8Ka AP - 3,5Ka AP e 2,5Ka AP – 1,2Ka AP e 1Ka AP – 0,6Ka AP e 0,15Ka AP. Todos esses eventos se caracterizaram por resfriamento polar e aumento de aridez nos trópicos, com exceção do último, que representou um resfriamento concomitante ao aumento de umidade.

Segundo Barreto (1996), De Oliveira et al. (2005) e Salgado-Labouriau (2007), a cobertura vegetal de uma região responde rapidamente às mudanças climáticas, sendo um excelente indicativo desses fenômenos. Pôde-se fazer relações diretas entre as glaciações Pleistocênicas e a distribuição dos domínios morfoclimáticos brasileiros, o que permitiu inclusive, o delineamento da teoria dos refúgios, amplamente defendida por Ab'Saber. As mudanças ocorridas na cobertura vegetal estão sendo pesquisadas de forma mais precisa a partir do advento da palinologia. Essa técnica já foi aplicada nos vários domínios morfoclimáticos brasileiros, com destaque para Amazônia, os domínios do Centro-sul e mais recentemente na Caatinga do Semi-árido Nordestino (BARRETO, 1996; BARBERI, 2001; COLINVAUX et al., 2000; DE OLIVEIRA et al., 1999; FREITAS et al., 2001; LEDRU, 1993; SALGADO-LABOURIAU, 1997).

Freitas et al. (2001), afirma que três importantes fases de modificação da cobertura vegetal ocorreram na Amazônia. A primeira, entre 17Ka AP e 9Ka AP, se caracterizou por um período mais úmido e quente, com expansão da floresta tropical, no pós UMG. Na seqüência, entre 9Ka AP e 3Ka AP, a vegetação do Cerrado passou a predominar, coincidindo com o hipsitermal. A última fase ocorreu a partir de 3Ka AP, quando a floresta tropical sofreu nova expansão.

As pesquisas palinológicas realizadas por Salgado-Labouriau (1997), apontam um clima bem variado principalmente durante o UMG e na transição Pleistoceno/Holoceno. A pesquisadora afirma que no domínio dos Cerrados do Brasil Central, há um consenso de que a temperatura e umidade diminuíram entre 22Ka e 18Ka AP, atingindo o seu período mais seco entre 14Ka e 10,5Ka AP. O decréscimo de temperatura e umidade não ocorreu concomitantemente na vasta área dos Cerrados, mas primeiramente nas baixas latitudes. Os registros de pólen também mostram um retorno às condições mais quentes e úmidas no Holoceno inferior, que ocorreram de forma gradual e não concomitante no espaço desse domínio (SALGADO-LABOURIAU, 1997).

Estudos palinológicos foram realizados nas dunas do médio São Francisco por Barreto (1996), onde a pesquisadora identificou sete mudanças principais do tipo vegetativo nos últimos 11.000 anos. No fim do Pleistoceno, entre 10,9Ka e 10,5Ka, foi registrado um súbito aumento de umidade e diminuição de temperatura, o que permitiu o avanço de uma floresta tropical úmida, apresentando características florísticas da Amazônia e da Mata Atlântica, representadas respectivamente pelos táxons *Sympiphonia* e *Simarouba*. Barreto (1996), escreve que

Durante esta fase, alguns elementos de distribuição atual na Amazônia e Floresta Atlântica chegaram a região [...] provavelmente através de uma rede mais ampla de floresta galerias, favorecida pela alta umidade do final do Pleistoceno, possibilitando uma antiga conexão da área estudada com estes grandes domínios fitogeográficos.

Somente a partir de 8,9Ka e 6,7Ka AP, começou a haver um decréscimo da umidade, propiciando a expansão de tipos vegetativos do Cerrado e Caatinga. Das sete mudanças de padrão vegetativos identificadas no médio São Francisco, seis ocorreram durante o Holoceno, evidenciando uma tendência de diminuição da umidade e aumento de temperatura a longo prazo, e intercalado por períodos abruptos de mudanças nos padrões, se tornando ora mais quente ou frio, e ora mais úmido ou seco. O atual padrão climático só foi estabelecido a partir de 4,2Ka AP, quando começou a predominância de vegetação arbustiva (BARRETO, 1996; DE OLIVEIRA, et al., 1999).

Na análise da literatura nota-se uma mudança climática importante no Holoceno, ocorrido no período medieval, aproximadamente entre o século XV e XIX (NOAA PALEOCLIMATOLOGY, 2009; QIAN et al., 2002). Para retratar esse evento, Lane et al. (2011), desenvolveu estudos em uma lagoa da República Dominicana. Foram analisadas as seqüências dos depósitos, e notou-se a brusca diminuição da deposição de carbonatos, ocasionada pelo decréscimo de temperatura e umidade. De acordo com os autores, isso teria ocorrido devido a um enfraquecimento da Zona de Convergência Intertropical, proporcionado pelo avanço das geleiras no hemisfério norte.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um sistema atmosférico de baixa pressão que influencia o clima do Brasil, incluindo a área de pesquisa dessa tese e também outros países das Américas (GARREAUD, 2000). Baseado nessas afirmativas, atribui-se que as mudanças climáticas ocorridas no continente se dão em função da mudança de posição da ZCIT (BEHLING, 2000). Um outro grupo de autores argumenta que a ZCIT pode causar mudanças pelo seu enfraquecimento ou mesmo um total desaparecimento (BRADBURY et al., 2001, *apud* Araújo, 2006; MARKGRAF et al., 2000). Araújo (2005), ainda argumenta que o clima do nordeste também teve diversos padrões entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno, acompanhando as principais mudanças ocorridas a nível mundial.

Pesquisas realizadas por Latrubesse et al. (2001) na bacia do Rio Negro, Amazônia, indicam que a ZCIT esteve deslocada para o sul dessa região durante a formação de dunas locais, as quais possuem mesma orientação e idades correlativas de processos identificados na bacia do Orinoco – Venezuela, localizada um pouco mais ao norte. Outro sistema atmosférico de influência sobre a América do Sul é o anti-ciclone do Atlântico Sul, e evidências de formações eólicas no Pantanal, levaram Clapperton (1993), deduzir que esse sistema estava deslocado para o Sul durante climas mais secos e quentes.

Outro fenômeno que atua na alteração das condições atmosféricas mundial, incluindo no nordeste brasileiro, é o “El Niño”. Esse fenômeno eventual inicia-se com o aquecimento das águas do oceano Pacífico, que altera a dinâmica de pressão e ventos na atmosfera. O “El Niño” afeta o território brasileiro com o aumento de chuvas no sul, aumento de temperatura no sudeste e secas mais severas no nordeste e norte (MELO, 1999; NOAA, 2010).

Há indicativos de atuação desse fenômeno durante o Holoceno. Donders et al (2006), deixa evidente a ocorrência do “El Niño” no leste da Austrália no decorrer do Holoceno inferior, o que teria contribuído para a formação de uma cobertura vegetal bem heterogênea. Masters (2006), demonstra em suas pesquisas que esse fenômeno já era atuante no início do Holoceno, pois teria sido um dos responsáveis pelo aumento de precipitações e um decorrente aumento do transporte de sedimentos na Califórnia, o que forneceu material para formação de cordões arenosos em estuários, datados de 9000AP.

6.2 – Interpretação da paisagem Quaternária: teorias, conceitos e técnicas

Nesse capítulo serão tratados assuntos referentes às teorias, conceitos, técnicas e estudos de casos de geomorfologia, pedologia, sedimentologia, arqueologia, geocronologia e

SIG, que estão associados às interpretações da paisagem Quaternária, e que dão sustentação para essa pesquisa. Serão discutidas as gêneses e evoluções de processos, além de estudos aplicados em cada tema.

6.2.1 – Gênese e evolução Geomorfológica

As mudanças no clima do Quaternário também refletiram sobre as formas do relevo. É importante destacar que a geomorfologia desse período não está restrita somente as zonas de sedimentação. Moura (2007), escreve sobre esse tema e afirma que as feições Pleistoceno/Holocênicas estão distribuídas sobre as múltiplas formas de relevo. É necessário destacar que mudanças climáticas desempenharam um papel importante na gênese da paisagem atual (BIGARELLA, 2007). Esse mesmo autor considera que

durante o Pleistoceno, dois diferentes conjuntos de processos operando alternadamente, submeteram a paisagem à degradação lateral em clima semi-árido (épocas glaciais) ou a dissecação em clima úmido (épocas interglaciais). A ação erosiva seria muito efetiva no período de transição de um tipo de clima para o outro.

Tomar a Geomorfologia como carro chefe para estudos paleoambientais é uma vertente bem aplicada em Geociências, com destaque para a Geografia. Passos (2006), cita que autores como Bigarella (1975), Mousinho (1965) e Silva (1965), utilizaram critérios geomorfológicos associados aos geológicos, afim de demonstrar a sua eficiência na análise da evolução da paisagem. Complementando essa teoria há autores que sustentam que as zonas climáticas da Terra são caracterizadas pela alternância do clima, o que resulta em processos representados pela degradação lateral e pela dissecação vertical do relevo, respectivamente em tempos mais secos e úmidos (BIGARELLA, 2007; PASSOS et al., 2006).

As teorias mais aceitas de evolução do relevo partem do contraste inicial entre os postulados de Davis e Penck, que valorizavam a existência de ciclos de evolução do relevo que dão origem a superfícies aplainadas. A partir do postulado de Penck, que se caracterizava por haver erosão e soerguimento concomitantemente, outras teorias foram fundamentadas, como por exemplo, a de pediplanação, que foi elaborada por Lester King e etchplanação, feita por Wayland. É bom destacar que durante a pediplanação há um recuo paralelo das vertentes por predominância de intemperismo físico, e na etchplanação predomina o aplainamento fundamentado no desgaste por intemperismo químico. Esses postulados vieram para fundamentar a ocorrência de erosão e de seus depósitos correlativos (CASSETI, 1994; PASSOS et al., 2006).

A pediplanação, segundo Guerra et al., (2008), é o processo mais eficaz de aplainamento de superfícies, as quais são submetidas a climas áridos e semi-áridos, e que resultam em extensas áreas planas. Esse processo também dá origem aos pedimentos, que são trazidos pelos rios, formando um lençol logo na saída das áreas mais elevadas. Em seguida, os pedimentos são transportados mais a jusante, formando planícies de aluvião. É relevante destacar que quando vários desses lençóis se unem, forma-se uma superfície de coalescência de pedimentos. Alguns exemplos de evolução do relevo por pediplanação ocorreram no planalto da Península Ibérica, como afirma Casas-Sainz et al. (2009), bem como as superfícies sul-americanas (VALADÃO, 2009), que passaram por esses processos nos ciclos de erosão pós-cretáceos (BIGARELLA, 2007).

De fato, a evolução do relevo também ocorre por meio da erosão e a consequente formação de depósitos correlativos, que pode se formar por meio de processos coluviais e/ou aluviais. De acordo com Guerra et al. (2008), colúvios são formados por “materiais transportados de um local para outro, principalmente por efeito da gravidade. O material coluvial só aparece no sopé de vertentes ou em lugares pouco afastados de declives que lhe

estão acima". Guerra et al., também definem o termo alúvio, que de acordo com eles representa

detritos ou sedimentos clásticos, carregados e depositados pelos rios. Este material é arrancado das margens e das vertentes, sendo transportados pelas águas dos rios que os acumulam em bancos, constituindo os depósitos aluvionares. São depósitos suspensos, que aparecem algumas vezes na vertente de um vale e constituem uma prova morfológica do afundamento do talvegue. Os depósitos aluvionares são compostos de seixos, areias, siltes e argilas.

De acordo com Wallace (1977, *apud* AMIT et al., 1995), os colúvios formados ao longo de escarpas são constituídos de detritos que advém do seguimento superior, sendo depositados nas partes baixas. Eles podem ter a sua gênese ligada a eventos tectônicos (falhas), de evolução das vertentes a partir de fatores exógenos, ou mesmo a associação dessas duas. Amit et al. (1995), fizeram estudos interpretativos para distinguir se o material das unidades coluviais tinham origem ou não a partir da tectônica, usando os atributos pedogenéticos e estratigráficos do material coluvial e o da base de sustentação do colúvio.

Durante o Quaternário, uma série de depósitos coluviais foram formados ao longo das áreas com descontinuidades de altitudes, e que sofreram ação de climas semi-áridos ou áridos (BIGARELLA, 2007). Clarke et al. (2003), deixa evidente que é necessário haver um clima mais úmido, que intensifique os processos pedogenéticos na paisagem sobrejacente e sob uma vegetação mais densa, o que garantirá uma maior estabilidade da paisagem. Posteriormente, deve haver uma mudança no ambiente, sendo registrados climas mais secos, com regimes pluviais mais esporádicos e de alta intensidade. As vertentes tornam-se então mais instáveis, permitindo a erosão do material pedogenético, que é transportado e depositado nas zonas coluviais, que representam áreas mais estáveis das vertentes. De acordo com esses autores, a existência de uma formação coluvial na paisagem demonstra flutuação climática, passando de um ambiente mais úmido para um mais seco.

Eriksson et al. (2000), Leopold et al. (2007), também tratam da evolução climática registrada em zonas coluviais. Eriksson et al. (2000), aplicaram técnicas de datação por LOE em sedimentos coluviais na Tanzânia, e comprovaram que as suas últimas deposições ocorreram entre 14,7Ka AP ($\pm 1,6$) e 11,4Ka AP ($\pm 1,3$), coincidindo com o final da época mais seca do Pleistoceno e início da fase úmida do Holoceno inferior. Leopold et al. (2007), fizeram interpretações de depósitos coluviais do Holoceno na Alemanha e países vizinhos, concluído que as deposições também são indicativos de flutuações climáticas. Eles ainda afirmam que o estudo interpretativo de material coluvial é um ótimo indicativo para trabalhar com interpretações paleoambientais, entretanto, essas interpretações devem ser associadas a outras técnicas.

Fuchs et al. (2009), também desenvolveram trabalhos com datação por LOE em colúvios, e destacaram que o limite da distância de transporte nesses ambientes reduz a complexidade de cada sistema, permitindo um fácil delineamento da fonte de origem dos sedimentos, inclusive permitindo trabalhos sobre determinação de taxas de erosão. Nos transportes aluviais essa facilidade não existe, pois os depósitos são fruto de diversas frentes de sedimentação, com material de origem, taxas de erosão, intensidades e velocidades de fluxos diferentes.

Os processos aluvionares podem contribuir para a formação de depósitos aluviais, que são formados a partir da junção da ação fluvial e pluvial, associada ao sopé de um relevo acidentado, que resulta em uma feição divergente, com a deposição de seguimentos um ao lado do outro. Os condicionantes de sua formação são a tectônica e o clima, sendo mais comumente formadas em zonas semi-áridas a partir da ação de canais com fluxos difusos (BIGARELLA, 2007; CASSETI, 1995; PROTHERO, 2004).

Um depósito aluvial, que pode ocorrer na forma de leque ou alongado, de acordo com sua estrutura e classes de sedimentos, forma três áreas com características distintas, que é

o setor proximal, mediano e distal. Na zona proximal, localizada na região de ruptura de declividade, os sedimentos ocorrem na forma de blocos depositados em lentes, e quanto mais se afasta da área fonte, ocorre uma diminuição no tamanho dos clastos depositados. No setor mediano passa a ocorrer uma maior concentração de finos, que advém de depósitos feitos por fluxos ocorrentes (difusos) sobre a superfície. Os sedimentos são ainda mais finos na região distal (PROTHERO, 2004).

No Brasil, duas grandes bacias hidrográficas e alguns de seus respectivos depósitos aluviais vêm sendo estudados por diversos pesquisadores. Entre eles, se destacam Costa et al. (2001), Guyot et al. (2007), Latrubesse et al. (2002) e Soares et al. (2010), na bacia Amazônica; Assine et al. (2004), Assine (2005), Sallum at al. (2010) e Silva et al. (2009), na bacia do Paraná. Os trabalhos desenvolvidos na bacia Amazônica tratam da influência dos lineamentos tectônicos na formação da bacia sedimentar Quaternária, com destaque para interpretações paleoambientais na região da confluência do rio Negro e Solimões e na foz do Amazonas. Na bacia do Paraná, as discussões sobre o “mega-leque” aluvial do rio Taquari vêm se destacando, principalmente pelo fato de ser um processo de deposição ativo, de grandes dimensões e com excelentes respostas aos sensores de satélites e radares.

Interpretações feitas por Assine et al. (2004), Assine et al. (2005) e Zani (2008), deixam evidente que essa bacia de deposição resulta de processos tectônicos, ocorridos a partir de reativações recentes do processo de formação dos Andes (~2,5Ma AP), o que também é discutido por Ussami et al. (1999). A gênese dessa deposição está ligada a erosão na região dos planaltos na bacia do Paraná, e deposição desse material na depressão do Pantanal Sul-Matogrossense, que inicia-se próximo as escarpas das coberturas areníticas paleozóicas e se estende até a margem esquerda do rio Paraguai. Essa deposição é bastante espessa, chegando a mais de 400m de profundidade. Mas pelo curto tempo da gênese da

depressão, os processos ocorridos no Quaternário tiveram grande influência na gênese e evolução da paisagem local, como por exemplo, deposição colúvial, deposição aluvial sob regime de canais difusos, re-trabalho eólico, alternância para canais meandrantes, inclusive com a formação de lobos distributários.

A evolução dos registros aluviais foi pesquisada por Thomas (2000), com destaque para trabalhos realizados em ambientes tropicais das florestas do Congo, Amazônia e do Caribe. O autor afirma que a temperatura era em média 5°C abaixo da média atual, e também destacou uma queda expressiva nos índices pluviométricos durante o UMG. Sob tais condições climáticas, houve a gênese de extensos terraços aluviais nos trópicos, formados a partir da ação de canais entrelaçados (difusos). Durante os 9.000 anos que antecedeu a transição para o Holoceno, a temperatura aumentou gradativamente, e como resposta houve a diminuição da intensidade de deposição aluvial. Bridgland et al. (2008), associam a formação dos grandes depósitos aluviais ao ciclo de obliquidade da Terra (que influencia o clima do planeta), que se completam a cada 41Ka, com o mínimo de inclinação possível. Com o aumento da inclinação, iniciam-se os períodos de incisão desses depósitos.

Garcin et al. (2007), Thomas (2000) e Thomas (2004), indicaram importantes reflexos do Younger Dryas no clima de ambientes tropicais, que apresentou quedas expressivas na umidade e temperatura, podendo ter aumentado as taxas de sedimentação nos depósitos aluviais, através da reativação dos canais entrelaçados. Com o fim desse período interestadial, as temperaturas e a umidade aumentaram, concentrando os fluxos em calhas de canais fluviais. Iniciou-se assim um período de dissecação dos depósitos aluviais recém depositados no final do Pleistoceno. Os canais deixaram de ser entrelaçados e passaram a admitir o caráter meandrante.

De acordo com Jones et al. (2007), os depósitos aluviais tem a sua gênese fundamentada na ocorrência de processo de avulsão de canais, que ocorrem na zona de

pedimentação. São as avulsões que controlam o espalhamento dos fluxos de água e de sedimento na paisagem e, portanto, delineiam as suas formas, a seqüência cronológica e as características estratigráficas.

Há dois principais tipos de avulsões: avulsão por reocupação de rede de drenagem e avulsão agradacional. A reocupação de rede de drenagem é o processo mais comum, pois nele a deposição é lenta, o que parece se ajustar melhor ao sistema lento de transporte de sedimentos pelos canais. A avulsão agradacional está relacionada à ocorrência de eventos tectônicos, que forma um novo espaço de acomodação de sedimentos, ou eventos geomorfológicos que proporcionam rápida deposição. A principal característica observada na paisagem após a ocorrência de avulsão é a mudança do alinhamento do canal, que pode tomar diversas direções, seguindo ou não uma direção preferencial (DAVIS-VOLLUM et al., 2001).

De acordo com Assine et al. (2005) e Morozova (2000), a avulsão se caracteriza por ser uma associação de processos que causam mudanças significativas no curso de um canal fluvial. Esses processos podem se formar e se intensificar a partir da ação de eventos de escala global, local ou ainda a associação dessas duas escalas. Assine et al. (2005), definem que a avulsão

[...] é muito comum em sistemas de deposições aluviais, nos quais o canal fluvial principal não deriva lateral e progressivamente ao longo da planície, mas muda bruscamente de posição para pontos antes fora do domínio do canal. A avulsão inicia-se com o rompimento de diques marginais e progradação sedimentar sobre áreas baixas adjacentes, que ficam inundadas durante a época das cheias. Caso o fenômeno se complete, ocorre então a mudança drástica do curso, inclusive com possibilidades de formação de canais distributários.

A formação de terraços agradacionais se tornou um tipo de padrão fluvial para o Quaternário, de modo que a deposição e erosão nesses terraços indicam flutuações climáticas importantes para o período (BRIDGLAND, 2010). A evidente formação de depósitos

coluviais e aluvias ocorrida no Pleistoceno foi substituída na transição Pleistoceno x Holoceno e no Holoceno pela dissecação, o que ocasionou a gênese de uma seqüência de terraços fluviais (ANDERSON, 2005; ASSINE et al., 2005; PIERCE et al., 2011; HSIEH et al., 2001). Guerra et al. (2008), definem um terraço como uma superfície horizontal ou levemente inclinada, que tem sua gênese fundamentada em deposições sedimentares, podendo ter origem a partir da ação fluvial. É comum identificar esse tipo de relevo com a forma de um patamar que interrompe um declive contínuo. A gênese de terraços fluviais, discutida por Gibbard et al. (2009), representa uma resposta a um desequilíbrio do fluxo de energia, com ênfase em combinações de fatores ambientais que alteram o balanço entre o fluxo de água e o transporte de sedimentos, podendo causar incisão ou deposição.

Pierce et al. (2011), identificaram uma sucessão de incisões em terraços fluviais no centro do estado de Idaho – EUA, com fases de ocorrência entre ~5,5Ka AP e 5Ka AP - 1,3Ka AP e 1Ka AP - 0,5Ka AP, e com taxas de incisão médias aproximadas de $0,9\text{m Ka}^{-1}$. Nas planícies da Jordânia, o pesquisador Cordova (2008), identificou uma marcante fase de erosão de terraços, ocorrida a aproximadamente 4.000 anos. Assine et al. (2004) e Assine et al. (2005), também evidenciaram a formação de terraços Holocênicos na superfície do leque aluvial do Taquari, de maneira que a atual calha meandrante desse rio, encontra-se envolvida por um nível de terraço superior, denominada pelos autores de “parede”, com diferença de altitude de aproximadamente 5m. Rigsby et al. (2009), trabalhando no rio Madre de Dios, no sudoeste da Amazônia – Peru, identificou e caracterizou uma seqüência de quatro níveis de formação e incisão de terraços fluviais (incluindo o atual), datados em períodos anteriores a 45Ka AP, até 0,69 Ka AP (Fig.17).

O padrão de drenagem se modificou com as alterações climáticas, admitindo tipos entrelaçados (difusos) em períodos semi-áridos e áridos, e retílineo ou mais meandrante com a incisão do vale mais bem definida em períodos mais quentes e úmidos. O regime fluvial

também sofreu diversas alterações entre efêmeros, intermitentes e perenes (BIGARELLA, 2007).

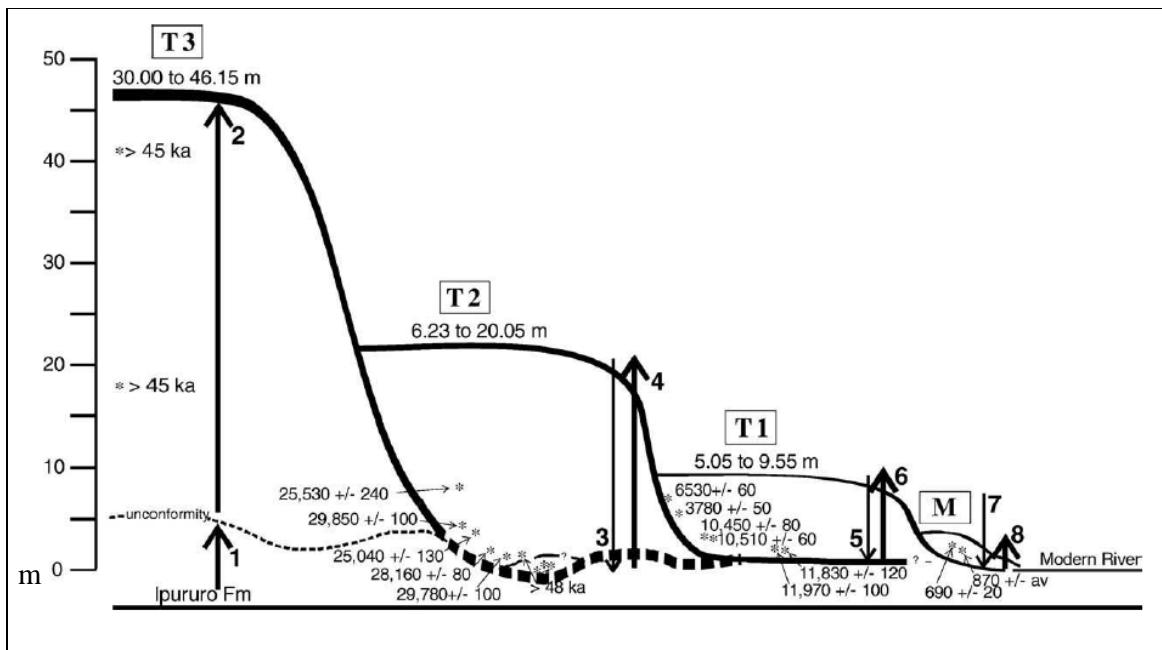


Fig. 17 – Modelo de desenvolvimento da história dos terraços do rio Madre de Dios. As datações foram feitas por ^{14}C .

Fonte: Rigsby, (2009).

Estudos desenvolvidos por Leigh (2008), fazem associações diretas entre tipo de clima e forma de canais fluviais, com destaque para um canal da região sudeste dos Estados Unidos. Para ele, as formas entrelaçadas observadas por imagem de satélite representam climas mais secos ocorridos durante a glaciação Wisconsin/Würm. Com o aumento da temperatura e precipitação na transição Pleistoceno/Holoceno, o padrão das formas do canal teria migrado gradativamente demonstrando uniformidade de energia e matéria no regime de transporte fluvial. Primeiramente formaram-se grandes meandros indicando aumento acentuado na umidade, que diminuíram de tamanho na seqüência como resultado de um período um pouco mais seco estabelecido mais recentemente (Fig. 18).

Sridhar (2007), escreve que os canais fluviais respondem de forma evidente às mudanças climáticas em escalas de décadas ou milênios, apresentando variação em sua forma,

geometria e depósitos sedimentares associados. Vários estudos científicos sobre a influência do clima nos sistemas fluviais já foram desenvolvidos em diversas partes do planeta, os quais fazem uma ligação entre mudanças climáticas e alterações nos padrões de canais (LEIGH, 2008).

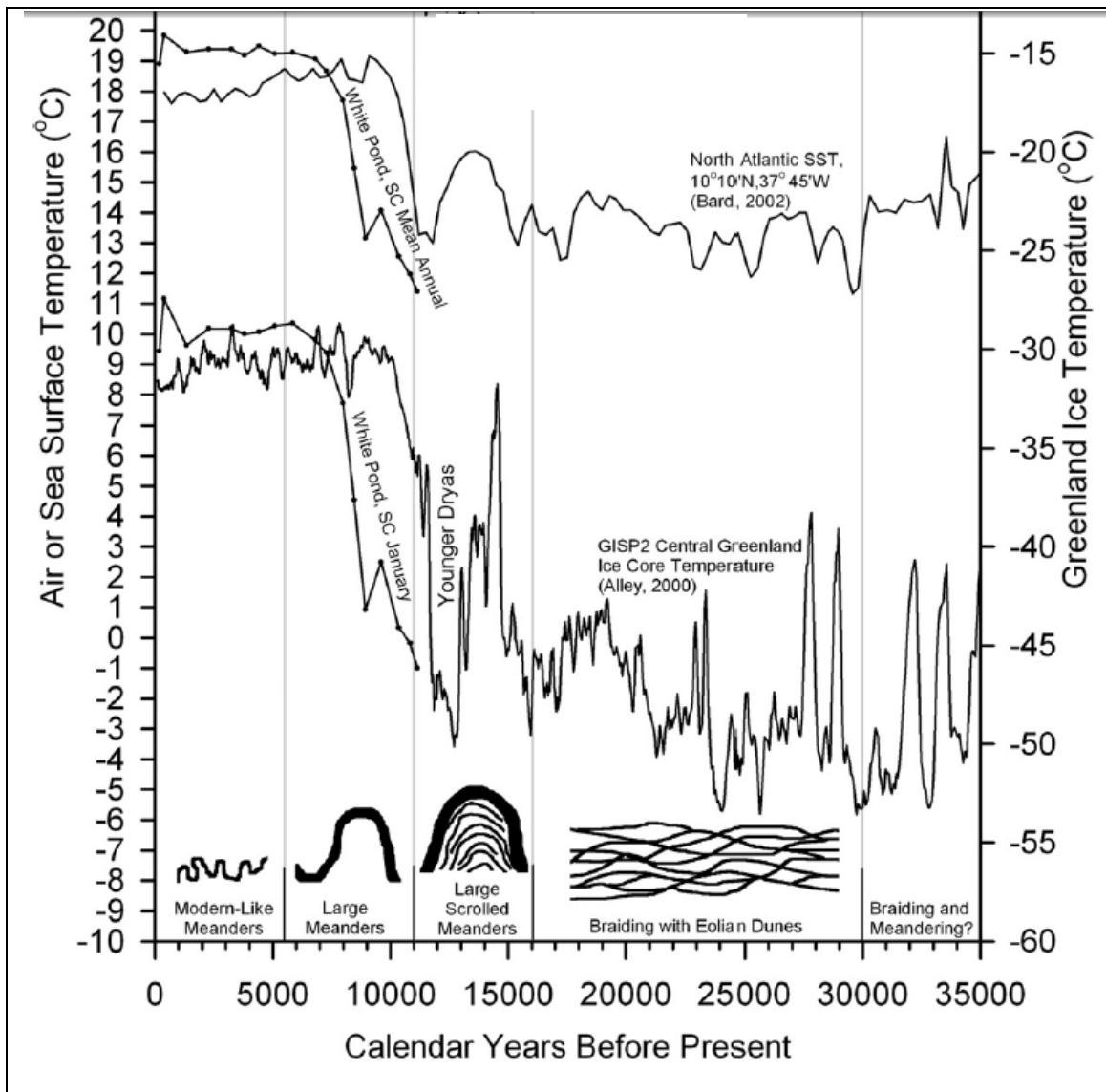


Fig. 18 – Relação entre padrão de formas dos canais proposto por Leigh de acordo com as principais mudanças climáticas do Quaternário superior, para a costa atlântica do sudeste dos EUA. Fonte: Leigh (2008).

Waters et al. (1995), fizeram importantes interpretações sobre a gênese de canais meandrantes para o centro leste do Texas - EUA, com destaque para o rio Brazos, que já era

um canal competente com alta sinuosidade desde ~18Ka AP. Constatou-se que houveram quatro períodos distintos de importantes avulsões: 8,1Ka AP, 2,5Ka AP, 0,5Ka AP e 0,3Ka AP. As três últimas avulsões deixaram registrados na paisagem uma seqüência de cinturões de meandros confinados, bem como Assine et al. (2005), constataram na parte alta do leque aluvial do rio Taquari. Waters et al. (1995), afirmam que a formação desses cinturões ocorreu a partir de diminuições do fluxo de descarga, durante os períodos quentes e secos do Holoceno. Latrubblesse et al. (2000), afirmam que esses cinturões se formam em superfícies aluviais devido a presença de sedimentos finos que compõe esse tipo de deposição.

Tooth et al. (2009), registraram pelo menos três avulsões nas planícies de rios da África do Sul, sendo que uma ocorreu durante o derretimento da camada de gelo Laurentide, a 15Ka AP, outra durante o Younger Dryas, a 11Ka AP e a última a 4,5Ka AP, no final do Ótimo Climático do Holoceno. Nesse estudo, os autores ainda fizeram inferências sobre períodos inter-avulsões, de maneira que cada processo teria ocorrido entre ~3 e 6Ka. Na discussão sobre a evolução dos meandros do Holoceno superior, eles determinaram importantes taxas de erosão, deixando evidente que a taxa de migração dos meandros era de ~70m a cada 1,4Ka, o que representa uma média anual de $\sim 0,05\text{m a}^{-1}$. Isso implicava em uma evolução fluvial por milênios, até que um cinturão de meandros se estabilizasse.

As variações climáticas ocorridas no Quaternário, ainda propiciaram a formação de depósitos eólicos, com diversas dimensões, em períodos de clima seco/quente ou seco/frio, dependendo da latitude ou altitude de ocorrência do evento (ASSINE et al., 2005; BIGARELLA, 2007; LATRUBESSE et al., 2001). Houveram períodos de intensificação, como por exemplo, durante o UMG, pós-UMG e nas épocas quentes e secas do Holoceno, tanto em ambientes tropicais como nos subtropicais (BARRETO, 1996; NARCISI, 2000; TEEUW et al., 2004).

O transporte eólico foi intensificado durante o UMG devido a queda generalizada de umidade global, propiciada pelo acúmulo de água nas geleiras. Darrénougué et al. (2009), verificaram que no sul da Austrália houve aumento das taxas de transporte eólico entre 40Ka AP e 14Ka AP, com intensificação durante o UMG. Para esses autores, a intensidade, velocidade e direção dos ventos eram diferentes durante a atividade eólica, o que pode justificar o montante de sedimentos transportado nesse período. Ainda sobre a Austrália, agora no sudeste de Queensland, McGowan et al. (2008), pesquisaram deposições sedimentares, constatando que houve influência eólica em sua formação, com destaque para ativação no Pleistoceno a 20Ka AP, durante o UMG, e a 4,5Ka AP, já no final do Ótimo Climático do Holoceno. Essa fase do Holoceno durou até aproximadamente 3,8Ka AP, e foi a de maior intensidade desde o último máximo glacial. Os autores também verificaram que o transporte eólico diminuiu no período que antecedeu o Younger Dryas, e se tornaram mais intensos durante esse período interestadial.

Uma fase de transporte eólico de destaque, ocorrida no interior da Mongólia, foi estudada por Chen et al. (2003) e Zhao et al. (2007), que corresponde ao Hipsitermal, com idades de deposição entre 8Ka AP e 4,3 Ka AP. Dois intervalos importantes de tempo, um entre 4,4Ka AP e 3,4Ka AP e outro entre 0,8Ka AP e 0,5Ka AP, foram identificados na região central dos Estados Unidos por Forman et al. (2001) e Hanson et al. (2009). Tchakerian et al. (2002), afirmaram que durante o intervalo do Ótimo Climático a atividade eólica era bem intensa em diversas partes do planeta, entretanto, na região do deserto de Mojave - EUA, a gênese de dunas eólicas atingiu o seu nível mínimo, ocasionado pela falta de sedimentos na área fonte, anteriormente mobilizados

O padrão de clima seco e com fortes rajadas de ventos que predominou nos trópicos durante o Quaternário, propiciou a expansão de coberturas detritícias pelo re-trabalho eólico de sedimentos fluvio-aluviais. Essa ação pode ser evidenciada através da formação de

vários campos de dunas fixadas, que são encontradas em diversas partes da Terra. Os campos de dunas também são conhecidos na literatura como mares de areia ou “ergs”, e se caracterizam por recobrir áreas maiores que 10.000km², e por estarem associados a superfícies mais ou menos planas e topograficamente baixas, além de eventualmente manterem o registro da direção dos ventos que os formaram (AB’SABER, 2006; ASSINE, 2004; KING, 1956; TRICART, 1982).

Thomas et al. (1993), afirmam que os campos de dunas ou mares de areias mostram uma paisagem herdada de climas mais áridos ocorridos no passado. Um exemplo clássico desses eventos são as dunas fixas do médio rio São Francisco, principalmente entre os municípios de Barra, Xique-Xique e Pilão Arcado na Bahia, que representam importante área de sedimentação eólica, por ter se formado no interior do continente e por ter uma vasta área de abrangência. Desde os primeiros trabalhos realizados no local, o entendimento dos processos condiz com datas referentes ao Pleistoceno Superior. Foram feitas datações por termoluminescência (TL) e por radiocarbono, e as idades confirmadas estão entre 28Ka AP e 0,9Ka AP, indicando diversos períodos de reativação e estabilização de transporte eólico (BARRETO, 1996; DE OLIVEIRA, 1999).

O campo de dunas da Bahia foi compartimentado por Barreto (1996), que resultou na identificação de três unidades diferentes: dunas com morfologia nítida, dunas com morfologia tênue e lençol de areia. No compartimento de dunas nítidas, foram identificadas formas longitudinais e parabólicas de grandes dimensões, com altura de até 50m e até 13Km de comprimento. A maior parte dessas dunas possui uma orientação padrão predominante, evidenciando que foram formadas por ventos de leste e sudeste (BARRETO, 1996; GIANNINI et al., 2005).

É importante destacar também os processos eólicos Quaternários ocorridos no Pantanal e na bacia do rio Negro (AM). Tanto na região do leque do Taquari, como em áreas

adjacentes, há indícios do trabalho eólico, como por exemplo, as dunas lunetas que margeiam as lagoas, e são chamadas regionalmente de “cordilheiras” (ASSINE et al., 2004; GIANNINI et al., 2005). O depósito aluvial se formou em fases de clima mais seco durante o Pleistoceno Superior, enquanto que os trabalhos eólicos iniciaram nesse período e se estenderam até o Holoceno (GIANNINI et al., 2005).

Recentemente, estão sendo estudadas evidências de transporte eólico na bacia do rio Negro, no Amazonas (GIANNINI, 2005; LATRUBESSE et al., 2001; SOARES et al., 2010; TATUMI et al., 2002). Foram identificados alguns campos de dunas inativos entre as longitudes 50° e 63°W, e latitudes variando entre 4°N e 3°S. Através do uso de imagens de radar e de satélite pode-se visualizar dunas parabólicas com comprimento de até 6Km e altura de 20m, além de zonas de deflação. Idades correlativas mostram atividades eólicas nesse ambiente ligadas ao final da glaciação Weichselian e as épocas secas e quentes do Holoceno.

Ao discutir o conceito de transporte eólico, deve-se levar em conta as teorias da formação de dunas e de deflação. As dunas se formam orientadas de acordo com a direção dos ventos, podendo admitir formas lineares ou mesmo curvadas, variando de tamanho de acordo com intensidade de ventos, material disponível e cobertura vegetal. As principais formas de dunas são: barcas, parabólicas e longitudinais (lunetas), sendo que o tipo de duna que merece destaque quando se discute as coberturas eólicas continentais é a de forma parabólica pelo fato de existirem em maior quantidade (BARRETO, 1996; GIANNINI, 2005; HESSE et al., 2003; LATRUBESSE, 2001).

Segundo Pye (1993, *apud* BARRETO, 1996), a forma e densidade de dunas eólicas dependem da disponibilidade de areia, textura do material, variação da velocidade e direção dos ventos, tipo e densidade da cobertura vegetal, condições topográficas locais e regionais, mudanças climáticas e variação do nível do mar e do padrão tectônico. É notório nas bibliografias que as grandes formações dunares simétricas ocorrem a partir de ventos

unidireccionais, enquanto que ventos bimodais ou multimodais tendem a estruturar formas assimétricas e superimpostas com diversas orientações.

Durante eventos de transporte eólico também pode se formar os processos de deflação (Fig. 19). Ao contrário de um campo de dunas que são ambientes de deposição, a deflação está relacionada a um local de retirada de material, geralmente associado ao ápice traseiro das dunas, ou mesmo se formando em lençóis de areia onde há uma maior fragilidade do material sedimentado (LATRUBESSE et al., 2001; LANGFORD, 2003; MARKER et al., 1995; TRICART, 1982). Marker et al. (1995) descrevem um processo de associação entre dunas lunetas e deflação na África do Sul, que apresentam evidências do transporte eólico a partir do núcleo (região abaulada) de formação da deflação. Hesp (2000, *apud* GIANNINI et al., 2005), define deflação como

são feições mistas (erosivo-deposicionais), geradas pelo vento por retirada e redeposição local de depósitos arenosos pré-existentes. A ruptura se faz através da produção de bacia deflacionar, delimitada por paredes erosivas subparalelas que se fecham rumo sotavento, em lobos deposicionais.

De acordo com Bryan (1923, *apud* LATRUBESSE et al., 2001), a deflação (“pans” na nomenclatura internacional) tem início a partir de correntes de ventos helicoidais ascendentes que ocorrem durante climas mais secos, e que se tornam ativos após horas de insolação. Daí cria-se um efeito cascata, e onde o solo ou sedimento está mais inconsolidado há formação de pequenas depressões, que evoluem em tamanho e profundidade com a ação eólica e hídrica. Marker et al. (1995) defendem que ao longo do tempo geológico ocorre um processo de alcalinização na região da depressão deflacionada, principalmente pelo fato de sais serem transportados para o seu interior pela ação de fluxos superficiais e sub-superficiais, como foi comprovado por eles em Buffelsfontein – África do Sul.

Sobre a superfície do leque do Taquari há uma grande quantidade de lagoas. A maior parte delas não possui contato direto com a rede de drenagem, sendo conectadas

somente durante a época de cheias. Ainda há algumas dessas lagoas que recebem recarga hídrica somente pelo escoamento sub-superficial. A origem das lagoas está estritamente ligada ao transporte eólico, que através da deflação, possibilitou a formação das depressões e dos cordões arenosos em suas proximidades. Devido ao isolamento hídrico superficial de alguns desses processos de deflação, a água e os sólidos que as preenchem se tornaram alcalinos, possibilitando até mesmo a extração de sal para usos antrópicos (ALMEIDA et al., 1959 *apud* GIANNINI et al., 2005; ASSINE et al., 2004; TRICART, 1982).

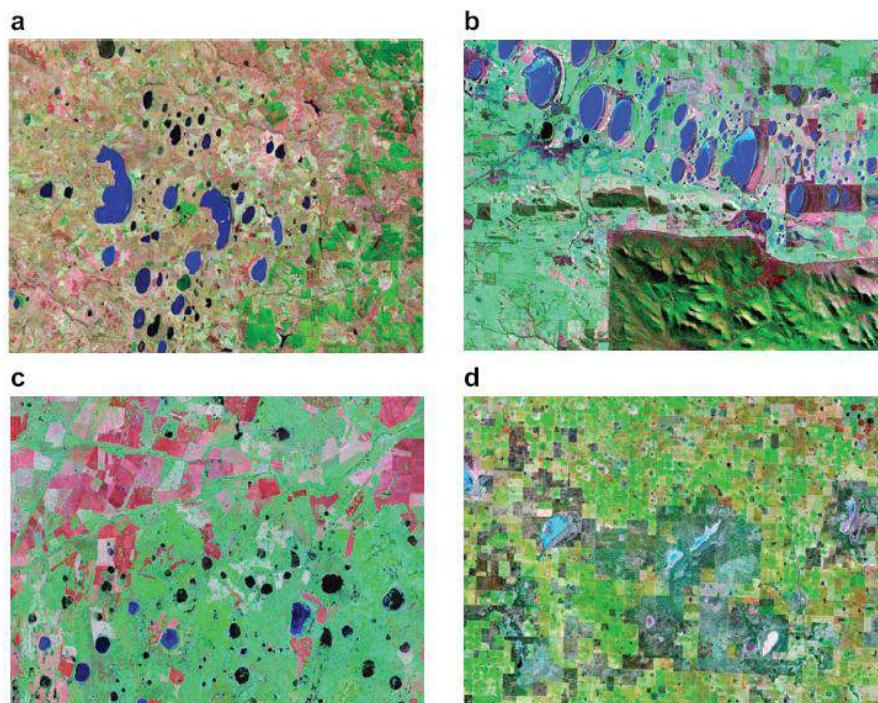


Fig. 19 – Imagens de satélite que mostram pans em diversas partes do mundo: a) Área do Lago Chrissie, na África do Sul (a maior pan tem 5Km de comprimento); b) Stirling Range, no extremo oeste da Austrália, com maiores exemplares de 3,5Km; c) Planície do Oeste da Sibéria – Kazakhstan, onde os maiores exemplares não passam dos 2Km; d) Llano Estacado, nas altas planícies dos Estados Unidos (a maior pan mede 5Km de comprimento).

Fonte: Goudie, 2008.

6.2.2 – Os solos do Pleistoceno e Holoceno

No decorrer de eventos glaciais e interglaciais, alteraram-se períodos em que a taxa de pedogênese era maior que a de morfogênese, e vice versa. Durante os interglaciais pode ter havido maior formação de solos sob um clima mais úmido e quente, e durante as glaciações, quando o clima se tornava mais seco e a cobertura vegetal mais escassa, esses solos recém formados eram erodidos, e parte dos sedimentos depositados em áreas mais baixas do terreno (BIGARELLA, 2007; MACKLIN et al., 2002; RETALLACK, 1998). Üveges et al. (2003), afirma que as flutuações climáticas do Quaternário ocasionavam alterações significativas sobre a intensidade de erosão, da atividade bioturbadora, precipitação de óxidos de ferro, transformações de argilominerais, iluviação de argilas, acumulação de matéria orgânica, reações de redução, reações de oxidação e congelamento.

Não há regra para formação de um determinado tipo de solo de acordo com as mudanças climáticas, pois há diversos fatores que atuam passivamente ou ativamente na sua gênese (BRADY, 1983). Entretanto, nota-se que durante os avanços das geleiras havia o predomínio de erosão e deposição, tendendo a formar uma maior quantidade de solos alóctones, como os Neossolos Quartzarênicos e Neossolos Flúvicos. Nos interglaciais, momento de clímax dos tipos vegetativos, havia o predomínio da gênese de solos autóctones (BIGARELLA, 2007). Guerra et al. (2008), definem solos alóctones como “resultante do transporte do material de outras regiões, isto é, são solos que receberam elementos de outros lugares; em contraposição, são chamados autóctones os solos formados *in situ*.

As dimensões dos clastos desses depósitos cenozóicos dependiam muito do tipo de ação erosiva pela qual a paisagem passava, além da litologia e solos das áreas fontes. Num ambiente com ação de geleiras, os sedimentos alcançam diâmetros de matacão, enquanto que

durante a ação das águas as dimensões desse material é menor e predomina a fração areia, e diminui ainda mais com a ação eólica (SUGUIO, 1973).

Durante o Quaternário predominou a gênese de solos compostos por loess em ambientes subtropicais, como por exemplo, os Chernosolos formados no leste europeu e nas planícies da Russia (MOROZOVA et al., 1998; PYE, 1995; ZYKINA et al., 2003). Morozova et al. (1998), destacam importantes fases de formação de Chernosolos, Luvissolos e Gleissolos para o leste da Europa, que correspondem ao Eemiano (120 – 125Ka AP), ao UMG e ao Ótimo Climático do Holoceno. De acordo com os autores, os solos possuem características herdadas de paleoambientes, de maneira que as elevadas temperaturas do Eemiano permitiram uma maior deposição de húmus. Os depósitos de húmus diminuíram durante o Holoceno médio e foram ainda menores no UMG.

A gênese de solos em ambientes periglaciais dos Estados Unidos foi estudada recentemente por Bettis III et al. (2003), Rutter et al. (2006) e Wang et al. (2009), que destacaram os solos formados pela deposição de loess. Chadwick et al. (1995), verificaram intensas correlações entre características dos solos e paleoambientes, no nordeste da “Grande Planície”, nos Estados Unidos. Durante os períodos glaciais essa região se tornava fria e úmida, com valores de precipitação entre 70 e 90mm a⁻¹, maiores do que em períodos interglaciais (como no atual). Sob essas condições ambientais, ocorreu maior dissolução de carbonatos e formação de caulinita, e nos períodos interglaciais havia intensa deposição de loess. É importante destacar que essa dinâmica climática representa fatos regionais, e que a dinâmica climática global durante as glaciações e interglaciações responderam de forma oposta ao apresentado.

Os processos ambientais envolvidos na genética dos solos em regiões tropicais também são evidentes. Nos períodos quentes e úmidos do Quaternário aumentam as intensidades das reações de oxidação e redução, predominando a formação de argilominerais

de caulinita, gipsita, goethita e hematita (DUBROEUCQ et al., 1998; JIANG et al., 2010; MUGGLER et al., 2000). Dubroeucq et al. (1998), realizaram estudos em áreas de Latossolos e Espodossolos da bacia do rio Negro, constatando que as deposições Quaternárias de sedimentos aluviais, em contato com o embasamento rochoso ou depósitos lacustres de argilas, é responsável pela distribuição espacial desses dois tipos de solos.

Na discussão sobre a gênese de solos é fundamental fazer o discernimento entre a influência de paleoambientes na formação de um perfil de solo, e o conceito de paleossolos (BOTHÀ et al., 1995; DUBROEUCQ et al., 1998; GUERRA et al., 2008; IRIONDO, 2009; JIANG et al., 2010; KRASILNIKOV et al., 2006; MUGGLER et al., 2000; RETALLACK, 1998). Para os autores, os ambientes com climas mais secos ou úmidos e quentes ou frios podem ter atuado na gênese de um perfil de solo a milhares de anos e ou na atualidade, deixando as evidências expostas nos seus horizontes. Porto (2006), mostra que após uma mudança climática, a adaptação da paisagem as novas condições ocorrem em aproximadamente 0,1Ka, deixando evidências no desenvolvimento dos horizontes dos solos.

No caso de um paleossolo, Guerra et al. (2008), escrevem que “trata-se de um solo que foi soterrado e encontra-se enterrado, abaixo da superfície, sendo que uma das formas de identificar esse tipo de solo é através da presença de um horizonte escuro em sub-superfície, que pode ser o horizonte A, de um solo que foi recoberto por sedimentos”. Zárate et al. (1998), ao trabalhar com perfis de paleossolos na Argentina, deixaram evidente que a identificação de horizontes ricos em argilas representa um horizonte diagnóstico desse tipo de solo, e que o seu perfil apresenta-se com horizontes truncados.

Os perfis de Latossolos recobrem as superfícies aplainadas do Brasil-central, de parte das zonas subtropicais e da Amazônia brasileira (BIGARELLA, 2007; BURAK et al., 2010; IBGE, 2001; MUGGLER et al., 2000; VIDAL-TORRADO, 2005). Esses solos se

caracterizam por apresentar um espesso perfil, evidências da ocorrência de reações de oxidação e redução, baixa quantidade de minerais primários, apresentando inclusive a formação de perfis lateríticos. Os Latossolos podem ter origem alóctone ou autóctone (FERREIRA et al., 2010; FIGUEIREDO et al., 2004; KER, 1998; PORTO, 2006; QUEIROZ NETO, 2000). A EMBRAPA (2006), define que os Latossolos são solos minerais, não hidromórficos, profundos, apresentando um horizonte B muito espesso, e com a seqüência de horizontes A,B e C bem distinta. A concentração de argila varia entre 15% e 80%, e essa fração é composta principalmente por caulinita, goethita, hematita e gipsita.

As acumulações/concreções de ferro que ocorrem nos Latossolos podem variar de espessura e também quanto à dureza, sendo fruto de acumulação de ferro nos horizontes sub-superficiais. A sua gênese está ligada a reações de redução e oxidação alternadas, que ocorrem a partir da oscilação do lençol freático ao longo dos anos, sob climas com sazonalidade pronunciada (BONOTTO et al., 2007; COELHO et al., 2003; PORTO, 2006). Costantini et al. (2006), afirmam que a formação de plintita ou petroplintia, que são exemplos de acumulações de ferro, está ligada ao rearranjo de hematita e ferrihidrita, que se cristalizam em torno de micro-agregados. Esse fenômeno ocorre após um período de condições pedo-ambientais favoráveis a síntese de hematita, e uma seqüente alteração climática que altera as características de drenagem e da pedogênese, permitindo a formação de goethita e dissolução da hematita. Destaca-se que a gênese de plintita geralmente está associada a solos que ocorrem na zona de baixa vertente, e que apresentam coloração amarelada.

Murru et al. (2007) e Casati et al. (1987), ao estudarem os solos da Itália, identificaram horizontes plínticos e petroplínticos entre 100 e 150cm de profundidade. De acordo com as interpretações feitas por eles, essas acumulações de ferro representam flutuações climáticas importantes dos interglaciais Pleistocênicos, quando a temperatura na

Europa ficou em média 5° a 10°C acima da média atual. A EMBRAPA (2006), define plintita como sendo acumulações de ferro na forma de nódulos macios, enquanto a petroplintia representa acumulação de ferro em nódulos endurecidos. De acordo com a “Soil Taxonomy” do USDA (1999), plintita representa uma mistura de argila rica em ferro e pobre em húmus, associada ao quartzo e outros minerais.

Alguns autores discutem a gênese de horizontes plínticos e petroplínticos em sedimentos aluviais do Pleistoceno (ANJOS, et al., 1995; COSTATINI et al., 2007; HOWARD et al., 1993; PHILLIPS, 2004). Anjos et al. (1995), ao desenvolver pesquisas em solos do Maranhão, identificaram a presença de horizontes plínticos em solos formados a partir de deposição aluvial Pleistocênica. No Pantanal do Mato Grosso do Sul, Assine et al. (2004), também identificaram depósitos aluviais com concreções ferruginosas e colorações avermelhadas, o que segundo os autores pode representar alterações pedogenéticas acentuadas em fases mais quentes do último período glacial (Weichseliano), ou mesmo no interglacial Eemiano.

Todas essas variáveis da gênese de solos em ambientes tropicais quentes e úmidos, como ocorrido nos interglaciais, sofreram alterações durante os períodos glaciais, de maneira que os climas mais amenos e secos possibilitavam o aumento da taxa de deposição nas zonas de relevo de baixa declividade. Assim, a formação de alguns tipos de solos ganhava destaque, como os Neossolos Quartzarênicos e os Neossolos Flúvicos. Esses dois tipos de solos ocorrem com freqüência no Cerrado, em zonas de relevo plano ou suavemente ondulado (BARBOSA et al., 2009; BIGARELLA, 2007; EMBRAPA, 2006).

Os Neossolos Quartzarênicos são solos originados de depósitos arenosos ou por ação de eluviação, que apresentam textura areia ou areia franca ao longo de pelo menos 2m de profundidade. Pode apresentar descoloração, ou cores amarelas e vermelhas. Já os Neossolos Flúvicos são solos derivados de sedimentos aluviais recentes, não havendo relação

pedogenética entre as camadas. Esse solo pode apresentar horizonte glei ou mosqueados em profundidades superiores a 150cm. Esses dois tipos de neossolos apresentam horizonte A diretamente assentado sobre o horizonte C (EMBRAPA, 2006; JACOMINI, 2009). Algumas vezes é possível identificar na paisagem áreas com co-existência de Neossolos Quartzarênicos e Latossolos, o que é indicativo de diferentes idades de deposição e pedogênese de materiais alóctones.

6.2.3 – A caracterização, o transpote e a deposição de sedimentos

O entendimento dos mecanismos envolvidos no transporte e na deposição de sedimentos, em conjunto com as suas características físico-químicas, também é uma prática bastante utilizada para o estudo da dinâmica ambiental do Quaternário. Diversas propriedades desse material podem ser determinadas em laboratório, como por exemplo, as análises texturais, análise morfoscópica/morfométrica e composição dos argilominerais (JONES et al., 2001; SUGUIO, 1973; ZIELISKI, 2007).

Há diversas metodologias de análise textural, além de diferentes escalas de classificação da textura de sedimentos. Mas de acordo com as bibliografias, o método de análise textural por pipetagem para separação dos finos e de peneiramento para separação das areias, é o mais utilizado (EMBRAPA, 1997; SUGUIO, 1973), além do uso da escala de Wentworth (1922; USGS, 2010), dada em ϕ (KRUMBEIN, 1934), ser mais difundida (Tab. 2). Uma escala com valores em ϕ permite que intervalos iguais ou fracionados sejam determinados de acordo o antilogaritmo de base 2 (CHEN et al., 1997; HATTINGH et al., 1995; SILVA, 2007). Para esclarecer a construção desta escala, Suguio (1973), afirma que a granulação de 1mm possui um valor de $\phi = 0$, enquanto os diâmetros menores que

1mm possuem valores positivos, e o material de maior diâmetro possui valores de ϕ negativos.

A separação por classes de tamanhos de grãos possibilita o tratamento estatístico dos dados, fornecendo informações sobre regime e energia de transporte, além de evidenciar o ambiente de deposição. As análises que merecem destaque é a determinação do diâmetro médio, o grau de seleção textural, a assimetria e curtose (ARENS et al., 2002; BARROS et al., 2008; KRUMBEIN, 1938; LE ROUX et al., 2007; SUGUIO, 1973). Sobre a importância de se conhecer os tamanhos dos grãos que compõe o sedimento, Camargo (2006), reúne importantes bibliografias, as quais sustentam que

A principal propriedade de um sedimento é o tamanho das suas partículas, que afeta as condições deposicionais e de transporte, podendo ser utilizado como uma ferramenta básica de caracterização de solos com o propósito de interpretar os ambientes de sedimentação. Mais especificamente, a análise do tamanho do grão é aplicada para correlacionar amostras provenientes de diferentes unidades estratigráficas, determinar o agente de transporte e deposição e determinar processos de deposição final para caracterizar o ambiente de sedimentação.

Tab. 2 – Representação da escala de Wentworth

INTERVALO em mm	INTERVALO em ϕ	NOME
>256	< -8	Matacão
256 a 64	-6 a -8	Bloco ou Calhao
64 a 4,0	-6 a -2	Seixo
4,0 a 2,0	-2 a -1	Grânulo
2,0 a 1,0	-1 a 0	Areia muito grossa
1,0 a 0,50	0 a 1	Areia grossa
0,50 a 0,250	1 a 2	Areia média
0,250 a 0,125	2 a 3	Areia fina
0,125 a 0,062	3 a 4	Areia muito fina
<0,004	>8	Argila

Fonte: USGS, 2010.

Medindo-se a tendência de diâmetro médio, é possível obter informações sobre a média geral do tamanho dos sedimentos, o que está diretamente ligado a relação entre massa e energia de transporte. Variações no diâmetro médio indicam modificações na intensidade de força de transporte (BARROS et al., 2008; SUGUIO, 1973). Estudos desenvolvidos por

Guyot et al (1999), Heitmuller et al. (2009), Marrem et al. (2006) e Sun et al. (2002), em áreas de depósitos aluvionares, mostram que o diâmetro médio dos sedimentos tende a diminuir nas áreas mais distais, e que há diferenças no padrão do diâmetro médio dos sedimentos transportados pela água e pelo vento.

A pesquisa desenvolvida por Sun et al. (2002), em depósitos sedimentares de origem fluvial e eólica, na China, deixou evidente que os sedimentos que compõe os depósitos se caracterizam por serem polimodais, pelo fato de terem sido submetidos a intensos retrabalhos durante a história geológica da Terra. Nos sedimentos eólicos do deserto de Mojave, Lancaster et al. (1996), identificaram um diâmetro médio variando entre 1,67 e 2,23 ϕ . Wang et al. (2003), concluíram que o diâmetro médio dos sedimentos que formam as dunas do mar de areia Taklimakan, no noroeste da China, varia entre 2 e 4 ϕ , apresentando variação de diâmetro de acordo com o tipo de duna formada na paisagem. Em depósitos relacionados ao transporte hidráulico, Sun et al. (2002) e Ren et al. (2007), mostram que o diâmetro médio depende de diversos fatores naturais, como por exemplo, área fonte, declividade, posição na bacia hidrográfica ou na deposição aluvial, regime de precipitação, existência e porte dos tributários, entre outros.

O grau de seleção ou desvio padrão indica as flutuações do nível energético e a sua capacidade de classificar os sedimentos, o que dependerá das condições climáticas atuantes e da existência de diversos tamanhos de sedimentos nas áreas fontes. A seleção pode ser uma importante ferramenta para desvendar a natureza dos depósitos sedimentares, pois ela aumenta ou decresce no sentido do transporte. Sugere-se que a seleção aumenta com o transporte do sedimento, o que ocorre em parte como consequência do decréscimo textural ao longo do caminho percorrido. Dessa forma, torna-se indispensável a elaboração de perfis ou mapas de dispersão da seleção, os quais evidenciarão respostas chaves para o entendimento

do processo deposicional, principalmente sobre o agente atuante (LE ROUX, 2007; SUGUIO, 1973).

As comparações entre o grau de seleção de pontos diferentes devem ser feitas em amostras que possuam um diâmetro médio aproximado, pois há um decréscimo natural da seleção em materiais mais finos (FOLK et al., 1957; SILVA, 2007; SUGUIO, 1973). Folk et al. (1957), sugerem a utilização de uma escala qualitativa para interpretação de valores de seleção.

De acordo com Suguio (1973), o grau de assimetria de um sedimento é indicado pelo afastamento do diâmetro médio da mediana, e para haver assimetria, o diâmetro médio e a mediana não podem coincidir. Há uma variação quantitativo-qualitativa determinada por Folk et al. (1957), a qual indica que quanto mais perto de zero (variando de -1 a 1), menor é a assimetria. Se uma assimetria negativa for identificada, significa que a distribuição dos valores está direcionada para aqueles de menor ϕ , o que representa os materiais de maiores dimensões. A medição do grau de assimetria é importante para trabalhar com a gênese de formação de um depósito, pois em alguns casos, onde há deposição de sedimentos por uma corrente uniforme, o grau de assimetria tende a aumentar no sentido do fluxo (GRIPENBERG, 1934, *apud* SUGUIO, 1973).

No que diz respeito à curtose, não se conhece efetivamente a sua representatividade geológica na formação de uma feição sedimentar. Entretanto, há estudos que apontam para sua relação com os processos de seleção, como por exemplo, sedimentos platicúrticos e muito platicúrticos, que são utilizados para indicar ambientes onde há mais misturas de populações de sedimentos, refletindo um baixo grau de seleção. Mas quando há sedimentos classificados como leptocúrticos e muito leptocúrticos, eles geralmente estão ligados a ambientes de deposição de alta energia. É relevante destacar que a curtose mede o

grau de agudez dos picos nas curvas de distribuição de freqüência (BARROS et al., 2008; SUGUIO, 1973).

Apesar desses quatro parâmetros estatísticos estarem presentes em pesquisas sedimentológicas, o seu significado e aplicabilidade ainda tem gerado muitas discussões no meio científico. Entre 1980 e 1990, foram publicados diversos trabalhos que enfatizavam o uso do diâmetro médio, o grau de seleção e a assimetria para determinar a direção do transporte dos sedimentos (CHENG et al., 2004; POIZOT et al., 2008; VEIGA et al., 2005). McLaren et al. (1985), evidenciaram em seus estudos que no sentido do transporte os sedimentos podem admitir duas tendências, podendo ser de maior diâmetro, melhor selecionados e com assimetria mais positiva, ou mais finos, melhor selecionados e com assimetria mais negativa. Daí a importância da elaboração de mapas com a representação desses parâmetros, os quais permitem a identificação de vetores de direção do transporte, e consequentemente, do seu vetor médio, ajudando a compreender os processos e agentes de sedimentação (LE ROUX et al., 2007)

O cálculo do diâmetro médio, seleção granulométrica, assimetria e curtose, podem ser executados com facilidade através Microsoft Excel ou softwares de geoestatística. Entretanto, há softwares e modelos que são especializados no cálculo desses parâmetros para sedimentos, como por exemplo, o Sysgran 3.0, o GSSTAT e o GRADISTAT 6.0 (CAMARGO, 2006; POPPE, 2004; USGS, 2010). Essas ferramentas possibilitam a análise e visualização de dados através do diagrama de Shepard, gráficos multivariados, freqüências acumuladas, histogramas, entre outras.

O diagrama de Shepard é elaborado a partir da análise quantitativa do diâmetro das diversas classes texturais que compõe os sedimentos (CORREA, 2005; FERREIRA, 2008; FLEMMING, 2000; SHEPARD, 1954). Esses autores destacam que o diagrama triangular de Shepard é dividido em 12 classes, de acordo com as porcentagens de areia, silte

e argila, e tem o objetivo de facilitar a visualização das classes texturais que compõe as amostras. Tessler et al. (1998), fizeram interpretações de dados texturais usando o diagrama de Shepard, com o objetivo de analisar sedimentos marinhos da região de Cananéia-Iguape (SP). Esse diagrama permitiu que os autores analisassem com maior clareza e precisão as classes texturais que compõe os sedimentos, de maneira que ficou comprovado que os sedimentos de fundo são predominantemente arenosos, enquanto aqueles próximos aos estuários têm um maior teor de classes texturais mais finas.

Além da análise textural, os sedimentos também podem ser analisados de acordo com sua forma e características superficiais de cada grão, cuja análise recebe o nome de morfoscopia e morfometria, e deve ser feita em grãos de quartzo. O estudo de quatro propriedades é mais difundido nessa análise, que são: grau de arredondamento, grau de esfericidade, textura superficial e opacidade. Os resultados obtidos contribuem para reconstruir o ambiente de deposição, sendo que os sedimentos de maior esfericidade e arredondamento e de textura superficial fosca, tendem a ser indicativos de ambiente eólico de deposição (KENIG, 2006; SUGUIO, 1973; TIMIREVA et al., 2006).

A análise morfoscópica para determinação do grau de arredondamento e esfericidade é feita a partir da comparação visual entre uma tabela com formas e valores conhecidos e o sedimento analisado. Essa técnica foi primeiramente proposta por Russell et al. (1937), evoluindo ao longo do tempo, inclusive com a adição de novas classes. A textura superficial é avaliada a partir da percepção de ocorrência de polimento ou superfície fosca. As superfícies polidas são características de ambientes aquosos, onde a água tem função lubrificante durante o impacto dos grãos, enquanto que as foscas são geradas por impacto direto dos grãos em ambientes eólicos. Por fim, a opacidade é avaliada separando-se superfícies opacas de transparentes (CASTRO, 2002; SILVA, 2007).

Para o entendimento dos processos sedimentares ocorridos no Quaternário, os sedimentos precisam ser classificados em modais e/ou polimodais. É importante destacar que a intensa variação climática ocorrida durante o Pleistoceno e Holoceno tende a gerar sedimentos continentais polimodais, ou seja, com trabalho hidráulico (lacustre, fluvial, aluvial e pluvial), eólico e de geleiras (SUN, 2002; SILVA, 2007). De acordo com Sun (2002), as características ambientais predominantes no processo de deposição ficam registradas nos sedimentos, seja pela textura ou pela morfometria dos grãos.

Durante as glaciações, o clima mais seco da Terra propiciou a expansão de “ergs” em zonas litorâneas e interiores. Isso foi possível pelo fato de grandes canais fluviais admitirem regimes intermitentes ou efêmeros, como o rio São Francisco em seu médio curso (King, 1956). Na formação dos mares de areia, os sedimentos outrora fluviais, passam a ser transportados pelo vento, e quando ocorrem os períodos interglaciais, a umidade retorna ao sistema, propiciando a sua erosão e transporte. Barreto (1996), trabalhou com geocronologia e identificou vários momentos de reativação do transporte eólico nas dunas do médio São Francisco, alternados por momentos de aumento de precipitação. Toda essa alternância faz com que os sedimentos continentais admitam uma característica polimodal (SUN, 2002; THOMAS et al., 2008).

Os sedimentos ainda podem ser analisados de acordo com sua constituição mineralógica, como por exemplo, a identificação dos tipos dos argilominerais presentes na sua fração argila. O resultado desse tipo de análise permite fazer inferências sobre as condições paleoambientais atuantes na gênese dos minerais. Mas as interpretações paleoambientais devem ser feitas com cuidado, e associadas a outras técnicas de interpretações, pois os processos de alterações químicas, que dão origem ao argilomineral podem estar relacionados a fenômenos naturais dependentes de outras variáveis ambientais. Determinados tipos de argilominerais encontrados em depósitos inconsolidados do

Quaternário, podem apresentar minerais formados em processos de sedimentação ou diagenéticos mais antigos. Nesse caso, esses sedimentos demostram as condições ambientais da área fonte durante o processo de deposição de sedimentos e consequentes diagêneses nesse depósito (KALM et al, 1996; MICHELLI, 2003; USGS, 2000).

Se houver maior concentração de argilominerais 1:1 (caulinita, gibsita) ou 2:1 (ilita, montmorilonita), ou óxidos de ferro, ou quartzo na fração argila, torna-se possível identificar ambientes diferenciados de formação, os quais estão diretamente ligados à ação climática predominante. Os argilominerais 2:1 geralmente são formados em ambientes de baixo nível de intemperismo químico ou indicam que o tempo de ação do intemperismo (a partir de uma mudança climática recente) ainda não foi suficiente para gerar argilominerais de estrutura mais simples (1:1). Já os minerais 1:1 estão relacionados à ambientes com maior intemperismo, ou predominância de mais reações químicas ocorrendo ao longo do tempo. Ao considerar os óxidos de ferro, destaca-se que a sua formação está ligada a ambientes mais secos, que propiciam a entrada de oxigênio pelos poros do solo, o que permite a oxidação (FITZSIMMONS et al., 2009; TORRES et al., 2005).

Além das observações em campo, da utilização de cartas de cores (carta Munsell), pode-se utilizar também a análise por difratômetro de raio X (DRX), o qual permite determinar o tipo de minerais presentes em uma amostra (TORRES et al., 2005; USGS, 2000; YUSTE et al., 2004). O USGS (2000), define que a técnica de análise por DRX consiste na aplicação de um feixe de raio X sobre uma determinada amostra. Dependendo dos átomos que compõe a estrutura cristalina do mineral e do seu arranjo estrutural, parte dessa radiação sofre difração. É importante ressaltar que as diferentes estruturas cristalinas dos minerais produzem difrações diferenciadas, tanto em intensidade quanto em ângulos diferentes. Essa resposta da difração dá origem aos difratogramas, que são interpretados, indicando qual mineral compõe a amostra.

Para fazer a correta interpretação paleoambiental dos argilominerais, é necessário que os pesquisadores tenham conhecimentos sobre a área fonte dos sedimentos. É relevante destacar que os sedimentos carreados pelos rios ou pelo vento, são derivados da erosão de saprolitos, rochas e solos em diferentes níveis de evolução. Processos pós-deposicionais podem influenciar na gênese de argilominerais, principalmente os processos diagenéticos, que podem resultar na formação autóctone de minerais (TEBBENS et al., 2000).

Diversos autores trabalharam com as análises da composição mineralógica de sedimentos para interpretar as condições paleoambientais de depósitos do Quaternário, tanto em ambientes marinhos quanto continentais (BRONGER et al., 1998; CONSTANTINI et al., 2004; EHRMANN et al., 2007; FAGEL et al, 2003; KALM et al., 1996; THIRY, 2000). Ehrmann et al. 2007, identificaram rápidas mudanças na deposição de sedimentos Holocênicos no mar Aegean (leste do Mediterrâneo), ocorridas nos períodos: 4,3 e 3,2Ka AP – 2,4 e 1,9Ka AP – 1,7 e 1,3Ka AP. Os autores afirmam que tais mudanças foram ocasionadas por alterações nos padrões atmosféricos, que implicou em alternâncias entre climas secos ou úmidos e frios ou com temperaturas mais amenas. Além disso, as direções e intensidades dos ventos também foram alteradas, havendo possibilidade de sucessivas alternâncias de áreas fontes dos sedimentos. Ressalta-se ainda que as mudanças climáticas também podem ter alterado as correntes marinhas, interferindo na deposição dos diferentes argilominerais.

Bronger et al. (1998), estudaram a composição dos argilominerais em perfis de paleossolos e solos do Holoceno no Tadjikistão, identificando a ilita e a vermiculita como minerais predominantes. Os autores afirmam que há uma pequena diferença no tipo e quantidade das argilas nos dois tipos de solos estudados. Constantini et al. (2004), ao estudar perfis de solos quaternários desenvolvidos em sedimentos aluviais, na área central da Itália, mostraram que os filosilicatos de maior expressividade que compõe esse solo é a ilita e a caulinata. Esses autores ainda fizeram análises de áreas fontes, procurando demonstrar as possíveis ligações existentes entre essas áreas e os seus depósitos correlativos.

As análises de laboratório realizadas nos sedimentos possibilitam a descrição de fácies dos depósitos, que devem englobar informações sobre transporte, deposição e/ou diagênese. As observações realizadas durante os trabalhos de campo também são de fundamental importância para realizar essa descrição (BOBERTZ et al., 2004; ETCHEBEHERE et al., 2003; NORTH AMERICAN COMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005). Bobertz et al. (2004), afirmam que o termo fácie foi utilizado pela primeira vez na literatura por Grebly, em 1838, afim de descrever a soma das características de um corpo geológico. Esses autores também afirmam que o ambiente controla o desenvolvimento das fácies dos sedimentos, e que características peculiares, como por exemplo, extratificação, espessura, cor, mineralogia, textura e datação do depósito, são fundamentais para a sua descrição.

Guerra et al. (2008), afirmam que fácie é “conjunto de caracteres de ordem litológica e paleontológica que permite conhecer as condições em que se realizaram os depósitos. Graças à natureza da fácie pode-se tirar várias conclusões, tanto para a geologia estrutural, como para a geomorfologia”. Complementando a definição de fácie, Selley (1982, *apud* ETCHEBEHERE et al., 2003), afirma que esse termo representa uma “massa de sedimentos ou rochas sedimentares que pode ser reconhecida e distinguida de outras pela sua geometria, pela composição, pelas estruturas sedimentares, pelo padrão de paleocorrentes e pela eventual presença de fósseis”.

Há vários trabalhos sobre descrição de fácies em sedimentos aluviais, que destacam os depósitos do Pleistoceno e do Holoceno, de origem eólica e hidráulica (BISERNI et al., 2005; BHANDARI et al., 2005; ETCHEBEHERE et al., 2003; SRIDHAR et al., 2010). Biserni et al. (2005), fizeram a reconstrução ambiental Holocênica da planície aluvial de Ombrone na Itália, caracterizando cada unidade de acordo com a textura, composição química, estruturas internas e formas externas. Eles concluíram que houve uma alternância entre a deposição de leques aluviais e deposição marinha. Em períodos mais quentes havia o trabalho sedimentar do Mediterrâneo, e durante climas mais frios e secos, havia condições ideais para formação de leques aluviais. Na descrição de fácies feita por Bhandari et al. (2005), em uma planície aluvial Pleistocênica no oeste da Índia, a textura foi utilizada como principal parâmetro para fazer distinção entre fácies, de maneira que as

deposições mais antigas em leques aluviais tinham uma textura mais fina, e as deposições mais recentes, que tiveram sua gênese relacionada à canais meandrantes em uma planície aluvial, apresentam uma grande quantidade de sedimentos arenosos de maiores dimensões.

A descrição de fácies, somada às características pedogenéticas, geomorfológicas e a gênese dos depósitos, permite a classificação das diversas regiões que possuem características semelhantes, considerando os critérios aloestratigráficos do código norte americano de nomeclatura estratigráfica (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005). De acordo com esse código, uma unidade aloestratigráfica pode ser formada por um alogrupo, que possui maiores dimensões e que contém as aloformações. Uma aloformação pode ser dividida em alomembros, considerando as características locais dos depósitos e o reconhecimento de descontinuidades limitantes.

Hughes (2010), desenvolveu recentemente um trabalho crítico sobre a aplicação dos conceitos de aloestratigrafia associados aos de compartimentação geomorfológica, que são amplamente utilizados nos estudos do Quaternário. Ele concluiu que a associação desses dois conceitos facilita a delimitação das unidades aloestratigráficas, pois os estudos geomorfológicos permitem a visualização das descontinuidades dos depósitos. Rhee et al. (2002), ao trabalharem com compartimentação aloestratigráfica de sedimentos aluviais no sudeste da Coréia do Sul, destacaram que em sedimentos continentais as descontinuidades nos depósitos representam um periódico ajuste do sistema fluvial (mudança do depocentro), que pode ser causado por diversas variáveis ambientais, incluindo flutuações climáticas. As descontinuidades laterais de uma aloformação definem a separação entre os alomembros que a compõe. A definição de um alomembro pode ser feita a partir das características texturais, cor e mineralogia dos sedimentos, e a partir de estudos que envolvem pedologia e geomorfologia.

Sallum et al. (2007) e Sallum (2007), desenvolveram trabalhos no alogrupo Alto Rio Paraná, que é de origem Quaternária, sendo constituído por depósitos sedimentares coluviais, que representa a aloformação Paranavaí, e por depósitos aluviais da aloformação Paraná. A deposição coluvial teve idades (TL) entre 980Ka AP (± 100) e 6,2Ka AP ($\pm 0,75$), e a deposição aluvial foi

datada entre 240Ka AP (± 30) e 14Ka AP (± 2). Essas idades mostram que o rio Paraná está ativo a aproximadamente 1 milhão de anos, atuando na esculturação do relevo através de processos de agradação e degradação. Ressalta-se que Antoine et al. (2000), também identificaram essa mesma idade (1Ma) para o início das incisões e formação de terraços feitos pelo rio Sena, na França, com influência incisiva de neotectonismo e de mudanças climáticas nesse período. Moura et al. (1991), aplicaram os conceitos de aloestratigrafia na região de Bananal (SP/RJ), em depósitos Holocênicos, fazendo a caracterização de diversas aloformações, demonstrando que os colúvios e a aluviação tiveram diversos ciclos deposicionais ao longo desse período.

6.3.4 – Geocronologia de depósitos recentes

A descoberta do decaimento radioativo de isótopos no início do século XX, propiciou o avanço das técnicas de datação, que inicialmente forneciam resultados de idades relativas, passou a fornecer idades numéricas. É bom ressaltar aqui que o termo “idade absoluta” não é bem aceito na comunidade científica internacional, pelo fato de por mais preciso que seja, os métodos de datação ainda informam valores aproximados, admitindo uma determinada margem de erro. Por isso, o termo melhor aplicado é idade numérica (PROTHERO, 2004; WATCHMAN et al., 2002).

O decaimento radioativo funciona como um relógio natural. Durante o processo de decaimento os átomos instáveis se tornam isótopos filhos (mais estáveis) no decorrer do tempo, devido ao fato de emitirem partículas sub-atômicas de energia. Se um átomo perde um nêutron, a massa atômica modifica, e se for perdido um próton, tanto o número atômico quanto a massa atômica se modificam. Dos processos de decaimento resulta a liberação de energia em forma de partículas alfa, beta e gama. Toda a alteração ocorrida nos átomos pode

ser mensurada através de um espectrômetro de massa, o qual separa e conta os átomos de diferentes massas ou cargas em uma determinada amostra (GRANGER et al., 2001; MEISSNER, 1996; USGS, 2001).

Os isótopos que merecem destaque na geocronologia são os de Urânio (U), Tório (Th), potássio (K) e carbono (C). Destaca-se nesse momento que os átomos de U, Th e K, são comuns em sedimentos, mesmo naqueles com grande quantidade de silicatos. Entretanto, quanto mais feldspatos e metais pesados existirem na região, maior serão as suas concentrações (KAUFMAN, et al., 1996; LATHAM, 1995; LUQUE et al., 2007; SOARES et al, 2010).

O termo meia vida de um isótopo significa quanto tempo deve decorrer para que um determinado átomo instável, com emissão de radiação, leva para se tornar um isótopo filho estável. O processo de decaimento ao longo do tempo é que conduz o átomo a sua estabilidade. Todos os isótopos com meia vida curta que se formaram na Terra a 4,5 bilhões de anos, já sofreram decaimento total. Somente os isótopos de meia vida longa permanecem até os dias atuais (Tab. 3) (CURRIE, 2004; PESSENCDA et al., 2005; PROTHERO, 2004; USGS, 2001).

Atualmente existem duas técnicas geocronológicas bem difundidas para estudos de depósitos sedimentares recentes, fundamentadas no decaimento radioativo dos átomos: radiocarbono (^{14}C) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). A datação radiocarbônica oferece resultados mais precisos do que a LOE, pois a variação (tolerância) de seus resultados é dada em algumas décadas, enquanto que na LOE essa variação pode ocorrer até na escala de milênios. Uma grande vantagem da datação por luminescência, é que ela pode ser feita com minerais de silicatos ou feldspatos, ao contrário da ^{14}C que necessita de matéria orgânica (FAIRBANKS et al., 2005; MCKEEVER et al., 1997; PESSENCDA, et al., 2005; SMITH et al., 1997).

Tab. 3 – Meia vida de isótopos utilizados em geocronologia.

Isótopos iniciais	Isótopos filhos	Meia Vida
^{232}Th	^{208}Pb	$14,010 \times 10^9$ anos
^{238}U	^{206}Pb	$4,468 \times 10^9$ anos
^{40}K	^{40}Ar	$1,250 \times 10^9$ anos
^{235}U	^{207}Pb	$0,7038 \times 10^9$ anos
^{14}C	^{14}N	5730 anos

Fonte: Adaptado de Prothero (2004)

Currie (2004), Libby (1955, *apud* PESSENCIA et al., 2005) e Fairbanks et al. (2005), afirmam que o radionuclídeo ^{14}C se forma continuamente na estratosfera, através da interação de raios cósmicos e átomos do elemento ^{14}N , que dá origem à $^{14}\text{CO}_2$, de rápida oxidação, sendo precipitado em reservatórios naturais, como a biosfera, solos e oceanos. Libby (1949, *apud* PESSENCIA et al., 2005), descreve o ciclo do ^{14}C , e considera que

As plantas assimilam o ^{14}C via fotossíntese, formando compostos orgânicos. Os animais, ao se alimentarem dos vegetais, incorporam o radionuclídeo. Durante a vida do organismo, há um equilíbrio entre a atividade específica do ^{14}C em relação ao meio ambiente, sendo que a relação entre $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de todos os seres vivos é observada na mesma proporção. A assimilação é constante na vida do organismo, devido à contínua absorção de CO_2 pelas plantas. Quando o equilíbrio é rompido, isto é, quando o organismo morre, ocorre apenas a desintegração radioativa do ^{14}C , que decai em taxa constante.

A técnica utilizada para detecção de isótopos de ^{14}C , permitiu por muito tempo determinar idades de até aproximadamente 11.500 anos AP. Entretanto, com o uso de extremo cuidado e equipamentos de alta precisão, é possível determinar idades mais antigas, variando entre 40.000 e 80.000 anos AP (PESSENCIA et al., 2005; PROTHERO, 2005). Essas idades mais antigas também foram possibilitadas através da elaboração de curvas de calibração, utilizando outros isótopos com tempo de meia vida maior (CHIU et al., 2006; FAIRBANKS

et al., 2005). Fairbanks et al. (2005), elaborou uma curva de correção para idades entre 0 e 50.000 anos AP, baseado na associação entre ^{14}C e isótopos de ^{230}Th , ^{234}U e ^{238}U .

É importante destacar que além da evolução nas curvas de calibração, houve também um grande avanço nessa técnica de datação, de maneira que cada vez necessita-se de uma quantidade menor de material. Isso foi possível a partir do uso de um Espectrômetro Acelerador de Massa (AMS), que também possibilita a realização da análise em dois dias (BETA, 2010).

Vários autores vêm desenvolvendo trabalhos de reconstruções paleoambientais, tendo a datação por ^{14}C como base para garantir quando cada evento singular estava atuando na modelagem da paisagem (ASSINE et al., 2004; BARRETO, 1996; COLINVAUX et al, 2000; DE OLIVEIRA et al., 1999; DRENOVA et al., 1997; LOWELL, 1995; PESSENCDA et al., 2005; SALGADO-LABOURIOU et al., 1997). Drenova et al. (1997), fez datações por radiocarbono em dunas parabólicas na Rússia, identificando que o seu desenvolvimento mais intenso ocorreu durante o período Yonger Dryas. Pessenda et al. (2005), fez uma coletânea de artigos científicos, afim de evidenciar a aplicação dos isótopos de carbono em estudos paleoambientais, e constatou importantes flutuações climáticas no Pleistoceno e Holoceno, estando de acordo com pesquisas clássicas e contemporâneas.

A outra técnica de datação, Luminescência Opticamente Estimulada, baseia-se na obtenção de informações sobre a liberação de radiação foto-energética em cristais de quartzo ou feldspato. Em toda bacia de sedimentação há sempre átomos de Urânio, Tório e Potássio, os quais produzem um constante fluxo de energia ionizante (radiação proveniente do seu decaimento) ao longo do tempo geológico, que é acumulado pelos grãos de quartzo e feldspatos. Para datar as amostras essa energia acumulada sofre estímulos ópticos (laser), liberando a dose (energia) acumulada na forma de luz, que é mensurada por um espectrômetro de massa. É importante ressaltar que toda vez que o material sedimentado é exposto a altas

temperaturas ou insolação, a radiação acumulada é liberada, o que reinicia o “relógio” de contagem de absorção. Dessa forma, é possível afirmar que a quantidade de luminescência emitida é proporcional a dose acumulada desde que os sedimentos foram expostos a luz solar (ou aquecidos) e, por isso, a idade calculada refere-se a última vez em que o material estava submetido a radiação solar (Fig. 20) (KOSTER, 2005; SILVA, 2007; SMITH et al, 1997; USGS, 2010; WALLINGA, J. et al, 2007).

A técnica de datação além de se fundamentar na dose de radiação acumulada, ela baseia-se também na dose anual de ionização. Para isso, parte da amostra coletada é exposta a radiação solar por um tempo controlado. A datação é então determinada pela relação entre a dose total de radiação acumulada e a dose anual de radiação, representada pela equação:

$$\text{Idade} = \text{Gy} / \text{Gy anual}$$

Onde Gy representa a dose total de radiação acumulada e “Gy anual” representa a dose de radiação anual (BLUZCZ, 2001; DATAÇÃO, 2009; USGS, 2010).

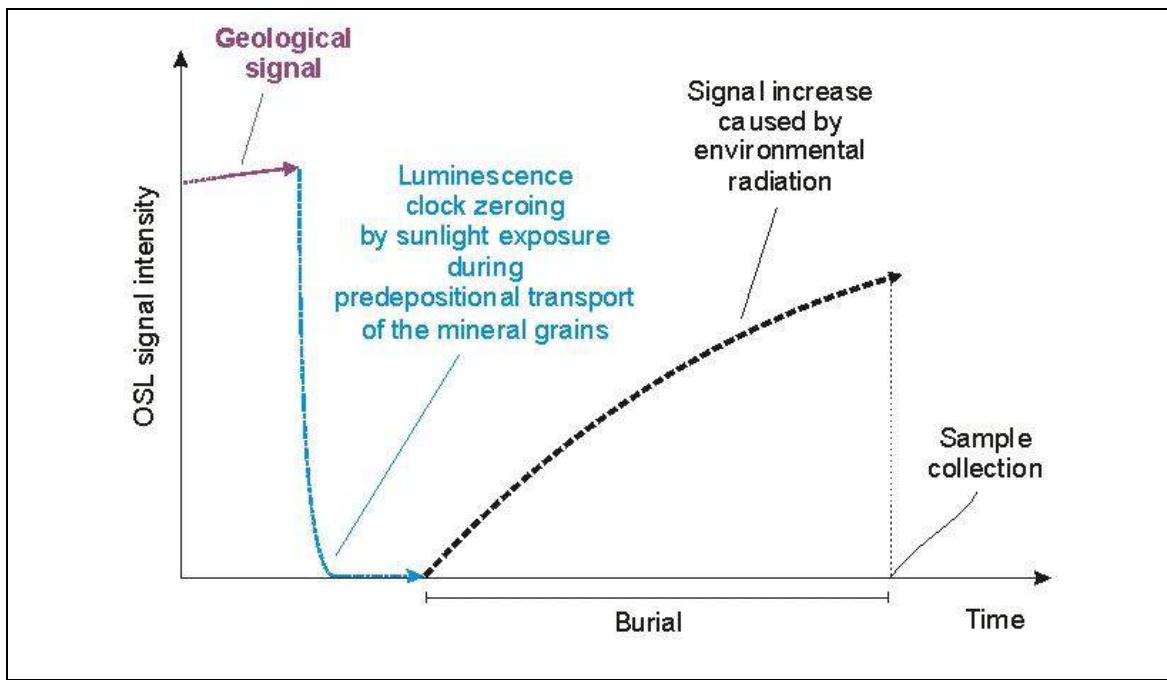


Fig. 20 – Princípios básicos de datação por LOE em depósitos Quaternários. As idades obtidas por esse método correspondem ao último processo sedimentar pelo qual o material passou, de maneira que durante o seu transporte, houve incidência direta da radiação solar.

Fonte: Research Laboratory of Quaternary Geochronology, 2011.

De acordo com Datação (2009), Hilgers et al. (2001) e Porat et al. (2009), existem dois protocolos usados na datação por LOE: os protocolos MAR e o SAR. Ao utilizar o protocolo MAR, a idade média é obtida a partir de apenas uma curva de calibração, enquanto no protocolo SAR, são usadas de 10 a 20 curvas de calibração, determinando de 10 a 20 idades diferentes para uma mesma amostra, sendo, portanto, um protocolo de maior precisão.

Deve haver muito cuidado ao coletar as amostras de sedimentos no campo, ao ponto de os grãos de quartzo e feldspatos não receberem nem um tipo de radiação solar direta sobre suas superfícies. Para garantir total proteção contra os raios do sol, usa-se tubos pretos para coleta, além de toldos feitos com tecidos preto, o que traz mais segurança, evitando repetições de coletas (GEOFREY-SMITH et al., 1988; SILVA, 2007). Para comprovar essa preocupação, Geofrey-Smith et al. (1988), realizou uma pesquisa fazendo a exposição de grãos de quartzo e feldspato ao sol durante um minuto, o que provocou o esvaziamento de radiação acumulada, restando apenas 5% do seu valor inicial.

Esse método de datação permite determinar as idades com maior precisão em intervalos entre 100 e 100.000 anos AP (KOSTER, 2005). Aitken (1998), cita que idades mais antigas podem ser obtidas, chegando até a 1Ma AP. De maneira generalista, observa-se uma relação inversa entre idades mais antigas e sua precisão nos trabalhos publicados, o que mostra que esse método tem valores mais acurados para datações mais recentes.

Na literatura científica existem várias publicações que utilizam esse método geocronológico em estudos de interpretações paleoambientais, de depósitos continentais e marinhos (BRUNOTTE et al, 2009; KOSTER, 2005; SALLUN et al., 2007; SOARES et al., 2010; TATUMI et al., 2003; WALLINGA et al., 2007), entre outros. Wallinga et al. (2007), além de trabalharem com a descrição e histórico de LOE, fez um estudo de diversas formações sedimentares da Holanda, obtendo datações Holocênicas e Pleistocênicas, podendo trabalhar com reconstruções ambientais em diferentes épocas. Tatumi et al. (2003), dataram

sedimentos aluvias e coluviais da região sudeste do Brasil, obtendo idades entre ~97,2Ka AP e ~6,5Ka AP, que apresentaram diversas fases de deposição e erosão. Ao comparar com datações regionais obtidas por outros pesquisadores através de análise de radiocarbono, os autores concluíram que a datação por LOE pode ser utilizada para datar sedimentos continentais brasileiros.

6.2.5 – Geotecnologias e cartografia

Nos trabalhos precursores de Geomorfologia do Quaternário, realizados por Ab'Saber (1959, *apud* AB'SABER, 2006), Bigarella (2007), King (1956), entre outros tantos autores, a maior parte das análises eram realizadas em campo, e havia muita dificuldade para conseguir imagens de radar, de satélite e fotos aéreas. Esse cenário foi modificado ao longo do tempo, e nos dias atuais é possível conseguir imagens de satélite e de radar com facilidade, e que possuem excelente qualidade para o uso analítico, além de outras ferramentas que permitem um processamento rápido para gerar mapas.

O aprimoramento das técnicas de cartografia vem ocorrendo intensamente após a ascensão das geotecnologias. Rosa (2005), define que esse termo, sinônimo de geoprocessamento, representa um conjunto de tecnologias utilizadas para coleta, análise e oferta de um produto final georeferenciado. A geotecnologia é composta por soluções em *hardware*, *software* e mão-de-obra extremamente especializada. O autor ainda destaca uma série de geotecnologias, mas as utilizadas nessa pesquisa foram: sensoriamento remoto, sistema de informação geográfica e sistema de posicionamento global. Blaschke (2010), retrata o grande avanço nas ferramentas de sensoriamento remoto

[...] tanto os satélites LANDSAT e SPOT ou os instrumentos ASTER e MODIS, se tornaram importantes para estudos globais e regionais sobre a biodiversidade, conservação natural, segurança alimentar, impactos do

desmatamento, monitoramento da desertificação, entre outras aplicações. Houve o aumento da resolução espacial para aproximadamente 1m através da geração IKONOS (1999), QuickBird (2001) e OrbView (2003). Em 2007 foi lançado o primeiro satélite com resolução espacial inferior a 1m, chamado de worldview, com resolução de 0,44m e pancromático.

As imagens de satélite e de radar são fundamentais para o estudo de formas do relevo e seu mapeamento (BOCCO et al., 2001; ROSS, 1992). Novo (2008), deixa evidente que a imagem Landsat-5/TM possui resolução espacial de 30m, além de uma excelente discriminação espectral de objetos na superfície, gerando imagens compostas por 7 bandas diferentes. Os produtos Landsat podem ser usados para mapeamentos geomorfológicos, pedológicos, vegetação, uso do solo, recursos hídricos, sedimentares, entre outros tantos aspectos ambientais, mas sempre considerando a necessidade de realizar trabalhos de campo associados a esses mapeamentos, o que garante a sua confiança. Fazendo uma adaptação de suas aplicações para estudos do Quaternário, esse tipo de imagem pode ser utilizada principalmente para as interpretações geomofológicas fornecendo informações sobre padrões de forma do relevo, padrão de canais fluviais, além das formas agradacionais, como os leques aluviais e os campos de dunas fixadas ou móveis (ASSINE, 2005; LIMA et al., 2001; NOVAK et. al, 2000; RIQUELME et al., 2011).

O produto advindo do satélite CBERS2B – HRC, serve para ajudar a trabalhar com o detalhamento das formas dos objetos, pois as imagens possuem resolução espacial de 2,7m. Há limitações nas análises espectrais devido ao fato das imagens serem pancromáticas. O uso dessas imagens serve para detalhar setores de uma determinada área de pesquisa, afim de identificar peculiaridades, como por exemplo, o comprimento e forma de uma duna, os setores meândricos em canais fluviais, a quantidade e forma de lagoas, entre outras (KARK et al., 2008; NOVO, 2008).

As imagens de radar são importantes ferramentas para gerar informações de altitudes e, por isso, viabilizar o estudo do relevo em três dimensões. Por muito tempo foi

utilizado o sistema de aquisição de dados de radar acoplados a aeronaves, como no grandioso projeto RADAM (DNPM, 1973). O programa canadense RADARSAT iniciou um outro momento em que os sensores radares passaram a ser acoplados em satélites, cujo sistema foi aperfeiçoado daí em diante, principalmente pelo projeto ALOS (NOVO, 2008).

Em fevereiro de 2000, a Agência Espacial Americana (NASA), em conjunto com a Agência Espacial Japonesa e algumas empresas privadas, realizou a missão SRTM, com a finalidade de obter dados interferométricos da Terra, tendo resolução vertical de 16m (3 arc-segundos) e horizontal entre 90 e 30m, dependendo da fonte. A grande vantagem do SRTM em relação aos outros sistemas radares é o acesso, pois nesse caso as imagens são gratuitas (ALMEIDA-FILHO et al., 2007; BHANG et al., 2008; JENSEN, 2009; PARADELLA et al., 2006). Apesar da resolução espacial ser pequena, ainda assim é possível delinear as formas do relevo, e essas imagens se tornam essenciais para mapeamento das vertentes, declividade, canais e paleo-canais fluviais, leques aluviais, entre outras formas, além de possibilitar a construção de perfis topográficos.

Recentemente, há vários pesquisadores que utilizaram imagens de satélite e/ou de radar em seus trabalhos sobre o Quaternário. Riquelme et al. (2011), ao interpretar imagens Landsat, fizeram delimitações das deposições glaciais, glaciofluvial e fluvial, facilitando a compartimentação da paisagem. Ab'Saber (2006) e Barreto (1996) usaram imagens do satélite Landsat-5/TM, afim de definirem os limites do “erg” do médio São Francisco, além do comprimento e largura das dunas. Essas imagens de satélite permitiram também a determinação da direção dos ventos predominantes, e os lineamentos estruturais que condicionam a drenagem local. O “megaleque” aluvial do rio Taquari foi estudado por Assine et al. (2004) e Zani (2008), e o uso de imagens de satélite também foi fundamental, principalmente para delimitar a forma do leque, dos paleocanais, dos distributários, das zonas de avulsão, feições eólicas e lagoas.

Glasser (2008), em seus trabalhos sobre o histórico da Geomorfologia do Pleistoceno em altas latitudes na América do Sul, utilizou imagens SRTM. Nesse caso, foram feitos mosaicos da região sul da Patagônia Argentina e Chilena, de modo a identificar canais em forma de “U”, que foram esculpidos pela ação de glaciares durante o Último Máximo Glacial. Latrubesse et al. (2001), trabalharam com imagens de radar provenientes de dispositivos acoplados a aeronaves, além de imagens Landsat-5/TM, que contribuíram efetivamente para identificação de um campo de dunas fixas e processos de deflação em afluentes da margem esquerda do rio Negro – AM.

É necessário ter em mente que as imagens de radar e satélite precisam estar georeferenciadas. Quando essas imagens são requisitadas, elas já vêm com o georeferenciamento aproximado, sendo necessário realizar pequenas correções, que podem ser feitas por coletas de pontos conhecidos no campo ou mesmo com o uso de imagens já georeferenciadas. Ressalta-se ainda que o sistema UTM (Universo Transverso de Mercator), deve ser utilizado como padrão no geofererenciamento de mapas nas escalas entre 1:1.000.000 e 1:10.000 (SILVA, 2003).

A tecnologia de “Sistema de Informações Geográficas” também foi bastante utilizada nessa pesquisa. Rosa (2005), faz a sua definição como sendo um conjunto de ferramentas de análise espacial composto por software, hardware, dados, usuários e metodologias de análise. A definição também é reforçada por Silva (2003). Meirelles et al. (2007), escrevem sobre sistema de informação geográfica e ressalta que para aplicá-la

Torna-se necessário considerar o ambiente como um sistema, isto é, uma entidade que tem expressão espacial, a ser modelada segundo a sua variabilidade taxonômica e a distribuição territorial das classes de fenômenos nela identificados como relevantes.

Ao considerar o estudo de solos ou de áreas sedimentares, tem-se como premissa a existência de uma variabilidade espacial de suas propriedades, que podem ocorrer ao acaso

ou sistematicamente. Na variação ao acaso, são consideradas especificidades pontuais, que podem ser geradas pelos fatores de formação dos solos. Ao contrário disso, a variabilidade sistemática considera características padrões para uma dada região, que são estabelecidas de acordo com a escala de trabalho (MEIRELLES et al., 2007). Mapas apresentados por Barreto (1996) e dados citados por Assine et al. (2004) e Latrubesse et al. (2001), deixam evidentes que esses autores adotaram uma representação por variabilidade casual. Isso é justificado pelo fato dos eventos Quaternários ocorrerem ao acaso, como por exemplo, formação de dunas, deflações, terraços, meandros, etc.

Durante a coleta de amostras em campo é necessário trabalhar de forma que se garanta uma ótima organização de um banco de dados. O uso do GPS se torna indispensável, além da correta nomeação de cada ponto, o que servirá como sua identidade (ID). A análise das amostras em laboratório deve ser precisa, e métodos estatísticos devem ser usados para descartar amostras fora do padrão, o que contribui para uma ótima aplicação da representação por variabilidade sistemática ou casual (MEIRELLES et al., 2007; SILVA, 2003).

Há uma série de *softwares* utilizados como ferramenta de SIG, permitindo a interface entre dados e usuários. Dois deles merecem destaque: ArcGis e Global Mapper. Rosa (2005), cita que o ArcGis “é um dos sistemas de informação geográfica mais populares no mundo e que ele possui uma interface gráfica de fácil utilização, permitindo carregar dados espaciais e tabulares, para poder visualizar em mapas, tabelas e gráficos”. O Global Mapper é de fácil manuseio, e merece destaque pela qualidade gráfica que possui na interpretação de imagens de radar (COSTA, 2009).

Diversos mapas devem ser feitos para dar subsídio à análise ambiental, como por exemplo, mapa de declividade, hipsométrico, tipos de solos, sedimentos, geologia, geomorfológico, rede de drenagem, precipitação e uso do solo (MEIRELLES et al., 2007; ROSS, 1994). Para o estudo do relevo Quaternário deve-se considerar também esses mapas, e

adicionar alguns complementares, como os de propriedades dos solos e sedimentos, além de mapear as evidências de formas Quaternárias na paisagem (BIGARELLA, 2007; SUGUIO, 1973).

A elaboração de um mapa geomorfológico regional contribui para a compreensão da formação do relevo local. Ross (1992), propôs uma metodologia para fazer a classificação do relevo em táxons de acordo com a escala de ocorrência das formas. As formas do relevo foram então classificadas em seis táxons, partindo de uma escala de análise mais ampla no primeiro e segundo, baseado no conceito de morfoestrutura e morfoescultura (GUERASIMOV, 1946; MERCEJAKOV, 1968, *apud* ROSS, 1992 e 2006), e com maiores detalhes no sexto táxon, que se refere aos processos atuais e pontuais de erosão de solos.

Um mapa geomorfológico regional que represente o terceiro táxon, refere-se ao padrão de formas do relevo, e demonstra áreas onde ocorre denudação e agradação. O método de construção desse mapa fundamenta-se na distância entre os interflúvios e no gradiente de altitude entre os interflúvios e o fundo do talvegue. Conhecendo-se esses valores em metros, utiliza-se a matriz de dissecação do relevo para classificar um determinado padrão de formas (ROSS, 1992 e 2006). A partir da identificação de áreas agradacionais, o estudo de seus depósitos sedimentares possibilita identificação de vestígios que contribuem para reconstrução paleoambiental do Quaternário.

Outros mapas relevantes que complementam a análise geomorfológica são os mapas de declividade, hipsométrico, e de drenagem, além da construção de perfis topográficos. A topografia do terreno, bem ilustrada através de um perfil topográfico, dá idéia dos processos atuantes em um conjunto de vertentes ou em uma única vertente. Daí se abstrai interpretações relevantes sobre as condições ambientais atuantes e pretéritas, obtendo-se um produto informativo da dinâmica do ambiente (ARGENTO et al., 2002). Além disso, os mapas de tipos de solos, características dos sedimentos, aloestratigráficos e feições

Quaternárias, também fornecem informações ambientais relevantes para a interpretação da paisagem do Pleistoceno e do Holoceno (BIGARELLA, 2007; SALLUM et al., 2007).

7 - METODOLOGIA

O método aplicado nessa pesquisa fundamenta-se no uso das interpretações da gênese e evolução geomorfológica, sedimentológica e pedológica e ainda o estudo geocronológico, que dão subsídios para interpretações paleoambientais.

Ao desenvolver essa pesquisa, a seqüência de trabalhos teve que ser dividida basicamente em três fases: pré-campo, campo e pós-campo (Fig. 21). Na fase pré-campo, iniciaram-se os levantamentos bibliográficos, que teve continuidade até o final da pesquisa. Foi nessa fase que houve a determinação da área de estudo, definida a partir da análise de imagens de satélite Landsat-5/TM e de radar SRTM, associadas a mapas geológicos, geomorfológicos e pedológicos. Essa análise permitiu identificar áreas com deposições de materiais não consolidados na Depressão do São Francisco, os quais possivelmente teriam registros da evolução paleoambiental regional e seus reflexos sobre a morfologia do terreno e dos tipos de solos.

Ainda na fase pré-campo, a área de pesquisa foi delimitada, possibilitando a elaboração de mapas de caráter organizacional para a concretização da fase “campo”. Nesses mapas, foram traçadas as principais vias de acesso, canais fluviais e as principais lagoas. Também foram demarcados os principais povoados e fazendas, para servirem de ponto de

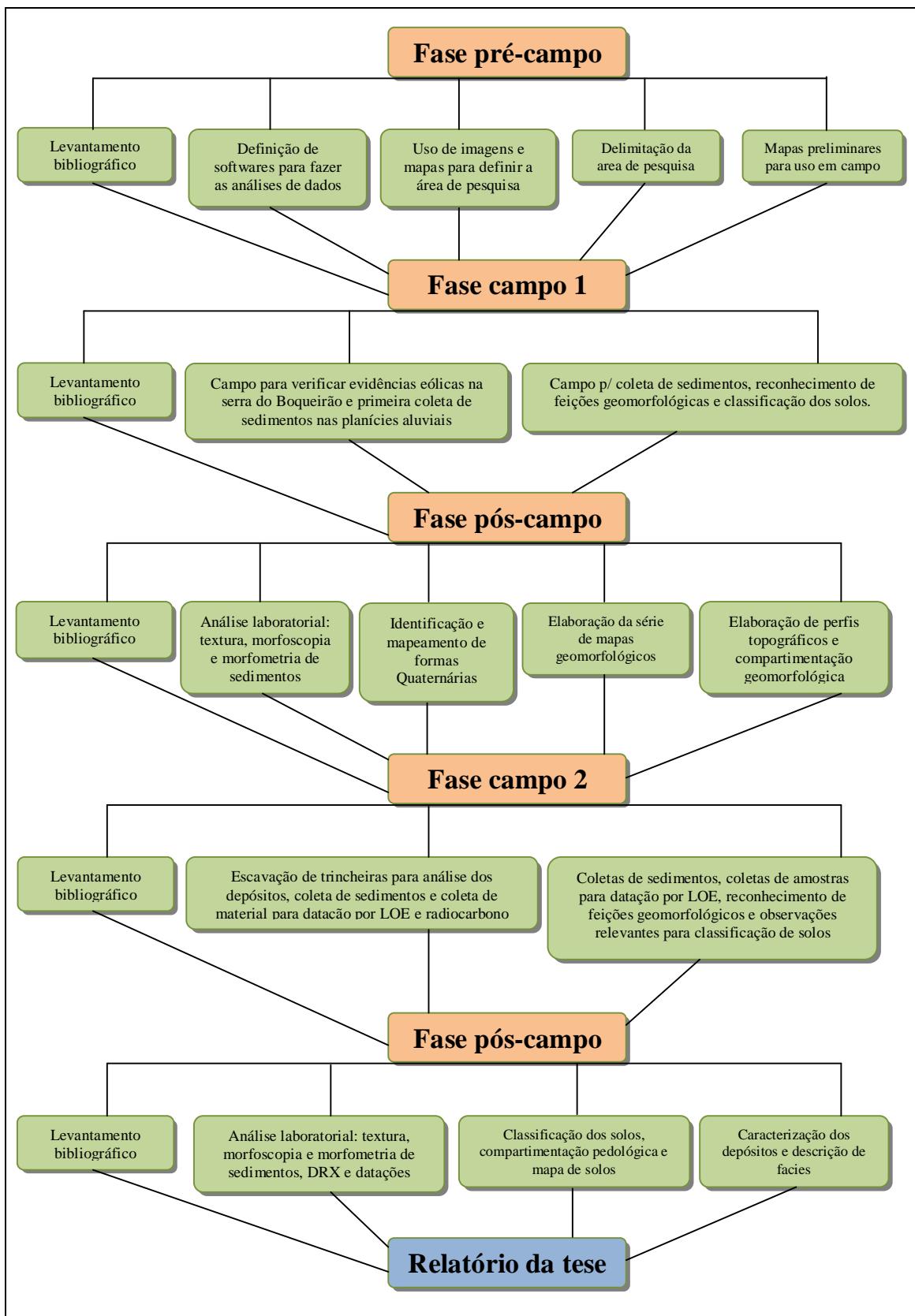


Fig. 21 – Fluxograma das atividades. A cronologia dos eventos segue de cima para baixo e da esquerda para direita.

apoio durante as atividades de campo. Segundo ainda o caráter organizacional, foi preciso elaborar o esboço de um mapa geomorfológico preliminar que servisse de orientação durante a fase de campo, que além da rede de drenagem e de algumas lagoas, continha também eventos eólicos (dunas lunetas), as serras do Boqueirão e do Estreito, parte do campo de dunas fixadas do município de Barra, e o nível de base regional representado pelo rio São Francisco. Nesse mapa foram destacados os principais pontos a serem visitados durante a fase seguinte.

A fase “campo” teve início com os primeiros trabalhos sendo realizados na serra do Boqueirão, tendo como objetivo a identificação de evidências que comprovassem o transporte eólico de sedimentos, que deixaria marcas nas rochas, além de formação de depósitos no topo da serra e a gênese de ventifacts. Nesses primeiros campos também houveram trabalhos sob a planície aluvial do rio Grande (região de Macambira) e do rio Preto (região de Buritizinho), momento que foram realizadas as primeiras tradagens e coleta de material sedimentar.

Na seqüência, os campos foram realizados em diversos setores da área delimitada, servindo para intensificação dos trabalhos de tradagens e coleta de amostras de sedimentos, e também para o reconhecimento de feições geomorfológicas. Houve uma pausa nos trabalhos de campo, e teve início a primeira fase pós-campo, que serviu para realizar análises laboratorias, com destaque para determinação da composição textural e análises morfoscópicas e morfométricas de grãos de areia.

A partir desse momento, foi necessário elaborar mapas que evidenciassem ainda mais as formas do relevo, permitindo a tarefa de compartimentação geomorfológica. Os seguintes temas da paisagem foram então mapeados: toda a rede de drenagem, separando entre canais perenes e intermitentes; todas as lagoas; todos os sinais eólicos que evidenciam deflações; antigos terraços fluviais; os leques aluviais e as planícies aluviais que deram

origem ao grande lençol de areia. Nesse momento também foi feito o conjunto de mapas e perfis restantes que compõe a análise geomorfológica.

Houve então uma segunda série de trabalhos de campo, realizada para abertura de trincheiras, coleta de dados para datação, tradagens para coleta de sedimentos, além do reconhecimento de feições geomorfológicas. Iniciou-se então a segunda fase pós-campo, e o material coletado foi analisado em laboratório para determinar a geocronologia, textura, morfoscopia e morfometria dos grãos e mineralogia das argilas. Com os resultados dessas análises, a elaboração dos mapas temáticos foi concluída, além de permitir as análises de relações entre formas do relevo, processos envolvidos no transporte de sedimentos e cronologia dos eventos, dando subsídios para as interpretações paleoambientais.

O que caracterizou o método aplicado é que partiu-se do princípio básico de pesquisas em geociências, com fases subsequentes que faziam com que os resultados ficasse cada vez mais refinados. Alternou-se mapeamentos e análises laboratoriais (fases pós-campo), com trabalhos de campo (fases campo). Ao final, obteve-se um resultado satisfatório no que diz respeito ao alcance dos objetivos e estudo das hipóteses propostas na pesquisa.

7.1 – Estudos aplicados à gênese e evolução do relevo

Para estudar a gênese e evolução do relevo foi necessário elaborar uma série de mapas e cartas imagens com atributos geomorfológicos, além da elaboração de perfis topográficos, em escala regional e local. A associação desse conjunto de técnicas de interpretações das formas do relevo, possibilitou a compartimentação regional, tendo como produto o “mapa de padrão de formas do relevo”, e também a compartimentação local, o que deu origem ao mapa de compartimentos do relevo Quaternário da Depressão do São

Francisco, que representa parte da área agradacional compreendida entre os Patamares do São Francisco/Tocantis e a Serra do Espinhaço.

A série de mapas geomorfológicos é composta por: declividade (R e L), hipsométrico (R e L), padrão de formas do relevo (R)¹, rede de drenagem (L)² e definição de alto/médio/baixo cursos do rio Grande (R). A série de cartas imagem, elaboradas em escala local, é composta por: definição dos limites das unidades geomorfológicas, distribuição das lagoas, interligação das lagoas, dunas lunetas, canal recortando os sedimentos aluviais e análise da formação do terraço superior. Os perfis topográficos são: bacia do rio Grande (R), perpendicular aos canais do rio Grande/Preto e córrego Veredas (L) e terraço superior do rio Grande (L).

Para elaboração dessa série de mapas, série de cartas imagem e perfis topográficos, além do mapa das feições Quaternárias e compartimentação geomorfológica, foram utilizadas imagens de satélite Landsat-5/TM e CBERS2B – HRC, e ainda imagens de radar SRTM. Todos os mapas apresentados nos resultados possuem sistema de coordenadas UTM e datum SAD69. Ressalta-se que os mapas que fazem parte do capítulo de localização e caracterização da área de estudos estão no sistema de coordenadas geográficas e datum WGS84.

As imagens de satélite foram fornecidas pelo INPE, em diversas fases ao longo do desenvolvimento do trabalho. As imagens de radar foram fornecidas pela EMBRAPA. É necessário deixar evidente que as imagens Landsat usadas são do mês de agosto, momento de seca regional, o que possibilita uma melhor visualização da superfície do solo e conseqüentemente, consegue-se uma melhor definição das áreas dos depósitos. As órbitas e pontos utilizados na análise regional foram 219/68 e 220/68, e na escala local, os trabalhos ficaram centrados na órbita 219 e ponto 68. As imagens CBERS2B-HRC foram usadas para

¹ Representa informações regionais.

² Representa informações locais.

detalhamento da área de pesquisa, e independentemente do período do ano, mas com o cuidado da escolha de imagens sem a cobertura de nuvens. As órbitas e pontos trabalhados foram: 154_A/112_5 - 154_B/112_5 - entre 154_A/113_1 e 154_A/113_5 - entre 154_B/113_1 e 154_B/113_5 - 155_D/112_5 - 155_E/112_5 - entre 155_D/113_1 e 155_D/113_5 - entre 155_E/113_1 e 155_E/113_5. As imagens SRTM utilizadas em escala regional foram: sd-23-v-b; sd-23-v-d; entre sd-23-x-a e sd-23-x-d; entre sc-23-z-a e sc-23-z-d; sc-23-y-b; sc-23-y-d. Em escala local foram usadas as imagens sc-23-z-a e sc-23-z-c.

Dois softwares foram aplicados na elaboração desses elementos cartográficos: ArcGis 9.3 e Global Mapper 9. No ArcGis foi feita a composição das imagens de satélite, o seu respectivo georreferenciamento, mosaicos, o recorte de imagens, a construção de polígonos (shapes) e o acabamento final de toda a série cartográfica. O Global Mapper foi usado para elaboração dos modelos digitais de elevação, pois possui uma excelente qualidade, facilitando a visualização dos diferenciais de altitude, como a zona de escarpas, além dos demais elementos geomorfológicos. Esse software também foi usado para a elaboração do conjunto de perfis topográficos.

Os mapas de declividade foram feitos a partir de dados do SRTM, por meio da interpolação de dados no ArcGis. Primeiramente foi elaborado o mapa regional, que por apresentar um valor bem variado, devido à existência de rupturas abruptas do declive, não possibilitou a análise mais precisa da declividade na área de pesquisa. Por isso, foi necessário fazer um recorte local, afim de fazer um mapa de declividade apenas da área de pesquisa. A elaboração dos mapas hispométricos envolveu o uso do Global Mapper para a criação do modelo digital de elevação (MDE), e do ArcGis para dar acabamento final nos mapas. O MDE foi elaborado a partir das imagens SRTM.

O mapa de padrão de formas do relevo foi elaborado em escala regional, abrangendo toda bacia do rio Grande, e fundamentado na metodologia proposta por Ross

(1992 e 2006). Entretanto, nessa metodologia não há um padrão de forma representativo de planícies de deposição mista, onde há trabalho aluvial, coluvial, fluvial e eólico, de origem Pleistoceno/Holocênica. Portanto, a sigla Adm (Acumulação de deposição mista), está sendo proposta para complementar tal metodologia. Esse mapa foi elaborado a partir de trabalhos no ArcGis e no Global Mapper, usando imagens Landsat-5/TM, CBERS2B – HRC e SRTM, que permitiu medir as distâncias inter-canais e o gradiente de altitude entre os interflúvios e os fundos de vale. Dúvidas interpretativas foram solucionadas durante as fases campo1 e campo2.

No mapeamento da rede de drenagem foi feita a divisão entre canais intermitentes e canais perenes, utilizando as imagens de radar e de satélite como referência, e o ArcGis para sua interpretação e deliniamento. O principal canal dessa rede de drenagem também foi compartimentado para ajudar a explicar o acúmulo de sedimentos na depressão do São Francisco. O canal do rio Grande foi dividido em alto, médio e baixo curso, levando em consideração as superfícies Sul-Americanas de erosão definidas por Valadão (2009) e as unidades de relevo classificadas pelo IBGE (2006).

As cartas imagens da distribuição das lagoas, interligação das lagoas e dunas lunetas foram elaboradas a partir de imagens CBERS2B-HRC, usando o ArcGis. O Global Mapper foi utilizado para fazer as cartas imagem do “canal recortando os sedimentos aluviais” e da “análise da formação do terraço superior”, além de todos os perfis topográficos apresentados, tendo as imagens SRTM como fonte de dados.

Para elaborar o mapa de feições geomorfológicas Quaternárias, considerou-se as seguintes formas Pleistocênicas e Holocênicas: planícies aluviais, leques aluviais, terraços fluviais, superfícies de erosão, lagoas (deflações), dunas lunetas (deflações) e rede de drenagem. Ressalta-se que a classificação dessas feições foi feita manualmente, e que a direção das dunas lunetas foi verificada através de um disco graduado, e a interpretação

estatística das direções dos paleoeventos que as formaram foi executada através do software WindRosePRO. Essas formas de relevo foram identificadas e mapeadas por meio do ArcGis e do Global Mapper, com interpretações a partir de imagens Landsat-5/TM, CBERS2B-HRC e SRTM. O produto final de toda essa interpretação geomorfológica foi a geração do mapa de compartimentos do relevo, elaborado no ArcGis, tendo como premissa a fragmentação das áreas com características morfológicas comuns.

7.2 – Análise de sedimentos e de solos

A análise de solos e sedimentos iniciou com os trabalhos de campo, que possibilitava a execução de testes tanto visuais nos locais de retirada das amostras, além da análise do contexto da morfologia do terreno relacionada aos pontos de coleta. Durante a pesquisa foram feitos 50 poços para coleta de amostras, mas apenas 40 foram utilizados nas análises estatísticas dos sedimentos, mais os dados das duas trincheiras (Fig. 22A e 22B). O restante dos pontos foram descartados por representarem áreas de lagoas ou por apresentar erro estatístico superior a 5%. Destaca-se que a distribuição dos pontos foi feita de forma aleatória. Todos os pontos de coleta foram georeferenciados por meio do GPS de navegação.

Em cada ponto foi feito uma amostragem superficial e outras subsequentes a cada 50cm de profundidade. A profundidade máxima foi variável, dependendo das necessidades de cada poço. Para coletar o sedimento/solo, foram utilizados trados helicoidais de 3" polegadas, que se encaixam em extensões de engate rápido com 1m de comprimento cada. Outros itens auxiliares foram necessários, como sacos plásticos para armazenagem das amostras, faca, trena e enxada. As duas trincheiras foram abertas no sentido leste/oeste, com dimensões de 5 x 2 x 2 metros, servindo para a coleta de sedimentos/solos, coleta de amostras para datações e

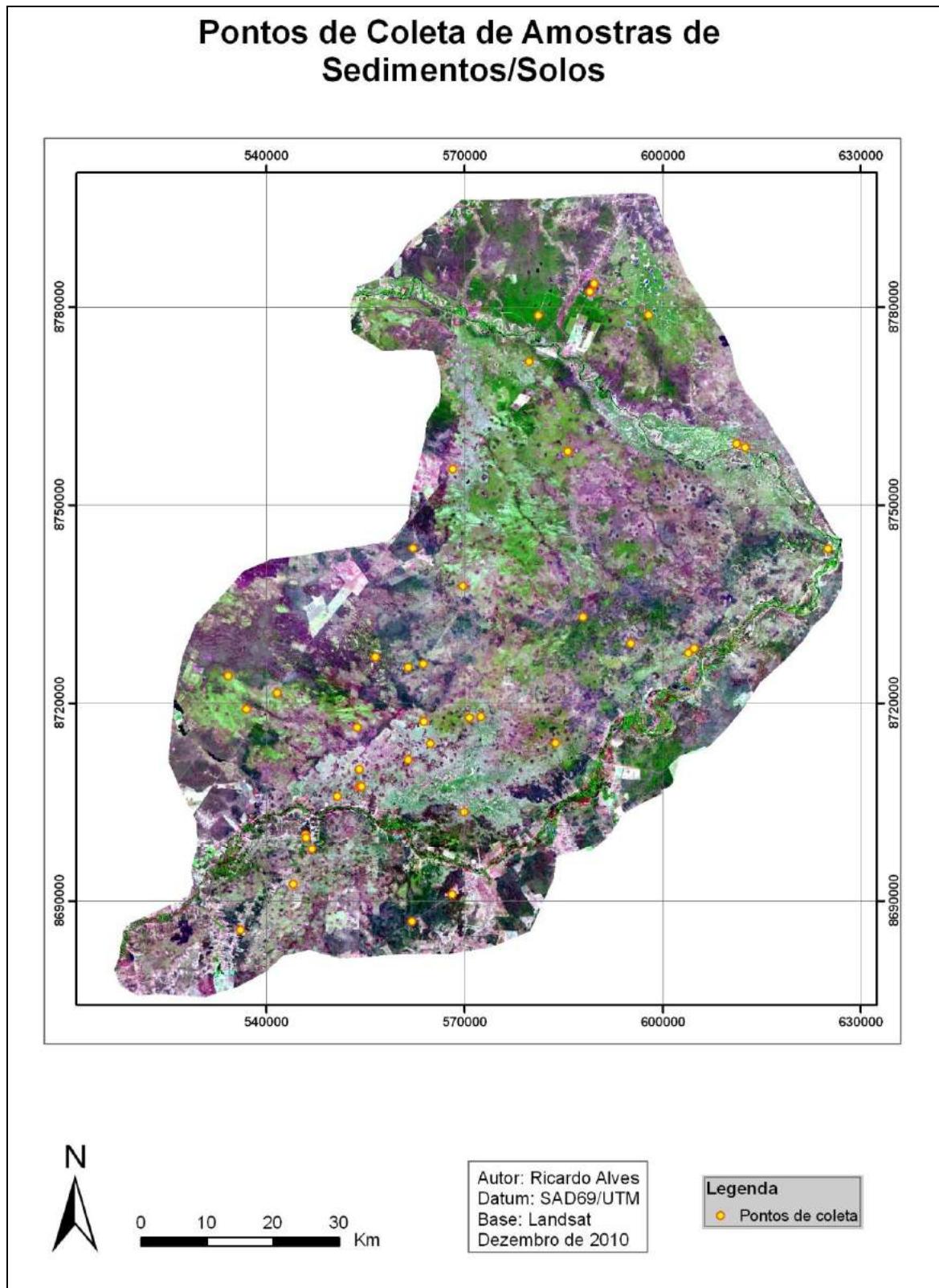
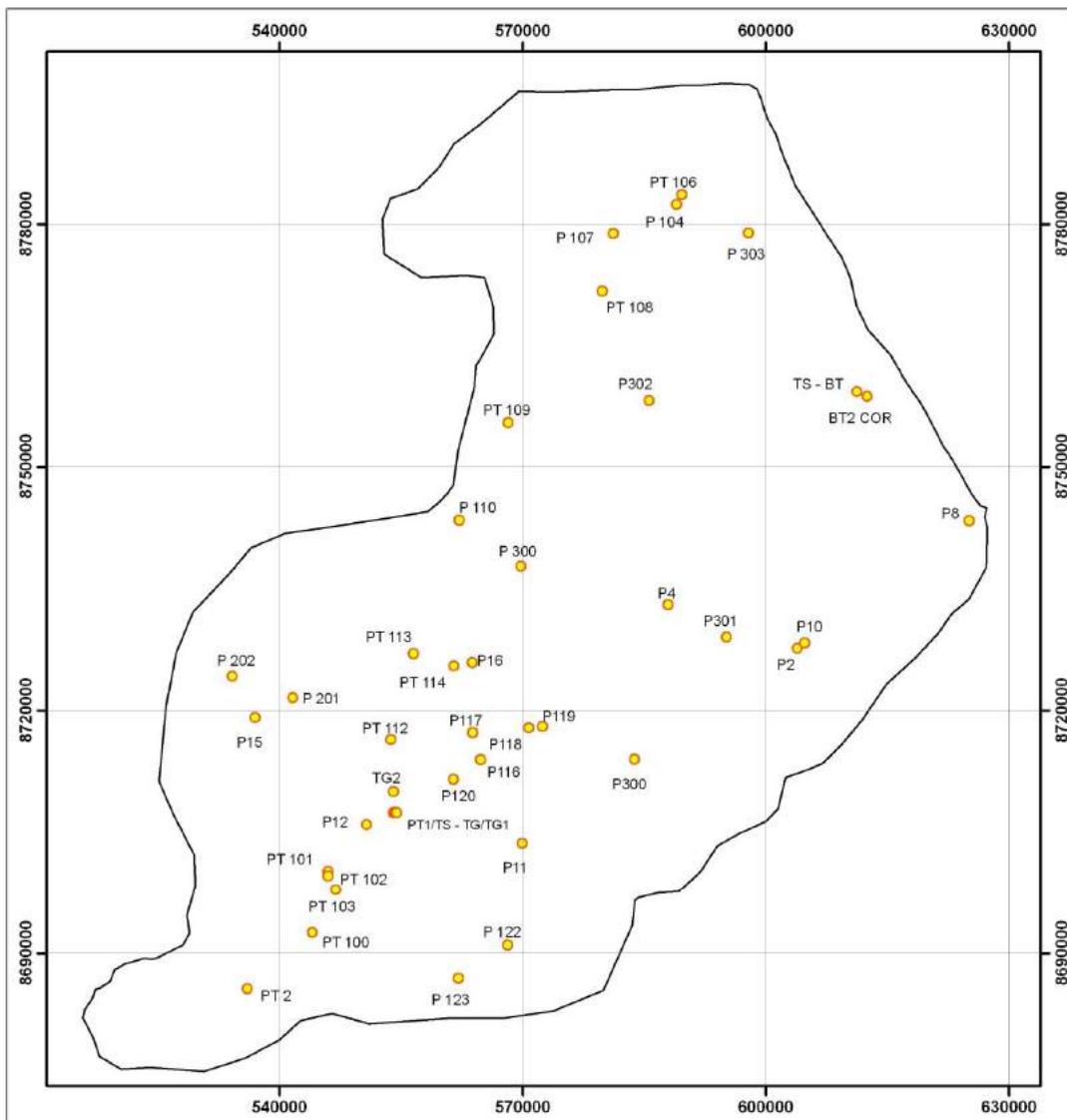


Fig. 22A – Mapa de localização dos pontos de amostragem.

Nomenclatura dos Pontos de Coleta de Amostras de Sedimentos/Solos



0 10 20 30 Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69/UTM
Base: Landsat
Dezembro de 2010

Legenda
■ Área de Pesquisa
● Pontos de coleta

Fig. 22B – Nomes dos pontos de amostragem.

para descrição de fácies. Outras duas trincheiras foram abertas na região do rio Curralim, que serviram para classificação dos solos.

As amostras de sedimentos/solos foram analisadas no Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos do IG/UFU, quanto a sua composição textural. A análise textural das frações finas ($< 0,062$), foi feita pelo método de análise de solos da EMBRAPA (1997), que considera o princípio de decantação de partículas segundo a lei de Stokes. As frações de silte e argila foram dispersas com NaOH, agitadas e separadas por pipetagem. As frações de diâmetro maior foram separadas por meio de um agitador de peneiras. O jogo de peneiras utilizado tinha as seguintes malhas em milímetros: 2 – 1 – 0,5 – 0,250 – 0,125 – 0,062. A escala de Wentworth foi adotada para classificar esses sedimentos/solos, sendo que as determinações foram dadas em phi (ϕ) (Tab. 4).

Tab. 4 - Equivalência entre milímetros e ϕ (phi).

Escalas										
mm	2	1	0,5	0,250	0,125	0,062	0,004	0,0041		
ϕ	-1	0	1	2	3	4	8	8,0001		

Os resultados obtidos com as análises texturais foram analisados estatisticamente por meio dos softwares Microsoft Excel 2007 e do Sysgran 3.0. Daí foi possível abstrair resultados sobre o diâmetro médio dos sedimentos, seleção granulométrica (Tab. 5), assimetria (Tab. 6) e curtose, que tem o intervalo de valores entre 0,67 e 3. Também foram usados dados de correlações e interpretações gráficas, como por exemplo, o diagrama de Shepard. Os dados numéricos obtidos a partir desses softwares foram espacializados em mapas, a fim de obter a direção dos principais vetores de transporte do sedimento (BARROS et al., 2008; SUGUIO, 1973).

Tab. 5 – Escala qualitativa para interpretações de valores do desvio padrão (seleção)

Valor	Classe
< 0,35	Muito bem selecionado
0,35 a 0,50	Bem selecionado
0,50 a 1,00	Moderadamente selecionado
1,00 a 2,00	Pobremente selecionado
2,00 a 4,00	Muito pobremente selecionado
> 4,00	Extremamente mal selecionado

Fonte: Adaptado de Suguió (1973)

Tab. 6 – Escala qualitativa do grau de assimetria.

Valor	Classe
-1 e -0,30	Assimetria muito negativa
-0,30 e -0,10	Assimetria negativa
-0,10 e 0,10	Aproximadamente simétrica
0,10 e 0,30	Assimetria positiva
0,30 e 1	Assimetria muito positiva

Fonte: Adaptado de Suguió (1973)

Os sedimentos também foram submetidos a análises morfoscópicas e morfométricas. Para isso, as amostras passaram por tratamento com NaOH para dispersão e eliminação de finos e impregnações de argilas nos grãos de quartzo (Silva, 2007). A fração de areia média (2ϕ) foi separada em cada um dos pontos amostrais, na profundidade de 1 metro, e a análise procedeu em 100 grãos de quartzo por amostra. Os grãos de sedimentos foram montados em lâminas microscópicas, emersos em solução de glicerina e corante, e analisados por meio de um microscópio petrográfico, com aumento padrão de 25X e 100X para observações mais detalhadas. Foram analisados o grau de arredondamento e esfericidade, feitos através da comparação visual na tabela comparativa (Fig. 23), e também a análise da textura superficial e opacidade. A preparação e análise dos sedimentos foi feita no Laboratório de Geomorfologia, Análise e Conservação dos Solos e no Laboratório de Petrologia do Instituto de Ciências Ambientais e Desenvolvimento Sustentável da Universidade Federal da Bahia (ICADS/UFBA).

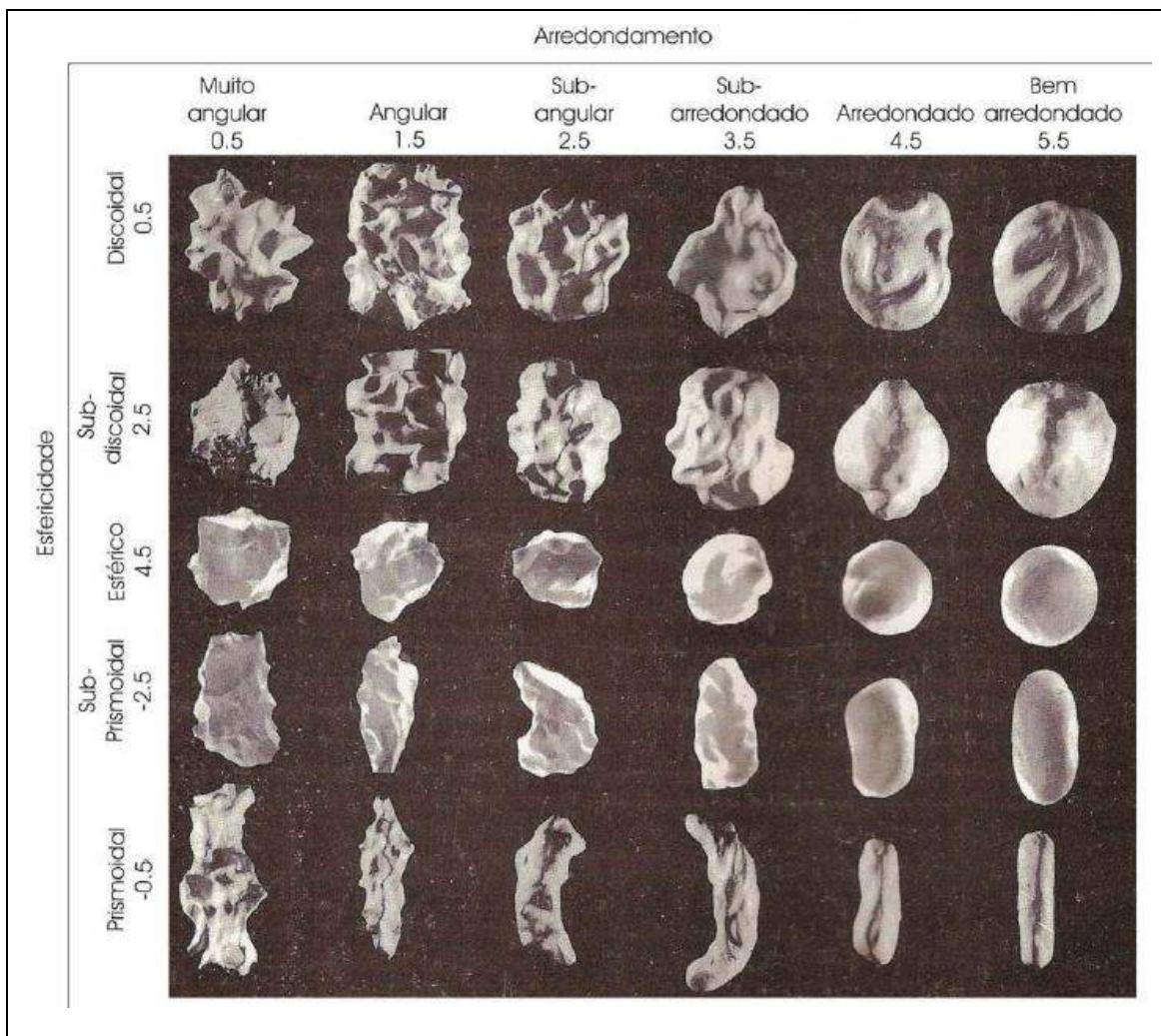


Fig. 23 – Figura comparativa do grau de arredondamento e esfericidade.
Fonte: Silva, 2007.

A constituição dos argilominerais dos sedimentos também foi analisada afim de identificar os diferentes graus de intemperismo nesse ambiente. Para isso, foi utilizado um Difratômetro de Raios X (DRX), realizando leitura entre 10 e 90°, com passo de 0,02%/s, no intuito de analisar a presença de argilominerais aluminosilicatados (caulinita, gipsita, calcita, motmorilonita, vermiculita, ilita, etc.) e quartzo. A preparação da amostra foi feita via úmida, de acordo com o “Manual de Métodos de Análise de Solos (EMBRAPA, 1997). Apenas um pequeno número de amostras foram submetidas a essas análises, sendo quatro amostras da Planície Aluvial do Rio Grande, uma do Leque do Rio Preto, uma da Planície Aluvial do Rio

Curralim e uma das margens de uma lagoa. As amostras utilizadas nas análises foram coletadas a 0,5m de profundidade. Os seus resultados foram expressos na forma de difratogramas, elaborados a partir do software Origin. A análise foi executada no Instituto de Geociências da UFBA/Salvador e no Laboratório de Química Analítica do ICADS/UFBA.

Além do estudo das características dos sedimentos, uma técnica simples de sedimentometria foi elaborada a partir de características naturais do depósito, sendo fundamentada na diferença de altitude entre os interflúvios e as margens das lagoas. A água das lagoas fica retida sobre o saprolito de rochas da base do depósito, enquanto que de sua margem para o topo das vertentes, há rampas formadas pelos sedimentos arenosos. Conhecendo o tamanho da área em m^2 , a terceira dimensão para o cálculo do volume é dada pela diferença de altitude em metros entre a margem das lagoas e o interflúvio no topo das vertentes. Por fim, foi retirado o somatório das áreas das lagoas para diminuir a superestimação de sedimentos.

Parte dos dados sobre sedimentos/solos também foram analisados espacialmente, através da elaboração de mapas. O sistema de coordenadas usado para o mapeamento foi o UTM, e o Datum foi o SAD69. As imagens trabalhadas foram as mesmas Landsat-5/TM, CBERS2B-HRC e SRTM, informadas no capítulo da metodologia referentes aos “estudos aplicados à gênese e evolução do relevo”. Nesse caso, trabalhou-se apenas com o software ArcGis para elaborar os mapas.

Os produtos cartográficos da análise de sedimentos/solos foram o mapa de teor de areia fina, grau de seleção dos sedimentos, assimetria, compartimentação pedológica (tipos de solos) e compartimentação aloestratigráfica. Os três primeiros mapas foram elaborados a partir de dados texturais, que foram primeiramente interpretados através dos softwares Sysgran e Excel. Consequentemente, os resultados das análises de textura dos sedimentos/solos foram salvos com a extensão DBF e importados para o ArcGis, sendo usada

a ferramenta “Geostatistical Analyst”, e o respectivo método de interpolação “Inverso do Quadrado da Distância”. Outros métodos de interpolação foram testados, porém, os resultados não obtiveram qualidade satisfatória.

Todo o conjunto de resultados sobre solos, incluindo informações numéricas, gráficas e espaciais, observações da paisagem, análise de imagens de satélite e radar, possibilitaram a elaboração dos mapas de compartimentação pedológica e compartimentação aloestratigráfica. Os compartimentos pedológicos foram definidos com base no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). Ressalta-se que para a caracterização dos depósitos foi preciso fazer a descrição de fácies de alguns poços amostrais. As informações gráficas dessa descrição foram feitas a partir do software Polito-0.3.2.

7.3 – Geocronologia

Para coletar amostras de geocronologia por LOE e ^{14}C , foram abertas duas trincheiras, sendo uma próxima ao distrito de Taguá (município de Cotelândia - BA) e outra próxima a Buritizinho (Mansidão - BA). Na trincheira de Taguá as amostras de LOE foram retiradas a 439m de altitude, nas profundidades de 20cm, 80cm e 140cm. A trincheira de Buritizinho foi aberta a 419m de altitude, nas profundidades de 80cm e 185cm. Outras amostras de LOE foram coletadas a 30cm de profundidade para datar a superfície do terraço superior do rio Grande, os sedimentos depositados em maiores altitudes em Mansidão, os sedimentos claros e de partes altas próximo ao rio Preto em Santa Rita de Cássia e a zona central da planície aluvial do rio Grande. No total, foram feitas 6 datações LOE por MAR e 3 por SAR (Fig. 24 A e 24 B).

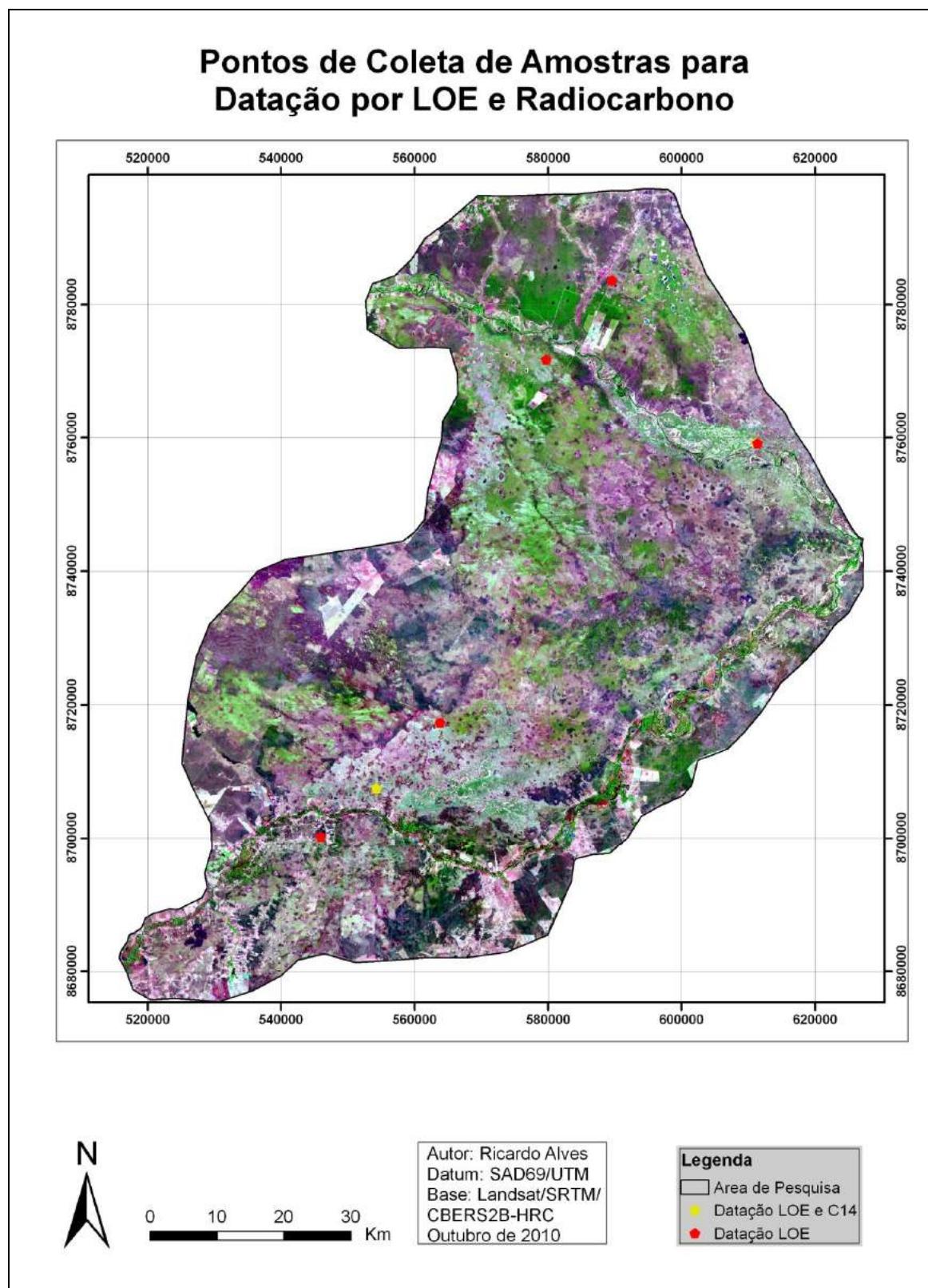
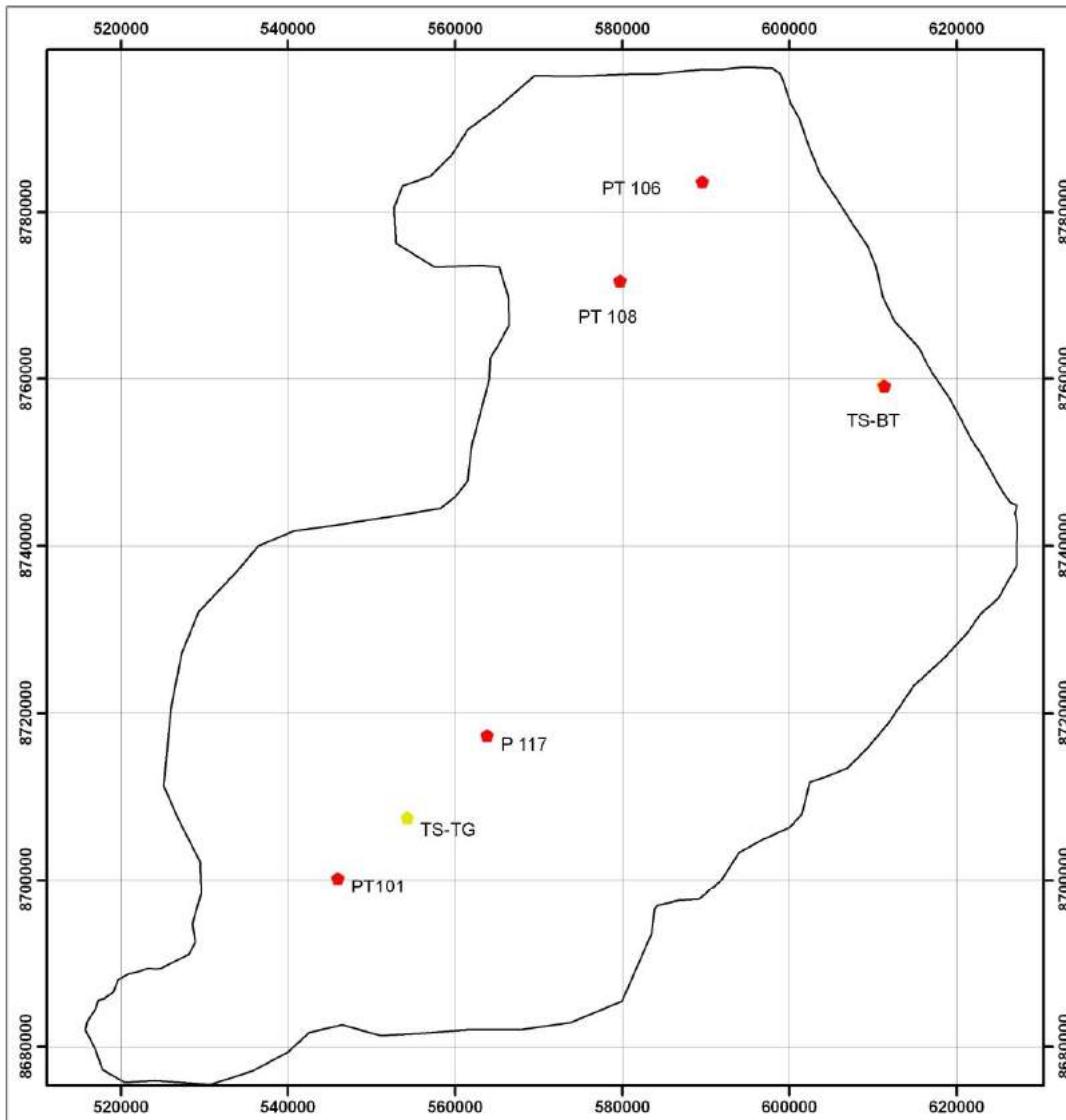


Fig. 24A – Localização dos pontos de coleta de amostras para datação por LOE e radiocarbono.
Observe as características dos locais de onde foram coletadas as amostras.

Nomenclatura dos Pontos de Coleta de Amostras para Datação por LOE e Radiocarbono



0 10 20 30 Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69/UTM
Base: Landsat/SRTM/
CBERS2B-HRC
Outubro de 2010

Legenda

- Área de Pesquisa
- Datação LOE e C14
- Datação LOE

Fig. 24B – Nomenclatura dos pontos de datação.

Todas as amostras foram coletadas em tubos de PVC preto, com 50mm de diâmetro por 450mm de comprimento, e lacrados com tampas de PVC pretas. Os tubos foram cravados perpendicularmente na unidade estratigráfica, com o auxilio de uma marreta de borracha. Para retirá-los, foi construída uma cobertura provisória de tecido preto, afim de prevenir ainda mais contra a entrada de radiação solar (Fig. 25). Outro cuidado que deve ser tomado é marcar o lado do tubo que estava para dentro, pois durante as análises é utilizado preferencialmente o sedimento da parte mais interior.

As datações por Luminescência Opticamente Estimuladas foram feitas no Laboratório de Datação, Comércio e Prestação de Serviço Ltda., na cidade de São Paulo. Para iniciar a atividade, os tubos foram abertos em ambiente com luz vermelha, e os sedimentos passaram por tratamento químico com H_2O_2 , HF (20%) e HCl (20%). Após a secagem, os sedimentos foram peneirados e separados numa faixa entre 100 - 160 μm , obtendo-se assim grãos de quartzo e feldspatos isentos de materiais orgânicos e metais pesados, e de textura bem homogênea.



Fig. 25 – Coleta de amostras para datação por LOE.

Posteriormente, parte destes sedimentos foram submetidos a radiação solar por um período de 20 dias para sofrer decaimento residual, o que serve para montagem da curva de calibração. Por meio de um Sistema Automático de LOE, modelo 1100 (Daybreak Nuclear Instruments Inc.), os sedimentos com radiação ionizantes conhecidas foram submetidos a estímulos ópticos, determinando assim a dose acumulada natural da amostra. Por fim, as amostras sem nenhum tratamento foram colocadas em um Espectrômetro Portátil Canberra, por 24 horas, o qual fez uma varredura completa de energia acumulada e forneceu informações sobre a dose anual.

As amostras para datação por ^{14}C foram exclusivamente retiradas na trincheira de Taguá. Para isso, foi observada presença de carvão, identificado de forma concentrada em alguns pontos, representando eventos de queimadas ocorridas no próprio local. Foram retiradas duas amostras, uma a 25cm e outra a 80cm de profundidade, que foram enviadas para o Laboratório Beta Analytics na Flórida – EUA, sendo analisadas pelo método Radiométrico Padrão.

8 – RESULTADOS

A hipótese inicial, em que havia predominância do transporte eólico, foi rapidamente descartada. Os resultados obtidos com as análises de campo e de laboratório, comprovaram que o transporte fluvial predominou, sendo substituído pelo transporte eólico durante climas mais secos. Em seguida, estão apresentados os dados de geomorfologia, sedimentos e solos, associados a datações, que comprovam a maior influência da água no processo genético/evolutivo dessa paisagem.

8.1 – Geomorfologia: gênese e evolução do relevo e os paleoambientes

8.1.1 – Contexto Regional

A análise geomorfológica dessa paisagem teve início a partir de uma escala regional, considerando outros setores da bacia do rio Grande, a fim de evidenciar a relação existente entre as zonas com relevo mais elevado e que possuem um caráter degradacional, e aquelas de baixas altitudes e predominantemente agradacionais. As descontinuidades das altitudes na bacia do rio Grande, iniciadas no pós-Cretáceo, permitiram que a erosão agisse

intensamente sobre as Chapadas do São Francisco, caracterizadas ora pelo recuo lateral em climas mais secos, e ora pelo aprofundamento de canais fluviais durante aumento de umidade.

Na zona de transição entre as Chapadas e a Depressão do São Francisco, há vários testemunhos tabulares, que indicam incisão acentuada dos canais fluviais em lineamentos preferenciais. Isso pode ser uma evidência da evolução do relevo local, demonstrando a ação do processo de pediplanação (Fig. 26). Outra possível evidência de pediplanação e também influência da resistência estrutural, é o relevo residual da Serra do Espinhaço, representada na área de pesquisa pela Serra do Boqueirão. Essa morfoescultura foi exumada pela ação erosiva, e como sua litologia é mais resistente, ela ficou preservada na paisagem (Fig. 27).

No setor noroeste da bacia, entre os municípios de Riachão das Neves e Formosa do Rio Preto, é onde se observa maior predominância de erosão, que se torna evidente a partir da análise de declividade. Ela aumenta abruptamente na transição entre as chapadas e a depressão, atingindo valores de até 100% nas regiões escarpadas (Fig. 28). Essa área é mais suscetível a erosão devido a fragilidades da litologia, representada pelo Grupo Urucuia, que é formado no local por arenitos eólicos e fluviais bastante friáveis.

A alta declividade, somada a fragilidade, pode ter permitido um maior aprofundamento dos canais do rio Branco, rio Preto e seus afluentes (Fig. 28). Durante o Pleistoceno houve predomínio de climas mais secos no planeta, como afirma Leeman (1999), e parte dos sedimentos erodidos nestas bacias tiveram condições de serem depositados nos locais de menores declividades da Depressão do São Francisco, principalmente ao sopé das escarpas, onde ela diminui rapidamente. O clima semi-árido (mais seco) predominante, possibilitou a formação de fluxos difusos e ricos em sedimentos, que se sobreponham e aumentava cada vez mais a distância entre as áreas proximal e distal na deposição.

Diversos depósitos aluviais podem ter sido formados na zona de ruptura de declive, alimentados por fluxos de energia e matéria a partir dos canais fluviais advindos das

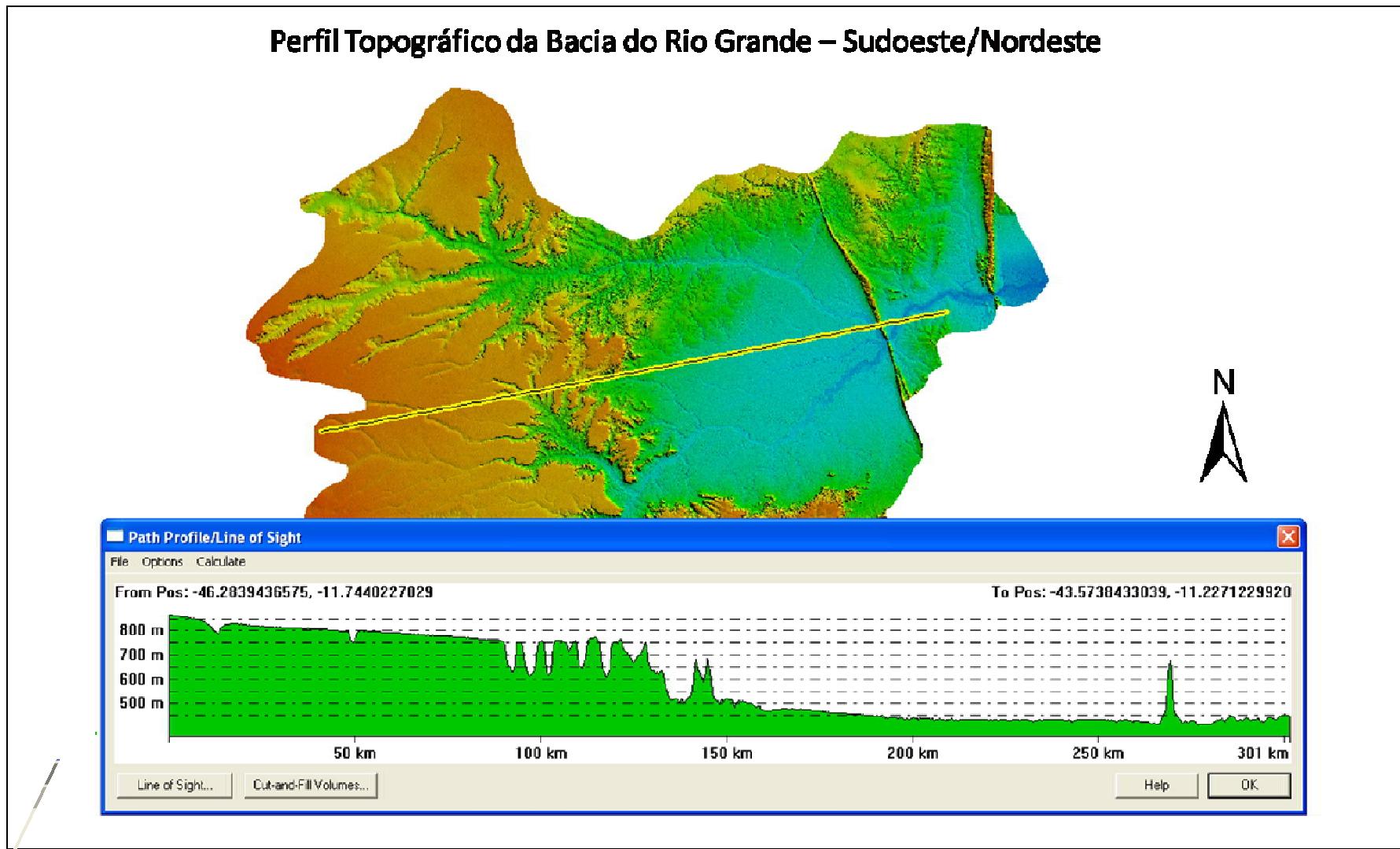


Fig. 26 – Na Chapada do São Francisco há evidências da ação de pediplanação, localizadas na porção centro-oeste do perfil. No centro-leste está a Depressão do São Francisco, com destaque para a Serra do Boqueirão, com altitudes elevadas.

chapadas, com destaque para o rio Preto, Branco e Grande. A diminuição de declividade provavelmente possibilitou a diminuição da energia de transporte e uma consequente modificação no padrão de sedimentação, de maneira que os materiais de maiores dimensões foram depositados no início da área da depressão e os finos foram transportados para jusante, seguindo um padrão de diminuição de energia na direção do transporte.

Fig. 27 – Serra do Boqueirão, local do encontro dos rios Grande e Preto. É possível notar a paisagem que passou por pediplanação ao observar o canal do rio Grande, em destaque na foto.

É possível fazer algumas inferências sobre essa teoria ao analisar o canal do rio Grande na depressão, no planalto em patamar e na região das chapadas. Ao considerar o curso do rio, e subdividi-lo em alto, médio e baixo curso, são identificados valores de extrema importância para explicar a formação dos depósitos. As nascentes mais distantes do rio Grande estão localizadas a 830m de altitude, e após percorrer 597km, chega a sua foz a 405m de altitude. O alto curso está totalmente localizado sobre a unidade morfoescultural das Chapadas do São Francisco; o médio curso coincide com a morfoescultura dos Planaltos em Patamares do Tocantins/São Francisco, que representa o trecho de maior declividade;

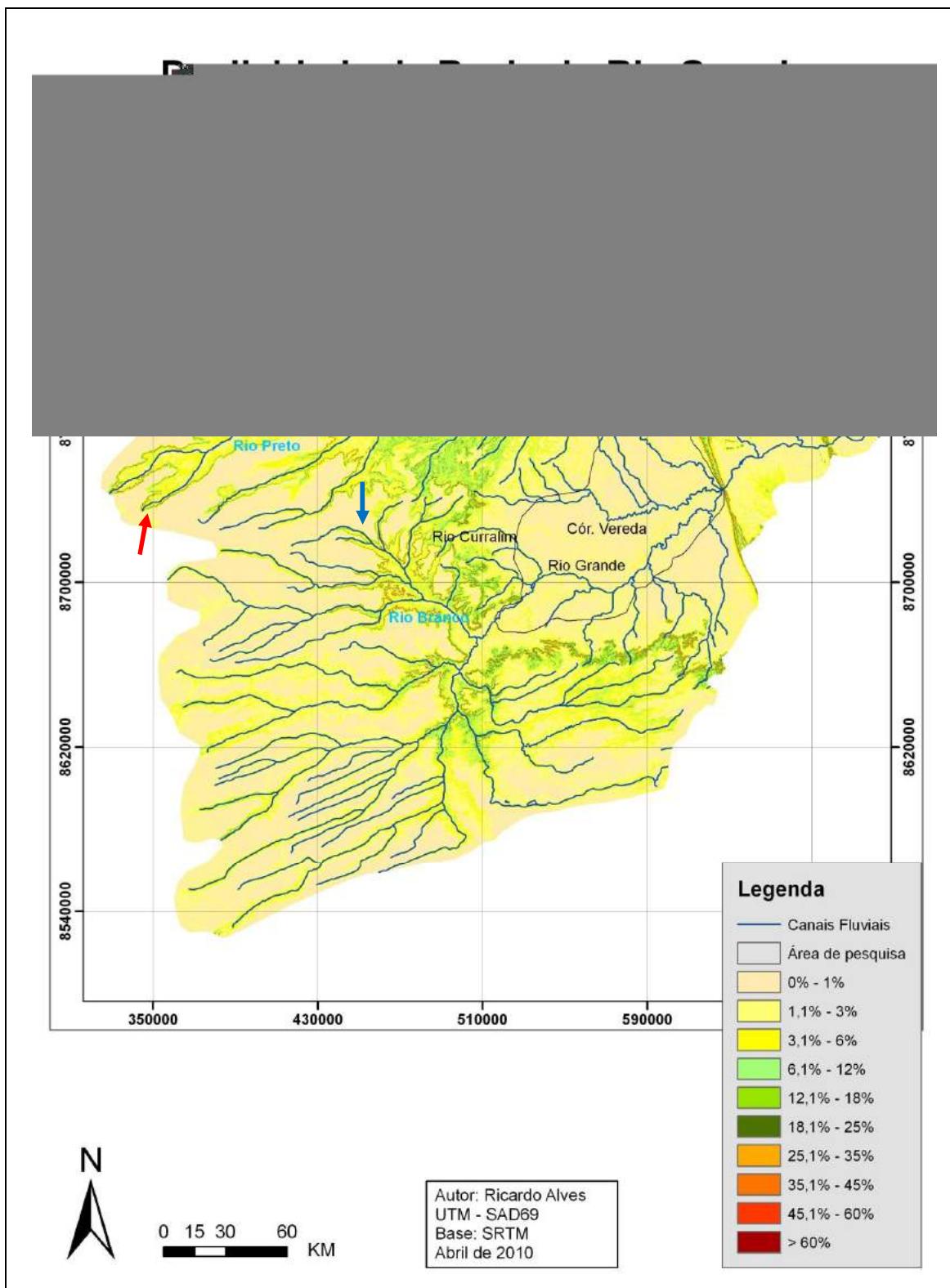


Fig. 28 – Declividades da bacia do rio Grande. A seta vermelha e a azul representam respectivamente o avanço do entalhamento dos rios Preto e Branco, que encontram-se rodeados por aumento abrupto de declividade.

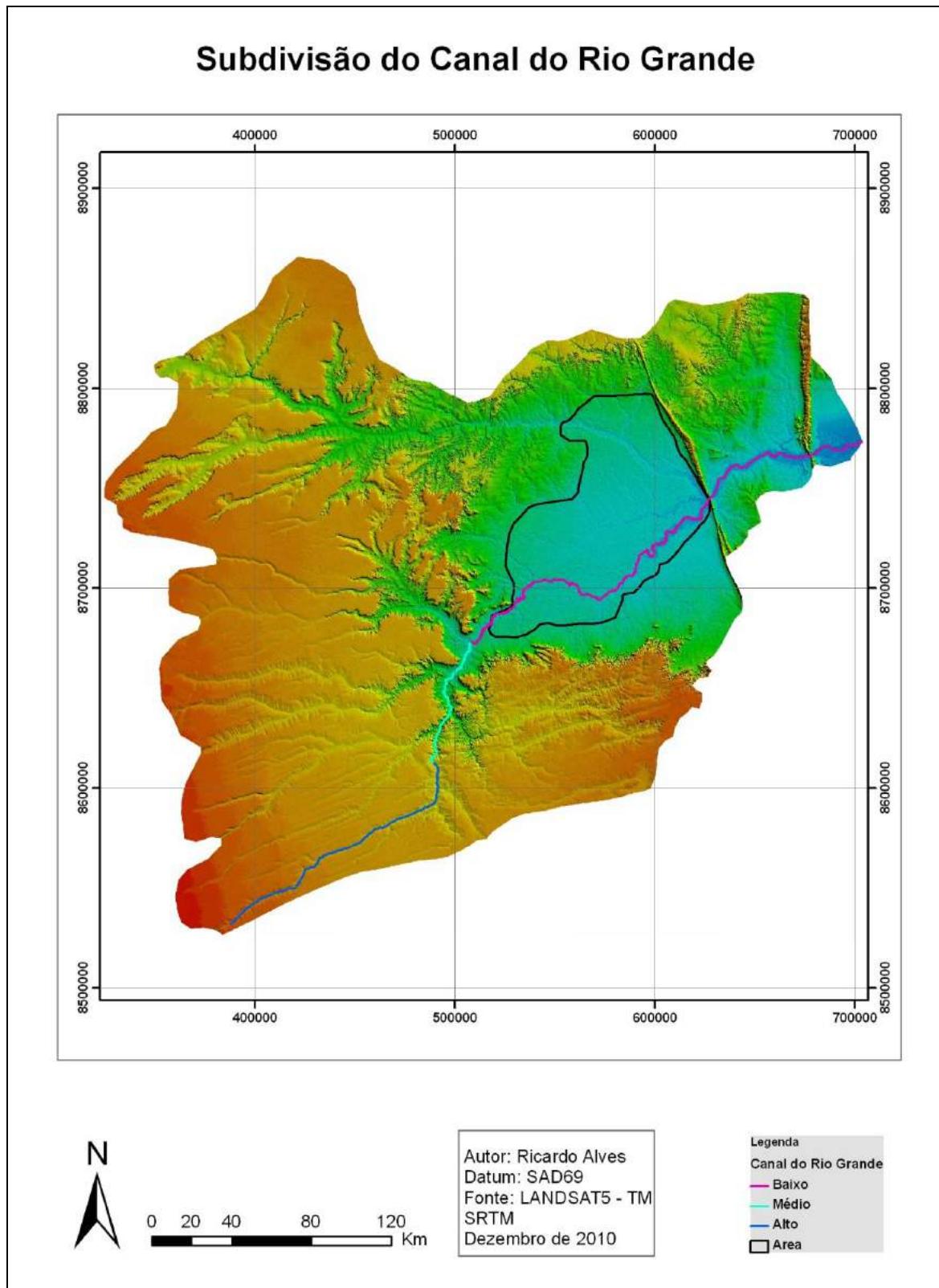


Fig. 29 – Divisão do rio Grande em alto, médio e baixo curso.

o baixo curso está localizado sobre a morfoescultura da Depressão do São Francisco, e é aquele de maior comprimento (Fig. 29).

As características de cada um dos setores do curso do rio Grande podem ter influenciado na variação de sua energia potencial (bem como de seus principais afluentes), com destaque aqui para a diferença de declividade ou gradiente do rio (Tab. 7). Tomando o médio curso como referência, onde há os maiores valores de declividade, e comparando-o aos demais setores, percebe-se que o gradiente do alto curso representa 47,5% daquele apresentado no médio curso, enquanto que no baixo curso o valor é muito reduzido, representando apenas 4,4%. Outros canais que possuem as mesmas características de declividade do médio curso do rio Grande vêm sendo utilizados na construção de hidroelétricas, afim de aproveitar a alta energia potencial do fluxo.

Tab. 7 – Características das divisões do curso do rio Grande

	Alto e Médio Cursos	Alto Curso	Médio Curso	Baixo Curso
Altitude Máxima (M)	829	829	657	440
Altitude Mínima (M)	440	657	440	405
Diferença de Altitude (M)	389	172	217	35
Comprimento do Canal (KM)	257,3	160,8	96,4	339,7
Gradiente (M/KM)	1,51	1,07	2,25	0,10

A primeira evidência da formação do sistema aluvial são os sedimentos de grande porte, compostos por matações e seixos, que estão depositados no fundo dos canais fluviais (Fig. 30), o que caracteriza a região proximal desse tipo de depósito. Esses sedimentos são observados com clareza na unidade morfoescultural dos Planaltos em Patamares, e quando ocorre a transição para a Depressão do São Francisco, passa a haver predominantemente a deposição de materiais finos (Fig. 31), o que ocorre de forma abrupta.



Fig. 30 – É comum observar os matacões no fundo dos canais fluviais em todo trecho dos planaltos em patamares, se estendendo até o contato com a depressão. Nesse caso, os blocos de rocha no fundo do canal estão proporcionando a formação de ondulações na água, o que contribuiu para dar nome ao rio de Ondas.

De fato, acredita-se que é a evolução do relevo regional que possibilitou a deposição de um volume de sedimentos capaz de preencher a superfície da área de pesquisa. Caso os sedimentos tivessem origem apenas a partir da evolução das vertentes locais, seriam formados colúvios ao invés de planícies e leques aluviais, e os sedimentos estariam acumulados pontualmente. É comum identificar zonas coluviais no sopé das escarpas (Fig.32), mas a função dos colúvios seria de também contribuir para o fornecimento de materiais ao longo da gênese das superfícies de aluvião que forma o lençol de areia. Não há um evento Geológico, Geomorfológico e Pedológico que explique a intensa sedimentação ocorrida, que tenha ligação apenas com a dinâmica local. Portanto, a magnitude desse evento foi regional, pensando-se na bacia do rio Grande.

Esses sedimentos aluviais se estendem da linha de escarpas até as proximidades da Serra do Boqueirão, a nordeste, recobrindo rochas sedimentares e/ou metasedimentares,

em uma área de mais de 7 mil Km². Ao analisar a idade correlativa desses depósitos, a partir de dados difundidos na literatura internacional (TRICART, 1982; AB'SABER, 1986), é possível fazer inferências que eles remontam às fases mais secas das glaciações Quaternárias, formando a base para o posterior retrabalho no final do Pleistoceno Superior e no Holoceno. Para reforçar isso, Clapperton (1993), afirma que depósitos Quaternários sofreram uma nova expansão durante o intervalo de aridez no último período glacial.



Fig. 31 – Extração de areia no rio de Ondas, próximo a região de sua foz já na Depressão do São Francisco. Nesse caso, os sedimentos finos já recobrem os de maiores dimensões da região proximal. Esse ponto está localizado dois quilômetros abaixo do local onde afloram matacões no fundo do canal.

Na discussão sobre Geomorfologia também é necessário ressaltar a amplitude altimétrica regional, o que demonstra ligações existentes entre zonas agradacionais e degradacionais. O nível de base da bacia do rio Grande está situado a 405m de altitude, na desembocadura do rio Grande no São Francisco, enquanto que as faces inferiores das escarpas estão a aproximadamente 440m e o topo das Chapadas do São Francisco atingem até 1020m. Forma-se então um gradiente de 580m entre as chapadas e o sopé das escarpas, o que pode

intensificar a pediplanação, aumentando as áreas de denudação convexas (Dc) em detrimento as de denudacionais tabulares (Dt), respectivamente no planalto em patamar e nas chapadas (Fig. 33).



Fig. 32 – Colúvios formados ao sopé das escarpas na área urbana de Barreiras – BA.

Na bacia do rio Grande há uma maior quantidade de relevo do tipo desnudacional, com destaque para aquelas com forma tabular, ocupando quase toda a área das Chapadas do São Francisco e zona ao entorno da depressão. As áreas desnudacionais convexas estão associadas aos locais onde há maior intensidade de erosão, que é exatamente na linha de escarpas, na Serra do Espinhaço e no Planalto da Tabatinga.

O padrão de forma do relevo predominante na Depressão do São Francisco diz respeito às formas agradacionais, representadas aqui pela planície fluvial (Apf) e em maior quantidade por uma planície de deposição mista (Adm), caracterizando ação fluvial, pluvial e eólica durante o Quaternário. As características de agradação advêm do paleoambiente predominante durante o Pleistoceno e Holoceno. Recentemente o clima regional passou a ser

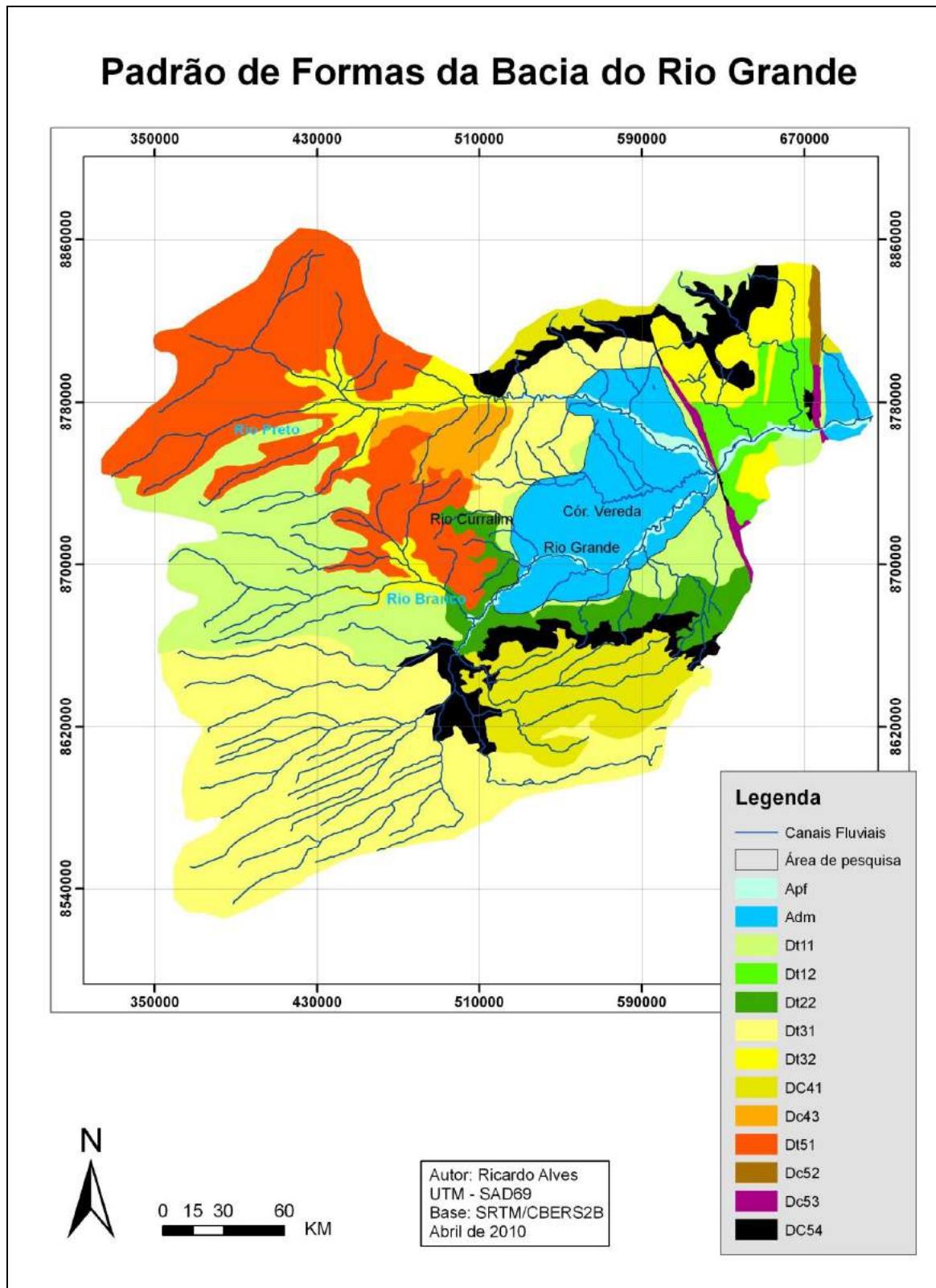


Fig. 33 – Padrão de formas do Relevo na Bacia do Rio Grande. O entalhamento dos vales é maior no Noroeste e o relevo mais dissecado está na zona circundante à área de pesquisa. A nomenclatura das siglas que permite a leitura desse mapa encontram-se em anexo.

mais úmido e parte das formas Adm, principalmente aquelas mais próximas as escarpas, passou por uma maior dissecação. Nesse local já é possível identificar formas do tipo Dt, o que indica que a antiga área agradacional está sendo erodida, com destaque no momento para o aumento da dissecação dos canais.

8.1.2 – A Geomorfologia Local

A paisagem atual é composta por um mosaico de formas, que tiveram a sua gênese sob diversos tipos de paleoambientes. A morfologia expressa na paisagem deixa evidente que climas mais úmidos começaram a agir recentemente, pois a cobertura sedimentar não consolidada apresenta uma rede de drenagem incipiente, com poucos canais tributários e com evolução nítida em canais preferenciais remontantes na direção dos antigos fluxos deposicionais, e que algumas vezes se formam a partir do transbordamento de uma seqüência de lagoas. É perceptível uma grande dimensão interfluvial e uma maior dissecação do relevo. A dissecação ocorre do centro para as margens direita do rio Preto e esquerda do rio Grande e, concomitantemente, da margem esquerda do rio Preto e direita do rio Grande na direção das escarpas. Nota-se uma tendência de dissecação do relevo nas áreas Adm, o que é facilmente percebido nas escavações feitas pelos canais sobre o lençol de areia (Fig. 34), tornando-se a primeira grande evidência da existência de material aluvial.

O córrego Vereda tem regime intermitente, mas mesmo assim ele consegue influenciar muito no índice de dissecação regional, pois em boa parte de seu curso é mais profundo que o rio Grande e rio Preto, tornando-se o nível de base local (Fig. 35). É mais provável que ele tenha sido aprofundado em ambientes diferentes do atual, seja por processos de avulsão de canal do rio Grande, por concentração de fluxos em seu próprio canal ou até mesmo como antiga área de encontro de leques e/ou planícies aluviais.

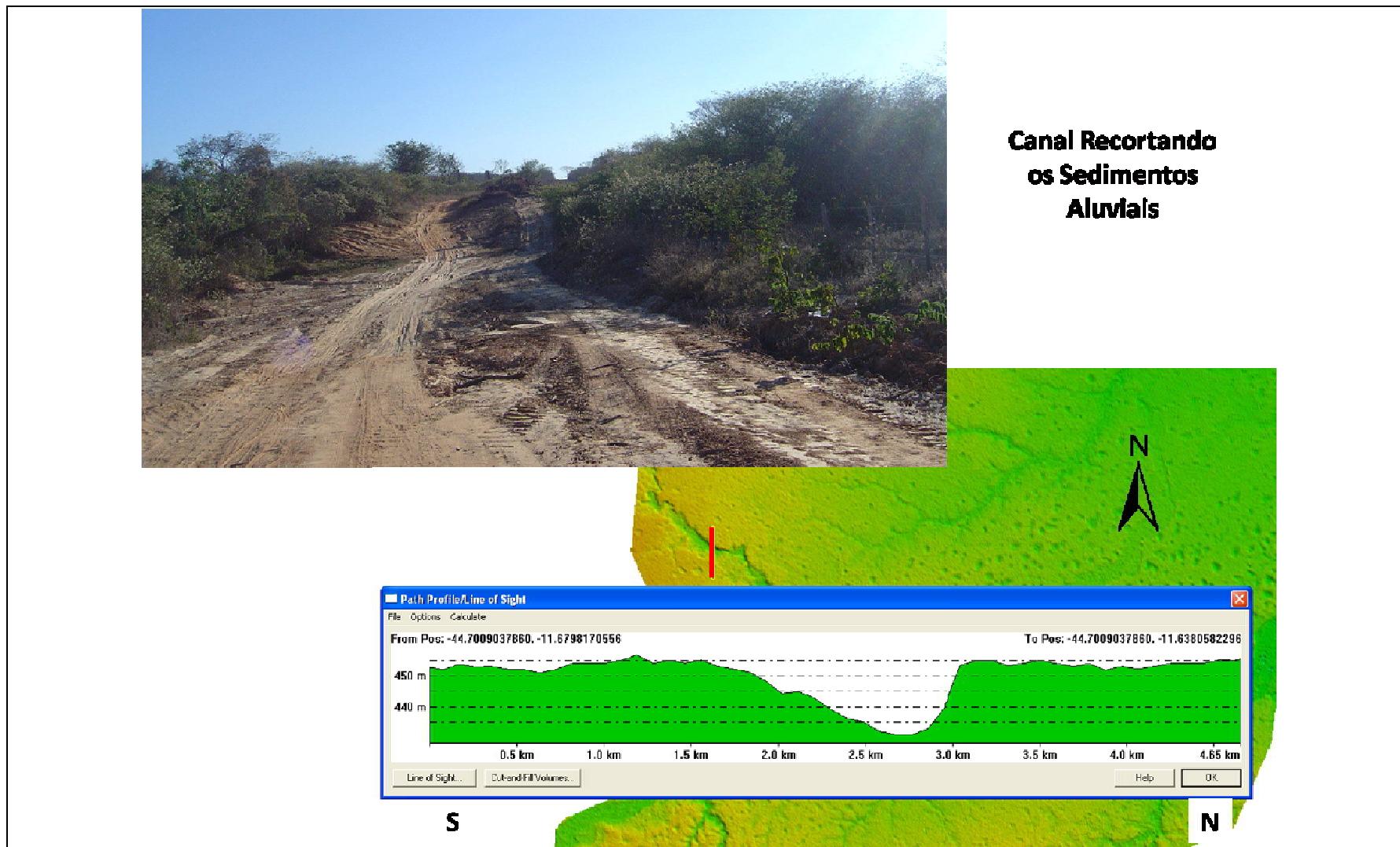


Fig. 34 – Perfil topográfico e foto do rio Curralim, onde a BR020 o atravessa. O MDE ao fundo realça o aprofundamento desse canal na superfície sedimentar. O perfil foi traçado de sul para o norte.

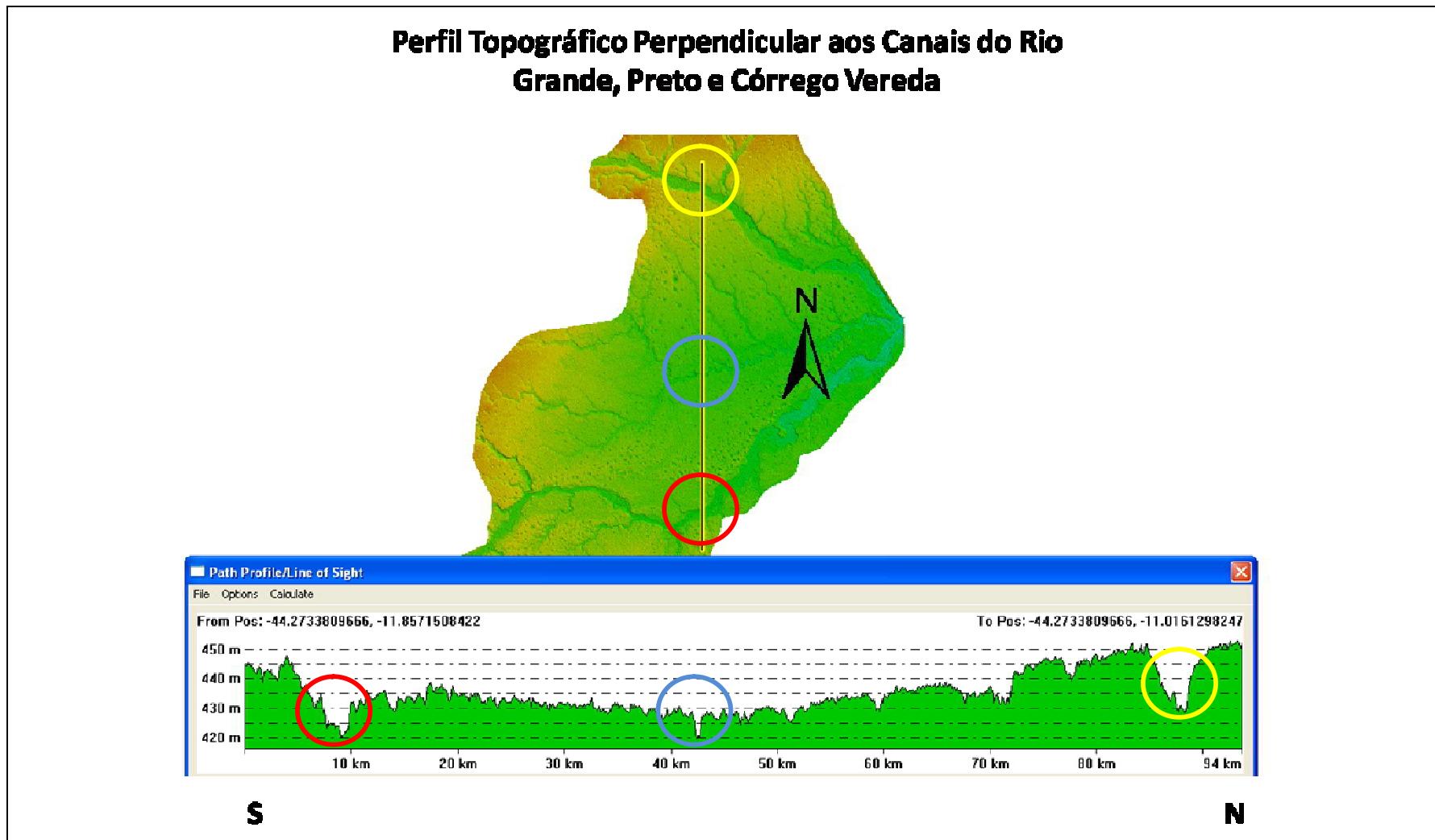


Fig. 35 – Perfil topográfico traçado no sentido norte/sul. O canal do córrego Vereda, com destaque em azul, possui a mesma profundidade do canal do rio Grande, destacado em vermelho. O canal do rio Preto, representado na região do círculo amarelo, tem o seu fundo na mesma cota das margens do Vereda.

Foram traçados vários perfis orientados de norte para sul, os quais demonstraram que o nível de base local pode ser o canal do rio Grande e do córrego Vereda. As profundidades máximas dos dois canais começam a coincidir a partir do ponto em que o rio Grande tem mudança de curso de sudeste para nordeste (420m de altitude), e segue até o encontro dos canais na região da Serra do Boqueirão. Nesse caso, é possível afirmar que ambos já estão recortando rochas consolidadas da base desses depósitos, pois ao perfurar 1m na borda das lagoas, já é possível atingir a rocha consolidada, e a maior parte das lagoas está em altitudes superiores a dos canais.

As maiores altitudes da cobertura detritica estão localizadas nos municípios de Mansidão, Santa Rita de Cássia e Riachão das Neves, mostrando-se mais preservada. No setor sul, as vertentes estão mais aplinadas, apresentando menores declividades, onde é possível observar maior estabilidade das vertentes, indicada pela restrita variação de altitude entre a borda das lagoas e o interflúvio.

Apesar de existir diferenças na evolução da paisagem, os índices de declividade são bastante homogêneos. Os valores são de no máximo 13%, que ocorre às margens de alguns canais fluviais. Próximo as lagoas os índices estão entre 2% e 6%, mas no geral, o que predomina são declividades entre 0,01% e 1,1% (Fig. 36).

Uma análise mais detalhada da declividade contribui para discussão sobre a formação do lençol de areia, e pode apoiar a teoria da deposição de sedimentos a partir de leques aluviais e planícies aluviais. A declividade na área de pesquisa possui dois seguimentos diferentes: o primeiro direcionado das escarpas para a margem direita do rio Grande e esquerda do rio Preto, e o segundo direcionado da margem esquerda do rio Grande e direita do rio Preto, para o centro, na direção do córrego Vereda. Esse fato dá idéia de continuidade, mostrando que a declividade regional era direcionada para o Vereda, até que os

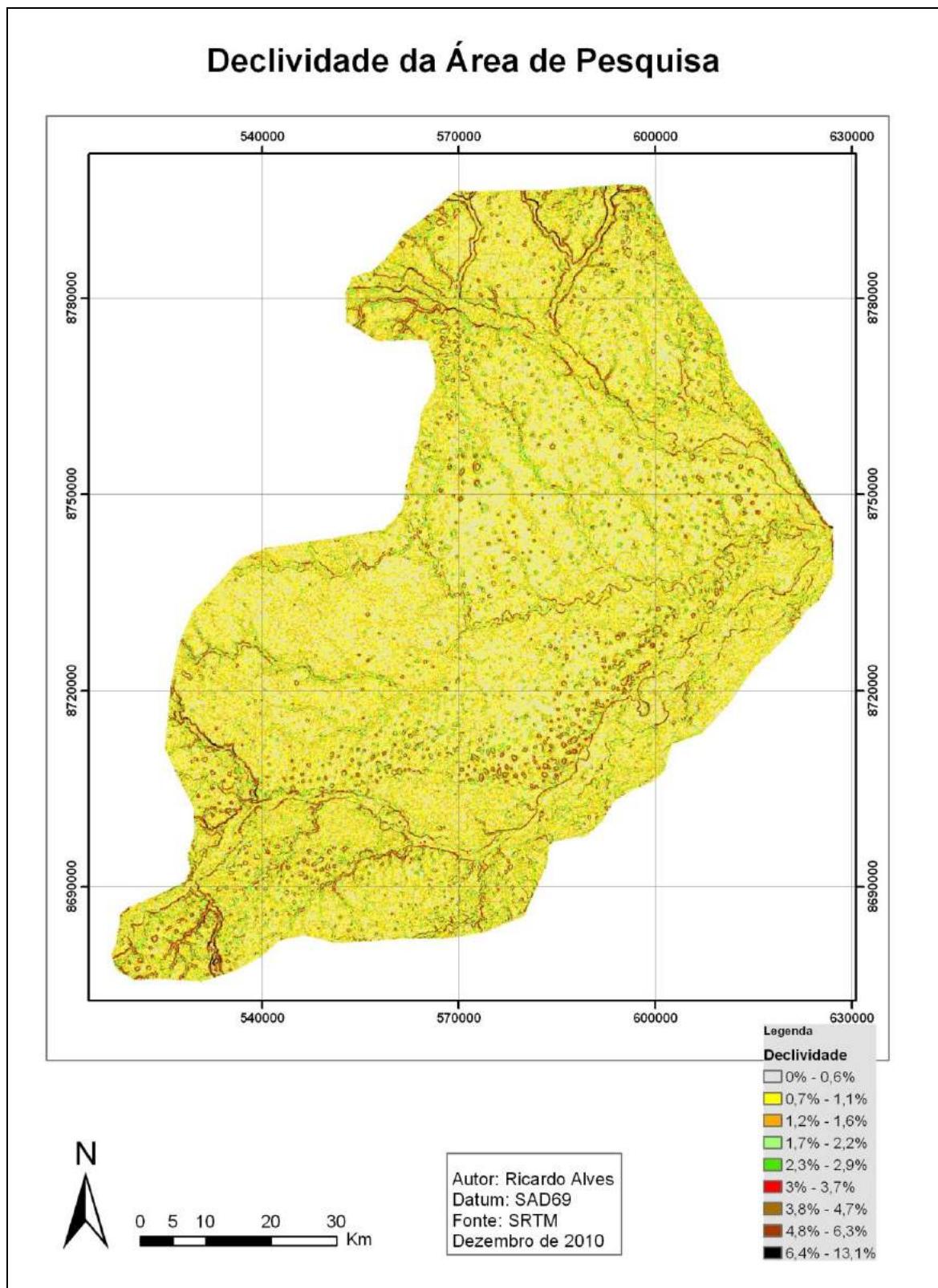


Fig. 36 – Declividade da área de pesquisa. Nota-se um aumento considerável da declividade próximo aos canais fluviais e das lagoas.

canais do rio Preto e Grande recortaram os depósitos dos sedimentos, dividindo os seguimentos das vertentes no depósito (Fig. 37).

O relevo da área de pesquisa tem um condicionante litológico causador de interferências nos ciclos erosivos. Esse condicionante é a serra do Boqueirão. Ela funciona como um barramento subsuperficial e superficial, causando modificações em ambos os fluxos. Há uma garganta epigênica estreita nessa serra, com 400m de largura em sua base, onde juntam-se os fluxos do rio Preto, Grande e córrego Vereda, transpondo a serra concomitantemente (Fig. 38). Afirma-se, portanto, que essa garganta pode ter a função de convergir os fluxos da zona a montante para o seu interior, além de provavelmente propiciar o seu barramento.

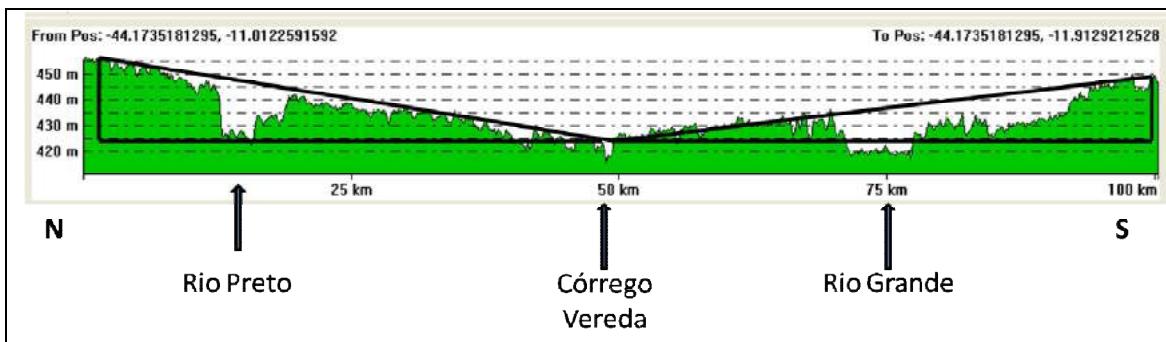


Fig. 37 – Continuidade do declive após o recorte feito pelos rios. A ligação aproximada dos topos mostra esta continuidade, além do próprio sentido e valor do declive dos seguimentos internos das vertentes.

No local há ainda outras formas de relevo que merecem destaque: as lagoas, dunas lunetas e a formação de terraços fluviais. Há um total de 1265 lagoas, o que representa uma lagoa a cada 6 hectares, além de 2 níveis diferentes de terraços no rio Preto e Grande, diversas evidências de trabalho de paleoeventos durante a formação de dunas lunetas e rede de drenagem pouco desenvolvida.

De acordo com depoimentos de moradores de Taguá, Jupaguá e Macambira, as lagoas são de extrema importância para manutenção das atividades antrópicas. Essa

importância não está relacionada com o suprimento de água para o Homem, mas para dessedentação de animais (Fig. 39), e fornecimento de sal, utilizado tanto no trato dos animais, quanto para o consumo humano. No período das navegações o sal das lagoas era extraído e exportado para a região de Pirapora – MG (depoimento de habitantes locais), e até hoje parte delas são denominadas de “salinas” pelos antigos moradores. A gênese dessas formas de relevo será discutida dentro do recorte temporal no qual cada uma delas foi formada, dando destaque para os processos ambientais associados.

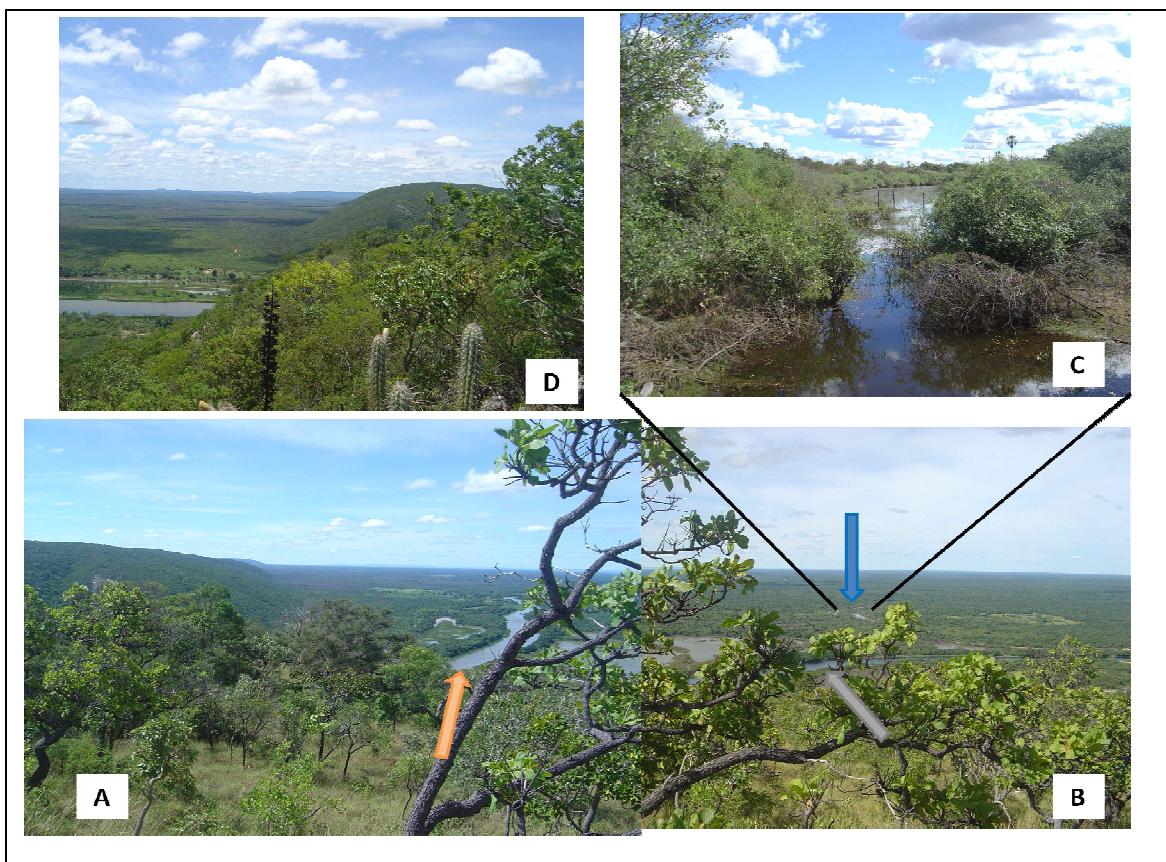


Fig. 38 – Figura representativa da garganta epigênica, para onde há a convergência dos fluxos. Na foto A, indicado pela seta laranja é possível observar o rio Grande. Na foto B, indicado pela seta cinza, observa-se o canal do rio Preto, enquanto que a seta azul mostra o córrego Vereda, que ganha evidência na foto C. A foto D mostra a vertente leste da serra do Boqueirão, após haver a confluência dos três canais.

Mas ainda é necessário mostrar uma utilidade que essas centenas de lagoas tiveram na pesquisa. As tradagens realizadas nas suas margens indicam que o material onde as

lagoas estão assentadas é consolidado e possui textura diferente dos sedimentos não consolidados do lençol de areia. Essas rochas possuem uma textura mais fina, podendo representar rochas sedimentares do grupo Urucuia ou sedimentares/metasedimentares de outras formações geológicas adjacentes (Fig. 40), que encontram-se recobertas pelos sedimentos do lençol de areia. Foi verificado que a média da diferença de altitude entre os topos das vertentes e as margens das lagoas é de 9 metros. Daí vem a utilidade das lagoas, que naturalmente formam um diferencial de altitude permitindo medir a espessura dos sedimentos, descartando a utilização de tradagens mais profundas para trabalhar com sedimentometria.



Fig. 39 – Lagoa localizada nas proximidades de Taguá. Ela possui regime intermitente, e nessa época havia água em seu interior. As marcas de pisoteio de gado comprovam o uso em atividades pastoris.

As formas de relevo seguem um padrão de ocorrência, permitindo a compartimentação geomorfológica em quatro conjuntos de feições: Planície Aluvial do Rio Grande, Leque Aluvial do Rio Preto, Planície Aluvial do Rio Curralim e Planície Aluvial de Mansidão (Fig. 41).

O uso das cartas imagens coloridas e em tons de cinza ajudaram a definir os limites dos compartimentos do relevo (Fig. 42A e 42B), além de contribuir para a sua caracterização. A Planície Aluvial do Rio Grande apresenta dois níveis de terraços fluviais, eventos de avulsão do canal com formação de canais distributários, a maior densidade de lagoas, baixa densidade de canais (principalmente a margem esquerda do rio Grande) e uma pequena quantidade de eventos eólicos (dunas lunetas). O Leque Aluvial do Rio Preto possui uma grande densidade de lagoas, a maior quantidade de eventos eólicos e rede de drenagem paralela, que está sendo desenvolvida na direção do antigo fluxo de sedimentos que formou o leque.



Fig. 40 – Fragmento de rocha recoberta pelos sedimentos inconsolidados.

A Planície Aluvial de Mansidão possui dois níveis de terraços fluviais; poucas evidências eólicas; alta densidade de canais, com canais principais largos e profundos; uma planície aluvial bem definida no extremo leste; alta densidade de lagoas, desenvolvidas principalmente sobre os sedimentos da planície aluvial “bem definida”; formação de pequenos

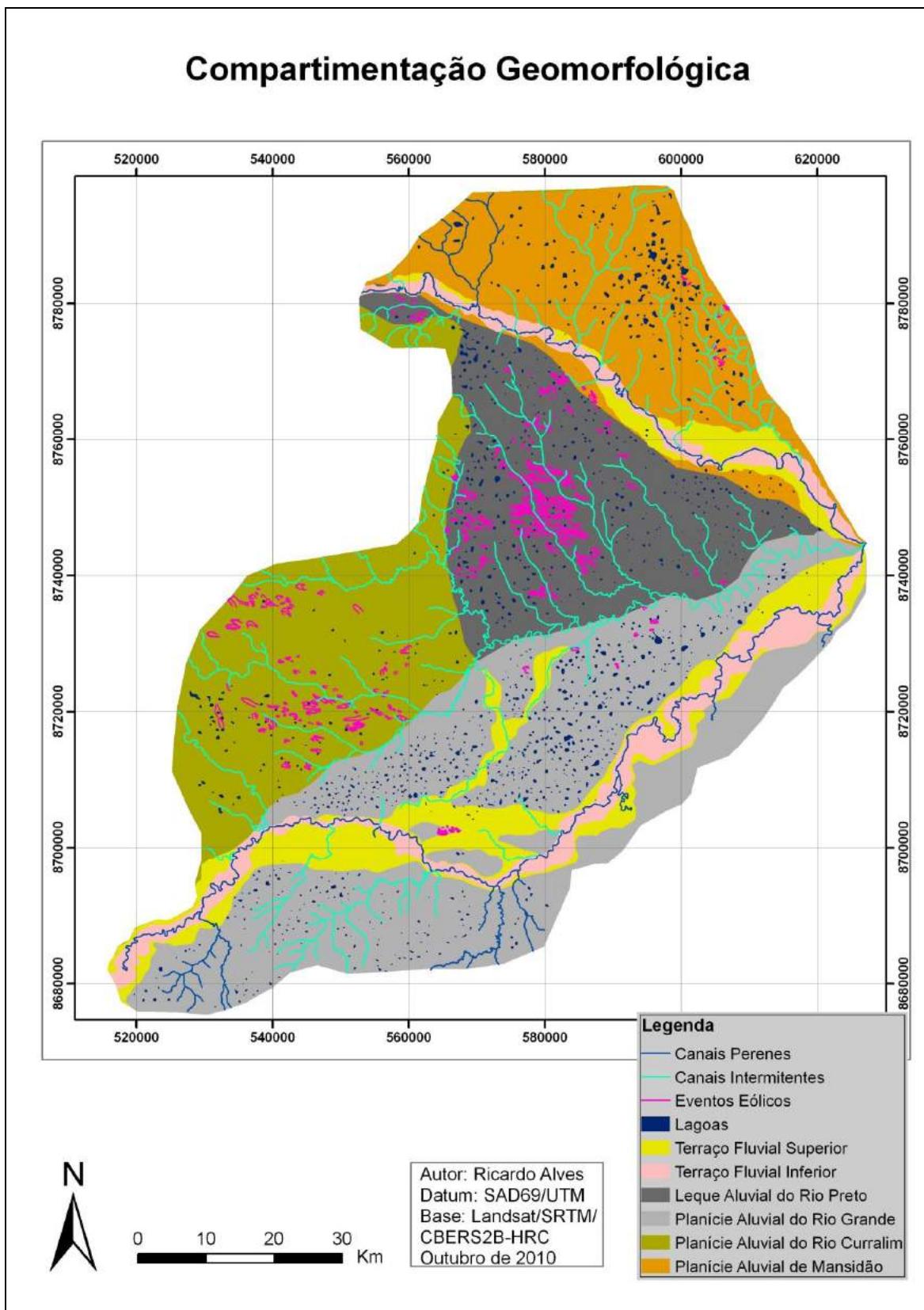


Fig. 41 – Diversidade e a quantidade de formas do relevo Quaternário sobre a área de pesquisa.

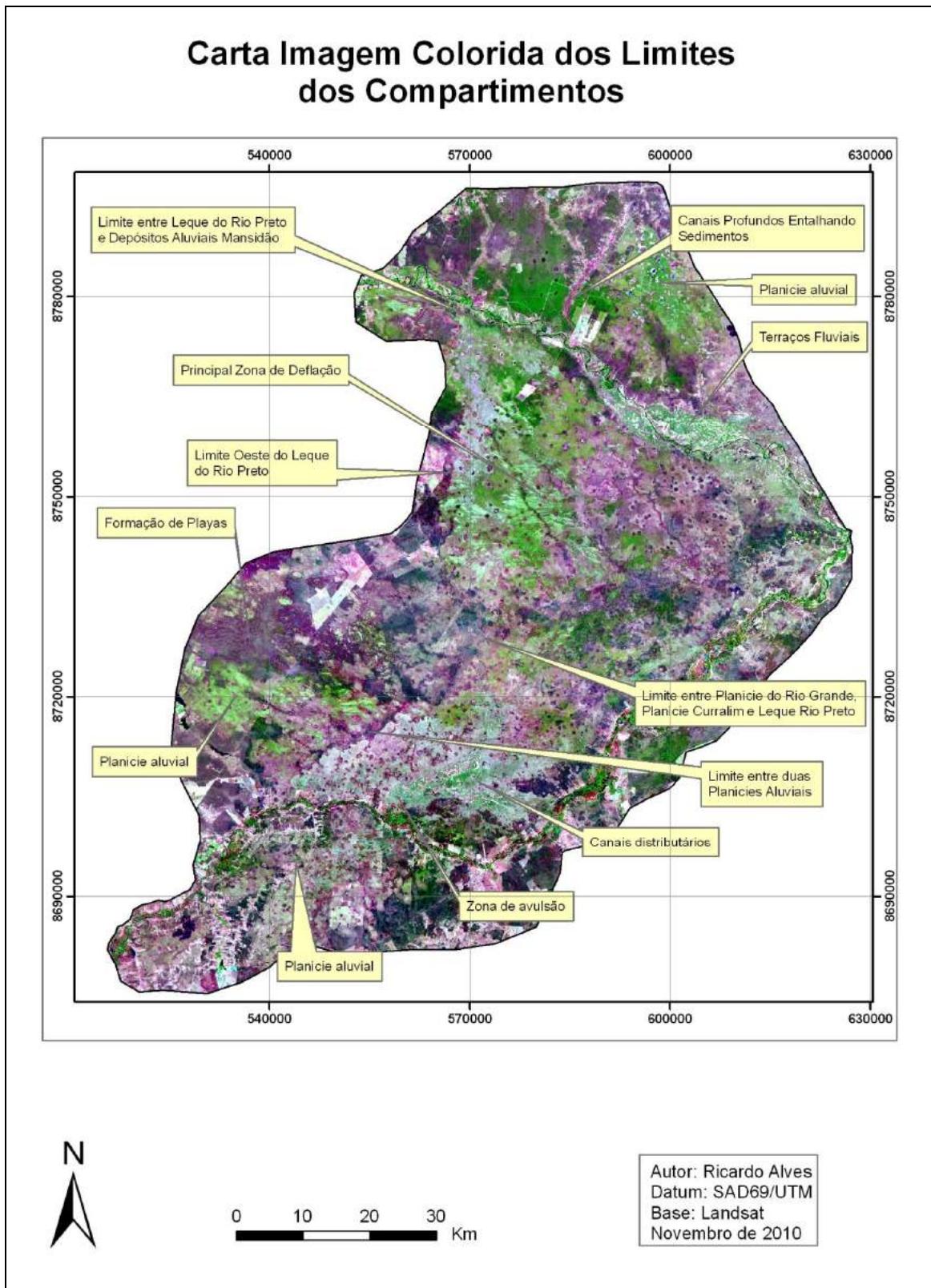


Fig. 42A – Feições na paisagem que indicam limites ou características naturais dos compartimentos geomorfológicos.

Carta Imagem em Tons de Cinza dos Limites dos Compartimentos

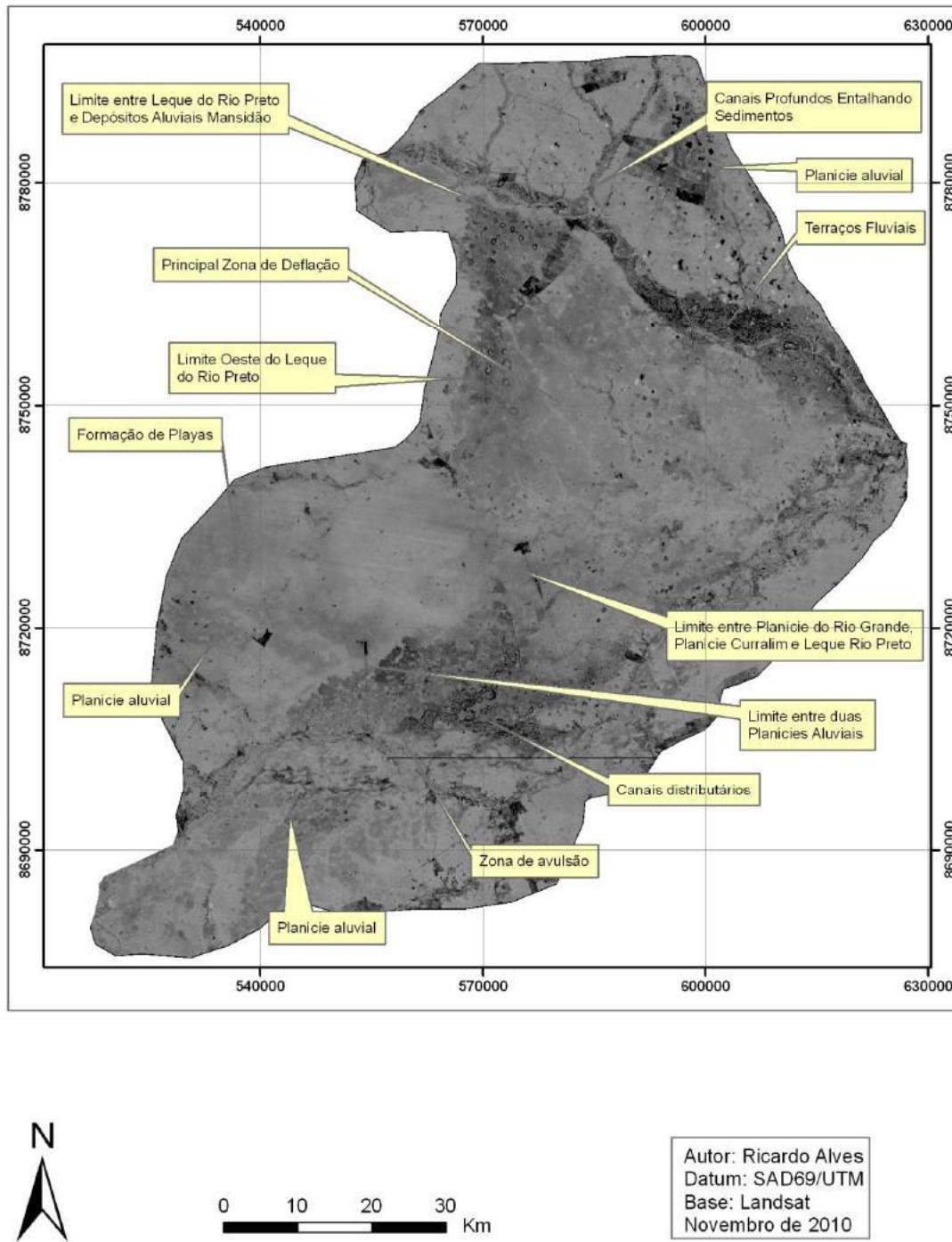


Fig. 42B – Feições na paisagem que indicam limites ou características naturais dos compartimentos geomorfológicos.

leques aluvias na região de encontro dos principais afluentes do rio Preto.

Já a Planície Aluvial do Rio Curralim, se caracteriza por apresentar a menor densidade de lagoas e a segunda maior densidade de eventos eólicos; há formação de playas; uma planície aluvial bem definida na região centro sul do compartimento; rede de drenagem com poucos tributários, e desenvolvida de forma remontante sobre o depósito, apresentando canais principais largos e profundos. No extremo norte desse compartimento há um aumento da deposição por ação de colúvios, pois a zona de relevo mais elevado está próxima à área dos depósitos.

8.1.2.1 – A gênese do relevo entre o Pleistoceno superior e Holoceno inferior

Esse recorte temporal se refere a datações LOE identificadas na área e dados de outros autores que correspondem ao intervalo entre 21Ka AP ($\pm 2,7$) e 7,8Ka AP ($\pm 0,840$). Entretanto, para entender e explicar alguns processos será necessário uma discussão com base em dados relativos ainda mais antigos do que os identificados nessa paisagem. Os dados do intervalo de datações foram obtidos da seguinte forma: análise da trincheira aberta na superfície da Planície Aluvial do Rio Grande, próximo a Taguá (poço TS-TG), que registrou uma variação entre 21Ka AP ($\pm 2,7$) (SAR) e 9Ka AP ($\pm 1,5$); análise da trincheira aberta no terraço fluvial superior em Buritizinho (TS-BT), que apresentou idades entre 19Ka AP ($\pm 1,2$) (SAR) e 10,5Ka AP ($\pm 0,7$); análise das amostras coletadas a 30cm de profundidade, sendo que uma foi retirada no centro da Planície Aluvial do Rio Grande (P 117), entre o rio Grande e o córrego Vereda e a outra foi coletada do fundo do terraço fluvial superior do rio Grande (PT 101), localizado a montante de Taguá, com datas respectivas de 7,8Ka AP ($\pm 0,840$) (SAR) e 7,6Ka AP ($\pm 0,570$) (Fig. 43).

O intervalo de tempo teve início no UMG, passa pela transição Pleistoceno/Holocene (10,5Ka AP) e termina no início do Hipsitermal. No decorrer desses 12.800 anos, houve a época mais fria dos últimos 130.000 anos, uma mudança climática abrupta caracterizada pelo Younger Dryas em um período interestadial e a transição de um período glacial para um interglacial. O resultado principal foi à modificação das formas do relevo nessa superfície, que deixou de ser predominantemente deposicional e passou a ser uma superfície de erosão.

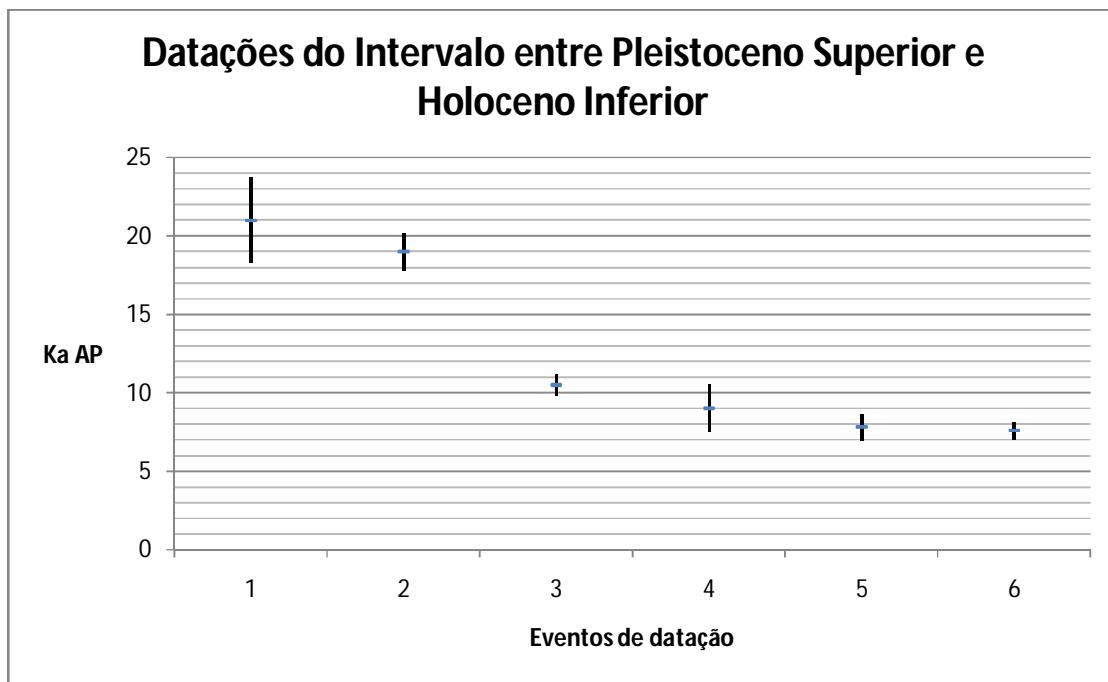


Fig. 43 – Datações e seus respectivos limites superiores e inferiores.

Durante o UMG a temperatura era mais amena e as precipitações diminuíram nas regiões tropicais, o que pode ter provocado uma expansão dos climas semi-áridos (NOAA PALEOCLIMATOLOGY, 2009; PMIP, 2009). Com essas características climáticas, principalmente pela diminuição e má distribuição da precipitação que também ocorre nesse tipo de clima, houve condições ideais para a expansão das deposições que formam o lençol, pois os fluxos advindos da chapada se tornaram difusos e em forma de rios. Havia,

portanto, um avanço maior da área do depósito em detrimento ao aumento de sua espessura, que também crescia, mas com menor intensidade.

A datação mais antiga foi registrada a 1,4m de profundidade na trincheira próxima a Taguá. No entanto, sabe-se que a espessura média do depósito é de 9m, o que implica que aproximadamente 7,6m de sedimentos não foram datados. A análise das datações permite extrapolar uma taxa de sedimentação para o período entre o UMG e a transição Pleistoceno/Holocene, que era de $2,9\text{cm Ka}^{-1}$ na superfície do lençol de areia e de $5,3\text{cm Ka}^{-1}$ no terraço superior do rio Preto. A média entre esses valores é $4,1\text{cm Ka}^{-1}$, e admitindo uma taxa de sedimentação constante, seria necessário um intervalo de tempo que extrapola a duração da última glaciação, que começou a pouco mais de 110Ka AP, para que todo esse sedimento fosse depositado (Tab. 8).

O importante nessa análise é que ela evidencia a possibilidade desses sedimentos serem resultados das flutuações climáticas envolvendo pelo menos dois ou mais períodos glaciais e dois (ou mais) interglaciais, incluindo o atual. Houve então outros diversos ciclos de deposição e erosão mais antigos do que os identificados aqui pelas datações e feições.

Tab. 8 – Taxa de sedimentação por trincheira e a média para o final do último período glacial. A linha inferior mostra a quantidade de milênios necessários para formação de toda espessura do lençol de areia de acordo com as taxas apresentadas.

UNIDADES	Sedimentação Trincheira de Taguá	Sedimentação Trincheira de Buritizinho	Média de Sedimentação
cm/Ka	2,9	5,3	4,1
Ka	262	143	185

De acordo com os intervalos de datações, a expansão do lençol teria predominado até a transição Pleistoceno/Holocene. Há diversos autores que caracterizam o início do Holocene como sendo de intensa precipitação nas regiões tropicais. Para analisar essa afirmativa, é necessário fazer dois grupos dos resultados de datação, de acordo com o

posicionamento geográfico em relação a serra do Boqueirão, e os eventos geomorfológicos associados. O primeiro reúne os resultados da trincheira de Taguá e dos pontos PT 101 e P117, com valores respectivos de 9Ka AP ($\pm 1,5$), 7,6Ka AP ($\pm 0,57$) e 7,8Ka AP ($\pm 0,84$), enquanto o segundo é formado apenas pelas datações da trincheira de Buritizinho.

O primeiro grupo tem os pontos de coleta distantes 25Km um do outro, e estão localizados de sudoeste para norte nas cotas 439m, 443m e 433m de altitude, e a uma distância média de 80Km do encontro dos rios Preto e Grande na serra do Boqueirão. A trincheira de Buritizinho está localizada a 22Km do encontro dos rios e a 425m de altitude.

Na região de Taguá é nítida a conexão que existia entre a margem direita e esquerda do rio Grande, separadas agora pelos dois níveis de terraços. Acredita-se que o período úmido do início do Holoceno foi o responsável pela concentração dos fluxos na superfície do lençol de areia, o que iniciou a formação do nível de terraço superior, pois a sua gênese já ocorria a 7600 anos antes do presente.

Mesmo com a separação dos planos das vertentes das duas margens, o setor localizado a esquerda do rio continuou passando por processos de erosão e sedimentação, o que é natural na evolução da paisagem. Prova disso é a datação obtida no ponto P 117, que registrou 7800 anos antes do presente, estando bem próximo aos valores encontrados para o terraço superior. Nota-se que estava havendo concomitantemente deposição na superfície do lençol de areia e a formação do terraço fluvial (Tab. 9).

O aumento da precipitação também foi notado pela modificação na taxa de sedimentação. Mais uma vez foi feita uma extração para essa taxa, considerando a datação dos sedimentos entre 9Ka AP ($\pm 1,5$) e 6,5Ka AP (± 1). Nesse caso, a taxa de deposição foi de $6,7\text{cm Ka}^{-1}$, representando um aumento de aproximadamente 230% em relação àquela do período anterior, que era mais seco.

Ao considerar os ciclos de Milankovitch, pode-se fazer inferências sobre as médias de deposição nos dois períodos. No início do primeiro período, o verão no hemisfério norte ocorria no Afélio, e o ciclo de obliquidade estava em seu menor estágio. No início do segundo período, o verão no hemisfério norte ocorria no Periélio e a obliquidade da terra registrava aproximadamente $23,5^\circ$ (valor parecido com o atual), e seguia uma tendência de aumento de ângulo. As condições do primeiro período certamente contribuíram para diminuição das precipitações e temperaturas médias globais, enquanto as condições ambientais do segundo período proporcionavam maiores índices de precipitação e aumento das temperaturas médias na Terra, influenciando diretamente nas taxas médias de deposição.

Tab. 9 – Datações importantes do Holoceno superior que evidenciam a continuidade da deposição difusa e da concentração de fluxos na região do atual rio Grande. Destaca-se que o dado da trincheira de Taguá foi ajustado para cima, de acordo com a tolerância identificada.

Profundidade em cm	Terraço Superior	Centro do Lençol de Areia	Trincheira Taguá
20	-----	-----	7,5
30	7,8	7,6	-----

Assim que o canal do rio Grande passa pela área onde há relevo residual do planalto ele apresenta mudanças abruptas de direção do curso. Na extremidade mais sudoeste da região pesquisada, o canal está alinhado na direção de 310° , e logo em seguida, inicia a mudança para sudeste, atingindo 30° . Por fim, o canal retoma o alinhamento anterior de 310° , mantendo o rumo até a serra do Boqueirão. A mudança repentina de curso pode explicar em parte a formação de uma paisagem bastante peculiar, que é o alargamento do terraço superior na região sul do lençol de areia, iniciando nas proximidades de Taguá e se estendendo até próximo a Macambira.

A primeira vista a paisagem formada nesse local parece representar o leito de um antigo canal, que chegaria atingir até 11 Km em alguns trechos, e com aproximadamente 5

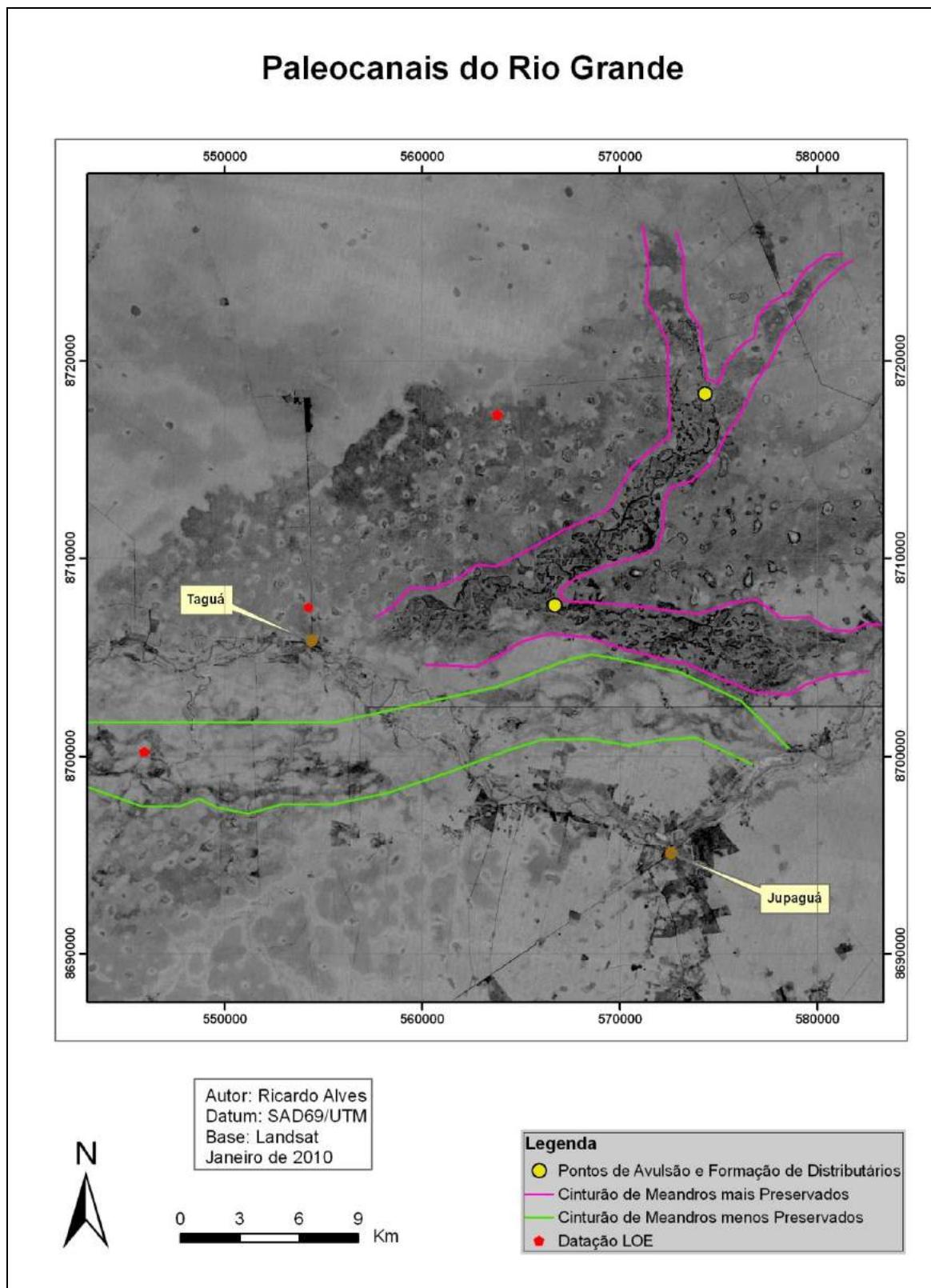


Fig. 44A – Paleocanais representados por formações de cinturões de meandros, sendo um menos preservado ao sul e outro mais preservado ao norte. O ponto de datação é o P 101.

metros de profundidade, o que passa a falsa idéia de que ele tenha sido esculpido na presença de um fluxo de maior volume e energia. Mas uma análise mais detalhada permite concluir que foi a migração lateral do canal, juntamente com processos de avulsão, que influenciaram na gênese desse nível de terraço (Fig. 44A e 44B).

O alargamento desse terraço ocorreu por meio da migração lateral do canal, que apresenta dois setores diferentes, sendo um mais a montante com migração do sul para o norte (setor α) e o outro a jusante migrando do norte para o sul (setor β). Ao traçar uma onda coincidindo com os máximos de migração lateral, há a formação de dois seguimentos, que dão origem respectivamente a uma crista no setor α e uma depressão no setor β (Fig. 45).

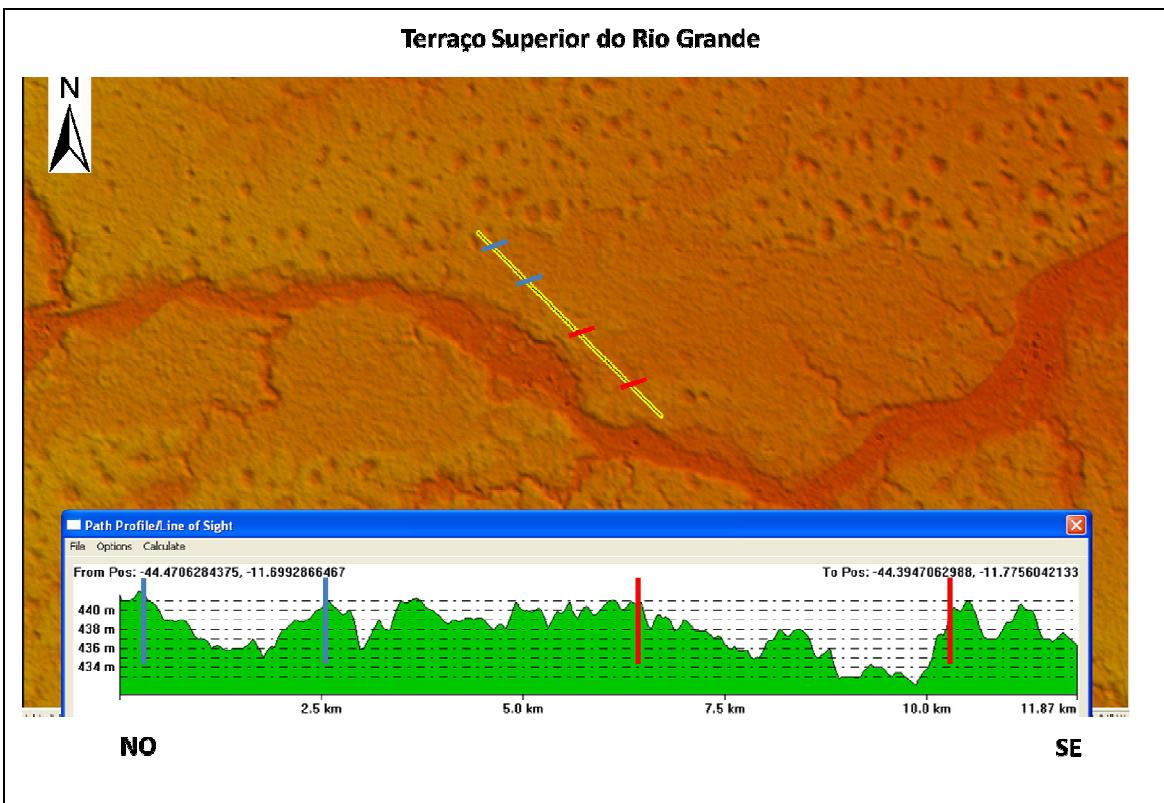
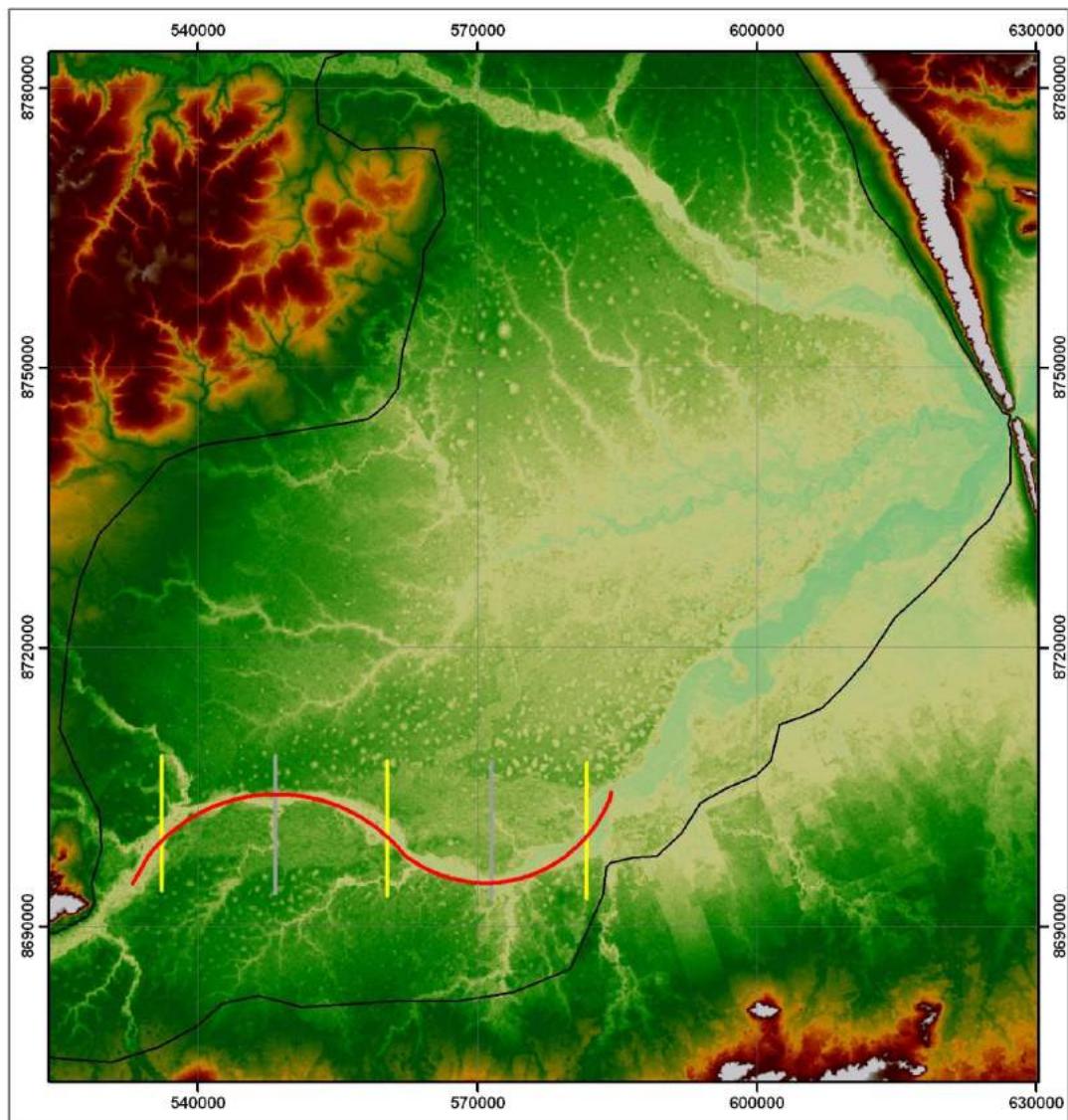


Fig. 44B – Duas antigas depressões por onde o fluxo do rio Grande passou. Note também as superfícies de maiores altitudes (residuais) que ficaram preservadas.

Alguns dados relevantes puderam ser evidenciados dessa análise. Primeiro, nota-se que a gênese do terraço superior pode estar relacionada a um movimento ondulatório, o qual atualmente possui uma crista e uma depressão com amplitudes iguais. Mas no início da

Análise da Formação do Terraço Superior



0 10 20 30 Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69/UTM
Base: Landsat
Janeiro de 2010

Legenda

- Área de Pesquisa
- Nó
- Eixo da crista/anti-nó
- Onda

Fig. 45 – Movimento ondulatório formado na superfície do terraço superior, o que dá origem ao processo de migração lateral. Destaca-se ainda que o setor α está compreendido entre o primeiro e o segundo nó, enquanto o setor β encontra-se entre o segundo e terceiro nó (da esquerda para direita).

formação do terraço superior (concentração dos fluxos) havia um cenário oposto, em que a atual crista era uma depressão e a depressão uma crista, evidenciando alguns elementos que caracterizam o movimento ondulatório estacionário, como os nós e anti-nós (Fig. 45). É importante ressaltar que os nós são pontos fixos e os anti-nós são pontos móveis em uma ondulação.

A análise por meio do movimento ondulatório auxilia a elaboração de deduções sobre idades seqüenciais de ocorrência dos eventos formadores do terraço, e ainda pode permitir relacionar o posicionamento do rio de acordo com os eventos temporais. Para fazer essa análise, parte-se do princípio de que no momento da concentração dos fluxos a crista e a depressão estavam invertidas, o que faz com que os sedimentos ao sul do setor α sejam mais antigos do que aqueles mais ao norte. No setor β isso não pode ser afirmado, pois de acordo com as evidências na paisagem, o canal primeiramente teria passado pela parte central, depois migrado para o norte e por último, migrado para o sul. Portanto, no setor β os sedimentos mais antigos são os da região central, os de idade intermediária da região norte e os mais recentes são da região sul.

A idade de 7,6Ka AP ($\pm 0,57$), foi identificada num ponto médio do setor de alteração de um anti-nó, o que indica que após essa época ele continuou a sua migração para o norte do setor α e, concomitantemente, mostra que a concentração dos fluxos já havia começado a certo tempo, pois um extenso registro do trabalho hidráulico já estava “impresso” na paisagem. Isso implica que boa parte de sua gênese ocorreu após o início do Hipsitermal.

O segundo grupo de datações LOE, que corresponde aos valores identificados na trincheira de Buritizinho, também trata de informações referentes à gênese do terraço superior. Mas é importante ressaltar que a dinâmica ambiental envolvida era um pouco diferente daquela existente na formação do terraço próximo a Taguá. Essa diferença se deu devido ao posicionamento geográfico, pois no caso de Buritizinho, a discrepância de altitude

entre o ponto de coleta e a base da serra do Boqueirão era menor. Hoje a diferença é de apenas 13m, enquanto a amplitude altimétrica chega a 28m no outro caso. A dinâmica ambiental também era diferente pelo fato dos fluxos hídricos terem concentrado e se ajustado na região do encontro entre a face leste do leque aluvial do rio Preto e face oeste do depósito aluvial Mansidão, proporcionando o aumento da taxa de erosão.

As características e o posicionamento geográfico da área desse segundo grupo podem ter dado origem a uma concentração precoce do fluxo, erodindo o lençol de sedimentos no intervalo entre 19Ka AP ($\pm 1,2$) e 10,5Ka AP ($\pm 0,7$), logo após o UMG, quando a temperatura da terra começou a ascenção. Portanto, o terraço superior do baixo curso do rio Preto tem sua gênese ligada a processos ocorridos em momentos mais antigos, diferente do que foi observado no terraço superior as margens do rio Grande. Isso pode ser explicado pela erosão remontante, que já estaria em atividade, e que demoraria mais tempo para ter efeito no terraço em Taguá, localizado em uma região mais a montante e em altitudes mais elevadas.

8.1.2.2 – A dinâmica do relevo no Holoceno médio e superior

Apesar do Holoceno médio e superior representarem aproximadamente os últimos 6.000 da história da Terra, diversas evidências de alterações climáticas, portanto ambientais, já foram registradas. Esse momento foi marcado por inversões relevantes entre períodos quentes e frios, secos e úmidos e amplamente descritas por autores que trabalham com palinologia, análises de núcleos de gelo e com análises de formação de solos e relevo. Os registros Holocênicos, por serem mais recentes, são encontrados na paisagem com maior grau de preservação (SALGADO-LABOURIAU, 2007).

O intervalo de tempo que será discutido nesse capítulo está entre 7,5Ka AP e 0,8Ka AP, começando no início da primeira fase do Hipisitermal, e terminando na Pequena

Era do Gelo. O conjunto de datações que representa essa fase está relacionado com as análises LOE da trincheira de Taguá, onde foi registrada 6,5Ka AP (± 1), e também com as idades obtidas numa zona que apresenta registros eólicos ainda visíveis por imagens de satélite, com valores de 3,9Ka AP ($\pm 0,6$) e 3,7Ka AP ($\pm 0,28$). As datações por ^{14}C evidenciaram resultados mais recentes, quando foi registrada a presença do Homem na região. As idades identificadas foram de 2,4Ka AP ($\pm 0,04$) e 0,88Ka AP ($\pm 0,04$) (Fig. 46).

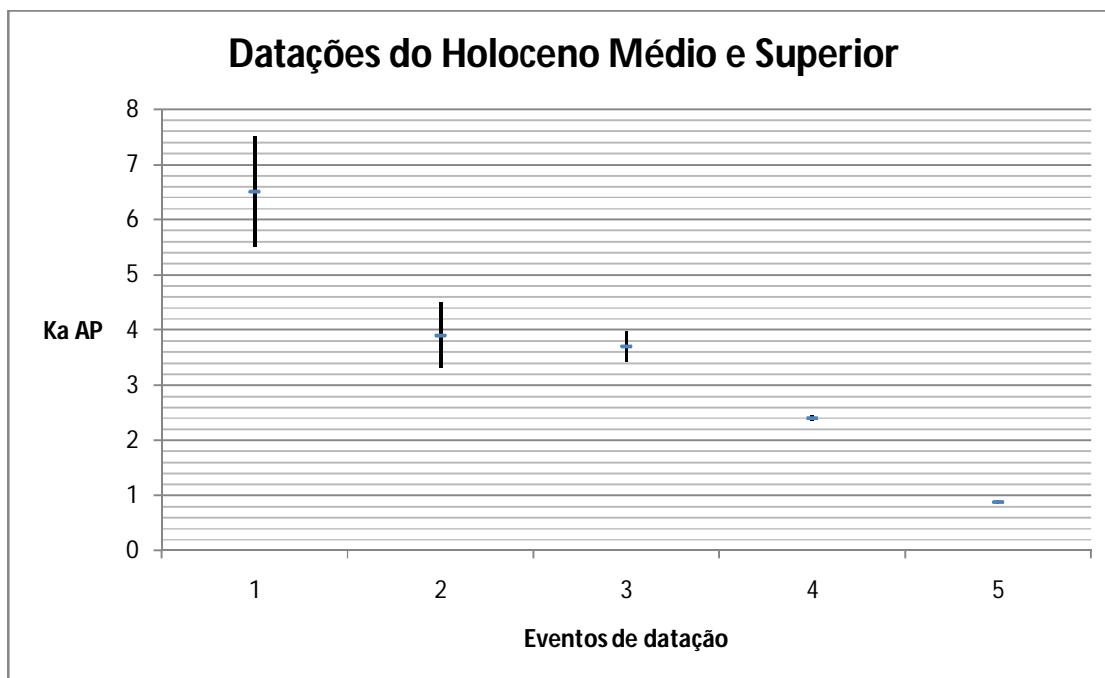


Fig. 46 – Datações Holocênicas e seus respectivos limites superiores e inferiores.

No Hipsitermal as temperaturas subiram e o ambiente ficou mais seco (Araújo, 2005). Acredita-se que as mudanças climáticas ocorridas nessa época foram tão significativas que o Homem que vivia na bacia do São Francisco acabou migrando para outras regiões, iniciando o período conhecido como “Hiato do Arcaico”, que é caracterizado por não possuir evidências da ocupação do Homem, indicando que as condições climáticas estavam hostis para a vida humana nessa bacia (Araújo, 2006).

O clima mais seco e quente ocorreu aproximadamente entre 7,5Ka AP e 4Ka AP. Não há registros de datações do início desse intervalo que comprove, mas foi justamente no início dessa fase mais seca que acredita-se que as primeiras deflações foram formadas, dando origem a boa parte das 1265 lagoas espalhadas sobre o lençol de areia (Fig. 47). O que passa a idéia de processos mais antigos é a falta de dunas lunetas, que são inerentes aos processos de deflação, e indicam a retirada de material da zona deflacionada. A idade mais avançada das primeiras deflações deu possibilidades para que a área de acréscimo dessas dunas fosse alterada pelos fatores exógenos.



Fig. 47 – Lagoas formadas pela ação eólica durante processos deflação. As duas fotos superiores representam lagoas perenes e as de baixo são lagoas intermitentes.

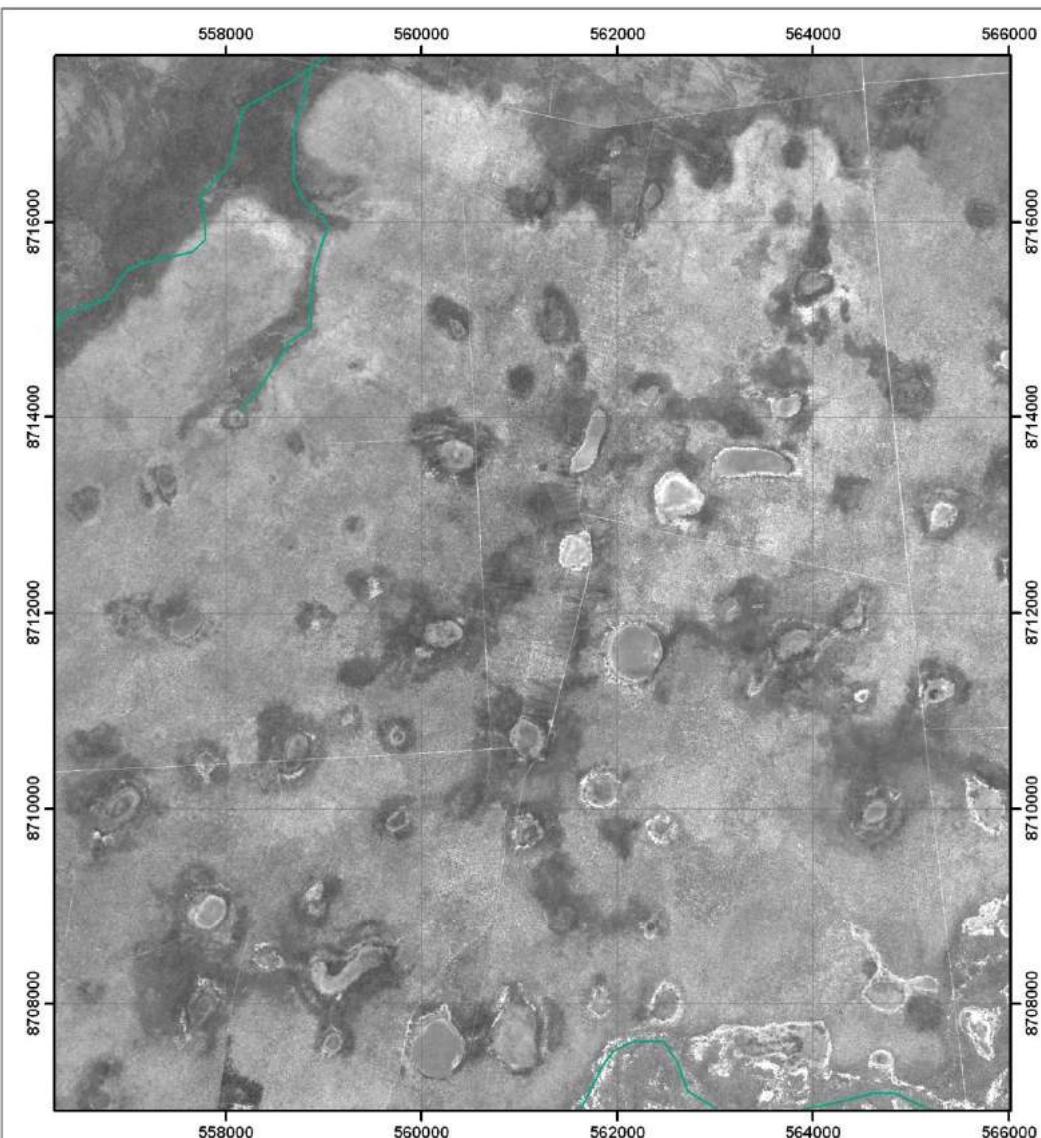
A descontinuidade de percolação vertical, formada no contato entre os sedimentos arenosos não consolidados e as rochas da base do lençol de areia, permitiu uma intensa percolação lateral da água. Por isso, em determinados locais formaram-se pontos de fraqueza no sedimento por dissolução, e o material foi retirado posteriormente pela ação eólica.

Latrubesse et al. (2001), afirmam que uma bacia de deflação tem influência eólica para retirada do material de cobertura, e que o transporte desse material pode ocorrer rapidamente. Eles ainda deixam evidente que esse tipo de forma do relevo é produzida pela ação ascendente de ventos helicoidais, que se tornam ativos em climas mais secos, durante as horas de maior aquecimento solar. Bryan (1923, *apud* LATRUBESSE et al., 2001), afirma que a deflação se torna ativa durante as menores alturas do freático, a capacidade de retenção de água do solo é pequena e os sedimentos estejam inconsolidados. Considerando essas afirmativas, juntamente com a idéia do Hiato do Arcaico, há sustentação da teoria de que as lagoas tenham sido formadas por processo de deflação no início do Ótimo Climático do Holoceno.

As dimensões das lagoas são bem variadas, com valores máximos de 1,15Km² de área e 25m de profundidade. Na realidade, a grande maioria não possui área maior que 0,5Km² e profundidade superior a 10m. As suas formas também são bastante diversificadas. Há aquelas em formato circular, alongada, “U” e poligonal (Fig. 48). É importante destacar que parte das lagoas permanecem com água durante o ano inteiro. Mas aquelas localizadas nas altas vertentes possuem regime intermitente. Análises por imagens de satélite permitiram identificar lagoas que secaram completamente, dando lugar há uma vegetação de grande porte e com verde exuberante o ano todo em seu interior (mesmo durante a seca).

Ao contrário do que ocorreu com as deflações do início do Hipsitermal, alguns desses processos mais recentes foram datados, e ainda apresentam as dunas lunetas associadas (Fig. 49). O último período de atividade eólica teria ocorrido no final do “Ótimo Climático do Holoceno”, que é representado por idades de 3,9Ka AP ($\pm 0,6$) e 3,7Ka AP ($\pm 0,28$), ambas obtidas respectivamente à margem direita e esquerda do rio Preto. As evidências eólicas notadas por imagens de satélite afastam a possibilidade da predominância de eventos hidráulicos em sua gênese, pois elas têm direção opostas a ação hídrica. Além disso, a

Distribuição das Lagoas a Nordeste de Taguá



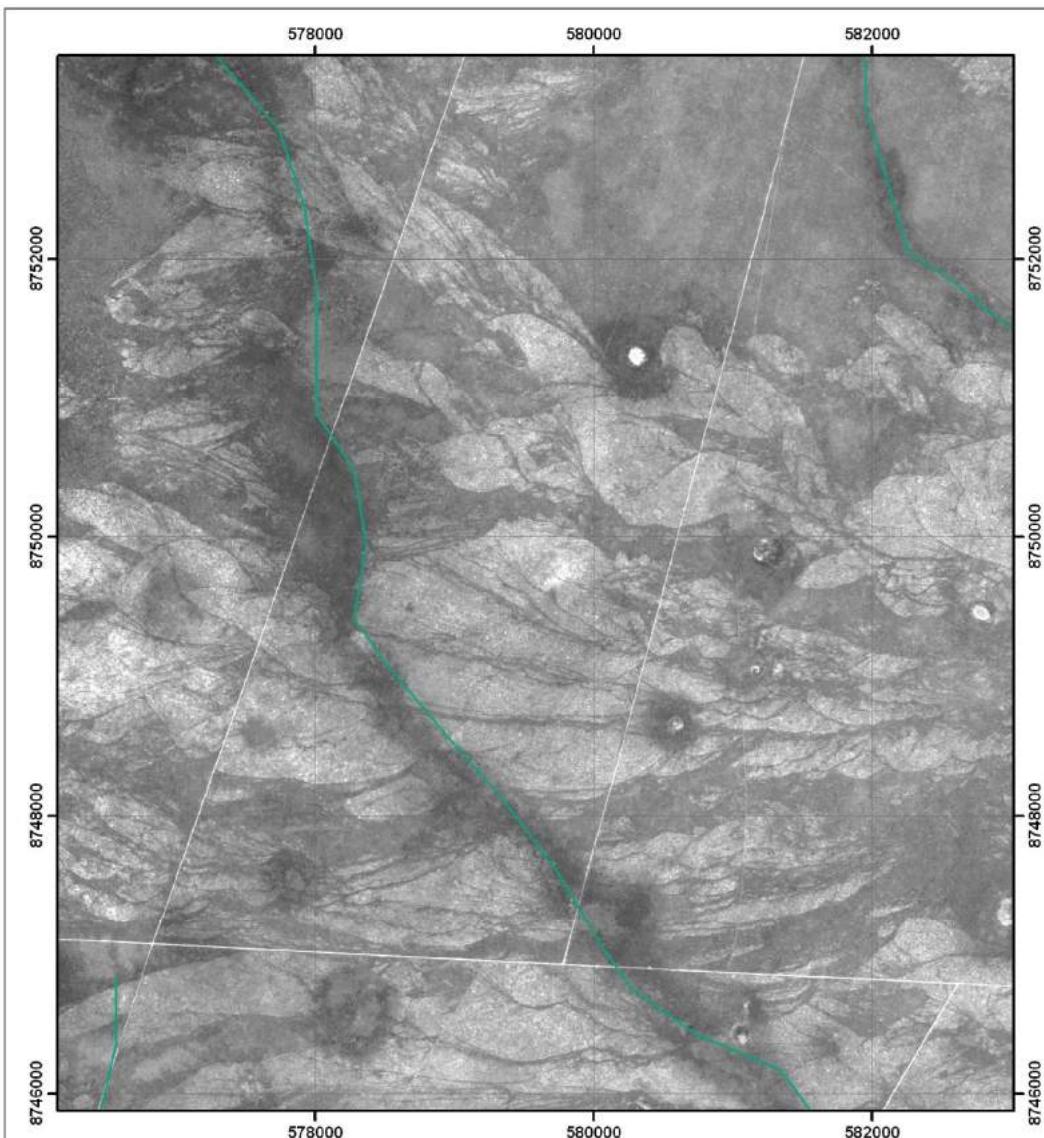
0 0,5 1 2 3 Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69
Fonte: CBERS2B-HRC
Abril de 2010

Legenda
Canais perenes
Canais intermitentes

Fig. 48 – As diferentes formas das lagoas e sua distribuição na paisagem.

Dunas Lunetas Associadas as Bacias de Deflação



0

0,5

1

2

3

Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69
Fonte: CBERS2B-HRC
Abril de 2010

Legenda

- Canais perenes
- Canais intermitentes

Fig. 49 – Dunas lunetas associadas a processos de deflação, indicando transporte eólico na paisagem.

diferença de altitude entre os pontos de coleta e o fundo do rio Preto é de aproximadamente 20m, o que reforça a possibilidade do vento ter sido o agente de transporte, e afasta ainda mais a interferência da água como agente de transporte.

As dunas lunetas foram identificadas, mapeadas e analisadas, e alguns padrões relevantes foram obtidos: predominância de direção de ventos, estado avançado de erosão, concentração de ocorrências e mesma direção dos padrões de ventos da atualidade.

Os ventos que formaram as deflações mais recentes eram predominantemente de sudeste e de leste, apresentando um valor médio de 292° (Fig. 50). Essas direções estão de acordo com as identificadas por Barreto no campo de dunas do São Francisco, cujo valor médio era de 287° (Barreto, 1996). As dunas lunetas possuem no máximo 3,5Km de comprimento e sua diferença de altitude não pôde ser observada por imagens SRTM, o que

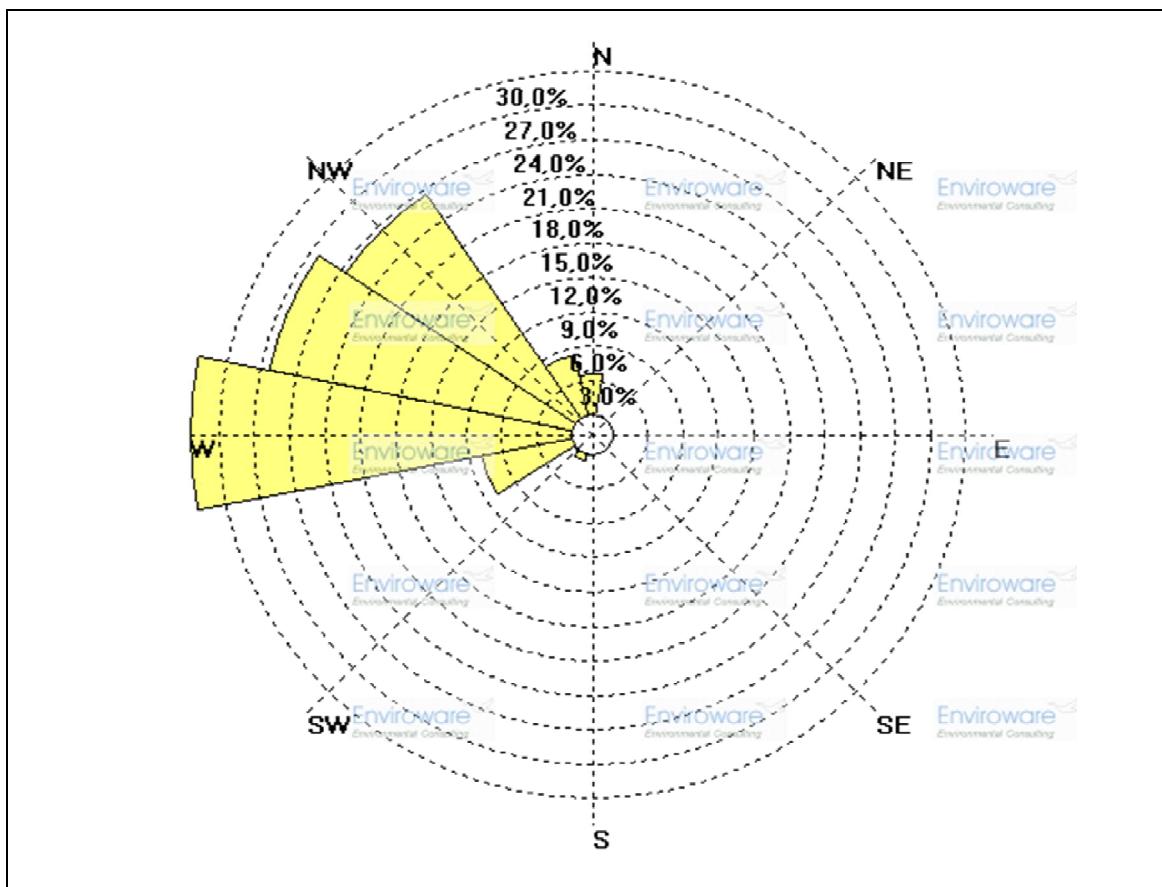


Fig. 50 – Direção preferencial dos ventos formadores dos processos de deflação.

pode ser um indicativo de intensa erosão sobre suas superfícies, ou mesmo que não tenham sido formadas com exageros verticais, havendo uma predominância de espalhamento dos sedimentos extraídos da bacia de deflação.

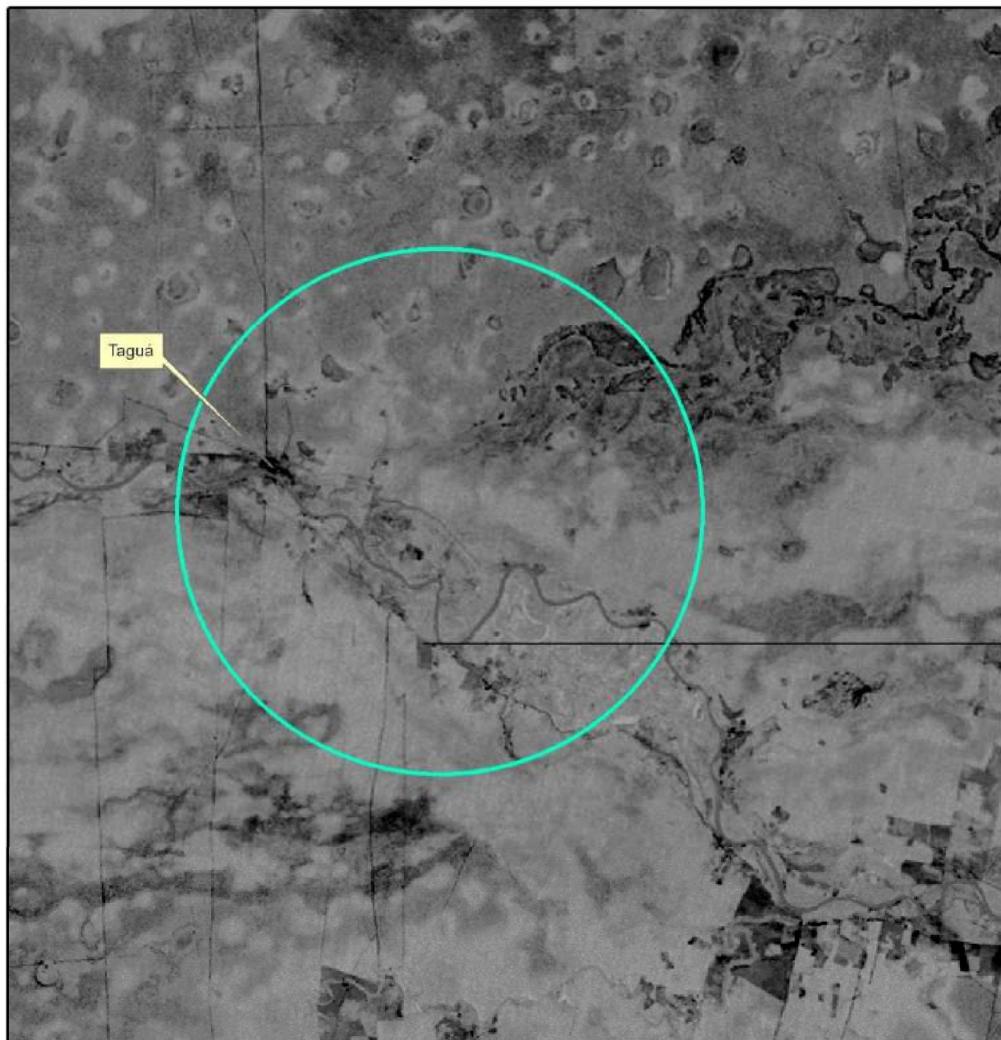
É notório na análise das deflações que a maior parte dos eventos estão localizados no setor oeste da área de pesquisa, concentrando-se entre o rio Preto e córrego Vereda e entre o rio Curralim e córrego Vereda. Mas há situações pontuais espalhadas sobre o lençol de areia, inclusive sobre o relevo residual no terraço superior entre Taguá e Jupaguá, em áreas onde as superfícies dos depósitos Pleistocênicos foram preservadas.

Existe uma relação inversa entre as áreas com ocorrência de deflação e aquelas onde houve a formação do terraço superior do rio Preto e Grande. Não são notadas bacias de deflação ou evidências eólicas sobre o terraço. A justificativa é que parte do material foi erodido pelo canal, e por isso não restou diferencial de altitude suficiente para formação das bacias de deflação. Isso ainda pode ser justificado pela exumação de horizontes subsuperficiais mais antigos e menos friáveis, os quais teriam resistido mais às ações eólicas.

Na realidade há lagoas sobre o terraço superior, mas possuem formas diferentes, que mostram que estão relacionadas ao trabalho fluvial durante as avulsões. A análise da formação do terraço superior e das deflações deixa evidente que esses processos não ocorreram em períodos distintos, apenas tiveram uma maior predominância em certas épocas do Holoceno. Portanto, durante a longa estação seca e quente de cada ano do Hipsitermal ocorria predominância da formação de deflações, enquanto durante os eventos chuvosos concentrados, típicos do semi-árido, havia expansão do terraço superior.

No Holoceno médio e superior pode ter ocorrido duas grandes avulsões no canal do rio Grande. Primeiro ele teria migrado para o norte e por último para o sul, na região do terraço superior próximo a Taguá (Fig. 51). A análise de idades correlativas, considerando

Zona de Avulsão do Rio Grande



0 1 2 3 Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69/UTM
Base: Landsat
Janeiro de 2010

Fig. 51 – O ponto nítido de conexão entre o paleocanal e o atual não pôde ser identificado pela imagem. Mas acredita-se que ele esteja na área circulada em azul.

dados de temperatura e precipitação no Holoceno, permite uma discussão sobre quando ocorreram essas avulsões.

De acordo com Bigarella (2007), no momento de transição entre climas secos e úmidos e vice versa, o processo erosivo se torna mais eficiente. Sustentado por essa teoria, e ainda pelo fato da existência do cinturão de meandros menos preservados, datados em 7,6Ka AP ($\pm 0,57$), acredita-se que a migração para o norte, onde há o cinturão de meandros mais preservados, teria ocorrido aproximadamente entre 6Ka AP e 5Ka AP, momento que ocorreu pelo menos duas mudanças climáticas significativas entre as duas fases quentes e secas do Hipsitermal. O último grande processo de avulsão ainda ocorreu durante a gênese do terraço superior, entre 4Ka AP e 2,5Ka AP, momento em que o Hipsitermal terminou e o clima mundial admitiu temperaturas mais amenas e possíveis aumento na quantidade e intensidade das precipitações, além de uma melhor distribuição das chuvas.

No mesmo período em que ocorreu a última avulsão, já havia condições para um maior aprofundamento dos canais do rio Preto e Grande. Com o avanço da erosão remontante o terraço superior passou a ser erodido, e um terraço inferior teve sua gênese na paisagem. Atualmente, na área de pesquisa a diferença de altitude entre os dois terraços é em média de 10m. Na região do leque do Taquari, Assine (2004) também observou essa diferença de nível entre dois terraços fluviais. O autor afirma que a diferença entre os dois terraços é de 5m.

A rede de drenagem de ordem inferior teve uma evolução mais significativa a partir do aprofundamento do nível de base do rio Preto, Grande e do córrego Vereda, o que teria sido acentuado nos últimos 4000 anos, com a formação do terraço inferior. No entanto, mesmo com o clima semi-árido do “Ótimo Climático do Holoceno”, havia condições para concentração de fluxos, e nesse período pode ter sido formado os primeiros sulcos ou canais, que contribuíram para evolução de uma rede de drenagem arréica para uma exorréica, no topo dos depósitos aluviais.

É notório que a rede de drenagem está evoluindo de forma remontante na direção contrária aos antigos fluxos de sedimentos que originou cada um dos compartimentos geomorfológicos. No leque aluvial do rio Preto, a drenagem está evoluindo para noroeste; na planície aluvial do rio Grande a drenagem está direcionada para sudoeste; no depósito aluvial rio Curralim, a drenagem está orientada para oeste; e no depósito aluvial Mansidão, a drenagem está evoluindo para o norte e noroeste.

É possível analisar a rede de drenagem e dividi-la em dois grupos: drenagem intermitente/efêmera e drenagem perene (Fig. 52). Os canais perenes são representados pelo rio Preto e Grande, além de outros poucos de seus afluentes que nascem na chapada do São Francisco. Contrapondo a isso, os canais intermitentes/efêmeros predominam na área do lençol de areia. Na região central, a densidade de canais é maior entre o córrego Vereda e o rio Preto, o que pode estar relacionado a antigos canais preferenciais existentes durante a formação do Leque Aluvial do Rio Preto. Esse modelo não se aplica a Planície Aluvial do Rio Grande, onde a deposição parece ter sido em um sistema com fluxos mais difusos, que gera poucos caminhos preferenciais. A maior densidade de canais nos outros dois compartimentos geomorfológicos é explicada pela conexão dessas unidades às áreas elevadas da Chapada do São Francisco.

O grande número de lagoas também podem ter contribuído na gênese e desenvolvimento da rede de drenagem. Isso ocorreu porque durante os eventos chuvosos de maior intensidade, algumas lagoas não suportaram o volume de água, transbordando e unindo-se a outras lagoas, provocando aí um efeito “dominó”, com uma série de lagoas transbordando e o fluxo escoando sobre a superfície, entalhando a rede de drenagem.

Fica evidente que houve uma junção de fatores que influenciou na gênese e desenvolvimento da rede de drenagem sobre o lençol de areia, com processos iniciados ainda no Pleistoceno, e intensificados no Holoceno superior. Primeiro houve a concentração de

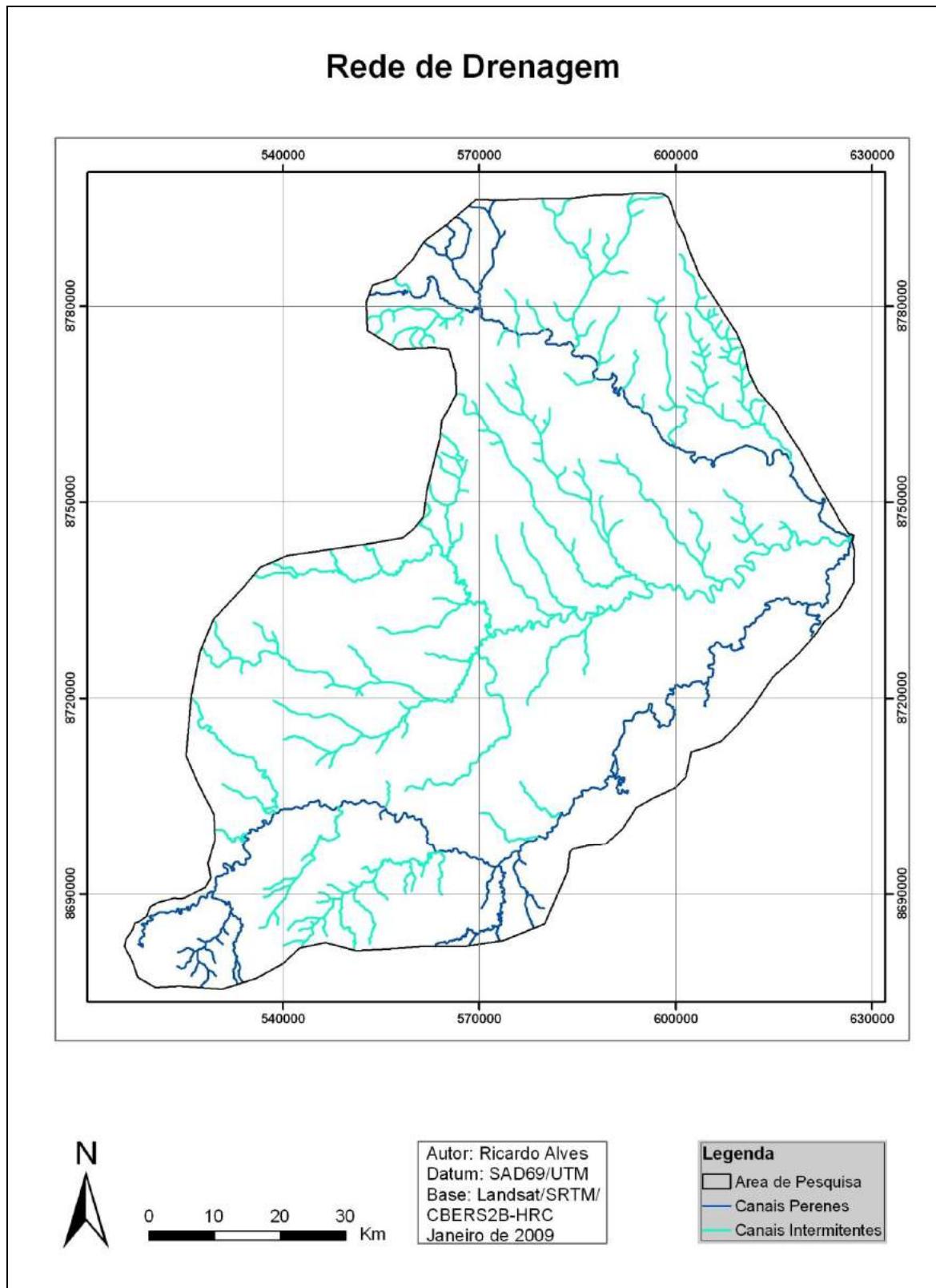
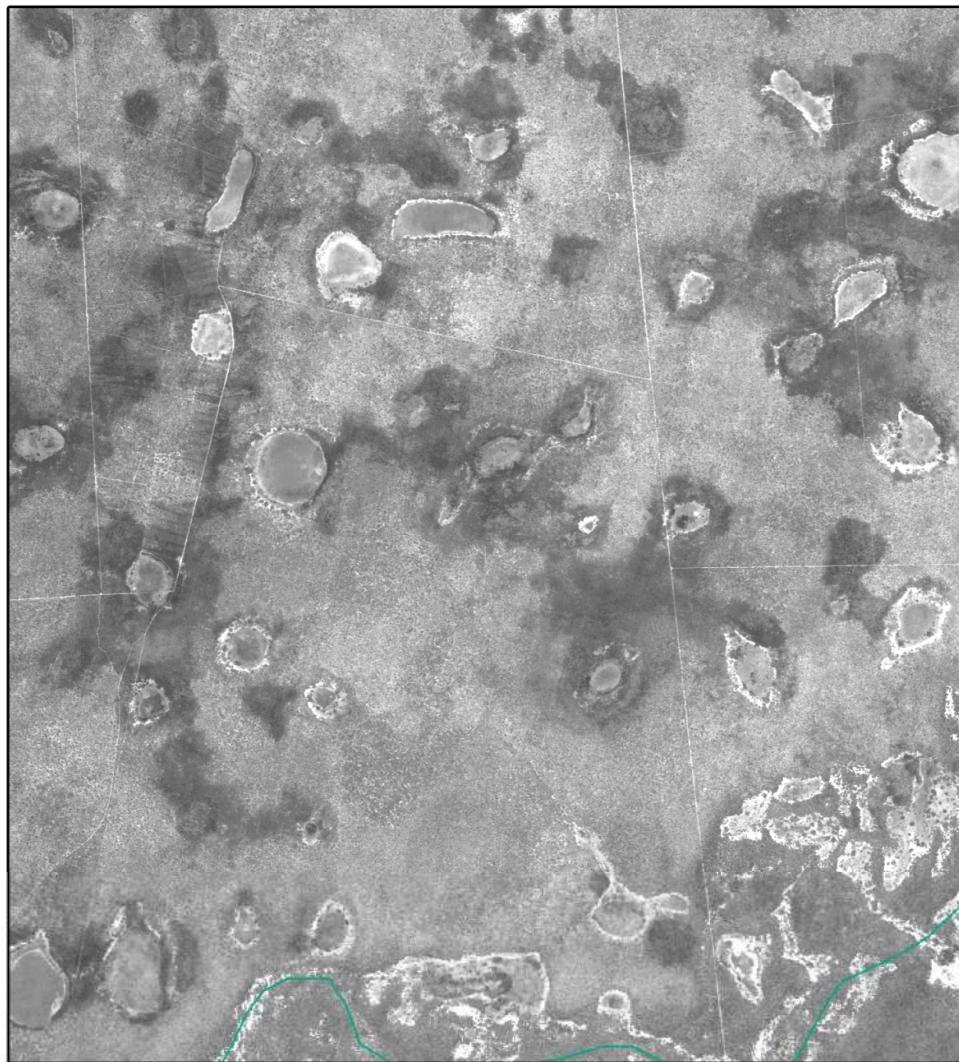


Fig. 52 – Divisão da rede de drenagem. Nota-se que a maioria dos canais são intermitentes e também alguns padrões, como por exemplo, diferença na densidade de drenagem e orientações preferenciais de acordo com o comportamento geomorfológico.

Interligação das Lagoas



0 0,5 1 2 3 Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69
Fonte: CBERS2B-HRC
Abril de 2010

Legenda
■ Área
— Canais perenes
— Canais intermitentes

Fig. 53 – Entre as lagoas há uma linha de vegetação mais densa, que indica caminhos preferenciais por onde a água passa durante eventos de transbordamento.

fluxos nos canais do rio Preto no pós UMG e no rio Grande a partir da transição Pleistoceno/Holocene, formando-se aí os níveis superiores dos terraços fluviais, antigo nível de base local. Em seguida, as deflações maximizaram o desenvolvimento da drenagem com os transbordamentos das lagoas (Fig. 53), o que teve condições de ocorrer a partir do Holocene Médio, mas em maior intensidade após o final do Hipsitermal, quando as precipitações aumentaram. Concomitante a isso, estava ocorrendo o aprofundamento do nível de base, através da formação do terraço inferior, aumentando a energia potencial, e com reflexos no acréscimo da taxa de erosão.

Evidências de fogo sobre o lençol de areia foram observadas a 2,4Ka AP ($\pm 0,04$) e 0,88Ka AP ($\pm 0,04$). A idade mais antiga foi identificada a 80cm de profundidade, e a idade mais recente foi identificada em uma linha de carvão, sem uniformidade, a 20cm de profundidade. Como a profundidade é pequena, o material carbonizado deve estar relacionado com queimadas ocorridas em superfície, que foram transmitidas para subsuperfície por meio de raízes e troncos.

8.2 – Gênese e evolução dos solos e a influência dos paleoambientes

Os solos de um ambiente agradacional são formados a partir de sedimentos não consolidados inalterados, ou que já sofreram intemperismo, que mesmo incipiente, começa a alterar as características iniciais dos sedimentos. A intensidade das alterações químicas, físicas e orgânicas, depende muito do ambiente natural que os sedimentos estão submetidos. O aumento da umidade e temperatura, por exemplo, acelera a ação do intemperismo, enquanto que no caso inverso, a taxa de intemperismo diminui.

A análise dos sedimentos que deu origem aos solos é extremamente relevante para interpretações sobre a direção e ambientes de transporte. Há características físicas e químicas,

que são impressões deixadas por dinâmicas passadas, como a forma e textura superficial dos grãos de quartzo, a mineralogia das argilas e o diâmetro médio. Essas características foram pesquisadas, e com o auxílio de outros estudos, deu respostas sobre a evolução da paisagem do Pleistoceno superior e do Holoceno.

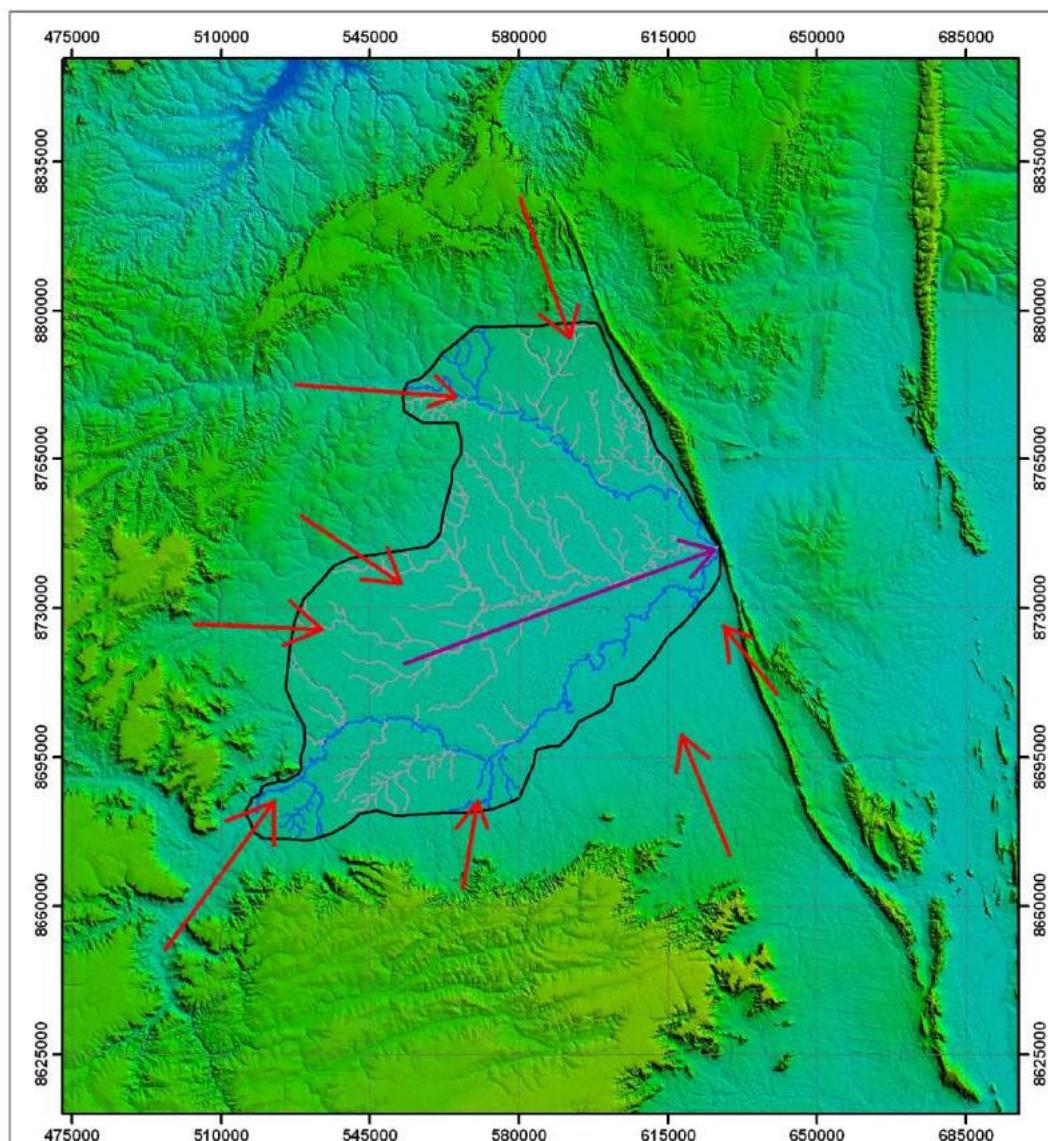
8.2.1 – O transporte de sedimentos durante a formação do lençol de areia

A análise geomorfológica permitiu definir que os sedimentos que compõe o grande lençol de areia, são frutos da evolução das vertentes regionais, que por meio de processos de aluviação e coluviação, foram depositados na Depressão do São Francisco. O lençol de areia está circundado por zonas de altitudes mais elevadas, representadas pela unidade de relevo das Chapadas do São Francisco e suas escarpas e o relevo residual do Espinhaço. Os fluxos de sedimentos provenientes dos topos provavelmente eram convergidos para o centro do lençol de areia, e posteriormente na direção da garganta, onde há o encontro dos rios Preto e Grande e do córrego Vereda na serra do Boqueirão, e que funcionava como controlador do comportamento e da saída de sedimentos do sistema (Fig. 54).

Para discutir essa teoria, deve-se levar em conta as inferências feitas por pesquisadores que consideram que a análise do diâmetro médio, grau de seleção e a assimetria, deixa evidente a direção dos vetores de transporte dos sedimentos (CHENG et al., 2004; POIZOT & MÉAR, 2008; VEIGA et al., 2005). O grau de seleção, o diâmetro médio e a assimetria foram analisados, em quatro horizontes diferentes, sendo a 150cm, 100cm, 50cm e na superfície.

O grau de seleção diminui de oeste para o leste nos quatro horizontes, mostrando que a seleção melhora com o transporte (Fig. 55A, 55B, 55C e 55D). De fato, o que predomina são sedimentos pobemente e muito pobemente selecionados, que é característico

Direção/Entrada/Convergência e Saída de Sedimentos



0 10 20 40 60 Km

Autor: Ricardo Alves
Datum: SAD69
Fonte: SRTM
Dezembro de 2010

Legenda

- Área de Pesquisa
- Convergência e saída de sedimentos
- Entrada de Sedimentos
- Canais perenes
- Canais intermitentes

Fig. 54 – Comportamento dos fluxos de energia e matéria. Os fluxos são provenientes de toda a área circundante e convergem para a estreita passagem na garganta.

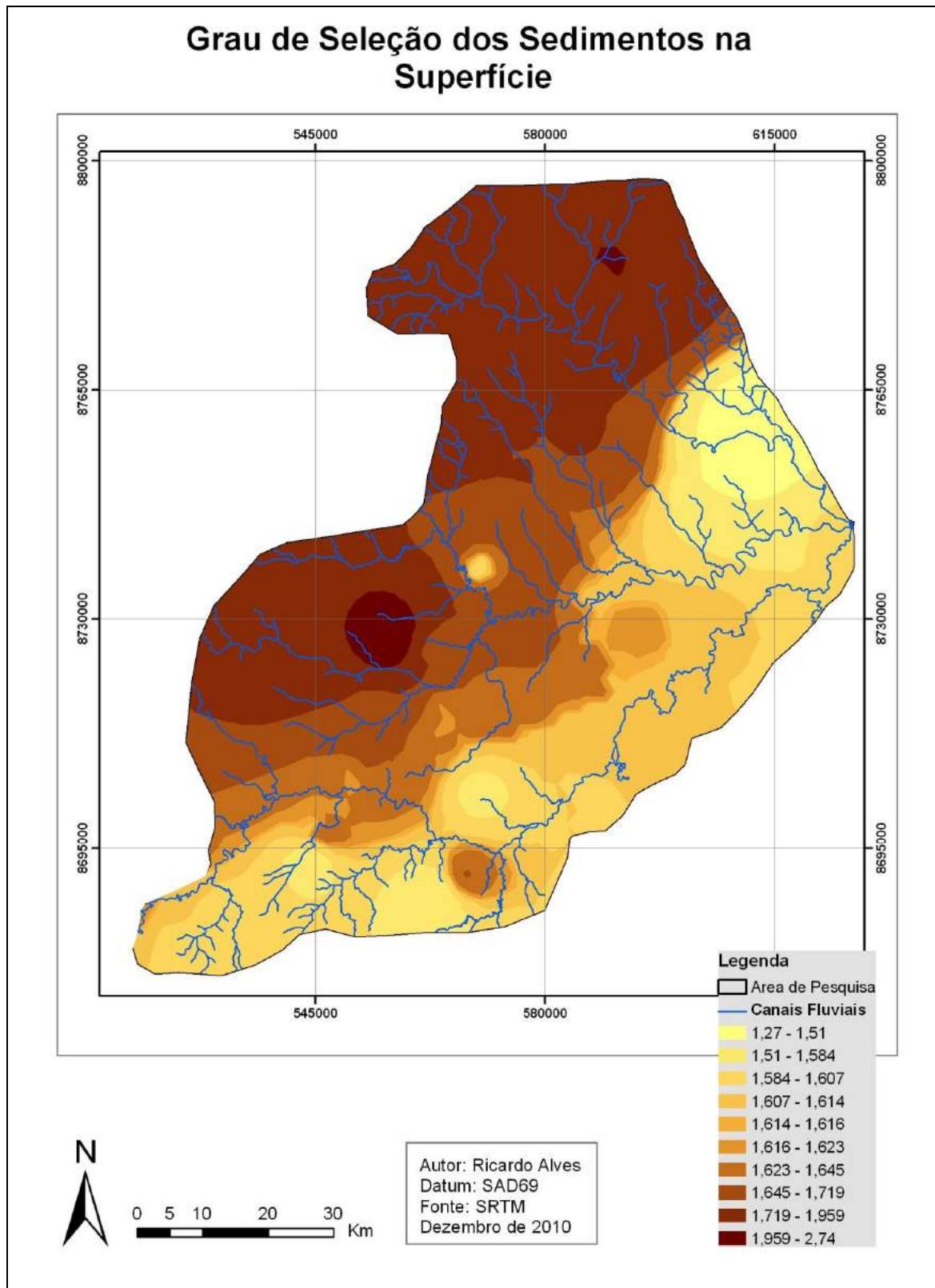


Fig. 55A – Há uma significativa melhora na seleção de sedimentos nesse horizonte de oeste para leste.

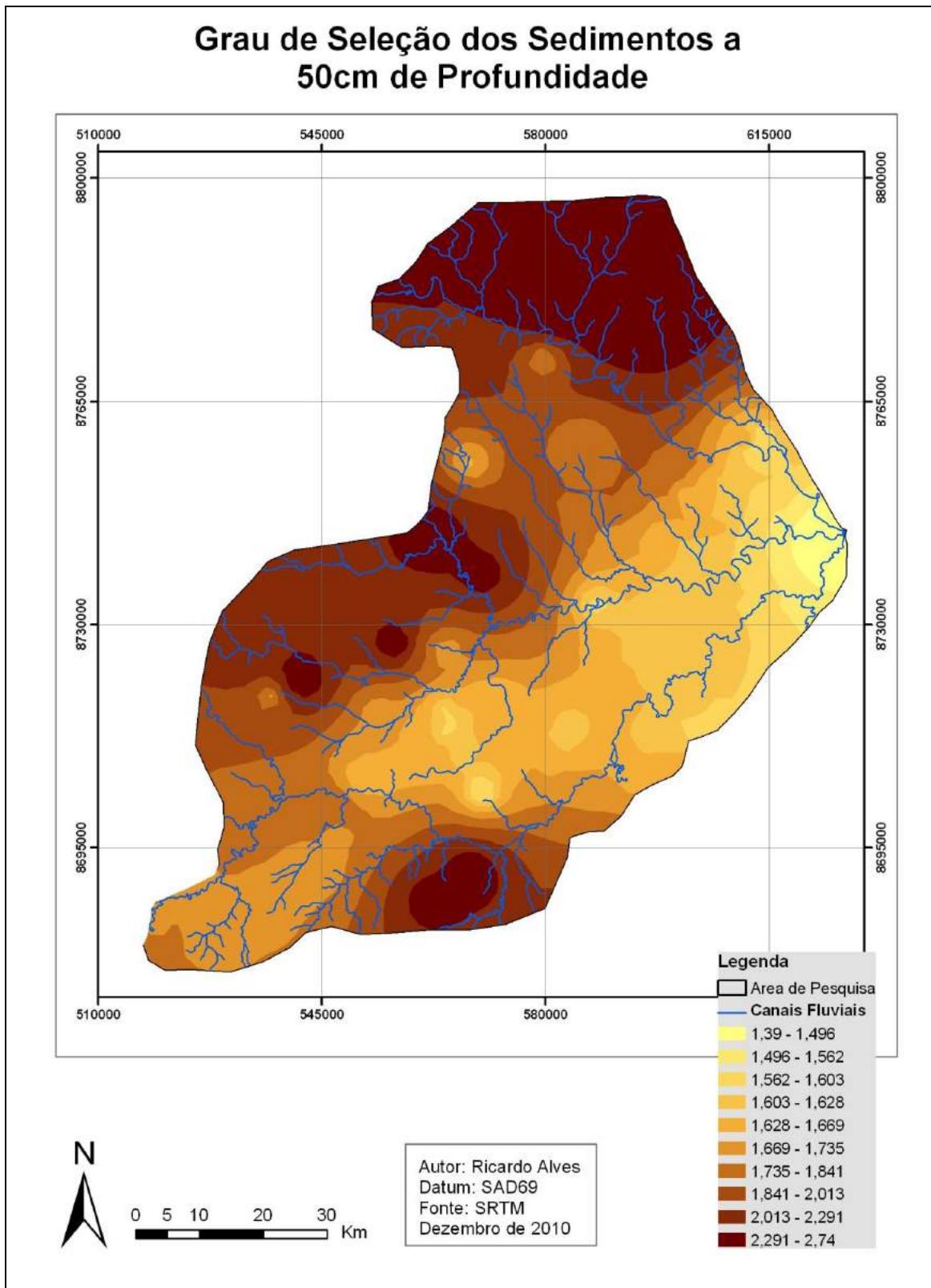


Fig. 55B – Nota-se nesse horizonte que a seleção melhora das bordas para o centro e do centro para o leste, evidenciando melhora de seleção no sentido do transporte.

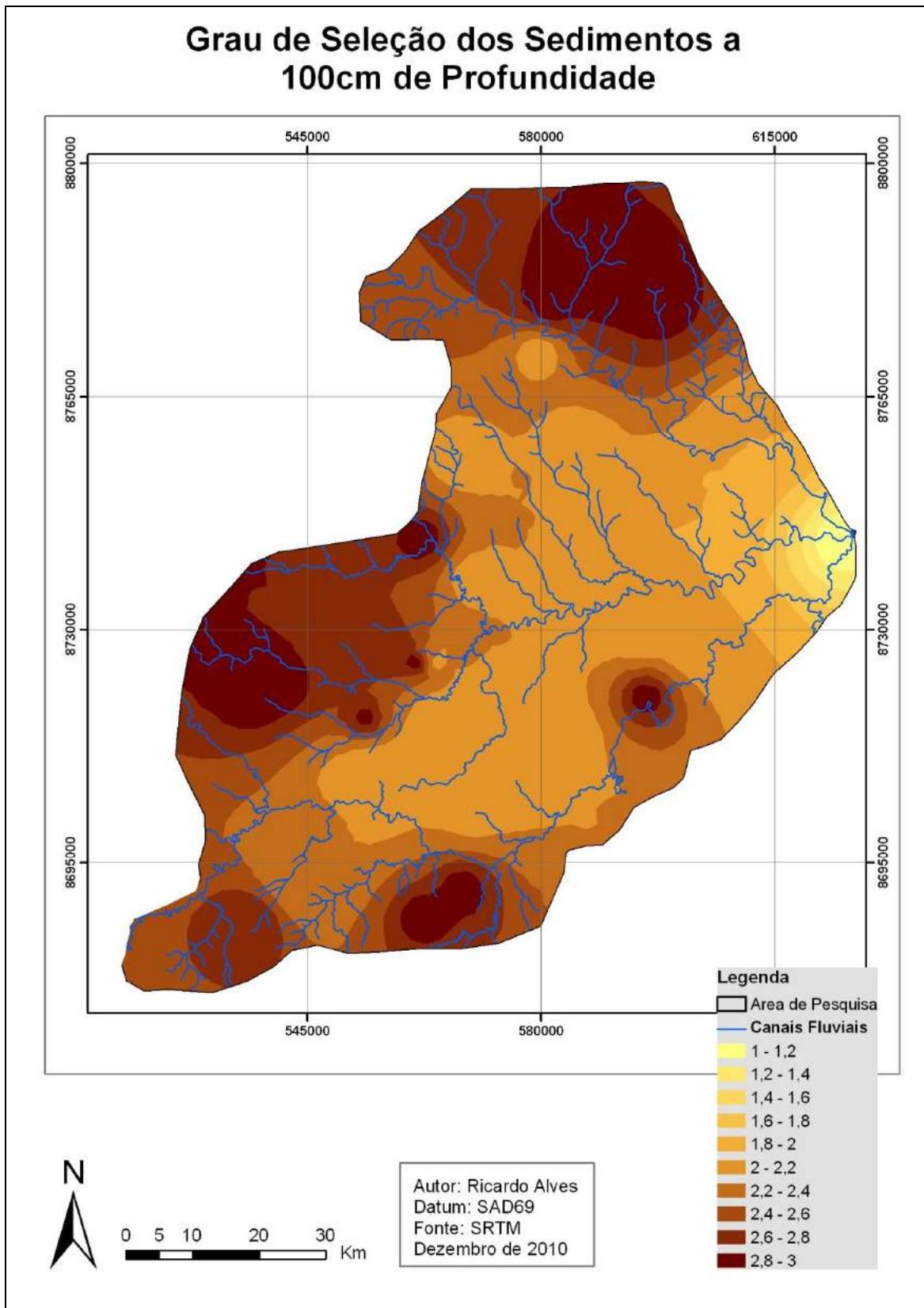


Fig. 55C – A deposição desse horizonte também seguiu parâmetros parecidos com os do horizonte superior, mostrando melhora na seleção no sentido dos fluxos.

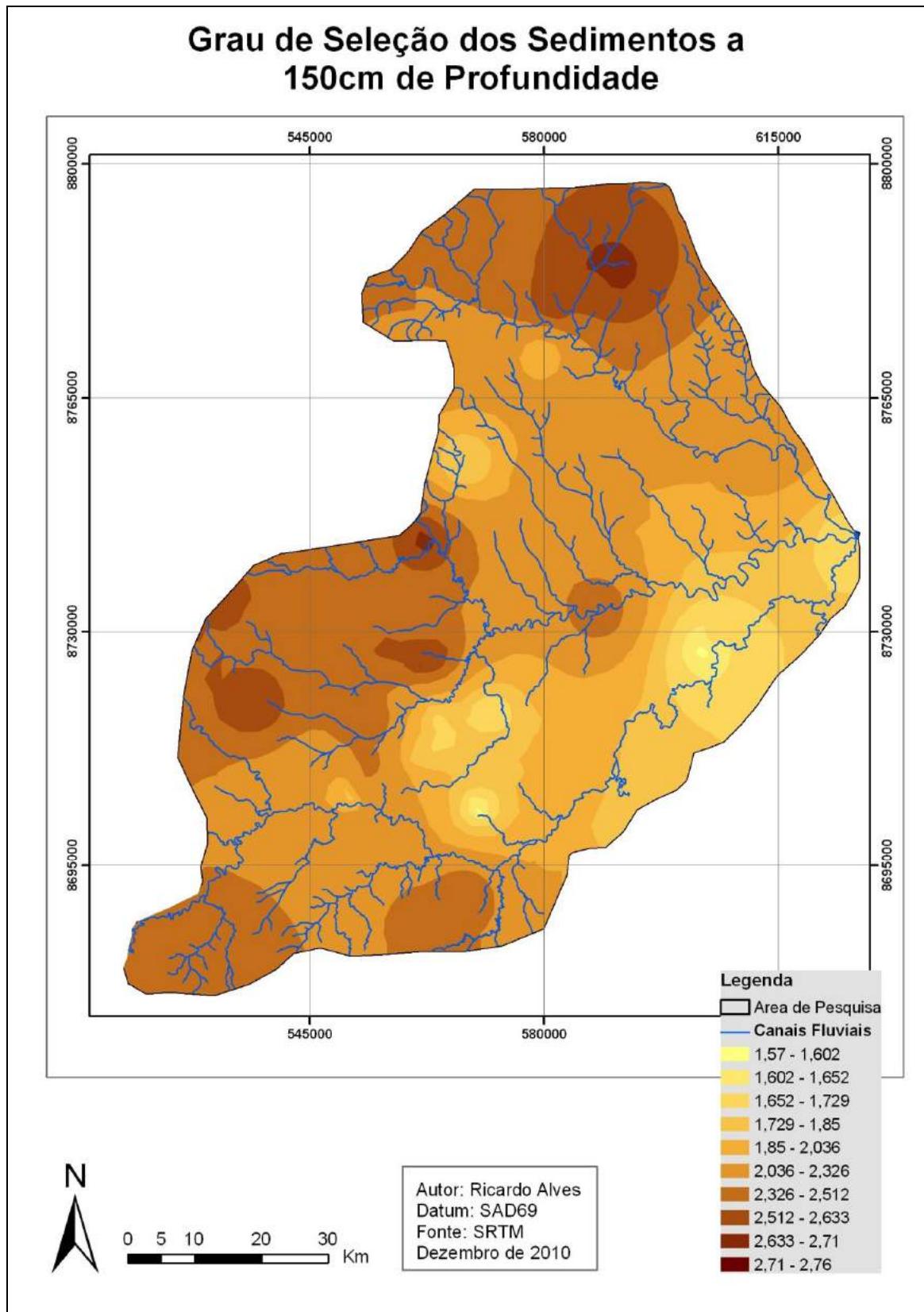


Fig. 55D – Essa figura também deixa evidente a melhora da seleção no sentido do transporte dos sedimentos.

de ambientes de alta variabilidade da energia do fluxo. Entre 150 e 50cm, nota-se também sedimentos com melhor seleção das bordas para o centro (na direção do Córrego Vereda), o que deixa evidente três direções preferenciais de recepção e deposição de sedimentos mal selecionados e, consequentemente, mais finos em áreas distais do depósito.

Na superfície, a distribuição espacial do grau de seleção foge ao padrão observado em horizontes mais profundos. Nesse caso, há predominância de sedimentos melhor selecionados em todo o centro-sul. Isso pode ser um indicativo que as últimas deposições tiveram uma melhor seleção. Na análise geomorfológica ficou evidente que houve trabalho eólico entre 7,5Ka AP e 4Ka AP (aproximadamente), durante a formação dos processos de deflação. Esse tipo de transporte proporciona uma melhor seleção dos sedimentos.

Apesar da diferença do grau de seleção que ocorre entre os materiais da superfície, e aqueles mais profundos, notou-se uniformidade de deposição nos horizontes seguintes, até o limite estudado de 150cm. A ocorrência dessa melhor seleção na superfície contribuiu para que a correlação entre grau de seleção e profundidade evidenciasse resultados diretamente proporcionais, de maneira que quanto mais aumenta a profundidade, pior é a seleção. Além disso, essa correlação se mostrou fraca (Fig. 56).

Essa baixa variabilidade da seleção em sub-superfície mostra que houve pouca variação no padrão de energia e no tipo de transporte dos sedimentos. Isso reforça as teorias defendidas na análise geomorfológica, que destacou a predominância de deposição desses sedimentos por meio de processos aluviais e coluviais, com poucas interferências de transporte eólico, os quais tiveram maior intensidade a partir do Holoceno médio.

Ao realizar um estudo da assimetria dos sedimentos, pode-se complementar as informações obtidas através da análise do grau de seleção. A assimetria desses sedimentos é positiva e muito positiva (57A, 57B, 57C e 57D), e por isso mostra que a distribuição dos valores está direcionada para aqueles representativos de menor diâmetro. A assimetria na

região proximal dos depósitos é maior do que na zona distal, o que indica que na direção do transporte há um decréscimo da assimetria. De acordo com Gripenberg (1934, apud SUGUIO, 1973), isso mostra que a deposição desses sedimentos pode ter sido feita por uma corrente de baixa uniformidade, o que é característico em fluxos difusos formadores de leques e outros depósitos aluviais.

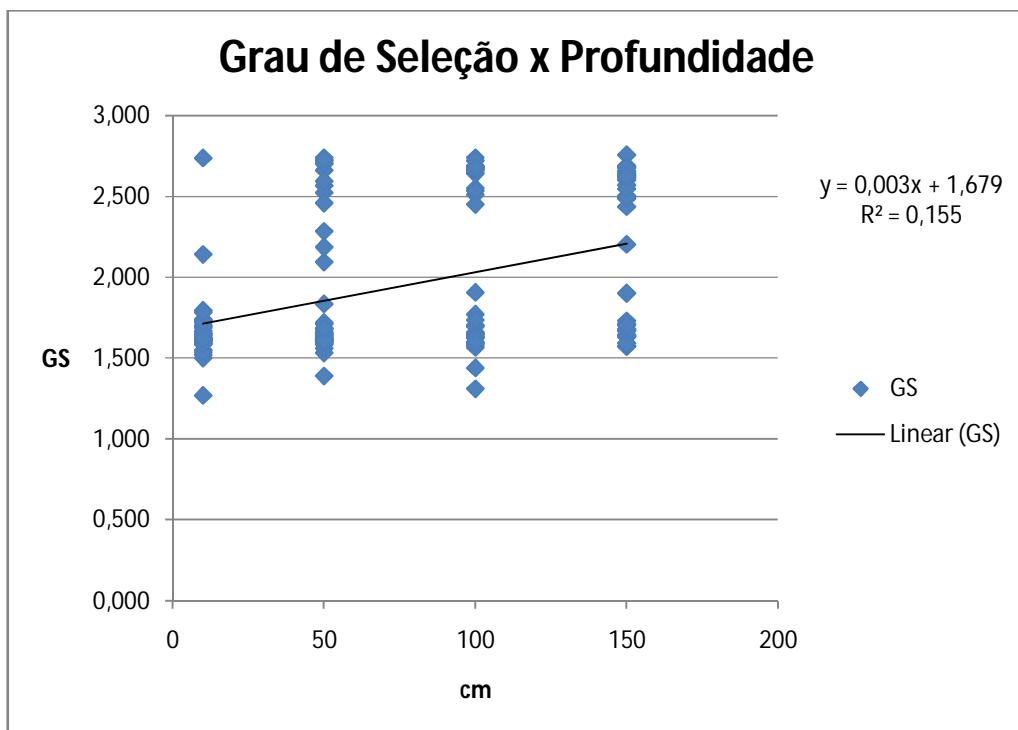


Fig. 56 – O grau de seleção é diferente quando se compara materiais da superfície e sub-superfície. Mas quando a discussão é centrada somente em materiais de sub-superfície, o índice de correlação diminui ainda mais, evidenciando uniformidade nos sedimentos.

O fato de haver maior valor de assimetria na região proximal dos depósitos, tanto no sentido das bordas para o centro quanto de montante para jusante, deixa evidente que durante um intervalo de tempo geológico maior, a energia presente no sistema transportava os sedimentos por um espaço menor. Isso propiciava a deposição de materiais finos no “front” das antigas deposições, que hoje são consideradas como áreas proximais de todo o conjunto do depósito sedimentar. Com o aumento do “input” de energia na bacia do rio Grande, as

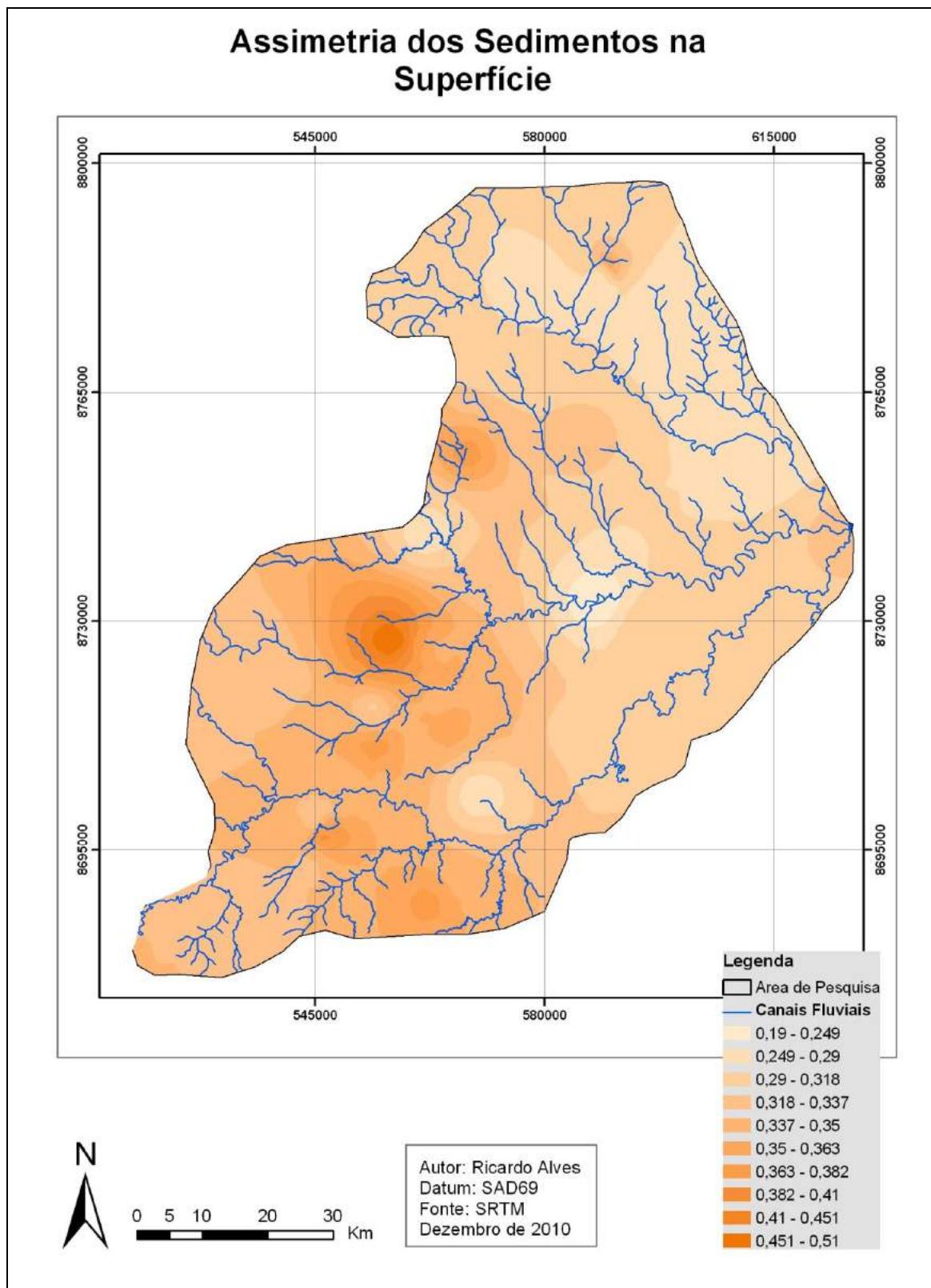


Fig. 57A – Ocorre a diminuição desse índice na direção dos fluxos.

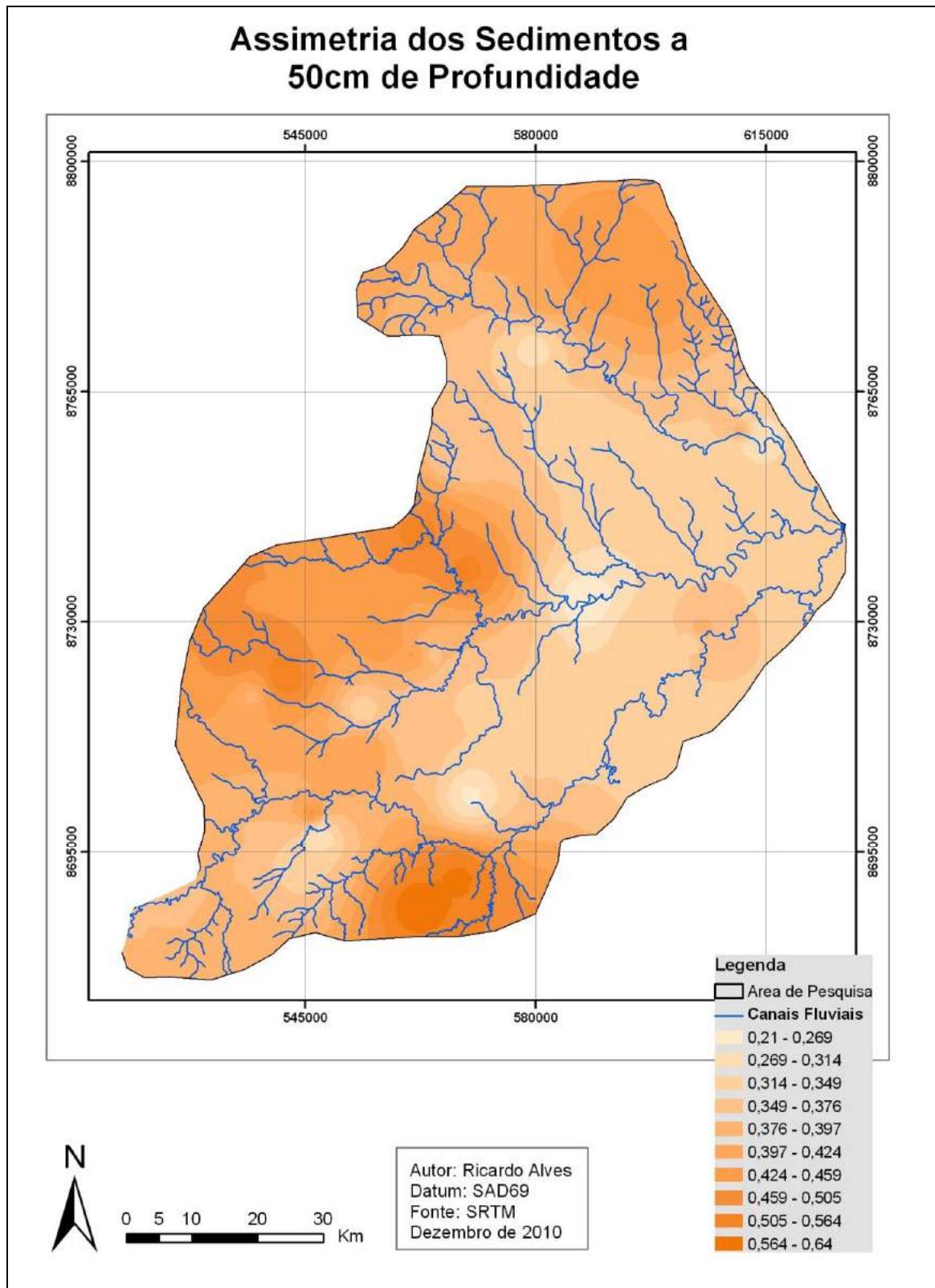


Fig. 57B – Na área central desse horizonte forma-se uma figura geométrica parecida com aquela observada por imagens Landsat nessa mesma posição, a qual dava idéia do transporte eólico a partir da serra do Boqueirão.

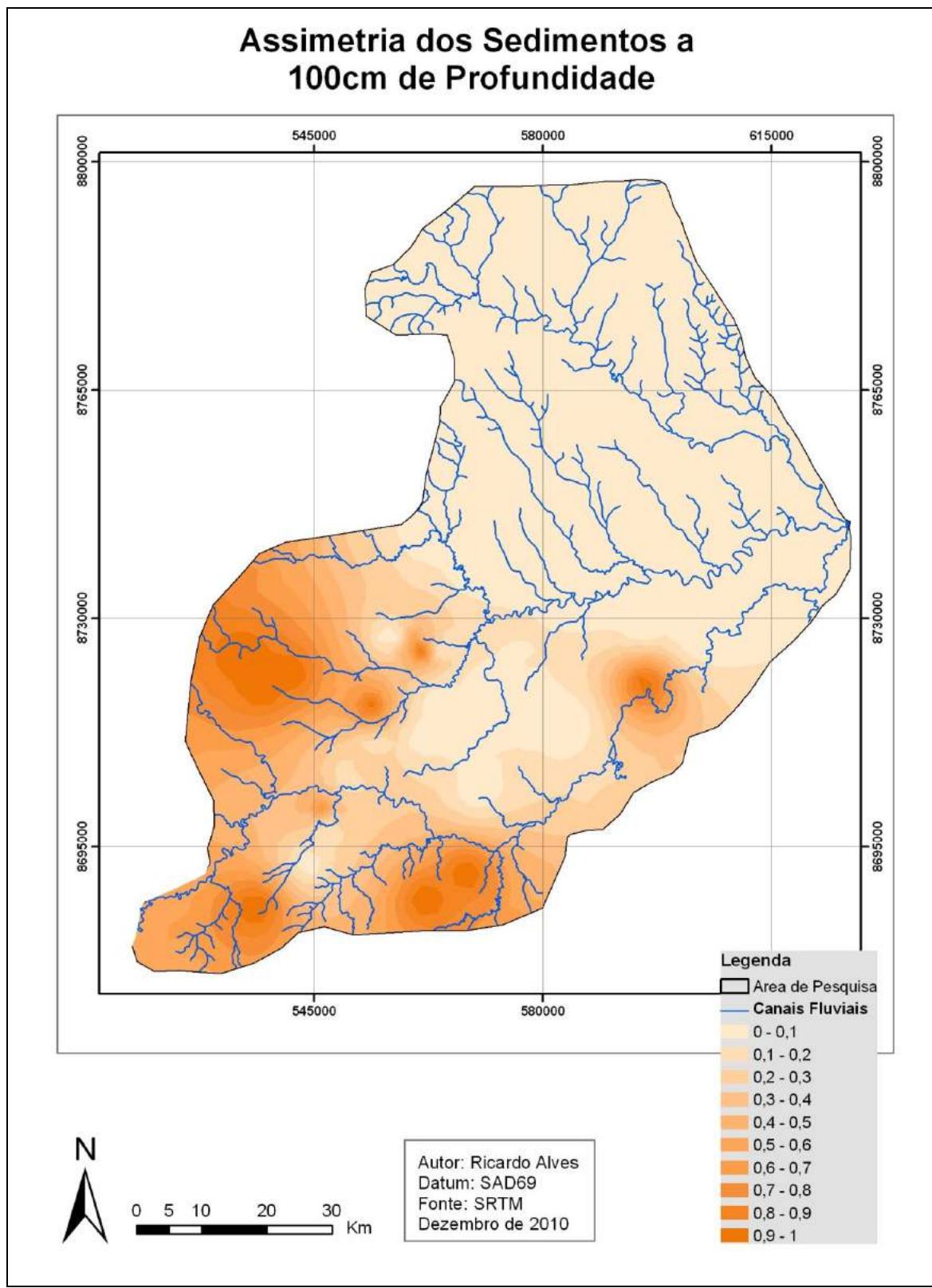


Fig. 57C – Há uma grande variação desse índice entre as áreas centro norte e centro sul, evidenciando padrões de transporte diferenciados.

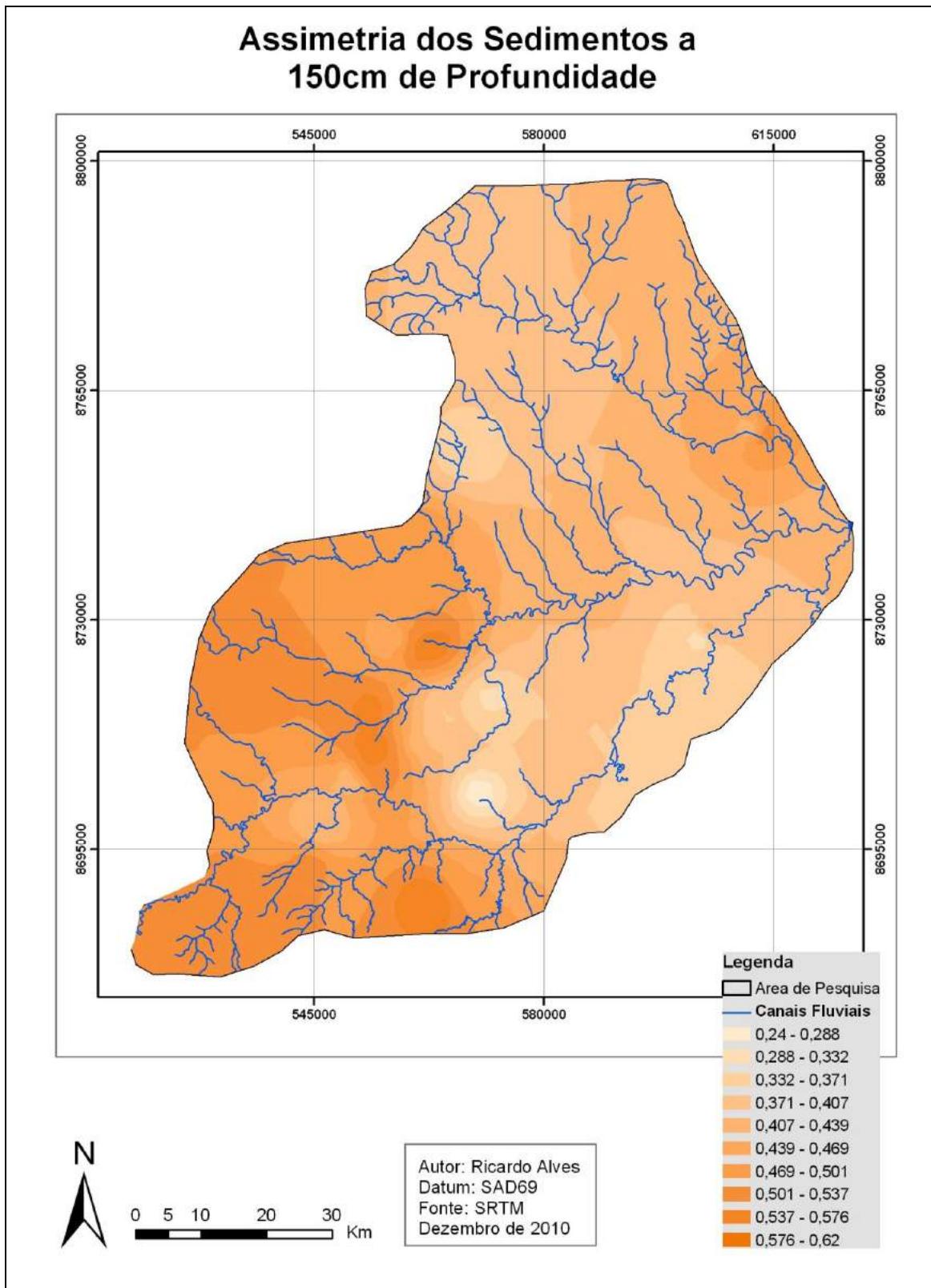


Fig. 57D – Nesse caso não há um padrão de distribuição espacial da assimetria.

Nessa análise não foram obtidos resultados que evidenciassem uniformidade dos dados de assimetria nos diferentes horizontes. No horizonte de 100cm (Fig. 57C), ficou claro a diferença de assimetria dos sedimentos entre a região centro-norte e centro-sul, que apresentaram respectivamente assimetria positiva e muito positiva. Isso pode ser considerado uma evidência, que mostra diferenças na energia e nas áreas fonte. Há, portanto, a contribuição para definir pelo menos duas frentes de sedimentação distintas: rio Preto e rio Grande (Fig. 57C).

O diâmetro médio foi analisado de acordo com a distribuição de areia fina, o que é justificado pelo fato da maior parte das amostras serem classificadas dessa forma. Ficou constatado que a concentração de areia fina aumenta na direção do transporte, e que ela ocorre mais concentrada no centro sul da área de pesquisa (Fig. 58A, 58B, 58C e 58D).

A planície aluvial do rio Grande é a que apresenta a maior concentração de areia fina. No caso dos sedimentos do Leque Aluvial do Rio Preto e do Depósito Aluvial do Rio Curralim, nota-se uma maior heterogeneidade em sua composição, o que pode ser justificado pela composição das áreas fontes e/ou diferentes níveis de energia atuando no transporte.

Os teores médios de areia fina diminuem de acordo com o aumento da profundidade, apresentando os valores respectivos a partir da superfície de 36,18%, 34,92%, 33,27% e 32,94%. Esses valores médios, que são bem próximos, demonstram uniformidade no diâmetro dos sedimentos durante a deposição. Portanto, mesmo com a alteração entre ar e água fazendo o transporte, presume-se que a capacidade de transporte mantinha-se com baixa variação, aumentando-se a competência durante os eventos de transporte hídrico, o que foi confirmado pela identificação de seixos rolados em diversas amostras (Fig. 59), e em profundidades diferentes, exceto na superfície. Essa uniformidade também pode ser justificada pelos materiais que compõe a área fonte, considerando que os sedimentos advêm do Grupo Urucuia, composto por arenitos fluvio-lacustres e eólicos.

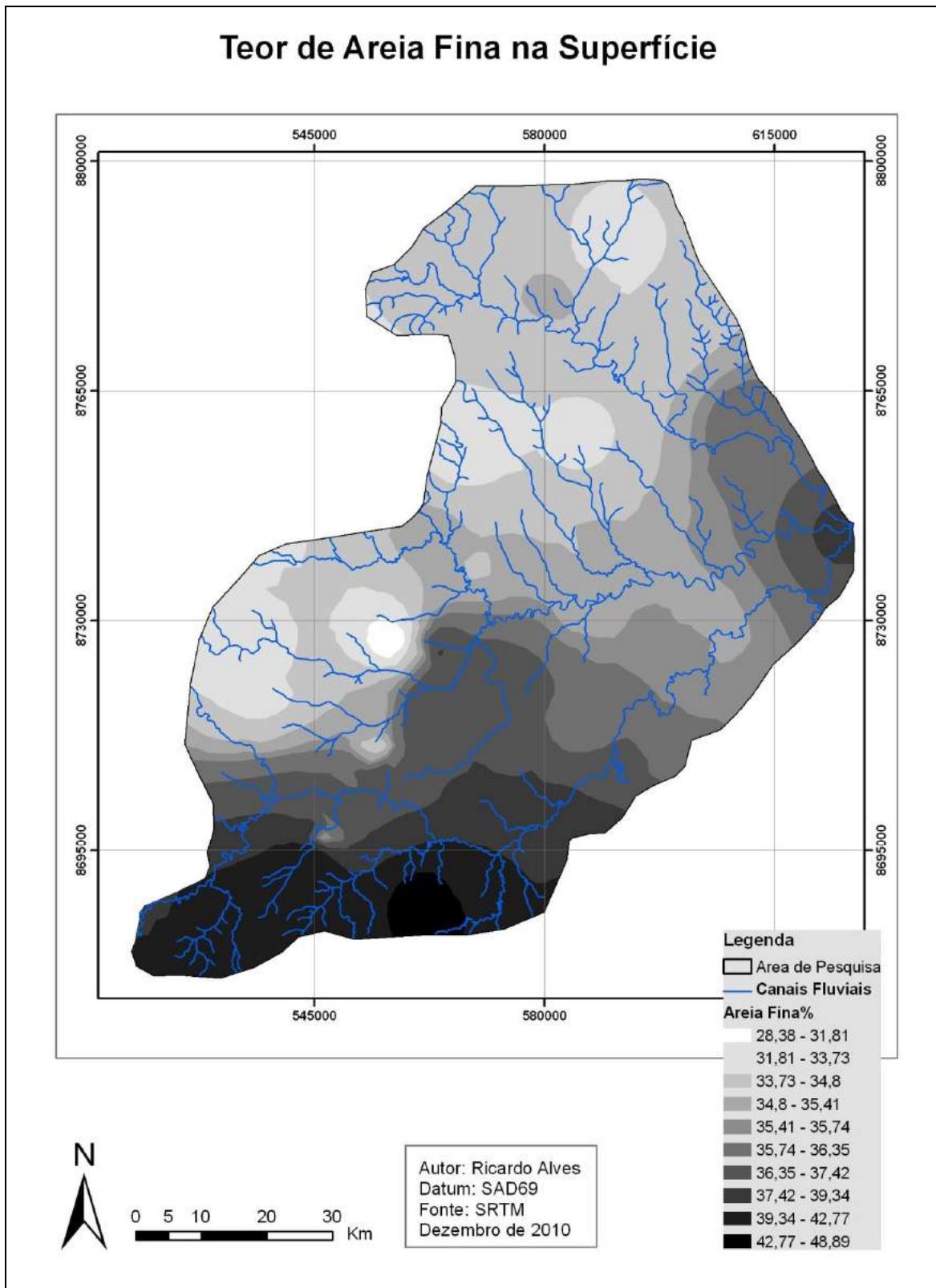


Fig. 58A – O teor de areia fina é maior na Planície Aluvial do Rio Grande.

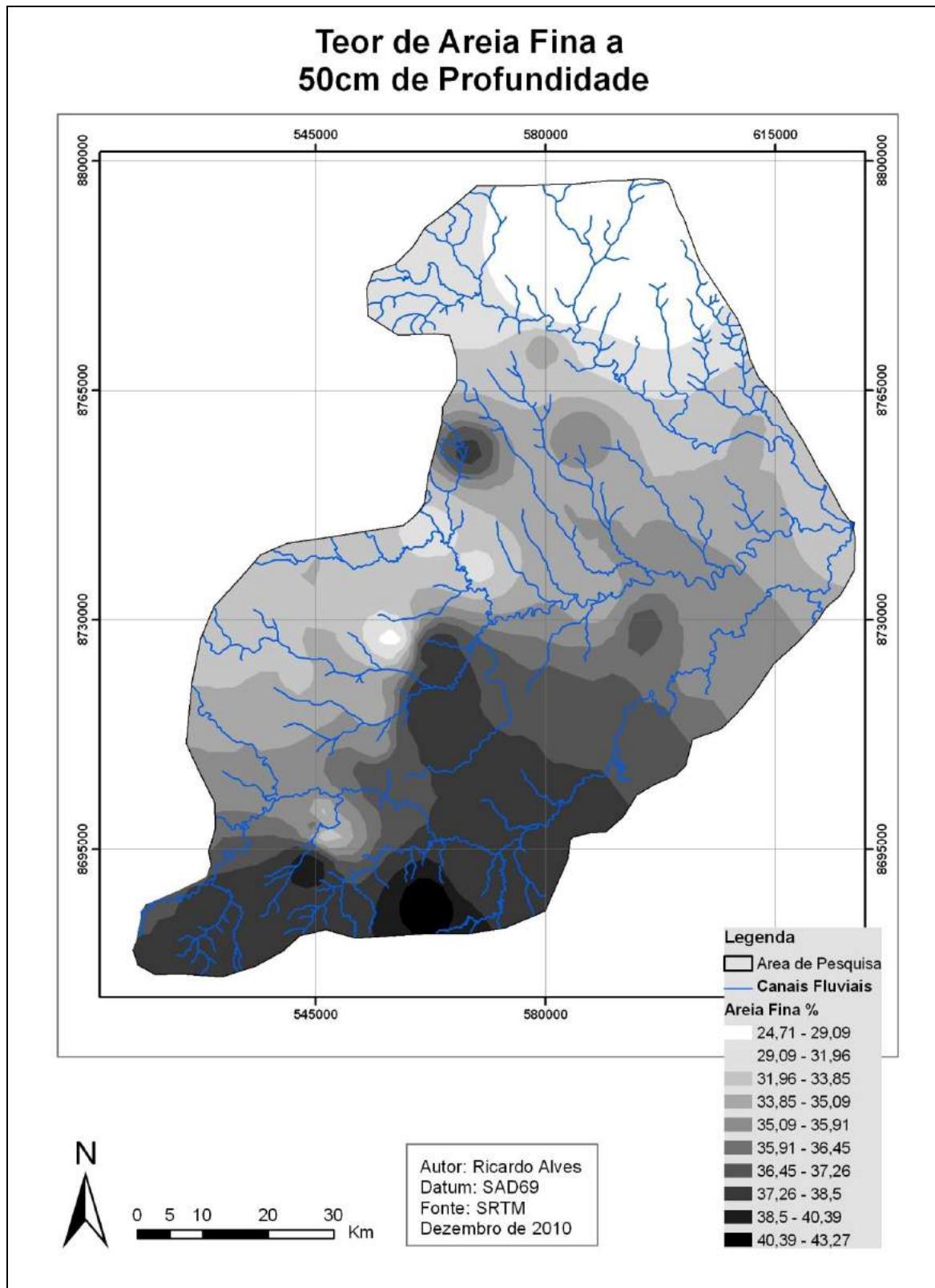


Fig. 58B – Nesse horizonte, as maiores concentrações de areia fina também estão localizadas na Planície Aluvial do Rio Grande.

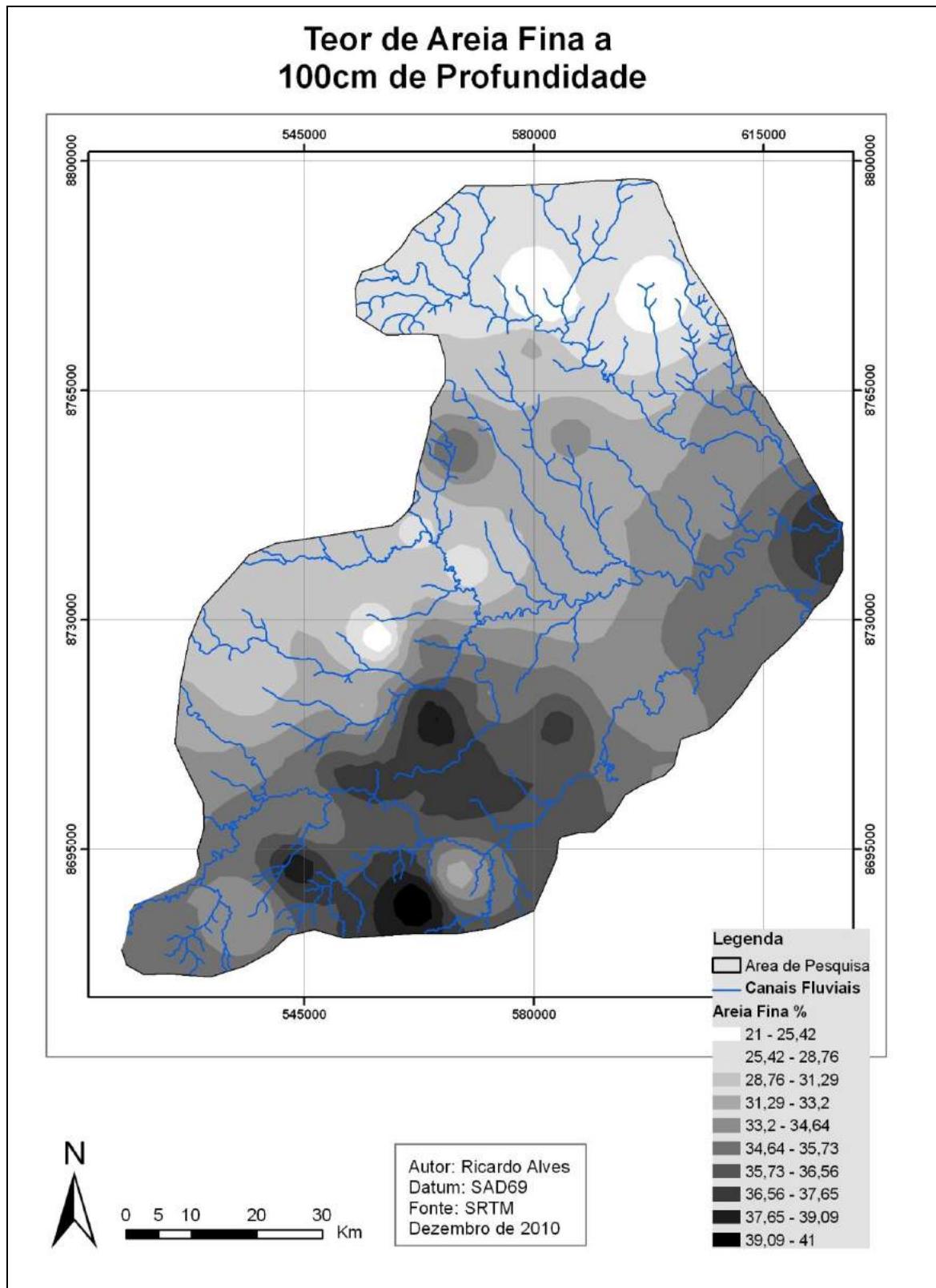


Fig. 58C – Os valores mais elevados estão no encontro do rio Preto e Grande, no setor onde houveram avulsões do rio Grande e a margem direita desse rio. Ao desconsiderar valores pontuais, observa-se a concentração de areia fina aumenta na direção do encontro dos rios.

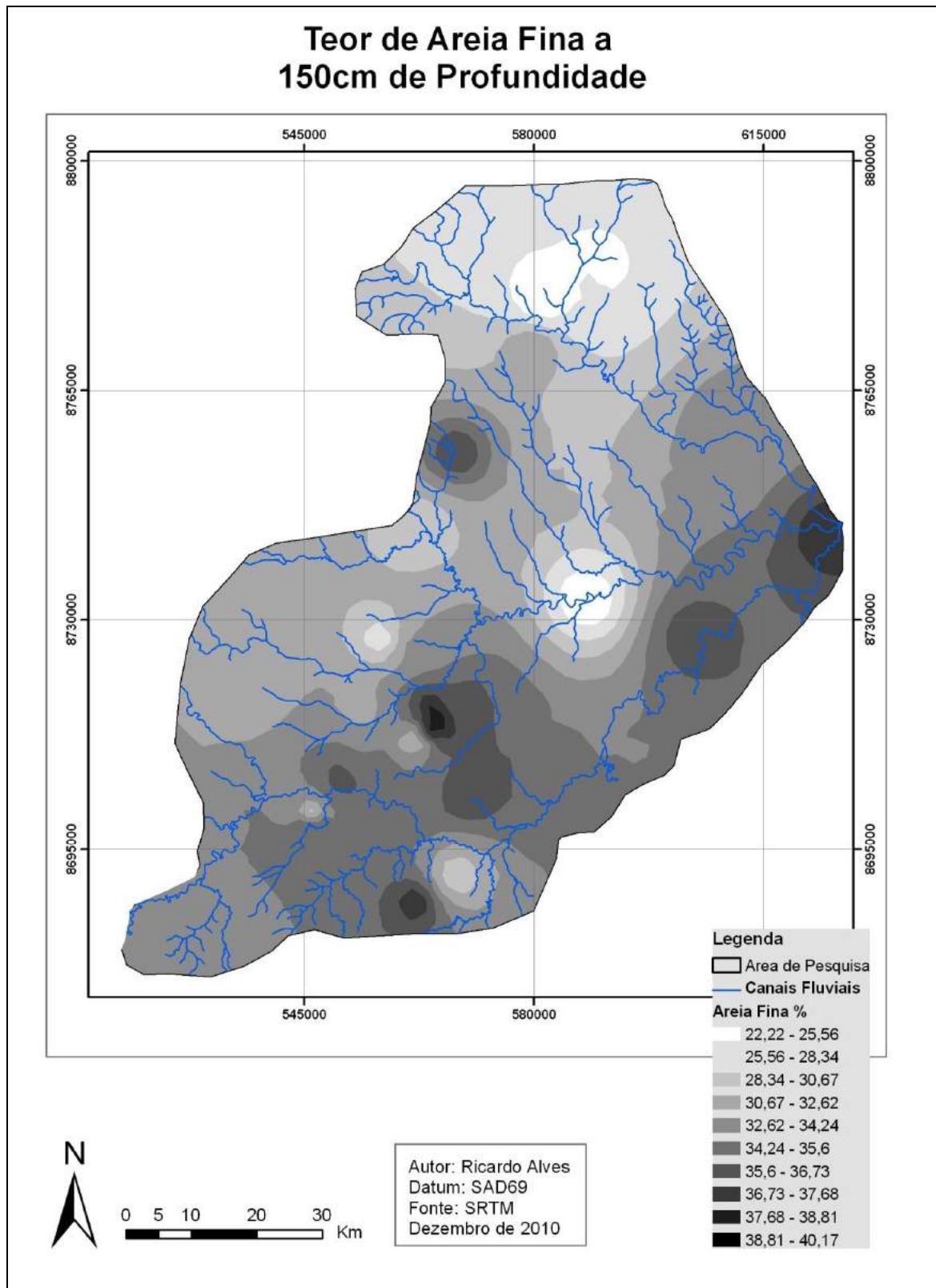


Fig. 58D – Os valores de areia fina permanecem mais altos no centro sul e aumentando na direção da serra do Boqueirão.



Fig. 59 – Seixos rolados encontrados na área de pesquisa. Aqueles de diâmetro menor representam o diâmetro médio dos seixos. A esquerda, há um seixo de maiores dimensões encontrado nas proximidades do canal do córrego Vereda.

Outro indicativo de uniformidade observado nos teores de areia fina é o gradiente de concentração em cada profundidade. Na superfície, a 50cm e 100cm o gradiente de areia fina foi de 20%, e a 150cm foi de 18%. Os 150cm analisados correspondem a um intervalo de deposição entre Último Máximo Glacial e o Holoceno superior. Portanto, fatos importantes como o Younger Dryas, transição entre Pleistoceno e Holoceno e o Hipsitermal, não foram evidenciados nessa análise de sedimentos.

Ao analisar os resultados de seleção, assimetria e diâmetro médio dos sedimentos apresentados nos mapas, é possível abstrair algumas informações sobre o processo de deposição. Uma das evidências defendidas por McLaren et al. (1985), é que os sedimentos são mais finos, melhor selecionados e possuem assimetria mais negativa no sentido de seu transporte. Os dados apresentados anteriormente mostram que isso pode ter sido comprovado na área de pesquisa. Portanto, há aqui um reforço da teoria dos depósitos aluviais elaborada

durante as análises geomorfológicas. Os vetores de direção do transporte dos sedimentos, verificados em quatro horizontes diferentes, mostram que há predominância de transporte fluvial, em detrimento ao eólico. Caso houvesse predominância de transporte eólico, os vetores direcionais deveriam apontar para o oeste, que era o sentido dos ventos atuantes durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno.

A análise estatística desses sedimentos também foi feita a partir da agudez dos picos na distribuição das freqüências, considerando-se a curtose dos sedimentos. Todas as amostras estão classificadas como leptocúrticas e muito leptocúrticas, o que representa picos bastante agudos. Os sedimentos da região do rio Grande e Branco, apresentaram os maiores valores de curtose. No ambiente natural esses valores representam alta energia durante o transporte (SUGUIO, 1973).

Mas nesse caso, a agudez dos picos parece estar mais relacionada ao ambiente semi-árido que havia durante a formação do lençol de areia, evidenciando variação de energia do fluxo durante o transporte. A reduzida quantidade de seixos de até 2cm elucida essa questão, mostrando que a competência do fluxo era limitada.

Ao considerar os dados de diâmetro médio e seleção, nota-se que quanto mais positivo for o diâmetro médio, pior é a seleção (Fig. 60). Nesse estudo foram identificados dois diferentes grupos de sedimentos, sendo um com melhor seleção e sedimentos de maiores diâmetros e outro com pior seleção e sedimentos com textura mais fina. O primeiro grupo foi identificado em áreas onde a deposição mostra-se mais recente, apresentando poucos indicativos de pedogênese, e predominando na maior parte da área de pesquisa. O segundo grupo representa sedimentos oriundos de zonas com pedogênese mais pronunciada, onde há maior concentração de argilas e evidências de oxidação em horizontes subsuperficiais, como por exemplo, a presença de plintita e petroplintita. Esse segundo grupo está localizado próximo a Jupaguá (margem direita do rio Grande), a margem esquerda do rio Preto e

principalmente no centro oeste da área de pesquisa, formada por sedimentos provenientes da região do rio Curralim.

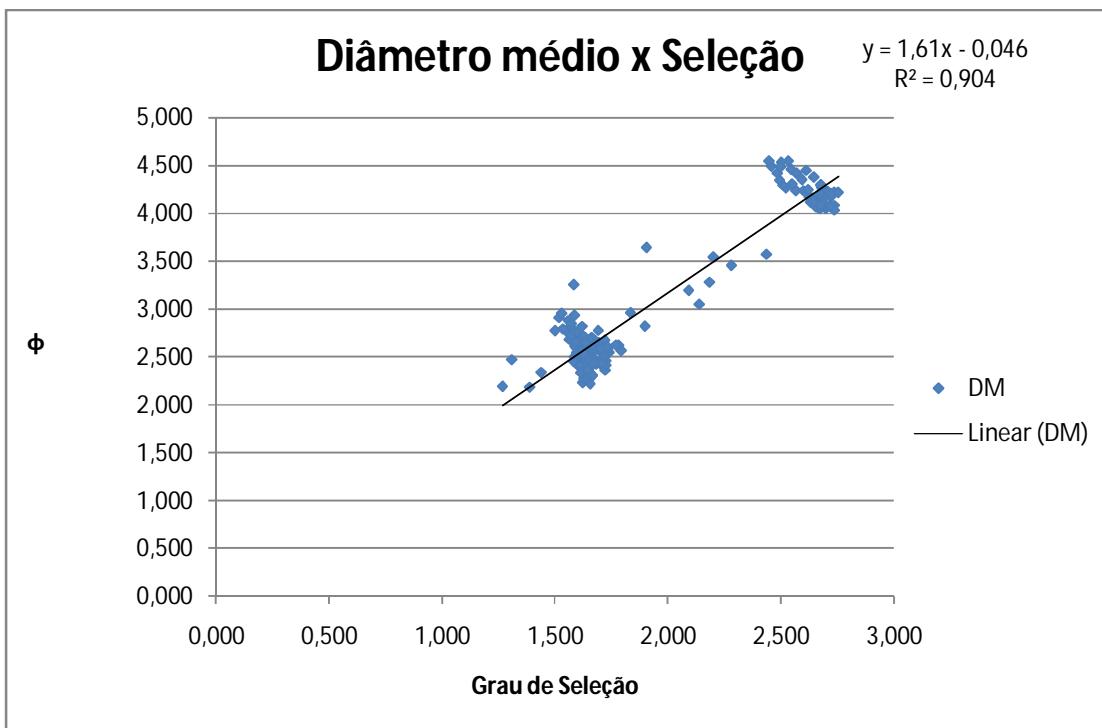


Fig. 60 – Índice de correlação entre o diâmetro médio e a seleção. O agrupamento com menores valores corresponde aos sedimentos com baixos índices de pedogênese, e o grupo com maiores valores representam sedimentos com pedogênese mais evoluída.

Uma análise detalhada seqüencial foi realizada nos sedimentos das duas trincheiras. O material, coletado a cada 10cm, mostrou alterações significativas em relação a estratigrafia dos sedimentos, e teve um caráter mais representativo quando foi submetido à comparação de dados geocronológicos. O diâmetro médio, por exemplo, diminui 17,67% e 5,99% de acordo com o aumento da profundidade, respectivamente em Taguá e Buritizinho. A seleção dos sedimentos melhora próximo à superfície, como ilustra a variação de 8,69% em Buritizinho e 11,94% em Taguá (Fig. 61).

As alterações observadas nas trincheiras podem ser indicativos de ocorrência de pedogênese após a deposição do material, ainda que incipiente, pois a pedogênese nos locais onde foram abertas as trincheiras parece não ser tão pronunciada. Essas alterações também

podem representar as características dos sedimentos no momento da deposição, evidenciando propriedades das áreas fontes e do tipo e energia de transporte. Foram observadas variações relevantes no diâmetro médio e seleção próximo as profundidades de 90cm, 50cm e 30cm, que fogem a linha de tendência na análise estatística. Daí pode-se fazer inferências sobre as datações de LOE e ^{14}C referentes a essas profundidades, e mudanças observadas nas formas do relevo e na estratigrafia.

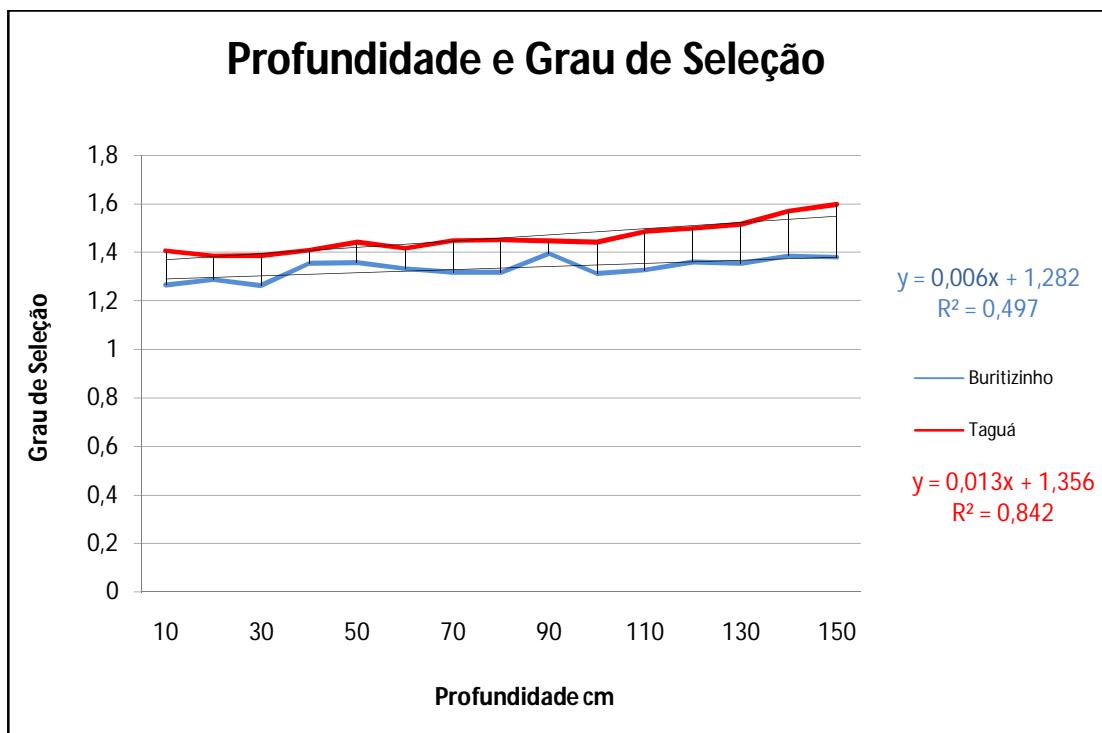


Fig. 61 – Variação do grau de seleção em relação à profundidade. Há variações de tendências importantes a 90cm, 50cm e 30cm de profundidade, que coincidem com datações de eventos geológicos com amplitude global.

A linha de 90cm está muito próxima das datações por LOE que indicam datas de 9000AP ± 1500 (80cm) em Taguá e 10500AP ± 700 (80cm) em Buritizinho. Nesse período estava ocorrendo a transição Pleistoceno x Holoceno, havendo aumento gradual da umidade e uma melhor distribuição das precipitações. A análise dos resultados da correlação entre grau de seleção e profundidade, indica uma ligeira piora no grau de seleção em ambas as trincheiras a 90cm de profundidade. Essa piora na seleção pode ter sido causada pelo

incremento de umidade ocorrido nesse período, justificado pelos diferentes níveis de energia existentes nas precipitações em regiões com climas mais úmidos.

A 50cm de profundidade não há datações, e nota-se novamente que a seleção dos sedimentos piorou, após 20cm de sedimentação com material de melhor seleção. Na cota de 30cm a tendência de melhora de seleção é mais uma vez estabelecida. Essa profundidade coincide com datas de 7,8Ka AP ($\pm 0,840$) e 7,6Ka AP ($\pm 0,570$), que foram amplamente discutidas nos postulados geomorfológicos dessa pesquisa, e representam um momento de transição entre o clima mais úmido e quente do início do Holoceno para um mais seco, iniciando-se assim o Hipsitermal. Conclui-se, portanto, que em períodos mais secos havia o predomínio de uma melhor seleção dos sedimentos, justificado pela reativação do transporte eólico.

É necessário destacar que as modificações no padrão da seleção ocorreram com maior intensidade na trincheira de Buritizinho. Isso é explicado pelo fato dessa trincheira estar sobre sedimentos do terraço superior do rio Preto, onde a resposta às modificações ambientais, tendem ser mais marcantes nos depósitos de sedimentos.

8.2.2 – Características físico-químicas dos sedimentos

Os sedimentos que formam o lençol de areia são compostos predominantemente por areia, com destaque para a classe de areia fina, que representa 66,66% das amostras, enquanto que a classe silte grosso e a areia muito fina representam respectivamente 28,39% e 4,93%. O que também merece destaque é que 64,19% das amostras possuem mais de 85% de areia em sua composição (Fig. 62).

As propriedades físico-químicas dos sedimentos também estão contribuindo para reforçar a teoria da deposição por sedimentos aluviais em pelo menos duas épocas distintas,

além de mostrarem modificações de padrões de sedimentação. Há pelo menos dois grupos de sedimentos diferentes nesse lençol de areia: sedimentos finos que apresentam oxidação e sedimentos de maior diâmetro sem oxidação aparente. A distribuição espacial dos tamanhos das partículas mostra que os finos se concentram em antigas deposições (Fig. 62), onde sua coloração é vermelho/amarelo ou vermelho, cor proveniente de reações de oxidação. Tradagens realizadas nesses antigos depósitos permitiram a identificação de plintita e petroplintita (Fig. 63), que aumentava de concentração entre 1m e 2m de profundidade.

Não há datações que comprovem a idade mais antiga desses depósitos, porém, a pedogênese mais desenvolvida, inclusive com a formação de níveis de acumulação de ferro pode ser uma evidência de que essa deposição é mais antiga. Por isso, esse critério foi utilizado para diferenciar formações mais antigas das mais jovens.

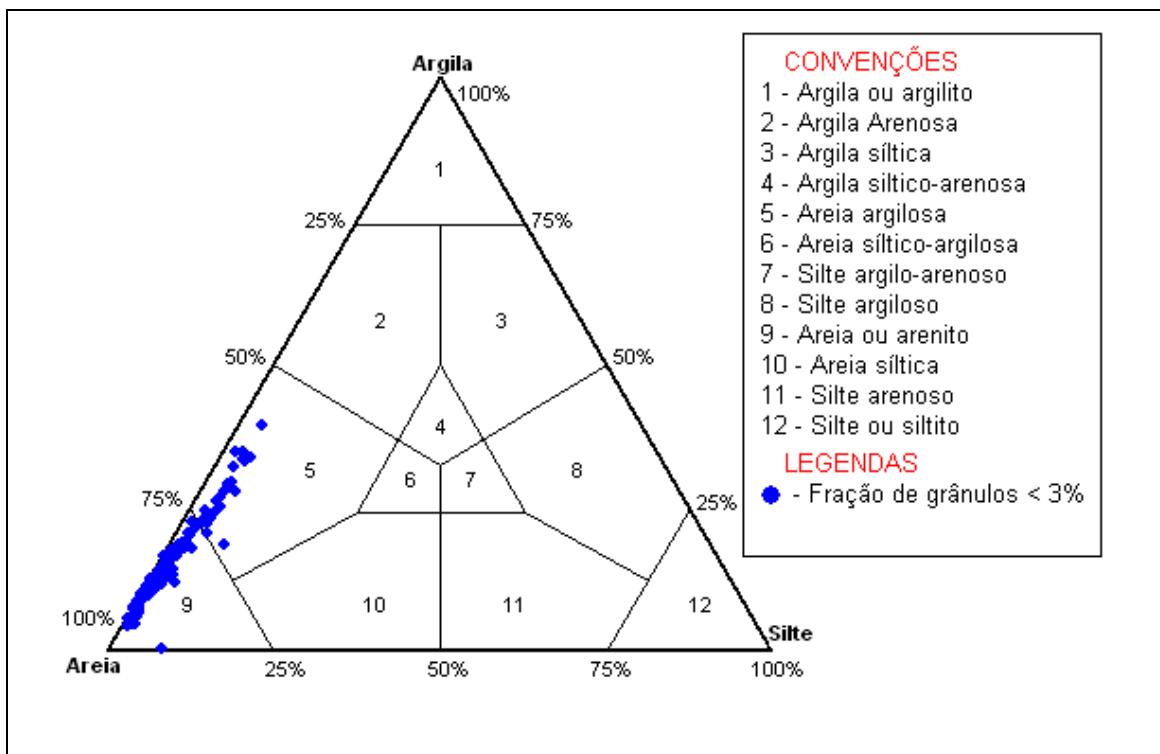


Fig. 62 – Sedimentos da área de pesquisa distribuídos no diagrama de Shepard, de acordo com a escala de Wentworth. As amostras que pertencem à classe “areia argilosa” são provenientes da região do rio Curralim, da margem direita do rio Grande próximo a Jupaguá e a margem esquerda do rio Preto, nas proximidades do povoado de Formigueiro.

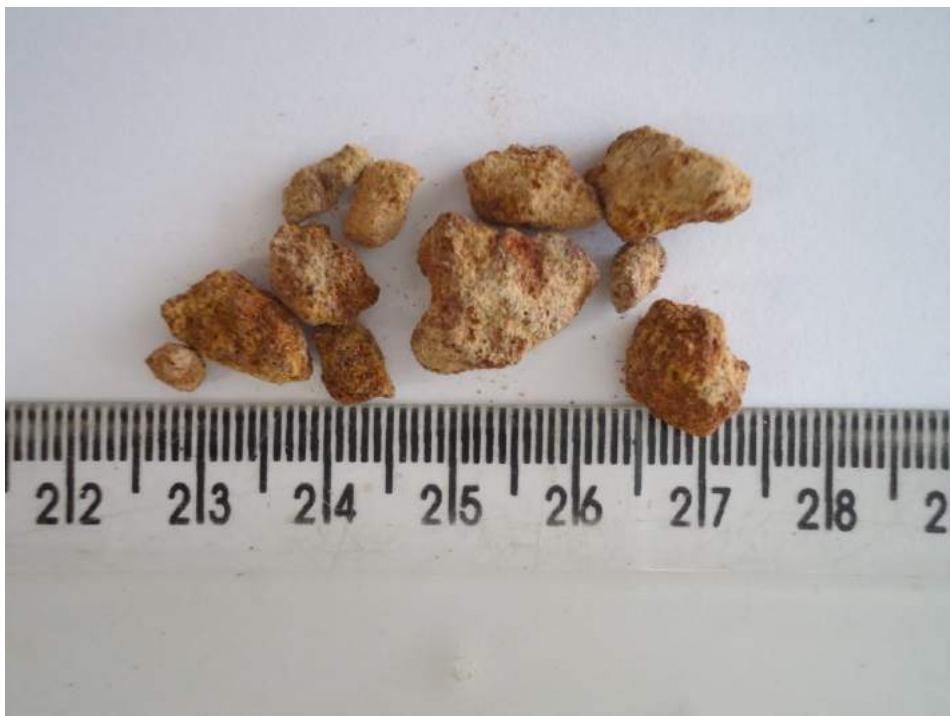


Fig. 63 – Concreções de ferro, representadas pela petroplintita encontrada em horizonte subsuperficial. (plintita e petroplintita), indica estágio mais avançado de intemperismo químico, o que pode

Na região central, entre o rio Grande e o córrego Vereda, foi identificada uma grande concentração de partículas de maior diâmetro. Elas são claras (Fig. 64), e a predominância de quartzo é notada visualmente em campo, o que passa a idéia de que essa areia é similar àquela utilizada em construção civil, denominada de areia lavada, extraída principalmente do fundo de canais fluviais.

As variações notáveis do padrão textural ocorrem a partir da alteração da concentração de argila nos depósitos mais antigos, onde a pedogênese se destaca. É relevante fazer o discernimento entre áreas de deposição mais jovens e aquelas antigas, e a análise textural também ajuda nessa interpretação. Entretanto, a relação entre silte e argila, que serve para indicar o grau de intemperismo de um solo, não se mostrou diferente na região dessas supostas deposições mais antigas. Em todas as amostras pesquisadas o valor ficou inferior a 0,6 (Fig. 65), que de acordo com a EMBRAPA (2006), representa o limiar de solos mais ou



Fig. 64 – Coloração das areias na trincheira de Taguá.

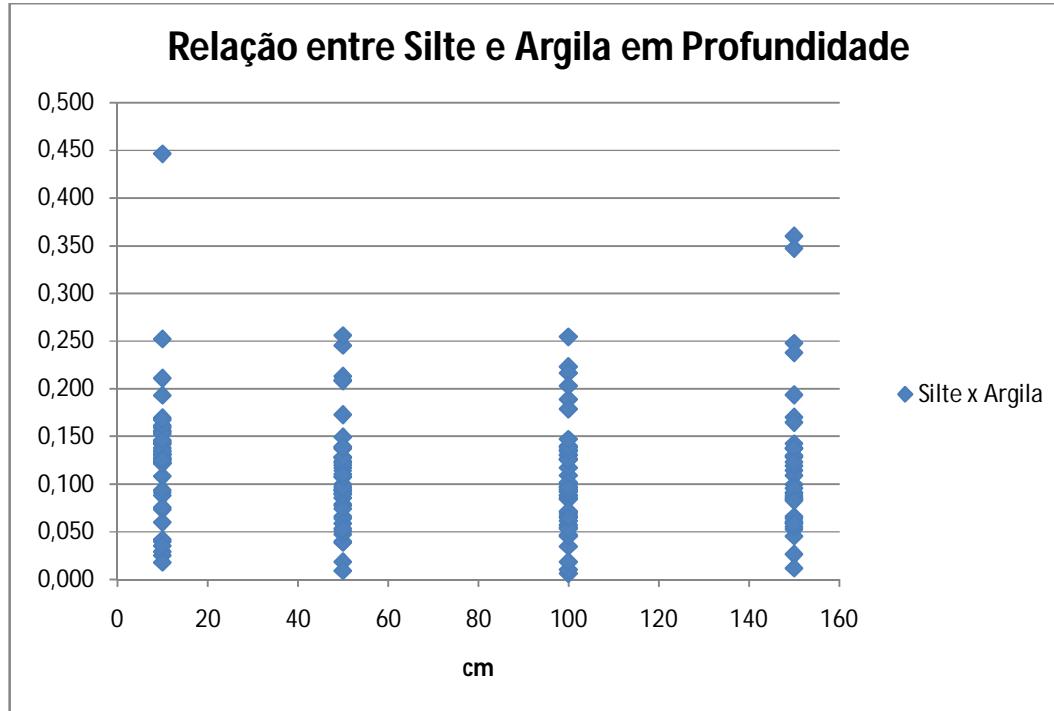


Fig. 65 – A relação entre silte e argila é muito baixa em todas as amostras da área de pesquisa.

menos intemperizados, sendo que resultados abaixo desse valor indicam áreas bem alteradas, enquanto que valores acima demonstram uma maior quantidade de silte, e indica que o solo está em processo de intemperismo.

Considerando que os resultados da relação entre silte e argila evidenciam uma área de pesquisa bastante intemperizada, pois a maior parte dos valores está abaixo de 0,25, o que poderia justificar esse intemperismo acentuado são as propriedades das áreas fonte dos sedimentos, e também as características do transporte até a sedimentação. O que sustenta ainda mais essa idéia é o fato de que entre a superfície e a profundidade de 1,80m, o intervalo de datas identificado variou entre 21Ka AP ($\pm 2,7$) a 3,7Ka AP ($\pm 0,28$), tempo insuficiente para que ocorresse transformação do silte em argila, ainda mais com a presença de grandes quantidades de quartzo.

Acredita-se que esses sedimentos tenham sido destacados de áreas onde já havia o desenvolvimento de perfis de Latossolos. Nessa classe de solo, os minerais primários encontram-se bastante intemperizados e praticamente já não existem mais, dando origem a minerais secundários (EMBRAPA, 2006). Para haver toda essa modificação química, é necessário haver mudanças nos parâmetros físicos do solo, de maneira que a textura tende a evoluir ao longo do tempo geológico, partindo de materiais de maior diâmetro, representado pelas areias e silte, para aqueles de dimensões coloidais, representado pelas argilas.

Os mapas de solos regionais (IBGE, 2001), indicam que é o Latossolo Amarelo que predomina nas Chapadas do São Francisco, e devido ao tempo geológico necessário para o desenvolvimento do perfil de um Latossolo, eles certamente já estavam presentes na paisagem quando os agentes modeladores do relevo destacavam material nas chapadas e depositava na depressão. Portanto, a coloração vermelho/amarela dos fragmentos de solo poderiam ser lavados durante o transporte, ou serem preservados. Como resultado, há

respectivamente a coloração branca ou vermelho/amarelada dos sedimentos que compõe o lençol de areia.

O transporte desse material resultou em sedimentos pobemente e muito pobemente selecionados. Isso também pode ter afetado o índice da relação entre silte e argila, pois o fluxo poderia selecionar ou não determinadas dimensões de materiais, propiciando a sua sedimentação e/ou transporte.

A morfoscopia, morfometria e mineralogia dos sedimentos também foram analisadas, evidenciando padrões para todo o lençol de areia, e não somente para os compartimentos individuais. As impressões superficiais deixadas nos grãos de quartzo são características de um ambiente misto de deposição (Fig. 66), pois há grãos polidos e outros picotados, representando meio hidráulico e eólico de transporte. Como os grãos de quartzo possuem alta resistência e se mantém mais conservados ao intemperismo químico, essas características mistas podem ter começado a ser impressas durante o Cretáceo Superior, momento de deposição e início de formação das rochas areníticas eólicas e fluvio/lacustre do Grupo Urucuia. O transporte hidráulico durante a formação dos leques teria aumentado o índice de grãos polidos, e o posterior re-trabalho eólico, teria aumentado a quantidade de grãos picotados.

O índice de opacidade indicou uma característica comum a minerais cristalinos, como o quartzo, pois a maior parte dos grãos investigados são transparentes, e difrataram a luz polarizada do microscópio quando foram submetidos a essas análises. Portanto, essa análise, realizada na fração da areia média, permitiu comprovar que os sedimentos são compostos predominantemente por quartzo.

O grau de arredondamento predominante varia entre 3,5 e 4,5, e o de esfericidade entre 2,5 e 0,5. Ambos os valores indicam que esses sedimentos são maduros, e sofreram um intenso trabalho de modelagem (SUGUIO, 1973). A curta distância entre área fonte e os

depósitos não permitiria tal modelagem, mas somando-se ao transporte ocorrido em períodos geológicos mais antigos, esse nível de maturidade pode ser justificado. Conclui-se então que as características mistas do sedimento foram impressas no Cretáceo Superior ou mesmo anterior a esse período, sendo retomadas no Quaternário de maneira intensa, e ainda continuam sendo modeladas.

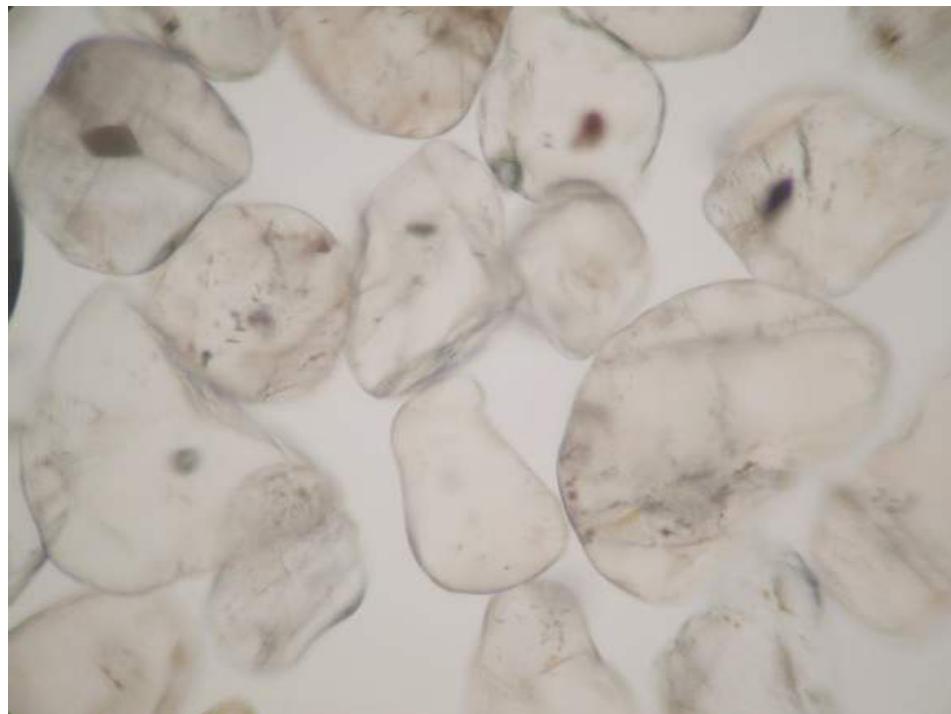


Fig. 66 – Grãos de sedimentos na fração de areia média. Existem grãos mais polidos, picotados, arredondados e esféricos e pouco arredondados/esféricos.

Já foram feitas diversas inferências sobre a grande concentração de quartzo nos sedimentos. Mas com exceção das análises morfoscópicas, as demais foram feitas a partir de perspectivas visuais de análise a olho nu. Com as análises por DRX, a presença de quartzo também pôde ser confirmada (nesse caso na fração argila), além de uma matriz caulinítica, e outros argilominerais. Das amostras analisadas, apenas duas não apresentaram quartzo na fração argila. A caulinita foi identificada em todas as análises e a illita e montmorilonita

também foram evidenciadas, respectivamente em três e uma amostras (Fig. 67A, 67B, 67C, 67D, 67E, 67F e 67G).

A intensidade dos picos de leitura variou de acordo com a área de deposição, considerando se os sedimentos pertenciam a depósitos mais antigos ou mais recentes, ou se faziam parte do material da área das lagoas. É necessário deixar evidente que a diferença na intensidade dos picos não significa alterações quantitativas nas amostras, pois essa aplicação das análises de raio X não permitem esse tipo de análise.

O quartzo não foi identificado nas amostras P110 e PT120, que correspondem respectivamente à zona de depósitos mais oxidados do depósito aluvial do rio Curralim e da Planície Aluvial do Rio Grande. A presença do quartzo com essas dimensões, não fornece interpretações sobre os paleoambientes regionais. Mas deixa evidente que esses óxidos vêm sendo transportados e diminuindo de dimensões, e o transporte ocorrido no Quaternário evidentemente contribuiu.

Os picos característicos de caulinita foram constantes em todas as análises. Esse mineral secundário se forma e se mantém sobre climas úmidos ou em ambientes de drenagem deficiente, a medida que o pH do ambiente se torna mais ácido. Além disso, ele também é característico em sedimentos transportados em ambientes fluviais, como afirma Michelli (2003), que mostra os principais tipos e quantidades de argilominerais identificados em depósitos continentais. A Caulinita que compõe esse depósito certamente também é fruto do processo de diagênese ocorrido na formação das rochas sedimentares do Cretáceo.

A série de átomos da caulinita é bem variada, apresentando átomos de Al, Si, O e OH. Caso houvesse predominado climas ainda mais úmidos, ou se a umidade tivesse perdido por um longo período, a série de elementos químicos da caulinita teria sido dissociada pela maior concentração íons H^+ que entrariam no sistema, tendendo a formar argilas oxido-hidratadas de alumínio, que corresponde a gipsita.

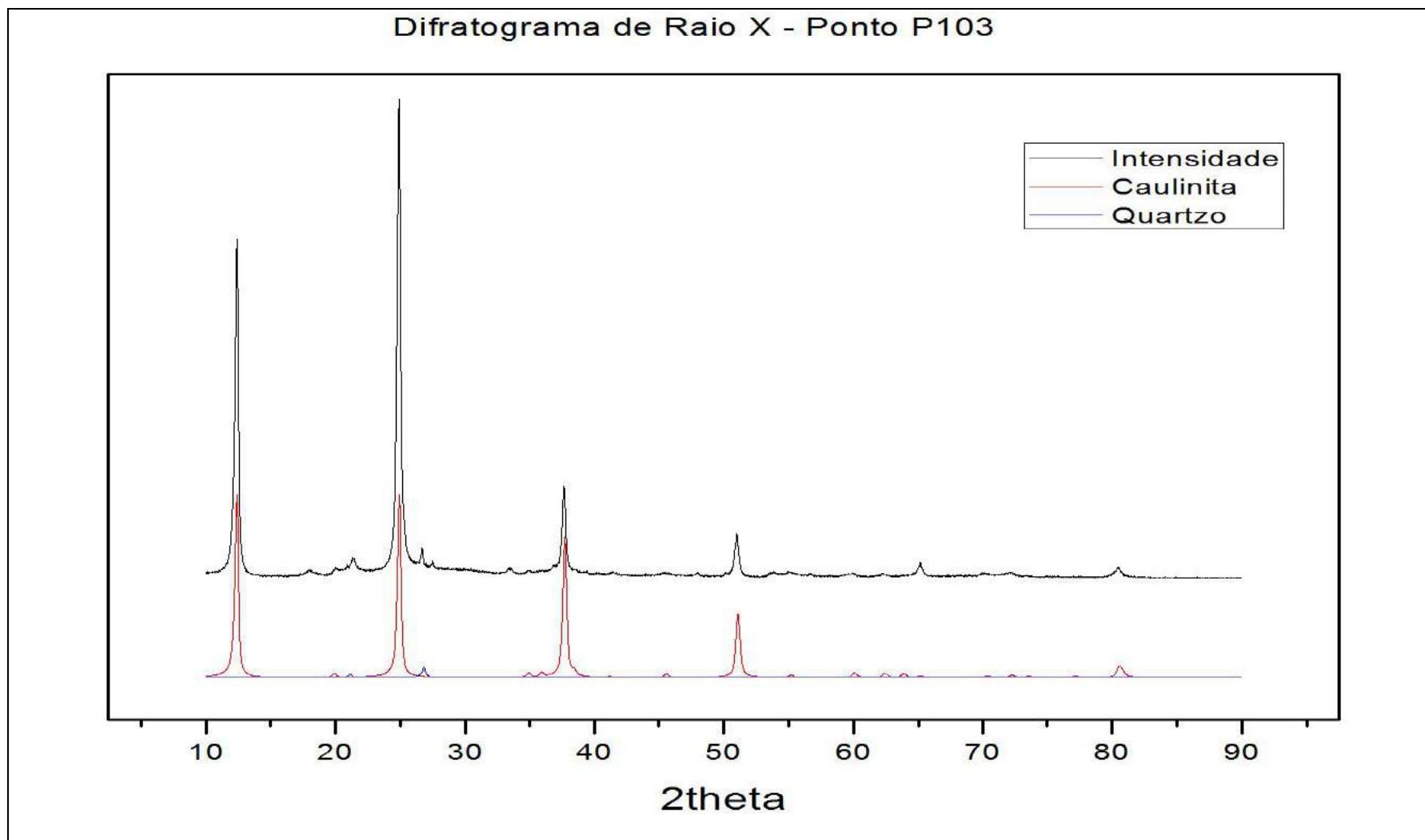


Fig. 67A – Argilominerais que fazem parte do depósito à margem esquerda do rio Preto, próximo ao povoado de Formigueiro.

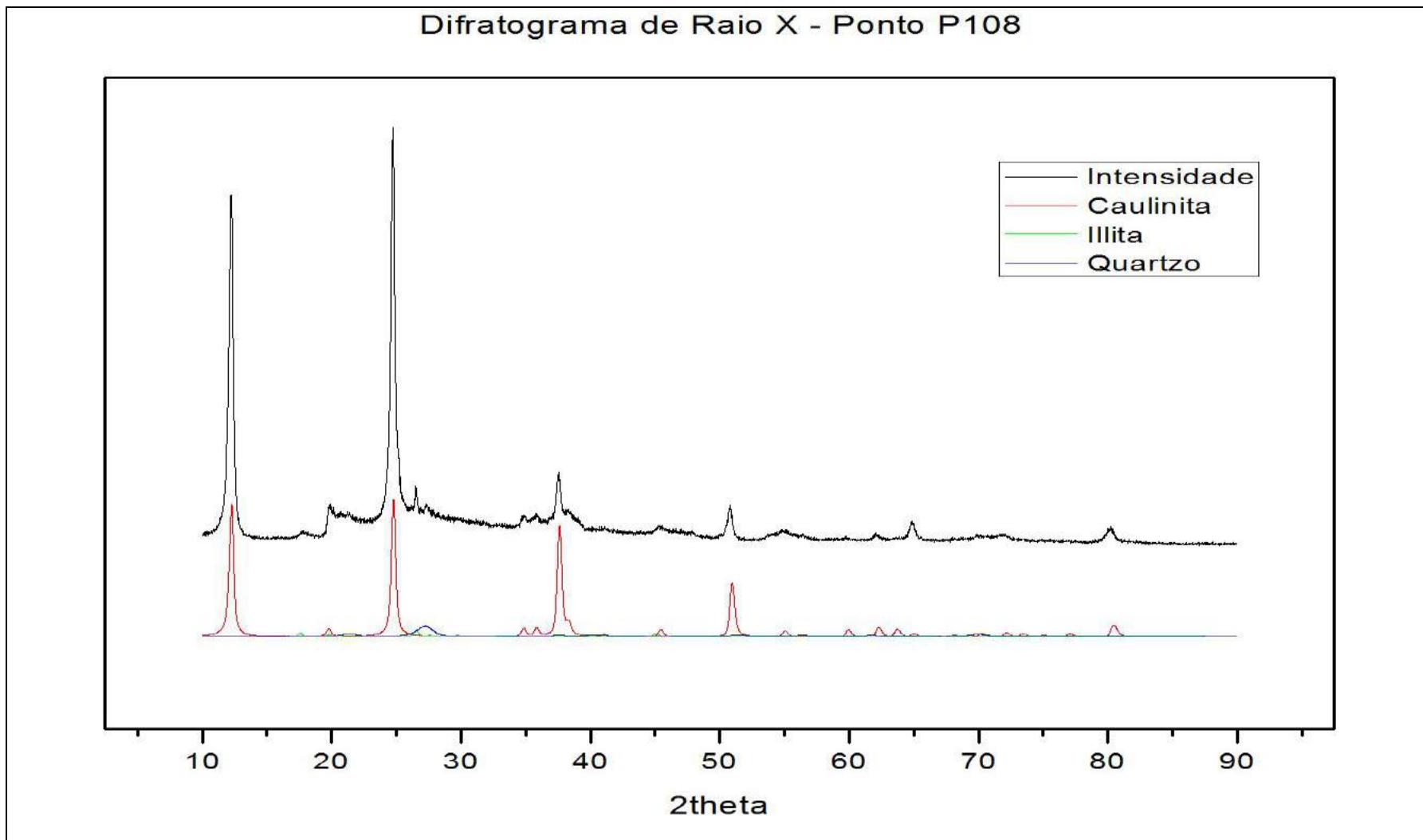


Fig. 67B – Argilominerais que fazem parte do depósito à margem direita do rio Preto, onde há evidências de transporte eólico.

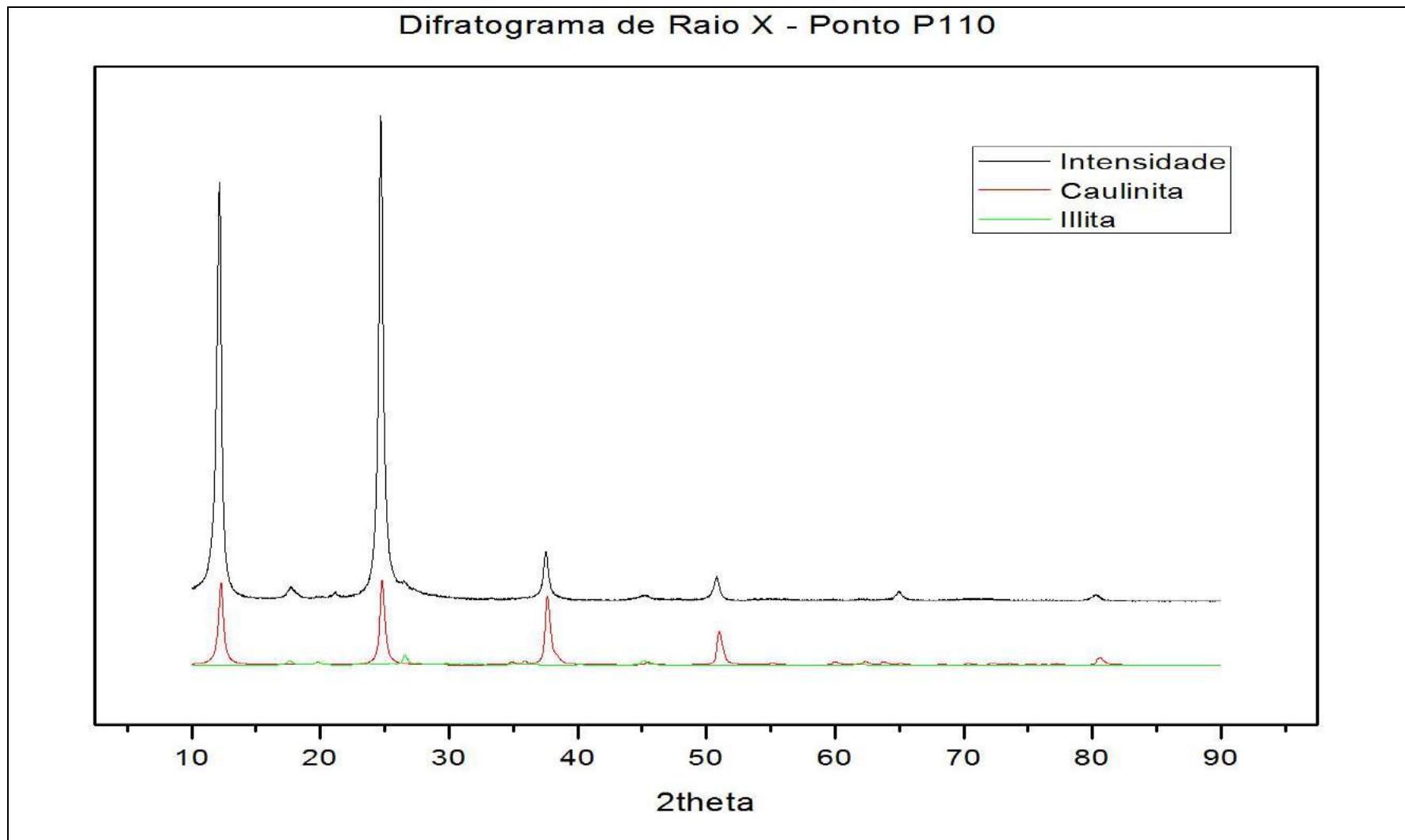


Fig. 67C – Argilominerais que compõe o Depósito Aluvial do Rio Curralim. Da área estudada, esse é o setor onde há os maiores valores do teor de argila, e onde há as maiores evidências de intemperismo/oxidação dos sedimentos.

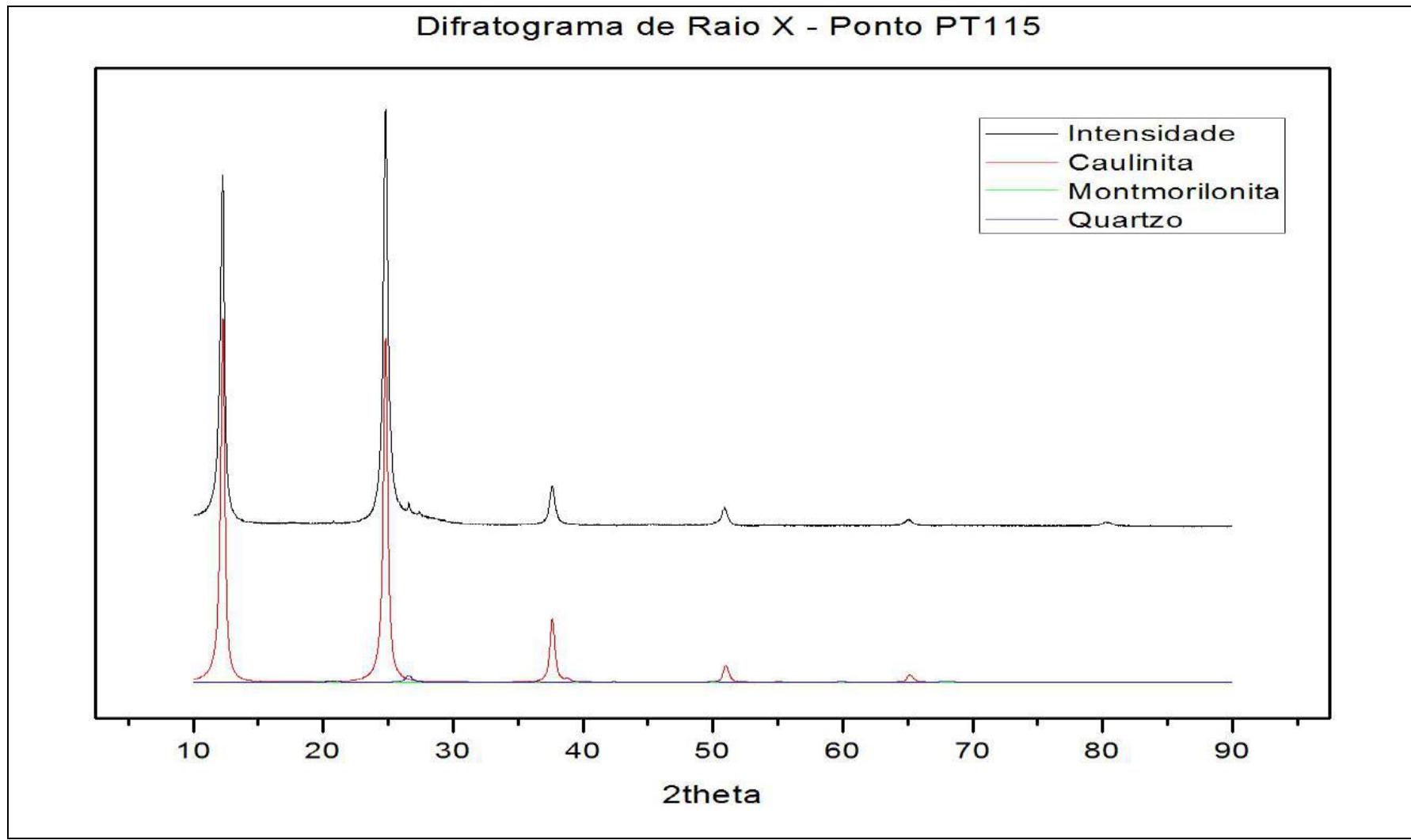


Fig. 67D – Argilominerais que fazem parte do saprolito proveniente do intemperismo da rocha base (zona de inundação de uma lagoa intermitente), onde estão assentados os depósitos. Observe que há diferença entre os argilominerais identificados nessa amostra e os demais, identificados nos outros pontos.

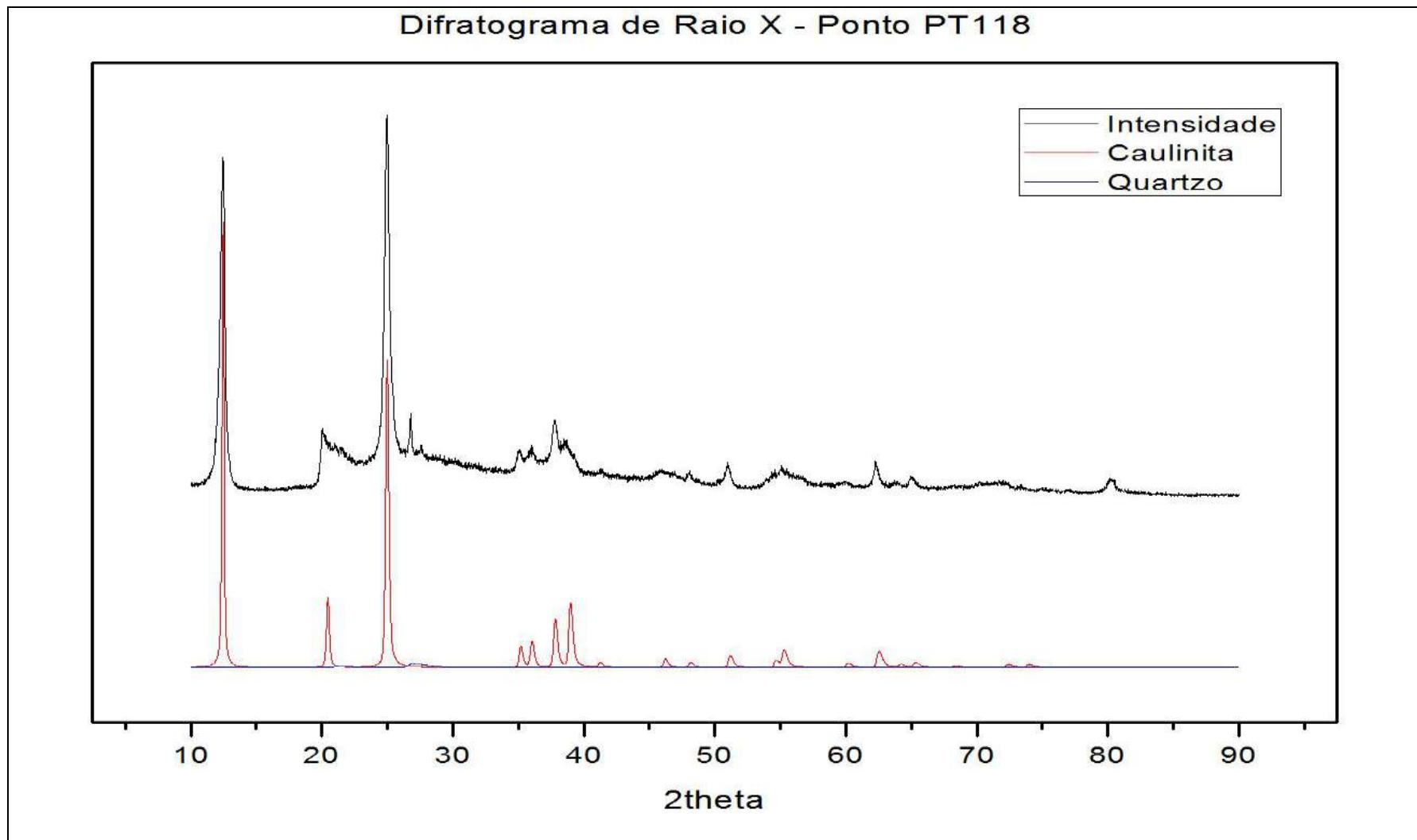


Fig. 67E – Argilominerais que compõe os sedimentos da Planície Aluvial do Rio Grande.

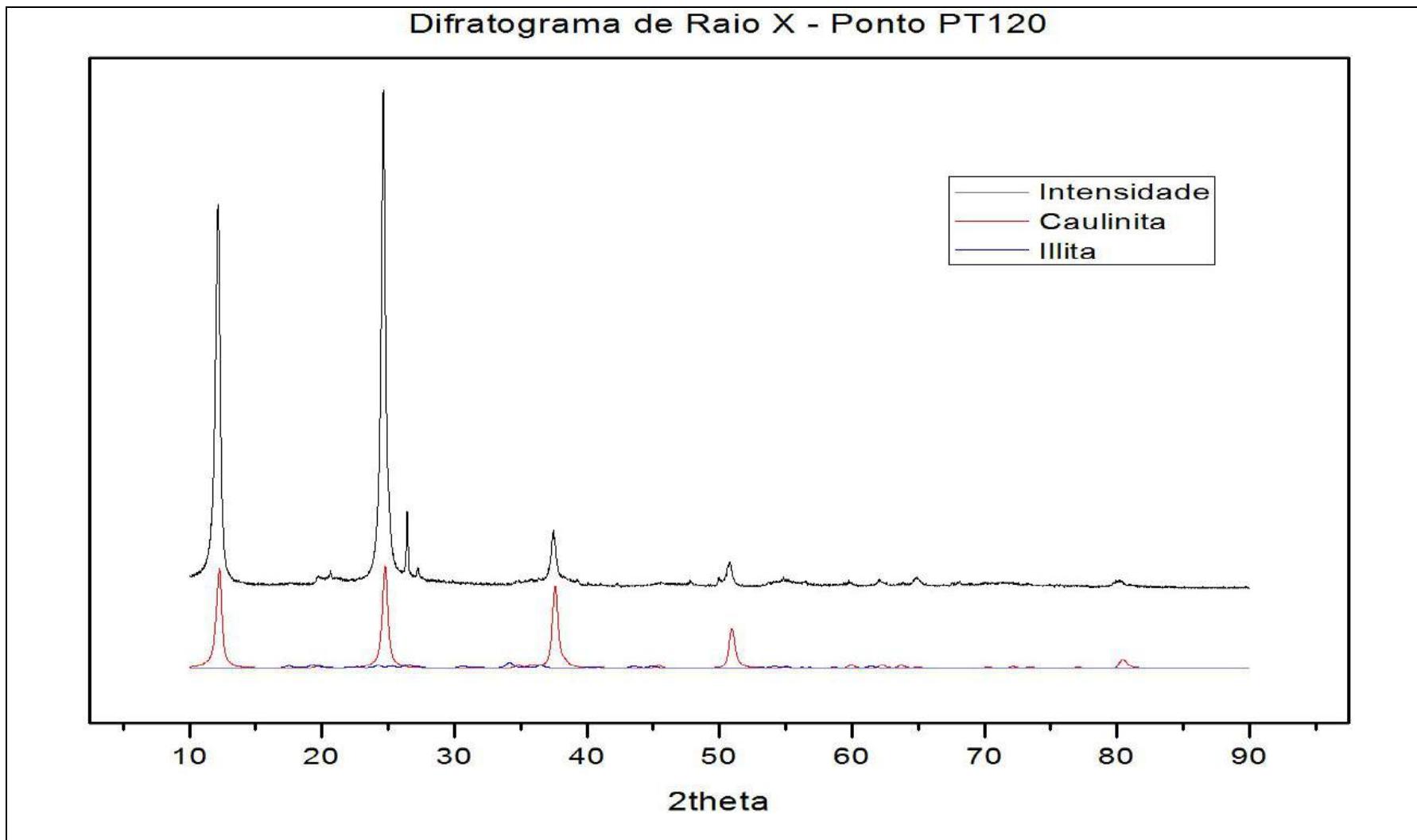


Fig. 67F – Argilominerais provenientes dos sedimentos da Planície Aluvial do Rio Grande.

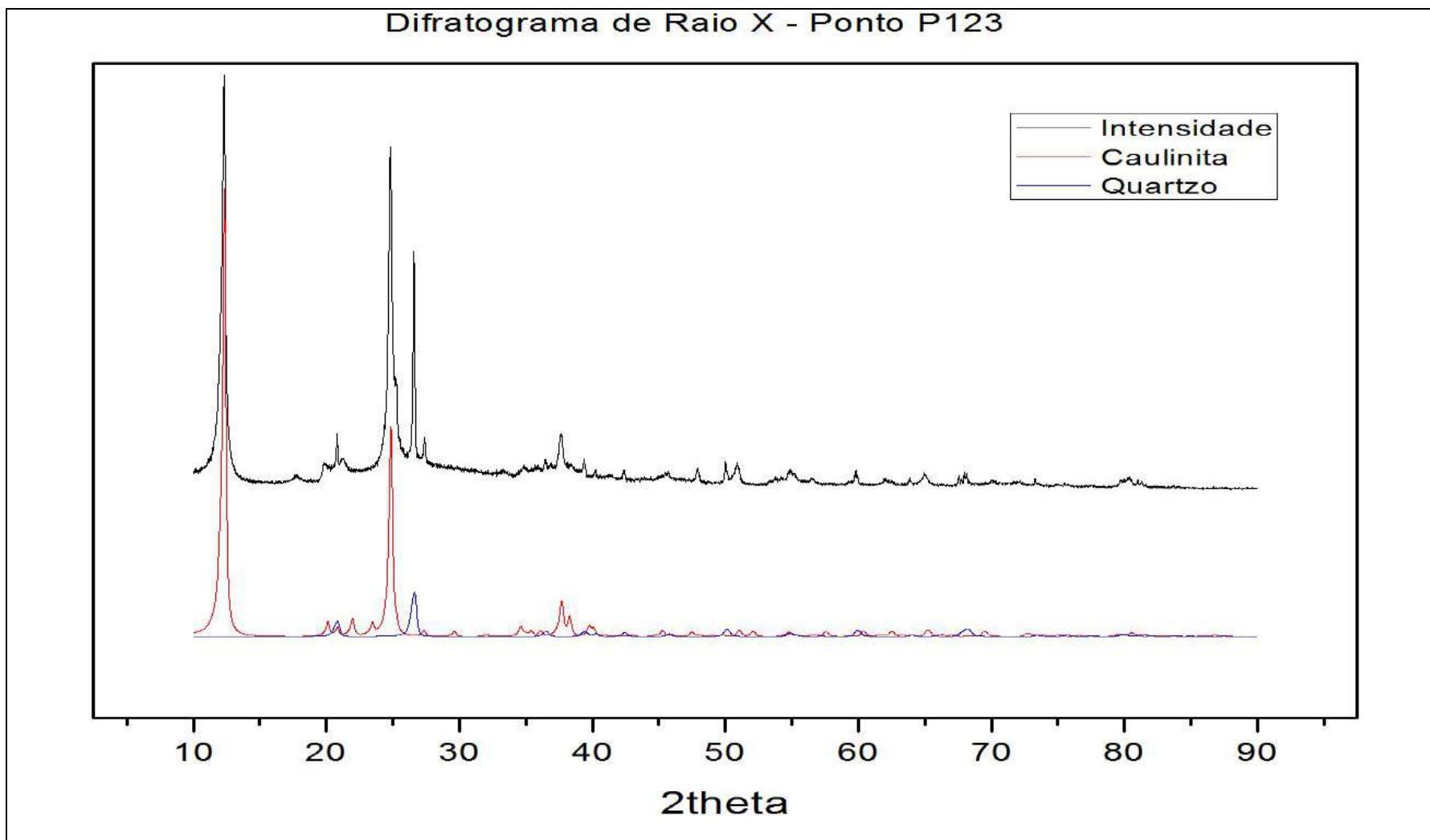


Fig. 67G – Argilominerais da margem direita do rio Grande, onde afloram sedimentos mais oxidados.

As amostras PT108, P110 e P120, também têm a ilita compondo os argilominerais. As épocas de formação do PT108 e P120 são as mesmas, mas acredita-se que os sedimentos do P110 tenham sido depositados em épocas mais senis. Isso evidencia que a presença de ilita não está relacionada a processos diagenéticos nos depósitos. Nesse caso, a presença de ilita parece estar mais justificada pelo fato da área fonte desses pontos serem comuns, representados nesse caso por arenitos eólicos do grupo Urucuia.

A análise de raio X se mostrou bem diferenciada na amostra proveniente da margem de uma lagoa, que corresponde a rochas em processo de intemperismo. O quartzo e a caulinita também estavam presentes. Mas o que diferenciou essa amostra das demais foi a identificação de montmorilonita, que representa um ambiente com baixo índice de intemperismo, o que é justificado pela presença de rocha sã a 50cm de profundidade. A montmorilonita também pode ser proveniente da própria rocha sedimentar e/ou metasedimentar, resultado dos processos atuantes no Cretáceo inferior.

Há uma baixa diversidade de tipos de argilominerais compondo o lençol de areia, que podem ser de origem autóctone ou alóctone. Na realidade, o fato de ter sido identificada a caulinita e ilita deixa evidente que o clima predominante nesse ambiente não foi o quente e úmido, pois nesse caso, a cadeia de átomos desses dois argilominerais teria passado por uma maior desestruturação, originando minerais característicos de zonas mais intempéricas. A ilita provavelmente está relacionada às áreas fontes, que possuem arenitos eólicos formados em ambientes desérticos no Cretáceo. O mesmo pode ter ocorrido com a caulinita, mas o fato do transporte ter ocorrido em ambiente fluvial, somado ao clima predominante durante o Quaternário, teria propiciado a gênese desse mineral *in situ*.

8.2.3 – A descrição de fácies e as características dos depósitos

A descrição das fácies sedimentares foi feita principalmente a partir dos poços de tradagem. Informações das trincheiras também foram utilizadas. Além disso, foi feita análise de um fundo de canal fluvial seco próximo a Formigueiro (Município de Mansidão), onde há afloramentos de materiais que apresentam maiores diâmetros. As análises comparativas foram fundamentadas principalmente nas areias, pois elas são mais resistentes ao intemperismo. Outras classes texturais foram consideradas somente para determinar a composição granulométrica das amostras.

Várias vezes nessa pesquisa foi usada a nomenclatura “lençol de areia”. Na realidade, ela foi aplicada para demonstrar uma área de convergência de sedimentos, que foram erodidos nas chapadas, e transportados para essa região, formando um depósito sedimentar não consolidado. A adequação dessa terminologia a literatura internacional, tendo como base o Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 2005), pode ser feita a partir do uso do termo “aloestratigrafia”. Isso implica que a pesquisa foi realizada sobre uma unidade aloestratigráfica, representada por uma aloformação composta de partes menores, que são os alomembros.

A delimitação inferior e superior dessa unidade aloestratigráfica pôde ser feita dentro da área de pesquisa, através de uma análise conjunta das lagoas, dos interflúvios e da zona de pedogênese. O limite superior corresponde a superfície do depósito, onde está ocorrendo os processos de formação de solos, e o limite inferior corresponde ao contato entre os sedimentos não consolidados e as rochas sedimentares e/ou metasedimentares da base. A diferença média de altitude entre os interflúvios e as margens das lagoas é de 9m, o que implica que a espessura média do depósito corresponde a esse diferencial de altitude, pois as lagoas estão assentadas sobre as rochas consolidadas da formação subjacente. Considerando-

se a área total pesquisada, que é de 7520Km² e a espessura média de 9m, é possível fazer uma estimativa do volume de sedimentos do depósito, que é de aproximadamente 67680x10⁶m³.

8.2.3.1 – O Depósito da Planície Aluvial do Rio Grande

Esse depósito teve a sua gênese relacionada a sedimentos de origem alúvio-coluvionares, provenientes de transportes efetuados por fluxos difusos da direção da atual calha do rio Grande. A fonte desses sedimentos são os Latossolos e os arenitos do Grupo Urucuia, que apresentam fácies fluvio/lacustres e eólicas, respectivamente com diâmetros maiores e menores. A diferença de características das áreas fonte pode causar uma heterogeneidade no depósito, refletindo na ocorrência de sedimentos com morfometria, morfoscopia, diâmetro e seleção correspondente às áreas fontes.

Os sedimentos são predominantemente arenosos (Fig. 68), apresentando cores variando entre branco e o amarelo. Apesar dessa predominância, algumas amostras evidenciaram um aumento no teor de argila e coloração com amarelo mais intenso e vermelho/amarelo. Elas estão em áreas onde aparentemente aflora uma formação de sedimentos subsuperficial mais intemperizada (maior oxidação), apresentando inclusive plintita e petroplintita a partir de 100cm de profundidade, que pode ser até mesmo contemporânea aos Latossolos Amarelos que ocorrem no setor oeste e norte da área de pesquisa. Essas amostras estão localizadas na borda sudeste desse depósito, e em setores onde houve erosão causada pelas avulsões do rio Grande. A sobreposição de sedimentos oxidados por sedimentos claros também foi observada por Assine (2004), na seqüência de depósitos do Pantanal.

A deposição dos sedimentos ocorreu sob dinâmicas ambientais diferentes existentes nos últimos milhares de anos. Somente nessa pesquisa, que envolve dados de 21Ka

AP ($\pm 2,7$) até 0,88Ka AP ($\pm 0,04$), há informações referentes a importantes alterações paleoambientais globais, como o UMG, Yonger Dryas, transição Pleistoceno x Holoceno, Hipsitermal e a Pequena Era do Gelo. Existem ainda outras mudanças paleoambientais globais e regionais ocorridas em épocas mais antigas, que não foram retratadas nessa pesquisa, mas que certamente contribuíram para a formação da deposição.

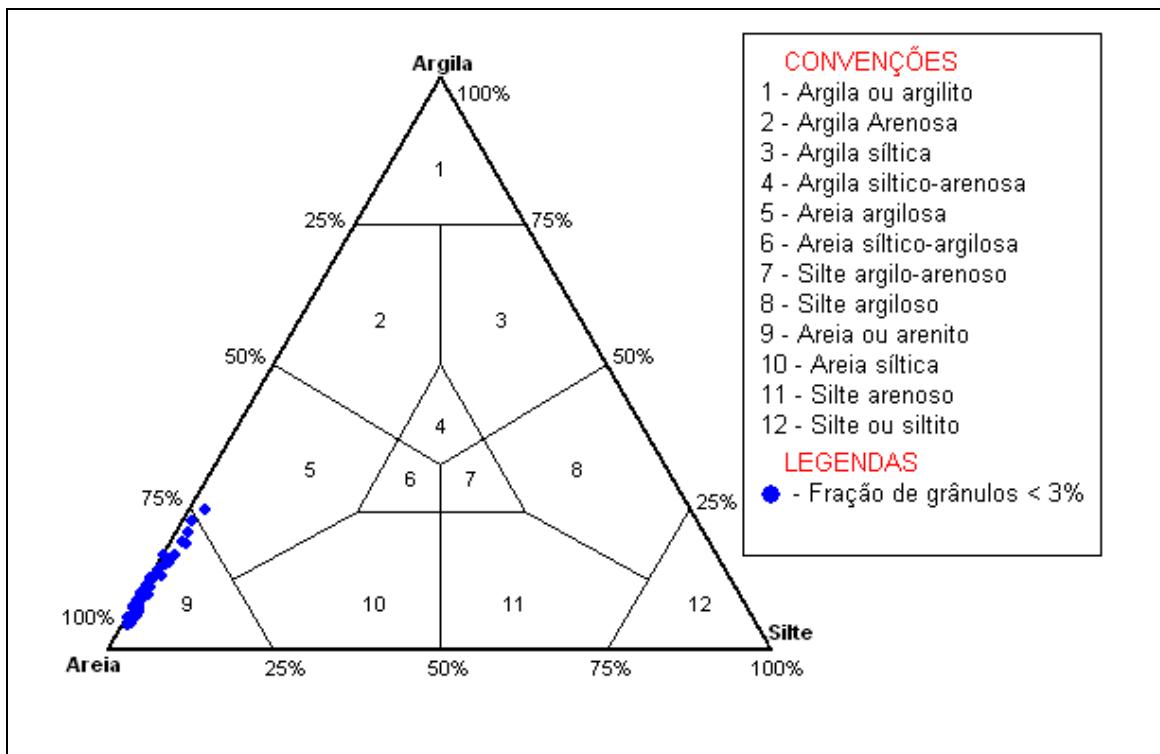


Fig. 68 – Diagrama de Shepard mostrando a predominância de areia nas amostras desse depósito.

As flutuações climáticas estão bem aparentes nas formas do relevo, na pedogênese e na diferença das propriedades dos sedimentos, sendo que a descrição de fácies mostra até mesmo pequenas alterações na deposição. Foram observadas mudanças referentes à gênese, ao diâmetro médio, cor e idade de deposição (Fig. 69A, 69B e 69C).

A principal modificação observada nas fácies foi que em períodos mais quentes houve o aumento do teor de areia média e uma diminuição da areia muito fina. Isso ocorreu após o início do Holoceno e antes do UMG. Contrapondo a isso, em épocas mais frias ocorreu o aumento do teor de areia muito fina e a areia média diminuiu. A fração areia média é mais

expressiva na composição de depósitos formados em ambientes fluvio/lacustres, enquanto a areia muito fina indica predominância de transporte eólico. A predominância de areia muito fina, em detrimento a areia média em transporte eólico, também foi comprovada por Holliday (1997), em estudos de evolução de lunetas no Novo México e Texas – EUA. Portanto, acredita-se que nas épocas mais frias o transporte eólico tinha mais expressividade na

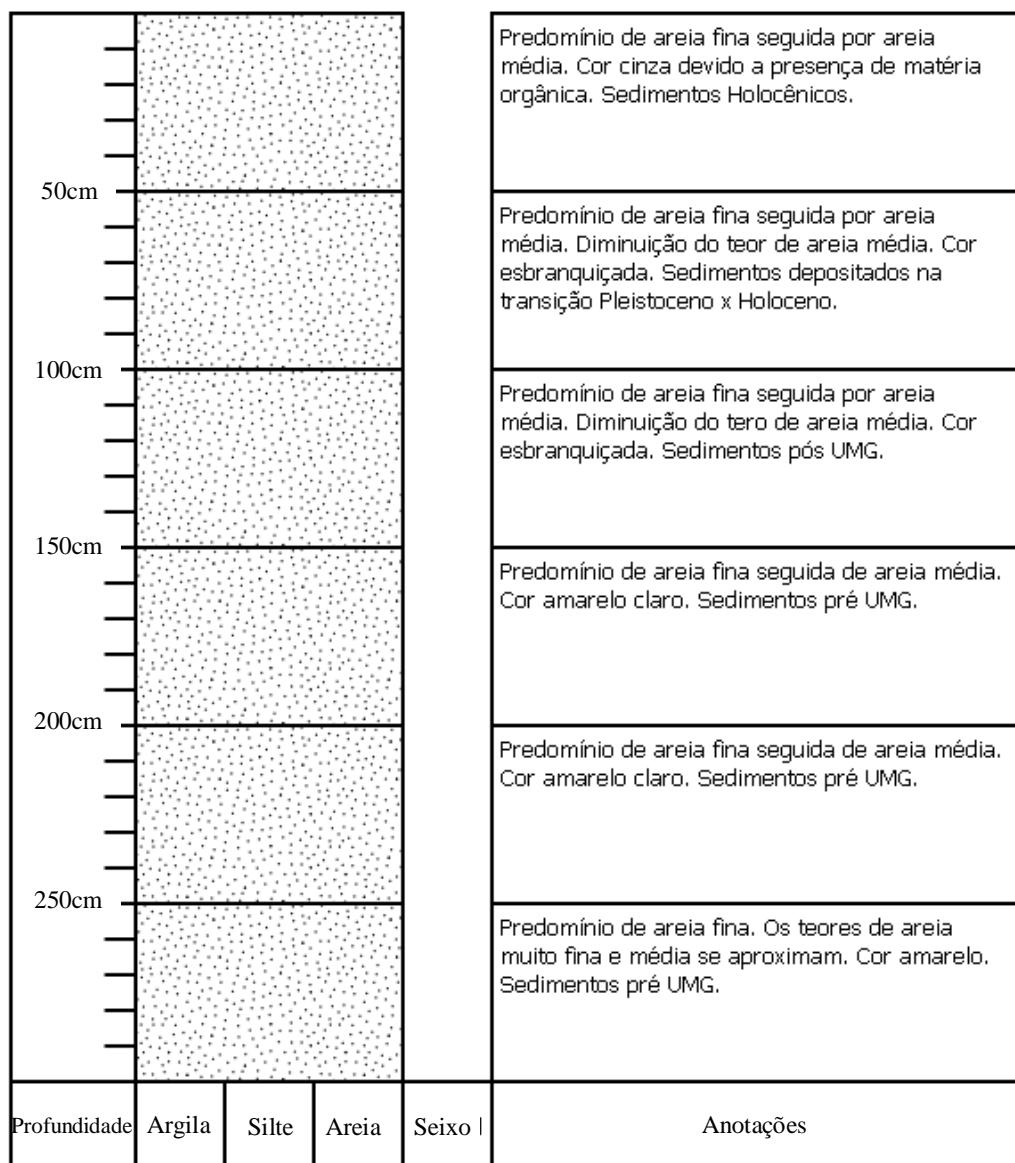


Fig. 69A – Facies do poço de tradagem P12. Alterações significativas observadas na transição Pleistoceno x Holoceno e em épocas pré e pós UMG, principalmente no teor de areia média.

50cm					Predomínio de areia média seguida de areia fina. Cor cinza devido a presença de matéria orgânica. Deposição ocorrida após a transição Pleistoceno x Holocene.
100cm					Predomínio de areia fina seguida de areia média. Cor esbranquiçada. Deposição ocorrida no período de transição entre Pleistoceno e Holocene.
150cm					Predomínio de areia fina seguida de areia média. Cor esbranquiçada. Depósitos pós UMG.
200cm					Predomínio de areia fina seguida pela areia média. Há um aumento abrupto considerado no teor de areia muito fina e uma consequente diminuição do teor de areia média. Depósitos anteriores ao UMG.
250cm					Predomínio de areia fina seguida de areia média. Teor de areia média próximo aos valores de areia muito fina. Cor amarelo claro. Sedimentos anteriores ao UMG.
300cm					Predomínio de areia fina seguida de areia média. O teor de areia muito fina reduz abruptamente. Cor amarelo claro. Sedimentos pré UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 69B – Facies do poço de tradagem TG2. São notadas mudanças significativas nos sedimentos pós e pré Holocene, em momentos anteriores e posteriores ao UMG, e em épocas mais antigas sem datações correlativas.

paisagem, tanto no re-trabalho dos sedimentos locais quanto no “input” de sedimentos mais finos advindos da região do rio São Francisco (região das dunas de Barra).

As frações de areia muito grossa e grossa ocorrem em baixas concentrações, representando respectivamente menos de 0,5% e 7% do total das amostras. Essas frações se mantêm com valores aproximados de acordo com a profundidade nos diferentes poços de análise, e as variações de concentrações são notadas de acordo com a distribuição espacial, mas sem uma direção predominante.

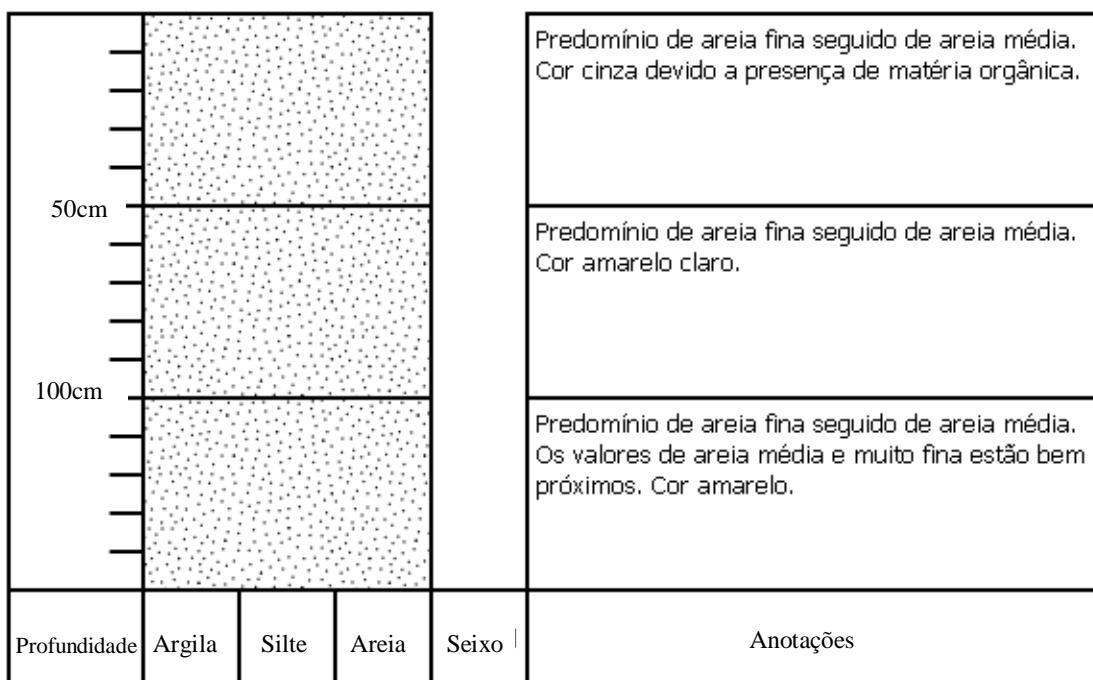


Fig. 69C – Fácies do poço de tradagem P119. Esses sedimentos são provenientes de uma área erodida do terraço superior, que encontra-se em altitude mais baixa se comparado aos demais poços. Acredita-se que essas fácies representam sedimentos anteriores ao UMG, recobertos por uma fina camada de materiais Holocênicos, proveniente do trabalho fluvial no terraço superior.

Ao fazer a análise da variação do teor de areia muito grossa e areia grossa, observa-se que elas pouco influenciam na alteração da concentração de areia total, bem como as populações de areia fina e areia muito fina, que demonstraram índices de correlação extremamente baixos nessa análise. Mas o teor de areia média influencia diretamente na concentração de areia total, o que é comprovado por um índice de correlação moderado entre essas duas variáveis (Fig. 70).

É notório que as dimensões e densidades da areia média, constituída principalmente por quartzo, permite um transporte por fluxos com maior energia, como no transporte fluvial. Afirma-se, para essa deposição, que uma população de sedimentos com maiores teores de areia total foi formada sob regimes fluviais, que ocasionam um aumento do teor de areia média e, consequentemente, da areia total. A deposição de areia média em depósitos aluviais também foi observada no Pantanal por Assine (2004).

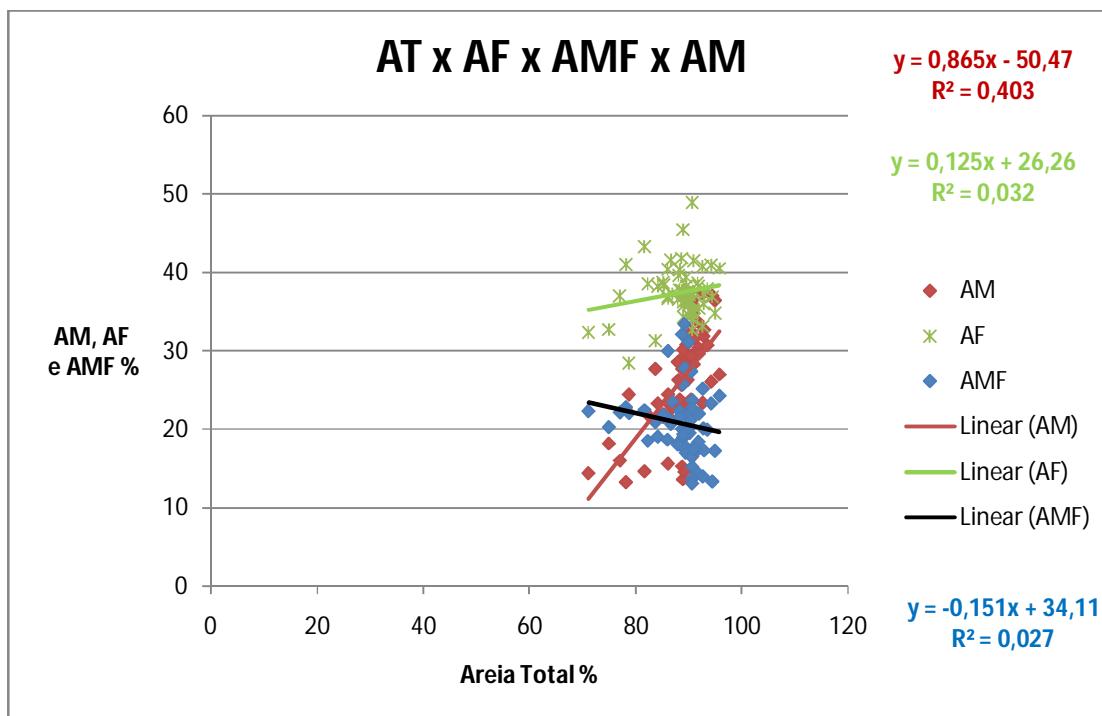


Fig. 70 – Influência das populações de areia média (AM), areia fina (AF) e areia muito fina (AMF) na concentração da areia total.

Analises feitas na parede da trincheira próximo a Taguá não permitiram a identificação de estratificações. O sedimento está depositado de maneira uniforme, sem demonstrar direção preferencial ou intercalações entre material fino e grosso ou mineral e orgânico. A ocorrência de material orgânico foi registrada de forma aleatória, representada por fragmentos de carvão (Fig. 71). Numa profundidade média de 20cm foram identificados alguns fragmentos de carvão datados de 0,88Ka AP ($\pm 0,04$). A 80cm de profundidade

também foi encontrado carvão, que teve idade de 2,4Ka AP ($\pm 0,04$). Ambos os fragmentos de carvão parecem estar mais relacionados a eventos de queimadas exteriores, e que foram conduzidos até a subsuperfície (Fig. 71).



Fig. 71 – Trincheira próximo a Taguá, onde ocorre uma uniformidade nos sedimentos. A seta azul indica fragmentos de carvão a 80cm de profundidade e a preta indica os fragmentos a 20cm.

8.2.3.2 – O Depósito do Leque Aluvial do Rio Preto

Os sedimentos formadores desse depósito são de origem alúvio-coluvionares, que teve a sua origem a partir de transportes efetuados na região do atual canal do rio Preto. A hidrodinâmica foi a força que mais atuou no transporte, semelhante ao que ocorreu no Depósito Aluvial do Rio Grande. A fonte desses sedimentos é a Chapada do São Francisco, onde há predominantemente Latossolos e os arenitos eólicos e fluvio/lacustres que compõe o

grupo Urucuia. Destaca-se também que os sedimentos são predominantemente arenosos (Fig. 72), com coloração esbranquiçada e amarelo claro.

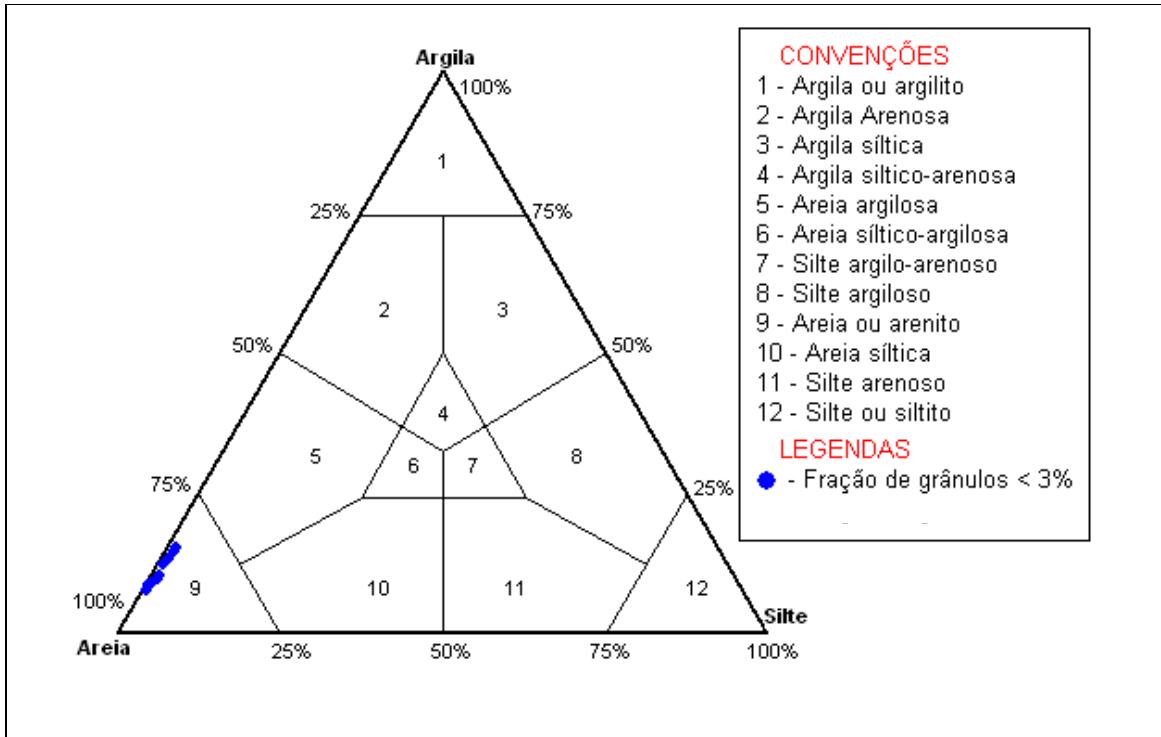


Fig. 72 – Diagrama de Shepard mostrando a predominância de areia nas amostras.

As descrições das fácies desse depósito podem evidenciar poucas alterações durante a deposição (Fig. 73A, 73B e 73C). O conjunto de datações varia entre 19000AP (± 1200) e 10500AP (± 700), que representam respectivamente o UMG e a transição Pleistoceno x Holocene. Não foram registradas alterações significativas no conjunto de fácies que demonstrassem um padrão de sedimentação em épocas com ambientes diferenciados. O que concorda com o exposto na análise do depósito da Planície Aluvial do Rio Grande, é que um dos poços analisados (PT109) também mostrou maiores concentrações de areia média no Holocene, momento que a temperatura global estava mais quente.

Tanto a areia muito grossa como a areia grossa tiveram representações incipientes, com valores respectivos de no máximo 1% e 8,1%. As variações dessas classes texturais não são tão perceptíveis nos pontos de análise, apresentando valores constantes, refletindo numa

					Predominância de areia fina seguida de areia média. Cor cinza claro devido a presença de matéria orgânica. Sedimentos Holocênicos.
50cm					Predominância de areia fina seguida de areia média. Cor esbranquiçada. Sedimentos depositados durante a transição Pleistoceno e Holoceno.
100cm					Predomínio de areia fina seguida de areia média. O teor de areia fina é maior do que nos sedimentos da camada sobrejacente. Cor esbranquiçada. Sedimentos depositados durante o UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 73A – Fácies do poço de tradagem PT108.

					Predominância de areia fina seguida de areia média. Cor cinza claro devido a presença de matéria orgânica. Sedimentos Holocênicos.
50cm					Predomínio de areia fina seguida de areia média. O teor de areia média é menor do que no Holoceno. Cor esbranquiçada. Sedimentos depositados durante a transição Pleistoceno x Holoceno.
100cm					Predominância de areia fina seguida de areia média. Cor esbranquiçada. Sedimentos depositados durante o UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 73B – Fácies do poço de tradagem PT109.

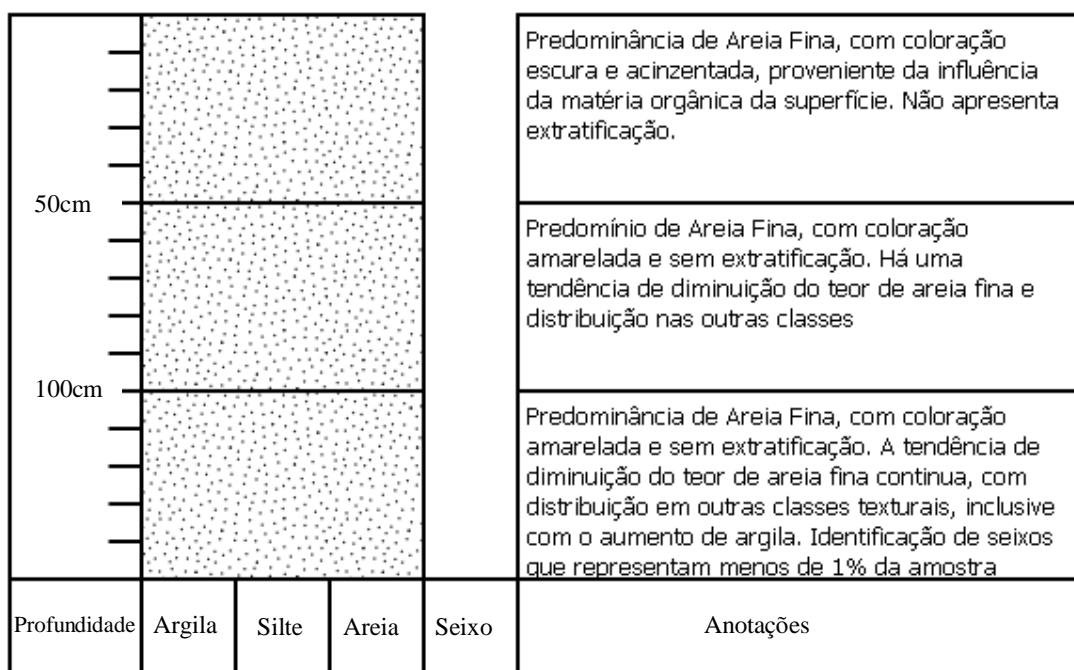


Fig. 73C – Fácies da trincheira de Buritizinho.

baixa influência sobre a concentração total de areias. Ressalta-se ainda que na trincheira de Buritizinho foram identificados pequenos seixos rolados, menores que 4mm, mas sempre em concentrações inferiores a 0,5% do total das amostras.

Mas a variação do teor de areia média, fina e muito fina influenciou na concentração de areia total (Fig. 74). A areia fina, por exemplo, registrou um índice de correlação fraco e positivo, mostrando que quanto maior é a concentração de areia fina, maiores são os valores de areia total. Ao analisar a influência da areia média e da areia muito fina, padrões extremamente relevantes são evidenciados. Nota-se que a areia média influencia positivamente ($R^2 = 0,64$ – moderado) e a areia muito fina influencia negativamente no teor de areia total ($R^2 = 0,40$ – moderado).

Assim como no depósito da Planície Aluvial do Rio Grande, pode-se afirmar que em áreas onde há maior concentração de areia, houve predomínio de transporte fluvial, justamente pela influência da areia média, predominante nesse tipo de deposição. A área com

maior quantidade de evidências eólicas observadas por imagens de satélite coincide com esse depósito e, portanto, os momentos que são registrados aumento de areia muito fina, provavelmente representam épocas em que o transporte eólico estava atuante na paisagem, selecionando melhor os sedimentos, principalmente os de menores dimensões.

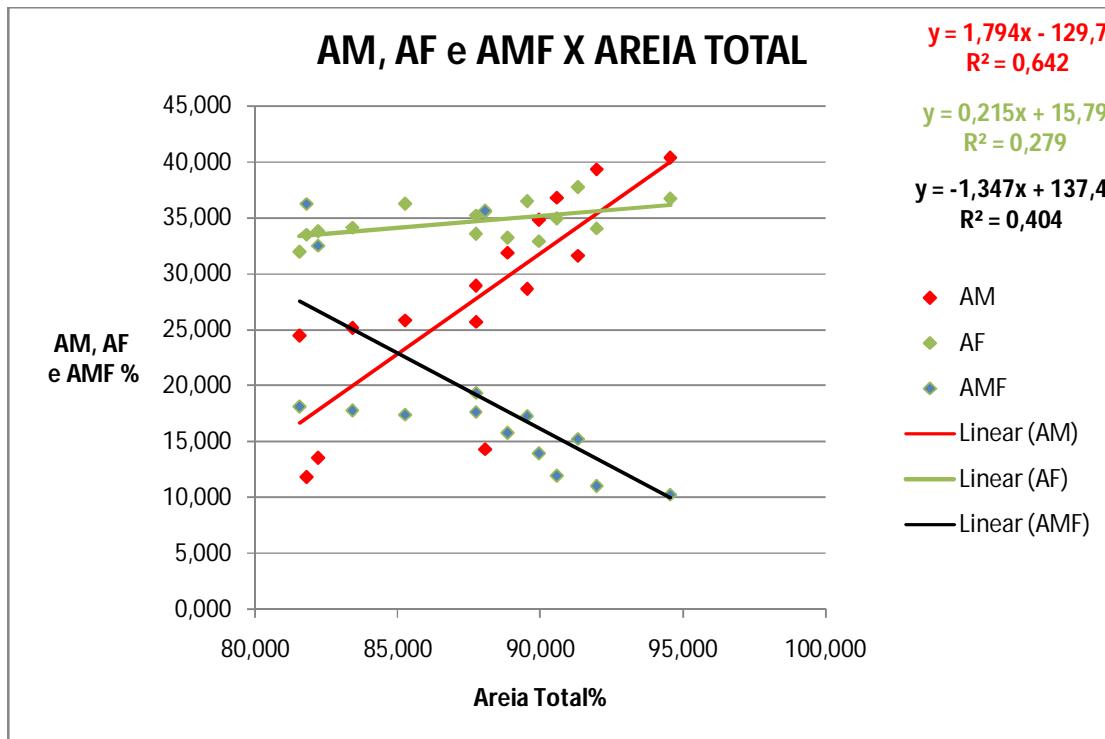


Fig. 74 – Influência da areia média, areia fina e muito fina no teor de areia total. Note a inversão de padrão representada pelas retas da areia muito fina e areia média, que são representativos de ambientes de deposição sob clima seco, com diferentes níveis de umidade e atuação de processos eólicos e fluviais.

Na trincheira aberta em Buritizinho não foi observada nenhum padrão de estratificação. A deposição ocorreu de maneira bem uniforme, sem indicativos de direção preferencial (paleocorrentes) ou intercalações de material fino e grosso ou mineral e orgânico. A presença de material orgânico e de seixos rolados foi registrada de forma aleatória. Durante a abertura dessa trincheira, foi notado que o material sedimentar possuía baixa agregação, pois houveram diversos desabamentos das paredes (Fig. 75), diferente do que ocorreu na trincheira do depósito da Planície Aluvial do Rio Grande, que permaneceu com as paredes estáveis.



Fig. 75 – Trincheira de Buritizinho. Nota-se uma profundidade padrão das raízes e os desabamentos das paredes. Fragmentos de carvão foram encontrados aleatoriamente.

8.2.3.3 – O Depósito da Planície Aluvial do Rio Curralim

Os sedimentos que formaram esse depósito são de origem alúvio-coluvionares, provenientes de transportes ocorridos a partir da gênese dos relevos residuais no município de Riachão das Neves (distritos de Canudos e Cariparé), onde há predominância de arenitos eólicos, o que foi comprovado durante trabalhos de campo nas áreas fontes. Os fluxos de sedimentos eram transportados seguindo a direção do atual canal do rio Curralim. A principal fonte dos sedimentos foram os arenitos eólicos e os Latossolos Vermelho Amarelo do topo das chapadas. Uma evidência que reforça a influência fluvial sobre esses sedimentos foi a identificação de pequenos seixos rolados, que possuem dimensões e massas passíveis de serem movimentadas apenas por fluxos de maior energia.

O depósito é predominantemente arenoso, apresentando algumas amostras da classe areia argilosa (Fig. 76), com cores variando entre cinza claro e vermelho/amarelo. Ele foi o que apresentou os maiores teores de argila, com valor máximo de 36%, identificado no ponto PT 113. Em todos os poços amostrais foi verificado a formação de plintita e petroplintita a partir de 100cm de profundidade, que aparentemente são autóctones, formadas sob um ambiente mais quente e úmido. Portanto, faz-se menção que algumas das características desses sedimentos foram “impressas” em ambientes quentes e úmidos, em épocas anteriores ao UMG. Ressalta-se que não foram realizadas datações nessa deposição.

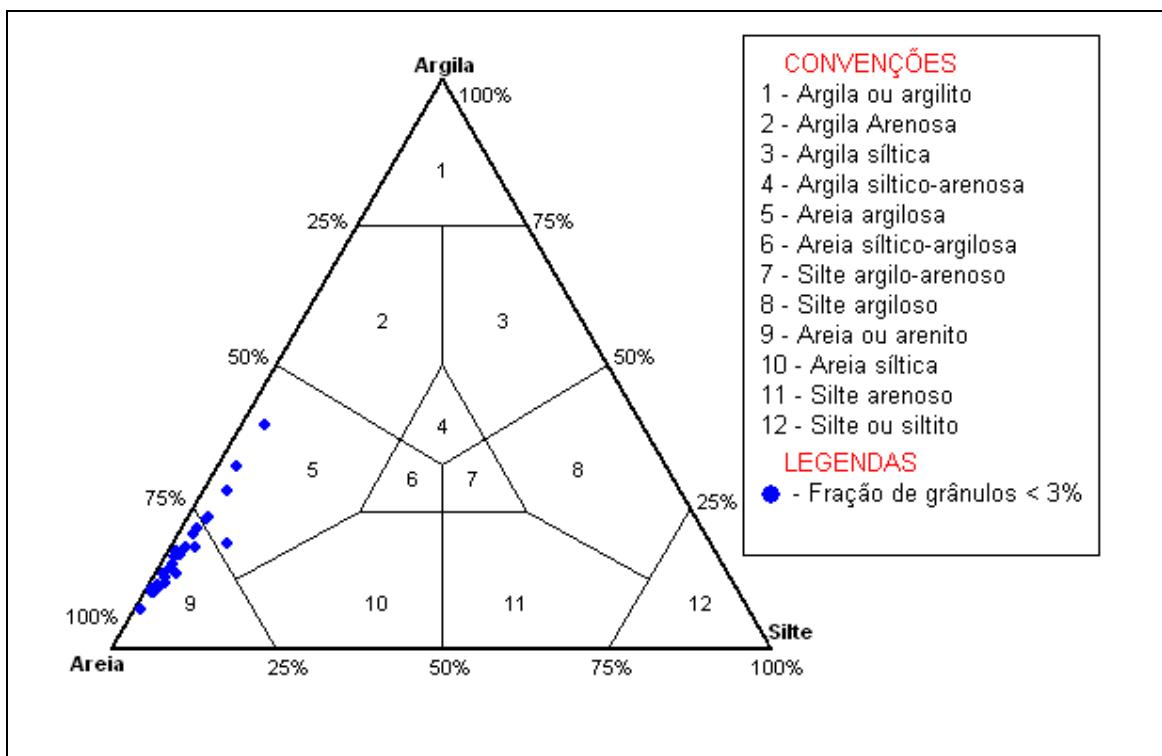


Fig. 76 – Diagrama de Shepard que mostra que as areias são predominantes, mas há um aumento no teor de argila, comparando-se aos outros depósitos.

A descrição de fácies do depósito mostrou um ambiente de deposição muito homogêneo, com pequenas alterações nas concentrações das diferentes classes de areia (Fig. 77A, 77B e 77C). As mudanças observadas nessas fácies são diferentes das ocorridas nas fácies dos depósitos anteriores. Nesse caso, há uma tendência da areia fina estar na maioria

dos casos acompanhada por areia muito fina, o que pode indicar um ambiente de deposição em que a ação eólica estava mais pronunciada, ou mesmo evidenciar as características do arenito eólico, que é o *fabric* dos sedimentos. É importante ressaltar que a fonte dos sedimentos do Leque Aluvial do Rio Preto também são os arenitos eólicos, mas ele apresentou um comportamento discrepante na deposição. Outra diferença é a presença de plintita e petroplintita formadas por processos autóctones, a partir de 100cm de profundidade.

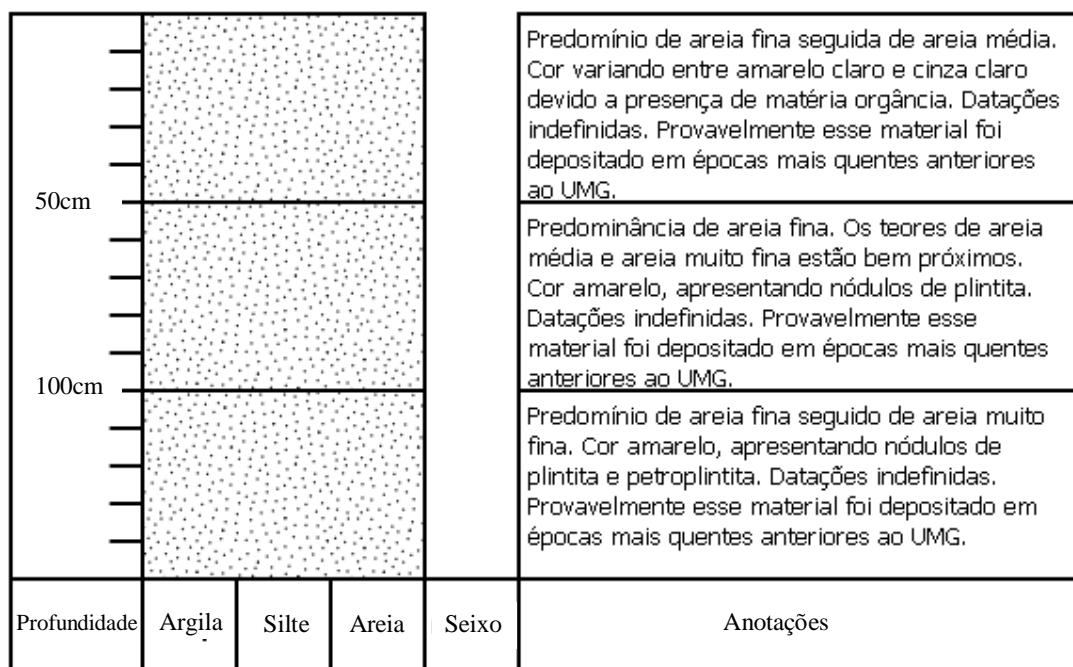


Fig. 77A – Fácies do poço de tradagem P16.

As classes de areia muito grossa e areia grossa tiveram uma expressividade ainda menor nesse depósito, apresentando valores máximos respectivos de 0,5% e 7%, e variações muito pequenas das concentrações nos diferentes pontos e profundidades. Por isso, tiveram baixa influência na concentração total de areias. A classe de areia muito fina também teve pouca influência sobre as areias totais, apresentando uma correlação bem fraca (próximo a zero). Contrastando com isso, a variação dos teores de areia média e fina, influenciaram na concentração de areia total (Fig. 78).

50cm					Predominância de areia fina seguida de areia muito fina. Cor variando entre amarelo claro e cinza claro devido a presença de matéria orgânica. Datações indefinidas. Provavelmente esse material foi depositado em épocas quentes antes do UMG.
100cm					Predomínio de areia fina seguido de areia muito fina. Cor amarelo, apresentando nódulos de plintita autóctone. Datações indefinidas. Provavelmente esse material foi depositado em épocas quentes antes do UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 77B – Fácies do poço de tradagem P110.

50cm					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Aumento considerado dos teores de areia fina e média. Cor cinza claro devido a presença de matéria orgânica. Datações indefinidas. Acredita-se que esse depósito teve a sua gênese em períodos mais quentes antes do UMG.
100cm					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Diminuição do teor de areia fina. Cor amarelo, com presença de nódulos de plintita. Datações indefinidas. Acredita-se que esse depósito teve a sua gênese em períodos mais quentes antes do UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 77C – Fácies do poço de tradagem P113.

A classe textural que mais influenciou na concentração total de areias foi a areia fina, que apresentou um índice de correlação forte e positivo. Isso mostra um cenário

diferente daquele identificado nos depósitos do rio Grande e rio Preto, onde houve um predomínio de areia média, indicando a influência maior dos ambientes fluviais durante a deposição. Nesse caso, a predominância de materiais mais finos indica a existência de um ambiente de deposição diferente, onde houve uma maior influência do transporte eólico, ainda sem sobressair ao fluvial, pois o teor de areia média também influencia na concentração total das areias, apresentando um índice de correlação moderado. Portanto, o que se observa aqui é um ambiente de deposição misto ainda mais evidente, com a ação aluvio-coluvial de deposição e o retrabalho eólico. Mas ainda é necessário levar em conta a proximidade da área fonte, composta por arenitos eólicos com areias finas. A distância máxima percorrida por esses sedimentos foi de aproximadamente 60Km, o que implica que boa parte das características primárias desses sedimentos podem ter sido preservadas.

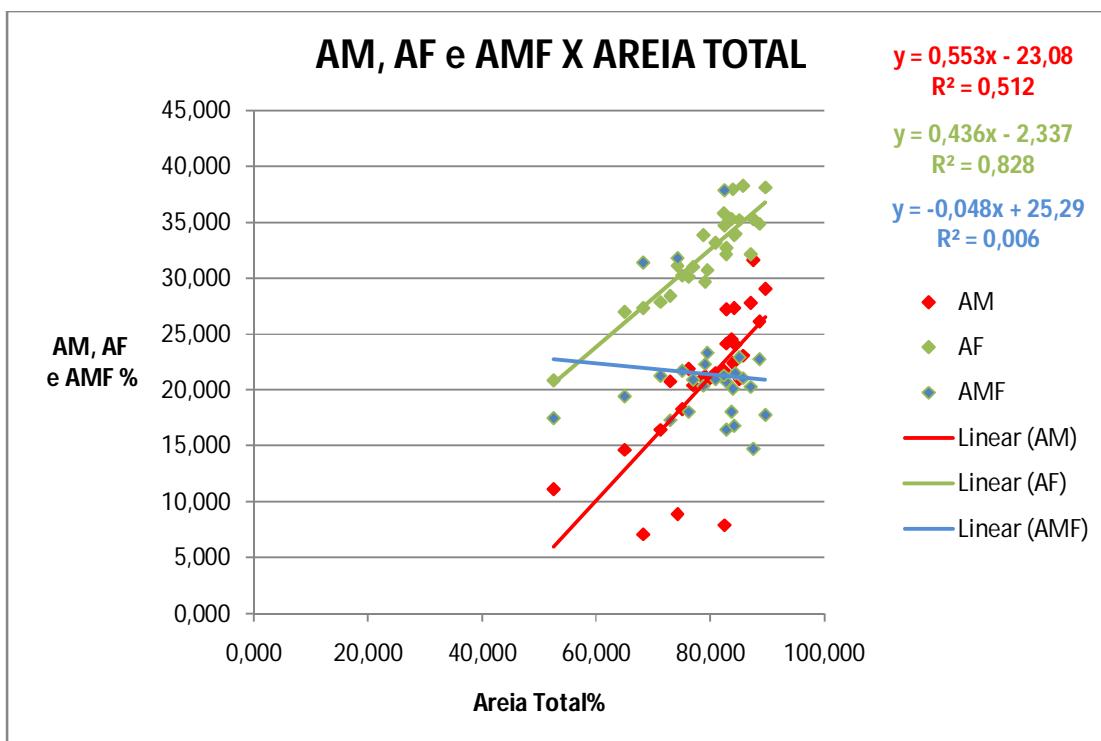


Fig. 78 – A influência da areia média, areia fina e areia muito fina sobre a concentração total de areia.

8.2.3.4 – O Depósito da Planície Aluvial de Mansidão

Os sedimentos que formam esse depósito também são de origem aluvio-coluvionares, que teve a sua gênese a partir de transportes efetuados por canais de pequenas dimensões, localizados a margem esquerda do baixo curso do rio Preto. A hidrodinâmica atuou no transporte de sedimentos, semelhante ao que ocorreu nos outros depósitos.

A provável fonte desses sedimentos é principalmente os solos formados a partir das rochas sedimentares e meta-sedimentares do Planalto da Tabatinga, das rochas meta-sedimentares da Serra do Boqueirão e das rochas ígneas do embasamento do Cráton do São Francisco, que afloram no município de Mansidão. A maioria das amostras está classificada como areia argilosa, estando recobertas por materiais mais arenosos (Fig. 79), com cor cinza claro na superfície e vermelho/amarelo em subsuperfície. Em todos os pontos de coleta foi observado a presença de plintita a partir de 150cm de profundidade, que assim como no caso do depósito da Planície Aluvial do Rio Curralim, parecem ser autóctones. Uma datação por LOE, com amostra coletada a 30cm de profundidade, resultou em 3,7Ka AP ($\pm 0,28$), que corresponde ao último período de atividade eólica, ocorrido no final do “Ótimo Climático do Holoceno”.

Com a análise das fácies, fica evidente que a deposição ocorreu em um ambiente heterogêneo, com diferenças marcantes entre os materiais de superfície e subsuperfície (Fig. 80A, 80B e 80C). Houveram alterações significantes nas concentrações das diversas classes das areias. O teor médio de areia média, por exemplo, foi de 34% para os primeiros 50cm de profundidade, enquanto que logo abaixo, o valor médio foi de 26,3%.

Os teores das diversas classes de areia foram analisados para medir a sua influência sobre a concentração total de areia. A areia muito grossa e a areia grossa, assim como nos outros depósitos, pouco influenciaram no teor total da areia, pois representaram o

máximo de 1,5% e 8% respectivamente, e tiveram pouca variação espacial e em profundidade. A areia muito fina também teve pouca influencia, com valor de R^2 que representa uma correlação bem fraca. Mas os valores de areia média e fina influenciaram consideravelmente o teor de areia total, apresentando índices respectivos de correlação forte e muito forte (Fig. 81).

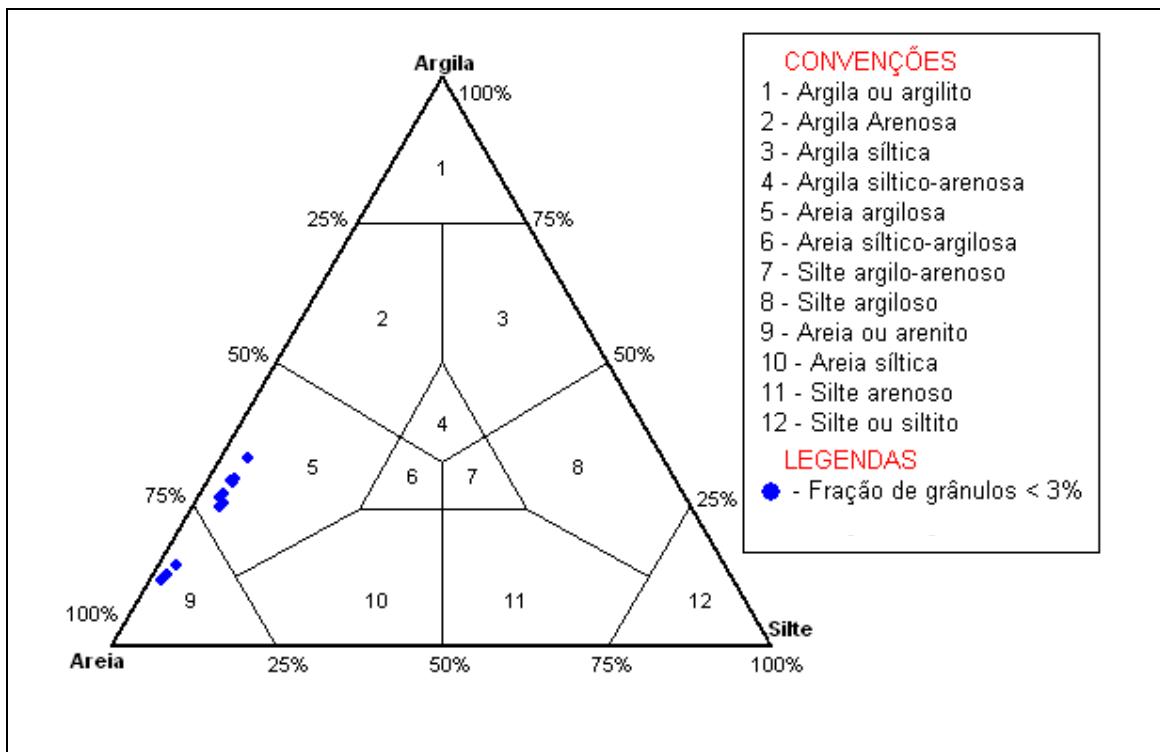


Fig. 79 – Diagrama de Shepard mostrando a predominância de uma mistura entre areia e argila, mas ainda com predominância de areia.

A predominância de areia fina indica que o transporte eólico teve importante papel durante a formação desse depósito, tanto nas camadas mais recentes como naquelas mais antigas. Mas nota-se também que quando aumenta o teor de areia fina, o de areia média aumenta também, deixando evidente que o transporte fluvial (que também pode transportar areia fina), estava presente no ambiente. Portanto, esse depósito, assim como o depósito da Planície Aluvial do Rio Curralim, também demonstra fortes indícios de ambiente misto de deposição, com o possível aporte de sedimentos em maior quantidade durante eventos

chuvosos característicos do semi-árido, e retrabalho eólico durante os eventos de seca mais prolongada.

50cm					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Cor cinza claro devido a presença de matéria orgânica. Sedimentos muito pobremente selecionados. Depósito Holocênico.
100cm					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Diminuição dos teores de areia média e fina, considerando a camada sobrejacente. Cor amarela clara. Datações indefinidas. Acredita-se que esse depósito teve sua gênese em períodos mais quentes antes do UMG.
					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Aumento do teor de areia muito fina, considerando a camada sobrejacente. Cor amarela, com presença de plintita. Datações indefinidas. Acredita-se que a gênese é anterior ao UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 80A – Fácies do poço de tradagem P104.

50cm					Predomínio de areia fina, seguida de areia média. Cor cinza claro devido a presença de matéria orgânica. Sedimentos muito pobremente selecionados, depositados no Holoceno.
100cm					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Diminuição do teor de areia média, comparando-se com a camada sobrejacente. Cor amarelo claro. Datação indeterminada. Acredita-se que o depósito tenha ocorrido antes do UMG.
					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Cor amarela, com presença de plintita. Datação indeterminada. Acredita-se que o depósito tenha ocorrido antes do UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 80B – Fácies do poço de tradagem PT106.

					Predomínio de areia fina, seguida de areia média. Cor cinza claro devido a presença de matéria orgânica. Sedimentos muito pobremente selecionados, depositados durante o Holoceno.
					Predomínio de areia fina, seguida de areia muito fina. Diminuição do teor de areia média e fina, comparando-se com a camada sobrejacente. Cor amarelo claro. Acredita-se que o depósito tenha se formado antes do UMG.
					Predominância de areia fina, com valores de areia muito fina bem próximos. Aumento dos teores de areia fina e muito fina, comparando-se com a camada sobrejacente. Acredita-se que o depósito tenha se formado antes do UMG.
Profundidade	Argila	Silte	Areia	Seixo	Anotações

Fig. 80C – Fácies do poço de tradagem P107.

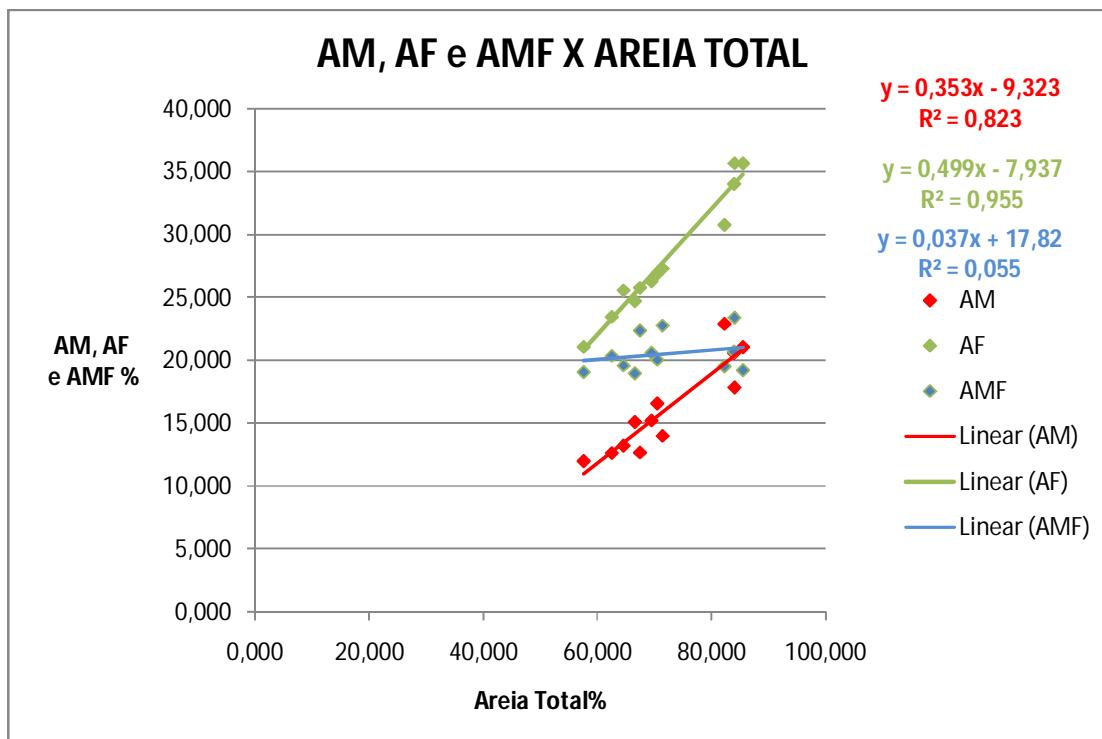


Fig. 81 – Influência da areia média, areia fina e areia muito fina na concentração de areia total. Nota-se que a areia fina e a média tem influência diretamente proporcional sobre o total de areias. O aumento ou diminuição da areia muito fina não influencia no teor de areia total.

Na base do principal canal fluvial intermitente desse depósito, aproximadamente 15m abaixo da superfície da margem, foram identificados depósitos de seixos rolados de diversos diâmetros, entremeados por areias (Fig. 82). Acredita-se que a origem desses seixos sejam os metaconglomerados da região do planalto da Tabatinga. As faces sub-arredondadas e arredondadas, deixam evidentes que esses seixos foram trabalhados em distâncias maiores, e

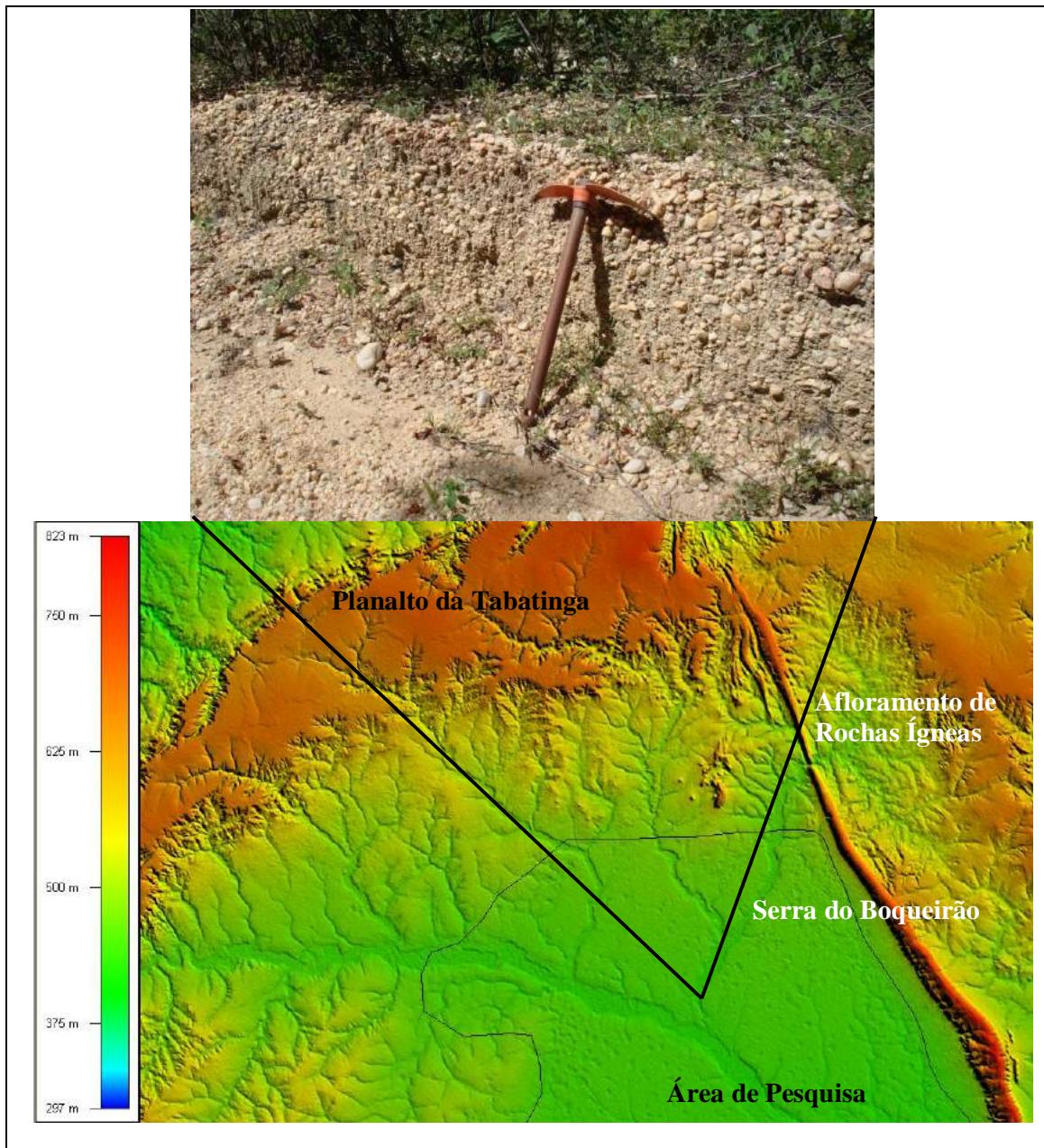


Fig. 82 – Seixos rolados depositados na base desse canal, na Planície Aluvial de Mansidão.

que essas características são do transporte que deu origem a formação dos metaconglomerados. É muito difícil fazer inferências sobre a época de deposição desses sedimentos, pois eles podem estar relacionados a depósitos mais antigos, exumados pela ação fluvial, ou fazerem parte da dinâmica atual do canal.

É relevante destacar que a forma dos canais principais modifica abruptamente quando eles deixam as altitude mais elevadas, onde a declividade também é maior, e entram na depressão do São Francisco, onde passam a ser mais largos, e os tributários de ordem inferiores são bem reduzidos e com pouca expressividade. A interpretação plausível para esse fato, é que na depressão os canais estão recortando sedimentos depositados ao final de vales encaixados, cujos depósitos se formaram pela ação de leques aluviais.

8.2.4 – Gênese de Neossolos e Latossolos Alóctones

A análise da pedogênese deve considerar que os solos dessa área evoluíram principalmente a partir da deposição de sedimentos, o que resultou na formação de duas principais ordens de solos, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). Essas ordens são: Neossolos e Latossolos. Outras ordens, como por exemplo, Cambissolo e o Gleissolo, também foram identificadas, mas com baixa expressividade. Na realidade, esses solos estão relacionados às áreas das lagoas, e formam anéis no seu entorno, e dependendo do grau de intemperismo, forma mais um ou outro tipo de solo. Mas ao afastar do perímetro úmido, logo os Neossolos Quartzarênicos passam a recobrir a superfície.

Na ordem dos Neossolos, é o Neossolo Quartzarênico que merece destaque, pois é o que recobre a maior parte da área de pesquisa. Os locais que apresentaram esse tipo de Neossolo foram identificados previamente por meio de imagem Landsat-5/TM, que permitiu a

classificação manual da área central, onde a resposta espectral ocorreu em tons mais claros, com destaque para a cor branca. Uma série de tradagens foi realizada, além da abertura de uma trincheira, afim de que essa classe de solos fosse confirmada (Fig. 83).

O que ficou comprovado foi um perfil de solo que apresenta horizonte A diretamente sobre um horizonte C. A textura do solo até 150cm de profundidade é areia ou areia franca, e o quartzo compõe a maior parte da amostra. Ele apresentou coloração mais clara na superfície (Fig. 84) e cor vermelho/amarelo em subsuperfície, que é acentuada apartir de 150cm de profundidade. Após as análises em campo e em laboratório, as áreas com resposta espectral na cor esbranquiçada, foram confirmadas e definidas como representantes do Neossolo Quartzarênico (Fig. 85).



Fig. 83 – Trincheira aberta em área de Neossolo Quartzarênico. Ocorre uma certa uniformidade no perfil de solo, que representa um Horizonte A superficial com influência de matéria orgânica, e um horizonte C que inicia-se logo abaixo e segue até o contato com as rochas consolidadas da base.



Fig. 84 – Observa-se a coloração esbranquiçada do Neossolo Quartzarênico na superfície.

Os Neossolos Flúvicos foram identificados nas áreas relacionadas ao transporte fluvial recente, reduzidas as áreas dos terraços inferiores do rio Preto e Grande, onde o regime fluvial continua atuando na formação dos solos. Análises próximas as margens do rio Grande mostram que há depósitos de argila em meandros recentemente abandonados, e nas áreas de deposição nas curvas do rio, foram identificados depósitos de areia e pequenos seixos. Nas imediações das margens do rio Preto, foram observados depósitos de argila, de seixos e areia. Esse tipo de solo possui pouca expressividade e recobre uma pequena área (Fig. 85).

A segunda classe de solo com maior expressividade é a dos Latossolos, identificado na porção norte e principalmente ao oeste (Fig. 85). Todos eles apresentam coloração variando entre vermelho/amarelo e amarelo (Fig. 86). Além disso, em profundidades a partir de 100cm, passa a ocorrer nódulos de óxido de ferro e nódulos de caulinita. Para a classificação dos solos, os nódulos de ferro são denominados como plintita e petroplintita (concreções), variando respectivamente de acordo com a dureza. A quantidade de argila nesses solos é bem elevada, comparando-se com o setor onde há os Neossolos

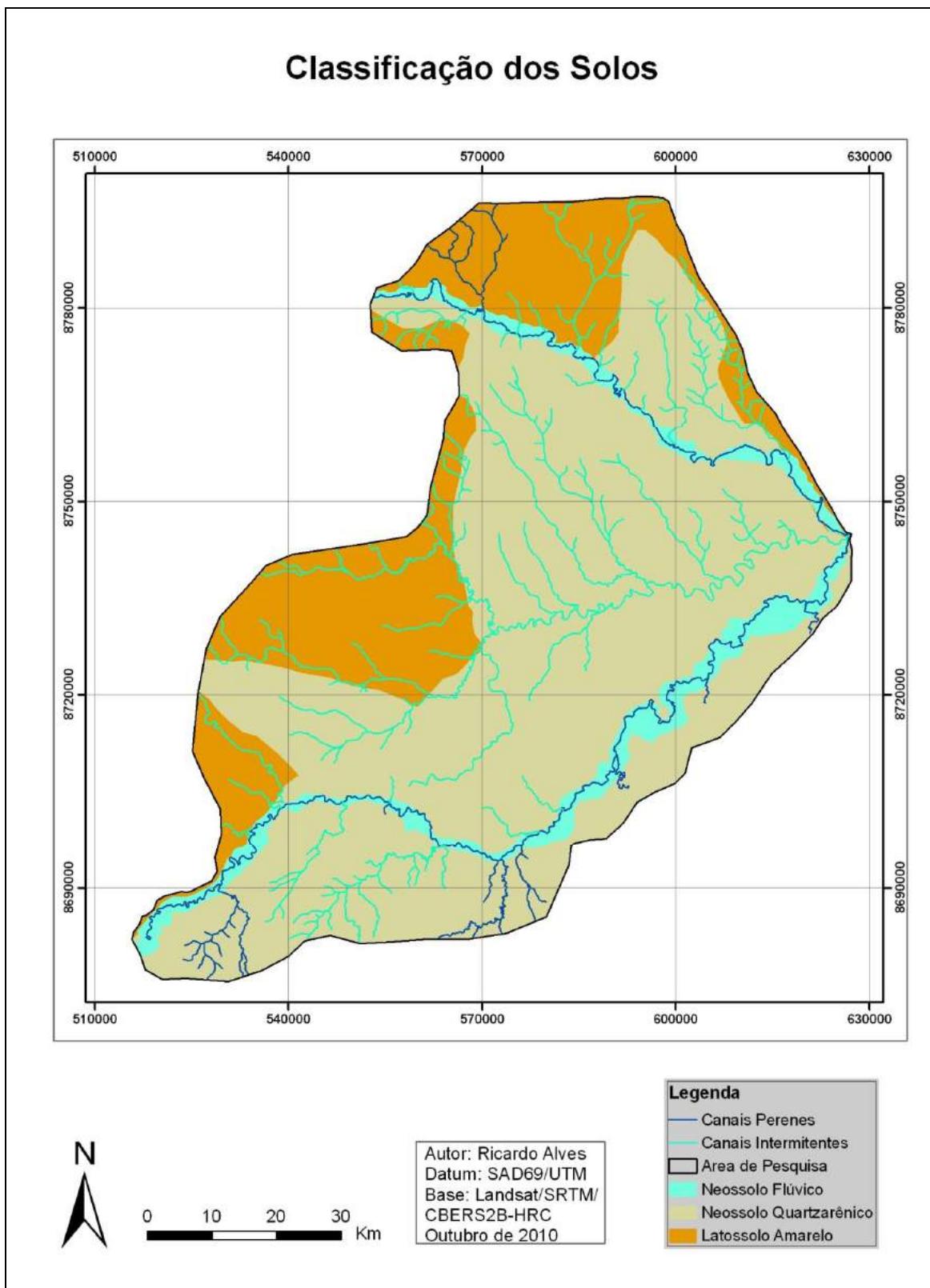


Fig. 85 – A geomorfologia, associada às técnicas de sensoriamento remoto e de classificação dos solos, permitiram a execução de uma classificação generalista dos solos.

Quartzarênicos, sendo que a classe textural predominante foi a franco-argilo-arenosa.

Solos com cores vermelhas e amarelas, e que apresentam nódulos de ferro (plintita e petroplintita), são desenvolvidos sob climas úmidos e quentes, predominante nas regiões tropicais (LADEIRA, 2010). Portanto, os Latossolos provavelmente se formaram a partir da deposições mais antigas, que foram preservados na paisagem e certamente passaram por processos de pedogênese ao longo de um tempo geológico maior do que aquele identificado na pesquisa. A idade máxima para os sedimentos da área central, que representa a região dos Neossolos Quartzarênicos, foi de 21Ka AP ($\pm 2,7$), numa profundidade de 1,4m. Naquela época o clima estava seco e mais ameno, durante o Último Máximo Glacial, o que não possibilitaria o desenvolvimento de reações de oxidação de forma tão acentuada. O desenvolvimento desse Latossolo provavelmente foi influenciado por períodos de climas mais quente e úmido da glaciação Weichseliana, do período interglacial Eemiano, de períodos quentes e úmidos da glaciação Saaliana, ou até mesmo, momentos ainda mais antigos.



Fig. 86 – O Latossolo Amarelo é mais pálido na superfície. Na abertura dessas trincheiras foram encontrados seixos rolados de pequenas dimensões, assim como na região dos Neossolos.

Esses Latossolos são alóctones, e os sedimentos que deram origem a eles estão em superfície e depositados nas zonas mais próximas, o que não permite a sua classificação como sendo paleossolo, mas sim, um perfil de solo que teve a sua gênese sob a influência de diferentes paleoambientes. Na parte central do lençol de areia esses sedimentos mais antigos foram exumados pela erosão em alguns pontos, o que nesse caso representa a formação de perfis de paleossolos, recobertos pela deposição mais recente, além de apresentar perfis truncados.

8.3 – Características ambientais do Holoceno e do final do Pleistoceno

O intervalo de datações trabalhado foi entre 21Ka AP ($\pm 2,7$) e 0,88Ka AP ($\pm 0,04$), em colunas de sedimentos com espessura máxima de 1,85m na trincheira de Buritizinho e 1,40m na trincheira de Taguá. Os resultados mostraram que de acordo com a espessura média do depósito, ainda existe aproximadamente 7m de sedimentos sem datação, os quais podem ter sido sedimentados e erodidos sob diferentes paleoambientes. De acordo com os resultados, existem depósitos mais antigos, que foram sedimentados antes do UMG, ou mesmo durante o Saaliano, que teriam inclusive sofrido processos pedogenéticos mais acentuados durante o Eemiano e fases mais quentes da última glaciação. Hoje esses depósitos mais antigos estão recobertos por sedimentos recentes na parte central do lençol de areia, e afloram em paleocanais e em altitudes mais elevadas.

Os eventos eólicos e canais com fluxos difusos predominaram durante o UMG e seguiram até aproximadamente 17Ka AP, quando a temperatura média regional era entre 2°C e 5°C abaixo da atual e as precipitações eram reduzidas. Daí em diante, houve um acréscimo gradual de temperatura e umidade, proporcionando a formação de canais difusos e meandrantes, e enfraquecimento ou mesmo interrupção do transporte eólico. Nessa pesquisa,

a idade de 19Ka AP ($\pm 1,2$), contribui para essa argumentação sobre o aumento gradual de umidade e temperatura, pois na época havia tanto avanço dos depósitos aluviais como o início da concentração de fluxos em canais fluviais, o que foi observado nas datações realizadas no terraço superior do rio Preto, deixando registros evidentes de trabalho fluvial concentrado. Dados apresentados nessa pesquisa indicaram que nesse período, a taxa média de sedimentação na Planície Aluvial do Rio Grande foi de $2,9\text{cm Ka}^{-1}$, bem menor que aquela apresentada no Holoceno inferior.

Durante a pesquisa não foram observadas registros nos sedimentos ligados ao Younger Dryas. Alguns poucos autores retrataram influências nos trópicos, mas a maioria deixa evidente que esse período estadial afetou mais as características ambientais de regiões subtropicais e de climas de altitudes.

No início do Holoceno o clima era morno e mais úmido, o que teria predominado desde a transição até aproximadamente 8Ka AP. O intervalo de datação entre 9Ka AP ($\pm 1,5$) e 6,5Ka AP (± 1), permite fazer essa dedução, pois foi quando registrou-se o aumento abrupto da taxa de sedimentação na Planície Aluvial do Rio Grande, que subiu para $6,7\text{cm/Ka}$. Esse aumento da sedimentação teria ocorrido principalmente em razão da erosão laminar sobre a superfície da planície, o que também foi comprovado por outra datação, que registrou idade de 7,8Ka AP ($\pm 0,84$). Concomitantemente, havia condições para a formação do “cinturão de meandros menos preservado” identificado no terraço superior entre Taguá e Jupaguá, que foi datado em 7,6Ka AP ($\pm 0,57$). A região do terraço fluvial em Buritizinho também tinha fluxos concentrados em atividade, apresentando idade de 10,5Ka AP ($\pm 0,7$). Portanto, pode ter sido nessa época que houve o grande avanço dos processos erosivos, delineando novos níveis de base locais que passaram a influenciar no processo de erosão remontante na paisagem.

A primeira fase do Ótimo Climático do Holoceno ficou marcada pela diminuição da erosão, e retorno da predominância da deposição. A partir dessa tendência climática foi

possível fazer deduções sobre o comportamento da paisagem, que passou a apresentar a formação de canais difusos e meandricos, além de uma nova ativação do transporte eólico. O trabalho do vento deu origem à boa parte dos processos de deflação identificados na superfície dos quatro compartimentos geomorfológicos, sendo representadas por aquelas lagoas que não possuem dunas lunetas preservadas em seu perímetro.

De acordo com os dados de tendências climáticas globais, houve um período com clima morno e úmido entre as duas fases secas e quentes do Hipsitermal. O padrão de drenagem meandrante foi novamente estabelecido, propiciando o retorno da predominância da erosão. Nessa época, foi quando provavelmente o canal do rio Grande teve uma avulsão, e passou a correr mais ao norte, formando o “cinturão de meandros mais preservados”, apresentando inclusive canais distributários.

Na segunda fase quente e seca do Hipstermal o predomínio da deposição foi novamente estabelecido, pois houve a gênese de canais com fluxos difusos e a ativação de processos eólicos, que de acordo com datações realizadas em sedimentos do topo de dunas lunetas e de sedimentos eólicos difusos, estariam em atividade por volta de 3,9Ka AP ($\pm 0,6$) e 3,7Ka AP ($\pm 0,28$). Nessa fase houve a gênese do conjunto de deflações mais recentes, que além de apresentarem a zona de retirada de material com a formação da lagoa, também deixam evidentes as áreas de acréscimo através das dunas lunetas associadas.

Com o fim do último período quente e seco do Ótimo Climático, o clima morno e úmido retornou, estabelecendo mais um ciclo com predominância de erosão. Acredita-se que após a mudança climática que deu origem a esse novo período, o canal do rio Grande tenha sofrido outro processo de avulsão, ocorrido nas imediações de Taguá. O rio abandonou o “cinturão de meandros preservados” e passou a correr para o sul, na direção de Jupaguá. Nesse período a erosão foi intensa ao ponto de definir outro nível de base local, iniciando a

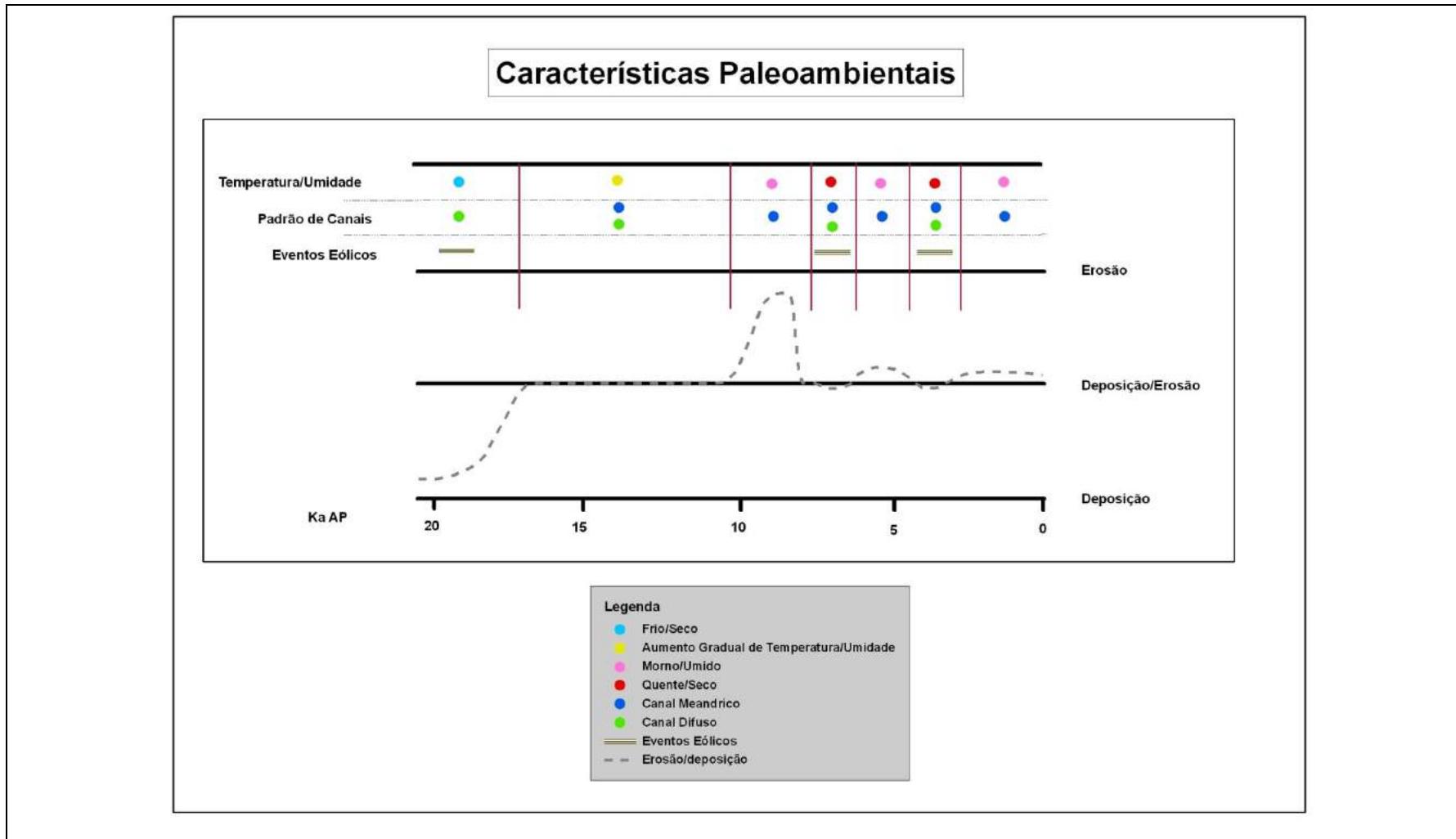


Fig. 87 – Variabilidade das características dos paleoambientes Quaternários na bacia do rio Grande. Esse esquema foi feito a partir de dados obtidos no campo e interpretações em laboratórios, deduções a partir desses resultados e deduções a partir de informações compiladas.

formação remontante do nível de terraço inferior. Isso permitiu um maior desenvolvimento da drenagem, tanto no aprofundamento quanto no seu desenvolvimento remontante.

A gênese e evolução da paisagem Quaternária na bacia do rio Grande teve a influência de paleoambientes diversificados, em resposta às mudanças climáticas desse período. Climas mornos e secos, fase de transição com o aumento gradual de temperatura e umidade, climas mornos e úmidos, quente e úmido e quente e seco, alternaram-se no local, contribuindo para a formação de ambientes mais erosivos ou mais agradacionais, formação de feições eólicas e alterações significantes no padrão dos canais, o que resultava em formas do relevo características de cada um desses eventos (Fig. 87). As alterações climáticas também influenciaram na gênese e evolução dos perfis pedológicos, de maneira que durante os eventos de deposição predominava a gênese de Neossolos Quartzarênicos e durante as fases erosivas (quentes e úmidas), predominava a gênese de Latossolos Alóctones.

9 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A hipótese dessa pesquisa a primeira vista estava fundamentada na observação da forma de um leque de sedimentos formado no sentido contrário ao da rede de drenagem, o qual teria uma grande influência do transporte eólico em sua formação, e consequentemente, deixaria evidente que os processos eólicos predominaram na gênese e evolução da paisagem Quaternária. A base larga desse depósito estaria orientada para oeste e o ponto de divergência dos sedimentos localizado na garganta epigênica formada na Serra do Boqueirão. Foi essa forma peculiar que inclusive motivou a delimitação da área de pesquisa, pois o que interessava era estudar essa formação que ocorre entre os canais do rio Grande e Preto.

A análise dos resultados, com destaque para as análises espaciais, mostra que a observação desse leque não passou de um efeito de paralaxe. Na realidade, a figura que se forma é representada pelo Leque Aluvial do Rio Preto e pela Planície Aluvial do Rio Grande, que tiveram a sua gênese com predominância de transporte fluvial, com principais vetores de transporte orientados de acordo com o transporte fluvial.

O relevo agradacional da bacia do rio Grande teve sua gênese associada a processos polimodais, envolvendo transporte fluvial e eólico, apresentando vetores de transporte e deposição com sentidos completamente opostos, ora com transporte para o leste,

com o trabalho da rede de drenagem, e ora com transporte para o oeste, sendo efetuado pelo vento, o que ocorria em menor escala. É necessário destacar que a maior parte do material depositado é de origem aluvial, pois foi a partir da coalescência entre a Planície Aluvial do Rio Grande, o Leque Aluvial do Rio Preto, da Planície Aluvial do Rio Curralim e da Planície Aluvial de Mansidão, que houve condições para a formação do lençol de areia.

A sucessão cronológica de fatos e evidências da gênese e evolução da paisagem Quaternária mostra que sob climas quentes e úmidos, a tendência regional é o aumento da erosão, enquanto climas mornos e/ou quentes e secos representam processos de deposição e reativação do trabalho eólico. Essas alterações tiveram reflexos importantes, ao ponto do caráter agradacional da região começar a ser substituído atualmente pelo denudacional. Mas o padrão de relevo que ainda predomina é do tipo agradacional, com destaque para o tipo Adm.

Além do entendimento cronológico da gênese e evolução da paisagem, as análises de dados possibilitaram a compartimentação geomorfológica e pedológica da área de pesquisa. Não havia uma grande diversidade de tipos de solos, e em alguns casos os solos ainda ocorriam de maneira descontínua, como por exemplo, na Planície Aluvial do Rio Curralim, que é formada por dois seguimentos de Latossolos, entremeados por um seguimento de Neossolo Quartzarênico. Houve uma maior diversidade das formas do relevo, o que acabou dando destaque para essa discussão. Foram identificadas deposições aluviais, paleocanais, formação de terraços aluviais, eventos eólicos (dunas e pans) e a rede de drenagem em pleno processo evolutivo, e seguindo os antigos caminhos que seguia durante a formação dos depósitos.

As sucessões dos ciclos erosivos e deposicionais, ajustados em função de mudanças climáticas, mostram que essa paisagem agradacional é extremamente frágil às variáveis naturais. Um dos principais motivos é a relação que existe entre clima, transporte e deposição de sedimentos, erosão e a formação de solos. A superfície pedológica desse

ambiente de agradação está relacionada com a gênese de solos a partir da deposição de sedimentos, os quais naturalmente são bastante arenosos e frágeis aos processos erosivos.

De fato, nos últimos 10Ka AP o que predominou foram eventos erosivos. Sabe-se que o volume total de sedimentos ainda depositado no lençol de areia é de aproximadamente $67680 \times 10^6 \text{ m}^3$. Naturalmente, o ciclo erosivo evoluiu pouco, e essa quantidade de sedimentos ainda continua “estagnada”. Mas a crescente supressão da vegetação para usos antrópicos do solo pode aumentar a taxa de erosão, principalmente se técnicas de conservação do solo não forem adotadas. É de vital importância para o equilíbrio da Bacia do São Francisco, manter esses depósitos sedimentares fixados sob condições naturais, o que implica na manutenção de uma maior área da cobertura vegetal natural pelo menos nas regiões de Neossolos Quartzarênicos e Neossolos Flúvicos. Caso contrário, o assoreamento do rio São Francisco pode se intensificar ainda mais.

10 – REFERÊNCIAS

ABBAS et al.. Volcanogenic dark matter and mass extinctions. In: Astroparticle Physics, Amsterdam: Elsevier. v. 8. p. 317 – 320. 1998.

ABELL, P. I. et al. The Pleistocene/Holocene transition in South Africa: evidence for the Younger Dryas event. In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 26. p. 173 – 179. 2000.

AB'SABER, A. N. O Pantanal mato-grossense e a teoria dos refúgios. In: Revista Brasileira de Geografia, São Paulo: USP, n.50, p. 9 – 57. 1986.

AB'SABER, A. N. O paleodeserto de Xique-Xique. In: Estudos avançados, São Paulo: IEA-USP, n.20, 301 – 308p. 2006.

AITKEN, M. J. An introduction to optical dating. Oxford: Oxford University Print, 1998. 262p.

ALKMIM, F. F. et al. M. The Paleoproterozoic record of the São Francisco craton. IGCP509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil. Field Guide & Abstracts. 2006. 114p.

ALMEIDA-ABREU, P. A. et al. Serra do Espinhaço Meridional: um Orógeno de Colisão do Mesoproterozóico. In: Revista Brasileira de Geociências, Curitiba: SBG, v. 32, n. 1. p. 1 – 14. mar 2002.

ALMEIDA-FILHO, R. et al. Maga capture of the rio Negro and formation of the Anavilhasas archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. In: Remote Sensing of Environment, Amsterdam: Elsevier. v. 110. p. 387 – 392. 2007.

ALTERMANN, W. et al. Archean microfossils: a reappraisal of early life on Earth. In: Research in Microbiology, Amsterdam: Elsevier. v. 154. p. 611 – 617. 2003.

ALVAREZ, L. W. et al. Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. In: Science, New Series, Whashington: J. Stor. v.208. n.4448, p. 1095 – 1108. 1980.

AMIT, R. et al. Use of soil and colluvial deposits in analyzing tectonic events – The southern Arava rift, Israel. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 12. p. 91 – 107. 1995.

ANA (Agência Nacional das Águas). Região hidrográfica do São Francisco (2010). Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/SaoFrancisco.aspx>>. Acesso em 10 de maio de 2010.

ANDERSON, D. E. Holocene fluvial geomorphology of the Amargosa river through Amargosa Canyon, California. In: Earth Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 73. p. 291 – 307. 2005.

ANHUF, D. et al. Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam: Elsevier. v. 239. p. 510 – 527. 2006.

ANJOS, L. H. C. et al. Formation of soils with plinthite on a toposequence in Maranhão State, Brazil. In: Geoderma, Amsterdam: Elsevier. v. 64. p. 257 – 279. 1995.

ANTOINE, P. et al. Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 33. p. 183 – 207. 2000.

ARAUJO, A. G. M et al. Human occupation and paleoenvironments in South America: expanding the notion of an “Archaic gap”. In: Rev. do Museu de Arqueologia e Etnologia, São Paulo: Edt. USP. n. 15 e 16, p. 3 – 35. 2006.

ARAUJO, A. G. M. et al. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the “Archaic gap”. In: Quaternary Research, Washington: University of Washington n.64, p. 298 – 307. 2005.

ARENS, S. M. et al. Changes in grain size of sand in transport over a foredune. In: Earth Surface Process and Landforms, New York: John Wiley & Sons, v.27. p. 1163 – 1175. 2002.

ARCANJO, J. B. A. et al. Carta Geológica Folhas SC 23-Z-A – Curimatá. CPRM. 1999.

ARGENTO, M. S. F. et al. Mapeamento Geomorfológico. In: CUNHA, S. B. da; GUERRA, A. J. T. (Org.). Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. 345p. p.265 – 282.

ASSINE, M. L. et al. Quaternary of the Pantanal, west central Brazil. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier, v.114. p. 23 – 34. 2004.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. In: Geomorphology: Elsevier. v. 70. p. 357 – 371. 2005.

ASSINE, M. L. Compartimentação geomorfológica, processos de avulsão fluvial e mudanças de curso do rio Taquari, Pantanal Matogrossense. In: Revista Brasileira de Geomorfologia, Porto Alegre: UGB. v. 6. n. 1. p. 97 – 108. 2005.

AULER, A. S. et al. Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of Travertine and water-table speleothems. In: Quaternary Research, Washington: University of Washington. n.55, p. 159 – 167. 2001.

Backpackinglight. Milankovitch Cycles (2011). Disponível em: <<http://www.backpackinglight.com>>. Acesso em: 10 de janeiro de 2011.

BARBERI, M. Mudanças paleoambientais na região dos cerrados do planalto central durante o Quaternário tardio: o estudo da lagoa bonita (DF). 210f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, USP/São Paulo, 2001.

BARBOSA, I. O. et al. Relações pedomorfogeológicas nas chapadas elevadas do Distrito Federal. In: Revista Brasileira de Ciências do Solo, Viçosa: UFV. v. 33. p. 1373 – 1383. 2009.

BARBOSA, J. S. F. et al. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma Síntese. In: Revista Brasileira de Geociências, Curitiba: SBG. 33 (1): 3 – 6. mar/2003.

BARD, E. et al. Climate change and solar variability: what's new under the sun? In: Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam: Elsevier. v. 248. p. 1 – 14. 2006.

BARRETO, A. M. F. Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia. 194 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, USP/São Paulo, 1996.

BARROS, L. C. et al. Estudos sedimentológicos na plataforma continental interna adjacente às desembocaduras sul do canal de Santa Cruz e do Rio Timbó, norte do estado de Pernambuco. In: Revista de Geologia, Fortaleza: UFC, vol.21, n.2, p. 123 – 143. 2008.

BEETS, D. J. et al. Age and climate of the late Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, the Netherlands. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 25. p. 876 – 885. 2006.

BEHLING, H. et al. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. In: Quaternary Science Review, Amsterdam: Elsevier. v. 19. p. 981 – 994. 2000.

BELLOMO, R. V. A methodological approach for identifying archaeological evidence of fire resulting from human activities. In: Journal of Archaeological Science, Amsterdam: Elsevier. v. 20. p. 525 – 553. 1993.

BETA. Experts in radiocarbon analysis (2010). Disponível em: <<http://www.radiocarbon.com>>. Acesso em: 29 de maio de 2010.

BETTIS III, E. A. et al. Last Glacial loess in the conterminous USA. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 22. p. 1907 – 1946. 2003.

BHANDARI, S. et al. Late Pleistocene alluvial plain sedimentation in Lower Narmania Valley, Western India: Palaeoenvironmental implications. In: Journal of Asian Earth Sciences, Amsterdam: Elsevier. v. 24. p. 433 – 444. 2005.

BHANG, K. J. et al. Limitations in the hydrologic applications of C-Band SRTM DEMs in low relief settings. In: Geoscience and remote sensing letters, Amsterdam: IEEE. v. 5. n.3. p. 497 – 501. 2008.

BIGARELLA, J. J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vol.3. 2ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 2007. 555p.

BISERNI, G. et al. Reconstruction of Holocene palaeoenvironment and sedimentation history of the Ombrone alluvial plain (South Tuscany, Italy). In: Review in Palaeobotany & Palynology, Amsterdam: Elsevier. v. 136. p. 16 – 28. 2005.

BLASCHKE, T. Object based image analysis for remote sensing. In: *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Amsterdam: Elsevier. v. 65. p. 2 – 16. 2010.

BLOTT, S. J. et al. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. In: *Earth Surface Process and Landforms*, New York: John Wiley & Sons. v. 26. p. 1237 – 1248. 2001.

BLUSZCZ, A. Simultaneous OSL and TL dating of sediments. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 20. p. 761 – 766. 2001.

BOBERTZ, B. et al. Sediment facies and hydrodynamic setting: a study in the south western Baltic Sea. In: *Ocean Dynamics*, Berlin: Springer. v. 54. p. 39 – 48. 2004.

BOCCO, G. et al. Remote sensing and GIS-based regional geomorphological mapping – a toll for land use planning in developing countries. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 39. p. 211 – 219. 2001.

BONOTTO, D. M. et al. U-ages in soils and groundwater evidencing wet periods 400-600 Kyr ago in southwest Brazil. In: *Applied Radiation and Isotopes*, Amsterdam: Elsevier. v. 65. p. 776 – 783. 2007.

BOTHA, G. A. et al. Palaeosols in late Quaternary colluvium, northern KwaZulu-Natal, South Africa. In: *Journal of African Earth Sciences*, Great Britain: Elsevier. v. 21. n. 2. p. 291 – 311. 1995.

BRADY, N. C. *Natureza e Propriedades dos Solos*. 6. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1983. 647 p.

BRIDGLAND, D. River terraces systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 19. p. 1293 – 1303. 2000.

BRIDGLAND, D. et al. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 98. p. 285 – 315. 2008.

BRIDGLAND, D. R. The record from British Quaternary river systems within the context of global fluvial archives. In: *Journal of Quaternary Science*, New York: John Wiley & Sons. v. 25. n. 4. p. 433 – 446. 2010.

BROECKER, W. S. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? In *Science*, New York: AAAS. v. 300. p. 1519 – 1522. 2003.

BROECKER, W. S. Was the Younger Dryas triggered by a flood? In: *Science*, New York: AAAS. v. 312. p. 1146 – 1148. 2006.

BRONGER, A. et al. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. In: *Catena*, Amsterdam: Elsevier. v. 34. p. 19 – 34. 1998.

BRUNOTTE, E. et al. A sequence of fluvial and aeolian deposits (desert loess) and palaeosoils covering the last 60Ky in the Opuwo Basin (Kaokoland/Kunene Region, Namibia) based on luminescence dating. In: *Quaternary International*, Amsterdam: Elsevier. v. 196. p.71 – 85. 2009.

BURAK, D. L. et al. Geochemistry and spatial distribution of heavy metals in Oxisols in a mineralized region of the Brazilian Central Plateau. In: *Geoderma*, Amsterdam: Elsevier. v. 160. p. 131 – 142. 2010.

CAMARGO, M. G. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. In: *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo: SBG, vol.36, n.2, p. 371 – 378. 2006.

CAMPOS, J. E. G. et al. Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: uma revisão. In: *Revista Brasileira de Geologia*, Curitiba: SBG, v. 27, n. 3, p. 269 – 282. set/1997.

CAMPOS, J. E. G. et al. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. In: *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba: SBG, vol.27, n.3, p. 283 – 294. set/2007.

CASAS-SAINZ, A. M. et al. On the tectonic origin of Iberian topography. In: *Tectonophysics*, Amsterdam: Elsevier. v. 474. p. 214 – 235. 2009.

CASATI, E. et al. Caratteristiche paleopedogenetiche dei suoli del pianalto pleistocenico di Romanengo (Cremona). Il fragipan e la petroplintite. In: *Pianura: scienze e storia dell'ambiente padano*, Cremona: Gionata Franzini. v. 1. p. 7 – 42. 1987.

CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos. 1ed. Goiânia/Campinas: UFG/FUNAPE, 2002. 136p.

CASSETI, V. Elementos de geomorfologia. 1ed. Goiânia: Editora da UFG, 1994. 137p.

CHADWICK, O. A. et al. Soil polygenesis as a function of Quaternary climate change, northern Great Basin, USA. In: Geoderma, Amsterdam: Elsevier. v. 68. p. 1 – 26. 1995.

CHEN, C. T. A. et al. The dry Holocene Megathermal in inner Mongolia. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam: Elsevier. v. 193. p. 181 – 200. 2003.

CHEN, J. W. et al. Representing grains size of bad material. In: Ocean Engineering, Amsterdam: Elsevier. v. 24. p. 1 – 18. 1997.

CHENG, P. et al. Net sediment transport patterns over the Bohai Strait Based on grain size trend analysis. In: Estuarine, Costal and Shelf Science, Amsterdam: Elsevier. v. 60. p. 203 – 212. 2004.

CHIU, T. C. et al. Redundant $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ and ^{14}C dating of fossil corals for accurate radiocarbon age calibration. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier, v. 25. p. 2431 – 2440. 2006.

CHRISTOFOLLETTI, A. Geomorfologia. 2ed. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 1980. 190p.

CLAPPERTON, C. Quaternary geology and geomorphology of South America. In: Quaternary Science Reviews (Book Reviews), Amsterdam: Elsevier., 1993. v.14. 796 p.

CLARKE, M. L. et al. Late Quaternary hillslope evolution recorded in eastern South African colluvial badlands. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam: Elsevier. v. 197. p. 199 – 212. 2003.

CLAYTON, J. A. et al. Catastrophic flooding from glacial lake Wisconsin. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 93. p. 384 – 397. 2008.

COELHO, M. R. et al. Caracterização e gênese de perfis plínticos desenvolvidos de arenito do grupo Bauru. I – Química. In: Revista Brasileira de Ciências dos Solos, Viçosa: UFV. v. 27. p. 483 – 494. 2003.

COLINVAUX, P. A. et al. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. In: *Science*, New York: AAAS. v.274, p. 85 – 88. 1996.

COLINVAUX, P. A. et al. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of aridity and refuge hypotheses. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier, v.19, 141 – 169p. 2000.

CONSTANTINI, E. A. C. et al. Clay minerals and the development of Quaternary soils in central Italy. In: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Ciudad de Mexico: UNAM. v. 21. n. 1. p. 144 – 159. 2004.

CONSTANTINI, E. A. C. et al. Using the analysis of iron and iron oxides in paleosols (TEM, geochemistry and iron forms) for the assessment of present and past pedogenesis. In: *Quaternary International*, Amsterdam: Elsevier. v. 156/157. p. 200 – 211. 2006.

CONSTANTINI, E. A. C. et al. Pedogenesis of plinthite during early Pliocene in the Mediterranean environment: case study of a buried paleosol at Podere Renieri, central Italy. In: *Catena*, Amsterdam: Elsevier. v. 71. p. 425 – 443. 2007.

CORDOVA, C. E. Floodplain degradation and settlement history in Wadi al-Wala and Wadi ash-Shallalah, Jordan. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 101. p. 443 – 457. 2008.

COSTA, J. B. et al. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. In: *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam: Elsevier. v. 14. p. 335 – 347. 2001.

COSTA, V. C. Guia digital ecoturistico do Parque Estadual da Pedra Branca: um exemplo de interoperabilidade em geoprocessamento e sensoriamento remoto utilizando SIG-WEB. In: *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Natal: INPE, 2009. Disponível na internet. 3681 – 3688p.

CREMER, H. et al. Abrupt climate warming in East Antarctica during the early Holocene. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 26. p. 2012 – 2018. 2007.

CRUZ, S. C. P. et al. The tectonic interaction between the Paramirim aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, eastern Brazil. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro: ABC. v. 78, n. 1. p. 151 – 173. 2006.

CURRIE, L. A. The remarkable metrological history of radiocarbon dating II. In: *Journal of research of the National Institute of Standards and Technology*, Gaithersburg (USA): NIST. v. 109. n. 2. p. 185 – 217. 2004.

DARRÉNOUGUÉ, N. et al. A late Pleistocene record of aeolian sedimentation in Blanche cave, Naracoorte, South Australia. In: Quaternary Sciences Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 28. p. 2600 – 2615. 2009.

DATAÇÃO. Datação por TL/LOE (2009). Disponível em: <http://www.datacao.com.br/home_1.html> . Acesso em: 15 de novembro de 2009.

DAVIES-VOLLUM, K. S. et al. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood formation of the Bighorn basin, Wyoming. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v. 140. p. 235 – 249. 2001.

DAVIS, B. A. S. et al. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 22. p. 1701 – 1716. 2003.

De OLIVEIRA, et al. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian Caatinga: the fossil dunes of the Middle São Francisco River. In: Palaeo, Amsterdã: Elsevier, n.152, 319 – 337p. 1999.

De OLIVEIRA, et al. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C. R. G. et al. (Org.). Quaternário do Brasil. 1ed. Ribeirão Preto: Holos, 2005. 382p. p. 52 – 74.

DILLEHAY, T. D. The battle of Monte Verde. In: Science, New York: AAAS. v. 37. n.1. p. 28 – 33. 1997.

DINIZ, J. A. F. A área centro-occidental do Nordeste. 1ed. Recife: SUDENE, 1982. 230p.

DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral). Projeto Radam. V.1. Rio de Janeiro: DNPM, 1973. 284p.

DONDERS, T. H. et al. Late Pleistocene and Holocene subtropical vegetation dynamics recorded in perched lake deposits on Fraser Island, Queensland, Australia. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam: Elsevier, n.241, p. 417 – 439. 2006

DRENOVA, A. N. et al. Late glacial dune-building in the Russian Plain. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 41/42. p. 59 – 66. 1997.

DUBROEUCQ, D. et al. From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantle in the Rio Negro basin. In: *Catena*, Amsterdam: Elsevier. v. 32. p. 245 – 280. 1998.

DUHAU, S. Solar activity, Earth's rotation rate and climate variations in the secular and semi-secular time scales. In: *Physics, and Chemistry of the Earth*, Amsterdam: Elsevier. v. 31. p. 99 – 108. 2006.

DYKE, A. S. et al. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 21. p. 9 – 31. 2002.

EHRMANN, W. et al. Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam: Elsevier. v. 249. p. 36 – 57. 2007.

EMBRAPA. Manual de métodos de análise de solos. 2ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997. 212p.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2006. 306p.

EMBRAPA. Brasil em relevo. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/index.htm>>. Acesso em: 21 de setembro de 2009.

ERIKSSON, M. G. et al. Soil erosion history in central Tanzania based on OSL dating of colluvial and alluvial hillslope deposits. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 36. p. 107 – 128. 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. et al. Fácies e associações de fácies em depósitos Neoquaternários de terraço na Bacia do Rio do Peixe, região Ocidental Paulista. In: *Revista de Geociências*, São Paulo: UNESP. v. 22. n. 1. p. 5 – 16. 2003.

EYNAUD, F. et al. Comparison of the Holocene and Eemian palaeoenvironments in the South Icelandic basin: dinoflagellate cysts as proxies for the North Atlantic surface circulation. In: *Review of Palaeobotany & Palynology*, Amsterdam: Elsevier. v. 128. p. 55 – 79. 2004.

FAGEL, N. et al. Late Quaternary clay mineral record in Central lake Baikal (Academician Ridge, Siberian). In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam: Elsevier. v. 193. p. 159 – 179. 2003.

FAIRBANKS, R. G. et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired ^{230}Th / ^{234}U / ^{238}U / and ^{14}C dates on pristine corals. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier, v.24. p. 1781 – 1796. 2005.

FERRAZ-VICENTINI, K. R. et al. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. In: Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam: Elsevier, v.9, n.3-4, p. 207 – 219. 1996.

FERREIRA, C. A. et al. Genesis and classification of oxisols in a highland toposequence of the upper Jequetinhonha valley (MG). In: Revista Brasileira de Ciências do Solo, Viçosa: UFV. v. 34. p. 195 – 209. 2010.

FERREIRA, R. V. Mapeamento geomorfológico e de processos erosivos da bacia hidrográfica do rio Botafogo – PE, utilizando técnicas de geoprocessamento. 153f. Tese (Doutorado em Geociências) – Centro de Tecnologia e Geociências, UFPE/Recife, 2008.

FIGUEIREDO, M. A. et al. Alteração superficial e pedogeomorfológica no sul do complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero (MG). In: Revista Brasileira de Ciências do Solo, Viçosa: UFV. v. 28. p. 713 – 729. 2004.

FITZSIMMONS, K. E. et al. Characterization of aeolian sediments from the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia: implications for reconstructing palaeoenvironmental conditions. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v. 218. p. 61 – 73. 2009.

FLEGENHEIMER, N. et al. Long distance tool stone transport in the Argentine Pampas. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 109/110. p. 49 – 64. 2003.

FLEMMING, B. W. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. In: Continental Shelf Research, Amsterdam: Elsevier. v. 20. p. 1125 – 1137. 2000.

FOLK, R. L. et al. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. In: Journal of Sedimentary Petrology, Massachusetts: SEPM – Society of Sedimentary Geology. v. 27. p. 3 – 27. 1957.

FORMAN, S. L. et al. Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 29. p. 1 – 29. 2001.

FREITAS, et al. Late Quaternary vegetation Dynamics in the Southern Amazon basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. In: Quaternary Research, Washington: Washington University. v. 55. p. 39 – 46. 2001.

FUCHS, M. et al. Luminescence dating of hillslope deposits – A review. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 109. p. 17 – 26. 2009.

FUCK, R. A. Rodinia descendants in South America. In: Precambrian Research, Amsterdam: Elsevier. v. 160. p. 108 – 126. 2008.

GALLET, Y. et al. Does Earth's magnetic field secular variation control centennial climate change? In: Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam: Elsevier. v. 236. p. 339 – 347. 2005.

GARCIN, Y. et al. Abrupt assumption of the African monsson at the Youger Dryas – Holocene climatic transition. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 26. p. 690 – 704. 2007.

GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical and tropical South America: mean structure and dynamics. In: Monthly Weather Review, Washington: American Meteorological Society. v. 128. p. 2544 – 2559. 2000.

GARREAUD, R. D. et al. Present-day South American climate. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam: Elsevier. v. 281. p. 180 – 195. 2009.

GASPAR, M. T. P. Sistema aquífero Urucuia: caracterização regional e propostas de gestão. 158f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, UNB/Brasília, 2006.

GEOFREY-SMITH, D. I. et al. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 7. p. 373 – 380. 1988.

GIANNINI, P. C. E. et al. Dunas e paleodunas eólicas. In: SOUZA, C. R. G. et al. (Org.) Quaternário do Brasil, São Paulo: Abequa. 2005. p. 235 – 257.

GIBBARD, P. L. et al. River incision and terrace formation in the late Cenozoic of Europe. In: Tectonophysics, Amsterdam: Elsevier. v. 474. p. 41 – 55. 2009.

GLASSER, N. F. et al. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 27. p. 365 – 390. 2008.

GLIKSON, A. Asteroid/comet impacts clusters, flood basalts and mass extinctions: significance of isotopic age overlaps. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam: Elsevier. v. 236. p. 933 – 937. 2005.

GOLLEDGE, N. R. Glaciation of Scotland during de Younger Dryas stadial: a review. In: *Journal of Quaternary Science*, Amsterdam: John Wiley & Sons. v.25. n.4, p. 550 – 566. 2010.

GONZÁLES-SAMÉRIZ et al. Patterns of human occupation during the early Holocene in the central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8,2Ky climatic event. In: *Quaternary Research*, Amsterdam: Elsevier. v. 71. p. 121 – 132. 2009.

GOUDIE, A. S. The history and nature of wind erosion in deserts. In: *Annual Review Earth Planetary Sciences*, Santa Clara (USA): Atypon. v. 36. p. 97 – 119. 2008.

GRANGER, D. E. et al. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam: Elsevier. v. 188. p. 269 – 281. 2001.

GUERRA, A. J. T. et al. Erosão dos Solos. In: CUNHA, S. B. da et al. (Org.). *Geomorfologia do Brasil*, Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2006. 392p. p.191 – 227.

GUERRA, A. T. G. et al. Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico: Bertrand Brasil. 2008. 648p.

GUYOT, J. L. et al. Characterization of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia). In: *South American Earth Sciences*, Amsterdam: Elsevier. v. 12. p. 401 – 410. 1999.

GUYOT, J. L. et al. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon basin. In: *Catena*, Amsterdam: Elsevier. v. 71. p. 340 – 356. 2007.

HANSON, P. R. et al. Late Holocene dune activity in the Eastern Plate River Valley, Nebraska. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 103. p. 555 – 561. 2009.

HASSUI, Y. A grande colisão Pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. In: *Revista de Geociências*, São Paulo: Unesp. v. 29, n. 2. p. 141 – 169. 2010.

HATTINGH, J. et al. Shape sorting of flood-transported synthetic clasts in a gravel bed river. In: *Sedimentary Geology*, Amsterdam: Elsevier, v.96. p. 181 – 190. 1995.

HEITMULLER, F. T. et al. Downstream trends in sediment size and composition of channel-bed, bar, and bank deposits related to hydrologic and lithologic controls in the Llano river watershed, central Texas, USA. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 112. p. 246 – 260. 2009.

HESSE, P. P. et al. Late Quaternary aeolian dunes on the presently humid blue mountains, Eastern Australia. In: *Quaternary International*, Amsterdam: Elsevier. v. 108. p. 13 – 22. 2003.

HILGERS, A. et al. Comparison of Quartz OSL protocols using lateglacial and Holocene dune sands from Brandenburg, Germany. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 20. p. 731 – 736. 2001.

HOLDAWAY, S. J. et al. Human response to Palaeoenvironmental change and the question of temporal scale. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam: Elsevier. v. 292. p. 192 – 200. 2010.

HOLLIDAY, V. T. Origin of Evolution of Lunettes on the High Plains of Texas and New Mexico. In: *Quaternary Research*, Washington: University of Washington. v. 47. p. 54 – 69. 1997.

HOSTETLER, S. et al. Sensitivity of Last Glacial Maximum climate to uncertainties in tropical and subtropical ocean temperatures. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 25. p. 1168 – 1185. 2006.

HOWARD, J. L. et al. Alluvial soil chronosequence in the inner coastal Plain, Central Virginia. In: *Quaternary Research*, Washington: University of Washington. v. 39. p. 201 – 213. 1993.

HSIEH, M. L. et al. Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen river basin, southwestern Taiwan – implications of river response to climate change and active tectonic uplift. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 38. p. 337 – 372. 2001.

HUBBARD, A. et al. High-resolution modeling of the advance of the Younger Dryas ice sheet and its climate in Scotland. In: *Quaternary Research*, Washington: University of Washington. v. 52. p. 27 – 43. 1999.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 123. p. 189 – 199. 2010.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Mapa de Solos do Brasil (2001). Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/mapas_ibge/tem.php>. Acesso em: 15 de agosto de 2009.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Mapa de Clima do Brasil (2002). Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/mapas_ibge/tem.php>. Acesso em: 01 de março de 2009.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Mapa de Vegetação do Brasil (2004). Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/mapas_ibge/tem.php>. Acesso em: 14 de julho de 2010.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Mapa de Unidades de Relevo do Brasil (2006). Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/mapas_ibge/tem.php>. Acesso em: 13 de dezembro de 2009.

IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis). Temas vetoriais formato shapefile (2010). Disponível em: <<http://siscom.ibama.gov.br/shapes/>>. Acessado em: 17 de fevereiro de 2010.

INPE (Instituto Espacial de Pesquisas Espaciais). Catálogo de imagens. Disponível em: <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>>. Acesso em: 15 de outubro de 2009.

INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY. Geological time scale (1998). Disponível em: <www.stratigraphy.org/>. Acesso em: 21 de março de 2010.

IRIONDO, M. Multsol – a proposal. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 209. p. 131 – 141. 2009.

JACOMINI, P. K. T. A nova classificação brasileira de solos. In: Anais da Academia Pernambucana de Ciências Agronômicas, Recife: APCA. v. 5 e 6. p. 161 – 179. 2009.

JENSEN, J. R. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução de J. C. N. Epiphanio et al. 2ed. São José dos Campos: Parêntese, 2009. 598p.

JIANG, J. et al. Comparison of the surface chemical properties of four soils derived from Quaternary red earth as related to soil evolution. In: Catena, Amsterdam: Elsevier. v. 80. p. 154 – 161. 2010.

JIANG, X. et al. Ten million year histories of obliquity and precession: the influence of the ice-age cycle. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam: Elsevier. v. 139. p. 17 – 32. 1996.

JONES, A. P. et al. Late Holocene slackwater deposits on the Nakagawa River, Tochigi Prefecture, Japan. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 39. p. 39 – 51 – 2001.

JONES, H. L. et al. Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. In: *Sedimentary Geology*, Amsterdam: Elsevier. v. 202. p. 124 – 137. 2007.

JUNIOR, V. A. et al. Avaliação hidrogeológica do aquífero Urucuia na bacia do rio das Fêmeas – BA usando resistividade e polarização elétrica induzida. In: *Revista Brasileira de Geofísica*, Rio de Janeiro: SBGf. vol. 25, n. 2. p. 117 – 129. 2007.

KALM, V. E. et al. Clay minerals and their paleoenvironmental interpretation in the Baoji loess section, Southern loess Plateau, China. In: *Catena*, Amsterdam: Elsevier. v. 27. p. 49 – 61. 1996.

KARK, S. et al. Global environmental priorities: making sense of remote sensing. In: *Trends in Ecology and Evolution*, Amsterdam: Elsevier. v. 23. n. 4. p. 181 – 182. 2008.

KAUFMAN, A. et al. Uranium concentration and isotope ratio profiles within Mercenaria shells: geochronological implications. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Amsterdam: Elsevier. v. 60. n. 19. p. 3735 -3746. 1996.

KENIG, K. Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland and some other countries. In: *Quaternary International*, Amsterdam: Elsevier. v. 152/153. p. 118 – 135. 2006.

KENNEDY, K. E. et al. Last Glacial Maximum age for the northwest Laurentide maximum from the Eagle River spillway and delta complex, northern Yukon. In: *Quaternary Science Review*, Amsterdam: Elsevier. v. 29. p. 1288 – 1300. 2010.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. In: *Geonomos*, Viçosa: UFV. v. 5. n. 1. p. 17 – 40. 1998.

KIEHL, J. T. et al. Climate simulation of the latest Permian: implications for mass extinction. In: *Geological Society of America*, Washington: GSA. v. 33. n. 09. p. 757 – 760. 2005.

KIND, C. J. Transport of lithic raw material in the Mesolithic of southwest Germany. In: Journal of Anthropological Archaeology, Amsterdam: Elsevier. v. 25. p. 213 – 225. 2006.

KING, L. G. A Geomorfologia do Brasil Oriental. In: Revista Brasileira de Geografia, São Paulo: EDUSP. v.18. n.2. p. 147 – 265. 1956.

KITAMURA, A. et al. Eccentricity cycles shown by early Pleistocene planktonic foraminifers of the Omma formation, Sea of Japan. In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 55. p. 273 – 283. 2007.

KOSTER, E. A. Recent advances in luminescence dating of late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in western Europe. In: Wiley InterScience, New Yourk: John Wiley & Sons, v. 16. p. 131 – 143. 2005.

KRAMER, V. M. S. Mudanças ambientais climáticas durante o Quaternário na região do alto curso do Rio Paraná. In: Akrópolis – Revista de Ciências Humanas da UNIPAR, Umuarama: Edt. da UNOPAR. v.10. n.1 e 2, p. 29 – 34. 2002.

KRASILNIKOV, P. et al. A WRB-based buried paleosol classification. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 156/157. p. 176 – 188. 2006.

KRUMBEIN, W. C. Size frequency distribution of sediments. In: Journal of Sedimentary Petrology, Massachusetts: SEPM – Society of Sedimentary Geology. v. 4. p. 65 – 77. 1934.

KRUMBEIN, W. C. Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve. Journal of Sedimentary Petrology, Massachusetts: SEPM – Society of Sedimentary Geology. v. 8. p. 84 – 90. 1938.

KRZYSZKOWSKI, D. Sedimentary successions in ice-marginal fans of the late Saalian Glaciation, southwestern Poland. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v. 149. p. 93 – 109. 2002.

LADEIRA, F. S. F. Solos do passado: origem e identificação. In: Revista Brasileira de Ciências de Solo, Viçosa: UFV. v. 34. p. 1773 – 1786. 2010.

LANCASTER, N. et al. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave desert. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 17. p. 151 – 165. 1996.

LANGFORD, R. P. The Holocene history of the white sand dune field and influences on de aeolian deflation and playa lakes. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 104. p. 31 – 39. 2003.

LATHAN, A. G. On the principles o the U-Trend method for dating Quaternary sediments, I: model, experimental procedures and data. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 14. p. 409 – 420. 1995.

LATRUBESSE, E. M. et al. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 72. p. 67 – 72. 2000.

LATRUBESSE, E. M et al. Evidence for late Quaternary aeolian activity in the Roraima – Guyana Region. In: Catena, Amsterdam: Elsevier. v.43. p. 63 – 80. 2001.

LATRUBESSE, E. M et al. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 44. p. 241 – 257. 2002.

LEDRU, M. P. Late Quaternary Environmental and climatic changes in central Brazil. In: Quaternary Research, Washington: University of Washington. v. 39. p. 90 – 98. 1993.

LEEMAN, B. Global climate change module (1999). Disponível em: <http://www.ruf.rice.edu/~leeman/Climate_Change_Module.html>. Acesso em: 12 de julho de 2009.

LEIGH, D. S. Late Quaternary climates and river channels of the Atlantic Costal Plain, Southeastern USA. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 101. p. 90 – 108. 2008.

LEOPOLD, M. et al. Colluvium: definition, differentiation and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 162 – 163. p. 133 – 140. 2007.

LEPSCH, I. F. Formação e conservação dos solos. 1ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 178p.

LE ROUX, J. P. et al. Sediment transport patterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier, v.202. p. 473 – 488. 2007.

LIEW, P. M. et al. Holocene thermal optimal and climate variability of East Asian monsoon inferred from forest reconstruction of a subalpine pollen sequence, Taiwan. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam: Elsevier. v. 250. p. 596 – 605. 2006.

LIM, J. et al. Eolian quartz flux variation in Cheju Island, Korea, during the last 6500 yr and a possible Sun-monsoon linkage. In: *Quaternary Research*, Washington: University of Washington. v. 64. p. 12 – 20. 2005.

LIMA, Z. M. C. et al. Utilização de imagens TM/Landsat-5 como ferramenta no mapeamento de solos. In: *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande: UFPB. v. 5. n. 3. p. 425 – 430. 2001.

LIU, X. D. et al. Effect of precession on the Asian summer monsoon evolution: a systematic review. In: *Chinese Science Bulletin*, Pequim: Springer. v. 54. p. 3720 – 3730. 2009.

LOWELL, T. V. The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences: an example from the Miami Sublobe, Ohio, U.S.A. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 14. n.84. p. 85 – 99. 1995.

LUQUE, J. A. et al. U/Th dating of Quaternary travertines at the middle river Llobregat (NE Iberian Peninsula, Northwestern Mediterranean). Correlation with sea-level changes. In: *Geologica Acta*, Barcelona: UAB. v. 5. n. 1. p. 109 – 117. 2007.

MACKLIN, M. G. et al. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200Ka and their relationship to climate change. In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 21. p. 1633 – 1641. 2002.

MAHANEY, et al. Evidence from the northwestern Venezuelan Andes for extraterrestrial impact: the black mat enigma. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 116. p. 48 – 57. 2010.

MARKER, M. E. et al. Lunette dunes in the northeast Cape, South Africa, as geomorphic indicators of paleoenvironmental change. In: *Catena*, Amsterdam: Elsevier. v. 24. p. 259 – 273. 1995.

MARKGRAF, V. et al. Paleoclimate reconstruction along the Pole-Equator-Pole transect of Americas (PEP 1). In: *Quaternary Science Reviews*, Amsterdan: Elsevier. v. 19. p. 125 – 140. 2000.

MARREN, P. M. A comparison of mud- and sand-dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip river, eastern Free State, South Africa. In: *Sedimentary Geology*, Amsterdam: Elsevier. v. 190. p. 213 – 226. 2006.

MASSON-DELMOTTE, V. et al. Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. In: *Comptes Rendus Geoscience*, Amsterdam: Elsevier. v. 337. p. 935 – 946. 2005.

MASTERS, P. M. Holocene sand beaches of southern California: ENSO forcing and costal process on millennial scales. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam: Elsevier, v. 232. p.73 – 95. 2006.

MAYEWSKI, P. A. et al. Holocene climate variability. In: *Quaternary Research*, Amsterdam: Elsevier. v. 62. p. 243 – 255. 2004.

McGOWAN, H. A. et al. Aeolian sedimentation and climate variability during the late Quaternary in southeast Queensland, Australia. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam: Elsevier. v. 265. p. 171 – 181. 2008.

MCKEEVER, S. W. S. et al. Luminescence Models. In: *Radiation Measurements*, Amsterdam: Elsevier. v. 27. n. 5/6. p. 625 – 661. 1997.

MCCLAREN, P. et al. The effects of sediment transport on grain size distributions. In: *Journal of Sedimentary Petrology*, Amsterdam: Elsevier. v. 55. n. 4. p. 457 – 470. 1985.

MEIRELES, A. J. A. et al. Indicadores morfológicos de los cambios del nivel del mar em la llanura costera de Ceará – nordeste de Brasil. In: *Investigaciones Recientes em Geomorfologia Española*, Logroño: Geoforma Ediciones. p. 325 – 332. 1998.

MEIRELLES, M. S. P. et al. Geomática: modelos e aplicações ambientais. 1ed. Brasília: EMBRAPA, 2007. 593p.

MEISSNER, W. On a realistic interpretation of spontaneous decay Process. In: *Chaos, Solitons & Fractals*, Amsterdam: Elsevier. v. 7. n. 5. p. 697 – 709. 1996.

MELLO, J. C. O fenômeno El Niño e as secas no Nordeste do Brasil. In: *Raízes: revista de ciências sociais e econômicas*, Campina Grande – PB: PPGCS, n.20, p. 13 – 21. 1999.

MICHELLI, M. J. Argilominerais e ostracodes da formação Alagamar (Cretáceo inferior), bacia Potiguar, NE – Brasil: Paleoambiente e indicadores térmicos. 111f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, UFRGS/Porto Alegre, 2003.

MISHRA, S. et al. Fluvial deposits as an archive of early human activity. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 26. p. 2996 – 3016. 2007.

MORA, R. et al. Percussion tools in Olduvai beds I and II (Tanzania): implication for early human activities. In: Journal of Anthropological Archaeology, Amsterdam: Elsevier. v. 24. p. 179 – 192. 2005.

MOROZOVA, D. M. et al. Organic carbon content in the late Pleistocene and Holocene fossil soils (reconstruction for eastern Europe). In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 16 – 17. p. 131 – 151. 1998.

MOROZOVA, G. S. et al. Holocene avulsion styles and sedimentation patterns of the Saskatchewan river, Cumberland Marshes, Canada. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v. 130. p. 81 – 105. 2000.

MOURA, J. R. S. et al. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). In: Revista Brasileira de Geociências, Curitiba: SBG. v. 21. n.3. p. 236 – 254. 1991.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (Org.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 7ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. 472p. p.335 – 364.

MUGGLER, C. C. et al. Erosion, sedimentation and pedogenesis in a polygenetic oxisol sequence in Minas Gerais, Brasil. In: Catena, Amsterdam: Elsevier. v. 41. p. 3 – 17. 2000.

MURRU, M. et al. I depositi continentali ferruginosi del Maastrichtiano Sommitale-Paleocene della Sardegna Meridionale. In: Geologica Romana, Roma: DST. v. 40. p. 175 – 186. 2007.

MURTON, J. B. et al. Identification of Younger Dryas outburst flood path from lake Agassiz to the Arctic Ocean. In: Nature, New York: Mcmillan Publishers Limited. v. 464. p. 740 – 743. 2010.

NARCISI, B. Late Quaternary eolian deposition in central Italy. In: Quaternary Research, Washington: University of Washington. v. 54. p. 246 – 252. 2000.

NOAA El Niño Page. El Niño Theme Page (2010). Disponível em: <<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/elnino-story.html>>. Acesso em: 21 de junho de 2010.

NOAA PALEOCLIMATOLOGY. Climate reconstructions (2009). Disponível em: <<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/recons.html>>. Acesso em: 27 de março de 2010.

NORTH AMERICAN COMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NACSN). North American Stratigraphic Code. In: AAPG Bulletin, Tulsa (OK – USA): The American Association of Petroleum Geologists. v. 89. n. 11. p. 1547 – 1591. 2005.

NOVAK, I. D. et al. Identifying Geomorphic features using LANDSAT-5/TM data processing techniques on Lesvos, Greece. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 34. p. 101 – 109. 2000.

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. 3ed. São Paulo: Blucher, 2008. 364p.

PARADELLA, W. R. et al. Aplicações de radar nas geociências e meio ambiente: estado atual e perspectivas. In: CHAVES, J. M. et al. (Org.). Geotecnologias: trilhando novos caminhos nas geociências. 1ed. Salvador: Editora da SBG, 2006. 222p. p.73 – 83.

PASSOS, E. et al. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B. da et al. (Org.). Geomorfologia do Brasil. 4ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 392p. p. 107 – 142.

PAUL, F. et al. On the impact of glacial albedo under conditions of extreme glacier melt: the summer of 2003 in the Alps. In: EARSel eProceedings, Strasbourg: Earsel. n.4, p. 139 – 149. 2005.

PEREIRA, S. B. et al. Estudo do comportamento hidrológico do rio São Francisco e seus principais afluentes. In: Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande: v.11. n.6. p.615-622, 2007.

PESSENCIA, L. C. R. et al. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. G. et al. (Org.). Quaternário do Brasil. 1ed. Ribeirão Preto: Holos, 2005. 382p. p. 75 – 93.

PHILLIPS, J. D. Geogenesis, pedogenesis, and multiple causality in the formation of texture-contrast soils. In: Catena, Amsterdam: Elsevier. v. 58. p. 275 – 295. 2004.

PIERCE, J. L. et al. The relation of the Holocene fluvial terraces to changes in climate and sediment supply, South Fork Payette river, Idaho. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 30. p. 628 – 645. 2011.

PIRES, F. R. M. Arcabouço Geológico. In: CUNHA, S. B. da et al. (Org.). Geomorfologia do Brasil. 4ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 392p. p. 17 – 70.

PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparisson Project Phase II). Data sets for paleoclimate model evaluation (2009). Disponível em: <<http://pmip2.lsce.ipsl.fr/>>. Acesso em: 10 de abril de 2010.

PORTO, C. G. Intemperismo em Regiões Tropicais. In: CUNHA, S. B. da et al. (Org.). Geomorfologia do Brasil: Bertrand Brasil. 2006. 392p. p.25 – 58

PROVIDING INSIGHT INTO CLIMATE SCIENCE. Climate change science (2010). Disponível em: <http://members.shaw.ca/sch25/FOS/Climate_Change_Science.html>. Acesso em: 05 de maio de 2010.

POIZOT, E. et al. eCSedtrend: a new software to improve sediment trend analyses. In: Computers & Geosciences, Amsterdam: Elsevier. v. 34. p. 827 – 837. 2008.

POPPE, L. J. et al. A visual basic program to generate sediment grains size statistics and to extrapolate particle distributions. In: Computers & Geosciences, Amsterdam: Elsevier. v.30. p. 791 – 795. 2004.

PORAT, N. et al. A simplified SAR protocol for TT-OSL. In: Radiation Measurements, Amsterdam: Elsevier. v. 44. p. 538 – 542. 2009.

PROTHERO, D. R. Sedimentary geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy. 2ed. New York: W. H. Freeman and Company, 2004. 568p.

PYE, K. The nature, origin and accumulation of loess. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 14. p. 653 – 667. 1995.

QIAN, W et al. Little ice age climate near Beijing, China, inferred from historical and stalagmite records. In: Quaternary Research, Washington: University of Washington. v. 57. p. 109 – 119. 2002.

QRA (Quaternary Research Association). What is the Quaternary? (2009). Disponível em: <<http://qra.org.uk/about/quaternary>>. Acesso em: 31 agosto de 2010.

QUEIROZ NETO, J. P. Geomorfologia e Pedologia. In: Revista Brasileira de Geomorfologia, Porto Alegre: UGB. v. 1. p. 59 – 67. 2000.

RAMSTEIN, G. et al. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. In: Nature, New York: Mcmillan Publishers Limited. v. 386. p. 788 – 795. abril/1997.

REN, J. et al. Changes in fine sediment size distributions due to interactions with streambed sediments. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v. 202. p. 529 – 537. 2007.

Research Laboratory for Quaternary Geochronology. A clock resetting event (2011). Disponível em: <<http://www.gi.ee/rqg/>>. Acesso em: 3 de março de 2011.

RETALLACK, G. J. Core concepts of paleopedology. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 51/52. p.203 – 212. 1998.

RHEE, C. W. et al. An allostratigraphic approach to a non-marine basin: the north-western part of Cretaceous Kyongsang basin, SE Korea. In: Sedimentology, New York: John Wiley & Sons. v. 45. p. 449 – 472. 2002.

RIAL, J. A. Abrupt climate change: chaos and order at orbital and millennial scales. In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 41. p. 95 – 109. 2004.

RIQUELME, R. et al. Late Pleistocene-early Holocene paraglacial and fluvial sediments history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes. In: Quaternary Research, Amsterdam: Elsevier. v. 75. p. 166 – 175. 2011.

ROSA, R. Geotecnologias na Geografia Aplicada. In. GEOUSP Revista do Departamento de Geografia, São Paulo: EDUSP, n.16, 81 – 90p. 2005.

ROSE, J. The Quaternary of the British isles: factors forcing environmental change. In: Journal of the Quaternary Science, New York: John Wiley & Sons. v.25. n.4, p. 399 – 418. 2010.

ROSS, J. L. S. O Contexto Geotectônico e a Morfogênese da Província Serrana de Mato Grosso. In: Revista do Instituto Geológico, São Paulo: IG, vol. 12. n.1/2, 21 – 37. jan/dez 1991.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. In: GEOUSP Revista do Departamento de Geografia, São Paulo: EDUSP, n.6, 17-30p. 1992.

ROSS, J. L. Análise Empírica da Fragilidade dos Ambientes Naturais e Antropizados. In: GEOUSP Revista do Departamento de Geografia, São Paulo: EDUSP, n.8, 63-74p. 1994.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia Ambiental. In: CUNHA, S. B. da; GUERRA, A. J. T. (Org.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 392p. p.351 – 392.

RIGSBY, C. A. et al. Late Quaternary Paleohydrology of the Madre de Dios river, southwestern Amazon basin, Peru. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsevier. v. 113. p. 158 – 172. 2009.

RULL, V. A palynological record of a secondary succession after fire in the Gran Sabana, Venezuela. In: Journal of Quaternary Science, Amsterdã: John Wiley & Sons, Ltd, vol. 14. n.2, 137 – 152. 1999.

RUSSELL, R. D. et al. Roundness and shape of Mississippi river sands. In: Journal of Geology, Chicago: EBSCO Industries. v. 45. p. 225 – 267. 1937.

RUTTER, N. W. et al. New insights on the loess/paleosol Quaternary stratigraphy from key sections in the U.S. Midwest. In: Catena, Amsterdam: Elsevier. v. 67. p. 15 – 34. 2006.

SAIA, S. E. M. G. et al. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 184. p. 195 – 201. 2008.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. et al. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Cerrado and palm swamp from Central Brazil. In: Palaeo, Amsterdam: Elsevier, v.128, p.215 – 226. 1997.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Critérios e técnicas para o Quaternário. 1ed. São Paulo: Blücher, 2007. 390p.

SALES, L. E. O. et al. Qualidade física de Neossolos Quartzarênicos submetidos a diferentes sistemas de uso agrícola. In: Ciência Agrotécnica, Lavras: UFLA. v.34, n.3, p.667 – 674. 2010.

SALLUN, A. E. M. et al. Datação absoluta por luminescência do alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). In: Revista do Instituto Geológico, São Paulo: IG. vol.27 e 28, p.13 – 29. 2007.

SALLUN, A. E. M. Aloformação Paranavaí: depósitos coluviais Quaternários da bacia hidrográfica do alto rio Paraná (SP, PR e MS). 176f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, USP – São Paulo, 2007.

SALLUN, A. E. M. et al. Quaternary colluvial episodes (upper Paraná river hydrographic basin, Brazil). In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro: ABC. v. 82. n. 3. p. 701 – 715. 2010.

SANTOS, G. M. et al. A revised chronology of the lowest occupation layer of Pedra Furada rock shelter, Piauí, Brazil: the Pleistocene peopling of the Americas. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 22. p. 2303 – 2310. 2003.

SCHOBENHAUS, C. et al. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI et al. (Org.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: CPRM. 2003. 280P. p.5 – 25.

SEI (Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia). Pluviometria do Estado da Bahia (2003). Disponível em: <<http://www.sei.ba.gov.br>>. Acesso em: 13 de dezembro de 2009.

SGARBI, G. N. C. The Cretaceous Sanfranciscan basin, eastern plateau of Brazil. In: Revista Brasileira de Geociências, Curitiba: SBG. v. 30, n. 3. p. 450 – 452. set/2000.

SHACKLETON, N. J. et al. Marine isotope substage 5e and the Eemian Interglacial. In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 36. p. 151 – 155. 2003.

SHEN, S. et al. End-Permian mass extinction and paleoenvironmental changes in Neotethys: evidence from an oceanic carbonate section in southwestern Tibet. In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 73. p. 3 – 14. 2010.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. In: Journal of Sedimentary Petrology, Massachusetts: SEPM – Society of Sedimentary Geology. v. 24. p. 151 – 158. 1954.

SILVA, A. B. Sistemas de informações geo-referenciadas: conceitos e fundamentos. 1ed. Campinas: Editora UNICAMP, 2003. 240p.

SILVA, Alexandre C.; TORRADO, Pablo V.; JUNIOR, José de S. A. Métodos de Quantificação da Matéria Orgânica do Solo. Revista da Universidade de Alfenas, v. 5, p. 21-26, 1999.

SILVA, D. G. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, município de Brejo da Madre de Deus – Pernambuco. 154f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Centro de Filosofia e Ciências Humanas, UFPE – Recife, 2007.

SILVA, F. P. et al. Sedimentation of Cretaceous Bauru group in São Paulo, Paraná basin, Brasil. In: Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam: Elsevier. v. 28. p. 25 – 39. 2009.

SILVA, J. G. R. Ciclos orbitais ou ciclos de Milankovitch (2007). Disponível em: <<http://www.unb.br/ig/glossario/>>. Acesso em: 15 de março de 2010.

SIMONS, A. et al. Unprecedent climate change? (2011). Disponível em: <http://www.theresilientearth.com/files/pdfs/the_resilient_earth-chapter_4.pdf>. Acesso em: 2 de fevereiro de 2011.

Skeptical Science. Milankovitch Cycles (2011). Disponível em: <<http://www.skepticalscience.com/print.php?r=33>>. Acesso em: 05 de abril de 2010.

SMITH, M. A. et al. Comparison of ^{14}C and luminescence chronologies at puritjarra rock shelter, central Australia. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsiever. v. 16. p. 299 – 320p. 1997.

SOARES, E. A. A. et al. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro: ABC. v. 82. n. 3. p. 691 – 699. 2010.

SRIDHAR, A. Mid-late Holocene hydrological changes in the Mahi River, arid western India. In: Geomorphology, Amsterdam: Elsiever. v. 88. p.285 – 297. 2007.

SRIDHAR, A. et al. Sediment records as achives of the late Pleistocene-Holocene hydrological change in the alluvial Narmania river basin, western India. In: Proceedings of the Geologists' Association, Amsterdam: Elsevier. v. 121. p. 195 – 202. 2010.

STIRLING, C. H. et al. Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. In: Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam: Elsevier. v. 160. p. 745 – 762. 1998.

SUGUIO, K. Introdução a sedimentologia. 1ed. São Paulo: Blücher, 1973. 320p.

SUGUIO, K. Mudanças Ambientais da Terra. 1ed. São Paulo: Instituto Geológico, 2008. 339p.

SUN, D. et al. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v.152, p. 263 – 277. 2002.

TATUMI, S. H. et al. TL and OSL dating of eolian dunes of the Negro river basin, Brazil. In: Advances in ESR applications, Osaka: ESR dosimetry & dating. v. 18. p. 87 – 191. 2002.

TATUMI, S. H. et al. Optical dating using feldspar from Quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian Plateau, Brazil. In: Journal of Luminescence, Amsterdam: Elsevier. v. 102/103. p. 566 – 570. 2003.

TEBBENS, L. A. et al. Late Quaternary evolution of fluvial sediment composition: a modeling case study of the river Meuse. In: Global and Planetary Change, Amsterdam: Elsevier. v. 27. p. 187 – 206. 2000.

TEEUW, R. M. et al. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of late Pleistocene and Holocene palaeodunes. In: Journal of Quaternary Science, New York: John Wiley & Sons. v. 19. p. 49 -54. 2004.

TESSELER, M. G. et al. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananéia-Iguape, SP. In: Revista Brasileira de Oceanografia, São Paulo: Instituto Oceanógrafo. n. 46. v. 1. p. 69 – 83. 1998.

TCHAKERIAN, V. P. et al. Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave Desert and western Great Basin of North America. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 21. p. 799 – 810. 2002.

THACKRAY, G. D. Extensive early and middle Wisconsin glaciation on the western Olympic Peninsula, Washington, and the variability of Pacific moisture delivery to the northwestern United States. In: Quaternary Research, Washington: University of Washington. v. 55. p. 257 – 270. 2001.

THIRY, M. Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. In: Earth Sciences Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 49. p. 201 – 221. 2000.

THOMAS, D. S. G. et al. The evolution and characteristics of the Kalahari, southern Africa. In: *Journal of Arid Environments*, Amsterdam: Elsevier. v. 25. p. 97 – 108. 1993.

THOMAS, D. S. G. et al.. Aeolian system responses to global change: challenges of scale, process and temporal integration. In: *Earth Surface Process and Landforms*, Amsterdam: John Wiley & Sons Ltd. v.33. p. 1396 – 1418. 2008.

THOMAS, M. F. Late Quaternary environmental changes and the alluvial record in humid tropical environments. In: *Quaternary International*, Amsterdam: Elsevier. v. 72. p. 23 – 36. 2000.

THOMAS, M. F. Landscape sensitivity to rapid environmental change – a Quaternary perspective with examples from tropical areas. In: *Catena*, Amsterdam: Elsevier. v. 55. p. 107 – 124. 2004.

TIMIREVA, S. N. et al. Depositional environments of the Pleistocene loess-soil series inferred from sand grain morphoscopy – A case study of the East Europe Plain. In: *Quaternary International*, Amsterdam: Elsevier. v. 152/153. p. 136 – 145. 2006.

TOOTH, S. et al. Late Quaternary dynamics of a South African floodplain wetland and the implications for assessing recent human impacts. In: *Geomorphology*, Amsterdam: Elsevier. v. 106. p. 278 – 291. 2009.

TORRES, A. M. et al. A geoquímica dos sedimentos e solos. In: SOUZA, C. R. G. et al (Org.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, 382p. p.298 – 320. 2005.

TRICART, J. Ecología. Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria Técnica, SUPREM, 1977.

TRICART, J. El Pantanal: un exemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. In: *Informaciones Geográficas*, Santiago (Chile). v. 29. p. 81 – 97. 1982.

TROMPETE, R. R. et al. O cráton brasileiro do São Francisco – Uma revisão. In: *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba: SBG. v. 22, n. 4. p. 481 – 486. dez/1992.

TURNER, C. Problems of the duration of the Eemian interglacial in Europe north of the Alps. In: *Quaternary Research*, Washington: University of Washington. v. 58. p. 45 – 48. 2002.

TURNEY, C. S. M. et al. Catastrophic early Holocene sea level rise, human migration and the Neolithic transition in Europe. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 26. p. 2036 – 2041.

USSAMI, N. et al. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. In: Tectonics, New York: Amercian Geophysical Union. v. 18. n. 1. p. 25 – 39. 1999.

USDA (The United States Department of Agriculture). Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Washington: USDA, By Soil Survey Staff. 1999.

USGS (U.S. Geological Survey). Evaluation of climatic anomalies for the LGM (1999). Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/of/1999/ofr-99-0338/p3.html>>. Acesso em: 11 de novembro de 2010.

USGS (U.S. Geological Survey). X-Ray Powder Diffraction (2000). Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/info/diffraction/html/index.html>>. Acesso em: 22 de abril de 2010.

USGS (U.S. Geological Survey). Radiometric time scale (2001). Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/gip/geotime/radiometric.html>>. Acesso em: 10 de setembro de 2009.

USGS (U.S. Geological Survey). Luminescence dating – introduction and overview of the technique (2010). Disponível em: <http://crustal.usgs.gov/laboratories/luminescence_dating/technique.html>. Acesso em: 11 de janeiro de 2011.

USGS (U.S. Geological Survey). Sediment grain size analysis software (2010). Disponível em: <<http://woodshole.er.usgs.gov/software/sediment-software.html>>. Acesso em: 29 de maio de 2010.

ÜVEGES, J. B. et al. Reconstructing Quaternary pedogenesis in a paleosol sequence in Hungary. In: Quaternary International, Amsterdam: Elsevier. v. 106/107. p. 61 – 71. 2003.

VALADÃO, R. C. Geodinâmicas de superfícies de aplinamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental. In: Revista Brasileira de Geomorfologia, Porto Alegre: UGB. v. 10, n. 2, p. 77 – 90, 2009.

VAN der HAMMEN, T. et al. Amazonia during the last glacial. In: Palaeo, Amsterdam: Elsevier, v.109, p. 247 – 261. 1994.

VAN VUGT, N. et al. Orbital Forcing in Pliocene – Pleistocene Mediterranean lacustrine deposits: dominant expression of eccentricity versus precession. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam: Elsevier. v. 172. p. 193 – 205. 2001.

VEIGA, F. A. et al. Padrões de transporte de sedimentos baseado em três programas geradores de vetores de tendências de transporte a partir de parâmetros granulométricos na porção sul do delta de desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá – Sul do Brasil. In: Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba: Editora UFPR. n. 57. p. 75 – 87. 2005.

VIDAL-TORRADO, P. et al. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. In: Tópicos de Ciências dos Solos, Viçosa: UFV. v. 4. p. 145 – 192. 2005.

YU JI-FENG, et al. Recognition of Milankovitch cycles in the stratigraphic record: application of the CWT and the FFT to well-log data. In: Journal of China University of Mining & Technology, Amsterdam: Elsevier. v. 18. p. 594 – 598. 2008.

YUSTE, A. et al. Provenance of Oligocene-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v. 172 p. 251 – 268. 2004.

WALLINGA, J. et al. Luminescence dating of Netherlands' sediments. In: Netherlands Journal of Geosciences, Amsterdam: IGITUR. v. 86. n. 3. p. 179 – 196. 2007.

WANG, H. et al. A Mid-Late Quaternary loess-paleosol record in Simmons Farm in southern Illinois, USA. In: Quaternary Science Reviews, Amsterdam: Elsevier. v. 28. p. 93 – 106. 2009.

WANG, S. et al. Impact of climate variations of surface albedo of a temperate grassland. In: Agricultural and Forest Meteorology, Amsterdam: Elsevier. v. 142. p. 133 – 142. 2007.

WANG, X. et al. Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea. In: Sedimentary Geology, Amsterdam: Elsevier. v. 161. p. 1 – 14. 2003.

WATANABE, S. et al. Some evidence of a date of first humans to arrive in Brazil. Journal of Archaeological Science. In: Journal of Archaeological Science, Amsterdam: Elsevier. v. 30. p. 351 – 354. 2003.

WATERS, M. R. et al. Late Quaternary floodplain history of the Brazos River in East-central Texas. In: *Quaternary Research*, Washington: University of Washington. v. 43. p. 311 – 319. 1995.

WATCHMAN, A. L. et al. Relative and absolute dating of land surfaces. In: *Earth Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 58. p. 1 – 49. 2002.

WATSON, E. B. et al. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. In: *Science*, New York: AAAS. v.308. p. 841 – 844. 2005.

WENG, C. et al. Holocene climate change and hydrarch succession in lowland Amazonian Ecuador. In: *Review of Paleobotany & Palynology*, Amsterdam: Elsevier. v. 120. p. 73 – 90. 2002.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. In: *Journal of Geology*, Chicago: EBSCO Industries. v. 30. p. 377 – 392. 1922.

WERTS, S. P. et al. Estimation of temperatures beneath archaeological campfires using carbon stable isotope composition of soil organic matter. In: *Journal of Archaeological Science*, Amsterdam: Elsevier. v. 34. p. 850 – 857. 2007.

WILLIANS, G. E. Proterozoic (pre-Edicaran) glaciation and the high obliquity, low latitude ice, strong seasonality (HOLIST) hypothesis: principles and tests. In: *Earth Science Reviews*, Amsterdam: Elsevier. v. 87. p. 61 – 93. 2008. 32398667

WINSEMANN, et al. Sequence analysis of early Saalian glacial lake deposits (NW Germany): evidence of local ice margin retreat and associated calving process. In: *Sedimentary Geology*, Amsterdam: Elsevier. v. 165. p. 223 – 251. 2004.

WURS, S. Variability in the Middle Stone Age lithic sequence, 115,000-60,000 years ago at Klasies river, South Africa. In: *Journal of Archaeological Science*, Amsterdam: Elsevier. v. 29. p. 1001 – 1015. 2002.

ZANI, H. Mudanças morfológicas na evolução do megaleque do Taquari: uma análise com base em dados orbitais. 96f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Rio Claro, 2008.

ZHAO, H. et al. Optical dating of Holocene sand dune activities in the Horqin sand-fields in inner Mongolia, China, using the SAR protocol. In: *Quaternary Geochronology*, Amsterdam: Elsevier. v. 2007. p. 29 – 33. 2007.

ZIELINSKI, T. The Pleistocene climate-controlled fluvial sedimentary record in the Belchatów mine (central Poland). In: *Sedimentary Geology*, Amsterdam: Elsevier. v. 193. p. 203 – 209. 2007.

ZYKINA, V. S. et al. Pleistocene warming stages in southern west Siberia: soils, environment, and climate evolution. In: *Quaternary International*, Amsterdam: Elsevier. v. 106/107. p. 233 – 243. 2003.

11 – APÊNDICE**11.1 – Planilhas com as características dos sedimentos**

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS NA SUPERFÍCIE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	silte%	argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURTOSE
BT2 COR - 0	612473	8758680	0,02	2,50	14,32	35,58	35,64	1,30	10,30	88,06	1,52	2,91	0,23	2,00
TS - BT - 10	611183	8759244	0,12	7,06	40,40	36,74	10,24	8,20	0,60	94,56	1,27	2,20	0,29	1,53
TG1 - 0	554033	8707458	0,07	4,73	30,76	36,37	17,64	0,50	12,70	89,58	1,67	2,54	0,36	1,78
TG2 - 0	554028	8710006	0,11	6,27	36,49	32,57	15,22	0,30	12,00	90,66	1,70	2,43	0,39	1,83
TS - TG - 10	554258	8707500	0,08	4,54	28,92	37,15	19,51	1,10	10,20	90,18	1,64	2,54	0,34	1,83
P2 - 0	603872	8727626	0,10	2,55	22,91	35,87	27,81	0,94	7,20	89,24	1,59	2,65	0,28	1,92
P4 - 0	587894	8733032	0,87	4,49	17,18	34,51	33,78	0,70	5,50	90,82	1,61	2,69	0,19	2,06
P8 - 0	625043	8743400	0,30	4,70	30,69	37,91	19,93	0,87	5,60	93,54	1,60	2,42	0,33	2,02
P10 - 0	604726	8728362	0,13	6,45	36,39	34,72	17,23	0,70	5,70	94,92	1,64	2,31	0,36	2,07
P11 - 0	569947	8703652	0,07	3,69	15,23	37,63	32,13	0,23	8,10	88,74	1,55	2,78	0,25	2,08
P12 - 0	550729	8705944	0,07	4,49	29,22	36,20	19,03	0,13	7,50	89,01	1,61	2,45	0,34	1,96
P15 - 0	536955	8719126	0,24	6,28	27,19	32,68	16,44	2,34	11,10	82,83	1,74	2,55	0,33	1,74
P16 - 0	563769	8725956	0,15	4,61	29,02	38,08	17,77	0,94	6,80	89,62	1,61	2,44	0,34	2,06
PT1 - 0	554395	8707426	0,07	4,15	31,57	37,52	17,75	1,64	6,50	91,06	1,61	2,43	0,35	2,03
PT2 - 0	536060	8685652	0,15	3,06	21,24	41,52	20,70	1,17	9,60	86,67	1,60	2,65	0,32	2,11
P 116 - 0	564779	8713956	0,43	4,60	33,66	38,59	14,40	0,80	8,80	91,69	1,61	2,39	0,37	2,10
P 110 - 0	562178	8743466	0,49	5,57	20,94	35,17	22,92	1,70	10,90	85,09	1,70	2,65	0,26	1,84
P 118 - 0	570725	8717888	0,08	4,78	31,85	35,95	20,12	0,90	7,40	92,79	1,62	2,45	0,35	1,89
P 104 - 0	588936	8782372	0,98	6,10	17,84	35,67	23,39	1,80	11,30	83,99	1,72	2,68	0,23	1,94
P 122 - 0	568119	8691012	0,44	3,17	23,42	40,34	18,67	1,60	13,20	86,05	1,65	2,68	0,34	1,87
P 107 - 0	581143	8778812	1,54	8,03	21,05	35,67	19,20	1,70	11,80	85,50	1,79	2,57	0,25	1,83
P 123 - 0	562066	8686948	0,20	1,41	16,49	48,89	23,69	1,30	9,70	90,67	1,50	2,78	0,37	2,24
P 120 - 0	561433	8711532	0,42	6,90	36,95	36,87	13,32	0,90	5,90	94,45	1,62	2,24	0,34	2,19
P 119 - 0	572425	8718010	0,11	4,80	30,34	38,19	18,42	1,18	6,97	91,85	1,61	2,44	0,34	2,02
P 117 - 0	563818	8717300	0,16	4,25	28,66	39,37	17,01	0,80	9,10	89,44	1,62	2,49	0,34	2,03
PT 113 - 0	556501	8727056	0,47	6,10	20,76	28,38	17,28	8,34	18,67	72,99	2,74	4,09	0,51	0,97
PT 108 - 0	579749	8771772	0,37	7,23	28,94	33,59	17,63	1,50	9,30	87,74	1,73	2,46	0,31	1,86
PT 114 - 0	561496	8725506	0,20	5,76	31,60	35,26	14,72	1,00	10,70	87,55	1,69	2,46	0,36	1,94
PT 106 - 0	589585	8783618	1,25	7,76	22,91	30,78	19,51	2,70	14,00	82,21	2,14	3,05	0,40	1,62
PT 112 - 0	553722	8716416	0,14	4,80	26,10	34,81	22,75	1,30	9,90	88,60	1,65	2,59	0,31	1,76
PT 109 - 0	568193	8755456	0,14	8,12	34,85	32,90	13,93	1,30	9,90	89,95	1,72	2,37	0,37	2,01

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS NA SUPERFÍCIE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	silte%	argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURTOSE
PT 101 - 0	545945	8700222	0,11	3,41	29,38	35,03	22,69	0,40	9,70	90,64	1,63	2,55	0,33	1,78
PT 103 - 0	546902	8697886	0,33	5,67	39,48	33,66	11,26	0,60	10,10	90,39	1,65	2,31	0,42	2,08
PT 102 - 0	545994	8699672	0,17	3,95	26,95	40,47	24,28	0,20	5,70	95,82	1,59	2,50	0,30	2,03
PT 100 - 0	544055	8692550	0,32	3,90	13,58	45,39	25,76	0,77	10,28	88,95	1,54	2,80	0,33	2,19
p 200 - 0	569767	8737794	0,19	1,84	7,91	34,69	37,86	2,00	14,00	82,48	1,59	3,26	0,32	2,02
p 201 - 0	541612	8721614	0,01	6,24	27,32	33,82	16,80	1,80	12,70	84,20	1,74	2,58	0,33	1,72
p 202 - 0	534190	8724213	0,14	6,74	27,78	32,12	20,26	1,50	11,10	87,04	1,73	2,54	0,30	1,71
P300 - 0	583747	8714027	0,09	3,67	27,38	35,91	23,97	0,92	7,30	91,02	1,61	2,55	0,31	1,85
P301 - 0	595125	8729065	0,10	4,59	30,38	35,52	21,72	0,85	6,77	92,32	1,62	2,47	0,33	1,87
P302 - 0	585610	8758124	0,25	7,67	31,89	33,24	15,78	1,40	9,60	88,84	1,73	2,41	0,34	1,91
P303 - 0	597840	8778874	1,26	7,30	20,60	34,04	20,70	2,07	12,37	83,90	1,78	2,62	0,24	1,78

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS A 50CM DE PROFUNDIDADE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	Silte%	Argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURT
BT2 COR - 50	612473	8758680	0,08	2,28	13,54	33,80	32,50	1,10	12,90	82,20	1,53	2,96	0,24	2,01
TS - BT - 50	611183	8759244	1,00	6,58	39,34	34,06	11,00	0,60	9,10	91,98	1,66	2,22	0,41	2,24
TG1 - 50	554033	8707458	0,04	3,67	27,25	38,24	20,39	0,50	13,00	89,60	1,65	2,59	0,39	1,81
TG2 - 50	554028	8710006	0,06	5,28	34,77	33,96	16,84	0,50	12,70	90,92	1,68	2,45	0,45	1,76
TS - TG - 50	554258	8707500	0,08	3,48	27,68	37,57	20,01	0,80	12,60	88,83	1,65	2,58	0,40	1,79
P1 - 50	595716	8720046	0,18	3,74	25,02	32,68	19,79	1,17	14,90	81,41	2,09	3,20	0,53	1,59
P2 - 50	603872	8727626	0,13	2,94	23,79	36,26	27,36	0,82	6,40	90,48	1,60	2,60	0,32	1,90
P4 - 50	587894	8733032	0,40	3,89	18,06	34,31	35,94	1,30	6,10	92,60	1,59	2,74	0,21	1,94
P8 - 50	625043	8743400	0,30	7,93	37,29	33,10	13,98	0,94	4,50	92,61	1,39	2,19	0,33	1,76
P10 - 50	604726	8728362	0,10	6,08	35,79	35,08	13,69	0,58	7,60	90,74	1,63	2,27	0,41	2,15
P11 - 50	569947	8703652	0,17	3,74	14,54	37,30	33,44	0,23	12,80	89,19	1,56	2,88	0,24	2,05
P12 - 50	550729	8705944	0,10	4,53	29,04	36,25	20,04	0,06	7,20	89,95	1,61	2,42	0,41	1,95
P15 - 50	536955	8719126	0,22	5,64	24,52	35,25	18,06	2,34	11,20	83,69	1,71	2,56	0,38	1,78
P16 - 50	563769	8725956	0,10	3,33	23,05	38,21	21,05	1,40	10,10	85,75	1,62	2,61	0,36	1,95
PT1 - 50	554395	8707426	0,09	5,27	32,38	36,29	16,49	1,52	6,20	90,52	1,62	2,34	0,41	2,08
PT2 - 50	536060	8685652	0,09	3,41	21,81	38,52	18,51	1,29	14,40	82,34	1,66	2,71	0,38	1,89
P 116 - 50	564779	8713956	0,26	3,48	28,25	41,46	17,50	0,60	8,10	90,95	1,58	2,46	0,36	2,16
P 110 - 50	562178	8743466	0,19	4,65	18,29	30,20	21,71	2,40	21,10	75,05	2,66	4,16	0,53	1,52
P 118 - 50	570725	8717888	0,08	4,20	26,25	37,53	21,77	0,80	8,70	89,84	1,62	2,55	0,33	1,89
P 104 - 50	588936	8782372	0,48	6,88	14,01	27,28	22,77	4,20	24,39	71,41	2,71	4,23	0,45	0,57
P 122 - 50	568119	8691012	0,13	1,90	15,95	36,96	22,13	1,90	20,30	77,06	2,57	4,24	0,59	1,68
P 107 - 50	581143	8778812	1,05	6,72	15,10	24,71	18,96	3,78	29,66	66,54	2,74	4,23	0,41	0,51
P 123 - 50	562066	8686948	0,07	1,28	14,61	43,27	22,45	1,90	16,30	81,67	2,52	4,27	0,64	2,00
P 120 - 50	561433	8711532	0,11	4,51	28,05	37,11	19,71	0,90	9,60	89,50	1,64	2,52	0,35	1,87
P 119 - 50	572425	8718010	0,11	4,94	29,59	35,35	21,96	1,00	6,70	91,95	1,64	2,47	0,35	1,84
P 117 - 50	563818	8717300	0,05	3,40	25,56	41,78	17,89	0,60	10,30	88,68	1,60	2,55	0,35	2,09
PT 113 - 50	556501	8727056	0,17	3,78	14,64	26,96	19,44	2,86	32,15	64,98	2,59	4,35	0,46	0,49
PT 108 - 50	579749	8771772	0,44	7,05	25,71	35,22	19,33	1,20	9,70	87,75	1,72	2,50	0,29	1,88
PT 114 - 50	561496	8725506	0,13	3,42	22,41	37,91	20,10	3,40	13,30	83,98	1,84	2,97	0,43	1,80
PT 106 - 50	589585	8783618	0,62	6,32	16,58	26,89	20,05	3,15	26,39	70,46	2,72	4,18	0,46	0,50

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS A 50CM DE PROFUNDIDADE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	Silte%	Argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURT
PT 112 - 50	553722	8716416	0,17	4,80	24,03	33,92	21,47	1,30	13,10	84,39	1,68	2,66	0,31	1,69
PT 109 - 50	568193	8755456	0,09	6,63	31,62	37,76	15,22	0,80	8,50	91,32	1,65	2,35	0,34	2,13
PT 101 - 50	545945	8700222	0,10	3,88	27,67	31,20	20,90	1,50	15,50	83,75	2,28	3,46	0,54	1,53
PT 103 - 50	546902	8697886	0,11	2,99	20,03	30,99	32,12	0,62	13,14	86,24	1,62	2,82	0,21	1,73
PT 102 - 50	545994	8699672	0,33	3,73	26,04	40,87	23,28	0,40	8,00	94,26	1,60	2,55	0,31	2,00
PT 100 - 50	544055	8692550	0,07	2,93	22,75	40,28	22,33	0,60	11,30	88,37	1,61	2,66	0,32	1,98
p 200 - 50	569767	8737794	0,11	2,37	8,92	31,08	31,78	3,10	22,60	74,26	2,46	4,49	0,53	1,15
p 201 - 50	541612	8721614	0,27	5,07	21,51	33,12	20,95	2,00	16,40	80,91	2,70	4,06	0,57	1,60
p 202 - 50	534190	8724213	0,17	5,62	24,14	32,10	20,75	1,90	14,90	82,77	2,19	3,28	0,49	1,57
P300 - 50	583747	8714027	0,11	3,57	25,02	36,90	24,57	0,81	7,55	90,16	1,61	2,57	0,33	1,89
P301 - 50	595125	8729065	0,11	3,57	25,02	36,90	24,57	0,81	7,55	90,16	1,61	2,57	0,33	1,89
P302 - 50	585610	8758124	0,27	6,84	28,67	36,49	17,28	1,00	9,10	89,54	1,68	2,43	0,31	1,98
P303 - 50	597840	8778874	0,72	6,64	15,23	26,29	20,59	3,71	26,81	69,47	2,72	4,21	0,44	0,51

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS A 100CM DE PROFUNDIDADE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	Silte%	Argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURTOSE
BT2 COR - 100	612473	8758680	0,040	0,194	11,820	33,500	36,240	1,400	14,900	81,794	1,906	3,645	0,470	1,932
TS - BT - 100	611183	8759244	0,060	6,800	36,820	34,960	11,940	0,300	8,700	90,580	1,646	2,280	0,373	2,135
TG1 - 100	554033	8707458	0,173	3,259	24,424	36,870	21,387	0,100	17,300	86,112	2,665	4,062	0,601	1,686
TG2 - 100	554028	8710006	0,680	5,007	30,090	34,310	18,885	0,600	13,300	88,971	1,704	2,560	0,342	1,705
TS - TG - 100	554258	8707500	0,108	3,260	21,843	38,378	21,714	0,800	13,100	85,302	1,634	2,706	0,320	1,872
P1 - 100	595716	8720046	0,112	3,489	24,115	32,962	20,367	1,755	16,100	81,045	2,675	4,055	0,592	1,593
P2 - 100	603872	8727626	0,192	2,413	20,315	35,897	31,140	0,702	6,000	89,957	1,565	2,686	0,253	2,011
P4 - 100	587894	8733032	0,430	3,197	14,097	29,769	33,153	2,340	12,400	80,646	1,588	2,939	0,175	1,866
P8 - 100	625043	8743400	0,498	4,829	23,739	37,694	21,547	0,936	4,200	88,307	1,310	2,473	0,190	1,504
P10 - 100	604726	8728362	0,128	6,299	36,426	34,725	13,061	0,702	8,400	90,639	1,649	2,313	0,377	2,098
P11 - 100	569947	8703652	0,116	3,782	15,560	36,622	30,016	0,108	11,100	86,097	1,577	2,801	0,252	1,988
P12 - 100	550729	8705944	0,147	4,442	27,987	37,062	19,345	0,175	9,700	88,983	1,632	2,516	0,334	1,892
P15 - 100	536955	8719126	0,293	5,883	21,886	30,087	18,033	3,743	17,300	76,181	2,737	4,037	0,545	1,487
P16 - 100	563769	8725956	0,284	3,343	21,711	35,763	21,284	1,755	14,000	82,385	1,693	2,780	0,337	1,751
PT1 - 100	554395	8707426	0,171	5,644	32,623	37,203	17,283	1,170	4,600	92,925	1,439	2,340	0,292	1,787
PT2 - 100	536060	8685652	0,185	3,732	18,147	32,681	20,259	1,521	22,100	75,004	2,639	4,163	0,558	1,522
P 116 - 100	564779	8713956	0,213	3,793	26,235	39,622	18,238	0,700	10,500	88,100	1,628	2,562	0,339	1,956
P 110 - 100	562178	8743466	0,133	5,618	16,424	27,836	21,240	3,100	22,200	71,252	2,688	4,176	0,496	0,856
P 118 - 100	570725	8717888	0,148	3,266	22,690	37,253	23,563	1,000	10,900	86,920	1,622	2,669	0,304	1,871
P 104 - 100	588936	8782372	0,289	6,336	12,680	25,749	22,389	4,300	24,100	67,443	2,683	4,272	0,440	0,513
P 122 - 100	568119	8691012	0,196	1,966	14,373	32,284	22,329	2,300	23,800	71,148	2,549	4,309	0,560	0,573
P 107 - 100	581143	8778812	0,592	4,842	11,991	21,053	19,069	3,900	29,900	57,547	2,646	4,381	0,385	0,512
P 123 - 100	562066	8686948	0,033	1,195	13,190	40,955	22,820	2,500	18,400	78,192	2,509	4,298	0,628	1,745
P 120 - 100	561433	8711532	0,098	4,806	28,523	36,506	18,050	0,900	10,600	87,984	1,653	2,529	0,346	1,839
P 119 - 100	572425	8718010	0,145	5,414	29,332	34,285	21,172	1,400	6,900	90,349	1,653	2,472	0,317	1,851
P 117 - 100	563818	8717300	0,084	3,601	23,249	38,216	19,028	0,800	14,100	84,177	1,659	2,688	0,339	1,808
PT 113 - 100	556501	8727056	0,218	2,867	11,122	20,843	17,473	3,200	36,400	52,522	2,534	4,552	0,368	0,504
PT 108 - 100	579749	8771772	0,232	6,719	24,500	31,982	18,122	1,400	14,100	81,556	1,770	2,627	0,301	1,656
PT 114 - 100	561496	8725506	0,083	3,446	21,077	33,832	20,361	1,200	16,900	78,799	2,659	4,091	0,587	1,656
PT 106 - 100	589585	8783618	0,993	5,212	13,233	25,542	19,590	3,500	27,700	64,571	2,680	4,279	0,436	0,512
PT 112 - 100	553722	8716416	0,198	4,462	20,820	30,697	23,308	1,400	15,900	79,486	2,679	4,089	0,562	1,623
PT 109 - 100	568193	8755456	0,110	5,635	25,835	36,281	17,395	1,100	12,000	85,256	1,698	2,573	0,326	1,819
PT 101 - 100	545945	8700222	0,054	3,884	24,405	28,376	22,044	1,900	18,700	78,764	2,682	4,081	0,560	1,462

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS A 100CM DE PROFUNDIDADE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	Silte%	Argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURTOSE
PT 103 - 100	546902	8697886	0,327	4,974	37,279	35,048	11,845	0,600	11,000	89,473	1,649	2,378	0,416	2,046
PT 102 - 100	545994	8699672	0,079	3,326	23,310	40,729	25,182	0,400	8,600	92,626	1,590	2,618	0,299	2,021
PT 100 - 100	544055	8692550	0,112	3,012	21,550	38,692	21,835	0,700	13,300	85,201	1,628	2,717	0,321	1,887
p 200 - 100	569767	8737794	0,267	2,168	7,100	27,292	31,394	3,600	27,700	68,221	2,448	4,549	0,487	0,501
p 201 - 100	541612	8721614	0,272	4,396	20,414	30,987	20,895	2,500	19,900	76,963	2,671	4,115	0,553	1,511
p 202 - 100	534190	8724213	0,352	5,552	21,213	29,637	22,308	2,400	17,900	79,061	2,718	4,078	0,533	1,543
P300 - 100	583747	8714027	0,152	3,154	19,522	36,591	28,240	0,603	9,333	87,658	1,590	2,713	0,267	1,963
P301 - 100	595125	8729065	0,257	2,958	19,034	34,306	29,285	1,347	9,767	85,841	1,599	2,753	0,250	1,897
P302 - 100	585610	8758124	0,171	6,177	25,167	34,132	17,759	1,250	13,050	83,406	1,736	2,601	0,313	1,733
P303 - 100	597840	8778874	0,625	5,464	12,635	23,448	20,349	3,900	26,567	62,520	2,677	4,303	0,419	0,513

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS A 150CM DE PROFUNDIDADE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	Silte%	Argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURTOSE
BT2 COR - 150	612473	8758680	0,061	1,926	10,359	32,293	36,509	1,926	16,927	81,147	2,484	4,425	0,551	1,957
TS - BT - 150	611183	8759244	0,277	6,767	34,112	35,655	13,197	0,495	9,497	90,008	1,668	2,308	0,404	2,131
TG1 - 150	554033	8707458	0,119	3,061	22,321	34,789	21,450	0,790	17,470	81,740	2,655	4,076	0,605	1,657
TG2 - 150	554028	8710006	0,106	4,804	27,320	33,354	17,783	0,870	15,762	83,368	2,436	3,576	0,615	1,593
TS - TG - 150	554258	8707500	0,112	2,848	19,975	36,221	22,978	0,993	16,873	82,135	2,632	4,121	0,600	1,707
P2 - 150	603872	8727626	0,203	2,284	20,207	36,586	32,232	0,964	7,523	91,513	1,572	2,725	0,276	1,907
P4 - 150	587894	8733032	0,487	2,258	10,717	22,220	27,165	3,639	33,513	62,847	2,503	4,539	0,422	0,506
P8 - 150	625043	8743400	0,453	5,316	31,087	37,847	18,702	1,308	5,287	93,405	1,645	2,368	0,423	2,093
P10 - 150	604726	8728362	0,239	5,167	31,616	35,859	14,847	0,962	11,309	87,729	1,673	2,435	0,441	1,911
P11 - 150	569947	8703652	0,177	3,842	14,888	37,126	31,137	0,326	12,504	87,170	1,574	2,852	0,243	2,027
P12 - 150	550729	8705944	0,127	4,494	26,406	36,953	21,163	0,124	10,733	89,143	1,641	2,534	0,381	1,831
P15 - 150	536955	8719126	0,355	5,098	19,549	29,678	20,207	4,820	20,293	74,887	2,689	4,117	0,535	1,387
P16 - 150	563769	8725956	0,123	3,123	18,743	32,807	23,686	2,286	19,232	78,483	2,626	4,172	0,565	1,581
PT1 - 150	554395	8707426	0,185	5,117	26,858	34,976	16,820	4,246	11,797	83,957	1,729	2,613	0,413	1,689
PT2 - 150	536060	8685652	0,156	3,027	16,526	31,984	22,172	3,800	22,335	73,865	2,600	4,239	0,547	0,921
P 116 - 150	564779	8713956	0,155	3,785	26,813	39,413	18,308	0,708	10,819	88,473	1,631	2,552	0,363	1,929
P 110 - 150	562178	8743466	0,138	5,526	16,699	28,026	22,400	3,843	23,368	72,790	2,674	4,202	0,490	0,694
P 118 - 150	570725	8717888	0,041	3,297	24,740	36,570	22,892	1,123	11,337	87,539	1,635	2,652	0,317	1,788
P 104 - 150	588936	8782372	0,305	4,124	12,344	26,054	24,188	5,346	27,638	67,016	2,569	4,422	0,442	0,506
P 122 - 150	568119	8691012	0,124	1,732	11,898	28,555	20,874	2,091	34,725	63,184	2,498	4,489	0,469	0,495
P 107 - 150	581143	8778812	0,671	4,885	12,162	22,663	21,170	4,640	33,809	61,551	2,613	4,452	0,366	0,517
P 123 - 150	562066	8686948	0,039	1,248	12,216	37,734	28,054	2,577	18,132	79,292	2,495	4,349	0,601	1,927
P 120 - 150	561433	8711532	0,168	6,076	34,479	30,338	17,486	0,954	10,499	88,547	1,710	2,434	0,401	1,745
P 119 - 150	572425	8718010	0,268	4,711	27,094	35,458	25,714	1,740	5,015	93,246	1,632	2,531	0,312	1,804
P 117 - 150	563818	8717300	0,099	3,983	25,352	37,784	17,368	0,919	14,496	84,585	1,679	2,652	0,367	1,759
PT 113 - 150	556501	8727056	0,295	2,867	13,189	26,055	19,801	3,041	34,752	62,207	2,546	4,462	0,430	0,498
PT 108 - 150	579749	8771772	0,220	6,578	24,939	33,150	18,846	1,865	14,403	83,732	1,900	2,825	0,381	1,635
PT 114 - 150	561496	8725506	0,073	3,257	20,685	33,625	22,287	1,552	18,521	79,927	2,645	4,128	0,574	1,610
PT 106 - 150	589585	8783618	1,790	6,364	14,954	24,291	19,985	3,927	28,689	67,384	2,755	4,220	0,400	0,520
PT 112 - 150	553722	8716416	0,139	4,260	22,505	31,028	23,224	1,553	17,290	81,157	2,678	4,086	0,565	1,541
PT 109 - 150	568193	8755456	0,097	5,754	25,537	36,841	17,375	1,252	13,143	85,605	1,703	2,590	0,328	1,848

CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS A 150CM DE PROFUNDIDADE														
ID	X	Y	AMG%	AG%	AM%	AF%	AMF%	Silte%	Argila%	Areia total%	GS	DM	ASS	CURTOSE
PT 101 - 150	545945	8700222	0,088	2,973	18,744	26,677	26,943	2,686	21,888	75,426	2,622	4,252	0,497	1,528
PT 102 - 150	545994	8699672	0,147	3,533	21,069	40,170	25,840	0,703	8,538	90,759	1,592	2,658	0,285	2,040
PT 100 - 150	544055	8692550	0,110	2,787	20,308	37,268	23,021	0,911	15,595	83,493	2,202	3,548	0,533	1,766

12 - ANEXOS**12.1 – Datação por LOE**



Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório Datação: LOE e TL

Relatório de Ensaio

CLIENTE: RICARDO REIS ALVES

Email: ricardoreisalves@gmail.com

MATERIAL: Sedimentos

NATUREZA DO TRABALHO: Datação de Sedimentos pelo Método da Luminescência Óticamente Estimulada.

REFERÊNCIA: Recebimento de material em 24/02/2010.

1. AMOSTRAS

Foram fornecidas pelo cliente 5 (cinco) amostras com as designações indicadas na Tabela 1, as amostras estavam acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomaram luz no envio. As amostras foram recebidas em 24/02/2010 e identificadas no laboratório sob os códigos de 2529 à 2533.

2. MÉTODO UTILIZADO

Análise da dose acumulada – Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc.

Análise da dose anual – Equipamento utilizado: Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NaI – Tl)

A metodologia completa pode ser encontrada em nosso site:

<http://www.datacao.com.br> em Download



Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório Datação: LOE e TL

3. RESULTADOS

Os resultados das doses acumuladas, doses anuais e das idades estão apresentados na Tabela 1, a seguir:

Tabela 1: Código LVD, amostra, dose anual, dose acumulada e idade.

Código LVD	Amostra	Dose Anual (μ Gy/ano)	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)
2529	Amostra I (Buritizinho)	540 ± 10	5,67	10.500 ± 700
2530	Amostra II (Buritizinho)	525 ± 10	10,92	20.500 ± 1.300
2531	Amostra I (Taguá)	890 ± 90	5,81	6.500 ± 1.000
2532	Amostra II (Taguá)	940 ± 100	8,50	9.000 ± 1.500
2533	Amostra III (Taguá)	895 ± 75	17,24	18.800 ± 2.500

Os resultados das concentrações de ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U , ^{40}K estão apresentados na Tabela 2, a seguir:

Tabela 2: Amostra, Th (Tório), U (Urânio), K (Potássio) e dose anual.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose Anual (μ Gy/ano)
2529	$2,198 \pm 0,079$	$0,484 \pm 0,011$	0 ± 0	540 ± 10
2530	$1,826 \pm 0,066$	$0,536 \pm 0,006$	0 ± 0	525 ± 10
2531	$1,806 \pm 0,065$	$0,754 \pm 0,152$	$0,304 \pm 0,044$	890 ± 90
2532	$3,623 \pm 0,130$	$1,182 \pm 0,320$	$0,108 \pm 0,016$	940 ± 100
2533	$4,207 \pm 0,151$	$1,285 \pm 0,244$	0 ± 0	895 ± 75

São Paulo, 26 de Março de 2010.

Prof. Dr. Márcio Yee
Responsável pela Análise

Profa. Dra. Sonia H. Tatumi
Coordenadora do Laboratório



Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório Datação: LOE e TL

Relatório de Ensaio

CLIENTE: RICARDO REIS ALVES

Email: ricardoreisalves@gmail.com

MATERIAL: Sedimentos

NATUREZA DO TRABALHO: Datação de Sedimentos pelo Método da Luminescência Óticamente Estimulada.

REFERÊNCIA: Recebimento de material em 18/05/2010.

1. AMOSTRAS

Foram fornecidas pelo cliente 4 (quatro) amostras com as designações indicadas na Tabela 1, as amostras estavam acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomaram luz no envio. As amostras foram recebidas em 18/05/2010 e identificadas no laboratório sob os códigos de 2696 à 2699.

2. MÉTODO UTILIZADO

Análise da dose acumulada – Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc.

Análise da dose anual – Equipamento utilizado: Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NaI – Tl)

A metodologia completa pode ser encontrada em nosso site:

<http://www.datacao.com.br> em Download



Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório Datação: LOE e TL

3. RESULTADOS

Os resultados das doses acumuladas, doses anuais e das idades estão apresentados na Tabela 1, a seguir:

Tabela 1: Código LVD, amostra, dose anual, dose acumulada e idade.

Código LVD	Amostra	Dose Anual (μ Gy/ano)	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)
2696	PT 117	735 ± 40	5,99	8.000 ± 880
2697	PT 106	950 ± 25	3,55	3.700 ± 280
2698	PT 101	780 ± 20	5,98	7.600 ± 570
2699	PT 108	910 ± 95	3,55	3.900 ± 600

Os resultados das concentrações de ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U , ^{40}K estão apresentados na Tabela 2, a seguir:

Tabela 2: Amostra, Th (Tório), U (Urânio), K (Potássio) e dose anual.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose Anual (μ Gy/ano)
2696	2,513 ± 0,090	1,143 ± 0,138	0 ± 0	735 ± 40
2697	4,652 ± 0,167	1,377 ± 0,049	0 ± 0	950 ± 25
2698	3,286 ± 0,118	1,091 ± 0,040	0 ± 0	780 ± 20
2699	1,846 ± 0,066	0,789 ± 0,164	0,312 ± 0,045	910 ± 95

São Paulo, 1º de Agosto de 2010.

Prof. Dr. Márcio Yee
Responsável pela Análise



Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório de Datação: LOE e TL

Relatório de Ensaio

CLIENTE: Prof. Dr. Ricardo Reis Alves
e-mail: ricardoreisalves@gmail.com

MATERIAL: Sedimento.

NATUREZA DO TRABALHO: Datação de Sedimentos pelo método SARs, utilizando Regeneração Total do sinal da Luminescência Oticamente Estimulada (LOE) de cristais de Quartzo.

REFERÊNCIA:

1. AMOSTRAS

Foram fornecidas pelo cliente 3 (três) amostras com as designações indicadas na Tabela 1, acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomaram luz no envio. As amostras foram recebidas e identificadas no laboratório como 2530, 1422 e 2696.

2. MÉTODO UTILIZADO

Análise da dose acumulada – Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc.

Análise da dose anual – Equipamento utilizado: Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NaI – Tl)



Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório de Datação: LOE e TL

As amostras foram analisadas pelo método SARs a partir de várias aliquotas, ou seja, a amostra foi separada em várias porções para obter uma idade média.

Tabela 1: Código LVD, amostra, dose anual, paleodose média e idade média.

Código LVD	Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	MÉTODO	Paleodose Média (Gy)	Idade Média (anos)
2530	Amostra II (Buritizinho)	525 ± 10	SARs	10,12	19.000 ± 1.200
		DESVIO PADRÃO \Rightarrow		3,89	7.500
2533	Amostra III (Taguá)	895 ± 75	SARs	18,90	21.000 ± 2.700
		DESVIO PADRÃO \Rightarrow		2,81	3.100
2696	PT 117	735 ± 40	SARs	5,72	7.800 ± 840
		DESVIO PADRÃO \Rightarrow		1,69	2.300

As concentrações medidas dos isótopos radioativos ^{232}Th , $^{238}\text{U}+^{235}\text{U}$, ^{40}K utilizados para calcular a dose anual são apresentados na Tabela 2, a seguir:

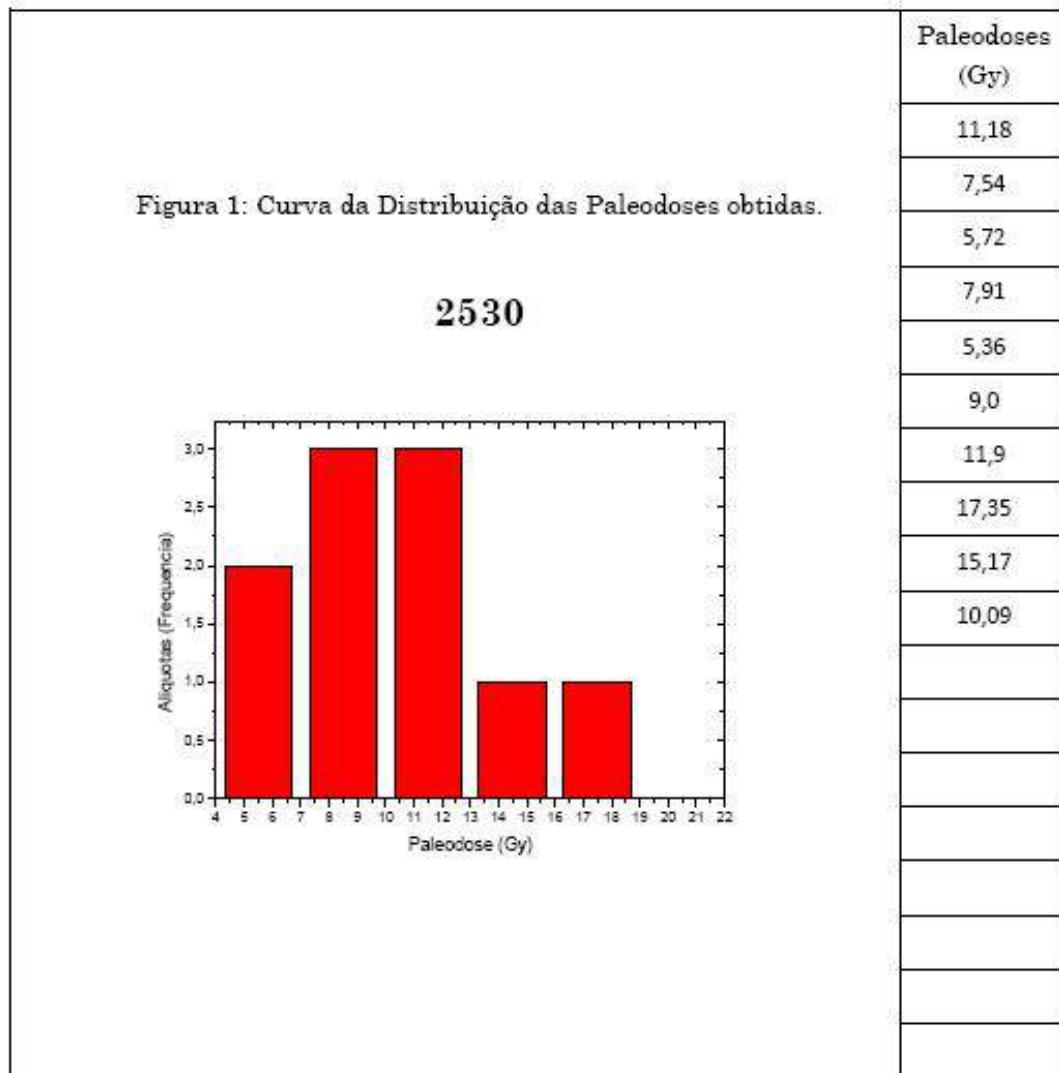
Tabela 2: Amostra, Th (Tório), U (Urânio), K (Potássio).

Amostra Cod. LVD	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
2530	$1,826 \pm 0,66$	$0,536 \pm 0,006$	0 ± 0
2533	$4,207 \pm 0,151$	$1,285 \pm 0,244$	0 ± 0
2696	$2,513 \pm 0,090$	$1,143 \pm 0,138$	0 ± 0



Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório de Datação: LOE e TL

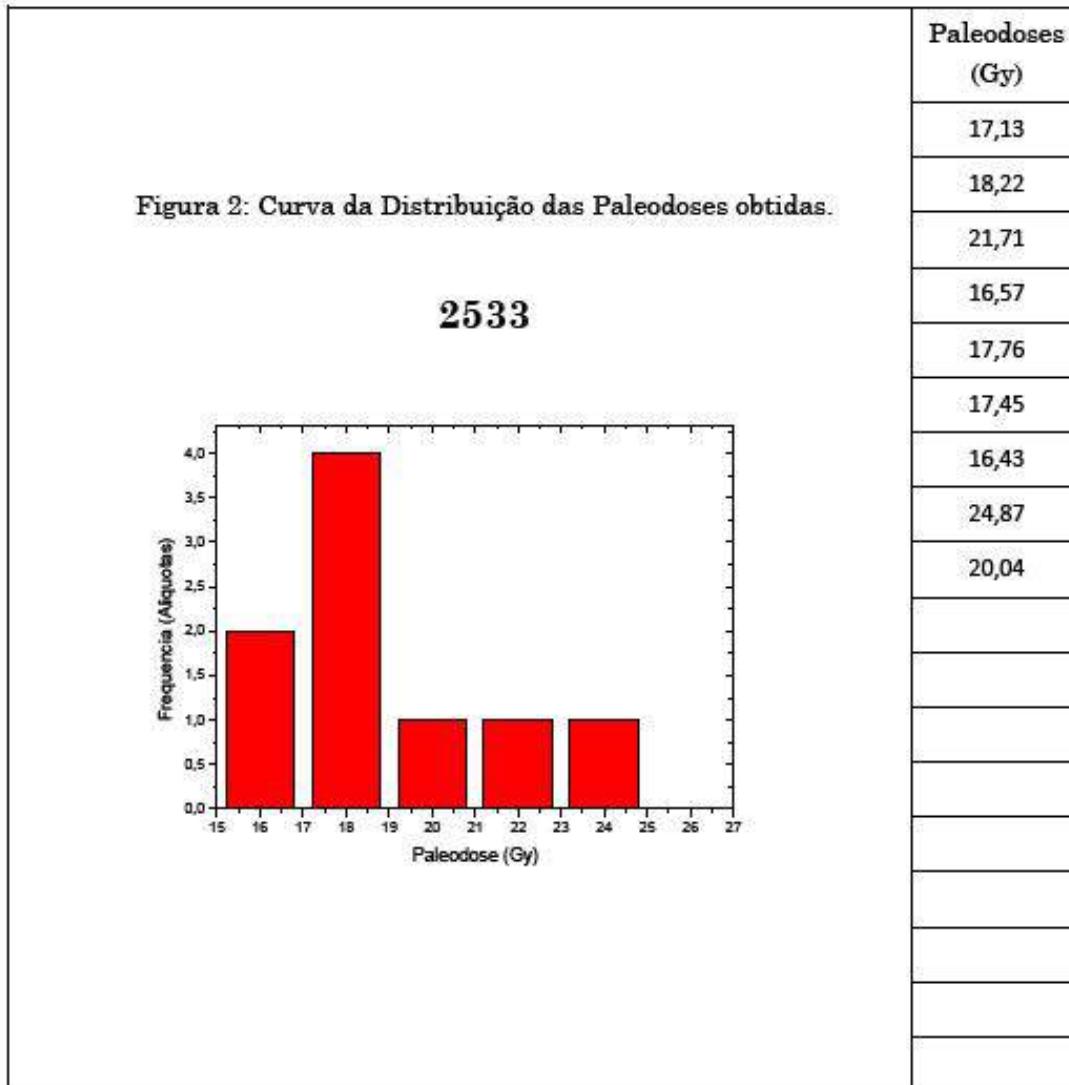
A Figura 1 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise destas aliquotas da amostra 2530.





Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório de Datação: LOE e TL

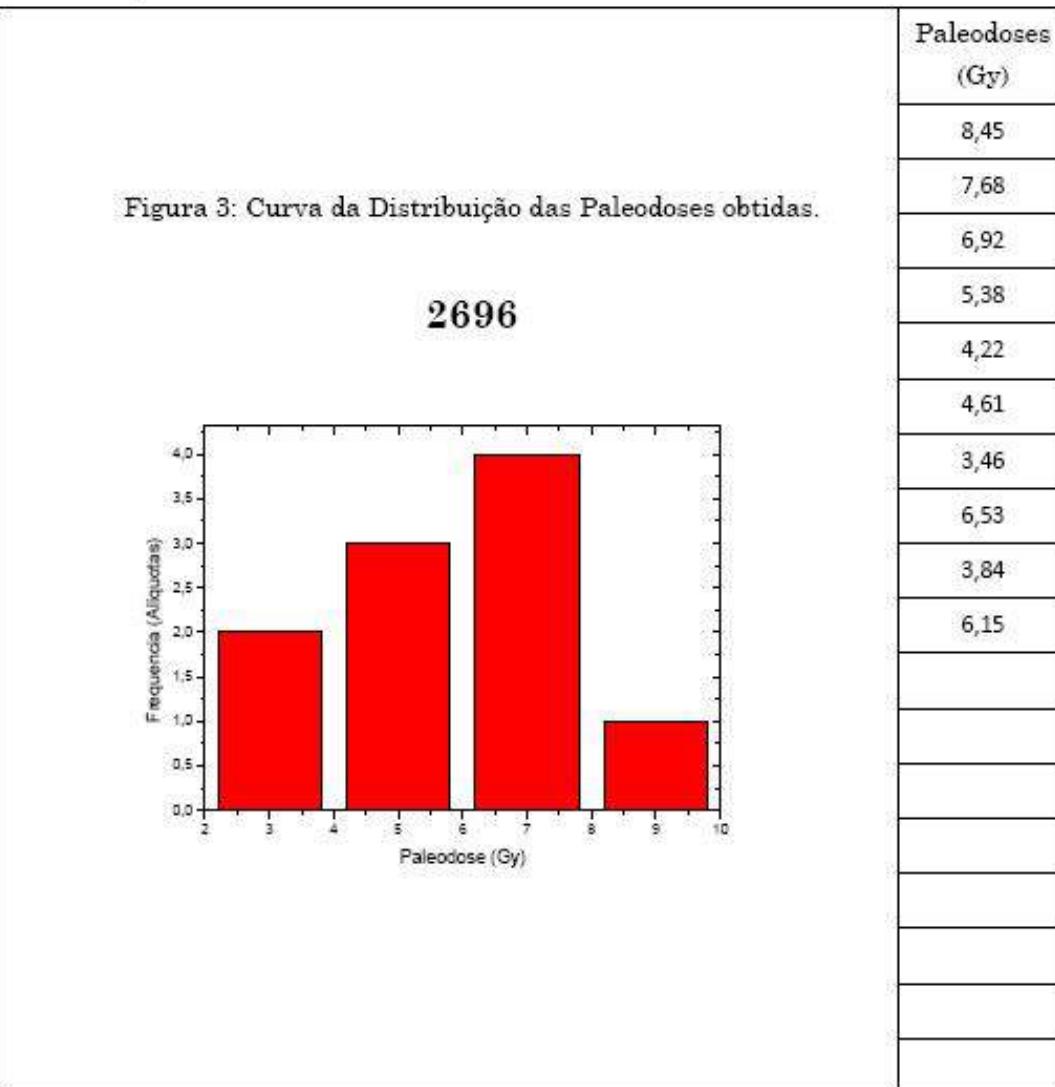
A Figura 2 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise destas aliquotas da amostra 2533.





Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.
Laboratório de Datação: LOE e TL

A Figura 3 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise destas aliquotas da amostra 2696.



12.2 – Datação por ^{14}C



*Consistent Accuracy . . .
... Delivered On-time*

Beta Analytic Inc.
4985 SW 74 Court
Miami, Florida 33155 USA
Tel: 305 667 5167
Fax: 305 663 0964
Beta@radiocarbon.com
www.radiocarbon.com

Darden Hood
President
Ronald Hatfield
Christopher Patrick
Deputy Directors

May 6, 2010

Mr. Ricardo Reis Alves
Rua Prof. Jose Seabra
S/N- Centro Barreiras
Barreiras-BA, 47805100
Brazil

RE: Radiocarbon Dating Results For Samples 131313131313 TG1(22), 131313131313 TG2(F)

Dear Mr. Alves:

Enclosed are the radiocarbon dating results for two samples recently sent to us. They each provided plenty of carbon for accurate measurements and all the analyses proceeded normally. The report sheet contains the dating result, method used, material type, applied pretreatment and two-sigma calendar calibration result (where applicable) for each sample.

This report has been both mailed and sent electronically, along with a separate publication quality calendar calibration page. This is useful for incorporating directly into your reports. It is also digitally available in Windows metafile (.wmf) format upon request. Calibrations are calculated using the newest (2004) calibration database. References are quoted on the bottom of each calibration page. Multiple probability ranges may appear in some cases, due to short-term variations in the atmospheric ^{14}C contents at certain time periods. Examining the calibration graphs will help you understand this phenomenon. Calibrations may not be included with all analyses. The upper limit is about 20,000 years, the lower limit is about 250 years and some material types are not suitable for calibration (e.g. water).

We analyzed these samples on a sole priority basis. No students or intern researchers who would necessarily be distracted with other obligations and priorities were used in the analyses. We analyzed them with the combined attention of our entire professional staff.

Information pages are enclosed with the mailed copy of this report. They should answer most of questions you may have. If they do not, or if you have specific questions about the analyses, please do not hesitate to contact us. Someone is always available to answer your questions.

The cost of the analysis was charged to the VISA card provided. As always, if you have any questions or would like to discuss the results, don't hesitate to contact me.

Sincerely,

Darden Hood
Digital signature on file



BETA ANALYTIC INC.

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

4985 S.W. 74 COURT

MIAMI, FLORIDA, USA 33155

PH: 305-667-5167 FAX: 305-663-0964

beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Mr. Ricardo Reis Alves

Report Date: 5/6/2010

Material Received: 4/21/2010

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	13C/12C Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 278421 SAMPLE : 131313131313 TG1(22) ANALYSIS : Radiometric-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (charred material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1040 to 1240 (Cal BP 920 to 700)	900 +/- 40 BP	-26.3 ‰	880 +/- 40 BP
Beta - 278422 SAMPLE : 131313131313 TG2(F) ANALYSIS : Radiometric-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (charred material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 740 to 690 (Cal BP 2690 to 2640) AND Cal BC 660 to 640 (Cal BP 2610 to 2590) Cal BC 550 to 390 (Cal BP 2500 to 2340)	2390 +/- 40 BP	-24.5 ‰	2400 +/- 40 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ¹⁴C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ¹⁴C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured 13C/12C ratios (delta 13C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta 13C. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta 13C, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by **. The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-26.3; lab. multi=1)

Laboratory number: Beta-278421

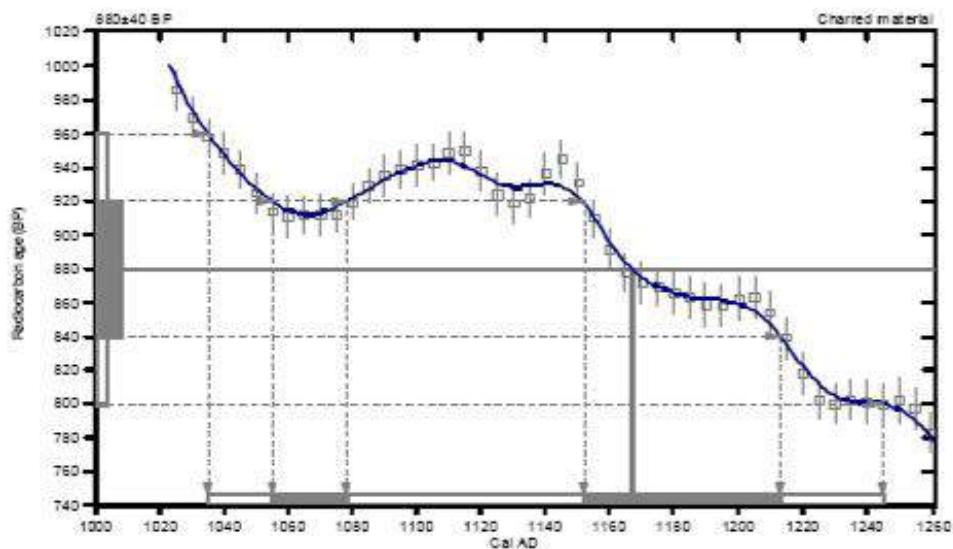
Conventional radiocarbon age: 880±40 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 1040 to 1240 (Cal BP 920 to 700)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1170 (Cal BP 780)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 1060 to 1080 (Cal BP 900 to 870) and
(68% probability) Cal AD 1150 to 1210 (Cal BP 800 to 740)



References:

- Database used*
INTCAL04
- Calibration Database*
INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration
- Method after*
IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).
- A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates*
Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 748 Court, Miami, Florida 33133 • Tel: (305) 667-5167 • Fax: (305) 663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-24.5 lab. mol=1)

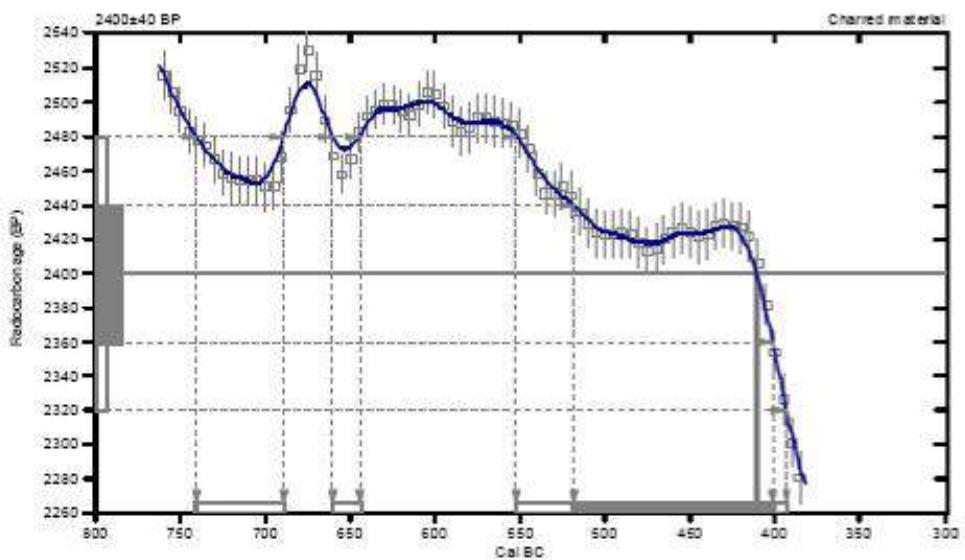
Laboratory number: Beta-278422

Conventional radiocarbon age: 2400±40 BP

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 410 (Cal BP 2360)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 520 to 400 (Cal BP 2470 to 2350)
(68% probability)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL94 Radiocarbon Age Calibration

IntCa10

Mathematics 1-800-156-1444 • www.MathHelp.com • 614 Pages

Falme, A.S., Kaval, I.C.: 1991, Radiocarbon 33(2), 312-322.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

2085 S.W. 24th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305) 567-5167 • Fax: (305) 567-0964 • E-Mail: jean@midwinter.com

12.3 – Resultados das análises de DRX

Qualitative Analysis Results

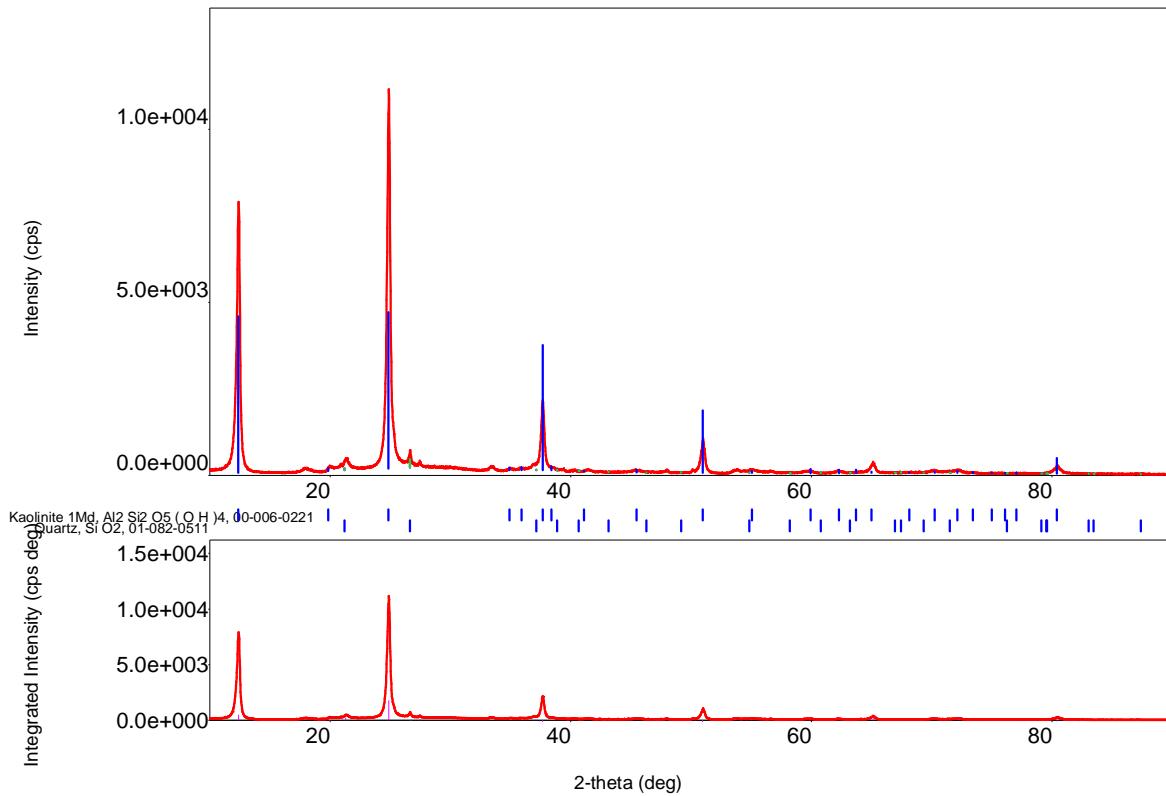
General information

Analysis date	3/12/2011 5:04:31 PM	Measured time	3/10/2011 12:42:02 PM
Sample name	PT103	Operator	usuario
File name	PT103.raw		
Comment			

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	ICDD
Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	0.0243	60221 (ICDD)
Quartz	SiO ₂	0.3289	820511 (ICDD)

Phase data pattern



Qualitative Analysis Results

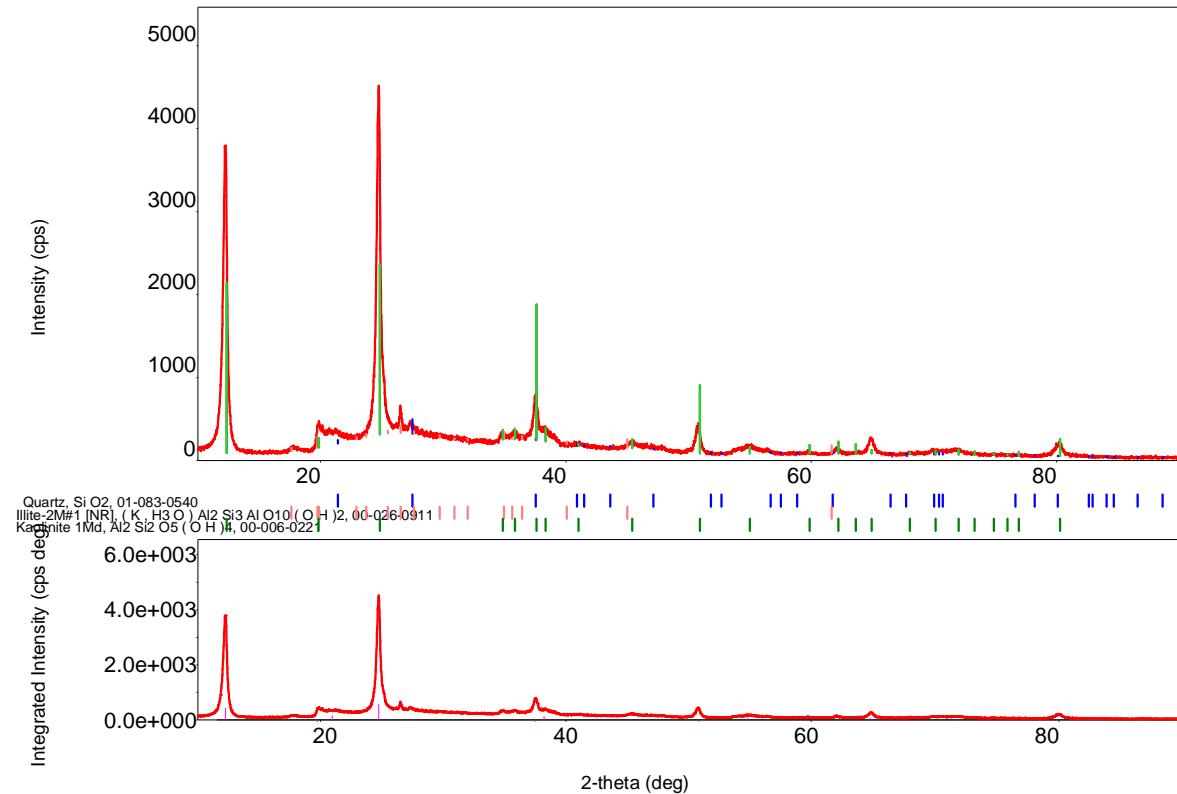
General information

Analysis date	3/12/2011 5:03:33 PM	Measured time	3/10/2011 4:07:18 PM
Sample name	PT 108	Operator	usuario
File name	PT 108.raw		
Comment			

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	ICDD
Quartz	Si O ₂	0.2382	830540 (ICDD)
Illite-2M#1 [NR]	(K , H ₃ O) Al ₂ Si ₃ Al	-0.5672	260911 (ICDD)
Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (O H) ₄	-0.1746	60221 (ICDD)

Phase data pattern



Qualitative Analysis Results

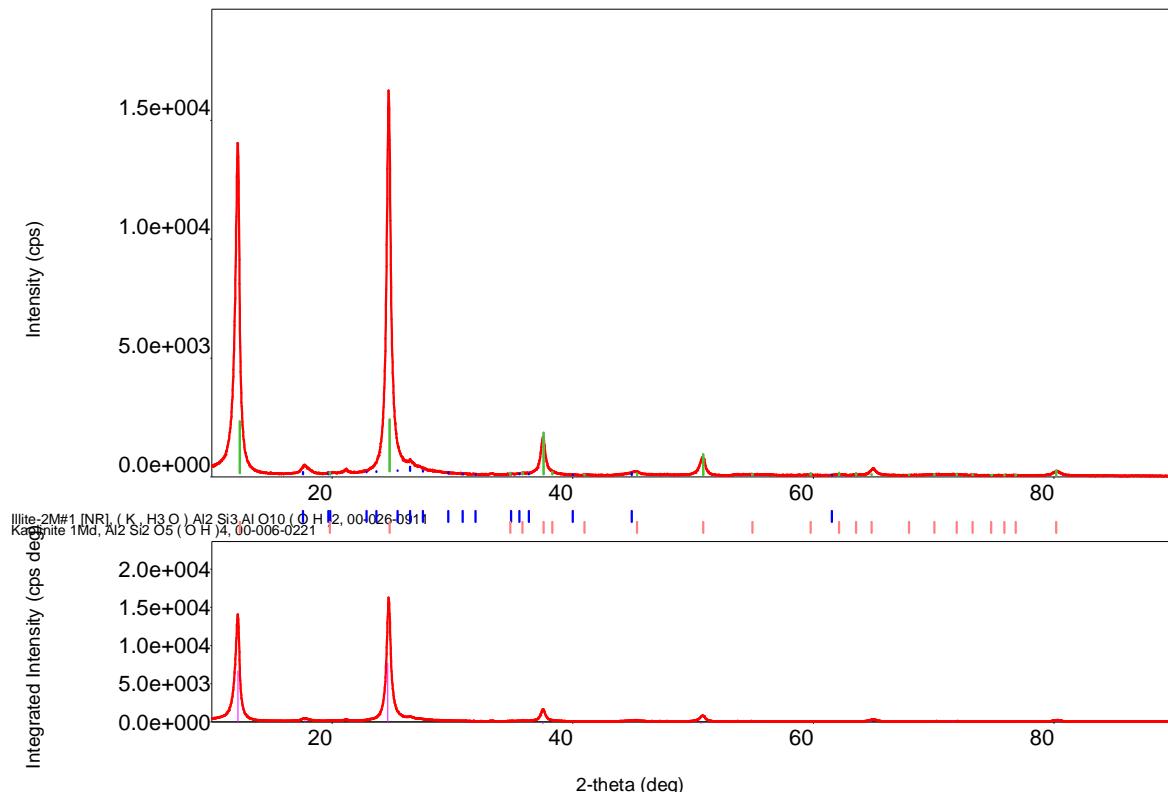
General information

Analysis date	3/12/2011 5:03:00 PM	Measured time	3/10/2011 5:32:43 PM
Sample name	PT 110	Operator	usuario
File name	PT110.raw		
Comment			

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	ICDD
Illite-2M#1 [NR]	(K , H ₃ O) Al ₂ Si ₃ Al	-0.3120	260911 (ICDD)
Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-0.4579	60221 (ICDD)

Phase data pattern



Qualitative Analysis Results

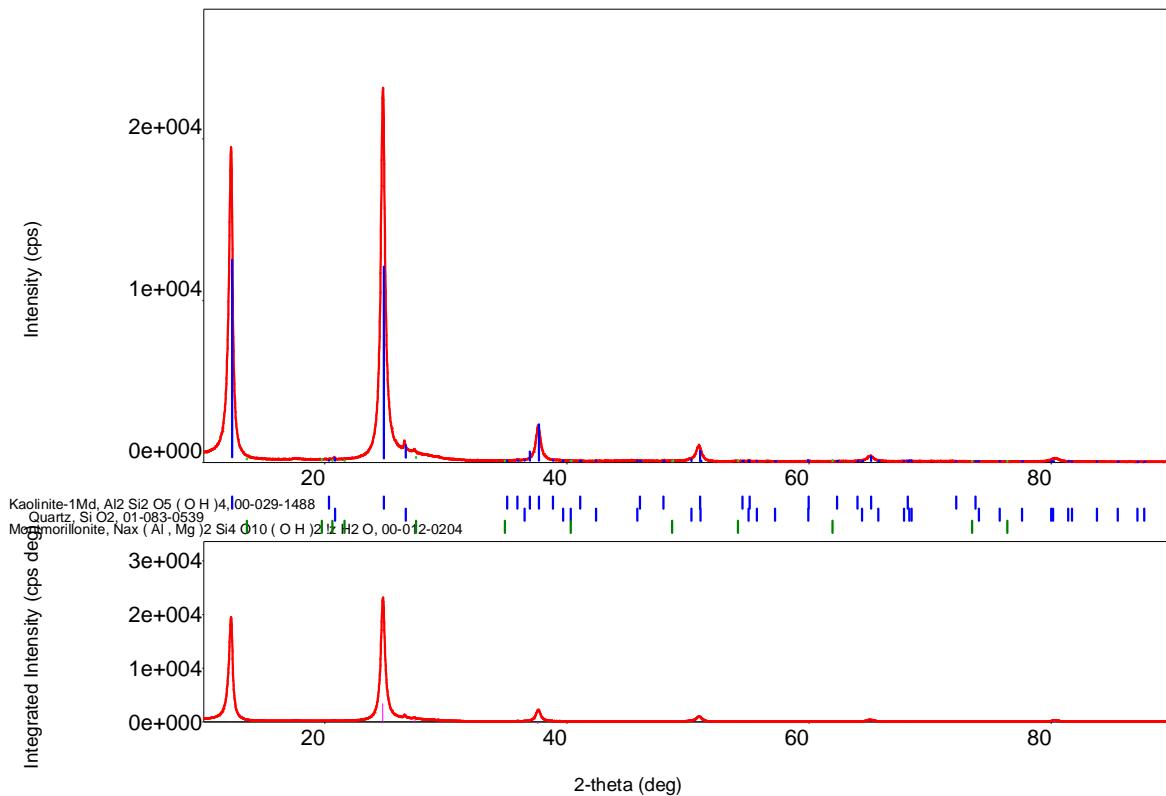
General information

Analysis date	3/12/2011 5:02:17 PM	Measured time	3/10/2011 8:22:07 PM
Sample name	PT 115	Operator	usuario
File name	PT115.raw		
Comment			

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	ICDD
Kaolinite-1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-0.4046	291488 (ICDD)
Quartz	SiO ₂	0.1978	830539 (ICDD)
Montmorillonite	Nax(Al,Mg) ₂ Si ₄	0.0000	120204 (ICDD)

Phase data pattern



Qualitative Analysis Results

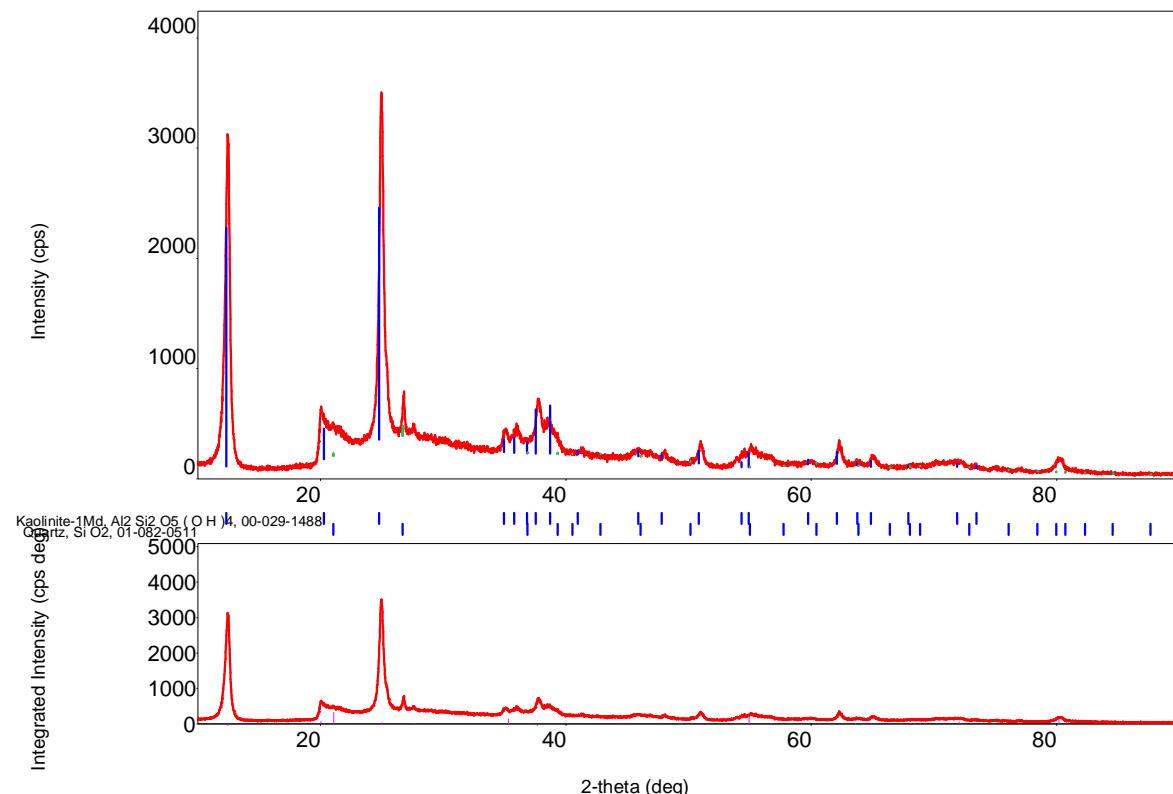
General information

Analysis date	3/12/2011 5:01:09 PM	Measured time	3/10/2011 11:19:47 AM
Sample name	PT118	Operator	usuario
File name	PT118.raw		
Comment			

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	ICDD
Kaolinite-1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-0.0524	291488 (ICDD)
Quartz	SiO ₂	0.6366	820511 (ICDD)

Phase data pattern



Qualitative Analysis Results

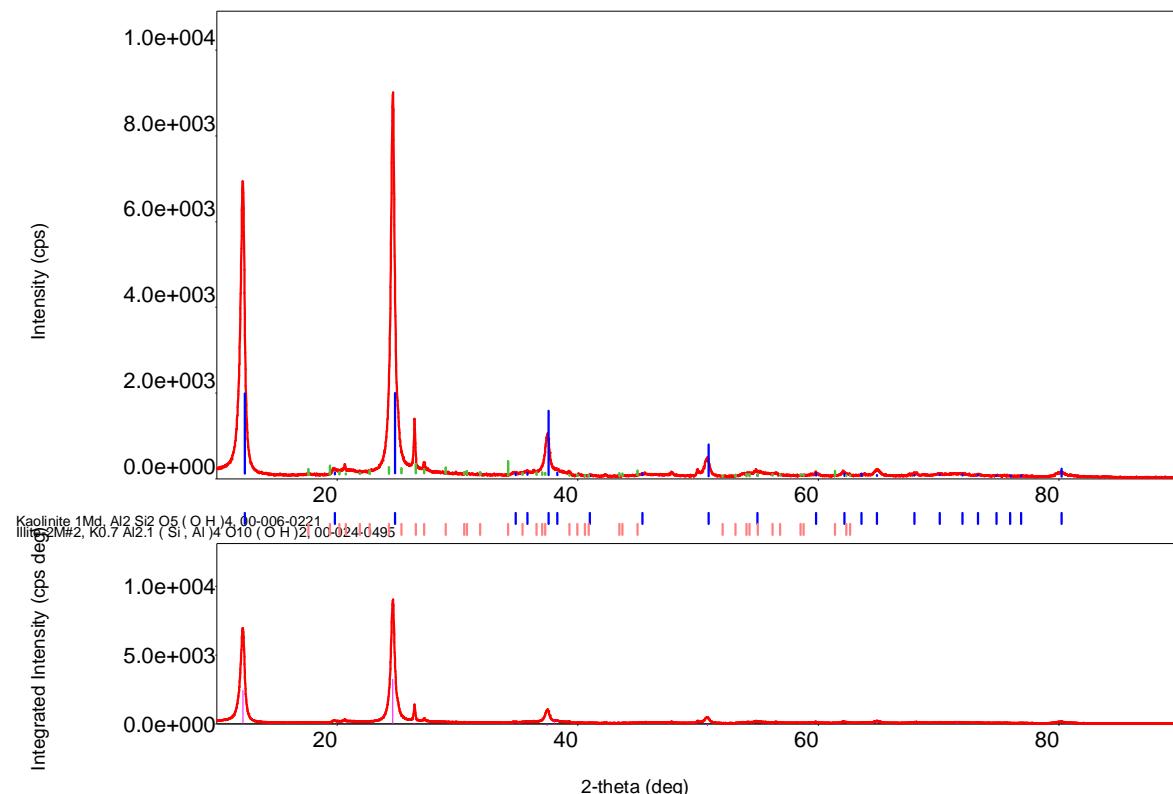
General information

Analysis date	3/12/2011 4:53:40 PM	Measured time	3/10/2011 9:21:33 AM
Sample name	PT120	Operator	usuario
File name	PT120.raw		
Comment			

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	ICDD
Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	0.0652	60221 (ICDD)
Illite-2M#2	K _{0.7} Al _{2.1} (Si, Al) ₄	-0.3453	240495 (ICDD)

Phase data pattern



Qualitative Analysis Results

General information

Analysis date	3/12/2011 5:04:53 PM	Measured time	3/10/2011 6:59:56 PM
Sample name	PT 123	Operator	usuario
File name	PT123.raw		
Comment			

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	ICDD
Quartz, low	Si O ₂	0.6366	50490 (ICDD)
Kaolinite 2M	Al ₂ Si ₂ O ₅ (O H) ₄	-0.6175	750938 (ICDD)

Phase data pattern

