

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**REGISTRO SEDIMENTAR QUATERNÁRIO NA BACIA DO RIO  
PARNAÍBA, PIAUÍ: UM ESTUDO MULTI-INDICADORES  
VOLTADO À INVESTIGAÇÃO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Vinícius Ribau Mendes

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Tese de Doutorado  
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e  
Geotectônica

São Paulo  
2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação  
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Mendes, Vinicius Ribau

Registro sedimentar quaternário na Bacia do Rio Parnaíba, Piauí: um estudo multi-indicadores voltado à investigação de mudanças climáticas / Vinicius Ribau Mendes. - São Paulo, 2016.

100 p. + anexos + CD-ROM

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Giannini, Paulo César Fonseca

1. Mudanças climáticas
2. Seminário brasileiro
3. Indicadores de precipitação
4. Serra da Capivara
5. Caatinga I. Título

## Agradecimentos

Essa Tese de doutorado representa para mim o final de um ciclo que se iniciou na minha infância, a existência dessa pesquisa é fruto de uma série de coincidências e escolhas que me trouxeram até aqui. Nesse sentido começo por agradecer à minha família e em especial aos meus pais, que sempre me apoiaram e respeitaram minhas escolhas. Essa jornada foi imensamente mais fácil e prazerosa graças um grande número de amigos de colégio (Junior e Táríc), graduação (Victor, Lucas Takeshi, Lucas Gonçalves, Pedro Lazaneo, Pedro Augusto, Danilo Saunite, Diego, Guilherme e Adinan e Lyvia), pós-graduação (Daniel Rodrigues, Carlos Guedes, Milene Fornari, André Zular, Fabiano, Helena), professores (Ana Goés e Boggiani) e laboratórios (Jordana, Luciana e Thays).

Esse ciclo encerra também uma década de orientação pelo professor e amigo Paulo César Fonseca Giannini, desde minha iniciação científica ele deu total apoio às minhas ideias malucas. Interessante notar que o nome Paulo vem de *Paulus*, do latim homem pequeno, o que me lembra a seguinte frase: “aquele que é grande sabe que é pequeno e por isso cresce” (Mário Sérgio Cortella). Acho que essa frase exprime bem o que penso, ao longo desses dez anos cresci muito pelo exemplo de alguém que sabe ser grande sem parecer grande.

Agradeço à doutora Niéde Guidon por todo apoio e confiança, com ela aprendi a retirar do meu vocabulário a expressão “não dá”, certamente ter convivido com alguém de tanta fibra foi enriquecedor e inspirador.

Essa tese é fruto de um grande esforço coletivo que durou mais de cinco anos, foram envolvidas diversas instituições e literalmente centenas de pessoas igualmente importantes, algumas com relação mais direta outras com relação mais indireta, de forma que dificilmente conseguirei agradecer a todos aqui nesse texto, mas guardo por todas essas pessoas profunda gratidão. Essa pesquisa começou no final do meu mestrado quando o professor Francisco Willian (Chico Bill) voltou de um trabalho de campo na região de Serra da Capivara e informou que a Fumdham, precisava de um sedimentólogo, felizmente o mais indicado ao cargo (Daniel Rodrigues) não se interessou pela vaga que eu assumi prontamente. Ao chegar à Fumdham fui recebido pela Niéde Guidon com duas perguntas: Como esses lagos se formaram e porque somente alguns deles tem ossos? Perguntas que nortearam minha pesquisa na região por quatro meses de trabalho de campo em que morei no Piauí e por mais alguns anos de laboratório em São Paulo. No Piauí encontrei uma enorme paixão pelo Quaternário

continental e um grande amor pela arqueóloga portuguesa (Janine Laborda) com quem dividi o árduo, mas prazeroso trabalho de campo e hoje divido minha vida e família. Após terminar meu mestrado e encerrar o projeto CNPq ao qual estava vinculado consegui (o que não foi nada difícil) arrastar o Giannini para o sertão do Piauí e junto com ele dois alunos de graduação, que em diferentes momentos foram de grande importância para este projeto, Paulo Fiorini estudou as concreções carbonáticas que graças a ele hoje podemos chamar de calcretes e Marcos Ueda estudou parte dos depósitos do Rio Paranaíba, auxiliando no campo e no processo de datação das amostras. O projeto de doutorado começou junto com o laboratório de Luminescência da USP (Legal), cujo professor responsável (André Oliveira Sawakuchi) atuou como co-orientador informal na parte de datações deste projeto, nesse sentido também quero agradecer ao amigo de pós-graduação Carlos Guedes, pelas vastas horas empregadas em me auxiliar e me ensinar muito do que sei sobre luminescência, ainda falando do Legal onde parte fundamental da pesquisa foi desenvolvida deixo meu agradecimento à Patrícia, técnica que assumiu conosco a missão de iniciar o laboratório e a Luciana e a Thays que em seguida assumiram o laboratório sempre muito prestativas e competentes, toleraram minhas bagunças por todos esses anos. Agradeço também à prestatividade da Jordana e por toda sua ajuda no LabPetro e no malvern. Agradeço também a Elaine do LabSed. Agradeço ao Isaac pela ajuda com o MEV e ao Flávio pelo empenho em me ajudar com o cálculo de teores de argilominerais em difratogramas de raios X.

Por ter começado o doutorado com boa parte dele pronta foi possível expandir o estudo para o rio Parnaíba e nesse caminho encontrei com o Professor Cristiano Chiessi, que me ajudou a voltar para o mar fazendo a ponte com o Professor Stefan Mülitz para que eu coletasse em Bremen (Alemanha) as amostras do testemunho marinho da foz do Parnaíba. Esse testemunho foi estudado ao mesmo tempo pelo doutorando Yancheng Zhang, a quem agradeço pela troca de dados e informações. Outro doutorando de grande importância para este projeto foi o Rudney Santos, que com auxílio do Professor Paulo de Oliveira estudou o conteúdo biológico da Lagoa dos Porcos, ajudando a estabelecer um novo paradigma no estudo de marcadores biológicos em lagos no semiárido.

Na parte de climatologia tive grande ajuda do colega de pós e hoje Professor Nicolás Striks, que se dedicou a ouvir meus devaneios sobre clima e me ajudou a embasá-los. Nessa temática agradeço novamente ao Chico Bill por ter me permitido tentar, após certa insistência, estudar isótopos de oxigênio na única estalagmite que eu

encontrei no Piauí, a dificuldade em datar o material levou ao início do desenvolvimento de um novo método baseado em luminescência. O estudo de isótopos de C e N foi viabilizado pela ajuda do Professor Pessenda do CENA de Piracicaba.

Finalmente gostaria de agradecer a quem pagou por esse divertimento todo, a começar pelo CNPq (projeto 402659/2010.4) que pagou meu salário e toda pesquisa de campo enquanto trabalhei para a Fumdam e em seguida a Capes e Fapesp pela minha bolsa de doutorado. Agradeço também a todos funcionários e trabalhadores de campo da Fumdam, Instituto de Geociências, CENA e Marum, instituições fundamentais no desenvolvimento deste trabalho.

## Resumo

De maneira geral, são escassos os trabalhos sobre a resposta da paisagem frente a mudanças climáticas ocorridas ao longo do Quaternário tardio. No contexto do sertão nordestino, em particular, essa abordagem permanece inédita. O paradigma atual sobre os mecanismos envolvidos nas variações de precipitação sobre a América do Sul é o de que, durante eventos de resfriamento do Hemisfério Norte, a migração para sul da banda de umidade conhecida com Zona de Convergência Intertropical promove aumento na precipitação de boa parte do continente sul-americano. No entanto, a validade deste modelo geral para a região do semiárido do Nordeste brasileiro ainda carece ser testada. Nesse contexto, a meta deste trabalho foi avaliar as mudanças climáticas ocorridas ao longo do Quaternário tardio no semiárido do Brasil e suas influências na evolução da paisagem. Para acessar essas informações, foi estudada a bacia hidrográfica do Parnaíba, dividida em três áreas principais: I – região do Parque Nacional Serra da Capivara (PNSC), patrimônio mundial reconhecido pela UNESCO pela sua importância arqueológica e que abriga milhares de lagos sazonais, três deles, pelo menos, com grande quantidade de fósseis de megafauna; II – médio e baixo curso do rio Parnaíba, elo de ligação entre as áreas I e II; e III – testemunho marinho coletado próximo à Foz do Parnaíba, registro mais completo possível para mudanças na vazão do rio e conseqüentemente na precipitação sobre o continente. Os resultados obtidos a partir do estudo do testemunho marinho validaram as informações já existentes de modelos matemáticos para a região da bacia do Parnaíba. Já as análises feitas em sedimentos argilosos de um dos lagos sazonais confirmaram a validade destes modelos para a região do PNSC. Com base na estratigrafia dos lagos e drenagens, foi possível acessar as mudanças ocorridas na paisagem. Concluiu-se que a formação dos lagos está ligada ao ciclo de instalação e abandono da rede de drenagens decorrente da alternância, respectivamente, de eventos de elevada e reduzida precipitação. Entre os eventos de precipitação elevada, incluem-se, por exemplo, os Heinrich. No contexto da transição de sistemas fluviais permanentes para sazonais, a ocorrência de fósseis em apenas alguns lagos é explicada pela presença de armadilhas no leito fluvial, por exemplo o afloramento de gnaiss na Lagoa dos Porcos, que barraram os ossos transportados pelo rio. O modelo deduzido para formação dos lagos sazonais da região estudada poderá ser provavelmente extrapolado para outros lagos sazonais com características geomorfológicas similares, encontrados em áreas de clima semiárido ao redor do mundo.

## **Abstract**

There are only few studies about the landscape response to climate changes during the late Quaternary. In the context of Brazilian Northeast semiarid region, this theme remains unprecedented. The idea that during cold events in north hemisphere, the southward migration of the humid Intertropical Convergence Zone increases the precipitation over great part of South America is the current paradigm. Although the essential mechanisms involved in this precipitation changes are well known, the validity of this model for the Brazilian semiarid region needs to be tested. In this context, the aim of this research was to evaluate the climatic changes that took place along the late Quaternary over this region and the landscape response to these changes. We studied the Parnaíba hydrographic basin, which was divided into three main areas: I – Serra da Capivara National Park (SCNP) region, an UNESCO world heritage due to its archeological relevance, comprehending thousands of ephemeral lakes from which at least three hold a huge amount of megafauna remains; II – medium and low Parnaíba River, between Area I and III; III – marine sediment core probed close to the Parnaíba River mouth, the most complete record for changes in river flow and, therefore, for precipitation changes over the continent. The data provided by the marine sediment core validated the mathematical climate model for the precipitation over the Parnaíba hydrologic basin, whereas the multiproxy analysis of mud samples from an ephemeral lake showed the validity of this model for the SCNP region. The changes occurred on landscape were accessed through the sedimentary filling stratigraphy of the lakes and drainages. We propose that during Heinrich Stadial events and Younger Dryas the increase in precipitation reactivates the drainage system, turning intermittent rivers to perennial, or at least making them stronger, and thus, remodeling the landscape. After this increased precipitation periods, the rivers are abandoned giving place to the ephemeral lakes, which are formed on depressed places inside the river channels, under semiarid conditions. The bone accumulation is explained as traps inside the river system, which can slow down the river flux and hold the bones. The model here developed to explain the Brazilian Northeast lakes formation and evolution could be extrapolated to other ephemeral lakes with similar geomorphologic features, found in semiarid areas all over the world.

## Índice de tabelas

Tabela 1: Principais resultados pertinentes ao cálculo de idades por LOE.....	80
---	----

## Índice de figuras

Figura 1: Localização das três áreas de estudo, com destaque para a bacia hidrográfica do Parnaíba e seus principais afluentes. As áreas de estudo, de forma geral, estão no ecótono Caatinga/Cerrado, caracterizado pela transição entre estes dois importantes biomas brasileiros (Imagens de satélite <i>Landsat</i> e <i>Ikonos</i> , dados de drenagem obtidos da CPRM e dados de biomas obtidos do IBGE). .....	4
Figura 2: Lagos situados na depressão periférica da serra da Capivara. Em A, imagem de relevo com a localização do PNSC (linha preta) e os milhares de lagos efêmeros. Em B, imagem de satélite com mais de uma dezena de lagos sazonais (manchas cinzas exemplificadas pelas setas amarelas). Em C, fotografia de um lago sazonal (Lagoa dos Porcos), tirada em campo na época de seca. ....	7
Figura 3: Escavações paleontológicas/arqueológicas da Lagoa do Quari (A) e da Lagoa dos Porcos (B), ambas realizadas pela Fumdam e finalizadas respectivamente em 2005 e 2012. Notar a abundância de vestígios de megafauna pleistocênica. ....	8
Figura 4: Representação, no verão (A) e no inverno (B), do Sistema de Monções do Atlântico Sul (SMAS), formado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Durante o verão austral (a), a ZCIT desloca-se para sul, desvia-se para sudeste devido ao obstáculo exercido pelos Andes, com formação da ZCAS, e promove aumento das chuvas na maior parte do continente. (Adaptado de Garreaud 2009) .....	9
Figura 5: Variação de indicadores climáticos nos últimos 20 a 30 mil anos. A. Razão Ti/Ca do testemunho marinho cearense 3912-1 (Arz <i>et al.</i> 1998). B. $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema Bt2 da caverna Botuverá, Santa Catarina (Cruz <i>et al.</i> 2005). C. Ti (%) na Bacia do Cariaco (Venezuela) (Haug <i>et al.</i> 2001). D. $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema do Rio Grande do Norte (Cruz <i>et al.</i> 2009). E. Insolação em fevereiro a 10°S. F. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de cavernas da Chapada Diamantina (BA). Fonte: Barreto (2010). ....	11
Figura 6: Representação esquemática da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no verão austral. O centro convectivo do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) representa a região de maior convergência de umidade. Nessa região, ocorre a ascensão da massa de ar, que posteriormente descende sobre a região do Cavado do Nordeste provocando aumento de pressão em baixos níveis e, portanto, diminuindo a precipitação. ....	12



Figura 7: Área para qual foi reanalisado o modelo climático <i>Syntrace</i> (Nace <i>et al.</i> , 2014) no Nordeste brasileiro (quadrado vermelho, imagem superior) e os valores de precipitação obtidos. A área engloba toda a bacia hidrográfica do Parnaíba (em azul). .....	13
Figura 8: Localização e variação da razão Ti/Ca, comparada com a variação de precipitação segundo o modelo climático <i>Syntrace</i> (linha vermelha, Liu <i>et al.</i> , 2009), de três testemunhos marinhos (de baixo para cima): CDH-86 (Nace <i>et al.</i> 2014), GeoB 16206 (Zhang <i>et al.</i> 2015) e GeoB 3104 (Arz <i>et al.</i> , 1988). Todos os testemunhos mostram picos de Ti/Ca coincidentes com aumentos de precipitação em eventos de esfriamento do hemisfério norte (HS1 e YD, por exemplo); no entanto, a amplitude das variações do indicador Ti/Ca é diferente da apontada no modelo <i>Syntrace</i> . .....	15
Figura 9: Resultados obtidos da análise de sensibilidade e idades calibradas (quadrados pretos) utilizadas no modelo de idades do testemunho marinho no talude continental adjacente à foz do rio Parnaíba (Zhang <i>et al.</i> 2015). Em todos indicadores, são reconhecíveis aumentos de precipitação na região de estudo durante os eventos de esfriamento do hemisfério norte (barras cinza baseadas em Sanchez-Goni e Harrison, 2010). Os números marcam os <i>Bond Events</i> reconhecíveis no registro. ....	17
Figura 10: Diagrama de caixa e histograma da variação na razão IRSL/LOE para o testemunho marinho e os diferentes depósitos continentais estudados. As amostras do testemunho possuem, em geral, razão IRSL/LOE mais elevada e são, portanto, enriquecidas em feldspato se comparadas às continentais.....	18
Figura 11: Imagens feitas ao MEV de cinco amostras do testemunho marinho tratadas com o mesmo procedimento usado para os ensaios de luminescência (silte e argila livres de carbonato e matéria orgânica). É possível reconhecer que para amostras de momentos de maior sinal TL, e maior paleoprecipitação (B e D), a quantidade de quartzo e feldspato aumenta em relação à quantidade de sílica biogênica, em comparação com amostras de momentos de paleoprecipitação reduzida (A, C e E). .....	19
Figura 12: Comparação entre porcentagem total de Si (curva vermelha) obtida por FRX (Zhang <i>et al.</i> 2015) e Qtz 1s e TL 110°C (este estudo). Em momentos de maior concentração de Si, o sinal de sensibilidade LOE é elevado. ....	20
Figura 13: Comparação entre os indicadores de precipitação para o testemunho GeoB 16206 e a precipitação extraída do modelo climático <i>Syntrace</i> (Nace <i>et al.</i> 2014) para a mesma região. A curva obtida para a TL 110°C (inferior) é mais compatível com o modelo (linha vermelha) do que a curva obtida para Ti/Ca (superior Zhang <i>et al.</i> 2015). A taxa de sedimentação (linha azul) também aumenta durante momentos de precipitação elevada. ....	22

Figura 14: Lagoa dos Porcos. Modelo digital de elevação do terreno com a localização ao sul do PNSC (linha preta) (A), imagem de satélite (B), panorama geral do lago na estação seca (C) e coluna sedimentar exposta durante a escavação paleontológica/arqueológica (D). Na exposição (D), foram cravadas 30 seringas equidistantes de 5 cm.....	23
Figura 15: Relação entre idade calibrada e profundidade de cada amostra. Os valores acima da curva indicam a taxa de sedimentação em mm/ano e o sinal + representa a mediana do intervalo de idades <sup>14</sup> C calibradas. O aumento de duas ordens de grandeza nos últimos dois milênios pode ser decorrente do “paradoxo da taxa de sedimentação”.	24
Figura 16: A granulação dos sedimentos estudados na Lagoa dos Porcos é dominada por silte e argila, cuja relação determina o diâmetro médio das amostras. A concentração de areia não passa de 5%, mas seus picos de máxima poderiam indicar eventos de maior energia possivelmente relacionados a aumento na precipitação.....	26
Figura 17: Variação dos grupos de argilominerais na fração granulométrica argila (< 2µm) ao longo do período estudado no registro sedimentar da Lagoa dos Porcos. A esmectita (linha preta) torna-se progressivamente mais bem representada e ultrapassa 60% da amostra por volta de 6 ka cal AP. ....	27
Figura 18: Variação no tempo do índice E <sub>Ci</sub> (esmectita / (esmectita+caulinita)), calculado para diminuir o efeito de auto-correlação entre os grupos de argilominerais identificados e quantificados por DRX. ....	28
Figura 19: A cristalinidade da esmectita é a que sofre maior variação (redução no tempo), provavelmente ligada a mudanças (diminuição) no grau de desenvolvimento dos perfis de solo.....	29
Figura 20: A comparação entre os principais indicadores geológicos e o modelo climático Syntrace (linha verde) mostra boa correspondência, com redução gradativa da precipitação até cerca de 6 ka cal AP, seguida de relativa estabilidade em condição de precipitação baixa. (Indicadores de baixo para cima: K/Al – linha preta; Teor de esmectita – linha vermelha; Teor de argila – linha azul).....	30
Figura 21: Comparação entre abundância de diatomáceas planctônicas, bentônicas e indetermináveis (fragmentos).....	32
Figura 22: A variação da concentração de micropartículas carbonizadas mostra padrão semelhante nas diferentes classes granulométricas, com aumento ao longo de grande parte do Holoceno e grande variação após 2 ka cal AP.....	33

Figura 23: Comparação entre razão C/N (azul) e concentração de C (vermelho) e micropartículas carbonizadas (preto). Aparentemente, o aumento na chegada de carvão determina a elevação tanto da concentração absoluta de C quanto da razão C/N. ....	34
Figura 24: Abundância de $\delta^{15}\text{N}$ (curva inferior) e $\delta^{13}\text{C}$ (curva superior) comparadas com a insolação de fevereiro em 10°S. Notar excelente correlação linear ( $R^2= 0,82$ ; $\alpha < 0,01$ ) entre insolação e $\delta^{15}\text{N}$ (Retângulo vermelho, canto inferior direito).....	35
Figura 25: Comparação entre os principais indicadores estudados e os dados do modelo climático <i>Syntrace</i> (linha verde), intensidade de El Niño em Galápagos (porcentagem de areia, Conroy <i>et al.</i> 2008). A maior variabilidade encontrada nos indicadores para o Holoceno tardio poderia ser reflexo do aumento de frequência de eventos El Niño e/ou do efeito do “paradoxo da taxa de sedimentação”. .....	36
Figura 26: A área de ocorrência dos lagos efêmeros (linha azul) coincide em grande parte com o semiárido (precipitação inferior a 850 mm/ano) e com o bioma Caatinga (linha verde).....	38
Figura 27: Mapa de declividade para a região de São Lourenço do Piauí. Quanto mais clara a cor, mais plana é a região representada. Os pontos amarelos indicam a presença de lagos e as setas vermelhas destacam locais onde os lagos estão nitidamente inseridos nas drenagens. Observa-se que a maior densidade de lagos está nas áreas mais planas (declividade inferior a 1°). .....	39
Figura 28: Modelo de relevo tridimensional do entorno da Lagoa dos Porcos (destacado pela seta branco), com exagero vertical de 10x. Os lagos são alongados e estão inseridos em pequenos vales.....	40
Figura 29: Localização dos 26 lagos estudados, todos situados dentro da bacia hidrográfica do Parnaíba. A linha preta representa os limites do PNSC.....	40
Figura 30: Fácies sedimentares em diferentes lagos da região da Lagoa dos Porcos. A. Fácies C sobre fácies LAg, Lagoa Rasa (vista em planta). B. Fácies LAg, Lagoa do Adamastor. C. Fácies A, Lagoa dos Porcos. D. Fácies OA, Lagoa da Dona Catarina II. ....	43
Figura 31: A. Fácies A sobre a fácies OA. Nesta sondagem, não foi observada a fácies LAg, o que pode justificar a menor quantidade de material pelítico em meio à areia das fácies A e OA, em comparação com outras sondagens. B. Fácies A, Lagoa do Adamastor, com destaque para clasto de lama alongado com mais de 20 cm de comprimento, no centro da figura. ].....	43
Figura 32: Exemplos de colunas estratigráficas com camadas datadas. As profundidades indicadas na coluna à esquerda marcam os contatos entre as fácies. A	

coluna esquemática na (9) sintetiza a estratigrafia recorrente em todos (ou na grande maioria dos) os lagos estudados, com afinamento dos sedimentos para o topo.....	44
Figura 33: As idades LOE encontradas para a deposição da camada arenosa de três lagos situados na mesma rede de drenagem (linha azul traçada com base no relevo atual, item 7.1) apontam para a existência de um sistema fluvial na região durante o HS1. ....	45
Figura 34: Localização e estratigrafia da Lagoa do Adamastor, pertencente a rede de drenagem diferente da que abrange a Lagoa dos Porcos (Figura 32) e situada cerca de 25 km a oeste dela. ....	46
Figura 35: A Lagoa do Sobrado (A) está desconectada da drenagem atual representada pelo rio efêmero (B), cujos depósitos cascalhosos datam do HS1 (17,3 ka) e representam seu último momento de atividade intensa. ....	47
Figura 36: Afloramentos de gnaiss presentes em meio ao preenchimento sedimentar da Lagoa dos Porcos. A linha pontilhada indica o alinhamento estrutural que controla a disposição da rocha, a qual supostamente atuou como barragem natural responsável pelo acúmulo dos ossos. Na fotografia, o sentido do curso da água é da direita (sul) para a esquerda (norte). ....	48
Figura 37: Seção esquemática, longitudinal ao fluxo, do efeito de anteparo exercido pelos afloramentos de gnaiss da Lagoa dos Porcos. Esse esquema mostra o desenvolvimento da sedimentação em duas fases, a primeira fluvial, com deposição de areia e cascalho, inclusive ossos; e a segunda, lacustre, quando predomina sedimentação de argila por decantação.....	49
Figura 38: Representação esquemática do rio que teria corrido no local onde hoje se encontra a Lagoa dos Porcos.(exagero vertical 10x). ....	50
Figura 39: Modelo de evolução da paisagem. Durante períodos de maior precipitação, a rede de drenagens é reativada e remodela a paisagem (A); neste momento, são depositados os sedimentos mais grossos encontrados na parte inferior da sucessão, como seixos e blocos (B). Com a redução da precipitação, os rios perdem a competência e a capacidade e é depositada a areia e, por fim, são abandonados e dão lugar para os lagos efêmeros, onde predomina a deposição de sedimentos finos, silte e argila. Os lagos antigos representados no modelo digital de terreno teriam sido formados em um ciclo semelhante, mas anterior. ....	51
Figura 40: Lagos sazonais em diferentes lugares do mundo (setas brancas) com clima semiárido. A: Brasil (Piauí); B: Cazaquistão Ocidental; C: Norte da Austrália; D: Norte de Botswana; E: Nordeste da Namíbia e F: Estados Unidos (Texas).....	52

Figura 41: Localização das sondagens realizadas em drenagens secas ou terraços antigos do rio Piauí, na região do PNSC (linha preta) e de São João do Piauí. ....	54
Figura 42: Exemplo de drenagens efêmeras em imagem de satélite (a), fotografia de campo (b), e imagem SRTM sobreposta por mapa de declividade da área da serra Branca, PNSC (c). Em c, indica-se a localização de dois poços ao longo de uma mesma drenagem, onde depósitos fluviais com idade correlata ao HS1 são sobrepostos por fluxo de detritos coesivo. ....	55
Figura 43: Leito seco do rio Piauí, na região da trincheira 1 (montante de São Raimundo Nonato). Na imagem de satélite, destaca-se com o traço preto o local de abertura da trincheira e com a área em azul a possível abrangência já atingida pelo rio Piauí. Na fotografia, observa-se a calha atual do rio ladeada por terraços fluviais antigos (Novembro de 2011). ....	57
Figura 44: Localização e aspectos de campo da area da trincheira 2, escavada em terraço fluvial a sul da calha atual do rio (jusante de São Raimundo Nonato). A fotografia panorâmica, no meio, mostra o local onde se realizou a sondagem e a do canto superior direito, a dimensão da trincheira. A área destacada em azul claro na imagem superior representa a dimensão máxima atingida pela planície do rio. Perfil topográfico com exagero vertical de 2x (Fotografia de dezembro de 2011). ....	58
Figura 45: Pontos de amostragem ao longo do médio (A) e baixo curso do rio Parnaíba (B). Nessas regiões, também foram coletadas amostras de sedimento em suspensão e de fundo do canal do rio. Os rios Canindé e Parnaíba estão destacados em laranja e azul, respectivamente. ....	59
Figura 46: Elementos geomorfológicos reconhecidos na planície do rio Parnaíba. As barras em pontal são as feições mais próximas do canal atual do rio Parnaíba e, muitas vezes, ainda em pleno crescimento lateral. Os terraços fluviais são representados por degraus que delimitam os extremos da planície de inundação fluvial atual. Representam provavelmente níveis de base fluviais mais elevados. A eles, no lado montante, associam-se os afluentes barrados. ....	60
Figura 47: Dois afluentes barrados (setas brancas), um na margem direita (A) e outro na esquerda cerca de 35 km a jusante (B), com o topo da camada arenosa datado respectivamente em $8,5 \pm 0,5$ e $8,0 \pm 0,5$ ka. Essa idade representaria o início do barramento dos afluentes. ....	61
Figura 48: A planície fluvial do rio Canindé sofreu significativa redução em área após 7 ka, associada ao declínio da precipitação. As idades LOE encontradas em terraços próximos ao rio atual são compatíveis com a idade encontrada para o topo da camada arenosa do canal abandonado, que indicaria último momento de atividade do canal. ....	62

Figura 49: Os terraços mais afastados do curso atual do rio são também mais antigos. .....	63
Figura 50: Os depósitos superficiais mais externos da planície fluvial do rio Parnaíba, reconhecíveis em imagens de satélite e trabalhos de campo (linha pontilhada), possuem idades de deposição compatíveis com o YD.....	64
Figura 51: Comparação entre todas idades LOE obtidas e os dados do modelo climático Syntreace (NACE) e do testemunho marinho GeoB 3104 (Arz et al. 1988). Os eventos milenares (barras cinza) são marcados por reativações de drenagens e pela fácies fluvial dos lagos sazonais. Já o Holoceno é melhor representado pelos depósitos de terraços fluviais.....	66
Figura 52: Foram utilizadas exatamente quatro gotas de dispersão amostra+acetona para cada alíquota (disco), evaporadas em chapa aquecedora a baixa temperatura (inferior a 60°C). .....	76
Figura 53: Exemplo de cálculo do sinal de IRSL/LOE (duas curvas superiores) e Qtz 1 s (curva inferior).....	77
Figura 54: Exemplo de cálculo de sinal de TL 110°C, o intervalo de integração de 80 a 120°C foi escolhido em função do achatamento do pico de 110°C. ....	78

## Lista de Siglas

AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>
cal AP	Calibrado antes do presente (1950)
CCSM	<i>Community Climate System Model</i>
CN	Cavado do Nordeste
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
De	Dose equivalente
DRX	Difratometria de Raios X
FRX	Fluorescência de Raio X
Fumdam	Fundação Museu do Homem Americano
HCl	Ácido clorídrico
HF	Ácido fluorídrico
HPGe	<i>High Purity Germanium</i>
HS	Heinrich Stadial events (1,2,3,4,5 e 6)
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia Estatística
ICMBio	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
IODP	<i>International Ocean Discovery Program</i>
IPCC	International Panel for Climate Change
IRSL	<i>Infra-Red Stimulation Light</i>
ka	Mil (quilo) anos
LED	<i>Light Emitting Diode</i>
Legal	Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência
LOE	Luminescência Oticamente Estimulada
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
MO	Matéria orgânica
PNSC	Parque Nacional Serra da Capivara
Qtz	Quartzo
SAR	<i>Single Aliquot Regenerative dose</i>
SCNP	Serra da Capivara National Park
SMAS	Sistema de Monções do Atlântico Sul
TL	Termoluminescência
UV	Ultravioleta
YD	Younger Dryas

ZCAS      Zona de Convergência do Atlântico Sul  
ZCIT      Zona de Convergência Intertropical



# Sumário

1. Apresentação.....	1
2. Introdução.....	2
2.1. Contexto regional .....	6
2.2. Clima .....	8
3. Validação do modelo climático.....	13
4. Análise multi-indicadores da Lagoa dos Porcos.....	22
4.1. Evidências geológicas .....	25
4.1.1. Circulação e fluxo de água no lago .....	25
4.1.2. Composição química .....	29
4.2. Evidências biológicas .....	31
4.2.1. Persistência e profundidade dos corpos d'água .....	31
4.2.2. Incêndios .....	32
4.2.3. Fonte da matéria orgânica .....	33
5. Testemunhas continentais de um passado chuvoso .....	37
5.1. Lagos efêmeros.....	37
5.2.1. Análise de fácies .....	40
5.2.2. Modelo de formação dos lagos e acumulação de ossos .....	44
5.2. Rios e drenagens .....	53
5.2.1. Região do PNSC .....	53
5.2.2. Rio Parnaíba.....	59
5.3. Evolução da bacia hidrográfica do Parnaíba.....	65
6. Conclusões e trabalhos futuros.....	67
7. Meios, materiais e métodos .....	68
7.1. Sensoriamento remoto .....	68
7.2. Campanha de campo .....	68
7.3. Luminescência Oticamente Estimulada (LOE).....	69
7.3.1. Datação por LOE de sedimentos.....	70
7.3.2. Sensibilidade LOE/TL.....	76
7.4. Datações por <sup>14</sup> C .....	78
7.5. Granulometria.....	79
7.6. Fluorescência de Raios-X.....	79
7.7. Difractometria de Raios-X (DRX).....	79
7.8. Isótopos estáveis .....	80
7.9. Palinologia.....	81
7.10. Diatomáceas.....	82
8. Divulgação científica .....	82
8.1. Trabalhos publicados.....	82
8.2. Trabalhos em preparação.....	83
Referências .....	84
Anexo 1 - Datação de espeleotemas sujos .....	91
Anexo 2 – CD com arquivo de localização dos pontos estudados .....	100



## 1. Apresentação

Recentemente, a divulgação científica em periódicos indexados tem caminhado no sentido de apresentar conteúdos de forma simples, direta e agradável de se ler. A tendência entre os jornais de alto impacto é um meio termo entre o texto jornalístico e o científico, sem perder rigor, mas com fluidez. Nesse sentido, esta Tese foi elaborada para tornar a leitura fluente, com conteúdo acessível a um público que vai além dos especialistas da área; para isso, a estrutura do texto foge do padrão tradicional de teses e passa direto da Introdução para os Resultados, seguidos pelas Discussões e Conclusões. Os Métodos só são descritos no final, de modo a manter a sequência do raciocínio lógico que liga as motivações do estudo aos dados obtidos e seu significado. De forma geral, aqui são abordados os principais aspectos relacionados à evolução da paisagem ao longo do Quaternário tardio na bacia hidrográfica do Parnaíba, com foco especial na região adjacente ao Parque Nacional Serra da Capivara (PNSC). Foi utilizada uma abordagem multi e interdisciplinar, com destaque para o papel exercido pelas mudanças climáticas na paisagem do sertão<sup>1</sup>. A pesquisa abordada nesta Tese começou cerca de um ano antes do doutoramento propriamente dito, enquanto o pesquisador fazia parte da Fundação Museu do Homem Americano (Fumdhm) no âmbito do projeto CNPq 402659/2010.4. Em vista ao grande potencial avaliado durante a experiência de um ano na região do PNSC, decidiu-se no doutoramento tanto aprofundar os estudos nesta região quanto expandir a área estudada para o médio e baixo curso do rio Parnaíba. Por fim, foram estudados também indicadores baseados em luminescência opticamente estimulada (LOE) e termoluminescência (TL) em um testemunho de sedimentos marinhos coletado próximo à foz do rio Parnaíba.

A lógica de apresentação utilizada para expor o conteúdo desta Tese começa pela introdução, dividida em duas partes: a primeira aborda o contexto geral do trabalho, enquanto a segunda traz informações essenciais sobre os fenômenos climáticos que interferem na região do estudo. Em seguida, apresentam-se os resultados, divididos em três capítulos; o primeiro resultado apresentado é o indicador de precipitação baseado em LOE/TL, seguido pelo estudo multi-indicadores da Lagoa dos Porcos, e, finalmente, a resposta da paisagem do sertão às mudanças climáticas. O critério principal utilizado nessa divisão foi a coerência entre resultados, de modo que cada capítulo pudesse compor um artigo científico. Além disso, a ordem escolhida para apresentar os capítulos

---

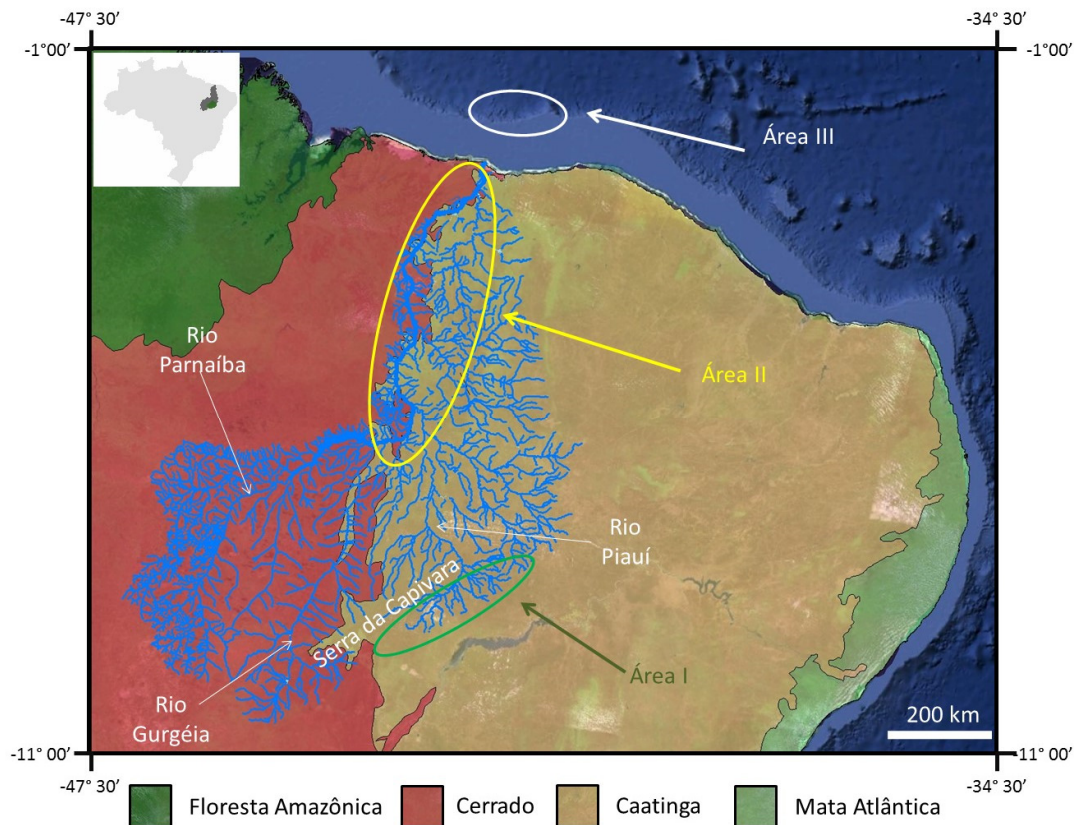
<sup>1</sup> Neste trabalho o termo sertão se refere a maior sub-região do nordeste brasileiro, que corresponde, grosso modo, à região do semiárido e do bioma Caatinga.

começa com o contexto climático mais amplo, seguido pelo contexto climático específico da região do PNSC, e, por fim, pelas mudanças sofridas na paisagem do sertão em decorrência das variações na precipitação ao longo do Quaternário tardio. As conclusões aparecem depois dos resultados e são seguidas pelos métodos utilizados para chegar a eles. Na parte final do texto, apresenta-se a estratégia de divulgação e publicação dos resultados científicos associados ao desenvolvimento da pesquisa de doutoramento; e, na sequência, os anexos, dentre os quais se destaca o desenvolvimento de um método de datação de espeleotemas sujos (com argila não carbonática) por LOE.

## **2. Introdução**

A preocupação com as mudanças climáticas vem crescendo nas últimas décadas. Na tentativa de entender o clima, incontáveis cientistas olharam para o passado, em busca das causas e efeitos das variações climáticas. Dentre as principais formas de se estudar essas variações dentro dos últimos 2,58 milhões de anos (Quaternário), destacam-se: testemunhos de gelo, nos quais se obtêm informações sobre variação de temperatura e concentração de gases atmosféricos (North Greenland Ice Core Project members, 2004); espeleotemas, com registro de alta resolução de variações na precipitação (Cruz *et al.* 2006, 2007 e 2009; Wang *et al.* 2006 e 2007); testemunhos marinhos, com informações de temperatura, salinidade e aporte de sedimentos nos oceanos (Wang, 2000; Barker *et al.* 2003; Groeneveld e Chiessi, 2011); lagos, que permitem a reconstituição florística baseada no estudo de grãos de pólen e algas (Ledru *et al.* 1998; Castro *et al.* 2013). A integração entre centenas de tipos de dados amostrais, com registro de milhares de anos, e observações meteorológicas recentes permitiu o entendimento dos principais mecanismos envolvidos no clima terrestre ao longo do Quaternário. Com base nesses mecanismos, elaboraram-se modelos matemáticos capazes de explicar satisfatoriamente mudanças climáticas registradas nos últimos milênios, bem como permitir projeções futuras para o clima em escala global (IPCC, 2014). Apesar do razoável conhecimento acumulado sobre as mudanças climáticas, são escassos os trabalhos sobre a resposta da paisagem a essas mudanças. Os trabalhos existentes, em nível nacional, que buscam essa inter-relação normalmente são voltados ao sistema costeiro, como, por exemplo, a relação entre estabilização de dunas e aumento de precipitação anual, tanto em sistemas recentes (Mendes e Giannini, 2015) quanto antigos (Guedes, 2012) bem como a mudança no desenvolvimento de barreiras arenosas em virtude de alterações na frequência ou

intensidade de frentes frias (Guedes *et al.*, 2011, Zular *et al.*, 2013). Os sistemas costeiros são naturalmente mais atrativos aos estudos sobre o Quaternário, tanto pela facilidade de acesso, quanto pela boa exposição e preservação dos depósitos sedimentares. Em contraste, a região do sertão nordestino, com predominância do clima semiárido, é afastada de grandes centros urbanos e os depósitos sedimentares ali encontrados são descontínuos e pouco expressivos tanto na paisagem quanto na sua espessura. Esta região ocupa cerca de 10% do território nacional (IBGE, 2004) e abriga a Caatinga, que além de ser o único bioma exclusivamente brasileiro possui diversas espécies endêmicas. A Caatinga conta com poucos estudos paleoambientais e estes são, via de regra, voltados para a evolução da flora com base em grãos de pólen (de Oliveira *et al.* 1999; Ledru *et al.*, 2006). Assim, a resposta da paisagem do sertão às mudanças climáticas ocorridas ao longo do Quaternário tardio permanece inédita e surge como meta principal desse trabalho. Para atender a essa meta, foram estudados diversos depósitos sedimentares associados a feições geomorfológicas como lagos sazonais, drenagens temporárias e rios permanentes, separados em três áreas principais (I, II e III, na Figura 1) pertencentes à bacia hidrográfica do Parnaíba. As informações recuperadas desses depósitos remontam a 40 mil anos atrás e baseiam-se em dados de: sedimentologia, como análise de fácies, granulometria e mineralogia de argilas; geoquímica inorgânica dos sedimentos; caracterização da fração orgânica por palinologia e análise de isótopos estáveis de carbono e nitrogênio; e datação absoluta por LOE e  $^{14}\text{C}$ .



**Figura 1:** Localização das três áreas de estudo, com destaque para a bacia hidrográfica do Parnaíba e seus principais afluentes. As áreas de estudo, de forma geral, estão no ecótono Caatinga/Cerrado, caracterizado pela transição entre estes dois importantes biomas brasileiros (Imagens de satélite *Landsat* e *Ikonos*, dados de drenagem obtidos da CPRM e dados de biomas obtidos do IBGE).

A região escolhida é relevante não somente para o estudo da evolução do semiárido, mas também para a arqueologia e paleontologia, em particular pela Área I, foco de interesse deste trabalho. Esta área está situada na região do PNSC, no coração do sertão piauiense. O PNSC foi declarado patrimônio cultural da humanidade pela UNESCO em 1991. É o maior acervo de pinturas rupestres do mundo e em seus mais de 1200 sítios arqueológicos cadastrados, abriga os vestígios de uma das ocupações humana mais antigas conhecidas na América, com mais de 30.000 anos (Guidon e Delibrias 1986). Além disso, encontram-se também na mesma área vestígios abundantes de megafauna pleistocênica, com destaque para dois sítios paleontológicos/arqueológicos escavados em lagos efêmeros. Esses lagos ocorrem aos milhares na região de estudo, no entanto os fósseis são encontrados em apenas alguns deles. Duas questões associadas a esses lagos complementam a meta deste trabalho: como os lagos se formaram?; porque somente alguns deles abrigam fósseis? O interesse por essas duas questões é reforçado pelo fato de existirem lagos efêmeros

similares em diversos locais semiáridos ao redor do mundo, cuja descrição e origem permanecem inéditas na literatura geológica e geomorfológica internacional.

A Área II compreende o médio e baixo rio Parnaíba, maior rio inteiramente inserido na região Nordeste, com seu curso superior no semiárido e o restante na transição da Caatinga para o Cerrado e a Floresta Amazônica (Figura 1).

A Área III é representada pelo testemunho marinho GeoB 16206 coletado em 2014 pela equipe do Marum (centro de pesquisas para estudos do mar da Universidade de Bremen, Alemanha), no âmbito do projeto de cooperação científica internacional IODP (*International Ocean Discovery Program*). Por estar localizado próximo à foz do rio Parnaíba, esse testemunho guarda, em 8 metros de coluna sedimentar, o registro da precipitação ocorrida em toda a sua bacia hidrográfica durante os últimos 30 mil anos. Com base no estudo dos sedimentos deste testemunho, foi desenvolvido nesta Tese um novo indicador de intensidade de precipitação, baseado em LOE, que permitiu a validação do modelo climático Syntrace-CCSM3 (Liu *et al.* 2009) analisado para o Nordeste do Brasil (Nace *et al.* 2014). Esse modelo é o estado-da-arte em termos de modelagem numérica para clima, onde quatro modelos separados simulam simultaneamente a atmosfera, o oceano, a superfície continental e a relação gelo-oceano, com uma “componente acopladora” que permite a troca de informações entre os quatro modelos. O Syntrace é baseado em dados gerados na simulação CCSM3 (*Community Climate System Model*), lançados em 2004, onde forçantes climáticas realistas são utilizadas para simular variações climáticas ocorridas durante os últimos 22 mil anos.

Por fim, espera-se que o entendimento da resposta da paisagem do sertão às mudanças climáticas contribua para: 1- conhecimento do desenvolvimento da paisagem do semiárido de forma geral, principalmente com o modelo de formação e evolução dos lagos efêmeros, feições geomorfológicas de ocorrência global; 2- reconstituição do cenário para a ocupação humana desde o Pleistoceno e a extinção populacional da megafauna nesta região; 3- aprimoramento de modelos climáticos globais, com aporte de dados para uma região detentora de poucas informações climáticas baseadas em indicadores confiáveis; 4- gestão pública dos recursos hídricos desta região assolada pela seca.

Nos dois tópicos a seguir (2.1 e 2.2), são abordados os aspectos teóricos mais relevantes para o entendimento da evolução da região de estudo no Quaternário. No primeiro, são apresentadas as características geológicas, geomorfológicas,

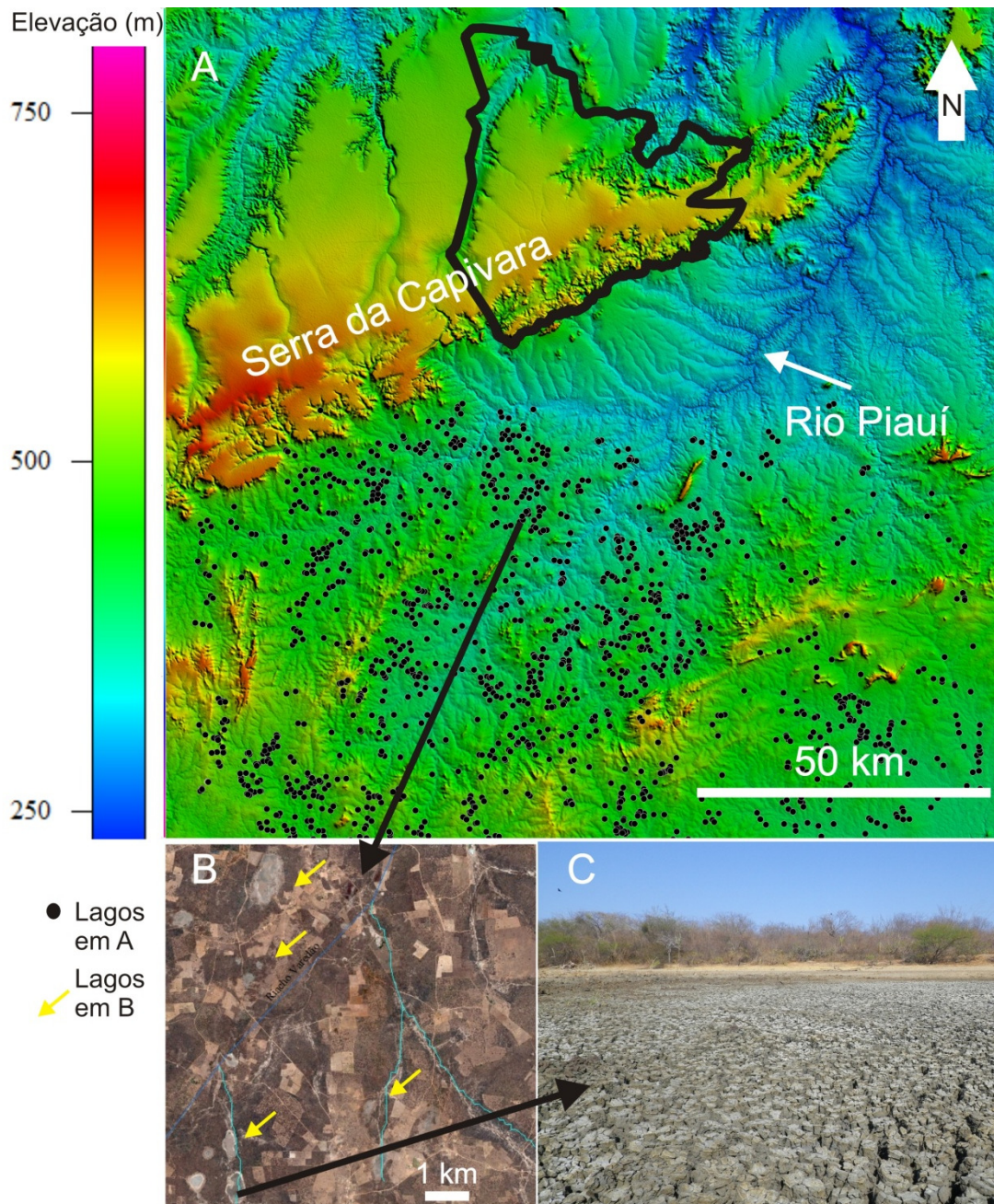
arqueológicas e paleontológicas da Área I. No segundo tópico, apresentam-se os principais mecanismos que regem o clima da América do Sul, com o histórico das mudanças climáticas ocorridas ao longo do Quaternário tardio e sua manifestação na região de estudo.

## 2.1. Contexto regional

A região do PNSC, localizada no sudeste do Estado do Piauí (Figura 2), apresenta vasto patrimônio arqueológico e paleontológico, que vem sendo estudado desde o início da década de 1970 (Guidon, 1975; Maranca, 1976). Atualmente, este patrimônio é foco de pesquisa da Fumdham, criada em 1986 (Fumdham 2011), que atua juntamente com o ICMBio no Plano de Manejo do PNSC. No aspecto arqueológico, incluem-se 1223 sítios atualmente cadastrados na região do parque (Fumdham 2011), sobretudo abrigos sob rocha contendo pinturas e/ou gravuras rupestres. No âmbito paleontológico, destacam-se as centenas de achados de restos de animais da megafauna pleistocênica, como preguiças gigantes (*Eremotherium lundi* e *Catonyx cuvieri*), gliptodontes (e.g. *Hoplophorus euphractus* e *Glyptodon clavipes*), toxodontes (*Toxodon sp.*) e tigres-dente-de-sabre (*Smilodon populator*) (Guérin *et al.* 1996).

A serra que dá nome ao parque é uma cuesta com mergulho suave para noroeste, sustentada por rochas sedimentares siluro-devonianas da Bacia do Parnaíba. A escarpa frontal da cuesta eleva-se diante de uma planície composta por coberturas sedimentares cenozoicas sobre rochas pré-cambrianas (principalmente gnaisses orto e paraderivados, granitos e granodioritos, filitos, xistos, quartzitos e mármore, segundo CPRM 2006), estas últimas pertencentes à Faixa Riacho do Pontal. A região da depressão periférica à serra da Capivara abriga a bacia hidrográfica do Piauí, única porção da bacia hidrográfica do Parnaíba que não corre sobre rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Nesta planície, afastados cerca de 5 a 60 km do pé da serra, ocorrem milhares de lagos sazonais (Figura 2), com 100 a 500 m de eixo maior, secos em grande parte do ano (sobretudo de junho a novembro).





**Figura 2:** Lagos situados na depressão periférica da serra da Capivara. Em A, imagem de relevo com a localização do PNSC (linha preta) e os milhares de lagos efêmeros. Em B, imagem de satélite com mais de uma dezena de lagos sazonais (manchas cinzas exemplificadas pelas setas amarelas). Em C, fotografia de um lago sazonal (Lagoa dos Porcos), tirada em campo na época de seca.

Dois desses lagos com grande quantidade de fósseis já foram escavados pela Fundham: a Lagoa do Quari, entre 2001 e 2005, e a Lagoa dos Porcos, de 2010 a 2012 (Figura 3). No entanto, outros 25 lagos foram estudados pela fundação, sem nenhuma ocorrência de fósseis registrada.



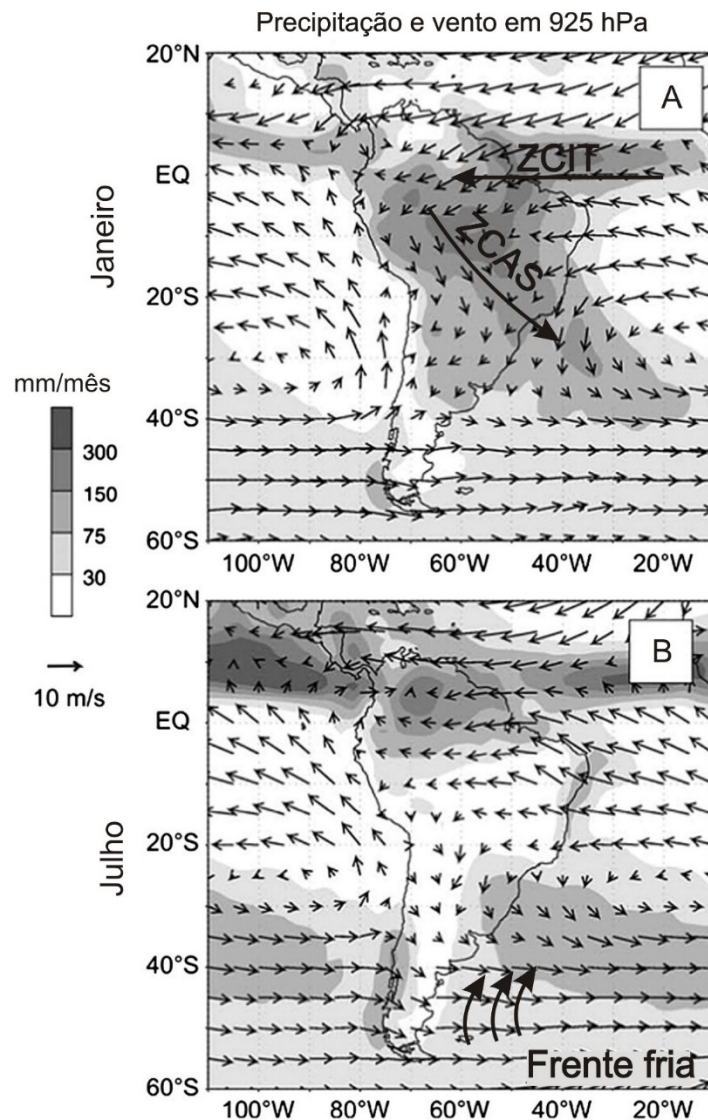
**Figura 3:** Escavações paleontológicas/arqueológicas da Lagoa do Quari (A) e da Lagoa dos Porcos (B), ambas realizadas pela Fumdam e finalizadas respectivamente em 2005 e 2012. Notar a abundância de vestígios de megafauna pleistocênica.

O modelo proposto neste trabalho para a formação e evolução dos lagos efêmeros preconiza a formação desta feição geomorfológica após o abandono das drenagens da região, em decorrência da instalação do clima semiárido. As implicações paleoclimáticas globais deste modelo genético-evolutivo, a presença significativa de fósseis em alguns lagos e a possibilidade de recuperar informações sobre o clima do Holoceno com base em vários indicadores relacionados ao seu registro sedimentar tornam esses lagos a feição geomorfológica mais importante estudada neste trabalho.

## 2.2. Clima

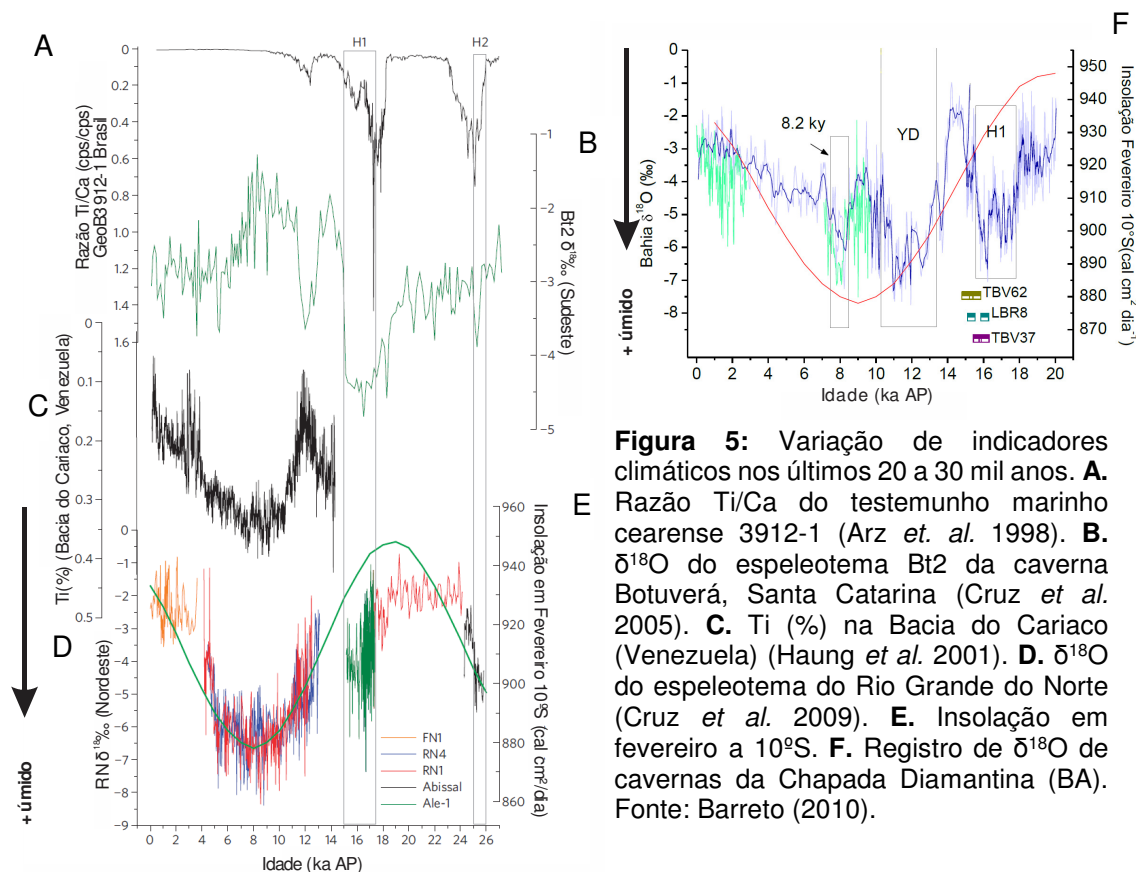
O clima semiárido brasileiro é classificado como BSh (onde **B** significa seco, **S**, semiárido, e **h**, de baixa latitude e altitude) na classificação de Köppen (1900) (Alvares *et al.*, 2013), com precipitações anuais inferiores a 800 mm. É um clima tipicamente continental, mas ocorre também ao longo de 150 km da costa no Rio Grande do Norte. Outra peculiaridade deste tipo climático no Brasil é que ele não margeia um deserto, como é regra no restante do mundo, onde o semiárido funciona como zona de transição entre climas áridos e úmidos. A existência do clima semiárido no Brasil está ligada aos principais mecanismos de circulação de massas de ar e umidade controladores do clima em boa parte da América do Sul. O Sistema de Monções do Atlântico Sul (SMAS) é responsável pela maior parte da precipitação que atinge o continente Sul-Americano, com predominância de chuvas no verão austral (Cruz *et al.*, 2007). O SMAS é formado

a partir do desvio para sudeste da banda de umidade conhecida como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); este desvio é gerado pela barreira geográfica da cordilheira dos Andes e origina a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Figura 4). A ZCIT é impulsionada pelos ventos alísios e sua posição é determinada pelo balanço de temperatura entre o Atlântico Norte e Sul, que por sua vez é mediado pela intensidade da Corrente do Atlântico Norte, responsável por transportar calor dos trópicos para o polo Norte (McManus et al., 1994). Com o esfriamento do Atlântico Norte no inverno boreal, a ZCIT migra para o sul e intensifica o SMAS, responsável pelas chuvas de verão (austral) (Figura 4).



**Figura 4:** Representação, no verão (A) e no inverno (B), do Sistema de Monções do Atlântico Sul (SMAS), formado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Durante o verão austral (a), a ZCIT desloca-se para sul, desvia-se para sudeste devido ao obstáculo exercido pelos Andes, com formação da ZCAS, e promove aumento das chuvas na maior parte do continente. (Adaptado de Garreaud 2009)

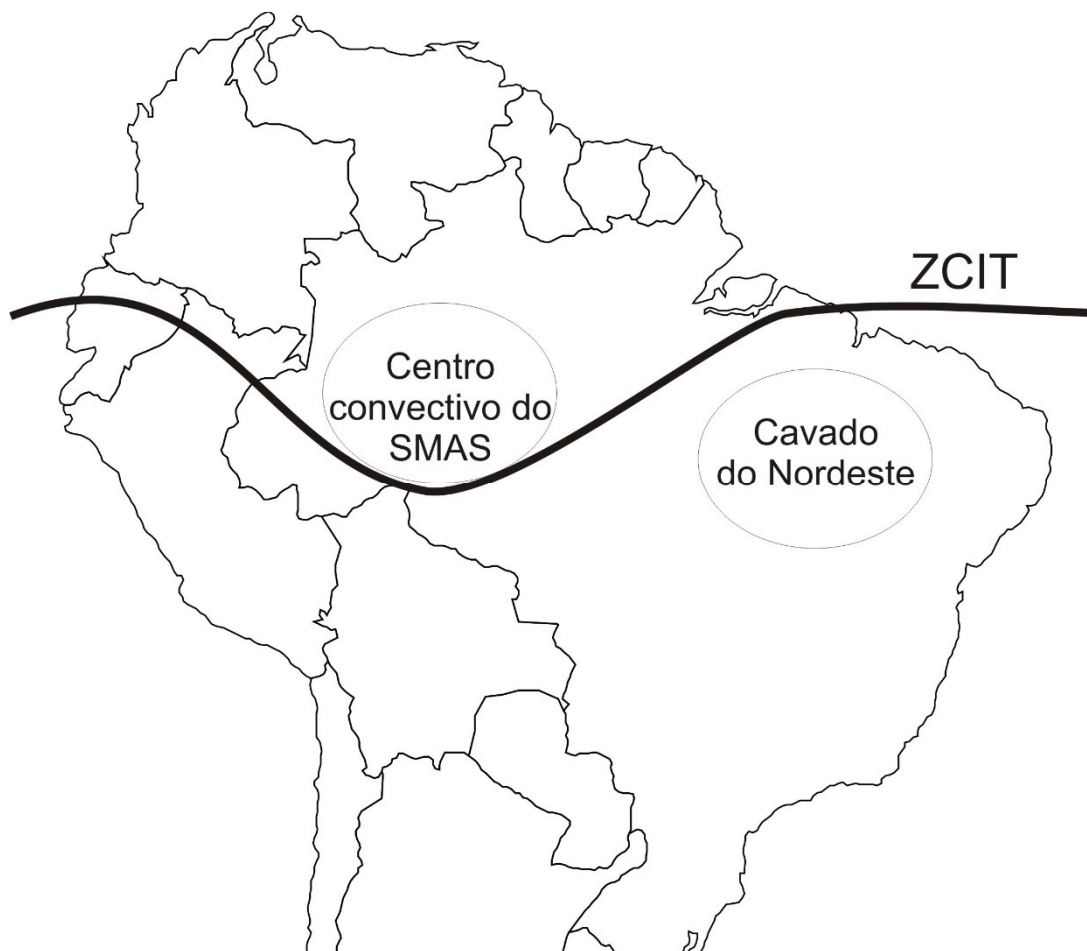
Em tese, o princípio do mecanismo de variação da posição anual da ZCIT deveria funcionar também para a escala milenar, onde eventos de esfriamento do hemisfério norte como *Heinrich Stadial Events* – HS (Heirinch, 1988), *Younger Dryas* – YD (Carlson, 2013) e *Bond Events* – BS (Bond *et al.*, 1997) seriam acompanhados de aumento de precipitação no hemisfério sul. De fato, são reconhecidos momentos de precipitação elevada na Região Nordeste associados ao resfriamento do hemisfério norte, principalmente durante os eventos HS e YD (Arz *et al.*, 1988, 1999; Nace *et al.* 2014; Zhang *et al.* 2015). O crescimento episódico de espeleotemas e tufas no norte do Estado da Bahia em 15,5, 39, 48, 60 e 74 ka AP (mil anos antes do presente) também evidencia períodos mais úmidos no Nordeste brasileiro, correlacionáveis com: 1- eventos HS (Wang *et al.* 2004); 2- baixa atividade monssônica no leste da China (Wang *et al.* 2006) (Norte da ZCIT); 3- baixa vazão de rios para a Bacia do Cariaco na Venezuela (Peterson *et al.* 2000) (Norte da ZCIT); 4- secas severas no Sahel (Muller *et al.*, 2008) (Norte da ZCIT); 5- anomalias positivas de precipitação reconhecidas com base em  $\delta^{18}\text{O}$  de espeleotemas no Sudeste brasileiro (Wang *et al.* 2007). Essa correlação positiva entre a precipitação do Nordeste e Sudeste brasileiro parece funcionar somente durante os eventos milenares (HS e YD). O registro isotópico do final do Pleistoceno e do Holoceno de espeleotemas de cavernas potiguares (Cruz *et al.* 2009) e da Chapada Diamantina (Barreto, 2010) (Figura 5) aponta para correlação antifásica em relação ao regime pluvial do Sudeste (Cruz *et al.* 2005), mas em fase em relação à Bacia do Cariaco (Haug *et al.* 2001).



**Figura 5:** Variação de indicadores climáticos nos últimos 20 a 30 mil anos. **A.** Razão Ti/Ca do testemunho marinho cearense 3912-1 (Arz *et al.* 1998). **B.**  $\delta^{18}\text{O}$  do espeleotema Bt2 da caverna Botuverá, Santa Catarina (Cruz *et al.* 2005). **C.** Ti (%) na Baía do Cariaco (Venezuela) (Haug *et al.* 2001). **D.**  $\delta^{18}\text{O}$  do espeleotema do Rio Grande do Norte (Cruz *et al.* 2009). **E.** Insolação em fevereiro a 10°S. **F.** Registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de cavernas da Chapada Diamantina (BA). Fonte: Barreto (2010).

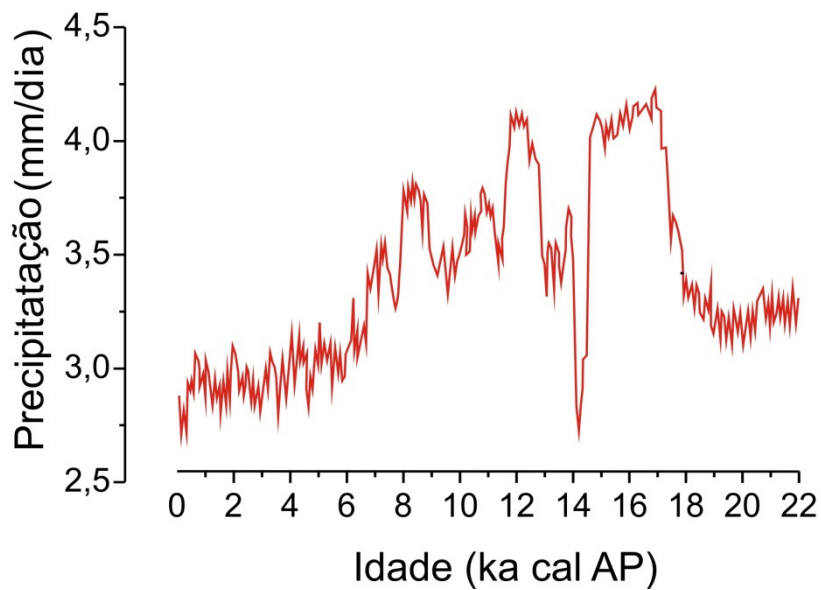
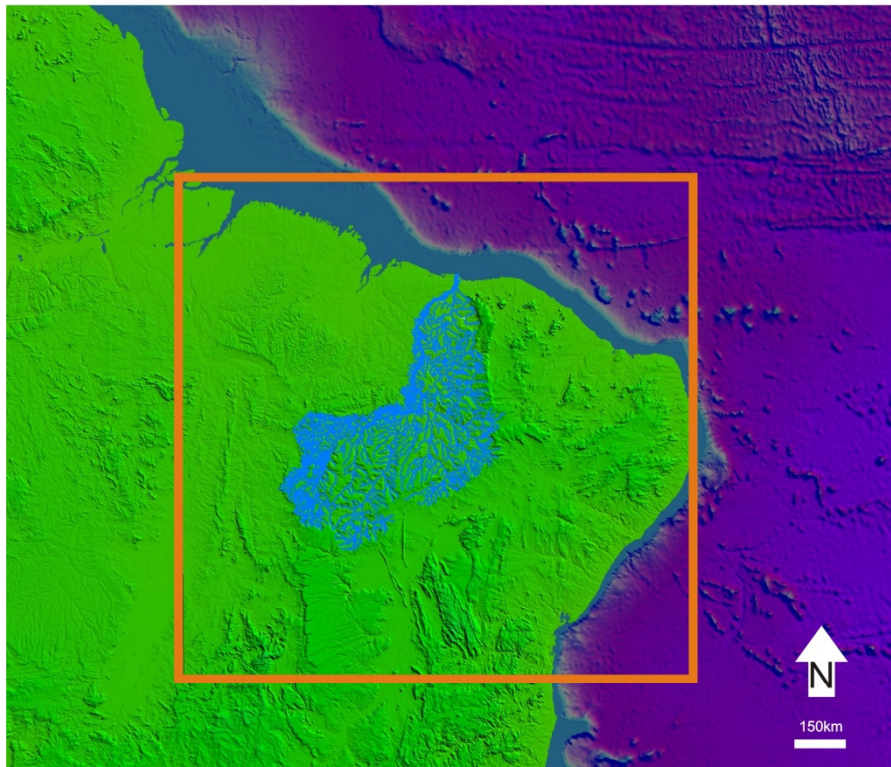
Dados palinológicos de dunas fósseis do médio rio São Francisco indicam que os padrões climáticos de semiaridez e vegetação de Caatinga atuais foram iniciados na região por volta de 6 ka AP (de Oliveira *et al.*, 1999). Em contrapartida, dados palinológicos, antracológicos e de isótopos de matéria orgânica têm sido usados para interpretar umidificação do clima a partir de aproximadamente 4 a 3 ka AP na Região Sul-Sudeste (De Oliveira 1992, Ledru 1993, Behling 1998, 2002, Sheel-Ybert 2000, Behling & Negrelle 2001, Garcia *et al.* 2004) e nas costas norte (Ledru *et al.* 2001) e maranhense (Pessenda *et al.* 2001). A primeira metade do Holoceno teria sido, portanto, relativamente mais seca que o atual no Sul-Sudeste, em parte da Amazônia e no nordeste do Maranhão, e mais úmida na região hoje conhecida como semiárido nordestino. A diminuição da precipitação que culminou na instalação do semiárido Nordeste pode ser explicada pela intensificação do Cavado do Nordeste (CN) durante períodos de intensificação do SMAS, coincidentes com o aumento de precipitação na Região Sudeste (Cruz *et al.* 2009). O CN é uma zona de baixa pressão em altos níveis (alta pressão em baixos níveis) gerada pela subsidência de ar em resposta ao anticiclone formado no centro convectivo do SMAS (Amazônia) (Cruz *et al.*, 2009). Nesse padrão de circulação atmosférica de célula de Walker, para que haja

conservação de massas, o aumento da elevação de massas de ar em um extremo aumenta a subsidência em outro. Portanto, a posição e a intensidade do CN seriam controladas pela posição e intensidade do centro convectivo do SMAS (Figura 6).



**Figura 6:** Representação esquemática da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no verão austral. O centro convectivo do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) representa a região de maior convergência de umidade. Nessa região, ocorre a ascensão da massa de ar, que posteriormente desce sobre a região do Cavado do Nordeste provocando aumento de pressão em baixos níveis e, portanto, diminuindo a precipitação.

Dados obtidos pela simulação do modelo climático *Syntrace* para Nordeste durante os últimos 22 ka AP (Nace *et al.* 2014) também mostram aumento na precipitação durante os eventos de esfriamento do hemisfério norte (HS 2 e 1 e YD), seguido por tendência de queda desde o YD até o Holoceno médio. O Holoceno tardio é marcado por um patamar de baixa precipitação (Arz *et al.*, 1998, 1999) (Figura 7).



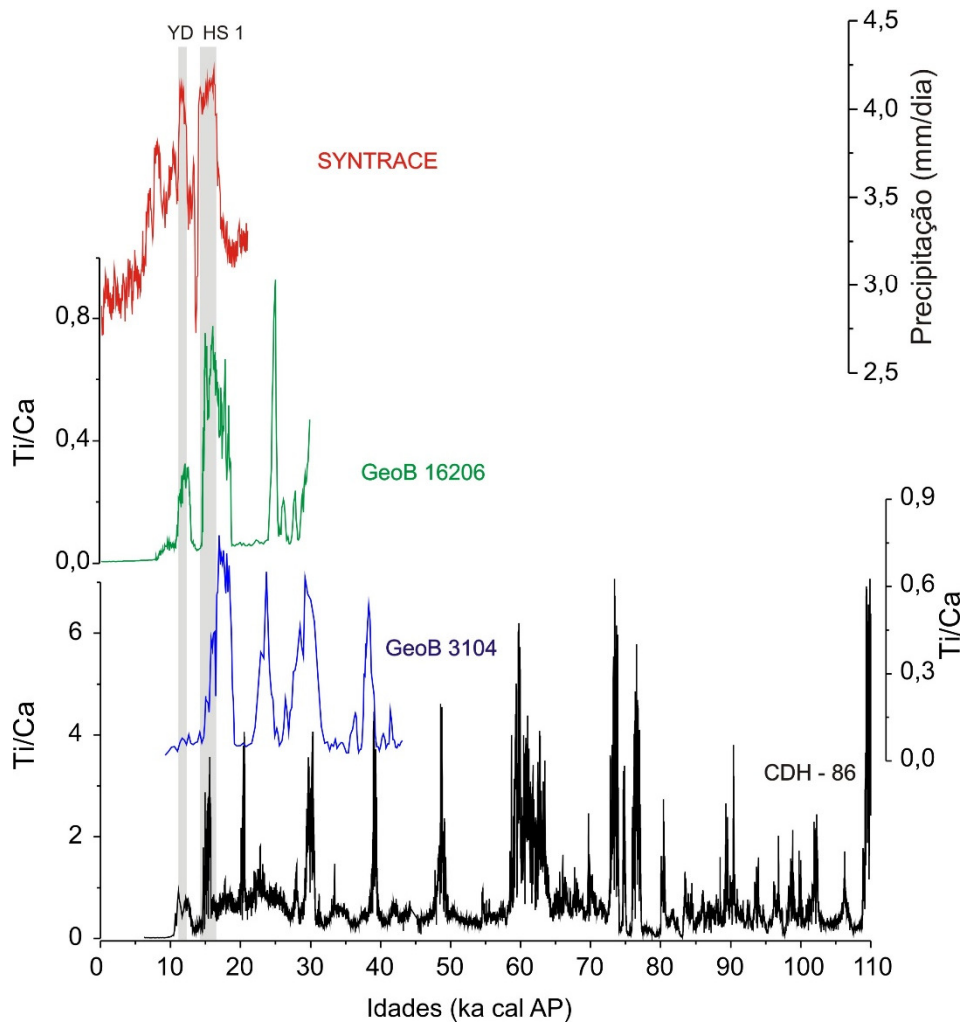
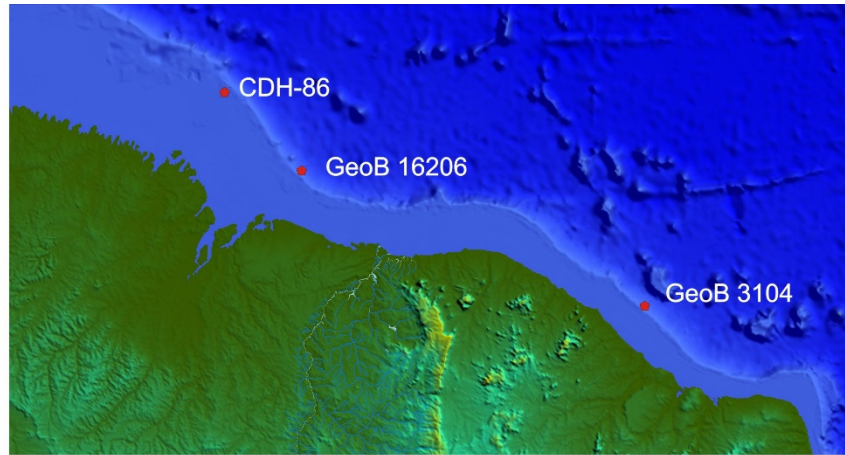
**Figura 7:** Área para qual foi reanalisado o modelo climático *Syntrace* (Nace *et al.*, 2014) no Nordeste brasileiro (quadrado vermelho, imagem superior) e os valores de precipitação obtidos. A área engloba toda a bacia hidrográfica do Parnaíba (em azul).

### 3. Validação do modelo climático

O clima, principalmente por meio da precipitação, é fator predominante no desenvolvimento do relevo em locais onde processos tectônicos operam em baixas taxas. Portanto, torna-se imprescindível reconhecer os padrões de variação da precipitação para se estabelecer a evolução da paisagem nesses locais. Sofisticados

modelos climáticos puderam ser executados ao longo da última década, devido ao avanço da computação e do conhecimento sobre os padrões que regem o clima. No entanto, a validação desses modelos muitas vezes carece de suporte de dados amostrais independentes. Nesse sentido, os testemunhos marinhos estão entre os melhores registros geológicos conhecidos, atualmente, para reconstruções paleoclimáticas. Testemunhos marinhos de águas profundas geralmente possuem grande continuidade de registro, sem discordâncias ou hiatos temporais, e preservam informações tanto do oceano (principalmente na forma de componentes biogênicos marinhos) quanto do continente (representado pelos sedimentos terrígenos). Partindo-se da premissa de que o Ca dos sedimentos de fundo marinho seria oriundo essencialmente de material biogênico intrabacinal, enquanto Ti e Fe viriam do continente, os indicadores hoje mais usuais de aporte terrígeno referem-se principalmente a razões entre elementos químicos, como Ti/Ca e Fe/Ca. Estes indicadores permitem inferir momentos de elevação da precipitação, com decorrente aumento de aporte terrígeno no oceano, mas não a magnitude desta variação. Isto se deve ao fato de que estas razões elementares dependem não somente do aporte fluvial, mas também do intemperismo na área fonte, da produtividade biológica no oceano (origem do Ca) e do nível relativo do mar (controlador da linha de costa e, portanto, da distância à fonte). Na Região Nordeste do Brasil, diferentes testemunhos marinhos indicam aumentos de precipitação correlatos a eventos de esfriamento do Hemisfério Norte (Arz *et al.*, 1988, Nace *et al.* 2014, Zhang *et al.* 2015). Apesar de apresentarem consistência entre si, a amplitude de variação desses dados não se correlaciona bem com as previsões do modelo climático *Syntrace* (Nace *et al.* 2014), considerado mais robusto, portanto, os indicadores em questão permitem somente inferir variações qualitativas na precipitação (Figura 8).



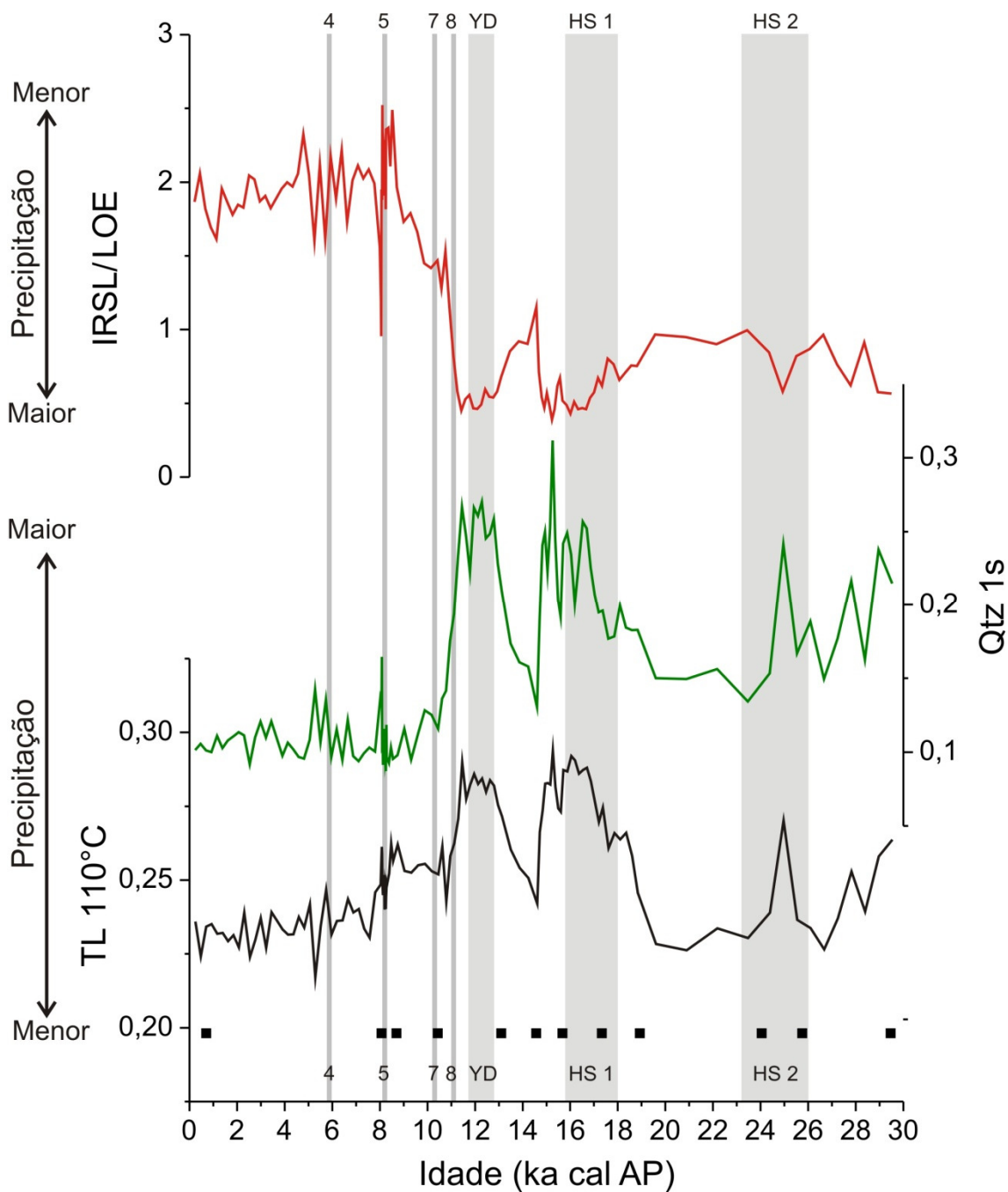


**Figura 8:** Localização e variação da razão Ti/Ca, comparada com a variação de precipitação segundo o modelo climático *Syntrace* (linha vermelha, Liu *et al.*, 2009), de três testemunhos marinhos (de baixo para cima): CDH-86 (Nace *et al.* 2014), GeoB 16206 (Zhang *et al.* 2015) e GeoB 3104 (Arz *et al.*, 1988). Todos os testemunhos mostram picos de Ti/Ca coincidentes com aumentos de precipitação em eventos de esfriamento do hemisfério norte (HS1 e YD, por exemplo); no entanto, a amplitude das variações do indicador Ti/Ca é diferente da apontada no modelo *Syntrace*.

Na busca de indicadores que guardassem maior proporcionalidade com as variações de volume da precipitação, foram analisados neste estudo, sinais de luminescência de diferentes minerais. Testaram-se três sinais de luminescência derivados respectivamente do pico de termoluminescência (TL) a 110° C e dos componentes rápidos da luminescência opticamente estimulada (LOE) sob estímulo azul e infravermelho (IRSL, *infrared stimulated luminescence*). No protocolo de medida utilizado (para detalhes, ver item 7.3.2.), os sinais referentes ao pico TL 110°C e à LOE sob estímulo azul são atribuídos a grãos de quartzo enquanto que o sinal IRSL é atribuído aos feldspatos (Figura 9).

A medida do sinal IRSL/LOE permite avaliar o aumento da quantidade de feldspato em relação ao quartzo, ainda que de modo apenas qualitativo, já que não mede diretamente a quantidade total destes minerais. Nessa relação, a diminuição do valor da razão significa diminuição na proporção de feldspato em relação a quartzo, o que por sua vez sugere maior intensidade de intemperismo químico na área fonte dos sedimentos e, portanto, aumento na precipitação. Assim, em momentos de aumento de precipitação, como HS 2, HS1, YD e BS 5, a redução do valor desse índice atesta o empobrecimento em feldspato, possivelmente ligado à maior eliminação deste mineral por dissolução intempérica em clima mais úmido.

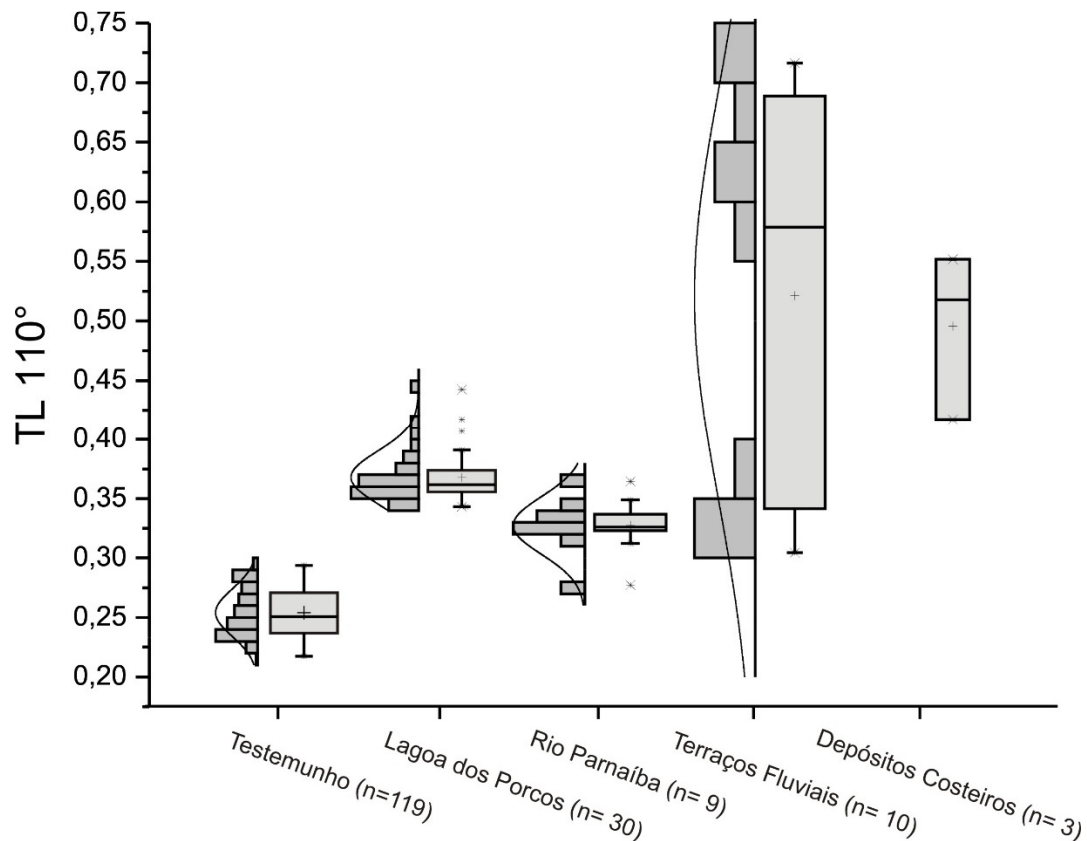
Os indicadores TL 110 °C e Qtz 1s estariam ligados ao sinal do quartzo, no entanto, a partir de 10 ka cal AP, a curva do sinal TL decai lentamente, enquanto a curva do Qtz 1s decai rapidamente e atinge um patamar por volta de 8 ka cal AP. Essa diferença de comportamento entre as duas curvas supostamente relacionadas somente ao quartzo poderia estar ligada à contaminação do sinal de TL 110 °C por feldspato, já que não é possível fotoesvaziar este mineral antes da leitura de TL. À parte essa diferença, as duas curvas possuem comportamento muito semelhante, com valores mais altos durante eventos de maior precipitação. Desse modo, a sensibilidade LOE parece funcionar bem como um indicador de precipitação continental para o testemunho estudado, restando então explicar o mecanismo responsável pela variação de sensibilidade encontrada ao longo do testemunho.



**Figura 9:** Resultados obtidos da análise de sensibilidade e idades calibradas (quadrados pretos) utilizadas no modelo de idades do testemunho marinho no talude continental adjacente à foz do rio Parnaíba (Zhang *et al.* 2015). Em todos indicadores, são reconhecíveis aumentos de precipitação na região de estudo durante os eventos de esfriamento do hemisfério norte (barras cinza baseadas em Sanchez-Goni e Harrison, 2010). Os números marcam os *Bond Events* reconhecíveis no registro.

A primeira hipótese testada para explicar as variações de sensibilidade encontradas no testemunho foi a mudança da área fonte principal dos sedimentos ao longo do tempo. Nessa hipótese, a fonte dos sedimentos poderia ser mais proximal ou distal, a depender respectivamente da diminuição ou aumento na precipitação. Para testar essa hipótese, foram analisadas amostras de diferentes pontos da bacia

hidrográfica do Parnaíba, como sua cabeceira (Área I) e seu médio e baixo curso (Área II), tanto de depósitos recentes quanto de antigos (dez amostras distribuídas ao longo de todo Holoceno), além de três amostras de depósitos costeiros situados fora da área de captação da bacia, mas próximos ao local do testemunho (Lençóis Maranhenses). As amostras foram analisadas quanto a variação do indicador TL 110°C com a intenção de discriminar a assinatura de cada fonte mais provável para os sedimentos (Figura 10).

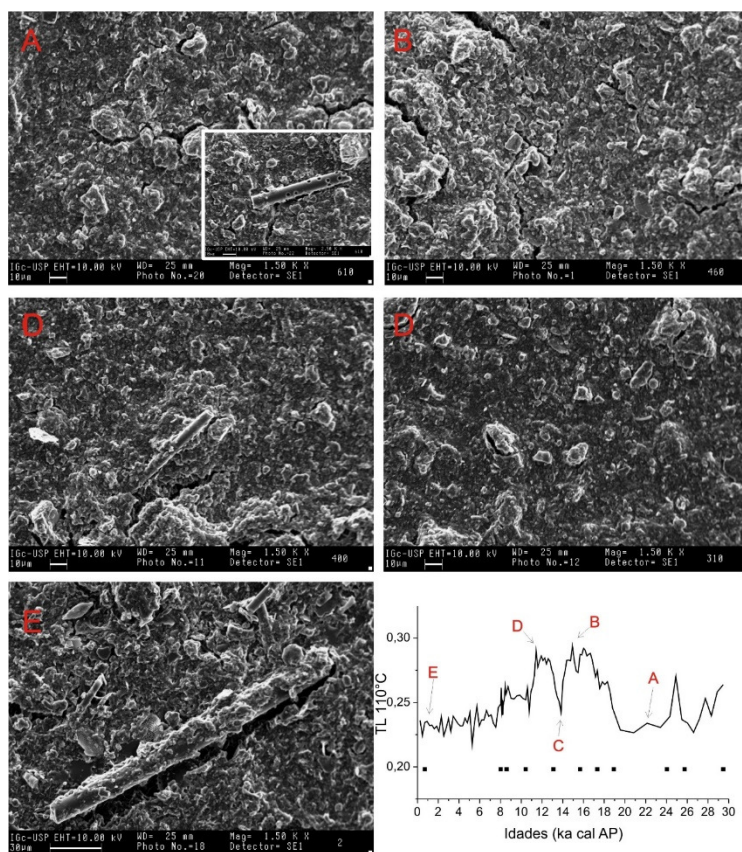


**Figura 10:** Diagrama de caixa e histograma da variação na razão IRSL/LOE para o testemunho marinho e os diferentes depósitos continentais estudados. As amostras do testemunho possuem, em geral, razão IRSL/LOE mais elevada e são, portanto, enriquecidas em feldspato se comparadas às continentais.

Os valores de TL 110°C encontrados para o testemunho marinho são, em sua maioria, inferiores aos depósitos continentais, sendo que baseado nesse indicador não é possível distinguir claramente assinaturas sedimentares para cada fonte possível, uma vez que os dados para o continente se sobrepõem. Apesar do índice TL 110°C não permitir a distinção das possíveis fontes continentais do sedimento, de forma geral, seus valores inferiores no oceano sugerem que a variação encontrada para os índices baseados em luminescência no testemunho marinho, ao longo do tempo estudado,

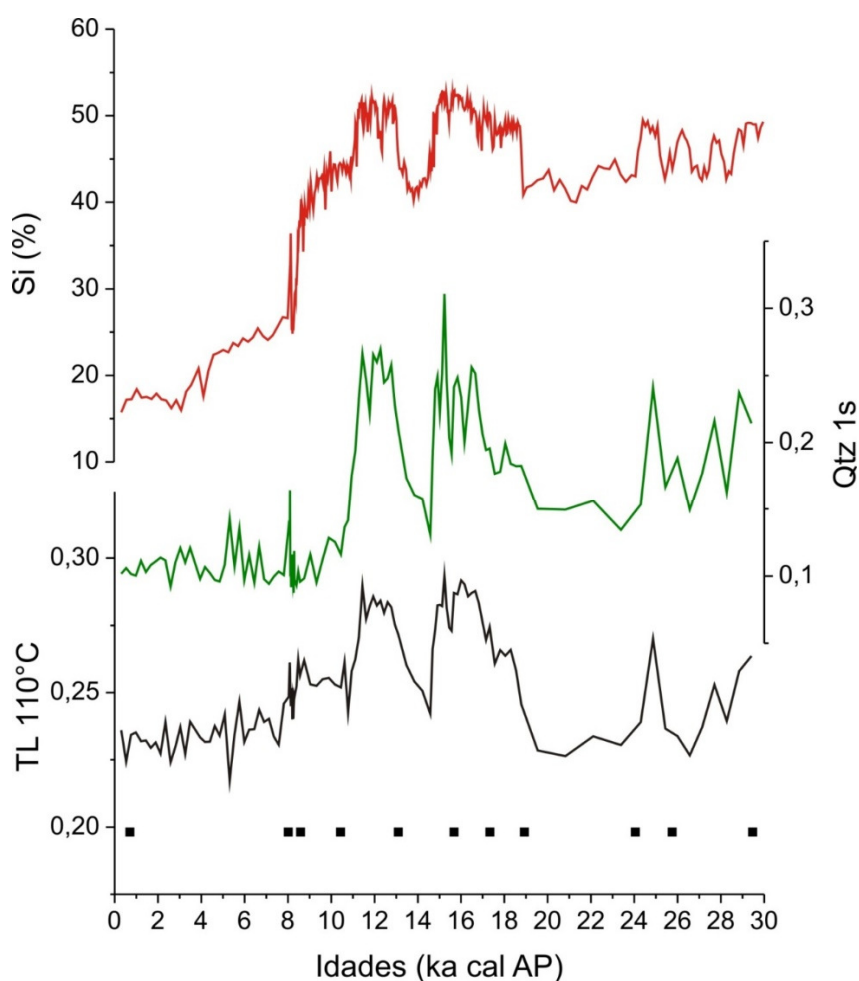
deriva da mistura entre sedimentos de fontes continentais e oceânicas. Assim, quanto maior o valor de TL 110°C maior seria o teor de material vindo do continente.

Por essa razão, uma segunda hipótese foi lançada: a variação na proporção entre sedimento intrabacinal (biogênico) e sedimento terrígeno (origem continental) seria o fator predominante na variação dos resultados encontrados para sensibilidade. Para testar esta hipótese, analisaram-se ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) cinco amostras do testemunho, retiradas de intervalos com sinal de TL 110°C e paleoprecipitação bem contrastantes, preparadas com o mesmo procedimento utilizado para a leitura de sensibilidade LOE, ou seja, fração granulométrica silte e argila livres de carbonato e matéria orgânica. No geral, a maior parte das amostras é composta por argilominerais, mas em amostras de maior sinal de luminescência são encontradas maiores quantidades de grãos de quartzo e feldspato, enquanto em amostras de menor sinal são encontradas maiores quantidades de sílica biogênica (Figura 11).



**Figura 11:** Imagens feitas ao MEV de cinco amostras do testemunho marinho tratadas com o mesmo procedimento usado para os ensaios de luminescência (silte e argila livres de carbonato e matéria orgânica). É possível reconhecer que para amostras de momentos de maior sinal TL, e maior paleoprecipitação (B e D), a quantidade de quartzo e feldspato aumenta em relação à quantidade de sílica biogênica, em comparação com amostras de momentos de paleoprecipitação reduzida (A, C e E).

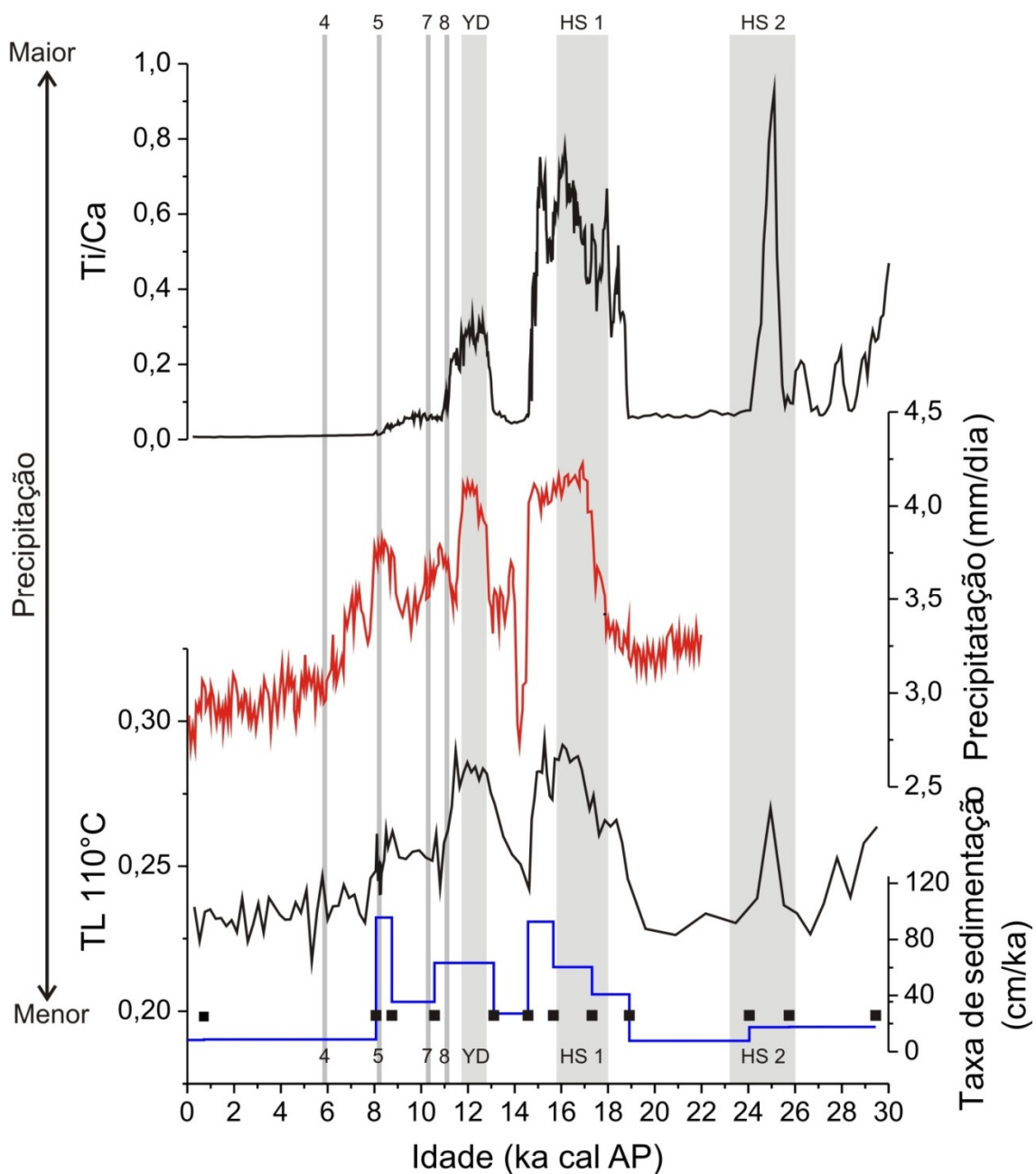
As imagens obtidas ao MEV permitem sugerir, numa primeira análise, que a razão entre sílica terrígena e sílica biogênica, favorecida pelo aumento de precipitação, seria o principal fator determinante do sinal de luminescência no sedimento do testemunho marinho. No entanto, como as amostras são, em geral, dominadas por argilominerais e quartzo, é razoável supor que o sinal da sensibilidade seja mais influenciado pela relação entre estes dois componentes mineralógicos. De fato, a comparação dos dados de luminescência com os de teor de Si total, obtidos por Fluorescência de Raios X (FRX) (Zhang *et al.* 2015), mostra valores mais altos do sinal de sensibilidade LOE/TL correlacionados com valores mais altos de Si (Figura 12), o qual seria oriundo principalmente do quartzo e feldspato (ambos mais ricos em sílica que os argilominerais). Sendo assim, conclui-se que as variações de sinal de luminescência ao longo do testemunho derivam não da fonte dos sedimentos terrígenos, mas sim da proporção de quartzo e feldspato em relação aos argilominerais e, subordinadamente, em relação à sílica biogênica.



**Figura 12:** Comparação entre porcentagem total de Si (curva vermelha) obtida por FRX (Zhang *et al.* 2015) e Qtz 1s e TL 110°C (este estudo). Em momentos de maior concentração de Si, o sinal de sensibilidade LOE é elevado.

O teor de Si, sozinho, não é um bom indicador de paleoprecipitação, pois o Si está presente em muitos minerais distintos, cujo comportamento ao longo do tempo pode ser controlado por diferentes variáveis; neste caso, por exemplo, os picos no teor de Si poderiam refletir aumentos tanto no teor de quartzo quanto no de feldspato ou de determinado argilomineral comparativamente mais rico em sílica do que outros (minerais 2:1 em relação a 1:1); e, sem a informação do MEV, poderia-se pensar ainda em aumento da sílica biogênica. Mas quando comparado ao sinal de sensibilidade, cuja origem pode ser discriminada (se de quartzo ou de feldspato), nota-se que existe aumento de Si quando aumenta o sinal do quartzo, o que reforça a interpretação da variação da sensibilidade em função da variação na proporção do quartzo em relação ao demais constituintes da amostra. Cabe lembrar que essa distinção é favorecida pelo fato de que tanto a sílica biogênica (opala) quanto os argilominerais não possuem sinal significativo de luminescência.

Os valores de luminescência estão ligados à relação entre minerais como quartzo e feldspato, presentes principalmente nas frações terrígenas mais grossas (neste caso, silte), e argilominerais, dominantes na fração argila; então, os valores de luminescência encontrados para o testemunho seriam controlados pela chegada de sedimento mais grosso, relacionado ao aumento da taxa de sedimentação (Figura 13). Nessa hipótese, a sedimentação fina, argilosa, poderia ser considerada como o *background* (sedimentação de “fundo”) da deposição na bacia sedimentar marinha. Assim, quanto maior a descarga do rio, maior a quantidade de silte que chega ao local do testemunho e, conseqüentemente, mais elevada a sensibilidade. Por estar diretamente relacionada à vazão do rio, a sensibilidade LOE/TL responde mais rapidamente, e de forma mais proporcional, à precipitação, se comparada ao Ti/Ca, que é dependente da disponibilidade de minerais compostos por Ti, normalmente mais densos que o quartzo, no local de deposição. Em geral, esses minerais de Ti são dependentes do tipo e intensidade de intemperismo e da composição litológica na área fonte e, mais fortemente que os minerais leves, da distância de transporte. Deste modo, a concentração de Ti nos sedimentos terrígenos depende de outros fatores, além do aumento da descarga fluvial. Além disso, razões elementares como Ti/Ca estão sujeitas também a variações na produtividade biológica oceânica originária do Ca. Em suma, a sensibilidade LOE/TL parece responder melhor a variações de precipitação no continente do que outros indicadores por utilizar minerais mais abundantes e mais leves, relacionados diretamente com a intensidade de intemperismo (IRSL/LOE) e com o transporte fluvial (Qtz 1s e TL 110 °C) (Figura 13).



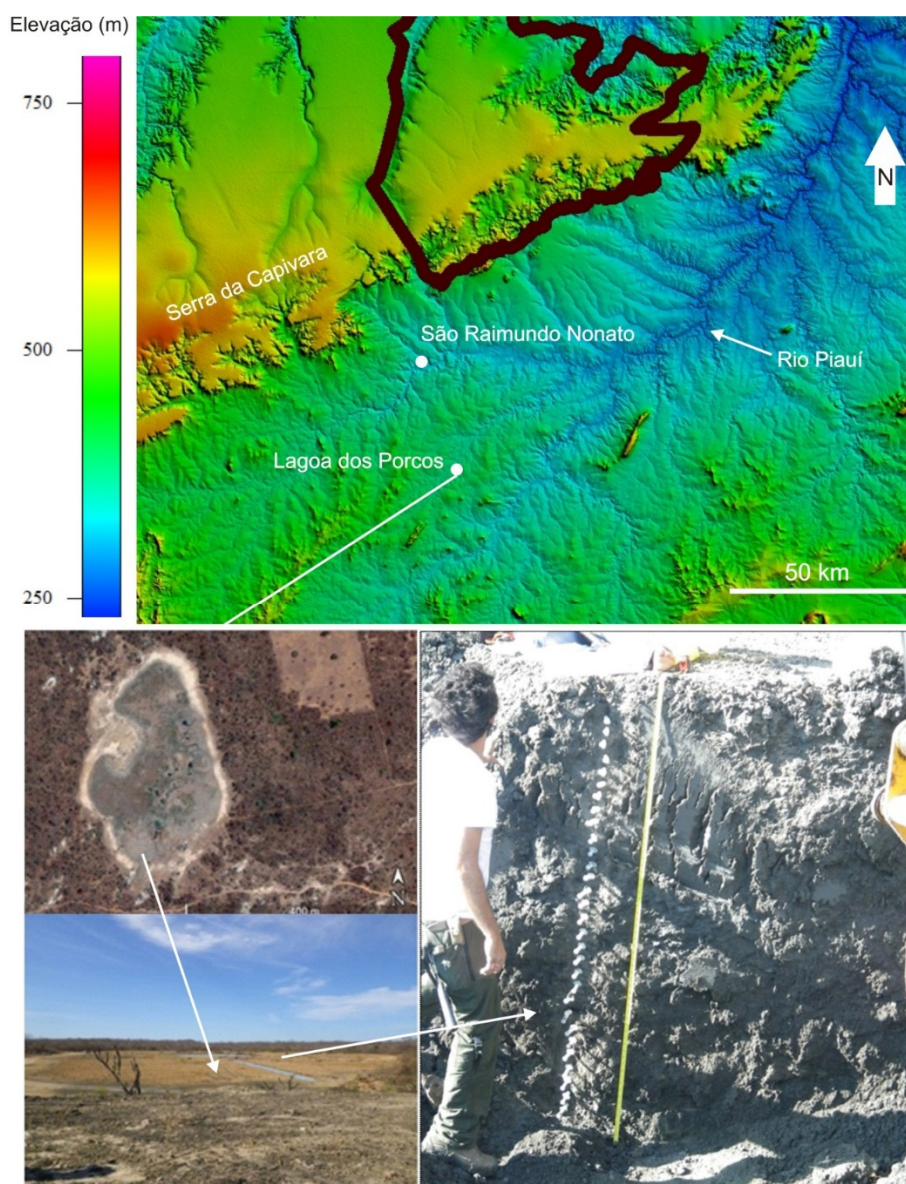
**Figura 13:** Comparação entre os indicadores de precipitação para o testemunho GeoB 16206 e a precipitação extraída do modelo climático *Syntrace* (Nace et al. 2014) para a mesma região. A curva obtida para a TL 110°C (inferior) é mais compatível com o modelo (linha vermelha) do que a curva obtida para Ti/Ca (superior Zhang et al. 2015). A taxa de sedimentação (linha azul) também aumenta durante momentos de precipitação elevada.

#### 4. Análise multi-indicadores da Lagoa dos Porcos

Na escala da bacia hidrográfica do Parnaíba, o modelo climático *Syntrace* foi validado pelos dados de sensibilidade LOE/TL, como demonstrado no tópico anterior. O passo seguinte foi avaliar a validade deste modelo climático para a região específica do

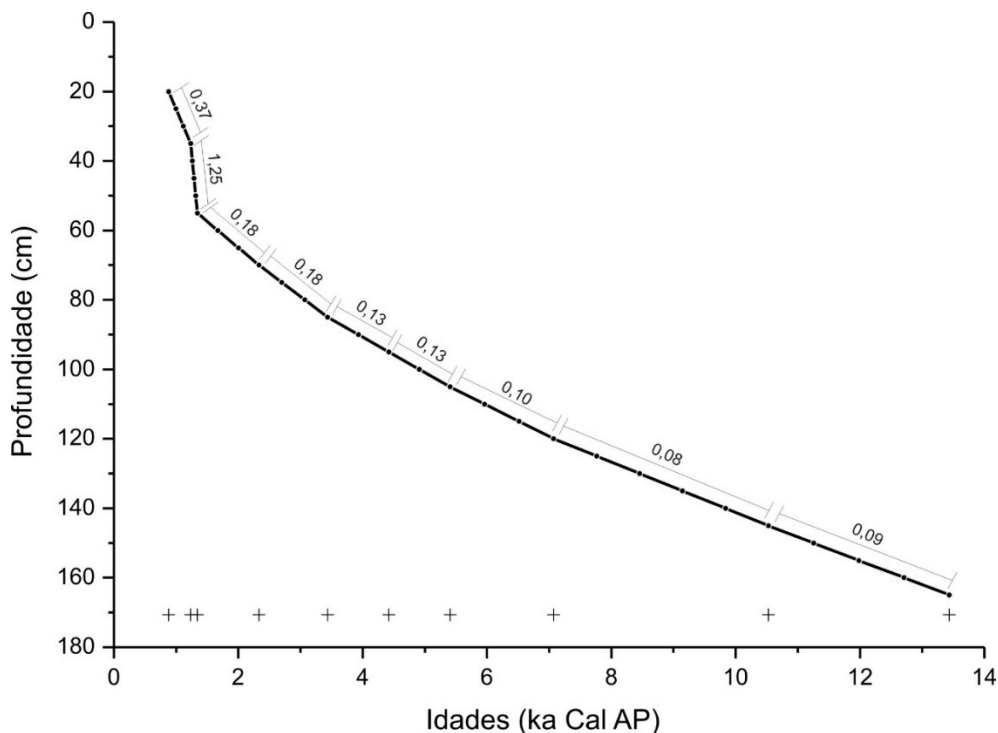


semiárido nordestino, de forma a estabelecer quando teria ocorrido a implantação deste clima pela última vez na região, com o concomitante desenvolvimento do bioma Caatinga e da paisagem a ele associada. Essa avaliação pôde ser feita por meio do registro sedimentar encontrado na Lagoa dos Porcos, um lago efêmero localizado a 16 km da cidade de São Raimundo Nonato. Com a escavação paleontológica/arqueológica desenvolvida nesse lago, tornou-se possível detalhar uma coluna sedimentar de cerca de 1,5 m de sedimentos lamosos. Nela, cravaram-se seringas de 10 ml a cada 5 cm de profundidade (Figura 14), resultando em 30 amostras das quais nove foram datadas por  $^{14}\text{C}$  (AMS).



**Figura 14:** Lagoa dos Porcos. Modelo digital de elevação do terreno com a localização ao sul do PNSC (linha preta) (A), imagem de satélite (B), panorama geral do lago na estação seca (C) e coluna sedimentar exposta durante a escavação paleontológica/arqueológica (D). Na exposição (D), foram cravadas 30 seringas equidistantes de 5 cm.

Os resultados de datação  $^{14}\text{C}$  calibrados foram interpolados linearmente para gerar o modelo de idades para as demais amostras não datadas. Inferiram-se as taxas de sedimentação com base na relação da profundidade com as idades das amostras (Figura 15).



**Figura 15:** Relação entre idade calibrada e profundidade de cada amostra. Os valores acima da curva indicam a taxa de sedimentação em mm/ano e o sinal + representa a mediana do intervalo de idades  $^{14}\text{C}$  calibradas. O aumento de duas ordens de grandeza nos últimos dois milênios pode ser decorrente do “paradoxo da taxa de sedimentação”.

De acordo com a Figura 14, as taxas de sedimentação permaneceram praticamente constantes desde o início do Holoceno, sempre abaixo de 0,2 mm/ano, até por volta de 2 ka cal AP, quando aumentam rapidamente para mais de 1 mm/ano. Este aumento pode ser explicado pelo “paradoxo da taxa de sedimentação” (Korvin, 1992), segundo o qual esta taxa aumentaria à medida que fosse reduzida a ordem de grandeza do intervalo de tempo considerado, devido ao efeito da redução da probabilidade de atuação de eventos de hiato ou erosão (Sadler, 1981). De fato, observa-se nos resultados obtidos que, quando se passa da escala de tempo dos quase 13 mil anos de registro para a escala dos últimos 1000 anos, a taxa aumenta em uma ordem de magnitude.

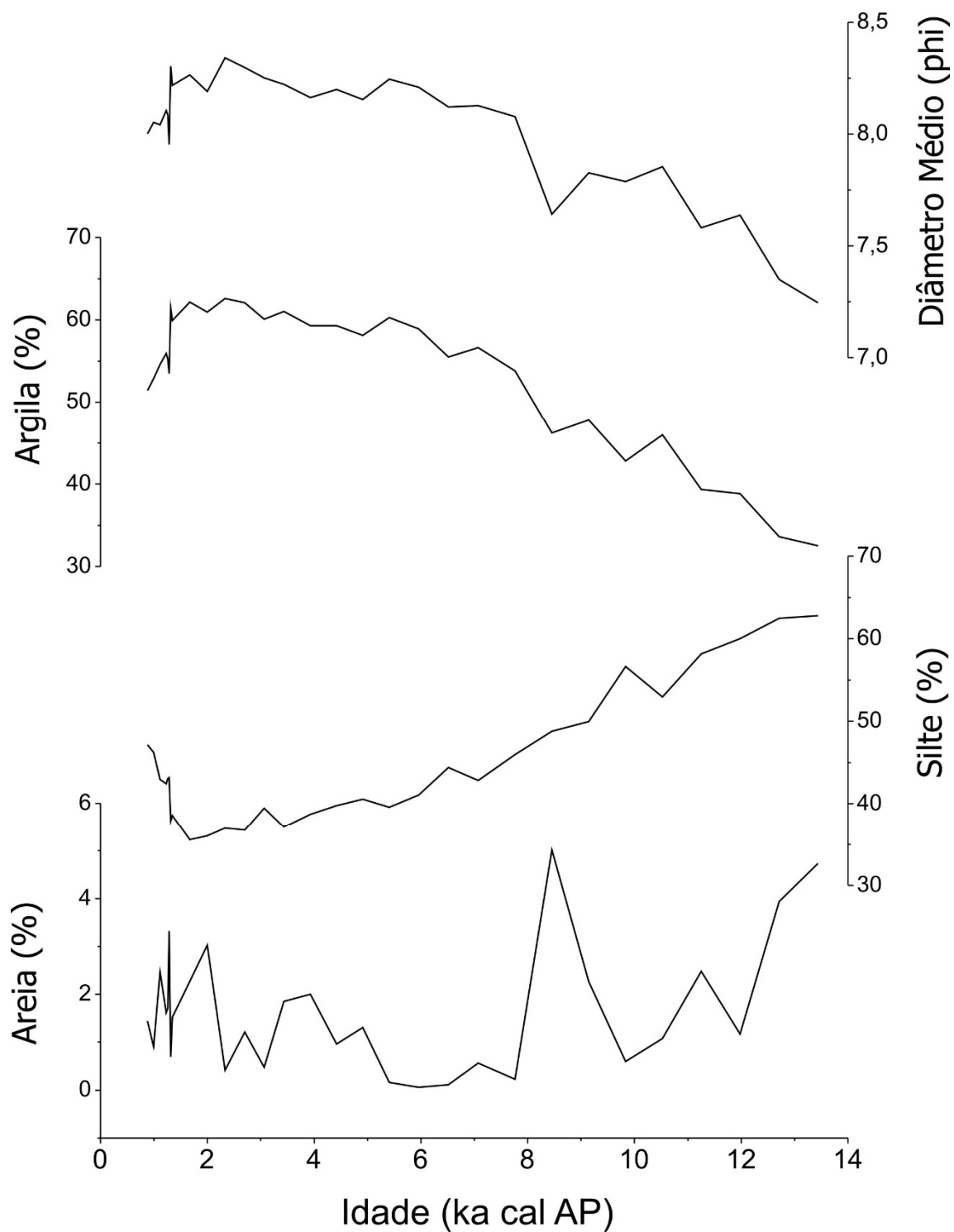
Todas as amostras foram submetidas a análises de granulometria, Difratomia de Raios X (DRX), Fluorescência de Raio X (FRX), diatomáceas, contagem de micropartículas carbonizadas e isótopos estáveis de C e N da matéria orgânica total

(detalhes no item 7). Os indicadores de mudanças ambientais derivados dessas análises foram divididos em dois grupos. O primeiro, chamado de “indicadores geológicos”, abarca as análises granulométricas, a determinação de argilominerais por DRX e a quantificação de elementos químicos por FRX. Nesse grupo, é avaliada a influência da precipitação no intemperismo e na capacidade de transporte dos corpos de água, refletida na granulometria e composição químico-mineralógica do material depositado no lago. O segundo grupo, chamado de “indicadores biológicos”, abrange os dados de diatomáceas, contagem de partículas de carvão de diferentes classes de tamanho e isótopos estáveis da matéria orgânica. Nesse grupo, é avaliada a influência da precipitação na profundidade e persistência da coluna de água do lago, bem como a resposta da vegetação de seu entorno.

## **4.1. Evidências geológicas**

### **4.1.1. Circulação e fluxo de água no lago**

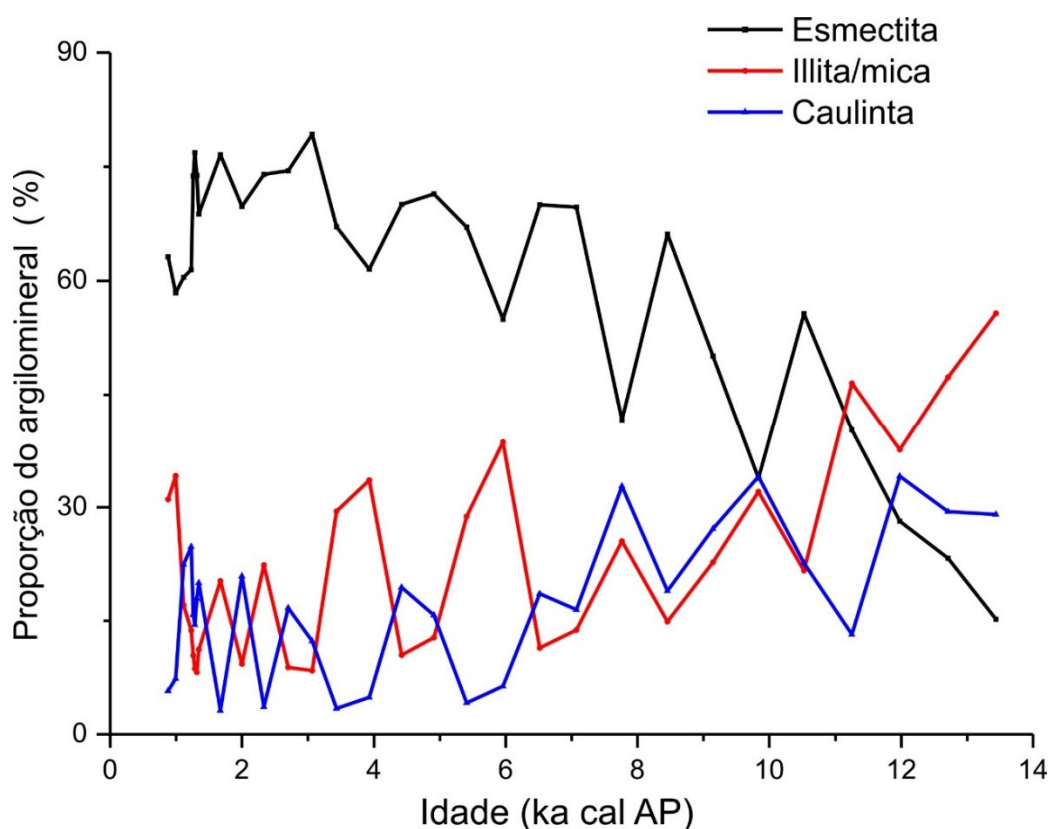
De modo geral, a variação granulométrica encontrada nas amostras é influenciada essencialmente pela relação entre silte e argila, já que a proporção máxima de areia é de apenas 5% (Figura 16). A concentração de argila aumenta de modo acentuado até cerca de 6 ka cal AP seguindo-se período de aumento mais suave até cerca de 2 ka cal AP, quando se inicia fase de variações mais abruptas. O aumento da quantidade de argila pode ser atribuído à redução da circulação e/ou vazão da água nas drenagens, o que, por sua vez, estaria ligado a diminuição na precipitação. Apesar da sua baixa concentração, a areia pode ser um importante indicador de intensidade das chuvas, uma vez admitido que para transportar essa faixa granulométrica a partir da área fonte a energia do fluxo deve ser maior. Em padrão inverso à argila, a areia apresenta fase de queda, seguida por fase estável de baixa ocorrência e, depois, por período de maior variabilidade no final do Holoceno. Assim, a chuva teria diminuído gradativamente do começo para o meio do Holoceno, o que resultaria em período mais seco seguido por momento (após 2 ka AP) de maior variabilidade climática, com secas e cheias mais frequentes. Não pode, porém, ser descartada, também aqui, a hipótese de influência do “paradoxo da taxa de sedimentação” no resultado. De acordo com esta hipótese, as mesmas oscilações climáticas podem ter ocorrido também antes de 2 ka AP; porém, sob maior probabilidade de abrangência de eventos de erosão, a preservação do registro destas oscilações antes de 2 ka AP estaria prejudicada.



**Figura 16:** A granulação dos sedimentos estudados na Lagoa dos Porcos é dominada por silte e argila, cuja relação determina o diâmetro médio das amostras. A concentração de areia não passa de 5%, mas seus picos de máxima poderiam indicar eventos de maior energia possivelmente relacionados a aumento na precipitação.

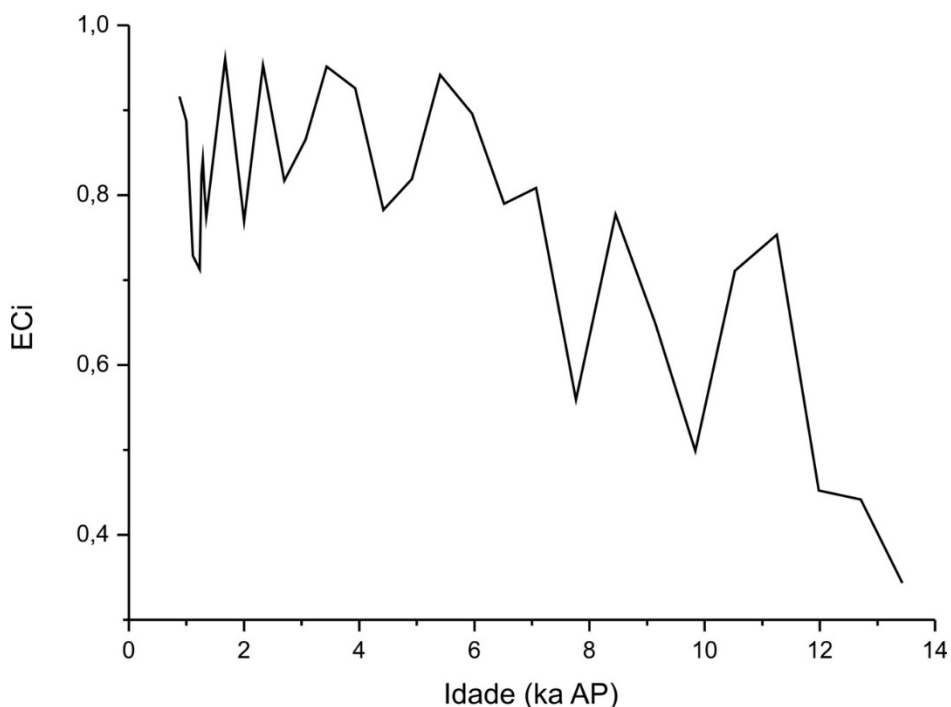
#### 4.1.2. Intemperismo e formação de solos

A partir da DRX feita somente na fração argilosa dos sedimentos ( $< 2\mu\text{m}$ ), foram identificados e quantificados (Biscaye, 1965) argilominerais de três grupos principais: esmectita, caulinita e illita/mica (Figura 17).



**Figura 17:** Variação dos grupos de argilominerais na fração granulométrica argila ( $< 2\mu\text{m}$ ) ao longo do período estudado no registro sedimentar da Lagoa dos Porcos. A esmectita (linha preta) torna-se progressivamente mais bem representada e ultrapassa 60% da amostra por volta de 6 ka cal AP.

A esmectita é o grupo de argilomineral com maior amplitude de concentração ao longo do tempo, de 15 até cerca de 75%, e, por isso, é aquele que determina a tendência geral das curvas de variação observadas na Figura 12. Como não foi possível separar illita de mica pelo método adotado de quantificação por DRX (maiores detalhes no item 7.7), estes dois minerais foram quantificados indiferenciadamente, o que reduz o significado do resultado em termos de interpretação climática. Por se tratar de porcentagens de um todo, existe auto-correlação entre os três grupos de argilominerais identificados, isto é, não é possível um valor variar sozinho; pelo menos um outro valor deve variar junto. Para diminuir o efeito de auto-correlação, calculou-se o índice ECI (Figura 18), correspondente ao valor da esmectita dividido pela soma esmectita+caulinita (maiores detalhes no item 7.7).

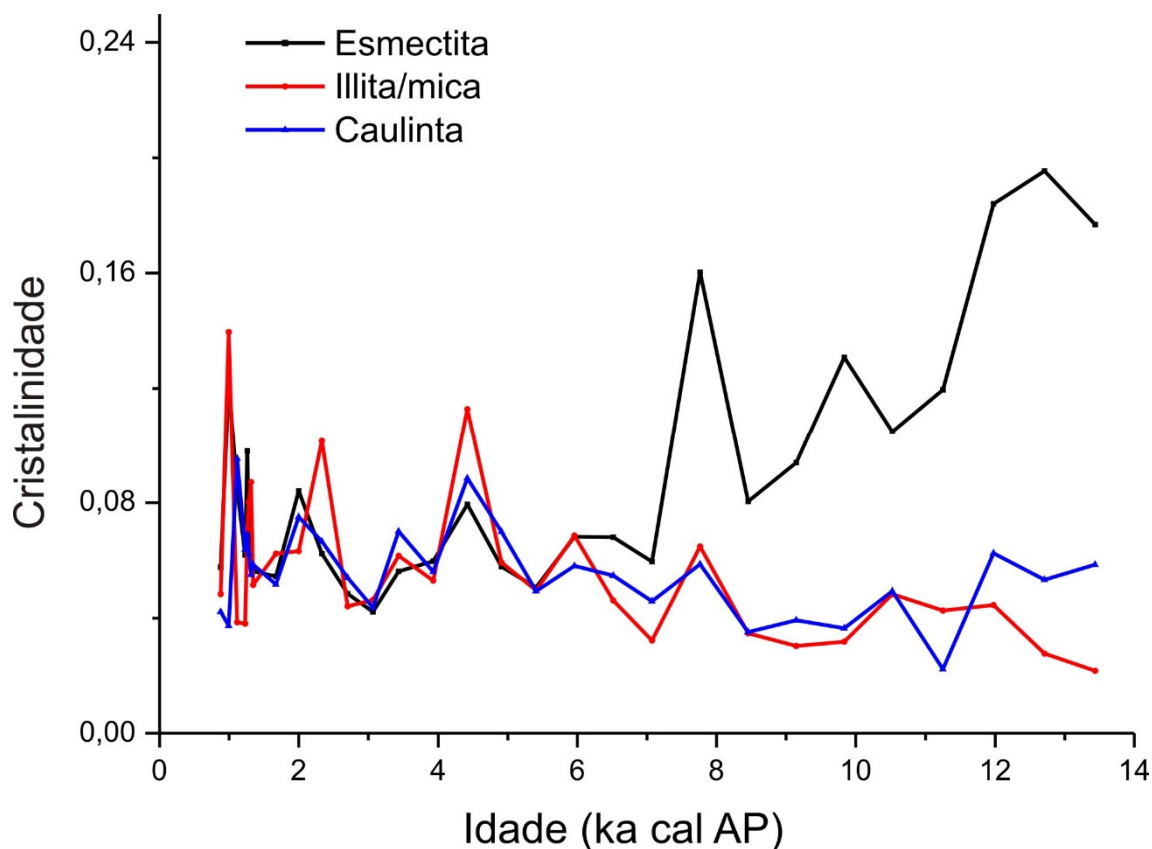


**Figura 18:** Variação no tempo do índice ECI (esmetita / (esmetita+caulinita)), calculado para diminuir o efeito de auto-correlação entre os grupos de argilominerais identificados e quantificados por DRX.

A proporção de esmetita aumenta até cerca de 6 ka cal AP, enquanto a de caulinita e illita/mica diminuem. Dentre os argilominerais encontrados, caulinita é o único de folheto 1:1 e sem cátions interfoliares, portanto o mais compatível com elevada lixiviação geoquímica de cátions alcalinos e alcalinos terrosos e de sílica e, portanto, o último a ser formado no perfil de alteração (Degens, 1965). Já esmetita é o mineral 2:1 com características de expansibilidade mais acentuadas, propiciadas pela disponibilidade de cátions solvatados, o que permite interpretar favorecimento em momentos de menor precipitação (Degens, 1965). Assim, a camada basal da sucessão estudada (14 a 6 ka cal AP), rica em caulinita, representaria fase de lixiviação mais efetiva na rocha fonte e, portanto, de precipitação maior e/ou mais persistente, com maior desenvolvimento de perfil de solo na área fonte; a camada do meio (6 a 2 ka cal AP), mais rica em esmetita, corresponderia a fase de precipitação menor e/ou menos persistente. A camada superior (2 ka cal AP em diante) representaria momento de maior variabilidade, relacionado ou a mudanças frequentes na precipitação ou ao efeito do “paradoxo da taxa de sedimentação”, neste segundo caso sem significado paleoclimático.

A diminuição na cristalinidade da esmetita e na proporção de caulinita ao longo do tempo (Figura 19) poderia indicar menor desenvolvimento dos perfis de solo e,

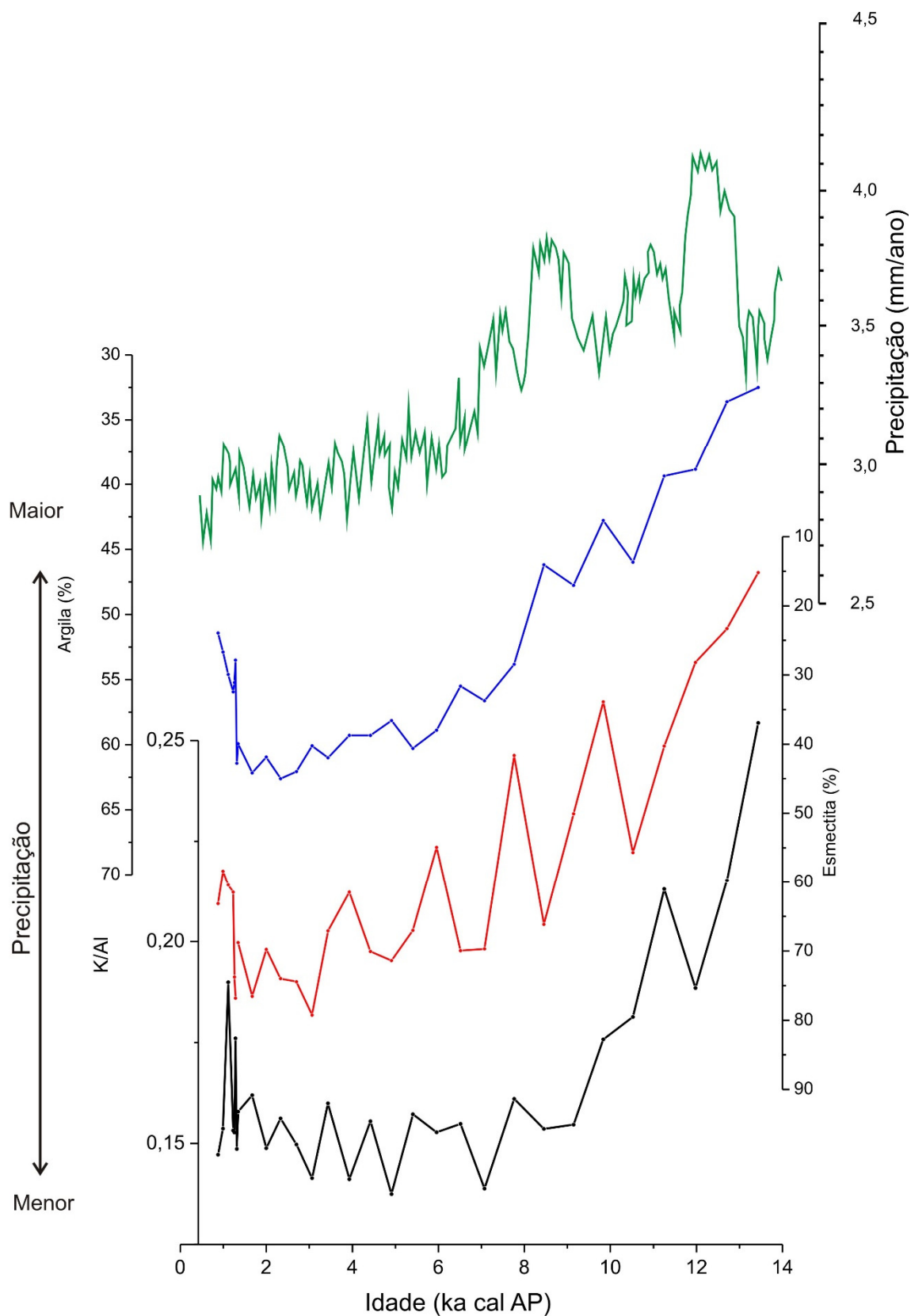
portanto, redução na quantidade e/ou persistência das chuvas. A cristalinidade da esmectita dependeria do tempo disponível para a formação e desenvolvimento do mineral ao longo do processo de intemperismo, que por sua vez dependeria da disponibilidade de água no solo.



**Figura 19:** A cristalinidade da esmectita é a que sofre maior variação (redução no tempo), provavelmente ligada a mudanças (diminuição) no grau de desenvolvimento dos perfis de solo.

#### 4.1.2. Composição química

Tanto a variação da granulometria quanto da mineralogia poderia, em tese, afetar também a composição química das amostras, o que permitiria criar um indicador climático baseado na variação da composição química dos sedimentos. Nesse sentido, razões elementares como K/Al foram elaboradas com base nos elementos químicos maiores identificados por FRX nas amostras brutas (maiores detalhes no item 7.6). No contexto estudado, o K seria mais presente em feldspatos e micas e o Al seria mais abundante em argilominerais, estes com concentração preferencial nas granulações mais finas. Dessa maneira, razões K/Al altas estariam ligadas a maior diâmetro médio e, portanto, maior precipitação (Figura 20).



**Figura 20:** A comparação entre os principais indicadores geológicos e o modelo climático Syntrace (linha verde) mostra boa correspondência, com redução gradativa da precipitação até cerca de 6 ka cal AP, seguida de relativa estabilidade em condição de precipitação baixa. (Indicadores de baixo para cima: K/Al – linha preta; Teor de esmectita – linha vermelha; Teor de argila – linha azul).



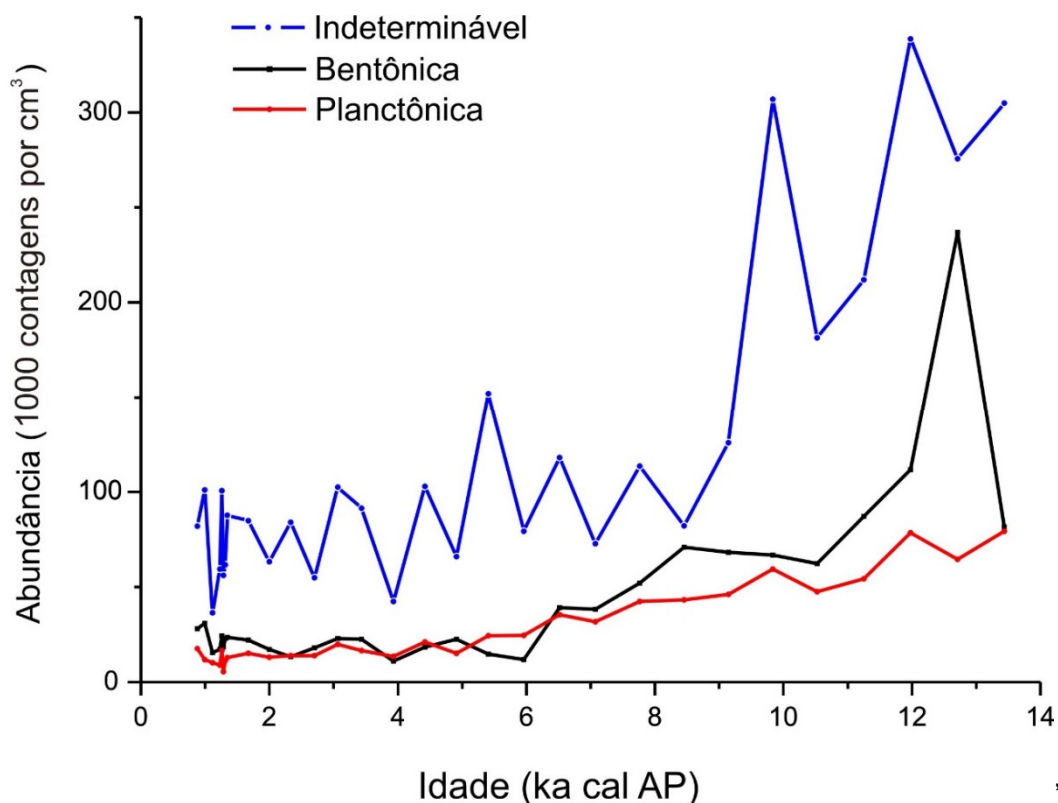
Apesar de terem resolução inferior à do modelo climático, os principais indicadores utilizados nos sedimentos da Lagoa dos Porcos possuem boa correspondência com ele (Figura 20), permitindo assim assumir sua validade para a região do semiárido no Piauí. No modelo climático, nota-se significativa redução na precipitação (cerca de 25%), com muita oscilação em função de eventos globais (YD e Eventos Bond), de 14 até 6 ka cal AP, após o que se atinge um patamar de pouca variação e precipitação reduzida, mantido constante até os dias atuais. Seria então por volta de 6 ka cal AP o momento de instalação do semiárido na região, pela última vez. Calcretes interpretados como vadosos e, portanto, formados em solos com elevada taxa de evaporação e variação do nível freático (Fiorini *et al.* 2012) foram encontrados em meio a porção basal da camada de argila (13,4 ka cal AP). A idade  $^{14}\text{C}$  AMS desses calcretes, cerca de 5 ka cal AP, reforça a ideia de que o semiárido teria se instalado na região após cerca de 6 ka cal AP.

## **4.2. Evidências biológicas**

### **4.2.1. Persistência e profundidade dos corpos d'água**

Diatomáceas são carapaças silicosas formadas tanto por algas planctônicas quanto bentônicas. Abrangem gêneros e espécies que habitam nichos específicos, como o *Cyclotella*, que só aparece em corpos de água razoavelmente profundos (mais de 1 m de profundidade); e também gêneros e espécies mais flexíveis ou tolerantes quanto ao nicho ecológico, como o *Eunotia*, que habita desde águas profundas (metros de profundidade) até águas rasas (centímetros de profundidade) e até solos ricos em umidade (Round *et al.*, 1990). Dessa forma, a distinção de diferentes espécies no registro sedimentar da Lagoa dos Porcos permite recuperar informações valiosas sobre a evolução ambiental deste lago efêmero. O registro de diatomáceas planctônicas é dominado pelo gênero *Cyclotella*, enquanto *Eunotia*, seguido de *Pinnularia*, domina dentre os bentônicos. Esses dois gêneros bentônicos são epifíticos, ou seja, crescem sobre algum substrato, seja ele rochoso ou de macrófitas (Round *et al.*, 1990). No registro da Lagoa dos Porcos, a abundância das diatomáceas, tanto as planctônicas quanto as bentônicas, e mesmo as indetermináveis, diminui no decorrer dos últimos 14 ka (Figura 21). As diatomáceas classificadas como indetermináveis correspondem a fragmentos, cuja identificação em nível de gênero ou espécie não foi possível. A redução de sua concentração com o passar do tempo poderia ser explicada pela diminuição da

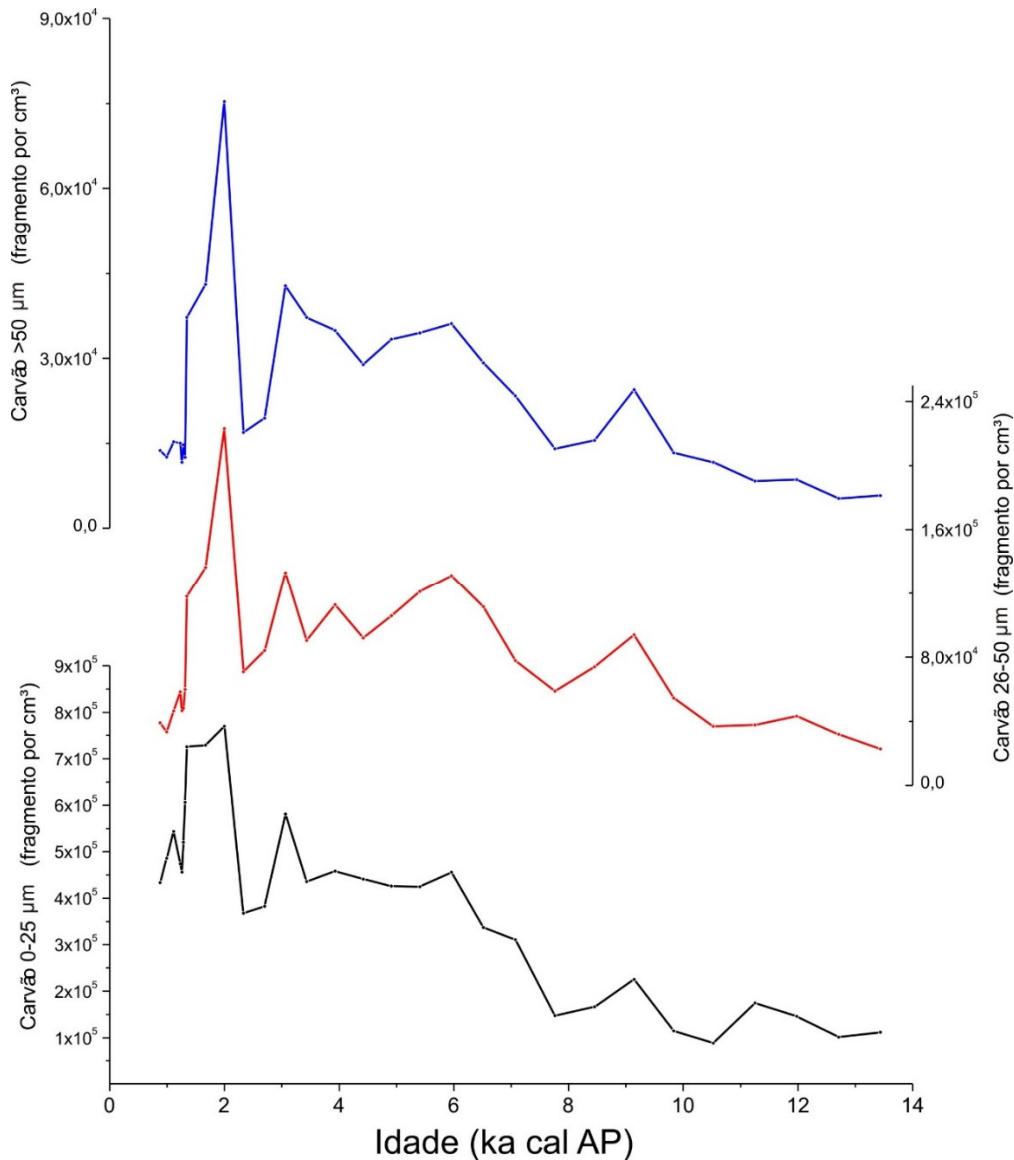
quebra mecânica das frústulas, e, por extensão, pela redução da energia de transporte sedimentar dentro do lago.



**Figura 21:** Comparação entre abundância de diatomáceas planctônicas, bentônicas e indetermináveis (fragmentos).

#### 4.2.2. Incêndios

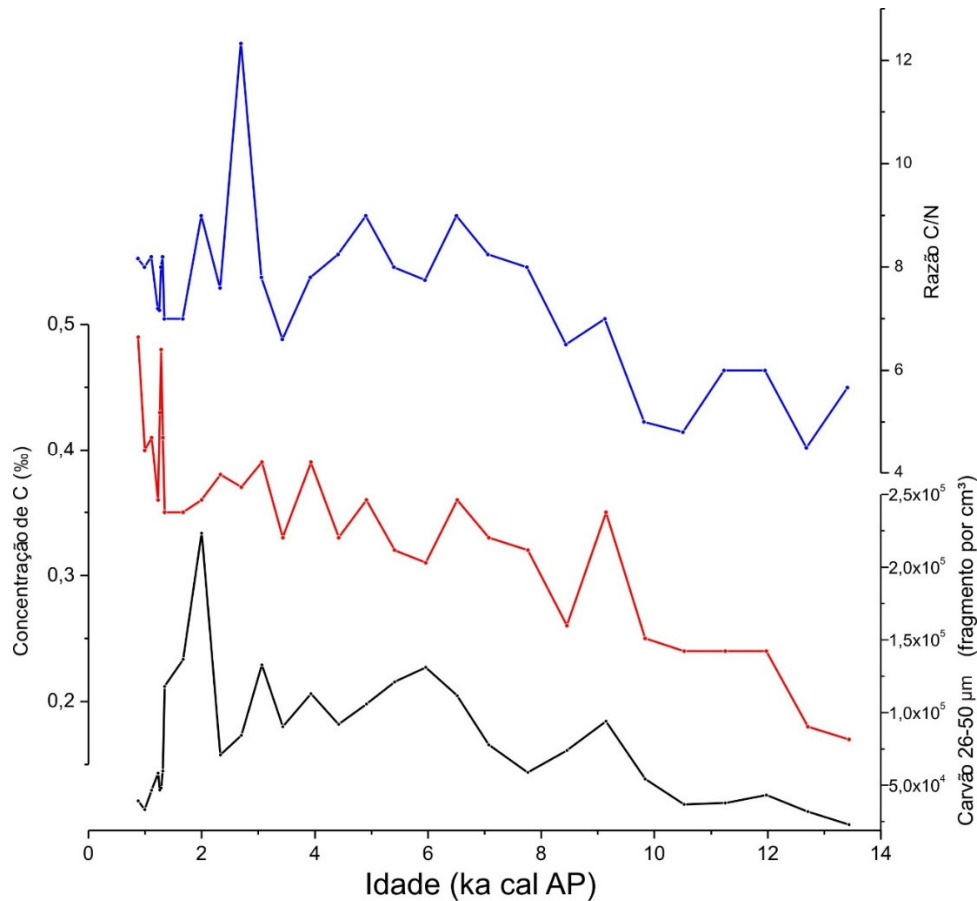
Foram contadas micropartículas carbonizadas maiores que  $50\mu\text{m}$ , indicativas de incêndios locais, e entre  $0$  e  $50\mu\text{m}$ , preferencialmente ligadas a incêndios regionais (Tolonen 1986), ambos possivelmente desencadeados por fatores climáticos e/ou antrópicos (Figura 22). A quantidade de micropartículas aumenta ao longo do Holoceno em todas as classes de tamanho analisadas, o que indicaria diminuição na precipitação e/ou aumento na duração das épocas de seca. Novamente aparece grande flutuação nos últimos milênios, possivelmente atribuída a maior variação climática com secas mais severas que explicariam mais incêndios. No entanto não se pode descartar o efeito do paradoxo da taxa de sedimentação.



**Figura 22:** A variação da concentração de micropartículas carbonizadas mostra padrão semelhante nas diferentes classes granulométricas, com aumento ao longo de grande parte do Holoceno e grande variação após 2 ka cal AP.

#### 4.2.3. Fonte da matéria orgânica

Na literatura, razões C/N abaixo de 10, como as francamente dominantes no registro sedimentar da Lagoa dos Porcos (Figura 22), são atribuídas à matéria orgânica predominantemente aquática (Meyers e Terranes, 2001), mais rica em N. No entanto, o aumento nos valores da razão C/N ao longo do Holoceno sugere influência crescente de material terrestre (Figura 23) e/ou diminuição da produtividade biológica no lago. Como tanto a quantidade de carbono orgânico quanto a de micropartículas de carvão aumentam junto com a razão C/N (Figura 23), o incremento na chegada de material terrestre, incluindo o próprio carvão, parece ser o fator predominante para a variação desta razão.

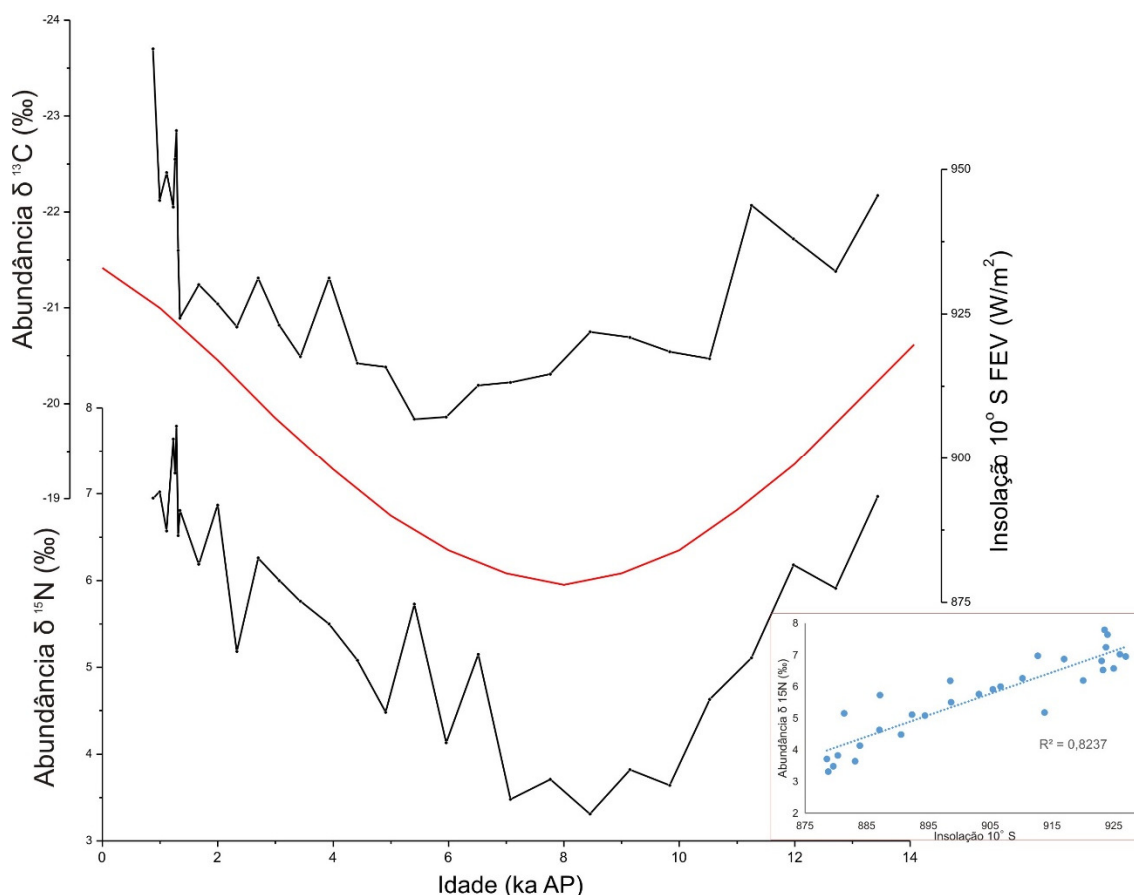


**Figura 23:** Comparação entre razão C/N (azul) e concentração de C (vermelho) e micropartículas carbonizadas (preto). Aparentemente, o aumento na chegada de carvão determina a elevação tanto da concentração absoluta de C quanto da razão C/N.

Assim, os isótopos presentes na matéria orgânica seriam mais afetados por variações ligadas aos organismos aquáticos no início do Holoceno, enquanto entre 6 e 2 ka cal AP haveria maior influência de restos vegetais terrestres. Esse comportamento explicaria a diferença encontrada entre as curvas de  $\delta^{15}\text{N}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  para o Holoceno médio (Figura 24), momento de maior concentração de carvões, e poderia indicar menor ocorrência/permanência de água no lago, uma vez que a quantidade relativa de MO atribuída a organismos aquáticos diminui nesse momento (maior razão C/N).

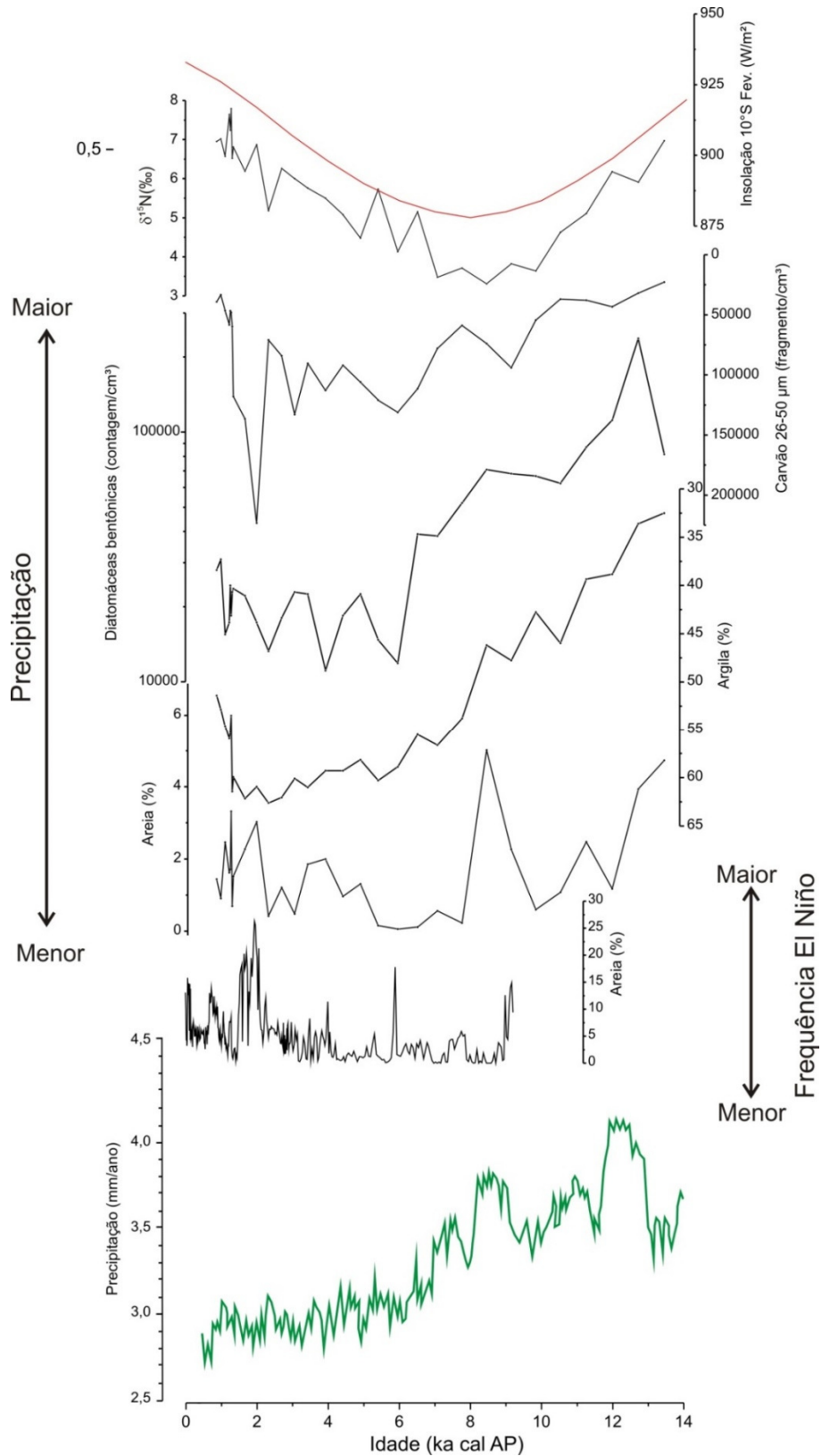
O  $\delta^{15}\text{N}$  é o único indicador que varia perfeitamente em fase com a insolação de fevereiro em  $10^\circ\text{S}$  ( $R^2=0,82$ ). Isso sugere que este indicador não responde exatamente à precipitação em si, mas talvez diretamente à insolação (Figura 24). O mecanismo para explicar essa variação ainda não está claro, mas poderia estar correlacionado à duas hipóteses não excludentes. A primeira seria que a fixação, por bactérias, de N atmosférico ( $\delta^{15}\text{N}=0$ ) no solo seria tão mais intensa quanto maior sua exposição em momentos de seca, o que explicaria a diminuição no valor do  $\delta^{15}\text{N}$  no registro da Lagoa dos Porcos. A segunda hipótese baseia-se na ideia que o ciclo do N está ligado à

formação do  $N_2O$  por bactérias nitrificantes e sua decomposição na estratosfera pela interação com a luz ultravioleta (UV). O fracionamento do  $N_2O$  atmosférico pelo UV gera enriquecimento em  $^{15}N$  (Zhang et al 2000), portanto seria razoável supor maior fracionamento do  $N_2O$  em momentos de maior insolação e, conseqüentemente, aumento no valor do  $\delta^{15}N$ .



**Figura 24:** Abundância de  $\delta^{15}N$  (curva inferior) e  $\delta^{13}C$  (curva superior) comparadas com a insolação de fevereiro em  $10^\circ S$ . Notar excelente correlação linear ( $R^2= 0,82$ ;  $\alpha < 0,01$ ) entre insolação e  $\delta^{15}N$  (Retângulo vermelho, canto inferior direito).

A comparação entre os principais indicadores propostos mostra boa correspondência com o modelo climático *Syntrace* (Figura 25) e sugere que o semiárido teria se instalado por volta de 6 ka AP, quando ficaria favorecido, portanto, o desenvolvimento da Caatinga na região. A maior variabilidade encontrada nos indicadores para o final do Holoceno poderia ser fruto não somente do efeito do “paradoxo da taxa de sedimentação”, mas também, do aumento da influência de eventos El Niño, cuja frequência admite-se ter aumentado no mesmo período (Moy et al. 2002 e Conroy et al. 2008).



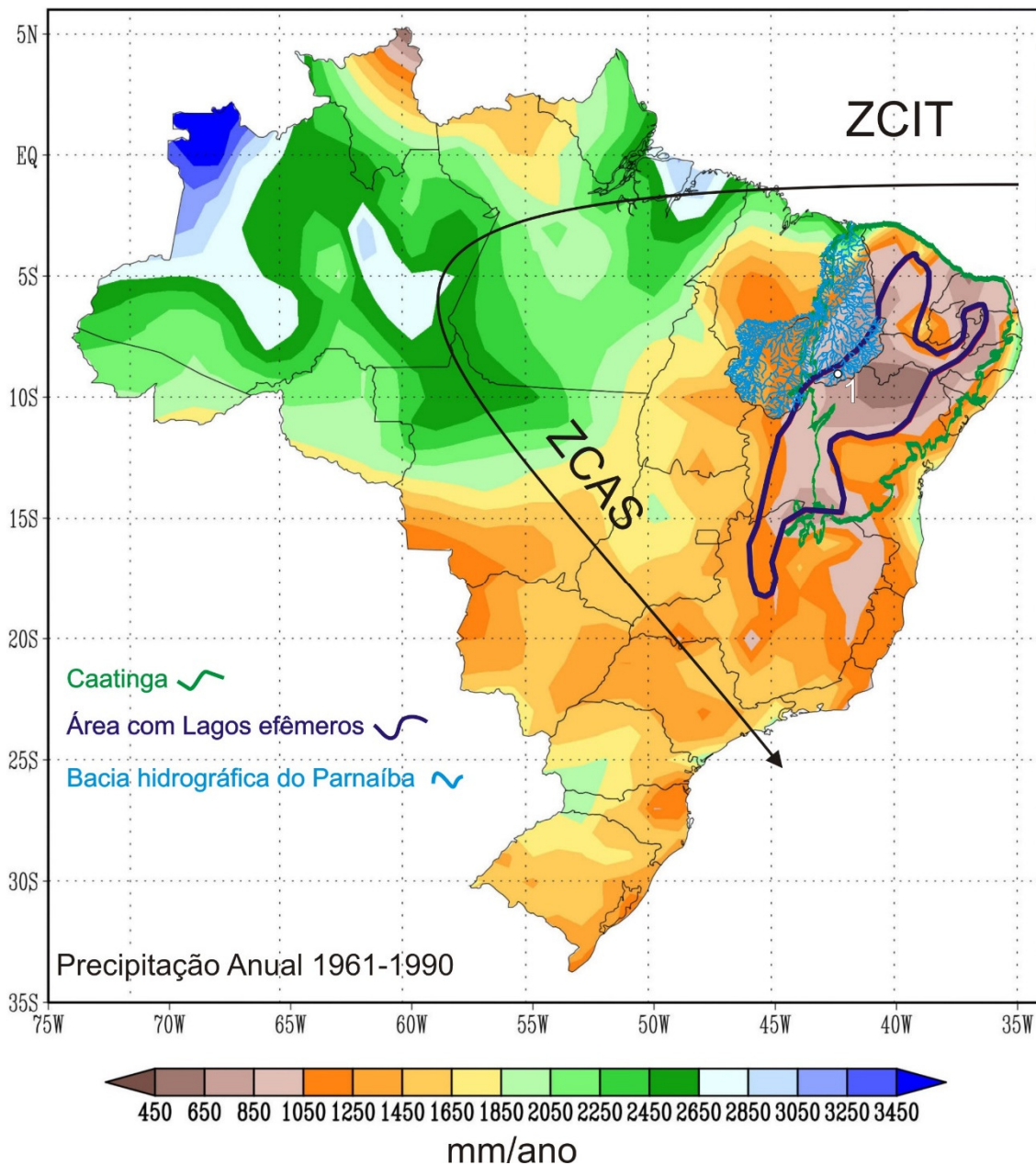
**Figura 25:** Comparação entre os principais indicadores estudados e os dados do modelo climático *Syntrace* (linha verde), intensidade de El Niño em Galápagos (porcentagem de areia, Conroy *et al.* 2008). A maior variabilidade encontrada nos indicadores para o Holoceno tardio poderia ser reflexo do aumento de frequência de eventos El Niño e/ou do efeito do “paradoxo da taxa de sedimentação”.

## **5. Testemunhas continentais de um passado chuvoso**

A região do semiárido nordestino passou por grandes variações climáticas ao longo do Quaternário tardio. Registros considerados indicadores de paleoprecipitação mostram períodos chuvosos com precipitação anual duas vezes superior aos valores medidos em estações meteorológicas nas últimas décadas (itens 3. e 4.). Por ser esparsa, a vegetação do sertão (Caatinga) oferece pouca proteção ao solo e, portanto, favorece a remodelagem do relevo em momentos de elevada precipitação. Duas transformações principais, induzidas pela variação na precipitação no Quaternário tardio, serão abordadas separadamente nos tópicos a seguir. A primeira corresponde à formação e evolução (preenchimento) dos lagos efêmeros, como a Lagoa dos Porcos (item 4.), e a segunda corresponde a modificações sofridas pelas drenagens da região do PNSC e do médio e baixo rio Parnaíba.

### **5.1. Lagos efêmeros**

Os lagos efêmeros foram inicialmente descritos na região do PNSC. Podem ser caracterizados em planta como feições alongadas, arredondadas e de dimensões inferiores a 1 km. A espessura do pacote sedimentar que preenche esses lagos costuma ser de cerca de um a dois metros mas em alguns casos chega a cerca de dez metros. Eles acumulam água durante os meses de chuva, quando a lâmina d'água pode atingir cerca de dois metros (informação de moradores locais a respeito da Lagoa dos Porcos), mas atualmente passam a maior parte do ano secos. Posteriormente, lagos com as mesmas características também foram reconhecidos por imagem de satélite em outros locais do Brasil. Com cerca de 406.000 km<sup>2</sup>, a área coberta por essa feição geomorfológica cobre parcela considerável do território nacional (5%) e coincide, em grande parte, com a ocorrência do semiárido e da Caatinga (Figura 26).

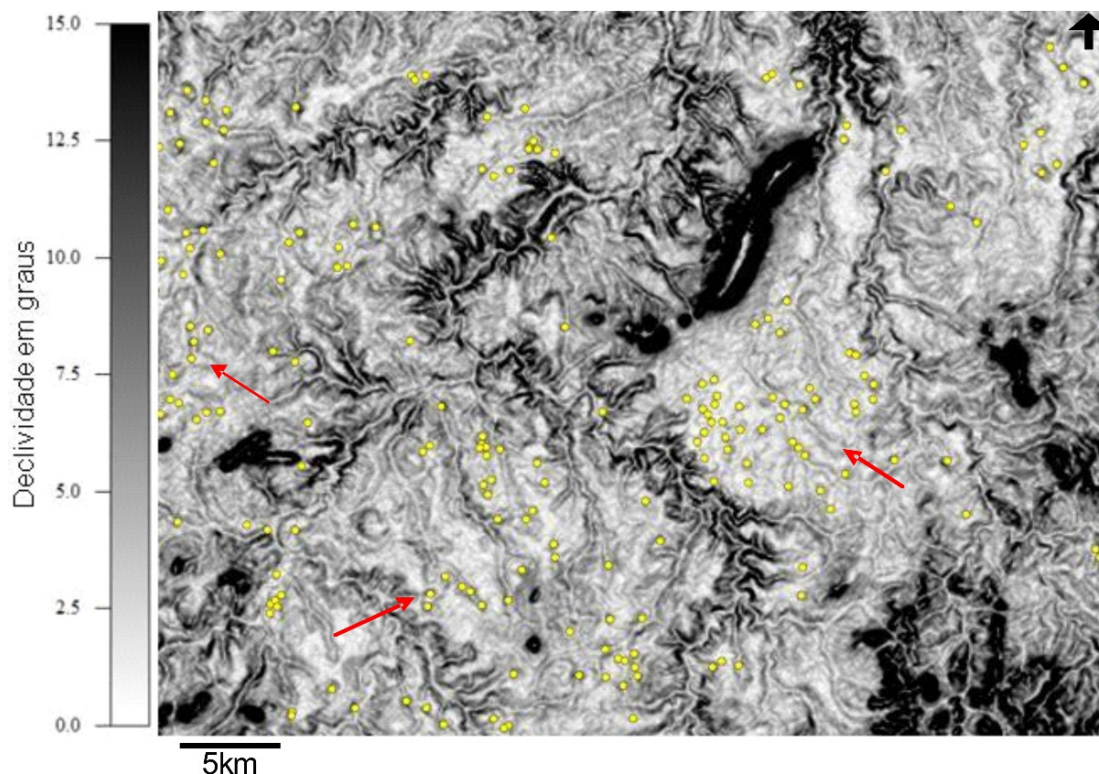


**Figura 26:** A área de ocorrência dos lagos efêmeros (linha azul) coincide em grande parte com o semiárido (precipitação inferior a 850 mm/ano) e com o bioma Caatinga (linha verde).

Em escala de maior detalhe, a ocorrência dos lagos efêmeros está intimamente ligada ao relevo, como observado nos arredores do PNSC, onde a densidade de lagos mais elevada é encontrada nas regiões de declive médio inferior a 0,5°; para declives entre 0,5 e 1°, a densidade dos lagos diminui, e, acima de 1° de inclinação média, sua ocorrência torna-se rara. O mapa de declividade dos arredores da serra do Cavaleiro (Figura 27), município de São Lourenço do Piauí (vizinho a sudeste de São Raimundo Nonato), ilustra bem esta relação entre a maior densidade de ocorrência dos lagos em



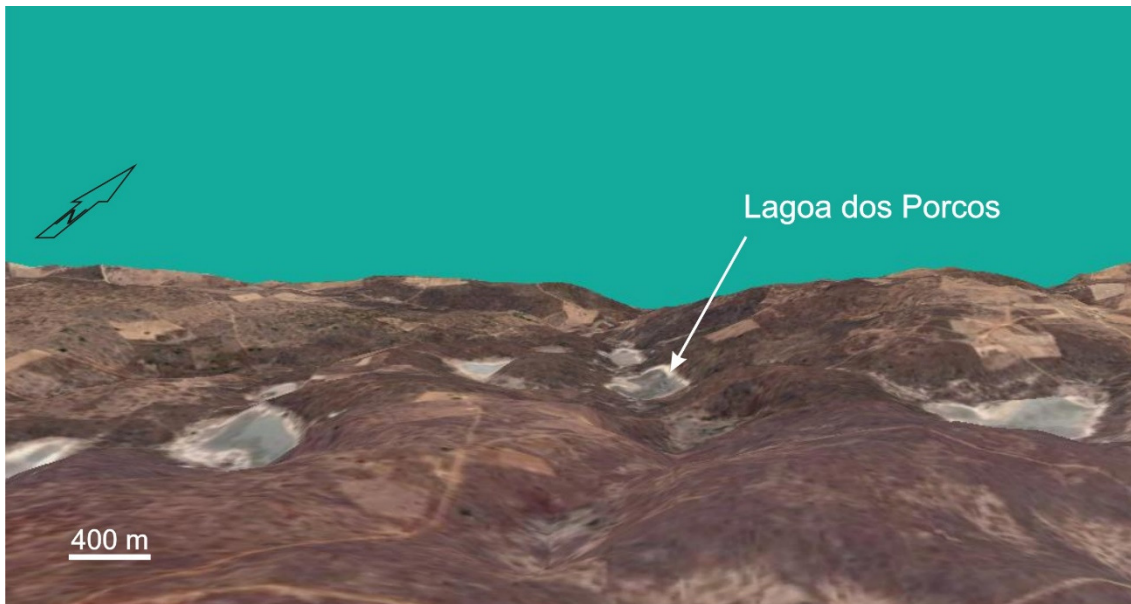
locais com o relevo plano. Neste mesmo mapa (Figura 27) também é possível notar a ocorrência de lagos inseridos na rede de drenagem atual.



**Figura 27:** Mapa de declividade para a região de São Lourenço do Piauí. Quanto mais clara a cor, mais plana é a região representada. Os pontos amarelos indicam a presença de lagos e as setas vermelhas destacam locais onde os lagos estão nitidamente inseridos nas drenagens. Observa-se que a maior densidade de lagos está nas áreas mais planas (declividade inferior a 1°).

O eixo maior dos lagos é normalmente alinhado com a direção das drenagens, sendo frequente também a ocorrência de sucessivos lagos ao longo da mesma drenagem, como é o caso da Lagoa dos Porcos (Figura 28).

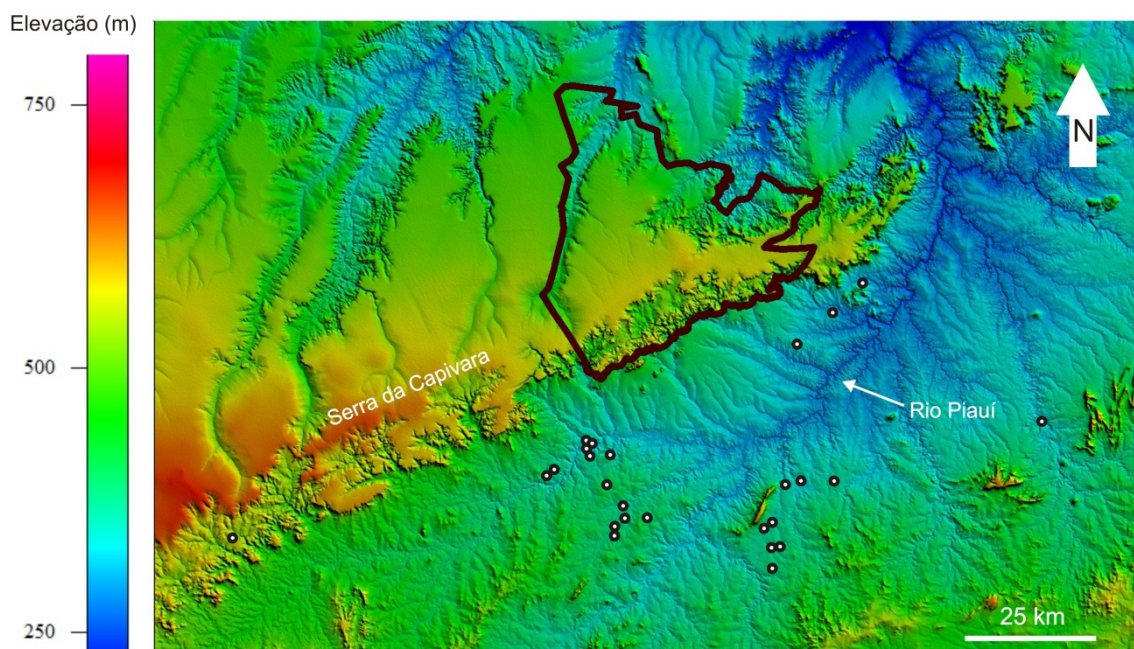
As relações espaciais entre os lagos e a rede de drenagem, como o alinhamento do eixo maior e a sucessão de lagos alinhados, sugerem ligação entre a formação dos lagos e a evolução das drenagens. Para investigar essa ligação, foram efetuados trabalhos de campo, com análise de fácies e coletas de amostras, conforme exposto a seguir.



**Figura 28:** Modelo de relevo tridimensional do entorno da Lagoa dos Porcos (destacado pela seta branco), com exagero vertical de 10x. Os lagos são alongados e estão inseridos em pequenos vales.

### 5.2.1. Análise de fácies

Ao todo, foram estudados por meio de escavação de poços manuais 26 lagos (arquivo com nomes e localização dos pontos no Anexo 2), dentre os quais 16 encontram-se nitidamente inseridos em drenagens atuais (Figura 29).



**Figura 29:** Localização dos 26 lagos estudados, todos situados dentro da bacia hidrográfica do Parnaíba. A linha preta representa os limites do PNSC.

Ao todo, foram reconhecidas quatro fácies, ortocascalho com matriz arenosa, areia, lama arenosa com gretas e cobertura de cascalho, identificadas respectivamente pelos códigos OA, A, LAg e C. Elas encontram-se descritas a seguir e sintetizadas no Quadro 1 de acordo com suas principais feições diagnósticas e processos deposicionais interpretados.

A fácies OA caracteriza-se por cascalho clasto suportado, com matriz arenosa (Figura 30.D e Figura 31.A). Ocorre em geral na base das colunas, onde apresenta seixos angulosos, de gnaisse, e seixos arredondados, predominantemente de silixito. Possui quantidade significativa de lama quando subjacente à fácies lutácea (LAg), o que sugere tratar-se de finos infiltrados. Pode conter fósseis de animais da megafauna pleistocênica, desarticulados e concentrados em locais específicos, como é o caso da Lagoa dos Porcos, onde ocorrem ainda concreções carbonáticas interpretadas como calcretes (Fiorini *et al.*, 2012).

A fácies A compreende sedimentos essencialmente arenosos (Figura 30.C, Figura 31.A e Figura 31.B), de granulação geralmente média, mal a moderadamente selecionados, com eventual presença de cascalho em pequenas proporções (menores que 10%). Quando situada sob a fácies LAg, apresenta quantidade significativa de lama, provavelmente infiltrada a partir da camada superior (Figura 30.B). Em grandes profundidades e nas sucessões em que a fácies LAg não ocorre, apresenta menor quantidade de pelíticos, nestes casos possivelmente de origem diagenética. Na Lagoa do Adamastor, a fácies A contém clastos alongados de lama cinza escuro com mais de 20 cm de eixo maior (Figura 31.B). Pode apresentar manchas esverdeadas, nódulos ferruginosos e concreções carbonáticas de até 2 cm de diâmetro. Em alguns locais, apresenta concreções carbonáticas de forma cilíndrica, subverticais, com eixo maior entre 1,0 e 4,0 cm, cuja geometria e disposição espacial são sugestivas de rizoconcreções (formadas ao redor de raízes).

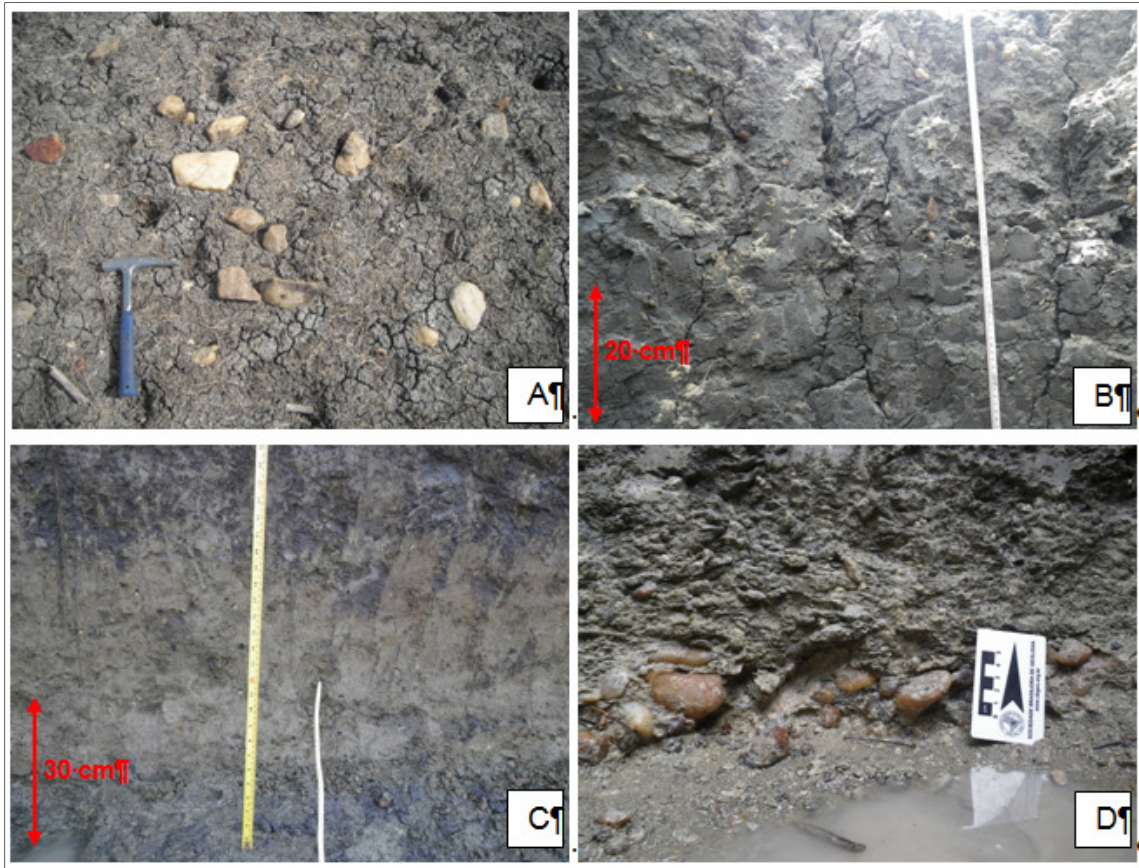
A fácies LAg é composta predominantemente por lama de coloração cinza escuro (Figura 30 A, B e C), com proporções variáveis de areia e pequena quantidade (menor que 5%) de cascalho. Comumente, apresenta gretas de contração com largura subcentimétrica a centimétrica e profundidade decimétrica. Interpreta-se que o cascalho presente nesta camada tenha-se infiltrado por estas gretas, a partir da camada superior (fácies C). Pode conter ainda concreções carbonáticas subesféricas, arredondadas ou não, com cerca de 2,0 cm de diâmetro.

A fácies C constitui cobertura de cascalho (Figura 30.A), composta por seixos e blocos, geralmente de quartzo de veio, silixito e gnaiss, podendo ocorrer também fragmentos de concreções ferruginosas. Os clastos encontram-se concentrados e/ou dispersos de maneira homogênea, em contato mútuo ou não.

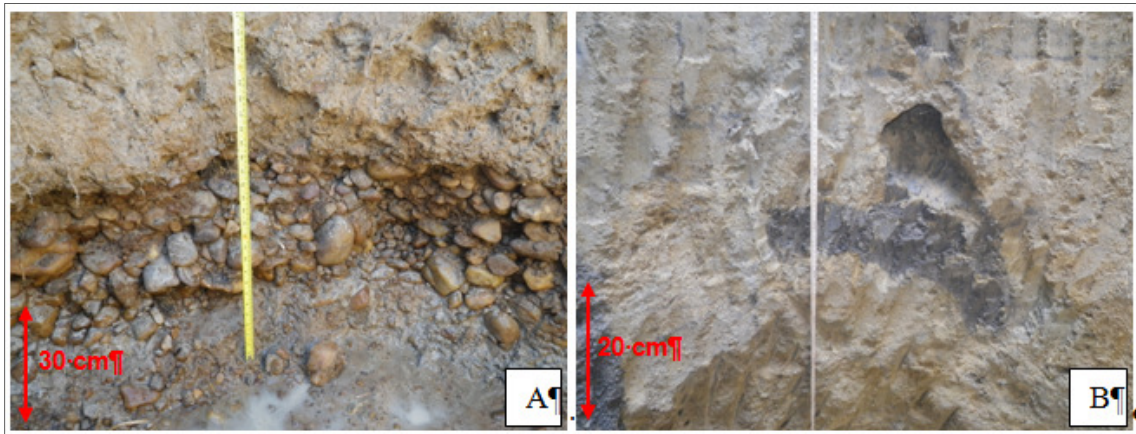
**Quadro 1:** Síntese das fácies sedimentares reconhecidas nos depósitos de lagos. Abaixo do código, encontra-se o número da figura ilustrativa referente à fácies. Na descrição das fácies os significados dos códigos são indicados nos parêntesis.

<b>Código (e figura ilustrativa)</b>	<b>Granulometria/feições diagnósticas</b>	<b>Processo deposicional interpretado</b>
C (Figura 30.A)	Cobertura (C) superficial de seixos e blocos em concentrações ou dispersos de maneira homogênea, em contato mútuo ou não	Enxurrada em lençol proximal, essencialmente cascalhoso, com quantidade subordinada de areia, posteriormente removida por infiltração para a camada subjacente
LAg (Figura 30.B)	Lama (L) cinza escuro com proporções variáveis de cascalho e areia (A) e gretas (g) de largura e profundidade centimétricas a decimétricas	Decantação de finos em corpo de água estagnado, seguido de gretação por exposição subaérea e preenchimento das gretas por areia e cascalho
A (Figura 30.C, 31.A e 31.B)	Areia (A) geralmente média, mal a moderadamente selecionada, com eventual presença de cascalho em pequenas proporções	Tração em barras fluviais
OA (Figuras 30.D e 31.A)	Ortocascalho (O) com matriz arenosa (A)	Tração em barras fluviais e depósitos residuais ( <i>lags</i> )

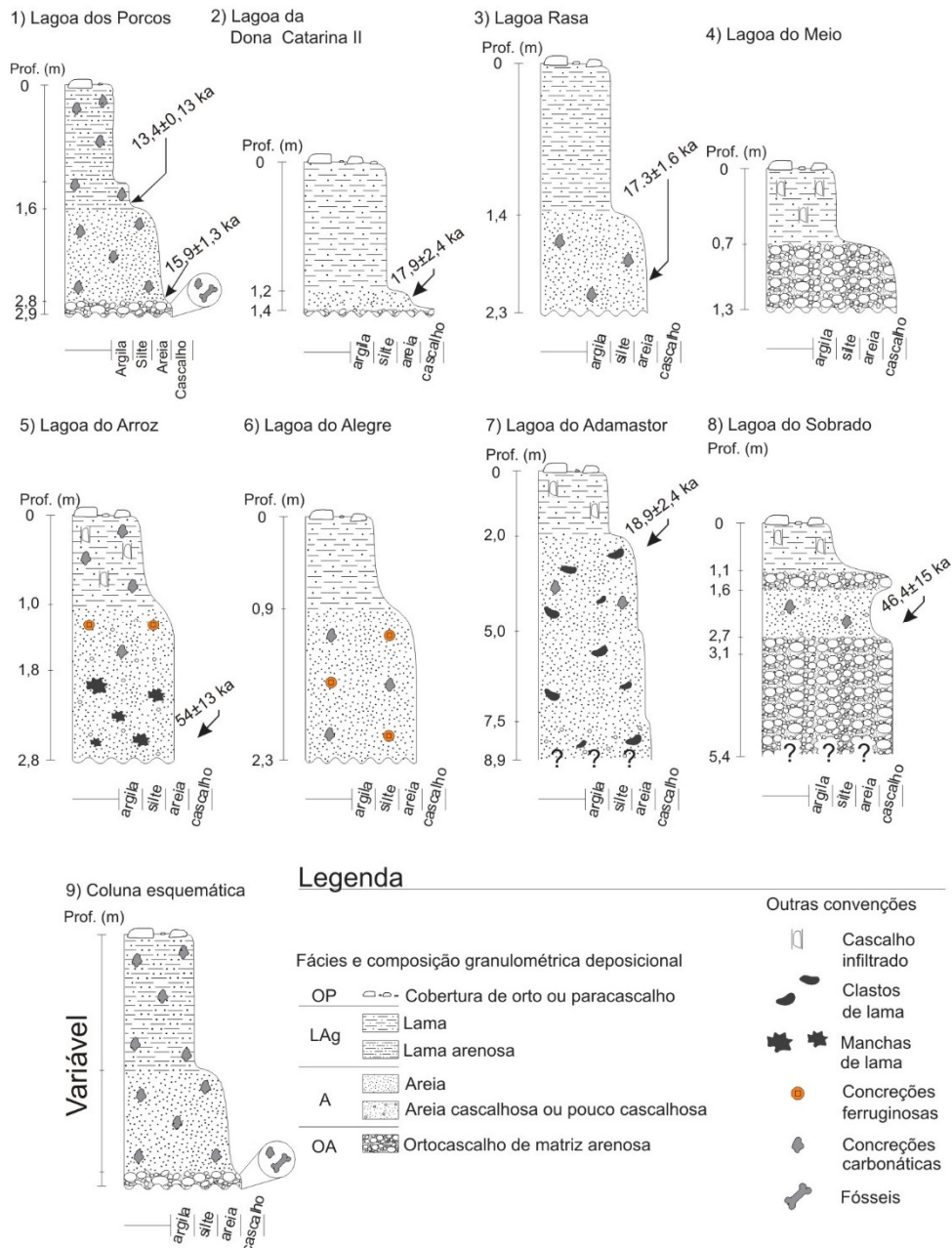
De forma geral, entre os lagos estudados, nota-se que a estratigrafia começa invariavelmente com uma camada arenosa ou cascalhosa, sobreposta ao embasamento cristalino. Nos depósitos estudados, a espessura desta camada varia de poucos centímetros (cerca de 10 cm) até poucos metros (cerca de 7 m). Acima desta camada basal, encontra-se material argiloso de coloração cinza escuro, em contato abrupto e com gretas de contração no topo, de até mais de 20 cm de profundidade. Esta argila pode conter pequena quantidade (até cerca de 10%) de areia e seixos dispersos, os quais teriam sido infiltrados pelas gretas. Exemplos de colunas estratigráficas levantadas, com camadas datadas, e uma síntese da estratigrafia recorrente na maioria dos lagos são apresentados na Figura 32.



**Figura 30:** Fácies sedimentares em diferentes lagoas da região da Lagoa dos Porcos. **A.** Fácies C sobre fácies LAg, Lagoa Rasa (vista em planta). **B.** Fácies LAg, Lagoa do Adamastor. **C.** Fácies A, Lagoa dos Porcos. **D.** Fácies OA, Lagoa da Dona Catarina II.



**Figura 31:** **A.** Fácies A sobre a fácies OA. Nesta sondagem, não foi observada a fácies LAg, o que pode justificar a menor quantidade de material pelítico em meio à areia das fácies A e OA, em comparação com outras sondagens. **B.** Fácies A, Lagoa do Adamastor, com destaque para clasto de lama alongado com mais de 20 cm de comprimento, no centro da figura.

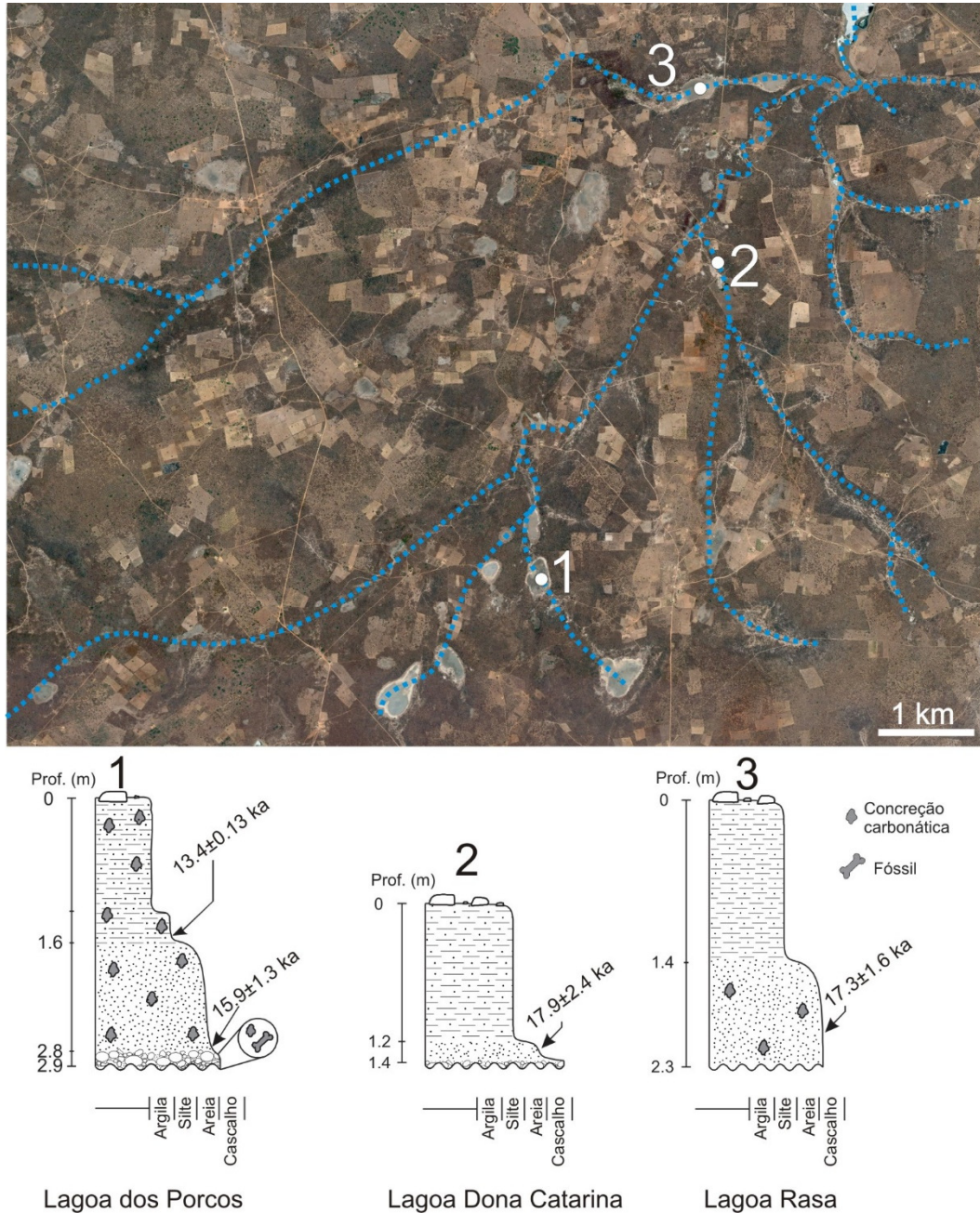


**Figura 32:** Exemplos de colunas estratigráficas com camadas datadas. As profundidades indicadas na coluna à esquerda marcam os contatos entre as fácies. A coluna esquemática (9) sintetiza a estratigrafia recorrente em todos (ou na grande maioria dos) os lagos estudados, com afinamento dos sedimentos para o topo.

### 5.2.2. Modelo de formação dos lagos e acumulação de ossos

Tanto a forma alongada de muitos dos lagos quanto a sua distribuição coincidente e ao longo da drenagem atual sugerem conexão pretérita entre eles, possivelmente como rios. Aliada a essa sugestão morfológica, a recorrência da estratigrafia, com base cascalhosa seguida por areia e coberta por lama, sugere que o período de existência da conexão entre os lagos na forma de sistemas fluviais estaria

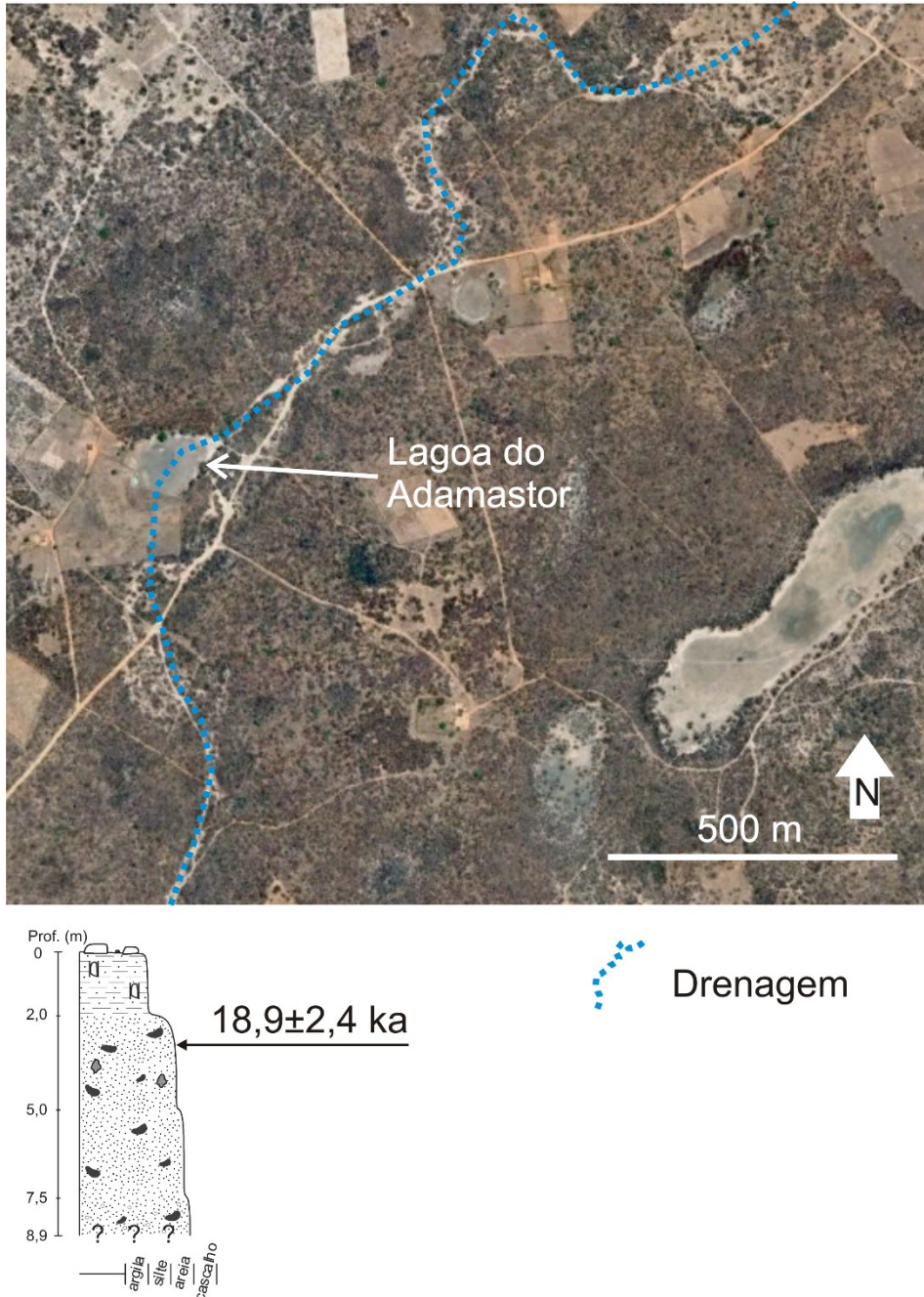
representado pelas camadas basais (fáceis AO e A). As idades de LOE obtidas para as fácies arenosas de três lagos situados na mesma rede de drenagem distribuem-se dentro de intervalo de tempo restrito (entre 15,9 e 17,9 ka), o que demonstra deposição simultânea e suporta a hipótese da existência deste sistema fluvial (Figura 33).



**Figura 33:** As idades LOE encontradas para a deposição da camada arenosa de três lagos situados na mesma rede de drenagem (linha azul traçada com base no relevo atual, item 7.1) apontam para a existência de um sistema fluvial na região durante o HS1.

O momento de deposição das camadas basais destes três lagos coincide com o evento climático HS1 (entre 15 e 18 ka), quando o aumento de mais de duas vezes na precipitação, em relação à atual (Itens 3. e 4.), teria proporcionado a formação de rios

perenes ou pelo menos, de fluxo contínuo em boa parte do ano. No lago do Adamastor, distante mais de 25 km a oeste, situado dentro de outra rede de drenagem atual, a idade de 18.9 ka obtida para o topo da fácies arenosa reforça a hipótese de grande ativação/reativação de drenagens durante o HS1 (Figura 35).

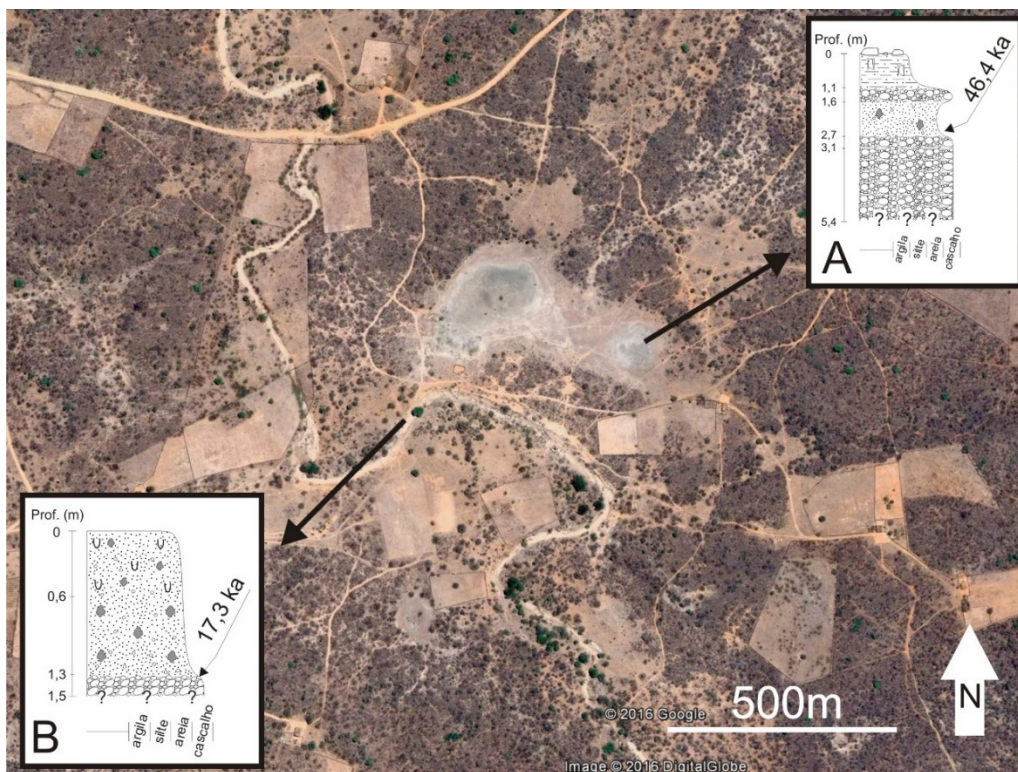


**Figura 34:** Localização e estratigrafia da Lagoa do Adamastor, pertencente a rede de drenagem diferente da que abrange a Lagoa dos Porcos (Figura 32) e situada cerca de 25 km a oeste dela.

A escavação paleontológica/arqueológica realizada na Lagoa dos Porcos possibilitou a observação da estratigrafia completa dos depósitos sedimentares neste lago, sendo que em seu depocentro se encontrou uma camada cascalhosa centimétrica



datada por LOE em  $39 \pm 2$  ka. A diferença de idade esta camada e a imediatamente a ela sobreposta ( $15,9 \pm 1,3$  ka) que também é cascalhosa, sugere discordância erosiva, e poderia ser explicada pelo recorrente processo de reativação das drenagens em eventos úmidos recorrentes (Eventos H). Por outro lado, nem sempre a drenagem ao ser reativada se instala exatamente sobre a anterior, a Lagoa do Sobrado é um bom exemplo de lago isolado da drenagem atual (Figura 35). A idade basal deste depósito ( $46,4$  ka) é anterior ao HS1 e próxima à encontrada para a camada basal (depocentro) da Lagoa dos Porcos ( $39$  ka). Próximo a esse lago ( $80$  m de distância) corre um rio efêmero de baixa competência, capaz de transportar somente sedimentos arenosos atualmente; no entanto, a exposição de depósitos fluviais cascalhosos em suas margens erosivas atesta momento de maior capacidade de transporte no passado. Esses depósitos cascalhosos, datados em  $17,3 \pm 6$  ka, mostram que ao ser reativada durante o HS1, a drenagem teria assumido curso diferente da já esculpida no evento úmido anterior, possibilitando, assim, a preservação de lagos mais antigos



**Figura 35:** A Lagoa do Sobrado (A) está desconectada da drenagem atual representada pelo rio efêmero (B), cujos depósitos cascalhosos datam do HS1 ( $17,3$  ka) e representam seu último momento de atividade intensa.

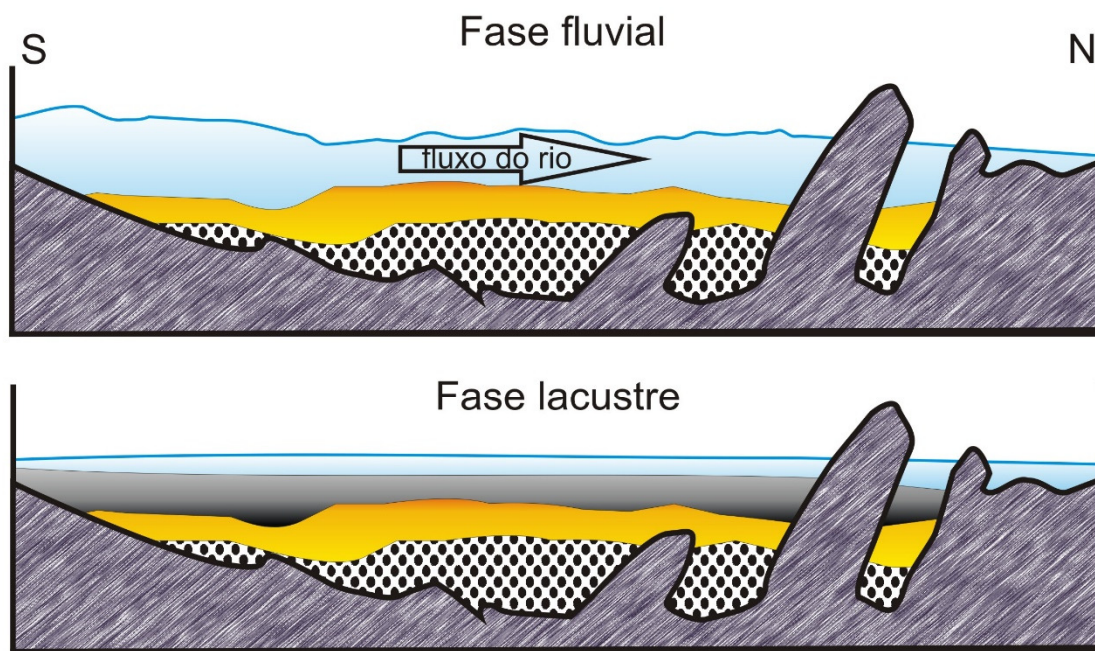
Esse modelo de formação dos lagos a partir do abandono dos sistemas fluviais decorrente da queda na precipitação pode ser usado para explicar a ocorrência de grande concentração de fósseis em poucos lagos. Nesse contexto, a acumulação de

ossos ocorreria em pequenas armadilhas fluviais, como barragens naturais, formadas por obstáculos rochosos. Esse parece ser o caso da Lagoa dos Porcos, onde os fósseis estão restritos à camada cascalhosa da base, a qual inclui, além dos grandes ossos desarticulados, seixos e até blocos de rocha. A Figura 36 mostra o afloramento de gnaiss que teria feito o papel de obstáculo capaz de diminuir a competência do rio e aprisionar assim os bioclastos de ossos. Esse modelo explica também porque na trincheira feita à jusante do afloramento não foram encontrados fósseis.



**Figura 36:** Afloramentos de gnaiss presentes em meio ao preenchimento sedimentar da Lagoa dos Porcos. A linha pontilhada indica o alinhamento estrutural que controla a disposição da rocha, a qual supostamente atuou como barragem natural responsável pelo acúmulo dos ossos. Na fotografia, o sentido do curso da água é da direita (sul) para a esquerda (norte).

O efeito de barragem dos sedimentos grossos gerado pelas rochas aflorantes é esquematizado na Figura 37. Ao deparar-se com o anteparo por elas exercido, o fluxo da água sofre desaceleração e turbilhonamento, o que favorece a deposição dos ossos. Nesse esquema, também se representam os dois estágios de evolução do lago: o primeiro é marcado pela deposição de sedimentos grossos (cascalho e areia), inclusive ossos, associados a fases de maior energia hidrodinâmica interpretado como fluvial (eventos HS). Na fase seguinte, de menor energia, tem-se a deposição da argila em ambiente sedimentar propriamente lacustre (fim do Pleistoceno e todo o Holoceno).

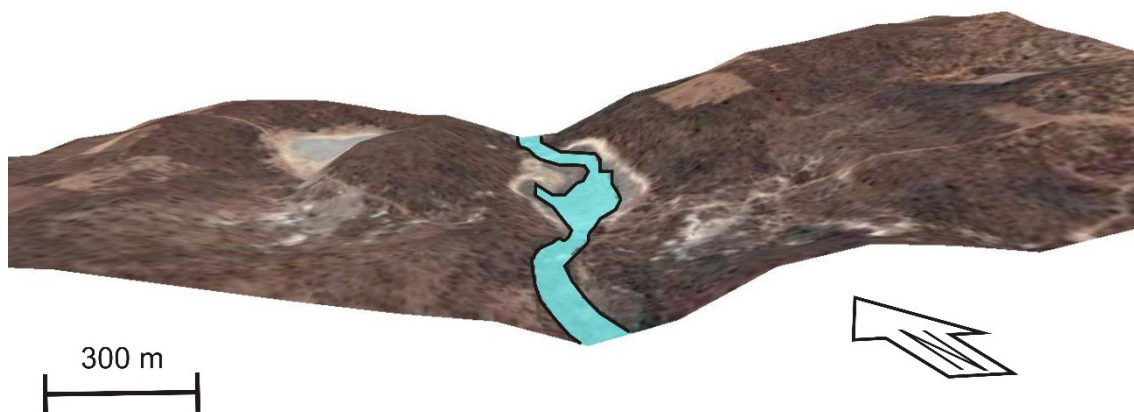


Legenda:



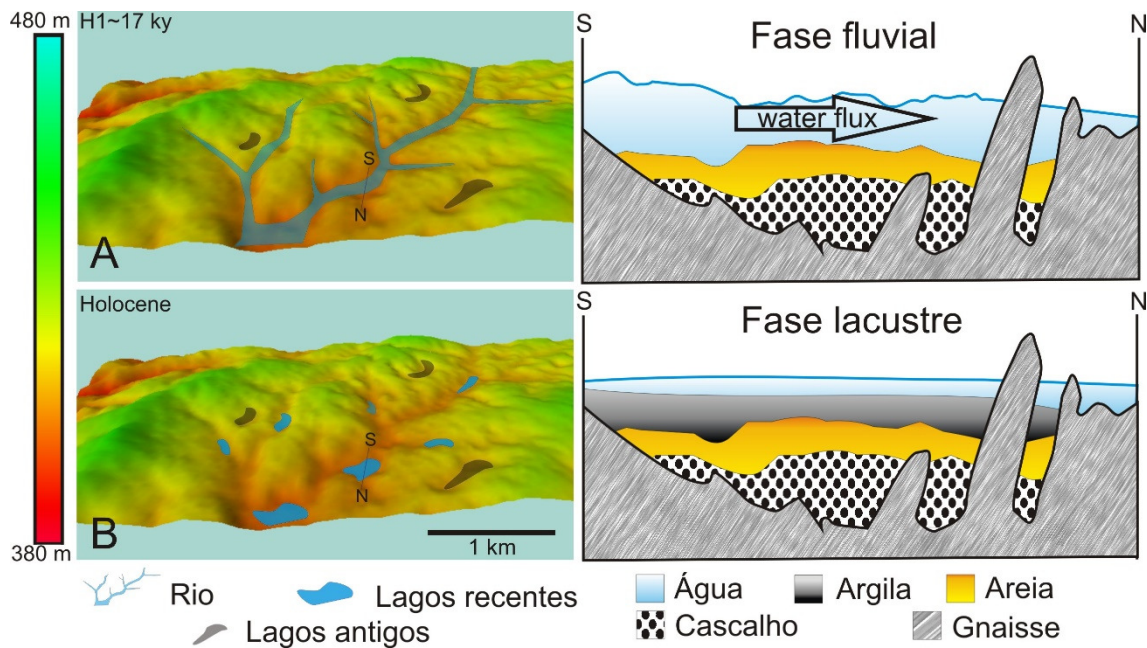
**Figura 37:** Seção esquemática, longitudinal ao fluxo, do efeito de anteparo exercido pelos afloramentos de gnaissé da Lagoa dos Porcos. Esse esquema mostra o desenvolvimento da sedimentação em duas fases, a primeira fluvial, com deposição de areia e cascalho, inclusive ossos; e a segunda, lacustre, quando predomina sedimentação de argila por decantação.

A fase fluvial está relacionada com momentos de elevada precipitação na região, como o HS1, quando a depressão onde hoje se encontra o lago pertenceria à calha de um rio permanente (Figura 38). Esse modelo explicaria tanto a grande ocorrência de fósseis quanto o fato da maior parte dos ossos encontrar-se arredondada ou com sinais de transporte, como desgaste, abrasão, desarticulação e paralelismo de ossos longos. O arredondamento dos ossos pressupõe transporte por arraste e rolamento, pouco provável em fluxos de massa coesivos ou em caso de transporte curto ou inexistente, e por essa razão, atesta a favor da existência de um curso de água permanente.



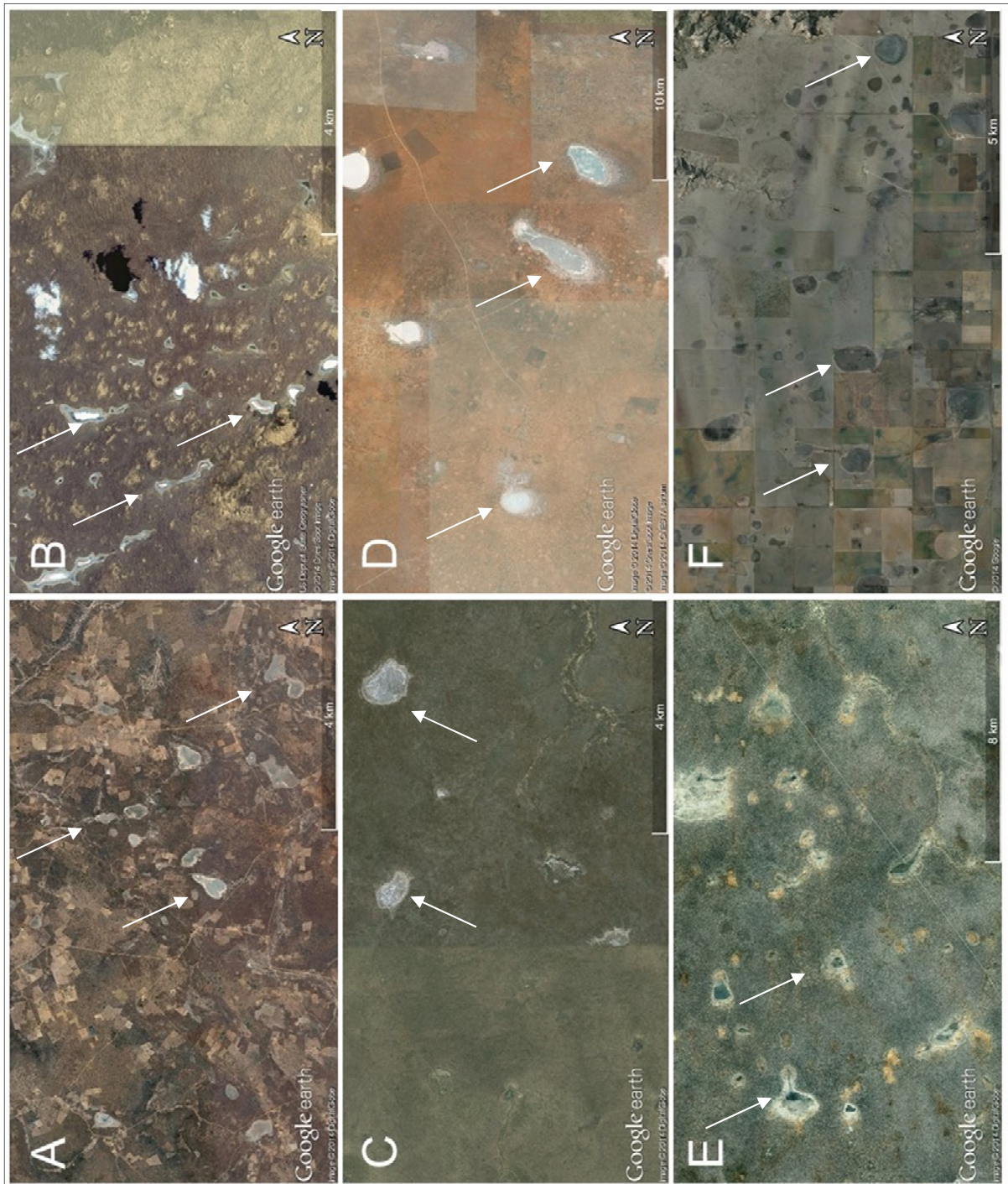
**Figura 38:** Representação esquemática do rio que teria corrido no local onde hoje se encontra a Lagoa dos Porcos. (Exagero vertical 10x).

Em suma, a paisagem da região passou por grandes transformações ao longo do Quaternário tardio, nas quais a precipitação exerceu papel principal. Nesse contexto, rios permanentes teriam se formado em fase, anterior à atual, de maior umidade. E a formação dos lagos estaria relacionada com a subsequente diminuição de precipitação, quando os rios permanentes teriam deixado de existir e dado lugar a lagos sazonais em locais topograficamente mais rebaixados de seus leitos. Nesse modelo a acumulação de fósseis em somente uma pequena parcela dos lagos seria explicada pela existência local de armadilhas sedimentares dentro do sistema fluvial, responsáveis pela retenção da grande quantidade de ossos. A paisagem atual resultaria da última grande remodelação do terreno, ocorrida durante o HS1, reconhecidamente um mega-evento de elevação da precipitação sobre a América do Sul (Striks *et al.*, 2015), e teria sido facilitada pela cobertura vegetal pouco densa da caatinga. A instalação de uma nova rede de drenagens, que não necessariamente coincidiria com a anterior, poderia ou erodir os lagos preexistentes ou isolá-los, deixando testemunhas de outros eventos úmidos (Figura 39).



**Figura 39:** Modelo de evolução da paisagem. Durante períodos de maior precipitação, a rede de drenagens é reativada e remodela a paisagem (A); neste momento, são depositados os sedimentos mais grossos encontrados na parte inferior da sucessão, como seixos e blocos (B). Com a redução da precipitação, os rios perdem a competência e a capacidade e é depositada a areia e, por fim, são abandonados e dão lugar para os lagos efêmeros, onde predomina a deposição de sedimentos finos, silte e argila. Os lagos antigos representados no modelo digital de terreno teriam sido formados em um ciclo semelhante, mas anterior.

Além de explicar a formação e evolução dos lagos efêmeros, bem com o acúmulo de fósseis em somente alguns deles, o modelo proposto explica porque essa feição é comum no semiárido brasileiro. Existem pelo menos dois motivos para a coincidência de distribuição geográfica entre o semiárido e os lagos efêmeros: o primeiro é a presença dominante, sob essas condições climáticas, de vegetação esparsa, o que favorece a remodelagem do terreno quando submetido a aumento da precipitação, o que permite o isolamento e a preservação do registro de lagos mais antigos. O segundo é a redução da precipitação a níveis baixos o suficiente para desativar as drenagens permanentes, substituídas por conjuntos de lagos alinhados, intercomunicáveis apenas durante as estações de cheia. Portanto, os lagos seriam formados com a retomada do clima semiárido na região. Essa constatação traz uma implicação interessante: se esse modelo de fato funciona, o processo formador de redes de lagos temporários deveria ocorrer em qualquer local do mundo em que houvesse clima semiárido instalado posteriormente a momentos de maior precipitação. A Figura 40 mostra imagens de satélite de diversos locais do globo com clima semiárido onde é possível reconhecer lagos efêmeros muito semelhantes aos encontrados no sertão brasileiro.



**Figura 40:** Lagos sazonais em diferentes lugares do mundo (setas brancas) com clima semiárido. A: Brasil (Piauí); B: Cazaquistão Ocidental; C: Norte da Austrália; D: Norte de Botswana; E: Nordeste da Namíbia e F: Estados Unidos (Texas).

Não foram encontrados trabalhos científicos sobre lagos efêmeros deste tipo em outros locais do mundo, mas uma vez admitido o mesmo modelo de formação para todos eles, seria razoável supor a ligação entre sua gênese e mudanças de escala global na circulação de umidade, como os eventos Heinrich, por exemplo. Esse

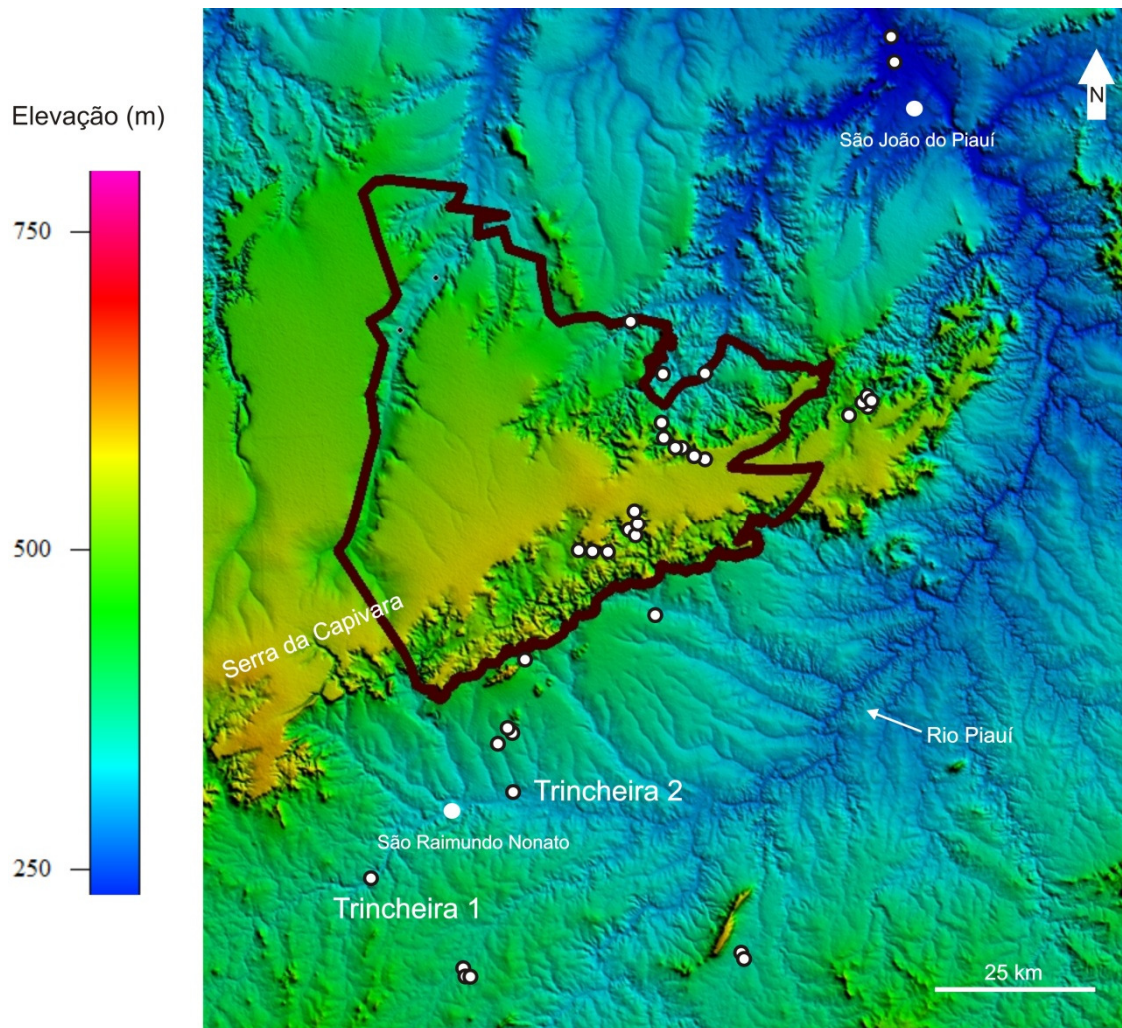
raciocínio permite supor a mesma idade de formação para os lagos encontrados em Botswana e no Nordeste brasileiro, uma vez que ambos estão localizados a sul da ZCIT. Assim como no caso brasileiro, em que migração para sul da ZCIT é registrada, o modelo de formação e evolução proposto permitiria utilizar os lagos efêmeros com indicadores da extensão continental da migração de bandas de umidade em outros locais do globo. Vale ressaltar que, via de regra, o clima semiárido atual está localizado em regiões de transição de clima árido para úmido e, portanto, é um potencial arquivo para registro da expansão do clima árido.

## **5.2. Rios e drenagens**

As mudanças sofridas nas drenagens durante eventos de aumento de precipitação como o HS1 foram estudadas também em depósitos sedimentares de drenagens secas e rios temporários encontrados na mesma região dos lagos efêmeros (Área I) e em depósitos sedimentares da planície fluvial do rio Parnaíba (Área II).

### **5.2.1. Região do PNSC**

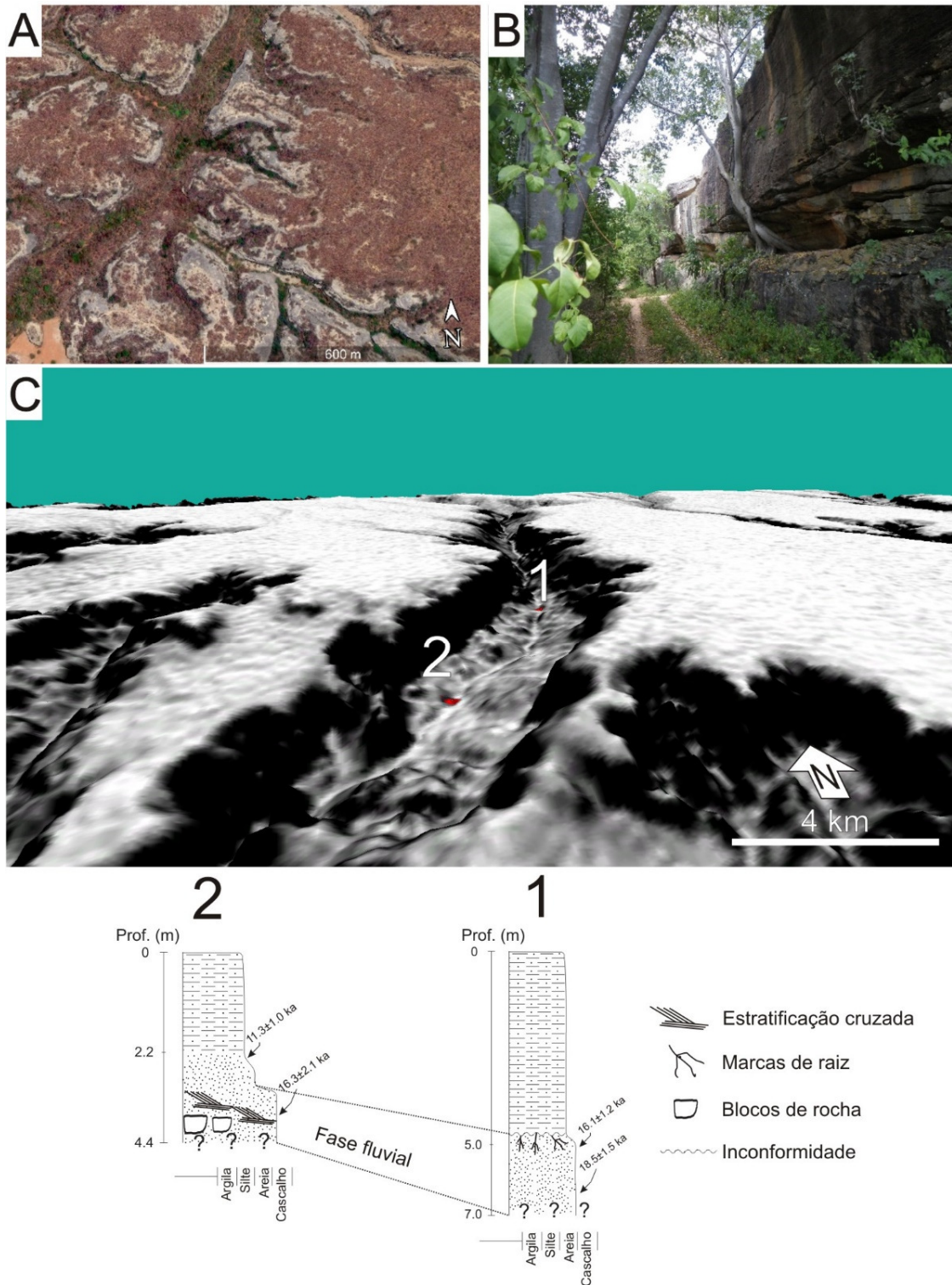
O clima semiárido permitiu uma abordagem interessante para o estudo da evolução da paisagem na região do PNSC (Área I). Como as drenagens ficam secas na maior parte do ano, os sedimentos de seu leito puderam ser estudados através da abertura de 35 poços manuais (maiores detalhes no item 7.2.). Até mesmo o rio Piauí, principal da região, pôde ser investigado através desse método, já que este chega a secar totalmente durante a estiagem: abriram-se duas trincheiras e um poço em seu leito nas proximidades de São Raimundo Nonato; e outros dois poços foram escavados em seus terraços suspensos, próximos a São João do Piauí (Figura 41).



**Figura 41:** Localização das sondagens realizadas em drenagens secas ou terraços antigos do rio Piauí, na região do PNSC (linha preta) e de São João do Piauí.

Dois padrões de sedimentação alternam-se nos depósitos sedimentares das drenagens. O primeiro padrão é formado por fácies essencialmente arenosa com estratificações cruzadas preservadas. Ele representaria período de maior vazão no sistema, onde o fluxo de água perene ou, pelo menos, permanente por maior parte do tempo, geraria os depósitos fluviais. O segundo padrão é formado por fácies arenosa rica em argila (20 a 30%), de estrutura maciça; representaria drenagens efêmeras, secas durante a maior parte do tempo, onde o transporte sedimentar passaria a ocorrer principalmente na forma de episódios de fluxo de detritos coesivo, o que daria origem aos depósitos maciços ricos em sedimentos lamosos (Figura 42).

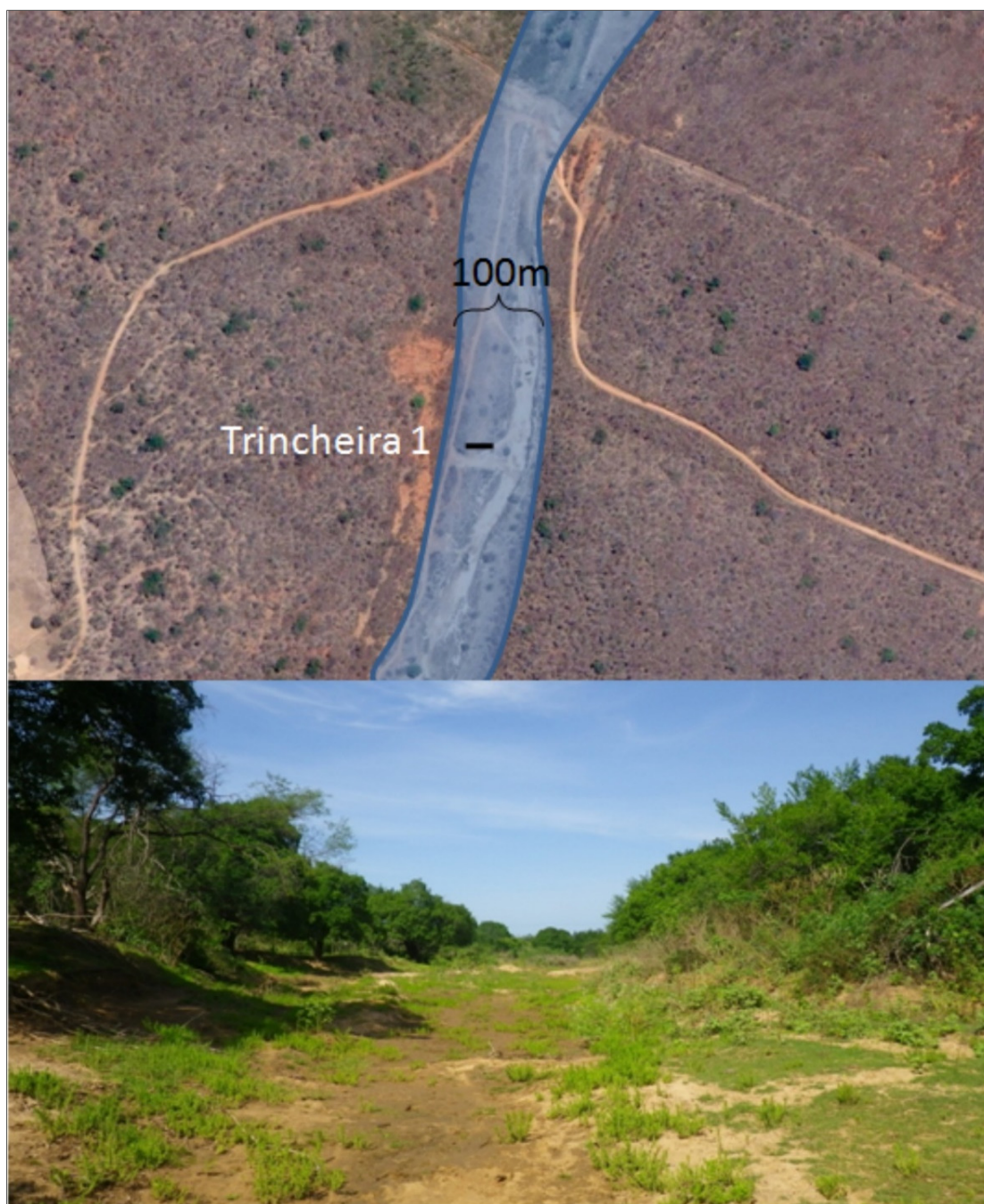




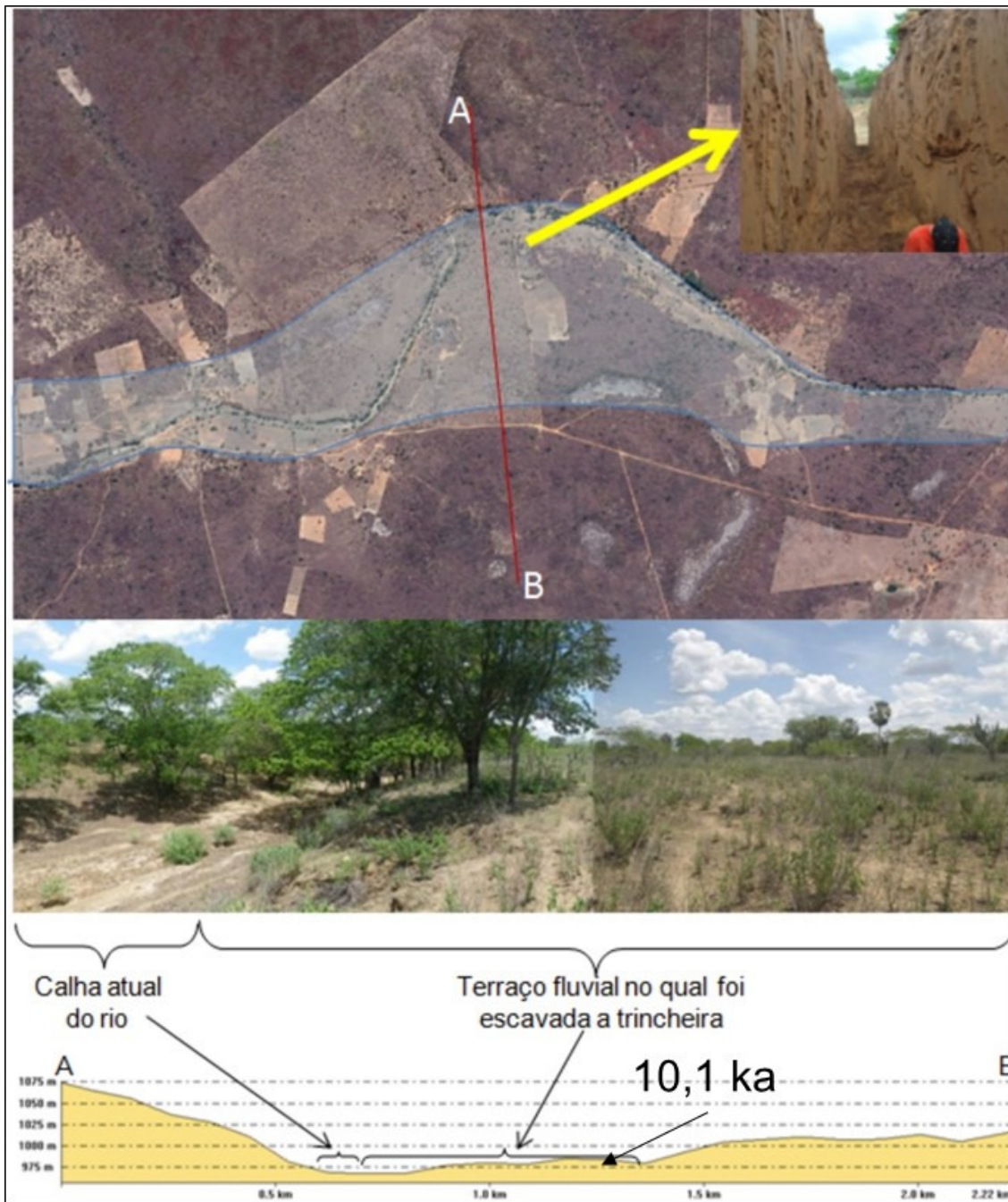
**Figura 42:** Exemplo de drenagens efêmeras em imagem de satélite (**a**), fotografia de campo (**b**), e imagem SRTM sobreposta por mapa de declividade da área da serra Branca, PNSC (**c**). Em **c**, indica-se a localização de dois poços ao longo de uma mesma drenagem, onde depósitos fluviais com idade correlata ao HS1 são sobrepostos por fluxo de detritos coesivo.

Para as drenagens efêmeras, o período de fácies fluviais corresponde ao HS1 e YD, sendo a reativação durante o HS1 mais expressiva, marcada por depósitos mais espessos. Cabe lembrar que este momento coincide com a deposição da camada basal no registro estratigráfico dos lagos efêmeros, como a Lagoa dos Porcos. Neste mesmo momento de precipitação elevada, rios atualmente sazonais e com baixa capacidade e competência de transporte eram mais largos e capazes de transportar até seixos. A drenagem atual teria se formado durante o HS1, momento de intenso processo de remodelagem do terreno, quando antigos rios poderiam assumir novos cursos e lagos formados em momentos úmidos anteriores teriam sido erodidos ou isolados da nova rede de drenagem (item 5.1).

Rios de maior porte, como o rio Piauí, não registram o HS1 em depósitos superficiais, sendo as idades mais antigas encontradas correspondentes ao final do YD, por volta de 11 ka atrás. Duas trincheiras escavadas em locais diferentes do rio Piauí, desde seu leito até o extremo da planície de inundação fluvial de uma de suas margens, mostram redução paulatina da idade de deposição sentido canal do rio. Este padrão de variação das idades sugere redução da vazão do rio ao longo do Holoceno e/ou redução no alcance de suas cheias. A redução na área de atuação do rio aparece também em imagens de satélite, onde a área ocupada atualmente pelo canal do rio se mostra inferior à máxima extensão da planície fluvial, reconhecida pela presença dos terraços fluviais (Figura 43 e Figura 44).



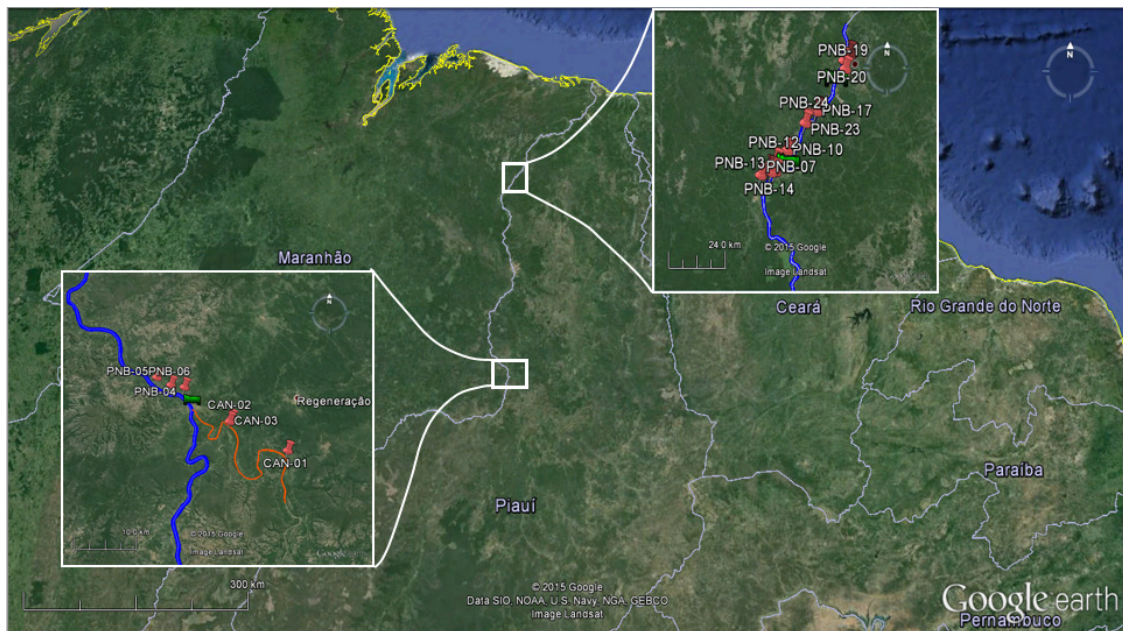
**Figura 43:** Leito seco do rio Piauí, na região da trincheira 1 (montante de São Raimundo Nonato). Na imagem de satélite, destaca-se com o traço preto o local de abertura da trincheira e com a área em azul a possível abrangência já atingida pelo rio Piauí. Na fotografia, observa-se a calha atual do rio ladeada por terraços fluviais antigos (Novembro de 2011).



**Figura 44:** Localização e aspectos de campo da área da trincheira 2, escavada em terraço fluvial a sul da calha atual do rio (jusante de São Raimundo Nonato). A fotografia panorâmica, no meio, mostra o local onde se realizou a sondagem e a do canto superior direito, a dimensão da trincheira. A área destacada em azul claro na imagem superior representa a dimensão máxima atingida pela planície do rio. Perfil topográfico com exagero vertical de 2x (Fotografia de dezembro de 2011).

## 5.2.2. Rio Parnaíba

Foram estudados depósitos da planície fluvial do Parnaíba, em seu curso médio (da barragem de Boa Esperança até Teresina) e baixo (de Teresina até a foz), bem como o trecho final de um de seus principais afluentes, o rio Canindé (Figura 45).



**Figura 45:** Pontos de amostragem ao longo do médio (A) e baixo curso do rio Parnaíba (B). Nessas regiões, também foram coletadas amostras de sedimento em suspensão e de fundo do canal do rio. Os rios Canindé e Parnaíba estão destacados em laranja e azul, respectivamente.

Ao longo da planície do rio Parnaíba, são reconhecíveis em campo e imagens de satélite feições geomorfológicas como barras em pontal, terraços fluviais e afluentes barrados (Figura 46), cada uma com significado diferente quanto à evolução do rio.



**Figura 46:** Elementos geomorfológicos reconhecidos na planície do rio Parnaíba. As barras em pontal são as feições mais próximas do canal atual do rio Parnaíba e, muitas vezes, ainda em pleno crescimento lateral. Os terraços fluviais são representados por degraus que delimitam os extremos da planície de inundação fluvial atual. Representam provavelmente níveis de base fluviais mais elevados. A eles, no lado montante, associam-se os afluentes barrados.

As barras em pontal são as feições mais recentes encontradas (idades inferiores a 4 ka). Normalmente situadas às margens deposicionais dos meandros, possivelmente não possuem significado climático, uma vez que sua formação e migração pode decorrer exclusivamente de processos autocíclicos do sistema fluvial.

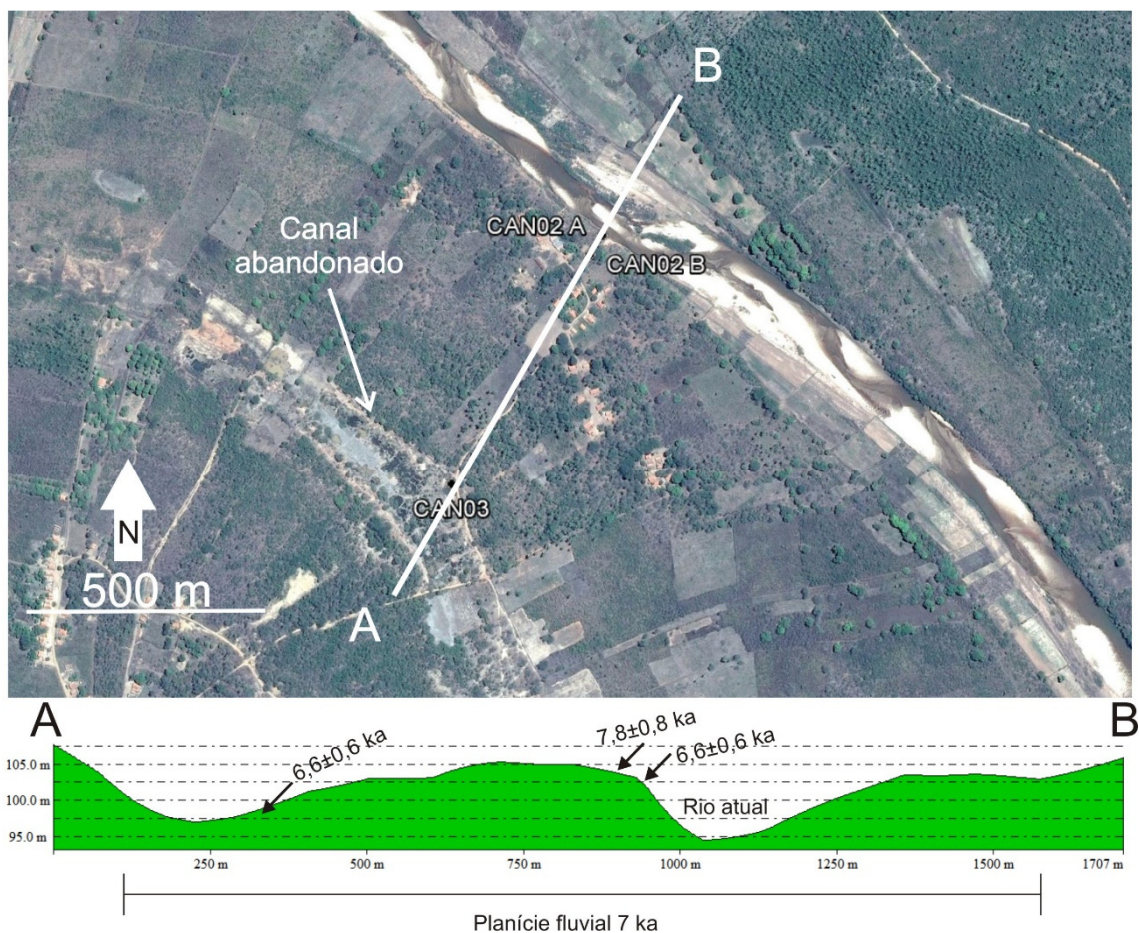
Os afluentes barrados são feições recorrentes no baixo rio Parnaíba (de Teresina até sua foz), sendo o barramento feito por acúmulo de sedimentos na planície, na forma de terraços fluviais sobrelevados. Estes terraços representam provavelmente antigos níveis de base fluviais mais altos e, desse modo, a formação dos afluentes barrados estaria ligada à redução deste nível de base; com a vazão reduzida, os afluentes não seriam mais capazes de extravasar, e de levar seus sedimentos, para o rio principal. Dois afluentes barrados, distantes cerca de 35 km um do outro, foram estudados por meio de sondagens a trado. Em ambos os casos, a sucessão sedimentar começa com sedimentos arenosos, depositados antes do barramento, e terminam com material lamoso, depositado no corpo de água lacustre formado pelo canal barrado (Figura 47).



**Figura 47:** Dois afluentes barrados (setas brancas), um na margem direita (A) e outro na esquerda cerca de 35 km a jusante (B), com o topo da camada arenosa datado respectivamente em  $8,5\pm 0,5$  e  $8,0\pm 0,5$  ka. Essa idade representaria o início do barramento dos afluentes.

As duas sondagens indicam, com base na idade LOE dos sedimentos arenosos, que o barramento das drenagens ocorreu por volta de 8 ka e seria, portanto, associado ao declínio da precipitação. A área de captação dos afluentes é muito inferior à do rio Parnaíba e, por isso, a queda na precipitação afetou mais intensamente os afluentes, cuja vazão passou a ser insuficiente para lançar seus sedimentos no canal do Parnaíba. Neste mesmo momento de declínio da precipitação, um dos principais afluentes do rio Parnaíba, o rio Canindé, também sofreu significativa redução em sua vazão. A planície

do rio Canindé, hoje limitada a uma faixa de poucas centenas de metros de largura, pode ter atingido cerca de 1 km por volta de 7 ka atrás, como sugerem as datações de dois terraços próximos a margem do rio atual e da base de um canal abandonado 750 m distante (Figura 48). O canal abandonado poderia indicar somente a migração da calha do rio para sua posição atual, mas os terraços próximos ao rio atual possuem idades deposicionais contemporâneas à base do canal abandonado, portanto é razoável supor que por volta de 7 ka atrás o rio cobria toda a área entre estes depósitos, ainda que em momentos de inundação.

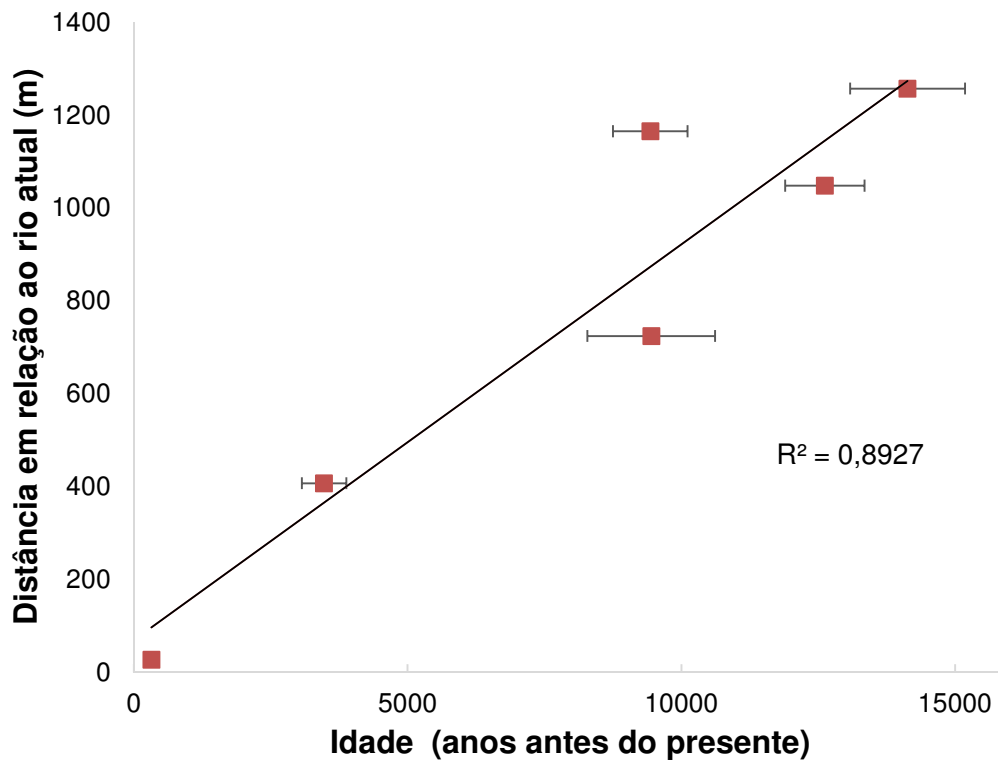


**Figura 48:** A planície fluvial do rio Canindé sofreu significativa redução em área após 7 ka, associada ao declínio da precipitação. As idades LOE encontradas em terraços próximos ao rio atual são compatíveis com a idade encontrada para o topo da camada arenosa do canal abandonado, que indicaria último momento de atividade do canal.

Os terraços fluviais formam degraus de pouca expressividade no relevo (desníveis de menos de 10 m) cujas idades LOE variam desde o final do Pleistoceno até centenas de anos atrás. Apesar da grande variação de idades, essa feição traz informações importantes sobre a evolução do rio, como a correlação direta entre as idades LOE e a distância dos depósitos datados em relação ao canal do rio atual. Nessa correlação, observa-se que quanto mais distantes as amostras estão do rio mais velhas



são as idades LOE encontradas, o que sugere que desde cerca de 14 ka atrás a área de influência do rio diminuiu (Figura 49).



**Figura 49:** Os terraços mais afastados do curso atual do rio são também mais antigos.

As idades mais antigas encontradas coincidem com o último evento de grande precipitação da região (YD) e marcam os terraços mais externos da planície do rio. Esses terraços são encontrados nas duas margens do rio e atestam a maior área da planície de inundação durante o YD.



**Figura 50:** Os depósitos superficiais mais externos da planície fluvial do rio Parnaíba, reconhecíveis em imagens de satélite e trabalhos de campo (linha pontilhada), possuem idades de deposição compatíveis com o YD.

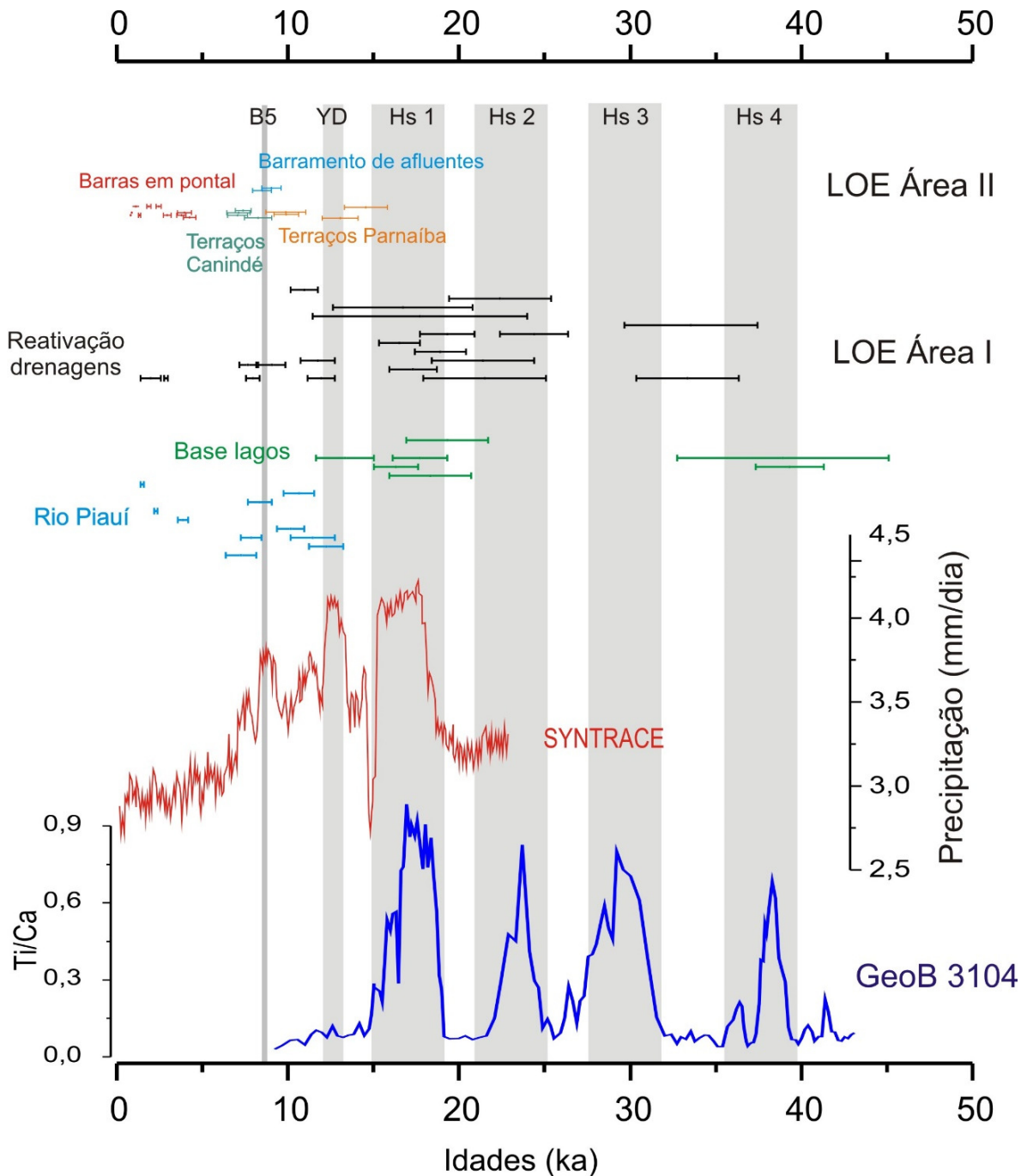
Não foram encontrados terraços correspondentes ao HS1. Possivelmente, seus depósitos teriam sido erodidos durante o YD e/ou estariam sobrepostos por sedimentos mais recentes. Essas hipóteses parecem razoáveis, uma vez que o YD teria sido equivalente ao HS1 em intensidade de precipitação (ver Item 3.), ainda que com menor duração, o que sugere equivalência na vazão e o nível do rio durante esses períodos.

### 5.3. Evolução da bacia hidrográfica do Parnaíba

A evolução da bacia hidrográfica do Parnaíba está intimamente ligada a variações na precipitação. Neste contexto, dois tipos distintos de feições hidrográficas/sedimentares (drenagens ou lagos temporários versus terraços, afluentes barrados e barras e pontal de rios maiores) fornecem informações complementares entre si que mostram como a paisagem respondeu a essas variações. Enquanto as drenagens e lagos temporários registram aumentos de precipitação ocorridos ao longo dos últimos 40 mil anos, durante eventos milenares (HS e YD), os rios mostram as variações da precipitação do final do Pleistoceno até os dias atuais (últimos 14 mil anos) (Figura 51).

No semiárido, a reativação das drenagens menores ocorreu durante os eventos milenares de aumento de precipitação (HS e YD). Nesses eventos, foram transportadas grandes quantidade de ossos, aprisionadas em armadilhas do sistema fluvial. Em seguida, com a retomada do semiárido, os lagos efêmeros foram formados em locais topograficamente deprimidos destas drenagens. O fato dos lagos mais antigos encontrarem-se isolados da rede de drenagem atual evidencia que a drenagem teria se instalado com diferentes disposições a cada ciclo de reativação, especialmente em locais mais planos. Assim, a paisagem atual resultaria da última reativação da drenagem, ocorrida durante o HS1. Momentos de precipitação elevada, associados a cobertura pouco densa da vegetação da Caatinga, favoreceram a erosão e o transporte de grandes quantidades de sedimentos. Com o aumento do fluxo de água e sedimentos nos rios, mais material terrígeno e especialmente frações mais grossas deste material puderam alcançar o local do testemunho marinho, o que gerou o aumento da sensibilidade LOE/TL observado nas amostras do testemunho marinho. Esses fatores combinados fizeram com que a taxa de sedimentação encontrada em testemunhos coletados próximos à foz do rio Parnaíba fosse superior à encontrada em testemunhos próximos a foz do rio Amazonas (Zhang *et al.*, 2015) durante o HS1. Com base em diversos indicadores encontrados na camada argilosa da lagoa dos Porcos, é possível afirmar que a precipitação diminuiu desde o YD, o que teria culminado na instalação do clima semiárido na região por volta 6 ka AP. Essa redução paulatina na precipitação foi registrada nos rios na forma de terraços cada vez mais próximos à calha atual, sendo os terraços mais externos relacionados ao YD. Depósitos correlatos a eventos de precipitação elevada anteriores teriam sido erodidos e/ou sobrepostos, como mostra o poço escavado próximo à Trincheira 2, cuja base data de 22 ka, idade compatível com

o evento HS 2. Por volta de 8 ka atrás, com a queda da vazão dos rios, as calhas fluviais da bacia do Parnaíba assumiram porte equiparável com o atual e neste momento ocorreram os barramentos dos afluentes do rio Parnaíba. As mudanças encontradas na paisagem são compatíveis a hipótese de corredores de vegetação entre a Floresta Amazônica e a Mata Atlântica (de Oliveira *et al.*, 1999), interrompidos pela instalação da Caatinga por volta de 6 ka AP.



**Figura 51:** Comparação entre todas idades LOE obtidas e os dados do modelo climático Syntrece (Nace *et al.*, 2014) e do testemunho marinho GeoB 3104 (Arz *et al.*, 1988). Os eventos milenares (barras cinza) são marcados por reativações de drenagens e pela fácies fluvial dos lagos sazonais. Já o Holoceno é melhor representado pelos depósitos de terraços fluviais.

## 6. Conclusões e trabalhos futuros

Com base nas informações apresentadas, destacam-se as seguintes conclusões:

A medida de sensibilidade LOE aplicada ao testemunho marinho mostrou-se um bom indicador de precipitação no continente, validando os dados gerados pelo modelo climático *Syntrace*.

A partir do *Younger Dryas*, a precipitação começa a diminuir, o que culmina na implantação de condições semiáridas por volta de 6 ka atrás, momento a partir do qual a Caatinga teria se instalado na região.

A paisagem no sertão do Piauí foi fortemente influenciada pelos aumentos de precipitação ocorridos nos eventos de esfriamento do Hemisfério Norte (Heinrich Stadial Events, Younger Dryas e Bond Events), sendo o HS1 o último evento marcante, no qual as drenagens foram reativadas e/ou redimensionadas. Com a subsequente redução da precipitação, os rios deram lugar a drenagens intermitentes, com lagos efêmeros em locais topograficamente mais deprimidos dentro delas. Lagos formados anteriormente ao HS1 atestam a recorrência desse processo de formação.

O acúmulo de ossos na base de apenas alguns lagos efêmeros pode ser explicado como uma decorrência da formação local de armadilhas de sedimentos no leito das drenagens, ainda em sua fase de atividade permanente. Sendo assim, os fósseis transportados foram concentrados apenas em locais específicos, com estas condições de armadilhamento.

Dentre os desdobramentos futuros possíveis para essa pesquisa destacam-se os seguintes: 1. a investigação com datação de outros lagos efêmeros no Brasil e no mundo poderá validar o modelo de formação aqui proposto para estes lagos, e, neste caso, os lagos efêmeros podem vir a tornar-se o melhor registro continental para delimitação da migração de bandas de umidade; 2. o estudo multi-indicadores da Lagoa dos Porcos representa uma nova abordagem para análise paleoambiental do semiárido, uma vez que até então não se sabia a viabilidade de estudo destes lagos efêmeros presentes em quase todos os continentes; 3. a avaliação do funcionamento dos indicadores de precipitação baseados em luminescência em outros testemunhos marinhos poderá vir a demonstrar sua confiabilidade, o que tornaria possível recuperar

informações de precipitação no continente para períodos anteriores aos simulados em modelos climáticos.

## **7. Meios, materiais e métodos**

### **7.1. Sensoriamento remoto**

O sensoriamento remoto foi feito com imagens de satélite de alta resolução obtidas do *Google Earth*<sup>®</sup> (resolução espacial de cerca de 1 m) e imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - resolução espacial de 30 m na horizontal e 3 m na vertical). As imagens de satélite de alta resolução foram georreferenciadas e sobrepostas ao modelo digital de terreno, gerado a partir das imagens SRTM com uso do *software Global Mapper 13*<sup>®</sup>.

O exame das imagens de satélite visou reconhecer feições geomorfológicas que pudessem guiar campanhas de amostragem e auxiliar na interpretação de dados obtidos em campo. Estas imagens também foram úteis na contextualização dos lagos estudados com relação à rede de drenagem da bacia do rio Piauí. Também baseado nessas imagens, foi traçado o limite de ocorrência desses lagos no Brasil. As imagens SRTM foram utilizadas na confecção de perfis topográficos, mapas de declividade e redes de drenagem.

### **7.2. Campanha de campo**

Foram realizadas duas campanhas de campo na Área I, a primeira entre o final de agosto e o início de dezembro de 2011, e a segunda, do início de fevereiro ao final de março de 2012, e uma campanha de campo na Área II, em janeiro de 2014. Ao longo das jornadas de campo, coletaram-se mais de 400 amostras para análises sedimentológicas e mais de 130 amostras para datação por LOE.

As principais atividades de campo executadas na área I podem ser assim enumeradas:

1. Identificação e descrição de fácies ou elementos morfológicos previamente reconhecidos por sensoriamento remoto.
2. Análise de fácies deposicionais e associações de fácies (elementos arquitetônicos), correspondentes, respectivamente, às fácies e elementos morfológicos identificados. Esta análise foi feita em cortes naturais (de erosão) ou artificiais (de

estrada), paredes de trincheiras rasas (até 3 m, escavadas com retroescavadeira) e poços (até 11 m), especialmente abertos por escavação manual para essa finalidade, e incluiu confecção de croquis e seções colunares.

3. Coleta sistemática, por fácies e/ou horizonte estratigráfico, de medidas de espessura e atitude de estratificação cruzada, com trena e bússola Clar, e amostragem seletiva de sedimentos destinados a datação e caracterização textural-mineralógica

4. Coleta de amostras arenosas para datação por luminescência, pareadas com amostras para caracterização sedimentológica. A amostragem para LOE foi feita protegida de luz, com uso de tubos opacos (de ferro), fechados, cravados em porção do depósito livre de retrabalhamento por escorregamento.

5. Coletas em seringas da camada argilosa da Lagoa dos Porcos (espaçamento vertical 5 cm) e da Lagoa Rasa (espaçamento vertical 10 cm).

As atividades de campo referentes à área I foram financiadas pela Fumdam, por meio do projeto CNPq 402659/2010.4 – “Evolução e Distribuição Geográfica da Fauna Fóssil da Área do Parque Nacional Serra da Capivara”, coordenado pela Dra. Niéde Guidon, e ocorreram majoritariamente enquanto o doutorando foi pesquisador desta fundação.

As atividades relacionadas ao rio Parnaíba (Área II) consistiram na coleta de sedimentos recentes em suspensão (por sistemas de filtragem) e de fundo (garra amostradora). Esses sedimentos foram coletados a montante e a jusante do contributário principal (rio Canindé), e no curso final do rio, de modo a reconhecer a assinatura geoquímica (alvo do doutorado de Yancheng Zhang) e sedimentológica (objetivo este trabalho) de cada rio. Foram coletados também sedimentos mais antigos preservados em barras abandonadas, terraços suspensos e planícies de inundação fluviais em um total de 33 amostras para datação LOE e caracterização sedimentológica, tanto em exposições naturais quanto via sondagens à trado manual.

### **7.3. Luminescência Oticamente Estimulada (LOE)**

O método LOE possuiu duas finalidades principais neste estudo. A primeira é a determinação do tempo de soterramento de sedimentos e foi amplamente utilizada no projeto, de tal modo que 65 amostras foram datadas dentre as coletadas nas Áreas I e

II. A segunda finalidade é a análise da sensibilidade LOE e TL dos grãos de quartzo e feldspato. Ambas as finalidades são inter-relacionadas e explicadas a seguir. Esse método também foi utilizado na tentativa inédita de datar espeleotemas sujos, isto é, com presença de argilominerais associada aos carbonatos (Anexo 1).

### 7.3.1. Datação por LOE de sedimentos

O método LOE para datação foi aplicado, segundo o protocolo SAR (*Single Aliquot Regenerative dose*) (Murray & Wintle 2000, Wintle & Murray 2006), em grãos de quartzo provenientes de amostras arenosas. A separação e preparação dos grãos foi realizada, sob luz vermelha, segundo as seguintes etapas: 1- peneiramento, para separação da fração entre 120 e 150  $\mu\text{m}$ ; 2- tratamento com  $\text{H}_2\text{O}_2$  27%, para eliminação de matéria orgânica; 3- ataque com HCl 3,75%, para eliminação de carbonatos; 4- ataque com HF 48-51% por 40 minutos, para eliminação do feldspato e da porção externa dos grãos de quartzo afetadas pela radiação alfa; 5- novo tratamento com HCl, para eliminação de compostos residuais relacionados ao ataque de HF; 6- separação entre quartzo e feldspato remanescente, com uso de solução de metatungstato de lítio ( $\text{Li}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})$ ) na densidade de 2,62  $\text{g}/\text{cm}^3$ ; 7- separação de minerais leves por flutuação em solução de metatungstato de lítio, preparada à densidade de 2,75  $\text{g}/\text{cm}^3$ .

O procedimento SAR é o mais aceito para a determinação da dose de radiação acumulada em grãos de quartzo. Consiste em comparar o sinal LOE natural com o sinal de doses conhecidas (D1 a D4), por interpolação de uma curva exponencial. Doses teste (TDI) são aplicadas após cada medida LOE, como forma de corrigir a mudança na sensibilidade da amostra. Uma dose (D5), com valor entre D2 e D3, é aplicada para verificar a capacidade da amostra, depois de esvaziada, de absorver dose conhecida de radiação. Esse procedimento é chamado de teste de capacidade de dose (*dose recovery test*) e a diferença deve ser inferior a 10%. O teste de variação de sensibilidade (*recycling ratio test*) é realizado na dose D6, com intensidade igual a D2, e tem o objetivo de verificar a efetividade da correção da variação de sensibilidade da amostra. A diferença entre os sinais de LOE corrigidos tem que ser inferior a 5%. Um teste de presença de feldspato é realizado comparando os sinais LOE corrigidos resultantes de mesma dose, sem (D5) e com (D8) a estimulação infravermelha inicial. A razão entre os sinais precisa ser maior que 0,9. Já o teste de recuperação (*recuperation test*) determina se a transferência de cargas de armadilhas profundas para as cargas sensíveis à LOE durante o pré-aquecimento foi efetiva. Esse teste é realizado com a comparação entre o sinal da amostra zerada ( $\text{D7}=0$ ) e da LOE natural, exigindo-se que o sinal da amostra



zerada seja menor que 5% do sinal natural. Esse protocolo inteiro foi realizado no equipamento Riso DA-15 TL/LOE, equipado com fotomultiplicadora (Thorn EMI 9635QB) e filtros Hoya U-340 (290-370 nm) e instalado no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (Legal) do Instituto de Geociências.

Na medida da taxa de dose anual de radiação por espectrometria gama, foi utilizado um detector de germânio de alta pureza (HPGe), instalado no mesmo laboratório, com o seguinte procedimento: 1- pesagem e secagem, para medir o teor de umidade; 2- embalagem em recipientes plásticos e armazenamento por pelo menos três semanas para que o Radônio entre em equilíbrio secular; 3- medição da radiação por 12 horas, por amostra, no detector; 4- determinação do valor de fundo (*background*), pela medição do espectro dos recipientes plásticos por 12 horas. A contribuição da radiação cósmica na taxa anual foi calculada de acordo com Barbouti & Rastin (1983) e Prescott & Stephan (1982), usando-se informações sobre latitude, longitude, altitude e profundidade de coleta, bem como sobre a densidade de cada amostra.

Ao todo, foram obtidas 65 idades LOE em diferentes tipos de depósitos, desse total, 19 amostras foram datadas pelo *Nordic Laboratory for Luminescence Dating* (NLL), laboratório de referência para esse tipo de datação, as demais foram datadas pelo doutorando no Legal. Na Tabela 1, relacionam-se as principais características pertinentes a datação LOE de cada uma.

**Tabela 1:** Principais resultados pertinentes ao cálculo de idades por LOE.

<b>Código</b>	<b>Amostra</b>	<b>Prof. (m)</b>	<b>Umidade</b>	<b>Taxa de dose (mGy/ano)</b>	<b>Alíquotas aceitas</b>	<b>Dose estimada (Gy)</b>	<b>Idade calculada (ka)</b>	<b>Erro (ka)</b>	<b>Depósito</b>
190080	Estrada da Catuaba	3,15	0,11	1,09	22,00	15,10	13,80	0,80	rio/drenagem
190079	Estrada da Catuaba	2,00	0,07	1,48	24,00	13,50	9,20	0,60	rio/drenagem
198225	Justino	8,45	0,01	0,60	15,00	14,61	22,01	3,00	rio/drenagem
190400	Lagoa Adamastror	2,25	0,14	2,08	16,00	39,34	18,87	2,41	rio/ lago
190319	Lagoa Catarina II	1,17	0,11	2,39	12,00	42,86	17,90	2,36	rio/ lago
190258	Lagoa da Nemésia	2,50	0,12	5,24	27,00	37,60	8,60	0,50	rio/ lago
190341	Lagoa da Nemésia	0,70	0,14	2,95	16,00	25,30	7,20	0,80	rio/ lago
190502	Lagoa das Pendangas	1,60	0,10	3,25	21,00	130,24	38,64	6,18	rio/ lago
190406	Lagoa do arroz	1,43	0,07	2,10	24,00	112,99	54,83	13,18	rio/ lago
190398	Lagoa do Sobrado	2,25	0,10	2,04	26,00	111,58	46,39	15,03	rio/ lago
190245	Lagoa dono ausente	0,7	0,12	1,96	16,00	23,76	12,91	1,74	rio/ lago
190276	Lagoa dos porcos	1,50	0,18	5,17	28,00	82,00	15,90	1,30	rio/ lago
183408	Lagoa dos porcos	1,95	0,13	2,96	29,00	116,00	39,00	2,00	rio/ lago
190369	Lagoa Formosa (sond.1)	3,80	0,15	3,68	24,00	78,00	21,00	3,00	rio/drenagem
190370	Lagoa Formosa (sond.1)	7,30	0,13	3,54	26,00	117,00	33,00	3,00	rio/drenagem
190315	Lagoa Rasa	1,88	0,16	2,32	22,00	40,04	17,27	1,60	rio/ lago

<b>Código</b>	<b>Amostra</b>	<b>Prof. (m)</b>	<b>Umidade</b>	<b>Taxa de dose (mGy/ano)</b>	<b>Alíquotas aceitas</b>	<b>Dose estimada (Gy)</b>	<b>Idade calculada (ka)</b>	<b>Erro (ka)</b>	<b>Depósito</b>
190384	Margem do Rio Piauí-S. João	3,45	0,02	2,25	24,00	16,72	7,42	0,63	terraço
	Poço do Veredão	11,00	0,00	0,51	22,00	8,62	16,91	1,39	rio/drenagem
176692	Poço TR2	2,3	0,16	1,10	19,00	1,67	21,09	0,57	rio/drenagem
176691	Poço TR2	1,1	0,08	0,88	16,00	20,11	1,52	3,57	rio/drenagem
190054	Pró-arte lagoa	0,60	0,15	1,68	32,00	4,50	2,70	0,20	rio/ lago
190320	Proximidade da lagoa dos porcos	1,10	0,80	3,25	23,00	34,00	10,50	0,80	cobertura
190221	Região dos 80	5,30	0,10	1,20	21,00	6,30	5,30	0,40	rio/drenagem
190220	Região dos 80	3,40	0,11	0,64	21,00	1,90	3,00	0,50	rio/drenagem
190224	Região dos 80	7,90	0,11	0,64	18,00	15,00	24,00	2,00	rio/drenagem
CAN - 01 A	Rio Canindé	4,10	0,07	1,99	24,00	9,45	3,31	0,27	terraço
CAN - 01 B	Rio Canindé	1,42	0,04	2,01	23,00	7,12	2,47	0,23	terraço
CAN - 02 A	Rio Canindé	4,00	0,02	1,82	24,00	17,22	6,59	0,58	terraço
CAN - 02 B	Rio Canindé	2,50	0,04	1,00	24,00	11,17	7,80	0,80	terraço
CAN - 03	Rio Canindé	3,00	0,03	2,07	24,00	19,72	6,66	0,68	paleo canal (trado)
PNB - 13	Rio Parnaíba	0,45	0,13	0,62	19,00	2,17	3,48	0,41	terraço
PNB - 05 B	Rio Parnaíba	0,40	0,02	2,51	23,00	13,64	3,79	0,36	terraço
PNB - 07	Rio Parnaíba	0,70	0,19	0,39	21,00	0,79	1,39	0,11	afluente barrado (trado)
PNB - 07	Rio Parnaíba	1,00	0,15	1,14	21,00	8,00	6,93	0,46	afluente barrado (trado)
PNB - 07	Rio Parnaíba	3,40	0,16	1,02	24,00	8,27	8,04	0,55	afluente barrado (trado)
PNB - 11	Rio Parnaíba	0,60	0,06	0,54	24,00	6,93	12,62	1,05	terraço
PNB - 12	Rio Parnaíba	1,10	0,03	2,00	24,00	0,65	0,32	0,03	terraço

<b>Código</b>	<b>Amostra</b>	<b>Prof. (m)</b>	<b>Umidade</b>	<b>Taxa de dose (mGy/ano)</b>	<b>Alíquotas aceitas</b>	<b>Dose estimada (Gy)</b>	<b>Idade calculada (ka)</b>	<b>Erro (ka)</b>	<b>Depósito</b>
PNB - 14	Rio Parnaíba	0,65	0,08	1,55	23,00	1,33	0,84	0,07	terraço
PNB - 15 A	Rio Parnaíba	2,70	0,03	1,75	20,00	0,68	0,38	0,03	terraço
PNB - 17 A	Rio Parnaíba	0,86	0,02	0,75	24,00	10,73	14,13	1,26	terraço
PNB - 17 B	Rio Parnaíba	0,50	0,06	0,60	21,00	5,70	9,45	0,72	terraço
PNB - 18-2m	Rio Parnaíba	2,00	0,06	2,25	22,00	1,76	0,63	0,05	afluente barrado (trado)
PNB - 18-3,3m	Rio Parnaíba	3,30	0,05	2,09	21,00	7,73	1,97	0,15	afluente barrado (trado)
PNB - 18-6,5m	Rio Parnaíba	6,50	0,07	1,82	24,00	15,78	8,59	0,56	afluente barrado (trado)
PNB - 19	Rio Parnaíba	0,75	0,05	0,67	22,00	6,38	9,43	1,17	terraço
190481	Rio Piauí tr. 2	2,80	0,01	1,07	13,00	11,79	11,01	1,32	terraço
190565	Rio proximo a lag.sobrado	1,5	0,00	1,81	15,00	35,90	17,25	6,26	rio/drenagem
190313	Roseinha (obra da estrada nova)	3,10	0,02	3,79	24,00	44,00	11,50	0,80	rio/drenagem
198202	Serra Branca p2	3,8	0,00	0,52	14,00	8,80	16,27	4,15	rio/drenagem
198213	Serra Branca poço 1	5,60	0,00	0,64	21,00	10,41	18,54	1,20	rio/drenagem
198211	Serra Branca poço 1	6,60	0,00	0,33	22,00	6,17	16,14	1,53	rio/drenagem
198204	Serra Branca poço 2	2,20	0,02	1,66	24,00	18,87	11,34	1,00	rio/drenagem
190309	Sondagem Adão	1,17	0,10	1,59	24,00	15,80	7,50	0,40	rio/drenagem
190310	Sondagem Adão	0,50	0,08	2,12	24,00	3,80	2,41	0,10	rio/drenagem
190500	Sr. Batista - S.João	3,70	0,03	1,70	23,00	11,53	6,78	0,89	terraço

<b>Código</b>	<b>Amostra</b>	<b>Prof. (m)</b>	<b>Umidade</b>	<b>Taxa de dose (mGy/ano)</b>	<b>Alíquotas aceitas</b>	<b>Dose estimada (Gy)</b>	<b>Idade calculada (ka)</b>	<b>Erro (ka)</b>	<b>Depósito</b>
190498	Terreno do Sr. Jose-S. João	2,70	0,10	2,35	16,00	22,93	9,73	0,85	terraço
197687	Toca da roça do justino VI	3,20	0,00	0,87	24,00	16,80	18,88	1,56	rio/drenagem
197688	Toca da roça do justino VI	3,80	0,01	1,23	24,00	36,43	33,18	3,94	rio/drenagem
190471	Trincheira 1-A1	1,00	0,01	1,09	23,00	1,08	0,98	0,11	terraço
190469	Trincheira 1-A2	1,20	0,05	1,90	24,00	3,29	1,75	0,14	terraço
190473	Trincheira 1-A3	2,10	0,06	1,80	24,00	6,15	3,42	0,27	terraço
190475	Trincheira 1-A4	1,30	0,02	2,34	24,00	18,46	7,88	0,66	terraço
190477	Trincheira 1-A5	2,20	0,06	2,30	24,00	27,32	11,83	0,96	terraço
190483	Trincheira 2-A2	1,30	0,02	1,78	24,00	18,13	10,17	0,85	terraço

### 7.3.2. Sensibilidade LOE/TL

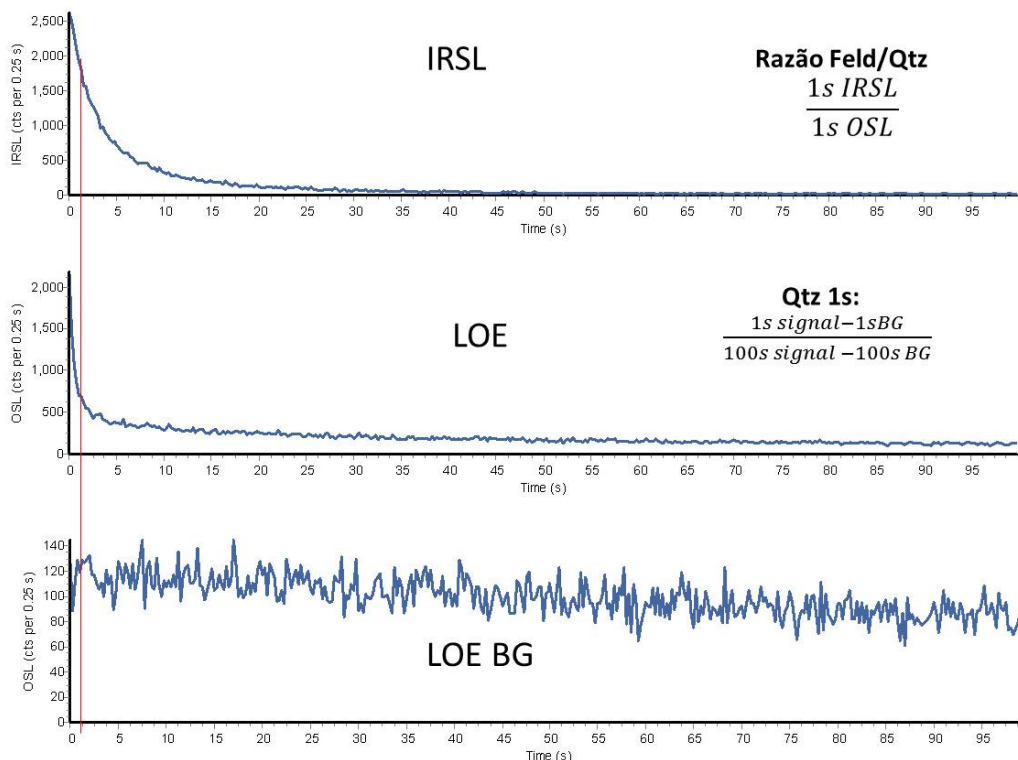
O método da análise de sensibilidade à luminescência foi aplicado em alíquotas de sedimentos extraídas do testemunho marinho, com inter-espacamento vertical de 10 cm, da base (8 m) até 1 m de profundidade, e de 2 cm, no metro superior (correspondente ao Holoceno). Analisaram-se também amostras da Área II, tanto recentes, do leito do rio Parnaíba (nove), quanto de terraços fluviais antigos (dez). As medidas de sensibilidade foram realizadas no mesmo equipamento em que se fez a datação. No procedimento adotado, as amostras argilosas do testemunho marinho foram submetidas a seguinte preparação: 1- padronização de massa (0,5 g); 2- ataque com  $H_2O_2$  para eliminação de matéria orgânica, seguido por lavagem e centrifugação; 3- ataque com HCl para eliminação de carbonatos (possuem termoluminescência), seguido por lavagem e centrifugação; 4- diluição em acetona até que a mistura totalize 5 ml. Com a solução pronta, prepararam-se três discos com exatamente quatro gotas para a leitura de cada amostra. Estes discos foram aquecidos em chapa térmica, em baixa temperatura (inferior a  $60^\circ C$ ) para acelerar a evaporação da acetona. Obteve-se assim como produto final uma fina camada de material lamoso (silte e argila), idealmente com a mesma massa para cada alíquota, livre de carbonatos e matéria orgânica (Figura 52).



**Figura 52:** Foram utilizadas exatamente quatro gotas de dispersão amostra+acetona para cada alíquota (disco), evaporadas em chapa aquecedora a baixa temperatura (inferior a  $60^\circ C$ ).

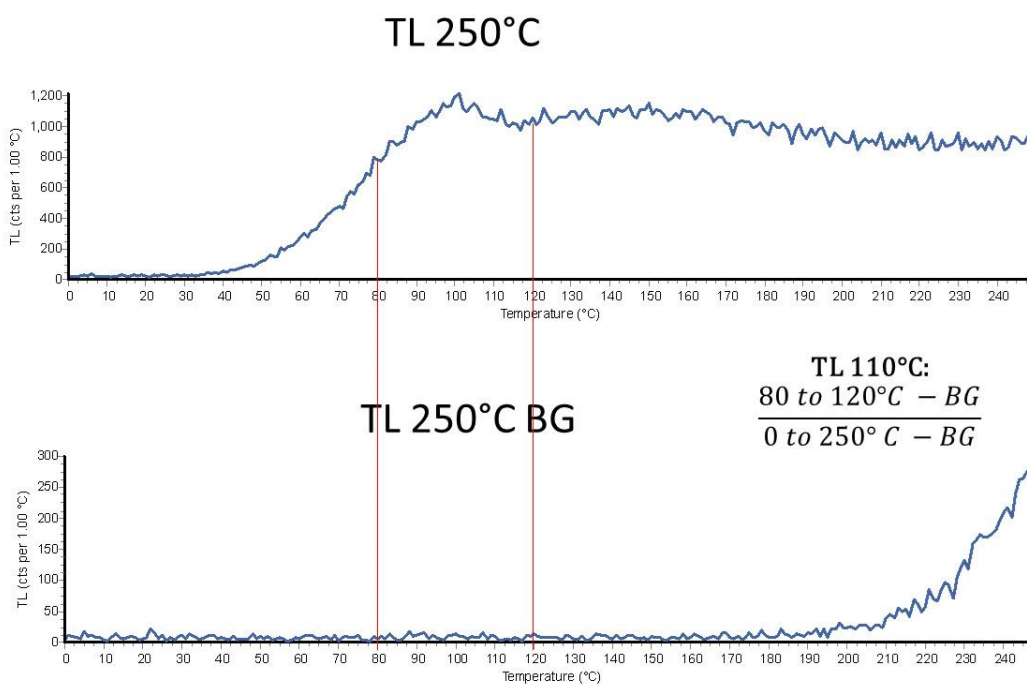
Ainda não existem protocolos para análise de luminescência de amostras de granulometria fina (silte e argila), portanto, adaptou-se a sequência de leitura proposta em Zular *et al.* (2015) para sedimentos arenosos, da seguinte maneira: 1- fotoesvaziamento do sinal IRSL (via estimulação com LEDs de luz infravermelho) e LOE (via estimulação com LEDs azuis, 470nm); 2- administração de dose de radiação de 30 Gy; 3- leitura do sinal LOE por 100s a 125°C; 4- leitura do sinal LOE de fundo (*background*) por 100s; 5- fotoesvaziamento do sinal TL até 250°C; 6- administração de dose de radiação 30 Gy; 7- leitura do sinal TL até 250°C; 8- leitura do sinal TL de fundo até 250°C.

Da leitura de luminescência, são obtidos três sinais. O primeiro deles é a razão entre as integrais do primeiro segundo das curvas de decaimento do sinal IRSL e LOE (Figura 53); esta razão, apesar de qualitativa, permite avaliar a variação da proporção entre feldspato (sinal IRSL) e quartzo (LOE) ao longo do testemunho. O segundo sinal obtido, chamado de Qtz 1 s, é calculado pela divisão do primeiro segundo da curva de decaimento do sinal LOE pela integral de toda a curva (100 s), sempre subtraindo o *background* do valor correspondente (Figura 53).



**Figura 53:** Exemplo de cálculo do sinal de IRSL/LOE (duas curvas superiores) e Qtz 1 s (curva inferior).

O terceiro sinal corresponde ao pico de 110°C (TL 110°C) do sinal de termoluminescência (com taxa de aquecimento de 5°C/s), que supostamente, corresponderia ao sinal TL do quartzo. Esse sinal foi calculado como a razão entre a integral no intervalo de 80 a 120°C e a integral da curva total, sempre subtraindo o *background* do valor correspondente (Figura 54). O intervalo de temperatura integrado é relativamente amplo devido ao achatamento do pico de 110°C.



**Figura 54:** Exemplo de cálculo de sinal de TL 110°C, o intervalo de integração de 80 a 120°C foi escolhido em função do achatamento do pico de 110°C.

#### 7.4. Datações por <sup>14</sup>C

As datações por <sup>14</sup>C foram realizadas via espectrometria de massa acelerada (AMS) na matéria orgânica total dos sedimentos argilosos da Lagoa dos Porcos (nove datações) e da Lagoa Rasa (quatro datações). Dataram-se também restos vegetais carbonizados de cinco amostras de terraços fluviais da Área II. As análises foram realizadas no *Poznań Radiocarbon Laboratory* e calibradas no programa *Calib* (Stuiver *et al.*, 2014), segundo a curva de calibração SHcal 13, que é a mais adequada para matéria orgânica continental do Hemisfério Sul.

O modelo de idades para a Lagoa dos Porcos foi construído pela interpolação linear dos resultados de datação obtidos, o que implica na suposição de que a taxa de sedimentação teria sido constante entre os intervalos datados.



Os resultados obtidos para a Lagoa Rasa são compatíveis com os obtidos para a Lagoa dos Porcos, mas, dado seu maior espaçamento vertical entre amostras são apresentados somente os resultados da Lagoa dos Porcos.

### **7.5. Granulometria**

As amostras de sedimentos foram submetidas à análise granulométrica através do aparelho *Malvern Mastersizer 2000*. Este equipamento calcula matematicamente a granulometria das partículas a partir da difração que elas provocam num feixe de raios laser, segundo a teoria de Mie-Fraunhofer. O modelo físico-matemático adotado considera partículas dispersas em movimento aleatório, das quais se infere, portanto, um eixo geométrico médio. O equipamento possui dois tipos de acessório (unidades) de dispersão de amostra: o *Hydro*, para suspensão líquida de amostras lutáceas, e o *Scirocco*, para areia seca. Como várias das amostras analisadas apresentam teor considerável de silte e argila, optou-se por empregar neste trabalho o acessório *Hydro*.

Os resultados da análise granulométrica foram submetidos a tratamento estatístico básico, que fornece os valores do diâmetro médio, do desvio padrão e da assimetria da distribuição de frequências em classes de 0,125 phi pela técnica analítica dos momentos de Pearson.

### **7.6. Fluorescência de Raios-X**

A análise de Fluorescência de Raios-X (FRX) foi empregada em amostras brutas dos sedimentos argilosos de dois lagos (Porcos e Rasa). Para esta análise, foi utilizado o equipamento portátil *Delta Handheld XRF* da *Olympus* cedido (por Arotec Indústria e Comércio) para demonstração ao Laboratório de Sedimentologia “Armando Márcio Coimbra” do IGc – USP. Utilizou-se o módulo analítico calibrado para solos (P4000EX), cujo algoritmo de cálculo projetado para correção de Normalização de *Compton* permite atingir o limite mínimo de detecção. Esse módulo possui três feixes calibrados para detecção de S, P, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Hg, As, Pb, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, V, Co, W, Bi, Th e U. Além disso, possui curva de calibração para os elementos Terras Raras (ETR) La, Ce, Nd, Pr, Y, Nb, Ta e Ba.

### **7.7. Difratomia de Raios-X (DRX)**

Difratogramas de Raios-X para identificação de argilominerais foram obtidos utilizando-se o difratômetro de pó Siemens modelo D5000. Para padronizar o

procedimento, 2g de cada amostra foram dispersos em água destilada com auxílio de ultrassom; a dispersão foi em seguida submetida a ensaio de micropipetagem, de acordo com a lei de Stokes, para cálculo de tempo de deposição, para obter somente a fração de granulometria inferior a 2 µm. A análise semiquantitativa de argilominerais seguiu a proposta de Biscaye (1965), originalmente concebida para sedimentos marinhos, onde fatores são aplicados a medidas dos picos do difratograma para calcular a porcentagem de cada mineral na amostra. Esse cálculo pressupõe que a amostra é composta somente por argilominerais, daí a necessidade de usar somente a fração argila da amostra (onde a concentração de argilominerais é supostamente maior), e se baseia na diferença de difração entre os picos basais de cada argilomineral, viável graças à preparação por decantação da lâmina. As áreas correspondentes a cada pico são ponderadas por um fator de correção e então somadas e divididas por 100, para determinação da concentração do mineral correspondente em porcentagem. Os fatores são aplicados, nos difratogramas de amostras saturadas em etileno-glicol (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>(OH)<sub>2</sub>), do seguinte modo: área do pico 17 Å, para esmectita; 4x a área do pico 10 Å, para illita/mica; e 2x a área do pico 7 Å, para caulinita. Adicionalmente, a cristalinidade de cada mineral foi calculada como a largura a meia altura dividida pela altura do pico.

O índice esmectita-caulinita (ECi) foi calculado analogamente ao proposto por Morton e Hallsworth (1994) para a normalização de contagem de minerais pesados ao microscópio. Desse modo, dividiu-se o valor da concentração de esmectita (E) pela soma dos valores da esmectita e caulinita (C). Assim como para o caso dos minerais pesados, esse procedimento é necessário para reduzir o efeito de auto-correlação, pois os valores brutos são calculados como porcentagens de um todo e, portanto, variam de forma interdependente.

## 7.8. Isótopos estáveis

A análise elementar e isotópica foi realizada no Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP (Piracicaba, SP). O pré-tratamento da amostra consistiu na flotação com HCl 0,01M para remoção de fibras vegetais, seguido por lavagem com água destilada até a neutralização do pH. A determinação do carbono orgânico total (C<sub>org</sub>), nitrogênio total (N<sub>total</sub>) e isótopos estáveis de carbono (δ<sup>13</sup>C) e nitrogênio (δ<sup>15</sup>N) foi realizada em analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massa ANCA SL 2020 da *Europa Scientific*. Os resultados de C e N são apresentados em porcentagem de massa seca e os dados de razão isotópica determinada em relação ao padrão internacional PDB para <sup>13</sup>C e em relação ao ar para <sup>15</sup>N, com precisão analítica de ±0,2‰.

A análise de isótopos estáveis de C e N bem como da razão C/N permitem distinguir a origem da matéria orgânica entre plantas terrestres e algas (Meyers 1997, 2003, Sifeddine *et al.* 2004). Idealmente, a razão C/N com valores entre 4 e 10 indicaria contribuição de algas para a matéria orgânica, enquanto valores superiores a 20 indicariam plantas vasculares (Meyers 1997). Os valores  $\delta^{13}\text{C}$ , quando associados a plantas terrestres, podem indicar variações na vegetação relacionadas ao tipo de ciclo fotossintético: plantas com ciclo C3 possuem valores entre -32 e -22‰; plantas C4, valores entre -17 e -9‰; e por fim, plantas CAM apresentam assinatura entre -28 e -10‰ (Pessenda *et al.* 2005).

### 7.9. Palinologia

As amostras de sedimentos das fácies lamosas destinadas à análise palinológica foram tratadas, pelo doutorando Rudney de Almeida Santos (Programa de Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP), de acordo com a técnica descrita em Colinvaux *et al.* (1999): 1- adição de uma a duas pílulas do marcador exótico *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971) com concentração conhecida; 2- remoção de carbonato das pastilhas de *Lycopodium* com solução 10% HCl; 3- dissolução de silicatos com HF 40%; 4- eliminação de ácido húmico por solução de KOH 5%, com aquecimento em banho-maria; 5- reação de acetólise (nove partes de anidrido acético para uma parte de ácido sulfúrico concentrado), em banho-maria; 6- interrupção da reação com ácido acético glacial concentrado, seguido de lavagem com água destilada e álcool absoluto; e, finalmente, 7- dispersão do resíduo final em glicerina. Para a montagem das lâminas, foi utilizada uma gota de glicerina com o resíduo na lâmina. As lamínulas foram seladas com parafina, de modo a permitir a contagem dos grãos através de seu rolamento na lâmina e possibilitar assim a visualização de toda a superfície da sua parede celular.

Os trabalhos de identificação, descrição e contagem dos grãos de pólen e esporos foram feitos em microscópio óptico com sistema de captura de imagens digitalizadas. As análises foram feitas sob aumentos de 400x e 1000x (imersão em óleo), no entanto não foram encontrados grãos de pólen suficientes para tratamento estatístico. Adicionalmente à análise polínica, contaram-se também micropartículas carbonizadas maiores que 50 $\mu\text{m}$ , indicativas de incêndios locais, e entre 25 e 50  $\mu\text{m}$  e menores que 25  $\mu\text{m}$ , preferencialmente ligadas a incêndios regionais (Tolonen, 1986) causados por fatores climáticos e/ou antrópicos. Foram contados no mínimo 300 micropartículas em cada amostra, com tratamento estatístico dos dados obtidos através

dos programas computacionais *Tilia* e *Tilia Graph* (Grimm e Troostheide, 1994) e *Coniss* (Grimm, 1987).

### **7.10. Diatomáceas**

O método aplicado para o estudo diatomológico seguiu o padrão descrito por Battarbee (1986): 1- oxidação de cerca de 1 cm<sup>3</sup> de amostra com água oxigenada (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) a 30 volumes; 2- lavagem com água destilada, seguida de decantação em béqueres; 3- montagem de lâminas, com meio Naphrax, a partir do resíduo gerado pela oxidação; 4- para a quantificação foi utilizada a expressão matemática 1, onde: N = densidade total de valvas e fragmentos em ml; NT = número de valvas e fragmentos contadas em todos os transectos; AL = área total constante da lamínula (768 mm<sup>2</sup>); T = número de transectos verticais contados; AT = área do transecto; e V = volume constante da amostra de 0,04 ml.

$$N = \frac{Nt \times AL}{T \times AT} / V \quad (1)$$

A identificação dos táxons de diatomáceas foi feita com base em comparações com táxons neotropicais existentes na literatura (Patrick & Reimer 1966, 1975, Bicudo & Bicudo 1970, Round *et al.* 1990, Moro & Fürsternberger 1997, Fürsternberger 2001). Os dados brutos foram inseridos nas planilhas dos programas computacionais *Tilia* e *Tilia Graph* (Grimm & Troostheide 1994) e *Coniss* (Grimm 1987).

## **8. Divulgação científica**

A divulgação é parte fundamental de qualquer trabalho científico. Nesse sentido, são apresentados a seguir os trabalhos já publicados, relacionados com o desenvolvimento desta pesquisa, bem como os que estão em processo de elaboração.

### **8.1. Trabalhos publicados**

Durante o desenvolvimento da pesquisa foram publicados quatro resumos de congresso (duas apresentações orais e dois painéis), dois artigos científicos em revistas indexadas e um capítulo de livro, apresentados nessa ordem a seguir:

MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F.; GUIDON, N.; FIORINI, P.; GUEDES, C.C.F.; SAWAKUCHI, A.O. Do Evento Úmido H1 à Implantação do Clima Semiárido no

Nordeste Brasileiro: Evidências Baseadas na Integração de Dados Sedimentológicos, Cronológicos e de Sensoriamento Remoto. In: XIV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2013, Natal. Resumos de Trabalhos, 2013.

FIORINI, P.; GIANNINI, P.C.F.; MENDES, V.R. Gênese de calcretes no semiárido nordestino durante o Quaternário tardio. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 2013, Natal. Resumos de Trabalhos, 2013.

MENDES, V.R.; SAWAKUCHI, A.O.; GIANNINI, P.C.F.; CHIESSI, C.M.; MULITZA S.; ZHANG. Y. OSL and TL sensitivities of quartz in a marine sediment core as a source tracer and paleoclimate proxy. In: 4th Asia Pacific Luminescence and Electron Spin Resonance Dating Conference – APLED, 2015, Adelaide – Austrália.

MENDES, V.R.; SAWAKUCHI, A.O.; UMISEDON, N.K.; CRUZ Jr, F.W. First insights on silt fraction OSL use in dirty speleothems dating. In: 4th Asia Pacific Luminescence and Electron Spin Resonance Dating Conference – APLED, 2015, Adelaide – Austrália.

KINOSHITA, A.; MAYER, E.; MENDES, V.R.; FIGUEIREDO, A. M. G.; BAFFA, O. Electron spin resonance dating of megafauna from Lagoa dos Porcos, Piauí, Brazil. *Radiation Protection Dosimetry*, v. 159, p. 212-219, 2014.

SAWAKUCHI, A.O.; MENDES, V.R.; PUPIM, F.N.; MINELI, T.D.; RIBEIRO, L.M.; ZULAR, A.; GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F.; NOGUEIRA, L.; SALLUN FILHO, W.; ASSINE, M.L. Luminescence dating (OSL, ITL) of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary?. *Brazilian Journal of Geology*. v. 46, supl. 1, p. 209-226, Junho 2016.

FELICE, G.D.; GUIDON, N.; MENDES, V.R. 2014. A evolução da paisagem do Pleistoceno Superior ao Holoceno na Região do Parque Nacional Serra da Capivara. In: PESSIS, A.M.; MARTIN, A.; GUIDON, N (org.). Os Biomas e as Sociedades Humanas na Pré-História da Região do Parque Nacional Serra da Capivara, Brasil. São Paulo. A&A Comunicação. Volume IIA. **68-87**.

## **8.2. Trabalhos em preparação**

Estão em elaboração três artigos científicos com potencial para publicação em revistas de bom nível. A divisão do conteúdo dos artigos seguiu grosso modo a lógica dos capítulos 3, 4 e 5 desta Tese, sendo que um artigo será focado no novo indicador

proposto para o testemunho marinho, outro será focado na análise multi-indicadores da Lagoa dos Porcos e o terceiro abarcará as principais mudanças registradas na paisagem.

## Referências

- ARZ H.W., PÄTZOLD 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.
- ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. (1999). Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. *Geo-Marine Letters*, *19*(3), 209-218.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; MORAES-GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift (Berlin)**, v. 22, p. 711-728, 2013.
- BARBOUTI, A.; RASTIN, B. 1983. A Study Of The Absolute Intensity Of Muons at Sea Level and Under Various Thicknesses Of Absorber. *Journal Of Physics G: Nuclear Physics*, **9**: 1577–1595.
- BARKER, S., GREAVES, M., ELDERFIELD, H., 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, 8407.
- BARRETO E.A.S. 2010. Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 110 p.
- BATTARBEE, R.W. 1986. Diatom analysis. In: BERGLUND, B.E. (ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. New York: John Wiley and Sons Ltd. p. 529-570.
- BEHLING H. & NEGRELLE, R.R.B. 2001. Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic lowland, Southern Brazil, during the Late quaternary. *Quaternary Research*, **56**:383-389.
- BEHLING H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaobotany and Palinology*, **99**:143-156.
- BEHLING H. 2002. South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177**:19-27.
- BICUDO, C.E.M. & BICUDO, R.M. 1970. *Algas de águas continentais brasileiras*. São Paulo: Fundação Brasileira para o Desenvolvimento do Ensino de Ciências – FUNBEC, 1970. 228p.

- BISCAYE, P. E. (1965) Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, 803-831.
- BOND, G.C., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DE MENOCA, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., BONANI, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- CARLSON A.E. (2013) The Younger Dryas Climate Event. In: Elias S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3, pp. 126-134. Amsterdam: Elsevier.
- CASTRO, DARCILÉA F. ; OLIVEIRA, PAULO E. DE ; ROSSETTI, DILCE F. ; PESSENDA, LUIZ C.R. . Late Quaternary landscape evolution of northeastern Amazonia from pollen and diatom records. *Anais da Academia Brasileira De Ciências*, V. 85, P. 35-55, 2013.
- COLINVAUX P.A., DE OLIVEIRA P.E., PATIÑO J.E.M. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Dordrecht: Harwood Academic Publishers, 332p. 1999.
- CONROY, J.L., J.T. OVERPECK, J.E. COLE, T.M. SHANAHAN, AND M. STEINITZ-KANNAN. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews*, 27(11-12): 1166-1180.
- CRUZ JR., F. W., BURNS, S.J., JERCINOVIC, M., KARMANN, I., SHARP, W.D., VUILLE, M., 2007. Evidence of rainfall variations in southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a late Pleistocene stalagmite. *Geochim Cosmochim Acta* 71, 2250– 2263.
- CRUZ JR., F.W., BURNS, S.J., KARMANN, I., SHARP, W.D., VUILLE, M., FERRARI, J.A., 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 25, 2749–2761.
- CRUZ JUNIOR F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M., Cardoso A.O., Ferrari J.A., Dias P.L.S., Viana Junior O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434:63-66.
- CRUZ JUNIOR F.W., VUILLE M., BURNS S.J., WANG X., CHANG H., WERNER M.R., LAWRENCE E., KARMANN I., AULER A., NGUYEN H. 2009. Orbitally driven east-west anti-phasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, 2:210-214.
- 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.
- DE OLIVEIRA. P.E. A palynological record of late Quaternary vegetational and climatic change in Southeastern Brazil. *The Ohio State University, Tese de Doutorado*, 134p. 1992.
- DEGENS, E.T. (1965). *Geochemistry of sediments*. Prentice-Hall. New York

- FIORINI, P.; GIANNINI, P. C. F.; MENDES, V. R. Gênese de calcretes no semiárido nordestino durante o Quaternário tardio. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 14, 2013, Natal, RN. Resumos de Trabalhos, 2013.
- FÜRSTENBERGER, C.B. *Interpretações paleolimnológicas do Quaternário recente a partir da análise da comunidade de diatomáceas (Bacillariophyceae) no sedimento do Rio Icatu, Município de Xique-Xique, Estado da Bahia, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 128p. 2001.
- GARCIA M.J., DE OLIVEIRA P.E., SIQUEIRA E., FERNANDES R.S. 2004. A Holocene vegetational and climatic Record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **131**:181-199.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 281, 180–195. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- GRIMM, E.C. & TROOSTEIDE, C.D. 1994. Tilia 2.00, program for plotting palynological diagrams: (Springfield) Illinois State Museum.
- GRIMM, E.C. 1987. CONISS: Textbook of Pollen Analyses. 4th Ed. Wiley, New York.
- GROENEVELD, J., CHIESSI, C.M., 2011. Mg/Ca of Globorotalia inflata as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic. *Paleoceanography* 26.
- GUEDES, C.C.F. 2012. *Cronologia e Sedimentologia dos Depósitos Eólicos Quaternários da Costa Leste Maranhense*. São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, IGc- USP.
- GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F. ; NASCIMENTO JR., D.R. ; SAWAKUCHI, A.O. ; TANAKA, A.P.B. ; ROSSI, M.G. . Controls of heavy minerals and grain size in a holocene regressive barrier (Ilha Comprida, southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 110-123, 2011.
- GUÉRIN C., CURVELO, M.A., FAURE, M., HUGUENEY, M., MOUSER-CHAUVIRÉ, C.1996. A fauna pleistocênica do Piauí (nordeste do Brasil): relações paleoecológicas e biocronológicas. *Fundamentos*, **1**:55-103.
- GUIDON N. 1975. Peintures rupestres de Várzea Grande, Piauí, Brésil. *Cahiers D'archéologie D'amérique Du Sud, Paris*, **3**:1-174.
- GUIDON, N. & DELIBRIAS, G.,1986, "Carbon-14 dates point to man in the Americas 32.000 years ago." *Nature* , vol. 321, n° 6072,19-25 june, pp. 769-771
- HAUG GH, HUGHEN KA, SIGMAN DM, PETERSON LC, RÖHL U. 2001 Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, **293**:1304–1308.
- HEINRICH, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northwest Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.



- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE - Mapa de Biomas do Brasil: Primeira aproximação. Rio de Janeiro: IBGE, 2004. 1 mapa, colorido. Escala 1:5.000.000.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- KOPPEN, W., 1900: Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. Geogr. Z. 6, 657–679.
- KORVIN, G. 1992. Fractal models in the earth sciences. Amsterdam, Elsevier, 396 p.
- LEDRU, M.-P., SALGADO-LABOURIAU, M.L., LORSCHUITTER, M.L., 1998. Vegetation dynamics in Southern and Central Brazil during the last 10,000 yr BP. Review of Palaeobotany and Palynology 99, 131–142.
- LEDRU, Marie-Pierre; CECCANTINI, GREGORIO ; GOUVEIA, SUSY E.M. ; LÓPEZ-SÁEZ, JOSÉ ANTONIO ; PESSENDA, LUIZ C.R. ; RIBEIRO, ADAUTO S. . Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, v. 25, p. 1110-1126, 2006.
- LEDRU M.-P. 1993. Late Quaternary and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, **39**:90-98.
- LEDRU M.-P., CORDEIRO R.C., DOMINGUEZ J.M.L., MARTIN L., MOURGUIART P., SIFEDDINE A., TURCQ B. 2001. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, northern Brazil. *Quaternary Research*, **55**:47-56.
- LIU, Z., OTTO-BLIESNER, B., HE, F., BRADY, E., CLARK, P., LYNCH-STEIGLITZ, J., CARLSON, A., CURRY, W., BROOK, E., JACOB, R., ERIKSON, D., KUTZBACH, J., CHENG, J., 2009. Transient simulation of deglacial Climate Evolution with a new mechanism for Bolling-Allerod warming. *Science* 325, 310–314.
- MARANCA S. 1976. Estudo do sítio Aldeia da Queimada Nova, Estado do Piauí. *Rev Mus Paulista, sér Arqueol* 3: 1-103.
- McMANUS, J. F.; BOND, G. C.; BROECKER, W. S.; JOHNSEN, S.; LABEYRIE, L.; HIGGINS, S. (1994). High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, 371(6495), 326-329.
- MENDES, V. R. & GIANNINI, P.C.F. Coastal dunefields of south Brazil as a record of climatic changes in the South American Monsoon System. *Geomorphology* (Amsterdam), v. 246, p. 22-34, 2015.
- MEYERS, P. A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic process. *Org. Geochem.* 5/6(27): 213-250.
- MEYERS, P. A. and TERRANES, J. L.: Sediment organic matter, in: Tracking environmental changes using lake sediments, Last, W. M. and Smol, J. P (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dodrecht, 239-270, 2001.

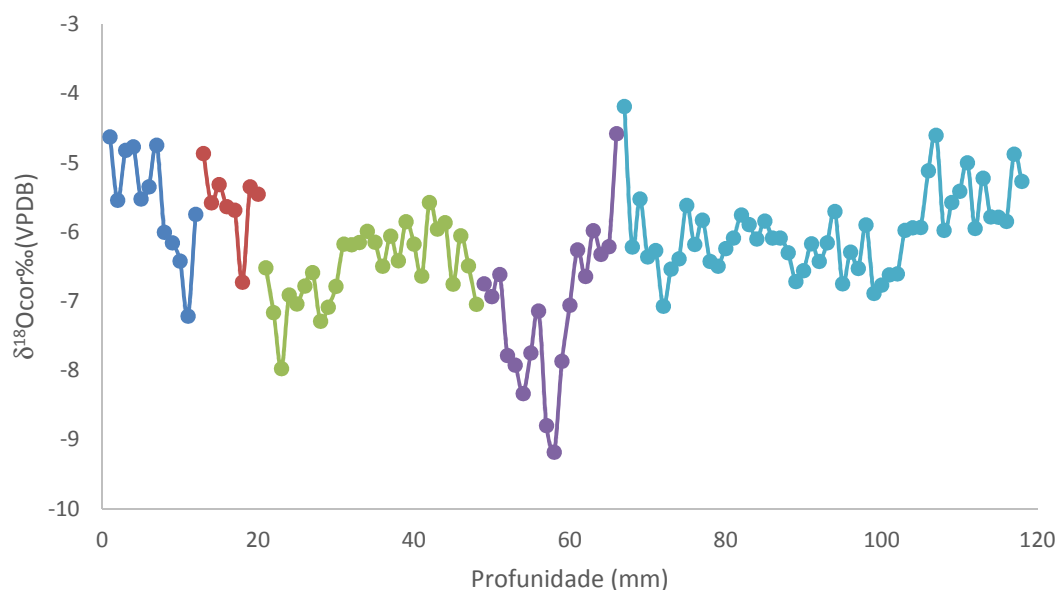
- MEYERS, P. A. 2003, Application of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem*, 34: 261-289.
- MORO, R.S.; FÜRSTENBERGER, C.B. 1997. *Catálogo dos principais parâmetros ecológicos de diatomáceas não-marinhas*. Ponta Grossa: Editora UEPG. 282p.
- MORTON A.C., HALLSWORTH C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy minerals assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* **90(3-4)**: 241-256.
- MOY, C.M., G.O. SELTZER, D.T. SELTZER, D.M. ANDERSON, 2002, Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial time scales during the Holocene epoch. *Nature*, V. 420:6912 pp 162-165, November 14, 2002.
- MULITZA, S., M. PRANGE, J.-B. STUUT, M. ZABEL, T. VON DOBENECK, A. C. ITAMBI, J. NIZOU, M. SCHULZ, AND G. WEFER (2008), Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning, *Paleoceanography*, 23, PA4206
- MURRAY A.S., WINTLE A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, **32**: 57–73.
- NACE, T.E., BAKER, P.A., DWYER, G.S., SILVA, C.G., RIGSBY, C.A., BURNS, S.J., GIOSAN, L., OTTO-BLIESNER, B., LIU, Z., ZHU, J., 2014. The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 415, 3–13.
- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.
- PATRICK, R.; REIMER, C.W. 1966. *The Diatoms of the United States*. 2 ed. Pennsylvania: Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia. Part I., 688p.
- PATRICK, R.; REIMER, C.W. 1975. *The Diatoms of the United States*. Pennsylvania: Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia. Part II., 213p.
- PESSENDA L.C.R., RIBEIRO, A.S., GOUVEIA S.E.M., BENDASSOLLI J.A., BOULET R., PELLEGRINOTTI T.C., SILVA V.F. 2001. Dinâmica do ecótono cerrado-floresta desde o Pleistoceno tardio na região de Barreirinhas, Estado do Maranhão, empregando os isótopos do carbono do solo. *In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Abequa)*, 8, Imbé, RS. Boletim de Resumos... Porto Alegre, Abequa.
- PESSENDA, L. C. R. ; GOUVEIA, S.E.M. ; FREITAS, H. A. ; RIBEIRO, ADAUTO DE SOUSA; ARAVENA, R ; BENDASSOLI, J A ; LEDRU, M P ; SCHEELYBERT, R. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. *In: Paulo de Oliveira; Kenitiro Suguio; Célia Gouveia. (Org.). O Quaternário no Brasil. São Paulo: Holos, 2005, v. , p. 75-93.*

- PETERSON L.C., HAUG G.H., HUGHEN K.A., RÖHL U. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, **290**:1947–1951.
- PIETSCH, T.J., OLLEY, J.M., NANSON, G.C. 2008. Fluvial transport as a natural luminescence sensitizer of quartz. *Quaternary Geochronology* 3, 365-376.
- PRESCOTT, J.R.; STEPHAN, L.G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. In: Proceedings of the Second Specialist Seminar on Thermoluminescence Dating 6, Council of Europe, Strasbourg, pp. 17–25.
- ROUND, F.E.; CRAWFORD, R.M.; MANN, D.G. 1990. *The Diatoms. Biology and Morphology of the Genera*. Cambridge University Press, Cambridge, 747p.
- SADLER, P.M. 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, 89: 569-584.
- SANCHEZ-GONI M.F., HARRISON S.P. (2010) Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology, *Quaternary Science Reviews*, 29, 2823-2827. Sawakuchi *et al.* 2011
- SCHEEL-YBERT R. 2000. Vegetation stability in the southeastern Brazilian coastal area from 5.500 to 1.400 <sup>14</sup>C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **110**:111-138.
- SIFEDDINE, A ; WIRRMANN, D ; ALBUQUERQUE, A ; TURCQ, B ; CORDEIRO, R ; GURGEL, M ; ABRAO, J . Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 214, p. 41-53, 2004.
- STOCKMARR, J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13, p.615-621, 1971.
- STRÍKIS, N. M.; CHIESSI, C. M. ; CRUZ, F. W. ; VUILLE, M. ; CHENG, H. ; DE SOUZA B., ELINE A. ; MOLLENHAUER, G. ; KASTEND, S. ; KARMANN, I. ; EDWARDS, R. L. ; BERNAL, J. P. ; DOS REIS S., H. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, v. 42, 2015.
- STUIVER M., REIMER P.J., AND REIMER R., 2014. <http://calib.qub1.ac.uk/calib/>
- TOLONEN, K. 1986. Charred particule analyses: In, B. E. BERGLUND Handbook of Holocene Palaeocology and Palaeohydrology. New York: John Willey and Sons.485-490.1986.
- WANG X., AULER A.S., EDWARDS R.L., CHENG H., ITO E., WANG Y.J., KONG X.G., SOLHEID M. 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysics Research Letters*, **241**:699-706.

- WANG X., AULER A.S., EDWARDS R.L. CHENG H., ITO E., SOLHEID M. 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, **25**:3391-3403.
- WANG X., AULER A.S., EDWARDS R.L., CHENG H., CRISTALLI P.S., SMART P., RICHARDS, D.A. SHEN C. 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, **432**:740-743.
- WANG, L., 2000. Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 381–394.
- WINTLE A.G., MURRAY A.S. 2006. A Review Of Quartz Optically Stimulated Luminescence Characteristics And Their Relevance *In* Single-Aliquot Regeneration Dating Protocols. *Radiation Measurements*, **41**: 369–391.
- ZHANG, H., WENBERG, P. O., WU, V. H., AND BLAKE, G. A.: Fractionation of  $^{14}\text{N}^{15}\text{N}^{16}\text{O}$  and  $^{15}\text{N}^{14}\text{N}^{16}\text{O}$  during photolysis at 213 nm, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (16), 2481–2484, 2000.
- ZHANG, Y.; CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; ZABEL, M.; TRINDADE, R. I. F.; HOLLANDA, M. H. B. M.; DANTAS, E. L.; TIEDEMANN, R.; WEFER, G. Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 432, p. 493-500, 2015.
- ZULAR, ANDRÉ; SAWAKUCHI, ANDRÉ O.; GUEDES, CARLOS C.F.; GIANNINI, PAULO C.F. Attaining provenance proxies from OSL and TL sensitivities: Coupling with grain size and heavy minerals data from southern Brazilian coastal sediments. *Radiation Measurements*, v. 81, p. 39-45, 2015.
- ZULAR, ANDRÉ; SAWAKUCHI, ANDRÉ O. ; GUEDES, CARLOS C.F. ; MENDES, VINÍCIUS R. ; NASCIMENTO, DANIEL R. ; GIANNINI, PAULO C.F. ; AGUIAR, VITOR A.P. ; DEWITT, REGINA . Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology (Print)*, v. 335, p. 64-77, 2013.

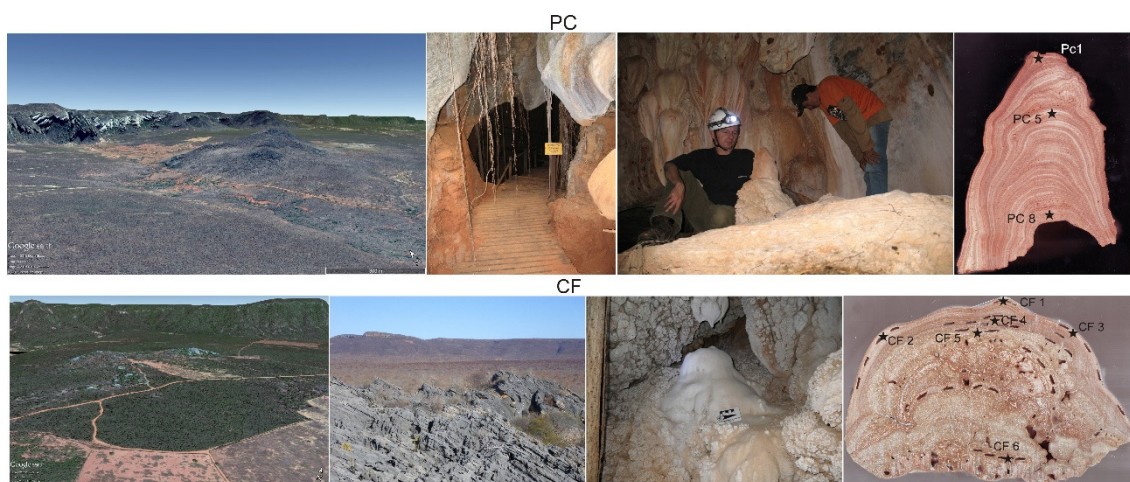
## **Anexo 1 - Datação de espeleotemas sujos**

O método de datação por LOE de espeleotemas sujos ainda está em desenvolvimento, mas já apresenta resultados promissores. Nesta etapa inicial, foram utilizadas duas estalagmites sujas (ricas em argilominerais) de diferentes cavernas próximas ao PNSC. O estudo de isótopos estáveis de C e O em espeleotemas tem sido uma das principais formas de recuperar informações sobre as mudanças ocorridas na precipitação sobre o continente. Estudos desse tipo estão se espalhando pelo Brasil (Cruz *et al.* 2006, 2009, Barreto 2010, Novello *et al.* 2012, Strikis *et al.* 2015) e a prática comum é descartar espeleotemas sujos, cuja determinação geocronológica pelo método tradicional de U-Th é inviabilizada pela presença de argilominerais (que adicionam isótopo filho,  $^{230}\text{Th}$ , independente do decaimento do U contido no carbonato). No entanto, sendo o clima semiárido naturalmente desfavorável à formação de cavernas e de espeleotemas, acredita-se que as duas amostras coletadas, apesar de contaminados por argilominerais, são ocorrências raras, talvez únicas, na região, o que justifica o esforço na tentativa de sua datação. Inicialmente, o método tradicional U-Th foi utilizado em 40 amostras da estalagmite CF, correspondentes a quatro amostras de dez camadas diferentes, na tentativa de utilizar o método das isócronas (Bischoff e Fitzpatrick, 1990), no qual seria possível corrigir as idades com base no conteúdo inicial de  $^{230}\text{Th}$ . As idades calculadas a partir das isócronas mostraram-se inconsistentes, com muitas inversões, e, portanto, foram descartadas. Outro incentivo para a tentativa de um novo método de datação para espeleotemas sujos, além da raridade das amostras, foi a curva isotópica obtida para a amostra CF, cujas variações (Figura A1) trariam importantes informações sobre a precipitação.



**Figura A1:** Variação do  $\delta^{18}\text{O}$  em função da profundidade amostrada, as variações encontradas são significativas em termos de análises paleoclimáticas.

As duas estalagmites foram coletadas em pequenas cavernas (Toca do Coroa de Frade – CF e Toca dos Pilão de Cima - PC), com profundidades de dezenas de metros, formadas em mármore pré-cambrianos da faixa móvel Riacho do Pontal, que afloram atualmente dando origem a feição geomorfológica chamada de Serrotes calcários. Nos dois casos, as rochas sobrepostas às cavidades possuem de 20 a 30 m de espessura, sendo as aberturas próximas ao local de coleta dos espeleotemas (Figura A2). Assim, a hipótese inicial foi que parte da sujeira encontrada nas amostras seria quartzo na fração silte, e este teria sido transportado para dentro da caverna pelo vento, como poeira, ou pela água das chuvas responsáveis pelo gotejamento formador das estalagmites. Assim, seria possível considerar a idade de aprisionamento desse silte de quartzo como a de formação dos espeleotemas.



**Figura A2:** Da esquerda para direita: imagem de satélite dos Serrotes calcários onde encontram-se as pequenas cavernas (Toca dos Pilão de Cima – PC e Coroa de Frade CF), contexto local das cavernas, estalagmites antes da coleta e após a amostragem em laboratório.

A datação por LOE depende de duas etapas principais: a recuperação da Dose equivalente (De), que seria proporcional ao tempo de soterramento (nesse caso aprisionamento do grão de quartzo no carbonato); a medição da taxa de radiação à qual esse grão teria sido exposto. A princípio, imaginou-se que o fator limitante para a datação seria encontrar grãos de quartzo suficientes para recuperar uma curva de luminescência confiável, por isso o desenvolvimento do método começou pela tentativa de se obter sinal LOE da amostra. O procedimento adotado para essa etapa foi: 1- na sala escura, com uso de uma minirretífica e broca com ponta de carbeto de silício, extrair cerca de 5g de amostra de cada camada a ser datada; 2- atacar com HCl, para remover os carbonatos; 3- lavar, centrifugar e avaliar se o resíduo é suficiente, senão voltar para a etapa 1; 4- diluir em acetona o material e, com micropipetas descartáveis, pingar a amostra nos discos para leitura de luminescência no RISO; 5- após a evaporação avaliar se a quantidade de material é suficiente para a leitura.

A sequência utilizada para obtenção da De foi baseada no protocolo SAR (Murray & Wintle 2000, Wintle & Murray 2006), com a adição de leitura de sinal sob estimulação de luz infravermelho (IRSL – *infrared stimulation light*) antes de cada leitura com LED azul (Tabela A1). Essa etapa adicional visa eliminar a influência do feldspato nas medidas do quartzo, uma vez que o feldspato é sensível aos dois tipos de iluminação e o quartzo somente à luz azul.

**Tabela A1-** Sequência utilizada para obtenção da  $D_e$  baseada no protocolo SAR. A primeira  $D_i$ , no passo 1, é zero.

Passo	Procedimento
1	Dose $D_i$
2	Pré-aquecimento em 200 °C por 10s
3	Estimulação IRSL a 125 °C por 125s
4	Estimulação LED azul a 125 °C por 40s
5	Dose teste $D_t$
6	Aquecimento até 160 °C
7	Estimulação IRSL a 125 °C por 125s
8	Estimulação LED azul a 125 °C por 40s
9	Fotoesvaziamento LED azul a 125 °C por 40s
10	Retornar ao passo 1

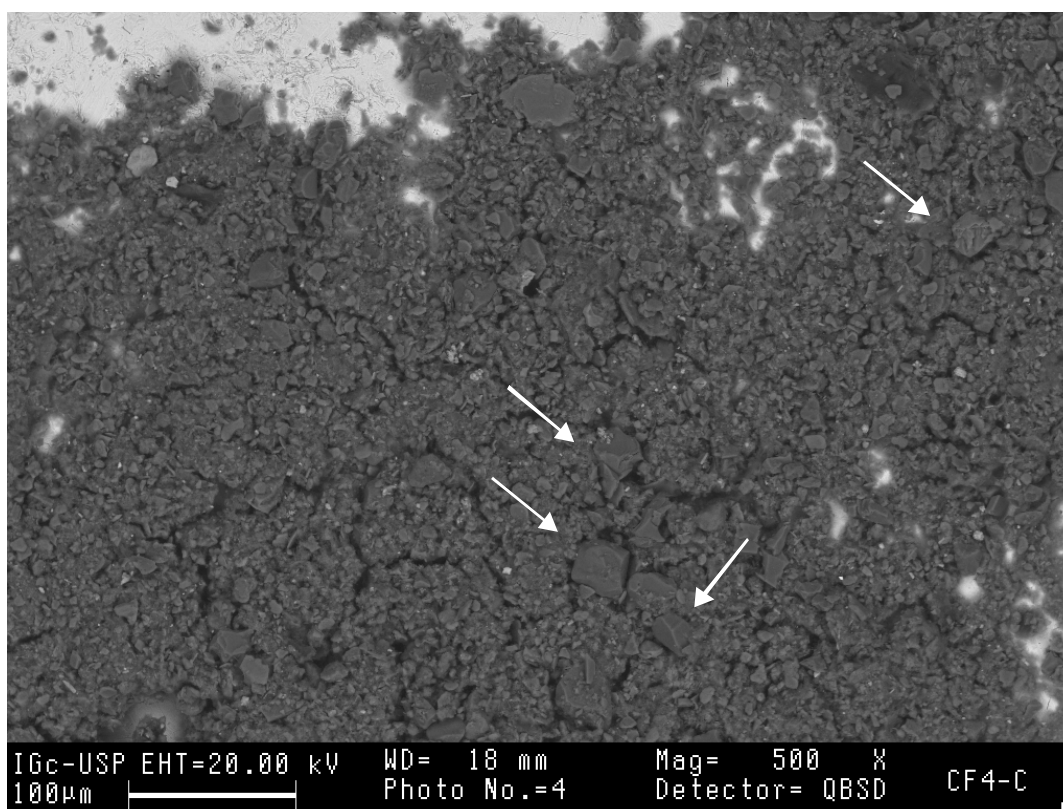
Com base nesse protocolo, foram recuperadas doses de três amostras da estalagmite PC e duas da CF (Tabela A2).

**Tabela A2** - Doses recuperadas com o procedimento descrito na Tabela A1.

Amostra	$D_e$ (Gy)	Erro (Gy)	Alíquotas
PC 1	8.08	0.94	7
PC 5	5.03	0.35	4
PC 8	17.28	0.56	7
CF 2	80.64	5.27	5
CF 4	46.96	0.67	12

Para certificar que o sinal encontrado de fato representava grãos de quartzo, um dos discos medidos para a amostra CF4 foi submetido ao MEV, onde foi possível reconhecer grãos de quartzo na fração silte (Figura A3) em meio à matriz de argila, cuja composição foi posteriormente identificada via DRX como maghemita ( $Fe_2O_3$ ).





**Figura A3:** Imagem obtida ao MEV no mesmo disco utilizado para a leitura da De, as setas brancas indicam grãos de quartzo.

Esses resultados mostram que a recuperação de doses equivalentes em estalagmites sujas é possível, o que levou à segunda parte da datação, o cálculo da dose anual de radiação. Essa etapa foi concluída somente para a estalagmite CF. Como ainda não existe procedimento aceito para cálculo de dose anual em espeleotemas, executaram-se três testes diferentes para tentar estimar a radiação absorvida por um grão de quartzo durante um ano. Os dois primeiros métodos utilizados visaram à obtenção da concentração de Th, U e K de duas amostras que compreenderam as porções superiores e inferiores da estalagmite CF (visualmente contrastantes). Estas amostras foram previamente moídas e homogeneizadas. A prática comum no Legal é calcular a concentração dos elementos radioativos com base na radiação gama emitida pelo K e pelos elementos filhos do U e Th. Como a concentração desses elementos em carbonatos é pequena e a massa exigida para a amostra é da ordem de dezenas a centenas de gramas, buscou-se também obter as concentrações por métodos químicos. No Laboratório de Química do IGC-USP, a rotina do equipamento de ICP-OS está programada somente para a leitura de U e Th e por essa razão o teor de K foi analisado via FRX. Os resultados obtidos pelos dois métodos são consideravelmente diferentes, sendo a dose anual calculada pela espectrometria gama subestimada em relação a

calculada por ICP-OS/FRX, em cerca de 20%, para a amostra superior, e em cerca de 70%, para a inferior (Tabela A3).

**Tabela A3** - Comparação entre diferentes métodos de obtenção de taxa de dose.

Amostra	Espectrometria Gama				ICP-OS/FRX			
	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Taxa de Dose (mGy/year)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Taxa de Dose (mGy/year)
CF 1-4	0.64	0.18	0.05	0.16	0.41	0.34	0.58	0.20
CF 5-6	0.16	0.10	0.03	0.07	0.50	0.29	0.50	0.18

As diferenças encontradas na determinação dos teores de Th, U e K entre os dois métodos pode ser explicada e era esperada uma vez que a massa utilizada em cada ensaio é muito diferente, sendo da ordem de dezenas de gramas para a espectrometria e de miligramas para ICP-OS/FRX. No entanto, a escolha do método ideal não é simples, as análises químicas poderiam ser executadas em amostras pontuais, no mesmo local da coleta para a luminescência, por exemplo. Mas cabe lembrar que o raio de influência da radiação gama é de 30cm; desse modo, a espectrometria contemplaria uma região maior da amostra e seria mais representativa. Devido a heterogeneidade da amostra, o terceiro método proposto para recuperar a dose anual foi a microdosimetria, onde dosímetros artificiais poderiam registrar a dose à qual o quartzo estava submetido dentro da amostra de forma direta, sem a necessidade de calcular os teores de U, Th e K. No espeleotema CF, inseriram-se três dosímetros de LiF em cada cavidade gerada pela amostragem; em seguida, a estalagmite foi remontada unindo-se suas duas metades e envolvendo-as com fita adesiva. Foram colocados dosímetros na superfície da amostra e na parede do armário no qual ela foi armazenada por 166 dias. Os resultados são cerca de cinco vezes maiores do que os encontrados nas análises anteriores (Tabela A4).

**Tabela A4-** Doses anuais calculadas com base nos dosímetros de LiF. Além de serem inseridos na parte interior da amostra, dosímetros foram colocados na superfície da amostra e na sala onde o material foi armazenado.

Dosímetros LiF		
Amostra	Dose medida (mGy) 166 days	Dose anual (mGy/year)
CF1	0.48	1.06
CF2	0.45	0.99
CF3	0.43	0.96
CF4	0.47	1.03
CF5	0.41	0.91
CF6	0.36	0.80
Superfície	0.45	0.98
Sala	0.42	0.93

Os dosímetros foram emprestados e analisados pela técnica do Laboratório de Dosimetria do instituto de Física da USP, Nancy Kuniko Umisedo. Os dosímetros utilizados são comerciais, vendidos como TLD100 *ribbons* (LiF:Mg,Ti) pela *Harshaw Chemical Co./Bicron®*, com massa de 20 mg e dimensões de 3,0 × 3,0 × 0,9 mm<sup>3</sup>. Para construir a curva de calibração, seis dosímetros foram irradiados em diferentes doses ao ar livre por uma fonte de Co e, em seguida, levados ao Riso para a leitura do sinal de termoluminescência.

De posse das doses equivalentes e das doses anuais, foi possível calcular idades de aprisionamento do quartzo para duas amostras da estalagmite CF. As idades calculadas com base na dose anual obtida por dosímetros são uma ordem de grandeza inferiores às demais (Tabela A5).

**Tabela A5-** Idades calculadas com base nas taxas de dose obtidas por espectrometria gama, ICP-OS/FRX e dosímetros de LiF.

Amostra	Espectrometria Gama		ICP-OS/FRX		Dosímetros de LiF	
	Idade (ka)	Erro (ka)	Idade (ka)	Erro (ka)	Idade (ka)	Erro (ka)
CF 2	498	141	403	95	81	0,91
CF 4	3088	85	250	57	78	0,93

As idades calculadas com base nos dosímetros parecem mais coerentes com o contexto geológico e a dose anual calculada com esse método parece mais robusta, uma vez que computa toda radiação de determinado local da amostra, independentemente de sua heterogeneidade.

### **Considerações finais, problemas encontrados e sugestões para trabalhos futuros**

Os resultados demonstraram que a datação por LOE de espeleotemas sujos é possível e que provavelmente a microdosimetria *in situ* é o método mais confiável para determinação da dose anual. No entanto, algumas questões teóricas e metodológicas continuam em aberto. Essas questões, bem como sugestões de abordagens para tentar respondê-las são relacionadas a seguir:

- Caso os grãos de quartzo não sejam transportados diretamente da parte externa da caverna para o espeleotema, é possível que haja um “efeito reservatório” na idade das amostras. O quartzo poderia ser aprisionado no solo no caso do transporte por água ou dentro da própria caverna, no caso do vento. Em ambos os casos, os grãos estariam protegidos da luz solar e, portanto, começariam a armazenar radiação antes de sua incorporação no espeleotema. Essa questão poderia ser resolvida datando amostras recentes do gotejamento, no caso do transporte pela água, ou da poeira da caverna no caso do transporte eólico. Caso a idade dessa amostra recente não seja zero, o valor poderia ser usado como correção para as demais idades obtidas para a estalagmite.
- Devido à pequena espessura da estalagmite, a radiação do interior da caverna pode penetrar na amostra. Esse fator não foi considerado nas idades apresentadas para a CF, mas sugere-se que para estudos futuros a radiação da caverna seja medida *in situ* por espectrômetros portáteis.
- A taxa de dose em determinada camada muda com o crescimento da estalagmite, o quartzo é depositado no seu topo, e, com o crescimento das sucessivas camadas, a influência da radiação da caverna torna-se menos importante. Essa questão poderia ser resolvida modelando o crescimento da estalagmite com as idades obtidas, e gerando novas idades que poderiam alimentar o modelo novamente, até que essas iterações chegassem a um resultado constante. Recentemente foi lançado o *software* livre *DosiVox* (Martin *et al.*, 2015), baseado no pacote *Geant4* (Linux), elaborado pela equipe do CERN (Organização Europeia para a Pesquisa Nuclear) para simular a passagem de partículas pela matéria. No *DosiVox*, é possível reproduzir a geometria da amostra e

assim modelar a radiação absorvida em qualquer ponto desejado. Nesse modelo, seriam inseridos os teores de Th, U e K obtidos por *laser ablation*, por exemplo. Poderia ser computada também no modelo a radiação da caverna, medida *in situ*.

### Referências Anexo 1

- BARRETO E.A.S. 2010. Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 110 p.
- BISCHOFF, J.L. AND FITZPATRICK, J. A. (1990) U-series dating of impure carbonates: An isochron technique using total-sample dissolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 55, p. 543-554.
- CRUZ JR., F.W., BURNS, S.J., KARMANN, I., SHARP, W.D., VUILLE, M., FERRARI, J.A., 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 25, 2749–2761.
- CRUZ JUNIOR F.W., VUILLE M., BURNS S.J., WANG X., CHANG H., WERNER M.R., LAWRENCE E., KARMANN I., AULER A., NGUYEN H. 2009. Orbitally driven east-west anti-phasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, 2:210-214.
- MARTIN, L., INCERTI, S., MERCIER, N., (2015). DosiVox : Implementing Geant 4-based software for dosimetry simulations relevant to luminescence and ESR dating techniques. *Ancient TL*, Vol. 33, No. 1, 2015
- MURRAY A.S., WINTLE A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, 32: 57–73.
- NOVELLO, VALDIR F. ; CRUZ, FRANCISCO W. ; KARMANN, IVO ; BURNS, STEPHEN J. ; STRÍKIS, NICOLÁS M. ; VUILLE, MATHIAS ; CHENG, HAI ; LAWRENCE EDWARDS, R. ; SANTOS, ROBERTO V. ; FRIGO, EVERTON ; BARRETO, ELINE A. S. . Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters*, v. 39, p. L23706, 2012.
- STRÍKIS, N. M.; CHIESSI, C. M. ; CRUZ, F. W. ; VUILLE, M. ; CHENG, H. ; DE SOUZA B., ELINE A. ; MOLLENHAUER, G. ; KASTEND, S. ; KARMANN, I. ; EDWARDS, R. L. ; BERNAL, J. P. ; DOS REIS S., H. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, v. 42, 2015.
- WINTLE A.G., MURRAY A.S. 2006. A Review Of Quartz Optically Stimulated Luminescence Characteristics And Their Relevance *In* Single-Aliquot

## **Anexo 2 – CD com arquivo de localização dos pontos estudados**