



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – LAGEMAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

TESE DE DOUTORADO

**RECONSTITUIÇÃO PALEOBIOGEOCLIMÁTICA DE ÁREAS
CÁRSTICAS, ARQUEOLÓGICAS E TURFEIRAS NA SERRA DO
ESPINHAÇO MERIDIONAL, MG,
ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA**

Karina Ferreira Chueng

Niterói, 29 de Maio de 2020

KARINA FERREIRA CHUENG

**RECONSTITUIÇÃO PALEOBIOGEOCLIMÁTICA DE ÁREAS CÁRSTICAS,
ARQUEOLÓGICAS E TURFEIRAS NA SERRA DO ESPINHAÇO
MERIDIONAL ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA**

Tese de Doutorado apresentada ao
Curso de Pós-Graduação em Dinâmica
dos Oceanos e da Terra da
Universidade Federal Fluminense.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Heloisa Helena Gomes Coe
(Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra na UFF e
Departamento de Geografia da Faculdade de Formação de Professores da UERJ)

Co-orientadora: Prof.^a Dr.^a Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos
(Instituto de Ciência e Tecnologia na UFVJM)

NITERÓI

29 de Maio de 2020

KARINA FERREIRA CHUENG

**RECONSTITUIÇÃO PALEOBIOGEOCLIMÁTICA DE ÁREAS CÁRSTICAS,
ARQUEOLÓGICAS E TURFEIRAS NA SERRA DO ESPINHAÇO
MERIDIONAL, MG, ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA**

Tese de Doutorado apresentada ao
Curso de Pós-Graduação em Dinâmica
dos Oceanos e da Terra da
Universidade Federal Fluminense.

Aprovada em 29 de Maio 2020.

BANCA EXAMINADORA

Heloisa Helena Gomes Coe

Prof.^a Dr.^a Heloisa Helena Gomes Coe (orientadora)

UERJ/FFP – Departamento de Geografia

UFF – Departamento de Geologia e Geofísica – Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Carlos Marclei Arruda Rangel

Prof. Dr. Carlos Marclei Arruda Rangel

UFF/IEAR – Departamento de Geografia

Carla Regina Alves Carvalho

Prof.^a Dr.^a Carla Regina Alves Carvalho

UFF - Departamento de Geoquímica

Laboratório de Radiocarbono (LAC-UFF)

Taísa Camila Silveira de Souza

Dr.^a. Taísa Camila Silveira de Souza

UFF - Departamento de Geologia e Geofísica – Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Gustavo Vaz de Melo

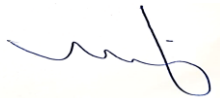
Dr. Gustavo Vaz de Melo

COPPE/UFRJ – Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC)

Giliane G. Rasbold.

Dr.^a Giliane Gessica Rasbold

UEM - Programa de Pós-graduação em Ecologia e Ambientes Aquáticos Continentais (PEA)



Prof. Dr. Marcelo Fagundes

UFVJM - Departamento Interdisciplinar em Humanidades
Laboratório de Arqueologia e Estudos da Paisagem (LAEP-UFVJM)

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

C559r Chueng, Karina Ferreira
RECONSTITUIÇÃO PALEOBIOGEOCLIMÁTICA DE ÁREAS CÁRSTICAS,
ARQUEOLÓGICAS E TURFEIRAS NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL,
MG, ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA / Karina Ferreira
Chueng ; Heloisa Helena Gomes Coe, orientadora ; Alessandra
Mendes Carvalho Vasconcelos, coorientadora. Niterói, 2020.
199 f. : il.

Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói,
2020.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2020.d.11788468732>

1. Reconstituição Paleoclimática. 2. Fitólitos. 3.
Quaternário. 4. Produção intelectual. I. Coe, Heloisa
Helena Gomes, orientadora. II. Vasconcelos, Alessandra Mendes
Carvalho, coorientadora. III. Universidade Federal Fluminense.
Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

Bibliotecário responsável: Sandra Lopes Coelho - CRB7/3389

Dedico esta tese:

Aos meus pais
Adilson da Costa Barroso e Eliane Quércia Ferreira,
Ao apoio e amor a mim sempre dados.

AGRADECIMENTOS

Pensei sobre várias maneiras de começar este agradecimento. Mas descobri que a forma mais simples e generosa de encerrar um Doutorado é lembrar que a vida não é só sobre metas, conquistas e linhas de chegada. É sobre quem você se torna nessa caminhada.

Por este motivo, venho compartilhar minha gratidão com todos que me emprestaram suas mãos, abraços, atenção, ombro, alma e coração para que, durante esta trilha percorrida, a magia pudesse acontecer.

Agradeço infinitamente aos meus pais, Eliane Quércia e Adilson da Costa Barroso, por tudo. Pelo apoio e incentivo incondicionais. Por terem orgulho de terem uma filha cientista, mesmo diante do mérito e dificuldade que isso representa. Dedico esta tese e todo o meu amor a vocês.

Também agradeço imensamente a minha família, meus tios, primas e primos por sempre expressarem o quanto torcem por mim, em especial: Tia Vilminha Barroso, Tia Maria da Conceição Barroso e Tio Tarcísio, Tia Rita e Tio Alberto Barroso e os primos Regina Claudia Barroso (mãe da Bruninha Carolina) e Tarcísio Graça. Sinto-me abençoada por ter vocês por perto.

Agradeço a minha irmã Miriam Barros e as minhas sobrinhas Anna Luísa e Isabelly, por colorirem os dias da minha vida e trazerem um pouco de barulho para a minha calmaria.

Na mesma proporção, agradeço a minha orientadora, Prof.^a Dr.^a Heloisa Coe. Se existem laços que não são por acaso nesta vida, você é um deles. Obrigada por ser mãe 2, por me dar força a qualquer que seja o momento e não medir esforços para ajudar na realização dos meus sonhos. Tem sido uma honra trabalhar com você por todo este tempo (e completamos uma década!).

Gratidão também a minha coorientadora Prof.^a Dr.^a Alessandra Vasconcelos, pelo apoio, orientação disponibilizada, pela experiência e amadurecimento a mim concedidos.

Gracias ao Prof. Dr. Marcelo Fagundes. Agradeço a Prof.^a Alessandra Vasconcelos por ter lhe trazido pro time dos fitoliteiros. E por você ter me apresentado ao belo viés arqueológico pra minha tese e a oportunidade de conviver com o LAEP-UFVJM.

Obrigada sempre a Prof.^a Dr.^a Kita Macário e ao LAC-UFF, pelas datações ¹⁴C-AMS, por todas as oportunidades durante o Doutorado e para além dele. Participar do I CLARA foi inesquecível!

Obrigada a Prof.^a Dr.^a Cristina Augustin, por toda a cooperação da UFMG, ajuda concedida, pelo carinho e pela generosidade. Fico feliz por ainda ser considerada sua “outlier”.

Agradeço a todos os fitoliteiros, em especial:

Ao meu coorientando e amigo taurino, David Barcelos, por compartilhar o quebra-cabeça da tese *versus* vida junto comigo. Pelas horas de laboratório, microscópio, lanches e chocolates vários, oráculos das Deusas, conselhos astrológicos, métodos limpadores de “uruca” e toda a energia positiva emanada pra que tudo desse certo. Quem tem um amigo

fechamento desses na vida acadêmica ganhou na loteria. Eu ganhei!

À amiga Sarah Fricks, que me incentivou, ajudou em todos os artigos com o seu superpoder coreleiro e é a botânica mais empoderada que conheço.

A Elisangela Ximenes Aguiar, pela construção dos lindos mapas da tese e pela ansiedade compartilhada. Valha, mulher! A gente sofre, mas consegue.

Ao Guilherme Pires que, ao pedir ajuda para finalizar o TCC, sem saber, me estendeu mais a mão em um momento que eu mais precisei e sempre tem bons conselhos.

Aos que não mencionei, mas ajudaram de forma direta ou indiretamente para minha tese. Esse grupo é uma família!

Thank you, Christopher Lesser! It was amazing to meet you and for the unconditional friendship in Brazil or anywhere in the world.

Obrigada ao Alex Carvalho, por participar dos campos e nos acompanhar nas aventuras da Banda Espinhaço.

Agradeço ao NePALEO por todas as contribuições e parcerias durante a tese.

Obrigada ao Prof. André Silva e todos os costeiros, pela convivência no LabDIN-UERJ e apoio em todas as horas. Agradeço especialmente a Ana Beatriz, por me ajudar, em cima da hora, com desenhos esquemáticos na tese, a Andrea Viana Macedo, a Manu Madureira e ao Lucas Ferreira pelo carinho e aviso do café passado fresquinho ao me ver quase dormindo com os olhos grudados no microscópio.

Obrigada à Prof.^a Evelyn Sanchez Bizan, por levar os fitólitos ao Congresso Brasileiro de Paleontologia e por ser uma das pessoas mais incríveis que conheci na UFVJM.

Obrigada a todos do LabGeo-UERJ, principalmente a Prof.^a Maria Luiza Félix Marques Kede pela oportunidade de conviver com as Jornadas Acadêmicas e a Prof.^a Ana Valéria Bertolino pelo apoio à utilização do laboratório. Agradeço também a Vanessa Matos por ser a técnica de laboratório mais companheira do mundo. Além disso, agradeço a meninada: Caroline Penha, Jeferson Rosa, Carlos Tornio, Caio Torres, Luiz Felipe Hygino, Gabriela Sabatini, Dayllan Souza, Pablo Alfradique, Isabelle Ribeiro pela convivência cotidiana na FFP. As horas a fio de análises em laboratório foram mais divertidas com a presença de vocês.

Obrigada a todos do meu programa de pós-graduação DOT-UFF, por todo o apoio e ajuda disponibilizada. Agradeço também aos funcionários da empresa Luso-brasileira, por todas as vezes que me acudiram e abriram o laboratório quando madrugava na porta ou era a última a sair.

Obrigada ao João Quintanilha, pelo apoio, carinho, amizade e por sempre descolar os tíquetes do bandeirão quando eu precisava.

Agradeço ao Prof Alexandre Christófaros e a sua equipe da UFVJM pelo aprendizado sobre a importância paleoambiental das turfeiras. Obrigada Sabrina Martins Thamago, Camila Costa e Múcio Farnezi.

Agradeço aos professores do Departamento de Geografia da UERJ-FFP que, apesar de não trabalhar diretamente com o contexto da minha tese, me forneceram apoio e outros pontos de vista sobre a Geografia Física, em especial a Prof.^a Ana Cláudia Sacramento.

Obrigada à Prof.^a Maria de Fátima Barbosa pela recepção e amizade no Simpósio

de Arqueologia da UNIVASF, em São Raimundo Nonato, e por nos apresentar a Niéde Guidon. Além disso, muito obrigada pelos cuidados e até me esperar por horas na UPA por causa da minha terrível chikungunya.

Obrigada à Prof.^a Carla Carvalho e a Geoquímica/UFF. Foi muito interessante poder contribuir com as suas pesquisas e com a dissertação da Vanessa Brandão.

Agradeço a todos os meus amigos por estarem emanando sempre boas vibrações para que tudo dê certo: Léo Eccard, João Ramirez, Yanexis e o meu pequeno príncipe Luan Miguel, Anderson Tavares, Luana Oliveira, Luciana Cruz, Sindy Serravalle, família Marllon Bruno e Jessica Araújo, Luisa Costa, Rosa Souza, Marcel Fumiya, Fabiana Gomes.

Agradeço à família Center V, pela amizade e por sempre me darem aquele “up” na aparência e astral, como a Sol Alves e o Kamarim da Beleza, Aline Nunes e a loja Atillato Modas, Thiago Braga, Carolina Lima, Jania Paula, Sidia Nogueira e Kátia Nicole.

Agradeço à academia Vida Atlético e aos Profs. Leandro Padilha e Paulinha Fernandes por todos os “boras” quando a preguiça quase ganhava a vontade de continuar os exercícios físicos. Simples gestos de vocês fizeram com que eu vencesse a ansiedade muitas vezes. Agradeço também as amizades feitas dentro da academia.

Gratidão a todas as pessoas especiais que surgiram nessa trajetória: Tatiane de Souza, Eduardo Salgado, Giliane Rasbold e Paula Spotorno.

Obrigada Thiago Anjos, por me salvar com todos os meus problemas de informática, por todas as vezes que o meu notebook deu pane no sistema e você me socorreu por acesso remoto até tarde da noite. Isso não tem preço.

Obrigada ao Prof. Leandro Furtado, pelo tour na Chapada Diamantina. Essa viagem renovou o gás necessário para a finalização da tese.

Gratidão à amiga e Pós-Doutoranda da UFPI, Aline Freitas. Não tenho palavras para agradecer, em tão pouco tempo, pelo seu apoio, pela parceria e por me incluir no seu grupo de pesquisa “Palinologia Arqueológica, Paleoambiente e Paleoetnobotânica (POLARQ). Que possamos fazer incríveis pesquisas e trabalhos em equipe.

Agradeço ao meu cardiologista, Dr. Paulo Antunes, pelo acompanhamento dos meus eletrocardiogramas e por sempre adorar conversar sobre geologia comigo.

A Haribol a Ranga Devi e ao grupo Baghavatam, pela instrução védica através dos harikathas e mahamantras que me transmitiram paz e evolução espiritual. Obrigada por me considerarem uma grata aluna em participação do ashram. Que Mahaprabhu e Krsna estejam sempre conosco. Pranams!

Obrigada a todos que contribuíram de forma direta e indireta para o crescimento dessa tese, desde a raiz até o florescer. Parece que, junto a ela, também passei pelos mesmos processos de amadurecimento e descobri que: “Não é sobre o que o mundo reserva pra você, mas o que você traz para o mundo” (Anne with an E).

A TODOS, MUITO OBRIGADA!

*“Mais que magma e rocha,
a Terra é feita de tempo.
Um corpo nosso
que nasceu antes de nós.”
(Mia Couto)*

SUMÁRIO

RESUMO.....	17
ABSTRACT.....	18
1. INTRODUÇÃO.....	19
2. ÁREA DE ESTUDOS.....	22
2.1. <u>O Espinhaço Meridional</u>	22
2.1.1. Localização e Formação do Relevo.....	22
2.1.2. Geologia e Geomorfologia.....	23
2.1.3. Clima e Vegetação.....	25
2.2. <u>Áreas selecionadas para a pesquisa</u>	26
2.2.1. Área 1: Cavernas Carbonáticas e Siliciclásticas no Oeste do Espinhaço Meridional.....	27
2.2.1.1. <u>Localização e caracterização da área</u>	27
2.2.1.2. <u>Geologia e Geomorfologia</u>	27
2.2.1.3. <u>Clima</u>	29
2.2.1.4. <u>Vegetação</u>	30
2.2.1.5. <u>Solos</u>	31
2.2.2. Área 2: Sítio Arqueológico de Felício dos Santos.....	31
2.2.2.1. <u>Localização e caracterização da área</u>	31
2.2.2.2. <u>Geologia e Geomorfologia</u>	35
2.2.2.3. <u>Clima</u>	35
2.2.2.4. <u>Vegetação</u>	35
2.2.2.5. <u>Solos</u>	36
2.2.3. Área 3: Turfeiras nas cabeceiras do Rio Araçuaí.....	36
2.2.3.1. <u>Localização e caracterização da área</u>	36
2.2.3.2. <u>Geologia e Geomorfologia</u>	38
2.2.3.3. <u>Clima</u>	38
2.2.3.4. <u>Vegetação</u>	39
2.2.3.5. <u>Solos</u>	40
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	42
3.1. <u>Ambientes Cársticos: Rochas Carbonáticas e Siliciclásticas</u>	42
3.1.1. O Processo de Carstificação.....	45

3.1.2. Diferenças na Carstificação de Rochas Carbonáticas e Siliciclásticas	48
3.1.3. Sistema Cárstico e Seus Ambientes.....	50
3.1.4. Regiões Cársticas no Brasil.....	56
3.2. <u>Sítios Arqueológicos: Estudos de Reconstituição Paleoambiental na Serra do Espinhaço Meridional</u>	59
3.2.1. Sítios arqueológicos e importância paleoambiental.....	59
3.2.2. Sítios arqueológicos na Serra do Espinhaço Meridional.....	60
3.2.3. Reconstituições Paleoambientais em Sítios Arqueológicos: Fitólitos como ferramenta arqueobotânica.....	62
3.2.4. Vantagens e limitações da análise fitolítica como ferramenta arqueobotânica.....	63
3.3. <u>Fitólitos</u>	68
3.3.1. Classificação dos fitólitos.....	72
3.3.2. Tipos de fitólitos.....	73
3.3.3. Índices fitolíticos.....	77
3.3.4. Estudos de fitólitos realizados no Brasil: ênfase nas pesquisas realizadas em Minas Gerais.....	79
3.4. <u>Turfeiras</u>	88
3.4.1. Conceitos, caracterização e importância paleoambiental.....	88
3.4.2. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional.....	89
3.5 <u>Quaternário no mundo: Paleoclimas e Estudos Globais</u>	92
3.6 <u>Histórico Paleoambiental do Cerrado</u>	97
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	106
4.1. <u>Metodologia</u>	106
4.1.1. Trabalhos de campo para coleta de amostras.....	106
4.1.2. Carste.....	107
4.1.3. Solos.....	107
4.1.4. Procedimentos laboratoriais para extração de fitólitos.....	108
4.1.5. Datação por ¹⁴ C-AMS.....	109
4.2. <u>Materiais</u>	110
4.2.1. Gruta Monte Cristo.....	113
4.2.2. Gruta Pau-Ferro.....	113

4.2.3. Sítio Arqueológico Cabeças 4.....	114
4.2.4. Turfeira Rio Preto.....	115
5. RESULTADOS.....	117
5.1. <u>Gruta Monte Cristo</u>	117
5.1.1. Caracterização da Gruta Monte Cristo.....	117
5.1.2. Análises Granulométricas.....	120
5.1.3. Análises Fitolíticas.....	123
5.1.3.1. <u>Estoque de Fitólitos</u>	123
5.1.3.2. <u>Classificação dos Fitólitos</u>	126
5.1.3.3. <u>Tipos de Fitólitos</u>	126
5.1.3.4. <u>Índices Fitolíticos</u>	129
5.1.4. Datação ¹⁴ C-AMS.....	131
5.1.5. Tendências Observadas na Gruta Monte Cristo.....	135
5.2. <u>Gruta Pau-Ferro</u>	137
5.2.1. Caracterização da Gruta Pau Ferro.....	137
5.2.2. Análises Granulométricas.....	138
5.2.3. Análises Fitolíticas.....	139
5.2.3.1. <u>Estoque de Fitólitos</u>	139
5.2.3.2. <u>Classificação dos Fitólitos</u>	142
5.2.3.3. <u>Tipos de Fitólitos</u>	142
5.2.3.4. <u>Índices Fitolíticos</u>	144
5.2.4. Datação ¹⁴ C-AMS.....	145
5.2.5. Tendências Observadas na Gruta Pau Ferro.....	145
5.3. <u>Sítio Arqueológico Cabeças 4</u>	146
5.3.1. Caracterização do Sítio Cabeças 4.....	146
5.3.2. Análises Granulométricas.....	149
5.3.3. Análises Fitolíticas.....	152
5.3.3.1. <u>Estoque de Fitólitos</u>	152
5.3.3.2. <u>Classificação dos Fitólitos</u>	154
5.3.3.3. <u>Tipos de Fitólitos</u>	154
5.3.3.4. <u>Índices Fitolíticos</u>	157
5.3.4. Datação ¹⁴ C-AMS.....	157
5.3.5. Tendências Observadas e no Sítio Cabeças 4.....	159
5.4. <u>Turfeira Rio Preto</u>	160

5.4.1. Caracterização da Turfeira Rio Preto.....	160
5.4.2. Análises Fitolíticas.....	161
5.4.2.1. <u>Estoque de Fitólitos</u>	161
5.4.2.2. <u>Classificação dos Fitólitos</u>	162
5.4.2.3. <u>Tipos de Fitólitos</u>	163
5.4.2.4. <u>Índices Fitolíticos</u>	165
5.4.3. Datação ¹⁴ C-AMS.....	169
5.4.4. Tendências Observadas na Turfeira Rio Preto.....	169
6. RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DO ESPINHAÇO MERIDIONAL	174
6.1. <u>Turfeira Rio Preto</u>	174
6.2. <u>Complexo Arqueológico Cabeças</u>	175
6.3. <u>Gruta Monte Cristo</u>	176
6.4. <u>Gruta Pau Ferro</u>	177
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	180
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	182
9. APÊNDICES.....	191
Apêndice 1: PROTOCOLO PARA EXTRAÇÃO DE FITÓLITOS EM SOLOS E SEDIMENTOS.....	191
Apêndice 2: PREPARAÇÃO DE REAGENTES.....	197
10. ANEXOS.....	198
Anexo 1: INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART 2020.....	198

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Domínios Morfoestruturais na Serra do Espinhaço Meridional.....	23
Figura 2 – Mapa Geológico da Serra do Espinhaço Meridional.....	25
Figura 3 – Localização da área de estudo cárstica (Área 1).	28
Figura 4 –. Feições cársticas carbonáticas próximo à Gruta Pau-Ferro	29
Figura 5 – Campo rupestre em quartzito próximo à Gruta Monte Cristo.....	30
Figura 6 – Localização da área de estudo arqueológica (Área 2)	32
Figura 7 –Localização do Sítio Cabeças 4, Felício dos Santos, MG.....	33
Figura 8 - Painéis rupestres dos sítios do Complexo Cabeças	33
Figura 9 - Material lítico observado no Sítio Cabeças 4	34
Figura 10 - Vegetação do entorno do Sítio Cabeças 4.....	36
Figura 11 - Localização da área de estudo de turfeiras (Área 3).....	37
Figura 12 – Relevo no Parque Estadual do Rio Preto	38
Figura 13 – Estação climatológica automatizada do PERP.....	39
Figura 14 - Fitofisionomias do PERP.....	40
Figura 15 – Vegetação, solos e afloramentos na área do PERP	40
Figura 16 - Solos do PERP -	41
Figura 17 - As três zonas de circulação de água no carste e carste de introdução e restituição.....	47
Figura 18 – O sistema cárstico	50
Figura 19 - Representação dos três domínios cársticos	51
Figura 20 - Morfologia arredondada sob cobertura, característica do criptocarste, Januária, MG	52
Figura 21 - Feições exocársticas.....	52
Figura 22 – Feições endocársticas.....	53
Figura 23 - Processos que afetam os sedimentos de cavernas ao longo do tempo.....	55
Figura 24 - Regiões Cársticas do Brasil	57
Figura 25 – Exemplos de regiões cársticas no Brasil	58
Figura 26 – Exemplos de Sítios Arqueológicos na Serra do Espinhaço Meridional:....	62

Figura 27 – Ciclo do Silício.....	69
Figura 28 – Absorção de Sílica pelas plantas de forma ativa ou passiva	70
Figura 29 – Razões pelas quais os fitólitos são produzidos pelas plantas.....	71
Figura 30 – Partes da planta onde são produzidos os fitólitos.....	72
Figura 31 – Principais morfotipos de fitólitos	77
Figura 32 – Tipos de fitólitos observados no Quadrilátero Ferrífero e Serra do Espinhaço	85
Figura 33 – Localização dos principais estudos ambientais desenvolvidos com fitólitos por região no Brasil	87
Figura 34 –. Turfeiras no Parque Estadual do Rio Preto	89
Figura 35 – Turfeira do Córrego São Miguel, MG.....	91
Figura 36 – Etapas da metodologia.....	106
Figura 37 – Trabalhos de campo realizados nas áreas de estudos.....	107
Figura 38 – Etapas das análises granulométricas.....	108
Figura 39 – Etapas de extração dos fitólitos.....	106
Figura 40 – Mapa de localização das Áreas de Estudo.....	111
Figura 41 - Amostras das áreas cársticas, arqueológica e turfeira analisadas.....	112
Figura 42- Localização da Gruta Monte Cristo com os pontos de amostragem e perfil do relevo no transecto AB.....	113
Figura 43 - Localização da Gruta Pau Ferro com o ponto de amostragem e perfil do relevo no transecto AB.....	114
Figura 44 –Localização do Sítio Arqueológico Cabeças 4 com o ponto de amostragem.....	115
Figura 45 – Ponto de amostragem da Turfeira Rio Preto.....	115
Figura 46- Gruta Monte Cristo	117
Figura 47 – Representação esquemática da Gruta Monte Cristo.....	118
Figura 48 – Organossolo (P1) exterior à Gruta Monte Cristo.....	119
Figura 49 – Materiais no interior da Gruta Monte Cristo (P2).....	119
Figura 50 – Granulometria do Perfil 1 (exterior da Gruta).....	122
Figura 51- Granulometria do Perfil 2 (interior da Gruta).....	122
Figura 52 - Estoque de fitólitos dos perfis 1 e 2.....	124
Figura 53 - Classificação dos fitólitos da Gruta Monte Cristo: a) Perfil 1; b) Perfil 2.....	126
Figura 54 – Tipos de fitólitos da Gruta Monte Cristo - Perfil 1	127
Figura 55 – Tipos de fitólitos da Gruta Monte Cristo - Perfil 2	127
Figura 56 – Fitólitos observados no microscópio do Perfil 1	128
Figura 57 – Fitólitos observados no Perfil 2.....	129

Figura 58 – Índices fitolíticos D/P e Bi dos perfis 1 e 2.....	130
Figura 59 – Índices fitolíticos Ic e Pa/P dos perfis 1 e 2	131
Figura 60 – Idades calibradas: P1O1 (0-30cm) – 4440-4230 anos cal AP	132
Figura 61 - Idades calibradas: P1O3 (47-57cm) – 4180-3980 anos cal AP	133
Figura 62 – Idades calibradas: P1O6 (97-130cm) – 2749-2430 anos cal AP.....	133
Figura 63 – Idades calibradas: P2 (0-10cm) – 910-730 anos cal AP.....	134
Figura 64 - Idades calibradas: P2 (20-30cm) – 1000-920 anos cal AP	134
Figura 65 – Idades calibradas: P2 (30-40cm) – 660-550 anos cal AP	135
Figura 66 – Idades calibradas: P2 (90-100cm) – 970-890 anos cal AP	135
Figura 67 – Diferentes espeleotemas desenvolvidos em calcita na gruta Pau-Ferro, Monjolos-MG	137
Figura 68 – Perfil 3 (Neossolo Litólico) com sua respectiva descrição.....	138
Figura 69 – Granulometria do Perfil da Gruta Pau-Ferro (P3).....	139
Figura 70 – Estoque de fitólitos Gruta Pau-Ferro	140
Figura 71 – Classificação dos Fitólitos da Gruta Pau-Ferro (P3)	142
Figura 72 – Tipos de fitólitos da Gruta Pau-Ferro (P3).....	144
Figura 73 – Fitólitos observados na Gruta Pau – Ferro (P3)	143
Figura 74 – Índices fitolíticos da Gruta Pau-Ferro (P3)	144
Figura 75 – Caracterização do Sítio Arqueológico Cabeças	147
Figura 76 – Sedimentos coletados no Sítio Cabeças 4	148
Figura 77 - Organossolo (P4) próximo ao Sítio Arqueológico Cabeças	149
Figura 78 –Granulometria A) Sítio Arqueológico e B) Organossolo (P4).....	151
Figura 79 – Estoque de fitólitos: a) do Sítio Arqueológico Cabeças 4; b) do Organossolo (P4) próximo ao Sítio Cabeças 4	152
Figura 80 – Classificação dos fitólitos: a) do Sítio Arqueológico Cabeças 4; b) do Organossolo.....	154
Figura 81 – Tipos de Fitólitos do Sítio Arqueológico Cabeças 4.....	155
Figura 82 – Principais tipos de fitólitos do Sítio Arqueológico observados ao microscópio óptico	155
Figura 83 – Tipos de fitólitos do Organossolo próximo ao Sítio Arqueológico (P4)...	156
Figura 84 – Principais tipos de fitólitos observados no perfil do Organossolo	156
Figura 85 – Idades calibradas: P4A (0-15cm) – 800-680 anos cal AP.....	157
Figura 86 – Idades calibradas: P4 (88-174cm) – 14200-13850 anos cal AP.....	158
Figura 87 – Caracterização da Turfeira Rio Preto	160
Figura 88 – Exemplo de fitofisionomias encontradas próximo à Turfeira Rio Preto....	161
Figura 89 – a) Estoque de fitólitos e b) total de espículas observados	162

Figura 90 - Classificação dos Fitólitos da Turfeira Rio Preto	163
Figura 91 – Tipos de fitólitos observados na TRP.....	164
Figura 92 – Microfotografias dos tipos de fitólitos observados na TRP	165
Figura 93 – Índices fitolíticos da Turfeira Rio Preto.....	167
Figura 94 – Síntese de Resultados da Turfeira Rio Preto	172
Figura 95 - Quadro Síntese e Integração de Resultados. Coluna cronoestratigráfica baseada em Cohen <i>et al</i> (2013; atualizada em 2020)	179

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tipos de Fitólitos segundo as sub-famílias de Poaceae.....	74
Tabela 2 - Tipos de Fitólitos característicos de Poaceae.....	75
Tabela 3 - Fitólitos característicos das Dicotiledôneas.....	76
Tabela 4 - Outros fitólitos característicos.	76
Tabela 5 - Amostras da turfeira selecionadas para análise de fitólitos.....	116
Tabela 6 - Análises Granulométricas dos perfis da Gruta Monte Cristo.....	121
Tabela 7 - Resultados das análises fitolíticas nos Perfis da Gruta Monte Cristo.....	125
Tabela 8 - Datações ¹⁴ C-AMS dos perfis da Gruta Monte Cristo.....	132
Tabela 9 - Análises Granulométricas do perfil na Gruta Pau-Ferro	138
Tabela 10 - Resultados das análises fitolíticas no Perfil da Gruta Pau Ferro	141
Tabela 11 - Datações ¹⁴ C-AMS dos perfis da Gruta Pau-Ferro.....	145
Tabela 12 - Análises Granulométricas no Sítio Arqueológico e no Organossolo próximo ao Sítio.....	150
Tabela 13 - Resultados das análises fitolíticas no Sítio Arqueológico e no Organossolo.....	153
Tabela 14 - Datações ¹⁴ C-AMS do Organossolo próximo ao Sítio Arqueológico (P4)....	157
Tabela 15 - Datações associadas a grupos de caçadores-coletores do sítio Cabeças 04...159	
Tabela 16 - Análises fitolíticas e de espículas da Turfeira Rio Preto.....	168
Tabela 17: Datação das amostras da Turfeira Rio Preto.....	169

RESUMO

Esta tese pretende contribuir para a compreensão das condições responsáveis pela evolução da paisagem da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) ao longo do Quaternário através de análises *multiproxies*, como biomineralizações de sílica (fitólitos), análises granulométricas e datações por ^{14}C -AMS. Três áreas foram selecionadas para a pesquisa, num total de 52 amostras de solo e sedimentos. Na Área 1, encontram-se cavernas carbonáticas (Gruta Pau-Ferro) e siliciclásticas (Gruta Monte Cristo). Na Área 2, localiza-se o Complexo Arqueológico Cabeças e na Área 3 uma Turfeira na Cabeceira do Rio Araçuaí. Na Gruta Monte Cristo, foram coletados 2 perfis, um com sedimentos no interior da gruta e um de Organossolo no exterior. Na Gruta Pau-Ferro, foi coletado um perfil de Neossolo Litólico. Na Área 2, foram coletados sedimentos no interior do sítio arqueológico Cabeças 4, além de um perfil de Organossolo próximo ao sítio. Na área 3, foram selecionadas amostras de 20 em 20cm no testemunho da turfeira Rio Preto, próxima à Cabeceira do Rio Araçuaí. Os resultados foram relevantes para inferência de principais mudanças ambientais ocorridas na região. Nos ambientes cársticos (Gruta Monte Cristo e Gruta Pau-Ferro), os fitólitos se mostraram bem preservados e trouxeram respostas em âmbito geomorfológico e evolução das grutas. Na Gruta Monte Cristo, foi possível identificar origem alóctone dos sedimentos e dinâmica da redistribuição da alteritas através do primocarste entre 4440/ 4230 anos cal AP a 660 a 550 anos cal AP. Através da análise de fitólitos, também foi possível observar que não houve mudança na vegetação, sempre de campos rupestres. Os índices mostram um aumento de temperatura no decorrer do tempo e condições propícias para evolução da caverna. Na Gruta Pau-Ferro, as análises fitolíticas indicam uma vegetação predominantemente aberta, embora atualmente em muitos locais é encontrada uma mata seca, o que pode interferir na formação e fitofisionomias de vegetação de maneiras distintas, caracterizadas essencialmente pela escassez de solo e pela condicionante edáfica. Nesta área é observado um episódio mais frio e seco entre 440 e 250 anos cal AP. No contexto arqueológico, a comparação dos fitólitos do Sítio Arqueológico Cabeças 4 com o Organossolo próximo ao mesmo mostrou similaridades dos resultados, indicando que os mesmos auxiliaram a compreender as condições paleoclimáticas propícias para as ocupações humanas ao longo de 14200/13850 anos cal AP a 800/680 anos cal AP. Na Turfeira Rio Preto, através da análise de fitólitos, foi possível definir 4 fases climáticas, sendo a área de estudo mais abrangente cronologicamente, desde 25.000 anos cal AP. Através desses resultados, foi possível observar que, mesmo em áreas diferentes, a tendência de 25.000 anos cal AP até os dias atuais foi a presença de períodos de oscilação entre diminuição e aumento de temperatura, assim como na umidade, finalizando com a temperatura mais elevada e umidade estável. Portanto, foi possível relacionar tendências climáticas locais e regionais numa perspectiva geocronológica, contribuindo para a reconstituição paleoclimática da Serra do Espinhaço Meridional, além de associar os resultados locais com outros estudos a nível regional, e com eventos globais a partir de 25.000 anos cal AP, englobando desde o Pleistoceno Superior (*Upper*) até 440 anos cal AP, o Holoceno Superior (*Meghalayan*).

Palavras-chave: Reconstituição Paleoclimática, Fitólitos, Quaternário

ABSTRACT

This thesis aims to contribute to understanding the conditions responsible for the evolution of the Espinhaço Mountain Range (SdEM) landscape throughout the Quaternary through multiproxy analyses, such as silica biomineralizations (phytoliths), granulometric analyses and ^{14}C -AMS dating. Three areas were selected for the survey, from which 52 soil and sediment samples were taken. In Area 1, there are carbonatic caves (Pau-Ferro Cave) and siliciclastic caves (Monte Cristo Cave). The Cabeças Archaeological Complex is located in Area 2, while Area 3 includes a peat bog at the head of the Araçuaí River. Two profiles were collected at the Monte Cristo Cave, one with sediment inside the cave and one with Organosol outside. In the Pau-Ferro Cave, a Neolithic Litolic profile was collected. In Area 2, sediments were collected inside the Cabeças 4 archeological site, in addition to an Organosol profile close to the site. In area 3, samples were selected every 20 cm in the core from the Rio Preto peat bog, close to the head of the Araçuaí River. The results were relevant for inferring the main environmental changes that occurred in the region. In karst environments (Monte Cristo Cave and Pau-Ferro Cave), phytoliths were well preserved and provided answers in the geomorphological scope and evolution of the caves. In the Monte Cristo Cave, it was possible to identify the allochthonous origin of the sediments and the dynamics of alterite redistribution through the primokarst from 4440/4230 cal years BP to 660 to 550 cal years BP. Through phytolith analysis, it was also possible to observe that there was no change in vegetation, which was always in rupestrian fields. The indices show an increase in temperature over time and favorable conditions for evolution of the cave. In the Pau-Ferro Cave, phytolith analyses indicate predominantly open vegetation, although in many places a dry forest is currently found, which may interfere with vegetation formation and phytophysionomies in different ways, essentially characterized by soil scarcity and edaphic conditioning. In this area, a colder, drier episode between 440 and 250 cal years BP is observed. In the archaeological context, the comparison of phytoliths from the Cabeças 4 Archaeological Site with the nearby Organosol showed similarities in the results. This indicates that both samples helped understand the paleoclimatic conditions conducive to human occupations from 14200/13850 cal years BP to 800 / 680 cal years BP. Through phytolith analysis of the Rio Preto peat bog, it was possible to define 4 climatic phases, it being the most chronologically comprehensive study area, since 25,000 cal years AP. Through these results, it was possible to observe that, even in different areas, the trend from 25,000 years cal BP until the present day, was the presence of periods oscillating between decrease and increase in temperature, as well as in humidity, ending with the highest temperature and stable humidity. Therefore, it was possible to relate local and regional climate trends within a geochronological perspective, contributing to the paleoclimatic reconstitution of the Espinhaço Mountain Range. In addition, local results can be associated with regional studies and with global events from 25,000 cal years BP, encompassing from the Upper Pleistocene (Upper) up to 440 cal years BP, the Upper Holocene (Meghalayan).

Keywords: Paleoclimatic Reconstitution, Phytoliths, Quaternary

1. INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço se estende das proximidades de Ouro Preto (MG) até a Chapada Diamantina na Bahia. Na sua parte meridional (SdEM) representa um cinturão orogênico que limita o sudeste do Cráton do São Francisco e estende-se por cerca de 300 km na direção N-S (Augustin *et al.*, 2011). Uma de suas características fundamentais é a ocorrência de afloramentos quartizíticos, que formam um conjunto de serras intercaladas por superfícies de aplainamento relativamente planas e arenosas (SAADI, 1995) associadas a um clima tropical de altitude, a importantes nascentes e uma vegetação preservada, sendo, assim, uma região propícia à formação de áreas cársticas, sítios arqueológicos e de turfeiras.

Alguns trabalhos de reconstituição paleogeomorfológica da área e a evolução do seu relevo no final do Pleistoceno Superior/Holoceno já foram realizados (AUGUSTIN, 1995a, 1995b), bem como algumas pesquisas sobre a evolução da vegetação (Chueng, 2012, 2016; Augustin *et al.*, 2014; Horak *et al.*, 2014; Barros *et al.*, 2016; Costa, 2018 e Chueng *et al.* (2019) lançando luz sobre aspectos climáticos e de desenvolvimento do sistema vertente-solo no passado recente na área. No entanto, ainda há lacunas na compreensão mais ampla sobre a cobertura vegetal e aspectos climáticos prevaletentes durante a deposição dos sedimentos mais recentes. Para responder a essas questões é importante a realização de análises complementares, como forma de entender as alterações climáticas pelas quais a mesma passou, suas possíveis relações com eventos climáticos globais e seus efeitos sobre o modelado e a cobertura vegetal.

Desta forma, a compreensão de variações paleoclimáticas em áreas cársticas, arqueológicas e em turfeiras na Serra do Espinhaço Meridional ao longo do Quaternário, é de grande relevância ambiental, pois estas áreas ainda carecem de estudos paleoambientais. Entender a dinâmica da paisagem pretérita e atual, aliada aos processos geomorfológicos e fatores como litologias, vegetação e solos, é fundamental para a evolução da paisagem desta região (CHUENG *et al.*, 2019).

Essa pesquisa objetiva contribuir, através de reconstituições da vegetação e inferências climáticas, para a compreensão de variações paleoambientais e paleoclimáticas em ambientes de diversas litologias na Serra do Espinhaço Meridional ao longo do Quaternário. Nestas áreas é possível encontrar morfologias com diferentes níveis de desenvolvimento, com o mesmo tipo de cobertura vegetal (Cerrado) e o mesmo clima (Cwb-mesotérmico, tropical de altitude).

Para entender a evolução das áreas cársticas, deu-se a escolha das áreas de relevo cárstico em rochas siliciclásticas de Diamantina a Extração (siliciclásticas) e de Monjolos a Rodeador (carbonáticas), ambas em Minas Gerais.

Também foram selecionados um sítio arqueológico em Felício dos Santos e uma turfeira na cabeceira do Rio Araçuaí para a reconstituição paleoclimática da Área Arqueológica da Serra Negra, na Face Leste do Espinhaço Meridional, a fim de, através de análises fitolíticas associadas à geocronologia e dados arqueológicos corroborar hipóteses relacionadas à evolução da paisagem natural e cultural da área de estudo. Não há muitos estudos visando a reconstituição das condições paleoambientais em sítios arqueológicos, sobretudo no Brasil, sendo este trabalho um dos pioneiros.

Como indicadores foram selecionadas as biomineralizações de sílica. Para inferir mudanças na vegetação em ambientes oxidantes, como solos ou sedimentos, um dos indicadores mais adequados são os fitólitos, partículas microscópicas (<60-100 µm) de opala biogênica, que se formam por precipitação de sílica amorfa entre e no interior de células de diversas plantas vivas, formadas como resultado da absorção de ácido silícico [Si(OH₄)] da solução do solo pelas plantas (PIPERNO, 1988, 2006). Suas formas recordam como um “molde” a célula vegetal em que foi formado e estas partículas se preservam bem em condições oxidantes, como os solos (COE e OSTERRIETH, 2014).

Também foram realizadas análises pedológicas e a cronologia foi estabelecida por meio de datações ¹⁴C/AMS da Matéria Orgânica do Solo (MOS).

Os estudos fitolíticos, principalmente quando associados a outros indicadores (análise *multiproxy*), são úteis para a interpretação de condições paleobiogeoclimáticas e como ferramenta arqueobotânica (COE e OSTERRIETH, 2014). Estudos anteriores realizados por Chueng (2012, 2016), Augustin *et al.* (2014), Barros *et al.* (2016) e Chueng *et al.* (2019) utilizando fitólitos como indicadores de variações climáticas em áreas de formações de cerrado na Serra do Espinhaço Meridional, se mostraram promissores para os conhecimentos sobre a vegetação e clima desta região.

Visando realizar esse estudo de reconstituição, foram adotados os seguintes objetivos específicos:

- Caracterização física das áreas de estudo para levantamento dos dados geológicos, geomorfológicos e pedológicos;
- Análise dos ambientes cársticos, arqueológicos e de turfeiras para fins de reconstituição paleoambiental, observando se esses ambientes são favoráveis à preservação dos fitólitos;

- Avaliar se os fitólitos podem ser utilizados para identificar origem autóctone ou alóctone de pacotes sedimentares ou de alterita/saprólitos;
- Caracterização qualitativa e quantitativa (concentração e classificação de morfotipos) dos fitólitos e cálculo dos índices fitolíticos em depósitos sedimentares, solos, turfeiras e sítio arqueológico;
- Reconstituição paleoambiental do sítio arqueológico Cabeças 4, para correlacionar e fornecer subsídios para a compreensão de mudanças e registros sobre o repertório cultural humano.
- Reconstituição paleoambiental da Turfeira Rio Preto, para correlação de eventos locais, regionais e globais através da comparação com estudos utilizando paleoindicadores

O trabalho se encontra estruturado da seguinte forma: primeiramente é feita a caracterização fisiográfica (localização e formação do relevo; geologia e geomorfologia; clima e vegetação) do Espinhaço Meridional e das áreas selecionadas para esta pesquisa. Em seguida, é apresentada uma revisão bibliográfica sobre os temas que provém a fundamentação teórica dessa pesquisa: ambientes cársticos em rochas carbonáticas e siliciclásticas; sítios arqueológicos e estudos de reconstituição paleoambiental na Serra do Espinhaço Meridional; turfeiras e sua importância paleoambiental; fitólitos; o período Quaternário: paleoclimas e eventos globais e histórico paleoambiental do Cerrado. No capítulo seguinte, são descritos os materiais e métodos utilizados. São, então, apresentados e discutidos a caracterização do ponto de coleta e os resultados obtidos com as análises granulométricas, fitolíticas e datações para cada uma das áreas selecionadas (Sítio Arqueológico Cabeças 4, Gruta Monte Cristo, Gruta Pau Ferro e Turfeira Rio Preto). Por fim, os resultados de todas as áreas são relacionados entre si e com outros estudos no Cerrado e com eventos globais do Quaternário para apresentar a reconstituição paleobiogeoclimática dessa parte da serra do Espinhaço Meridional.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. O Espinhaço Meridional

As áreas de estudo selecionadas (Cavernas Carbonáticas e Siliciclásticas, Sítio Arqueológico Cabeças 4_eTurfeira nas cabeceiras do Rio Araçuaí) estão inseridas na região da Serra do Espinhaço Meridional no estado de Minas Gerais.

2.1.1. Localização e Formação do Relevo

A Serra do Espinhaço Meridional é um cinturão orogênico que limita o sudeste do cráton do São Francisco, estendendo-se aproximadamente por 300 km em direção N-S. No sentido nordeste, estende-se até a Faixa Araçuaí formando o complexo da Serra do Espinhaço (AUGUSTIN *et al.*, 2011). A serra definida por Saadi (1995) como planalto do Espinhaço é formada por um conjunto de terras altas (Domínio Montanhoso), de direção geral norte-sul, com forma de bumerangue e convexidade orientada para oeste (Figura 1).

A Serra do Espinhaço Meridional é resultado de uma série de eventos geotectônicos iniciados no pré-cambriano. Segundo Almeida Abreu e Pflug (1994) e Saadi (1995), a seguinte sequência de eventos pode ser descrita:

- 1752 Ma (final do Paleoproterozóico) = início do processo de rifteamento, dando surgimento a uma bacia, na qual foram acumulados sedimentos predominantemente areníticos do Supergrupo Espinhaço;
- 1250 Ma (Mesoproterozóico) = fechamento da bacia por esforços compressivos com transporte de leste para oeste;
- 1000 Ma seguintes = período de relativa calma tectônica que possibilitou a sedimentação do Grupo Macaúbas;
- 900 Ma (Neoproterozóico) = evento distensivo, promovido por um novo movimento divergente das placas tectônicas, responsável por um intenso magmatismo basáltico, e subsidência do cráton São Francisco, formando uma bacia que acolheu os sedimentos pelítico-carboníticos do Grupo Bambuí;
- ao final do Neoproterozóico há um novo movimento das placas tectônicas, desta vez convergentes, resultando em empurrões de leste para oeste, sobrepondo o Supergrupo Espinhaço aos Grupos Macaúbas e Bambuí.

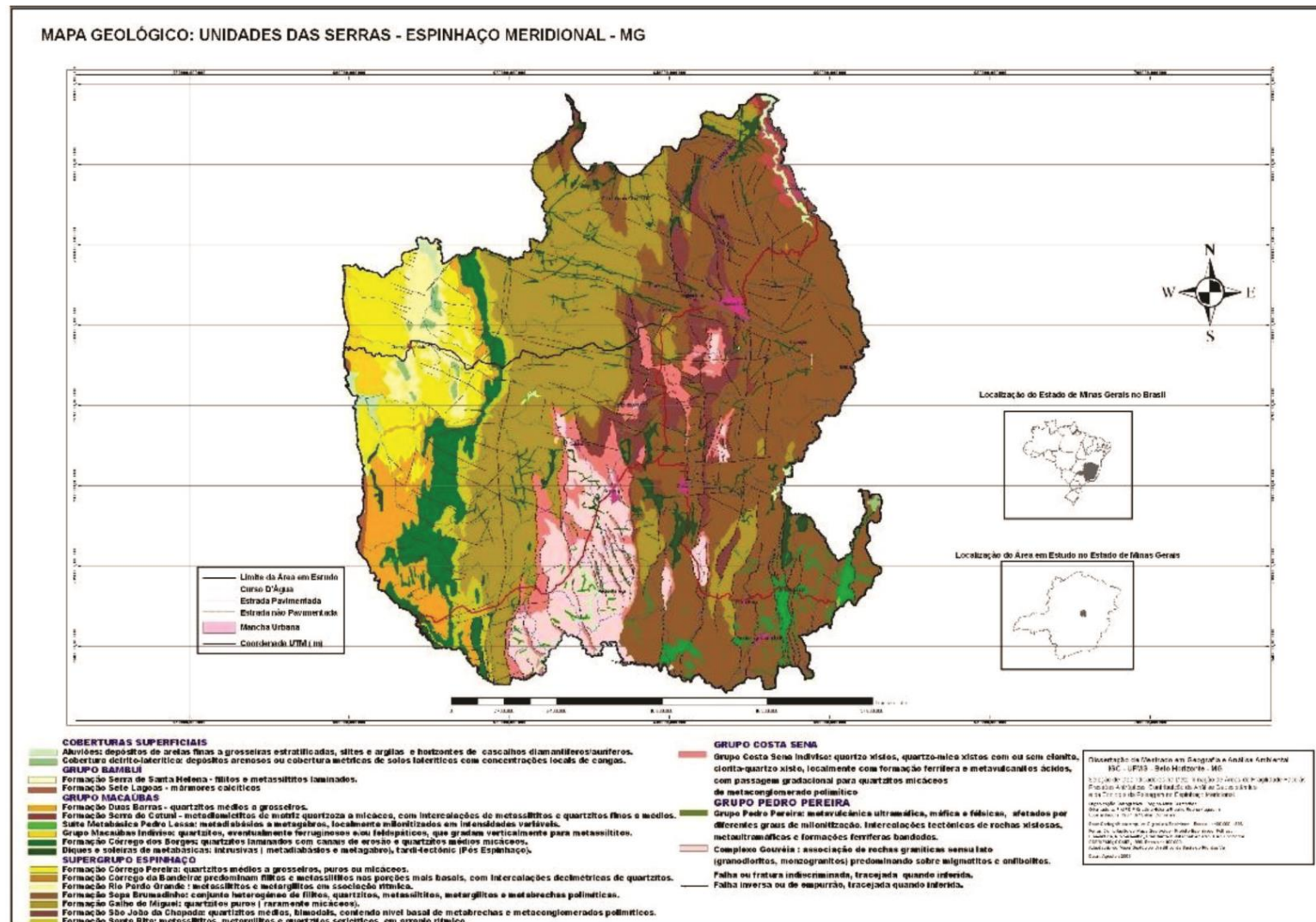


Figura 1: Domínios Morfoestruturais na Serra do Espinhaço Meridional. Fonte: Guimarães, 2004

A SdEM está localizada entre três bacias hidrográficas federais (São Francisco, Jequitinhonha e Doce). É muito importante ressaltar que a disposição geomorfológica regional também foi responsável pela constituição de diferentes ecossistemas, irrigados por corpos hídricos permanentes e em grande número que, mesmo durante as inúmeras transformações ao longo do Holoceno, estiverem presentes regionalmente (HÓRAK-TERRA, 2013; BISPO *et al*, 2015, FAGUNDES *et al* 2016), tendo a maior parte de seu território no domínio fitoecológico do cerrado (em suas diferentes fitofisionomia – *stricto sensu*, campo rupestre, campo ralo, etc.), contudo na borda leste a mata atlântica se faz presente.

2.1.2. Geologia e Geomorfologia

Em função dos diferentes momentos de evolução da Serra do Espinhaço, a geologia da Serra é bastante diversa. De acordo com Dossin *et al.* (1990), são presentes os terrenos granito-gnáissicos que constituem o embasamento arqueano, no centro da cordilheira e especialmente na borda leste. Na porção central da serra (região de Gouveia) aparecem rochas sedimentares em associação com rochas do embasamento cristalino, com presença de pacotes miloníticos. Coberturas proterozóicas são sobrepostas a estes domínios, e são representadas por metassedimentos terrígenos, predominantemente compostos por rochas vulcânicas, sejam elas básicas e/ou ácidas. Estas coberturas podem ser divididas em duas grandes unidades: clastro-química, composta por filitos, quartzitos, e formações ferríferas; quartzitos dominantes que suportam a orografia da Serra do Espinhaço. (Figura 2).

O Grupo Guinda reúne as três formações que representam a maioria das rochas atualmente aflorantes na SdEM, na parte sul da Serra do Espinhaço Setentrional e na Serra do Cabral. Uma ou outra unidade deste grupo assenta-se diretamente sobre os xistos do Supergrupo Rio Paraúna e/ou rochas cristalinas (granitos e gnaisses) do Complexo Basal (ABREU e RENGGER, 2002).

O Grupo Conselheiro Mata define uma faixa que ocupa o domínio ocidental da SdEM, moldando um sinclinório de eixo N-S com largura que pode atingir quase 20 km na área de Conselheiro Mata. Essa faixa estreita-se para o sul onde, então, passa a dominar uma estruturação tectonicamente imbricada, como pode ser visto na Serra do Cipó. As unidades quartzíticas desse grupo (formações Córrego dos Borges e Córrego Pereira) podem ser acompanhadas longitudinalmente por dezenas de quilômetros (ABREU e RENGGER, 2002).

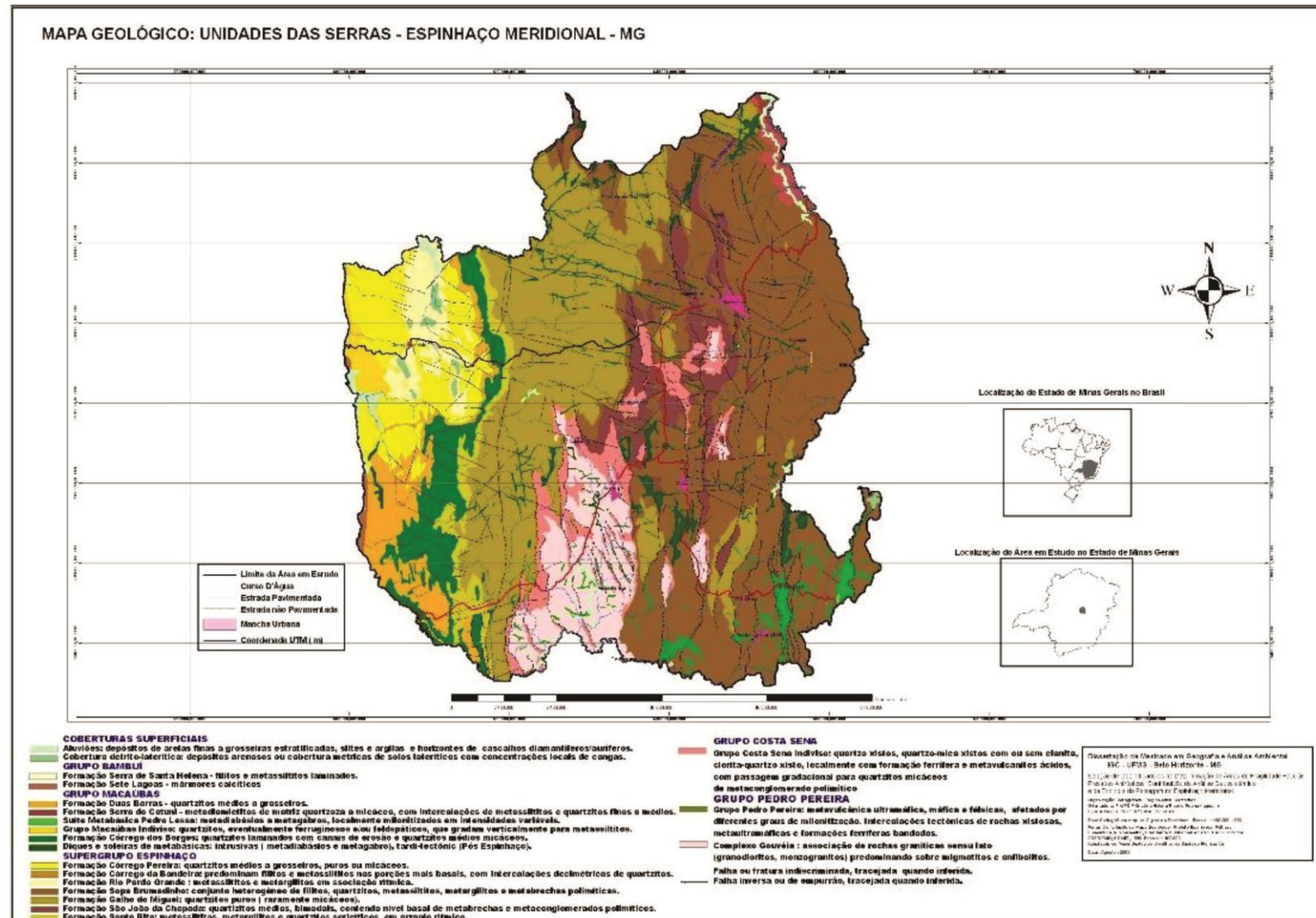


Figura 2: Mapa Geológico da Serra do Espinhaço Meridional Fonte: Guimarães, 2004.

O Grupo Serro reúne as rochas supracrustais e a Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas, que ocorrem no leste da SdEM. É dividido em quatro unidades distintas e, juntamente com lascas tectônicas do embasamento cristalino, compõem o cinturão de cavalgamentos que bordeja todo o oriente da SdEM. Estas unidades representam conjuntos de litofacies de uma margem continental passiva, empilhados tectonicamente durante a Orogênese Espinhaço (ABREU e RENGGER, 2002).

Como resultado desta complexa evolução geotectônica somado a processos exógenos, o Espinhaço, tornou-se um grande planalto que pode ser dividido nitidamente em dois compartimentos diferenciados pela sua litoestrutura e morfologia: os planaltos setentrional e meridional, separados por uma zona deprimida. A descrição geomorfológica do Planalto Meridional, região de interesse neste trabalho se baseia em Saadi (1995). De acordo com este autor, a média altimétrica desta superfície está em torno de 1.200m, com ponto culminante no Pico do Itambé de 2.062m.

2.1.3. Clima e Vegetação:

Segundo a Unesco (2005), a Serra do Espinhaço apresenta duas unidades morfoestruturais distintas, a Superfície Cimeira, no caso o Planalto do Espinhaço, que corresponde a área da rochas siliciclásticas, acima de 1150 m, com clima subtropical moderado úmido, com temperaturas amenas durante todo o ano, médias anuais entre 17 e 18,5 C°, mínimas entre 13 e 15 C° e máximas em torno de 21 C°. Essa unidade apresenta invernos secos com déficit hídrico inferior a 30 mm anuais e pluviosidade média anual entre 1450 e 1800 mm. A segunda unidade, que corresponde à área de estudo das rochas carbonáticas, segue em direção aos rios Doce, São Francisco e Jequitinhonha, em níveis que variam entre 550 a 1150 m, e apresenta temperaturas mais elevadas que a anteriormente descrita. O clima dessas áreas deprimidas apresenta temperaturas médias anuais entre 19 e 22 Co e pluviosidade inferior à do Planalto, entre 1150 e 1450 mm anuais (VASCONCELOS, 2014).

Segundo Ribeiro e Walter (1998), embora classificada com uma vegetação predominantemente composta por campo rupestre, condicionado pelas características litológicas, pedológicas e climáticas, a vegetação da Serra do Espinhaço é composta por uma grande diversidade de aspectos fitofisionômicos, característicos do bioma cerrado.

2.2. Áreas selecionadas para a pesquisa

2.2.1. Área 1: Cavernas Carbonáticas e Siliciclásticas no Oeste do Espinhaço Meridional

2.2.1.1. Localização e caracterização da Área

A área de estudo está localizada a oeste do Espinhaço Meridional (figura 3), englobando os municípios de Diamantina, Santo Hipólito, Monjolos e os distritos de Rodeador e Conselheiro Mata no estado de Minas Gerais. A Gruta Monte Cristo está localizada entre o distrito de Diamantina e Extração e a Gruta Pau-Ferro está localizada entre o distrito de Monjolos e Rodeador.

2.2.1.2. Geologia e Geomorfologia

A área de estudo está localizada em uma região de contato do Supergrupo São Francisco, entre Monjolos e Rodeador, com o Supergrupo Espinhaço, de Diamantina e Extração.

Na região cárstica carbonática, entre Monjolos e Rodeador, o relevo é elaborado sobre rochas carbonáticas muito solúveis que favorecem o desenvolvimento do Domínio de Morros e Serras Baixas, com altitudes entre 520 a 800 metros, colinas amplas e suaves e superfícies aplainadas características dessa litologia. A área apresenta um exocarste típico, composto por maciços e paredões calcários com feições ruiformes nas maiores elevações, lapiás, sumidouros, ressurgências, dolinas e poljés nas porções mais baixas do relevo (Figura 4). O endocarste é bem desenvolvido e marcado por cursos d'água subterrâneos e sistemas com cavernas (GUIMARÃES *et al.*, 2011).

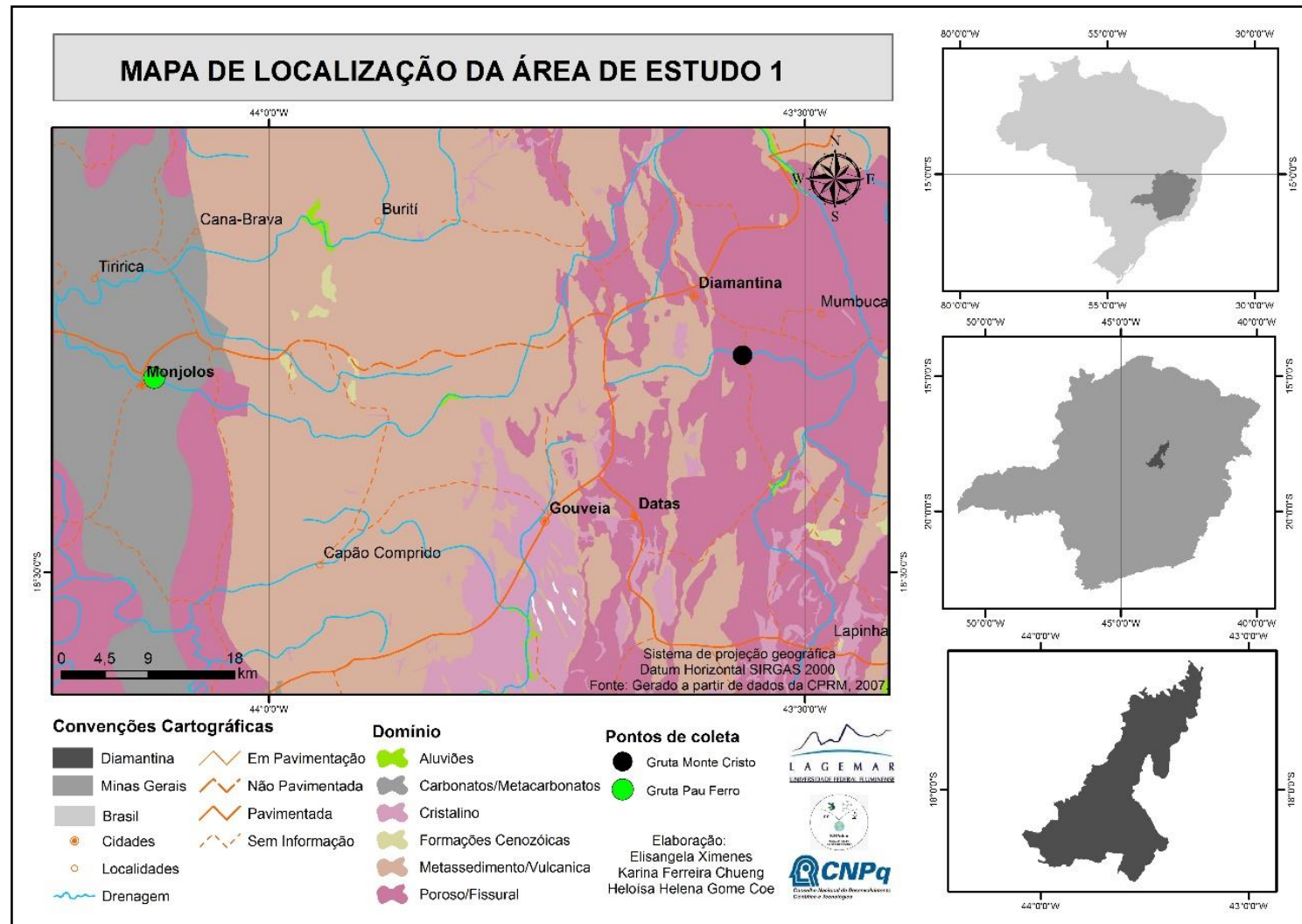


Figura 3: Localização da área de estudo cárstica (Área 1)
(Fonte: Elaborado por Ximenes, Chueng e Coe, 2020)



Figura 4: Feições cársticas carbonáticas próximo à Gruta Pau-Ferro. (Foto: Chueng, 2016)

Na região do estudo são encontrados cânions entalhados perpendiculares à escarpa por cursos de água pertencentes à bacia do rio São Francisco, como os rios Pardo Grande, Pardo Pequeno, Preto e Jequitaí, entre outros (BATISTA *et al.*, 1995). Observa-se, ainda, serras de topografia bem acidentada com controle estrutural orientando as cristas ruiniformes, no sentido NNW. Os vales são encaixados e as vertentes abruptas, e nos topos das serras é possível encontrar grandes superfícies aplainadas, sendo possíveis paleo-poljés sobre os quartzitos (VASCONCELOS, 2014).

2.2.1.3. Clima

De acordo com a classificação de Köppen (NIMER e BRANDÃO, 1989; VIANELLO *et al.*, 1991), o clima da região é do tipo Cwb-mesotérmico, tropical de altitude, com inverno seco e verão úmido e brando. Porém, tais características se identificam mais com o domínio dos quartzitos, localizado em porções mais elevadas que chegam a atingir 1265 m de altitude, próximo a Conselheiro Mata, favorecendo a amenidade do clima local. Já no domínio dos calcários, as altitudes giram em torno de 530 m, onde é possível notar temperaturas mais elevadas.

Especialmente na região tropical, faixa onde se localiza a área do estudo, essa influência do clima na formação dos solos e do carste é marcante. Na região, o clima é sujeito à alternância entre estações secas e estações chuvosas, bem marcadas e com elevada evaporação e umidade, alta pluviosidade e intensa lixiviação, o que, *a priori*, possibilita a formação de mantos de intemperismo mais espessos (BIGARELLA *et al.*, 1994), ou formação de carste desenvolvido quando existe a concentração localizada da água, principalmente no domínio das rochas carbonáticas, muito solúveis e suscetíveis a ambientes ácidos.

2.2.1.4. Vegetação

A vegetação atua ativamente nos processos de formação do solo, pela troca catiônica do material através do contato direto das raízes com a superfície coloidal do solo, influenciando também nos níveis de nutrientes do sistema e pela absorção dos cátions da solução do solo. Os elementos nutritivos retirados pelas raízes retornam ao ecossistema através dos resíduos, ou são exportados pela retirada do material vegetal (VALENTE, 2009). A vegetação sobre esses solos transita entre arbustiva a arbórea (VALENTE, 2009), com formações florestais do tipo Mata Ciliar, Mata Galeria e Cerradão, além de formações savânicas, como o Cerrado sentido restrito (SANO *et al.*, 2008). Rizzini (1997) descreve as formações campestres das áreas associadas aos quartzitos como: Campos Rupestres ou Campo Quartzítico de Afloramentos, Campo Limpo, entre eles, o Campo Quartzítico com gramíneas e o Campo Quartzítico com gramíneas e subarbustos (Figura 5).

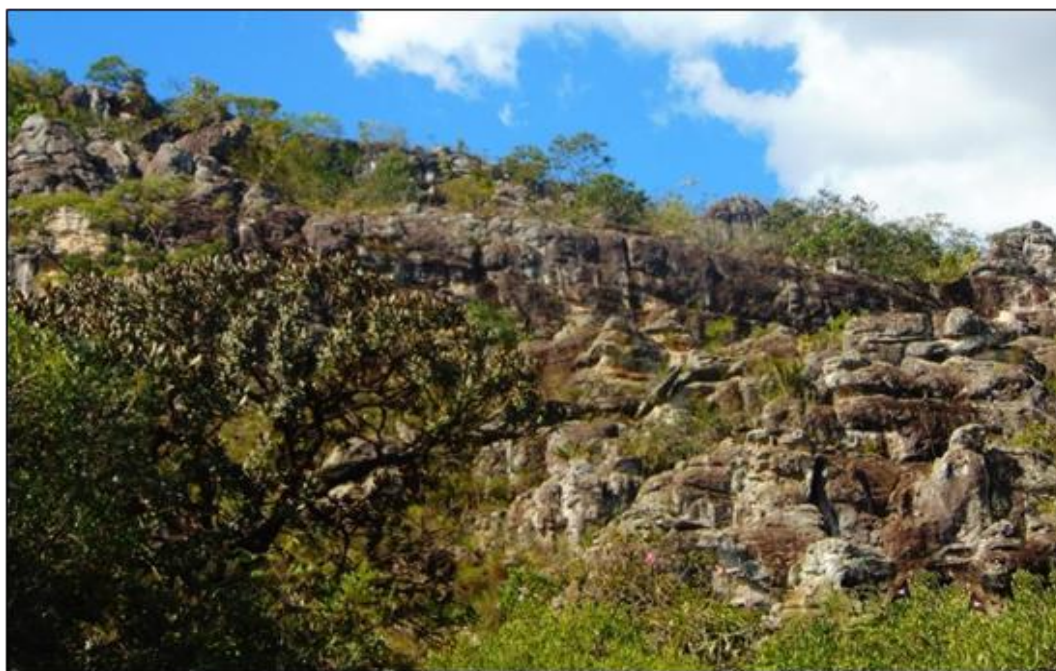


Figura 5: Campo rupestre em quartzito próximo a Gruta Monte Cristo (Foto: Chueng, 2016)

A vegetação da região carbonática apresenta fitofisionomias em comum com a área das rochas siliciclásticas, quando as condições ambientais se assemelham. Das formações florestais do bioma Cerrado, pode ser observado na área o Cerradão, formado no entorno dos maciços calcários, com espécies que transitam entre subperenifólias a caducifólias. Já junto às dolinas, ocorre a chamada Mata Mesófila, visto que é condicionada pela sazonalidade do clima. Sobre os maciços, a disponibilidade de nutrientes da rocha e a pouca espessura dos solos favoreceram o desenvolvimento da Mata

Seca, ou Floresta Estacional Decidual, exuberante nos períodos úmidos e com perda de folhas nos períodos de estiagem, muito característica desses maciços rochosos (VASCONCELOS, 2014).

2.2.1.5. Solos

Conforme o Mapa de Solos elaborado por Guimarães (2012), os solos identificados na região das rochas carbonáticas entre Monjolos e Rodeador foram: Neossolos Litólicos, Neossolos Flúvicos, Cambissolos, Argissolos e Latossolos. Para a área das rochas siliciclásticas, o trabalho de mapeamento de solos no alto curso do rio Pardo Pequeno, realizado por Santos (2012), corrobora os estudos de Benites *et al.* (2003), identificando nessa região do Espinhaço Meridional solos pouco evoluídos e pobres em nutrientes, com textura variando de média a arenosa, caracterizando as seguintes classes: Neossolos Quartzarênicos, Neossolos Litólicos, Gleissolos e Cambissolos (VASCONCELOS, 2014).

2.2.2. **Área 2: Sítio Arqueológico de Felício dos Santos**

2.2.2.1. Localização e caracterização da área

A região arqueológica de Felício dos Santos está inserida no Planalto Diamantinense (Figura 6). A Área Arqueológica de Serra Negra, situada na face leste do Espinhaço Meridional, tem sido pesquisada pela equipe da UFVJM, obtendo resultados significativos sobre as ocupações regionais (FERREIRA, 2011; FAGUNDES *et al.*, 2012a, 2012b, 2014; FAGUNDES, 2013, 2014; FERREIRA, 2014; FERREIRA e FAGUNDES, 2014; LEITE e FAGUNDES, 2014; KGNET, 2015; FLORESTA, 2015; LEITE, 2016; PERILLO FILHO, 2016; SILVA, 2016).

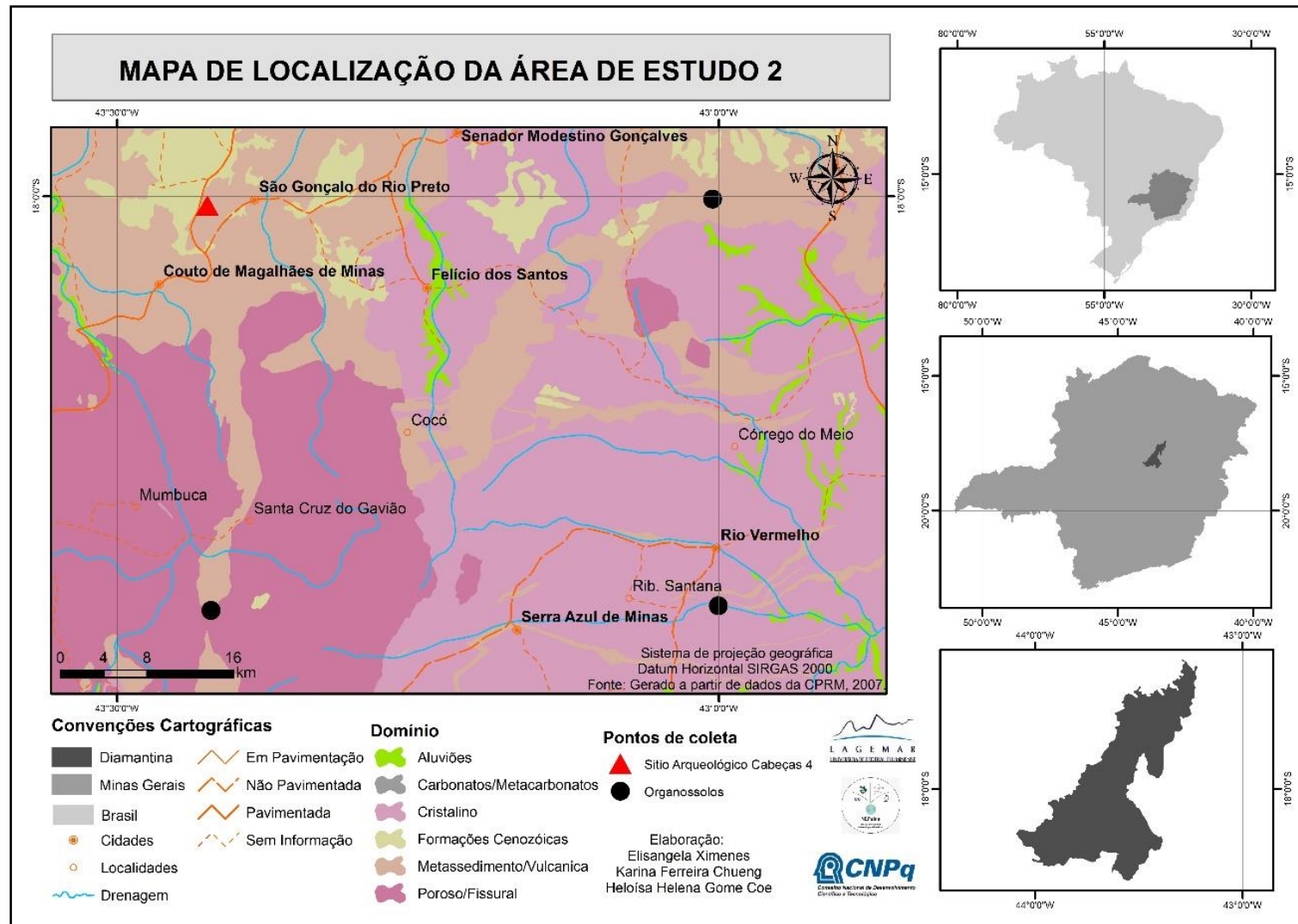


Figura 6: Localização da área de estudo arqueológica (Área 2). Elaborado por Ximenes, Chueng e Coe, 2020

O Complexo Cabeças está localizado em Felício dos Santos e compreende 5 sítios arqueológicos, indenticados como Cabeças 1, Cabeças 2, Cabeças 3, Cabeças 4 e Cabeças 5, como é possível observar na figura 7.

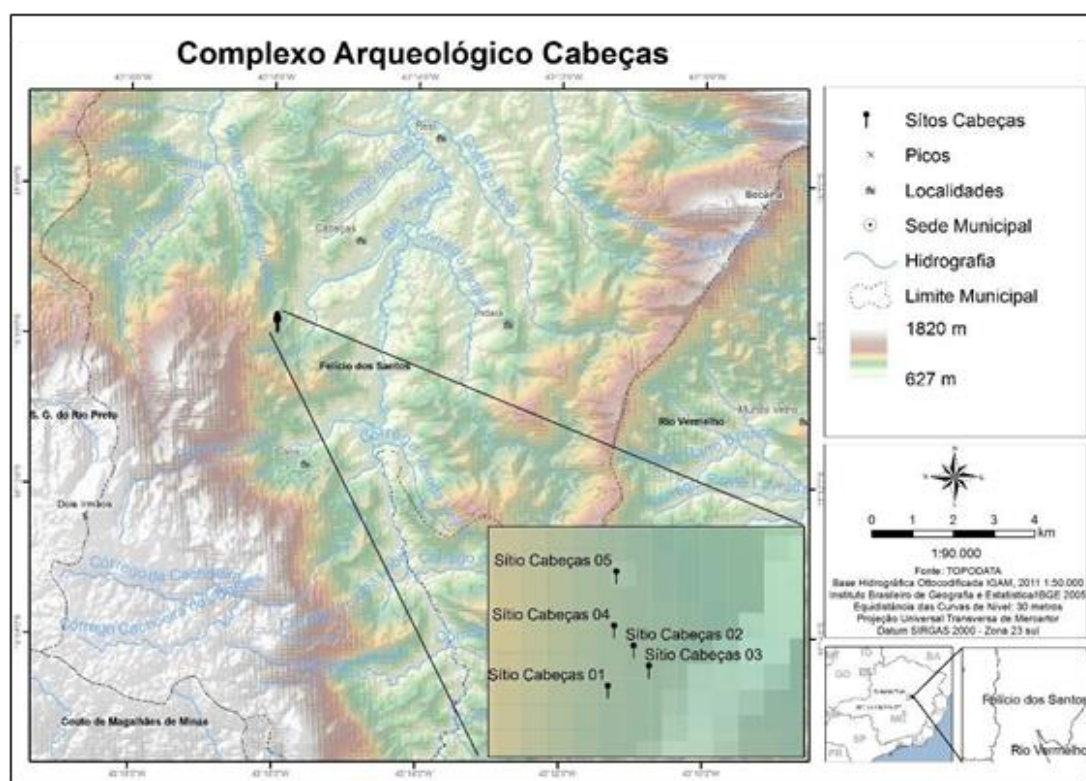


Figura 7: Localização do Sítio Cabeças 4, Felício dos Santos, MG (Fonte: LAEP, 2014)

O Sítio Cabeças 4 foi identificado por moradores locais, sobretudo em função de amplos painéis rupestres (figura 8) dispostos em suas paredes e tetos, com temática associada ao que foi definido para a tradição Planalto em Minas Gerais (PROUS, 1992).

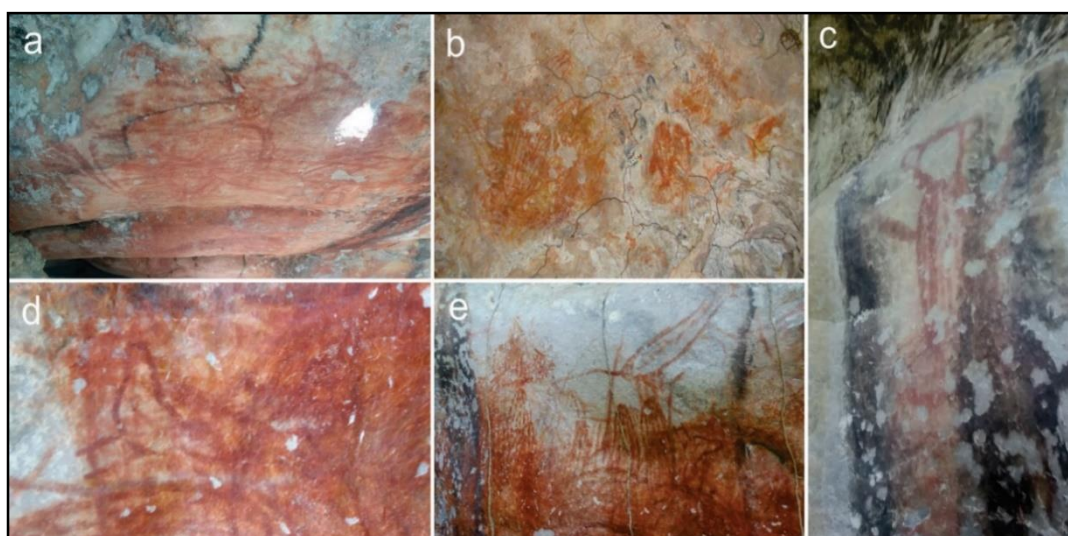


Figura 8: Painéis rupestres dos sítios do Complexo Cabeças: a) Cabeças 02, destaque para zoomorfo (cervídeo); b) Cabeças 04, sobreposições de zoomorfos no teto do abrigo; c) Cabeças 01, zoomorfo; d) Cabeças 04, com destaque para sobreposições; e) Cabeças 01, com destaque para sobreposições e justaposições ente cervídeos e peixes (Fonte: acervo do LAEP, 2014 e Coe, 2016).

Nesse sítio foram escavados 3m² da área totalmente abrigada e protegida da chuva (cerca de ¼ da área que permite escavação). Contrariando as expectativas de pacote sedimentar curto (comum regionalmente), a profundidade média da escavação foi de 70 cm, onde foram evidenciados os dois horizontes claros: horticultores (entre a superfície ao nível 10, com evidência de fragmentos cerâmicos, material botânico, várias tipologias de material lítico em quartzo e uma lâmina de machado polida completa), sendo o nível 08 datado de 480 ± 30 anos A.P. (calibrado entre 530 e 510 anos AP, ou seja, século XV de nossa Era) (Figura 9). Foram identificadas três ocupações de caçadores coletores, entre o nível 11/12 ao final da escavação, sendo evidenciada uma rica indústria lítica em quartzo e quartzito (FAGUNDES, 2013). O repertório cultural lítico apresenta uma indústria notoriamente baseada na exploração do quartzo hialino, com presença marcante de lascas de façonnagem, tanto nos níveis mais recentes quanto nos mais antigos (SILVA, 2016).

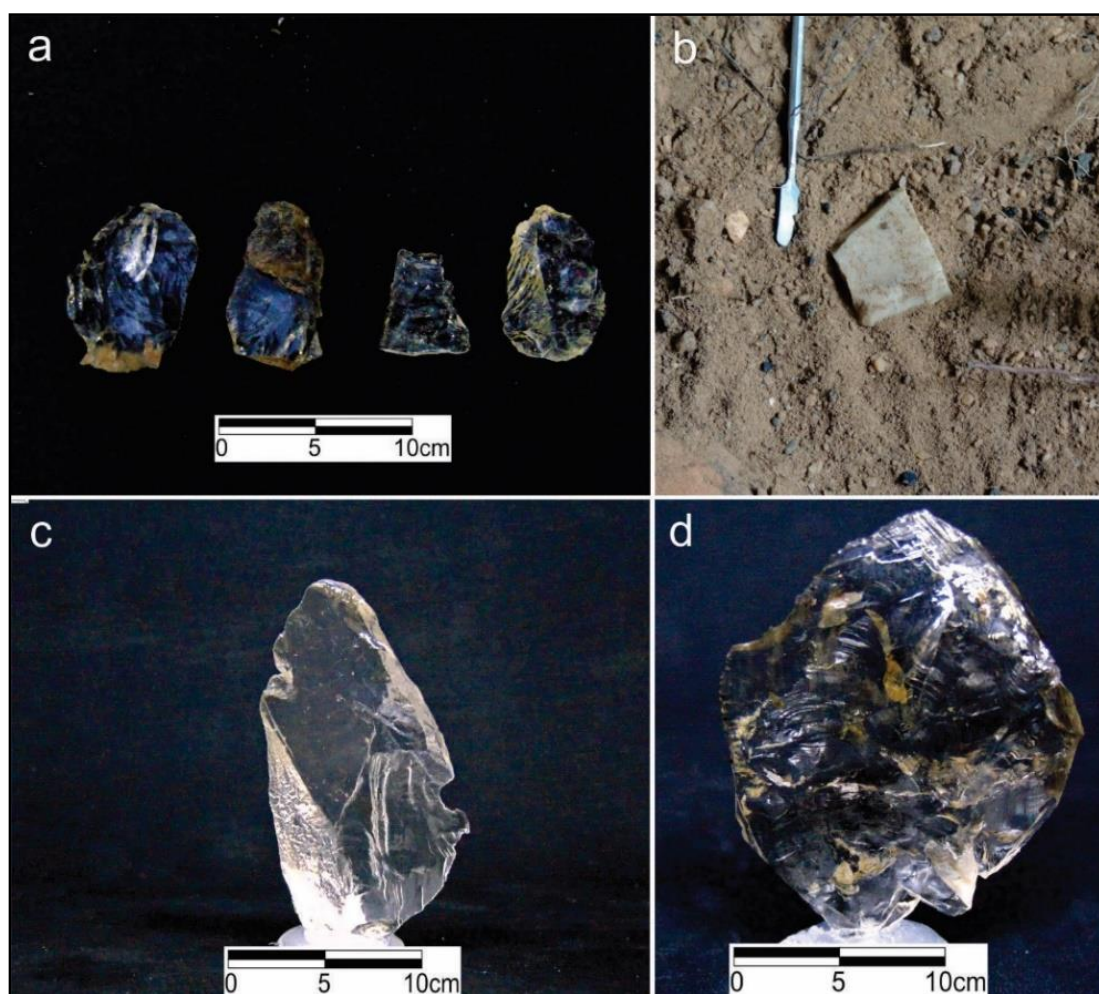


Figura 9: Material lítico observado no Sítio Cabeças 4: a) Lascas de façonnagem em quartzo hialino; b) Mesial de artefato plano convexo sobre plaqueta de quartzito; c) Lasca bruta de debitage em quartzo hialino; d) Artefato sobre lasca em quartzo hialino (Fonte: acervo do LAEP, 2014).

2.2.2.2. Geologia e Geomorfologia

Para a Serra Negra, a área está subdividida em três compartimentos distintos: da Serra do Espinhaço, do Rio Vermelho e da Serra Negra. A porção oeste da área de estudo é ocupada pelo compartimento da Serra do Espinhaço, composto por rochas quartzíticas filíticas, onde afloramentos rochosos são recorrentes. De acordo com Kgnet (2015), apresenta altitudes mais elevadas, os solos são rasos e com baixo nível de nutrientes.

A geomorfologia regional é marcada pela presença de morros do tipo meia laranja, característicos dos mares de morros mineiros. No que tange à hidrografia, a área está inserida entre duas bacias hidrográficas importantes: do Doce, a leste; do Jequitinhonha, a oeste. Grande parte dos sítios está implantada na sub-bacia do Araçuaí (sobretudo os localizados em terras de Felício dos Santos), mas há sítios nas bacias do Itanguá, do Itamarandiba (ambos componentes da bacia do Jequitinhonha) e Suaçuí- Grande, afluente do rio Doce (FAGUNDES, 2016).

2.2.2.3. Clima

No que se refere ao clima, o fator orográfico é de grande influência regional, sendo caracterizado como mesotérmico (Cwb na classificação de Geiger-Koppen), marcado por verões brandos e úmidos (outubro a abril), invernos mais frescos e secos (junho a agosto), com pequenas transições nos meses de maio e setembro. A precipitação varia de 1250 mm a 1550 mm e a temperatura média anual varia entre 18° a 19°C (FAGUNDES, 2016).

2.2.2.4. Vegetação

A cobertura vegetal pode ser descrita por um grande mosaico fitofisionômico (Figura 10), sendo um centro de diversidade de gêneros de muitas famílias: Asteraceae, Melastomataceae, Ericaceae, Leguminosae, Velloziaceae (a família inteira), Eriocaylaceae e Xyredaceae, sendo que as duas últimas não são comuns em outras formações brasileiras (MENDONÇA FILHO, 2005). A Floresta Estacional Semidecídua se faz presente em muitas áreas, sendo que em alguns Complexos Arqueológicos são dominantes, como é o caso de Felício dos Santos (FAGUNDES, 2013).



Figura 10: Vegetação do entorno do Sítio Cabeças 4. Foto: Chueng, 2017

2.2.2.5. Solos

Os solos seguem um padrão de distribuição relacionado à altitude local. Na porção sudoeste há a predominância de Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, solos menos evoluídos. Em contrapartida, nas regiões menos elevadas há a predominância de Latossolos e Argissolos. Os Latossolos ocorrem na porção sudeste, onde estão as menores cotas altimétricas, e os Argissolos na porção central, notavelmente na bacia do Rio Araçuaí. Solos hidromórficos e afloramentos rochosos são encontrados em toda área de estudo, o primeiro associado a locais com drenagem deficiente, e o segundo a regiões mais elevadas (KNEGT, 2015).

2.2.3. **Turfeiras nas cabeceiras do Rio Araçuaí**

2.2.3.1. Localização e caracterização da Área

A bacia do Rio Araçuaí situa-se entre 16°40'S e 18°20'S e 41°50'W e 43° 25'W, na região nordeste do Estado de Minas Gerais. As cabeceiras do Rio Araçuaí situam-se no município de Felício dos Santos e as de seus principais afluentes na região mais alta de seu curso. O Córrego Cachoeira dos Borges e o Rio Preto situam-se, respectivamente, nos municípios de Felício dos Santos e São Gonçalo do Rio Preto (Figura 11).

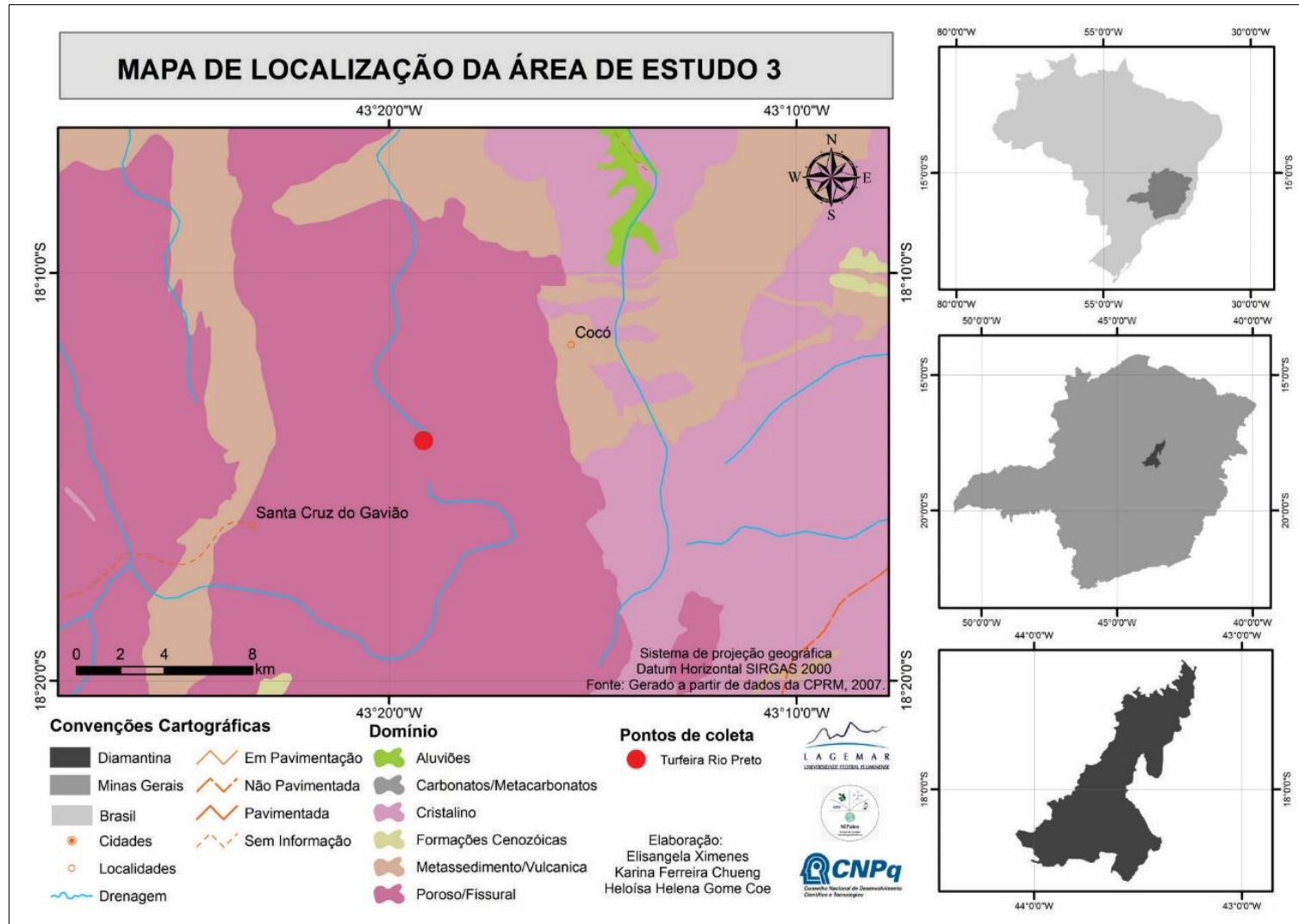


Figura 11: Localização da área de estudo de turfeiras (Área 3). Elaborado por Ximenes, Chueng e Coe, 2020.

2.2.3.2. Geologia e Geomorfologia

As turfeiras das cabeceiras do rio Arauaí encontram-se numa localidade sob a litologia predominantemente quartizítica, caracterizada por elevada resistência aos processos intempéricos, com contribuição de filitos e filitos hematíticos; e também de metaconglomerados (Figura 12), sendo esses parte do embasamento de rochas cristalinas que compõem praticamente toda a SdEM (COSTA, 2018).

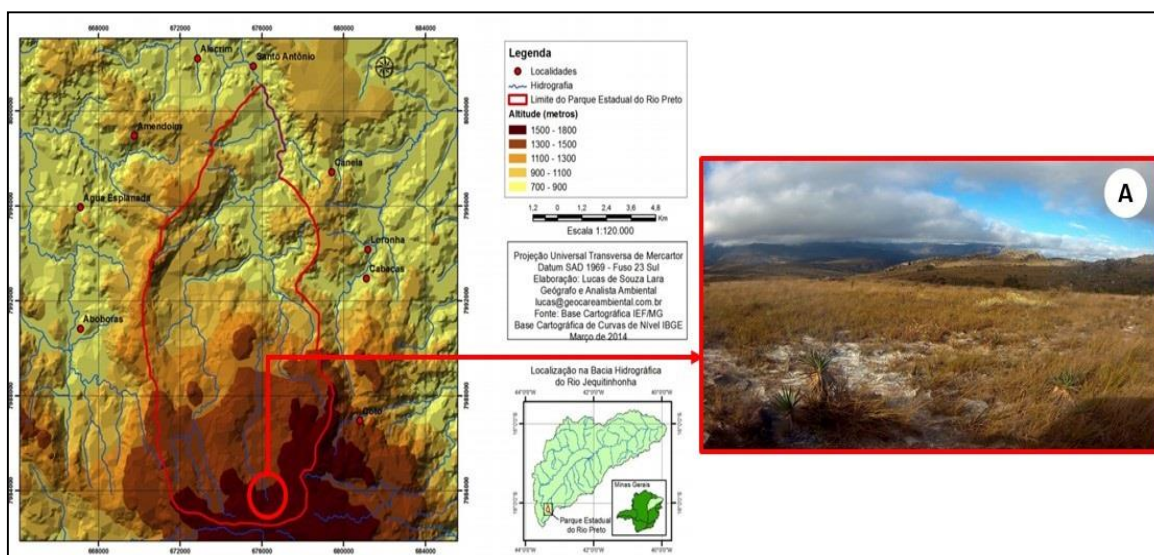


Figura 12: Relevo no Parque Estadual do Rio Preto. Legenda: A) Foto na maior altitude na turfeira rio Preto. Fonte: Mapa adaptado de Moraes, 2014. Foto: Machado (2018).

2.2.3.3. Clima

O domínio climático é caracterizado por Köppen como Cwb, clima subtropical de altitude, sendo caracterizado por invernos secos e verões amenos, com temperaturas médias no verão inferiores a 22°C. Os dados obtidos na estação meteorológica automatizada da UFVJM no Parque Estadual do Rio Preto/ PERP (Figura 13), a aproximadamente 1km da Turfeira do Rio Preto (TRP), indicam que, no período entre julho de 2016 e julho de 2017, a área apresentou médias de temperatura de 16,2°C e pluviosidade anual de 1191mm (COSTA, 2018).



Figura 13: Estação climatológica automatizada do PERP. Fonte: Adaptado do Google Earth.
Foto: Chueng (2018)

2.2.3.4. Vegetação

O bioma característico no Parque Estadual do Rio Preto (PERP) é o cerrado e apresenta formações vegetais (Figura 14) como: as Formações Campestres, predominantes na região, sendo representadas pelas fitofisionomias de Campo Limpo Úmido (CLU), Campo Rupestre (CR) e Campo Limpo Seco (CLS); as Formações Florestais, representadas pela presença da Floresta Estacionária Semidecidual (FES), Floresta Montana (FM) e Floresta Montana Úmida (FM); e as Formações Savânicas, que incluem Cerrado Sentido Restrito (CeSR), Cerrado Típico (CeT), Cerrado Ralo (CeR) e Cerrado Rupestre (CeRup), sendo associadas às questões que compõem o sistema da SdEM (SILVA, 2004; MENDONÇA FILHO, 2005; MORAIS, 2014; COSTA, 2018). Na área de coleta, as fitofisionomias seguem os parâmetros definidos pelas características físicas da região, que promovem um padrão vegetal de florestas em manchas (capões de mata), com ocorrência das formações campestres e florestas estacionárias nas áreas próximas aos rios.

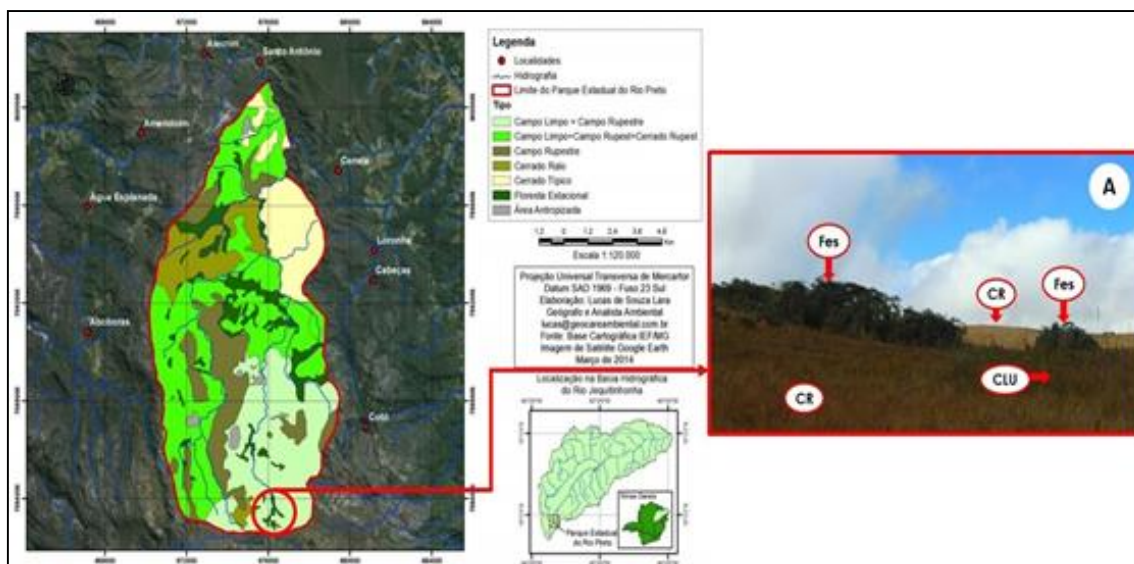


Figura 14: Fitofisionomias do PERP. Legenda: A) Floresta Estacional Semidecidual (FES), Campo Rupestre (CR) e Campo Limpo Úmido (CLU). Fonte: Adaptado de Moraes, 2014. Foto: Machado (2018).

Nas áreas das turfeiras é possível visualizar uma característica particular da vegetação, como a presença de diversas fitofisionomias associadas ao bioma cerrado e também algumas espécies associadas à caatinga, por estarem próximas às zonas de transição dos biomas mencionados (Figura 15).



Figura 15: Vegetação, solos e afloramentos na área do PERP. Foto: Chueng, 2018.

2.3.3.5. Solos

Na área do PERP, os solos (Figura 16) com maior representação são em 70% do tipo Neossolo Litólico, que se desenvolvem associados às rochas quartzíticas, forte declividade, clima frio, rasos e características arenosas com presença de cascalhos. Além

disso, são encontrados Argissolos, Cambissolos Háplicos, Latossolos, Litossolos, Nitossolos, Neossolos Litólicos, Neossolos Quartzarênicos e Gleissolos Háplicos (SILVA *et al.*, 2005; EMBRAPA, 2013).

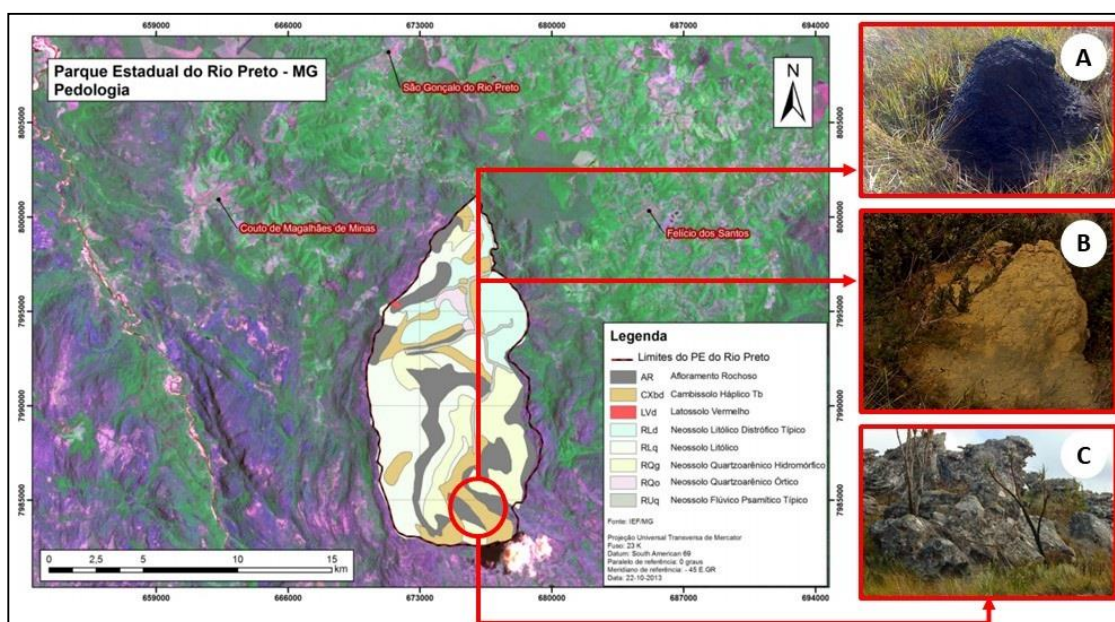


Figura 16: Solos do PERP. Legenda: A) Cupinzeiro em um Neossolo Quartzarênico Hidromórfico (RQg); B) Cupinzeiro em um Cambissolo (CXbt) C) Afloramento Rochoso (AR). Fonte: Adaptado de Moraes, 2014. Fotos: Machado (2018).

Nas áreas das turfeiras também ocorre a presença de Organossolos associados aos outros solos existentes, os quais possuem uma concentração de carbono maior que 8%. As condições da região criam um ambiente redutor com material pouco intemperizado e baixa oxidação, apresentando pouca capacidade de retenção de água. Entretanto, nas superfícies de aplainamento escalonadas por altitudes e entre as áreas dissecadas, predominam os afloramentos de rochas e Neossolos Litólicos, como onde está localizada a Turfeira do Rio Preto (SILVA *et al.*, 2005).

Os solos são extremamente ácidos, ou seja, pedoambientes com baixos teores de nutrientes e elevada capacidade de troca catiônica (CTC) (CAMPOS, 2009; CAMPOS *et al.*, 2010), somados e associados a uma baixa fertilidade natural, tornando o pedoambiente de turfeiras extremamente frágil, o que também determina sua alta especificidade florística (SILVA *et al.*, 2005; ANDRADE, 2010).

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Ambientes Cársticos: Rochas Carbonáticas e Siliciclásticas

As feições superficiais e subterrâneas que compõem o ambiente cárstico, foram geradas principalmente durante o Quaternário. As feições mais antigas, conhecidas como paleocársticas, podem ser associadas a processos ocorridos no Pré-Cambriano, porém a morfologia atual se processou em tempos geológicos mais recentes (GILLIESON, 1996). Esse fato, aliado às especificidades do relevo cárstico e de sua geomorfologia, tornou esse ambiente fundamental para o desenvolvimento de estudos paleontológicos, arqueológicos e paleoambientais, uma vez que uma caverna pode conter registros de eventos pretéritos muito bem preservados, indicando mudanças do clima, da fauna e da flora, além de abrigar inúmeros sítios arqueológicos revelando indícios de culturas humanas antepassadas.

Hardt, Rodet e Pinto (2010) explicam que o nascimento da carstologia ocorreu a partir dos trabalhos do sérvio Jovan Cvijic (1865-1927) iniciados em uma paisagem cárstica no oeste da Eslovênia na região de Kras. A palavra eslovena *kras*, deu origem nas línguas germânicas à palavra *karst*. Cvijic (1960) desenvolveu o conceito de que o carste ocorre em regiões calcárias ou de rochas análogas, compostas por carbonato de cálcio e solúveis em água. Através de maior ou menor fraturação da rocha, a penetração da água é conduzida promovendo a dissolução em profundidade. A partir das características de solubilidade e permeabilidade que permitiram uma erosão diferenciada daquela que acontece a partir de outras rochas, é gerado o relevo cárstico.

A partir de discussões sobre os critérios que qualificam uma paisagem como sendo cárstica e percepções sobre o contexto geomorfológico nas quais as mesmas estariam inseridas, outras litologias, além dos carbonatos, passaram a ser consideradas sujeitas ao processo de carstificação, como os quartzitos e arenitos. Conforme Klimchouck e Ford (2000), toda rocha, independentemente do mineral componente, pode sofrer dissolução em algum tipo de condição ou ambiente específico. Ou seja, apesar de o índice de solubilidade ser maior em calcários, dolomitos, mármore e gesso, qualquer tipo de rocha possui a potencialidade de desenvolver a morfologia cárstica (HARDT *et al.*, 2009).

Segundo Rodet *et al.* (2009), os estudos pioneiros de Renault (1953), Mainguet (1972) e Marescaux (1973) realizados em rochas areníticas na África deram luz a pesquisas em rochas siliciclásticas.

Outros estudos como de Jennings (1983), Young (1986; 1987; 1988; 1992), Urbani

(1986, 1990), Doerr (1999), Willems (2000), Wray (1997a; 1997b; 2009), Self e Mullan (2005), Turkington e Paradise (2005) ressaltam que morfologias cársticas podem ser geradas também em substratos como o arenito, o quartzito, o granito ou o gnaiss. Estes trabalhos foram de suma importância para o desenvolvimento de novas pesquisas sobre a natureza do carste em rochas não carbonáticas.

As rochas siliciclásticas, como os quartzitos e arenitos, são consideradas por alguns autores como Krauskopf (1972) como insolúveis, devido à pouca susceptibilidade do quartzo à dissolução. Porém, outros pesquisadores, como Wray (1997) e Young e Young (1992), identificaram e trabalharam com esses processos de dissolução da sílica, inclusive a partir de análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e concluíram que qualquer tipo de rocha pode sofrer dissolução dependendo das condições ambientais, independentemente do tipo de mineral que a compõe (VASCONCELOS, 2017).

Pesquisas mais recentes, como as de Jennings (1985), Wray (2003), Silva (2003), Auler (2004), Hardt (2003, 2004, 2009, 2011), Silva (2004), Uagoda (2006), Ford e Williams (2007), Williams *et al.* (2008), Rodet *et al.* (1992, 2009, 2014), Mendes (2013), Vasconcelos (2014), demonstraram que, embora as rochas não carbonáticas sejam mais resistentes e possuam índices de solubilidade inferiores às rochas carbonáticas, elas também possuem potencialidades cársticas. Esses autores fizeram com que o conceito de carste não focasse apenas na litologia e sim que considerasse os processos geoquímicos (alteração da rocha propriamente dito) e hidrodinâmicos (erosão do material gerado). De acordo com os estudos, observou-se que tais processos são tão importantes nas rochas siliciclásticas quanto nas carbonáticas, portanto, passíveis de carstificação.

A evolução do carste, tanto em rochas carbonáticas quanto em siliciclásticas, considerando os condutos em interior de maciços, obedece a duas condições hidrodinâmicas, quais sejam a singênese e a paragênese. A evolução paragenética está ligada a uma dinâmica lenta do escoamento que não permite o transporte dos residuais finos, sejam os insolúveis da própria rocha (endógenos), sejam estes aportados do exterior (exógenos), que precipitam no piso da galeria, preenchendo-a completamente. O regime lento não possui força suficiente para a retirada dos sedimentos, e estes acabam ocupando o conduto, impermeabilizando a base e as paredes. Essa dinâmica é mais frequente nas regiões com desnível limitado como os platôs. Nesta situação, os fenômenos cársticos

não podem se manifestar senão no teto da cavidade, e são somente resultado da alteração ou erosão química. Esta evolução do crescimento para o alto (*per ascensum*) é gerada pelo preenchimento basal: esta é a evolução paragénética (RODET, 1992). Dois elementos caracterizam a paragênese: a presença de sedimentos aprisionados em níveis elevados do conduto (testemunhos) e as anastomoses e canais de teto, formados no contato rocha-sedimento (VASCONCELOS, 2014).

De acordo com Uagoda (2006), para ocorrência do carste é necessário um sistema hídrico, responsável pela formação de condutos subterrâneos através da dissolução ácida da rocha por ação da água. A água encontra caminhos preferenciais em zonas de cisalhamento, contato litológico, fraturas, foliações e juntas. Esse processo é acelerado ou retardado, de acordo com o volume de água, condições climáticas e pureza da rocha. Seguindo a mesma linha de raciocínio que Ford e Williams (1989), Uagoda defende que, mesmo em rochas com alto percentual de sílica, como quartzito, arenito ou granitos, o processo de denudação química prevalece sobre a denudação física, o que é fundamental para a carstificação. Porém, deve existir um fluxo contínuo de água, para que os sedimentos e a alterita sejam levados para fora do sistema e não ocorra entulhamento dos condutos (AZEVEDO, 2017).

Para Ford e Williams (2007), os terrenos cársticos são caracterizados pelas diferentes formas de relevo e hidrologia, resultantes da alteração de uma rocha bastante solúvel e com porosidade secundária (fraturas) bem desenvolvida. Vale ressaltar que a porosidade é tida como fator intensificador da carstificação. Para que haja o carste, apenas uma dessas características não é suficiente. Porém, mesmo que uma rocha, com alta solubilidade, apresente baixa porosidade primária, pode haver o processo de carstificação devido a um posterior desenvolvimento da porosidade secundária. Estes autores confirmaram a necessidade de uma hidrologia subsuperficial, para que a dissolução química dos minerais presentes ao longo dos caminhos da água, facilitados pelas estruturas geológicas, gerem diferentes formas de relevo e alterações subterrâneas (VASCONCELOS, 2014).

De acordo com Hardt *et al.* (2009, 2011), Rodet (1992, 2009, 2014) e Vasconcelos (2014), quando ocorre o processo de carstificação em rochas siliclásticas, em especial em litologia quartzosa, as formas cársticas se desenvolvem das seguintes formas: a) apenas morfologias isoladas e o carste não se desenvolver enquanto sistema, porém isto também ocorre em rochas carbonáticas; b) ou a evolução para um sistema cárstico, através da

alteração química e hidrodinâmica. Em rochas siliciclásticas, a reação da hidrólise é importante para o início da alteração, o que não quer dizer que a dissolução também não ocorra, visto que existem elementos catalizadores da reação, como ácidos orgânicos e minerais de ferro, que têm maior potencial de dissolução. Além disso, o cimento da rocha, dentre eles a sílica amorfa, opala e outros, são mais propícios de se alterar que o quartzo, o que já promove o desmonte da rocha (YOUNG e YOUNG, 1992).

Desta forma, é possível observar a evolução do conceito de carste ao longo do tempo. A partir do desenvolvimento de estudos relativamente mais recentes, outras litologias foram consideradas com potencial para o processo de carstificação. O carste precisa, portanto, ser pensado como um sistema dinâmico que envolve processos geomorfológicos, hidrológicos, químicos, físicos e biológicos, capazes de resultar na gênese de feições cársticas. As transformações conceituais abriram novas possibilidades de pesquisa, indicando a necessidade de aprofundamento para o entendimento dos fatores, processos e mecanismos envolvidos na esculturação dos relevos cársticos, principalmente no caso das rochas siliciclásticas, além do avanço dos estudos paleoambientais, fundamentais para a compreensão da evolução e das variações climáticas ocorridas nestas áreas.

3.1.1. O Processo de Carstificação

Para a compreensão do carste e de seu desenvolvimento, é necessário entender seu funcionamento. Nas últimas décadas, a abordagem multidisciplinar sobre o carste levou a formulação de duas grandes teorias. A primeira e mais clássica, trabalhadas por Jennings (1971), Ford (2007), e Ford e Williams (2007), afirma que o carste é desenvolvido pela ação de águas superficiais, a partir da ligação entre dois sistemas hidrodinâmicos opostos: "input karst" e "output karst" (RODET, 1992). De acordo com outros autores, como Jones e White (2012), Palmer (2007; 2012) e Williams (2004), este sistema pode ser classificado como exógeno, ou seja, aquele formado a partir da água superficial introduzida no substrato (VASCONCELOS, 2014).

A segunda teoria, apoiada por Palmer e Palmer (1989), Stafford *et al.* (2009) e Klimchouk (2012), é relacionada ao carste gerado a partir de águas profundas, tanto por extensa dinâmica regional das águas, como por águas termais, sendo o carste gerado chamado de endógeno (RODET, 2014).

A progressão da água no carste de introdução é um processo lento da frente de alteração na massa do substrato. A estrutura das rochas e em particular as fraturas podem

facilitar o seu avanço; porém, em formações rochosas, dependendo da sua porosidade (primária ou secundária), este processo pode ser totalmente inoperante. Se à jusante o escoamento não for possível, as partículas insolúveis carregadas, resultantes da frente de intemperismo, dificultarão o caminho da água. Com base em estudos de Willems *et al.*, 2007 apud Rodet, 2014, Vasconcelos (2014) afirma que, nesta condição, a continuidade do fluxo, ainda que sem contato com o carste de restituição, pode resultar em: a) estabelecimento de uma rede alterita; b) desenvolvimento de tubos de dissolução ou "raízes do manto de intemperismo", que caracterizam parte do criptocarste; c) abertura basal em contato com o aquífero; d) trepanação de um conduto de restituição com a pressão da hidrodinâmica, que é tradicionalmente observada nos tubos de dissolução sub-verticais, mas também em tubos sub-horizontais ou ligeiramente inclinados nas cavernas. A impossibilidade da água de alcançar o carste de restituição é causada tanto pelo entupimento dos vazios com as partículas alteradas, como também pela questão da capacidade da renovação geoquímica da água, e da remoção de elementos em solução. Isso ajuda a explicar a lentidão do processo (VASCONCELOS, 2014).

A capacidade de infiltração da água ocorre em função do grau de permeabilidade da rocha, que depende por sua vez da sua porosidade e do seu faturamento. De acordo com Piló (1998), a circulação das águas no carste compreende três zonas, conforme segue (Figura 17):

- Zona vadosa ou superior – na qual a água se infiltra pelo sistema de fraturas das rochas numa circulação livre, predominantemente vertical;
- Zona freática – de saturação correspondente à porção permanentemente inundada, limitada na parte superior pela superfície piezométrica. A água sofre um movimento lento em sentido quase horizontal, na sequência vadosa, oscilação e freática.
- Zona de oscilação - intermediária entre as duas primeiras, com alternância seca ou inundada devido à flutuação do nível hidrostático, causada pela variação de períodos chuvosos e secos.

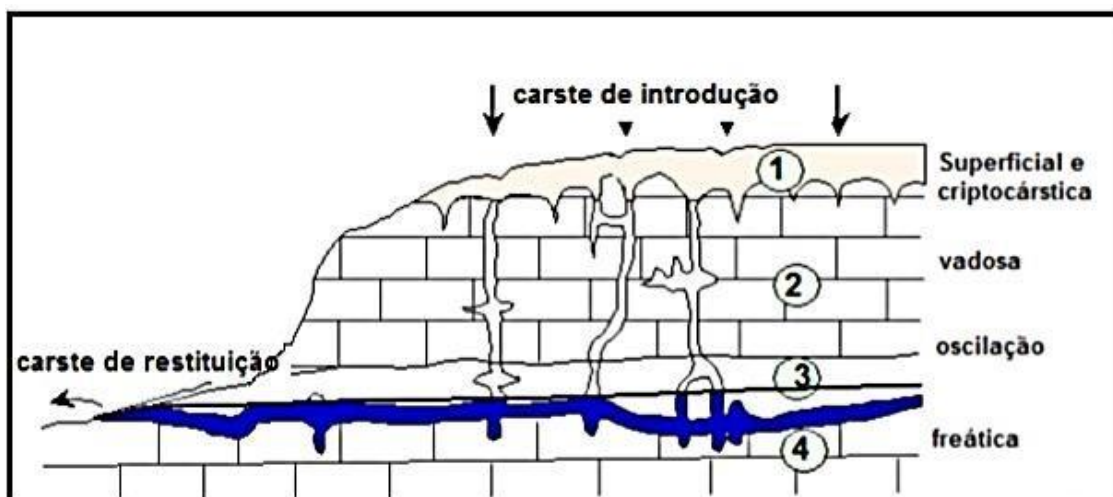


Figura 17: As três zonas de circulação de água no carste e carste de introdução e restituição (Fonte: VASCONCELOS, 2014 adaptado de Piló,1998).

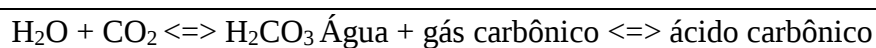
Dada a introdução da água no substrato, processos geoquímicos se iniciarão, preparando a rocha para sofrer a carstificação. Este estágio anterior ao carste é denominado primocarste, e nele há a dissolução da rocha, com formação de isoalterita, desde o interior até a superfície - estrutura conhecida como fantasma da rocha (QUINIF, 2014). Segundo Rodet (2014), o fantasma da rocha, que representa a base dos canais que servirão de passagem para o fluxo de água, é formado a partir do alargamento gradual das zonas de fraqueza da rocha, devido à dissolução do substrato pela presença de água. À medida que uma maior área da rocha é alterada, mais isoalterita é formada, conseqüentemente, maior o contato com este substrato, ou seja, maiores as taxas de alteração (VASCONCELOS, 2014).

Na prática, as alteritas (isoalterita ou aloalterita), ou rochas fantasmas, consistem em materiais geralmente argilosos, poucos coesos, com coloração diferente da rocha encaixante. Em uma primeira análise, as alteritas podem ser confundidas com depósitos de sedimentos alóctones, mas características como a presença de estratificação original da rocha passando através do material alterado e a composição mineralógica, são fatores que determinam a identificação desta feição. Rodet (1996) mostra que se trata, portanto, da transformação, *in situ*, pela alteração da rocha encaixante, ao longo de estruturas tectônicas. A alteração da rocha ou fantomização seria assim, um estágio inicial do carste, em profundidade, formada a partir da ação das águas subterrâneas, em diversos pontos da rocha, principalmente em zonas de discontinuidades, tais como planos de estratificação, acamamento e estruturas rúpteis (PONTES, 2014). As alteritas/saprólitos são

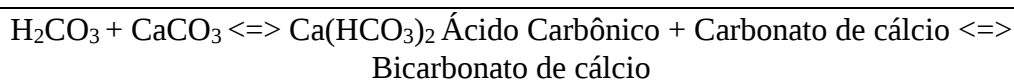
fundamentais nesta pesquisa, considerando que são materiais de investigação para a distinção de pacotes de sedimentos.

3.1.2. Diferenças na Carstificação de Rochas Carbonáticas e Siliciclásticas

Segundo, Hardt e Pinto (2009) e Vasconcelos (2014), a dissolução possui um papel importante, mas não necessariamente preponderante, no relevo associado ao conceito de carste. A química da dissolução no ambiente cárstico depende de alguns fatores, como os tipos de ácidos disponíveis e a litologia que sofrera a ação desses ácidos. No carste clássico, que ocorre em calcários, a água da chuva absorve o gás carbônico contido na atmosfera e se torna levemente acidulada, pela reação da água com o gás carbônico. A reação pode ser expressa pela fórmula abaixo:



O ácido carbônico também se apresenta dissociado em seus íons constituintes. Quando em contato com o carbonato de cálcio, que constitui o calcário, o ácido carbônico reage de acordo com a fórmula:



O bicarbonato de cálcio é solúvel na água e pode ser facilmente carregado para fora do sistema. Ambas as reações são reversíveis e, eventualmente, o sistema entra em equilíbrio (JENNINGS, 1985).

Segundo Vasconcelos (2014), considera-se congruente uma dissolução quando todos os componentes de um mineral se dissolvem. A dissolução é incongruente quando apenas parte dos minerais componentes se dissolvem. Os minerais associados ao carste são congruentes em condições normais. Soluções incongruentes do dolomito e precipitação de calcita podem ocorrer em algumas condições excepcionais (FORD e WILLIAMS, 1989).

Para a formação do carste em rochas siliciclásticas, a sílica (SiO_4), apesar de ser um composto muito resistente, reage com a água, através de hidrólise, formando o ácido silícico $[\text{Si}(\text{OH})_4]$. Porém, tal condição de pH não é muito favorável para a dissolução do quartzo, ou seja, necessita-se de um ambiente alcalino ($\text{pH} > 9,0$), em que todos os H^+ do ácido silício são dissociados, e o quartzo é alterado com maior facilidade (FORD e WILLIAMS, 2007). No entanto, Young e Young (2009) ressaltam que a interação da rocha com a água pode proporcionar uma dissolução incongruente, em que há

recombinação de elementos, resultando na formação de minerais secundários. A sílica também pode ser liberada em solução aquosa, na forma de ácido não carregado. Porém, ela não necessariamente precisa permanecer em solução, podendo se precipitar em forma de sílica amorfa. Esse composto tem estrutura cristalina mais aberta que a do quartzo, e menor densidade, portanto, mais fácil de ser alterada em condições normais de temperatura e pH (FORD e WILLIAMS, 2007). No entanto, tomando como exemplo as montanhas Tepui, na Venezuela, onde estruturas cársticas são bem desenvolvidas, apenas 3,4% das rochas quartzíticas estão relacionadas à sílica amorfa, ou seja, a dissolução dos grãos de quartzo ocorre, mesmo que de forma lenta, e é de extrema importância para a alteração destas rochas (AZEVEDO, 2017).

De acordo com Young e Young (2009), a sílica é encontrada naturalmente em oito formas distintas – cinco associadas à estrutura cristalina, sendo elas quartzo, tridimita, cristobalita, coesite e stishovita, e três à composição amorfa - sílica amorfa, opal-A e a lechatelierita. Ainda que algumas formas sejam mais abundantes que outras, todas ocorrem em algum contexto geológico, e todas são passíveis de dissolução, mesmo que apresentem diferentes graus de solubilidade (VASCONCELOS, 2014).

A solubilidade do quartzo é modificada pelos ácidos orgânicos, aumentando em soluções aquosas diluídas em ácidos orgânicos a 25°C. Em experimentos laboratoriais, confirmou-se a formação de vazios de dissolução no quartzo, 8 a 10 vezes mais rápidos em solução de citrato em comparação à água pura (os ácidos salicílicos, oxálicos e húmicos obtiveram resultados similares). Os resultados mostram ainda que a solubilidade do quartzo na presença de ácidos orgânicos pode ser 50% maior que em água pura (BENNET *et al.*, 1988, PILÓ, 1998).

Outro fator preponderante na dissolução da sílica é a presença de catalisadores ferrosos que, associados à água, favorecem uma dissolução mais rápida do quartzo (HARDT, 2011). De acordo com Silva (2004), a presença de cloretos pode também elevar as taxas de dissolução, devido ao aumento da superfície de reatividade da sílica, em função do aumento do seu potencial de ionização (VASCONCELOS, 2014).

Outros fatores que podem facilitar a dissolução da sílica são: a exposição a altas temperaturas, o que altera a porosidade e pureza dos grãos da rocha, devido à posterior formação de poros na estrutura do substrato, e, até mesmo, o contato cisalhante entre os grãos de quartzo. Exemplos destes casos são encontrados em formações quartzíticas no

nordeste da Inglaterra, de acordo com conclusões do trabalho de Wray (2003); à medida que há corrosão por parte da água, os grãos de quartzo têm seus poros ampliados, aumentando, concomitantemente, o processo de dissolução (UAGODA, 2006 *apud* AZEVEDO, 2017).

Fica claro, portanto, que a carstificação não se limita às rochas calcárias, mas como também é atuante nas rochas siliciclásticas, e depende de diversas variáveis, como precipitação, temperatura, geomorfologia e processos hidrodinâmicos que condicionarão não só os aspectos físicos, mas também cinéticos e termodinâmicos dos processos químicos envolvidos. A partir do processo de carstificação, é possível observar a dinâmica do sistema cárstico e os ambientes originados pelo mesmo.

3.1.3. Sistema Cárstico e Seus Ambientes

O carste passa a ser entendido como um sistema aberto, em que a água infiltra no subsolo, à montante, input karst/carste de introdução, altera a rocha quimicamente, originando condutos dispostos de maneira que facilite a circulação de fluidos, sendo responsáveis também pela posterior transferência de massa, até encontrar um ponto de saída do sistema subterrâneo, à jusante, output karst/carste de restituição, estabelecendo-se uma conexão (HARDT e PINTO, 2009; RODET, 2014; VASCONCELOS, 2014). Ford e Williams (1989) dividem o sistema cárstico em duas zonas, sendo uma chamada “Zona de erosão” e a outra “Zona de deposição”. O aparecimento das formas de entrada da água no sistema está relacionado com as zonas de erosão, resultado do transporte do material pela água, que abre os condutos ao longo do seu caminho, levando os sedimentos até a saída do sistema, na zona de deposição (Figura 18).

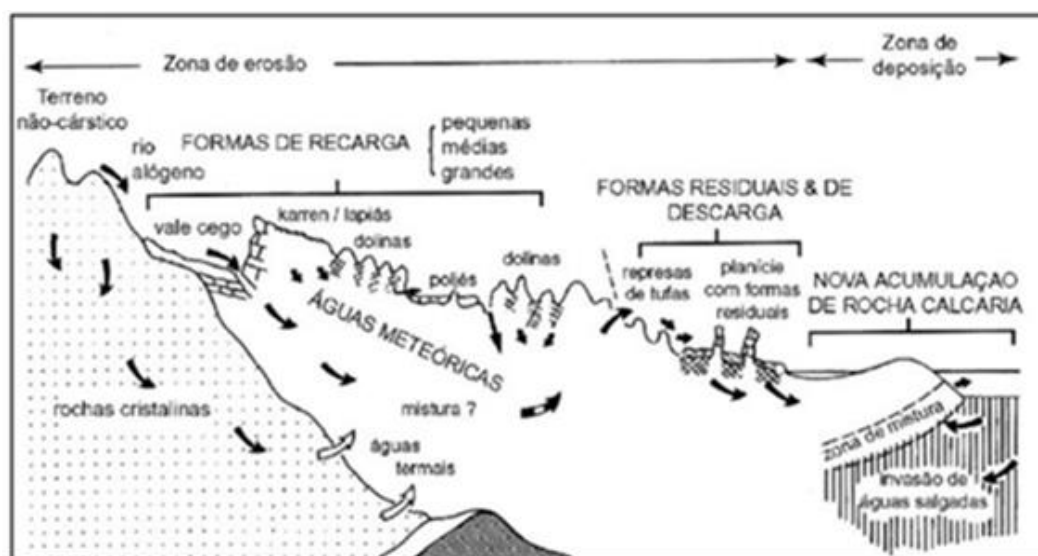


Figura 18: O sistema cárstico. Adaptado de Ford e Williams, 1989 (Fonte: VASCONCELOS, 2014)

O sistema cárstico compreende o ambiente externo, denominado como **exocarste** (ou carste superficial marcado por formas superficiais geradas primordialmente pelo ataque químico de águas meteóricas), o **criptocarste** ligado à dinâmica entre pontos de entrada e saída da água e o domínio subterrâneo, chamado **endocarste** (ou carste subterrâneo), representado por cavidades subterrâneas.

Vasconcelos (2014), caracterizou o criptocarste como a região de contato entre o solo, alterita e/ou sedimentos com o substrato rochoso, onde ocorrem trocas geoquímicas, responsáveis pelo processo de carstificação, com a formação de morfologias arredondadas, características da área de contato, já alteradas. Essa relação não se dá apenas na chamada zona epidérmica, mas até dentro do endocarste (Figura 19).

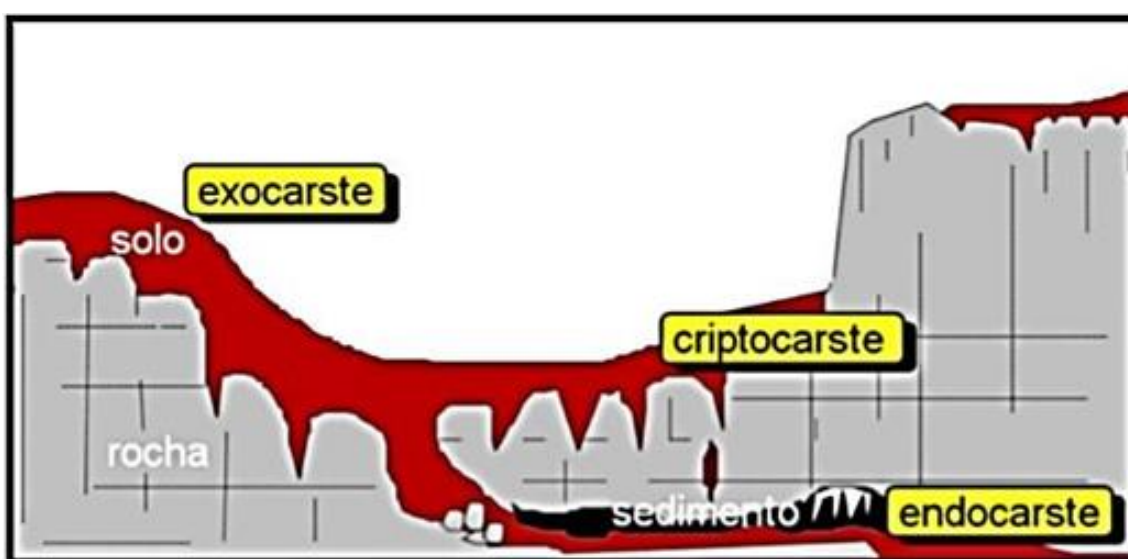


Figura 19: Representação dos três domínios cársticos (Fonte: Vasconcelos, 2014 adaptado de Piló, 1998).

O **criptocarste** é a zona de contato imediato entre o material inconsolidado, o solo, com a rocha, onde as dinâmicas hidráulicas e de dissolução e as atividades orgânicas atuam possibilitando o processo de carstificação, gerando morfologias rochosas típicas desse ambiente coberto e influenciando o desenvolvimento do endocarste e algumas feições do exocarste (RODET, 2012). Segundo Vasconcelos (2014), ele é caracterizado pela zona de contato entre o solo, alterita ou sedimentos e a rocha, é o local onde o acúmulo de água proporciona a ocorrência de trocas geoquímicas, e onde se inicia a carstificação, visto que, quando há saturação por água deste material inconsolidado, o líquido é drenado para porções inferiores, alcançando a superfície da rocha, e passando a infiltrar no substrato. O criptocarste pode apresentar caráter horizontalizado, ao acompanhar o desenvolvimento da rocha, podendo também estar de sub-horizontalizado a verticalizado, formando as raízes de introdução, pontos de abertura do carste a partir da

superfície, que podem atingir o endocarste antes de encontrar e se conectar com condutos e/ou galerias (Figura 20).



Figura 20: Morfologia arredondada sob cobertura, característica do criptocarste, Januária, MG (Fonte: Silva, 2012 apud Vasconcelos, 2014).

O **exocarste**, segundo Bögli (1980), é o conjunto morfológico superficial do carste, com variedade de tipologias em função de variáveis que se ajustam para configurar o relevo (Figura 21). White (1988) tem caracterizado vários tipos de carste, em função do arranjo morfológico de seus principais componentes: de dolinas, torres, carste em pavimento, carste labiríntico, poligonal, fluviocarste entre outros (PILÓ, 1998). Outras formas típicas exocársticas são: lapiás, poljés, karrens, uvalas, sumidouros, nascentes, ressurgências, vales cegos e semicegos e vales secos (HARDT, 2004; KARMANN, 2001).



Figura 21: Feições exocársticas: A – Poljé com sopé de dissolução, B- Karrens, C- Kamenitzas com diferentes tipos de karrens (Lajedo de Soledade – RN), D- Cones cársticos com lapiás (Monjolos, MG), E- Pináculos cársticos (Gruta do Salitre, MG), F- Dolina (Winter Park – Flórida).

Fotos: A-E: Coe, 2015, 2016, 2017; F: National Geography, 2015.

O **endocarste** se caracteriza pela zona do carste onde se incluem os condutos subterrâneos e seus depósitos químicos, clásticos e orgânicos (PILÓ, 2000). Este ambiente corresponde às formações subterrâneas, como as cavernas e os espeleotemas (Figura 22) relacionados (UAGODA, 2004).

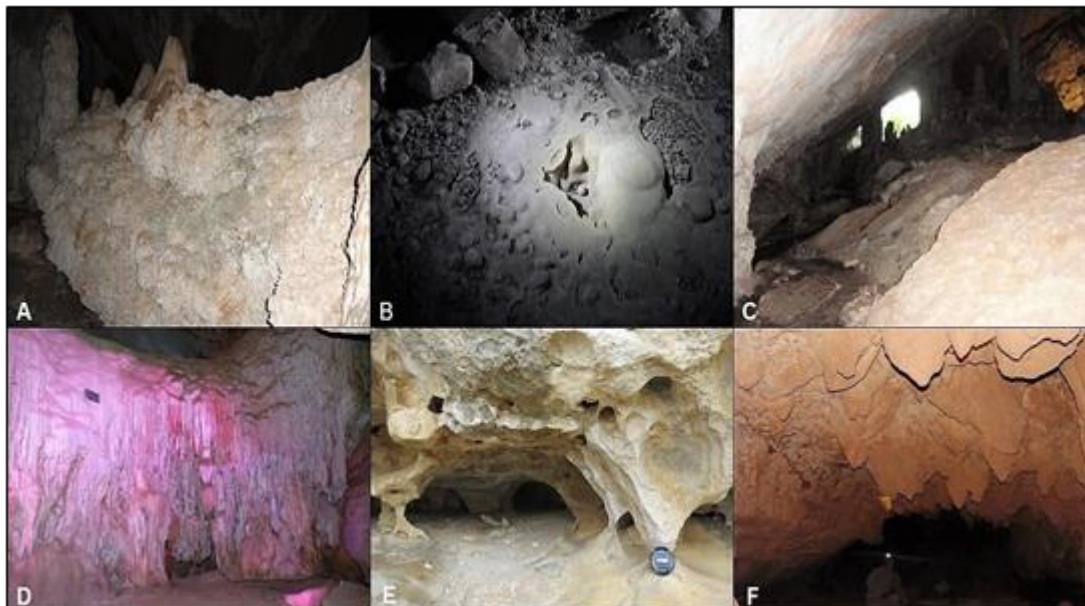


Figura 22: Feições endocársticas: A- Coralóides com espeleotemas, B- Pérolas, C- Travertinos (Gruta São Miguel – MS), D- Cortina (Lapinha Lagoa Santa – MG), E- Condutos e colunas (Lajedo de Soledade – RN), F – Espeleotemas (Gruta Pau-Ferro – MG). Fotos: Coe, 2016 e Chueng, 2016, 2017.

Cavernas: Segundo White (1984), a caverna é uma cavidade natural em rocha, que atua como um conduto de circulação de água, entre a entrada (sumidouro) e a saída (fonte ou exutório). Os condutos com diâmetros inferiores a 5mm, mas que estabelecem a conexão entre entrada e saída de água, são chamados de protocavernas.

Para Piló (1998), as cavernas podem ser formadas em zonas vadosas ou em zonas freáticas, e, em Uagoda (2006), tem-se que as suas formas são determinadas a partir da sua localização, da litologia associada, do fluxo freático e vadoso e da história geomorfológica regional.

A origem das cavernas é influenciada por todos os fatores condicionantes para o desenvolvimento da morfologia cárstica (fraturas, planos de estratificação, descontinuidade, inclinações dos estratos, etc.). No seu desenvolvimento existem quatro fases: a) fase preparatória dependente das ações tectônicas pretéritas; b) fase de dissolução com águas frias ou quentes; c) fase de corrosão; d) fase de desabamentos ou de desmoronamentos (KARMANN, 2001).

As cavernas são ambientes propícios para a deposição de sedimentos endocársticos, e estes são classificados como autóctones ou alóctones, em distinção entre

os materiais gerados na própria gruta e aqueles de origem externa (EK e QUINIF, 1988). Estes provêm de áreas de recarga, e são transportados por ação da força da gravidade ou da água. Já entre os depósitos autóctones destacam-se: depósitos químicos, representados pelos espeleotemas, resultantes de interações químicas carbonato-água-dióxido de carbono; as argilas de descalcificação (resíduos insolúveis da rocha), e os blocos abatidos, originários dos processos de colapso de tetos e paredes de condutos (PILÓ, 1998).

Os depósitos químicos são deposições minerais formadas basicamente por processos químicos de dissolução e precipitação da calcita. Estudos realizados por métodos Th/U têm tornado as cavernas arquivos para a elaboração de cronologias e reconstituições paleoambientais do Pleistoceno Superior, como por exemplo Karmanm (1994), que estimou uma taxa média de entalhamento vadoso para o sistema de cavernas Pérolas-Santana (SP) em 42mm/ka. A idade mínima do referido sistema foi em torno de 2 Ma. No carste de Lagoa Santa, datações de capas estalagmíticas sinalizam a existência de um clima mais úmido entre 70-80/ka. Auler (1999), através de uma série de datações Th/U nos depósitos de travertinos no vale do Rio Salitre (BA), tem demonstrado ambientes mais úmidos na região durante o Último Máximo Glacial e período subsequente (21-9 ka) (PILÓ, 1998).

Ao percorrer cavernas com atenção, é possível ver os diversos testemunhos de cada fase de sua formação. Juntas, falhas e planos de acamamento podem ser visualizados nas paredes dos condutos. A direção, forma e desenvolvimentos vertical e horizontal também refletem a constituição da rocha, cronologia de eventos como rebaixamento do nível freático, cheias e períodos glaciais. Gillieson (1996), em seus estudos, procurou explicar os processos que afetam os sedimentos de cavernas ao longo do tempo. Esses sedimentos podem ser classificados em autóctones (ou autogênicos), quando têm origem no interior da caverna, a partir de resíduos orgânicos ou inorgânicos insolúveis e afossilíferos; ou alóctones (ou alogênicos), quando são provenientes de fora da caverna, oriundos de sedimentos fluviais e matéria orgânica introduzidos por água corrente, animais ou pelo homem, e são comumente ricos em fósseis. A Figura 23 apresenta um esquema dos processos acima citados.

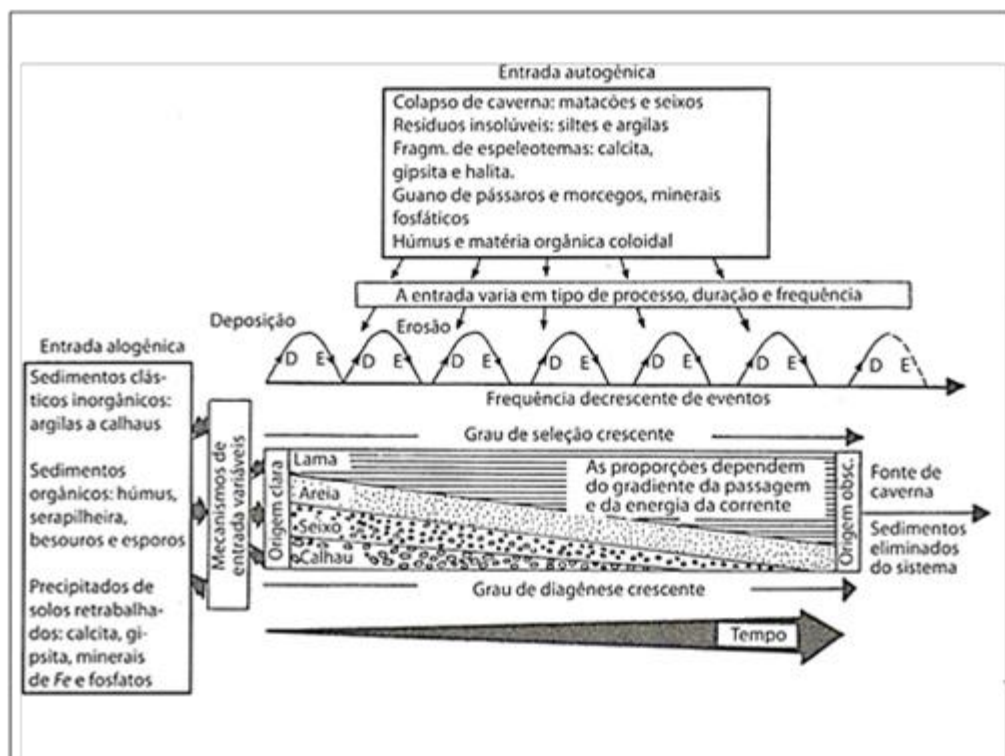


Figura 23: Processos que afetam os sedimentos de cavernas ao longo do tempo (Gillieson, 1996). Por serem provenientes de fontes autogênicas ou alogênicas, são bastante variáveis quanto à granulometria (Fonte: SUGUIO, 2010).

Os sedimentos alóctones são provenientes das áreas de recarga dos aquíferos (dolinas, sumidouros de vales cegos, fraturas alargadas, etc). Tais sedimentos são transportados através do trabalho gravitacional e da água. Segundo Ek e Quinif (1988), os depósitos alóctones apresentam normalmente, após sua deposição, menor diagênese que os sedimentos superficiais, tendo em vista que o ambiente endocárstico é caracterizado por umidade e temperatura mais constantes, ausência de pluviosidade e luz, além de pouca evolução pedológica e bioturbação. Entretanto, uma certa epigenia pode ocorrer (PILÓ, 1998).

Osbourne (1984) tem salientado a frequente complexidade das estratigrafias de sedimentos em cavernas, tendo em vista os diferentes ambientes deposicionais gerados por uma série de eventos de deposição e erosão. Essas discontinuidades apresentam uma longa história deposicional, podendo gerar estratigrafias do tipo normal ou reversa, com estruturas primárias e secundárias e com mudanças laterais de fácies. Laureano (1998) tem realizado associações de fácies sedimentares em depósitos de cavernas na região de Iraquara (BA), as quais têm fornecido importantes registros da evolução do endocarste e do relevo regional.

Na caverna do Baú (Lagoa Santa, MG) foram constatados episódios intensos de sedimentação clástica dos condutos em períodos anteriores a 135 ka até 60 ka. Para esses

períodos admite-se uma morfogênese mais ativa (chuvas intensas, gerando episódios de instabilidade física da superfície) capaz de transportar e depositar grandes volumes de sedimentos para o interior das cavernas, via fluxos gravitacionais (leques aluviais e corridas de lama) (PILÓ, 1998). Gillieson (1996) destaca que as fortes flutuações do nível de água e subsequentes fluxos hídricos em condutos podem remover todo ou parte do sedimento de um evento anterior.

Cavernas com depósitos fossilíferos também são frequentes em diversas regiões cársticas brasileiras. Nesses sítios jazem ossadas de animais como preguiça-gigante, mastodonte, gliptodonte, tigre-dente-de-sabre, entre outros. Esses documentos paleobiológicos revelam-se fundamentais para o conhecimento taxonômico, anatômico e paleoecológico dos mamíferos quaternários (AB’SABER, 1994).

3.1.4. Regiões Cársticas no Brasil

A primeira proposta de classificação do carste brasileiro surgiu na década 1970, elaborada por Karmann e Sánchez (1979) que, a partir da distribuição de rochas carbonáticas, identificaram cinco províncias espeleológicas, a saber, Vale do Ribeira, Bambuí, Serra da Bodoquena, Alto Rio Paraguai e Chapada de Ibiapaba, além de outras nove áreas com fenômenos cársticos mais restritos. Em 1986, as províncias Rio Pardo, Serra Geral e Alto Urubu, as duas últimas de formação arenítica, foram incluídas nessa classificação (KARMANN e SÁNCHEZ, 1986).

Em 2009, analistas ambientais do CECAV refinaram e ampliaram a classificação de Auler, Rubbioli e Brandi (2001), a partir dos dados constantes do Mapa Geológico do Brasil (CPRM, 2003), da litoestratigrafia do Geobank (CPRM, 2007) e da base de dados do CECAV, que contava à época, com aproximadamente 6.000 cavidades naturais subterrâneas registradas, além dos limites estaduais (IBGE, 2006).

Foram identificadas cinco novas regiões cársticas não carbonáticas. Dessa forma, o “Mapa das Regiões Cársticas do Brasil”, elaborado pelo CECAV, contém 19 regiões cársticas: Formação Caatinga, Formação Carajás, Formação Salinas, Formação Vazante, Grupo Açungui, Grupo Apodi, Grupo Araras, Grupo Bambuí, Grupo Brusque, Grupo Corumbá, Grupo Paranoá, Grupo Rio Pardo, Grupo Ubajara, Grupo Una, Grupo Vargem

Grande, Grupo Xambioá, Região Cárstica de São João Del Rei, Região Cárstica Quadrilátero Ferrífero e Supergrupo Canudos (Figura 24).

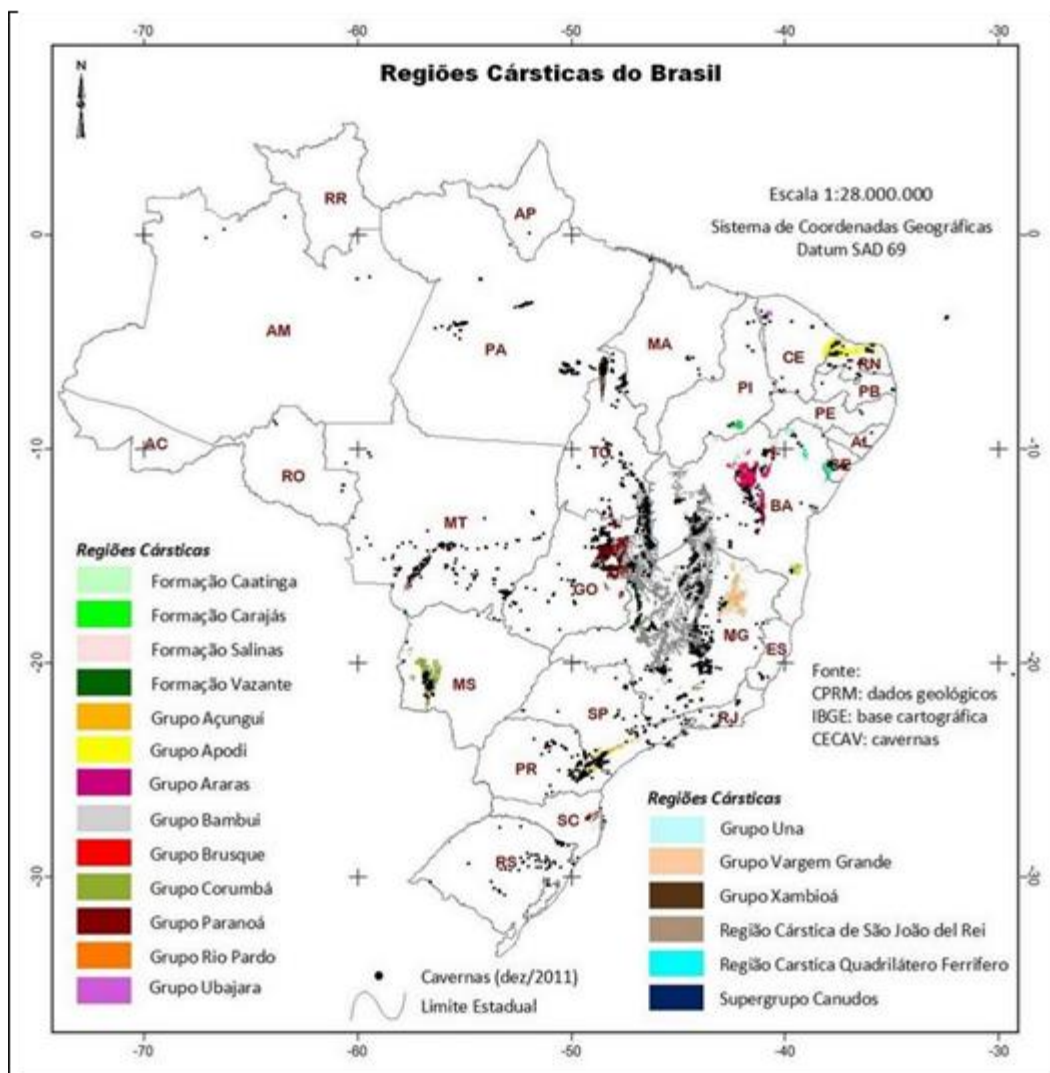


Figura 24: Regiões Cársticas do Brasil (Fonte: CECAP, 2011)

Os carstes verdadeiros em rochas siliciclásticas, especialmente de arenito e quartzito, são mais frequentes em climas tropicais, mais úmidos. Melo da Silva (2004) ressalta que carstes em rochas siliciclásticas são raros no mundo, mas comuns no Brasil, inclusive apresentando espeleotemas e dolinas, e destaca Ibitipoca (MG), onde se encontra a Gruta das Bromélias, a maior caverna arenito-quartzítica do mundo.

A mais profunda caverna em quartzito do mundo (e também a mais profunda caverna do Brasil) é o Abismo Guy Collet, localizado na fronteira com a Venezuela. Apesar disso, pouco ainda se conhece sobre o desenvolvimento desse tipo de relevo no país. Exemplos como o Piauí (Toca das Confusões – arenito), Goiás (Gruta dos Ecos – micaxistos), Bahia (rios subterrâneos da Chapada Diamantina – quartzito), Chapada dos Guimarães – MT

(arenito), Pará (cavernas de Altamira – arenito), Minas Gerais (Gruta do Centenário, Serra do Caraça, Carrancas, Diamantina – quartzito), São Paulo e muitas cavernas de grande porte dispersas em várias regiões da Amazônia (SUGUIO, 1999; AULER *et al.*, 2000, 2005).

A figura 25 apresenta exemplos de regiões cársticas carbonáticas e quartzíticas no Brasil.

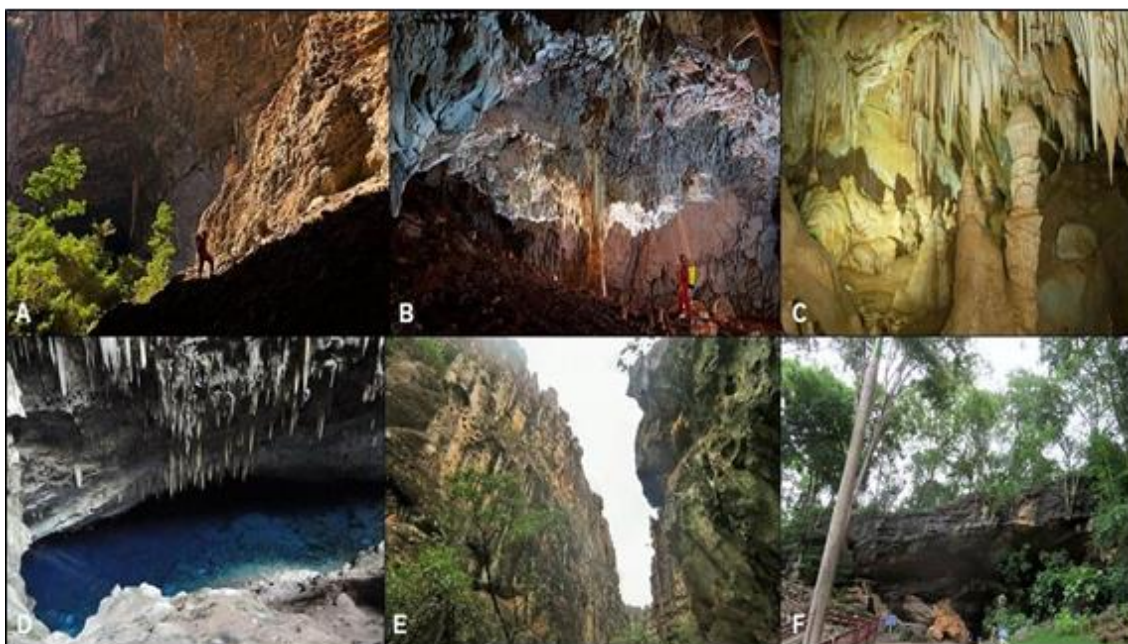


Figura 25: Exemplos de regiões cársticas no Brasil: A- Gruta do Janelão (Peruaçu-MG), B- Toca da Barriguda (Bahia) (Fonte: disponível em: <http://atalibacoelho.wixsite.com/fotografia>. Acesso em 03/06/18), C- Gruta de Botuverá, SC (Fonte: Repositório da UFSC, 2010), D- Gruta do Lago Azul (Bonito, MS), E- Gruta do Salitre, MG, F- Gruta de Maquiné, MG (Fotos: Coe, 2014 e 2016).

As regiões de carste em siliciclásticas (quartzitos), ainda são muito pouco estudadas e exploradas, portanto carecem de maiores de mais pesquisas em regiões em que o seu desenvolvimento é propício, além de necessitar de mapeamentos mais frequentes e atualizações em bancos de dados cartográficos.

3.2. Sítios Arqueológicos: Estudos de Reconstituição Paleoambiental na Serra do Espinhaço Meridional

3.2.1. Sítios arqueológicos e importância paleoambiental

A Arqueologia brasileira, segundo uma perspectiva de estudos do Quaternário, tem seguido duas linhas principais. A primeira, com estudos de reconstituição paleoambiental, que usa esses dados como contribuição para cenários arqueológicos, procurando entender a ocupação do território brasileiro por populações pré-históricas através de modelos geográficos. A segunda linha é a de geradora de dados que contribuem para a construção de pesquisas mais abrangentes, como a incorporação da relação humana com o meio ambiente ao longo do tempo (SOUZA *et al.*, 2005).

Os sítios arqueológicos são locais protegidos contra o intemperismo e essas condições favorecem a preservação dos fósseis, cujo estudo pode fornecer subsídios para a compreensão de mudanças paleoambientais e outros eventos. A ocupação humana pode representar uma parte importante na sedimentação de cavernas e tais sedimentos são compostos por cinzas de fogueiras, restos de alimentação, detritos de confecção de utensílios (material lítico), material terroso carregado de flora e eventualmente até excrementos. Tudo isso pode formar depósitos estratificados e fornecer registros sobre o repertório cultural humano, porém a acumulação de sedimentos arqueológicos pode ser complexa, tendo em vista os hiatos deposicionais normalmente existentes (SUGUIO, 2010).

A questão da temporalidade da ocupação humana no Brasil é discutida desde os trabalhos pioneiros de Lund (1842, 1844). A cronologia das primeiras ocupações humanas, a contemporaneidade dessas ocupações com a megafauna hoje extinta e a origem das primeiras populações têm sido investigadas ao longo dos anos. Evidências como artefatos líticos, cerâmicas e associações sobre a cultura alimentar têm sido registradas em diferentes contextos ambientais (PILÓ, 2002).

A colaboração entre a Arqueologia e ciências afins tem levado os pesquisadores a refletir sobre novas questões, gerando dados sobre o ambiente no qual viviam as populações pré-históricas. Os sítios arqueológicos contêm quantidades de carvão, que podem representar uma fonte inestimável de informações. A Antracologia, estudo de restos de carvão coletado em solos ou em sedimentos de sítios arqueológicos, permite reconstituições paleoambientais e paleoclimáticas, além de fornecer informações sobre a exploração de madeiras pelas populações pré-históricas. Tais dados associados aos

estudos polínicos e fitolíticos auxiliam as reconstituições de vegetação regional, além da correspondência com possíveis oscilações climáticas (SCHEEL-YBERT, 2000).

Os sítios arqueológicos (e seus conteúdos) devem ser compreendidos como inseridos no ambiente e, portanto, posto ao seu dinamismo, a paisagem deve ser compreendida como objeto de estudo. Portanto, deve-se ter em mente a necessidade de interrelacionar as caracterizações ambientais à realidade arqueológica/ cultural, pois só desse modo ela se faz pertinente (FAGUNDES, 2016).

3.2.2. Sítios arqueológicos na Serra do Espinhaço Meridional

Segundo Fagundes (2016), a região da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), tem sido intensamente pesquisada por arqueólogos, produzindo um conhecimento significativo sobre a história indígena regional.

Tanto no Planalto Diamantinense como em Serra Negra, apesar dos vários esforços (inclusive interdisciplinares), pode-se afirmar que o território ainda é muito desconhecido arqueologicamente, uma vez que se calcula que menos de 10% do total de sua superfície foi prospectada. Tal fato, por sua vez, indica o altíssimo potencial arqueológico regional, com ocupações do Holoceno Inferior e Superior para o Planalto Diamantinense (ISNARDIS, 2009), e datações relativamente contínuas entre 7225 anos AP até o contato com europeus no século XVIII, para o Alto Vale do Araçuaí (FAGUNDES *et al.*, 2014).

Nestas ocupações se destacam o valioso repertório cultural, sobretudo representado por uma quantidade imensa de sítios de arte rupestre (grande parte associada à Tradição Planalto) e diversificada indústria lítica, tendo como matérias-primas principais o quartzo e o quartzito. A cerâmica ocorre de forma pontual em alguns sítios, sendo que não foram contabilizados mais que algumas dezenas de fragmentos (ISNARDIS, 2013; FAGUNDES, 2013; LINKE, 2013).

Em termos geoambientais, a SdEM está localizada entre três bacias hidrográficas federais (São Francisco, Jequitinhonha e Doce). É muito importante ressaltar que a disposição geomorfológica regional também foi responsável pela constituição de diferentes ecossistemas, irrigados por corpos hídricos permanentes e em grande número que, mesmo durante as inúmeras transformações ao longo do Holoceno, estiverem presentes regionalmente (HÓRAK-TERRA, 2013; BISPO *et al.*, 2015, FAGUNDES *et al.*, 2016), tendo a maior parte de seu território no domínio fitoecológico do cerrado (em suas diferentes fitofisionomia – *stricto sensu*, campo rupestre, campo ralo, etc.); contudo,

na borda leste a mata atlântica se faz presente (FAGUNDES, 2016).

Além disso, a formação geológica regional única concedeu importante contribuição para o modo de vida e tecnologia dos primeiros grupos humanos que a ocuparam. A presença de rochas do Supergrupo Espinhaço forneceu matéria-prima abundante e de excelente qualidade para:

- (i) o lascamento e produção de suas “ferramentas de pedra”;
- (ii) a utilização como suporte para seus painéis rupestres;
- (iii) a instalação de pessoas em espaços abrigados a fim de realizar suas atividades cotidianas (FAGUNDES, 2013, 2014; ISNARDIS, 2013; LINKE, 2013; BAETA e PILÓ, 2013; FAGUNDES e TAMEIRÃO, 2013; LEITE e FAGUNDES, 2014; FAGUNDES *et al.*, 2012a, 2012b, 2015; FAGUNDES, 2013; 2014).

Na Borda Oeste da Serra do Espinhaço Meridional, foram identificados 56 sítios arqueológicos, todos em abrigos sob rocha, sendo que a grande maioria apresenta painéis rupestres associados, grosso modo, ao que foi definido na literatura arqueológica como Tradição Planalto (PROUS, 1992), apresentando particularidades estilísticas e temáticas (LEITE, 2016; GRECO, 2016; GOMES, 2016).

Pode-se indicar que há diferentes implantações (e tipos) de sítios na paisagem regionais que, simplificadamente, podem ser distribuídos em: (a) **sítios de campo rupestre**, o que ocorre com os sítios do Complexo Três Fronteiras, do Complexo Campo das Flores; Ambrósio 02 e 03; Lapa Santa; (b) **sítios em mata**, a exemplo do Sampaio, Amaros, Indaiá 01 e 02, Cabeças 01 ao 05; (c) **sítios de passagem**, abrigos localizados no contraforte das serras, em compartimentos topográficos que permitem facilidade de acesso de uma vertente para a outra, formando verdadeiros caminhos, até hoje utilizados pelas comunidades locais. Nesta categoria se classificam os sítios Sassafrás 01; Jambreiro 01, 02 e 03; Amaros 01; Serra da Chácara (FAGUNDES, 2016).

Na Figura 26 são apresentadas fotos de três sítios arqueológicos estudados na Serra do Espinhaço Meridional.

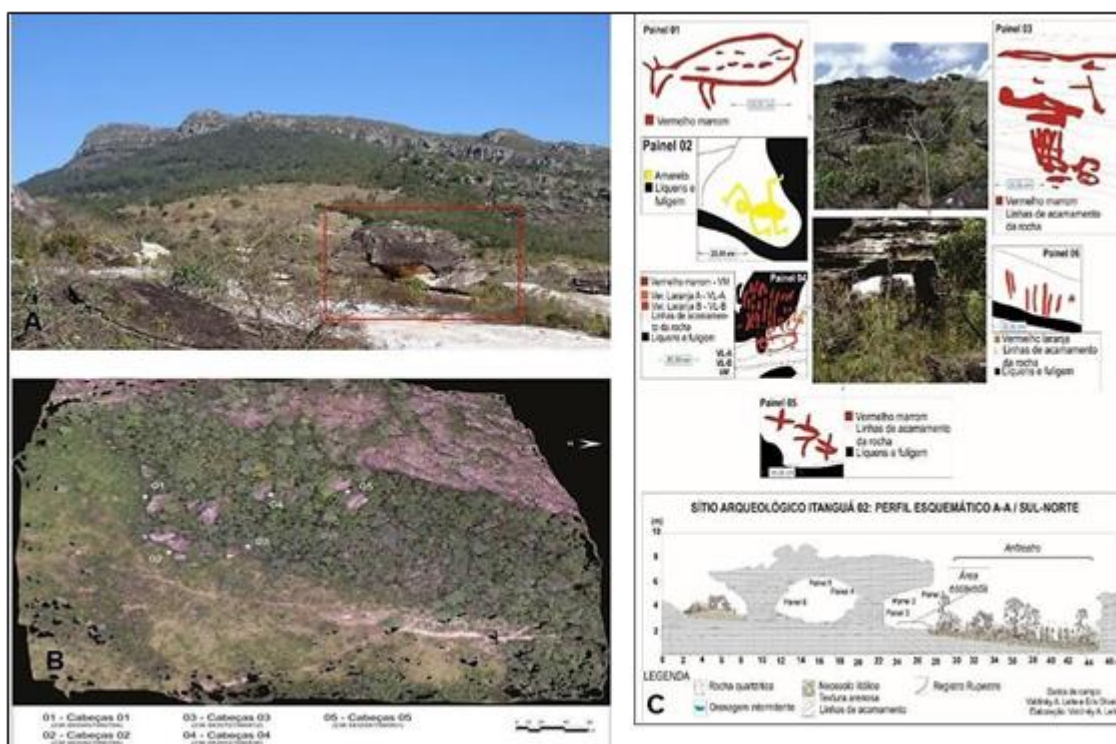


Figura 26: Exemplos de Sítios Arqueológicos na Serra do Espinhaço Meridional:
A- Complexo Três Fronteiras, B- Complexo Cabeças, C- Itanguá 02 (Fonte: LAEP, 2014)

Estes sítios arqueológicos vão desempenhar diferentes papéis dentro do sistema regional de assentamento, contudo, no geral, podem ser classificados como de ocupação temporária para desenvolvimento de diferentes atividades sociais. A arte rupestre regional também é marcada pela diversidade estilística. A grande maioria dos painéis apresenta figurações filiadas à Tradição Planalto (PROUS, 1992), entretanto com características diferentes para a região de Diamantina (LINKE, 2008; FAGUNDES, 2016).

3.2.3. Reconstituições Paleoambientais em Sítios Arqueológicos: Fitólitos como ferramenta arqueobotânica

A reconstituição paleoambiental é um componente fundamental de qualquer projeto de pesquisa arqueológica. Como consequência de sua abundância, durabilidade e morfologias diagnósticas, os fitólitos têm sido cada vez mais usados para reconstituir aspectos de paleoambientes do Quaternário Tardio em vários tipos de sedimentos, incluindo loess (BLINNIKOV *et al.*, 2002); sedimentos lamosos lacustres (THORN, 2004); dunas de areia (HORROCKS *et al.*, 2000) e sequências de planície costeira, além de outros tipos de sedimentos (FREDLUND e TIESZEN, 1997; LU *et al.*, 2002). No entanto, sua confiabilidade como indicadores paleoambientais em solos tem sido menos bem estudada (PIPERNO e BECKER, 1996; ALEXANDRE *et al.*, 1999; COE *et al.*,

2012, 2014). Do mesmo modo, foram relatados numerosos estudos sobre fitólitos extraídos de sedimentos arqueológicos e superfícies de artefatos (GRAVE e KEALHOFER, 1999, MERCADER *et al.*, 2000, PIPERNO *et al.*, 2000, ISHIDA *et al.*, 2003), mas a análise de fitólitos recuperados de solos arqueológicos é menos comum (PEARSALL, 1978, SULLIVAN e KEALHOFER, 2004). No Brasil ainda há poucos estudos fitolíticos em sedimentos coletados em sítios arqueológicos (COE, 2017).

A análise de fitólitos tornou-se uma ferramenta arqueobotânica cada vez mais popular nas últimas décadas. Os fitólitos têm sido utilizados para corroborar hipóteses fundamentais relacionadas com a domesticação de várias culturas alimentares e ao estudo da dieta antiga, e são de particular importância em contextos onde outros restos de plantas são mal preservados. No entanto, a técnica também tem sido objeto de controvérsias e debates. Sugere-se que mais cautela deve ser tomada durante a interpretação, e uma maior consideração dada à tafonomia. Apesar dessas críticas, verifica-se que ainda há muito potencial na técnica, particularmente quando integrada com outras linhas de evidência microarqueológica (SHILLITO, 2013). A imagem criada sobre as possibilidades reais das análises fitolíticas é atualmente ambivalente: por um lado, há um setor da comunidade arqueológica ávido por informações taxonômicas precisas, que acredita que a análise de fitólitos sempre pode alcançar níveis de determinação muito específicos, tornando-se uma "panaceia" para aqueles locais que não possuem outro tipo de detritos vegetais. Já em outros setores o efeito foi precisamente o oposto, com ceticismo sobre os resultados obtidos com esta análise e sua confiabilidade. Na verdade, nenhuma das posições se ajusta rigorosamente à realidade, sendo a técnica ainda mal conhecida (ZURRO, 2006).

3.2.4. Vantagens e limitações da análise fitolítica como ferramenta arqueobotânica

A principal vantagem dos fitólitos sobre outros restos botânicos é que eles não precisam ser carbonizados ou saturados de água para serem preservados. Estudos de uso de recursos de plantas em Arqueologia têm tradicionalmente focado em restos carbonizados que são preservados apenas até temperaturas de 500°C e os componentes mais leves de plantas, como a palha, são prontamente perdidos na queima. O registro macrobotânico carbonizado é totalmente resultado do uso dos vegetais como combustível ou alimentos (HILLMAN, 1981), enquanto que os fitólitos podem fornecer evidências de uma gama mais diversificada de atividades. Além de permanecer após a queima de plantas como combustível, os fitólitos também podem entrar no registro arqueológico quando são liberados durante a decomposição dos restos orgânicos (SHILLITO, 2013).

Basicamente, existem três características dos fitólitos vantajosas para os estudos arqueológicos, pois permitem incorporar informações sobre registros arqueobotânicos: a durabilidade, a imutabilidade e a capacidade para fornecer uma representação anatômica geral e cobertura taxonômica mais ampla (COE, 2017).

Durabilidade: as características físico-químicas dessas partículas fazem com que sejam o único resto botânico preservado em condições de conservação não excepcionais. Isso geralmente ocorre em ambientes sedimentares com intervalos de pH entre 2 e 9. Existem outros fatores, como a existência de matéria orgânica ou oclusões de carvão, que impedem a dissolução. Diversas pesquisas em ciências cuja profundidade temporal é muito superior à arqueológica (Paleontologia, Geologia) confirmam esta durabilidade (FREDLUND e TIESZEN, 1997; STROMBERG, 2002). No caso da Arqueologia, esta técnica tem sido aplicada de forma secundária às sociedades de caçadores-coletores, tendo analisado de preferência materiais de cronologias mais recentes, onde na maioria das vezes se tem boa conservação de outros restos arqueobotânicos. Assim, têm proliferado especialmente os estudos na agricultura ou contextos relacionados às origens da agricultura (PEARSALL e TRIMBLE, 1984; MILLER-ROSEN e WEINER, 1994; ZHAO e PIPERNO, 2000; MBIDA *et al.*, 2001; TROMBOLD e ISRADE-ALCÁNTARA, 2005). Graças à durabilidade da sílica é possível resolver o problema da falta de referências para analisar o consumo de vegetais em casos de forte degradação de restos arqueobotânicos e carpológicos.

Inalterabilidade: a análise de fitólitos identifica materiais vegetais além dos que foram processados, intencionalmente ou acidentalmente, através do uso de fogo. Esta é provavelmente a grande diferença da Antracologia e Paleocarpologia, onde a conservação das partículas é geralmente resultado de torrefação ou carbonização, intencional ou não. A análise de fitólitos fornece uma visão geral do consumo de vegetais, independentemente dos processos a que tenham sido submetidos (cortados, moídos, cozidos, grelhados, etc.), já que não alteram os protocolos a serem seguidos ou os resultados da técnica, pois os fitólitos não são modificados quando as plantas sofrem estas transformações. Em relação ao tratamento de calor, normalmente também temos uma fiel representação dos fitólitos já que a temperatura de fusão da sílica é extremamente elevada (500°C para a fusão da sílica e 1150°C para que se modifique e cristalize).

Representação anatômica geral: as técnicas arqueobotânicas mais comuns, a Antracologia e a Paleocarpologia, têm objetos de análise limitados se o objetivo do

trabalho é conhecer o consumo geral de vegetais. Ambas analisam materiais muito específicos, relativos a táxons que se definem em relação à parte anatômica da planta que estudam. Em ambos os casos se referem a recursos muito específicos que, embora não em todos os casos, são normalmente associados a seu papel como um combustível, no primeiro caso, e à alimentação no segundo. A análise dos fitólitos nos remete a praticamente qualquer tipo de tecido vegetal e qualquer tipo de planta. Deste modo, abrange um espectro mais amplo de tecidos e grupos de plantas.

Uma vez apresentadas as amplas possibilidades que a análise dos fitólitos oferece à Arqueologia, é necessário esclarecer algumas críticas erigidas em torno desta ferramenta. Surgiram do desconhecimento da técnica e das expectativas geradas a partir do uso habitual da Antracologia e Palinologia, esperando obter também listas sistemáticas de espécies. Têm sua base em particularidades da técnica consideradas como “problemas” ou “limitações” inerentes à mesma, e que foram qualificadas *a priori* como questões insolúveis de suficiente peso para invalidar seu uso: a natureza dos conjuntos fitolitológicos, a iluviação destas partículas e a imprecisão taxonômica.

Natureza dos conjuntos fitolitológicos: provavelmente devido a semelhanças tanto no tamanho como no tipo de amostras ou na técnica de processamento em laboratório, foram feitos paralelos excessivos entre a análise de fitólitos e pólen, mas essas são as únicas semelhanças. A associação realizada entre os fitólitos e grãos de pólen tentou compreender os primeiros como partículas capazes de mover-se da mesma forma que os segundos, resultando assim como impossível identificar a proveniência original de um conjunto fitolitológico a um sedimento ou estrato. A este respeito, deve ser lembrado que a forma do pólen se destina precisamente a sua dispersão. No caso dos fitólitos, eles permanecem no local em que se encontrava o material vegetal de origem (ou porque era sua localização original ou por terem sido levados a esse lugar antropicamente), passando a integrar-se no sedimento. Obviamente, podem haver contribuições posteriores de fitólitos, quer como resultado de atividades de animais, ou infiltrações de água em cavernas, mas em todo caso não são comparáveis à mobilidade dos pólenes.

Iluviação: uma das questões que desperta mais polêmica é a iluviação ou mobilidade vertical destas partículas ao longo do perfil de solo. Isto suporia que a atribuição de um conjunto fitolitológico a um pacote estratigráfico e, portanto, a um nível de ocupação e/ou área de atividade, se tornaria inevitavelmente duvidosa. Neste sentido, os especialistas em análises de fitólitos formularam o que se denominou *static phytolith*

hypothesis (PIPERNO, 1988; BOBROVA e BOBROV, 1997; PEARSALL, 1989) e a *mobile phytolith hypothesis* (FREDLUND e TIESZEN 1997; HART e HUMPHREYS, 1997). Estas hipóteses argumentam respectivamente a favor de uma ou outra possibilidade; supõem tanto o estatismo destas partículas no local específico onde estavam após o desaparecimento do tecido da planta em que foram produzidas ou, pelo contrário, sua mobilidade vertical e sua situação, por conseguinte, secundária. O movimento vertical pode ocorrer com maior ou menor amplitude, dependendo do tipo de matriz sedimentar e certos processos relacionados com a ação da microfauna e a geomorfologia da área de estudo, sendo, portanto, básico o conhecimento exaustivo das características sedimentológicas e geomorfológicas do depósito, bem como dos processos tafonômicos que aí ocorrem. Esta mobilidade é considerada possível, especialmente em casos de matrizes sedimentares altamente arenosas e com um baixo nível de matéria orgânica, nas quais ocorra uma lixiviação contínua e eficaz do solo. Estes processos dão lugar à translocação das partículas menores em níveis inferiores, onde podem se acumular, caso mudem as condições que facilitaram a percolação. Em relação à interdisciplinaridade tão frequentemente mencionada em Arqueologia, deve-se salientar que a combinação das análises de fitólitos com estudos micromorfológicos do solo permite determinar a presença ou ausência de movimentos verticais de fitólitos. Assim, o uso combinado das duas técnicas permite a otimização das possibilidades informativas de ambas.

Imprecisão taxonômica: a possibilidade de identificação a nível de espécie através da análise de fitólitos depende da existência de um morfotipo diagnóstico bem como do desenvolvimento de métodos (morfométricos, estatísticos), que permitam estabelecer protocolos para a realização das determinações. Na maioria das análises o nível de identificação corresponde ao gênero ou família. Estudos efetuados com fins de identificação de espécies têm sido muito intensivos em certos casos de elevado interesse arqueológico e botânico, como o trigo (BALL *et al.*, 1996, 1999; MILLER-ROSEN, 1992). Em qualquer caso, é importante notar que a grande contribuição da análise de fitólitos não consiste na identificação de espécies, mas na determinação de diferentes tipos de tecidos vegetais, especialmente os correspondentes às partes verdes. Sem a aplicação da análise de fitólitos a representação das mesmas no registro arqueológico não é viável, exceto para casos muito excepcionais. Esta é especificamente a grande contribuição da análise fitolítica: permitir a detecção de um universo de materiais (e, portanto, processos

de fabricação e de trabalho) que geralmente não são acessíveis. Assim, torna-se claro que, ao combinar e articular as diferentes técnicas arqueobotânicas é possível aceder a novos e diferentes tipos de informações sobre o consumo de vegetais. Com base no exposto, é necessário fornecer um quadro para a interpretação que nos permita conhecer não apenas quais são as informações anatômicas e taxonômicas oferecidas por um conjunto fitolitológico, mas também o que significa a nível arqueológico (ZURRO, 2006).

Reconstituições de plantas cultivadas: As origens e dispersões agrícolas são temas de fundamental importância para a Arqueologia. Durante as últimas décadas, o desenvolvimento de métodos para identificar os restos de espécies de plantas selvagens e domesticadas tem sido um foco de Paleoetnobotânica. A análise de fitólitos tem assumido cada vez mais o seu lugar como um importante contribuinte independente, com dados em todas as áreas do globo, e o volume de literatura sobre o assunto é agora muito substancial e divulgado em uma série de revistas internacionais (SHILLITO, 2013).

Os estudos de fitólitos em Arqueologia podem ser divididos em duas grandes categorias: amostras de características arqueológicas específicas e artefatos como "crostas de alimentos" aderidas a cerâmicas, cálculo dental, coprólitos e depósitos de cinzas, e os extraídos a partir de sedimentos e amostras de solo. Com características específicas, o conjunto pode ser vinculado de forma mais segura a uma atividade específica devido às informações contextuais associadas. Quando os números são pequenos, a assembleia inteira é registrada, seja como tipos morfológicos, ou dividida em categorias de diferentes partes da planta (caules, folhas, cascas, etc.). Com amostras de sedimentos, pode-se obter um quadro mais geral do uso da planta, uma vez que pode haver várias origens possíveis para a assembleia (MATTHEWS, 2010; SHILLITO 2011), e as contagens são feitas sobre o que é considerado uma proporção "representativa" da assembleia.

Geograficamente, a pesquisa fitolítica arqueológica pode ser dividida por continentes. Nas Américas, o foco principal tem sido investigar as origens do milho domesticado e de outras culturas alimentares (PIPERNO *et al.*, 2009; PIPERNO 1990, 1998, 2009), o Leste Asiático tem visto um foco semelhante na agricultura de arroz (PEARSALL *et al.*, 1995; ZHAO *et al.*, 1998, ZHENG *et al.*, 2003), enquanto os estudos na Ásia Ocidental se concentraram nos principais cereais, como trigo e cevada (ROSEN, 1992; TUBB *et al.*, 1993, TSARTSIDOU *et al.*, 2007) e em plantas com uso não alimentar como por exemplo para combustível, leitos e cestaria (GE' *et al.*, 1993; MADELLA *et al.*, 2002; ROSEN, 2005; ALBERT *et al.*, 2000, 2008, 2010).

3.3. Fitólitos

Os fitólitos são definidos como partículas microscópicas (<60-100 μm) de opala biogênica, que se formam por precipitação de sílica amorfa entre e no interior de células de diversas plantas vivas, formadas como resultado da absorção pelas plantas de ácido silícico $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ da solução do solo (PIPERNO, 1988).

A sílica é composta de dois elementos: oxigênio e silício, que são os mais comuns dos minerais primários (os originados das rochas) e secundários (os sintetizados no solo ou em organismos que nele vivem). Os minerais primários e secundários que contêm silício, denominados silicatados, decompõem-se com a ação das intempéries, liberando ácido silícico $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ – ou sílica solúvel –, que pode ser um precursor tanto de novos minerais secundários (argilas) como dos corpos silicosos das plantas e de alguns animais. Então os vegetais absorvem o $\text{Si}(\text{OH})_4$ dissolvido na solução do solo, concentrando-o no interior de seus tecidos por meio da transpiração da água. Isso faz com que essa sílica se polimerize, o que resulta na deposição de partículas sólidas (e amorfas) de sílica hidratada ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), um biomineral conhecido como opala biogênica que são os corpos silicosos conhecidos como silicofitólitos (COE e OSTERRIETH, 2014).

Com a morte da planta (ou parte dela, como a queda de suas folhas), seus restos são incorporados ao solo. Quando eles se decompõem para formar o húmus, uma parte desses fitólitos (os de tamanho menor) pode se dissolver, liberando ácido silícico para a solução do solo, onde ele poderá ser reciclado pela biota; outra parte do $\text{Si}(\text{OH})_4$ é lixiviada ao lençol freático, águas subterrâneas e cursos d'água. Contudo, muitos dos fitólitos podem ser preservados no solo por longos períodos, apesar de a sílica amorfa ter solubilidade menor que o quartzo, formando um “perfil de fitólitos no solo” que pode ser útil para vários estudos, uma vez que os fitólitos podem ser considerados microfósseis (a maioria tem tamanho entre 0,10 e 0,002 mm). A figura abaixo (Figura 27), esquematiza essas reações do ciclo do silício em condições terrestres (LEPSCH, 2011).

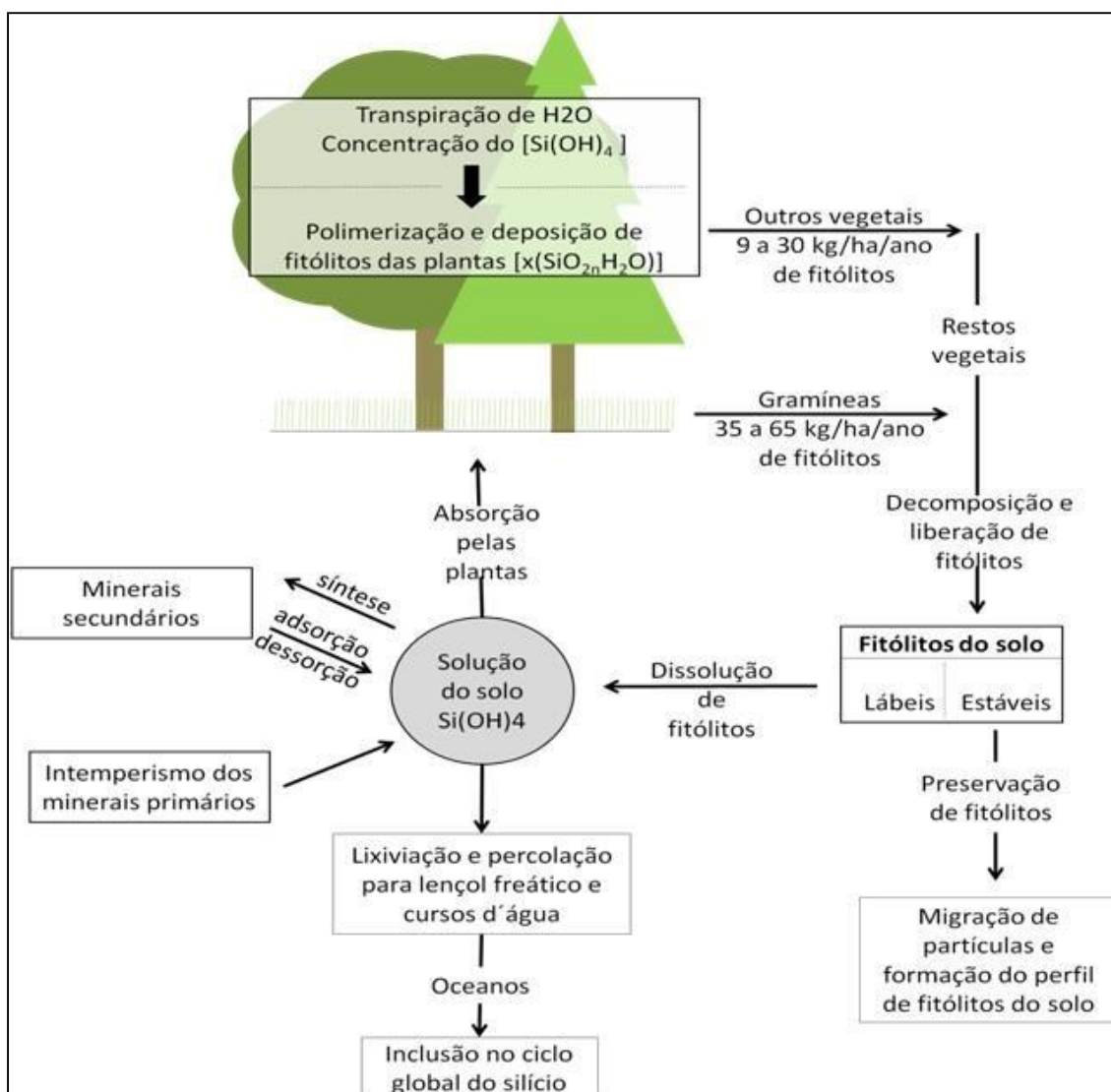


Figura 27: Ciclo do Silício. (Fonte: Lepsh, 2011).

Coe *et al.* (2014) explicam que a absorção da sílica pelas plantas se dá por sistema radicular, na forma de ácido monossilícico (Si(OH)_4) e quando o pH do solo é entre 2 e 9. Isso ocorre quando íons se introduzem na estrutura construída pela planta e os mesmos são induzidos a uma precipitação e cristalização. Dessa forma, as formas dos fitólitos seguem o formato da célula de onde os mesmos foram concedidos, como um molde.

O processo de absorção da sílica (Figura 28) no interior da planta é influenciado por diversos fatores. Entre eles está a pressão, a evapotranspiração (ET) e a absorção. Quando a pressão no interior da planta é negativa, ela absorve água (solução circulante do solo). Quanto maior a evapotranspiração (ET), maior a pressão negativa e maior a absorção. Esta absorção pode ser ativa ou passiva: ativa, quando a célula na raiz funciona como uma bomba ativa de reconhecimento de Si, havendo diferença eletrostática entre o interior e o exterior da célula. Nesse caso, o nível de silicificação da planta é mais elevado,

sendo, entretanto, raras as plantas que só têm absorção ativa, como o arroz. A absorção passiva é feita através de um canal na raiz por onde, já que um gradiente osmótico permite, entram todos os elementos em solução; dessa forma, a planta absorve $\text{Si}(\text{OH})_4$ e água enquanto absorve outros elementos (MADELLA, 2008). A sílica provém diretamente daquela dissolvida na solução do solo, em geral na forma de ácido silícico $\text{Si}(\text{OH})_4$, o qual é bombeado pelas raízes e, desta forma, entra na composição da seiva bruta. Mecanismos passivos e ativos de absorção, transporte e precipitação foram observados por Motomura *et al.*, 2004 e Ma *et al.*, 2006.

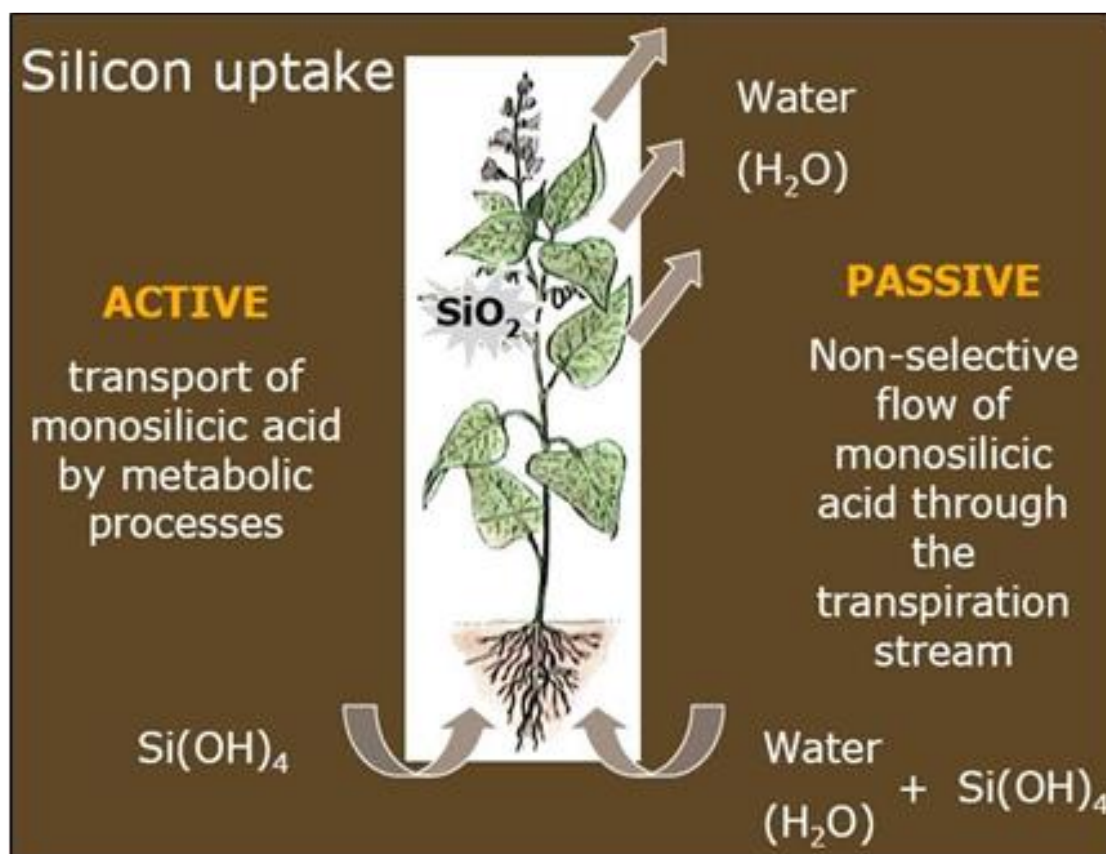


Figura 28: Absorção de Sílica pelas plantas de forma ativa ou passiva
(Fonte: MADELLA, 2008 *apud* COE, 2009)

A produção de Si opalina nos tecidos das plantas é influenciada por fatores genéticos e ambientais. Algumas razões pelas quais os fitólitos são depositados nas células das plantas são: a) suporte mecânico para as células; b) dão força aos órgãos e estruturas das plantas; c) proteção contra herbívoros e parasitas; d) neutralizar ânions e cátions “venenosos” para as plantas, como, por exemplo, o alumínio (COE, 2009) (Figura 29).

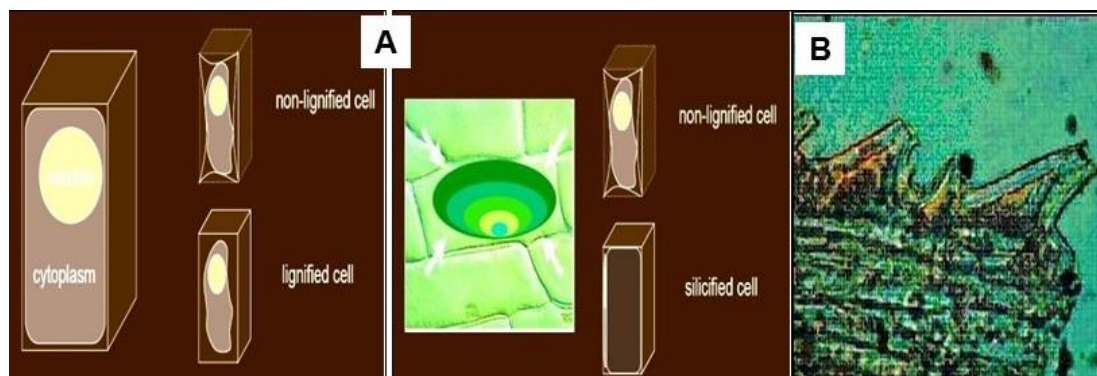


Figura 29: Razões pelas quais os fitólitos são produzidos pelas plantas; a) Suporte mecânico; b) Proteção contra herbívoros e parasitas: impalatável e de difícil mastigação (Fonte: MADELLA, 2008 *apud* COE, 2009)

As plantas herbáceas possuem uma estrutura celular muito simples: cada célula tem uma parede celular mais externa (barreira física) e depois uma membrana celular (barreira química). Não há muita lignina, que manteria essa estrutura. O ponto positivo da silicificação é que os fitólitos ao se desenvolverem no interior da célula criam essa estrutura. O ponto negativo é que a mesma diminui o citoplasma e o vacúolo e, consequentemente, o conteúdo de água (MADELLA, 2008).

A produção de fitólitos pelas plantas não é homogênea. Alguns grupos de plantas são conhecidos como baixos produtores e outros como altos produtores. O mais alto nível de produção fitolítica é o das Poaceae (gramíneas), 20 vezes superior ao das dicotiledôneas lenhosas. Nas gramíneas os fitólitos são particularmente abundantes, atingindo de 1 a 5% de Si do peso seco (WEBB e LONGSTAFFE, 2000). A senescência também desempenha um papel importante na deposição de Si: as plantas mais velhas contêm uma quantidade de Si substancialmente mais elevada que as jovens (COE, 2009).

Coe *et al.* (2014) explicam que os fitólitos são produzidos em folhas de gramíneas, folhas de plantas lenhosas, no tronco de árvores, nas raízes das gramíneas e nas raízes de plantas lenhosas (Figura 30). Quando os mesmos são produzidos nas folhas, essa produção ocorre principalmente na epiderme. Nesse caso a sílica não circula, ela se precipita. Isso se dá pelo fato da concentração de ácido monossilícico ser muito grande. No tronco das árvores as informações de taxonomia e tipo de tecido são de grande relevância. A produção nas raízes não dá muita informação no que se refere ao tipo taxonômico ou ecológico, isso se explica, entre outros fatores, pela uniformidade das células e a não ocorrência de evapotranspiração.

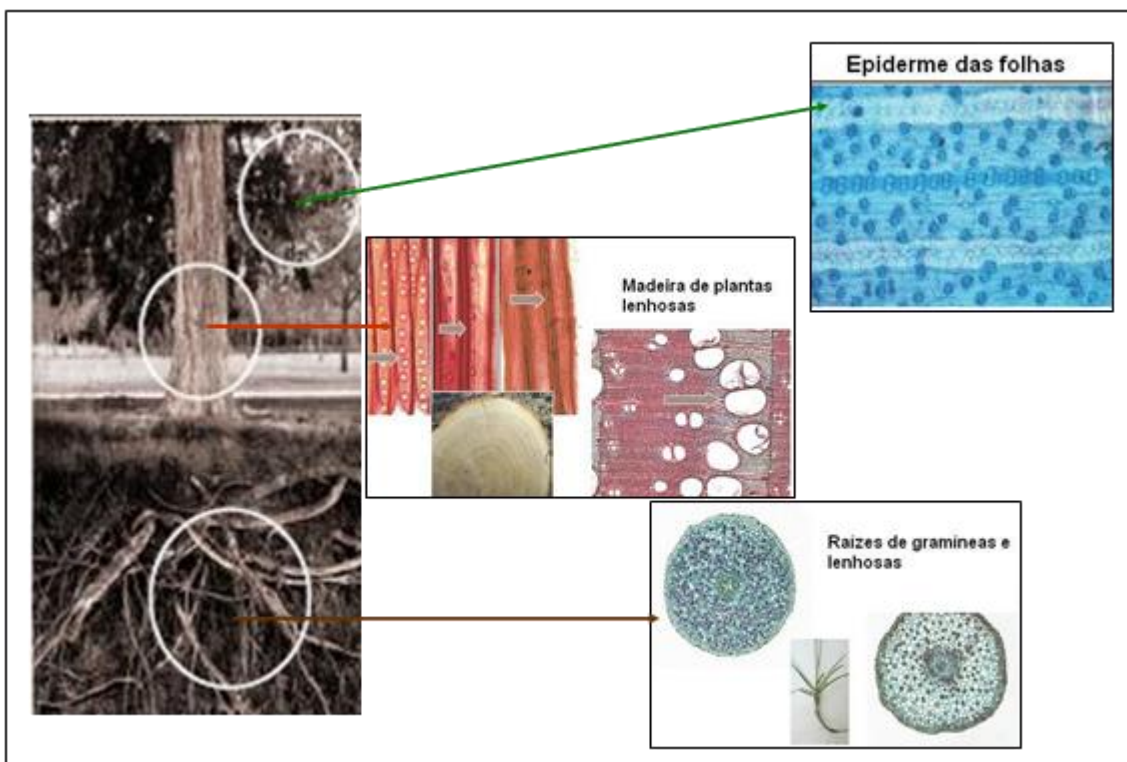


Figura 30: Partes da planta onde são produzidos os fitólitos
(Fonte: COE, 2009)

A produção de fitólitos é múltipla e redundante. Uma mesma planta pode produzir diferentes morfotipos. O mesmo morfotipo pode ser produzido em diferentes tecidos da planta e por diferentes plantas (redundância), que podem ou não ter uma relação taxonômica (COE e OSTERRIETH, 2014).

3.3.1. Classificação dos Fitólitos

Segundo Coe *et al.* (2014), a classificação dos fitólitos segue três abordagens gerais:

- 1- Taxonômica: relação direta entre um tipo de fitólito e um táxon de planta (ex: banana, arroz, etc.). É usada por muitos pesquisadores, especialmente em Arqueologia;
- 2- Tipológica: não há ligação direta entre um tipo de fitólito e uma planta. Os tipos são descritos de acordo com suas características visuais (ex: geometria, aparência geral, etc.);
- 3- Taxonômico-tipológica: a maioria das nomenclaturas usadas hoje. Utiliza-se informação taxonômica, quando conhecida, devido a sua utilidade. Os tipos que sabidamente pertencem a grupos específicos e os que são redundantes são frequentemente descritos usando-se diferentes abordagens.

Devido à multiplicidade e redundância da produção de fitólitos pelas plantas, às

vezes é difícil atribuir valor taxonômico a um único fitólito. Entretanto, é possível identificar grupos de tipologias com valor taxonômico ao nível de tipo de vegetação. Estes grupos são chamados assembleias fitolíticas. Uma assembleia fitolítica é constituída de um número estatisticamente válido de tipologias fitolíticas e representa a “produção média qualitativa e quantitativa” de fitólitos de uma vegetação em particular (COE, 2009).

Segundo o princípio da uniformidade, se um tipo de vegetação produz uma assembleia característica, ao encontrarmos essa assembleia no solo/sedimento, podemos inferir que tipo de vegetação existia. Para fins de reconstrução ambiental, utiliza-se uma mescla de tudo o que pode fornecer uma informação geral. Assim, uma assembleia fitolítica é a soma dos fitólitos de assembleia geral com os fitólitos de assembleia com significado taxonômico e ainda, se houver, os esqueletos de fitólitos (COE *et al.*, 2014).

Um único fitólito não permite, portanto, caracterizar um táxon, mas uma assembleia fitolítica permite caracterizar uma formação vegetal. Uma assembleia fitolítica é função da biomassa, da produção de fitólitos (compreendendo uma multiplicidade e redundância de formas) e de sua dissolução seletiva na serrapilheira e no solo, ou seja, sua tafonomia. Para fins de reconstrução ambiental, os estudos fitolíticos não procuram estabelecer que espécies constituem uma floresta, mas se houve mudanças no tipo de cobertura vegetal naquele ambiente. Análises das assembleias fitolíticas nos solos permitem determinar importantes variáveis, através de índices fitolíticos. O índice D/P traça a densidade da cobertura arbórea, o Iph traça a adaptação à aridez, Bi traça o estresse hídrico, o Ic exprime a porcentagem de gramíneas do tipo C3 e C4 (COE *et al.*, 2014).

Os fitólitos contêm por inclusão algumas porcentagens de compostos orgânicos provenientes das células vegetais (PERRY *et al.*, 2006; PIRONON *et al.*, 2001; SMITH e ANDERSON, 2001). Estes compostos orgânicos podem ser objeto de análises $\delta^{13}\text{C}$ (SMITH e WHITE, 2004) e de datação ^{14}C (PIPERNO e BECKER, 1996; PRIOR *et al.*, 2005; PIPERNO, 2006).

3.3.2. Tipos de Fitólitos

Com o intuito de facilitar a comparação dos tipos e das análises dos fitólitos, além de desenvolver a comunicação entre pesquisadores, e promover uma uniformização, foi

criada a nomenclatura ICPN 1.0 (*International Code for Phytolith Nomenclature*). O ICPN lembra também que um tipo de fitólito pode ser observado em um determinado táxon, mas que, para ser considerado diagnóstico, ele deve ser exclusivo deste táxon. Geograficamente, os tipos observados podem também ser identificados quando a flora de uma região geográfica específica foi investigada. Devido à multiplicidade e redundância, tal produção sem equívoco é frequentemente impossível ou muito difícil de se observar e as generalizações devem ser evitadas (MADELLA *et al.*, 2005).

Os tipos de fitólitos apresentados a seguir são alvo de um consenso quanto a seu valor taxonômico. É sua abundância no seio de uma dada assembleia fitolítica que dá um valor taxonômico à assembleia (COE, 2009). Os fitólitos são divididos da seguinte maneira: a) Fitólitos característicos das Poaceae (Tabelas 1 e 2); b) Fitólitos característicos das Dicotiledôneas (Tabela 3); c) Outros fitólitos característicos (Tabela 4).

Entre as cinco subfamílias de Poaceae, três são corretamente discriminadas pelos tipos de fitólitos que elas produzem (TWISS *et al.*, 1969; TWISS, 1992; KONDO *et al.*, 1994). Segundo a classificação dos fitólitos produzidos pelas Poaceae, proposta por TWISS (1969) e complementada por descrições de MULHOLAND (1989), KONDO *et al.* (1994) e FREDLUND & TIESZEN (1994), entre os 15 tipos utilizados, 9 são atribuídos à família Poaceae.

Tabela 1 - Tipos de Fitólitos segundo as subfamílias de Poaceae

SUBFAMÍLIA POACEAE	TIPOS DE FITÓLITOS
Panicoideae	Poaceae altas a ciclo fotossintético C4, típicas dos climas quentes e úmidos ou de solos com forte teor de água disponível, mas existem também algumas Panicoideae de ciclo fotossintético em C3, que crescem em áreas de sombra, principalmente sob o dossel das florestas tropicais. Estas Poaceae produzem sobretudo fitólitos de tipos bilobate e cross .
Chloridoideae	Poaceae baixas de ciclo fotossintético em C4 adaptadas às regiões quentes e secas ou a condições edáficas secas, produzem sobretudo fitólitos de tipo saddle .

Tabela 1 (continuação) - Tipos de Fitólitos segundo as subfamílias de Poaceae

Pooideae	Poaceae em C3, abundantes em regiões temperadas, frias e/ou de altitude em zona intertropical, produzem sobretudo fitólitos de tipos rondel e trapeziform .
Arundinoideae	Poaceae em C3, encontradas em todos os tipos de clima e não produzem fitólitos de tipo característico; produzem também fitólitos de tipos rondel , bilobate , polylobate e cross .
Bambusoideae	Poaceae em C3, características das zonas tropicais e temperadas quentes, essencialmente florestais, não produzem fitólitos de tipo característico; produzem também fitólitos de tipos bilobate , polylobate e cross .

(Fonte: Adaptado de Coe, 2009)

Tabela 2 – Tipos de Fitólitos característicos de Poaceae

TIPOS DE FITÓLITOS	SUBFAMÍLIA POACEAE
<i>Bilobate, Polylobate short cell</i> e <i>Cross</i>	Produzidos em grande quantidade, mas não exclusivamente, nas células curtas da epiderme das Panicoideae e em menor proporção pelas Chloridoideae, Arundinoideae e Bambusoideae.
<i>Saddle</i>	Produzidos em grande quantidade nas células curtas da epiderme das Chloridoideae (C4), mas também por algumas Bambusoideae (C3) e Arundinoideae (C3).
<i>Trapeziform short cells</i>	Produzidos em grande quantidade nas células curtas da epiderme das Pooideae.
<i>Rondel</i>	Produzidos em grande quantidade nas células curtas da epiderme das Pooideae (C3 das regiões temperadas, frias e/ou de altitude), mas também pelas Bambusoideae.
<i>Acicular hair cells</i>	Produzidos nos pelos absorventes das epidermes de todas as gramíneas.
<i>Cuneiform bulliform cells</i>	Produzidos nas células buliformes das epidermes de todas as gramíneas.
<i>Elongate (echinate ou smooth) long cells</i>	Produzidos nas células longas de todas as gramíneas.

(Fonte: Adaptado de Coe, 2009)

Tabela 3 - Fitólitos característicos das Dicotiledôneas

TIPOS DE FITÓLITOS	DICOTILEDÔNEAS
<i>Globular granulate (rough spherical)</i>	Produzido no xilema secundário das dicotiledôneas lenhosas (troncos de árvores e arbustos tropicais) (SCURFIELD <i>et al.</i> , 1978; WELLE, 1976; KONDO <i>et al.</i> , 1994).
<i>Globular smooth (spherical smooth)</i>	Este tipo foi repertoriado como podendo ser proveniente de folhas e galhos de dicotiledôneas, bem como de algumas monocotiledôneas herbáceas (PIPERNO, 1998; KONDO <i>et al.</i> , 1994). Este tipo também foi observado nas raízes de algumas gramíneas (ALEXANDRE <i>et al.</i> , 1999).

(Fonte: Adaptado de Coe, 2009)

Tabela 4 – Outros fitólitos característicos

TIPOS DE FITÓLITOS	FAMÍLIAS
<i>Globular echinate</i>	Produtos nas folhas das Palmae (KONDO <i>et al.</i> , 1994; RUNGE, 1999; VRYDAGHS e DOUTRELEPONT, 2000) e Bromeliaceae (PIPERNO, 1985, 2006)
<i>Cone shape (Papillae)</i>	Produtos pelas Cyperaceae (LE COHU, 1973; OLLENDORF, 1987; KONDO <i>et al.</i> , 1994; WALLIS, 2003);
<i>Spherical with sockets (spiny body, spiked)</i>	Produtos pelas Pinaceae (BLINNIKOV, 2002; DELHON <i>et al.</i> , 2003)

(Fonte: Adaptado de Coe, 2009)

A figura 31 contém as imagens em microscópio dos principais fitólitos segundo a divisão proposta nas tabelas anteriores.

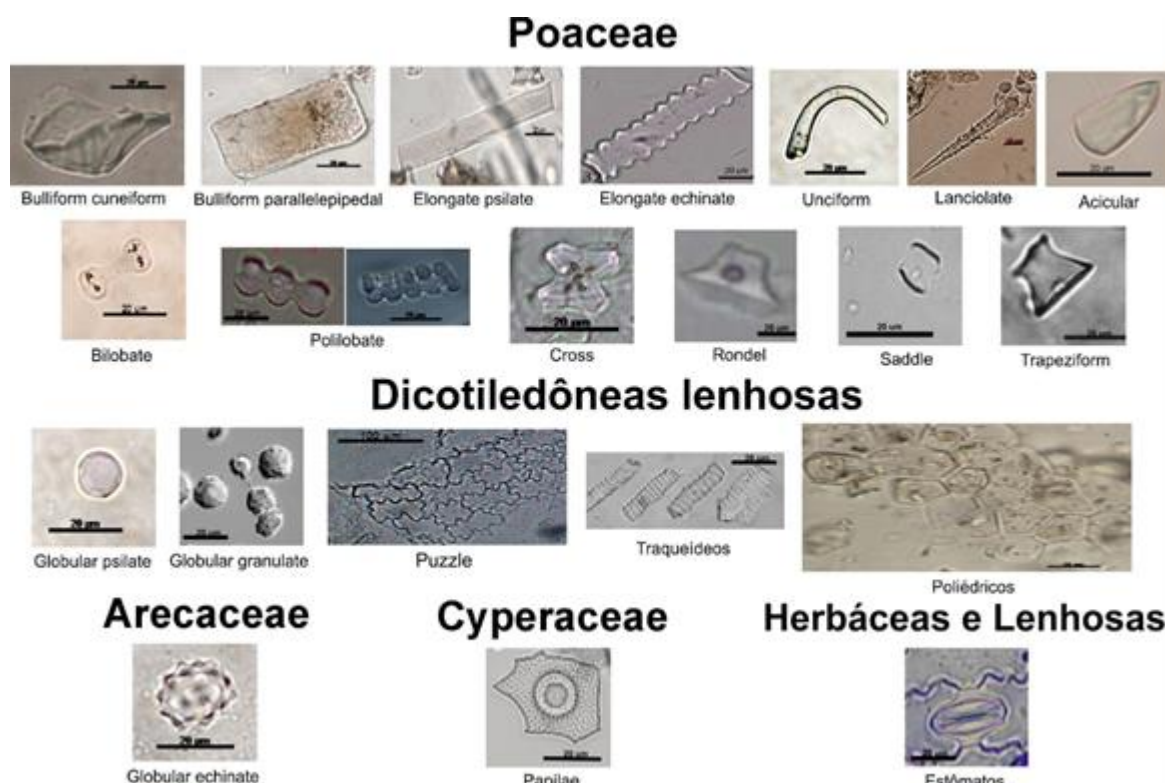


Figura 31: Principais morfotipos de fitólitos. Organizado por Coe e Dias, 2019.

3.3.3. Índices Fitolíticos

Os índices fitolíticos (relações de abundância de tipos de fitólitos) são divididos em cinco tipos (COE, 2009): 1) Índice D/P, 2) Índice Iph, 3) Índice Bi, 4) Índice Ic, 5) Índice Pa/P.

Segundo Bremond (2003), é a partir dos cálculos dos índices que as análises dos fitólitos podem ser consideradas como marcadores das vegetações intertropicais, possibilitando uma melhor compreensão da diversidade de vegetações e climas.

1- Índice D/P (Dicotiledôneas lenhosas / Poaceae): é a proporção de fitólitos característicos dos elementos lenhosos em relação à soma de fitólitos de gramíneas. Este índice indica a densidade da cobertura arbórea e é calculado da seguinte forma (COE *et al.*, 2011):

$$D/P = \frac{\text{Globular granulate}}{(\text{bilobate short cell} + \text{cross} + \text{saddle} + \text{acicular} + \text{elongate} + \text{cuneiform e parallelepipedal bulliform cells})}$$

Bremond *et al.* (2008), limitam a utilização do índice D/P às regiões intertropicais de baixa altitude. Para uma floresta equatorial este índice é superior a 150, já para uma floresta perene é de 7 a 10 (Alexandre *et al.*, 1997). Para uma savana alta o mesmo é de 0,33 a 1,16, já para savanas baixas e estepes é de 0 a 0,1 (BREMOND *et al.*, 2005b).

2- Índice Iph (Chloridoideae / Chloridoideae + Panicoideae): é a proporção de fitólitos de gramíneas baixas de ciclo fotossintético em C4 (Chloridoideae), relativamente à soma de fitólitos de gramíneas altas de ciclo fotossintético em C4 (sobretudo Panicoideae) (TWISS, 1987; TWISS, 1992, *apud* BREMOND, 2003). Este índice indica a adaptação da formação vegetal à aridez.

$$\text{Iph (\%)} = [\text{Saddle} / (\text{saddle} + \text{cross} + \text{bilobate short cell})] \times 100$$

Diester-Haass (1973 *apud* BREMOND, 2003) utilizou este índice pela primeira vez. O processo se deu a partir de fitólitos de sedimentos marinhos da África Ocidental, para identificar transições umidade-aridez durante o Pleistoceno e Holoceno (COE, 2009).

Nas pradarias americanas e nas savanas tropicais, este índice é um bom indicador da relação entre Chloridoideae e Panicoideae (ou gramíneas C4 baixas x C4 altas). Já se a presença de fitólitos de Pooideae ou Bambusoideae (Poaceae em C3) for detectada, este índice não pode ser utilizado. A dominância de gramíneas curtas C4 x gramíneas altas C4 também é refletida por esses índices. Os extremos de temperatura elevadas e a aridez são bem tolerados pelas Chloridoideae, o que não ocorre da mesma forma em outras gramíneas. Isso só muda quando ocorrem exceções, como algumas Panicoideae, adaptadas a áreas localmente úmidas nas regiões áridas. Gramíneas da sub-família Arundinoideae, produtoras de fitólitos semelhantes às Panicoideae e Chloridoideae também podem influenciar o índice Iph (ROCHA, 2014).

Sendo assim, um Iph elevado (>20-40%) caracteriza as formações de gramíneas dominadas por Chloridoideae, onde predominam as condições quentes secas. Um Iph baixo (<20-40%) caracteriza as associações onde dominam as Panicoideae (gramíneas C4 mesofíticas), sob clima quente-úmido ou com umidade no solo (COE, 2009).

Os valores do índice Iph entre 40 e 45 podem distinguir a vegetação adaptada às condições áridas ou úmidas (Iph < 40-45 = pradarias com gramíneas altas; Iph > 40-45 = pradarias com gramíneas baixas) (COE, 2009).

3- Índice Bi (ou Fs) - é a proporção do morfotipo *bulliform cuneiform* relativamente ao total de fitólitos de gramíneas (BREMOND *et al*, 2005a; COE *et al.*, 2011). Este índice indica a abundância relativa de fitólitos buliformes *cuneiform* que se precipitam na epiderme das gramíneas quando elas são submetidas a um forte estresse hídrico. Permite estimar a aridez do ambiente, é um indicador de estresse hídrico. Quanto mais a planta transpira e/ou sofre o estresse hídrico, mais células buliformes silicificadas ela produz.

$$\text{Bi \% (Fs)} = \text{Bulliform} / [(\text{short cells} + \text{acicular} + \text{bulliform})] \times 100$$

4- Índice Ic – é a proporção de fitólitos de gramíneas a ciclo fotossintético em C3 relativamente à totalidade dos fitólitos de gramíneas (TWISS, 1987; TWISS, 1992, *apud* BREMOND, 2003; BREMOND, 2008). Este índice indica a adaptação da formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou à Pressão Parcial de Dióxido de Carbono (pCO₂) forte (zonas de altitude). Foi definido por Twiss (1992) para estimar a abundância relativa de gramíneas temperadas C3 em relação a gramíneas quentes C4 na América do Norte (BARBONI *et al.*, 2007). As gramíneas Pooideae indicam um Ic elevado. Já as gramíneas Panicoideae e Chloridoideae apresentam um Ic baixo. Apesar das Arundinoideae e Bambusoideae não produzirem morfotipos de fitólitos característicos, as mesmas podem influenciar estatisticamente o índice.

$$Ic = \text{Pooideae} / (\text{Pooideae} + \text{Chloridoideae} + \text{Panicoideae})$$

$$Ic (\%) = [(Rondel + Trapeziform\ polylobate + Trapeziform\ short\ cell) / (Rondel + Trapeziform\ polylobate\ short\ cell + Trapeziform\ short\ cell + Saddle + Cross + Bilobate\ short\ cell)] \times 100$$

5- Índice Pa/P (Palmeiras/Poaceae) - calculado pela primeira vez por Coe (2009), este índice indica a densidade de cobertura de palmeiras em relação a cobertura por gramíneas.

$$Pa/P = \text{Globular\ echinate} / (\text{bilobate\ short\ cell} + \text{cross} + \text{saddle} + \text{acicular} + \text{elongate} + \text{cuneiform} + \text{parallepipetal\ bulliform\ cells})$$

3.3.4. Estudos de Fitólitos realizados no Brasil: ênfase nas pesquisas realizadas em Minas Gerais

A utilização dos fitólitos como proxy para estudos de reconstituição paleoambiental vem se destacando entre diversos autores no mundo. Diversos trabalhos puderam evidenciar mudanças climáticas e de vegetação a partir da análise comparativa de assembleias fitolíticas fósseis e modernas (FRENDLUND e TIESZEN, 1997; McLUNG de TAPIA *et al.*, 2008).

No Brasil, os trabalhos de reconstituição paleoambiental empregando fitólitos ainda são poucos. No entanto, é possível destacar alguns realizados em diferentes regiões: na Bacia Amazônica Central (PIPERNO e BECKER, 1996), em Minas Gerais (ALEXANDRE *et al.*, 1999; BORBA-ROSCHER *et al.*, 2006; PAULA e SILVA, 2006; CHUENG, 2012, 2016; AUGUSTIN *et al.*, 2014; ROCHA, 2014; SEIXAS, 2015; BARROS *et al.*, 2016), na caatinga (RICARDO, 2016; COE *et al.*, 2017c; DIAS, 2017; RICARDO *et al.*, 2018) no litoral sul do Brasil (WESOLOWSKI *et al.*, 2007); Espírito Santo (CALEGARI, 2008; CALEGARI *et al.*, 2015); no Rio de Janeiro: na Região dos

Lagos (COE, 2009; COE *et al.*, 2012c, 2017b), na Bacia do Rio São João (GOMES, 2012; COE *et al.*, 2014b), em Maricá (BORRELLI *et al.*, 2014; RAMOS, 2014; SANTOS *et al.*, 2015), na Baía de Guanabara (GOMES, 2013), no médio vale do Paraíba do Sul (SEIXAS, 2017) e na Ilha Grande (RAMOS, 2016, COE *et al.*, 2018) e no Paraná (MONTEIRO *et al.*, 2011; PAROLIN *et al.*, 2011, 2017; MONTEIRO *et al.*, 2011; ALCANTARA-SANTOS, 2013; PAISANI *et al.*, 2016; RASBOLD *et al.*, 2016).

Em especial, na região de Minas Gerais, destacam-se os trabalhos abaixo:

Alexandre *et al.* (1999), em Salitre, Minas Gerais, analisaram assembleias fitolíticas extraídas de um solo ferralítico sob cobertura de floresta mesofítica semidecídua. Os dados fitolíticos foram comparados a dados polínicos pré-existentes e confirmados pelas análises $\delta^{13}\text{C}$ da MOS (houve o aumento do $\delta^{13}\text{C}$ devido ao aumento das Poaceae C4). As datações dos carvões do solo e das matérias orgânicas da turfeira de onde provém a análise polínica permitiram enquadrar a sequência fitolítica em termos de tempo. O cálculo do índice D/P, comparado ao obtido para a vegetação atual, revelou dois períodos de expansão da cobertura arbórea entre 3000 e 4000 anos AP e em cerca de 600 anos AP. Esta expansão foi interrompida em torno de 900 anos AP por um curto período de recuo da cobertura arbórea e de desenvolvimento de Poaceae C4 baixas adaptadas a condições secas. Este mesmo período de seca foi registrado na Califórnia e na Patagônia (COE, 2009). Através desses estudos, pode-se notar que houve um aumento de atividades antrópicas, mas o clima foi o fator mais importante de modificação na restrição do crescimento da vegetação nos últimos séculos. Apesar de levar em consideração os processos pedogenéticos, os fitólitos e os valores de datação C^{13} podem ser precisos marcadores de mudanças de vegetação.

Lepsch e Andrade Paula (2006) estudaram fitólitos em solos sob cerradões do Triângulo Mineiro com a finalidade de descrever a morfologia e quantificar os fitólitos

de latossolos sob cerrado, bem como de compará-los com as características gerais do solo e análise de silício assimilável das mesmas, nas profundidades de 0-4, 4-10, 10-20, 60-80 cm. Obtiveram os resultados de que tanto os latossolos quanto o glei pouco húmico apresentaram, em todas as profundidades estudadas, quantidades maiores de fitólitos no silte que na areia muito fina. Estas quantidades de silicofitólitos foram diminuindo com a profundidade e a quantidade de silício assimilável foi aumentando, provavelmente devido a sua facilidade de ser carregado verticalmente nos processos de lixiviação.

Chueng (2012) estudou a inferência da cobertura vegetal e das condições climáticas no Espinhaço Meridional, Minas Gerais, durante o Quaternário, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono. Alguns trabalhos de reconstrução paleogeomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional e a evolução do seu relevo no final do Pleistoceno Superior/Holoceno já foram realizados (AUGUSTIN, 1995a, 1995b), lançando luz sobre aspectos climáticos e de desenvolvimento do sistema vertente solo, no passado recente nesta área. No entanto, ainda há lacunas na compreensão mais ampla sobre a cobertura vegetal e aspectos climáticos prevalentes durante a deposição dos sedimentos mais recentes. Para compreender os processos geomorfológicos que levaram à formação da sequência alúvio-coluvial da região do Espinhaço Meridional, foram coletados dois perfis de solo, localizados na Serra do Engenho, em uma extensa rampa deposicional e nove assembleias fitolíticas modernas. Os resultados das análises de fitólitos, complementados pelas isotópicas, interpretados sob a perspectiva geomorfológica, propiciam observações relevantes que conduzem ao estabelecimento de um conjunto de hipóteses para essa região. Os dois perfis analisados possuem mesma base litológica, porém os processos de acumulação ocorreram de formas diferentes. Além disso, em ambos os perfis, os fitólitos se apresentam profundamente alterados, evidenciando a intensidade dos processos erosivos, atuais e pretéritos, que ocorrem nesta área. Os resultados também mostraram o predomínio de fitólitos grandes (*bulliform* poliédricos, *elongate*), pois estes são mais resistentes à erosão. Com a utilização dos fitólitos na Serra do Engenho, foi possível identificar que, nesta região, os processos erosivos são intensos. Assim, erosão e deposição atuam sincronicamente, fazendo com que haja recolocação e redistribuição do material proveniente da encosta. A análise fitolítica associada à Geomorfologia se mostrou bastante promissora na compreensão da evolução da paisagem e de mudanças ambientais (AUGUSTIN *et al.*, 2014).

Rocha (2014) estudou a dinâmica geomorfológica proveniente de uma voçoroca na região de Gouveia, Minas Gerais, com a finalidade de inferir a cobertura vegetal e análise das condições climáticas durante o Quaternário, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono. As análises dos tipos de fitólitos não identificaram mudanças no tipo de vegetação ao longo da sequência estudada, indicando sempre a predominância de gramíneas. Esses resultados foram corroborados pelas análises dos isótopos de carbono, que também indicaram a predominância de plantas C4 ao longo de toda a sequência. Já as análises do estoque de fitólitos apresentaram grandes variações ao longo da sequência, com aumento do estoque em algumas camadas mais profundas, contrariamente ao padrão normal de distribuição dos fitólitos com a profundidade. Grandes variações também foram observadas em relação à granulometria e conteúdo de matéria orgânica do material. Essas variações indicam uma origem ora coluvial, ora aluvial, da sequência estudada e as datações por ^{14}C da matéria orgânica permitiram associar essas variações a períodos glaciais ou interglaciais.

Seixas (2015) estudou, a partir do projeto de “Investigações geomorfológicas e paleoambientais dos registros aluviais no Quadrilátero Ferrífero”, as condições paleoclimáticas que influenciaram os processos geomorfológicos operantes no Quadrilátero Ferrífero durante o Quaternário e que levaram à formação de níveis com concreções ferruginosas, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono. As análises dos tipos de fitólitos não identificaram mudanças no tipo de formação vegetal ao longo das sequências estudadas, para os últimos 12.000 anos cal AP, indicando sempre uma cobertura vegetal característica do bioma cerrado. Esses resultados foram corroborados pelas análises dos isótopos de carbono, que também indicaram a predominância de mistura de plantas C3 e C4, característica de vegetação aberta com presença de lenhosas esparsas. Entretanto, as análises permitiram identificar pequenas variações na densidade da cobertura vegetal, atribuídas a episódios relativamente mais secos ou mais úmidos durante o período estudado. O período de 12.700-11.700 anos cal AP foi identificado como relativamente mais úmido (SD1). Já o período de cerca de 9.865 anos cal AP (observado na SD2) e o de 6913-6558 anos cal AP (observados nas sequências 1 e 3) foram identificados como mais secos, com diminuição da cobertura arbórea e aumento do estresse hídrico. As mudanças identificadas na cobertura arbórea foram ligadas, naturalmente, a variações no clima (períodos de maior ou menor umidade), mas também a fatores geomorfológicos, como mudanças no traçado dos rios,

evidenciadas pela presença de sedimentos típicos de canais fluviais em áreas de declividade moderada e alta, como seixos rolados. Na verdade, a vegetação e a densidade da cobertura vegetal respondem a variações na umidade do ambiente, que podem ser provocadas tanto por diferenças de pluviosidade quanto pela capacidade de retenção de água (textura, topografia), ou pela distância de fontes de água, como lençol freático ou canais fluviais. Além disso, estudos como os de Costa e Olszewisk (2008) e Costa *et al.*, (2010) indicam que o silício pode ser transportado pela solução do solo como sílica amorfa e adsorver-se nas concreções ferruginosas e óxidos de ferro.

Chueng (2016) estudou rampas deposicionais em Guinda e Diamantina, Chapadinha e Morrinhos, com a finalidade de compreender os processos geomorfológicos que levaram à formação de sequências alúvio-coluviais próximas a afloramentos de quartzito, através da inferência de variações climáticas. Essas inferências são relevantes para se compreender o desenvolvimento de formas de relevo em domínios de quartzito em áreas úmidas tropicais.

As tendências observadas em Guinda-Diamantina mostraram que, em geral, não houve grandes mudanças no tipo de cobertura vegetal ao longo do tempo. O índice D/P é baixo, característico de vegetação de campos, e diminui com a profundidade. Já o estoque de fitólitos não segue o padrão normal de diminuição com a profundidade, possivelmente relacionado à topografia, já que o gradiente hidráulico acentuado influencia as características do material, e à granulometria, que influencia a acumulação dos fitólitos. Outras análises, como o índice Bi%, que se mostrou elevado em todos os perfis, e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ confirmaram essas tendências. Nos 4 perfis analisados há ocorrência de quantidade significativa de espículas de esponjas, indicando a permanência de água ao longo de toda a rampa. Essas espículas encontram-se sua maioria quebradas, assim como os fitólitos, que estão bastante alterados, indicando que os processos erosivos são muito intensos nessa área (CHUENG, 2016).

As tendências observadas em Chapadinha mostraram que os estoques de fitólitos são maiores do que em Guinda e seguem o padrão normal de diminuição com a profundidade. Em relação à primeira área, nessa rampa granulometria é mais fina e o gradiente hidráulico é menos acentuado, o que interfere no processo de remobilização dos sedimentos. Os valores do índice D/P, com exceção do perfil T2P4, são muito baixos e variam pouco entre os perfis, indicando que não ocorreram mudanças significativas na vegetação, sendo semelhante à atual (campo rupestre). A granulometria mais fina talvez

possa explicar estoques de fitólitos superiores aos de Guinda - Diamantina. Outras análises, como o índice Bi%, apresentaram valores altos em todos os perfis. Os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ indicam mistura de plantas C3 e C4, com predomínio de C4, em concordância com os resultados do índice D/P. Os fitólitos, como na área anterior, também se apresentaram alterados. Foram encontradas poucas espículas de esponja, e em apenas dois perfis, sugerindo que estejam ligadas a variações do lençol freático. Em decorrência da incisão do vale do ribeirão Chapadinha, essa dinâmica, além de ter influenciado na remobilização dos sedimentos, também alterou as condições de nível freático (CHUENG, 2016).

As tendências observadas em Morrinhos mostraram que ocorre uma grande estabilidade em termos de dinâmica geomorfológica, o que favorece a atuação da pedogênese em detrimento da remobilização dos materiais. A declividade indica a suavização da vertente. Não houve mudanças significativas na vegetação. O índice D/P, como nas rampas anteriores, apresenta-se baixo, indicando predomínio de gramíneas. Os índices Bi% são menos elevados que nas áreas anteriores, revelando um ambiente menos dinâmico, propiciando um maior desenvolvimento da vegetação. Nesta área os fitólitos se encontram mais bem preservados e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicaram o predomínio de plantas C4. As análises indicam o predomínio de cerrado desde 6171-5905 anos cal AP.

Nestas três rampas (Guinda, Chapadinha e Morrinhos) os resultados fitolíticos e isotópicos não indicaram nenhuma grande mudança no tipo de vegetação ao longo do tempo. Em todos os perfis foi registrada uma vegetação aberta, com predomínio de gramíneas, principalmente do tipo C4. Os índices D/P foram sempre baixos (0,06 a 0,29) e os índices Bi bastante elevados (75 a 94% nas Áreas 1 e 2, 48 a 84% na Área 3). Estes índices D/P são similares aos encontrados por Augustin *et al.* (2014), Seixas (2015), Alexandre *et al.* (1999) e Rocha (2014) para áreas de cerrado em Minas Gerais e por Barboni *et al.* (1999) e Bremond *et al.* (2005) para a estepe arbustiva da África Ocidental. Valores do índice Bi bastante elevados também foram registrados por Augustin *et al.* (2014), Seixas (2015) e Rocha (2014) para áreas de cerrado (CHUENG *et al.*, 2019).

Na Figura 32 abaixo, é possível observar os principais tipos de fitólitos observados na região do Quadrilátero Ferrífero e na Serra do Espinhaço Meridional (Serra do Engenho, Guinda-Diamantina, Chapadinha e Morrinhos):

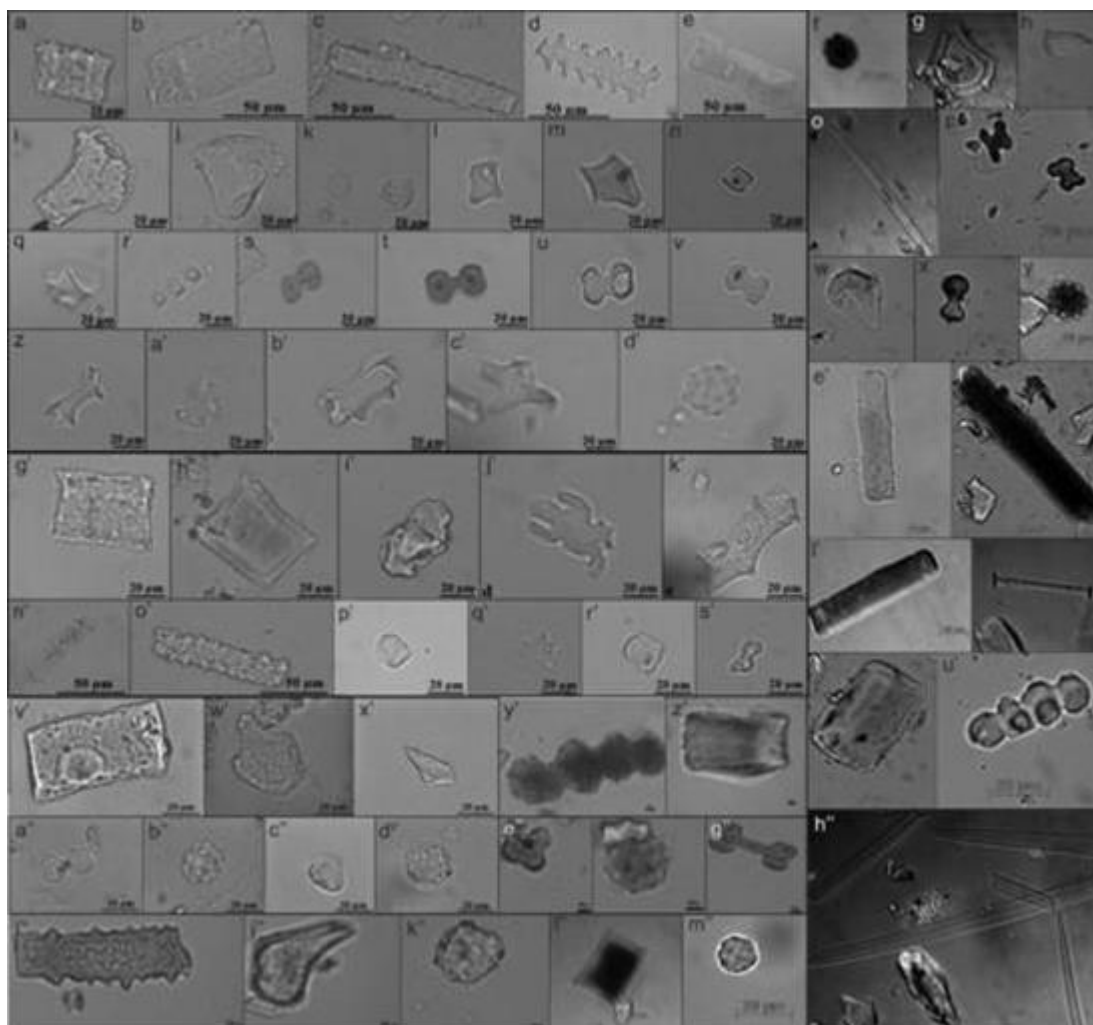


Figura 32: Tipos de fitólitos observados no Quadrilátero Ferrífero e Serra do Espinhaço Meridional: a, b, g', h', t'v', z', l'') *bulliform paralelepipedal*; c, d, e, e', f', r', o', j'') *elongate*; f, y, d', b'', m'') *globular echinate*; g, i, j, w, w', j'') *bulliform cuneiform*; h, x') *acicular*; k, d'', k'') *globular granulate*; l, m, q, q') *rondel*; n, r') *saddle*; o, s', h'') espiculas de esponja; p, e'') *cross*; r, n') *traqueídeo*; s, t, u, v, x, s', a'', g'') *bilobate*; z, a', b' c') *collapsed saddle*; i', k') *faceted*; p') *globular psilate*; y', u') *polylobate*. (Fotos: acervo LAMOM; organizado por Ricardo, 2018).

Assim como observado na análise das três rampas deposicionais, estudos anteriores realizados por Chueng (2012), na Serra do Engenho, por Rocha (2014), na depressão de Gouveia e por Seixas (2015), no Quadrilátero Ferrífero, através dos tipos de fitólitos e as análises isotópicas permitiram identificar pequenas variações na densidade da cobertura vegetal, atribuídas a episódios relativamente mais secos ou mais úmidos durante o período estudado. O período de 12700-11700 anos cal AP foi identificado como relativamente mais úmido (SD1). Já o período de cerca de 9865 anos cal AP (SD2) e o de 6913-6558 anos cal AP (SD1 e SD3) foram identificados como mais secos, com diminuição da cobertura arbórea e aumento do estresse hídrico. Esses dados foram corroborados por estudos de Chueng (2012), que também identificou um período mais seco em 9700 anos cal AP.

Todas essas pesquisas que utilizaram fitólitos e isótopos de carbono demonstraram que os fatores geomorfológicos associados a pesquisas de reconstituição paleobioclimática, que identificam variações de vegetação, podem inferir mudanças nos ambientes. Ambientes ora mais úmidos e ora mais secos podem ser influenciados tanto por diferenças de pluviosidade quanto pela capacidade de retenção de água (textura, topografia, litologia), pela distância de fontes de água, como lençol freático ou canais fluviais, ou ainda por processos erosivos e de dinâmica geomorfológica inter-relacionados. Os estudos apresentaram algumas limitações, como a escassez de morfotipos de fitólitos mais frágeis e dificilmente preservados em ambientes onde os processos de alteração são intensos. Apesar disso, a análise fitolítica associada à Geomorfologia se mostrou bastante eficaz na compreensão da evolução da paisagem e de mudanças ambientais, principalmente se associada a outros indicadores (análise *multiproxy*) (CHUENG *et al.*, 2019).

No Brasil existem trabalhos sobre fitólitos desde a década de 1960. Entretanto, nota-se que a partir do ano de 2006 tais estudos se tornaram cada vez mais crescentes. Aguiar *et al.* (2019) organizaram uma distribuição espacial por região brasileira onde foram produzidos estudos paleoambientais e paleovegetacionais utilizando os fitólitos como indicador (Figura 33).

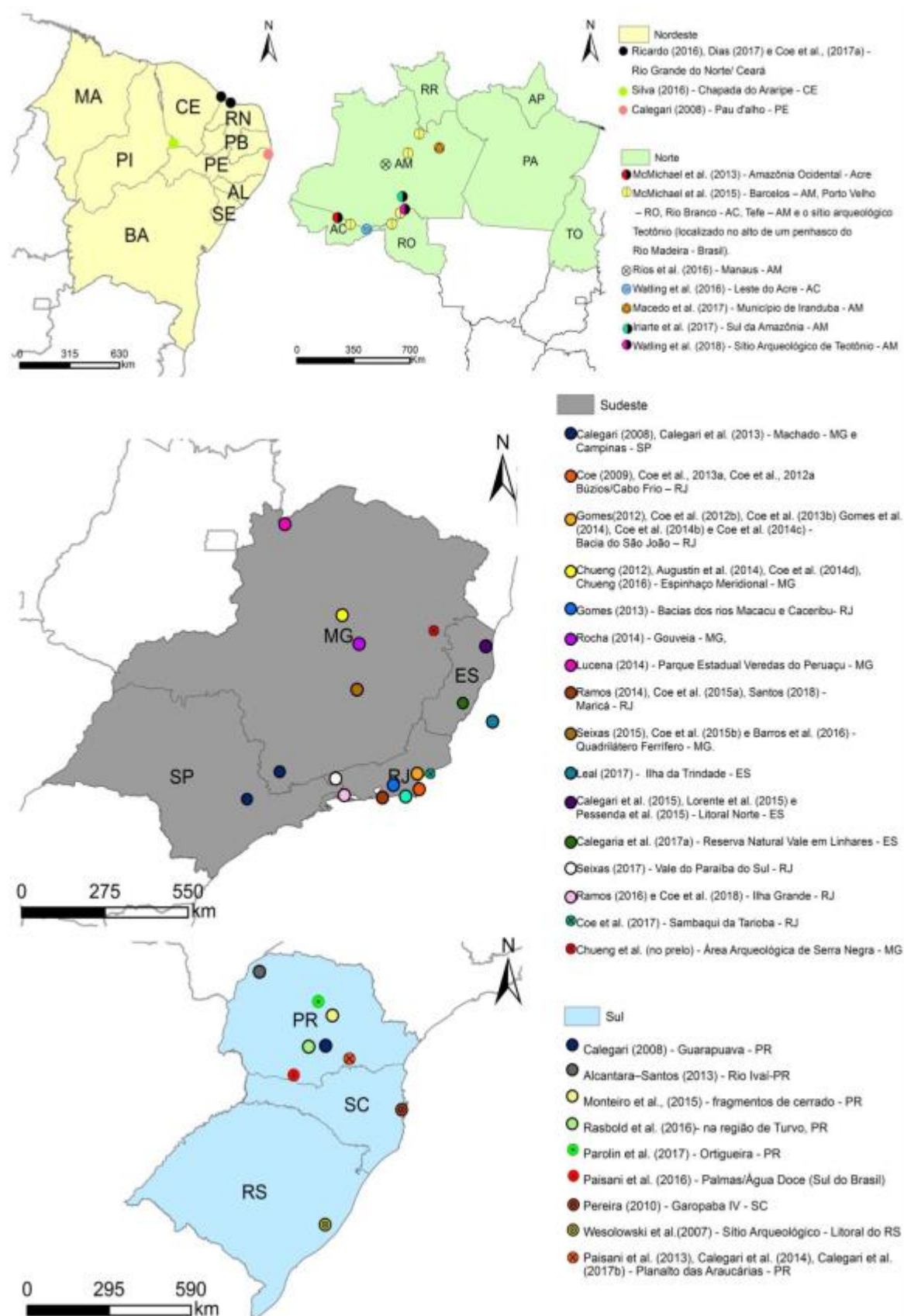


Figura 33: Localização dos principais estudos ambientais desenvolvidos com fitólitos por região no Brasil Fonte: Aguiar *et al.* (2019).

3.4. Turfeiras

3.4.1. Conceitos, caracterização e importância paleoambiental

As turfeiras são ambientes acumuladores de matéria orgânica oriunda da decomposição de vegetais, que se desenvolvem e se acumulam em ambientes saturados com água de precipitação pluviométrica, sendo o estágio inicial da sequência de carbonificação (COSTA *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2013).

A acumulação de sedimento orgânico (composto por celulose, lignina e outras substâncias com estrutura química cíclica de difícil degradação) na turfeira é lenta (nas mais produtivas, poucos milímetros por ano) e ocorre em condições desfavoráveis à decomposição aeróbica. Entre estas condições citam-se a excessiva umidade, o baixo pH ou disponibilidade de nutrientes, a escassez de O₂ e as baixas temperaturas, conduzindo à redução da intensidade dos processos de mineralização e de humificação (COSTA *et al.*, 2003; EBELING *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2013).

Gerações consecutivas de vegetais se transformam em turfa pelo empilhamento de camadas cujas propriedades físico-químicas variam em função da composição vegetal, do grau de decomposição e quantidade de matéria orgânica, da fração mineral, da natureza do material orgânico e da drenagem e composição química da água de formação. Estes aspectos contribuem para que ocorra ampla variação na composição entre e dentro dos perfis de solo das turfeiras (SILVA *et al.*, 2009; BISPO, 2013).

As turfeiras são classificadas como Organossolos tiomórficos, fólicos ou háplicos (EMBRAPA, 2006), Histosols (USDA, 1999) ou Histossolos (FAO - UNESCO, 1990). Elas apresentam, além da matéria orgânica, minerais, restos de animais e microbiota. Suas cores podem variar do amarelo ao negro pardacento, dependendo do grau de decomposição biológica, da desintegração mecânica das fibras vegetais e da presença de sedimentos (VALLADARES, 2003; ZON, 2008, BISPO 2013).

Estima-se para todo o planeta cerca de 420 milhões de hectares de turfeiras, o equivalente a 4,2% da superfície da Terra (GORHAM, 1991). A maior parte, cerca de 350 milhões de ha, ocorre no Hemisfério Norte e entre 30,5 e 45,9 milhões de ha encontram-se nos Trópicos (RIELEY *et al.*, 2008). Valladares (2003) estima que no Brasil as turfeiras ocupam cerca de 611.883 ha, o que corresponde a aproximadamente 0,07% do território nacional (SILVA *et al.*, 2016).

Segundo Silva *et al.* (2009), as turfeiras são ambientes especiais para estudos relacionados com a dinâmica da matéria orgânica, evolução das paisagens, mudanças

climáticas e ciclos de poluição atmosférica locais, regionais e globais. Elas contribuem para o sequestro global de carbono, funcionam como reservatórios de água e constituem o ambiente de uma biodiversidade endêmica (Figura 34).



Figura 34: Turfeiras no Parque Estadual do Rio Preto, MG. Foto: Chueng, 2018

Portanto, além da importância biológica, as turfeiras se destacam como testemunhos de mudanças paleoambientais (BEHLING, 1995; SHOTYK *et al.*, 1997; PONTEVEDRAPONMBAL e MARTINEZ CORTIZAS, 2004; SILVA *et al.*, 2009a, 2009b; CAMPOS, 2009; CAMPOS *et al.*, 2010, 2012; HORAK, 2009; HORAK *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2013a, 2013b), registrando indícios de alterações paleovegetacionais e paleoclimáticas durante o Período Quaternário. A matéria orgânica do solo proveniente da vegetação que coloniza as turfeiras constitui-se em importante testemunho de possíveis variações no clima e na vegetação nos últimos milhares de anos (GOUVEIA *et al.*, 1997; GOUVEIA, 2001; SANAIOTTI *et al.*, 2002 *apud* MACHADO, 2019).

3.4.2. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) ocupa uma área de cerca de 3.700.000 ha. Nesta Serra, durante as Eras Mesozóica e Cenozóica, a evolução de superfícies de aplainamento escalonadas por altitudes e separadas por áreas dissecadas, em que predominam afloramentos de rochas quartzíticas e Neossolos Litólicos (SILVA, 2005b), favoreceram a formação de turfeiras (HORÁK *et al.*, 2007; BISPO, 2013).

Em diversas depressões das superfícies de aplainamento na Serra do Espinhaço Meridional, as cabeceiras de drenagem estão preenchidas por turfeiras, que constituem as nascentes de inúmeros cursos de águas escuras. Essas turfeiras são extremamente ácidas, apresentam baixos teores de nutrientes, CTC muito elevada, densidade em torno de 0,5

kg dm³ e permeabilidade muito baixa, permanecendo saturadas com água praticamente o ano todo (SILVA *et al.*, 2009a, 2009b).

Em 2005, a SdEM foi alçada pela Unesco à condição de “Reserva da Biosfera Terrestre” (SILVA *et al.*, 2005), o que ressalta a importância da preservação de seus ecossistemas turfosos, cujos solos foram classificados como Organossolo Háplico Sáprico térreo, Organossolo Háplico Fáblico típico e Organossolo Háplico Hêmico típico (SILVA *et al.*, 2009a), de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006).

A SdEM em Minas Gerais concentra turfeiras que prestam importantes serviços ambientais como sequestro de carbono e armazenamento e regulação de descargas hídricas (SILVA *et al.*, 2005). Além de contribuírem para o sequestro global de carbono, as propriedades e os componentes desses pedoambientes lhes permitem funcionar como autênticos reservatórios de água, intervindo no controle hidrológico (LÉVESQUE e DÍNEL, 1982). Ao controlarem a descarga hídrica oriunda de chuvas de elevada intensidade, minimizam a erosão nas áreas adjacentes de menor altitude (GORHAM, 1991). Em face de sua influência na composição química das águas que a permeiam, as turfeiras também protegem os sistemas de água doce, ao prevenirem a eutrofização (MALTBY e DUGAN, 1994).

Silva *et al.* (2013a) mapearam 14.287,55 ha de turfeiras, distribuídas ao longo de 1.180.109 ha da SdEM, o que representa 1,2% da área total. Os 14.287,55 ha de turfeiras ocupam um volume de solo igual a 170.021.845,00 m³ e armazenam 142.138.262 m³ de água. Esta água armazenada daria para abastecer a população da cidade de São Paulo (consumo residencial, comercial, público, industrial e misto - consumo de 5,65 m³ habitante⁻¹ mês⁻¹) em 2009 (11.037.693 habitantes) por 2 meses e 10 dias (SILVA, 2012; SILVA *et al.*, 2013a).

Uma das turfeiras da SdEM, situada na Área de Proteção Ambiental Pau-de-Fruta, ocupa 81,7 hectares e armazena 497.767 m³ de água, que representa 83,7% do volume total da turfeira (CAMPOS *et al.*, 2012). Esta turfeira é o manancial que abastece a cidade de Diamantina (CAMPOS, 2009; CAMPOS *et al.*, 2012).

As turfeiras de ambiente tropical de elevadas altitudes e clima atual ameno, como as da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), possuem idades superiores a 30.000 anos (AUGUSTIN, 1994; SILVA, 2004d). São, portanto, mais antigas do que as turfeiras de ambientes polares ou temperados, as quais possuem idades de no máximo 15.000 anos (MARTINEZ-CORTIZAS *et al.*, 1999, 1997; SHOTYK *et al.*, 1998; JEDRYSEK *et al.*,

2003).

A partir dos estudos de Silva *et al.* (2016), as turfeiras da SdEM são ambientes extremamente ácidos que apresentam baixos teores de nutrientes, CTC muito elevada, densidade em torno de $0,5 \text{ Kg dm}^{-3}$ e com baixa permeabilidade e permanecem saturadas de água durante todo o ano (Figura 35). São formadas próximas às áreas de forte controle litoestrutural que, somado aos fatores geomorfológicos, condicionam a existência desses ambientes capazes de armazenar no mínimo 8% de concentração orgânica na composição do solo.



Figura 35: Turfeira do Córrego São Miguel, MG. Fonte: Silva *et al.*, 2009b *apud* Machado, 2019.

No Espinhaço Meridional, as turfeiras que se situam em posições altimétricas de 1.000 a 1.200 m e acima de 1.700 m são mais recentes (Holocênicas), ao passo que aquelas que ocupam posições entre 1.200 e 1.700 m de altitude são mais antigas (Pleistocênicas). Na SdEM, elas começaram a ser formadas no Pleistoceno Superior (42.175 ± 3390 anos A.P.) e a composição florística de sua cobertura vegetal variou entre o Pleistoceno e o Holoceno, sugerindo mudanças paleoambientais. (SILVA *et al.*, 2016).

As turfeiras da SdEM são vitais para as dinâmicas existentes na área, devido a três principais estruturas: 1) sua capacidade de armazenamento e captação de carbono é o segundo maior armazenador de carbono do planeta; 2) por sua capacidade de armazenar água, podendo manter 90% do seu volume em água, sendo os materiais físicos do solo capazes de armazenar 13 vezes o seu peso em água, as turfeiras da SdEM são as cabeceiras de importantes afluentes de três bacias fundamentais para o Brasil: do rio Jequitinhonha, do rio São Francisco e do rio Doce; 3) a criação de ambientes não oxidantes que preservam diversos indicadores que permitem a melhor compreensão da história paleoambiental do planeta (LACERDA, 2018 *apud* MACHADO, 2019).

As turfeiras da SdEM são ambientes com grande potencial para estudos

cronológicos de mudanças paleoambientais (vegetação e clima), representativos de uma vasta região tropical. Estudos anteriores realizados em turfeiras da SdEM (CAMPOS *et al.*, 2010; HORAK, 2009; HORAK *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2009a; SILVA *et al.*, 20013a; SILVA *et al.*, 2013c) atestaram que, ao longo da evolução desses pedoambientes no Pleistoceno e Holoceno, eles presenciaram transformações na paisagem do Espinhaço Meridional, testemunhando mudanças no clima e na vegetação local e regional.

Dessa forma, as turfeiras registram oscilações paleoclimáticas por meio da acumulação de resíduos orgânicos bem preservados de comunidades de plantas e de outros materiais, podendo ser utilizadas para reconstituir a vegetação, hidrologia e a geoquímica no momento de sua deposição (HORAK-TERRA *et al.*, 2014). Além de isótopos de carbono e estudos palinológicos, estudos de fitólitos devem ser levados em consideração com intuito de elevar a precisão dessas informações. Esse potencial evidencia a necessidade urgente e emergente de conservação e preservação desses ambientes.

3.5. Quaternário no mundo: Paleoclimas e Estudos Globais

O Período Quaternário compreende os últimos 2,6 milhões de anos da história da Terra. Divide-se em duas épocas: Pleistoceno (entre 2,588 milhões e 11,7 mil anos atrás) e Holoceno (cerca de 11,65 mil anos atrás) (SUGUIO, 2010).

De acordo com a Comissão Internacional sobre Estratigrafia (Anexo 1), o Pleistoceno se divide em: Pleistoceno Inferior (*Late*), Pleistoceno Médio (*Chibanian*) e Pleistoceno Superior (*Upper*). O Pleistoceno Inferior se subdivide em 2 períodos: *Gelasian*, que compreende o período entre 2,58 milhões de anos a 1,8 milhões de anos aproximadamente, e *Calabrian*, que está compreendido entre 1,8 milhões de anos a 781 mil anos atrás. O Pleistoceno Médio, ou *Chibanian*, é o período que compreende entre 781 mil e 126 mil anos atrás. O Pleistoceno Superior ou *Upper* é o período entre 126 mil e 11,5 mil anos atrás (COHEN *et al.*, 2013). O Holoceno se divide em: Holoceno Inferior (*Greenlandian*), Holoceno Médio (*Northgrippian*) e Holoceno Superior (*Meghalayan*). O Holoceno Inferior (*Greenlandian*) refere-se ao período entre 11,6 mil a 8,3 mil anos atrás. O Holoceno Médio (*Northgrippian*) compreende de 8,326 mil a 4,2 mil anos atrás. O Holoceno Superior (*Meghalayan*) estende-se de 4,2 mil anos até o presente (COHEN *et al.*, 2013).

O termo Quaternário foi proposto por Desnoyers (1829) para diferenciar os estratos identificados sobre os sedimentos do terciário da Bacia de Paris, sendo redefinido

por Reboull (1833) para incluir todos os estratos caracterizados por vestígios de flora e fauna, cujos similares poderiam ainda hoje ser encontrados em vida (SUGUIO, 2010).

Avanços significativos vieram coma Teoria Glacial de L. Agassiz (1840), sendo o primeiro a reconhecer haver existido uma época próxima caracterizada por significativa expansão geográfica das geleiras. O Quaternário corresponde um período marcado por quatro grande eras glaciais que produziram os mais variados efeitos nas taxas de deposição, na pedogênese, nos regimes fluviais, na flora e fauna. O avanço das geleiras passa a explicar as mudanças climáticas recentes (SUGUIO, 2010).

O avanço e a retração das geleiras contribuíram para processos geomorfológicos de grande importância nas altas latitudes do Hemisfério Norte no período Quaternário. No Hemisfério Sul as geleiras tiveram durações bem menores no Último Máximo Glacial (21 ka). As variações das atividades glaciais e hidrológicas são ainda pouco compreendidas no Hemisfério Sul, uma vez que existem poucos registros paleoclimáticos nessa região (SOUZA *et al.*, 2005).

Os últimos milhões de anos foram marcados por muitas transições climáticas rápidas, a maioria em escalas de tempo de séculos a décadas, ou até menos. As informações mais detalhadas estão disponíveis a partir do *Younger Dryas* (entre 12,8 a 11,5 ka). A velocidade dessa mudança é provavelmente representativo de transições de clima semelhante, mas menos bem estudados durante os últimos cem mil anos. Estes incluem eventos repentinos de frio (eventos Heinrich/estadiais) e eventos quentes (Interstadiais) e o início e o fim de longas fases quentes, como o interglacial Eemiano (entre 130-140 ka) (BOND *et al.*, 1997).

Após o fim da Eemiano, um grande número de outras mudanças bruscas e de curto prazo alternâncias quente e frio têm sido reconhecidos e aparentemente ocorreram em escala mundial ou, pelo menos, em escala regional. O mais extremo destas flutuações são os interstediais e os eventos Heinrich. Estes são mais proeminentes no registro de testemunhos de gelo da Groenlândia, do fundo marinho do Atlântico Norte, e nos registros de pólen da Europa e América do Norte, sugerindo que eles foram mais intensos na região do Atlântico Norte (BOND *et al.*, 1992; 1993).

Eventos Interstadiais:

São eventos quentes repentinos e de curta duração que ocorreram entre 110.000 e 10.000 anos atrás, nos Estágios Isotópicos Marinhos (*Marine Isotopic Stage – MIS*) 2, 4 e 5. Evidências como plantas de clima quente e insetos na tundra glacial no norte da

Europa constituíram o que são conhecidos como Interestaduais (*interstadials*) (LOWE e WALKER, 1984). Os Interestaduais aparecem fortemente nos registros do núcleo de gelo da Groenlândia. Entre 115.000 e 14.000 anos atrás, 24 desses eventos quentes têm sido reconhecidos, onde são chamados de eventos Dansgaard-Oeschger (BOND *et al.*, 1993; BOND e LOTTI, 1995). Muitos eventos de curta duração e/ou fases quentes e úmidas aparecem no leste do Pacífico, Sibéria ocidental, no Mar Árábico (SCHULZ *et al.*, 1998) e também no centro da China (BEHL e KENNETT, 1996). A duração de cada interstadial pode ser observada em registros de núcleos de gelo, ou a partir da espessura de sedimentos acumulados no leito do oceano. Em bacias oceânicas marginais com baixa oxigenação, as camadas anuais podem ser preservadas nos sedimentos. A partir da evidência de testemunhos de gelo da Groenlândia, o aquecimento em cada interstadial ocorreu ao longo de algumas décadas, enquanto outros variam em duração de alguns séculos ou quase dois mil anos (MAYEWSKI *et al.*, 1997).

Eventos Heinrich:

De sinal oposto aos Interestaduais, os eventos Heinrich foram reconhecidos como períodos muito frios, com muito gelo (BOND *et al.*, 1992; GROUSSET *et al.*, 1993; ANDREWS *et al.*, 1994). Estes eventos ocorrem no contexto geral do clima glacial e representam a expressão das condições glaciais mais extremas. Evidências também aparecem nos testemunhos de gelo da Groenlândia como mais de 3 a 6°C de decréscimo na temperatura do clima já glacial. Muitos desses eventos também foram registrados como intervalos particularmente frios e secos na Europa e América do Norte, conforme registros de pólen (GRIMM *et al.*, 1993). Ainda há muita discussão quanto à exata região de proveniência dos icebergs que participam nos eventos Heinrich (GWIAZDA *et al.*, 1996a,b; REVEL *et al.*, 1996; LEHMAN, 1996; BOND *et al.*, 1997). No Atlântico Norte, a produtividade oceânica de superfície caiu vertiginosamente durante os eventos Heinrich (THOMAS *et al.*, 1995). Pensa-se que pelo menos alguns desses eventos também afetaram o clima além da Groenlândia, ocasionando frio e condições secas também na região central da China e da Antártida (THOMPSON *et al.*, 1989). Dados através de registros de pólen nos sedimentos marinhos na Califórnia e Oregon e Mar Árábico (SCHULZ *et al.*, 1998) revelam todos os eventos climáticos que parecem estar relacionados com os eventos Heinrich do Atlântico Norte. Assim, estes eventos ganharam escala global, embora a mudança climática pode ter sido menor fora da região do Atlântico Norte.

O evento Heinrich (conhecido como H1) *stricto sensu* ocorreu logo após o Último Máximo Glacial e parece marcar condições de extremo frio e seco que ocorreram em muitas partes do mundo em torno de 17.000-15.000 anos atrás. O *Younger Dryas* também pode ser considerado como um evento "Heinrich" (referido agora como H0), e como tem sido estudado com detalhes consideráveis, pode trazer evidências sobre um padrão geral a todos os eventos climáticos Heinrich

Recentemente, estudos detalhados sobre a sequência de eventos em sedimentos oceânicos e de amostras de gelo mostram que os eventos Heinrich realmente ocorreram com maior frequência ao redor da borda do Atlântico Norte a cada 7.000-10.000 anos, em média, no intervalo de tempo entre cerca de 70.000 e 10.500 anos atrás. Um estudo detalhado de dois testemunhos de gelo da Groenlândia (GRIP e GISP2) (TAYLOR *et al.*, 1997) sugere que a influência do *Younger Dryas* durou várias décadas no Ártico.

Ocorreram outras transições climáticas desde o início do Holoceno. Após o início do Holoceno (cerca de 11.500 anos atrás), houve uma série de mudanças rápidas e oscilações climáticas observadas através de registros paleoclimáticos em todo o mundo. Registros de pólen na África e no sul da Ásia, mostraram condições acentuadamente mais secas influenciando as monções. Condições frias e secas também foram observadas nas partes mais setentrionais da América do Sul, no leste da América do Norte e partes da Europa (ALLEY *et al.*, 1997).

A variação de temperatura durante os eventos milenares do Hemisfério Norte foi inicialmente identificada em testemunhos de gelo da Groenlândia (DANSGAARD *et al.*, 1983, 1984) e posteriormente foram caracterizados, principalmente no que diz respeito aos eventos frios, pelo índice de *Ice Rafted Debris* (IRD) obtido a partir de registro sedimentar marinho (HEINRICH, 1998). O índice IRD é construído a partir da variação de sedimentos minerais provenientes do derretimento dos icebergs que se deslocaram da região periférica do Polo Norte e foram transportados até a latitude de Portugal, de onde se obteve os testemunhos marinhos. Os maiores valores no índice de IRD apresentam boa correspondência com as incursões negativas do $\delta^{18}\text{O}$ dos testemunhos de gelo da Groenlândia, indicativas de menor temperatura. As incursões frias registradas pelos IRDs foram nomeados de H1, H2, H3..., sucessivamente, com numeração crescente indo do evento mais antigo para o mais recente (BROEKER *et al.*, 1992).

No Brasil, foram realizadas 55 datações em espeleotemas e 54 datações em travertinos de cavernas localizadas na região do semi-árido baiano por Wang *et al.*, (2004), onde os valores de idades apresentaram-se predominantemente concentrados

durante os períodos de ocorrência dos eventos Hs do Hemisfério Norte (HN). Tal fato foi descrito pelo autor como decorrente do posicionamento da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) mais ao sul em resposta ao frio do HN, o que propiciaria umidade necessária para a formação das estruturas calcárias secundárias. Posteriormente, Cruz *et al.* (2005; 2006) e Wang *et al.* (2006, 2006) decrevem que as incursões mais negativas no $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites de cavernas dos estados de São Paulo e Santa Catarina ocorridas durante os eventos Hs, estariam associadas à intensificação do SMSA (Sistema de Monção Sul-Americana) devido ao posicionamento mais ao sul da ZCIT, mecanismo que é intensificado em períodos de maior insolação de verão no Hemisfério Sul (HS). Situações úmidas/secas no Brasil foram registradas também durante eventos milenares no $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites do norte de Minas Gerais (STRÍKIS, 2011) e porção central da Bahia (BARRETO, 2010), em resposta aos eventos frios/quentes ocorridos no HS.

No Holoceno, o clima global foi relativamente estável em relação aos 20 mil anos precedentes, mas ainda assim, foi marcado por uma série de eventos de caráter relativamente abrupto de menor amplitude e duração, o que exigiu para as interpretações que os registros paleoclimáticos apresentassem maior resolução e maior precisão cronológica. Essa qualidade está presente principalmente em sedimentos oceânicos e nos registros isotópicos de espeleotemas.

Inicialmente, os eventos mais característicos do Holoceno foram identificados também através dos IRDs oceânicos como períodos de frio no HN nos intervalos de tempo: 1,1-1,5; 2,6-3,4; 3,9-4,6; 5,1-6,0; 7,2-7,8 e 9,2-9,5 mil anos AP (BOND *et al.*, 1997), sendo posteriormente denominados de eventos Bond. Nos trópicos, os registros que melhor caracterizaram os eventos Bonds foram os espeleotemas, devido à maior resolução e precisão das idade U/Th, caracterizando o impacto desses eventos na precipitação de regiões com a península Arábica (FLEITMANN *et al.*, 2003), sudeste Asiático (WANG *et al.*, 2005) e centro-leste do Brasil (STRÍKIS *et al.*, 2011).

3.6. Histórico Paleoambiental do Cerrado

Desde a formação do planeta e da constituição da atmosfera terrestre, o clima tem sofrido alterações através das eras geológicas. Sabe-se que em eras remotas o clima não foi idêntico e que suas oscilações possibilitaram tanto o surpreendente desenvolvimento da vida no planeta, quanto desastres e catástrofes, como as grandes glaciações e a extinção

de determinadas espécies. O Período Quaternário abrange as épocas do Pleistoceno e Holoceno, sendo o Pleistoceno a época mais longa e caracterizada pelo clima mais frio do Quaternário, sujeito a glaciações, e o Holoceno, um período interglacial representando os últimos 10.000 anos com o clima relativamente quente e estável (AB'SABER, 1971; MOURA, 1995).

Os principais registros paleoambientais do Cerrado situam-se nos Estados de Minas Gerais, Goiás e Pará. Os eventos que marcaram as mudanças do clima no Quaternário não foram completamente sincronizados entre os sítios de estudos, devendo-se provavelmente às diferenças de latitude, altitude e condições específicas do ambiente. Os registros mostram oscilações quanto à umidade e temperatura no decorrer dos últimos 33.000 anos AP (HORAK, 2009).

Um testemunho de sedimentos coletado no lago de Carajás (PA) apresentou mais de $51.200 \pm 1.700/-1.400$ anos AP de idade (SOUBIES *et al.*, 1991; ABSY *et al.*, 1991), sendo este o registro paleoclimático pleistocênico mais antigo do Brasil. Durante o Pleistoceno superior (33.000 a 22.800 anos AP) havia o domínio da vegetação arbórea na região e frequência significativa de algas do gênero *Botryococcus*, sugerindo um clima muito úmido, com presença de um lago com florestas ao redor. Depois desse período, foram observados elevados teores de areia, provocando um hiato de sedimentação orgânica com datação de 12.500 anos AP, sugerindo o ressecamento do lago. A presença de Poaceae e espécies de Cerrado e a alta frequência de incêndios entre $7.760 \pm 2.290 \pm 470/-440$ anos AP sugeriram uma retração da floresta e o reaparecimento do lago, porém com pouca profundidade. Depois dos 3.000 anos AP a floresta retornou à região (HORAK, 2009).

Em Águas Emendadas (DF), o registro de uma turfeira de Vereda indicou o começo de sua formação no Pleistoceno superior (30.480 ± 100 anos AP), havendo um pântano nesta época. Em 25.790 ± 70 anos AP o registro da vegetação era composto de poucas espécies arbóreas, poucos esporos de pteridófitas e algas de ambientes úmidos. Entre 23.400 e 21.400 anos AP o clima foi mais úmido e provavelmente mais frio que o presente, devido ao aparecimento de tipos polínicos arbóreos de clima ameno. Entre 21.400 e 7.300 anos AP, a concentração de palinomorfos diminuiu para um mínimo, sugerindo que esse intervalo foi muito seco. O clima provavelmente foi semiárido e frio e a vegetação bastante escassa. Esta fase seca começou aproximadamente no mesmo período que em Carajás, no entanto, apresentou maior amplitude temporal, terminando mais tarde. Em 4.000 anos AP a vegetação de Vereda se desenvolveu sugerindo um clima

sazonal similar ao ocorrido na atualidade (BARBERI-RIBEIRO, 1994).

Antes de 32.400 anos AP, a Vereda e a Floresta de Galeria dominaram na região de Cromínia (GO), com presença de pólen arbóreo de Cerrado no entorno. O clima nesta época foi quente e úmido, muito semelhante aos dias de hoje. A umidade aumentou entre 32.390 ± 680 e 28.300 anos AP, mas árvores e arbustos começaram a diminuir. Entre 28.000 e 19.000 anos AP a baixa concentração de pólen arbóreo e a dominância de ervas e plantas aquáticas sugerem que a Vereda foi substituída por um lago. Neste período a umidade era alta e o clima provavelmente mais frio que o presente. Entre 18.500 e 11.300 anos AP a concentração de palinórfos começou a diminuir, e o pólen arbóreo chegou a um valor mínimo, indicando condições mais secas e talvez mais frias. As condições áridas, mas não o frio, continuaram no Holoceno superior (10.500 a 7.700 anos AP) (FERRAZ-VICENTINI; SALGADO-LABOURIAU, 1997).

O testemunho da Lagoa de Serra Negra (MG) evidenciou o início da sedimentação em cerca de 40.000 anos AP, apresentando nesse período um mosaico de Floresta de Araucária coexistindo com elementos de Floresta Tropical. Foi encontrada para este período a assembleia polínica de *Araucaria*, *Podocarpus*, *Ilex*, *Alchornea*, *Rapanea* e de outras árvores que sugerem um pronunciado resfriamento. A turfeira de Salitre (MG) possui composição polínica bem parecida ao testemunho da Lagoa de Serra Negra (HORAK, 2009).

Na Lagoa dos Olhos (MG), de 19.520 ± 160 até 13.700 anos AP a área foi ocupada por um pântano (DE OLIVEIRA, 1992) e o clima foi frio e semiúmido com uma pequena estação seca. Em cerca de 13.700 anos AP a umidade diminuiu e a temperatura aumentou. Neste nível foram encontrados fragmentos de carvão confirmando a ocorrência de paleoincêndios. Aos 6.790 ± 140 anos AP as condições pantanosas retornaram. Aos 4.000 anos AP a lagoa se instalou sugerindo um aumento da umidade. Entre 4.000 e 1.500 anos AP umidade foi mais alta que o presente. A diminuição da umidade começou antes de 1.320 ± 70 anos AP e permanece até os dias de hoje. A deposição de palinórfos na Lagoa Santa (MG) é muito parecida com a da Lagoa dos Olhos, e começou em cerca de 6.200 anos AP com poucos tipos esporo-polínicos presentes. Entre 3.000 e 1.400 $\pm 430/-410$ anos AP havia uma assembleia diversificada indicando um mosaico de Floresta Semidecídua e Cerrado denso, inferindo um clima mais úmido que o presente. Esta fase úmida também foi detectada na Lagoa do Olhos. A partir de 1.400 anos AP a umidade diminuiu aproximando-se a do presente (PARIZZI, 1993).

Na Lagoa Nova (MG), a assembleia polínica e os fragmentos de carvão indicaram

que o ambiente foi dominado por vegetação do tipo Campo Cerrado entre 10.170 e 8.560 anos AP (BEHLING, 2003). A frequência de queimadas, a baixa precipitação e longa estação seca (6 meses) são consistentes com o padrão de vegetação ocorrente neste período. Entre 8.560 e 7.560 anos AP houve um aumento nos valores do pólen arbóreo, sugerindo uma expansão da Floresta de Galeria e aumento de umidade. Entre 7.560 e 6.060 anos AP o Cerrado se expandiu e houve regressão da Floresta de Galeria.

O Cerradão apareceu no registro sedimentar entre 2.810 e 600 anos AP, no topo dos morros, sugerindo períodos mais úmidos. Depois de 600 anos AP, houve expansão da Floresta Semidecídua, indicando o início de condições climáticas modernas. O registro do Lago do Pires (MG) foi bastante similar ao da Lagoa Nova. Entre 7.500 e 5.530 anos AP, a redução das Florestas de Galeria indicou retorno a condições climáticas mais secas. Entre 5.530 e 2.780 anos AP, a floresta se expandiu nos vales e o Cerrado nos morros indicando maior taxa de precipitação. O período subsequente (entre 2.780 e 970 anos AP) demonstrou o fechamento da vegetação arbórea nos morros. Depois de 970 anos AP a Floresta Semidecídua se desenvolveu sob condições climáticas semelhantes às atuais (BEHLING, 1995a; 1998 *apud* HORAK, 2009).

O aumento dos valores de Carbono Orgânico Total (TOC) registrados no Lago Dom Helvécio e Lago dos Pires reiteram a existência de uma fase úmida entre 9.900 e 8.300 anos AP (TURCQ *et al.*, 2002). Na região central do Estado, próximo à Lagoa Santa, Araújo *et al.* (2005) dataram em 9.680 ± 230 AP uma camada orgânica escura nos depósitos de um lago em uma dolina próxima ao afloramento de Cerca Grande, tendo interpretado tal camada como resultado de um período com água permanente na dolina, devido a uma maior umidade. Também na região central do Estado, Gomes *et al.* (2009) apontam um declínio de flora herbácea de Cyperaceae e Poaceae, com reduções em até 75%, além do aumento dos elementos arbóreos e arbustivos e a diversidade de esporos de pteridófitas. Esse quadro seria devido a um aumento gradual na umidade até aproximadamente 5 ka AP. Argilas muito orgânicas (turfosas) também foram datadas por Meis (1977) em depósitos adjacentes à Lagoa do Jacaré, médio Rio Doce, tendo sido obtida a idade de 9.840 ± 220 anos. Behling (1995; 2003) também aponta para uma redução da estação seca e aumento do total pluviométrico, o que teria permitido uma expansão das matas de galeria (BARROS *et al.*, 2011).

Barros *et al.* (2011) realizaram uma síntese de diversos estudos sobre os cenários paleobioclimáticos naturais do Quaternário Tardio no Estado de Minas Gerais, buscando sua relação com eventos climáticos de larga escala. Para isso, uniram trabalhos que

utilizaram diferentes metodologias, mas que apresentam datações absolutas e cujos resultados possuem implicações paleobioclimáticas. Dessa forma, através dos dados disponíveis, foram propostos oito cenários paleobioclimáticos para os últimos 50 mil anos (ka), onde algumas tendências foram observadas.

No **Cenário 1**, os dados palinológicos disponíveis indicam um clima mais seco e mais frio que o atual em 50 ka AP. Esse momento seria caracterizado pelo predomínio de campos (especialmente a família Poaceae), mas com ocorrência de algumas matas de galeria com a presença de Araucária, segundo Behling e Lichte (1997), Ledru *et al.* (1996). Esses autores propõem para esse período temperaturas entre 5 e 7°C mais baixas que as atuais na região de Catas Altas, porção central do Estado.

No **Cenário 2**, segundo Ledru *et al.* (1996), entre 40 e 27 ka AP, o período seria mais úmido, de acordo com a ocorrência de florestas de planície. No registro de Serra Negra, Oliveira (1992) identifica entre 50 e 32 ka AP um mosaico florestal com taxons indicadores de clima frio e de clima quente. Segundo Ledru *et al.* (1996), apesar de serem sítios muito próximos, as mudanças no conjunto dos pólenes não são as mesmas em Salitre e Serra Negra, porém as interpretações paleoclimáticas são compatíveis, se levados em conta fatores como topografia, altitude e sedimentologia.

Para Salgado-Labouriau *et al.* (1998), o período entre 36 e 22-18 ka AP era possivelmente de um clima pouco mais úmido ou próximo ao encontrado hoje na Região Sudeste, com uma estação seca menor e temperatura provavelmente mais elevada, pois há registro da ocorrência de buritizeiros e outras árvores tropicais. A partir de um levantamento dos ritmos de sedimentação de uma lagoa no topo da Serra São José (município de Prados), Silva *et al.* (2004) concordam com uma maior umidade neste período, que se estenderia até 21 ka AP, seu ápice. Já com base de eventos de coluvionamento na Mantiqueira Ocidental com datação via Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), Missura e Corrêa (2007) consideram que entre 35 e 26 ka AP o clima teria oscilado duas vezes entre úmido e seco, favorecendo eventos dessa natureza.

Entretanto, Behling e Lichte (1997) não mostram uma divisão no período entre 48 e 27 ka AP, indicando a manutenção das condições mais frias e secas que as atuais, indicadas anteriormente. Em acordo com esses autores, a partir de uma análise de um testemunho sedimentar poucos quilômetros distante, Gomes *et al.* (2009) apresentam um quadro com domínio da flora de Cyperaceae e Poaceae, ausência de elementos arbóreos e baixa diversidade de esporos de pteridófitas por volta de 32 ka AP. Esse quadro indicaria

prováveis condições climáticas mais secas que a atual. A diferença entre os quadros propostos por esses autores pode revelar mecanismos específicos de aporte de umidade para as porções oeste e sul do Estado entre 40 e 27 ka AP.

No **Cenário 3**, os únicos registros polínicos entre 27 e 19 ka AP disponíveis no Estado são apresentados por Behling e Lichte (1997). Para esses autores, este seria um período mais seco que o anterior e muito frio, o que teria levado a uma retração de espécies arbóreas como as do gênero *Araucária*, permanecendo o domínio de campos. Behling *et al.* (2002) consideraram, a partir de um *core* (testemunho) marinho na foz do Rio Doce, que este período se deu entre 31 e 13 ka AP, também com características de baixas temperaturas e pouca umidade.

Borba-Roschel *et al.* (2006) analisaram fitólitos em um registro de aproximadamente 1,3 m em Uberaba. Segundo o estudo, as famílias Cyperaceae e Poaceae dominam as partes inferiores do perfil, já a família Cyperaceae é mais comum nas partes superiores. Esse padrão pode ser atribuído a um aumento da dissolução seletiva dos fitólitos do tipo Cyperaceae com a profundidade, e/ou a uma diminuição de estresse hídrico sofrido pelas gramíneas, associado a mudanças hidrológicas locais e regionais, levando a uma diminuição na silicificação de células buliformes.

No **Cenário 4**, segundo Ledru (1993) e Ledru *et al.* (1996), entre 16 e 11 ka AP teria ocorrido um aumento gradual de umidade e as temperaturas seriam mais baixas. Uma rápida sucessão de diferentes tipos florestais nos últimos 17 ka AP é interpretada por estes autores como reflexo de rápidas mudanças climáticas. Oliveira (1992) também identifica um período úmido e fresco ocorrido entre 19,5 e 13,7 ka AP em Lagoa dos Olhos, o qual seria compatível com um mosaico de floresta de dossel mais aberto.

No **Cenário 5**, a maioria dos dados disponíveis indica que a passagem do Pleistoceno para o Holoceno em Minas Gerais foi marcada por um período climático mais seco que o atual, o que é relacionado por Ledru (1993) ao “Younger Dryas”. Ainda segundo a autora, neste período desaparecem as araucárias e declina a participação de todos os gêneros de vegetação arbórea no registro de Salitre, predominando vegetação herbácea. Segundo Behling *et al.* (2002), proporções elevadas de pólen de espécies herbáceas nos registros referentes ao período anterior a 10 ka indicam uma presença significativamente maior de vegetação de campos, refletindo condições marcadamente mais frias e secas durante os períodos glaciais do que hoje. Campos também são verificados neste período na área do Lago Silvana (RODRIGUES-FILHO *et al.*, 2002).

Analisando *cores* distantes apenas 2-3 km, Behling (1995, 2003) aponta para a dominância de campos e frequentes queimadas, provavelmente naturais. Os dados de Enters *et al.* (2010) também confirmam o cenário de aridificação, apontando para vegetação arbórea apenas às margens de corpos hídricos. Este padrão vegetacional seria indicativo de condições climáticas secas com baixa precipitação anual e estação seca de cerca de seis meses. No entanto, o fim deste período seco é bem variado, podendo ter se estendido até aproximadamente 7 ka AP no Lago Aleixo (ENTERS *et al.*, 2010) e a 3 ka AP em Lagoa dos Olhos (OLIVEIRA, 1992).

No **Cenário 6**, a maioria dos trabalhos aponta para um pequeno período mais úmido no começo do Holoceno. Em Salitre, o aumento da umidade permitiu uma nova expansão do gênero *Araucária* entre 9,5 e 8,5 ka AP (LEDRU, 1993). No registro analisado por Rodrigues-Filho *et al.* (2002) a vegetação de campos dá lugar a uma savana tropical. Ainda segundo esses autores, entre aproximadamente 9,5 e 8 ka AP percebe-se uma intensa sedimentação e ausência de pólen, o que seria uma resposta a uma intensa erosão em razão da umidificação do clima. Behling (1995; 2003) também aponta para uma redução da estação seca e aumento do total pluviométrico, o que teria permitido uma expansão das matas de galeria. As queimadas naturais foram menos frequentes neste período.

No **Cenário 7**, um novo evento seco e bastante sazonal teria ocorrido entre 8,5 e 5,5 ka AP em Salitre e, por volta de 4,5 ka AP, uma queda abrupta no montante de pólen de espécies arbóreas é percebido (LEDRU, 1993; LEDRU *et al.*, 1996), além do aumento de fragmentos de carvão (PESSENDA *et al.*, 2004), testemunhando a recorrência de queimadas naturais. Turcq *et al.* (2002) também registraram concentrações maiores de fragmentos de carvão entre 8,7 e 6,3 ka AP no Lago da Água Preta de Baixo. Em Lagoa Nova e Lago dos Pires, este período foi marcado por uma retração das matas de galeria, entre 7,5 e 5,5 ka AP (BEHLING, 1995, 2003). As queimadas naturais voltam a ser mais frequentes nesse período, porém não tanto como no início do Holoceno. Em Lagoa Santa, até 5,4 ka AP não há registro polínico, em razão da falta de umidade (PARIZZI *et al.*, 1998).

No **Cenário 8**, apesar de em intervalos temporais não muito similares, a maioria dos dados mostra um período mais úmido que o anterior, porém ainda mais seco que o atual, nos últimos 7 ka AP, aproximadamente. Segundo Parizzi *et al.* (1998), a presença de esporos de algas e *Lycopodium* a partir de 6,1 ka AP testemunha um aumento gradual

na umidade em Lagoa Santa. Já entre 5,3 e 4,6 ka AP teria ocorrido um misto de cerrado com florestas galeria e em aproximadamente 4,6 ka AP o clima seria semiúmido, semelhante ao atual. Em Lagoa Nova e Lago do Pires ocorrem dois períodos consecutivos de umidificação, quando o cerrado dá lugar ao cerradão e, na sequência, este é substituído pela floresta semidecídua nos fundos de vale (BEHLING, 1995, 2003).

Ainda nesta região, Enters *et al.* (2010) apontam para um aumento concomitante de táxons específicos de cerrado e floresta estacional entre 6.900 a 800 ka AP. Esta aparente contradição é explicada pelo aumento de precipitação anual e a existência de estação seca mais curta, com cerca de cinco meses. Em Prados esse período é identificado por uma taxa de deposição mais elevada (SILVA *et al.*, 2004). Segundo Ledru (1993), por volta de 4,5 a 3 ka AP teria ocorrido a dispersão de floresta semidecídua em Salitre, indicando condições mais úmidas que as atuais. De acordo com Ledru *et al.* (1998), o fato de Salitre ser um sítio ainda mais úmido durante esse período poderia ser explicado por sua localização num dos caminhos usados pela advecção polar, mantendo um clima mais úmido e frio ao longo dessa trajetória.

O cenário e clima atuais representam o período mais úmido do Holoceno, tendo se estabelecido em diferentes momentos nos sítios analisados. Em geral, os cenários paleobioclimáticos apresentados estão relacionados aos principais eventos climáticos de larga escala descritos na literatura. Os dados da América do Sul tropical acerca do Quaternário Tardio refletem, principalmente, respostas às mudanças ambientais nas áreas fontes de umidade e às flutuações globais de temperatura (HEINE, 2000).

Estudos realizados por Chueng (2012,2016) e Augustin *et al.* (2014), na Serra do Espinhaço Meridional, por Rocha (2014), na depressão de Gouveia, e por Seixas (2015), no Quadrilátero Ferrífero, registraram o predomínio de fitólitos de gramíneas ao longo dos últimos 10.000 anos. Seixas (2015), a partir de estudos de três sequências deposicionais no Quadrilátero Ferrífero, identificou um período relativamente mais úmido em 12.700-11.700 anos cal AP. Já o período de cerca de 9.865 anos cal AP e o de 6913-6558 anos cal AP foram identificados como mais secos, com diminuição da cobertura arbórea e aumento do estresse hídrico. Os dados foram corroborados com os estudos de Chueng (2012), que também identificou um período mais seco em 9.700 anos cal AP.

Quadro semelhante ao identificado nas rampas deposicionais foi encontrado por Horak (2009) ao estudar turfeiras próximas à Área de Proteção Especial (APE) Pau-de-Fruta, Diamantina. No período próximo ao limite Pleistoceno Superior/Holoceno Inferior

(cerca de 9.400 AP), a autora verificou, através de análises palinológicas e isotópicas, uma redução da umidade.

Costa (2018), através de investigações *multi-proxys* (estratigrafia do testemunho, análises palinológicas, isótopos de C e de N, geoquímica e caracterização da cobertura vegetal) conseguiu inferir que as mudanças paleoambientais ocorridas na turfeira do Rio Preto (MG) estão ligadas as flutuações climáticas, que ocasionaram mudanças da paleovegetação e na estrutura sedimentar do registro. A combinação dos *proxies* permitiu inferir cinco fases de mudanças:

- **RP-I** (~23.000-13.500 anos cal. AP): o empobrecido sinal isotópico, a composição geoquímica e a presença da Floresta Montana e Floresta Montana e Úmida indicaram um clima bastante úmido e frio, e condições de instabilidade na turfeira.

- **RP-II** (~13.500-11.700 anos cal. AP): a diminuição da entrada de material mineral local (quartzo), e o pequeno enriquecimento do sinal isotópico em conjunto com a redução da ocorrência de indicadores de clima frio e a expansão da vegetação campestre e da Floresta Estacional, sugerem um aumento da temperatura e redução da umidade, em comparação a fase anterior, mas as condições ainda eram mais úmidas e frias que o atual.

- **RP-III** (~11.700-8.500 anos cal. AP): nesta fase, ocorreu o aumento do fluxo de poeira regional e enriquecimento do sinal isotópico, e uma mudança de plantas C3 para uma vegetação mais aberta. O aumento da ocorrência do Campo e Campo Rupestre, e a redução da Floresta Montana e da Floresta Estacional Semidecidual, indicaram uma tendência de maior aumento na temperatura e redução da umidade em comparação com a fase anterior.

- **RP-IV** (~8.500-7.000 anos cal. AP): a diminuição das entradas de materiais minerais local e regional sugere maior estabilidade da bacia. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ indicam o predomínio de uma vegetação aberta. A expansão do Campo Rupestre e retração do Campo Úmido sugerem um clima quente e seco, apesar do aumento da ocorrência da Floresta Estacional Semidecidual e da Mata.

- **RP-V** (~7.000 anos cal. AP até o presente): nesta fase observa-se uma menor contribuição de matéria mineral, e o sinal isotópico sugere uma mistura de plantas terrestres e aquáticas. Novamente ocorreu a presença da Floresta Montana, junto com a expansão da Floresta Estacional Semidecidual e retração do Campo e Campo Rupestre, sugerindo temperaturas mais amenas e clima mais úmido.

Chuang *et al.* (2019) realizaram um estudo associando fitólitos associados a isótopos estáveis de carbono e datações por ^{14}C -AMS para contribuir para a compreensão

dos processos geomorfológicos que levaram à formação de rampas deposicionais associadas aos afloramentos de quartzito na região da SdEM próxima à Diamantina, MG, durante o Quaternário, através da análise de doze perfis de solo. Os resultados obtidos mostram que os processos ocorreram de três formas distintas e a tendência observada em todas as áreas foi a de redução da presença de lenhosas em profundidade (em torno de 5700 anos cal AP). As análises indicam o predomínio de cerrado desde os 6.038 anos cal AP.

Machado (2019), através da utilização nos sedimentos da Turfeira Rio Preto de biomineralizações de sílica associadas a outros indicadores e aos eventos regionais e globais ocorridos durante o Quaternário, observou que durante os 25.000 anos analisados não houve mudanças no tipo de vegetação, mas episódios de pequena expansão ou retração da densidade de cobertura arbórea, além de constatar uma tendência ao aumento da temperatura e da umidade na segunda metade do Holoceno.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Metodologia

A metodologia deste trabalho foi elaborada através das seguintes etapas: Revisão Bibliográfica sobre as áreas de estudo (Cavernas carbonáticas e siliciclásticas em Minas Gerais e Sítio Arqueológico e Turfeira na Serra Negra, Face Leste do Espinhaço Meridional), Fitólitos e Histórico Paleoambiental do Cerrado. Posteriormente, foram realizados alguns trabalhos de campo para a coleta de amostras para análises das formações cársticas, solos, extração de fitólitos e datação por ^{14}C -AMS. As amostras foram trabalhadas laboratorialmente e os dados obtidos posteriormente reunidos, interpretados e correlacionados (Figura 36).

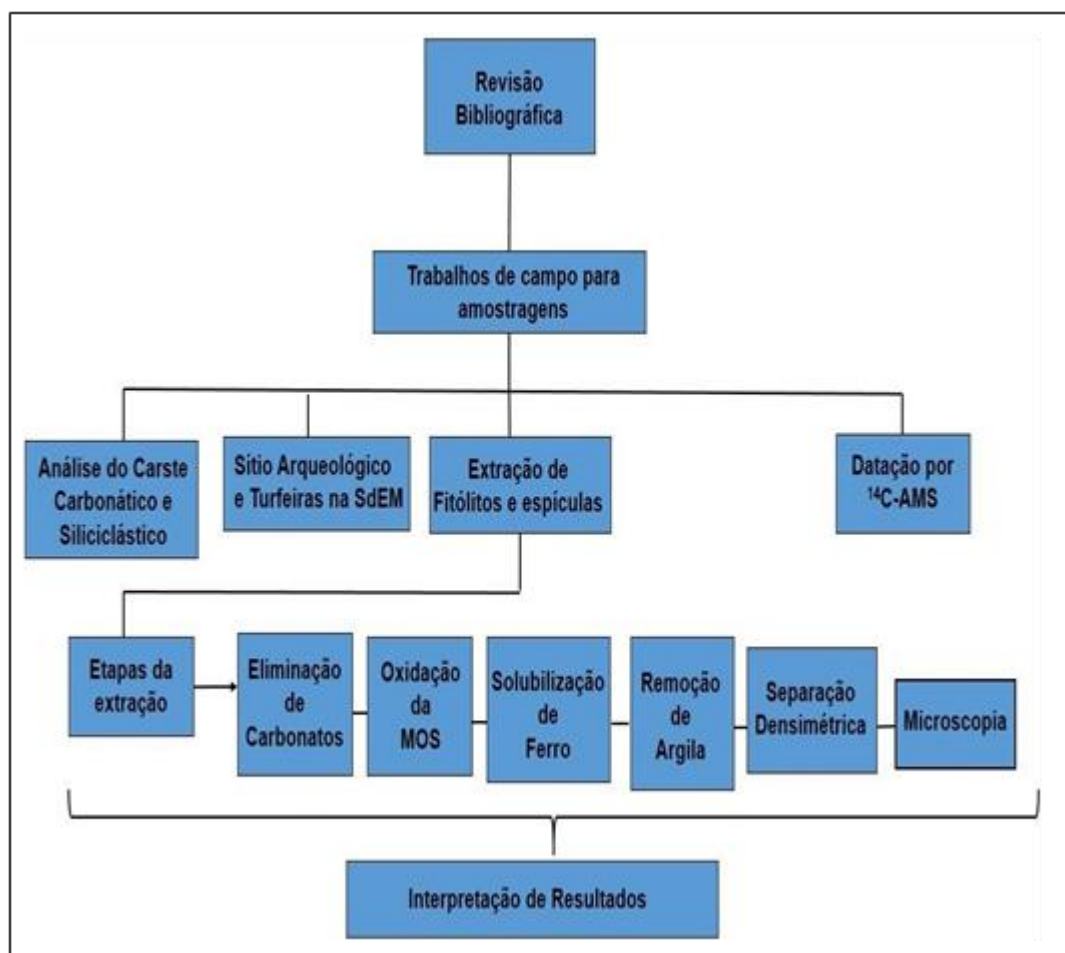


Figura 36: Etapas da metodologia

4.1.1. Trabalhos de campo para coleta de amostras

Foram realizados trabalhos de campo (figura 37), em áreas pré-definidas através de revisão bibliográfica e análise de mapeamentos, para coleta de amostras de solos e sedimentos. Duas áreas foram selecionadas para a pesquisa: Área 1, onde se encontram

cavernas carbonáticas (Gruta Pau-Ferro) e siliciclásticas (Gruta Monte Cristo); Área 2, com Sítios arqueológicos (Sítio Cabeças 4) e Área 3, turfeiras na cabeceira do Rio Araçuaí (Turfeira Rio Preto).



Figura 37 Trabalhos de campo realizados nas áreas de estudos.

4.1.2. Carste

A fim de compreender o sistema cárstico como um todo estão sendo utilizados métodos como trabalhos de campo e laboratório (análises químicas, mineralógicas). Trabalho de campo para reconhecimento e coleta de materiais de depósitos sedimentares no interior da gruta e solos no seu exterior. Análise das amostras como procedimento realizado para solos, com granulometria e extração de fitólitos. A partir da análise da topografia da gruta, avaliou-se a formação de seus depósitos.

4.1.3. Solos

Depois de coletadas e devidamente tratadas, as amostras de solos seguiram para as análises propostas para o trabalho. A granulometria (figura 38) foi realizada a partir da dispersão de 10 g de TFSA com NaOH 0,1 mol/L e agitação em alta rotação (12.000 rpm), durante 15 minutos. Este trabalho adotou uma parte da metodologia por EMBRAPA (1997) pelo método da pipeta para as frações argila e silte. A separação das areias seguiu a classificação proposta por Wentworth (1922) apud Pettijohn (1975), que permite uma caracterização granulométrica detalhada. Os sedimentos arenosos foram analisados pelo

método de peneiramento das frações. Para tal, foram usadas as peneiras de abertura em milímetros de 2.00, 1.00, 0.500, 0.250, 0.125 e 0.063, objetivando estabelecer correlação com a classificação granulométrica de sedimentos proposta por Wentworth (1922) apud Pettijohn (1975).

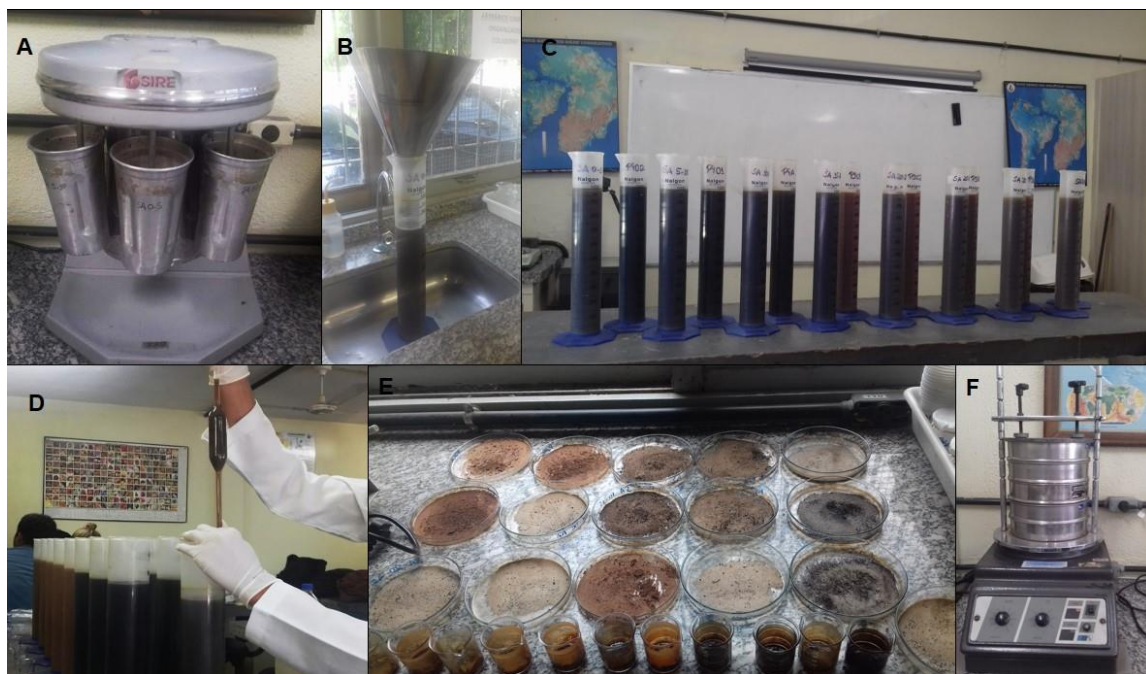


Figura 38: Etapas das análises granulométricas. A e B) Dispersão de 10 g de TFSA com NaOH 0,1 mol/L e agitação em alta rotação, C e D) Método da pipeta para as frações argila e silte, E e F) Separação das areias. Fotos: Chueng, 2019.

4.1.4. Procedimentos laboratoriais para extração de fitólitos

Para os sedimentos, realizou-se a extração e determinação de biomineralizações silícicas tomando-se cerca de 20 g de cada amostra e eliminando-se carbonatos (HCl), óxidos de ferro (Citrato e Diotinito de Sódio), a matéria orgânica (ácido nítrico, ácido sulfúrico e H_2O_2), e a fração argila (decantação). Em seguida, com o resto do material precipitado foi realizada a separação densimétrica das biomineralizações silicosas mediante centrifugação com politungstato de sódio (Apêndices 1 e 2). Uma vez extraídos os silicofitólitos, foi realizada a determinação de seu conteúdo, a descrição dos principais morfotipos e estado de alteração das partículas. Tomou-se uma alíquota (25 μ l), montou-se em óleo de imersão e Entellan e realizou-se a contagem de 200 partículas ao microscópio óptico a fim de: a) estimar a frequência relativa dos distintos morfotipos segundo o ICPN (MADELLA *et al.*, 2005); b) analisar o grau de alteração dos distintos morfotipos.

Além disso, foram calculados os índices fitolíticos: a) D/P (Alexandre *et al.*, 1997), que consiste na proporção de fitólitos característicos dos elementos lenhosos em relação

à soma de fitólitos de gramíneas e indica a densidade da cobertura arbórea; b) índice Bi (BREMONT, 2003), que indica a abundância relativa de fitólitos buliformes que se precipitam na epiderme das gramíneas quando elas são submetidas a um forte estresse hídrico; c) índice Ic (TWISS, 1987, 1992, *apud* BREMONT, 2003, 2008), que é a proporção de fitólitos de gramíneas a ciclo fotossintético em C3 relativamente à totalidade dos fitólitos de gramíneas e indica a adaptação da formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou à Pressão Parcial de Dióxido de Carbono (pCO_2) forte (zonas de altitude); d) índice Pa/P (COE, 2009), que consiste na proporção de fitólitos característicos das Arecaceae em relação à soma de fitólitos de gramíneas e indica a densidade da cobertura por palmeiras (Figura 39).



Figura 39: Etapas de extração dos fitólitos. A) Descarbonatação, B) Eliminação de matéria orgânica, C) Centrifugação, D) Branqueamento, E) Eliminação de Óxidos de Ferro, F) Remoção das argilas, G) Armazenagem, H) Lâminas permanentes, I) Microscopia.

4.1.4. Datação por ^{14}C -AMS

As amostras de MOS que não haviam sido datadas previamente (das turfeiras), foram datadas por ^{14}C -AMS no Laboratório de Radiocarbono (LAC) do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense.

As amostras passam por pré-tratamentos: o tratamento físico (TF), o qual consiste em remover impurezas visíveis nas amostras e o tratamento químico (TQ), o qual remove as impurezas que não se conseguiu extrair com o tratamento anterior, como carbonatos e outros carbonos que não sejam o carbono original. O TQ baseia-se em uma sequência de ataques com ácido clorídrico (HCl) na concentração de 1M (molar), visando isolar o carbono original em cada material. As amostras, depois de secas e tratadas, foram colocadas em tubos de combustão (CT). Esses tubos são de quartzo com 10 mm de diâmetro por 16 cm de altura, devidamente identificados e previamente preparados com aproximadamente 50 a 70 mg de Óxido Cúprico (CuO) e 5 mg de Prata (Ag) e são assados a 900°C por 3 horas para eliminar qualquer contaminante. Após o resfriamento, cada tubo

de combustão contendo CO_2 é levado à linha de vácuo e colocado em uma sanfona, a qual permite a quebra do tubo em vácuo e a transferência do gás para a linha, com a finalidade de purificar e transferir o CO_2 para os tubos de grafitização (GT). Os tubos de grafitização são tubos de pirex de 6 mm de diâmetro por 16 cm de altura contendo um outro tubo interno de quartzo de 3 mm de diâmetro por 5 de altura. Os tubos são assados a 520°C por 5 horas com intuito de eliminar qualquer contaminante. Depois de assados, neles são colocados de 30 a 35 mg de Zinco (Zn), 10 a 15 mg de Hidreto de Titânio (TiH_2) e 3 a 5 mg de Ferro (Fe) no tubo interno, posteriormente inserido dentro do GT. Depois de assar os tubos de GT, as amostras encontram-se grafitizadas e prontas para serem levadas ao acelerador, para que suas concentrações isotópicas sejam determinadas.

Após as amostras serem datadas através do acelerador de partículas, as idades obtidas foram posteriormente calibradas pelo programa OxCal, utilizando a curva de calibração de amostra Atmosférica para o hemisfério Sul SHcal13 e são apresentadas em anos cal AP.

4.2. Materiais

Foram realizados 4 trabalhos de campo para reconhecimento da área e amostragens de solos e sedimentos. A Figura 40 apresenta o mapa com os pontos escolhidos nas áreas de estudo: Área 1: Cavernas Carbonáticas e Siliciclásticas no Oeste do Espinhaço Meridional (Gruta Monte Cristo e Gruta Pau Ferro); Área 2: Sítios Arqueológicos de Felício dos Santos (Sítio Cabeças 4); Área 3: Turfeiras na cabeceira do Rio Araçuaí (Turfeira Araçuaí).

A figura 41 representa as amostras estudadas. No total foram analisadas 52 amostras de solo / sedimentos nas 3 Áreas de Estudo.

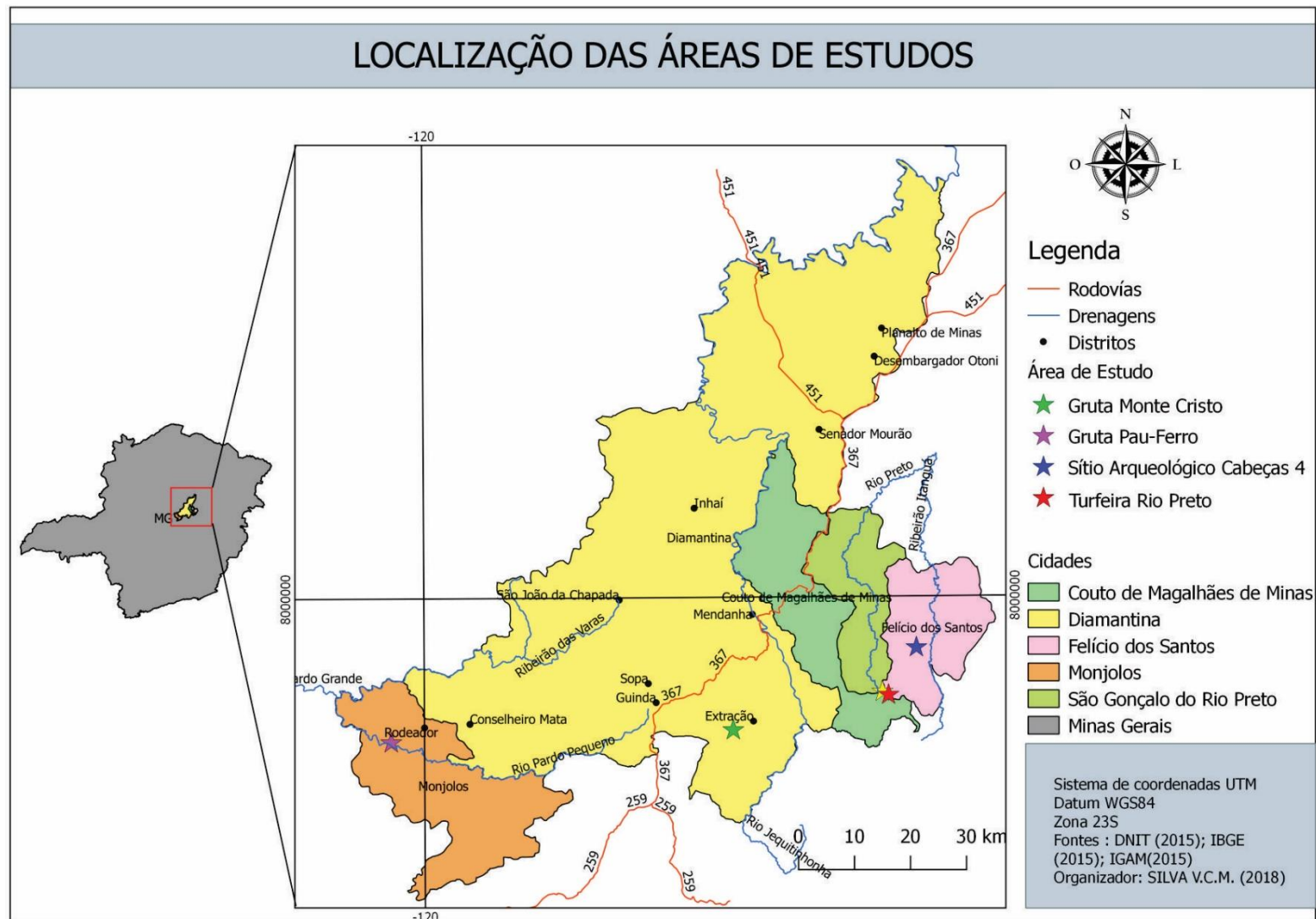


Figura 40: Mapa de localização das Áreas de Estudo (Organizado por Silva, 2018)

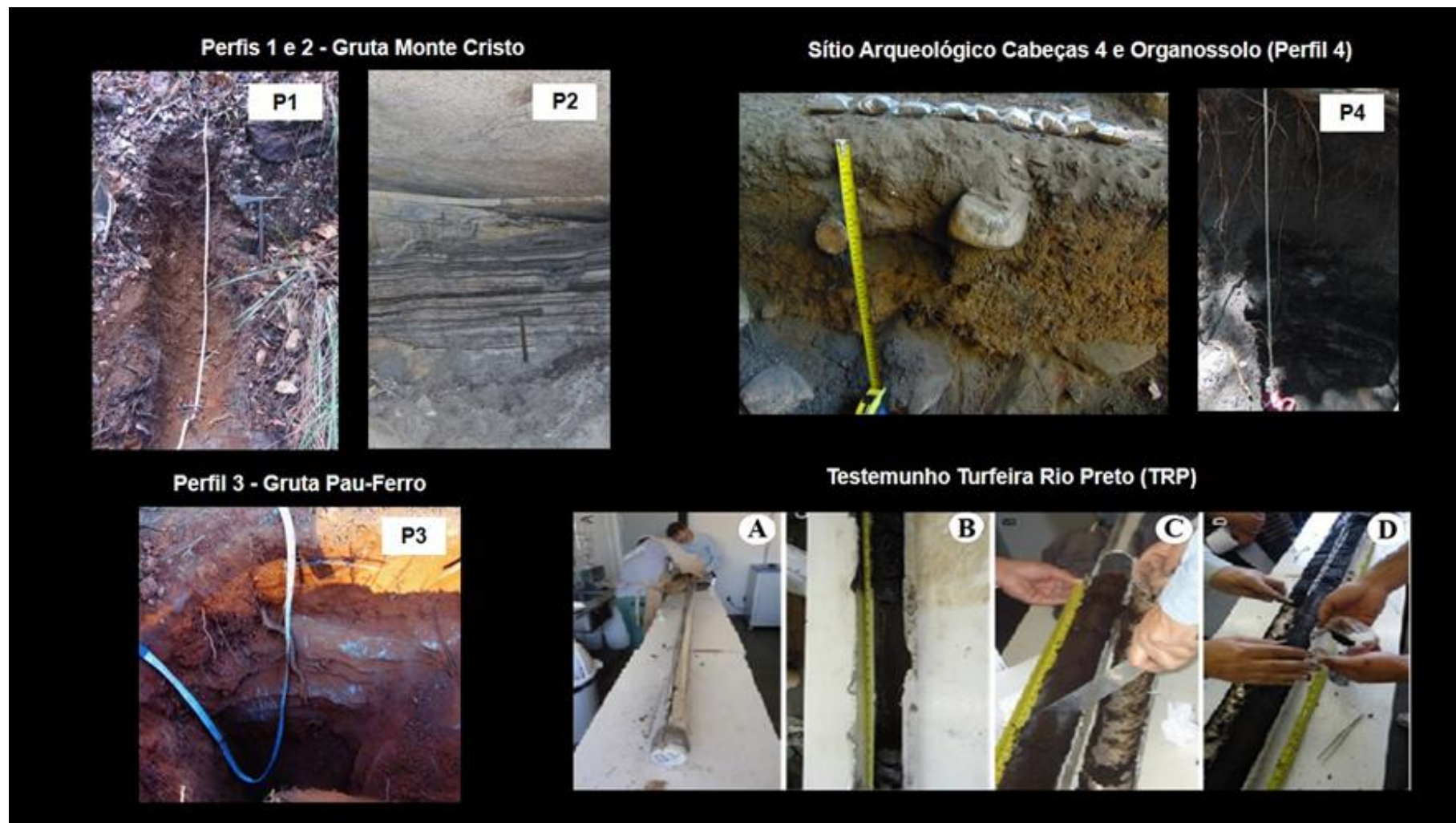


Figura 41: Amostras das áreas cársticas, arqueológica e turfeira analisadas.

4.2.1. Gruta Monte Cristo

Foram coletados 2 perfis na Gruta Monte Cristo, localizada no distrito de Extração em Diamantina - MG, com as coordenadas geográficas $18^{\circ}17'49.79''\text{S}$ e $43^{\circ}33'30.5''\text{O}$; elevação 1006m (Figuras 41 e 42). O Perfil 1 foi coletado no exterior da Gruta e o Perfil 2 no interior da mesma. O Perfil 1 se trata de um Organossolo com os seguintes horizontes: Horizonte O1 (0-30cm), Horizonte O2 (30-47cm), Horizonte O3 (47-57cm), Horizonte O4 (57-67cm), Horizonte O5 (67-97cm) e Horizonte O6 (97-130cm), totalizando 6 amostras. O Perfil 2 é um pacote sedimentar coletado no interior da Gruta de 10 em 10 cm, entre sedimentos claros e escuros (0-100cm), totalizando 9 amostras.

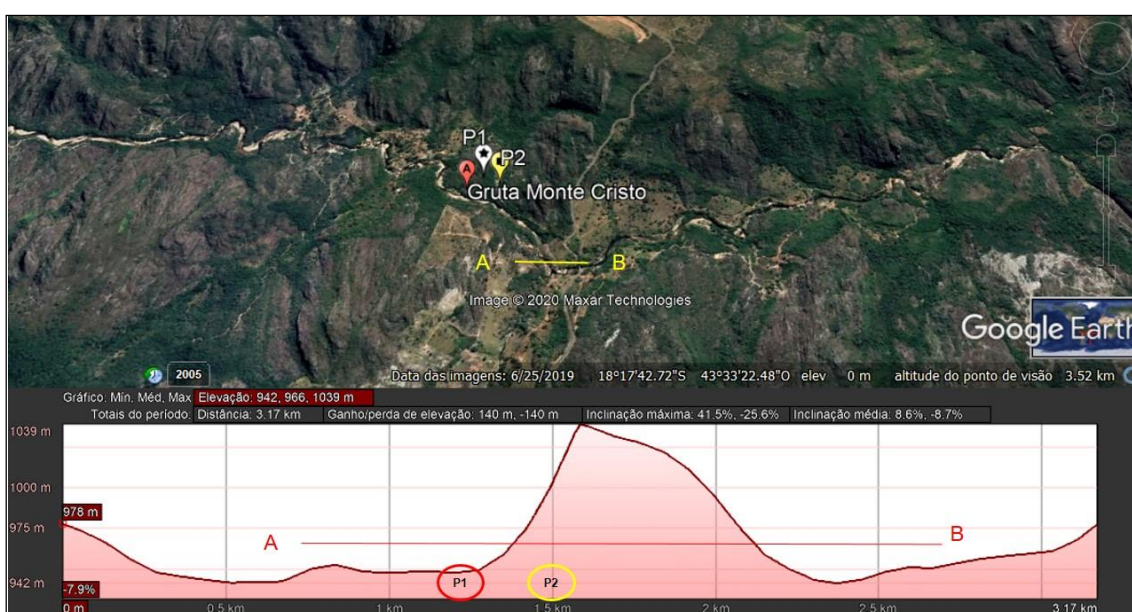


Figura 42: Localização da Gruta Monte Cristo com os pontos de amostragem e perfil do relevo no transecto AB. O acesso à entrada da caverna se dá nas proximidades do ponto B.

4.2.2. Gruta Pau Ferro

A Gruta Pau-Ferro localiza-se no município de Monjolos, em propriedade agropecuária (coordenadas geográficas: $18^{\circ}19'06.06''\text{S}$ e $44^{\circ}06'26.51''\text{O}$, elevação 573 metros. Como observado nas Figuras 41 e 43, o relevo é escarpado e íngreme. Um perfil de solo (Perfil 3) foi coletado no exterior da mesma. Trata-se de um Cambissolo. O perfil se localiza na vertente e foram coletadas amostras nos seguintes horizontes: Horizonte A (0-5cm), Horizonte B (5-18cm), Horizonte C1 (18-26cm) e Horizonte C2 (26-57cm), totalizando 4 amostras.



Figura 43: Localização da Gruta Pau Ferro com o ponto de amostragem e perfil do relevo no transecto AB. O acesso à entrada da caverna se dá nas proximidades do ponto B.

4.2.3. Sítio Arqueológico Cabeças 4

A Área Arqueológica de Serra Negra, município de Felício dos Santos está inserida no Planalto Diamantinense e apresenta grande concentração de sítios arqueológicos, todos abrigos com arte rupestre associada. O Sítio Cabeças 4 está implantado em um amplo abrigo sob rocha quartzítica-micácea (Figuras 41 e 44), em uma área de floresta estacional semidecídua, em escarpa de serra no sopé da Chapada do Couto (coordenadas geográficas: 18°12'00.47''S e 43°15'22.66''O, elevação 1820m).

Foram coletadas 9 amostras de sedimentos de 5 em 5 cm (0-45cm) no interior da escavação do sítio. Além disso, também foram coletadas 3 amostras em um perfil de Organossolo próximo ao sítio, sendo uma em cada horizonte: Horizonte A (0-15cm), Horizonte O1 (15-88cm) e Horizonte O2 (88-175cm). No total 12 amostras foram analisadas nessa área.

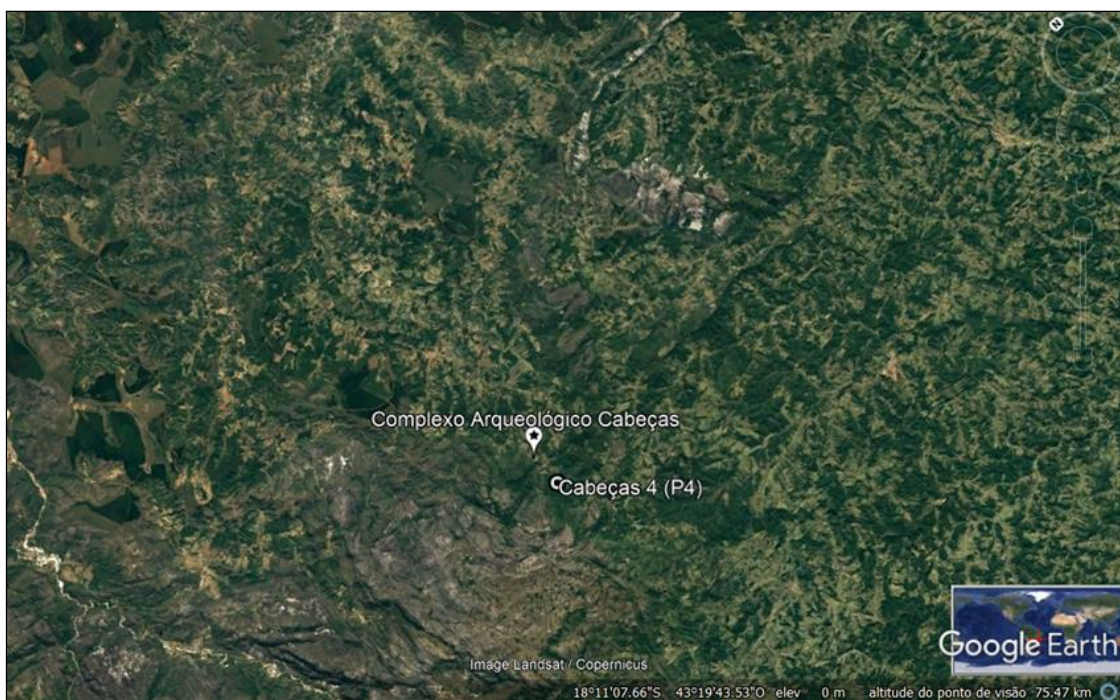


Figura 44: Localização do Sítio Arqueológico Cabeças 4 com o ponto de amostragem

4.2.4. Turfeira Rio Preto

Em 2016, foram realizadas pela equipe do Prof. Alexandre Christófar, da UFVJM, coletas de amostras de material da turfeira Rio Preto através de testemunho nas dependências do Parque Estadual do Rio Preto (PERP) com as seguintes coordenadas geográficas: 18°07'13.85''S/43°20'36.92''O, elevação de 1591 m. (Figuras 41 e 45).



Figura 45: Ponto de amostragem da Turfeira Rio Preto

Nesta turfeira, já haviam sido realizados estudos de palinologia, análises geoquímicas do solo e datações. Para análise de fitólitos, foram selecionadas 21 amostras (Figuras 41 e 45 e Tabela 5).

Tabela 5: Amostras da turfeira selecionadas para análise de fitólitos

Amostras	Profundidade (cm)
TRP 1	0-15
TRP 2	15-25
TRP 3	25-45
TRP 4	45-65
TRP 5	65-85
TRP 6	85-105
TRP 7	105-125
TRP 8	125-145
TRP 9	145-165
TRP 10	165-185
TRP 11	185-205
TRP 12	205-225
TRP 13	225-235
TRP 14	235-255
TRP 15	255-275
TRP 16	275-295
TRP 17	295-315
TRP 18	315-335
TRP 19	335-355
TRP 20	355-375
TRP 21	375-385

5. RESULTADOS

5.1. Gruta Monte Cristo

5.1.1. Caracterização da Gruta Monte Cristo

A Gruta Monte Cristo é uma cavidade em rocha quartzítica que apresenta dois grandes condutos principais paralelos, ocidental e oriental, com desenvolvimento horizontalizado, e desnível que chega quase a 30 metros (Figura 46).

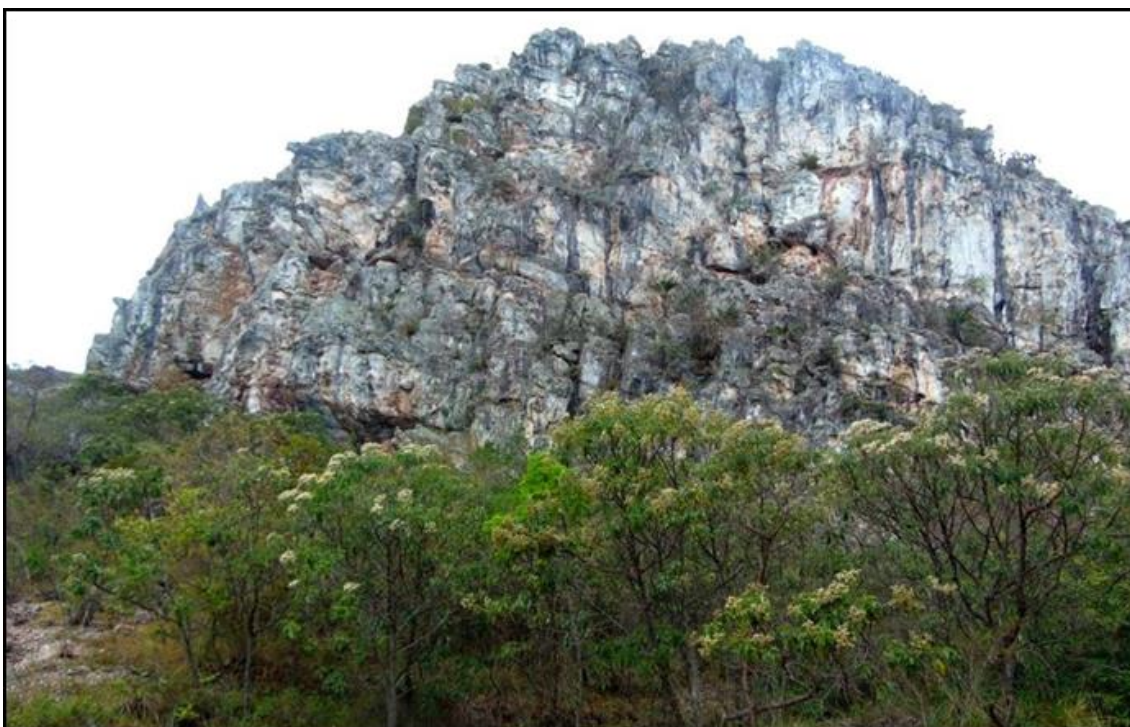


Figura 46: Gruta Monte Cristo (Foto: Chueng,2016)

A caverna se desenvolve a partir de dois eixos paralelos principais, que já perderam suas bacias de alimentação hídrica (Figura 47). Há um grande desnível em forma de cachoeira na entrada oeste com cerca de 8 metros de altura, que no salão ocidental chega a atingir 12 metros de altura. Paralelo a esse, desenvolveu-se o conduto oriental, com outra entrada mais estreita e com blocos abatidos como o conduto ocidental, e os demais, de menor dimensão, formados por frentes de progradação, tiveram suas águas capturadas por um coletor, o que indica uma mudança no nível de base na região, que abriu várias passagens hídricas entre os condutos (figura 47). Existem, assim, áreas de intenso fluxo hídrico, no eixo da drenagem, áreas de acúmulo de material fino e outras de material grosso transportado pelo fluxo hídrico, como um terraço aluvial. Já outras áreas com material friável podem ser resultado da alteração da rocha e se encontram rente às paredes da cavidade.

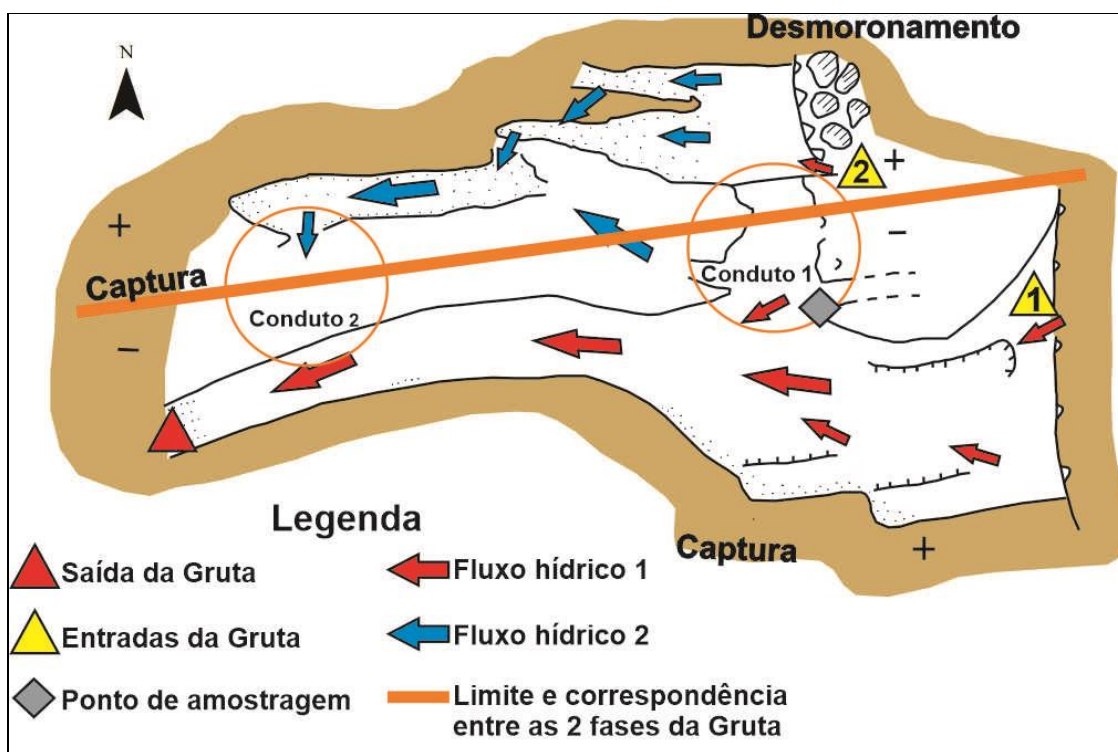


Figura 47: Representação esquemática da Gruta Monte Cristo. Fonte: adaptado de Rodet, J. e Vasconcelos, A. (comunicação pessoal). Elaborado por Pinheiro, A. B. (2020).

O primeiro perfil, coletado no exterior da Gruta, foi classificado como um Organossolo, com o seguintes horizontes: Horizonte O1 (0-30cm), Horizonte O2 (30-47cm), Horizonte O3 (47-57cm), Horizonte O4 (57-67cm), Horizonte O5 (67-97cm) e Horizonte O6 (97-130cm) (Figura 48)

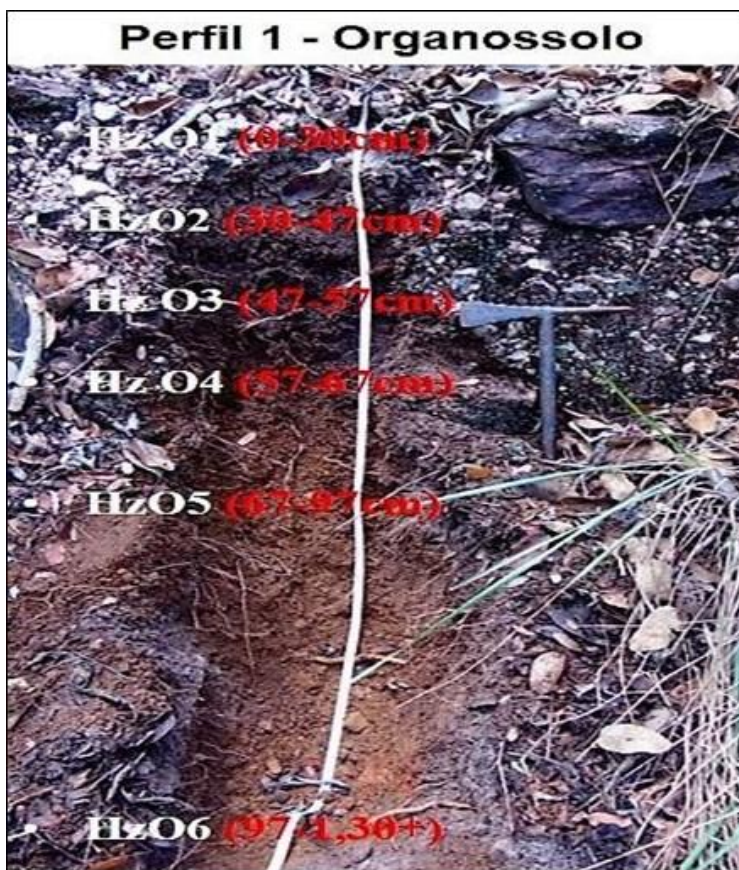


Figura 48: Organossolo (P1) exterior a Gruta Monte Cristo

O Perfil 2 consiste num pacote sedimentar coletado no interior da Gruta, de 10 em 10 cm, intercalando materiais claros e escuros (0-100cm) (Figura 49).



Figura 49: Materiais no interior da Gruta Monte Cristo (P2).

5.1.2. Análises Granulométricas

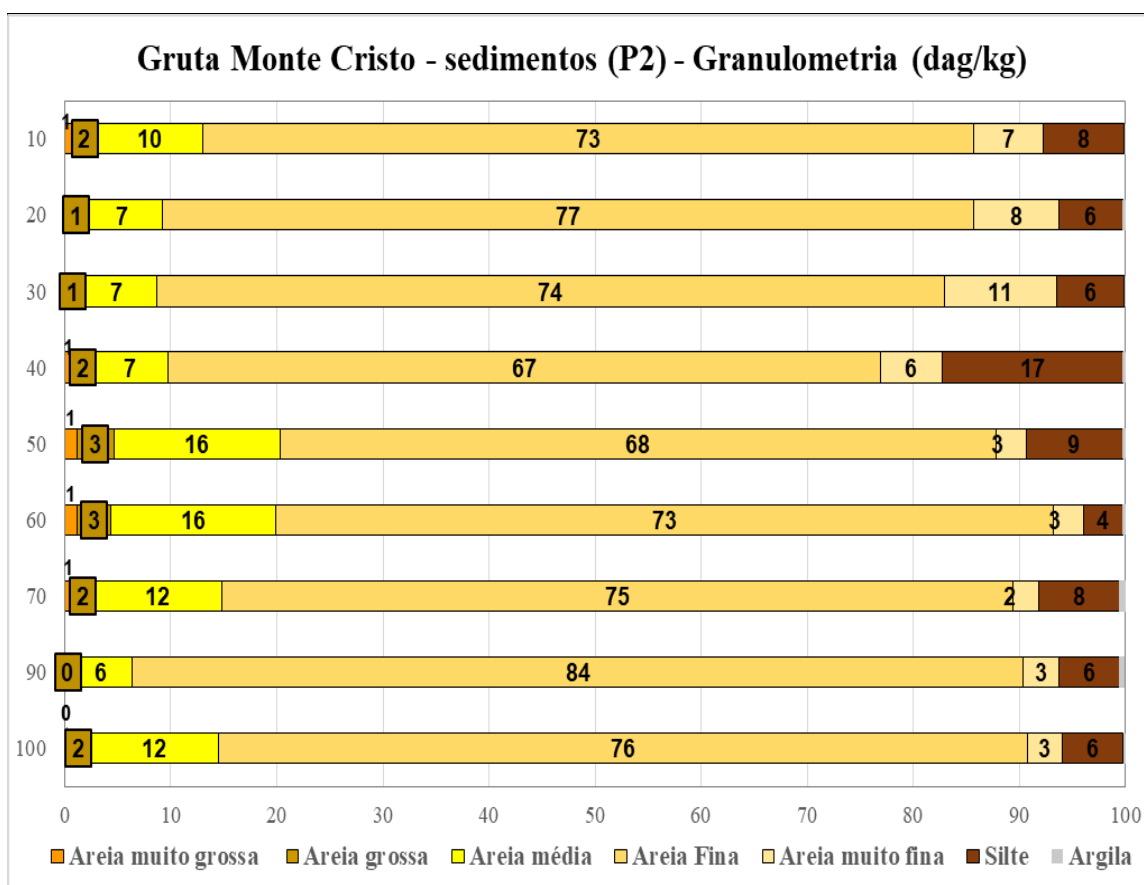
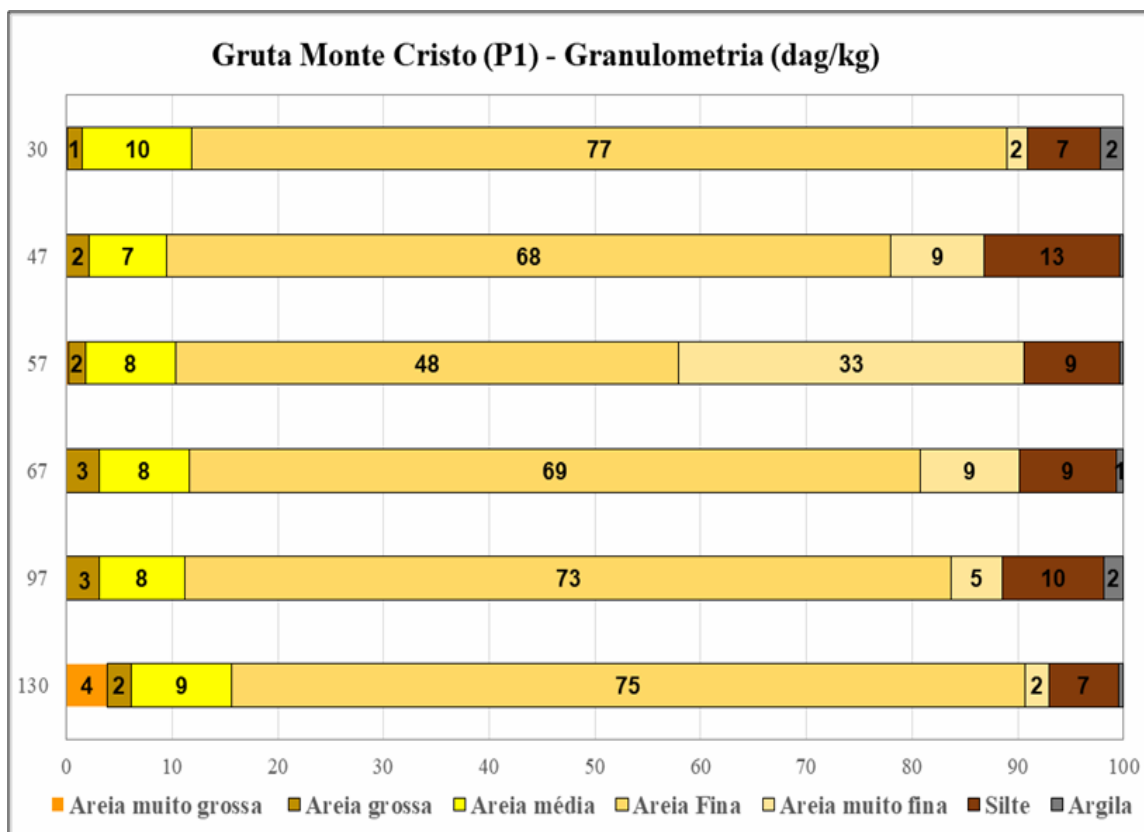
As análises granulométricas da Gruta Monte Cristo nos perfis 1 e 2 (Tabela 6 e Figuras 50 e 51) apresentam uma quantidade de fração arenosa total entre 82,7 a 94,1 dag/kg, sendo a textura franco arenosa, com predomínio de areia fina (47,6 a 84 dag/kg).

No Perfil 1 no exterior da Gruta, a quantidade de argila é bastante baixa, variando de 0,3 a 2,2 dag/kg. O mesmo ocorre no Perfil 2, localizado no interior da Gruta. Já a quantidade de silte se apresenta maior no P1O2 (47cm) e no P1O5 (97cm) (12,8 e 9,6) e no Perfil 2, nas camadas de 40cm (17,1) e de 50cm (9,1) (Tabela 6 e Figuras 50 e 51).

Tabela 6: Análises Granulométricas dos perfis da Gruta Monte Cristo

Amostras	Profundidade ^a	Areia total ^b	Areia muito grossa ^b	Areia grossa ^b	Areia média ^b	Areia Fina ^b	Areia muito fina ^b	Silte ^b	Argila ^b
P2.1	10	92,3	0,7	2,3	10,0	72,7	6,5	7,6	0,1
P2.2	20	93,7	0,5	1,2	7,5	76,5	8,0	6,0	0,2
P2.3	30	93,5	0,4	0,7	7,5	74,3	10,6	6,4	0,1
P2.4	40	82,7	0,7	2,0	7,0	67,2	5,8	17,1	0,2
P2.5	50	90,6	1,1	3,5	15,6	67,5	2,8	9,1	0,3
P2.6	60	96,0	1,2	3,2	15,5	73,3	2,8	3,7	0,3
P2.7	70	91,9	0,8	1,8	12,2	74,6	2,4	7,5	0,6
P2.8	90	93,8	0,0	0,5	5,8	84,0	3,4	5,6	0,5
P2.9	100	94,1	0,4	1,8	12,3	76,2	3,3	5,7	0,2
P1O1	30	92,9	0,0	1,5	10,3	77,1	1,9	6,9	2,2
P1O2	47	86,9	0,0	2,1	7,4	68,4	8,9	12,8	0,3
P1O3	57	90,6	0,2	1,6	8,5	47,6	32,6	9,1	0,3
P1O4	67	90,1	0,0	3,1	8,4	69,2	9,3	9,2	0,7
P1O5	97	88,5	0,0	3,1	8,1	72,5	4,8	9,6	1,9
P1O6	130	93,0	3,8	2,3	9,5	75,0	2,3	6,6	0,4

a-cm, b- dag/kg



5.1.3. Análises Fitolíticas

5.1.3.1. Estoque de Fitólitos

Os perfis 1 e 2 estudados a partir da Gruta Monte Cristo apresentam um alto estoque de fitólitos e os mesmos seguem o padrão de diminuição com a profundidade com algumas variações ao longo das profundidades, como observado na Tabela 10 e na Figura 47.

No Perfil 1, localizado no exterior da Gruta, os fitólitos apresentaram uma diminuição gradual nos primeiros horizontes (0-30cm: 863 fitólitos; 30-47cm: 843 fitólitos), apresentando em seguida uma diminuição maior no horizonte de profundidade 47-57cm (781 fitólitos). Nas profundidades a seguir, o estoque possui pequenas variações sendo o último horizonte (97-130cm) com 772 fitólitos (Tabela 7 e Figura 52).

No Perfil 2, localizado no interior da Gruta, os fitólitos apresentaram uma diminuição gradual nas primeiras profundidades (valores dos fitólitos de 0 a 40cm, respectivamente: 960, 942, 936 e 903), porém é observada uma diminuição de amplitude maior na profundidade de 50cm (810 fitólitos), semelhante ao que ocorre no Perfil 1. Nas profundidades a seguir, o estoque apresenta um aumento (845 fitólitos) e depois volta a diminuir até o final do perfil (Tabela 7 e Figura 52).

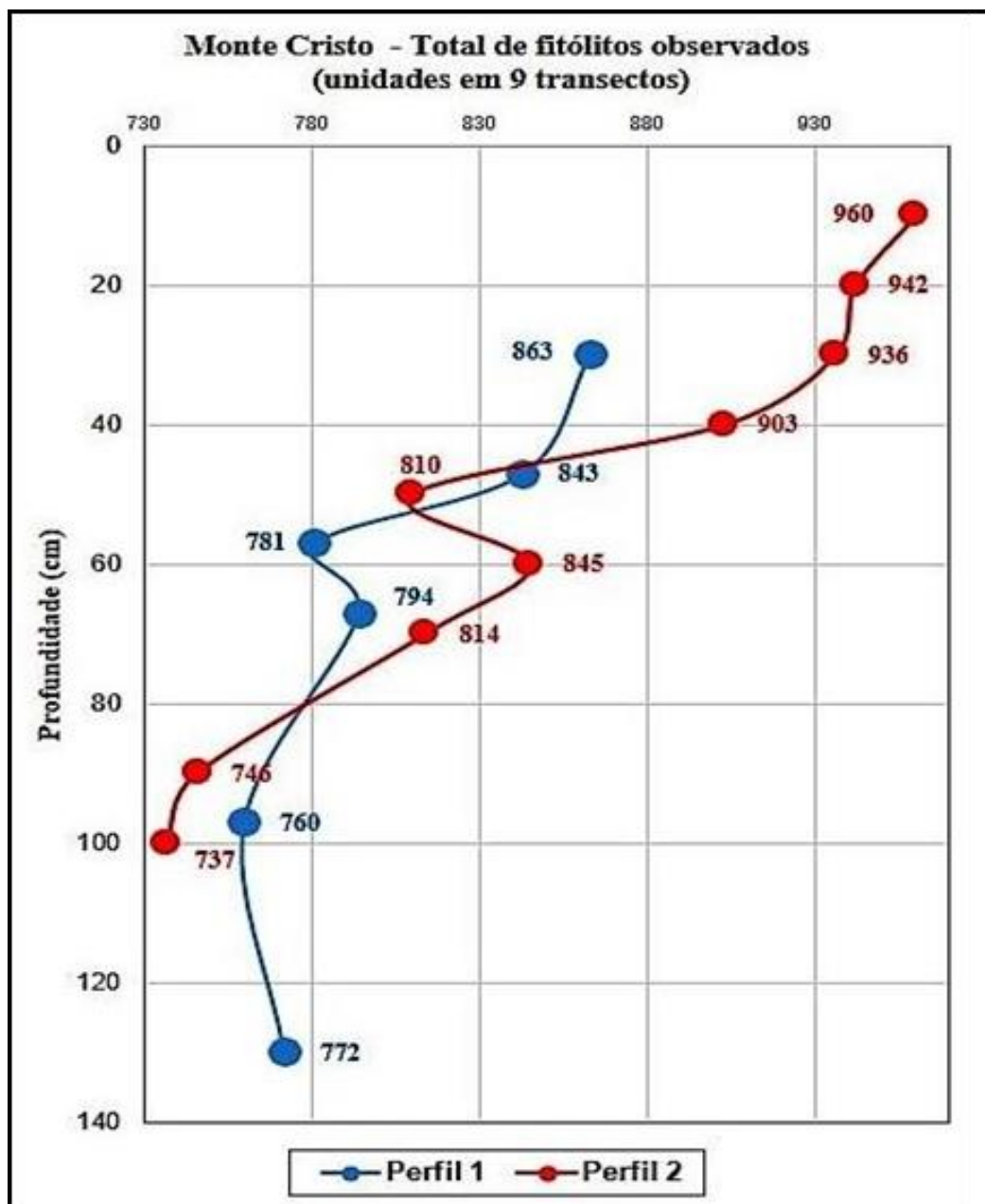


Figura 52: Estoque de fitólitos dos perfis 1 e 2

Tabela 7: Resultados das análises fitolíticas nos Perfis da Gruta Monte Cristo

<i>Amostras/ Profundidade^a</i>	<i>Total de fitólitos^b</i>	<i>Bulliform parallelepipedal</i>	<i>Bulliform cuneiform</i>	<i>Globular granulate</i>	<i>Globular Echinata</i>	<i>Elongate^c</i>	<i>Acicular^c</i>	<i>Bilobate^c</i>	<i>Rondel^c</i>	<i>Cross</i>	<i>Trapeziform</i>	<i>Puzzle</i>	<i>Polyhedral</i>	<i>Classificáveis</i>	<i>Não classificáveis</i>	<i>D/P^d</i>	<i>Bi^e</i>	<i>Ic^f</i>	<i>Pa/P^g</i>	<i>Carvões^b</i>
P1O1 30	863	12,6	15,7	17,7	20,8	8,3	4,3	8,0	5,7	5,5	1,4	0,0	0,0	83,7	16,3	0,33	53,1	34	0,39	147
P1O2 47	843	14,7	13,8	16,3	19,5	8,5	4,9	8,1	8,4	4,6	1,3	0,0	0,0	82,3	17,7	0,29	51,2	43	0,35	103
P1O3 57	781	13,1	14,0	17,9	19,6	9,7	4,2	6,9	8,0	4,7	1,8	0,0	0,0	84,9	15,1	0,34	51,4	46	0,37	102
P1O4 67	794	12,9	15,3	15,5	19,4	11,5	3,7	8,9	6,6	5,1	1,2	0,0	0,0	82,2	17,8	0,29	52,6	36	0,36	87
P1O5 97	760	14,7	12,5	16,7	19,0	9,2	5,3	8,3	7,4	5,6	1,3	0,0	0,0	79,7	20,3	0,30	49,4	39	0,34	74
P1O6 130	772	14,1	13,9	14,4	17,7	10,8	3,9	9,2	7,9	6,6	1,5	0,0	0,0	79,0	21,0	0,25	49,1	37	0,31	69
P2 10	960	11,3	8,0	14,9	20,9	11,6	3,8	10,1	8,8	7,4	1,4	0,5	1,2	84,2	15,8	0,29	38,0	37	0,41	104
P2 20	942	9,1	7,7	17,4	20,7	9,0	3,1	12,4	10,6	7,0	1,9	0,8	0,3	82,4	17,6	0,34	32,6	39	0,40	83
P2 30	936	10,9	7,8	17,9	23,1	8,7	1,5	12,0	8,9	7,8	1,0	0,3	0,0	83,1	16,9	0,36	37,5	33	0,46	102
P2 40	903	12,5	8,1	15,6	20,9	8,9	2,7	12,0	7,9	9,8	1,6	0,0	0,0	82,3	17,7	0,29	37,7	31	0,38	96
P2 50	810	12,4	9,9	17,4	19,6	8,1	2,5	10,6	9,6	8,3	1,6	0,0	0,0	83,7	16,3	0,32	40,6	37	0,36	103
P2 60	845	11,7	11,3	14,4	19,0	9,2	3,0	8,6	11,2	6,9	1,7	0,0	3,0	83,7	16,3	0,26	42,3	45	0,35	107
P2 70	814	11,7	9,1	14,3	18,6	8,9	3,1	10,8	12,0	9,5	1,9	0,0	0,0	83,9	16,1	0,25	35,8	41	0,32	73
P2 90	746	11,4	11,9	14,0	18,3	8,9	3,0	11,4	11,2	8,1	1,8	0,0	0,0	81,2	18,8	0,24	39,6	40	0,31	81
P2 100	737	14,6	9,6	11,8	17,4	8,3	3,5	13,3	11,5	8,5	1,5	0,0	0,0	81,7	18,3	0,19	38,8	37	0,28	63

a-cm; b-unidade; c- porcentagem dos classificáveis; d- **D/P** = *globular granulate*/ (*bulliform parallelepipedal* + *bulliform cuneiform* + *acicular* + *short cells*);

e- **Bi(%)** = *Bulliform*/(*Short Cells* + *Acicular* + *Bulliform*)]x 100 ; f- **Ic(%)** = [(*Rondel* + *Polylobate* + *Trapeziform*)]/(*Rondel* + *Polylobate* + *Trapeziform* + *Saddle* + *Cross* + *Bilobate*)]]x 100,

g- **Pa/P** = (*Globular Echinata*)/(*Bilobate* + *Cross* + *Saddle* + *Acicular* + *Bulliform Cuneiform* + *Bulliform Parallelepipedal*)

5.1.3.2. Classificação dos Fitólitos

Nos dois perfis analisados a partir da Gruta Monte Cristo, os fitólitos apresentam-se bem preservados, variando pouco com a profundidade, de 79 a 85% de fitólitos classificáveis e de 15 a 21% de não classificáveis, conforme a tabela 7 e a Figura 53a e 53b.



Figura 53: Classificação dos fitólitos da Gruta Monte Cristo: a) Perfil 1; b) Perfil 2

5.1.3.3. Tipos de fitólitos

Nos perfis 1 e 2, entre os fitólitos classificáveis predominam os tipos *globular echinate* e *globular granulate*, produzidos respectivamente por Arecaceae e Dicotiledôneas Lenhosas (Tabela 7).

No perfil 1, além dos globulares, há presença dos tipos de fitólitos *bulliform parallelepipedal*, *bulliform cuneiform*, *cross* e *bilobate* (produzidos por Poaceae), *rondel* e *trapeziform* (relacionados a Poaceae de regiões temperadas ou tropicais de altitude), *elongate eacicular* (Figura 54). No perfil 2, além dos tipos que ocorrem no perfil 1, ainda são observados os tipos *puzzle* e *polyhedral*, atribuídos a plantas lenhosas (Figura 55).

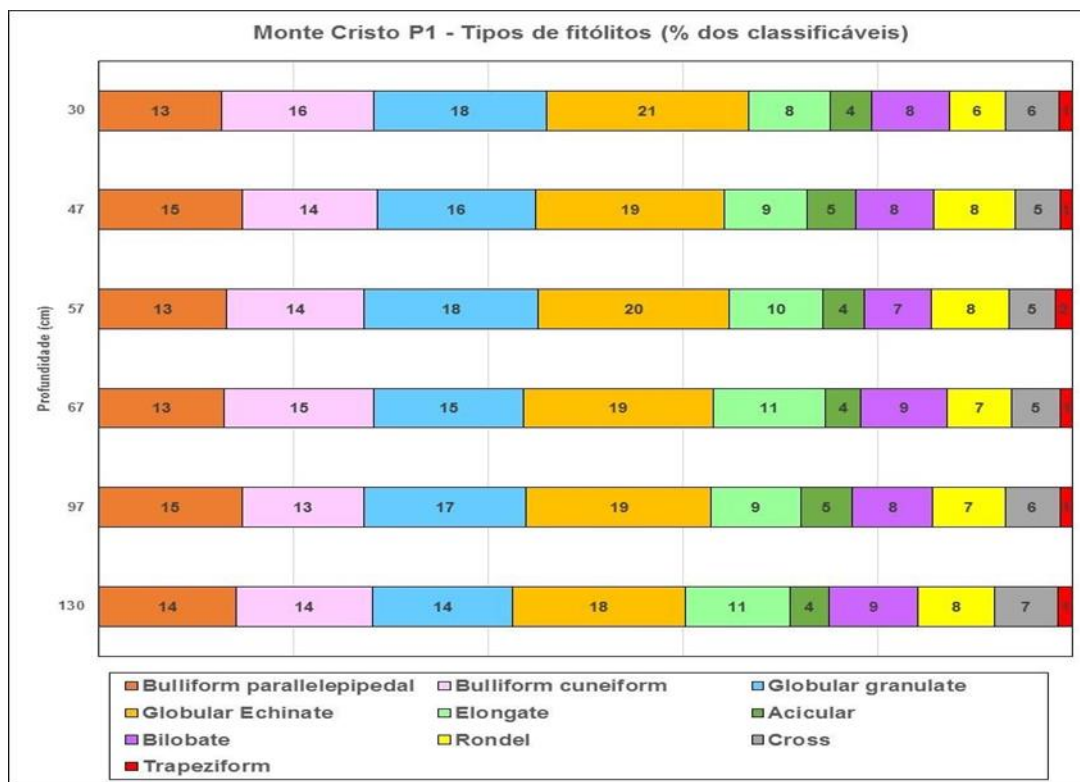


Figura 54: Tipos de fitólitos da Gruta Monte Cristo - Perfil 1

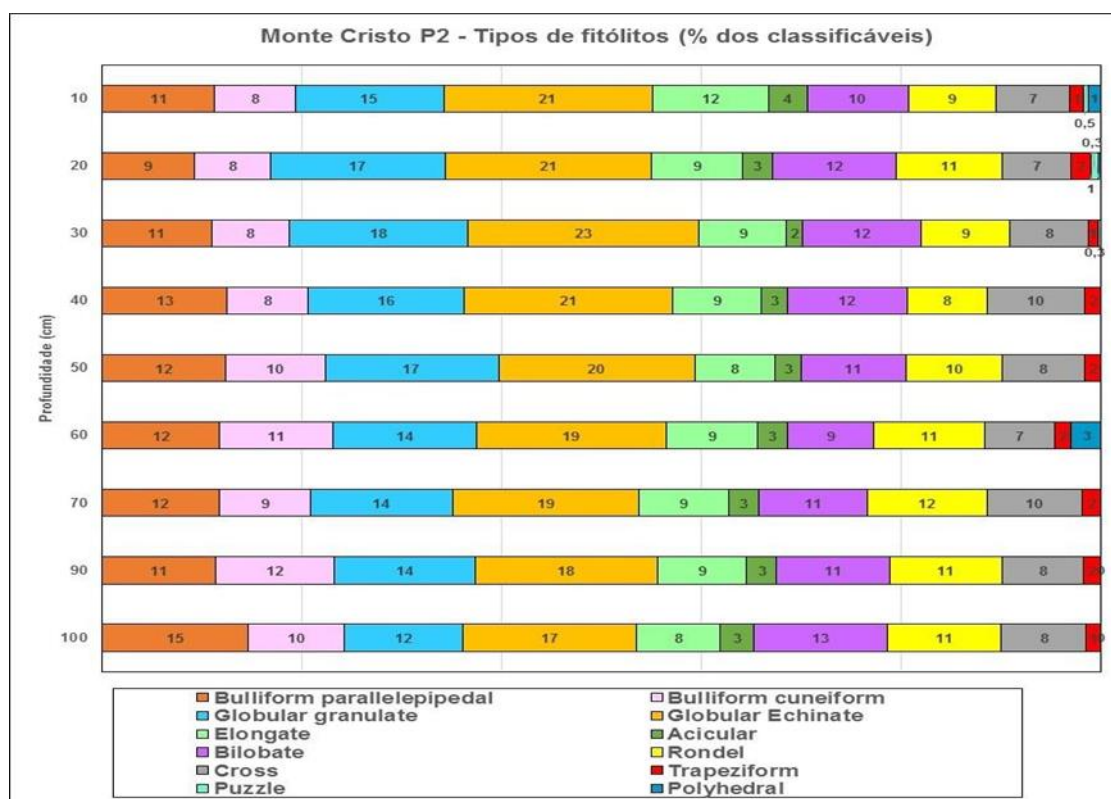


Figura 55: Tipos de fitólitos da Gruta Monte Cristo - Perfil 2

Nas figuras 56 e 57 são apresentados os tipos de fitólitos observados ao microscópio óptico nos dois perfis da Gruta Monte Cristo.

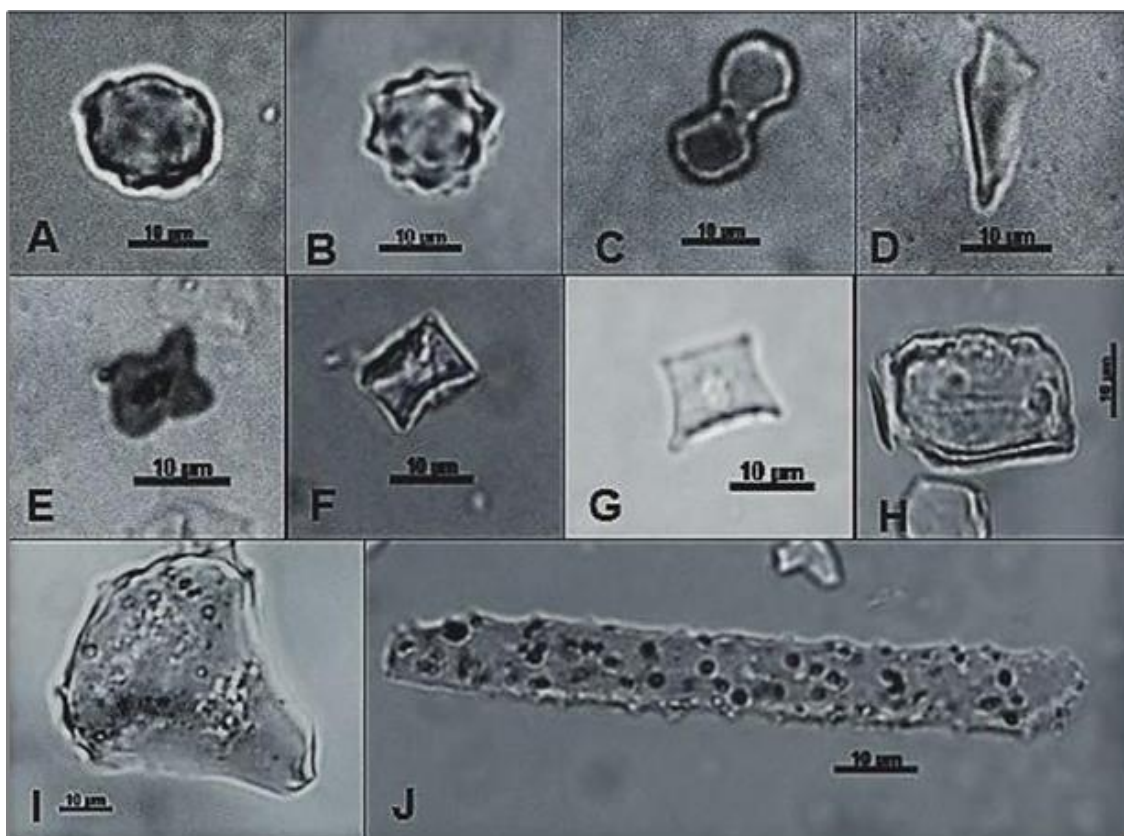


Figura 56: Fitólitos observados no microscópio do Perfil 1: A– *Globular granulate*, B– *Globular echinate*, C– *Bilobate*, D– *Acicular*, E– *Cross*, F– *Trapeziform*, G– *Rondel*, H– *Bulliform Parallelepipedal*, I– *Bulliform Cuneiform*, J– *Elongate* (Fotos Chueng, 2017)

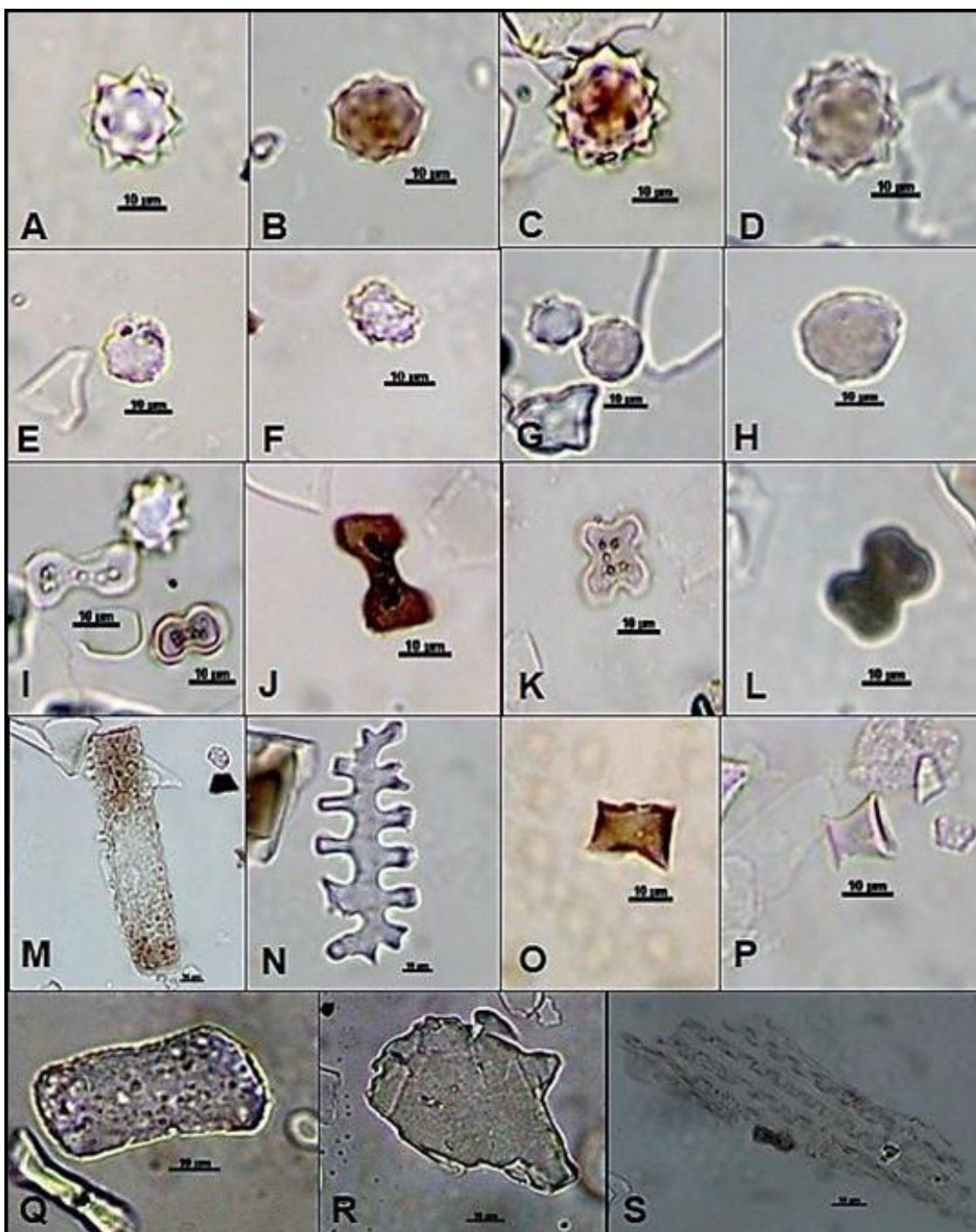


Figura 57: Fitólitos observados no Perfil 2: A, B, C, D – *Globular echinate*; E, F- *Globular granulate*; G, H- *Globular psilate*; I, J- *Bilobate*; K, L- *Cross*; M- *Elongate*; N- *Puzzle*; O- *Trapeziform*; P- *Rondel*; Q- *Bulliform Parallelepipedal*; R- *Bulliform cuneiform*; S- *Polyhedral* (Fotos Chueng, 2017).

5.1.3.4. Índices fitolíticos

O índice de densidade arbórea (D/P) é baixo em ambos os perfis (entre 0,19 a 0,36), indicando uma vegetação aberta. O índice Bi apresenta valores médios (32,8 a 53%) e pequenas variações ao longo dos perfis, indicando moderado estresse hídrico (Figura 58 e Tabela 7).

O índice Ic possui grandes variações em profundidade em ambos perfis. No Perfil 1, há um aumento da porcentagem (de 34 para 43%) no Horizonte A2 (30-47cm) e no Horizonte A3 (47-57cm, 46%), enquanto que no Perfil 2, há uma queda da porcentagem (de 39,3 para 33,3 e 30,5%) nas profundidades 20-30cm e 30-40cm, respectivamente, e aumento (37,3 e 45,3%) nas profundidades 40-50cm e 50-60cm, indicando variação de adaptação da formação vegetal a baixas temperaturas. O índice Pa/P diminui com a profundidade e possui pequenas variações, com valores de 0,46 a 0,20, indicando presença de Arecaceae ao longo dos perfis (Figura 59 e Tabela 7).

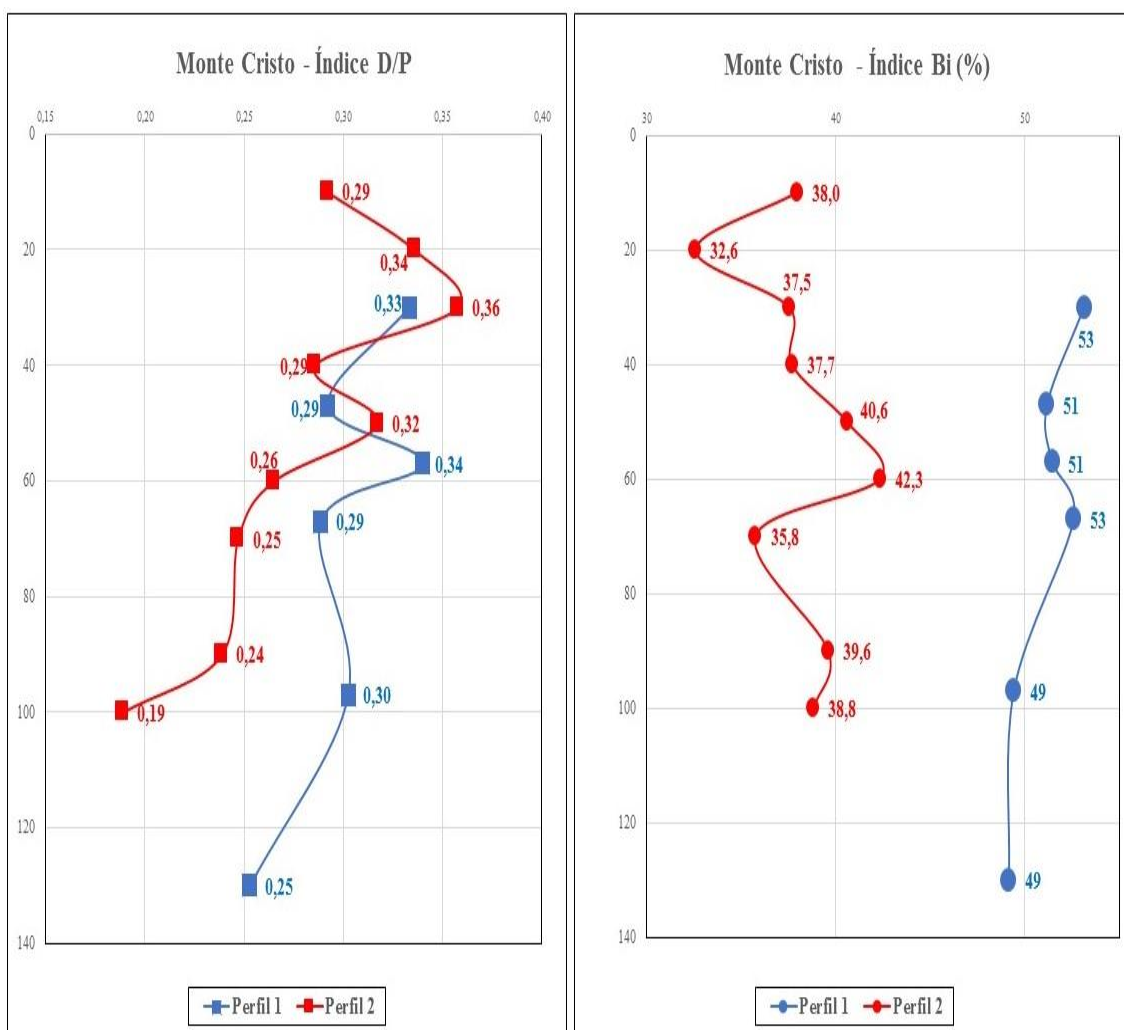


Figura 58: Índices fitolíticos D/P e Bi dos perfis 1 e 2

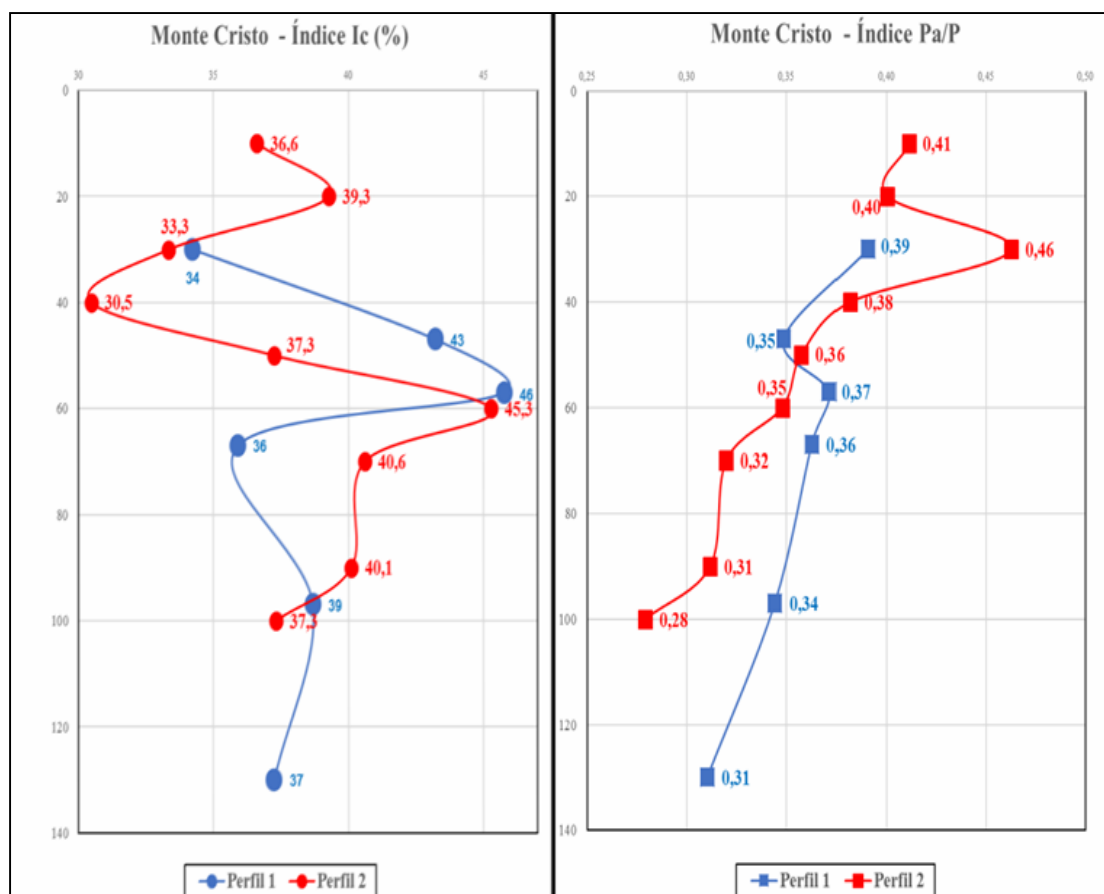


Figura 59: Índices fitolíticos Ic e Pa/P dos perfis 1 e 2

5.1.4. Datação por ^{14}C -AMS

Foram realizadas três datações de amostras do interior (P1) e quatro do exterior (P2) da Gruta Monte Cristo por ^{14}C -AMS no Laboratório de Radiocarbono (LAC/UFF), na Universidade Federal Fluminense. As amostras do exterior dataram entre 4440/ 4230 anos cal AP a 2740/2430 anos cal AP. Já as amostras do interior da Gruta apresentaram inversões nas idades, sendo a profundidade de 30cm a camada com idade mais antiga, entre 1000 a 920 anos cal AP e a de 40cm a camada com idade mais recente, entre 660 a 550 anos cal AP. As idades foram calibradas utilizando a curva SHCal e o software Oxcal (Tabela 8 e Figuras 60, 61, 62, 63, 64, 65 e 66).

Tabela 8: Datações ^{14}C -AMS dos perfis da Gruta Monte Cristo

LAC UFF	Amostra	Profundidade (cm)	Idade ^{14}C (anos)	Desvio $\pm$ (anos)	Idade cal Máxima (anos AP)	Idade cal Mínima (anos AP)	Certeza (%)
180021	P1O6	97 - 130	2535	25	2740	2430	95,4
180022	P1O3	47 - 57	3782	28	4180	3980	89,9
180023	P1O1	0 - 30	3958	28	4440	4230	95,2
180018	P2	90 - 100	1046	28	970	890	61,9
180019	P2	30 - 40	685	24	660	550	95,4
180017	P2	20 - 30	1119	30	1000	920	65,4
180020	P2	0 - 10	943	25	910	730	95,4

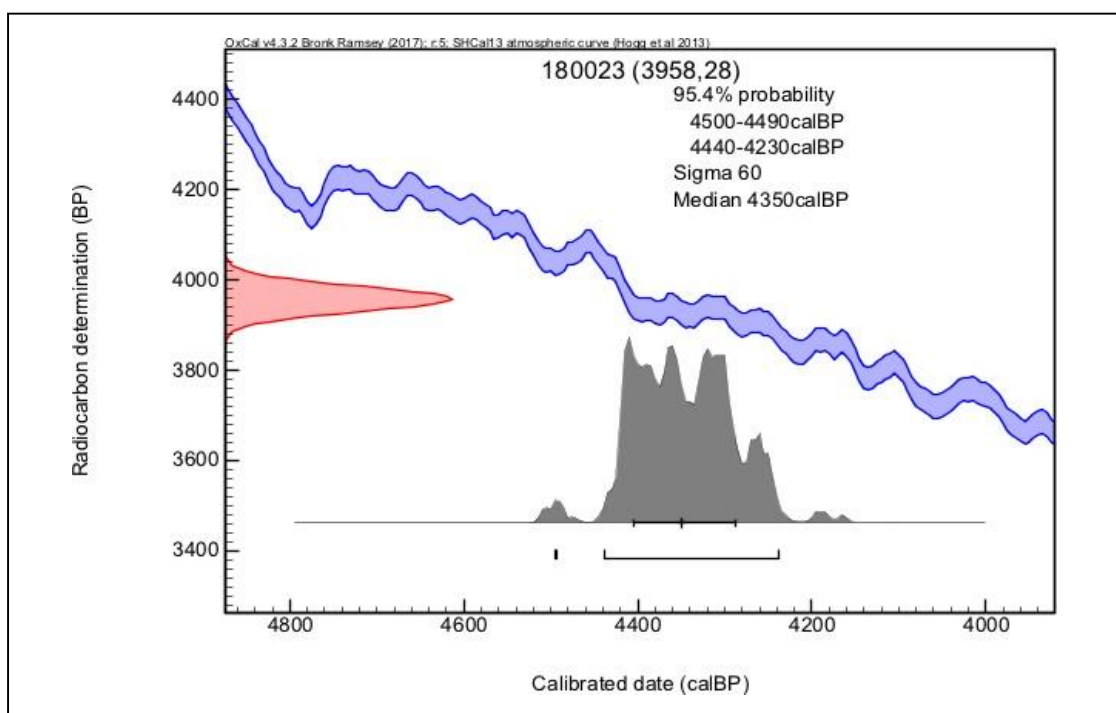


Figura 60: Idades calibradas: P1O1 (0-30cm) – 4440-4230 anos cal AP

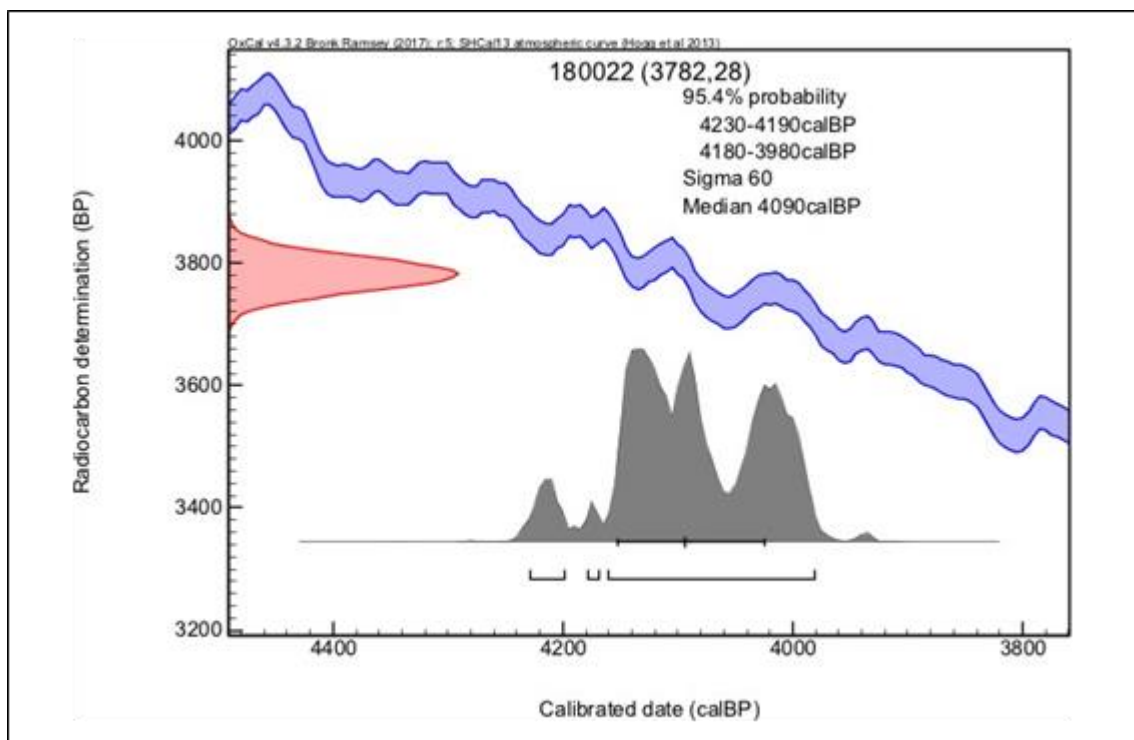


Figura 61: Idades calibradas: P1O3 (47-57cm) – 4180-3980 anos cal AP

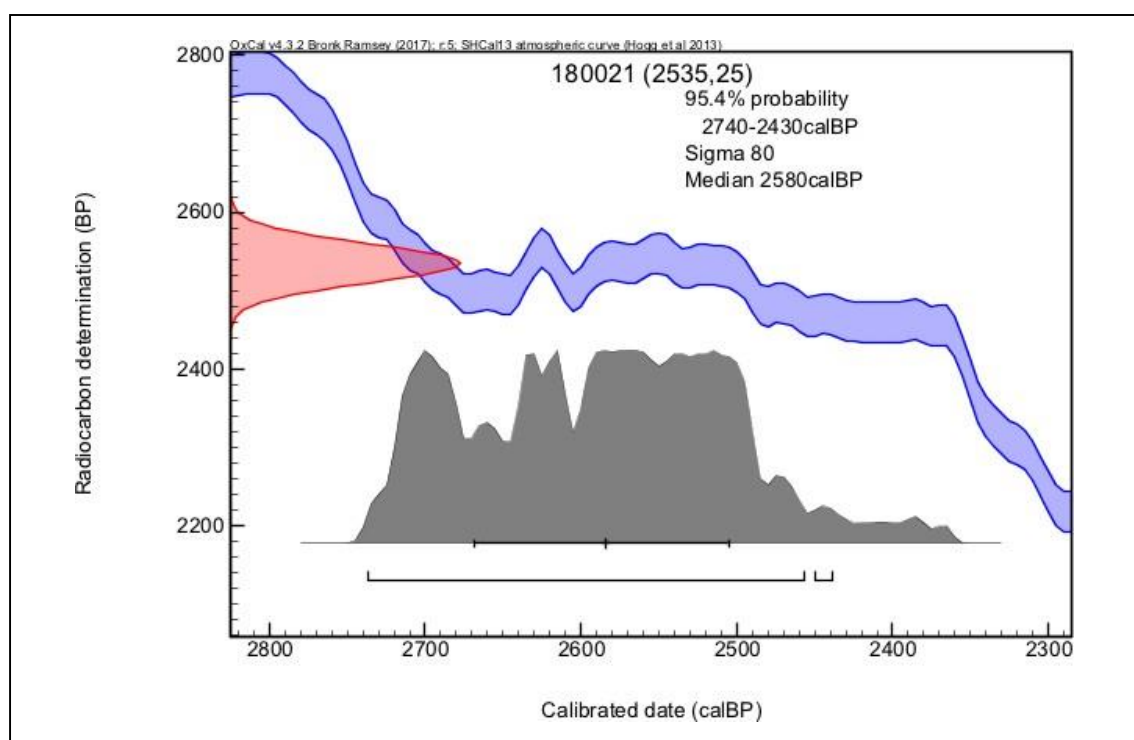


Figura 62: Idades calibradas: P1O6 (97-130cm) – 2749-2430 anos cal AP

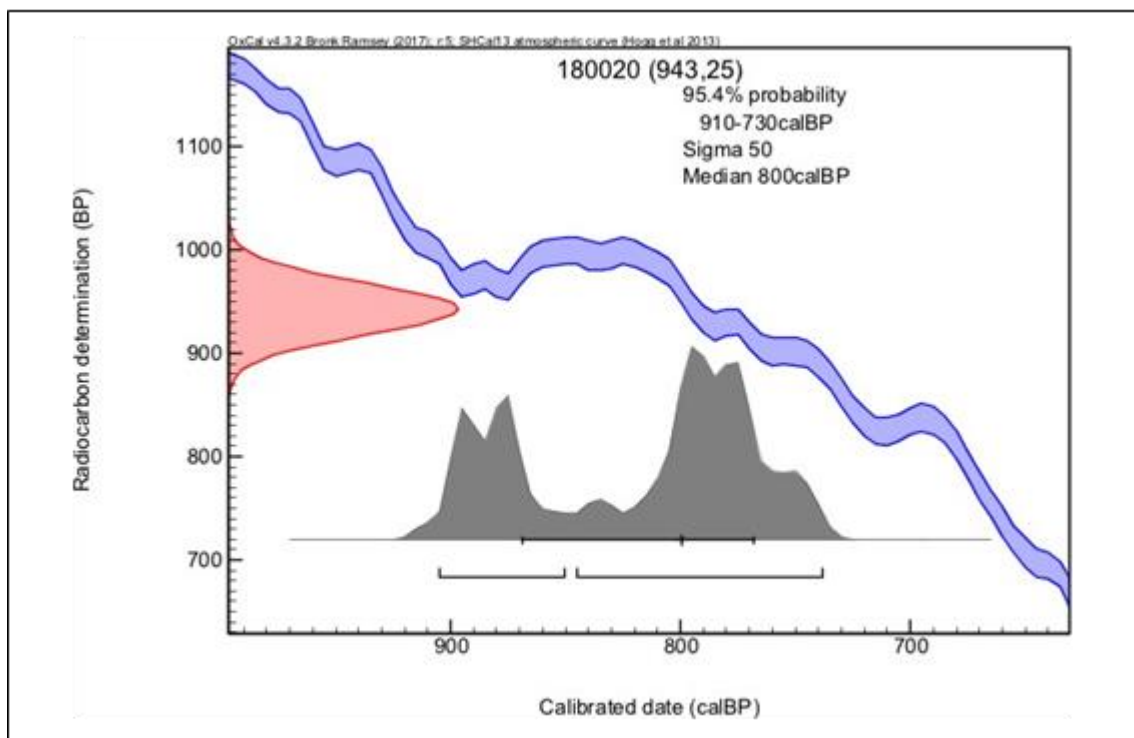


Figura 63: Idades calibradas: P2 (0-10cm) – 910-730 anos cal AP

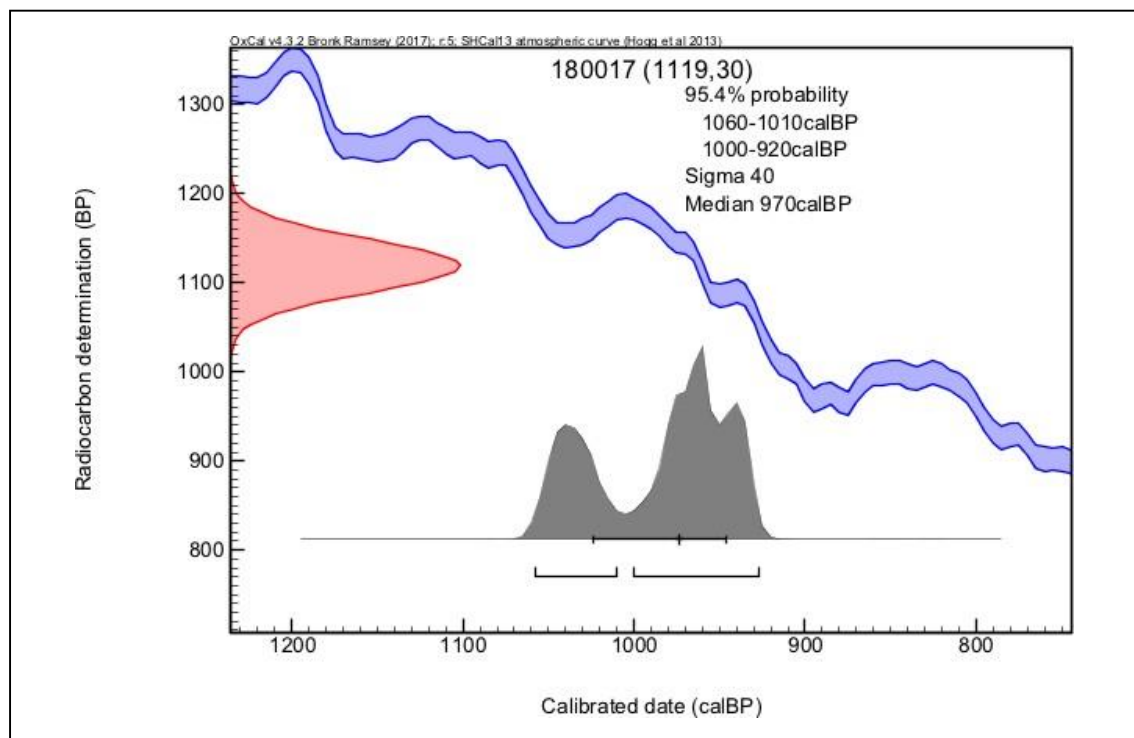


Figura 64: Idades calibradas: P2 (20-30cm) – 1000-920 anos cal AP

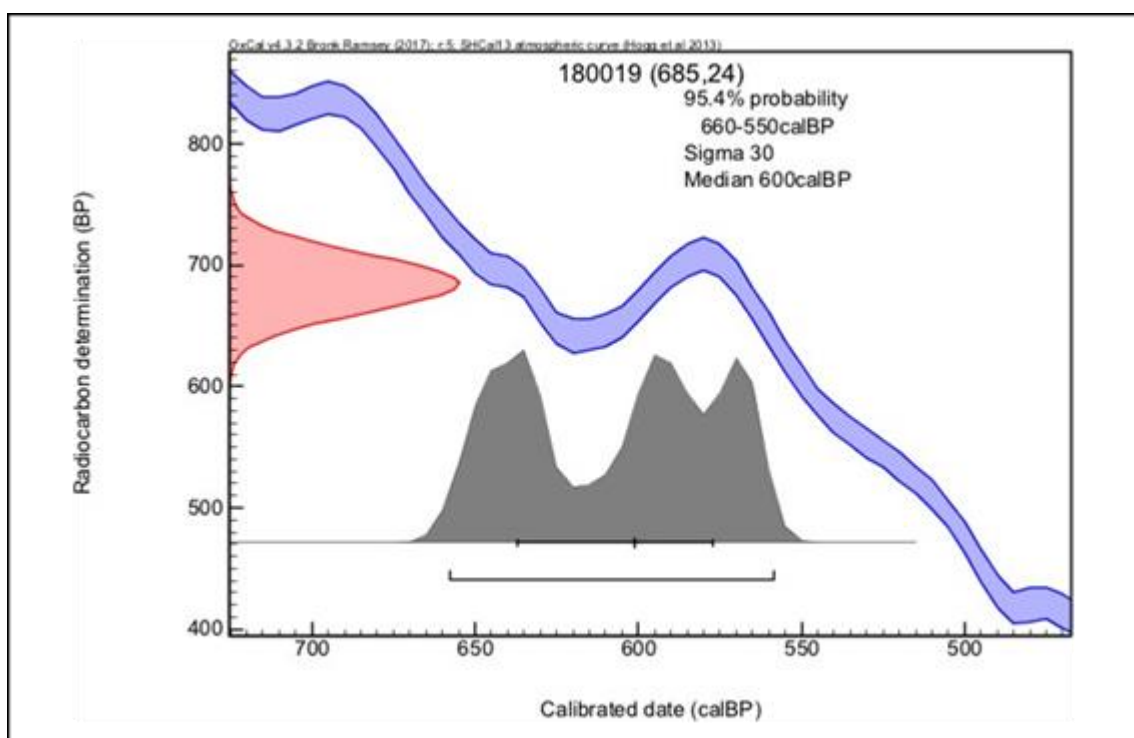


Figura 65: Idades calibradas: P2 (30-40cm) – 660-550 anos cal AP

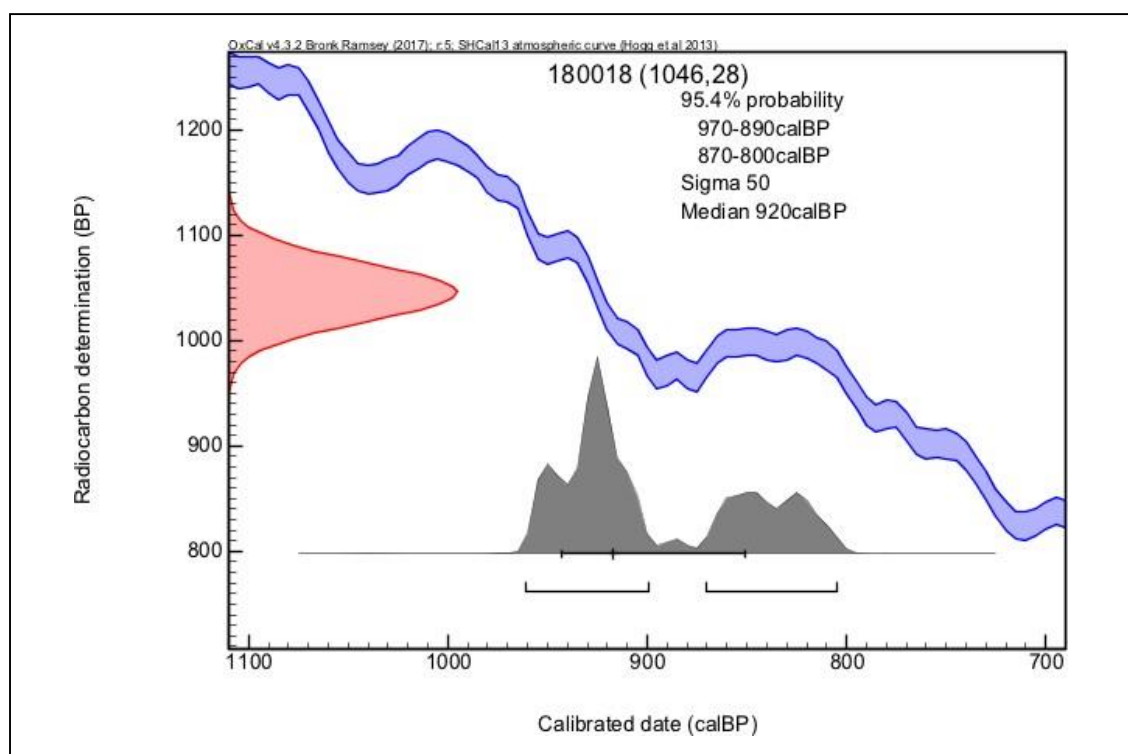


Figura 66: Idades calibradas: P2 (90-100cm) – 970-890 anos cal AP

5.1.5. Tendências observadas na Gruta Monte Cristo

A partir das análises de fitólitos, os materiais observados no interior da Gruta Monte Cristo (P2) estão sendo interpretados como alóctones, porém não como depósitos.

Segundo Rodet e Vasconcelos (2018 - comunicação pessoal): “não há condições, no sentido hidrodinâmico, para entender a separação entre elementos claros e escuros. Não se tem nada na dinâmica que consiga explicar isso. A única maneira seria haver um clima periglacial. O que se teve de glacial na área foi muito antigo e não representa o que se tem hoje. E, se tiver ocorrido esse clima periglacial, seriam momentos em que as entradas e saídas da caverna fossem congeladas, intercalados com períodos de aquecimento, quando se teria a disponibilidade e presença da água atuante por periodicidade até se formar um depósito. Em outras grutas no quartzito foram encontrados o mesmo padrão, como em Felício dos Santos, onde até o desenvolvimento da gruta é similar, nas mesmas condições.”

Outro problema é que na Gruta Monte Cristo não há bacia de alimentação nas entradas, como se pode observar na figura esquemática 47 (pág. 118). Por ser material arenoso, é possível que os fitólitos tenham percolado através das múltiplas fraturas da gruta. Considerando as entradas da caverna (figura 47), as frentes de alteração e as ligações dentro da Gruta Monte Cristo, o depósito dos fitólitos teria ocorrido desta forma: o teto tem muitos domos, indicando a presença de água. Os fitólitos podem ter se acumulado nessa água com a alterita e percolado para dentro da gruta.

Rodet e Vasconcelos (2018 - comunicação pessoal) estabelecem a hipótese de que, no período entre 700 a 1000 anos, possa ter ocorrido maior entrada de água relacionada à abertura e fechamento da entrada 2 (figura 47). O pedaço da passagem pode abrir e fechar várias vezes, podendo estar relacionado com antigas inundações e redistribuição de materiais.

As inversões das idades da MOS entre as camadas podem estar relacionadas a diferentes pontos de saturação da inundação. Onde a saturação foi maior, a idade pode ter sido mais antiga e onde foi menor a idade é mais recente. As inundações mais recentes não chegaram ao nível das mais antigas. Além disso, a água em movimento também movimentaria os fitólitos na areia, por transporte vertical. Já no perfil exterior à Gruta, as inversões das idades da MOS seguem a hipótese de inversão de relevo.

A Gruta Monte Cristo pode ser entendida como 2 sistemas de formação diferentes, como se fossem 2 cavernas, sendo uma formada antes da outra e que depois foi conectada por essas ligações laterais (figura 47). Os fitólitos estariam trazendo respostas da própria dinâmica da caverna.

Através da análise de fitólitos, foi possível observar que não houve mudança no tipo de vegetação na região. Nos 2 perfis, o índice D/P segue uma tendência de pequeno

aumento à medida que se aproxima da superfície. O índice Bi (estresse hídrico) possui valores moderados no P1 e valores mais baixos no P2. O índice Pa/P (Arecaceae) no P1 quase não variou e teve um aumento na direção da superfície no P2. O maior índice Ic (climático) no P1 foi em torno de 4180-3980 anos cal AP e o menor Ic, no P2, foi em torno de 600 anos.

Outros estudos, como os de Augustin *et al.* (2014), Rocha (2014), Lucena (2014), Seixas (2015) e Chueng *et al.* (2019), encontraram valores similares dos índices D/P, Bi, Ic e Pa/P em estudos paleoambientais em Minas Gerais.

Estudos relacionados à paleovegetação (pólen, isótopos e carvão) em outras localidades do cerrado entre 8000 a 5.000 anos cal AP, como os de de Ledru (1993), Behling (1995, 2003), Ledru *et al.* (1996), Parizzi *et al.* (1998) e Turcq *et al.* (2002) apontam um período mais seco com redução de pólen de espécies arbóreas e ao aumento dos fragmentos de carvão.

5.2. Gruta Pau-Ferro

5.2.1. Caracterização da Gruta Pau-Ferro

Desenvolvida em rocha calcária, a Gruta Pau-Ferro possui cinco entradas distribuídas ao longo de 701,8 metros com direção longitudinal preferencial SO-NE. Esta gruta também possui ampla diversidade de espeleotemas, como estalactites, estalagmites, travertinos, colunas, cortinas, coralóides entre outros (Figura 67). (TEXEIRA- SILVA *et al.*, 2005).

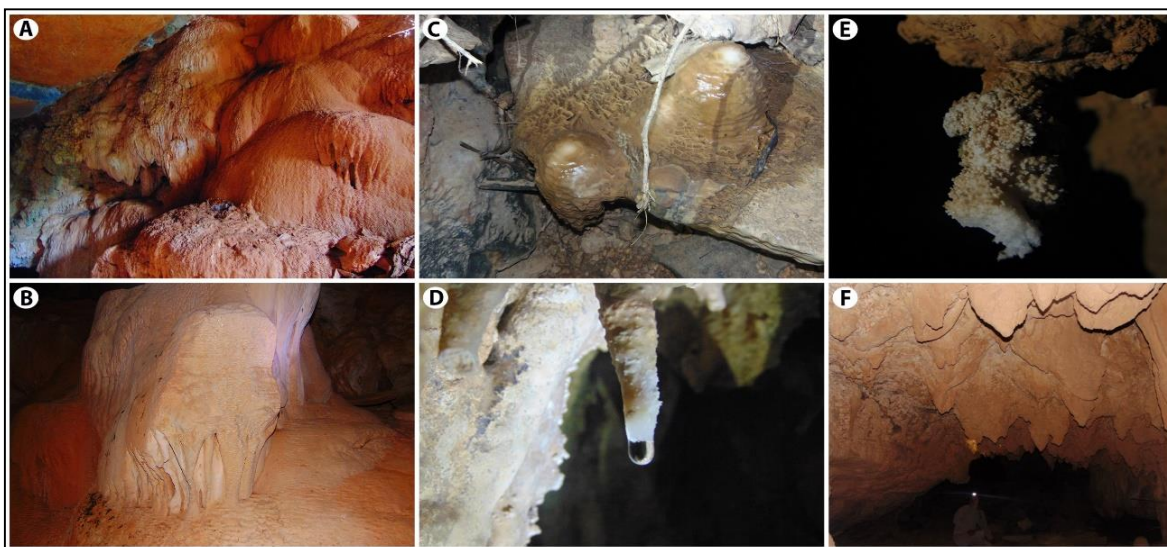


Figura 67: A-F: Diferentes espeleotemas desenvolvidos em calcita na gruta Pau-Ferro, Monjolos-MG. A) Cortina, B) Coluna, C) Estalagmites D) Gotejamento de água e calcita, E) Coralóides, F) Estalactites (Fotos: Chueng, 2016)

O perfil de solo (P3) foi coletado no exterior da Gruta e trata-se de um Neossolo Litólico. Dessa forma, só foi possível obter amostras até 57cm (Figura 68). A vegetação atual do entorno do ponto de coleta é composta por uma mata seca.

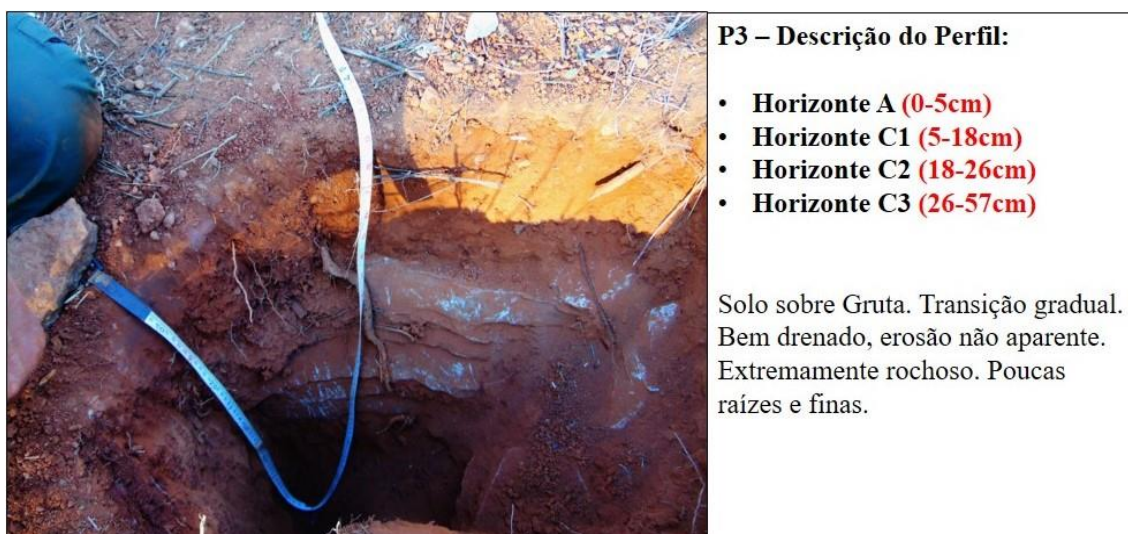


Figura 68: Perfil 3 (Neossolo Litólico) com sua respectiva descrição

5.2.2. Análises Granulométricas

As análises granulométricas do perfil de solo próximo à Gruta Pau-Ferro (Tabela 9 e Figura 69) apresentaram uma quantidade de fração arenosa total entre 75,5 a 85,2 dag/kg, sendo a textura franco-arenosa, com maior variação entre as frações de areia média, areia fina e muito fina. A quantidade de argila é maior nos horizontes entre 26 a 57cm, nos horizontes C2 e C3, com valores de 16 e 15 dag/kg. Já a quantidade de silte é maior no horizonte C1, com 10,9 dag/kg.

Tabela 9: Análises Granulométricas do perfil próximo à Gruta Pau-Ferro

Amostras	Profundidade ^a	Areia total ^b	Areia muito grossa ^b	Areia grossa ^b	Areia média ^b	Areia Fina ^b	Areia muito fina ^b	Silte ^b	Argila ^b
P3A	5	85,2	5,1	4,7	16,1	25,0	34,3	3,3	11,5
P3C1	18	80,1	5,0	5,2	15,4	22,8	31,6	10,9	9,0
P3C2	26	75,5	4,8	5,1	14,1	30,1	21,2	8,5	16,0
P3C3	57	76,7	5,5	4,4	16,7	21,1	29,1	8,4	15,0

a- cm; b- dag/kg

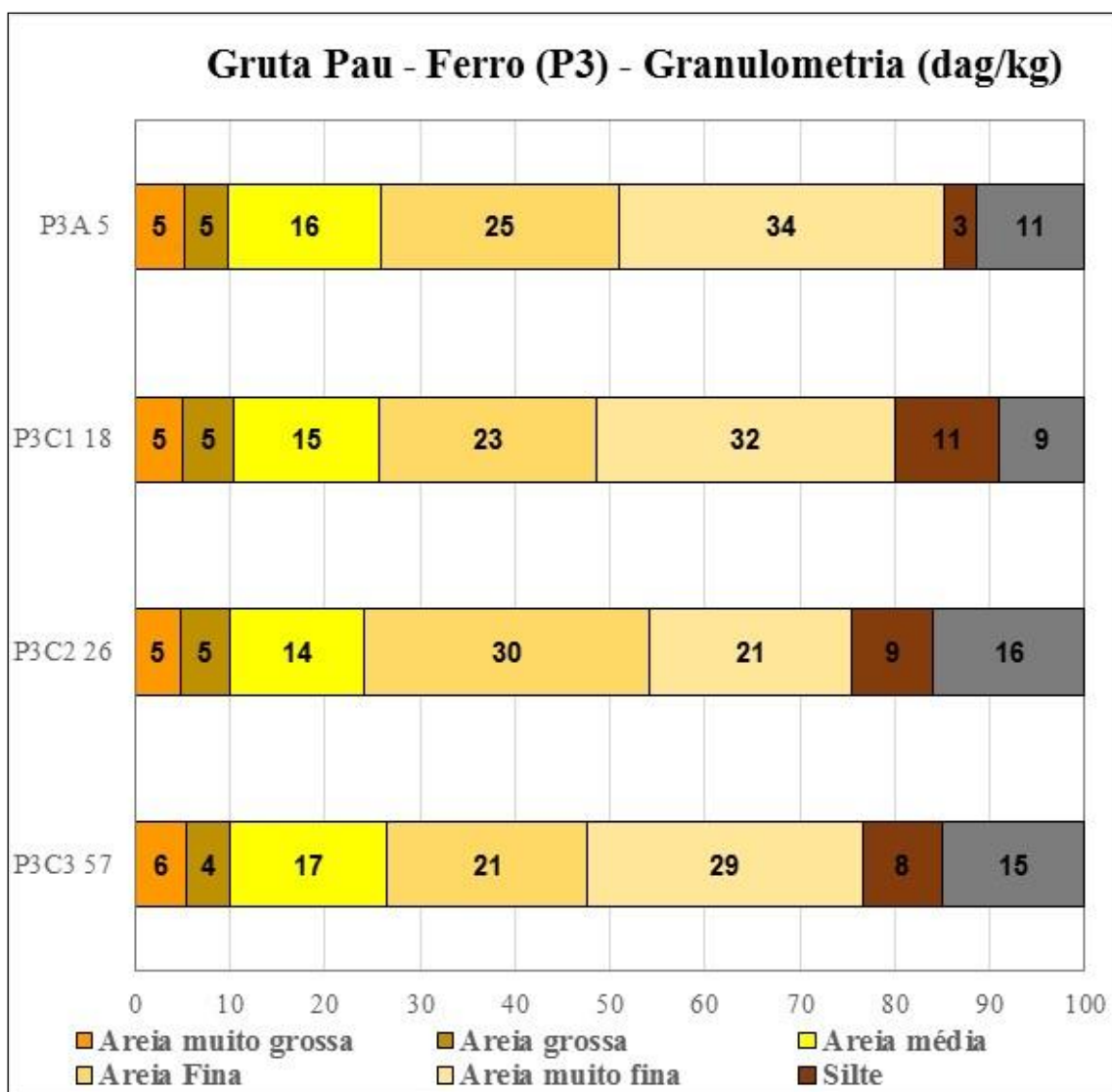


Figura 69: Granulometria do Perfil da Gruta Pau-Ferro (P3)

5.2.3 Análises Fitolíticas

5.2.3.1. Estoque de fitólitos

O estoque de fitólitos da Gruta Pau-Ferro segue um padrão de diminuição com o aumento da profundidade (Tabela 10 e Figura 70). O estoque varia de 293 fitólitos no Horizonte C3 (26-57cm) a 381 fitólitos no Horizonte A (0-5cm).

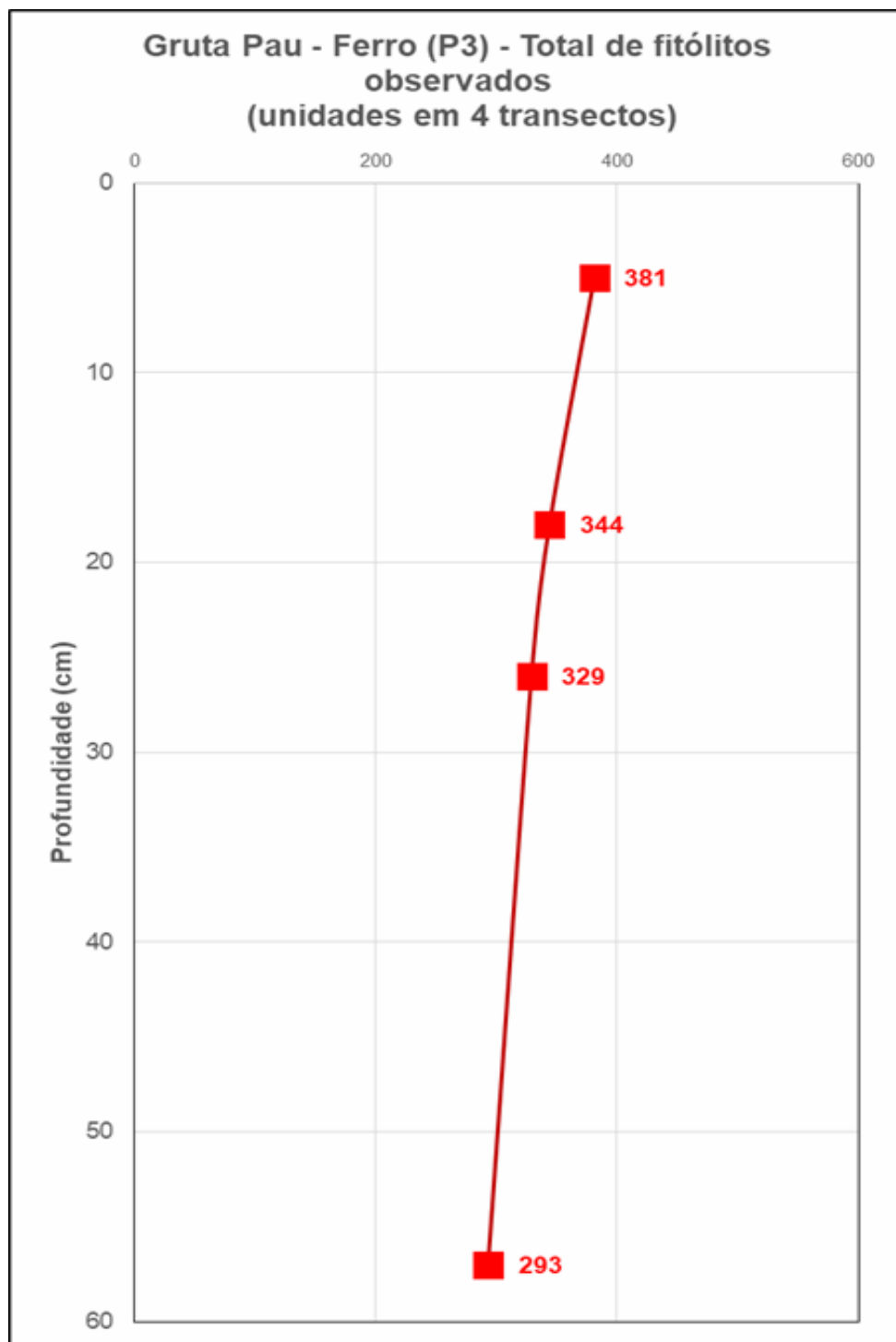


Figura 70: Estoque de fitólitos Gruta Pau-Ferro

Tabela 10: Resultados das análises fitolíticas no Perfil da Gruta Pau-Ferro

HORIZONTE	PROFUNDIDADE ^a	TIPOS ^b											CLASSIFICAÇÃO ^c		TOTAL ^d	ÍNDICES		
		<i>Bulliform paralelepipedal</i>	<i>Bulliform cuneiform</i>	<i>Globular granulate</i>	<i>Globular Echinata</i>	<i>Elongate</i>	<i>Acicular</i>	<i>Bilobate</i>	<i>Rondel</i>	<i>Cross</i>	<i>Trapeziform</i>	<i>Polylobate</i>	Classificáveis	Não classificáveis		D/P ^e	Bi% ^f	Ic% ^g
P3A	5	34,0	25,3	8,0	0,7	14,3	4,7	9,0	1,7	1,3	1,0	0,0	78,7	21,3	381	0,10	77,1	22,2
P3B	18	30,2	23,6	10,2	1,5	8,4	5,1	7,6	12,0	0,0	1,5	0,0	79,9	20,1	344	0,13	67,3	68,5
P3C1	26	25,4	26,5	6,3	1,1	12,7	7,1	6,0	9,7	1,1	4,1	0,0	81,5	18,5	329	0,08	65,0	82,2
P3C2	57	26,6	28,3	9,0	0,0	12,0	8,2	6,9	7,3	0,9	0,9	0,0	79,5	20,5	293	0,11	69,6	54,3

a) cm

b) % dos classificáveis

c) % do total de fitólitos

d) unidades

e) $D/P = (Globular\ Granulate) / (Bulliform\ Cuneiform + Bulliform\ Parallelepipedal + Acicular + Short\ cells)$ f) $Bi(\%) = [Bulliform / (Short\ Cells + Acicular + Bulliform)] \times 100$ g) $Ic(\%) = [(Rondel + Polylobate + Trapeziform) / (Rondel + Polylobate + Trapeziform + Saddle + Cross + Bilobate)] \times 100$

5.2.3.2. Classificação dos Fitólitos

No perfil analisado da Gruta Pau-Ferro, os fitólitos apresentam-se bem preservados e quase não variam com a profundidade, com uma média de 79 a 81% de fitólitos classificáveis e de 18 a 21% de não classificáveis (Tabela 10 e Figura 71). Apesar de ser possível identificar sua forma (sendo considerados classificáveis), os fitólitos apresentam-se bastante corroídos, indicando processos de alteração.

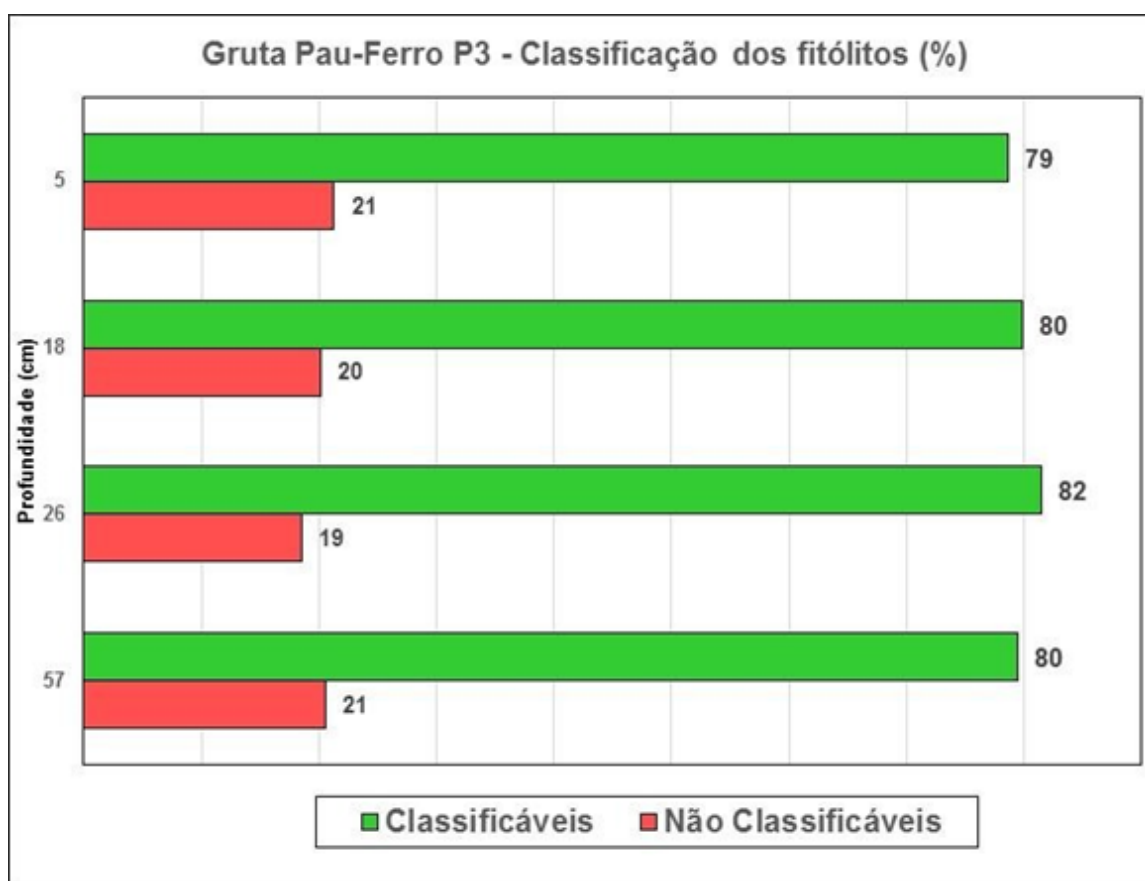


Figura 71 : Classificação dos fitólitos do Perfil da Gruta Pau Ferro

5.2.3.3. Tipos de fitólitos

Na Gruta Pau-Ferro, entre os fitólitos classificáveis predominam os tipos *bulliform paralelepipedal* e *bulliform cuneiform*, além dos tipos *cross* e *bilobate* (produzidos por Poaceae, sobretudo Panicoideae), *rondel* e *trapeziform* (relacionados a Poaceae de regiões temperadas ou tropicais de altitude), seguidos dos tipos *globular granulate* (produzidos Dicotiledôneas Lenhosas), *elongate* e *acicular*. Também se observa o tipo *globular echinate* (Arecaceae), porém em baixa porcentagem (Tabela 10 e Figuras 72 e 73).

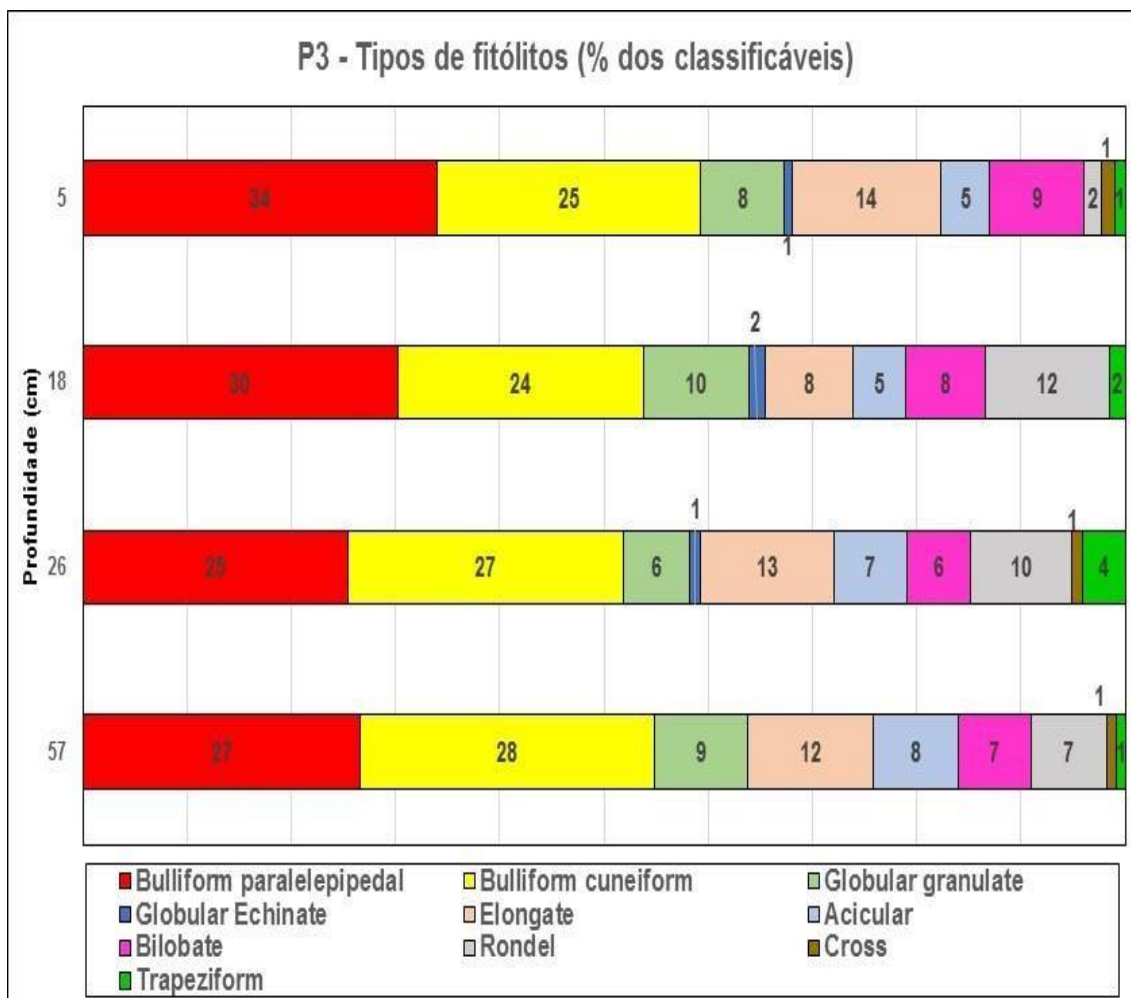


Figura 72: Tipos de fitólitos da Gruta Pau-Ferro (P3)

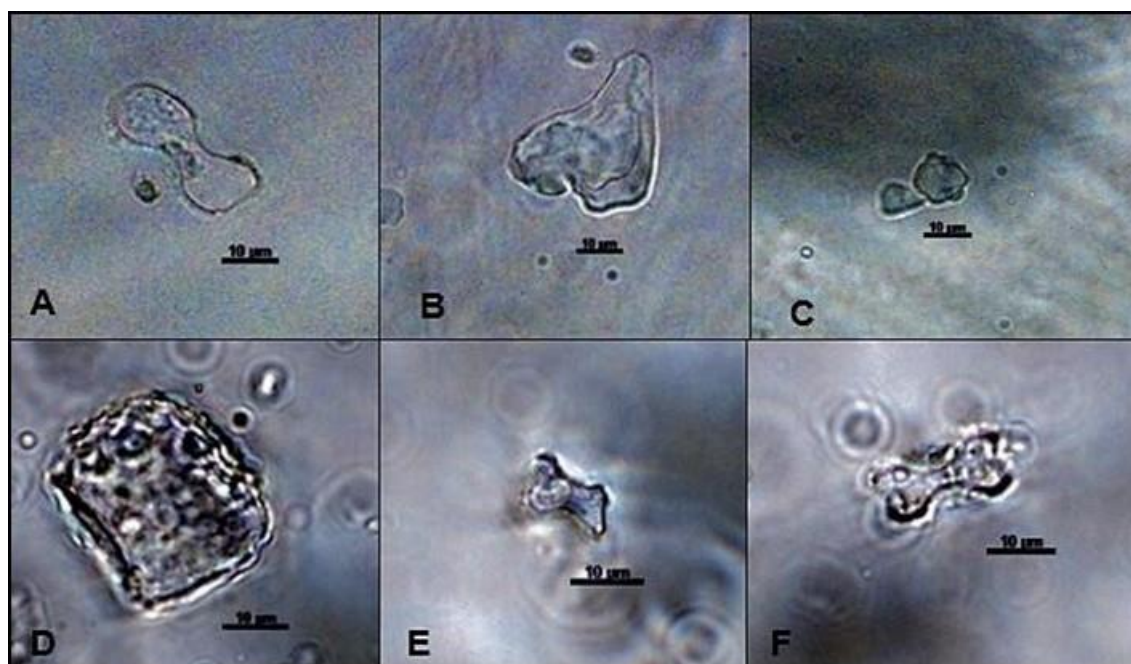


Figura 73: Fitólitos observados na Gruta Pau – Ferro (P3): A- Bilobate; B- Bulliform Cuneiform; C- Globular Granulate; D- Bulliform Parallelepipedal; E- Rondel; F- Cross (Fotos: Chueng, 2018)

5.2.3.4. Índices fitolíticos

O índice de densidade arbórea (D/P) é baixo (entre 0,08 a 0,13), indicando uma vegetação aberta ao longo do período estudado. O índice Bi apresenta valores médios a elevados (65 a 77%), com pequenas variações ao longo da profundidade, indicando moderado estresse hídrico. O índice Ic possui grandes variações em profundidade, com um aumento da porcentagem (de 54 para 83%) do Horizonte C2 para o Horizonte C1 (57-26cm), diminuindo progressivamente em relação à superfície, quando atinge 22% no Horizonte A (Tabela 10 e Figura 74).

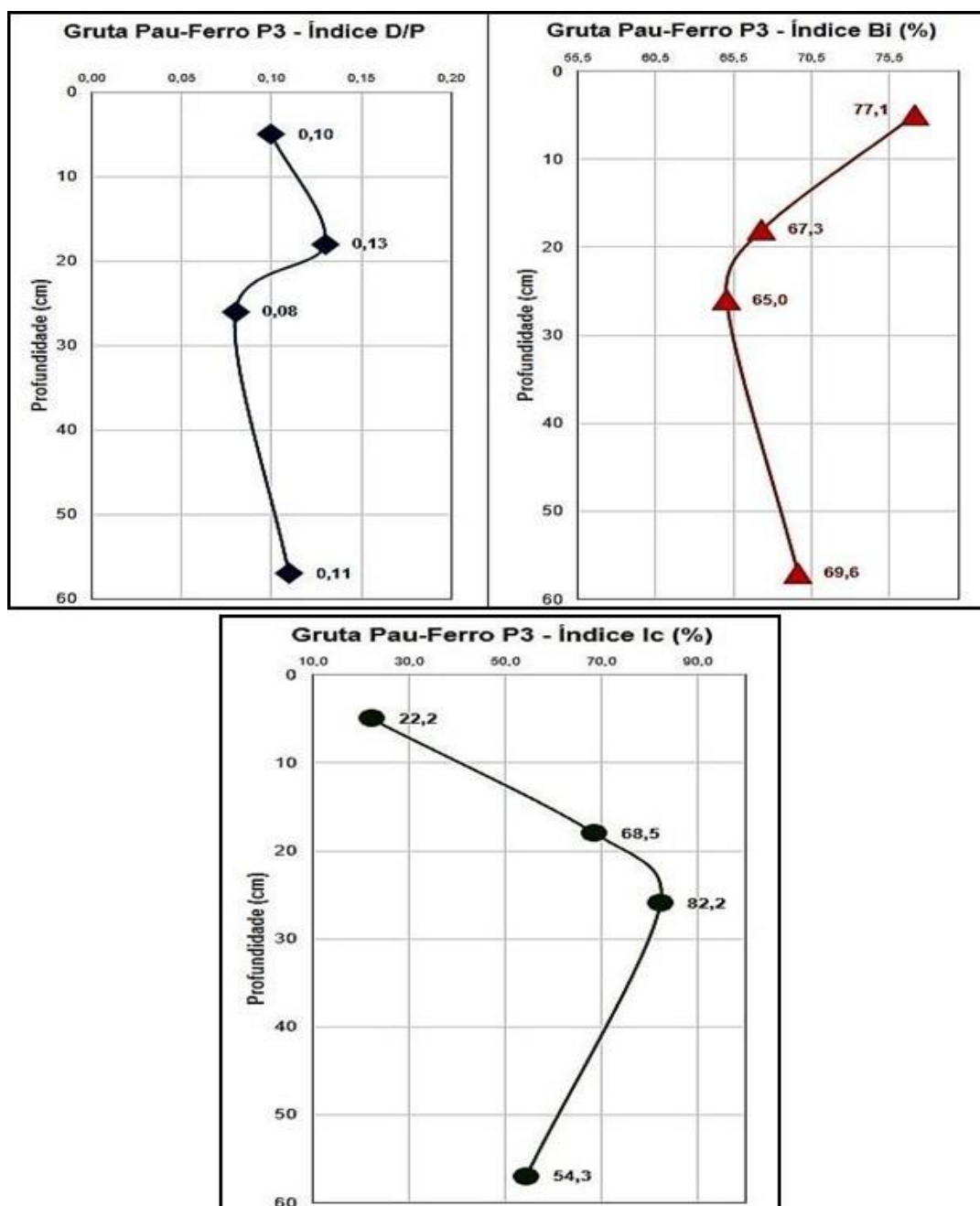


Figura 74: Índices fitolíticos da Gruta Pau-Ferro (P3).

5.2.4. Datação ^{14}C -AMS

Foram realizadas duas datações por ^{14}C -AMS das amostras da Gruta Pau-Ferro (Tabela 11), no Laboratório de Radiocarbono (LAC/UFF), na Universidade Federal Fluminense.. Na profundidade de 57 cm a idade obtida foi de 440 anos cal AP e na profundidade de 18cm foi de 250 anos cal AP. As idades foram calibradas utilizando a curva SHCal e o software Oxcal.

Tabela 11: Datações ^{14}C -AMS do perfil da Gruta Pau-Ferro

LAC UFF	Amostra	Profundidade (cm)	Idade ^{14}C (anos)	Desvio $\pm$ (anos)	Idade cal Máxima (anos AP)	Idade cal Mínima (anos AP)	Certeza (%)
180030	HzC1	5-18	250	25	225	250	95,4
180031	HzC3	26 - 57	440	26	414	440	89,9

5.2.5. Tendências observadas na Gruta Pau-Ferro

No período observado a vegetação foi correspondente a mata seca, provavelmente devido à litologia carbonática. O índice Ic mais elevado e o D/P mais baixo são encontrados no Horizonte C2, sugerindo um episódio mais frio e seco entre 440 e 250 anos cal AP.

Valores semelhantes de D/P e Bi foram encontrados por Augustin *et al.* (2014) na Serra do Engenho, MG, por Rocha (2014) em Gouveia, MG, e por Chueng *et al.* (2019) em Chapadinha, MG.

Outros estudos paleoambientais, como o de Bispo (2016) e Costa (2018) utilizando dados palinológicos, isotópicos e geoquímicos, apontam a tendência de aumento da temperatura na segunda metade do Holoceno.

Devido ao relevo acidentado e topografia íngreme, a Gruta Pau Ferro está sujeita a intensos processos erosivos, tanto com aporte de materiais que são trazidos de montante e se depositam sobre a gruta, como, eventualmente, também com a retirada de material no entorno da gruta. Da estrada até o topo da cavidade (figura 43) percebe-se áreas com forte inclinação, maior erosão, rampas mais suaves com acúmulo de material e áreas íngremes, como no topo da caverna, que favorecem um fluxo hídrico com maior erosão, consequentemente favorecendo o rejuvenescimento do solo analisado. Esse fato, aliado à datação tão recente obtida para o Neossolo Litólico analisado no topo da caverna, corrobora o alto grau de alteração dos fitólitos encontrados, ligados a um ambiente de

processos erosivos intensos. Resultados semelhantes foram encontrados nos estudos de Augustin *et al.* (2014) também na Serra do Espinhaço.

A vegetação desempenha um papel muito importante na retenção dos sedimentos que são carreados nestes processos. As análises fitolíticas (índice D/P) indicam uma vegetação predominantemente aberta, embora atualmente em muitos locais seja encontrada uma mata seca. Isto pode estar ligado ao fato de que o ambiente é composto por rochas calcárias, as quais podem interferir na formação e fitofisionomias de vegetação de maneiras distintas, caracterizadas essencialmente pela escassez de solo e pela condicionante edáfica.

Segundo Rizzini (1997), nos ambientes como os lapiás, onde existem rochas expostas, a falta de solo só permite o desenvolvimento de cactáceas ou plantas rasteiras. Onde há uma camada um pouco mais espessa de solo, que disponibiliza nutrientes no período chuvoso, a vegetação tende a ser formada por mata seca ou vegetação rupícula. Em ambientes com solo mais espessos, em climas mais úmidos, o calcário, por ser muito solúvel, é mais intemperizado, potencializando o desenvolvimento de uma vegetação mais densa, de cerrado até mata, dependendo da quantidade de umidade disponível ao longo do ano na região.

Segundo Sano e Almeida (1998), as fitofisionomias do Cerrado podem variar bastante, principalmente de acordo com a litologia. Nos solos rasos como os Litólicos, muitas vezes os estratos arbóreos crescem entre as fendas de afloramentos de rochas ou desenvolvem uma Mata Seca, incluindo as formações florestais caracterizadas por diversos níveis de caducifolia, dependentes das condições químicas, físicas e principalmente da profundidade do solo.

5.3. Sítio Arqueológico Cabeças 4

5.3.1. Caracterização do Sítio Cabeças 4

O Sítio Cabeças 4 possui superfície disponível para escavação ampla, representada por piso plano, com presença de poucos blocos abatidos. Em sua frente, voltada para leste, há um grande paredão de vegetação, com dossel arbóreo que ultrapassa 4 metros de altura, conferindo proteção aos painéis, porém baixa luminosidade, sobretudo no período da tarde. Além disso, toda a área é protegida de chuvas, inclusive as mais fortes, de modo que seu piso atual permanece intacto às ações de enxurradas. Da área total do sítio (Figura 75), foram selecionados apenas 3m² para intervenção (levando em conta a metodologia estabelecida para escavações regionais), subdivididos em três quadrículas nomeadas de

D30 (face oeste), E30 (central) e F30 (face leste). Contrariando as expectativas de um pacote sedimentar curto para a Serra do Espinhaço Meridional, foi possível alcançar uma maior profundidade do que nas demais escavações, entre 58/62 cm (ISNARDIS, 2013, FAGUNDES, 2013).

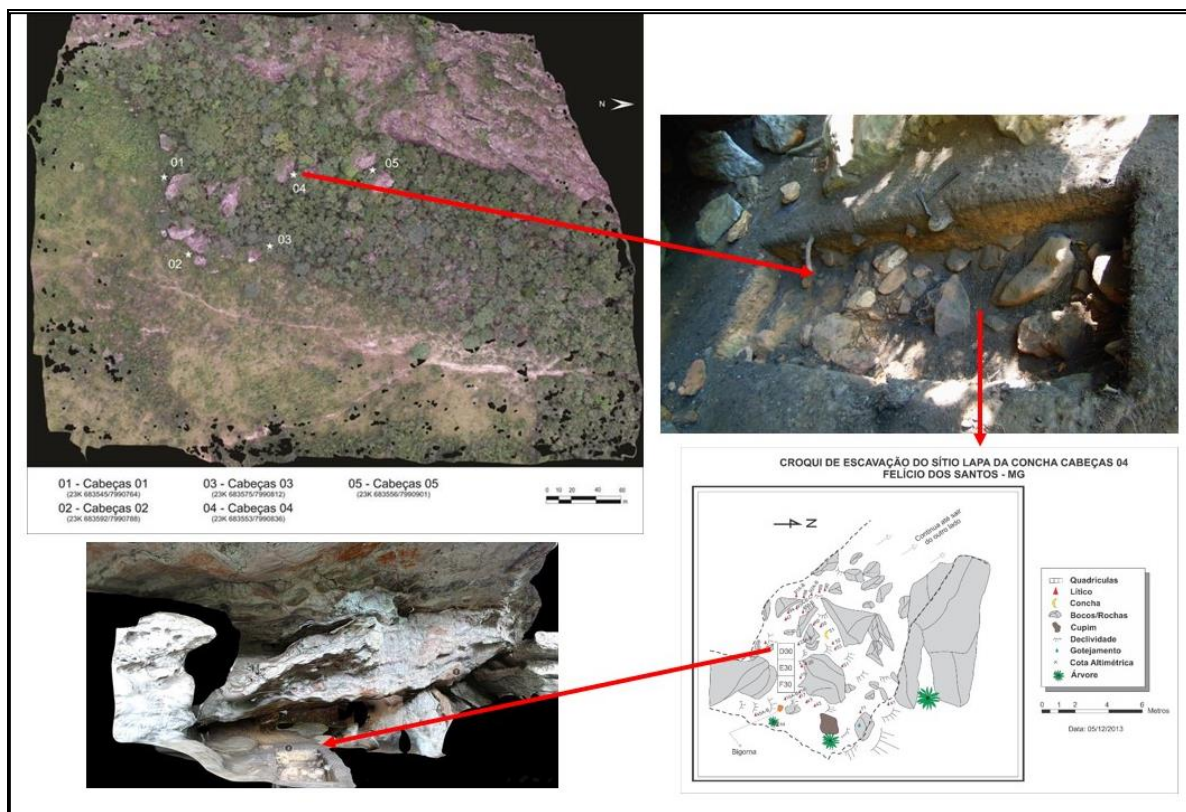


Figura 75: Caracterização Sítio Arqueológico Cabeças 4. Fonte: LAEP, 2014 adaptado por Chueng, 2020.

Para as análises de fitólitos os sedimentos foram coletados de 5 em 5cm, até a profundidade de 45cm (Figura 76).



Figura 76: Sedimentos coletados no Sítio Cabeças 4 (Foto: Chueng, 2017)

Além disso, foram coletadas amostras de um perfil de solo próximo ao Sítio Arqueológico Cabeças 4, em uma vertente. Trata-se de um Organossolo, com os seguintes Horizontes: Horizonte A (0-15cm), Horizonte O1 (15-88cm), Horizonte O2 (88-175cm) (Figura 77).



Figura 77: Organossolo (P4) próximo ao Sítio Arqueológico Cabeças 4 (Foto: Chueng, 2017)

5.3.2. Análises Granulométricas

As análises granulométricas do Sítio Arqueológico e do Organossolo (P4) (Tabela 12 e Figuras 78 a e b) apresentaram uma quantidade de fração arenosa total entre 75,3 a 85,9 dag/kg, sendo a textura franco-arenosa, com predomínio de areia muito fina (38,9 a 55,1 dag/kg).

No Sítio Arqueológico, houve uma presença maior de argila nas camadas de 25cm e 35cm (15 e 10 dag/kg). Já as maiores quantidades de silte foram nas camadas de 10cm, 20cm e 30cm (19,7; 14,7; 14,6) (Tabela 12 e Figura 78 a e b).

No Organossolo, ocorreu uma presença maior de argila no Horizonte O1 (88cm), com 8,5 dag/kg. Já a maior quantidade de Silte se apresentou no Horizonte A (15cm), com 12 dag/kg (Tabela 12 e Figura 78 a e b).

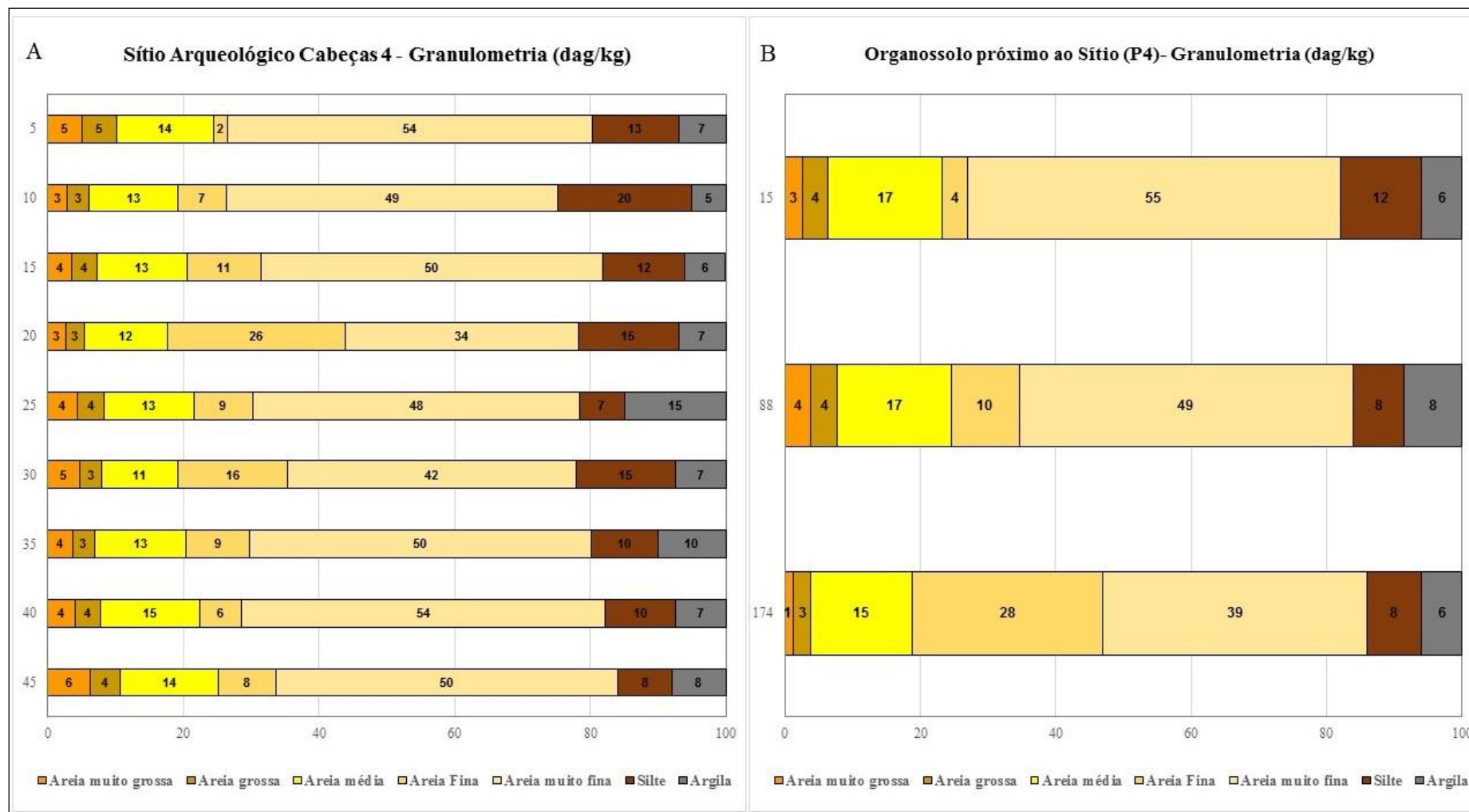


Figura 78: Granulometria A) Sítio Arqueológico e B) Organossolo (P4)

5.3.3. Análises Fitolíticas

5.3.3.1. Estoque de Fitólitos

O estoque de fitólitos do Sítio Arqueológico Cabeças 4 não segue o padrão observado normalmente em solos e testemunhos de sedimentos, de diminuição de profundidade, apresentando 319 fitólitos na superfície, com um aumento nas camadas de 20-25cm (285 fitólitos), 30-35cm (306 fitólitos) até a 40-45cm (284 fitólitos), conforme observado na Tabela 13 e Figura 79a.

Já no Organossolo próximo ao Sítio Arqueológico, o estoque de fitólitos segue o padrão de diminuição com a profundidade, desde o Horizonte A (0-15cm: 527 fitólitos) até o Horizonte O2 (88-175cm: 384 fitólitos) (Tabela 13 e Figura 79b).

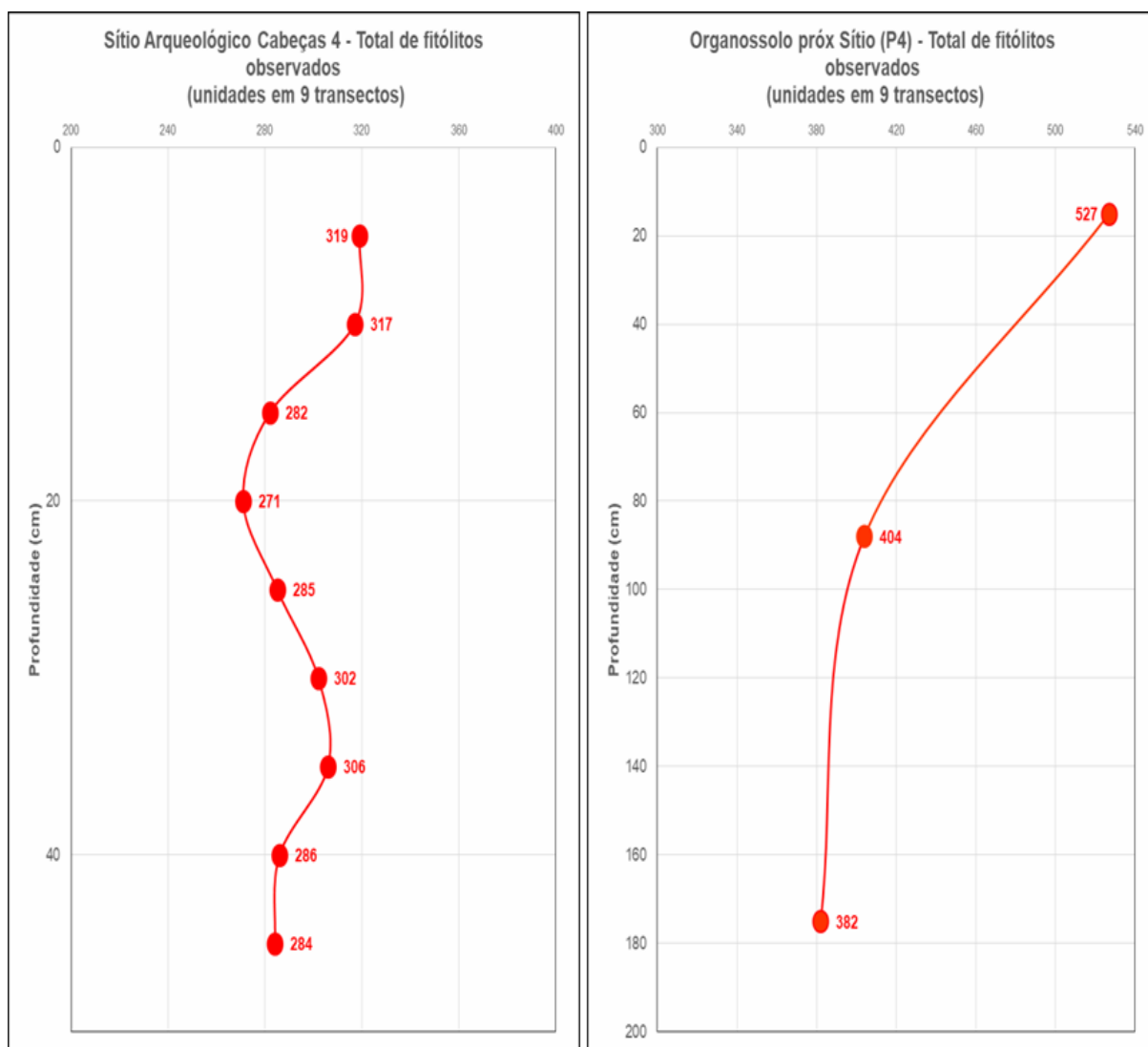


Figura 79: Estoque de fitólitos: a) do Sítio Arqueológico Cabeças 4; b) do Organossolo (P4) próximo ao Sítio Cabeças 4

Tabela 13: Resultados das análises fitolíticas no Sítio Arqueológico e no Organossolo

Amostras/ Profundidade ^a	Estoque de fitólitos ^b	<i>Bulliform parallelepipedal</i> ^c	<i>Bulliform cuneiform</i> ^c	<i>Globular Granulate</i> ^c	<i>Globular Echinata</i> ^c	<i>Elongate</i> ^c	<i>Acicular</i> ^c	<i>Bilobate</i> ^c	<i>Cross</i> ^c	<i>Trapeziform</i> ^c	<i>Polylobate</i> ^c	<i>Rondel</i> ^c	Total de fitólitos de Poaceae ^c	Classificáveis ^d	Não classificáveis ^d	D/P ^e	Bi ^f	IC ^g
S.A - 5	319	9	10	13	17	12	4	8	6	6	0	15	58	79	21	0,22	33	74
S.A - 10	317	14	12	13	16	11	4	7	4	5	0	15	60	77	23	0,21	43	76
S.A - 15	282	12	17	11	18	10	3	7	5	4	0	13	60	82	18	0,19	48	70
S.A - 20	271	12	14	9	16	12	4	6	3	6	0	18	63	80	20	0,15	43	90
S.A - 25	285	11	11	10	15	14	5	11	2	7	0	14	62	79	21	0,16	36	77
S.A - 30	302	12	9	8	15	14	5	9	6	7	0	15	62	81	20	0,13	33	75
S.A - 35	306	11	11	12	15	14	4	11	3	5	0	15	59	75	25	0,2	38	70
S.A- 40	286	12	9	8	13	9	4	17	10	6	0	11	70	83	18	0,12	30	46
S.A - 45	284	14	8	10	13	16	4	17	6	4	0	8	61	79	21	0,17	36	39
P.S A - 15	527	16	19	14	21	9	2	3	2	4	1	10	66	88	12	0,26	62	96
P.S O1 - 88	404	15	18	14	19	11	2	4	3	4	1	8	55	87	13	0,25	60	80
P.S O2 - 175	382	18	21	16	12	9	3	3	4	6	0	7	62	83	17	0,26	62	91

a- cm; b- unidades em três transectos horizontais; c- % de fitólitos classificáveis; d- % do total de fitólitos; e- D/P = *globular granulate* / (*bulliform parallelepipedal* + *bulliform cuneiform* + *acicular* + *short cells*); f- Bi = [(*bulliform parallelepipedal* + *bulliform cuneiform*) / (*bulliform parallelepipedal* + *bulliform cuneiform* + *acicular* + *short cells*)] x 100; g- Ic= [(*rondel* + *polylobate* + *trapeziform*) / (*rondel* + *polylobate* + *trapeziform* + *saddle* + *cross* + *bilobate*)] x100

5.3.3.2 Classificação dos fitólitos

Os fitólitos do Sítio Arqueológico Cabeças 4 se apresentaram bastante preservados, com uma porcentagem de 77 a 82% de fitólitos classificáveis a 18 a 25% de fitólitos não classificáveis (Figura 80a e Tabela 13). Os fitólitos do Organossolo próximo ao Sítio também se mostraram preservados, com porcentagem entre 83 a 87% de fitólitos classificáveis e 13 a 17% de fitólitos não classificáveis (Figura 80b e Tabela 13).

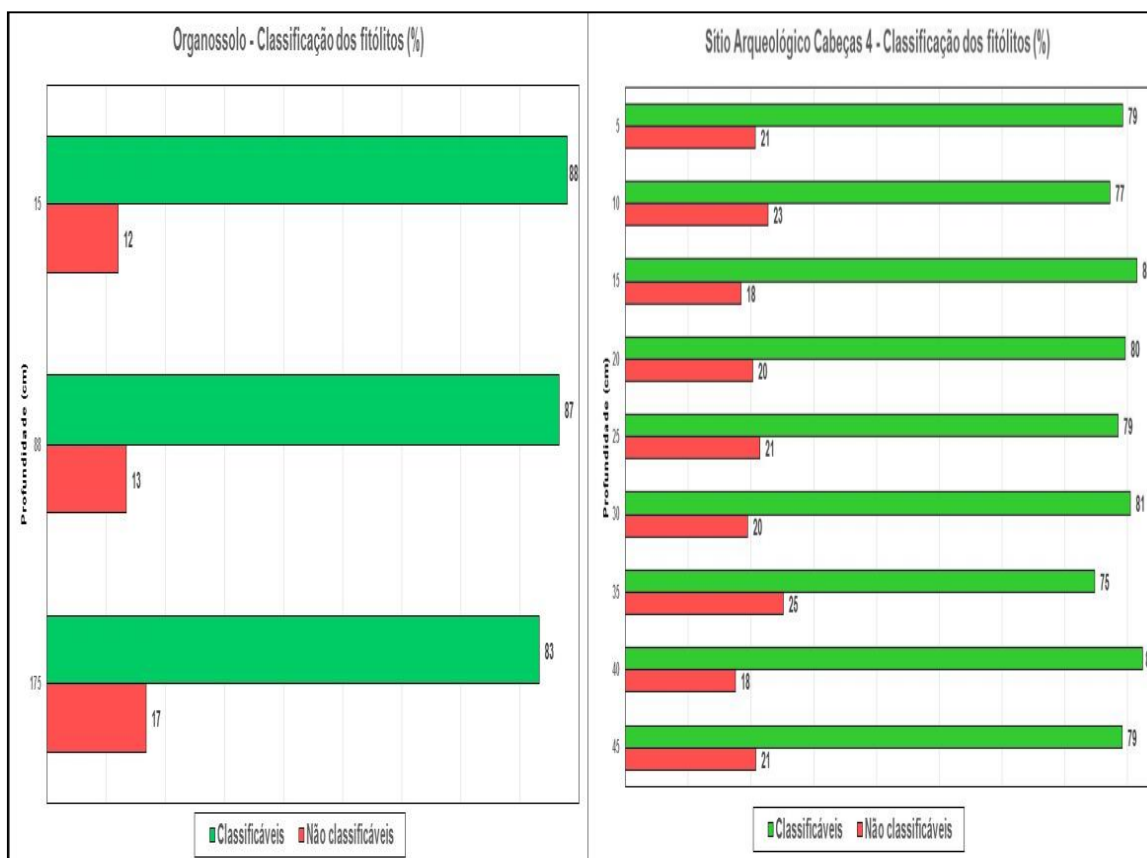


Figura 80 Classificação dos fitólitos: a) do Sítio Arqueológico Cabeças 4; b) do Organossolo.

5.3.3.3 Tipos de fitólitos

Os resultados da análise fitolítica do Sítio Arqueológico Cabeças 4 apresentaram predominância dos tipos *cross* e *bilobate* (Poaceae de ambientes úmidos), *rondel* (relacionados a Poaceae de regiões temperadas ou tropicais de altitude), *globular echinate* (Arecaceae), *elongate* (Poaceae ou dicotiledôneas lenhosas) e *bulliform cuneiform* (Poaceae, indica estresse hídrico) (Tabela 13 e Figuras 81 e 82).

Estes resultados foram corroborados com os tipos encontrados no Perfil de Organossolo, sendo que estes fitólitos se apresentam bem preservados e se distribuem de forma homogênea no perfil (Tabela 13 e Figuras 83 e 84).

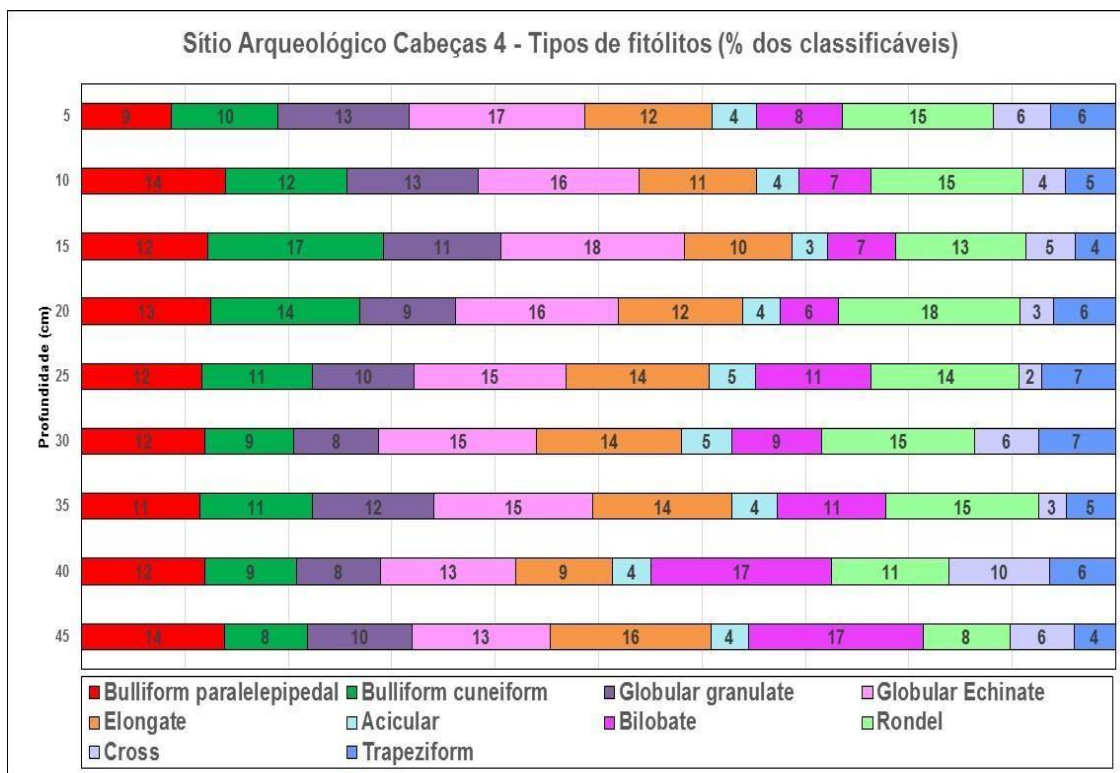


Figura 81: Tipos de Fitólitos do Sítio Arqueológico Cabeças 4

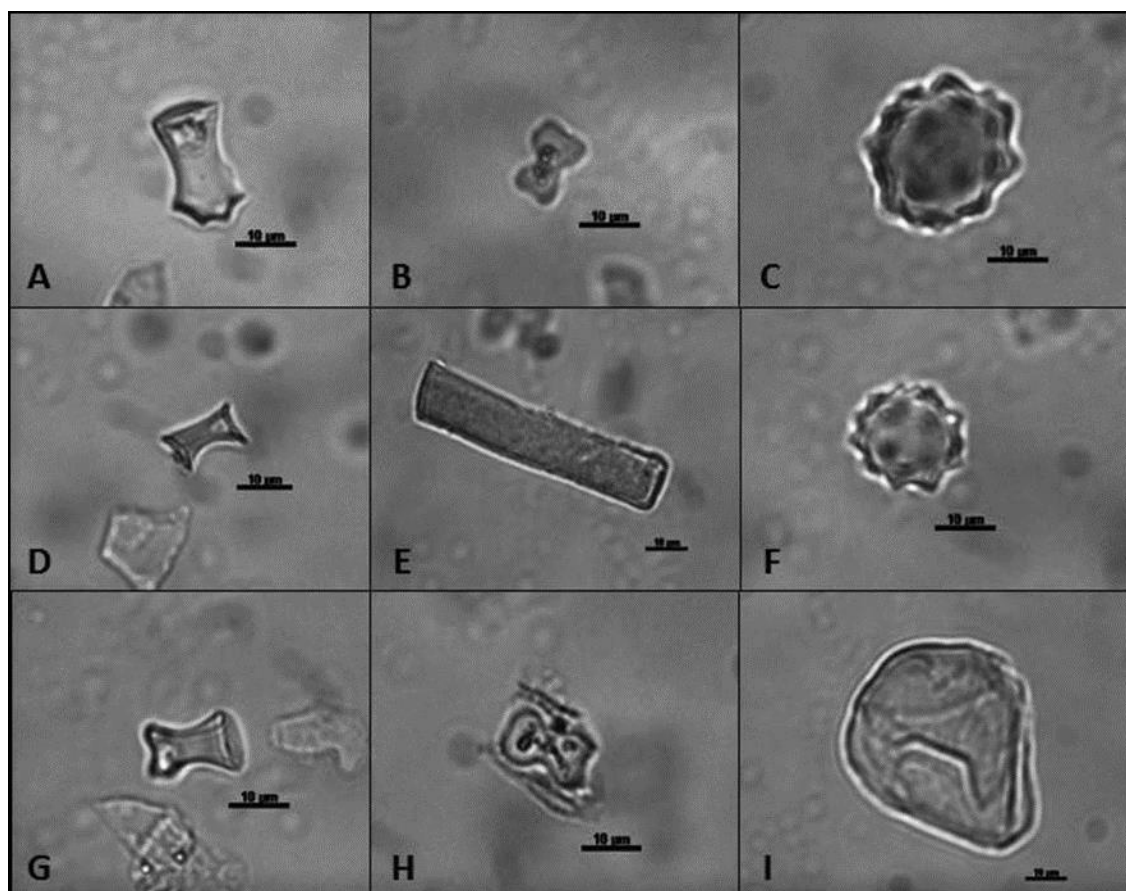


Figura 82: Principais tipos de fitólitos do Sítio Arqueológico observados ao microscópio óptico: A, D e G – Rondel; B – Cross; C e F – Globular echinate; E – Elongate; H- Bilobate; I – Bulliform Cuneiform (Fotos: Chueng, 2017)

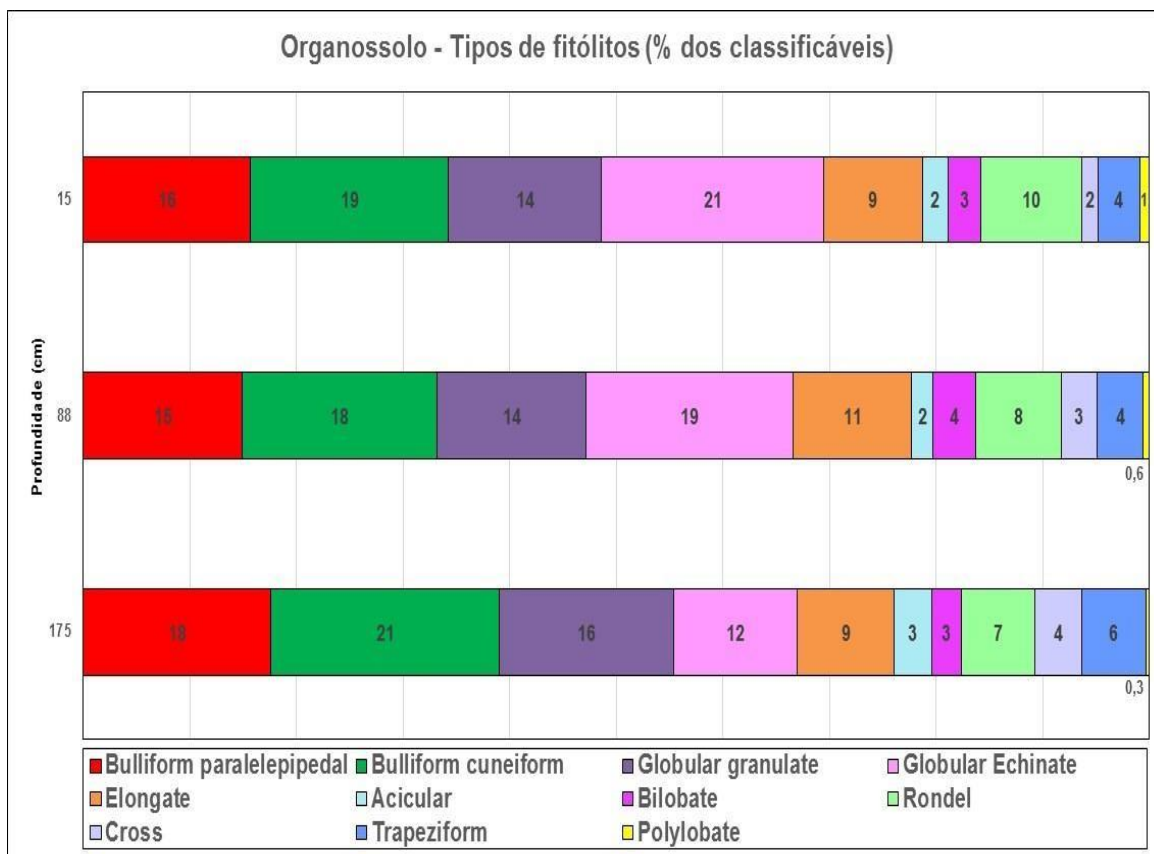


Figura 83: Tipos de fitólitos do Organossolo próximo ao Sítio Arqueológico (P4)

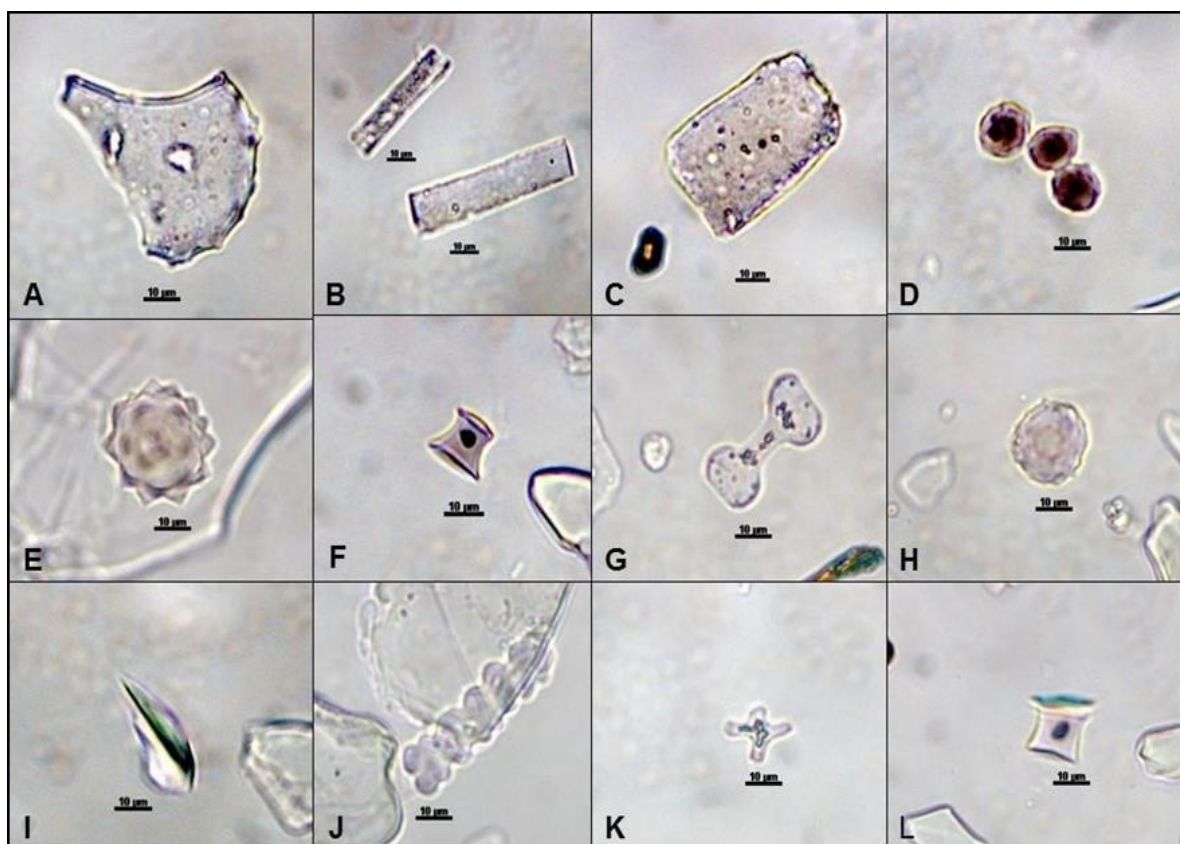


Figura 84: Principais tipos de fitólitos observados no perfil do Organossolo: A-Bulliform cuneiform, B-Elongate, C-Bulliform paralelepipedal, D e H- Globular granulate, E- Globular echinate, F e L-Rondel, G-Bilobate, I-Acicular, J e K – Cross (Fotos: Chueng, 2017).

5.3.3.4. Índices Fitolíticos

Como pode ser observado na tabela 6, os índices D/P, Bi e Ic não variaram ao longo do perfil. Os resultados sugerem que a região era recoberta por uma vegetação predominantemente de campos rupestres (D/P baixo e Ic indicando predomínio de gramíneas adaptadas a temperaturas mais baixas devido à altitude), com estresse hídrico moderado (valores médios do índice Bi) durante todo o período estudado.

5.3.4. Datação por ^{14}C -AMS

Foram realizadas duas datações no Organossolo próximo ao Sítio Arqueológico através de ^{14}C -AMS. As amostras foram grafitizadas no laboratório de radiocarbono (LAC) do Instituto de Física da UFF e datadas na *University of Georgia*, através de um acelerador de partículas CAIS 0.5 MeV.

O Horizonte A (0-15cm) apresentou idade entre 800 e 680 anos cal AP e o Horizonte O2 (88-174cm) entre 14200 e 13850 anos cal AP (Tabela 14 e Figuras 85 e 86).

Tabela 14: Datações ^{14}C -AMS do Organossolo próximo ao Sítio Arqueológico (P4)

LAC UFF	Amostra	Profundidade (cm)	Idade ^{14}C (anos)	Desvio $\pm$ (anos)	Idade cal Máxima (anos AP)	Idade cal Mínima (anos AP)	Certeza (%)
180016	P4	88 - 174	12207	43	14200	13850	95,4
180015	P4H2A	0 - 15	892	26	800	680	95,4

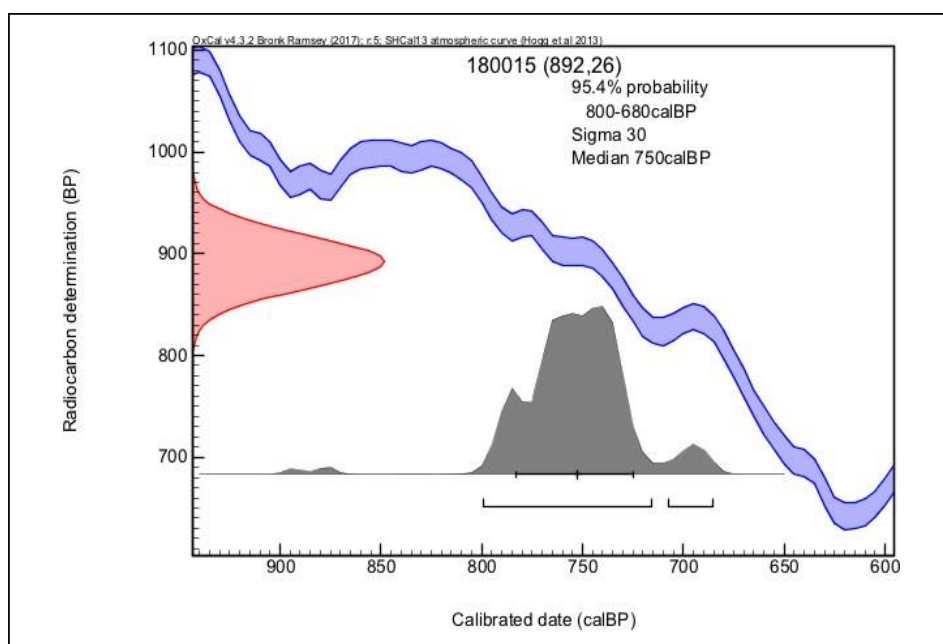


Figura 85: Idades calibradas: P4A (0-15cm) – 800-680 anos cal AP

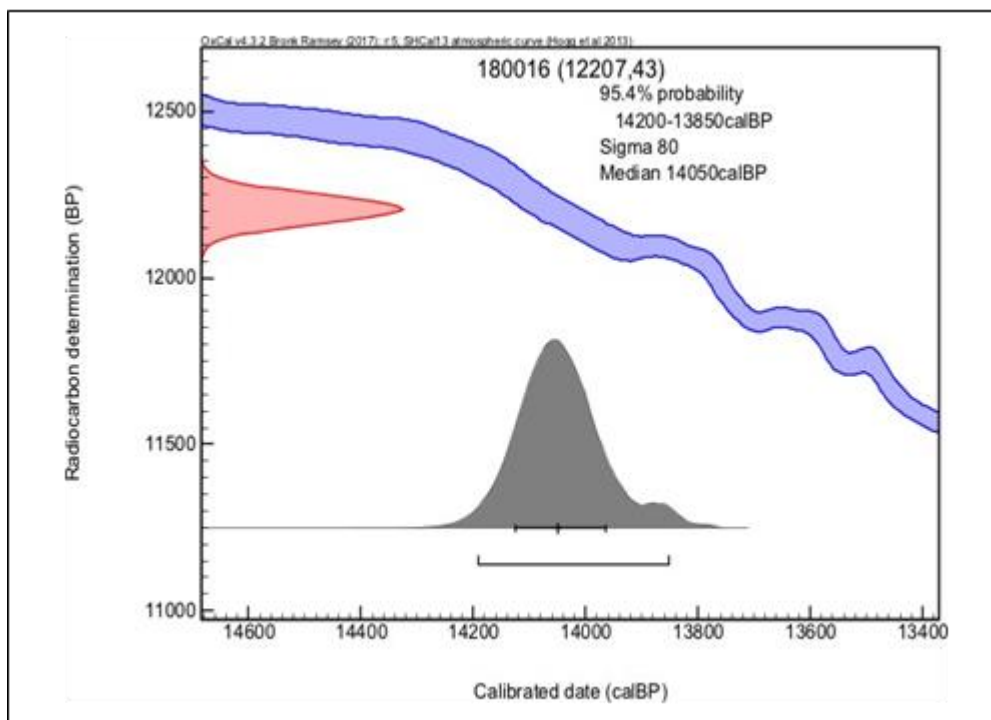


Figura 86: Idades calibradas: P4 (88-174cm) – 14200-13850 anos cal AP

O Sítio Arqueológico Cabeças 4 também foi datado por Fagundes (2016), sendo as idades relacionadas a fases distintas de ocupações.

Contrariando as teorias acerca do Hiato do Arcaico, o sítio Cabeças 4 apresentou datações a partir do Holoceno Médio, período onde ocorreram três ocupações distintas, associadas a grupos de caçadores coletores, a partir do nível 11/12 até o final da escavação (Tabela 15):

- (a) **Primeira ocupação:** entre 7255-7170anos cal AP e 7160 a 7100 anos cal AP, marcada pela presença de uma indústria lítica em quartzo hialino, com predominância da técnica unipolar de lascamento. De acordo com Fagundes (2016), apesar da existência de lascas bipolares, a presença da técnica unipolar para obtenção de suportes é o grande destaque da indústria, que parece ser uma marca regional, presente no conjunto artefactual do sítio Sampaio, por exemplo, também um abrigo com datação do Holoceno Médio, com cronologia de 4280 ± 30 (FAGUNDES *et al.*, 2017);
- (b) **Segunda ocupação:** por volta de 6180 a 6150 anos cal AP, também marcada pela presença majoritária de lascas de quartzo hialino obtidas pela técnica unipolar. Destaque para a presença, mesmo que muito sutil, de vestígios em quartzito, inclusive com a evidenciação de um mesial de plano convexo;

(c) **Terceira ocupação:** entre 4520-4420 a 4445-4420 anos cal AP, onde há uma continuidade do que foi visto na segunda ocupação no que tange à indústria lítica (Figura 9).

Tabela 15: Datações associadas a grupos de caçadores-coletores do sítio Cabeças 04 (Fonte: Fagundes, 2016)

Ocupação	Camada	Laboratório / Identificação	Idade 14C	Idade Calibrada (anos cal AP)
Ocupação 01	III	BETA 379290	6290± 30	7255 a 7170
Ocupação 01	III	BETA 379290	6140 ± 40	7160 a 7100
Ocupação 02	III	BETA 370289	5270 ± 40	6180 a 6150
Ocupação 02	III	BETA 370291	4010 ± 40	4520 a 4420
Ocupação 02	III	BETA 379289	3980 ± 30	4445 a 4420

5.3.5. Tendências Observadas no Sítio Cabeças 4

As análises fitolíticas das amostras do Sítio Arqueológico Cabeças 4 e do perfil de Organossolo próximo ao mesmo indicaram predomínio de tipos de fitólitos de Poaceae e Arecaceae. Além disso, os fitólitos se mostraram preservados, distribuídos de forma homogênea em profundidade.

Os índices D/P (densidade arbórea), Bi (estresse hídrico) e Ic (climático) não variaram ao longo do perfil sugerindo condições de estabilidade. Os valores de índices D/P baixos (entre 0,13 e 0,22 no S.A e 0,25 a 0,26 no P.S) são similares aos encontrados por Augustin *et al.* (2014), Barros *et al.* (2016), Alexandre *et al.* (1999) para áreas de cerrado em Minas Gerais, por Barboni *et al.* (1999) e Bremond *et al.* (2005) para a estepe arbustiva da África Ocidental. Os valores do índice Bi variaram de baixos, no Sítio Arqueológico (de 30 a 48%), a moderados (60 a 62%), no Organossolo. Valores médios do índice Bi (48 a 77%) foram encontrados por Chueng (2016), na região de Morrinhos, MG, indicando um ambiente de estabilidade geomorfológica. Os índices Ic foram elevados (de 70 a 90%) no Sítio Arqueológico, com exceção das 2 camadas mais profundas (39 a 46%) e ainda maiores no Organossolo (80 a 96%).

Os resultados sugerem que, na faixa cronológica de ocupação do sítio arqueológico, entre 7225 anos A.P. e 480 anos A.P. (FAGUNDES, 2016) a região era recoberta por uma vegetação predominantemente de campos rupestres (D/P baixo e Ic indicando predomínio de gramíneas adaptadas a temperaturas mais baixas devido à altitude), com estresse hídrico (índice Bi) moderado durante todo o período estudado

(últimos 11.000 anos).

A similaridade dos resultados das amostras coletadas em ambiente natural (perfil de solo) e no sítio arqueológico sugerem que os fitólitos são bons indicadores do ambiente mesmo em locais com interferência antrópica. Os resultados fitolíticos corroboram as pesquisas arqueológicas já desenvolvidas na área pelo LAEP, que ressaltam esta região como propícia para as ocupações de grupos de caçadores coletores e horticultores.

5.4. Turfeira Rio Preto

5.4.1. Caracterização da Turfeira Rio Preto

A turfeira Rio Preto encontra-se numa localidade sobre litologia predominantemente quartizítica, caracterizada por elevada resistência aos processos intempéricos, com contribuição de filitos e filitos hematílicos; e também de metaconglomerados (Figura 87), sendo esses parte do embasamento de rochas cristalinas que compõem praticamente toda a SdEM (COSTA, 2018).

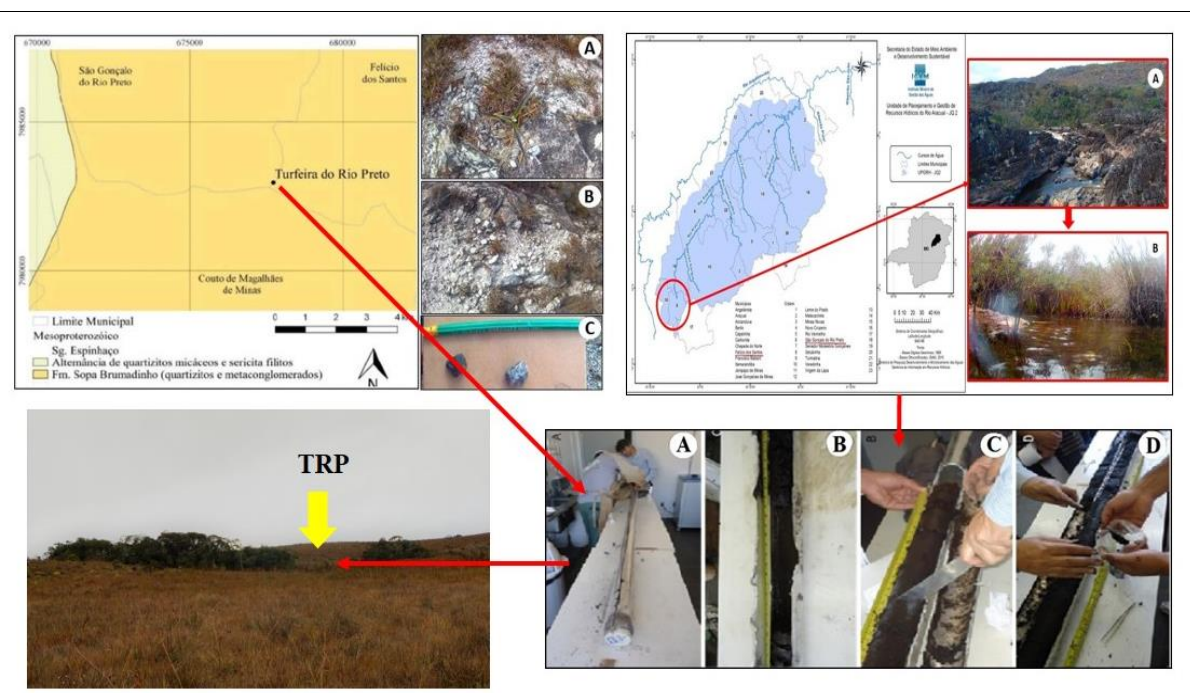


Figura 87: Caracterização da Turfeira Rio Preto. Fonte: COSTA 2018 e MACHADO 2019, adaptado por CHUENG, 2020.

Conforme o apontado nos resultados obtidos pelas análises polínicas de Costa (2018) e os estudos das fitofisionomias realizados por Silva (2004) e Mendonça Filho (2005), as famílias florísticas que se destacam nas fisionomias associadas às formações presentes na área de ocorrência da turfeira rio Preto são: Rupestres, Florestais e Savânicas (Figura 88).



Figura 88: Exemplo de fitofisionomias encontradas próximo à Turfeira Rio Preto.

5.4.2. Análises Fitolíticas

5.4.2.1 Estoque de Fitólitos

O estoque de fitólitos encontrado na Turfeira Rio Preto (TRP) segue o padrão observado normalmente em sedimentos/solos, onde ocorre a diminuição gradual da quantidade total, com pequenas variações, com o aumento da profundidade (Figura 89 e tabela 16). Na Turfeira Rio Preto, o estoque de fitólitos varia entre 496 (TRP 2) a 248 (TRP 19).

Na TRP, foram encontradas também espículas de esponja (megaescleras) da profundidade 295cm a 25cm, indicando que em todo esse período havia permanência de água na área por tempo e qualidade relevantes para a presença de esponjas (Figura 89 e Tabela 16).

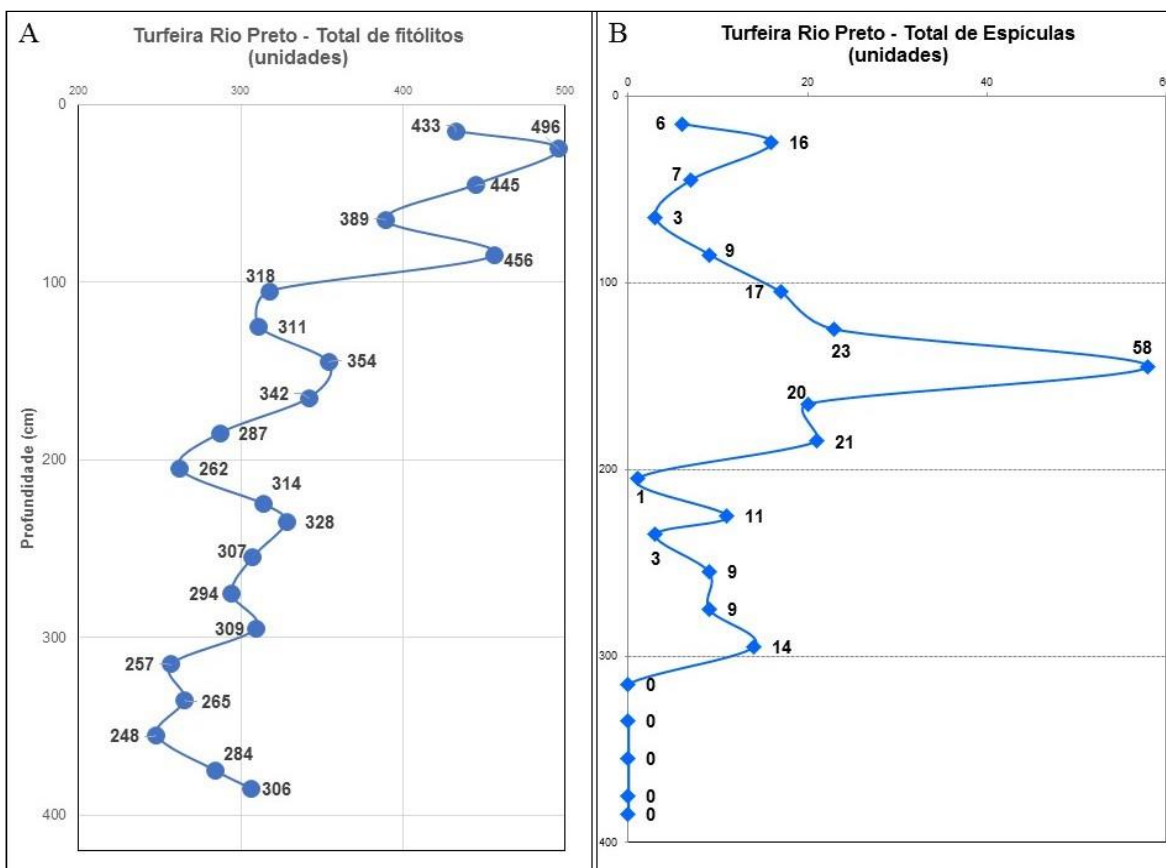


Figura 89: A) Estoque de fitólitos; B) Total de espículas de esponjas observado

5.4.2.2. Classificação de fitólitos

Os fitólitos se mostraram bem preservados, com porcentagens entre 88% a 67% de classificáveis na TRP (Figura 90 e Tabela 16) demonstrando que os ambientes de turfeira são favoráveis à conservação desses indicadores.

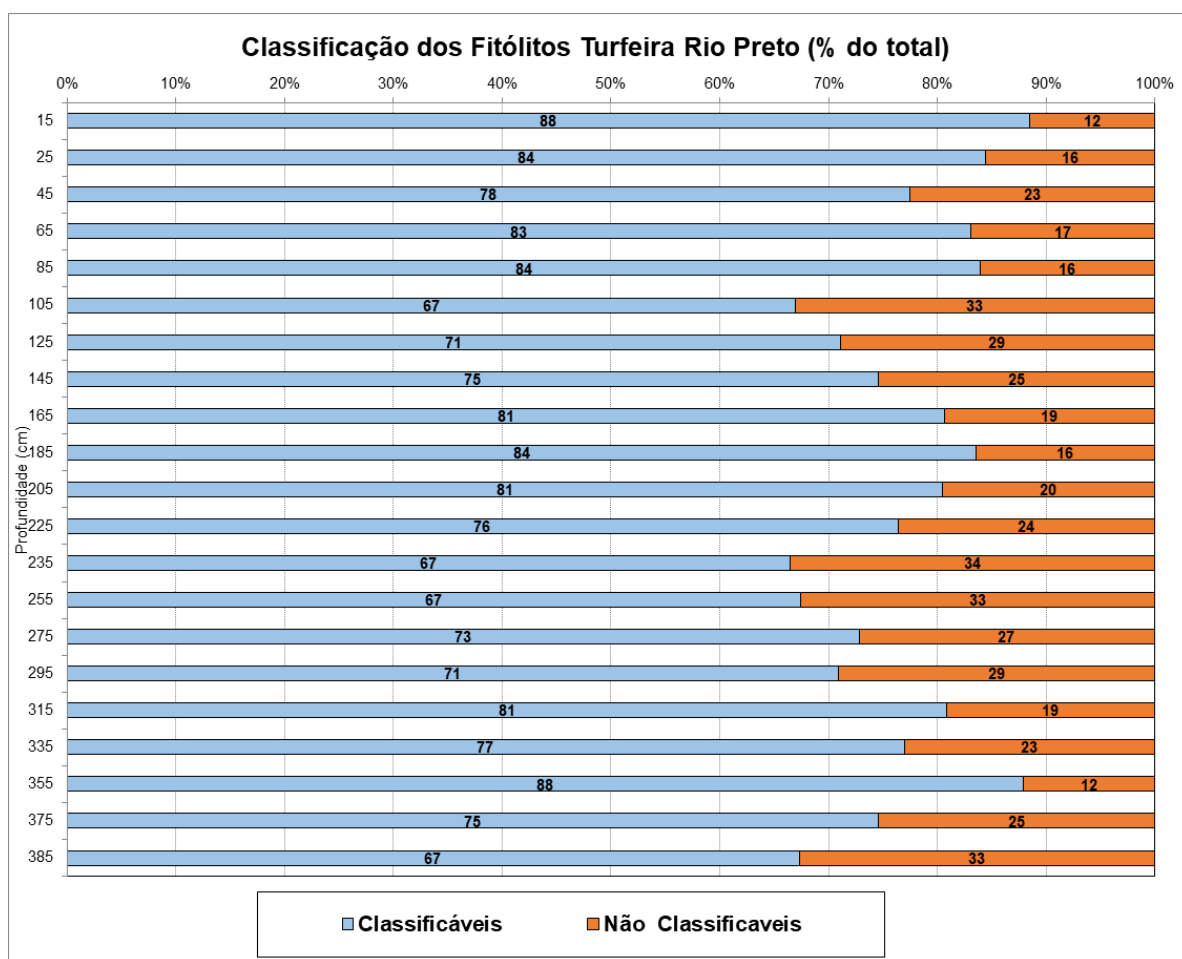


Figura 90: Classificação dos Fitólitos da Turfeira Rio Preto

5.4.2.3. Tipos de fitólitos

Na TRP, foram encontrados no total 13 morfotipos de fitólitos (Figuras 91 e 92 e Tabela 16), sendo: 11 morfotipos relacionados à família Poaceae (*Bulliform Parallelepipedal*; *Bulliform Cuneiform*; *Elongate Echinata Both side*; *Elongate Psilate*; *Polylobate*; *Acicular*; *Rondel*; *Bilobate*; *Trapeziform* e *Colapsed Saddle*), onde o *Colapsed Saddle* é característico da subfamília Bambusoideae; 2 tipos relacionados às dicotiledôneas lenhosas (*Globular Psilate* e *Globular Granulate*) e um tipo característico da família Arecaceae (*Globular Echinata*).

O tipo predominante é o *Bulliform* (*Cuneiform* e *Parallelepipedal*), associado à formação de Campos Rupestres e de Campo Limpo Úmido (vegetação atual). Além disso, esses morfotipos são relacionados ao estresse hídrico e, por serem mais robustos, se conservam melhor em áreas sujeitas a processos erosivos/intemperismo intensos. Os fitólitos do tipo *short cells*, produzidos por gramíneas, apresentaram a segunda maior representação entre os morfotipos, e também foram muito observados em trabalhos realizados em áreas do Cerrado (CHUENG *et al.*, 2019, MACHADO, 2019).

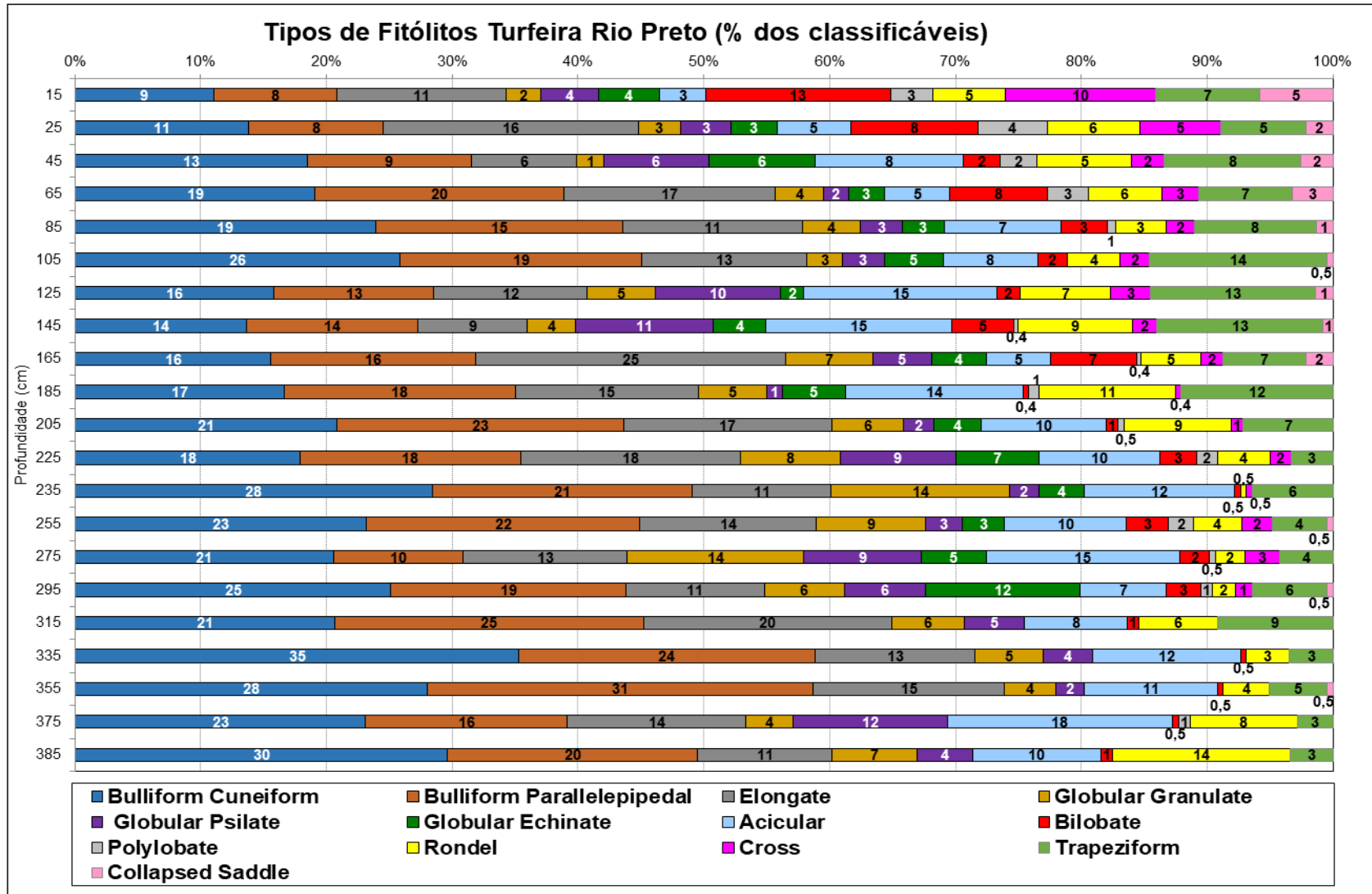


Figura 91: Tipos de fitólitos observados na TRP.

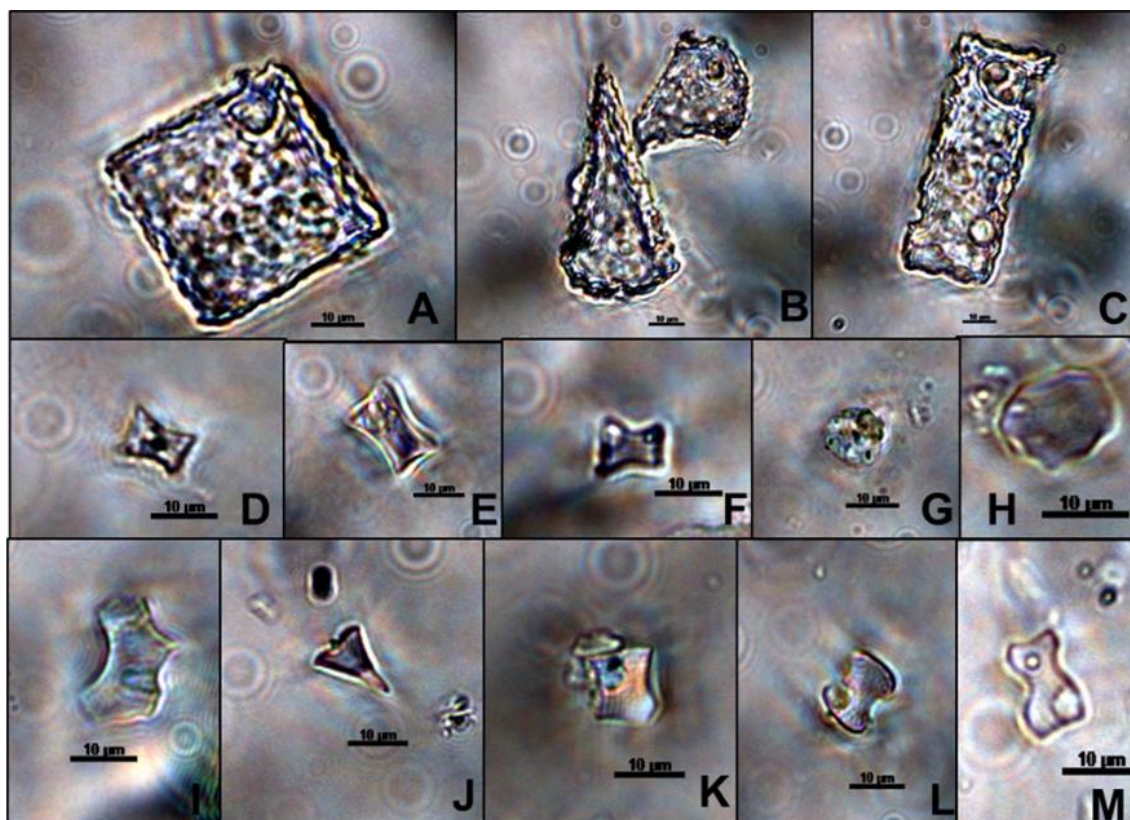


Figura 92: Microfotografias dos tipos de fitólitos observados na TRP: A) *Bulliform parallelepipedal*; B) *Bulliform cuneiform*; C) *Elongate*; D, E, F) *Rondel*; G) *Globular Granulate*; H) *Globular echinate*; I) *Collapsed saddle*; J) *Acicular*; K) *Trapeziform*; L) *Bilobate*; M) *Cross*. (Fotos por Chueng, 2019).

5.4.2.4. Índices Fitolíticos

Na TRP, a densidade arbórea (Índice D/P) é baixa, variando entre 0,03 e 0,24. Isso indica que a vegetação seja mais aberta, reforçando a hipótese de que a cobertura vegetal seja similar à atual, composta por campos rupestres (CR) associados a florestas estacionais semidecíduais (FES) e campos limpos úmidos (CLU) (Figura 93 e Tabela 16).

Quanto ao estresse hídrico (Índice Bi), teve uma variação de um máximo de 75% (TRP 19) a um mínimo de 28% (TRP 01), indicando que o estresse hídrico é moderado a baixo, com oscilações que tendem à diminuição gradual na direção da superfície a partir da profundidade de 105 a 0 cm, sugerindo o aumento da umidade no ambiente até o momento atual (Figura 93 e Tabela 16).

A densidade de palmeiras (Pa/P) foi baixa em todas as amostras, corroborando os resultados obtidos pelo índice D/P de predomínio de vegetação mais aberta. Há ausência de fitólitos de palmeiras até a profundidade de 310 cm (Figura 93 e Tabela 16). A ausência do morfotipo *Globular Echinata* nas profundidades de 385 a 310 cm pode estar relacionada com o fato de que esse momento fosse mais frio que o posterior, impossibilitando o

desenvolvimento de espécies adaptadas a um clima mais quente.

No que concerne o índice climático (Ic), o valor mais elevado (95%) foi encontrado na amostra mais profunda (TRP 21 - 385 a 380 cm) e o mínimo de 28% na mais superficial (TRP 01 - 15 a 0 cm). O intervalo de 385 a 310 cm representa um período com os maiores valores de índice Ic(%), indicando que o clima era mais frio que o atual. No intervalo de 295 a 220 cm observa-se uma oscilação que tende ao aumento gradual de temperatura, com a redução do Ic(%). Por fim, de 160 a 0cm continua o aumento gradual da temperatura até as condições atuais (Figura 93 e Tabela 16).

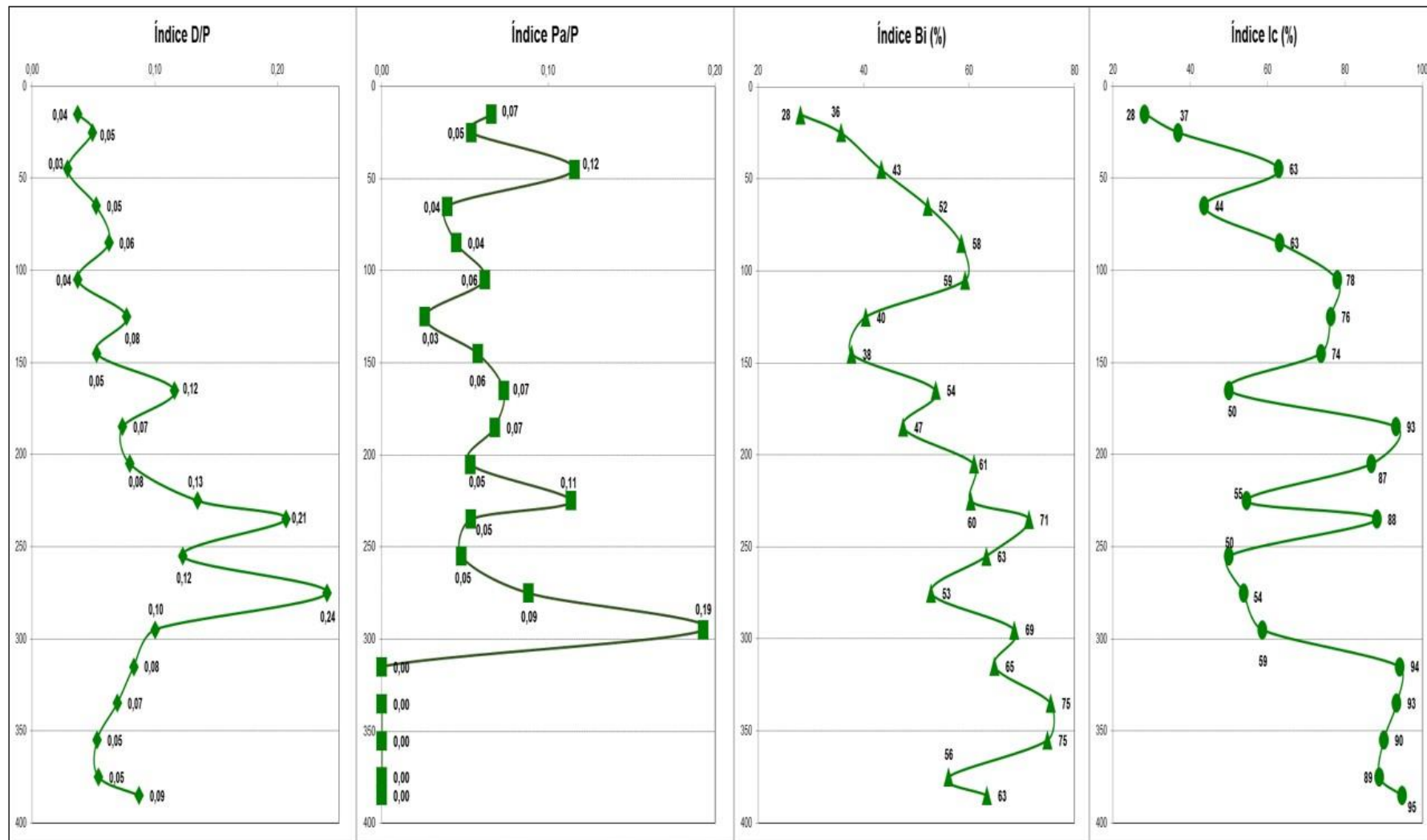


Figura 93: Índices fitolíticos da Turfeira Rio Preto

Tabela 16: Análises fitolíticas e de espículas da Turfeira Rio Preto.

Amostra	Profundidade ^a	Total de Fitólitos ^b	Total de Espículas ^b	<i>Bulliform Cuneiform</i> ^c	<i>Bulliform Parallelepipedal</i> ^c	<i>Elongate</i> ^c	<i>Globular Granulate</i> ^c	<i>Globular Psilate</i> ^c	<i>Globular Echinata</i> ^c	<i>Acicular</i> ^c	<i>Bilobate</i> ^c	<i>Polylobate</i> ^c	<i>Rondel</i> ^c	<i>Cross</i> ^c	<i>Trapeziform</i> ^c	<i>Collapsed Saddle</i> ^c	Classificáveis ^c	Não Classificáveis ^c	D/P ^d	Pa/P ^e	Bi% ^f	Ic % ^g
TRP 1	15	433	6,0	9,4	8,4	11,5	2,3	3,9	4,2	3,1	12,5	2,9	5,0	10,2	7,0	5,0	88,5	11,5	0,04	0,07	28	28
TRP 2	25	496	16,0	10,7	8,4	15,8	2,6	3,1	2,9	4,5	7,9	4,3	5,7	5,0	5,3	1,7	84,5	15,5	0,05	0,05	36	37
TRP 3	45	445	7,0	12,8	9,0	5,8	1,4	5,8	5,8	8,1	2,0	2,0	5,2	1,7	7,5	1,7	77,5	22,5	0,03	0,12	43	63
TRP 4	65	389	3,0	19,1	19,7	16,8	3,9	1,9	2,9	5,2	7,8	3,2	5,8	2,9	7,4	3,2	83,1	16,9	0,05	0,04	52	44
TRP 5	85	456	9,0	18,8	15,4	11,2	3,7	2,6	2,6	7,3	2,9	0,5	3,1	1,8	7,6	1,0	84,0	16,0	0,06	0,04	58	63
TRP 6	105	318	17,0	25,8	19,2	13,1	2,8	3,3	4,7	7,5	2,3	0,0	4,2	2,3	14,1	0,5	67,0	33,0	0,04	0,06	59	78
TRP 7	125	311	23,0	15,8	12,7	12,2	5,4	10,0	1,8	15,4	1,8	0,0	7,2	3,2	13,1	1,4	71,1	28,9	0,08	0,03	40	76
TRP 8	145	354	58,0	13,6	13,6	8,7	3,8	11,0	4,2	14,8	4,9	0,4	9,1	1,9	13,3	0,8	74,6	25,4	0,05	0,06	38	74
TRP 9	165	342	20,0	15,6	16,3	24,6	6,9	4,7	4,3	5,1	6,9	0,4	4,7	1,8	6,5	2,2	80,7	19,3	0,12	0,07	54	50
TRP 10	185	287	21,0	16,7	18,3	14,6	5,4	1,3	5,0	14,2	0,4	0,8	10,8	0,4	12,1	0,0	83,6	16,4	0,07	0,07	47	93
TRP 11	205	262	1,0	20,9	22,7	16,6	5,7	2,4	3,8	10,0	0,9	0,5	8,5	0,9	7,1	0,0	80,5	19,5	0,08	0,05	61	87
TRP 12	225	314	11,0	17,9	17,5	17,5	7,9	9,2	6,7	9,6	2,9	1,7	4,2	1,7	3,3	0,0	76,4	23,6	0,13	0,11	60	55
TRP 13	235	328	3,0	28,4	20,6	11,0	14,2	2,3	3,7	11,9	0,5	0,0	0,5	0,5	6,4	0,0	66,5	33,5	0,21	0,05	71	88
TRP 14	255	307	9,0	23,2	21,7	14,0	8,7	2,9	3,4	9,7	3,4	1,9	3,9	2,4	4,3	0,5	67,4	32,6	0,12	0,05	63	50
TRP 15	275	294	9,0	20,6	10,3	13,1	14,0	9,3	5,1	15,4	2,3	0,5	2,3	2,8	4,2	0,0	72,8	27,2	0,24	0,09	53	54
TRP 16	295	309	14,0	25,1	18,7	11,0	6,4	6,4	12,3	6,8	2,7	0,9	1,8	1,4	5,9	0,5	70,9	29,1	0,10	0,19	69	59
TRP 17	315	257	0,0	20,7	24,5	19,7	5,8	4,8	0,0	8,2	1,0	0,0	6,3	0,0	9,1	0,0	80,9	19,1	0,08	0,00	65	94
TRP 18	335	265	0,0	35,3	23,5	12,7	5,4	3,9	0,0	11,8	0,5	0,0	3,4	0,0	3,4	0,0	77,0	23,0	0,07	0,00	75	93
TRP 19	355	248	0,0	28,0	30,7	15,1	4,1	2,3	0,0	10,6	0,5	0,0	3,7	0,0	4,6	0,5	87,9	12,1	0,05	0,00	75	90
TRP 20	375	284	0,0	23,1	16,0	14,2	3,8	12,3	0,0	17,9	0,5	0,9	8,5	0,0	2,8	0,0	74,6	25,4	0,05	0,00	56	89
TRP 21	385	306	0,0	29,6	19,9	10,7	6,8	4,4	0,0	10,2	1,0	0,0	14,1	0,0	3,4	0,0	67,3	32,7	0,09	0,00	63	95

a-cm, b- unidade, c-porcentagem dos classificáveis, d-**D/P** = (*Globular Granulate*)/(*Bilobate* + *Cross* + *Saddle* + *Acicular* + *Bulliform Cuneiform* + *Bulliform Parallelepipedal*), e-**Pa/P** = (*Globular Echinata*)/(*Bilobate* + *Cross* + *Saddle* + *Acicular* + *Bulliform Cuneiform* + *Bulliform Parallelepipedal*), f- **Bi** (%) = [*Bulliform*/(*Short Cells* + *Acicular* + *Bulliform*)]x 100, g- **Ic**(%) = [(*Rondel* + *Polylobate* + *Trapeziform*)/(*Rondel* + *Polylobate* + *Trapeziform* + *Saddle* + *Cross* + *Bilobate*)]x 100

5.4.3. Datação ^{14}C -AMS

As datações foram obtidas por Bispo (2016) e Costa (2018), sendo realizadas diretamente do mesmo material dos testemunhos das turfeiras utilizados para a extração de biomineralizações (tabela 17). Foi utilizado o método de datação de Carbono 14-AMS no Laboratório *Center for Applied Isotope Studies* (CAIS), localizado na Universidade da Georgia, EUA.

Tabela 17: Datação das amostras da Turfeira Rio Preto

Cód. CAIS	Cód. UERJ	Profundidade (cm)	Idade Calibrada (anos cal AP, 2 σ)
UGAMS#28 645	TRP 01 – TRP 02	18 – 23	5.990 – 6.182
UGAMS#28 646	TRP 09 – TRP 10	170 – 175	11.108 – 11.224
UGAMS#28 647	TRP 17 – TRP 18	328 – 333	14.809 – 15.202

Fonte: Adaptado de Bispo, 2016 e Costa, 2018.

5.4.4. Tendências observadas na Turfeira Rio Preto

Segundo Machado e Chueng (2019), a partir do agrupamento de similaridades dos dados obtidos, foi possível inferir as condições paleoambientais de 4 períodos para a Turfeira Rio Preto, considerando os seguintes fatores: quantificação dos fitólitos; quantificação das espículas de esponjas; amplitude da variação dos índices fitolíticos (Ic%, Bi%, D/P e Pa/P), cronologia estabelecida pelas datações e comparação com eventos ocorridos em escala local, regional e global (Figura 94).

Período 1: amostras TRP 21 a TRP 17 (profundidades de 385 a 310 cm) - de 25 a 14ka (Pleistoceno Superior) (Figura 94):

- baixo índice D/P, demonstrando que, apesar de não ter ocorrido mudança no tipo de vegetação, era similar à atual);
- ausência de palmeiras, plantas associadas a um clima mais quente, o que é corroborado pelos valores máximos do Ic(%) que apontam o período mais frio encontrado nos resultados;
- ausência de espículas de esponjas, o que sugere um ambiente mais seco, o que também é inferido pelo Bi(%) moderado nessa fase;
- elevado estoque de fitólitos, apesar da profundidade e idade das amostras, demonstrando que as biomineralizações se conservam bem em ambientes de turfeira.

Nesse período ocorria o Último Máximo Glacial (UGM) da glaciação Würm (entre 25 e 18 ka AP) (Figura 94), quando os eventos globais indicavam um clima mais frio que o atual.

O cenário 3 do histórico paleoambiental do Cerrado (ver página 101 e Figura 94) entre 27 a 19ka AP indica um clima mais seco e frio. Os dados geoquímicos, isotópicos e palinomorfos de Costa (2018) para a TRP em sua primeira fase (entre 23 e 13,5 ka), apontam características de um clima mais frio que o atual para a região e instabilidade na área da turfeira (episódios de erosão).

Outros estudos relacionados à paleovegetação (pólen, isótopos e carvão) em outras localidades do cerrado encontraram dados similares no mesmo período, como os de Behling e Lichte (1997), que inferiram um período mais frio em Lagoa Nova (MG) entre 27 e 19ka AP; Behling *et al.* (2002), que observaram na foz do rio Doce um período de baixas temperaturas e pouca umidade entre 31 e 13 ka AP; entre outros estudos realizados em outras áreas de Minas Gerais.

Período 2: amostras TRP 16 a TRP12 (profundidades de 310 a 220 cm) - final do Pleistoceno, entre 14 e 12ka AP (Figura 94):

- tendência geral do período é de aumento da temperatura em relação ao anterior, com um episódio mais frio na TRP 13 (Ic 88%);
- aparecimento de fitólitos de Arecaceae associados à queda do índice Ic(%), indicando o aumento da temperatura em relação à fase anterior;
- aumento do índice D/P, indicando uma pequena expansão da vegetação arbórea, embora ainda com o predomínio de vegetação aberta;
- aparecimento de espículas de esponjas, indicando que havia permanência de água, o que é corroborado por um índice Bi% moderado, sugerindo um ambiente pouco mais úmido que o anterior.

Durante esse período, que é posterior ao UGM, há uma tendência de aumento gradual da temperatura até o Holoceno, marcado pelo final da Glaciação Würm e a entrada num período interglacial. O cenário 4 do Cerrado (ver página 101 e Figura 94) aponta que, no intervalo anterior ao Holoceno, há o aumento gradual da umidade e oscilações da temperatura, como o que foi observado pelo aumento do Ic% na TRP 13. Os estudos de Costa (2018) na TRP apontam uma fase de aumento gradual de temperatura e uma redução da umidade no período de 13,5 a 11ka AP.

Outros estudos de paleovegetação (pólen, isótopos e carvão) do Cerrado encontraram dados similares no mesmo período, tais como: Ledru (1993), no intervalo entre 16 e 11ka AP, em Salitre (MG), onde verificou o aumento gradual de umidade e baixas temperaturas associadas a uma rápida sucessão de diferentes tipos de vegetação; Oliveira (1992), que identificou um período úmido e fresco ocorrido entre 19,5 a 13,7ka AP na Lagoa dos Olhos (MG).

Período 3: amostras TRP 11 a TRP 09 (profundidades de 220 a 160 cm) - transição do Pleistoceno para o Holoceno, entre 12 e 10 ka AP (Figura 44):

- um pouco mais frio e seco que o anterior, observado pelo aumento do índice climático;
- sem mudanças no tipo de vegetação, apenas oscilações da densidade de cobertura arbórea;
- tendência de redução gradual do estresse hídrico. Esse período compreende o evento *Younger Dryas*, que foi mais seco e frio que o atual e teve influência em escala global.

O cenário 5 do Cerrado (ver página 101 e Figura 94), que indica um momento mais seco em algumas áreas do bioma, é corroborado pelos dados globais. Os dados analisados por Costa (2018) apontam que o período era ligeiramente mais seco e quente que o anterior. As análises palinológicas não apontaram a diminuição de temperatura durante o evento de *Younger Dryas*.

Outros estudos relacionados à paleovegetação (pólen, isótopos e carvão) encontraram dados similares no mesmo período tais como: Ledru *et al.* (1996) que apontam um período mais seco e mais frio entre 11 E 9,5ka AP em Salitre (MG); Behling *et al.* (2002), que indicam condições marcadamente mais frias e secas durante esse episódio do que o momento atual.

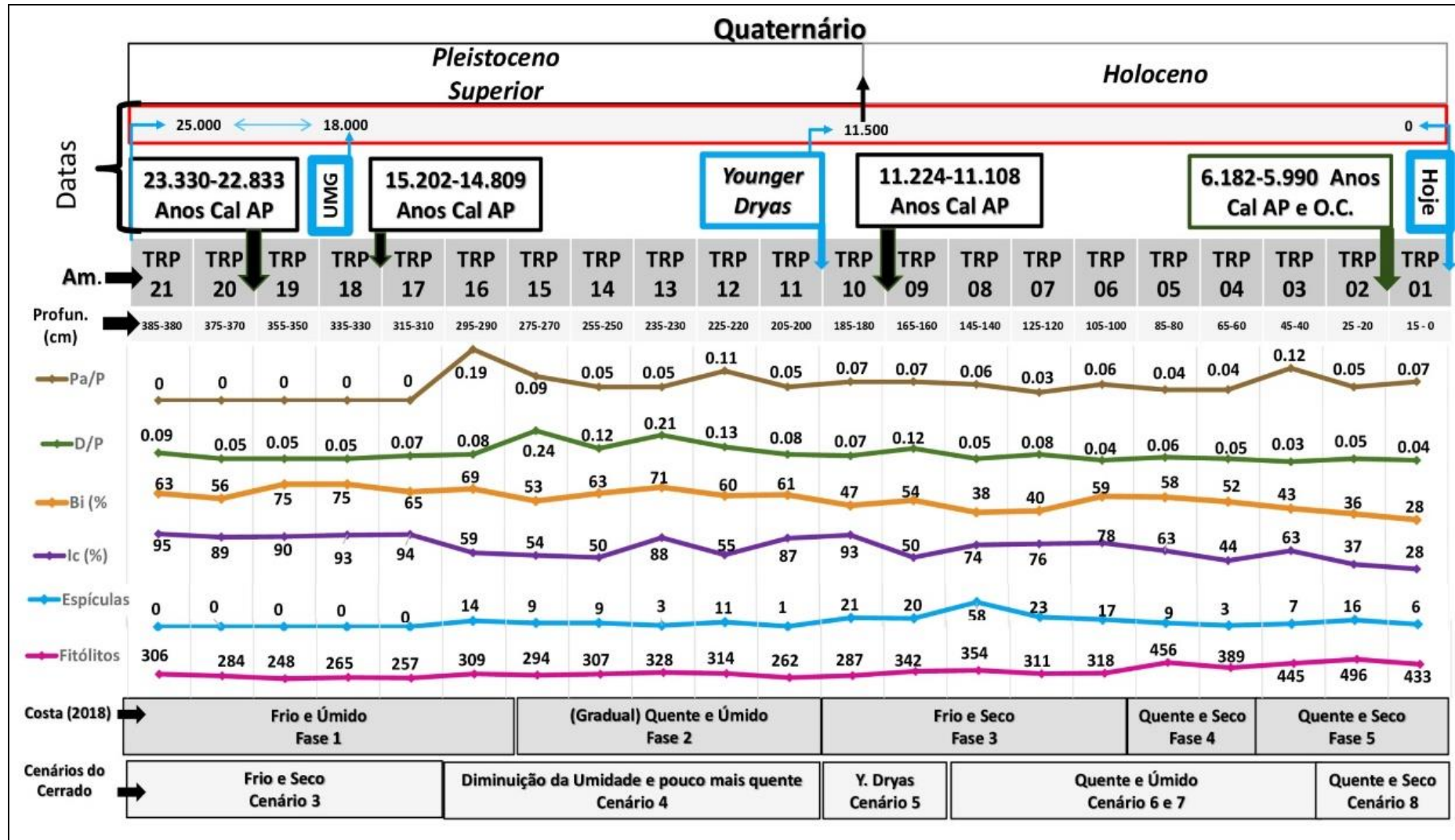


Figura 94: Síntese de Resultados da Turfeira Rio Preto

Período 4: amostras TRP 8 A TRP 1 (profundidades de 160 a 0 cm) - últimos 10ka AP incluindo o Ótimo Climático do Holoceno (6ka AP) (Figura 94):

- não houve mudança no tipo de vegetação, os índices D/P e Pa/P permanecem baixos;
- tendência de aumento gradual da temperatura, verificada pela diminuição do índice Ic%;
- tendência de diminuição gradual do estresse hídrico. O período compreende o interglacial, que tende ao aumento da temperatura em escala global. No Cerrado ocorrem os cenários 6, 7 e 8 (ver páginas 102 a 103 e Figura 94) com tendência de aumento gradual da temperatura e redução da umidade. Na TRP os dados palinológicos, isotópicos e geoquímicos de Costa (2018) apontam a tendência de aumento da umidade e da temperatura na segunda metade do Holoceno.

Outros estudos da paleovegetação (pólen, isótopos e carvão) no Estado de Minas Gerais encontraram dados similares no mesmo período tais como: Parizzi et al. (1998) a partir de 6,1 ka AP testemunham um aumento gradual na umidade em Lagoa Santa; já entre 5,3 e 4,6 ka AP teria ocorrido um misto de cerrado com florestas galeria e em aproximadamente 4,6 ka AP o clima seria semiúmido, semelhante ao atual; Behling (1995; 2003), na região de Lagoa Nova e Lago do Pires, indica dois períodos consecutivos de umidificação na segunda metade do Holoceno.

As relações obtidas indicam que, de maneira geral, durante pelo menos 25ka AP não houve mudança no tipo de vegetação, apenas oscilações da densidade de cobertura arbórea e de Arecaceae. O estresse hídrico é moderado em todo o período, mas apresenta tendência à diminuição gradual na direção da superfície, indicando um ambiente de menor variação da umidade. O índice climático indica que na TRP há a transição gradual de um clima mais frio na base do testemunho para um clima mais quente no presente.

A partir das análises fitolíticas de ambas turfeiras, podemos inferir que, apesar de variações verificadas nos índices, os resultados demonstram concordância em relação as oscilações climáticas verificadas no Holoceno e com os cenários sobre o Cerrado.

6. RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

Neste capítulo, todos os resultados obtidos nas 3 áreas de estudo (cárstica, arqueológica e turfeiras) serão integrados a fim de inferir as principais mudanças ambientais ocorridas na região do Pleistoceno Superior ao Holoceno Superior. Estes resultados serão apresentados de forma cronológica e relacionados com outros estudos a nível regional e eventos globais.

6.1. Turfeira Rio Preto

Na TRP foram identificadas 4 fases (figura 95), com variações da temperatura e umidade:

Período 1: de 25 a 14ka (Pleistoceno Superior/*Upper*): os índices fitolíticos apontaram o período mais frio e seco de todo o testemunho. Nesse período ocorria o Último Máximo Glacial/ *Last Glacial Maximum* (UGM/LGM) (entre 25 e 18 ka AP) (Figura 95), quando os eventos globais indicavam um clima mais frio que o atual.

Período 2: entre 14 e 12ka AP (Oscilação de *Allerød*): aumento da temperatura em relação ao anterior. Aparecimento de espículas de esponjas, sugerindo um ambiente pouco mais úmido. Durante esse período, que é posterior ao UGM/LGM, há uma tendência de aumento gradual da temperatura até o Holoceno.

Período 3: entre 12 e 10 ka AP (entre a Oscilação de *Allerød* e o *Younger Dryas*/ *MIS 1*): pouco mais frio e seco que o anterior, observado pelos índices fitolíticos. Esse período compreende o *Younger Dryas* ou *MIS 1* (*Marine Isotope Stage*), que foi mais seco e frio que o atual e teve influência em escala global.

Período 4: últimos 10ka AP (do Holoceno Superior/ *Greenlandian* ao Holoceno Superior/*Meghalayan*) incluindo o Ótimo Climático do Holoceno (6ka AP). Tendência de aumento gradual da temperatura. O período compreende o interglacial, que tende ao aumento da temperatura em escala global.

As relações obtidas indicam que, de maneira geral, durante pelo menos 25ka AP não houve mudança no tipo de vegetação, apenas oscilações da densidade de cobertura arbórea e de palmeiras. Também apresenta uma tendência a uma variação da umidade e transição gradual de um clima mais frio na base do testemunho para um clima mais quente no presente (Figura 95).

A partir das análises fitolíticas, podemos inferir que, apesar de variações verificadas nos índices, os resultados demonstram concordância em relação às oscilações

climáticas verificadas entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno Superior (*Meghalyan*) com os cenários sobre o Cerrado (Figura 95).

6.2. Complexo Arqueológico Cabeças

Foi possível observar que o Sítio Cabeças 4 apresentou idades relacionadas a fases distintas de ocupações. Contrariando as teorias acerca do Hiato do Arcaico, o sítio apresentou datações a partir do Holoceno Médio, período onde ocorreram três ocupações distintas: Primeira ocupação: entre 7255-7170anos cal AP e 7160 a 7100 anos cal AP.; Segunda ocupação: por volta de 6180 a 6150 anos cal AP e Terceira ocupação: entre 4520-4420 a 4445-4420 anos cal AP.

Já o Organossolo foi datado de 14200/13850 anos cal AP a 800/680 anos cal AP e mostrou tendência de estabilidade geomorfológica, com algumas oscilações no índice climático (Ic) com um pequeno aumento da temperatura em torno dos 7000 anos AP, na época do Ótimo Climático.

Os resultados sugerem que, na faixa cronológica de ocupação do sítio arqueológico, entre 7225 anos A.P. e 480 anos A.P. (Fagundes, 2016) a região era recoberta por uma vegetação predominantemente de campos rupestres (D/P baixo e Ic indicando predomínio de gramíneas adaptadas a temperaturas mais baixas devido à altitude) e presença de Aracaceae, com estresse hídrico (índice Bi) moderado durante todo o período estudado (últimos 14.000 anos).

Segundo Chueng *et al.* (2018), as análises mostraram condições de estabilidade e sugere que os fitólitos são bons indicadores do ambiente, mesmo em locais com interferência antrópica.

O período datado no Organossolo (14200-13850 anos cal AP) se encontra na transição entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno. Esse período compreende o evento *Younger Dryas* ou *MIS 1*, que teve influência em escala global (BEHLING, 2003). Já o Sítio Arqueológico Cabeças, que englobou o período entre 7225 anos A.P. e 480 anos A.P, compreende o Ótimo Climático, sendo o clima propício para as ocupações humanas (Figura 95).

A conservação de eventuais sítios arqueológicos anteriores ao Último Máximo Glacial/ *Last Glacial Maximum* (UMG/LGM) pode ser extremamente rara, tendo em vista os vários eventos de mudança climática abrupta que ocorreram desde então. Por isso, a discussão a respeito das relações entre ocupações humanas e mudanças climáticas ocorre somente a partir da transição entre o Pleistoceno e o Holoceno (FAGUNDES, 2016).

O modelo mais plausível aponta para uma situação inicial de maior densidade populacional na zona costeira (surgimento dos sambaquis), onde a estabilidade em termos de clima e recursos alimentares é sempre maior do que nas continentais em igual latitude (DIXON, 1999). Assim, a interiorização dessas populações se daria por um mecanismo duplo de pressão populacional e maior estabilidade climática. Sobre este último aspecto, os dados paleoambientais referentes ao início do Holoceno apontam para climas mais quentes e úmidos em amplas porções da América do Sul (CRUZ *et al.*, 2009), de modo a propiciar condições de assentamento em áreas que, apesar de conhecidas por essas populações antigas, não eram intensivamente ocupadas.

Na região de Lagoa Santa, em Minas Gerais, os últimos remanescentes de população paleoíndia ocorreram por volta de 8.000 anos cal AP. O quadro de estabilidade dos paleoíndios parece chegar ao fim a partir de 8.000 anos cal AP. Amplas áreas na porção centro-leste do Brasil foram aparentemente depopuladas, isto é, perderam população por conta de óbitos. Há poucos sítios datando do período entre 8.000 e 2.000 anos cal AP e um mínimo de ocupação humana ocorrendo por volta de 5.000 anos cal AP. Tal evento, denominado de Hiato do Arcaico (ARAUJO *et al.*, 2005), se repete em outras áreas, tanto do Brasil, como também no resto da América do Sul (Figura 95).

6.3. Gruta Monte Cristo

Foi possível observar fases de evolução da caverna e seu entorno entre 4440/ 4230 anos cal AP a 2740/2430 anos cal AP (amostras do perfil exterior e entre 1000 a 920 anos cal AP a entre 660 a 550 anos cal AP. (amostras do interior da Gruta).

Através da análise de fitólitos, foi possível observar que não houve mudança na vegetação, sempre de campos rupestres. Os índices mostram um aumento de temperatura no decorrer do tempo e condições propícias para evolução da caverna. Estudos realizados por Vasconcelos (2014) retratam a evolução do carste em rochas siliclásticas e como o clima é um dos fatores condicionantes mais importantes para o desenvolvimento do mesmo.

O índice D/P segue uma tendência de pequeno aumento à medida que se aproxima da superfície no Perfil 1. O índice Bi (estresse hídrico) possui valores moderados no P1 e valores mais baixos no P2. O índice Pa/P (Arecaceae) no P1 quase não variou e teve um aumento com o passar do tempo no P2. O maior índice Ic (climático) no P1 foi em torno de 4180-3980 anos cal AP e o menor Ic, no P2 foi em torno de 600 a 550 anos. Valores

de índices semelhantes foram encontrados Chueng *et al.* (2019) entre 2390-2050 nas regiões de Guinda e Chapadinha (MG).

De acordo com Barros *et al.*, (2011), estudos relacionados à paleovegetação (pólen, isótopos e carvão) em outras localidades do cerrado entre 8000 a 5.000 anos cal AP, como os de Ledru (1993), Behling (1995, 2003), Ledru *et al.* (1996), Parizzi *et al.* (1998) e Turcq *et al.* (2002) apontam um período mais seco com redução de pólen de espécies arbóreas e ao aumento dos fragmentos de carvão.

Esse período engloba os Ótimos Climáticos que ocorreram durante o Holoceno, como verificado na Figura 95, sendo o período mais quente do interglacial e com média 2 a 3°C mais quente que o atual. Evidências deste evento são observadas no desenvolvimento de extensas florestas na Europa e clima mais seco no hemisfério sul, com extinção do gelo continental (que ficou restrito às altas montanhas) (LEDRU *et al.* 2006; BEHLING, 2003).

Em outros estudos, fases de intensa atividade de fogo foram observadas, tanto entre 7.500 e 4.800 anos cal AP, como entre 1.300 e 600 anos cal AP, conforme indicado pela elevada concentração de micropartículas de carvão. Piperno e Becker (1996) encontraram fragmentos carboníferos no solo na Amazônia que foram datados entre 1.700 a 600 anos cal AP.

6.4. Gruta Pau-Ferro

A vegetação foi sempre aberta (mata seca), provavelmente devido à litologia carbonática. O índice Ic mais elevado e o D/P mais baixo são encontrados no Horizonte C1, sugerindo um episódio mais frio e seco entre 440 e 250 anos cal AP. Apesar de não ocorrer mudanças na vegetação, o índice D/P é maior na Gruta Monte Cristo do que na Gruta Pau-Ferro.

O fato dessas grutas terem diferentes litologias foi um fator importante para a preservação e análise dos fitólitos. Estudos anteriores realizados por Vasconcelos (2014) mostram que litologias diferentes podem originar formas distintas de evolução cárstica.

Outros estudos paleoambientais, como o de Bispo (2016) e Costa (2018) utilizando dados palinológicos, isotópicos e geoquímicos, apontam a tendência de aumento da temperatura na segunda metade do Holoceno.

Este período engloba o 2º Ótimo Climático no Holoceno Superior, com tendência de aumento de temperatura geral. De acordo com Ledru *et al.* (2006), ocorreram evidências de diminuição das chuvas no Mediterrâneo (decadência do Império Romano)

(Figura 95).

Dados publicados por Carcaillet *et al.* (2002), provenientes da América do Sul e Central, argumentaram contra a crescente queima de biomassa relacionada com a liberação de carbono no Holoceno médio, um aspecto distinto de publicações recentes (BUSH *et al.*, 2007; CORDEIRO *et al.* 2008; MAYLE e POWER, 2008). Carcaillet *et al.* (2002) utilizaram idades ^{14}C de fragmentos de carvão do solo coletados em áreas entre 5°N e 5°S no Norte da bacia amazônica, representando os últimos dois mil anos como evidência de altas concentrações de incêndios florestais.

Desde o início da Revolução Industrial, o impacto humano modificou cerca de 40% da superfície da Terra, aumentando o nível de CO_2 atmosférico. A relação entre os paleoincêndios e as condições climáticas foram apresentadas por Carcaillet *et al.* (2002) e Whitlock (2004), com argumentos de que modificações nos regimes de fogo durante a anomalia climática da Idade Média, entre os anos de aproximadamente 950 e 1250, e a Pequena Idade do Gelo, por volta do período entre 1400 e 1700, se basearam nas alterações do clima (Figura 95).

Através desses resultados, foi possível observar que, mesmo em áreas diferentes, a tendência de 25.000 anos cal AP até os dias atuais foi a presença de períodos de oscilação entre diminuição e aumento de temperatura, assim como na umidade, finalizando com a temperatura mais elevada e umidade estável.

Existem períodos que se sobrepõem, entre 11.224-11.108 a 6.182-5.990 anos cal AP, na Turfeira Rio Preto, Organossolo e parte do Sítio Arqueológico Cabeças 4 e entre 4.520-4.420 a 1000-920 anos cal AP, no Sítio Arqueológico e Gruta Monte Cristo, em que as mesmas tendências são observadas nas diferentes áreas. Embora os valores dos índices fitolíticos sejam diferentes nas diferentes áreas estudadas devido à diversidade dos ambientes, as tendências gerais observadas são as mesmas, demonstrando a importância e a fiabilidade do estudo de fitólitos para a reconstituição paleoambiental da região da SdEM.

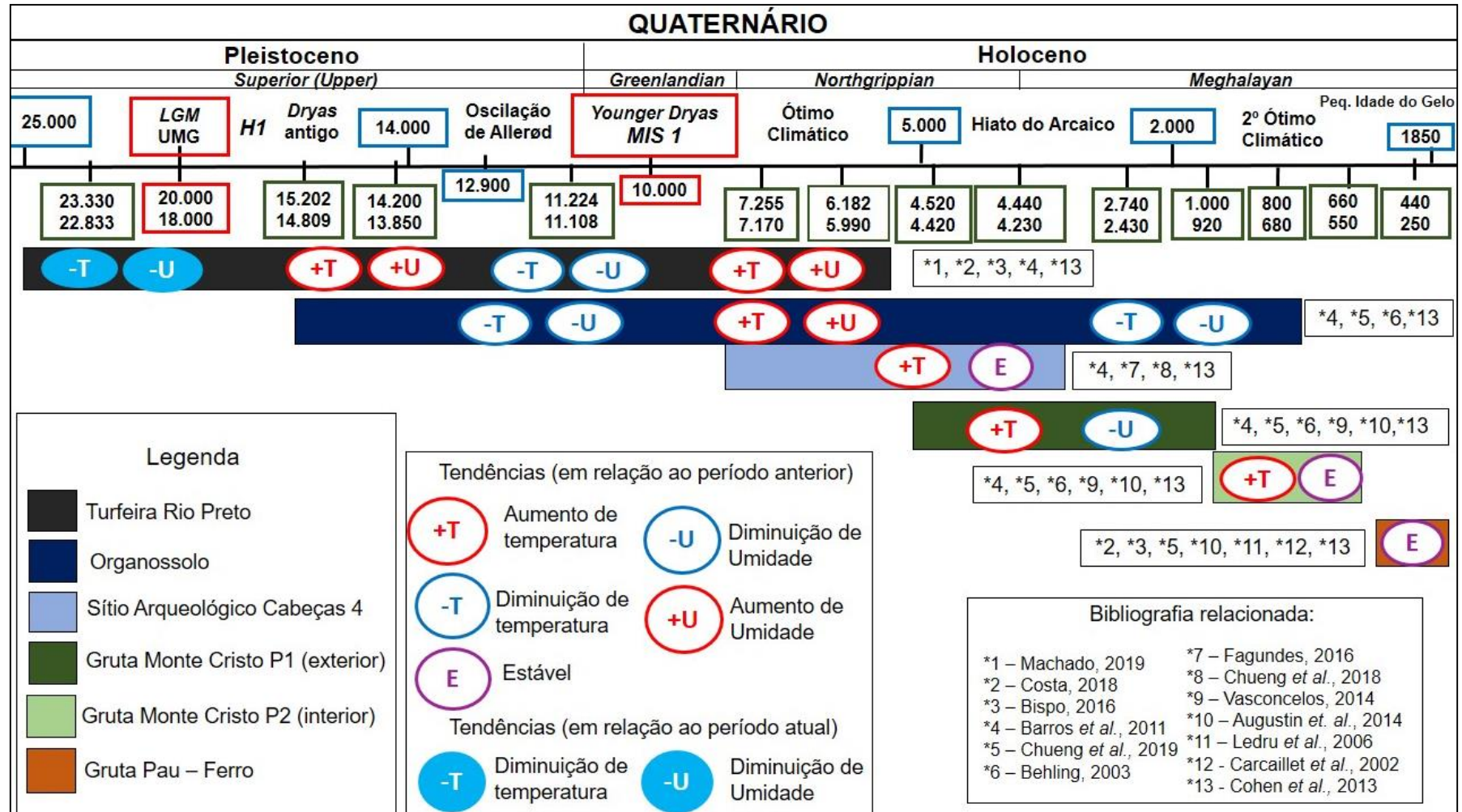


Figura 95: Quadro Síntese e Integração de Resultados. Coluna cronoestratigráfica baseada em Cohen et al (2013; atualizada em 2020)

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos nesta tese mostram que a pesquisa desenvolvida em ambientes distintos trouxe contribuições relevantes como:

- No âmbito geomorfológico e evolução de cavernas, os fitólitos identificaram a origem alóctone dos sedimentos e isso foi fundamental para melhor compreensão da dinâmica da Gruta Monte Cristo e a redistribuição da alteritas através do primocarste.
- Além disso, foi possível observar as distintas fitofisionomias da vegetação desenvolvidas sobre litologias diferentes. Na Gruta Pau-Ferro, por ser formada por rochas carbonáticas, há menos umidade disponível e a vegetação é composta por mata seca, enquanto na Gruta Monte Cristo, formada por rochas siliciclásticas, a vegetação é composta por campos rupestres. Neste caso, a litologia foi um fator importante na preservação e análise dos fitólitos.
- No contexto arqueológico, a comparação dos fitólitos do Sítio Arqueológico Cabeças 4 com o Organossolo próximo ao mesmo mostrou similaridades dos resultados, indicando que os fitólitos são bons indicadores das condições paleoambientais mesmo em locais com interferência antrópica e auxiliam a compreender as condições paleoclimáticas propícias para as ocupações humanas.
- Em um ambiente hidromórfico (Turfeira Rio Preto), a análise de fitólitos comprovou que turfeiras são um excelente ambiente para reconstituições porque preservam bem os bioindicadores em seu contexto deposicional. Foi possível definir 4 fases climáticas, sendo a área mais abrangente cronologicamente.

Embora as áreas estudadas apresentassem diversidade de ambientes e, conseqüentemente, diferenças nos resultados fitolíticos, foi possível relacionar tendências climáticas locais e regionais numa perspectiva geocronológica, além de associar esses resultados locais com outros estudos a nível regional na Serra do Espinhaço Meridional e com eventos globais a partir de 25.000 anos cal AP, englobando desde o Pleistoceno Superior (*Upper*) até 440 anos cal AP, o Holoceno Superior (*Meghalayan*).

Deste modo, é compreensível que a conclusão desta tese não signifique a conclusão dos estudos na região da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM). Restam dúvidas a serem esclarecidas, muitas pesquisas a serem realizadas e hipóteses a serem confirmadas, seja na região agora estudada, como em outras. A análise fitolítica associada à Geomorfologia Cárstica, Geoarqueologia e em Estudos de Turfeiras/Ambientes

Deposicionais se mostraram bastante promissoras na compreensão da evolução da paisagem e de mudanças ambientais, principalmente se associada a outros indicadores (análise multiproxy), a fim de se obter uma maior precisão na inferência dessas mudanças.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB’SABER, A. N. Viagem ao mundo dos documentos paleobiológicos. In: Cartelle, C., 1994. *Tempo passado. Mamíferos fósseis em Minas Gerais*, Belo Horizonte: Editora

Palco, 132p. 1994.

AUGUSTIN, C. H. R. R., COE, HELOISA H.G., CHUENG, K. F., GOMES, J. G. Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. *Géomorphologie* (Paris), v.4, p.355 - 376, 2014.

ALEXANDRE, A., Meunier, J. –D., Lézine, A. –M, Vincens, A. Schwartz, D. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.136, n.1-4, p.213-229, 1997a.

ALEXANDRE, A., Meunier, J. –D., Colin, F., Koud, J. –M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.61, n.3, p.677-682, 1997b.

AULER, A. *Karst Evolution and Paleoclimate of eastern Brazil*. Bristol: Faculty of Science – University of Bristol (Thesis). 269p., 2000.

AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; SAADI, A. Ambiente Cárstico In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. *Quaternário no Brasil*, Holos Editora, Ribeirão Preto, p. 415 – 430. 2005.

AULER, A.S., PILÓ, L.B., SMART, P.L., WANG, X., HOFFMANN, D., RICHARDS, D.A., EDWARDS, R.L., NEVES, W.A., CHENG, H. U-series dating and taphonomy of quaternary vertebrates from brazilian caves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n. 240, v.3, p. 508-522, 2006.

AZEVEDO, V. A. *A Carstificação em Rochas Siliciclásticas, Morfologias Características: A gruta Monte Cristo – Diamantina – MG*. Monografia de Bacharelado em Ciência e Tecnologia – Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, MG. 102p., 2017.

BATISTA, A. J.; CASTRO, W. B. M., GRECO, F. M. *Geologia da região da Serra de Minas entre Conselheiro Mata e Rodeador*. Ufmg, Diamantina, 79 p., 1985.

BARROS, L. F. P., COE, H. H. G., SEIXAS, A. P., MAGALHÃES, A. P., MACARIO, K. C. D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v.67, p.71 - 88, 2016.

BENITES, V. M.; CAIAFA, A. N.; MENDONÇA, E. S.; SCHAEFER, C. E.; KER, J. C. Solos e vegetação nos complexos rupestres de altitude da Mantiqueira e do espinhaço. V. 10, n.1, *Revista Floresta e Ambiente*, UFRRJ, Rio de Janeiro, p.76 – 85.

BISPO, Diego et al. Characterization of Headwaters Peats of the Rio Araçuaí, Minas Gerais State, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, vol.39, n.2, pp.475-489, 2016.

BÖGLI, A. *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin, 284 p. 1980.

BOWEN, R. *Isotopes in the Earth Sciences*. Elsevier, Cambridge, 647p., 2003.

BREMOND, L. *Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation* - Thèse de Doctorat en Géosciences de l'environnement, direction J. GUIOT, Université Aix-Marseille III, 2003.

BREMOND, L. ALEXANDRE, A.; HÉLY, C.; GUIOT, J. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change*, v. 45, n.4, p.277-293, 2005a.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; PEYRON, O.; GUIOT, J. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. *Journal of Biogeography*, v.32, p.311-327, 2005b.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; WOOLLER, M. J.; HÉLY, C.; WILLIAMSON, D.; SCHÄFER, P. A.; MAJULE, A.; GUIOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Global and Planetary Change*, v.61, p.209-224, 2008.

CALUX, A. S. *Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IGC / UFMG, Belo Horizonte, 218 p, 2013.

CAILLEUX, A., TRICART, J., Zones phytogéographiques et morphoclimatiques au Quaternaire au Brasil, C. R. Somm. de la Soc. de Biogéographie, no. 296, 1957, In: AB' SABER, A. N. *Os domínios de natureza no Brasil: Potencialidades Paisagísticas*. Ateliê Editorial, São Paulo, 2003.

CALEGARI, M. R. *Ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos*. Tese de Doutorado: USP – ESALQ (Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz), Piracicaba, 2009.

CALEGARI, M.R., MADELLA, M., BUSO Jr., A.A., OSTERRIETH, M., LORENTE, F.L., PESSEDA, L.C. Holocene Vegetation and Climate inferences from Phytoliths and Pollen from Lagoa do Macuco, North Coast of Espírito Santo State (Brazil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, v.6(1), 01-10, 2015.

CÂNDIDO, J. L. Métodos para estudos biológicos em poríferos. *Caderno La Salle XI*, Canoas, v.2, nº 1, 123 – 130, 2005.

CHUENG K. F. 2012. *Inferência da cobertura vegetal e das condições climáticas no espinhaço meridional, MG, durante o Quaternário através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono*. Trabalho de conclusão de curso (Monografia): UERJ – FFP, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, 2012.

CHUENG, K.F. *Reconstituição paleoclimática da geodinâmica quaternária na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono*. Dissertação de Mestrado: UFF, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

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

COE, H. H. G., ALEXANDRE, A., CARVALHO, C., SANTOS, G. M., SILVA, A. S., SOUSA, L.O.F., LEPSCH, I.F. Changes in Holocene tree cover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): Evidence from soil phytolith assemblages. *Quaternary International* 2, 1-10, 2012.

COE, H. H.G.; MACARIO, K.; GOMES, J.; CHUENG, K.; OLIVEIRA, F.; GOMES, P.; CARVALHO, C.; LINARES, R.; ALVES, E.; SANTOS, G. Understanding Holocene

variations in the vegetation of Sao Joao River basin, southeastern coast of Brazil, using phytolith and carbon isotopic analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415, 59-68, 2014.

COE, H.H.G., OSTERRIETH, M. *Synthesis of some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)*, 1 ed. Nova Science, New York, p. 280, 2014.

COE, H. H. G. GT Paleoaambientes e Arqueologia. In: *I Simpósio de Arqueologia dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri*, 2017.

COE, H.H.G., RAMOS, Y.B.M., SANTOS, C.P., SILVA, A.L.C, SILVESTRE, C.P., BORRELLI, N., SOUSA, L.O.F. Dynamics of production and accumulation of phytolith assemblages in the Restinga of Marica, Rio De Janeiro, Brazil. *Quaternary International*, 434, 58-69, 2017a.

COE, H.H.G., SOUZA, R.C.L., DUARTE, M.R., RICARDO, S.D.F., MACHADO, D.O.B.F., MACARIO, K.C.D., SILVA, E.P. Characterisation of phytoliths from the stratigraphic layers of the Sambaqui da Tarioba (Rio das Ostras, RJ, Brazil). *Flora*, 236–237, 1–8, 2017b.

COE, H. H. G.; RAMOS, Y. B. M.; SILVA, A. L. C.; GOMES, E.; SOUSA, L.O.F.; MACARIO, K. D.; DIAS, R. R. Paleovegetação da Ilha Grande (Rio de Janeiro) no Holoceno através do estudo de fitólitos e isótopos do carbono. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v.11, p.456 - 476, 2018.

COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L., FAN, J.X. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36, 199-204, 2013.

FABRI, F., P. *Estudo das cavernas quartzíticas da região de Itambé do Mato Dentro, Serra do Espinhaço Meridional – MG*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 172 p. 2011.

FAGUNDES, M. O Projeto Arqueológico Alto Jequitinhonha (PAAJ) e a Área Arqueológica de Serra Negra, Alto Araçuaí, Minas Gerais. *Revista Espinhaço*, 2 (2): 68-95, 2013. Disponível em:

<http://www.cantacantos.com.br/revista/index.php/espinhaco/article/view/252/220>

FAGUNDES, M. O Projeto Arqueológico Alto Jequitinhonha – Sítios Arqueológicos, Cultura Material E Cronologias para Compreensão das Ocupações Indígenas Holocênicas No Alto Vale do Rio Araçuaí, Minas Gerais - Brasil. Diamantina: *Revista Vozes dos Vales: Publicações Acadêmicas*, n. 10, ano V, 10/2016, 25p. 2016. Disponível em: <http://site.ufvjm.edu.br/revistamultidisciplinar/files/2016/09/Marcelo.pdf>.

FREDLUND, G., TIESZEN, L. Calibrating grass phytolith assemblages in climatic terms: application to late Pleistocene assemblages from Kansas and Nebraska. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136: 199-211, 1997.

FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst Geomorphology and Hydrology*. London: Unwin Hyman, 562 p. 1989.

FORD, D; WILLIAMS, P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Inglaterra: John Wiley & Sons LTD, 2007.

GILLIESON, D. *Caves, processes, development, management*. Oxford: Blackwell, 1996.

HARDT, R. Carste em arenito: Considerações gerais. *XXVII Congresso Brasileiro de*

Espeleologia. Sociedade Brasileira de Espeleologia, Januária. 2003.

HARDT, R. *Aspectos da morfologia cárstica da Serra do Calcário – Cocalinho – MT*. Dissertação (Mestrado em Organização do Espaço) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 98 p. 2004.

HARDT, R.; PINTO, S. A. F. Carste em litologias não carbonáticas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Brasil, v. 10, n. 2, p. 99-105, 2009.

JENNINGS, J. N. *Karst Geomorphology*. 3a ed. Oxford e Nova York: Basil Blackwell, 1985.

KARMANN, I. *Evolução e Dinâmica Atual do Sistema Cárstico do Alto Vale do Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo*. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Tese de Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), 228p. 1994.

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

KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. *Opal Phytoliths of New Zealand*. Manaaki Whenua Press, 85 p., 1994.

KOHLER, H. C. Geomorfologia cárstica. In: GUERRA, A. J. T., CUNHA, S. B. (org.) (2005) *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, Cap.7, p. 309-334. 2005.

KRAUSKOPF, K. B. *Introdução à geoquímica*. Ed Polígono / Edusp. São Paulo: 311 p. 1972.

LEPSCH, F. I., PAULA ANDRADE, M. L. Fitólitos em solos sob cerradões do Triângulo Mineiro: Relações com atributos e silício absorvido. *Caminhos da Geografia*, 1975.

LEPSCH, I. F. *19 lições de Pedologia*. São Paulo. Oficina de Textos, 2011.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, v.96, p. 253-260, 2005.

MADELLA, M. *Physiology of silica deposition*. Curso ministrado no 7th International Meeting on Phytolith Research, Mar del Plata, 2008.

MULHOLLAND, S. C. Phytolith Shape Frequencies in North Dakota Grasses: A Comparison to General Patterns. *Journal of Archaeological Science*, v.16, p.489-511, 1989.

NIKIFOROVA, K. V. & KRASNOV, I. I. Stratigraphic scheme of upper Pliocene and Quaternary deposits in the European part of the U.R.S.S. In: IGPC – INQUA. *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*. 1976.

NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. 2ª ed. 421 p. Fundação IBGE. Rio de Janeiro, 1989.

OLLENDORF, A. L. Archeological implications of a phytolith study at Tel Mique (Ekron), Israel. *J. Field Archaeol.* v.14, p.453–463, 1987.

OSTERRIETH, M. *Rol e importância del estudio de las biomineralizaciones en Biología, Geología y Arqueología*. Curso ministrado no 7th International Meeting on Phytolith Research, Mar del Plata., 2008.

PAISANI, S.D.L.; PAISANI, J.C.; OSTERRIETH, M., PONTELLI, M.E. Significado paleoambiental de fitólitos em registro pedoestratigráfico de paleocabeceira de drenagem – superfície de Palmas – Água Doce (Sul do Brasil). São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 35, n. 3, 426-442, 2016.

PILÓ, L.B. *Morfologia cárstica e materiais constituintes: Dinâmica e evolução da Depressão Poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP, São Paulo. 269p, 1998.

PILÓ, L. B. Geomorfologia Cárstica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.1, n.1, p. 88-102, 2000.

PILÓ, L. B.; RUBBIOLI, E. L. 2002. Cavernas do Vale do Rio Peruaçu (Januária e Itacarambi), MG - Obra-prima de carste brasileiro. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. L. C. (Edits.)

Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), v.01: 453-460. 2002.

PIPERNO, D. R. A comparison and differentiation of phytoliths from maize and wild grasses: use of morphological criteria. *American Antiquity* 49: 361-383, 1984.

PIPERNO, D. R. *Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective*. Academic Press Inc., California, 1988.

PIPERNO, D. R. Aboriginal Agriculture and Land Usage in the Amazon Basin, Ecuador, *Journal of Archaeological Science* 17, 665-677, 1990.

PIPERNO, D. R., BECKER, P. Vegetational history of a site in the central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. *Quaternary Research* 45:202-209, 1996.

PIPERNO, D. R. Paleoethnobotany in the Neotropics from Microfossils: New Insights into Ancient Plant Use and Agricultural Origins in the Tropical Forest. *Journal of World Prehistory* 12 (4), 1998.

PIPERNO, D., ANDRES, T. C., STOTHERT, K. E. Phytolith in *Cucurbita* and other Neotropical Cucurbitaceae and their occurrence in Early Archaeological sites from the lowland american tropics. *Journal of Archaeological Science* 27: 193-208, 2000.

PIPERNO, D. R. *Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists*. New York: Altamira press, 2006.

PIPERNO, D. R. Identifying crop plants with phytoliths (and starch grains) in Central and South America: a review and an update of the evidence. *Quat Int* 193:146–159, 2009.

PIPERNO, D. R., RANERE, A. J., HOLST, I., IRIARTE, I., DICKAU, R. Starch grain and phytolith evidence for early ninth millennium B.P. maize from the Central Balsas River Valley, Mexico. *Proc Nat Acad Sci USA* 106: 5,019–5,024, 2009.

PRONZATO R, MANCONI R. Life history of *Ephydatia fluviatilis*: a model for adaptive strategies in discontinuous habitats. In: van Soest RWM, van Kempen TMG, Braekman JC (eds). *Sponges in time and space*. Balkema, Rotterdam. pp. 327-331; 1994.

QUINIF, Y. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth Science Reviews*. 131, p 116-148. 2014

RAMOS, Y. B. M. *Coleções de Referência de Assembleias Fitólíticas Modernas na Restinga da Planície Costeira de Maricá, RJ, para fins de Reconstituições* Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, Rio de Janeiro, 160 p., 2014.

RASBOLD, G.G., PAROLIN, M., CAXAMBÚ, M.G. Avaliação das formas de fitólitos presentes em *Cyperus giganteus* Vahl (Cyperaceae). *Anais do V Encontro de Produção Científica e Tecnológica*. Outubro, 2010.

RASBOLD, G.G., MONTEIRO, M.R., PAROLIN, M., CAXAMBÚ, M.G.I., PESSENDA, L.C.R. Caracterização dos tipos morfológicos de fitólitos presentes em *Butia paraguayensis* (Barb. Rodr.) L. H. Bailey (Arecaceae). *Iheringia*, Série Botânica, Porto Alegre, v. 66, n.2, p. 265-270, Dez. 2011.

RASBOLD, G.G., PAROLIN, M., CAXAMBÚ, M. G. Avaliação e quantificação dos fitólitos presentes em *Chloris elata* Desv., *Chloris gayana* Kunth e *Tripogon spicatus* (Ness) Ekman (Chloridoideae). *Iheringia*, Série Botânica, Porto Alegre, v. 67, n.2, p. 137-148, Dez. 2012.

RASBOLD, G.G., RAIFUR, I., PAROLIN, M., STEVAUX, J.C., LELI, I.T. Espículas de esponja preservadas em sedimento da Ilha Grande, alto rio Paraná. *Paleo PR/SC – Resumos expandidos*, v.2, 2014.

RASBOLD, G.G., PAROLIN, M., CAXAMBU, M.G. Reconstrução paleoambiental de um depósito sedimentar por análises nultiproxy, Turvo, Estado do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19(2):315-324, Maio/Agosto 2016.

RATTER, J. A.; RIBEIRO, J.F.; BRIDGEWATER, S. The Brazilian cerrado vegetation and threats to its biodiversity. *Annals of Botany*, n. 80, p. 223-230, 1997.

REATTO, A.; MARTINS, E.S. Classes de solos em relação aos controles da paisagem do bioma Cerrado. In: SCARIOT, A.; SOUZA-SILVA, J.C.; FELFINI, J.M. *Cerrado: ecologia, biodiversidade e conservação*. 1.ed. Brasília-DF: Ministério do Meio Ambiente, 2005, p.47-59.

RENGER F. E., KNAUER, L. G. Espinhaço – Quo vadis? (Onde está – aonde vai). A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. *Geonomos*, Belo Horizonte – MG, 3, p. 31-39, 1995.

RIBEIRO, J.F., S.M. SANO e J.A. da SILVA. Chave preliminar de identificação dos tipos fisionômicos da vegetação do Cerrado. pp. 124-133 In: *Anais do XXXII Congresso Nacional de Botânica*. Sociedade Botânica do Brasil, Teresina, Brasil, 1981.

RIBEIRO J. F. R; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M; ALMEIDA, S. P. *Cerrado ambiente e flora*. Embrapa, Planaltina, DF, 1998.

RICARDO, S. D. F.; COE, H. H. G.; SOUSA, L.O.F.; DIAS, R. R.; GOMES, E. Produção de Fitólitos em Plantas Características da Caatinga In: *Botânica Aplicada*. 1 ed. Ponta Grossa: Atena, 2018, p. 139-160.

RIZZINI, C. T. Tratado de fitogeografia do Brasil. 2ª. Ed., Âmbito Cultural Edições, Rio de Janeiro, 747 p. 1997.

ROCHA, L. C.: *Caracterização pedológica em duas vertentes na Bacia do Córrego do Quebra - Gouveia/MG*. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2004.

- ROCHA, A. P. *Reconstituição Paleobiogeoclimática da Depressão de Gouveia, Minas Gerais, durante o Pleistoceno Superior/ Holoceno, através da análise de fitólitos extraídos de Sedimentos de uma Voçoroca*. Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia): UERJ – FFP, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, Rio de Janeiro, 91 p., 2014.
- RODET J. *La craie et ses karsts*. Ed. Groupe-Seine, CNRS, Caen et CNEK, Elbeuf (France), 560 p. 1992.
- RODET, J. Um paléokarst tropical de zone semi-aride: les cavités de São Raimundo Nonato (Piauí, Brésil). *Atas do 10º Congr. Nac. Spél.*, Suíça, p. 371-380. 1995.
- RODET, J. As zonas cársticas de São Raimundo Nonato (Piauí, Brasil). *O Carste*, Belo Horizonte, 9,1, p.2-7. 1997.
- RODET, J.; RODET, M.J. Evolution karstique et ressources lithiques archéologiques. L'exemple de Rio Peruaçu. *Actes 11º Congrès Nationale de Spéléologie*, Suíça, pp. 129-134. 2001.
- RODET, J; HORN, H. A. A morfologia como registro de processos químicos no carste. International Workshop - *Symposium, Summerschool, "mining activities, refineries, pollution control and remediation strategies - Responsible intervention in the environment"*, IGC-UFMG, Belo Horizonte, 55 p. 2011.
- RODET, J. The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born. *Geologica Belgica*, 17/1, p. 58-65. 2014.
- ROSEN, A. M. Preliminary identification of silica skeletons from Near Eastern archaeological sites: an anatomical approach. In: RAPP, G. J, MULHOLLAND, S. C. (eds) *Phytolith systematics: emerging issues*. Plenum Press, New York/London, 129-147, 1992.
- ROSEN, A. M. Phytolith indicators of plant and land use. In: HODDER, I. (ed) *Reports from the 1995–1999 seasons*. McDonald Institute for Archaeological Research/BIAA, Cambridge, 2005.
- RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa —quantities, shapes, classification, and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.107, n.1-2, p.23-53, 1999.
- SAADI, A. A. Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, Belo Horizonte - MG, 3 (1), p. 41-63, 1995.
- SANTOS, C. P.; COE, H. H. G.; BORRELLI, N. L.; SILVA, A. L. C.; SOUSA, L.O.F.; RAMOS, Y. B. M.; SILVESTRE, C. P.; SEIXAS, A. P. Opal phytolith and isotopic studies of 'Restinga' communities of Maricá, Brazil, as a modern reference for paleobiogeoclimatic reconstruction. *Brazilian Journal of Oceanography* (Online), v.63, p.255 - 270, 2015.
- SCHEEL-YBERT, R. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology* 110(2): 111-138. 2000.
- SCURFIELD, G.; ANDERSON, C. A.; SEGNET, E. R. Silica in wood stems. *Aust. J. Bot.*, v.22, p.211-229, 1978.

SEIXAS, A. P. *Reconstituição Paleobiogeoclimática de Registros Sedimentares Fluviais no quadrilátero ferrífero, minas gerais, através de análises fitolíticas e de isótopos de carbono*. Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia): UERJ – FFP, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, Rio de Janeiro, 103 p., 2015.

SHILLITO, L-M. Grains of truth or transparent blindfolds? A review of current debates in archaeological phytolith analysis. *Veg. Hist. Archaeobot* 22: 71-82, 2013.

SHILLITO, L-M. Simultaneous thin section and phytolith observations of finely stratified deposits from Neolithic, Turkey: implications for paleoeconomy and Early Holocene paleoenvironment. *J Quat Sci* 26:576–588, 2011.

SILVA, S. M. *Carstificação em rochas siliciclásticas: estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte: 142 p. 2004.

SOUZA, C. R. G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A. M. S., OLIVEIRA, P. E. (ed.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto, Holos Editora, 378p., 2005.

SOUZA, F. C. R. *Caracterização das feições exocársticas desenvolvidas em quartzitos na região de sudeste de Diamantina – MG*. Dissertação, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 228 p. 2014.

SUGUIO, K. O relevo cárstico e a geoespeleologia. In: *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro?* São Paulo. Oficina de Textos, 280p. 1999.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais*. São Paulo. Oficina de Textos, 407p. 2010.

TWISS, C. Dust deposition and opal phytoliths in the Great Plains. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences*, v. XI, n. special issue, p. 73-82, 1969.

TWISS, C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: G. RAPP, J.; MULHOLAND, S. C. (Ed.). *Phytolith Systematics*. New York: Plenum Press, 1992.

UAGODA, R. *Reconhecimento geomorfológico de relevo cárstico em rochas quartzíticas: Bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, médio vale do Rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro*. Dissertação (Mestrado em Ciências). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 122p. 2006.

VASCONCELOS, A. M. C. *O criptocarste como interface entre o solo e o substrato rochoso: comparação entre os ambientes siliciclástico e o carbonático na região entre Rodeador e Diamantina – MG*. Tese de doutoramento, IGC-UFMG / Université de Rouen, Belo Horizonte, 167 p, 2014.

YOUNG, R. W; YOUNG, A. R. M. *Sandstone Landforms*. Cambridge University Press, 1a Edição, 314p. 2009.

WHITE, W. B. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York, 98 p. 1988.

WHITE, W. B., CULVER, D. C. Cave Definition. In: WHITE, W. B., CULVER, D. C. (2012). *Encyclopedia of caves*. 2a ed., Academic Press, USA, 962 p. 2012.

WRIGHT, V.P; SMART, P. L. PALEOKARST (DISSOLUTION DIAGENESIS): Its occurrence and hydrocarbon explorations significance. In: *Diagenesis, IV. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: Elsevier Science B.V, chapter 13, p 477-517. 1994.

ZHAO, Z., PIPERNO, D. R. Late Pleistocene/Holocene environments in the middle Yangtze Valley, China and rice (*Oryza sativa* L.) domestication: the phytolith evidence. *Geoarchaeology* 15(2): 203-222, 2000.

ZHENG, Y., DONG, Y., MATSUI, A., UDATSU, T., FUJIWARA, H. Molecular genetic basis of determining subspecies of ancient rice using the shape of phytoliths. *J Archaeol Sci* 30: 1,215–1,221, 2003.

ZURRO, D. El análisis de fitolitos y su papel en el estudio del consumo de recursos vegetales en la Prehistoria: bases para una propuesta metodológica materialista. *Trabajos de Prehistoria* 63 (2) 35-54, 2000.

9. APÊNDICES

Apêndice 1: PROTOCOLO PARA EXTRAÇÃO DE FITÓLITOS EM SOLOS E SEDIMENTOS

Adaptado de Coe (2009), organizado por Machado, D.O.B.F e Chueng, K.F.

Instruções iniciais

- **Atenção ao utilizar as vidrarias (Becher, Tubos de ensaio, tubo erlenmeyer, etc.), falcons e outros materiais. CONFIRA SE OS MESMOS ESTÃO LIMPOS, se possível lave-os para evitar a contaminação.**
- **Não utilize o mesmo material em amostras diferentes a fim de evitar contaminações.**
- **Sempre utilize o EPI necessário para cada etapa.**
- **Siga sempre as instruções do laboratório quanto ao uso de equipamentos e do material.**
- **Sempre confira a água destilada dos galões e as soluções que serão utilizadas.**

1ª Etapa: Preparação inicial

- 1- Secar todas as amostras na estufa.
- 2- Macerar ligeiramente.
- 3- Peneirar a seco algumas gramas de solo em uma **peneira de 2mm**, até obter cerca de 10g de solo seco menor que 2mm.
- 4- Pesar as amostras no falcon.
 - a. Amostras com pouca Matéria Orgânica/Muito Arenosa = **10g**.
 - b. Amostras com moderada ou muita Matéria Orgânica = **5g**.

2ª Etapa: Oxidação dos Carbonatos (Descarbonatação)

Obs.1: Caso não haja com muitos carbonatos e/ou as amostras não sejam de localidades que possuem rochas carbonáticas ou próximas a ambiente costeiros, selecionar algumas amostras num intervalo lógico, para ver se há reação. Caso não haja reação não se torna necessário a descarbonatação em todas as amostras.

Obs.2: Amostras com muitos carbonatos e/ou haja reações imediatas aguardar cerca de 30min antes de levar ao agitador mecânico e se possível vedar os falcons com papel filme para evitar perda de amostras por vazamento. (Ex: Amostras de sambaqui, cavernas carbonáticas, amostras com conchas, etc.).

- 1- Acrescentar **30ml** de **ácido clorídrico (HCL) diluído a 1N**.
- 2- Agitar no **agitador mecânico** por 1 hora.
- 3- Ao retirar as amostras do agitador mecânico, abra o falcon próximo ao ouvido (COM CUIDADO), se houver uma volatilização (bolhas) e um som “psss” (Similar ao abrir uma lata de refrigerante com muito gás) na abertura do falcon.
 - a. Caso haja reação, deve-se repetir o processo.
 - b. Caso não haja reação, não é necessário repetição.
- 4- Acrescentar **5 gotas de cloreto de cálcio (CaCl₂)**, um flocculante.
- 5- Completar o falcon (**50ml**) com água destilada.
- 6- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante.

3ª Etapa: Queima de Matéria Orgânica

Obs.1: Cuidado ao executar essa etapa, pois é a mais perigosa devido aos ácidos utilizados. Use o EPI necessário (jaleco, luvas, óculos e máscara) e mantenha-se atento a todo o processo.

Obs.2: Sempre limpe as garrafas com ácido e não guarde reagentes com ácido por mais de 24h para evitar a perda de eficácia.

✓ **ORGANOSSOLOS (TURFEIRAS)**

- 1- Colocar as amostras num **tubo erlenmeyer de 100ml**.
- 2- Acrescentar **10ml de peróxido de hidrogênio (H_2O_2)**.
- 3- Aquecer no **banho de areia na capela** a 100°C.

Obs.1: Observar a reação, formação de bolhas e acrescentar peróxido de hidrogênio (H_2O_2) aos poucos e conforme haja necessidade.

- 4- Observar a coloração da amostra, conforme ela atingir os **tons de cinza e marrom claro**, a amostra está pronta para o ataque ácido.
- 5- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante **até extrair todo o peróxido de hidrogênio (H_2O_2)**.
- 6- Secar as amostras na estufa a 50°C.
- 7- Preparar a **solução de $\frac{3}{4}$ de ácido nítrico (HCN) e $\frac{1}{4}$ de ácido sulfúrico (HSO_4)** num Becker de 100ml e depois manusear com a pipeta de Pasteur.
- 8- Acrescentar **no máximo 0,5g de amostra** num tubo de ensaio.

Obs.2: Trabalhe com as mesmas amostras dentro do mesmo becher, pois se ocorrer vazamentos, evita possíveis contaminações.

- 9- Acrescentar **algumas gotas da solução ácida** nas amostras e **aquecer o tubo de ensaio na lamparina** e ir acrescentando a solução ácida conforme for evaporando.
- 10- Queimar as amostras até elas ficarem numa **coloração mais clara** e a **fumaça liberada pela reação fique branca**.

Obs.3: As amostras podem apresentar essas características e possuir matéria orgânica, então deixe as descansar por alguns minutos e acrescente mais um pouco da solução ácida para garantir que a queima foi efetiva.

- 11- Espere as amostras esfriarem e acrescente aos poucos algumas gotas de **peróxido de hidrogênio (H_2O_2)**. (CUIDADO A REAÇÃO PODE SER VIOLENTA, ACRESCENTE O PERÓXIDO DE HIDROGÊNIO PAUSADAMENTE)
- 12- Espere as amostras esfriarem e a transfira novamente para o falcon.
- 13- Complete os falcons com água destilada.
- 14- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante até as amostras alcançarem o **pH entre 5 e 7**.

Obs.4: Agite bem as amostras com a água destilada para tornar mais eficaz a rinsagem, em média o pH é obtido entre 8 e 10 centrifugações/rinsagens.

- 15- Secar as amostras na estufa à 50°C.

✓ **SOLOS COM MODERADA OU MUITA MATÉRIA ORGANICA**

- 1- Preparar a **solução de $\frac{3}{4}$ de ácido nítrico (HCN) e $\frac{1}{4}$ de ácido sulfúrico (HSO_4)** num Becker de 100ml e depois manusear com a pipeta de Pasteur.
- 2- Acrescentar **no máximo 0,5g de amostra** num único tubo de ensaio.

Obs.1: *Trabalhe com as mesmas amostras dentro do mesmo becher, pois se ocorrer vazamentos, evita possíveis contaminações.*

- 3- Acrescentar **algumas gotas da solução ácida** nas amostras e **aquecer o tubo de ensaio na lamparina** e ir acrescentando a solução ácida conforme for evaporando.
- 4- Queimar as amostras até elas ficarem numa **coloração mais clara** e a **fumaça liberada pela reação fique branca**.

Obs.2: *As amostras podem apresentar essas características e possuir matéria orgânica, então deixe as descansar por alguns minutos e acrescente mais um pouco da solução ácida para garantir que a queima foi efetiva.*

- 5- Espere as amostras esfriarem e acrescente aos poucos algumas gotas de **peróxido de hidrogênio (H_2O_2)**. (CUIDADO A REAÇÃO PODE SER VIOLENTA, ACRESCENTE O PERÓXIDO DE HIDROGÊNIO PAUSADAMENTE)
- 6- Espere as amostras esfriarem e a transfira novamente para o falcon.
- 7- Complete os falcons com água destilada.
- 8- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante até as amostras alcançarem o **pH entre 5 e 7**.
- 9- Secar as amostras na estufa à **50°C**.

✓ SOLOS COM POUCA MATÉRIA ORGANICA E SOLOS ARENOSOS

- 1- Colocar num Becker de 100ml uma quantidade de **50ml ácido nítrico (HCN)** e depois manusear com a pipeta de Pasteur.
- 2- Acrescentar **no máximo 0,5g de amostra** num tubo de ensaio.

Obs.1: *Trabalhe com as mesmas amostras dentro do mesmo becher, pois se ocorrer vazamentos, evita possíveis contaminações.*

- 3- Acrescentar **algumas gotas da solução ácida** nas amostras e **aquecer o tubo de ensaio na lamparina** e ir acrescentando a solução ácida conforme for evaporando.
- 4- Queimar as amostras até elas ficarem numa **coloração mais clara** e a **fumaça liberada pela reação fique branca**.

Obs.2: *As amostras podem apresentar essas características e possuir matéria orgânica, então deixe as descansar por alguns minutos e acrescente mais um pouco da solução ácida para garantir que a queima foi efetiva.*

- 5- Espere as amostras esfriarem e acrescente AOS POUCOS algumas gotas de **peróxido de hidrogênio (H_2O_2)**. (CUIDADO A REAÇÃO PODE SER VIOLENTA, ACRESCENTE O PERÓXIDO DE HIDROGÊNIO PAUSADAMENTE)
- 6- Espere as amostras esfriarem e a transfira novamente para o falcon.
- 7- Complete os falcons com água destilada.
- 8- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante até as amostras alcançarem o **pH entre 5 e 7**.

- 9- Secar as amostras na estufa a 50°C.

4ª Etapa: *Branqueamento*

- 1- Colocar as amostras num **becher de 500ml** e usar uma **varinha de vidro** para macerar ligeiramente.
- 2- Acrescentar **hipoclorito de sódio (NaClO) 6%**, o suficiente para cobrir a amostra, e misturar com uma **varinha de vidro** e cobrir com um **vidro de relógio**.
- 3- Deixe reagir por no **MÁXIMO 72h**.

Obs1: *No primeiro dia observe bem em como se dá a reação, caso a reação muito intensa não é necessário deixar mais que 48h.*

- 4- Rinsar as amostras com **água destilada bem quente** (ou em ponto de fervura) a cada **2h** (Tempo de decantação dos sedimentos).
- 5- Quando as amostras não tiverem mais o cheiro de cloro, liberado pelo **hipoclorito de sódio (NaClO) 6%**, elas estão prontas.
- 6- Não é necessário passar as amostras para os falcons, a etapa seguinte é feita no becher de 500ml.

Obs2: *Respeitar o tempo mínimo de decantação e ter cautela para evitar perda das amostras.*

5ª Etapa: *Remoção de argilas*

- 1- Colocar as amostras num **becher de 500ml** e usar uma **varinha de vidro** para macerar ligeiramente.
- 2- Acrescentar **10g hexametáfosfato [(NaPO₃)⁶] 6%**, completar o becher com **água destilada bem quente** e misturar com a varinha de vidro até dissolver todo o **hexametáfosfato** fechar com o vidro de relógio.
- 3- Rinsar pelo menos **três vezes** no primeiro dia.

Obs1: *Respeitar o tempo mínimo de decantação para evitar perda das amostras.*

Obs2: *Não deixar passar a noite sem ter rinsado pelo menos TRÊS VEZES, o hexametáfosfato pode atrair formigas e outros insetos para dentro do Becher contaminando as amostras.*

- 4- Prosseguir com a rinsagem até que a **água destilada fique transparente**, caso tenha rinsado 10 vezes e a água permanecer turva, repita o processo acrescentando novamente o hexametáfosfato.
- 5- Após a água destilada ter ficado transparente, acrescentar **10g de EDTA (Defloculante)** e misturar com a varinha.
- 6- Rinse as amostras com água destilada bem quente, deixe decantar a cada 2h, sempre tirando o excesso de água destilada após a última rinsagem do dia e não completando até o dia seguinte.
- 7- Rinsar o **EDTA** por no mínimo 5 vezes.
- 8- Passar as amostras para os **falcons de 50ml**.
- 9- Secar as amostras na estufa à 50°C.

6ª Etapa: *Solubilização de ferro*

✓ AMOSTRAS COM GRANDE QUANTIDADE DE FERRO

Obs.1: Utilizar a capela para trabalhar as amostras e usar EPI (luvas e jaleco) necessário.

- 1- Colocar as amostras num **Becher de 500ml**.
- 2- Colocar **ácido clorídrico (HCL) PA concentrado**, o suficiente para cobrir a amostra.
- 3- Mexer com o bastão de vidro e deixar durante **1h**, mexendo com o bastão de vidro a cada **15min**.
- 4- Passar as amostras para os **falcons de 50ml** e completar com **água destilada**.
- 5- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante até as amostras alcançarem o **pH entre 5 e 7**.

Obs.2: Caso ainda haja muito ferro nas amostras, repetir o ataque ácido até no máximo 4 vezes, repetir o processo por mais vezes pode comprometer os corpos silicosos da amostra.

- 6- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante até as amostras alcançarem o **pH entre 5 e 7**.

✓ AMOSTRAS COM POUCA QUANTIDADE DE FERRO

- 1- Colocar as amostras num **falcon de 50ml**.
- 2- Acrescentar **10ml de água destilada**.
- 3- Acrescentar **10g de citrato de sódio ($\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$) a 88,4g/L**.
- 4- Aquecer em **banho-maria à 80°C**.
- 5- Quando as amostras atingirem a temperatura de **80°C**, acrescentar **0,5g de ditionito de sódio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$)**.
- 6- Remexer bem durante alguns minutos.
 - a. A **cor marrom-vermelho** (Fe^{3+} na forma de oxido) se ameniza.
- 7- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm por **no mínimo 5vezes**.
- 8- Repetir o processo até que a amostra atinja a **cor cinza-esverdeado** (Fe^{2+} na forma dissolvida)
- 9- Rinsar e centrifugar durante 5min a no mínimo 2000rpm, extraindo o sobrenadante até as amostras alcançarem o **pH entre 5 e 7**.

7ª Etapa: Peneiragem e secagem

- 1- Num becher de 500ml coloque um funil e no funil coloque uma peneira de 250µm.
- 2- Transvazar a amostra para peneira, borrifando água destilada com o pissete (para evitar perda de amostra).
- 3- Pulverizar o que ficou na peneira com água destilada, com cuidado para não perder a amostra.
- 4- Com o pissete jogar jatos de água destilada por dentro e por fora do funil para captar o máximo de amostra possível.
- 5- Armazenar as areias que ficou sob a peneira em falcons.
- 6- Transvazar o material do becher para os falcons, realizando o **short-spin** (Centrifugar e rinsar 5min a no mínimo 2000rpm) para concentrar a amostra e eliminar o máximo de água possível.

- 7- Secar as amostras na estufa à 50°C.

8ª Etapa: *Separação densimétrica com SPT*

- 1- Preparar o **líquido denso: 300ml de água + 680g de SPT (politungstato de sódio em pó)** densidade = 2,31g/ml.
- 2- Colocar **300ml de água destilada** num becher sobre um *stirrer* (*magnetic stirrer plate* - misturador), e colocar uma **barra magnética** dentro.
- 3- Colocar metade das **680g de SPT**, quando a água estiver clara colocar o resto e esperar misturar novamente.
- 4- Colocar o SPT numa proveta de 300ml e verificar com o densímetro se o mesmo atingiu a **densidade de 2,31g/ml**.
- 5- Colocar o SPT pronto na amostra dentro do falcon, até a alcançar cerca de 30ml a 40ml.
- 6- Misturar bem no **vortex**, cerca de 2min.
- 7- Colocar no **banho de ultrassom** (*Ultrasonic water bath* ou *sonication*) por 5min, para melhor separar as partículas. Caso não tenha o Ultrasonic utilizar **10min no vortex**.
- 8- Tirar os tubos do ultrasonic, enxugar e misturar novamente no **vortex por 2min**.
- 9- Centrifugar por **10min a 5000rpm**.
- 10- Tirar da centrífuga, com cuidado para não balançar.
- 11- Transvazar o líquido para outro falcon, com cuidado para não passar os sedimentos que estão no fundo.
- 12- Para garantir a eficácia da captação dos fitólitos, repetir o processo mais **3 vezes**.
- 13- Guardar o material que sobrar caso haja algum problema na captação de fitólitos.
- 14- **Diluir com água destilada**, para mudar a densidade e levar os fitólitos novamente ao fundo do falcon, **rinse e centrifugue por 10min a 5000rpm**, repita por no mínimo 5 vezes.

Obs.1: Não descarte o líquido com o SPT despejado no Becher, o mesmo poderá ser reciclado posteriormente.

- 15- Secar as amostras na estufa à 50°C.

9ª Etapa: *Armazenamento e pesagem das amostras.*

- 1- Pesar o **eppendorf**, onde será guardada a amostra.
- 2- Colocar as amostras no **eppendorf**, com muito cuidado para não perder as amostras.
- 3- Pesar novamente o eppendorf já com as amostras armazenadas.
- 4- Peso da amostra = eppendorf cheio – eppendorf vazio.

Apêndice 2: PREPARAÇÃO DE REAGENTES

Organizado por Machado, D.O.B.F e Chueng, K.F.

➤ *Solução de cloreto de cálcio (CaCl_2)*

- 1- Num Becher coloque **1 litro de água destilada**.
- 2- Acrescente 0,94g de cloreto de cálcio.
- 3- Misturar bem, no misturador mecânico até que a solução fique transparente.

➤ *Solução de Ácido clorídrico (HCL) diluído a 1N*

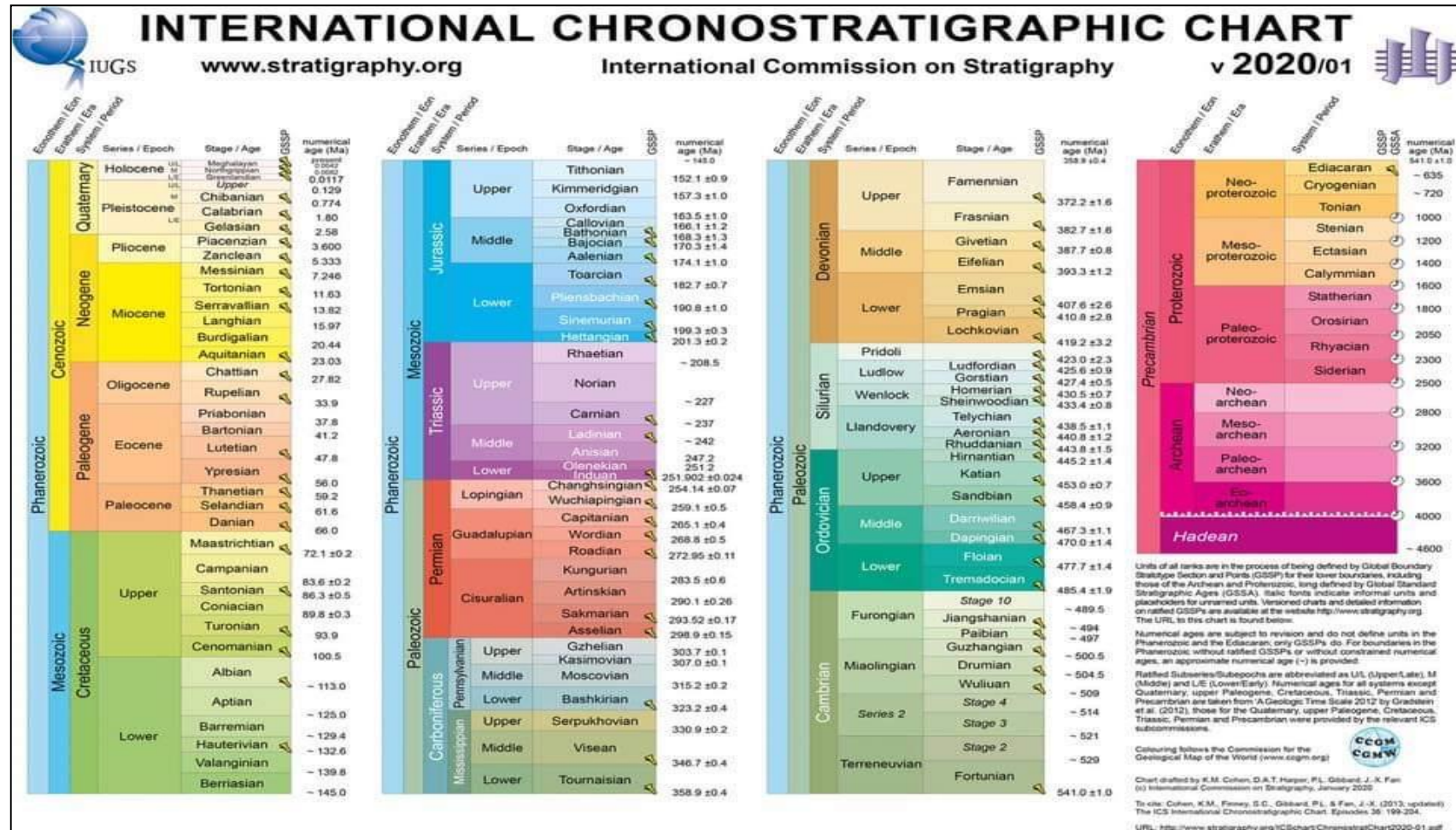
1. Num Becher coloque **1 litro de água destilada**.
2. Na **balança de precisão** pese 98g de **ácido clorídrico (HCL)**.
3. Acrescente o **ácido clorídrico (HCL)** na água destilada.
4. Misturar bem, no misturador mecânico até que a solução fique transparente.⁷

➤ *Solução Ácida ($\text{HCL} + \text{HSO}_4$)*

1. Num Becher coloque 25ml de **ácido Sulfúrico (HSO_4)** e 75ml de **ácido Nítrico (HCL)**
2. Misturar bem, com um bastão de vidro até que a solução fique homogênea.

10. ANEXOS

Anexo 1: CARTA ESTATIGRÁFICA INTERNACIONAL

Fonte: www.stratigraphy.org