



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ASSEMBLEIAS CENOZOICAS DE FOLHAS DO
BRASIL:
PROXIES PARA MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Murilo Nogueira Alves

Orientador: Profa. Dra. Fresia Soledad Ricardi-Torres Branco

Campinas-SP



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ASSEMBLEIAS CENOZOICAS DE FOLHAS DO BRASIL:
*PROXIES PARA MUDANÇAS CLIMÁTICAS***

Murilo Nogueira Alves

Trabalho de conclusão de curso apresentado em dezembro de 2021 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Fresia Soledad Ricardi Torres Branco (Orientadora)

Profa. Dra. Sueli Pereira Yoshinaga

Isabela Jurigan (doutoranda)

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

AL87a Alves, Murilo Nogueira, 1993-
Assembleias cenozoicas de folhas do Brasil : *proxies* para mudanças climáticas / Murilo Nogueira Alves. – Campinas, SP : [s.n.], 2021.

Orientador: Fresia Soledad Ricardi Torres Branco.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Angiosperma. 2. Paleontologia - Cenozóico. 3. Mudanças climáticas. 4. Paleoclimatologia. 5. Brasil. I. Ricardi-Branco, Fresia, 1963-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações adicionais, complementares

Título em outro idioma: Cenozoic leaf assemblies of Brazil: *proxies* for climate change

Palavras-chave em inglês:

Angiosperms

Paleontology - Cenozoic

Climate Change

Paleoclimatology

Brazil

Titulação: Bacharel

Banca examinadora:

Fresia Soledad Ricardi Torres Branco [Orientador]

Sueli Pereira Yoshinaga

Isabela Jurigan

Data de entrega do trabalho definitivo: 02-12-2021

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais e irmãos por todo amor, carinho, apoio e convivência.

A Dani por todo apoio no vestibular.

A minha orientadora Fresia por todo conhecimento, apoio, motivação e por me fazer acreditar que este trabalho seria possível.

Ao Pinha por uma vida toda de amizade, diversão e companheirismo.

A Equipe de Taekwondo Unicamp, em especial ao professor Fábio Súnica e Mestre Gustavo Henrique Cardoso, por todos bons momentos de vivência, aprendizado na arte marcial e luta que pretendo levar para a vida.

A Carol pelo cuidado incrível no tratamento de minhas lesões.

Aos meus alunos da extensão da Unicamp e turma online por me mostrarem o que é ser um instrutor.

Ao meu grupo de Campinas, Laiz, Cássio, Felipe, Álefe e Débora por nossos encontros nesses últimos anos de graduação, mesmo sem nos reunirmos durante a pandemia, espero vê-los novamente.

A Nathália e Sarah por serem as melhores monitoras que poderia conhecer.

A Talita por nossas muitas horas de conversa durante a pandemia.

A Laiz, mesmo conhecendo a poucos anos você é como uma irmã querida.

“As long as you continue living, good things will come your way.

Lots of good things”

Eiichiro Oda

RESUMO

As angiospermas a partir do Paleógeno experimentaram grande diversificação e predomínio de espécies mostrando seu sucesso evolutivo e dispersivo. Folhas e folhas fósseis de angiospermas podem ser utilizadas como *proxies* para se inferir temperatura (TMA) e precipitação (PMA). As folhas de dicotiledôneas lenhosas são consideradas mais sensíveis e respondem rapidamente a mudanças climáticas ao seu redor. Estudos em serrapilheira modernas indicaram que amostras coletadas não correspondem a biodiversidade da área. Isso não interfere nas estimativas de TMA e PMA, mas para resultados confiáveis é necessário um número mínimo de espécies ou morfotipos. Os métodos mais usados são a Análise de Margem Foliar (LMA) e Análise de Área Foliar (LAA) que são métodos univariados baseados em uma regressão linear simples. CLAMP (*Climate-Leaf Analysis Multivariate*), é método multivariado baseado na descrição de caracteres das folhas e requer mais áreas amostradas. Essa relação não é global e estima resultados mais precisos quando utilizada entre folhas de história evolutiva e ambiente similares, por isso o cuidado ao escolher as equações e bancos de dados para as estimativas. Fatores como a tafonomia, tamanho das folha, evolutivos/adaptativo, margens foliares (dentadas ou inteiras) são exemplos de fatores que devem ser considerados ao utilizar as estimativas. Com isso é possível associar a mudança climática de um local com os eventos importantes do passado. No Cenozoico, o Brasil passou por mudanças climáticas de aquecimento e resfriamento, aumento ou diminuição na umidade que podem ser quantificados pela estimativa da TMA e PMA. Aqui foram selecionadas quatro paleofloras que utilizaram dessas estimativas como base em assembleias de folhas fósseis. Além de realizar uma revisão bibliográfica acerca dos métodos de estimativa, folhas e Cenozoico, a fim de organizar uma história do paleoclima e eventos ocorridos no Brasil durante essa era.

Palavras-chave: Angiosperma, Paleontologia-Cenozoico, Mudanças Climáticas, Paleoclimatologia, Brasil

ABSTRACT

Angiosperms from the Paleogene onwards have experienced great diversification and species predominance showing their evolutionary and dispersal success. Fossil leaves and leaves of angiosperms can be used as proxies to infer temperature (TMA) and precipitation (PMA). Leaves of woody dicotyledons are considered more sensitive and respond quickly to changes in the surrounding climate. Studies in modern leaf litter have indicated that samples collected do not correspond to the biodiversity of the area. This does not interfere with estimates of TMA and PMA, but for confident results a minimum number of species or morphotypes is required. The most commonly used methods are Leaf Margin Analysis (LMA) and Leaf Area Analysis (LAA) which are univariate methods based on a simple linear regression. CLAMP (Climate-Leaf Analysis Multivariate), is a multivariate method based on the description of leaf characters and requires more sampled areas. This relationship is not global and estimates more accurate results when used between leaves of similar evolutionary history and environment, so care must be taken in choosing the equations and databases for the estimates. Factors such as taphonomy, leaf size, evolutionary/adaptive factors, leaf margins (toothed or jagged) are examples of factors that should be considered when using the estimates. In the Cenozoic, Brazil has undergone climatic changes of warming and cooling, increase or decrease in humidity that can be quantified by estimating the TMA and PMA. Here we selected four paleofloras that used these estimates as a basis for fossil leaf assemblages. In addition, a literature review of estimation methods, leaves and the Cenozoic was carried out in order to organize a history of paleoclimate and events that occurred in Brazil during this era.

Key-words: Angiosperm, Paleontology-Cenozoic, Climate Change, Paleoclimatology, Brazil

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	16
1.1	Objetivos e justificativa	18
2	METODOLOGIA	19
3	REVISÃO	20
	BIBLIOGRÁFICA	
3.1	Importância de estudos do paleoclima	20
3.2	Folhas fósseis como indicadores de paleoclima	20
3.3	Cálculo de TMA e PMA a partir de folhas fósseis	22
3.4	Paleoceno	27
3.5	Eoceno-Oligoceno	27
3.6	Oligoceno-Mioceno	32
3.7	Plioceno	36
3.8	Pleistoceno	40
3.9	Tabela Síntese	44
4	CONCLUSÕES	46
5	REFERÊNCIAS	47
	BIBLIOGRÁFICAS	

Índice de Figuras

Figura 1	Escala de Tempo Geológico para a Era Cenozoica dividida em períodos, épocas e séries segundo Cohen <i>et al.</i> (2014)	16
Figura 2	Representação gráfica da evolução dos Grupos Vegetais ao longo do Tempo Geológico, mostrando a alta diversificação de angiospermas durante o Paleógeno [Fonte: Willis e McElwain (2002) com modificações de Castro-Fernandes (2011)].	21
Figura 3	Relação entre tipo de margem e TMA variando entre diferentes regiões. As linhas de regressão exibem inclinações diferentes dependendo da localização e biogeografia [Fonte Kennedy et al. (2014) com modificações de Spicer et al. (2020)].	23

Figura 4	Tipos de margens. a) Folha de margem dentada; b) Folha de margem inteira [Fonte: Spicer et al. (2020)].	24
Figura 5	Modelo para determinação do tamanho do tamanho da classe de folha [Fonte: Ellis et al. (2009)].	25
Figura 6	Intervalos para o tamanho da classe de folha [Fonte: Ellis et al. (2009)].	25
Figura 7	Variação de temperatura global durante o Paleógeno, registrada através de análises de isótopos de oxigênio extraídos de testas de foraminíferos bentônicos coletados no Oceano Atlântico. Notar temperatura (°C) muito abaixo dos valores atuais (MULLER et al. 1987). Observa-se que as análises de isótopos também indicam variações de temperatura em tempos glaciais. Desta forma, essas ocorrências	28

marcam os principais eventos botânicos e geológicos durante o período do Paleógeno [Fonte: Graham (1999) com modificações de Pereira (2015)].

Figura 8

Mapa de localização das principais bacias sedimentares com ocorrências fitofossilíferas

29

paleógenas brasileiras, com destaque para a bacia de Fonseca, indicada pela seta amarela. [Fonte: Garcia et al. (2007); Veiga, (2009); Castro-Fernandes et al. (2013) com modificações de Zangrossi (2016)].

Figura 9

Gráfico referente à porcentagem da área foliar dos 43 morfotipos de angiospermas estudados na Formação Fonseca. [Fonte Zangrossi (2016)].

30

Figura 10

Localidades fossilíferas da Formação Pirabas, Estado do Pará (TÁVORA et al. 2010)

33

Figura 11	[Fonte: Santiago e Ricardi-Branco (2018b)]. Classes de tamanho obtidas na Análise da Área Foliar das 19 espécies. Dados retirados de Santiago e Ricardi-Branco (2018b).	34
Figura 12	Evolução paleogeográfica da Terra em três momentos. Istmo do Panamá e passagem de Drake abertos no Cretáceo Superior. Conexão geográfica entre América do Sul e Antártica e fechamento do Mar de Tethys no Eoceno Superior. Antártica já termicamente isolada no Mioceno Médio. [Fonte: Crame e Rosen (2002) com modificações de Távora et al. (2010)].	36
Figura 13	Localização da flora fóssil de Nova Iorque, Camadas Nova Iorque [Fonte: Anzótegui e Cristalli, 2000)].	37
Figura 14	Classes de tamanho obtidas na Análise da	39

Área Foliar das 26 espécies da paleoflora das Camadas Nova Iorque. [Dados retirados de Santiago e Ricardi-Branco (2018a)].

Figura 15

Mapa da América do Sul mostrando a distribuição dos Biomas Brasileiros (IBGE, 2004) e a localização da área de estudo em Goiás [Fonte: Follador et al. (2021)].

41

Figura 16

Classes de tamanho obtidas na Análise da Área Foliar dos 19 morfotipos. [Dados retirados de Follador et al. (2021)].

42

Índice de Tabelas

Tabela 1	Equações baseadas na Análise da Margem Foliar e Análise da Área Foliar utilizadas para a estimativa da paleotemperatura e paleoprecipitação da Formação Fonseca. [Fonte: Zangrossi (2016)].	30
Tabela 2.	Valores de TMA e PMA estimados para formação Fonseca no limite Eoceno-Oligoceno [Fonte: Zangrossi (2016b)].	32
Tabela 3	Equações baseadas na Análise da Margem Foliar e Análise da Área Foliar utilizadas para a reconstrução da temperatura média anual (TMA) e a precipitação média anual (PMA) da paleoflora de Caieira, Formação Pirabas [Fonte: Santiago e Ricardi-Branco (2018b)].	34
Tabela 4.	Equações baseadas na Análise da Margem Foliar e Análise da Área	38

Foliar utilizadas para a estimação da temperatura média anual (TMA) e a precipitação média anual (PMA) da flora fóssil de Nova Iorque, Camadas Nova Iorque [Fonte: Santiago e Ricardi-Branco (2018a)].

Resultados de TMA e PMA para a camada fossilífera da Paleolagoa seca [Fonte: Follador et al. (2021)].

Tabela 5

42

1. INTRODUÇÃO

O Cenozoico (Figura 1) é a era mais recente. Foi neste intervalo de tempo que a geografia do planeta adquiriu a configuração que conhecemos, e em ambientes continentais terrestres as angiospermas dominam a flora e os mamíferos a macrofauna (CHIMETTO, 2008). A América do Sul foi marcada por drásticas mudanças como: início da alternância dos ciclos glacial/interglacial, soerguimento dos Andes e mudança da drenagem da Amazônia, fechamento da conexão entre Oceano Atlântico e Pacífico, isolamento térmico e geográfico da Antártica e mudanças nas correntes oceânicas.

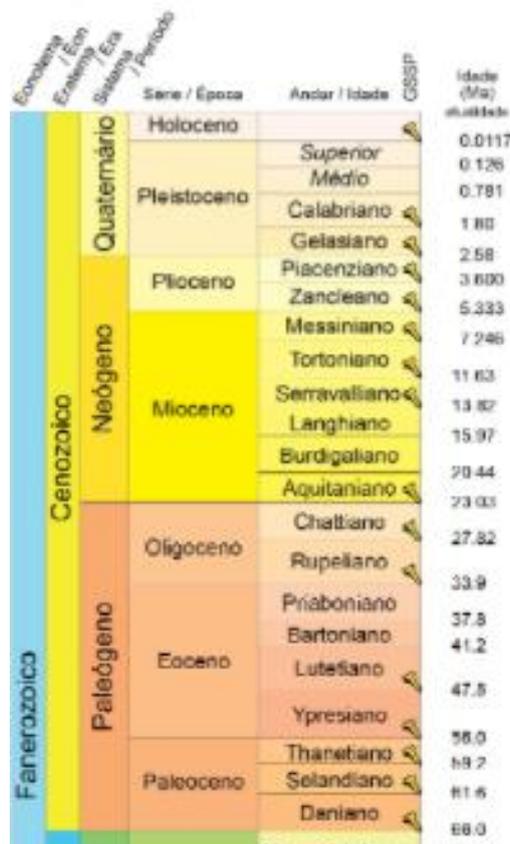


Figura 1: Escala de Tempo Geológico para a Era Cenozoica dividida em períodos, épocas e séries segundo Cohen *et al.* (2014).

O Paleógeno ficou conhecido como um período quente onde florestas tropicais predominavam pelo mundo (PEREIRA, 2015). Segundo Zachos *et al.* (2001), existiam altas concentrações de CO_2 atmosférico no Eoceno o que contribuiu para um período globalmente quente. No limite Paleoceno-Eoceno se depositou a Formação Fonseca, associada a bacias do tipo gráben influenciadas pela abertura do Atlântico (RICARDI-BRANCO e FANTON, 2007; FANTON *et al.*

2012). O Máximo Térmico do Limite Paleoceno-Eoceno, foi um dos períodos mais quentes do planeta (GRAHAM, 1999). A seguir no Oligoceno a circulação do oceano, o fechamento da passagem de Drake e o isolamento térmico e geográfico da Antártica propiciaram o desenvolvimento de calotas de gelo permanentes e início da glaciação do Cenozoico (TÁVORA *et al.* 2010). O Neógeno na América do Sul foi marcado por episódios de incursões marinhas e pulsos de soerguimento da Cordilheira dos Andes, ao longo do Cenozoico (HOORN, 1993). No Mioceno as temperaturas aumentam com o fim da primeira glaciação. Na Amazônia Ocidental ocorrem regressões/transgressões marinhas associadas ao soerguimento dos Andes, nesse contexto foi depositada a taoflora de Caieira da Formação Pirabas (ROSSETTI e GÓES, 2004; HOORN *et al.* 2010; AGUILERA *et al.* 2014; ANTONIOLI *et al.* 2015; SILVA, 2016). No Plioceno ocorre a deposição da flora fóssil de Nova-Iorque, um importante registro fóssil da caatinga, antes considerada precursora da Mata Atlântica e posteriormente considerada como precursora da caatinga moderna (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018a). No Quaternário continua a se desenvolver a sucessão glacial/interglacial (RASMUSSEN *et al.* 2014) como resultado de eventos orogênicos na América do Norte e Sul (GARCIA *et al.* 2014), em um estágio interglacial se depositou a flora-fóssil da Paleolagoa Seca, que registra um momento quente e mais seco que o atual.

Os estudos paleobotânicos e paleoclimáticos são auxiliados pela estimativa da TMA (temperatura média anual) e PMA (precipitação média anual). Estas estimativas se valem dos métodos univariados LMA (*leaf margin analysis* – análise da margem foliar) e LAA (*leaf margin analysis* – análise da margem foliar) respectivamente. Estimativas essas que são importantes para determinação do paleoclima e sua associação com eventos marcantes e mudanças climáticas do Cenozoico. Para estimativas serem mais confiáveis é necessária uma calibração regional (ROYER *et al.* 2012). Existem diversas equações de TMA e PMA que contém dados meteorológicos e fisionomia foliar de regiões diferentes, que podem ser utilizados em outras regiões desde que compartilhem uma relação similar com o clima (GREGORY-WODZICKI, 2000) e história climática e evolutiva (PEPPE *et al.* 2011).

Dado isso, vários autores tentaram construir equações cada vez mais regionais. Hinojosa *et al.* (2011) desenvolveram uma equação para a América

do Sul com dados de 74 localidades, provenientes de Bolívia, Chile, Colômbia, Equador, Peru e Venezuela. Santiago *et al.* (2017) acrescentaram a esse conjunto dados do Sudeste, Norte e Nordeste do Brasil e de algumas localidades do Cerrado, para um total de 121 localidades. Peppe *et al.* (2018) utilizaram dados do mundo todo para desenvolver uma equação global.

Este trabalho buscou reunir trabalhos realizados em locais do Brasil, que utilizaram folhas fósseis como *proxies* para determinar o paleoclima para o momento da deposição.

1.1 Objetivos e justificativa

Folhas fósseis, especialmente angiospermas são importante fonte de informação sobre a composição de floras passadas (ELLIS *et al.* 2009) e sobre o clima no entorno de um vegetal (SPICER *et al.* 2020).

O Brasil carece de literatura relativa ao emprego de folhas para determinação do clima no Cenozoico, mais especificamente sobre LMA, LAA e CLAMP aplicados em folhas fósseis locais.

Para este trabalho de revisão bibliográfica foram selecionados 4 trabalhos, Zangrossi, (2016) do Paleoceno-Eoceno, Santiago e Ricardi-Branco, (2018a, 2018b) Plioceno e Oligoceno-Plioceno respectivamente e Follador *et al.* (2021) no Pleistoceno, com objetivo de organizar uma história dos eventos geológicos e climáticos significativos ocorridos durante o Cenozoico, e como isso foi refletido nas estimativas de TMA e PMA.

2. METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho de revisão bibliográfica se reuniu um compilado de artigos, livros, publicações e trabalhos acadêmicos sobre a forma de utilizar folhas fósseis como *proxies* de mudanças climáticas e determinação do paleoclima, associando-as a outras informações do passado e atuais, com foco em mudanças ocorridas no Cenozoico no Brasil.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Importância de estudos do paleoclima

O estudo do paleoclima é primariamente realizado por razões econômicas, visto que depósitos sedimentares como linhito, carvão, turfa e outros são controlados no tempo geológico e no espaço por fatores climáticos (FANTON, 2013).

A distribuição atual e passada dos vegetais sofre forte influência do clima (GREENWOOD, 2007). A evolução e extinção dos taxa são influenciadas por mudanças climáticas, compreendê-las significa um entendimento mais acurado da história evolutiva das plantas (WING *et al.* 2005; JARAMILLO *et al.* 2006).

Além disso existe uma discussão atual sobre o efeito da liberação antrópica de gases de efeito estufa e o aumento da temperatura global. No limite Paleoceno-Eoceno ocorreu um aumento drástico de gases de efeito estufa seguido de forte aquecimento global, essa liberação de gases pode ser comparada com as emissões antrópicas. O efeito desse evento no Paleoceno-Eoceno ainda não é entendido por completo. O estudo do paleoclima nesse sentido é importante para compreender mudanças climáticas atuais (CHIMETTO, 2008).

3.2 Folhas fósseis como indicadores de paleoclima

Angiospermas obtiveram grande sucesso evolutivo desde o Cretáceo Inferior (Figura 2), visto que esse grupo se diversificou rapidamente mostrando sua capacidade reprodutiva e de dispersão, alcançando uma enorme variedade de espécies em todas as zonas climáticas (HUGHES, 1994). Dicotiledôneas lenhosas em particular possuem folhas com ampla variedade de estruturas para maximizar a absorção de luz solar e minimizar o aquecimento e perda de água. Por conta dessas adaptações e relação com o clima, é seguro dizer que a folha reflete o clima predominante ao seu redor (SPICER *et al.* 2020). A determinação de um clima passado através da fisionomia (tamanho e forma) não precisa da identificação de espécies, se baseia em características morfológicas, onde tipo de margem e área foliar são os mais utilizados (PEPPE *et al.* 2011).

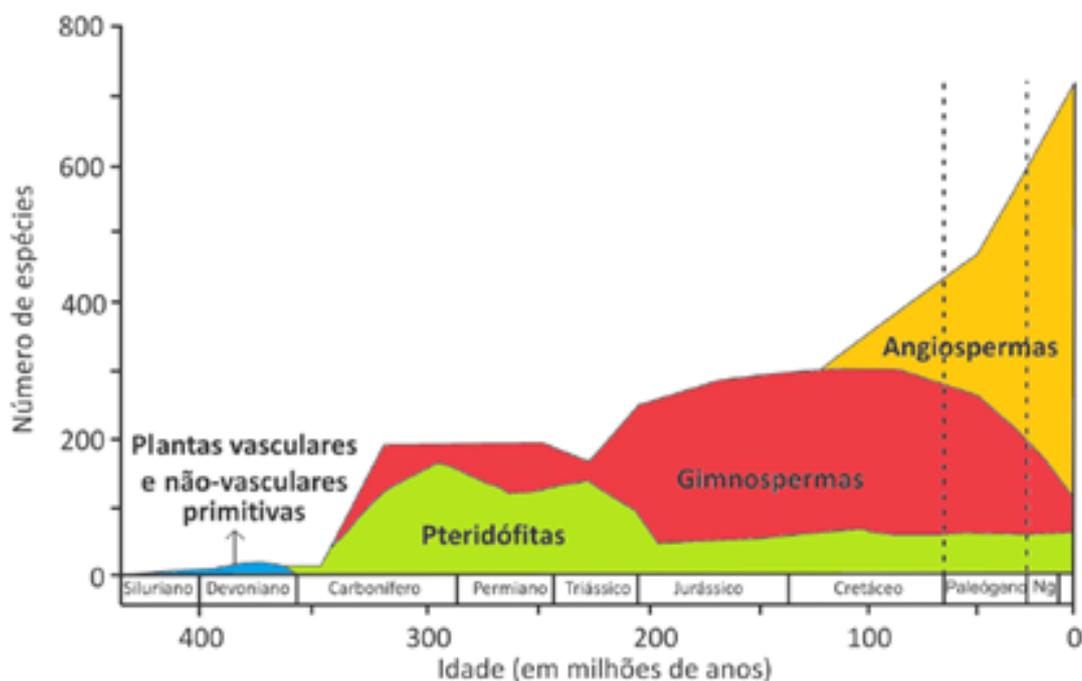


Figura 2: Representação gráfica da evolução dos Grupos Vegetais ao longo do Tempo Geológico, mostrando a alta diversificação de angiospermas no Paleógeno [Fonte: Willis e McElwain (2002) com modificações de Castro-Fernandes (2011)].

Os variados processos tafonômicos devem ser levados em consideração na análise foliar. Folhas de menor tamanho tem maior possibilidades de serem preservadas sem fragmentação, para posteriormente serem estudadas. Árvores mais próximas a rios e mais altas possuem pela sua posição no dossel da floresta maior probabilidade de terem suas folhas transportadas e depositadas. Mas quando realizadas comparações entre acumulações de folhas coletadas nas margens dos canais fluviais e da serrapilheira abaixo do dossel, nem sempre isso foi observado (HAGEN *et al.* 2019).

Em estudos em serrapilheira de florestas modernas, realizados com a finalidade de se entender a tafonomia de angiospermas (SANTIAGO, 2017), mostram que poucas espécies, 2-5, correspondem à maioria do material foliar (60%), e o restante de espécies pertencem a um número variável de árvores e trepadeiras. Isso é, as acumulações de folhas representam as espécies dominantes do dossel no local de coleta, mas refletem mal a diversidade da área.

3.3 Cálculo de TMA e PMA a partir de folhas fósseis

Para a determinação de um clima passado através da fisionomia (tamanho e forma) não é obrigatório a identificação de espécies, se baseia em características morfológicas, tipo de margem e área foliar são os mais utilizados (PEPPE *et al.* 2011), já que as estruturas dos fósseis de folhas estão ligadas diretamente com o paleoclima (PEREIRA, 2015).

Assume-se que a relação entre clima e morfologia das folhas não sofreu mudanças significativas desde o Cretáceo Superior. Porém, ainda assim é necessário levar em consideração o efeito regional, uma flora fóssil pode não apresentar um análogo moderno com relação similar com o clima (GREGORY-WODZICKI, 2000), devido a mudanças no clima e história evolutiva (PEPPE *et al.* 2011).

A Análise da Margem Foliar (LMA) é método univariado que estima a TMA, relacionando a proporção de dicotiledôneas lenhosas de margem inteira de uma flora com TMA através de uma regressão linear simples (WILF, 1997).

Para a LMA se utiliza da equação 1:

$$LTMA = c \cdot pE + \alpha \quad (1)$$

Onde *LTMA* é a temperatura média anual estimada pela folha (°C). *pE* é a proporção de dicotiledôneas lenhosas de margem lisa. A constante *c* e intercepto α são obtidos em modelos específicos regionais.

A incerteza pode ser calculada por pela equação 2 proposta por Miller *et al.* (2006):

$$\sigma[TMA] = c \sqrt{1 + \phi(n-1) \left(P(1-P) \frac{P(1-P)}{n} \right)} \quad (2)$$

Onde $\sigma[MAT]$ é o desvio padrão (°C) estimado para temperatura. *c* é a inclinação da reta. *P* é proporção de espécies de margem inteira. *n* é número de locais amostrados e Φ é o fator de sobredispersão para *P* (MILLER *et al.* 2006).

Assume-se um erro mínimo de $\pm 5^\circ\text{C}$ (PEPPE *et al.* 2011) podendo ser reduzido a $\pm 2^\circ\text{C}$ com uma calibração regional adequada (ROYER *et al.* 2012). Isso se deve ao Efeito de Margem de Corpos de Água Doce, onde folhas de

solos encharcados ou inundáveis tendem a apresentar maior proporção de espécies dentadas, tendendo a gerar estimativas de TMA mais frias do que aqueles de terra firme ou terras mais altas na mesma região (FANTON, 2013). Além do tipo de margem está dentro de um contexto filogenético e regional (Figura 3). Estimativas com base na análise da margem foliar serão precisas somente se forem aplicadas em um contexto filogenético e regional similar (HINOJOSA *et al.* 2011), essa correlação não é globalmente uniforme (KENNEDY *et al.*, 2014).

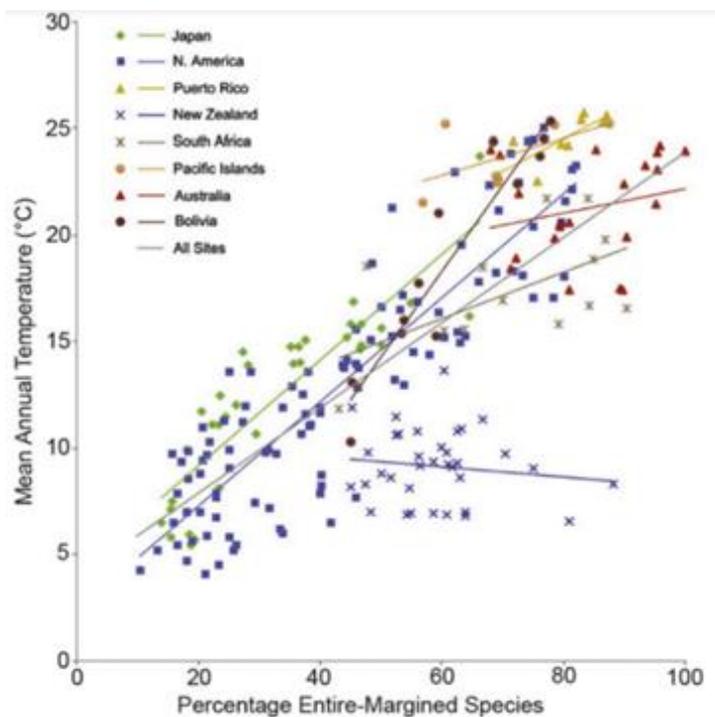


Figura 3. Relação entre tipo de margem e TMA variando entre diferentes regiões. As linhas de regressão exibem inclinações diferentes dependendo da localização e biogeografia [Fonte Kennedy *et al.* (2014) com modificações de Spicer *et al.* (2020)].

De modo geral, folhas de climas frios são mais dissecadas e apresentam maior proporção de espécies com margem dentada, além dos dentes serem maiores e mais numerosos. Folhas em climas quentes de margem dentada são menos comuns e apresentam dentes menores e em menor quantidade (Figura 4) (PEPPE *et al.* 2011). Folhas dentadas comumente mostram maior capacidade de fotossíntese e transpiração, adaptações para aumentar a captação de carbono durante o início da estação de crescimento. Como folhas com dentes transpiram mais, em clima quente isto favorece a desidratação da folha e isso torna a margem lisa mais comum em climas quentes (ROYER e WILF, 2006).

Vários autores tentaram explicar e ainda assim pouco é conhecido sobre o significado adaptativo dos dentes (ROYER 2012; SPICER *et al.* 2020).

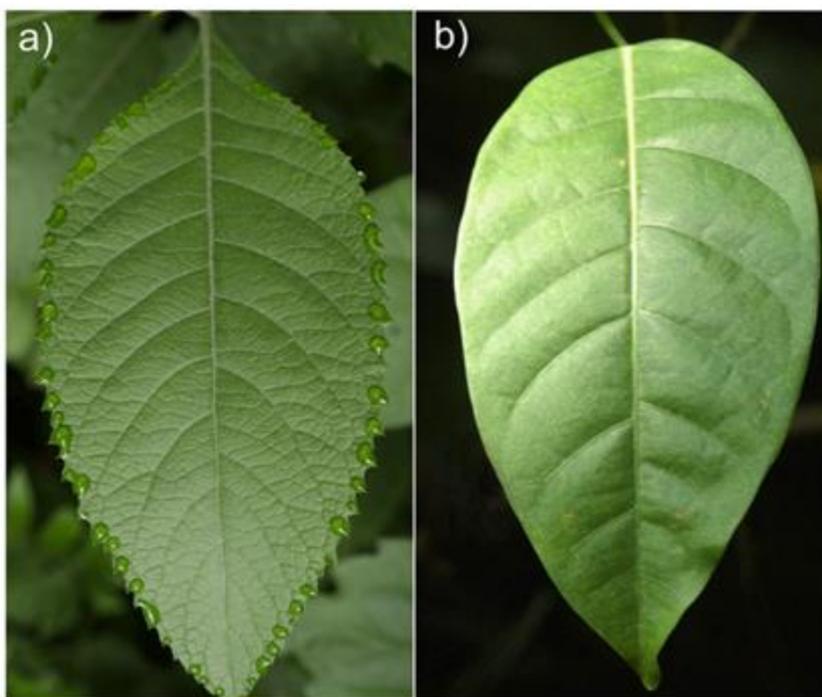


Figura 4. Tipos de margens. a) Folha de margem dentada; b) Folha de margem inteira [Fonte: Spicer *et al.* (2020)].

A Análise da Área Foliar (LAA) é um método univariado que estima a PMA através da relação entre área foliar média de uma flora com a PMA através do logaritmo de uma regressão linear simples (WILF *et al.* 1998). De forma geral, o erro associado é de ± 500 mm (WILF *et al.* 1998) a ± 1000 mm (PEPPE *et al.* 2011). Ao contrário da Análise da Margem Foliar, a história evolutiva afeta em um grau menor o tamanho da folha (LITTLE *et al.* 2010).

Com esta finalidade as folhas devem ser separadas em classes de tamanho (Figuras 5 e 6) e é calculado o Log natural da área foliar calculado de acordo com Wilf *et al.* (1998) com a equação 3, onde:

$$M \ln A = \sum a_i p_i \quad (3)$$

(a_i = sete médias das áreas do log natural das classes de tamanho de Raunkiaer (1934), modificadas pelo Webb (1959), e p_i = a proporção de espécies em cada uma das classes de tamanho).

Disso segue a equação 4 que correlaciona o logaritmo natural médio da área da folha $MlnA$ e o logaritmo natural da PMA.

$$\ln PMA = cMlnA + \alpha \quad (4)$$

Onde c e α são também constantes definidas regionalmente.

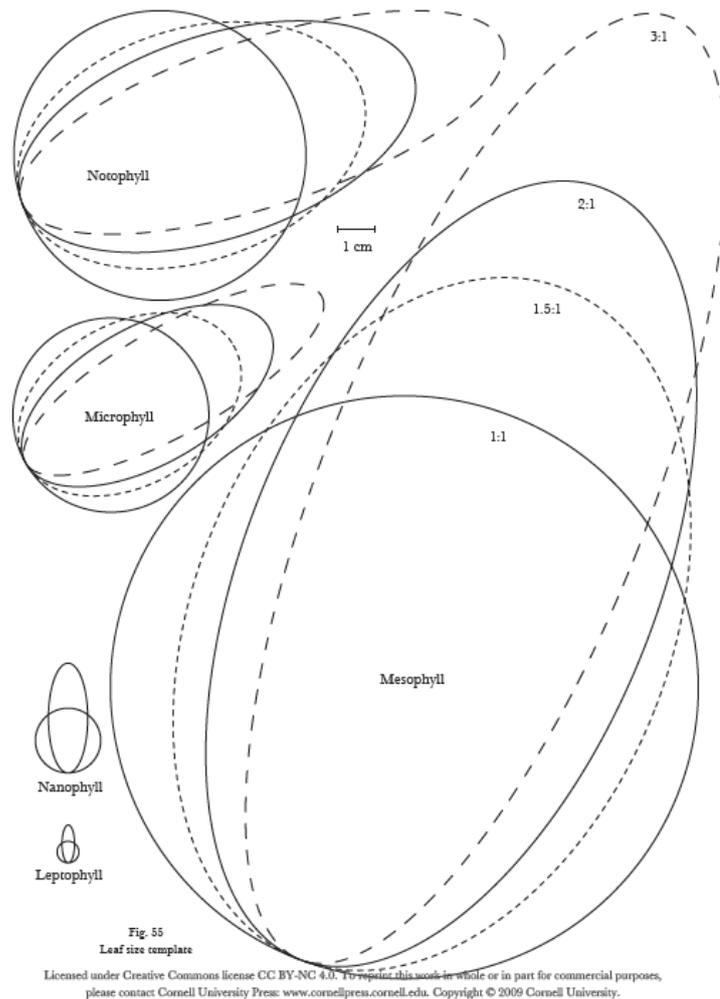


Figura 5. Modelo para determinação do tamanho da classe de folha [Fonte: Ellis *et al.* (2009)].

Areas of leaf size classes (Webb, 1959):

8.1	Leptophyll	<25 mm ²
8.2	Nanophyll	25–225 mm ²
8.3	Microphyll	225–2,025 mm ²
8.4	Notophyll	2,025–4,500 mm ²
8.5	Mesophyll	4,500–18,225 mm ²
8.6	Macrophyll	18,225–164,025 mm ²
8.7	Megaphyll	>164,025 mm ²

Figura 6. Intervalos para o tamanho da classe de folha [Fonte: Ellis *et al.* (2009)].

O tamanho das folhas tende a aumentar com a umidade do solo (GIVNISH, 1987), o que normalmente é associado com a pluviosidade durante a estação de crescimento ou ao longo do ano (SPICER *et al.* 2020). Contudo, também pode variar com luz solar, elevação, fertilidade do solo e água subterrânea (GIVNISH, 1987), e com o transporte sofrido anterior a sua deposição (Ellis & Johnson, 2013). A área média de folhas pode variar entre 1mm² e 1m² (SCHARDER *et al.* 2021). Com a expansão do tamanho da folha aumenta sua temperatura e favorece a fotossíntese, mas em contrapartida aumenta a transpiração da folha e exige um sistema radicular maior para manter a folha hidratada, por isso em climas mais secos folhas menores tendem a ser mais eficientes (ROYER, 2012; GIVNISH, 1987). Pelo fato de o tamanho da folha ser afetado por tantas variáveis, e a imprecisão da estimativa da PMA, sua análise deve ser interpretada cuidadosamente (WILF *et al.* 1998; PEPPE *et al.* 2011; SPICER *et al.* 2020).

Para estes dois métodos univariados é recomendado utilizar de 25-30 espécies ou morfotipos para aplicação e reconstrução confiável (WILF, 1997; WILF *et al.* 1998; JACOBS e HERENDEEN, 2004; BURNHAM *et al.* 2005). Embora um número menor possa ser também utilizado (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018b; FOLLADOR *et al.* 2021).

De acordo com Wolfe (1993); Wolfe e Spicer (1999) e Spicer (2012) o *Climate-Leaf Analysis Multivariate Program* - CLAMP é uma técnica de análise estatística multivariada que utiliza 2 conjuntos de dados. Nesse, as características das folhas são descritas numericamente e as variáveis climáticas são relacionadas a cada local de coleta. É necessário um mínimo de 20 espécies ou morfotipos representativos para se obter relações confiáveis (SRIVASTAVA *et al.* 2012; WOLFE, 1993). São observados 7 caracteres foliares e 36 estados destes caracteres (SPICER *et al.* 2020) e os relacionam com 11 parâmetros meteorológicos. Esse conjunto de observações de características são de fácil observação mesmo em folhas fósseis mal preservadas (SPICER *et al.* 2020). É confiável de se utilizar em dados do Paleógeno, Neógeno e Quaternário (WOLFE e SPICER, 1999), ou até 100 Ma no passado (HERNAN e SPICER, 1996). De acordo com Gregory-Wodzicki (2000) o CLAMP é uma base de dados que leva em conta maior número de caracteres e variáveis meteorológicas e requer mais áreas amostradas.

3.4 Paleoceno

No Paleoceno se iniciou um evento de aquecimento e aproximadamente na transição do Paleoceno-Eoceno, o Máximo Térmico do Limite Paleoceno-Eoceno (Figura 7). Este último foi descrito como um dos momentos mais quentes do planeta. Ao Máximo Térmico, seguiu de um resfriamento gradual e global no Eoceno, que trouxe o início do desenvolvimento de glaciares na Antártica. Em consequência, no início do Oligoceno aconteceu um brusco resfriamento global e com ele a instalação permanente de glaciares continentais no continente antártico (GRAHAM ,1999).

3.5 Eoceno-Oligoceno

As florestas úmidas progressivamente dominadas por taxa de angiospermas e precursoras das florestas tropicais úmidas modernas teriam se originado no Neocretáceo. no cinturão América do Sul e África. Elas seriam uma resposta a alterações climáticas causadas pela abertura do Atlântico e transgressões marinhas em curso (MORLEY 2000). Anteriormente até o Cretáceo médio, a área tropical do Gondwana ocidental era habitada por gimnospermas adaptadas a precipitações limitadas e sazonais e clima semiárido (MORLEY, 2000; FANTON, 2007).

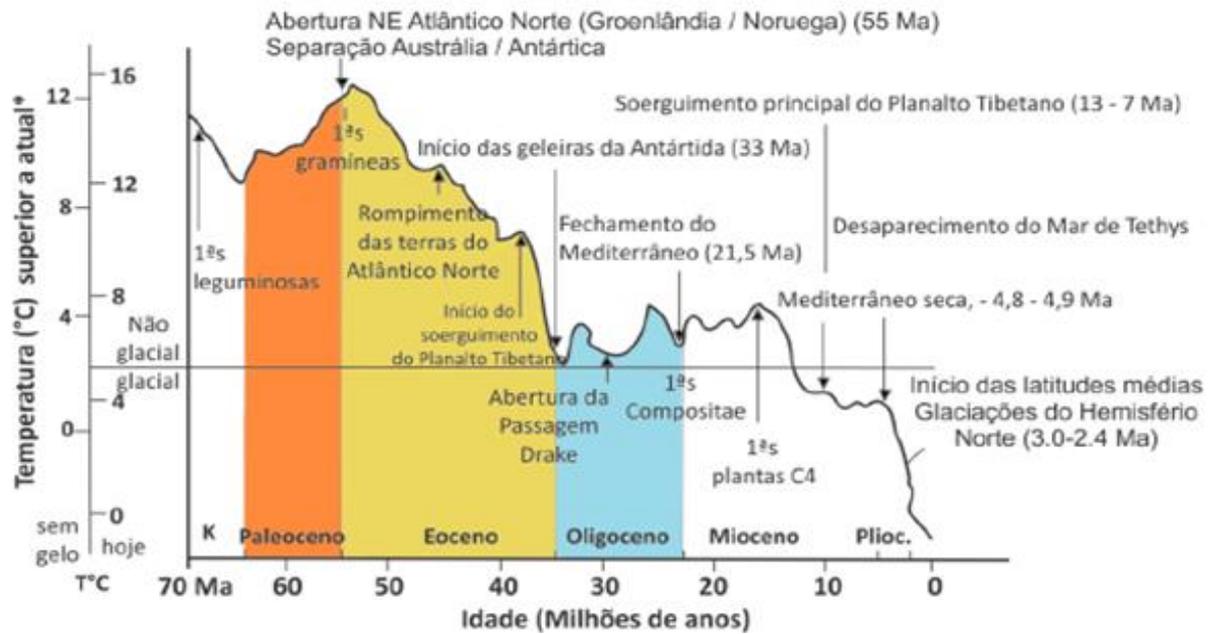


Figura 7. Variação de temperatura global durante o Paleógeno, registrada através de análises de isótopos de oxigênio extraídos de testas de foraminíferos bentônicos coletados no Oceano Atlântico. Notar temperatura (°C) muito abaixo dos valores atuais (MULLER *et al.* 1987). Observa-se que as análises de isótopos também indicam variações de temperatura em tempos glaciais. Desta forma, essas ocorrências marcam os principais eventos botânicos e geológicos durante o período do Paleógeno [Fonte: Graham (1999) com modificações de Pereira (2015)].

Para Chimetto (2008), o Paleógeno foi caracterizado pelo início da diversificação dos mamíferos e a consolidação do domínio de angiospermas. Os poucos registros paleoflorísticos do Paleógeno brasileiro se encontram no Sudeste (Figura 8) em bacias interiores associadas ao rifte continental e pequenas bacias tipo gráben. Dentre estes se destaca a Formação Fonseca, bacia Fonseca, datada da transição Eoceno-Oligoceno. Esta paleoflora por sua diversidade retrata uma vegetação úmida tropical ou subtropical que habitou próxima a rios e lagos (RICARDI-BRANCO e FANTON, 2007; FANTON *et al.* 2012).



Figura 8. Mapa de localização das principais bacias sedimentares com ocorrências fitofossilíferas paleógenas brasileiras, com destaque para a bacia de Fonseca, indicada pela seta amarela. [Fonte: Garcia *et al.* (2007); Veiga, (2009); Castro-Fernandes *et al.* (2013) com modificações de Zangrossi (2016)].

Na Formação Fonseca foram identificadas arquiteturas foliares das famílias de angiospermas Annonaceae, Bignonaceae, Combretaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Lauraceae, Malvaceae, Malpighiaceae, Melastomataceae, Meliaceae, Menispermaceae, Monimiaceae, Myrsinaceae, Myrtaceae, Poaceae, Rutaceae, Sapindaceae, Sapotaceae e Theaceae. (MELLO *et al.* 2000; RICARDI-BRANCO e FANTON, 2007). Esse registro fóssil permitiu verificar a presença de uma cobertura vegetal com árvores altas e densas com características de floresta tropical e subtropical úmida (BURNHAM e JOHNSON, 2004; MAIZATTO *et al.* 2008; FANTON *et al.* 2014) e clima quente

e subúmido (ZANGROSSI *et al.* 2015, 2016). Essa vegetação foi classificada como integrante da Área Neotropical do Reino Tropical por Akhmeteyev (1987).

Nessa região, Zangrossi (2016) estudou e selecionou 60 amostras de folhas fósseis e as classificou em 43 morfotipos. Esse estudo destaca, pelo fato de a autora ter utilizado mais morfotipos que trabalhos anteriores. O que permitiu construir estimativas paleoclimáticas mais confiáveis da LMA e LAA para estimar TMA e PMA respectivamente. Na LAM obteve-se uma proporção de 98% de folhas de margem inteira. Na LAA obtiveram-se as classes de tamanho mostradas na Figura 9.

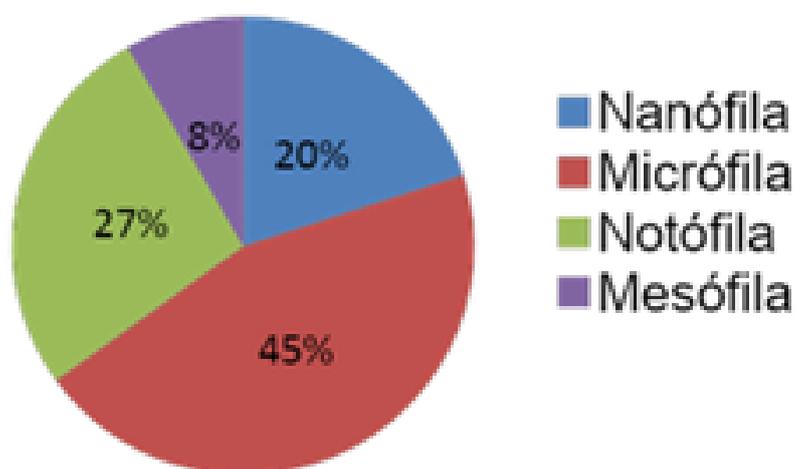


Figura 9. Gráfico referente à porcentagem da área foliar dos 43 morfotipos de angiospermas estudados na Formação Fonseca. [Fonte Zangrossi (2016)].

Para TMA utilizou a média de 3 equações, a primeira foi obtida e calibrada de diferentes conjuntos de dados de regiões do mundo (Tabela 1). A segunda e terceira equação foram as mais recomendadas para a estimativa da TMA de floras fósseis sul-americanas por serem obtidas destas mesmas regiões (KOWALSKI, 2002; HINOJOSA *et al.* 2011). Para PMA 3 equações de conjuntos de dados diferentes foram usadas para obter resultado mais confiável (ZANGROSSI 2016).

Tabela 1. Equações baseadas na Análise da Margem Foliar e Análise da Área Foliar utilizadas para a estimativa da paleotemperatura e paleoprecipitação da Formação Fonseca. [Fonte: Zangrossi (2016)].

	Equação	n ^a	r ² ^b	SE ^c	Regiões ^d	Fonte
Análise da Margem Foliar	TMA= 24.40E ^e + 3.25	74	0.84	2.1	América do Norte, América Central, Japão.	Wilf (1997)
	TMA= 23.42E + 3.60	44	0.48	3.5	América do Sul Tropical (Bolívia, Brasil, Colômbia, Equador, Guiana, Peru e Venezuela).	Hinojosa <i>et al.</i> (2011)
	TMA=26.03E+ 1.31	74	0.82	2.8	América do Sul (Bolívia, Brasil, Colômbia, Chile, Equador, Guiana, Peru e Venezuela)	Hinojosa <i>et al.</i> (2011)
Análise da Área Foliar	lnPMA=0.548MlnA ^f + 0.768	50	0.760	0.359 ln	América do Norte, América Central, América do Sul e África.	Wilf <i>et al.</i> (1998)
	lnPMA=2.566 + 0.309MlnA	42	0.734	-----	África Tropical e Bolívia.	Jacobs & Herendeen (2004)
	lnPMA=2.167 + 0.354MlnA	79	0.709	-----	América do Norte, América Central, América do Sul e África.	Jacobs & Herendeen (2004)

^a Número de locais pesquisados. ^b Coeficiente de determinação. ^c Erro padrão do modelo. ^d Região geográfica onde as amostras foram obtidas. ^e Proporção de espécies de margem inteira. ^f Log natural da área foliar calculado de acordo com Wilf *et al.*, (1998), em que $MlnA = \sum ai$, sendo *ai* representado pelos sete meios do log natural em áreas de classes de tamanho de Raunkiaer (1934) modificadas por Webb (1959) e *pi* representando a proporção de espécies em cada uma das classes de tamanho.

Com a pesquisa ZANGROSSI (2016) estimou uma TMA de 26,9°C e PMA de 934 mm (Tabela 2). Em estimativas anteriores a TMA calculada varia pouco e tem médias e intervalos similares, enquanto a PMA é inferior quando se comparado com trabalhos anteriores para a paleoflora da Formação Fonseca (p.ex. BURNHAM e JOHNSON, 2004; FANTON, 2013, ZANGROSSI *et al.* 2015). A estimativa obtida sugere uma TMA 5,5-6,2°C mais quente em relação a temperatura atual e uma PMA 487-683mm menor que a precipitação atual. Isso aponta para um clima mais quente e menos úmido que o atual no momento da deposição. Essa queda na PMA se encontra em concordância com o aumento da aridez ocorrido no planeta no Eoceno-Oligoceno, por influência de mudanças na corrente oceânica e instalação das calotas polares na Antártida durante o Oligoceno (FANTON 2013; ZANGROSSI, 2016).

Segundo Maizatto (2001) e Maizatto *et al.* (2008), o registro palinológico da Formação Fonseca aponta para uma vegetação tropical úmida de clima quente e úmido durante o Eoceno Superior. A seguir no Oligoceno Inferior as condições climáticas passam a ser mais frias, representado pelo desenvolvimento de uma floresta subtropical úmida.

Tabela 2: Valores de TMA e PMA estimados para formação Fonseca no limite Eoceno-Oligoceno. [Fonte: Zangrossi (2016b)].

		Burnham e Johnson (2004)	Fanton (2013)	Zangrossi et al. (2015)	Zangrossi et al. (2016)	Zangrossi (2016)
Morfotipos		26	40	20	35	43
TMA (°C)	Variação	25.1 - 27.5	24.7 - 34.9	27.0 - 27.7	26.3 - 26.9	26.5 - 27.2
	Média	26.0	26.9	27.4	26.6	26.9
PMA (mm)	Variação	1200 ^a	----	1004 - 1135	852 - 1035	807 - 1003
	Média	1200	----	1061	942	934

^a Valor estimado utilizando 19 morfotipos.

Para Zachos *et al.* (2001) o Eoceno foi um período globalmente quente por causa da alta concentração de CO_2 na atmosfera, originada pela atividade tectônica em cadeias meso oceânicas, e ausência de calotas polares permanentes na Antártica. Uma vez que ainda persistia a conexão continental com o extremo sul da América do Sul. Na transição do Eoceno-Oligoceno ocorreu o isolamento da Antártica, a consequência do fechamento da passagem de Drake e estabelecimento da corrente oceânica circumpolar Antártica. O que desencadeou o desenvolvimento de calotas polares e iniciou um período de resfriamento térmico global (ZACHOS *et al.* 2001). A Formação Fonseca e outras formações próximas do Eoceno-Oligoceno, Formação Entre Córregos (bacia Aiuruoca, MG) e a Formação Itaquaquetuba (bacia de São Paulo, SP), marcam essa transição local de regime de clima quente úmido e subúmido no Eoceno Superior a um clima com alternância de estações frias e curtas mais áridas típicos de vegetação subtropical que predominaram durante o Oligoceno (MAIZATTO, 2001; FANTON 2013; ZANGROSSI 2016).

3.6 Oligoceno-Mioceno

A tafoflora de Caieira associada a Formação Pirabas no Estado do Pará na Região Norte (Figura 10) é a flora fóssil mais bem estudada da Amazônia Ocidental (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018b). Esta paleoflora está associada a ambientes marinhos costeiros. A Formação Pirabas é constituída por rochas carbonáticas e siliciclásticas que marcam eventos transgressivos/regressivos ocorridos ao longo do Oligoceno-Mioceno na costa da Amazônia oriental (ROSSETTI e GÓES, 2004; HOORN *et al.* 2010; AGUILERA *et al.* 2014; ANTONIOLI *et al.* 2015; SILVA, 2016).

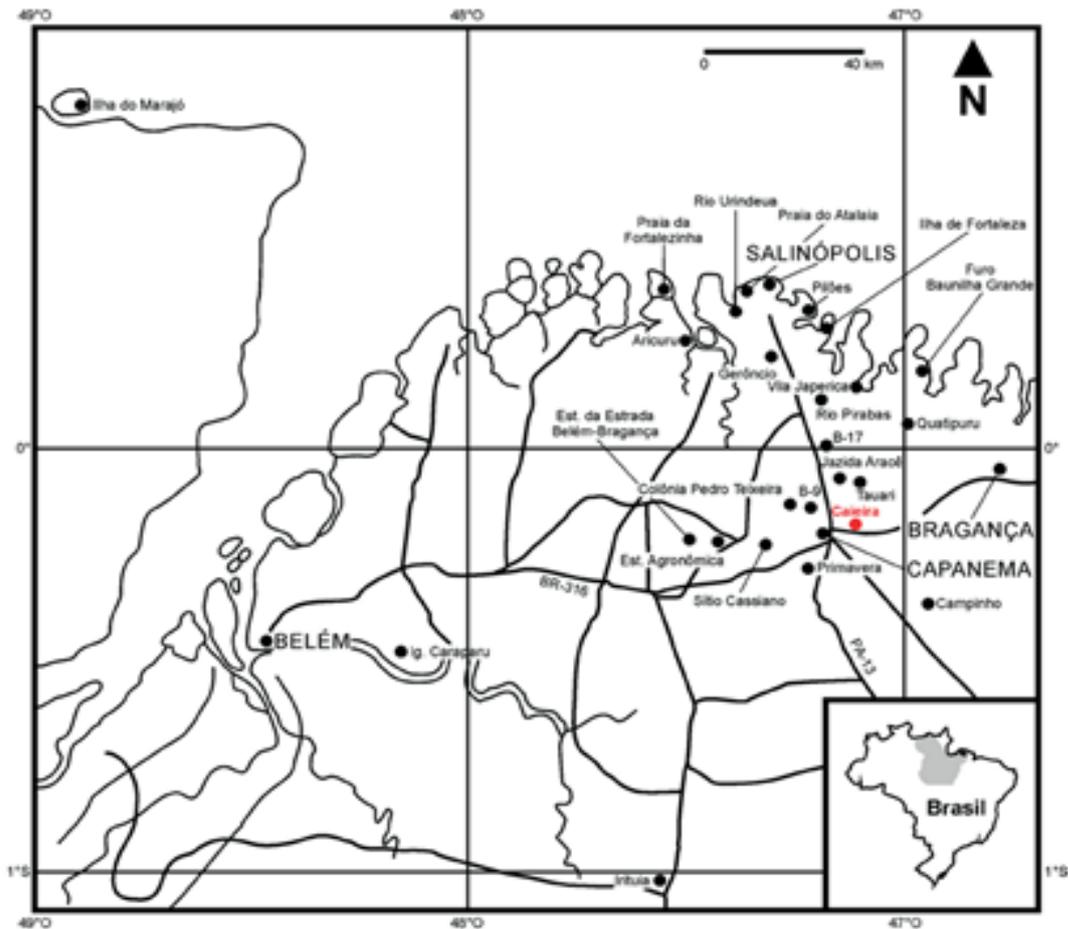


Figura 10. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas, Estado do Pará (TÁVORA *et al.* 2010) [Fonte: Santiago e Ricardi-Branco (2018b)].

Nessa paleoflora foram identificadas 20 espécies pertencentes as famílias Annonaceae, Bonnetiaceae, Caryocaraceae, Chrysobalanaceae, Dilleniaceae, Ebenaceae, Euphorbiaceae, Lauraceae, Malvaceae, Melastomataceae, Meliaceae, Myrtaceae, Nyctaginaceae, Rapataceae, Rhizophoraceae, Rubiaceae, Rutaceae e Sapindaceae (DUARTE, 1972, 2004). A análise taxonômica e fisionômica da paleoflora indica que pode ser precursora de uma floresta da planície inundável como a Floresta Amazônica (DUARTE, 1972, 2004; TÁVORA *et al.* 2010).

Nessa região, Santiago e Ricardi-Branco (2018b) analisaram 19 espécies para o cálculo da TMA e PMA usando LMA e LAA, respectivamente. O recomendado é utilizar 25-30 espécies ou morfotipos para esses métodos (WILF, 1997; WILF *et al.* 1998; JACOBS e HERENDEEN, 2004; BURNHAM *et al.* 2005), embora seja possível utilizar um número menor (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018b). Apesar disso, as 19 espécies permitiram a reconstrução da

TMA e PMA para o momento da deposição (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018b). Para TMA, a primeira equação (Tabela 3) foi escolhida por sua precisão para região atual (KOWAISLKI, 2002), a segunda e terceira por serem derivadas a partir de conjuntos de dados da América do Sul e adequadas para região (HINOJOSA *et al.* 2011). As equações de PMA foram escolhidas por conta de sua região de origem. Na LMA obteve-se 89,5% de folhas sem margem dentada e na LAA obteve-se as classes de tamanho mostradas na Figura 11.

Tabela 3. Equações baseadas na Análise da Margem Foliar e Análise da Área Foliar utilizadas para a reconstrução da temperatura média anual (TMA) e a precipitação média anual (PMA) da paleoflora de Caieira, Formação Pirabas [Fonte: Santiago e Ricardi-Branco (2018b)].

Símbolos: ^a, número de locais; ^b, coeficiente de determinação; ^c, erro padrão do modelo; ^d, região geográfica onde foram coletadas as amostras; ^e, proporção de espécies sem dentes; ^f, Log natural da área foliar calculado de acordo com Wilf *et al.* (1998): $MlnA = \sum a_i p_i$ (a_i = sete médias das áreas do log natural das classes de tamanho de Raunkiaer (1934), modificadas pelo Webb (1959), e p_i = a proporção de espécies em cada uma das classes de tamanho).

	Equação	n ^a	r ^{2b}	EP ^c	Região ^d	Fonte
Análise da Margem Foliar	(Eq. 1) TMA= 24,40E ^a + 3,25	74	0,84	2,1	América do Norte e América Central e Japão	Wilf (1997)
	(Eq. 2) TMA= 23,42E + 3,60	44	0,48	3,5	Zona tropical da América do Sul (Bolívia, Brasil, Colômbia, Equador, Guiana, Peru e Venezuela)	Hinojosa <i>et al.</i> (2011)
	(Eq. 3) TMA= 26,03E + 1,31	74	0,82	2,8	América do Sul (Bolívia, Brasil, Colômbia, Chile, Equador, Guiana, Peru e Venezuela)	Hinojosa <i>et al.</i> (2011)
Análise da Área Foliar	(Eq. 4) lnPMA= 0,548MlnA ^f + 0,768	50	0,760	0,359	América do Norte, América Central, América do Sul e África	Wilf <i>et al.</i> (1998)
	(Eq. 5) lnPMA= 2,566 + 0,309MlnA	42	0,734	-----	Zona tropical da África e Bolívia	Jacobs & Herendeen (2004)
	(Eq. 6) lnPMA= 2,167 + 0,354MlnA	79	0,709	-----	América do Norte, América Central, América do Sul e África	Jacobs & Herendeen (2004)

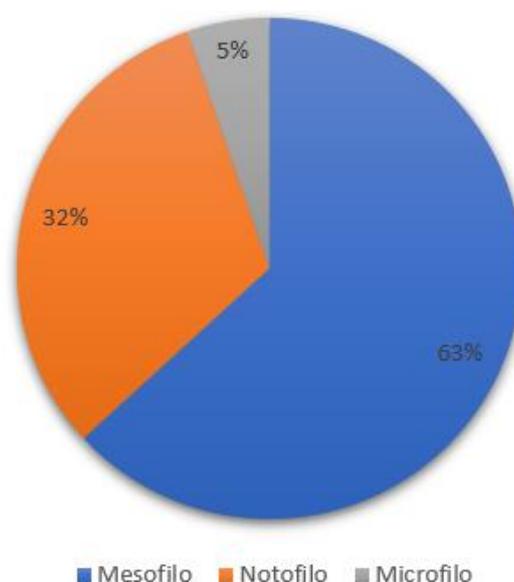


Figura 11: Classes de tamanho obtidas na Análise da Área Foliar das 19 espécies. Dados retirados de Santiago e Ricardi-Branco (2018b).

Os cálculos estimaram uma TMA de 24,6-25°C e PMA de 1949-2423 mm. O que sugere um momento de deposição 1,1-1,5°C mais frio e mais seco 42-619mm, quando comparados com a média atual de 25-26°C e 2000-3000 mm (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018b). Essas diferenças de PMA atuais e estimados pode ser explicada e não refletem as condições de deposição, pois folhas grandes são mais difíceis de serem preservadas (HAGEN *et al.* 2019), especialmente as megáfilas (DUARTE 1972, 2004), razão pela qual o valor estimado de PMA foi menor que o valor das condições de deposição e atuais. A pequena diferença de TMA pode ser explicada pelo resfriamento global acontecido no transcurso do Oligoceno (Figura 12), pela formação de glaciares continentais permanentes (Glaciação Mi-1) na Antártica e pelo alargamento das passagens oceânicas (ZACHOS *et al.* 2001). A paleoflora Caieira registra um momento após o máximo do resfriamento.

As florestas da região amazônica foram fortemente afetadas pelo soerguimento dos Andes (KOWALSKI, 2002), já que este controlava o sistema de drenagem da Amazônia, nível do mar e influenciava as transgressões marinhas. Várias transgressões foram detectadas na região, até que o último pulso de crescimento dos Andes fechou a conexão com o Mar do Caribe (Figura 12) e deu lugar ao moderno sistema da Amazônia no Mioceno-Plioceno (HOORN *et al.* 2010). Mesmo com essas diferenças de ambientais, as semelhanças de clima e vegetação mostradas anteriormente sugerem que uma vegetação similar a atual da Amazônia, já se encontrava estabelecida desde o momento da deposição da paleoflora de Caieira no Oligoceno-Mioceno (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018b).

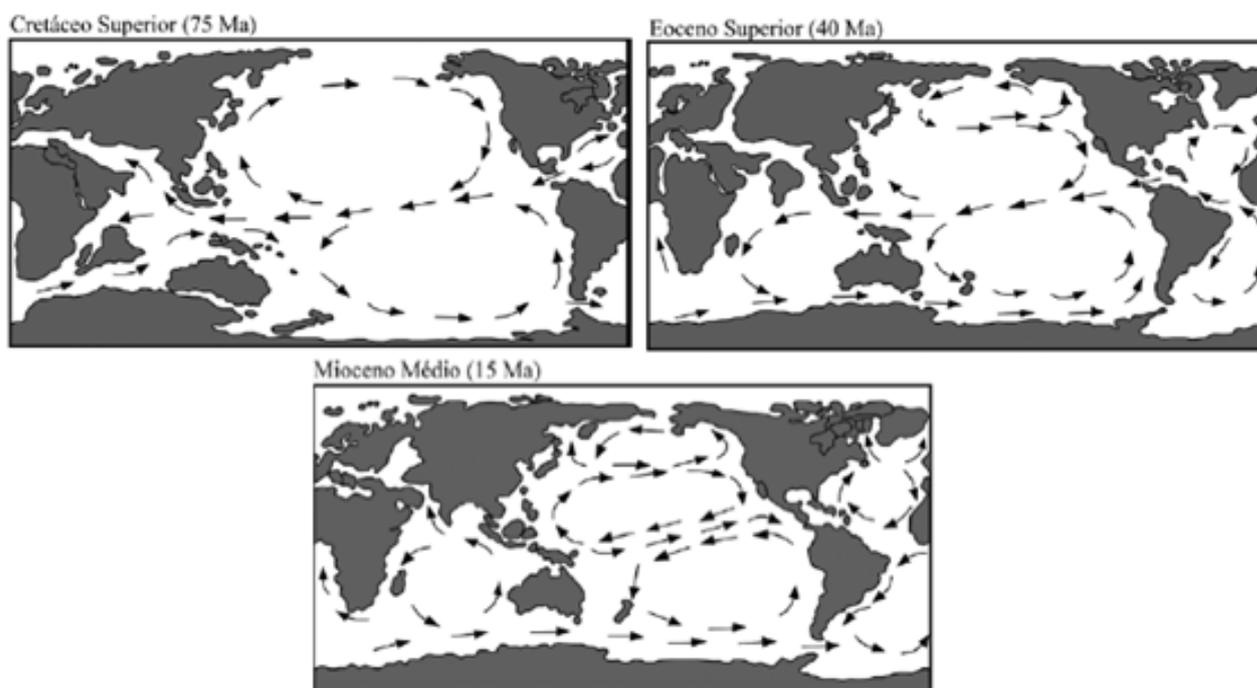


Figura 12. Evolução paleogeográfica da Terra em três momentos. Istmo do Panamá e passagem de Drake abertos no Cretáceo Superior. Conexão geográfica entre América do Sul e Antártica e fechamento do Mar de Tethys no Eoceno Superior. Antártica já termicamente isolada no Mioceno Médio. [Fonte: Crame e Rosen (2002) com modificações de Távora *et al.* (2010)].

3.7 Plioceno

O Neógeno na América do Sul foi marcado por episódios de incursões marinhas e pulsos soerguimento dos Andes, (HOORN, 1993). Tais eventos impactaram o clima e hidrologia e alteraram toda a história evolutiva da flora neotropical (FANTON 2013).

A flora fóssil da Camada Nova Iorque da bacia de Nova Iorque (Figura 13) é a única bacia da caatinga datada do Plioceno e é de interesse para o estudo da evolução do clima e vegetação do nordeste (HOORN *et al.* 2014). Anteriormente foi sugerido por RICARDI-BRANCO e FANTON, (2007); HOORN *et al.* (2014) que esta flora fóssil seria uma precursora da Mata Atlântica que se desenvolveu em clima tropical úmido.

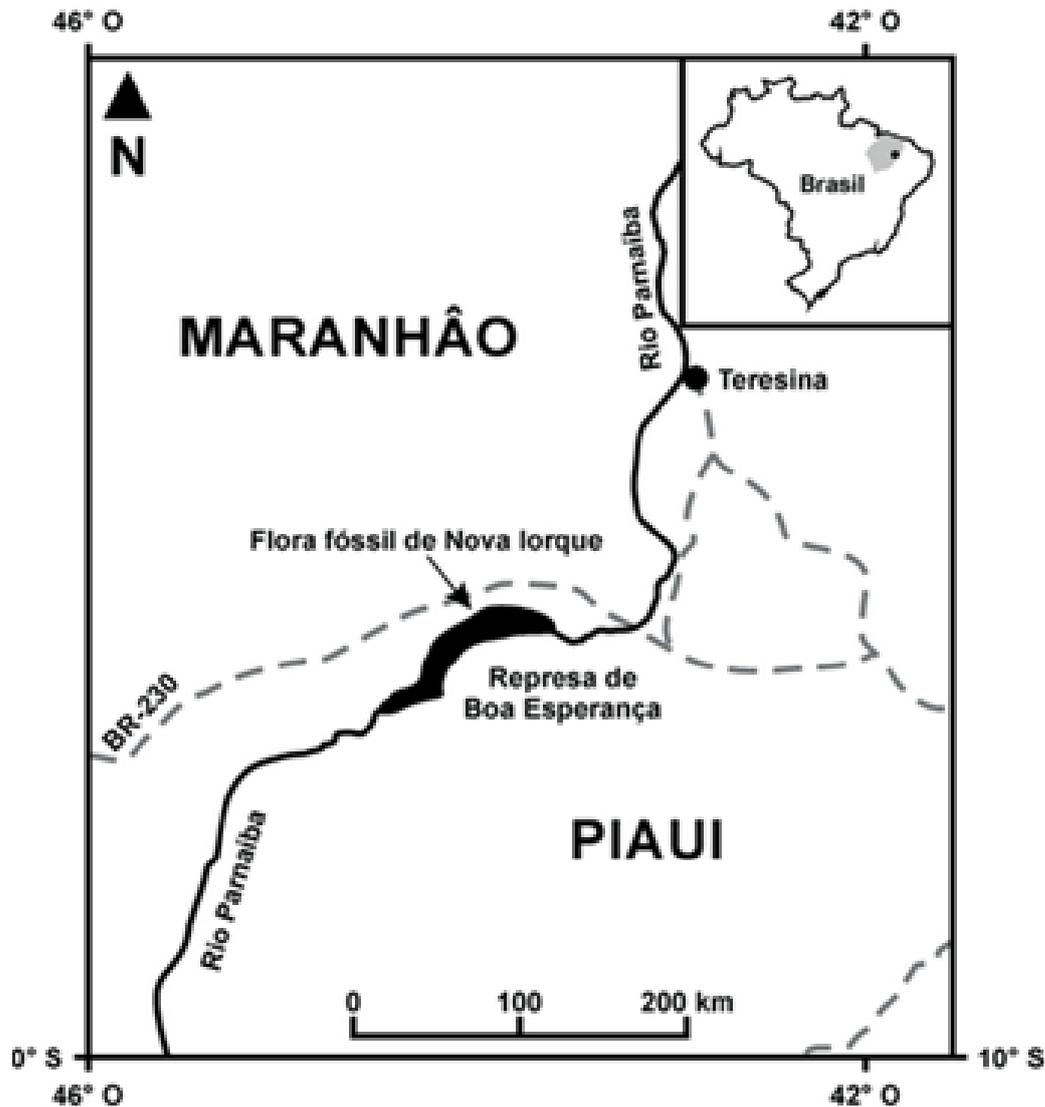


Figura 13. Localização da flora fóssil de Nova Iorque, Camadas Nova Iorque [Fonte: Anzótegui e Cristalli, 2000].

Nesta região, Santiago e Ricardi-Branco (2018a), analisaram 81 amostras de impressões de folhas angiospermas descritas na literatura por Cristalli (1997). O estudo desta paleoflora permitiu reconhecer taxa associados as famílias: Clusiaceae; Ebenaceae (*cf. Diospyros/Lisfocarpa*); Fabaceae (*cf. Caesalpinia*, *cf. Canavalia*, *cf. Cassia*, *cf. Dalbergia*); Lauraceae (*cf. Laurophyllum*), Malvaceae (*Malvaciphyllum*); Melastomataceae (*Miconia/Meriania*); Meliaceae (*cf. Cedrela*), Myrtaceae; (?)Rutaceae e Smilacaceae (*cf. Smilax*) (CRISTALLI, 1997; ANZÓTEGUI e CRISTALLI, 2000; HOORN *et al.* 2014).

Para o cálculo da TMA e PMA utilizaram LMA e LAA, respectivamente. Para TMA a primeira equação (Tabela 4) foi escolhida por sua precisão para região atual (KOWAISLKI, 2002), a segunda e terceira por serem de conjuntos

de dados da América do Sul e adequadas para região (HINOJOSA *et al.* 2011). As equações de PMA foram escolhidas por conta de sua região de origem. Na LMA obteve-se 96% de folhas sem margem dentada e na LAA obteve-se as classes de tamanho mostradas na Figura 14.

Tabela 4. Equações baseadas na Análise da Margem Foliar e Análise da Área Foliar utilizadas para a estimação da temperatura média anual (TMA) e a precipitação média anual (PMA) da flora fóssil de Nova lorque, Camadas Nova lorque [Fonte: Santiago e Ricardi-Branco (2018a)].

Símbolos: ^a, número de locais; ^b, coeficiente de determinação; ^c, erro padrão do modelo; ^d, região geográfica onde foram coletadas as amostras; ^e, proporção de espécies sem dentes; ^f, Log natural da área foliar calculado de acordo com Wilf *et al.* (1998); $MlnA = \sum a_i p_i$ (a_i = sete médias das áreas do log natural das classes de tamanho de Raunkiaer (1934), modificadas pelo Webb (1959), e p_i = a proporção de espécies em cada uma das classes de tamanho).

	Equação	n ^a	r ^{2b}	EP ^c	Região ^d	Fonte
Análise da Margem Foliar	(Eq. 1) TMA= 24,40E ^e + 3,25	74	0,84	2,1	América do Norte, América Central e Japão.	Wilf (1997)
	(Eq. 2) TMA= 23,42E + 3,60	44	0,48	3,5	Zona tropical da América do Sul (Bolívia, Brasil, Colômbia, Equador, Guiana, Peru e Venezuela).	Hinojosa <i>et al.</i> (2011)
	(Eq. 3) TMA= 26,03E + 1,31	74	0,82	2,8	América do Sul (Bolívia, Brasil, Colômbia, Chile, Equador, Guiana, Peru e Venezuela).	Hinojosa <i>et al.</i> (2011)
Análise da Área Foliar	(Eq. 4) lnPMA= 0,548MlnA ^f + 0,768	50	0,760	0,359 ln	América do Norte, América Central, América do Sul e África.	Wilf <i>et al.</i> (1998)
	(Eq. 5) lnPMA= 2,566 + 0,309MlnA	42	0,734	-----	Zona tropical da África e Bolívia.	Jacobs & Herendeen (2004)
	(Eq. 6) lnPMA= 2,167 + 0,354MlnA	79	0,709	-----	América do Norte, América Central, América do Sul e África.	Jacobs & Herendeen (2004)

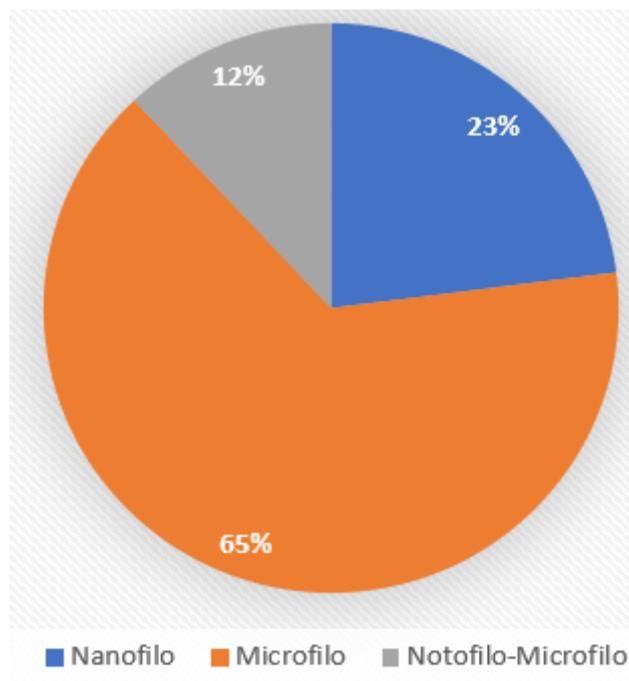


Figura 14. Classes de tamanho obtidas na Análise da Área Foliar das 26 espécies da paleoflora das Camadas Nova Iorque. [Dados retirados de Santiago e Ricardi-Branco (2018a)].

O estudo estimou uma TMA de 26,1-26,7°C e PMA de 580-833 mm. Em conclusão foi sugerido um momento de deposição 0,1°C mais frio e até 1,3°C mais frio, 80mm mais úmido até 167mm mais seco quando comparado com a TMA atual de 26-28°C e PMA de 500-1000mm (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018a). A TMA estimada foi menor que a atual devido ao Efeito de Margem de Corpos de Água Doce (FANTON, 2013), onde folhas próximas a corpos d' água tendem a apresentar margem dentada e subestimar a TMA. Atualmente o clima semiárido da Caatinga é resultado de massas de ar empurradas pelos ventos alísios contra o planalto de Borborema. Essas massas de ar causam altas precipitações na costa leste do Brasil, onde atualmente se desenvolve a Mata Atlântica, mas em contrapartida o ar seco torna o clima semiárido na região da caatinga (PRADO 2003; HOORN *et al.* 2014). São condições próximas nas quais a vegetação da caatinga está atualmente submetida e indicam que no momento da deposição da flora fóssil de Nova Iorque as condições climáticas eram similares às atuais (SANTIAGO e RICARDI-BRANCO, 2018a). Embora a paleoflora de Nova Iorque apresente as famílias Lauraceae, Smilacaceae, Myrtaceae, Melastomataceae, Malvaceae, Fabaceae, Rutaceae, Meliaceae, Ebenaceae e Guttifera, famílias estas não caracterizam a caatinga atual. Estas habitam um clima mais úmido que o atual, o qual paleoflora

de Nova Iorque habitava no momento da deposição (RICARDI-BRANCO e FANTON 2007). Anteriormente foi sugerido por Ricardi-Branco e Fanton, (2007) e Hoorn *et al.* (2014) que esta flora fóssil seria uma precursora da Mata Atlântica, a qual se desenvolveu sob clima tropical úmido, mas a análise da taxonomia e com base na estimativa do clima, parece mais adequada uma condição similar à atual caatinga. Assim, Santiago e Ricardi-Branco, (2018a) sugerem que a paleoflora Nova Iorque poderia ser considerada como uma precursora da caatinga atual. A Mata Atlântica presente nesta região se retraiu ou desapareceu devido às variações climáticas do Pleistoceno no nordeste brasileiro, migrando para locais mais úmidos, enquanto a caatinga se expandiu até sua distribuição atual (CRISTALLI e BERNARDES-DE-OLIVEIRA, 1998).

3.8 Pleistoceno

O Quaternário desde seu início foi marcado por glaciações resultantes de mudanças climáticas ocorridas durante o Neógeno, causadas por eventos orogênicos, principalmente, localizados no lado oeste da América do Norte e Sul e como continuação de uma queda na temperatura média global (GARCIA *et al.* 2014). A alternância de estágios glaciais e interglaciais (MIS) foi registrada em testemunhos de gelo na Groelândia e Antártica. A passagem para um estágio interglacial ocasiona um aumento de temperatura no intervalo de 5-16°C (RASMUSSEN, 2014). A Paleolagoa Seca (Figura 15) é uma sucessão sedimentar de depósito lacustre do Pleistoceno no Cerrado Brasileiro localizado em Catalão, Estado de Goiás (FOLLADOR *et al.* 2021).

Follador *et al.* (2021) identificaram 19 morfotipos com base em uma amostragem de 171 folhas fósseis. Desses, 17 incluem as famílias: Aquifoliaceae; Combretaceae; Fabaceae; Lauraceae; Malvaceae; Melastomataceae; Moraceae; Myristicaceae; Myrtaceae; Rubiaceae; Sapindaceae e Opiliaceae. A falta de taxa de adaptados ao frio como *Araucaria* e *Drymis* caracteriza o predomínio de um clima quente.



Figura 15. Mapa da América do Sul mostrando a distribuição dos Biomas Brasileiros (IBGE, 2004) e a localização da área de estudo em Goiás [Fonte: Follador *et al.* (2021)].

Para reconstrução paleoclimática, Follador *et al.* (2021), utilizaram 19 morfotipos para LMA e LAA, com a finalidade de estimar a TMA e PMA respectivamente, para o momento da deposição na Paleolagoa Seca. 10 equações de LMA e 5 de LAA que contém a América do Sul nos dados foram selecionadas. Antes de aplicadas na flora da Paleolagoa Seca foram testadas na floresta próxima a Estação Ecológica de Panga, distante ~80 km de Catalão. Como resultado, 4 equações de LMA e 1 de LAA foram consideradas imprecisas por superestimarem a TMA e subestimar a PMA e não foram utilizadas no estudo (Tabela 5).

O estudo estimou uma TMA de 22,6-26,3°C e TMA de 647-948 mm. O que sugere um momento de deposição até 1,7°C mais quente e 486-787 mm mais seco, quando comparados com a média atual de 22,6°C e 1434 mm. (FOLLADOR *et al.* 2021).

Tabela 5. Resultados de TMA e PMA para a camada fossilífera da Paleolagoa seca [Fonte: Follador *et al.* (2021)].

Paleolagoa Seca macroflora

LMA – pE = 0.95

Model	Reference	LMAT (°C)	σ [LMAT]
Tropical South America	Kowalski (2002)	26.3	2.0
South America (isotherm)	Aizen and Ezcurra (2008)	25.4	2.0
South America	Hinojosa <i>et al.</i> (2011)	26.0	1.3
Southern Hemisphere	Kennedy <i>et al.</i> (2014)	22.6	1.3
Oceania, Japan, North America, South America, Southern Africa	Kennedy <i>et al.</i> (2014)	23.0	1.0
Global	Peppe <i>et al.</i> (2018)	24.3	1.0

LAA – MlnA = 6.2

Model	Reference	MAP (mm)
North and South America and Africa	Wilf <i>et al.</i> (1998)	647
Tropical Africa and Bolivia	Jacobs and Herendeen (2004)	886 Wet-m-P = 773 (87% of MAP)
North and South America and Africa	Jacobs and Herendeen (2004)	786
Global	Peppe <i>et al.</i> (2018)	948

Na LMA obteve-se 95% de folhas sem margem dentada e na LAA obteve-se as classes de tamanho mostradas na Figura 16.

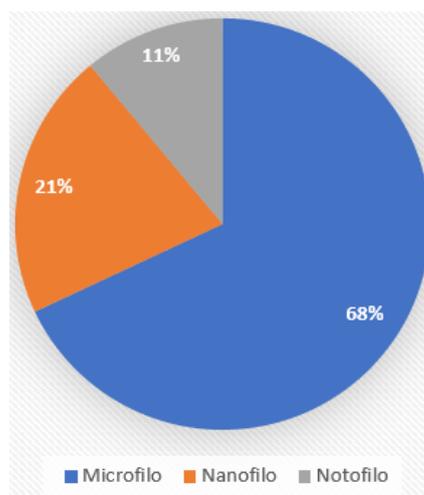


Figura 16. Classes de tamanho obtidas na Análise da Área Foliar dos 19 morfotipos. [Dados retirados de Follador *et al.* (2021)].

O Cerrado atualmente é caracterizado por clima sazonal bem definido com verão úmido e inverno seco, esse regime é controlado pelo posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (OLIVEIRA FILHO e RATTER, 2002). A equação de PMA de Jacobs e Herendeen (2004) estima que 87% da precipitação ocorreu nos meses de chuva menos que a média atual de 95,5% (FOLLADOR *et al.* 2021). A datação por ^{14}C mostrou uma idade entre 42,376 - 43,575 ka para a camada onde a flora fóssil foi depositada (FOLLADOR *et al.* 2021), o que coincide, aproximadamente, com o início do evento interglacial denominado GI-11 (RASMUSSEN *et al.* 2014). Este foi um período de rápido aquecimento no Atlântico Norte em que as temperaturas se elevaram de 5-16°C no intervalo de décadas. Este fato, deslocou a ZCIT para o norte, e em consequência reduziu o regime de chuvas no momento da deposição, como mostra a estimativa para PMA (KUTZBACH *et al.* 2008; RASMUSSEN, 2014; FOLLADOR *et al.* 2021).

3.9 Tabela Síntese

As informações e dados aqui descritos e apresentados das paleofloras estudadas são resumidas na Tabela 6 abaixo.

Idade	Paleoflora	Localização	Nº Morfotipos	TMA Estimada (°C)	TMA Atual (°C)	PMA Estimada (mm)	PMA Atual (mm)	Evento relacionado
Eoceno-Oligoceno	Formação Fonseca	Distrito de Fonseca- MG	43	26,5-27,2	21	807-1003	1490	Máximo térmico Paleoceno-Eoceno, fechamento da passagem de Drake e Glaciação Mi-1.
Oligoceno-Mioceno	Caieira	Formação Pirabas- PA	19	24,6-25	25-26	1949-2423	2000-3000	Soerguimento dos Andes, fechamento do Mar do Caribe e glaciação Mi-1 e mudança da drenagem da Amazônia.
Plioceno	Nova lorque	Nova lorque- MA	26	26,1-26,7	26-28	580-833	500-1000	Soerguimento dos Andes e Planalto de Borborema.

Pleistoceno	Paleolagoa Seca	Catalão - GO	19	22,6-26,3	22,6	647-948	1434	Período Interglacial G- 11, deslocamento da ZCIT e aquecimento do Mar do Norte.
-------------	--------------------	--------------	----	-----------	------	---------	------	---

4. CONCLUSÕES

Folhas de angiospermas dicotiledôneas lenhosas refletem o ambiente ao qual estavam expostas antes de se depositarem. Mesmo as assembleias de folhas não refletindo a diversidade daquele momento, podem ser utilizadas para determinar o paleoclima e inferir mudanças climáticas.

As estimativas de TMA e PMA descritas neste trabalho apenas utilizaram métodos univariados, devido a sua simplicidade e confiabilidade, que permitem uma reconstrução do paleoclima. Uma boa inferência das mudanças climáticas é obtida através dos resultados de TMA e PMA associados a informações como taxonomia e acontecimentos geológicos.

Os locais estudados, Bacia Fonseca em Minas Gerais, Tafoflora Caieira no Pará, flora fóssil de Nova Iorque e a Paleolagoa Seca em Goiás, mostram um paleoclima determinado por folhas fósseis, onde temperatura e pluviosidade não são extremamente diferentes das condições atuais. Estas podem ser similares, isso é refletido nas folhas fósseis e as diferenças e semelhanças podem ser atribuídas as fontes de incerteza do método e/ou aos acontecimentos do Cenozoico. A Formação Fonseca mostra o aquecimento do Máximo Térmico do Limite Paleoceno-Eoceno. A Tafoflora Caieira foi depositada em momentos de transgressão/regressão marinhas e vegetação similar a Amazônia atual. A paleoflora de Nova Iorque pode ser considerada como uma precursora da Caatinga, associada ao soerguimento do Planalto de Borborema influenciado pelo soerguimento dos Andes. Por último, a flora da Paleolagoa Seca mostra um momento quente entre estágios glaciais, onde a PMA menor que a atual foi o resultado do aquecimento do Atlântico Norte e a mudança para norte da Zona de Convergência Intertropical.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUILERA, O.; GUIMARÃES, J.T.F. & MORAES-SANTOS, H. 2014. Erratum to: Neogene eastern Amazon carbonate platform and the paleoenvironmental interpretation. **Swiss Journal of Palaeontology**, 133:99–118. doi:10.1007/s13358-014-0066-6
- AKHMETYEV, M. A. 1987. Cenozoic Floras. In: MEYEN, S. V. **Fundamentals of paleobotany**. London: Chapman and Hall. p. 432.
- ANZÓTEGUI, L.M. & CRISTALLI, P. 2000. Primer registro de hojas de Malvaceae en el Neógeno de Argentina y Brasil. **Ameghiniana**, 37:169–180.
- ANTONIOLI, L., TAVORA, V. & DINO, R. 2015. Palynology of carinulites and limestones from the Baunilha Grande Ecofacies of the Pirabas Formation (Miocene of Pará State, northeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**. 62. 10.1016/j.jsames.2015.05.005.
- BURNHAM, R.J. e JOHNSON, K.R. 2004. South American palaeobotany and the origins of neotropical rainforests. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B - **Biological Sciences** 359: 1595–1610, doi:10.1098/rstb.2004.1531
- BURNHAM, R.J., ELLIS, B., e JOHNSON, K.R. 2005. Modern tropical forest taphonomy: does high biodiversity affect paleoclimatic interpretations? **Palaios** 20: 439–451.
- CASTRO-FERNANDES, M.C.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; HOELZEL. A arquitetura foliar da taoflora paleógenas da Formação Entre-Córregos (Bacia de Aiuruoca, MG) e suas indicações paleoclimáticas. **Geologia USP**, v. 13, n. 1, março 2013.
- CHIMETTO, E. N, 2008. **Mudanças ambientais e desdobramentos evolutivos durante o Paleógeno**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Biociências da UNESP - Câmpus de Rio Claro.
- COHEN, K. M.; FINNEY, S. C.; GIBBARD, P. L.; FAN, J. -X (2013-2014, updated) **The ICS International Chronostratigraphic Chart**. Episodes 36: 199-204.
- CRISTALLI, P.S. 1997. **Taoflora das Camadas Nova Iorque, depósitos Neógenos do Rio Parnaíba, Município de Nova Iorque (MA)**, Brasil. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 157 p.
- CRISTALLI, P.S. & BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.C. 1998. Taoflora neógena das camadas Nova Iorque (MA-Brasil) e seu significado paleofitogeográfico. **Acta Geologica Leopoldensia**, 21:55-67.

DUARTE, L. 1972. **Flórlula da Formação Pirabas, Estado do Pará, Brasil**. Programa de Pós-graduação em Paleontologia e Estratigrafia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 181 p.

DUARTE, L. 2004. Paleoflórlula. In: D.F. Rossetti & A.M. Góes, (eds.) O Neógeno da Amazônia Oriental, **Museu Paraense Emílio Goeldi**, p. 169–198.

ELLIS, B., DALY, D., HICKEY, L., JOHNSON, K. & MITCHELL, J., WILF, P., WING, S. (2009). **Manual of Leaf Architecture**.

ELLIS, B. & JOHNSON, K.R. 2013. Comparison of leaf samples from mapped tropical and temperate forests: implications for interpretations of the diversity of fossil assemblages. **Palaios**, 28:163–177. doi:10.2110/palo.2012.p12-073r

FANTON, J.C.M. 2007. **Novas gimnospermas e possível angiosperma da paleoflora Crato, Eocretáceo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil**. Dissertação mestrado. Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 201 pp.

FANTON, J.C.M., RICARDI-BRANCO, F. e SILVA, A.M. 2012. **Terminalia palaeopubescens sp. nov. (Combretaceae) da Formação Fonseca (Eoceno/Oligoceno) de Minas Gerais, Brasil: morfologia foliar, fungos epifílicos associados e paleoclima**. *Ameghiniana* 49(3): 273–288. doi:10,5710/AMGH.v49ie(344).

FANTON, J.C.M. 2013. **Reconstruindo as florestas tropicais úmidas do eoceno-oligoceno do sudeste do Brasil (Bacias de Fonseca e Gandarela, Minas Gerais) com folhas de fabaceae, myrtaceae e outras angiospermas : origens da Mata Atlântica**. 2013. Tese de doutorado – IG, UNICAMP, Campinas.

FANTON, J.C.M., RICARDI-BRANCO, F., MENDES, M. 2014. As paleofloras de Fonseca e Gandarela revisadas e insetos associados: Paleógeno do sudeste brasileiro. IN: **Paleontologia Cenários de Vida - Paleoclimas**. Vol.5, 1 edição, Rio de Janeiro: Editora Interciência. p. 239-253.

FOLLADOR, G. L. P. & CASSINO, R. & VARAJÃO, A. & BITTENCOURT, J. 2021. An Upper Pleistocene macroflora indicates warm and dry climate during an interglacial in central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 567. 110243. 10.1016/j.palaeo.2021.110243.

GARCIA, M. BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M., CARAMÊS, A., DINO, R., ANTONIOLI, L., BISTRICHI, C. 2014. Neogene Paleoclimatic Evolution in Paraná State and Southern Brazil based on Paleobotanical and Palynological data. **Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas**.

GIVNISH TJ. 1987. Comparative studies of leaf form: assessing the relative roles of selective pressures and phylogenetic constraints. **New Phytologist** 106: 131–160.

GRAHAM, A. 1999. The Tertiary History of the Northern Temperate Element in the Northern Latin American Biota. **American journal of botany**. 86. 32-8. 10.2307/2656952.

GREGORY-WODZICKI, K. 2000. Relationships between leaf morphology and climate, Bolivia: Implications for estimating paleoclimate from fossil floras. **Paleobiology**, 26(4), 668-688. doi:10.1666/0094-8373(2000)0262.0.CO;2.

Greenwood, D.R. 2007. Fossil angiosperm leaves and climate: from Wolfe and Dilcher to Burnham and Wilf. **Courier Forschungsinstitut Senckenberg** 258: 95–108.

HAGEN, E., ROYER, D., MOYE, R., & JOHNSON, K. (2019). No large bias within species between the reconstructed areas of complete and fragmented fossil leaves. **PALAIOS**. 34. 43-48. 10.2110/palo.2018.091.

HERMAN, A.B., SPICER, R.A., 1996. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean. **Nature** 380, 330–333.

HINOJOSA, L. F., F. PÉREZ, A. GAXIOLA, AND I.SANDOVAL. 2011. Historical and phylogenetic constraints on the incidence of entire leaf margins: insights from a new South American model. **Global Ecology and Biogeography**, 20:380–390.

HOORN, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. 105. 267-309. 10.1016/0031-0182(93)90087-Y.

HOORN, C., WESSELINGH, F.P., ter STEEGE, H., et al. 2010. Amazonia through time: andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. **Science** 330: 927–931. DOI: 10.1126/science.1194585.

HOORN, C. BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. DINO, R. GARCIA, M. ANTONIOLI, L.CASADO, F. & HOOGHIEMSTRA, H. 2014. Neogene climate evolution in Amazonia and the brazilian northeast. **Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas**, Cap LIV.

HUGHES, N. F. 1994. The Enigma of Angiosperm Origins. Cambridge Paleobiology. Series Volume 1. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney: **Cambridge University Press**, p. xii + 303.

IBGE (Ed.), 2004. **Vocabulário básico de recursos naturais e meio ambiente**, 2a. ed. IBGE, Rio de Janeiro. I.B. de G. e E. (Ed.).

JACOBS, B.F., e HERENDEEN, P.S., 2004. Eocene dry climate and woodland vegetation in tropical Africa reconstructed from fossil leaves from northern Tanzania: **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 213, p. 115–123, doi: 10.1016/j.palaeo.2004.07.007.

JARAMILLO, C., RUEDA, M.J., e MORA, G. 2006. Cenozoic plant diversity in the Neotropics. *Science* 311: 1893–1896. Jie, C. e Turland, N.J. 2007. Combretaceae. Em: **Flora of China**, vol. 13: 309–320.

KENNEDY, E.M., ARENS, N.C., REICHGELT, T., SPICER, R.A., SPICER, T.E.V., STRANKS, L., YANG, J., 2014. Deriving temperature estimates from Southern Hemisphere leaves. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** 412, 80–90.

KOWALSKI, E.A. 2002. Mean annual temperature estimation based on leaf morphology: a test from tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Palaeo)* 188: 141–165.

KUTZBACH, J.E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. **Clim. Dyn.** 30, 567–579. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0308-z>.

LITTLE, S., KEMBEL, S. & WILF, P. 2010. Paleotemperature *Proxies* from Leaf Fossils Reinterpreted in Light of Evolutionary History. **PloS one.** 5. e15161. [10.1371/journal.pone.0015161](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0015161).

MAIZATTO, J.R. 2001. **Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias de Gandarela e Fonseca, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares.** Tese de Doutorado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 333 pp.

MAIZATTO, J.R., REGALI, M.S.P. e CASTRO, P.T.A. 2008. Análise biocronoestratigráfica e paleoclimática das bacias paleógenas e neógenas do Gandarela e Fonseca, Quadrilátero Ferrífero- Minas Gerais, Brasil. **12º Simpósio Brasileiro de Paleobotânica e Palinologia (Florianópolis)**, Boletim de Resumos 1: 133.

MELLO, C.L., BERGQVIST, L.P. e SANT'ANNA, L.P. 2000. Fonseca, MG - Vegetais fósseis do Terciário brasileiro. In: SCHOBENHARUSM C., CAMPOS, D.A., QUERIROZ, E.T.Q., WINGE, M., e BERBERT-BORN, M.L.C. (Org). **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil.** Brasília: DNPM-CPRM, 2002, v.1, p.73-79.

MILLER, I.M., BRANDON, M.T., HICKEY, L.J., 2006. Using Leaf Margin Analysis to estimate the mid-Cretaceous (Albian) paleolatitude of the Baja BC block. **Earth Planet. Sci. Lett.** 245, 95–114.

MORLEY, R.J. 2000, Origin and evolution of tropical rainforests. **Wiley**, New York, 362 pp.

MULLER, K. G.; FAIRBANKS, R. G.; MOUNTAIN, G. S. Tertiary, oxygen isotope synthesis, sea-level history and continental margin erosion. **Paleoceanography**, v. 2, p.1-19, 1987.

OLIVEIRA-FILHO, A., RATTER, J.A., 2002. Vegetation Physiognomies and Woody Flora of the Cerrado Biome. 121-140.

PEPPE, D.J., ROYER, D.L., CARIGLINO, B., OLIVER, S.Y., NEWMAN, S., et al. 2011. Sensitivity of leaf size and shape to climate: global patterns and paleoclimatic applications. **New Phytologist**, doi: 10.1111/j.1469-8137.2010.03615.

PEPEE, D.J., BAUMGARTNER, A., FLYNN, A., BLONDER, B., 2018. Reconstructing paleoclimate and paleoecology using fossil leaves. In: Croft, D.A., Su, D.F., Simpson, S.W. (Eds.), *Methods in Paleoecology: Reconstructing Cenozoic Terrestrial Environments and Ecological Communities, Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology*. **Springer International Publishing**, Cham, pp. 289–317. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94265-0_13.

PEREIRA, K. G.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C. **Mirtáceas da Formação Entre-Córregos, Paleógeno da Bacia de Aiuruoca, Estado de Minas Gerais, Brasil: taxonomia e interpretações paleoclimáticas e paleofitogeográficas**. Tese de (Mestrado em análise geoambiental) - Universidade Guarulhos. Guarulhos, p.139.2015.

RASMUSSEN, S.O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S.P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S.L., CLAUSEN, H.B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S.J., FISCHER, H., GKINIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W.Z., LOWE, J.J., PEDRO, J.B., POPP, T., SEIERSTDA, I.K., STEFENSSEN, J.P., SVENSSON, A.M., VALLELONGA, P., VINTHER, B.M., WALKER, M.J.C., WHEATLEY, J.J., WISNTRUP, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. **Quat. Sci. Rev.** 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>

RICARDI-BRANCO, F.; FANTON, J. C. M. 2007. Principais registros paleoflorísticos do Cenozoico brasileiro. In: Carvalho, I.S., et al. (eds). **Paleontologia: Cenários da Vida**. v. 1. Rio de Janeiro: Interciência, p. 645-655.

ROSSETTI, D.F. & GOES, A.M. 2004. Geologia. In: D.F. Rossetti & A.M. Góes (eds.) *O Neógeno da Amazônia Oriental*, **Museu Paraense Emílio Goeldi**, p. 13–52.

ROYER, D. & WILF, P. 2006. Why Do Toothed Leaves Correlate with Cold Climates? Gas Exchange at Leaf Margins Provides New Insights into a Classic Paleotemperature Proxy. **International Journal of Plant Sciences - INT J PLANT SCI.** 167. 11-18. 10.1086/497995.

ROYER, D. 2012. Climate Reconstruction from Leaf Size and Shape: New Developments and Challenges. **The Paleontological Society Papers**, 18, 195-212. doi:10.1017/S1089332600002618.

SANTIAGO, F.H.R. 2017 **Estudos Tafonômicos de Folhas de Angiospermas no Estado de São Paulo, Brasil, e a Análise da Margem Foliar para América**

do Sul. Implicações Paleobotânicas. Tese de (Doutorado em Geologia e Recursos Naturais) – Universidade Estadual de Campinas. Campinas, p. 206.

SANTIAGO RIOS, F. H. & RICARDI-BRANCO, F. 2018a. Interpretações Paleoclimáticas a Partir da Flora Pliocênica de Nova Iorque, Maranhão, Brasil, **Revista Brasileira de Paleontologia**, 21(1):71–78,. doi:10.4072/rbp.2018.1.05.

SANTIAGO RIOS, F. H. & RICARDI-BRANCO, F. 2018b. Interpretações paleoclimáticas a partir da tafoflora de Caieira, Formação Pirabas, Oligoceno/Mioceno da Amazônia Oriental, Pará, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**. 21(3). 265-271. 10.4072/rbp.2018.3.07.

SCHRADER, J. et al. 2021. Leaf size estimation based on leaf length, width and shape. **Annals of Botany**.

SILVA, C.B. 2016. **Palinologia da Formação Pirabas, nos municípios de Primavera e Salinópolis, nordeste do estado do Pará**, Brasil. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 222 p.

SPICER, R.A. 2012. CLAMP online. <http://clamp.ibcas.ac.cn/>

SPICER, R., JIAN, Y., SPICER, T. & FARNSWORTH, A. 2020. Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**. 562. 10.1016/j.palaeo.2020.110138.

SRIVASTAVA, G., SPICER, R.A., SPICER, T.E.V., YANG, J., KUMAR, M., MEHROTRA, R.C., MEHROTRA, N.C., 2012. Megaflora and palaeoclimate of a Late Oligocene tropical delta, Makum Coal field, Assam: evidence for the early development of the South Asia Monsoon. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** 343, 130–142.

TÁVORA, V.A.; SANTOS, A.A.R. & ARAÚJO, R.N. 2010. Eventos biológicos da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). **Revista Brasileira de Geociências**, 40:256–264.

WILF P. 1997. When are leaves good thermometers? A new case for leaf margin analysis. **Paleobiology** 23: 373–390.

WILF, P., WING, S., GREENWOOD, D. GREENWOOD, C. 1998. Using fossil leaves as paleoprecipitation indicators: An Eocene example. **Geology**. 26. 203-206.

WILLIS, K.J.; MCELWAIN, J.C.. The Evolution of Plants. Oxford: **Oxford University Press**, 2002, 378p.

WING, S.L., HARRINGTON, G.J., SMITH, F.A., BLOCH, J.I., BOYER, D.M. e FREEMAN, K.H. 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene/Eocene boundary. **Science** 310: 993–996.

WOLFE, J.A., 1993. A method of obtaining climate parameters from leaf assemblages. **U.S. Geological Survey Bulletin** 2040: 1–73.

WOLFE, J. A. & SPICER, R. A., 1999. Fossil Leaf Character States: Multivariate Analysis. In: Jones, T.P., Rowe, N.P. (Eds.), *Fossil Plants and Spores: Modern Techniques*. **Geological Society**, London.

ZACHOS, J.C., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., e BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. **Science** 292: 686–693.

ZANGROSSI, D.S., SANTIAGO,F., e RICARDI-BRANCO,F. 2015. **Paleoclimatic reconstruction to the Eocene/Oligocene in the Fonseca district, Minas Gerais, Brazil**. XXIII Congresso de Iniciação Científica da Unicamp. Campinas.

ZANGROSSI, D.S., SANTIAGO,F., e RICARDI-BRANCO,F. 2016a. **Paleoclima da macroflora fóssil da Formação Fonseca, Minas Gerais, e sua relação com níveis de CO₂ atmosférico durante o Eoceno-Oligoceno**. XXIV Congresso de Iniciação Científica da Unicamp. Campinas.

ZANGROSSI, D.S. 2016b. **Paleoclima da Formação Fonseca, Minas Gerais, e caracterização das interações inseto-planta durante o Eoceno-Oligoceno**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas - Campinas