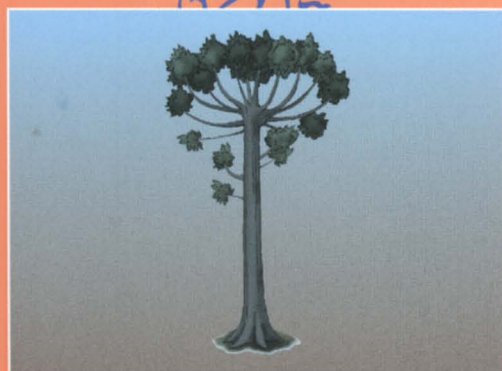


Paleontologia: Cenários de Vida - Paleoclimas



Editores:

Ismar de Souza Carvalho

Maria Judite Garcia

Cecília Cunha Lana

Oscar Strohschoen Jr.



Volume 5



EDITORA INTERCIÊNCIA

Paleontologia: Cenários de Vida

Paleoclimas

Volume 5

Prof. Dr. Luiz C. R. Pessenda
Resp. Laboratório ¹⁴C
CENA/USP

Paleontologia: Cenários de Vida

Paleoclimas

Volume 5

Prof. Dr. Luiz C. R. Pessenda
Resp. Laboratório ¹⁴C
CENA/USP



EDITORA INTERCIÊNCIA

Rio de Janeiro – 2014

PALEOCLIMAS DA CAATINGA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO

PALEOCLIMATES OF THE BRAZILIAN CAATINGA DURING THE LATE QUATERNARY

Paulo Eduardo De Oliveira¹, Luiz Carlos Ruiz Pessenda², Alcina Magnólia Franca Barreto³, Edison Vicente de Oliveira³, Janaina Carla dos Santos⁴

¹Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, DGSA, Rua do Lago, 562, 05508-080 Cidade Universitária, São Paulo, SP, Brasil

²Universidade de São Paulo, CENA, Laboratório C-14, Avenida Centenário 303, Piracicaba, 13416-000 São Paulo, SP, Brasil

³Universidade Federal de Pernambuco, Instituto de Geociências

⁴Universidade Federal do Vale do São Francisco, Campus Serra da Capivara, Colegiado de Arqueologia e Preservação Patrimonial, Rua João Ferreira dos Santos, s/n, Campestre, 64770-000 São Raimundo Nonato, PI, Brasil

E-mails: paulo@bjd.com.br, pessenda@cena.usp.br, alcina@ufpe.br, janainasc@gmail.com

RESUMO

Este capítulo apresenta de forma resumida os principais resultados de estudos paleoecológicos, geoquímicos, paleontológicos e geomorfológicos referentes às alterações climáticas ocorridas durante o Quaternário Tardio no ecossistema da caatinga, especialmente aquela circunscrita por clima semi-árido nos estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Os estudos apresentados discutem aspectos vegetacionais, faunísticos e geomorfológicos que permitem uma nova compreensão das alterações climáticas experimentados por este ecossistema desde o Pleistoceno Tardio até os dias atuais. Entre os proxies usados estão grãos de pólen, esporos de pteridófitas e de algas, megafósseis vegetais, isótopos de Carbono indicativos de sistemas fotossintéticos C3 e C4, fósseis pertencentes à megafauna pleistocena, além de aspectos geomorfológicos e fácies sedimentológicas.

Palavras-chave: paleoclimas, paleoecologia, caatinga, megafauna, isótopos, geomorfologia

ABSTRACT

This chapter presents a synthetic statement of the results of paleoecological, geochemical, paleontological and geomorphological studies related to climatic changes during the Late Quaternary in the caatinga ecosystem, specially that circumscribed by semiarid climate in the Brazilian states of Bahia, Pernambuco and Piauí. The studies therein presented discuss vegetational, faunistic and geomorphological aspects which permit a new understanding of the climatic changes that have taken place within this ecosystem since the Late Pleistocene. Among the used proxies are pollen grains, pteridophytic and algal spores, plant megafossil, carbon isotopes indicative of C3 and C4 photosynthetic pathways, Pleistocene megafaunal fossil as well as geomorphological and sedimentological facies.

Keywords: paleoclimates, paleoecology, caatinga, megafauna, isotopes, geomorphology

1. INTRODUÇÃO

O atual padrão climático semi-árido, predominante no ecossistema caatinga, ocupa 48% da área da região Nordeste brasileira com diferentes graus de aridez edafo-climática oriundas de diversos fatores geográficos, geológicos, geomorfológicos e climatológicos (Araujo *et al.*, 2005). Nessa área predominam diferentes tipos de vegetação de caatinga, que refletem esse gradiente de temperatura e umidade, resultante das variações climáticas que se estabeleceram na região em função das mudanças climáticas globais ao longo dos últimos ciclos glaciais da Terra durante o Quaternário. Até recentemente a caracterização dos paleoclimas que moldaram a fisionomia da caatinga nordestina tinham como balizador o cenário climático elaborado por Ab´Saber (1982), onde a caatinga se tornava o tipo de vegetação mais difundida no continente sul americano, durante o período equivalente ao Último Máximo Glacial no hemisfério Norte, cerca de 18.000 anos A.P. (Antes do Presente). Essa idealização do paleoclima, durante o máximo de esfriamento naquele hemisfério, pelo autor, foi estimulada pela Hipótese dos Refúgios Florestais, que estava em voga no final dos anos 60 e amplamente difundida nos anos 70, mas que careceu de estudos mais detalhados que pudessem comprová-la. Mesmo sem o escrutínio científico a hipótese dos refúgios passou a ser referenciada como teoria.

Atualmente, o cenário proposto por estudos palinológicos, paleobotânicos, isotópicos geológicos, geomorfológicos e paleontológicos revelaram padrões climáticos para o Pleistoceno Tardio para alguns ecossistemas completamente discordantes do paradigma de aridez proposto por Ab´Saber (1982) e outros adeptos daquela hipótese.

O objetivo deste capítulo é compilar os resultados referentes às alterações climáticas, para o Quaternário Tardio, sofridas pelo ecossistema caatinga, especialmente em sua área nuclear no Nordeste do Brasil, originários do emprego de técnicas biológicas, geoquímicas e geológicas, indisponíveis nas décadas em que prevaleceu a Hipótese dos Refúgios Florestais.

A apresentação dos dados, neste capítulo, seguem uma ordem cronológica que engloba desde a transição Holoceno/Pleistoceno e o Holoceno (palinologia, análises isotópicas no solo), aos estudos paleontológicos e geomorfológicos, estes últimos já completamente inseridos em épocas mais pretéritas do Pleistoceno.

2. PALINOLOGIA DE SEDIMENTOS LACUSTRES

Os dados gerados por análises palinológicas disponíveis para o entendimento do ecossistema caatinga estão principalmente restritos aos trabalhos de De Oliveira *et al.* (1999) no Vale do Rio Icatu, na região de dunas fósseis do Médio Rio São Francisco (Bahia), durante o período que engloba fase final da transição Pleistoceno/Holoceno até o Presente; ao estudo de Nascimento (2008) sobre a maior parte do Holoceno no Parque Nacional do Catimbau, oeste de Pernambuco e às análises de sedimentos datados do Médio Holoceno ao Presente, na localidade de Brejo do Piauí, PI (Santos, 2007).

Segundo De Oliveira *et al.* (1999) as mais marcantes mudanças paleoclimáticas da caatinga baiana envolvem a presença de clima tropical úmido na transição Pleistoceno/Holoceno com a predominância de vegetação arbórea densa do tipo Floresta Ombrófila Densa, com a significativa

presença de táxons botânicos de origem amazônica e atlântica. Esta fase, caracterizada como úmida e fria foi proposta devido à predominância no registro palinológico de elementos de florestas montanas frias e úmidas como *Ericaceae*, *Hedyosmum*, *Myrsine* e *Humiria* que viviam em comunidades simpátricas com elementos florestais de origem atlântica e amazônica como *Cecropia*, *Cedrela*, *Pouteria*, *Protium*, *Simarouba*, *Symphonia* e *Trichilia*. Essa assembleia florística florestal encontra respaldo em dados paleobotânicos, oriundas de um estudo realizado, em uma localidade fossilífera há cerca de 200 km do Vale do Rio Icatu, por Cristalli (2008) onde foram encontrados megafósseis vegetais de *Aparisthium*, um gênero arbóreo exclusivo da Amazônia, e da família Chrysobalanaceae, táxon também arbóreo e muito comum nas florestas ombrófilas equatoriais. É importante ressaltar que nesse período de grande umidade, que persistiu desde a transição Pleistoceno/Holoceno até ca. 8.000 anos A.P., vários elementos botânicos, indicativos de vegetação da caatinga e alguns do cerrado persistiram na paisagem mesmo em condições climáticas adversas. Entre esses elementos destacam-se os cactos do gênero *Cereus* e táxon arbóreo *Cnidocolus* (faveleira). Assim, os resultados palinológicos comprovaram uma antiga hipótese da literatura botânica brasileira sobre um corredor de migração entre a Amazônia e a Mata Atlântica, como sugerido por Andrade-Lima (1966) e por Rizzini (1967), enquanto a presença de táxons amazônicos no domínio da caatinga já havia sido reportado por Ducke (1953) e por Ducke & Black (1954). Os estudos de Oliveira *et al.* (1999) mostraram que a região, atualmente semi-árida do sertão nordestino, possivelmente abrigou corredores úmidos de migração entre esses ecossistemas pelo menos na transição Pleistoceno/Holoceno e início do Holoceno (Figura 1).

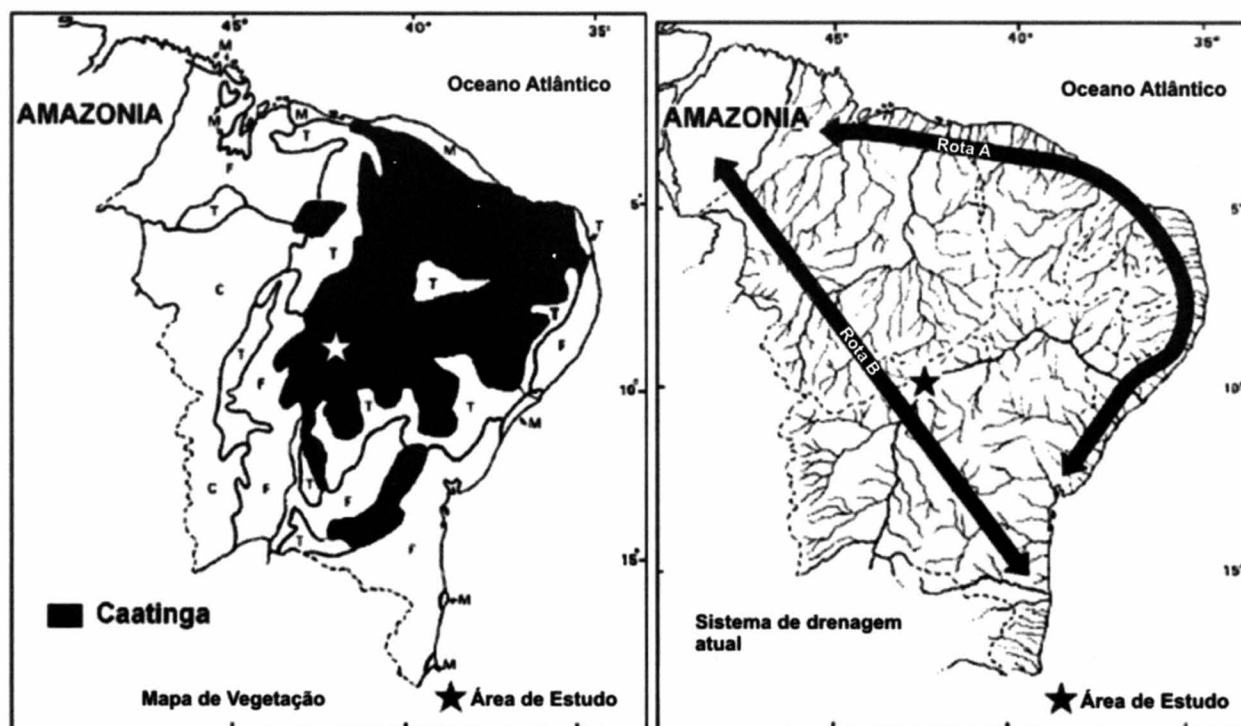


Figura 1. A localidade de Icatu, no sistema de dunas fósseis do Médio Vale do Rio São Francisco é indicada pela estrela, e apóia uma rota interiorana (Rota B) para um corredor de imigração entre a Amazônia e a Mata Atlântica, enquanto a Rota A, litorânea, foi sugerida por botânicos nas décadas de 50 a 70. Fonte: De Oliveira *et al.* (1999).

A Figura 2 mostra os táxons polínicos de caatinga/cerrado encontrados nos sedimentos do perfil do Rio Icatu. A partir desses dados os autores sugeriram que a caatinga moderna teve expansão principalmente após cerca de 4.000 anos A.P. Por volta de 6.790 anos A.P. os sedimentos mostraram uma fase sem grãos de pólen preservados que pode ser explicado pela oxidação dos palinomorfos devido a uma mudança no curso do rio e, portanto, ausência de sedimentação devido a fases de maior energia, com aumento de precipitação ou, menos provavelmente, por uma fase climática mais seca, pois nesse período não são encontradas partículas carbonizadas. Essa breve fase de oxidação é encerrada por volta de 4.000 anos A.P. com o estabelecimento da vegetação moderna. Segundo os autores esse padrão climático mostra-se assimétrico em relação à região Sudeste, onde a partir de 4.000 anos A.P. instalou-se um padrão climático muito úmido e que permitiu a inferência de que esse cenário favorecesse o estabelecimento dos padrões atuais de circulação atmosférica, que envolvem os fenômenos climáticos da Zona de Convergência Intertropical sobre a região Nordeste e eventos do tipo El Niño, enquanto o Sudeste é controlado principalmente pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e pelas massas de ar de origem polar.

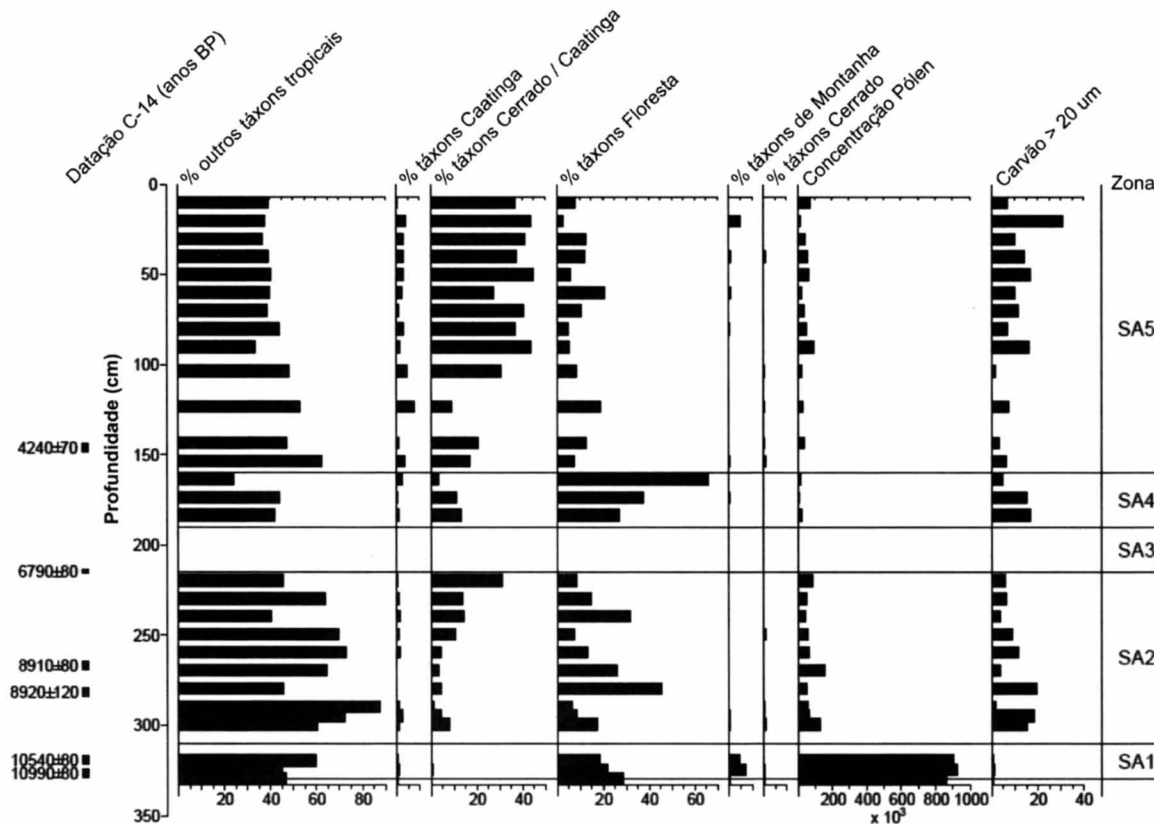


Figura 2. Diagrama polínico sintético da distribuição percentual de táxons de caatinga, cerrado/caatinga, florestais, montanos, táxons exclusivos do cerrado, concentração polínica e frequência de partículas carbonizadas maiores que 20 µm, indicativas de incêndios locais. Fonte: De Oliveira *et al.* (1999).

O padrão de estabelecimento de condições semi-áridas mais pronunciadas no Médio Holoceno proposto por De Oliveira *et al.* (1999) também foi encontrado na análise palinológica de sedimentos

orgânicos de uma vereda, floresta de palmeiras do gênero *Mauritia*, por Santos (2007) na localidade Brejo do Piauí, Piauí, onde o decréscimo de umidade se estabelece por volta de 3.000 anos A.P.

Por outro lado, o registro palinológico de Nascimento para o Parque Nacional do Catimbau, inserida na caatinga semiárida pernambucana (Nascimento, 2008) engloba os últimos 8.400 anos e mostra um cenário climático relativamente diferente do proposto por De Oliveira *et al.* (1999). Segundo o autor o clima naquele setor oeste de Pernambuco foi dominado por uma fase quente e úmida entre 8.400 até cerca de 6.000 anos A.P, parcialmente similar à encontrada no Vale do Icatu, e úmida e quente até cerca de 1.000 anos A.P., quando um aumento de elementos da caatinga sugere condições mais parecidas com o atual. De acordo com Nascimento (2008) a umidade constante no setor amostrado Vale do Catimbau, que persiste até os dias atuais, inserida no contexto climático semi-árido é atribuído a fatores geológicos que permitem surgência de águas devido ao contato de rochas areníticas com o embasamento cristalino ou à associação de falhas e fraturas, que promovem a surgência das águas.

No registro palinológico do Catimbau destaca-se o aparecimento de pólen de palmeira do gênero *Orbignya* (babaçu) por volta de 4.500 anos que corrobora com estudos arqueológicos que sugerem o estabelecimento de um dos primeiros agrupamentos humanos na região.

3. ESTUDOS ISOTÓPICOS EM SEDIMENTOS

Com emprego dos isótopos estáveis do C ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica do solo e das plantas modernas (Pessenda *et al.*, 2010), desenvolveu-se em regiões de caatinga de Pernambuco (pontos CVC e SCC, Figuras 3, 4) estudo de reconstrução paleoambiental, com o objetivo de caracterizar a vegetação atual e a dinâmica da vegetação no Holoceno com inferências climáticas. A cronologia foi determinada pelo método de datação ^{14}C em fragmentos de carvão naturalmente soterrados nos solos e na fração húmica do solo (Pessenda *et al.*, 2001). Além das áreas de caatinga, estudou-se também em locais com vegetação natural de floresta e cerrado ao nível do mar e em bosques de altitude (Figura 3) (Ribeiro, 2002).

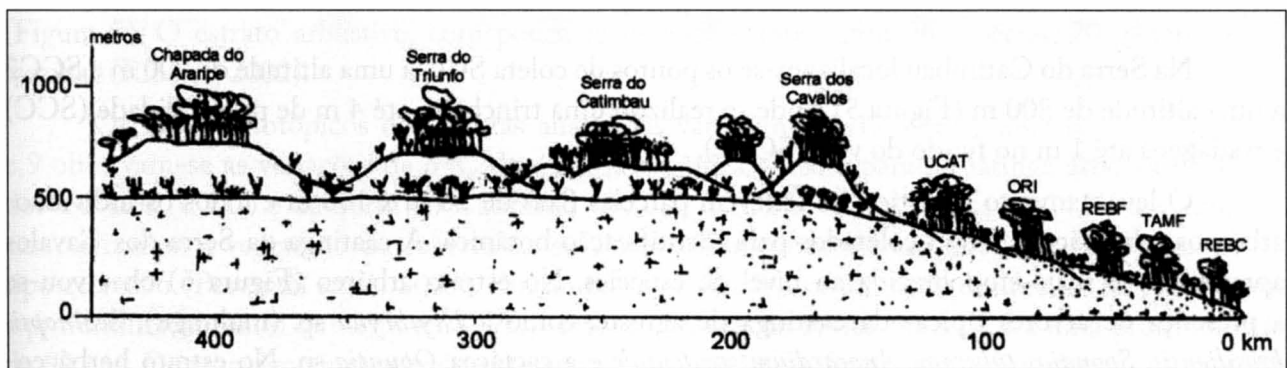


Figura 3. Característica do relevo e distribuição dos pontos de amostragem de solo e plantas em transecção nos domínios da mata Atlântica (enclave de cerrado REBC, mata de transição TAMF, Floresta Tropical Ombrófila Perenifólia REBF, ORI e UCAT), e semi-árido (Brejo dos Cavalos, floresta e caatinga arbórea e Serra do Catimbau, caatinga arbórea e graminosa).
Fonte: Pessenda *et al.* (2010).

As áreas de amostragem compreenderam os municípios de Tamandaré (REBC, TAMF e REBF), Barreiros (ORI), Catende (UCAT), Caruaru (CVC e CVF), Serra (Brejo) dos Cavalos e Buíque (SCC), Serra do Catimbau e nesta oportunidade serão descritos os resultados para as áreas de caatinga.

No domínio do semi-árido pernambucano encontra-se a floresta de altitude na Serra dos Cavalos (Figura 4), município de Caruaru. No topo de vertente da serra a 1.100 m de altitude localiza-se o ponto de coleta CVFt e na encosta a 1.000 m de altitude o CVF, onde foram realizadas coletas com tradagens e em trincheiras até 4 m de profundidade. O ponto de coleta CVC (Figura 4), caatinga arbórea ou hipoxerófila, encontra-se a uma altitude de aproximadamente 800 m e a 4 km da floresta do Brejo dos Cavalos, onde foram feitas tradagens até 1 m de profundidade.

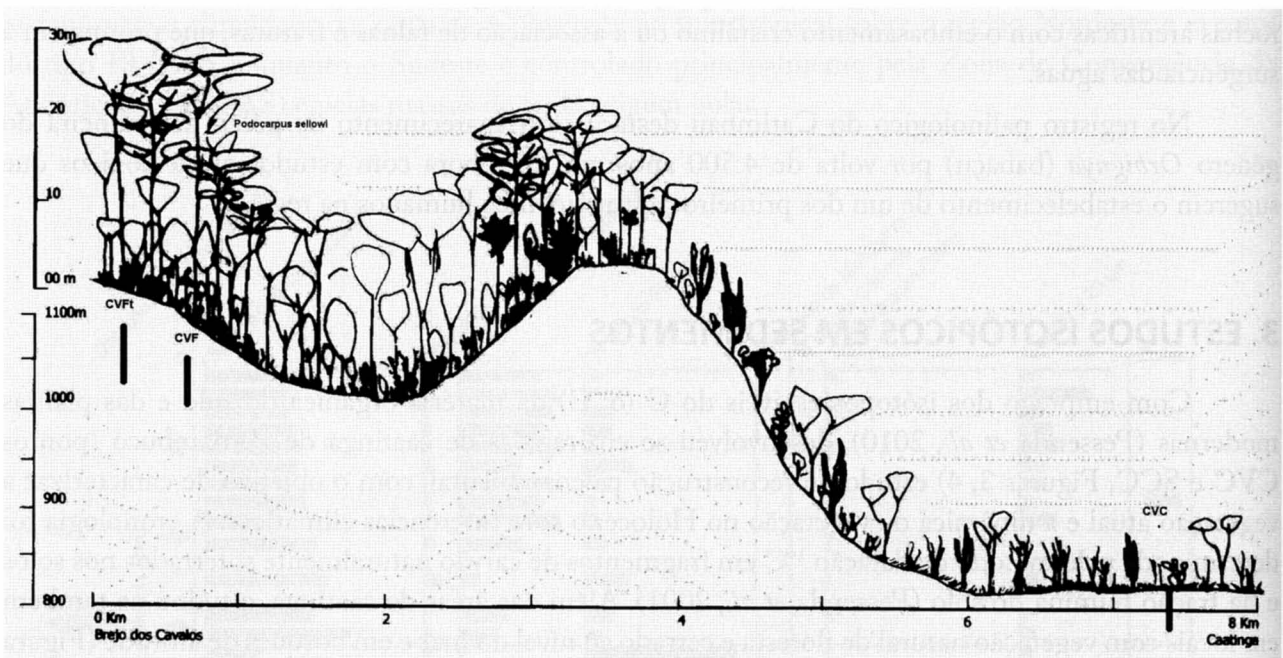


Figura 4. Diagrama indicando a altura das árvores, altitude e distância entre os locais de coleta na floresta serrana do Brejo dos Cavalos e na caatinga. Fonte: Pessenda *et al.* (2010).

Na Serra do Catimbau localizam-se os pontos de coleta SCC a uma altitude de 900 m e SCC2 a uma altitude de 800 m (Figura 5), onde se realizou uma trincheira até 4 m de profundidade (SCC) e tradagens até 1 m no fundo do vale (SCC2).

O levantamento florístico foi feito em parcelas fixas de 10 m x 100 m e todos os indivíduos arbóreos e herbáceos foram coletados para identificação botânica. A caatinga da Serra dos Cavalos apresentou-se mais empobrecida ao nível de espécies. No estrato arbóreo (Figura 6) observou-se a presença de árvores típicas da caatinga de agreste, como a *Erythryna* sp. (mulungu), *Schinopsis brasiliensis*, *Spondias tuberosa*, *Anacardium occidentale* e a cactácea *Opuntia* sp. No estrato herbáceo-arbustivo predominaram duas espécies, *Croton* sp. e a gramínea *Pappophorum* sp1.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de plantas arbóreas variaram de -28,6‰ a -24,6‰ e -12,5‰ para uma espécie CAM (*Opuntia* sp.) e uma gramínea C4 (*Pappophorum* sp.).

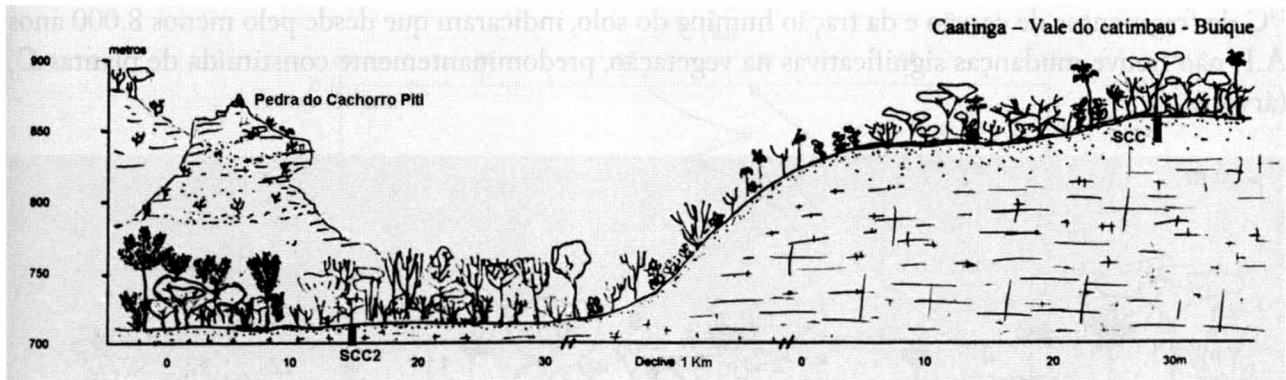


Figura 5. Diagrama indicando as distâncias entre os locais de coleta na caatinga (semi-árido) na Serra do Catimbau, Buíque (PE). Fonte: Pessenda *et al.* (2010).

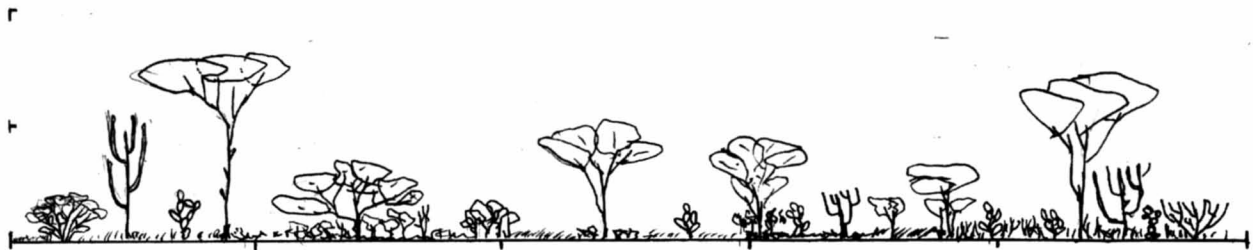


Figura 6. Perfil dos estratos arbóreo e herbáceo-arbustivo da caatinga (CVC) na Serra dos Cavalos, a 600 m de altitude. Caracterização dos estratos arbóreo: 1 – *Anacardium occidentale*, 2 - *Cereus jamacaru*, 3 - *Opuntia* sp., 4 - *Erythrina velutina*, 5 - *Spondias* sp., 6 - *Caesalpinia pyramidalis*, 7 e 8 - *Mimosa* sp., 9 - *Pilosocereus* sp.; e herbáceo-arbustivo: *Pappophorum* sp., *Opuntia* sp., *Leguminosae*, *Croton* sp., *Sida* sp. e várias herbáceas-arbustivas caducifólias. Fonte: Pessenda *et al.* (2010).

Na Serra do Catimbau (SCC) observou-se que o estrato arbóreo alcançou até 5 m e apresentou 27 espécies, 25 gêneros e 11 famílias, com o predomínio significativo das espécies *Caesalpinia pyramidalis* (catingueira), *Mimosa* sp., *Commiphora leptophloeos* (imburana) e *Anacardium occidentale* (Figura 5). O estrato arbustivo, com pouca regeneração, apresentou 26 espécies, 20 gêneros e 13 famílias (Ribeiro, 2002).

Os valores isotópicos das plantas analisadas variaram de -12,5‰ a -28,5‰. Nas figuras 8 e 9 observam-se as variações de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do solo para a caatinga arbórea do Brejo dos Cavalos (CVC) e da Serra do Catimbau (SCC e SCC2). Os valores de ~ -24,9‰ a ~ -26,0‰ caracterizaram a vegetação de cobertura, similares aos encontrados em florestas menos densas do tipo cerrado (Pessenda *et al.*, 2005). Em ambos os casos houve um enriquecimento isotópico com a profundidade, sendo de ~2‰ em CVC, 1‰ em SCC e de 1,4‰ em SCC2 a uma profundidade de 90 cm. Estas variações provavelmente estão relacionadas ao fracionamento isotópico da matéria orgânica do solo (Boutton, 1996) e não caracterizaram uma mudança expressiva na vegetação.

A caatinga da Serra dos Cavalos caracterizou-se como pobre em espécies arbóreas, porém com presença de gramíneas (Poaceae) no estrato herbáceo. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do solo não indicaram significativas trocas na vegetação. A caatinga da Serra do Catimbau apresentou maior riqueza de espécies arbóreo-arbustivas e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do solo e a datação

^{14}C de fragmentos de carvão e da fração húmica do solo, indicaram que desde pelo menos 8.000 anos A.P. não houve mudanças significativas na vegetação, predominantemente constituída de plantas C_3 (árvores).

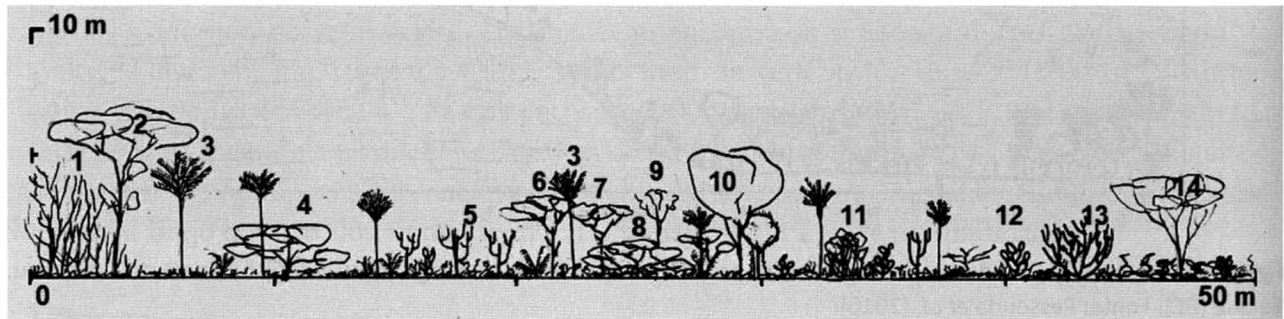


Figura 7. Perfil dos estratos arbóreo e herbáceo-arbustivo da caatinga (SCC) da Serra do Catimbau em Buique, a 800 m de altitude. Caracterização dos estratos arbóreo: 1 - *Commiphora leptophloeos*, 2 - *Leguminosae* n.i., 3- *Syagrus coronata*, 5 - *Cereus* sp., 4 e 8- *Anacardium occidentale*, 6 e 7 - *Piptadenia* sp., 9 - *Acacia* sp., 10 - *Zizyphus joazeiro*, 11- *Mimosa* sp., 12 - *Opuntia* sp., 13 - *Pilosocereus* sp., 14 - *Caesalpinia pyramidalis*; herbáceo arbustivo: *Trichachene insulares*, *Mimosa* sp., *Croton* sp., *Opuntia* sp., *Pappophorum* sp., *Aristida* sp., *Jatropha* cf. *mutabilis*, *Passiflora* sp., *Amaralis* sp. Fonte: Pessenda *et al.* (2010).

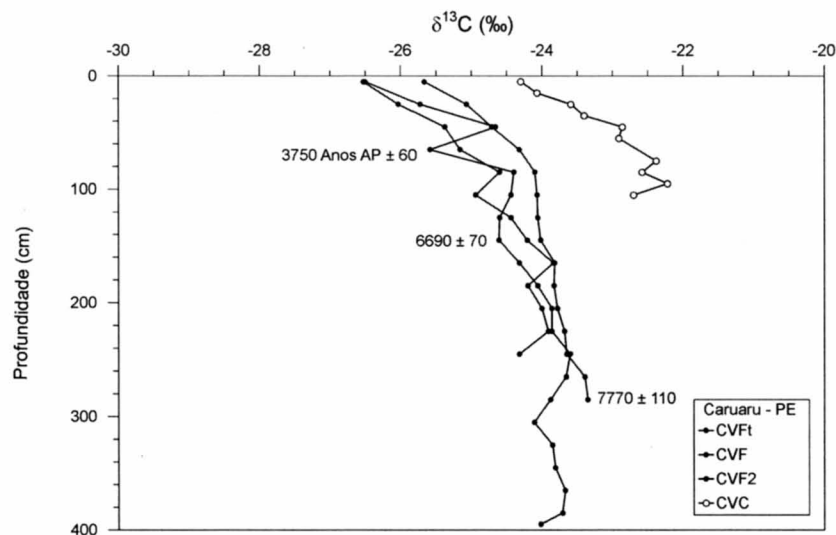


Figura 8. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ com a profundidade dos solos sob mata (CVF) e caatinga (CVC) do Brejo dos Cavalos. Fonte: Pessenda *et al.* (2010).

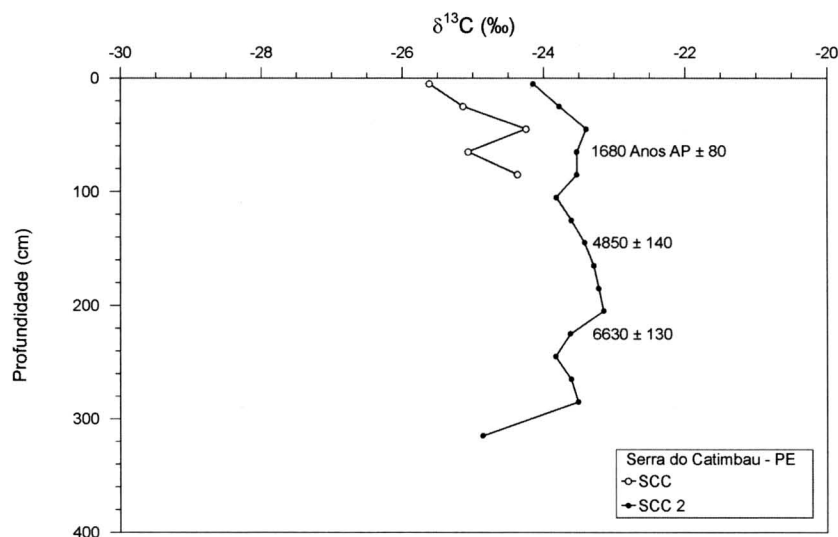


Figura 9. Variação do $\delta^{13}\text{C}$ com a profundidade do solo sob caatinga arbórea na Serra do Catimbau. Fonte: Pessenda *et al.* (2010).

4. PALEONTOLOGIA

O registro paleontológico para o Quaternário da Caatinga e agreste brasileiro sem dúvida é o de fósseis de megamamíferos (mamíferos com peso acima de 1.000 kg) e grandes mamíferos (>44 kg) (Cione *et al.*, 2009) preservados em cavernas, em sedimentos de lagoas, terraços fluviais, e nos depósitos de fluxo de detrito que forneceram o material para preenchimento de marmitas de dissolução em rocha cristalina (tanques). Por se tratar dos depósitos mais comuns e com maior potencial fossilífero na atual caatinga brasileira, essas depressões confinadas, os tanques, são relevantes para a elucidação dos paleoclimas do semi-árido nordestino. Ocorrem em todos os estados do Nordeste, geralmente junto a antigas drenagens que, quando havia mais água nos leitos de rios, promoveram o desgaste em rochas cristalinas, principalmente graníticas de textura porfírica com fraturas e hoje, associadas às paisagens com formas residuais do tipo “inselbergs”, típicas da região. Os tanques têm sido correlacionados a condições de chuvas torrenciais, evidenciando que tais registros tiveram sua gênese associada a ciclos de pedogênese/morfogênese sob diversos regimes climáticos atuantes na área desde o final do Pleistoceno até o Presente).

Segundo Bergqvist & Almeida (2004), o Nordeste brasileiro, é a segunda região com maior diversidade de mamíferos, só perdendo para a região sudeste, sendo as ordens de fósseis comuns da caatinga brasileira os herbívoros: Xenarthra (preguiças, tatus e gliptodontes), Proboscidea (mastodontes) e Notoungulata (toxodontes), e isso, por si só, já é forte evidência de existência pretérita de mosaico de vegetação de campos abertos, savanas e florestas na caatinga, assim como de maior ou menor quantidade de cursos d’água, durante o Pleistoceno (Alves *et al.*, 2007).

Muito embora ainda sejam escassos dados cronológicos absolutos, idades obtidas a partir de dentes de *Stegomastodon* e *Macrauchenia* por EPR (ressonância paramagnética de spin eletrônica), e de sedimentos com fósseis, a partir de LOE-luminescência opticamente estimulada, as idades da fauna

em tanques estudados nos estados da Paraíba (Kinoshita *et al.*, 2005), Pernambuco (Silva *et al.*, 2010, Kinoshita *et al.*, 2008), e Alagoas (Oliveira *et al.*, 2010, Silva, 2008), fornecem registros de megafauna que vão de 70.000 anos a até 40.000 anos. Os dados ^{14}C que sugerem idades mais recentes, ao redor da transição pleisto-holocena, são oriundos de contextos estratigráficos bem definidos. Desse modo, megamamíferos são provavelmente registrados até somente o UGM. As faunas registradas no intervalo citado estão representadas, em sua totalidade, por megaformas adaptadas a paisagens de vegetação aberta/semi-aberta, do tipo cerrado, com tipos pastadores e/ou folívoros, e ramoneadores. Com maior frequência são registrados em tanques os megamamíferos *Eremotherium*, *Panochthus*, *Toxodon*, *Xenorrhinotherium*, e *Stegomastodon*; os grandes mamíferos geralmente registrados são *Glyptotherium*, *Holmesina*, e *Hippidion*. Três táxons merecem maior atenção quanto à vegetação sugerida. *Toxodon* é a forma de mais ampla distribuição geográfica. Além de seu hábito pastador, vinculado a áreas mais abertas, a presença de corpos de água foi imprescindível para sua sobrevivência (Bond, 1999). As preguiças terrestres do gênero *Eremotherium* tem sido interpretadas como folívoras/pastadoras e até, eventualmente, necrófagas (Vizcaíno *et al.*, 2009). Considerando-se que o peso estimado para *Eremotherium* oscila entre 3 e 6 toneladas (Farina *et al.*, 1998), seu tamanho é incompatível com áreas de vegetação fechada, do tipo floresta amazônica ou atlântica. Finalmente, o pampaterídeo *Holmesina* (*H. paulacoutoi*), juntamente com *H. occidentalis*, do Pleistoceno do Equador, têm sido considerados, por estudos morfofuncionais, como consumidores de vegetais menos abrasivos (De Iullis *et al.*, 2000; Scillato-Yané *et al.*, 2005) sendo, portanto, bons indicadores de fases climáticas mais úmidas, favorecedoras da presença de vegetação florestal. Nesse caso, admite-se a presença de vegetação ciliar ao longo dos principais cursos de água existentes. Outros táxons, como, por exemplo, o gênero norte-americano *Glyptotherium*, constitui uma forma tipicamente adaptada à savana (Woodburne, 2010), pois foram participantes ativos do Grande Intercâmbio Faunístico Interamericano do final do Pleistoceno (Oliveira *et al.*, 2010). Considerando-se apenas essas feições adaptativas, é possível sugerir condições de clima úmido/sub-úmido, em vegetação de cerrado, para o desenvolvimento desse conjunto faunístico. Estas condições climático-ambientais devem ter perdurado até o UGM (~19.000 anos) ou bem antes (40.000) de acordo com o registro dos tanques até o momento estudados. Outros dados complementam tal inferência, como os que sugerem a gradual implementação de elementos de floresta amazônica e atlântica em direção ao limite Pleisto-Holoceno. Neste limite, ou antes dele, o registro de tanques com megamamíferos parece ter sido extremamente raro.

Outro tipo de depósitoossilífero importante na elucidação dos paleoclimas do quaternário da caatinga é o dos calcários travertinos, provenientes da dissolução e reprecipitação de calcários antigos, onde são encontrados em abundância restos de vegetais, especialmente folhas (Duarte, 1959, 1979, Santos 1982), e ocasionalmente moluscos e megafauna.

5. GEOMORFOLOGIA: O PARQUE NACIONAL DA SERRA DA CAPIVARA, COMO ESTUDO DE CASO

O Parque Nacional Serra da Capivara se estende pelos municípios de Brejo do Piauí, João Costa, São Raimundo Nonato e Coronel José Dias, no sudeste do Estado do Piauí. Foi criado em 1979, por exibir paisagens de grande beleza cênica no bioma da caatinga e por apresentar vários sítios arqueológicos, advindo daí seus interesses científico e de potencial turístico. Foi considerado pela

UNESCO (Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura) como Patrimônio Cultural da Humanidade. O parque abrange área de 129.953 hectares e perímetro de 214.235,37m. A região apresenta a maior concentração, até hoje conhecida, de pinturas rupestres no continente americano. Vestígios de ocupação humana distribuem-se por mais de 1.000 sítios arqueológicos. São encontrados abrigos com pinturas rupestres com abundantes materiais líticos, fogueiras e alguns enterramentos, além de sítios a céu aberto, oficinas líticas e aldeias de grupos ceramistas. As pesquisas arqueológicas foram inicialmente centralizadas nas pinturas rupestres. Estudos sistemáticos dessas pinturas continuam sendo realizados para o estabelecimento de horizontes culturais, na tentativa de identificação dos grupos étnicos (Guidon *et al.*, 1990). Os dados das pesquisas arqueológicas revelam sinais de presença humana desde 48.000 anos A.P. (antes do presente) (Guidon *et al.*, 1994). Vinte e oito sítios arqueológicos pesquisados, ou em fase de pesquisa, fornecem dados cronológicos de diversos tipos de vestígios, cuja diacronia vai de 230 anos a 48.000 anos A.P. (Felice, 2000).

A paisagem local apresenta depósitos sedimentares quaternários pouco estudados tanto sob a ótica da sua evolução geológica quanto das feições geomorfológicas. Dessa maneira as formações superficiais foram estudadas na tentativa de esboçar a história e a evolução da paisagem durante o Quaternário, através de dados de natureza sedimentológica, estratigráfica, morfoestratigráfica e geocronológica. A compreensão da evolução da paisagem contribui para a contextualização arqueológica do homem pré-histórico que habitou o sudeste do Piauí, desde pelo menos 48.000 anos. Os resultados apontam para a existência de depósitos colúviais e aluviais.

Os depósitos colúviais foram denominados de colúvios da Serra Branca, de Patamares Estruturais e de Pedimento. A diferenciação foi estabelecida partindo das suas similaridades sedimentológicas e morfoestratigráficas. Os depósitos são fortemente controlados por fatores geomorfológicos, como o relevo, geológicos, como a litologia da área-fonte e também pelo clima. Os colúvios da Serra Branca apresentam duas litologias. A primeira formada por areias, às vezes lamosa, pobremente selecionadas, com diâmetro médio variando entre areia muito fina a areia fina. A outra constituída por concentrações de fragmentos de arenito (seixos e blocos angulosos a subangulosos) em matriz arenosa. Nessa área as encostas de morfologia côncava foram recobertas por esses sedimentos. Os afloramentos estudados localizam-se na sua porção mediana.

Os colúvios dos Patamares Estruturais têm duas litologias. A arenácea exibindo areia siltosa muito pobremente selecionada, com diâmetro médio em areia fina, ou areia lamosa muito pobremente selecionada, com diâmetro médio em areia muito fina. E a rudácea, formada por cascalheira sustentada por matriz, sendo os clastos grossos compostos por seixos arredondados de quartzo e a matriz composta, ora por lama cascalho arenosa pobremente selecionada, com diâmetro médio em areia fina, ora por areia cascalhosa muito pobremente selecionada, com diâmetro médio em areia média. Nessa área as encostas de morfologia côncava, foram recobertas por esses sedimentos. Os afloramentos estudados estão no seu terço inferior.

Nos colúvios do Pedimento, os sedimentos são lamosos muito pobremente selecionados, o diâmetro médio é silte, embora existam valores em areia fina. Esse material associou-se a alguns serrotes, formando leques colúviais no terço inferior da encosta. Está associado ainda ao preenchimento de lapiás ou de cavernas.

A formação dos colúvios da Serra Branca e de Patamares Estruturais reflete a remobilização dos mantos eluviais de intemperismo das rochas paleozoicas, localizadas na alta encosta, para a sua

área de estocagem nas porções inferiores. Eles foram evacuados por fluxos de detritos gravitacionais não-canalizados, de alta viscosidade. Os gatilhos dessa mobilização foram episódios de alto grau pluviométrico (chuvas torrenciais), típicos de clima semi-árido, que possibilitaram a formação de um fluido viscoso (sedimento+água) e a própria morfologia do terreno favoreceu o fluxo de detritos que foi transportado por forças gravitacionais. A formação dos colúvios de Pedimento reflete a remobilização dos mantos eluviais de intemperismo dos serrotes de mármore com a contribuição de sedimentos da Bacia do Parnaíba. Eles foram transportados por fluxos de detritos gravitacionais não-canalizados, cujo deslocamento, ao longo do tempo deu-se por deslizamentos translacionais, preenchendo as porções inferiores da encosta, as paleodepressões -lâpias- localizadas no seu sopé e as cavernas.

Os afloramentos de colúvio estudados são atribuíveis a depósitos de leques coluviais, pois repousam sobre a encosta e foram transportados em regime geralmente de alta energia e de alta viscosidade por fluxos não-canalizados por curta distância. Portanto, são sedimentos imaturos e pobremente selecionados, que teriam sido carreados para a área de estocagem por processos gravitacionais, representam depósitos proximais, em que suas características sedimentológicas são ainda intimamente ligadas à rocha-mãe. Propriedades sedimentológicas como má seleção, variabilidade granulométrica e ausência de acamamento sugerem que a deposição teria ocorrido através de fenômenos de episódios espasmódicos durante chuvas torrenciais em clima semi-árido. A deposição dos sedimentos coluviais ocorreria por aumento da pluviosidade subsequente a um longo período de semi-aridez.

Os dados geocronológicos obtidos por LOE, distribuídos em curva global de variação dos isótopos $\delta^{18}\text{O}$ (Modelo de Ericson & Wollin, 1968), sugerem que a paisagem vem sofrendo remobilização dos mantos eluviais da alta encosta, até a sua área de estocagem, por processos gravitacionais, durante episódios de chuvas torrenciais, típicos de clima semi-árido, desde pelo menos 202.75 ka (período frio da glaciação Illinoiano, estágio isotópico 7), idade de depósito lamoso no Pedimento. Desde então, a paisagem vem sendo reafeiçoada por pelo menos quatro eventos de colúviação. Entre cerca 135 a 117 ka, areias e lamas foram depositadas durante a interglacial Sangamoniano (estágio isotópico 5e), o evento 1. Novo momento de colúviação foi registrado entre cerca de 84.7 a 76.2 ka, areias e lamas foram depositadas em período interestadial mais quente da glaciação Wisconsiniano, o evento 2 (abrangendo o limite entre estágios isotópicos 5a e 4). Entre 36.1 a 21.77 ka, houve intensa atividade que gerou depósitos arenosos, cascalhosos e lamosos, ainda durante a glaciação Wisconsiniano, avançando até o Último Máximo Glacial, o evento 3 (abrangendo o limite entre estágios isotópicos 3 e 2). A última atividade foi registrada entre 15.8 a 11.15 ka, durante a transição da glaciação Wisconsiniano para o período mais quente da interglacial Holoceno, o evento 4 (abrangendo o limite entre os estágios isotópicos 2 e 1).

Os dados paleoclimáticos do Nordeste do Brasil ainda são insuficientes para traçar um quadro mais detalhado das mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário. Mas alguns cenários já podem ser vislumbrados através de comparações com dados da literatura. A remobilização mais antiga dos mantos de intemperismo de cerca de 202.75 ka, os eventos 1 e 2 não encontraram correspondência na literatura e provavelmente representariam novos registros de períodos de úmidos intercalados em clima semi-árido, que poderiam ser responsáveis por eventos de colúviação no Nordeste Brasileiro.

As atividades de colúviação dos eventos 3 e 4 encontram correlação na literatura. Em Arz *et al.* (1998), verificaram-se períodos de chuvas intensas, registradas por eventos de aumento de taxa de sedimentação terrígena. Em Auler & Smart (2001), a precipitação de travertino sugeriria períodos

muito úmidos, entre 29 a 21 ka, ambos podem ser correlacionados ao evento 3 de colúviação na Serra da Capivara. O evento 4 pode ser correlacionado aos dados paloclimáticos de Behling *et al.* (2000), que estudaram sedimentos de testemunho submarino, de Sifeddine *et al.* (2003), que estudaram os palinomorfos de sedimentos lacustres da Lagoa do Caçó (MA), e Gouveia *et al.* (2005), que analisaram razões de isótopos estáveis de carbono matéria orgânica do solo, e concluíram que teria havido aumento na umidade entre 15 e 9 ka.

Já os depósitos aluviais estão relacionados ao curso do alto rio Piauí, podendo ser classificados como depósitos proximais. Suas camadas cascalhosas e arenosas são sugestivas de um rio entrelaçado cascalhoso. Os sedimentos foram classificados como lama arenosa, areia lamosa, areia cascalho lamosa e cascalho arenoso, muito pobremente e pobremente selecionados.

As características sedimentológicas, tais como, estruturas sedimentares predominantemente maciças, estruturas plano-paralelas incipientes, gradação normal, imbricação incipiente, mal selecionamento dos grãos, indicam que a sedimentação deu-se em regime de fluxo de detritos durante episódios de inundação.

A energia da inundação variou conforme a granulometria da camada. Os cascalhos foram depositados em ambiente de alta energia de inundações maiores. As areias foram depositadas em ambiente de menor energia indicando uma diminuição da energia das enxurradas ou mesmo uma diminuição de água disponível no leito do rio.

Também há registros de depósitos de planície de inundação, formados por areia lamosa mostrando momentos de extravasamento do canal ligados a eventos de maiores enchentes. Associados a essa dinâmica fluvial também foram descritos dois depósitos de leques aluviais, formados por cascalho sustentado por matriz e depositados por fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detrito.

As características sedimentológicas desses depósitos permitiram concluir que a sedimentação se deu em momentos de chuvas intensas e episódicas, em área de vegetação esparsa, típica de clima semi-árido.

As idades obtidas (utilizando LOE e TL) para os depósitos associados à calha do rio Piauí, permitiram algumas inferências a respeito da sua evolução. Diante da distribuição das idades na curva global de variação dos isótopos ($\delta^{18}\text{O}$) (Modelo de Ericson & Wollin, 1968), foi possível sugerir a existência de pelo menos três eventos de atividade aluvial. As atividades do rio Piauí começa a cerca de 436 ka no período quente da interglaciação Aftoniano, correspondendo ao estágio isotópico 12.

Entre cerca de 296.55 a 92.05 ka o rio apresentava padrão entrelaçado e depositava barras arenosas e cascalhosas. Os cascalhos foram depositados em ambiente de alta energia quando a inundação tem maior força. As areias foram depositadas em ambiente de menor energia indicando uma diminuição da energia das enxurradas, ou mesmo uma diminuição de água disponível no leito do rio. A deposição desses sedimentos se deu desde a interglaciação Yarmouthiano, passando pela glaciação Illinoiano e pela interglacial Sangamoniano até o começo da glacial Wiscosiniano, abrangendo os estágios isotópicos, 8, 7, 5e e 5c.

Entre cerca de 54 a 22.25 ka, durante o Último Máximo Glacial, foi registrado uma nova fase de atividade do rio Piauí, que depositou barras cascalhosas e arenosas de canal e areias de planície de inundação. A deposição desses sedimentos corresponde ao glacial Wiscosiniano e os estágios isotópicos 3 e 2.

Entre cerca de 15.6 ka e 7.6 ka (Holoceno), também houve atividade fluvial, quando se formaram depósitos arenosos de planície de inundação. Esse evento corresponde a transição entre o glacial Wisconsiniano e o Holoceno, entre os estágios isotópicos 1 e 2. Os depósitos aluviais estudados localizam-se no alto curso do rio Piauí e maioria deles é encontrada no município de São Raimundo Nonato, cidade construída sobre depósitos de cascalheiras do rio Piauí. Os dados provenientes dos depósitos aluviais indicam que os sedimentos foram depositados por fluxos de detritos, associados a rios entrelaçados e/ou leques aluviais, em momentos de inundação laminar (*sheetflood*) de grande energia e fluxo de água, como são registrados pelas cascalheiras que, com diminuição da competência, depositaram camadas arenosas, sob climas predominantemente semi-áridos.

Segundo as idades LOE obtidas para depósitos coluviais e TL/LOE para os depósitos aluviais os fenômenos de colúviação e alúviação seriam aproximadamente contemporâneos e ambos teriam ocorrido preferencialmente em condições de clima semi-árido. A sedimentação coluvial e aluvial são concordantes quanto ao aspecto climático, ambas ocorreram em condições de semi-aridez.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB' SABER, A. N. 1982. The paleoclimate and paleoecology of Brazilian Amazonia. In: PRANCE, G.T. (ed.). *Biological Diversification in the Tropics*. New York., p. 41-59.
- ANDRADE-LIMA, D. 1966. Contribuição ao estudo do paralelismo da flora amazônica e nordestina. *Inst. Agr. Pernambuco. N. S. Bol. Téc.*, 19: 3–30.
- ALVES, R.S.; BARRETO, A.M.F.; BORGES, L.E.P. & FARIAS, C.C. 2007. Aspectos tafonômicos no depósito de mamíferos pleistocênicos de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. *Estudos Geológicos*, 17: 114-122.
- ARAÚJO, F.S.; RODAL, M.J.N. & BARBOSA, M.R.V. 2005. *Análise das variações da biodiversidade do bioma Caatinga*. Suporte a estratégias regionais de conservação. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 350 p.
- ARZ, H.W.; PATZOLD, J. & WEFER, G. 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from Last Glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research*, 50: 157- 166.
- AULER, A.S. & SMART, P. 2001. Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U- Series dating of travertine and water table speleotems. *Quaternary Research*, 55: 1159-167.
- BEHLING, H.; ARZ, H.W.; PATZOLD, J. & WEFER, G. 2000. Late quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quaternary Science Reviews*, 19: 981-994.
- BERGQVIST, L.P. & ALMEIDA, E.B. 2004. Biodiversidade de mamíferos fósseis brasileiros. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências*, IX (6): 54-68.
- BOND, M. 1999. Quaternary native ungulates of Southern South America, a synthesis. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 12:177-205.
- BOUTTON, T.W. 1996. Stable carbon isotopes ratios of soil organic matter and their use of indicators of vegetation and climate change. In: BOUTTON, T.W. & YAMASAKI, S. (eds.). *Mass Spectrometry of Soils*. Dekker, New York, p. 47-82.
- CIONE, A.; TONNI, E.P. & SOIBELZON, L.H. 2009. Did humans caused mammal Late Pleistocene-Holocene extinction in South America in a context of shrinking open areas?. In: HAYNES, G (ed.). *American Megafaunal Extinctions at the End of the Pleistocene*, Springer Publishers, Vertebrate Paleobiology and Paleontology Series, p.125-143.
- CRISTALLI, P.S. 2008. *Macrofitofósseis em tufo calcários quaternários do Norte da Bahia como indicadores Paleoclimáticos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 195 p.

- DE IULIIS, G.; BARGO, M.S. & VIZCAÍNO, S.F. 2000. Variation in skull morphology and mastication in the fossil giant Armadillos *Pampatherium* spp. and allied genera (Mammalia: Xenarthra: Pampatheriidae), with comments on their systematics and distribution. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 20(4):743-754.
- DE OLIVEIRA, P.E.; BARRETO, A.M.F. & SUGUIO, K. 1999. Late Pleistocene-Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian Caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 319-337.
- DUARTE, L. 1959. Styracaceae fóssil do Pleistoceno de Russas, Ceará. Notas preliminares. *Est. Div. Geol. Mineral DNPM*, Rio de Janeiro, 109:1-15.
- DUARTE, L. 1979. Sobre uma Filicinea (*Lastrea dardanoi* n. sp.) do Quaternário do Estado da Paraíba. *Anais da Acad. Brasileira de Ciências*, 51(4): 741-746.
- DUCKE, A. 1953. As leguminosas de Pernambuco e Paraíba. *Mem. Inst. Oswaldo Cruz*, 51 (4): 417-461.
- DUCKE, A. & BLACK, G.A. 1954. Notas sobre a fitogeografia da Amazônia Brasileira. *Bol. Tecn. Inst. Agron. Norte*, 29: 3-62.
- ERICSON, D. B. & WOLLIN, G. 1968. Pleistocene Climates and Chronology in Deep-Sea Sediments. *Science*, 162: 1227-1234.
- FARIÑA, R.A.; VIZCAÍNO, S.F. & BARGO, M.S. 1998. Body mass estimations in Lujanian (Late Pleistocene-Early Holocene of South America) mammal megafauna. *Mastozoología Neotropical*, 5: 87-108.
- FELICE, G.D. 2000. *Toca do Boqueirão da Pedra Furada - Estudo Comparativo de Estratigrafias Extra-Sítio*. Programa de Pós Graduação em História, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 119 p.
- GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.; BENDASSOLLI, J.A.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; SAIA, S.E.M.G. & VEDOVETO, M. 2005. Reconstrução Paleoambiental (vegetação e clima) no nordeste do Brasil, através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. In: ABEQUA, CONG. BRAS. ASS. BRAS. EST. QUAT., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM.
- GUIDON, N. PESSIS, A.M. & MARTIN, G.O. 1990. Povoamento Pré-Histórico do Nordeste do Brasil, Proposta da: Fundação Museu do Homem Americano e do Núcleo de Estudos Arqueológicos, da UFPE. *Clio Arqueologia*, Recife, 1(6): 123-125.
- GUIDON, N.; PARENTI, F., LUZ, M. F.; GUERIN, C. & FAURE, M. 1994. Le plus ancien peuplement de l'Amérique: le paléolithique du nord-est brésilien. *Bulletin de la société Préhistorique Française*, 9(4-5): 246-250.
- KINOSHITA, A.; BARRETO, A.M.F.; ALMEIDA, J.A.C.; FIGUEIREDO, A.M.; NICOLUCCI, P.; GRAEFF, C.F.O. & BAFFA O. 2005. ESR dating at K and X of northeastern Brazilian megafauna. *Applied Radiation and Isotopes*, 62: 225-229.
- KINOSHITA, A.; BARRETO, A.M.F.; ALVES, R.; FIGUEIREDO, A.M.; SARKIS, J.E.S.; DIAS, M. & BAFFA, O. 2008. ESR dating of teeth from northeastern Brazilian megafauna. *Radiation Measurements*, 43: 809-812.
- NASCIMENTO, L.R.S.L. 2008. *Dinâmica vegetacional e climática holocênica da Caatinga, na região do Parque Nacional do Catimbau, Buíque - PE*. CTG, Universidade Federal de Pernambuco. Dissertação de Mestrado, 137 p.
- OLIVEIRA, E.V.; PORPINO, K.O. & BARRETO, A.F. 2010. On the presence of *Glyptotherium* in the Late Pleistocene of Northeastern Brazil, and the status of "*Glyptodon*" and "*Clamydotherium*". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 258(3): 353-363.
- OLIVEIRA, L.C.; KINOSHITA, A.; BARRETO, A.M.F.; FIGUEIREDO, A.M.; SILVA, J. L.L. & BAFFA, O. 2010. ESR dating of teeth from Brazilian megafauna. International Conference on Defects in Insulating Materials IOP Publishing. *Journal of Physics: Conference Series*, 249: 012-062.
- PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M. & ARAVENA, R. 2001. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ¹⁴C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon*, 43(2B): 595-601.

- PESSENDA, L.C.R.; LEDRU, M.-P.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BENDASSOLLI, J.A. & BOULET, R. 2005. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in Northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotopes records. *The Holocene*, 15(6): 812-820.
- PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S.; DE OLIVEIRA, P.E. & ARAVENA, R. 2010. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 597- 608.
- RIBEIRO, A.S. 2002. *Dinâmica paleoambiental da vegetação e clima durante o Quaternário tardio em domínios da mata Atlântica, brejo do semi-árido e cerrado nordestinos, utilizando isótopos do carbono da matéria orgânica do solo e das plantas*. CENA, Universidade de São Paulo, Piracicaba, Dissertação de Mestrado, 193 p.
- RIZZINI, C. T. 1967. Delimitação, caracterização e relações da flora silvestre hileiana. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1966. Belém (PA). *Atas*, Belém (PA), p. 13-36.
- SANTOS, J.C. 2007. *O Quaternário do Parque Nacional da Serra da Capivara, Piauí, Brasil: Morfoestratigrafia, Sedimentologia, Geocronologia e Paleoambientes*. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Tese de Doutorado, 182 p.
- SANTOS, R.S. 1982. *Fauna cenozoica da Região Nordeste do Brasil*. Coleção Mossoroense, Ano XV da ESAM. Vol.CCXXXIII. 141p.
- SCILLATO-YANÉ, G.J.; CARLINI, A.A.; TONNI, E.P. & NORIEGA, J.I. 2005. Paleobiogeography of the late Pleistocene pampatheres of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 20:131-138.
- SIFEDDINE, A. ; ALBURQUERQUE, A.L.S. ; LEDRU, M-P. ; TURCQ, B. ; KNOPPERS, B. ; MELLO, W.Z. ; PASSENAU, H. ; DOMINGUEZ, J.M.L.; CORDEIRO, R.C.; ABRÃO, J.J. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 2003. A 21.000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189: 25-34.
- SILVA, F.M.; FILGUEIRAS, C.F.C.; BARRETO, A.M.F. & OLIVEIRA, E.V. 2010. Mamíferos do Pleistoceno Superior de Afrânio, Pernambuco, nordeste do Brasil *Quaternary and Environmental Geosciences*, 2(2): 01-11.
- SILVA, J.L.L. 2008. *Reconstituição paleoambiental baseada no estudo de mamíferos pleistocênicos de Maravilha e Poço das Trincheiras, Alagoas, Nordeste do Brasil*. Recife, Tese de Doutorado, 195 p.
- VIZCAÍNO, S.F.; FARINA, R.A. & FERNICOLA, J.C. 2009. Young darwin and the ecology and extinction of pleistocene south american fossil mammals. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(1): 160- 169.
- WOODBURNE, M.O. 2010. The Great American Biotic Interchange: dispersals, tectonics, climate, sea level and holding pens. *Journal of Mammalian Evolution*, 17(4): 245-264.