



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências – Departamento de Geografia
Programa de Pós-graduação em Geografia e Análise
Ambiental



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.

Autora: Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos

Orientadores: Dr^a Cristiane Valéria Oliveira – IGC/UFMG
Dr. Joel Rodet – Université de Rouen

Belo Horizonte, Julho de 2014.

ALESSANDRA MENDES CARVALHO VASCONCELOS

**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 apresentada ao Curso de pós-graduação
do Instituto de Geociências da Universidade
Federal de Minas Gerais, como requisito para
obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Geografia e Análise
Ambiental

Orientadores: Dra. Cristiane Valéria de Oliveira

Dr. Joel Rödet

Belo Horizonte
Instituto de Geociências da UFMG
Julho de 2014

V331c
2014

Vasconcelos, Alessandra Mendes Carvalho.

O criptocarste como interface entre o solo e o substrato rochoso [manuscrito] : comparação entre os ambientes siliciclástico e o carbonático na região entre Rodeador e Diamantina – MG / Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos. – 2014.

150 f., enc. : il. (algumas color.)

Orientadora: Cristiane Valéria Oliveira.

Coorientador: Joel Rödet.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2014.

Área de concentração: Geografia e Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 140-150.

1. Diamantina (MG) – Teses. 2. Geomorfologia – Teses. 3. Solos – Teses. I. Oliveira, Cristiane Valéria. II. Rödet, Joel. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.4 (81)

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar minha orientadora, Cris, que me acompanha desde a graduação, orientadora da monografia, do mestrado e do doutorado, sempre estava lá, nos momentos mais críticos. Agradeço principalmente por ter topado essa empreitada que é o doutorado comigo - a fase mais importante da minha vida. Posso dizer com certeza: vad/vdd, vida antes e depois do doutorado. Os melhores e os piores momentos que passei. Nesse caminho, tenho também muito a agradecer ao meu orientador franco-brasileiro, sim, porque ele é meio francês e meio brasileiro, como diria Mônica Guimarães, “papai Joel”. Hoje, muito mais que um mestre, um grande amigo para a vida toda. Ele me ensinou muito sobre o carste, e mais ainda sobre a vida, além de me apresentar a França com seu jeitinho ligeiro de andar. À grande incentivadora da minha tese e vida pessoal, minha fada madrinha e sua varinha de condão, que me transformou de abóbora à Cinderela, Roberta Romagnoli. À Cristina Augustin, também ao meu lado desde a graduação, sempre dando um empurrãozinho, que nos proporcionou o melhor de todos os campos em 2011, justamente com a melhor turma de todos os tempos, nesta e em outras disciplinas: Pedrão Barros, Fred Gonçalves, Jú Rodrigues, Leilane Sobrinho, Isabel Mascarenhas, Leandro (gargalhada) Vieira, meu parceiro de composição musical, com a versão de “*Rien de Rien no Cenozóico*”. Agradeço a oportunidade que tive com o doutorado de conhecer tantos amigos de infância, e também de aprender com aqueles não tão amigos. Sou eternamente grata pela ajuda, amizade, carinho, por me aguentarem nas horas de desespero, por trabalharem comigo, pois distribuí serviço para todas, e também por nos divertirmos muito, à Manu Correia, Fabi Fabri, Jose Biazini (minha parceira de dança para apresentação de teses e dissertações), e Letícia Mara Maravilhosa – companheira das cavernas na França; núcleo pensante e diretoria da minha tese! Ao Grupo de Estudos em Geomorfologia, que me deu muitas ideias, e me ajudou muito na desconstrução semanal da tese. Em especial ao professor Valadão, sempre com alguma frase memorável, ideias novas que só ele tem, e que também me apoiou muito nesse período, acadêmica e emocionalmente. Ao professor Antônio, um anjo no meu caminho, sem ele não teria conseguido fazer o estágio doutoral na França, muito menos organizar o Simpósio do Carste; sempre disponível para ajudar. Ao hiperativo professor Fábio Oliveira, 24 horas no ar, o senhor do difratograma. A professora Valéria Roque, especialmente pelo bom humor e descontração em todos os encontros. Às minhas queridas amigas Iris e Lenita Satil, Myrian Iser, Mônica Guimarães, Simone Garabini e Simone Villela, por segurarem todos os rojões que enfrentei; sem elas e as meninas da diretoria, nada seria possível. Aos queridos amigos da Casa da Glória, especialmente Rommel, que me encheu de material bibliográfico, inclusive aqueles que não encontrei em

lugar algum; o Rommel sempre sabe onde está! A Mari Lacerda e Rose Lane Guimarães, pela ótima companhia de campo e conversas divertidas, à deliciosa viagem a Barcelona com Mari, e enorme ajuda de Rose, que me passou tudo, tudo mesmo que ela tinha sobre a região de Rodeador, além me apresentar a área como se fosse sua casa, cada cantinho que ela conhecia. Aos meus tios Gledes, que não me deixou fraquejar, com seu jeitinho “Capitão Nascimento” de ser, Omar, Vânia e a prima Paulinha, que “aguentaram” essa tese por 4 anos, ouviram todos os inúmeros choros e me colocaram para frente, meus amores! Ao meu pai, que mesmo sem entender nada do que eu fazia, ligava praticamente todas as semanas para saber como estava o trabalho, empolgadíssimo com a “tal da tese”, o verdadeiro bicho de sete cabeças. Ao Celinho, 4 anos reavivando meu computador, E as minhas incansáveis assistentes no trabalho madrugada adentro: Xuxu, Bebel e Nina. À Diamantina, que me deu a força que precisava para romper essa reta final e vislumbrar a vida após o doutorado. Obrigada! Ao Instituto de Geociências, pela possibilidade de realização do doutorado, à CAPES, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pela concessão da bolsa de estudos e à Universidade de Rouen, pelo acolhimento e apoio ao estágio doutoral na França.

RESUMO

O criptocarste foi analisado neste estudo a partir da comparação entre os solos formados na região cárstica siliciclásticas de Diamantina – MG, com aqueles desenvolvidos no carste carbonático na região de Rodeador – MG, e das suas interações com as rochas de origem, chegando ao final do trabalho a uma definição para o termo. As duas regiões foram escolhidas por apresentarem as litologias definidas para o trabalho, carbonáticas e siliciclásticas, e por serem áreas limítrofes, o que favoreceu a mobilidade durante o trabalho. Para tanto, realizou-se inicialmente pesquisa bibliográfica especialmente nos domínios da carstologia, pedologia, mineralogia, geologia e geomorfologia, além do levantamento cartográfico da região de estudo. Posteriormente, foram feitos trabalhos de campo para reconhecimento da área e coleta de material, amostragem de solos e rochas. Para compreensão do que é o criptocarste, já que esse conceito ainda é pouco utilizado no país, foi realizado um estágio na Universidade de Rouen, França, com ampliação da pesquisa bibliográfica, trabalhos de campo no carste da Normandia e cursada disciplina sobre o assunto. A partir dessa experiência, novas perspectivas entremearam o trabalho, norteando seu desenvolvimento. Foram realizadas ainda, análises química, física e mineralógica dos solos e lâminas petrográficas das rochas. A partir destes dados e principalmente das observações de campo, foi possível a comparação do criptocarste nos dois ambientes e a proposta de seu conceito. Conclui-se que em ambos os domínios o criptocarste está presente, porém com diferenças de desenvolvimento. No carste carbonático, as rochas do contato têm morfologia tipicamente arredondada quando exumadas, as raízes de introdução e dolinas como pontos de penetração da água no substrato rochoso, e tem no solo um importante fator na sua evolução, visto que este funciona como uma bacia de contenção da água para alimentação concentrada no carste. No carste siliciclástico o solo arenoso e raso pouco contribui para o desenvolvimento do carste de introdução, visto a impossibilidade de retenção da água. Nesse caso, as fraturas serão de grande importância para a ação diferenciada da água, que penetra no substrato por estes pontos, alargando-os e possibilitando o desenvolvimento do endocarste e outras morfologias superficiais, como as kamenitzas. Os ácidos orgânicos, principalmente quando associados aos minerais de ferro exercem papel importante nesse domínio, pois potencializam a dissolução da sílica. O criptocarste nesse ambiente é mais acanhado e de desenvolvimento mais lento, sendo mais marcante nas áreas de sedimentação, que recobrem a rocha por mais tempo, permitindo os intercâmbios geoquímicos entre o solo/alterita e a rocha.

Palavras-chave: Criptocarste, Geomorfologia Cárstica, Pedologia, Rochas Siliciclásticas, Rochas Carbonáticas.

RÉSUMÉ

Le cryptokarst a été analysé dans cette étude en comparant les sols formés dans la région karst silicatée de Diamantina – MG, et ceux formés dans le karst carbonaté de la région de Rodeador – MG. La confrontation des interactions de ces dernières avec les roches d'origine, permettent d'aboutir au final à une définition du cryptokarst. Ces deux régions ont été choisies car présentant les lithologies définies dans cette étude, carbonatées et silicatées, et parce qu'elles se situent dans des régions limitrophes, ce qui a favorisé la mobilité pendant le travail. Une recherche bibliographique dans les domaines de la karstologie, pédologie, minéralogie, géologie et géomorphologie fut tout d'abord réalisée, en parallèle d'un relevé cartographique de la région d'étude. Furent ensuite réalisés des travaux sur site visant à mieux connaître la région et collecter des matériaux et des échantillons de sols et roches. Pour mieux comprendre ce qu'est le cryptokarst, et étant donné que ce concept n'est pratiquement pas développé au Brésil, un stage à l'Université de Rouen, en France, a été réalisé et a permis d'approfondir la recherche bibliographique de poursuivre des travaux sur site sur les karsts de Normandie. Cette expérience a ouvert de nouvelles perspectives à cette étude et a permis de l'approfondir encore plus. Ainsi, des analyses chimique, physique et minéralogique des sols, ainsi que des lames pétrographiques des roches ont été effectuées. C'est grâce à ces nouvelles données et surtout grâce aux observations faites sur le terrain qu'a été rendue possible la comparaison du cryptokarst dans les deux milieux et d'en proposer un concept. Cela a permis de conclure que le cryptokarst est présent dans les deux environnements, avec cependant des différences au niveau de son développement. Dans le karst carbonaté, les roches en contact ont une morphologie arrondie une fois exhumées. Une autre caractéristique est la présence de racines d'introduction et de dolines comme points de pénétration de l'eau dans le substrat rocheux. Le sol est également un important facteur d'évolution du cryptokarst, étant donné que celui-ci se comporte comme un bassin de rétention d'eau permettant une alimentation constante du karst. Dans le karst silicaté, le sol sableux et peu profond ne retient pas l'eau, et de fait a un important impact sur le développement du karst d'introduction. Dans ce cas la présence de fractures joue un rôle primordial et permet à l'eau d'agir de manière indirecte : en pénétrant dans ces dernières, elle accroît le substrat et favorise le développement

d'endokarst et autres morphologies superficielles, comme par exemple les kamenitza. Les acides organiques, principalement lorsqu'ils sont associés aux minerais de fer, exercent une forte influence sur ce processus, car ils améliorent la dissolution de silice. Le cryptokarst dans ce milieu se développe plus difficilement et lentement. Il est plus présent dans les zones sédimentaires, qui recouvrent la roche depuis plus longtemps, ce qui permet des échanges géochimiques entre le sol /altérite et la roche.

Mots-clé : Cryptokarst, Géomorphologie Karstique, Pédologie, Roche carbonatée, Roche silicatée

RESUMO	iii
RÉSUMÉ	iv
1- INTRODUÇÃO.....	1
2- CARSTE E SUAS POSSIBILIDADES – O DOMÍNIO DO CRIPTOCARSTE.....	4
2.1. Da litologia aos processos.....	4
2.2. O sistema cárstico e suas fases de desenvolvimento.....	8
2.3. O Primocarste e o fantasma de rocha.....	12
2.3.1. Carste de Introdução	13
2.4. Carste Siliciclástico ou Pseudocarste?.....	18
2.5. Morfologia cárstica em rochas carbonáticas e siliciclásticas.....	20
2.6. Criptocarste ou epicarste?	22
2.7. A dinâmica do Criptocarste	29
2.8. Processo de Carstificação	33
2.8.1. Rochas Carbonáticas.....	33
2.8.2. Rochas Siliciclásticas	35
3- OS SOLOS.....	40
3.1. Mineralogia dos solos.....	41
3.1.1. Minerais primários	42
3.1.2. Minerais secundários	44
3.2. Solos Relacionados ao ambiente cárstico.....	45
4- MÉTODO E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	48
4.1. Desenvolvimento da pesquisa e a experiência do carste na Europa	48
4.2. Seleção e coleta de solos e rochas.....	50
4.2.1. Preparação das amostras no laboratório	53
4.3. Análises dos solos	53
4.3.1. Análises Físicas.....	53
4.3.1.1. Granulometria.....	53
4.3.2. Análises Químicas.....	53
4.3.1.1. Rotina.....	53

4.3.3. Análise mineralógica.....	55
4.3.3.1. Difractometria de raios-X.....	55
4.4. Análise das rochas.....	55
4.5. Análise e interpretação dos dados	55
5- CARCTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA REGIÃO DE DIAMANTINA A	56
RODEADOR – MG.....	56
5.1. Localização da área de estudo.....	56
5.2. Clima.....	57
5.3. Geologia.....	58
5.3.1. Supergrupo São Francisco	58
5.3.2. Supergrupo Espinhaço.....	61
5.3.3. Complexo Basal.....	63
5.3.4. Supergrupo Paraúna.....	64
5.4. Geomorfologia.....	64
5.5. Vegetação.....	72
5.6. Solos.....	75
6- RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	77
6.1. Processos e morfologias cársticas.....	77
6.2. Caracterização dos pontos de coleta dos solos	83
6.2.1. Solos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas	83
6.2.2. Solos desenvolvidos sobre rochas siliciclásticas.....	95
6.3. Contextualização do carste siliciclástico da Serra do Espinhaço tendo	110
como balizador o carste carbonático.....	
6.4. O Criptocarste e suas interações com o meio.....	120
6.4.1. O Primocarste	120
6.4.2. O carste de introdução e o criptocarste	125
6.5. O conceito de Criptocarste.....	133
7- CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	136
8- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	140

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Relação entre Escala, Espaço, Processos no tempo aplicado à ambientes cársticos.....	9
Figura 2	Sistema cárstico.....	11
Figura 3	Estágios de desenvolvimento de um poljé e uma dolina.....	14
Figura 4	Raiz de introdução com trepanação.....	14
Figura 5	Processo de Fantomização, estrutura da zona de alteração.....	16
Figura 6	Fases da carstificação.....	17
Figura 7	Morfologia arredondada formada sob cobertura, característica do criptocarste, Januária, MG.....	21
Figura 8	Perfil esquemático dos domínios cársticos.....	23
Figura 9	Desenho esquemático do epicarste, mostrando feições relacionadas e movimento da água.....	25
Figura 10	Perfil esquemático do sistema cárstico mostrando a dinâmica da água entre o carste de introdução e o de restituição.....	25
Figura 11	Perfil esquemático do criptocarste – interações entre o solo e a rocha.....	27
Figura 12	Contato entre rocha carbonática e solo com vegetação – criptocarste; Rodeador – MG.....	28
Figura 13	Morfologia rochosa com feições suaves e arredondadas típicas do criptocarste; área próxima a gruta do Pau-ferro em Monjolos – MG.....	28
Figura 14	Perfil esquemático mostrando o desenvolvimento das formas sob cobertura, características do criptocarste.....	32
Figura 15	Floresta de Pedra, morfologia criptocárstica sob vegetação, La Borderie, município de Carsac-Aillac – França.....	32
Figura 16	Modelo de um tetraedro de silício em primeiro plano – e a representação da estrutura a direita.....	42
Figura 17	Mapa de localização da área de estudo com pontos de coleta.....	52
Figura 18	Mapa Geológico da área de estudo	59
Figura 19	Mapa Geomorfológico da área de estudo	66
Figura 20	Perfil geomorfológico da área de estudo	67
Figura 21	Mapa Hipsométrico da área de estudo	68
Figura 22	Superfície aplainada no alto da Serra do Espinhaço, próximo a Quartéis – MG	69
Figura 23	Possível poljé fossilizado desenvolvido na região de Rodeador - MG.....	70
Figura 24	Serra do Rodeador; maciço calcário com paredões entremeados por inúmeras cavernas; Rodeador – MG.....	71
Figura 25	Possível poljé fossilizado desenvolvido no contato entre a Serra do Espinhaço e a Depressão Sanfranciscana – MG.....	72
Figura 26	Campo limpo próximo a Quartéis, na região de Conselheiro Mata – MG....	73

Figura 27	À esquerda, lapiás desenvolvidos em rochas siliciclásticas na região de Currálinho, MG; à direita, lapiás desenvolvidos em rochas carbonáticas na região de Rodeador - MG.....	78
Figura 28	À esquerda, kamenitza em rocha siliciclástica na região de Currálinho - MG; à direita kamenitza em rocha carbonática na região de Rodeador – MG.....	78
Figura 29	À esquerda, possível poljé em rocha siliciclástica região de Diamantina - MG; à direita poljé fossilizado no contato das rochas carbonáticas com as siliciclásticas, região de Rodeador – MG.....	78
Figura 30	À esquerda, Gruta Monte Cristo, formada em rocha siliciclástica na região de Currálinho - MG; à direita Gruta Pau-ferro, formada nas rochas carbonáticas na região de São Hipólito – MG.....	79
Figura 31	À esquerda, alvéolos resultantes de dissolução em quartzito em Currálinho – MG; à direita, ponte residual próximo a Lapa da Doida, região de Diamantina – MG.....	79
Figura 32	Pequena fratura no teto da Gruta Monte Cristo por onde a água infiltra no substrato rochoso, dando início ao processo de alteração.....	80
Figura 33	Kamenitzas desenvolvidas em quartzito aproveitando estrutura da rocha como eixo preferencial de dissolução, região próximo a Lapa da Doida, Diamantina – MG.....	81
Figura 34	Rocha calcária com formas arredondadas características do criptocarste exumado nas proximidades da Gruta Pau-ferro, Rodeador - MG.....	81
Figura 35	Quartzito com morfologia arredondada característica do criptocarste, em frente à Lapa da Doida, região de Diamantina – MG.....	82
Figura 36	Rocha calcária com início de formação de karrens, mas ainda com formas suavizadas arredondadas características do criptocarste. Curral de Pedras, em Lagoa dos Patos, MG	82
Figura 37	Perfil 1 - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico, na antiga estrada de Ferro, região de Rodeador – MG.....	83
Figura 38	Lâmina petrográfica da amostra de rocha do perfil 1 – Metapelito	84
Figura 39	perfil 2 - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico léptico sobre o maciço do Rodeador, na região de Rodeador – MG.....	86
Figura 40	Área de coleta de solo, perfil 2 topo do maciço do Rodeador, Rodeador – MG.....	86
Figura 41	À esquerda, raiz de introdução próxima ao perfil 1; à direita raiz de introdução próxima ao perfil 2, ambas em Rodeador – MG.....	87
Figura 42	Vista do ponto de coleta 3 – Depressão hidromórfica próximo ao maciço do Rodeador – MG	88
Figura 43	Amostra dos horizontes do perfil 3 – Depressão hidromórfica próximo ao maciço do Rodeador – MG	88
Figura 44	Difratograma de raio-x do perfil 1.....	92
Figura 45	Difratograma de raio-x do perfil 2.....	93
Figura 46	Difratograma de raio-x do perfil 3.....	94
Figura 47	Lâmina petrográfica da amostra de rocha dos perfis 4 e 5 – Quartzito.....	96
Figura 48	Perfil 8, NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênico, Região de Diamantina – MG.....	98
Figura 49	Saprólito de quartzito ferruginoso onde se observa a alternância entre as cores branco e amarelo.....	98

Figura 50	Perfil 4, NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico, na região de Diamantina – MG.....	100
Figura 51	Vista da área do perfil 4, depressão fechada na região de Diamantina – MG.....	100
Figura 52	Perfil 5, NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, na região de Diamantina – MG.....	101
Figura 53	Morfologia típica de dissolução ao lado do perfil 5, na região de Diamantina – MG.....	101
Figura 54	Perfil 6, NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, na região de Diamantina – MG.....	102
Figura 55	Vista da área do perfil 6, maciço rochoso na região de Diamantina – MG..	102
Figura 56	Solo originado de quartzito com colúvio em superfície composto por matriz argilosa e concreções ferruginosas, próximo ao perfil 8, região de Diamantina – MG.....	104
Figura 57	Perfil 7, GLEISSOLO HÁPLICOS Ta Distrófico típico, na região de Diamantina – MG.....	107
Figura 58	Vista da área do perfil 7, criptocarste no centro do poljé fossilizado, na região de Diamantina – MG.....	108
Figura 59	Saída de água do poljé fossilizado (rampa de colúvio) associada à voçoroca em nível topográfico superior ao perfil 8, região de Diamantina – MG.....	109
Figura 60	Perfil de alteração na parede da Gruta Monte Cristo, região de Diamantina – MG.....	110
Figura 61	A- Visão da Gruta do Salitre, B- Visão da Gruta Monte Cristo; C- Uma das entradas da Gruta Salitre; D- uma das entradas da Gruta Monte Cristo, região de Diamantina – MG.....	111
Figura 62	Poljé fossilizado próximo a Lapa da Doida, na região de Diamantina – MG	112
Figura 63	Morfologia semelhante à dolina, com rochas com formas arredondadas características da dissolução em subsuperfície, típicas de criptocarste exumado, região de Currálinho – MG.....	114
Figura 64	Lapiás em rochas siliciclásticas marcadas por karrens, característicos da exposição às intempéries na região entre Currálinho e Acaba Mundo – MG	114
Figura 65	Hipótese de evolução do carste em Mfoula, África	115
Figura 66	Kamenitza desenvolvida em rocha siliciclástica na região entre Currálinho e Acaba Mundo – MG	116
Figura 67	Caverna de Mfoula, África, com rochas povoadas por líquens.....	117
Figura 68	Lapiás com presença de torres relictas na paisagem.....	118
Figura 69	Ninho de abelhas (conjunto de alvéolos) no exterior da Gruta Monte Cristo, próximo à Currálinho –MG.....	119
Figura 70	Karrens desenvolvidos em quartzitos próximo a Lapa da Doida, região de Diamantina – MG	119
Figura 71	Fases da evolução do primocarste.....	120
Figura 72	Primocarste na Gruta La Mansonnière, Normandia, França.....	121
Figura 73	Tipologias do intemperismo por pipe	121

Figura 74	Transição da fase do primocarste para a paragênese - secagem da alterita, permitindo passagem do fluxo lento com formação de canal de teto. Gruta Petite-Dalle, Normandia – França.....	122
Figura 75	Desenvolvimento de primocarste (fase isovolumétrica) e contato marcado com criptocarste da Gruta Monte Cristo – MG	123
Figura 76	Detalhe de fantasma de rocha (isoalterita) retirado da gruta Monte Cristo – MG.....	123
Figura 77	Possível desenvolvimento de primocarste na Gruta monte Cristo região de Diamantina – MG.....	124
Figura 78	Desenvolvimento de primocarste na Gruta Petite-Dalle, Normandia – França.....	124
Figura 79	Modelo de evolução de raízes de introdução a partir do fluxo concentrado em criptocarste	126
Figura 80	Raiz de introdução que já sofreu trepanação	127
Figura 81	À esquerda superfície cárstica com solo escavado deixando a mostra raízes de introdução em meio a matriz rochosa, Anneville-Ambourville, Seine-Maritime – França. À direita raízes de introdução vistas em subsuperfície no teto do Carrierè Du Caster, Montagne Saint-Pierre, só possível a partir de uma escavação.	127
Figura 82	Acima raízes de introdução (Tubular solution pipes) na Carrière Du Petit-Lanaye.....	128
Figura 83	À direita, paleo-abismo (B) com raiz de introdução (A) em rocha metapelítica na região de Rodeador – MG.....	128
Figura 84	Esquema de formação de raízes de introdução e morfologias criptocársticas.....	129
Figura 85	Esquema de formação de raízes de introdução e morfologias criptocársticas exumadas.....	129
Figura 86	Morfologia característica de criptocarste exumado, apresentando ainda contornos arredondados, Foundry de Chien, Bélgica.....	130
Figura 87	Fases de evolução de um criptocarste exumado, de formas suaves à geração de polígonos, região de Diamantina – MG.....	131
Figura 88	Criptocarste no Maciço do Rodeador, contato entre solo/vegetação e o Substrato (linha amarela), e área de introdução e/ou ação da água (linha vermelha).....	132
Figura 89	Detalhe de caverna no maciço do Rodeador, com a presença de domos e raízes de introdução com requício de preenchimento	133
Figura 90	Criptocarste com solo desenvolvido em fratura na rocha, na região de Rodeador - MG, próximo ao perfil 1.	134

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Pontos de coleta na região de Diamantina e Rodeador	51
Tabela 2	Características morfológicas dos solos originados de rochas carbonáticas	85
Tabela 3	Características químicas de rotina dos solos originados de rochas carbonáticas	89
Tabela 4	Ataque sulfúrico em solos formados sobre rochas carbonáticas	90
Tabela 5	Características físicas e morfológicas dos solos originados de rochas siliciclásticas	97
Tabela 6	Características químicas de rotina dos solos originados de rochas siliciclásticas	103
Tabela 7	Ataque sulfúrico em solos formados sobre rochas siliciclásticas.....	105

1- INTRODUÇÃO

O termo Carste tem sido usado para definir paisagens desenvolvidas sobre rochas quimicamente solúveis, tradicionalmente as carbonáticas, com porosidade secundária bem desenvolvida, morfologia específica e hidrologia subterrânea, cujo principal processo de formação é a dissolução. Porém, muitos pesquisadores, como Jennings (1985), White (1988) e Ford & Williams (1989), identificaram feições cársticas em rochas consideradas erroneamente insolúveis, como o quartzito, o arenito, e outras rochas ígneas, o que gerou muita discussão acerca do tema. Mas, independente do tipo de mineralogia, toda rocha é passível de dissolução, podendo gerar morfologias cársticas.

A formação dessas morfologias sobre rochas siliciclástica está atrelada à dissolução mais lenta da sílica, devido à sua relativa estabilidade, conjugada à remoção mecânica e a ambientes com maior acidez, possibilitando o desenvolvimento de paisagens ruiformes, dolinamentos e cavernas, características de relevos cársticos (Silva, 2004).

Porém, o desenvolvimento do carste, seja ele em rochas carbonáticas ou siliciclásticas, não depende apenas da dissolução, mas da associação entre os processos geoquímicos e os hidrodinâmicos, somados à dinâmica dos elementos que atuam no local, como a própria litologia, o clima, a vegetação e os solos. A relação entre esses elementos é crucial para a formação de feições cársticas, ou para a evolução de um sistema cárstico.

Desses elementos, o solo é um dos mais importantes condicionantes no desenvolvimento do carste, pois, está na região de contato com a porção superior da rocha, tendo influência tanto nos processos químicos, como na circulação hídrica interna. Além disso, como consequência, o solo influencia diretamente a elaboração da morfologia arredondada característica do criptocarste, no desenvolvimento do endocarste e do exocarste (Piló, 2000;

Jones et al., 2004), e o solo ainda pode ser também influenciado pela rocha, que é um dos seus fatores de formação, conjuntamente com o clima, o relevo, os organismos e o tempo.

A partir do estudo do criptocarste, é possível entender a dinâmica entre o solo e a rocha, e também, os processos de desenvolvimento do carste. Essa dinâmica é diferente em cada ambiente, em função da combinação de elementos peculiares de cada um. Os solos desenvolvidos a partir de rochas carbonáticas são muito variados, de rasos a profundos, de eutróficos a distróficos e estão muitas vezes associados às feições cársticas resultantes da alta taxa de dissolução da rocha. Já nas áreas de rochas siliciclásticas, os solos são mais uniformes sendo, quase sempre, arenosos, distróficos e pouco espessos, e apesar da baixa taxa de dissolução, também desenvolvem feições cársticas, mesmo que associadas a outros condicionantes, como falhas e fraturas.

Estudos sobre o desenvolvimento do carste em litologias não carbonáticas são crescentes em todo mundo, mas ainda há poucos no Brasil, apesar do seu grande potencial. Além disso, estudos pedológicos desenvolvidos em áreas cársticas, discutindo o criptocarste, sejam em rochas carbonáticas ou siliciclásticas, também são poucos, pontuais e em pequenas escalas de reconhecimento, não mostrando a diversidade dos solos que recobrem o relevo cárstico.

Em virtude do exposto, e buscando aumentar o número de informações sobre o desenvolvimento de relevos cársticos, tanto em rochas carbonáticas quanto em siliciclásticas, selecionou-se como área do estudo, uma região do estado de Minas Gerais, que possui as duas litologias em continuidade, abrangendo duas grandes unidades litoestratigráficas, o Supergrupo São Francisco, na região de Rodeador, com carste desenvolvido em rochas carbonáticas, e o Supergrupo Espinhaço, entre Conselheiro Mata e Diamantina, com carste desenvolvido sobre rochas siliciclásticas.

A questão norteadora do trabalho é: O criptocarste presente em locais de morfologias cársticas semelhantes, mas em litologias distintas, têm as mesmas características e seguem o mesmo padrão de desenvolvimento?

Para responder a essa questão o principal objetivo desse trabalho é propor um conceito atual para criptocarste e fazer uma revisão atualizada sobre os conceitos fundamentantes da carstologia, para se discutir a dinâmica do criptocarste a partir das interações entre os solos e as rochas, comparando sua evolução em ambientes de litologias carbonáticas e siliciclásticas.

Os objetivos específicos para essa pesquisa são:

- Caracterizar os solos, química, física e mineralogicamente;
- Entender o desenvolvimento do criptocarste nas diferentes litologias, através da relação entre as características das rochas e dos solos.

Para nortear o desenvolvimento desse trabalho e responder a questão levantada, as hipóteses iniciais são:

- Identificar as classes de solos, presentes em áreas de morfologia cárstica semelhante, sobre rochas carbonáticas e siliciclásticas;
- O carste formado a partir de rochas siliciclásticas se desenvolverá de forma semelhante àquele carbonático, porém, mais lentamente e com morfologias mais discretas, entretanto, o criptocarste nesses dois ambientes apresentarão características distintas.
- Os processos presentes no criptocarste são os mesmos em ambas litologias

2. O CARSTE E SUAS POSSIBILIDADES - O DOMÍNIO DO CRIPTOCARSTE

2.1. Da litologia aos processos

O termo carste tem sido usado historicamente para designar relevos desenvolvidos em rochas solúveis, principalmente carbonáticas, como o calcário e o dolomito, tendo como parâmetro principal, a litologia. Em sua concepção original, Karst, é o termo germânico originário de Krs, palavra pré-indo-européia, que designa terreno rochoso, característico de uma região entre o nordeste da Itália e o noroeste da Eslovênia. Nessa região, conhecida como carste clássico, começaram os primeiros estudos em torno do carste, especialmente o trabalho de Cvijic, em 1918 (Piló, 1998; Bigarella et al, 1994).

Os primeiros trabalhos sobre o carste, e outros mais contemporâneos, como o de Gèze (1973) e Sweeting (1972) consideram o carste como uma região constituída unicamente por rochas carbonáticas com formas características, tanto superficiais como subterrâneas. Fénelon (1965) e Derruau (1965) também comungam dessa visão, mas consideram também outras rochas igualmente solúveis, como a gipsita, com características morfológicas típicas, como cavernas, vales secos, sumidouros entre outros, resultantes de dissolução da rocha.

A estruturação do conceito adotando a ideia que o carste é uma forma de relevo característico de área com rochas solúveis, cujo principal agente é a água acidificada, foi proposta nesses estudos iniciais, de onde também surgiu o termo carstificação, usado pela primeira vez por Civijc em 1901 (Hardt, 2011).

Como as primeiras áreas cársticas foram observadas na região de Karst, Krain, Ístria e Croácia, outras áreas que apresentavam as mesmas feições também foram consideradas carste, sendo os fenômenos desenvolvidos nessas localidades chamados de fenômenos cársticos (Jakucs,1977, *apud* Hardt, 2011).

No Brasil, Christofolletti (1980) define carste como áreas calcárias ou dolomíticas com uma topografia característica, oriunda da dissolução, considerando como aspecto principal de uma área cárstica, as drenagens predominantemente verticais e subterrâneas. Bigarella et al. (1994) também associam o carste às rochas carbonáticas, mas reconhecem, em seu trabalho, feições cársticas formadas em outras litologias, como o arenito, denominando essas paisagens de *Pseudocársticas*.

Ao contrário dos demais pesquisadores até então, Ek (1987, *apud* Willems, 2002) é um dos autores que relaciona a morfologia, a litologia e os processos. Ele utiliza o termo carste para definir ambientes com formas superficiais e subterrâneas, originados da dissolução das rochas carbonáticas, mas ressalta que o carste não é formado necessariamente por calcários e que nem todo terreno calcário forma um carste.

Conforme os estudos foram avançando, começaram a ser consideradas por alguns autores, outras litologias para formação do carste, como Bogli (1980), que relaciona sua formação a rochas específicas, solúveis, como o evaporito, porém associada à ambientes tropicais extremamente úmidos. White (1988) também relaciona o carste com rochas carbonáticas, gipsita e outras rochas em menores proporções, descrevendo-o como uma paisagem formada por depressões fechadas de tamanhos variados, sistemas de drenagens de superfícies interrompidas, cavernas e drenagens subterrâneas. Para ele, o que distingue o carste de uma paisagem qualquer é o predomínio da dissolução como agente geomorfológico. Embora o transporte de material por erosão mecânica seja importante por desempenhar algum papel na remoção dos componentes insolúveis da rocha, a dissolução (e o transporte em solução) é o processo dominante na esculturação do relevo cárstico.

Trabalhos como o de Willems (2002), na África Equatorial, são taxativos quanto ao papel secundário da litologia, considerando que qualquer rocha pode gerar carste, algumas mais passíveis de sofrer dissolução do que outras. Outros pesquisadores, como Fénelon (1965) e Jennings (1985), também seguem essa linha de pensamento e desconsideram a influência da rocha, se concentrando nas características morfológicas da paisagem para definir o carste. Jennings (1985, p. 1) define carste como "... *um terreno com formas de relevo e drenagens distintas, surgidas devido a grande solubilidade de rochas em água natural*". Self & Mullan (1997) também se atêm à morfologia, considerando carste, qualquer área com características morfológicas cársticas, independente do processo de formação ou da litologia.

Além da litologia e da dissolução, outros condicionantes também estão sendo considerados no processo de formação do carste, como a hidrologia, visto a importância da água nos processos intempéricos, na desagregação e no transporte através dos condutos e a estrutura das rochas, como fissuras e fraturas, que também assumem importante papel, já que podem orientar a formação de condutos e são a porta de entrada da água para a subsuperfície e para o desenvolvimento do carste. Ademais, a água acidulada que penetra por essas fissuras vai reagir com os minerais, iniciando o processo de carstificação. Quanto mais os condicionantes tectônicos, litológicos, climáticos e vegetacionais forem favoráveis, mais desenvolvidas serão as feições cársticas geradas.

Renault (1967) já tecia uma discussão complexa sobre a carstificação, a partir da relação entre esses condicionantes de uma forma mais global, e tratando o problema de um ponto de vista diferente dos demais, pois, na visão do autor, a dissolução tem papel preponderante no estabelecimento da rede cárstica, mas ela não acontece em todos os pontos, já que o meio não é nem homogêneo, nem isotrópico. Numerosos fatores não químicos determinaram a dissolução, seja orientando sua ação, ou se combinando com ela. Dessa forma, para avaliar o carste é necessário observar sua complexidade no espaço, tanto vertical, podendo desenvolver inúmeros estágios superpostos, como horizontalmente, a partir de zonas hidrológicas, microclimáticas, sedimentológicas entre outros aspectos. Ele ainda ressalta que a dinâmica, hídrica/temperatura, irá influenciar em certos aspectos da carstificação, baseados no zoneamento climático e geomorfológico ao longo da terra. Assim, tendo em consideração a variabilidade espacial do fenômeno cárstico, as paisagens resultantes serão diversas, visto que a associação entre todos esses aspectos só ocorrerá num dado local.

Ford e Williams (2007), por sua vez, definem carste como terrenos que apresentam hidrologia e relevo distintos, que surgem a partir da combinação de rochas de alta solubilidade, com porosidade secundária (fraturas) bem desenvolvida. Tais áreas são caracterizadas por drenagens subterrâneas, cavernas, depressões fechadas, afloramentos rochosos marcados por karrens e grandes nascentes. Porém, apenas a solubilidade da rocha é insuficiente para produzir carste, sendo preciso considerar também elementos ligados à estrutura da rocha e a litologia, como a densidade, características da fratura, entre outros. Mesmo solúveis, rochas com porosidade primária inferior a 50%, normalmente tem um baixo desenvolvimento cárstico. Entretanto, rochas solúveis com porosidade primária insignificante, mas que posteriormente adquirem uma boa porosidade secundária tendem a formar um carste bastante evoluído. Assim, a chave para a evolução do carste está no desenvolvimento de sua hidrologia subsuperficial incomum, cuja evolução é impulsionada

pelo ciclo hidrológico - o motor que alimenta os processos cársticos. Os mesmos autores elencam uma série de rochas com níveis diferenciados de solubilidade, como calcário, dolomito, evaporito, sal entre outras consideradas passíveis de desenvolver carste. Eles consideram também que rochas pouco solúveis como o quartzito e o arenito podem desenvolver morfologias cársticas, em escala de pequena a intermediária, semelhante às rochas carbonáticas, elas são basicamente monominerálicas.

Klimchouk et al. (2000) trazem uma definição mais ampla e também não consideram o tipo de rocha como principal elemento na formação do carste, mas outros condicionantes como a dissolução e a hidrologia característica no sistema cárstico. Os autores consideram o carste como um sistema de transferência de massa integrado com rochas solúveis, e permeabilidade estrutural dominada por condutos estabelecidos pela dissolução do material rochoso, sendo organizado para facilitar a circulação dos fluídos.

Rodet (2014) baseia-se principalmente, nos processos para explicar a formação do carste, considerando que seu desenvolvimento será possível a partir da relação entre os processos geoquímicos, intercâmbio entre a rocha e o alterita/preenchimento, e os processos hidrodinâmicos. Portanto, além da dissolução e do esvaziamento geoquímico (lixiviação dos elementos liberados no intemperismo dos minerais), é necessário que haja a formação de material inconsolidado que posteriormente será retirado pela ação da água, gerando os vazios necessários para passagem da drenagem subterrânea, que ligará os pontos de introdução aos de restituição, gerando um sistema cárstico.

Sintetizando este item conclui-se que com base nos estudos realizados pelos pesquisadores citados, que o carste pode se desenvolver a partir de qualquer rocha, mesmo as menos solúveis, como o arenito e o quartzito. Mesmo que o processo de dissolução não seja o maior condicionante, uma associação entre outros elementos, como tectônica, clima, hidrologia e vegetação podem ampliar as condições para a atuação do intemperismo químico e gerar morfologias tipicamente cársticas, formando um sistema cárstico. Mas o principal fator para se definir carste neste trabalho são os processos, ou seja, independente dos demais fatores identificados na carstificação, a relação entre processos geoquímicos e hidrodinâmicos é que vai definir o desenvolvimento, ou não, do sistema cárstico no espaço e no tempo.

2.2. O sistema cárstico e suas fases de desenvolvimento

Na literatura, é possível encontrar definições para carste que consideram uma dada área e seu conjunto de feições, não levando em conta os processos e transferências de material que ali acontecem. Apenas a presença de formas cársticas numa área – espaço - não caracteriza o ambiente como um *Sistema Cárstico* atual – tempo - mas por outro lado, fornece evidências para investigação de como esta paisagem cárstica se comporta ao longo do espaço e do tempo. A escala de observação desse fenômeno também é importante, já que para alguns autores, como Renault (1967), um sistema cárstico pode abranger uma escala pequena, cobrindo uma grande área (figura 1). Portanto, independente da litologia de uma dada região, a ação dos processos geoquímicos e hidrodinâmicos associados podem levar a formação de um “ambiente cárstico”, ativo (sistêmico) ou fossilizado (estagnado, morfologias relictas), dependendo do tempo e dos fatores ambientais que atuaram no local.

O carste é chamado fóssil ou inativo quando perde sua função hidrológica. As causas gerais para que isso aconteça são as mudanças geotectônicas locais ou regionais, ou do nível global do mar. A fossilização pode ser resultado de elevação ou subsidência, da transgressão marina ou de deposição continental em massa. A deriva continental pode também, em alguns casos, ter alterado a posição latitudinal de áreas cársticas em diferentes fases geológicas, resultando em mudanças climáticas, o que talvez tenha contribuído para a fossilização ou rejuvenescimento (Bosák, 1989).

Já o Paleocarste, segundo NCEA (2002) é descrito como:

1. Rocha ou área carstificada, que foi enterrada por sedimentos após sua formação, como no caso de cavernas preenchidas por sedimentos.
2. Sistema atualmente desconectado que passou por subsidência tectônica e falsa discordância, sob cobertura clástica, podendo ser ocasionalmente exumado e reintegrado dentro de um sistema ativo.
3. Carste formado no passado sob um ciclo de erosão precoce e muitas vezes em tempos geológicos remotos.
4. Superfícies cartificadas ou feições cársticas associadas a elas, como cavernas que foram enterradas por materiais atuais. Feições paleocársticas em várias escalas podem ser reconhecidas dentro da maioria de sessões carbonáticas, mas raramente elas são expostas (exumadas) por efeito de soerguimento recente e erosão.

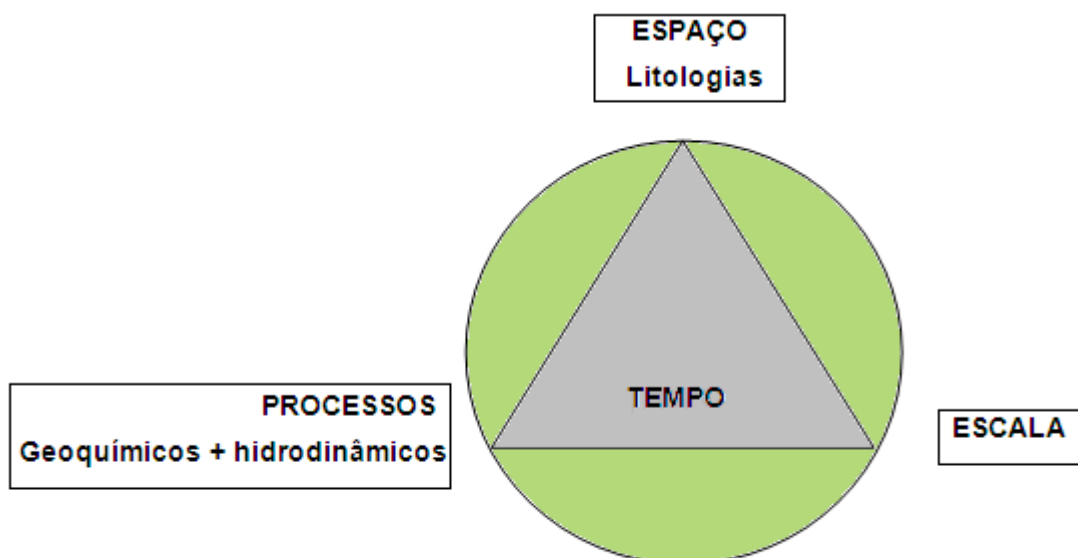


Figura 1 – Relação entre Escala, Espaço, Processos no tempo aplicado à ambientes cársticos. (Adaptado de Valadão et al., no prelo)

Um bom exemplo quanto a essa problemática são os poljés, que tradicionalmente tem em sua definição o tamanho como elemento limitador, alcançando, segundo Civijc (1893, *apud*, Ford & Williams, 2007), de 1 a dezenas de quilômetros de desenvolvimento. Porém, novos estudos (Gonçalves, 2013) mostram que o tamanho não pode ser um critério definidor para o termo, já que é possível encontrar poljés com todas as características necessárias para defini-lo; porém, em pequenas dimensões (grande escala), como o Poljés da Lagoinha em Lagoa dos Patos, MG, que atinge poucos metros de dimensão. Portanto, esse conceito vai muito além da análise isolada de elementos, como feições ou litologias que compõe uma

paisagem, é necessária uma avaliação mais abrangente, que considere o espaço, o tempo e a escala, para só então diferenciar o estágio de desenvolvimento do carste, e a sua dinâmica atual: um sistema ativo ou fossilizado.

Para a compreensão do estado atual 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 & 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 & 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.

A segunda teoria apoiada por Palmer & 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, e o carste gerado é chamado de endógeno (Rodet, 2014). O estudo do carste, em particular do criptocarste, neste trabalho é tratado a partir do carste exógeno, ligado, portanto, à dinâmica entre pontos de entrada e saída da água, gerando um sistema.

Nesse contexto, considera-se que a água encontra seu caminho nos maciços usando as descontinuidades e as fraquezas do substrato. Para que haja a infiltração acelerada da água da chuva, ou mesmo a captura de rios, as fendas iniciais (estratificação, juntas, falhas) são gradualmente ampliadas pela ação física e química da água, através da erosão e da lixiviação, que causam esse alargamento. Então, com uma dada intensidade do fluxo, e com a ação erosiva, a água tende a buscar uma saída. O que foi ignorado, pela falta de observação é que a água cria o seu caminho, pouco a pouco, até o momento que consegue conectar hidrologicamente a introdução e a restituição. Sem essa junção, pode-se observar dois mecanismos ligados às duas possibilidades para a água obter um caminho através do maciço: a montante, a entrada pela superfície, o "Carste introdução" e, a jusante dos vales, a saída, o "Carste de restituição" (Rodet, 2014). Essa ligação entre o ponto de entrada e saída forma um sistema cárstico. .

O *Sistema* é um conjunto de elementos inter-relacionados e organizados para a execução de processos com vias a uma dada finalidade, que no sentido amplo, pode ser considerada como a ligação do input (entrada, carste de introdução), com o output (saída, carste de

restituição). Assim, a abordagem sistêmica pressupõe a natureza como um conjunto ordenado de elementos relacionados entre si por processos, que resultam no fluxo de matéria e energia através do sistema (Cristofolletti, 1980; Hardt, 2011).

Ford & Williams (1989) identificam no sistema duas partes, uma onde ocorre a retirada de material, zona de erosão, e outra, onde o material é depositado, a zona deposição. A dinâmica da água no sistema pode ser resultado da sua movimentação a partir da zona de erosão, em direção à zona de deposição. Essa dinâmica, dissolvendo e transportando materiais deve gerar formas cársticas, conforme a zona em que se formarem (figura 2).



Figura 2: Sistema cárstico (Adaptado por Hardt, 2011 de Ford e Williams, 2007).

Klimchouk et al. (2000) também adotam a abordagem sistêmica, considerando carste como um sistema de transferência de massa integrado, desenvolvido a partir de rochas solúveis, com permeabilidade estrutural determinada por condutos resultantes da dissolução da rocha, que permitem a circulação de fluidos.

Nessa definição tradicional, as formas cársticas não são explicitadas, mas, aparecem como consequência do funcionamento do sistema. Portanto, se o sistema está ativo, a água

penetrará em direção ao subsolo - *carste de introdução ou input karst*, preparando a rocha para alteração através de processos geoquímicos, ou a fase da paragênese. Posteriormente, o novo material formado será transportado e removido aos poucos pelo fluxo da água (erosão), ou a fase da singênese, formando condutos, até chegar a saída do sistema subterrâneo, *carste de restituição ou output karst* (Ford & Williams, 1989). Quando se estabelece uma conexão entre o carste de introdução e o de restituição, têm-se um *Sistema cárstico* (figura 2). Vale lembrar que nem sempre um carste vai passar por todo esse processo, podendo permanecer paralisado em alguma fase, antes mesmo de desenvolver um sistema, devido a alguma mudança no ambiente, mas isso, não altera o fato de que o carste se encontra presente.

Assim, conclui-se que a presença de formas cársticas simplesmente, não caracteriza o ambiente como um *sistema cárstico atual*, mas pode trazer a tona indícios de que uma área já desenvolveu um sistema cárstico, caracterizando, atualmente, um carste fossilizado. A ausência de pontos de ligação entre o carste de introdução com o de restituição pode indicar que os sinais já foram apagados da paisagem, principalmente num ambiente tropical, ou então, podem caracterizar carstes em estágios iniciais de desenvolvimento. Nesse contexto, a morfologia por si só representa importante elemento investigativo para o resgate da história do carste numa dada área, ajudando a compreender os estágios de evolução/estagnação (carste ativo ou fossilizado) desse ambiente, não devendo assim ser desconsiderada. Portanto, o conceito vai muito além da análise isolada de elementos, como feições ou litologias que compõem uma paisagem, é necessária uma avaliação mais abrangente, que considere o espaço, o tempo e a escala.

2.3. O Primocarste e o fantasma de rocha

Em teorias mais recentes, Quinif (2010) e Rodet (2012), propõe a existência de uma fase anterior à formação do sistema cárstico, necessária ao seu desenvolvimento, o *Primocarste* (Rodet, 2014), ou a *Fantomização* (Quinif, 2010). A compreensão desta fase de desenvolvimento do carste, da preparação do substrato rochoso antes de sua formação, permite entender a relação inicial do alterita com a rocha, ou seja, os primeiros passos do processo de carstificação atuantes através do criptocarste, que continuará por sua vez

presente em outras fases tem íntima ligação com o desenvolvimento do carste em todos seus estágios.

2.3.1. Carste de introdução

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 fissuras, podem facilitar o seu avanço; porém, em formações rochosas porosas, este processo pode ser totalmente inoperante. Se a jusante o escoamento não for possível, as partículas insolúveis carreadas, resultantes da frente de intemperismo, dificultarão o caminho da água. Nesta condição, a continuidade do fluxo, ainda que sem contato com o carste de restituição, pode resultar em: (Willems et al., 2007 *apud* Rodet, 2014)

1. Estabelecimento de uma rede alterita;
2. Desenvolvimento de tubos de dissolução ou "raízes do manto de intemperismo", que caracterizam parte do criptocarste;
3. Abertura basal em contato com o aquífero;
4. Trepanação¹ 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. Um exemplo são os ponores² dos poljés, que muito raramente oferecem desenvolvimento significativo já que a água não consegue atingir o ponto de restituição. Um poljé é formado devido à incapacidade do carste de introdução em absorver excessos hídricos, que se acumula em superfície promovendo dissolução periférica do substrato. Assim que a conexão hidrodinâmica se realiza entre o ponto de introdução e a restituição, o poljé pode ser perfurado por uma ou mais dolinas, secando lentamente (figura 3).

¹ **Trepanação** – Abertura da base da raiz de introdução causada, pela pressão da alterita/solo, liberando o material para outro conduto ou galeria.

² **Ponor**: área ligada ao poljé que atua temporária e alternativamente como sumidouro ou ressurgência (Hardt, 2011).

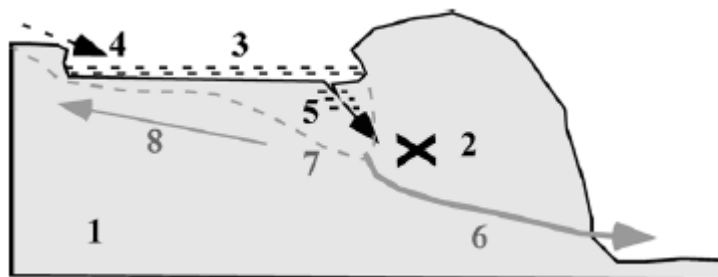


Figura 3: Estágio de desenvolvimento de poljés e dolinas. Primeiro estágio – o poljé: 1- Maciço; 2- barragem subterrânea (sem conexão entre introdução e restituição); 3- formação do poljé; 4- entrada de água; 5- ponor ou reservatório subterrâneo. Segundo estágio – a dolina: 6- ligação entre introdução e restituição; 7- abertura da dolina; 8- transformação em um vale cego. (Rodet, 2014)

Nesse trabalho, o foco principal é o criptocarste (item 2 – acima), onde o carste de introdução experimenta um desenvolvimento maior, com pipes de dissolução ou raízes de introdução, (figura 4).



Figura 4 – Raiz de introdução com trepanação, Carrière de Caster, Montagne Saint-Pierre – Bélgica. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

A partir do contato da água com o substrato rochoso, começa o processo de alteração da rocha com a formação do primeiro alterita em subsuperfície, que por sua vez, passa a ser capaz de reter mais água, em função da presença de porosidade, o que vai favorecer as trocas geoquímicas e consequente formação de mais alterita, o primocarste. Trata-se do estágio inicial da carstificação, a fase que prepara o canal onde o fluxo concentrado será formado. Todo dreno cárstico, formado por processo de dissolução deve ter tido uma fase primocárstica, mas não necessariamente esse dreno irá progredir para a fase subsequente (Rodet, 2014). O conceito do primocarste surgiu a partir da observação de diversos pontos ao redor do mundo, mas ele foi descrito e sistematizado a partir do sítio da Gruta Mansonnière, na Normandia – França. Trata-se de uma gruta com 1000 metros de galerias cársticas, bloqueadas por material terrígeno e elementos inconsolidados. A investigação dessa rede através da desobstrução dos condutos e galerias, suas análises químicas e mineralógicas permitiram constatar a identificação destes elementos, não como depósitos aluviais, mas como saprólito *in situ*, **alterita**³. Desde então, observações como essas têm sido feitas em diversos locais, tanto em rochas carbonáticas como em rochas não carbonáticas (Rodet, 2014).

Para Quinif (2010), esse processo anterior à formação do carste é conhecido como fantomização, e o material resultante desse processo, o **fantasma de rocha** (alterita). Trata-se da transformação geoquímica dos compostos da rocha, com migração e eliminação dos elementos solúveis e retenção dos elementos sólidos residuais. A primeira fase desta transformação modifica a rocha em profundidade, de um ponto de vista químico, mas deixa a rocha muito parecida com seu estágio anterior à alteração, do ponto de vista macroscópico. É possível reconhecer a textura da rocha mãe, as fissuras e diferentes zonas de alteração (figura 5), alteração **isovolumétrica**. Nesse caso, a alterita ainda permanece no local, com sua estabilidade mecânica assegurada. Esse processo acontece naturalmente em qualquer ambiente e/ou rocha, a carstificação é um caso particular resultante de fantomização (figura 5). Quando as propriedades da rocha são perdidas e o material tem uma alteração completa, já não lembrando a rocha mãe, a alteração é **alovolumétrica**.

³ **Alterita** – acumulação *in situ* de resíduos de dissolução.

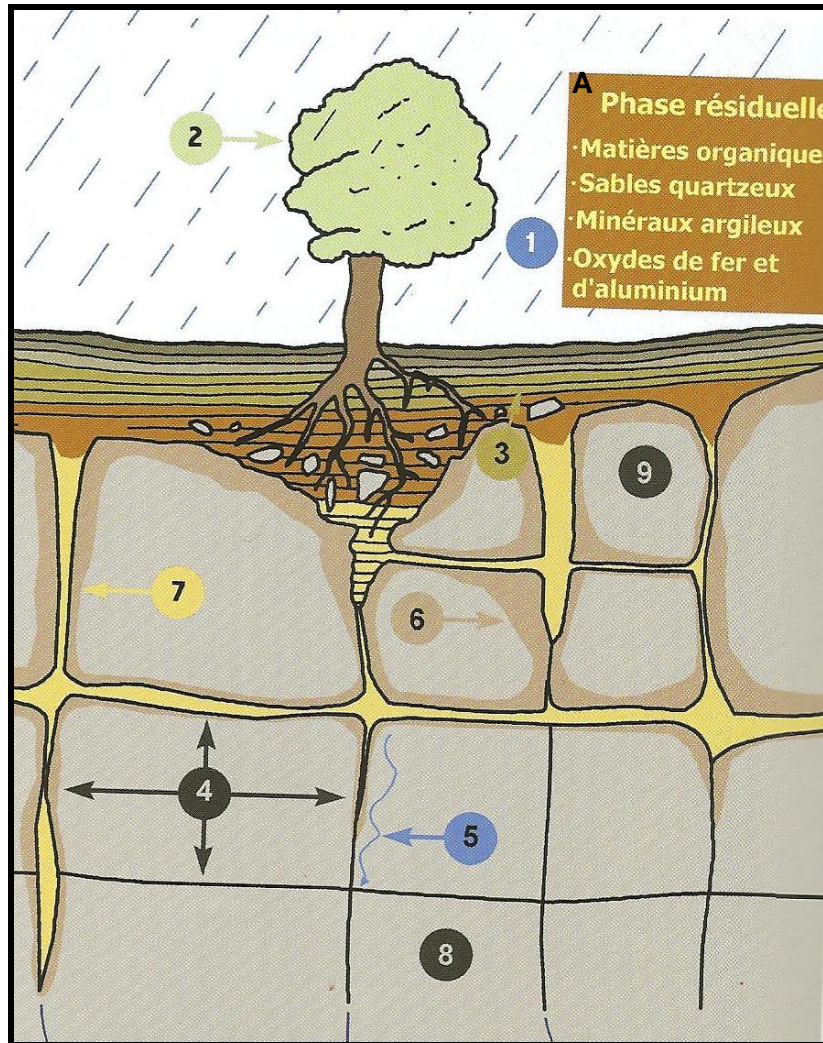


Figura 5 – Processo de fantomização, estrutura da zona de alteração.
Fase residual: Matéria orgânica, areias quartzosas, minerais argilosos, óxidos de ferro e alumínio. (Quinif, 2010).

Corte mostra o princípio da formação de um solo (3) como resultado de elementos climáticos (1) e biológicos (2) atuando sobre a rocha mãe (8). Esta última é cortada por fraturas (4) por onde passa a água acidificada. A alteração da rocha avança da superfície para baixo, mas também a partir das paredes formadas pelas fendas (7). Uma borda de alteração avança para o interior da rocha sã, isolando progressivamente os blocos de rocha (9), limitados por zonas de alteração de todos os lados. Os elementos dissolvidos são evacuados com as águas subterrâneas (5). Os elementos residuais que permanecem no local na base do solo e preenchem as fissuras alargadas (7).

A diferença na formação do carste para um manto de intemperismo é que algum fator no ambiente favorece a infiltração concentrada em pontos da superfície, que associado a fissuras na rocha, possibilitará o desenvolvimento do primocarste e os processos consequentes, paragênese e singênese. De fato, o que separa a carstificação normal da fantomização, para Quinif (2010), é que no último caso, na formação dos vazios no interior da rocha, não há remoção total do material, não gerando galerias, e na carstificação, além da alteração geoquímica do material ocorre ainda a ação da hidrodinâmica.

A partir desses estudos, observou-se que o primocarste ocorre tanto em carstes jovens, como naqueles que continuam a se formar concomitantemente a outras dinâmicas, mesmo em carstes mais maduros. Outro fato constatado com a escavação das galerias é que as morfologias por trás do alterita (contato com a parede) são as mesmas encontradas nos condutos com baixa energia hidrodinâmica, preenchidos por depósitos sedimentares também chamados de preenchimentos, que fazem parte da dinâmica paragenética (Quinif, 2010).

O desenvolvimento inicial do primocarste acontece pela progressão vertical da água, até que atinja a zona saturada. No centro do eixo, no caso da gruta Mansonnière, forma-se uma fina camada de argila, esmectita. Posteriormente, ocorre o bloqueio da frente de alteração, que permitirá uma difusão lateral da alteração. Como a estrutura e o volume da rocha são preservados e só ocorrem alterações químicas e mineralógicas, tem-se uma extensão lateral da zona alterada, com a formação de isoalterita. Na terceira fase, o abastecimento é interrompido e o material seca e se retrai por perda de água, o que modifica o volume e a estrutura da rocha, o aloalterita. Como consequência, forma-se um espaço entre o teto do conduto e o alterita por onde a água pode correr, o que gera muitas vezes canais de teto. Por fim, a dinâmica hídrica concentrada se instala, e os pontos de restituição são abertos por trepanação, possibilitando a continuidade do sistema hidrológico. Trata-se da passagem do primocarste (geoquímica), para uma transição entre geoquímica e hidrodinâmica, da paragênese a singênese (figura 6) (Rodet, 2014).

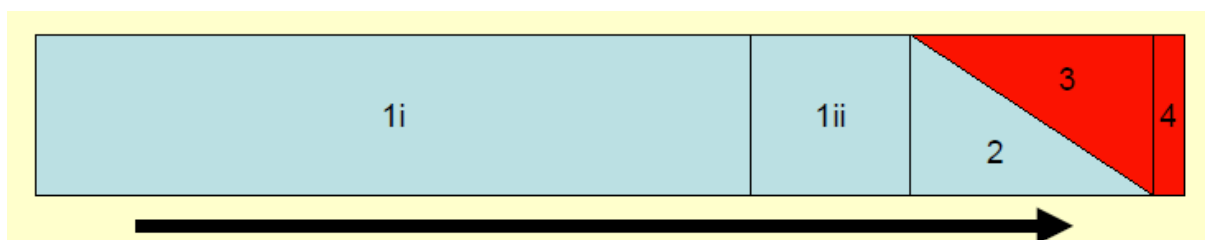


Figura 6: A figura mostra as fases da carstificação – 1i- fase da preparação para a carstificação, o primocarste, a formação da isoalterita, esvaziamento geoquímico da rocha, sem perda de volume; 1ii- transição para a aloalterita, perda volumétrica; 2- a aloalterita sofre uma fase de ressecamento, liberando espaço para passagem lenta da água; transição para a dinâmica paragenética; 3- transição da dinâmica paragenética para a dinâmica singenética, maior fluxo de água e início da retirada da alterita; 4- dinâmica singenética, liberação dos condutos com transporte da alterita (Rodet, 2014).

Concluindo, é importante ressaltar que o estudo do criptocarste não pode ser desvinculado do entendimento do primocarste, que é a fase de preparação da rocha a partir da ação geoquímica da água, intemperizando o substrato em subsuperfície e gerando alterita, pois o primeiro não existiria sem o segundo.

2.4. Carste siliciclástico ou pseudocarste

Morfologias cársticas semelhantes àquela formadas sobre rochas carbonáticas, porém desenvolvidas a partir de outras litologias, historicamente foram chamadas de pseudocarste, isso porque os primeiros estudos sobre o carste se desenvolveram sobre rochas carbonáticas, especificamente o calcário.

A partir desses estudos iniciais, os pesquisadores da época consideravam a dissolução o processo responsável pela gênese das morfologias características do carste, comum nas rochas carbonáticas. Assim, como a dissolução não era um processo admitido no desenvolvimento das morfologias aparentemente cársticas em outras litologias, elas passaram a ser denominadas pseudocarste.

O termo foi usado pela primeira vez por Von Knebel (1906, *apud* Willems, 2002) referindo-se a hidrologia observada nos campos de lavas. Posteriormente, o termo passou a relacionar-se à morfologia, como na definição de Halliday (2004) que considera o pseudocarste como superfícies similares às observadas nas zonas cársticas clássicas, que podem ter drenagem subsuperficial através de condutos vazios, mas que não haja em sua evolução a dissolução e a erosão física. Outros autores como Jenings (1985), Bates e Jackson (1987) e McGraw-Hill (1991) também concordam com essa linha de pensamento, e em alguns casos, apresentam pequenas variações nas definições.

Autores como Gèze (1973) já aceitavam a incorporação de outras rochas na gênese de carste, mas apenas aquelas que fossem consideradas mais solúveis, como o gesso e o sal. Outros autores descrevem os elementos, como a tectônica, as morfologias e a hidrologia como característicos do carste clássico, mas ainda assim, usam a definição de pseudocarste quando a rocha de origem não é carbonática, como Fénelon (1965), que relaciona o termo a relevos semelhantes ao carste, com cavernas, dolinas, galerias, porém

em rochas que têm menor solubilidade. Nesses ambientes, o curso de água subterrâneo pode fluir por juntas e diáclases mais ou menos largas, como em arenitos, ou ainda, por cavernas e túneis no basalto, ou entre bolhas residuais no granito e no gnaisse.

Com a evolução dos estudos vários pesquisadores (Renault, 1953; Mainguet, 1972; Young & Young, 1992; Doerr, 1999; Willems et al., 2002, Williams, 2004) desenvolveram pesquisas que apontavam para a formação de carste em litologias não carbonáticas, como granito, gnaisse, arenito, quartzito, considerando o processo de dissolução atuante, mesmo que em menor grau, associado a outros processos.

Segundo Gunn (2004), em congresso realizado em 1997, pela União Internacional de Espeleologia, as morfologias cársticas formadas em lavas vulcânicas, gelo permafrost, tálus, entre outros, foram tratadas como pseudocarste. Entretanto, uma única morfologia cárstica, como por exemplo, um abrigo formado por tálus, não pode ser considerado como um sistema cárstico, mesmo porque, nesse caso não apresenta o principal processo formador, a dissolução, admitindo-se assim, o uso do termo pseudocarste.

Desde a década de 80, já se identifica nas bibliografias termos próprios para indicar carstes desenvolvidos em outras litologias, que não a carbonática e onde a dissolução não é o processo responsável pelas formações. Assim, o termo pseudocarste pode ser utilizado para descrever áreas com morfologias semelhantes ao do carste tradicional, mas cujo processo dominante não seja a dissolução, como é o caso de relevos com morfologias cársticas originados por processos vulcânicos, vulcanocarste, ou aqueles formados em gelo pela alternância do estado sólido do gelo para o líquido da água, criptocarste (Jennings, 1985).

Apesar das descrições e autores supracitados, em concordância com Glazek (2006), que afirma que se a ciência que estuda o carste é denominada carstologia, não se pode aceitar uma pseudo-carstologia ao trabalhar-se com o mesmo processo, dinâmica e morfologia, métodos, apenas diferenciando-se o material, não será utilizado nesse trabalho o termo pseudocarste.

Em síntese, considera-se o carste como um *sistema* integrado de transferência de materiais, desenvolvido a partir de um conjunto de fatores, como dissolução, tectônica e hidrologia, agindo de forma mais ou menos ativa, que geram morfologias semelhantes, não havendo, portanto, diferenciação da rocha de origem. No caso específico deste trabalho é usado o termo carste siliciclástico, para o sistema cárstico desenvolvido em rochas siliciclásticas e carste clássico ou tradicional para os sistemas desenvolvidos a partir de rochas carbonáticas.

2.5. Morfologias cársticas formadas em rochas carbonáticas e siliciclásticas

A característica que mais chama atenção quando se compara o carste carbonático com o siliciclástico é a morfologia, diferenciando-se principalmente quanto ao tempo de formação, na magnitude, e na distribuição diferenciada no ambiente de formação, exocarste, endocarste e criptocarste. As morfologias associadas ao exocarste são resultado do intemperismo químico das águas de precipitação e das drenagens em superfície. Elas correspondem a caneluras, pontões e alvéolos, entre outros, conhecidos, de forma geral como lapiás, na língua francesa, ou karrens, na língua alemã. O criptocarste, por sua vez, terá sua morfologia influenciada pelos solos ou sedimentos sobrepostos a ele, apresentando formas arredondadas (Auler et al., 2005).

No caso de lapiás formados sob o solo, a morfologia é mais suave ou arredondada (figura 7), contrastando com as cristas ásperas das formas residuais superficiais, marcadas por pequenos sulcos, furos ou saliências irregulares. Algumas vezes, esses lapiás são acompanhados de *tsingy*, superfícies com arestas estreitas e elevadas, extremamente cortantes (Piló, 1998, Auler et al, 2005). Ao conjunto dessas feições superficiais, dá-se o nome de campo de lapiás, ou campo de karrens.



Figura 7: Morfologia arredondada formada sob cobertura, característica do criptocarste, Januária, MG. (Silva, 2012)

Dentre as morfologias cársticas mais características, as principais encontradas na área de estudo são:

Kamenizta – bacias de dissolução, geralmente de fundo plano, rasas, com dimensões que variam de centímetros a poucos metros.

Dolinas - são depressões fechadas, em formato de funil ou cilíndricas, de dimensões e profundidade variáveis, tendo como origem (Ford & Williams, 1989; Auler et al., 2005):

- Dissolução, que gera rebaixamento da superfície rochosa, ou penetração de solo;
- Colapso resultante do abatimento do topo da caverna e pode representar vários tipos de dinâmicas – dolinas de sumidouro, dolina de alteração, de desabamento.

Poljés - Trata-se de uma área onde os processos de dissolução periférica são atuantes em função do armazenamento da água, de forma perene ou intermitente, devido ao nível de base local, seja por influência litológica, estrutural, ou impermeabilização do piso, dentre várias possibilidades, o que impede a infiltração da água. A transferência da água, recarga e restituição, ocorre normalmente pelo mesmo ponto, o ponor, ponto mais baixo que recebe as águas que correm sobre o poljé (Jennings, 1985). Nessas depressões, por diversos motivos, o nível de base local favorece o acúmulo da água, permitindo seu funcionamento como um reservatório e promovendo a dissolução periférica das rochas do seu entorno.

Relevos ruiformes (lapiás ou karrens) - são formas que se desenvolvem a partir do alargamento de fissuras pela dissolução da rocha, podendo ser originada no criptocarste e, posteriormente expostas.

Há também formas características do endocarste, ou carste subterrâneo, como as cavernas e suas feições características, mas que não são objeto desse estudo.

São várias as feições características em um sistema cárstico, além das mais comuns mencionadas aqui. O conjunto dessas formas é um dos componentes do relevo cárstico, além de ser um indicativo dos processos relacionados à sua gênese.

A presença de uma dessas formas não caracteriza a paisagem como cárstica, já que para tanto é necessário uma dinâmica hídrica que possibilite a transferência de materiais, solutos ou detríticos, gerando o conjunto de morfologias típicas do sistema cárstico.

Neste trabalho, quanto às morfologias, há duas observações a se ressaltar: para conjunto de morfologias expostas (kamenitzas, torres, karrens, etc) é adotado o termo *Lapiás*, enquanto que para fins de diferenciação do conceito anterior, as caneluras ou ranhuras formadas pela ação da água na rocha exposta, são identificadas como *Karrens*. A opção pelo uso destes termos se deve à diversidade de significados conferidos aos termos no Brasil, o que gera muitas vezes confusão.

2.6. Criptocarste ou Epicarste?

Geomorfologicamente, o sistema cárstico pode ser dividido em três domínios: um superficial, marcado por formas geradas pelo ataque químico de águas meteóricas, o exocarste; um segundo domínio subsuperficial, região do contato entre a rocha e o solo, o criptocarste (epicarste); e um terceiro domínio subterrâneo, formado por cavidades subterrâneas geradas principalmente pela dissolução, o endocarste (figura 8) (Auler et al. 2005).

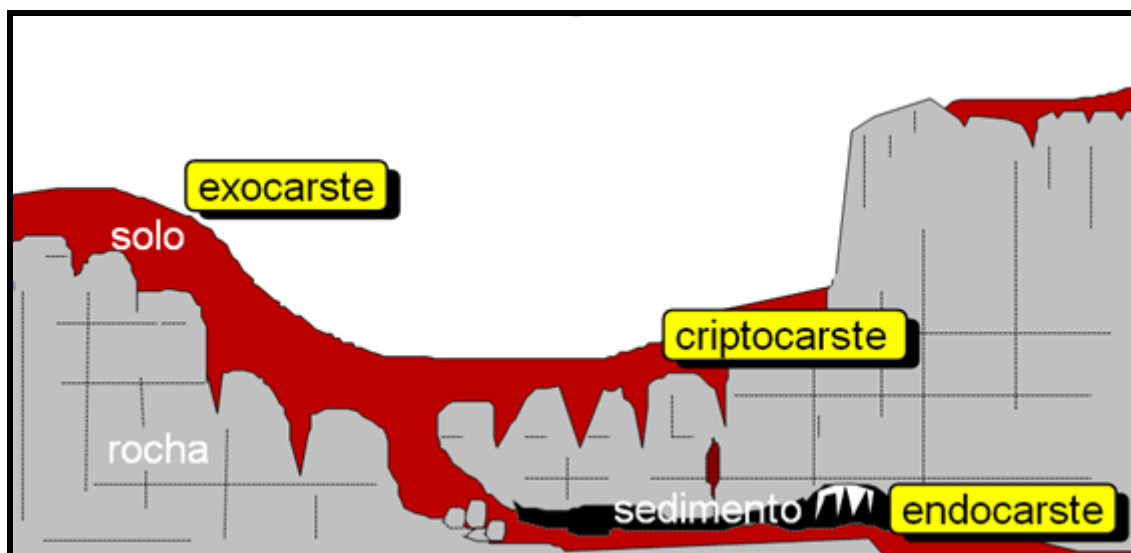


Figura 8: Perfil esquemático dos domínios cársticos. (Adaptado de Piló, 1998)

Dos três domínios que formam o sistema cárstico, o epicarste é o menos abordado nos estudos sobre o carste e, normalmente, é apenas citado, não havendo discussões sobre o tema. No Brasil, a bibliografia é restrita, sendo mais discutida em teses, como a de Piló (1998), artigos como de Auler et al. (2005) e em simpósios, mas, muitas vezes, abordando apenas um dos elementos, a cobertura, não discutindo os processos.

No exterior, a bibliografia é bem mais significativa, contando nos últimos anos, com vários estudos, como aqueles ligados à ecologia de cavernas (Culver et al., 2012), ou desenvolvimento de dolinas (Sauro, 2012), e ainda capítulos de livros ou artigos discutindo especificamente o tema, como Willems (2002), Williams (2003, 2004, 2008), Klimchouk (2004), Bakalowicz (2012), dentre vários outros.

O termo epicarste, cujo prefixo *epi* significa camada mais exterior, remete ao significado de epiderme ou zona subcutânea. De acordo com Bakalowicz (2012), o conceito de epicarste foi proposto pela primeira vez por biólogos de águas subterrâneas, que consideraram que as zonas saturadas suspensas deveriam existir dentro da zona de percolação temporária, isto é, a zona de infiltração (ou zona vadosa). Eles observaram microfauna aquática, principalmente o *Copepoda*, nas águas que escorriam das estalactites, em cavernas rasas. Devido à diversidade observada e a abundância da fauna, concluíram que deveria existir um lençol freático local e permanentemente suspenso, alguns metros abaixo da superfície do solo, a zona epicárstica.

Posteriormente, com Mangin (1973, *apud* Bakalowicz, 2012), esse conceito passou a ser sinônimo de zonas saturadas suspensas, situadas no interior da parte superficial do carste, que armazena uma parte da água infiltrada, o aquífero epicárstico. O termo epicarste é nessa visão, uma generalização do conceito do aquífero epicárstico. É a parte rasa, superficial de áreas cársticas, que com a ação do clima, das raízes das árvores, e de processos estruturais, tem ampliadas as fendas de rochas, criando uma zona de maior permeabilidade e porosidade sobre o maciço carbonático, onde ocorrem algumas finas fissuras e fendas verticais (figura 9) (Bakalowicz, 2012). Nesse conceito, o autor se atém ao aquífero e aos processos que ali se desenvolvem, com uma visão direcionada para hidrogeologia.

Williams (2008) tem uma visão semelhante à de Bakalowicz (2012), considerando o epicarste como a área logo acima da zona vadosa. O epicarste ou zona subcutânea está localizado acima da zona aerada ou vadosa nas rochas carbonáticas. A zona vadosa⁴ (figura 10) no carste compreende o solo (quando este está presente), a zona epicárstica e a zona de transmissão.

Jones et al. (2004) trazem um conceito mais simplista, que restringe o limite de estudo do epicarste, definindo-o como uma fina camada de cobertura do solo, uma zona intemperizada no contato da rocha com o solo. Isso não é necessariamente verdade, já que a cobertura sobre o carste pode alcançar vários metros de profundidade, dependendo das condições do ambiente local.

⁴ Zona vadosa ou zona de aeração é a porção superficial da rocha, situada entre a superfície do terreno e o topo do aquífero, onde a água circula livremente pelos condutos, pela ação da gravidade.

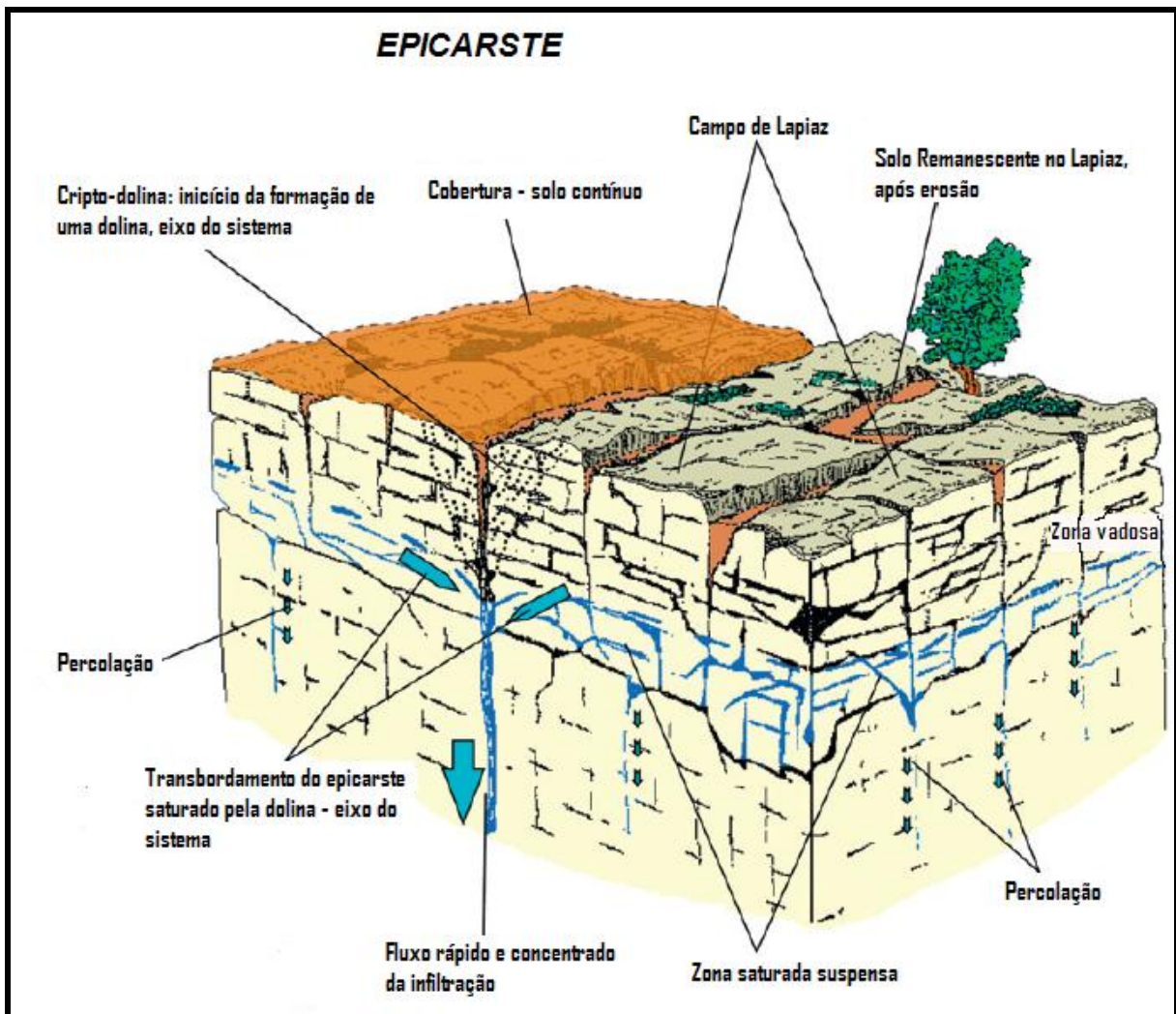


Figura 9: Desenho esquemático do epicarste, mostrando feições relacionadas e movimento da água. (adaptado de Bakalowicz, 2012)

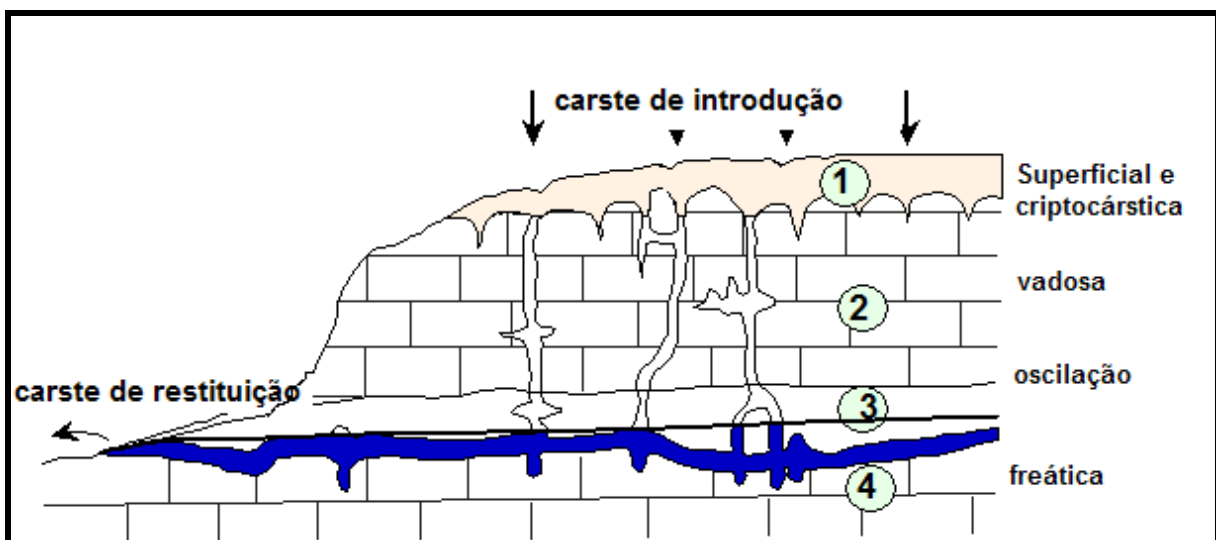


Figura 10: Perfil esquemático do sistema cárstico mostrando a dinâmica da água entre o carste de introdução e o de restituição: 1 - zona superficial e criptocárstica, onde a água escoia superficialmente ou percola pelo solo, 2 - zona vadosa, onde a água circula livremente pelos condutos, sob a ação da gravidade; 3 - zona de oscilação do nível freático, onde os condutos apresentam-se alternadamente seco e inundado; 4 - zona freática, onde os condutos estão totalmente ocupados. (Adaptado de Piló, 1998)

Ford & Williams (1989), Piló (1998), e Palmer (1991) complementam o conceito, a partir da inclusão de condicionantes litológicos e de processos, descrevendo o epicarste como uma zona subcutânea constituída pela porção superior da rocha subjacente, coberta por material inconsolidado, contendo uma rede de fissuras alargadas por processos cársticos.

Klimchouk (2004) considera que as dolinas e a parte mais superficial do carste fazem parte do epicarste, enquanto Bakalowicz (2012) restringe o epicarste às áreas onde possa ocorrer o armazenamento de água próximo à superfície, e o entende pelo seu funcionamento hidrológico global e pelos processos típicos que ocorrem, não o descrevendo baseado apenas pelas morfologias superficiais, como os campos de lapiás e suas possíveis coberturas.

Rodet (1981 e 2002) descreve o epicarste como sinônimo do carste de introdução, domínio em que as águas são introduzidas em direção ao nível de base e onde se desenvolvem morfologias características como abismos, dolinas, sumidouros e lapiás.

A partir dessa revisão, é possível verificar a oscilação do conceito epicarste, que historicamente tem se adequado à área de atuação do profissional, que em muitos casos, torna seu limite de abrangência flutuante. Para o hidrogeólogo, o epicarste é tudo o que fica acima da zona freática. Para o carstólogo, o epicarste é a parte superior do endocarste, acima do carste profundo, outros consideram apenas a região de contato da cobertura com a rocha.

Bigarella et al. (1994), na descrição dos ambientes cársticos, discutem o endocarste e o exocarste e fazem uma pequena menção a uma zona de *criptocorrosão*, que descrevem como uma área onde acontecem os processos de dissolução e alteração, logo abaixo da cobertura, seja pedológica, residual ou sedimentar. O uso desse termo, *cryptocarste* vem do grego *kryptós*, que significa oculto, escondido, fazendo menção à área abaixo de uma cobertura.

Nas referências internacionais, o emprego do termo já é mais usual, mesmo que o epicarste continue presente em textos atuais (White & Culver, 2012). O número de autores que discutem o criptocarste em algum momento de seu artigo ou como assunto principal é crescente, como em Rodet (1992, 2002, 2012 e 2014), Pellegrin (1997), Courrèges (1997), Marsico et al. (2003), Choppy (2008), Hardt (2011).

Nos textos mais recentes, Rodet (2012) já faz relação às formas desenvolvidas no carste de introdução como morfologias características do criptocarste, considerando-o como uma área de contato entre o topo do substrato sólido com a cobertura móvel (figura 11), onde se desenvolvem processos essencialmente geoquímicos de intemperismo, como a lixiviação e a hidrólise, associados à ação dos organismos.

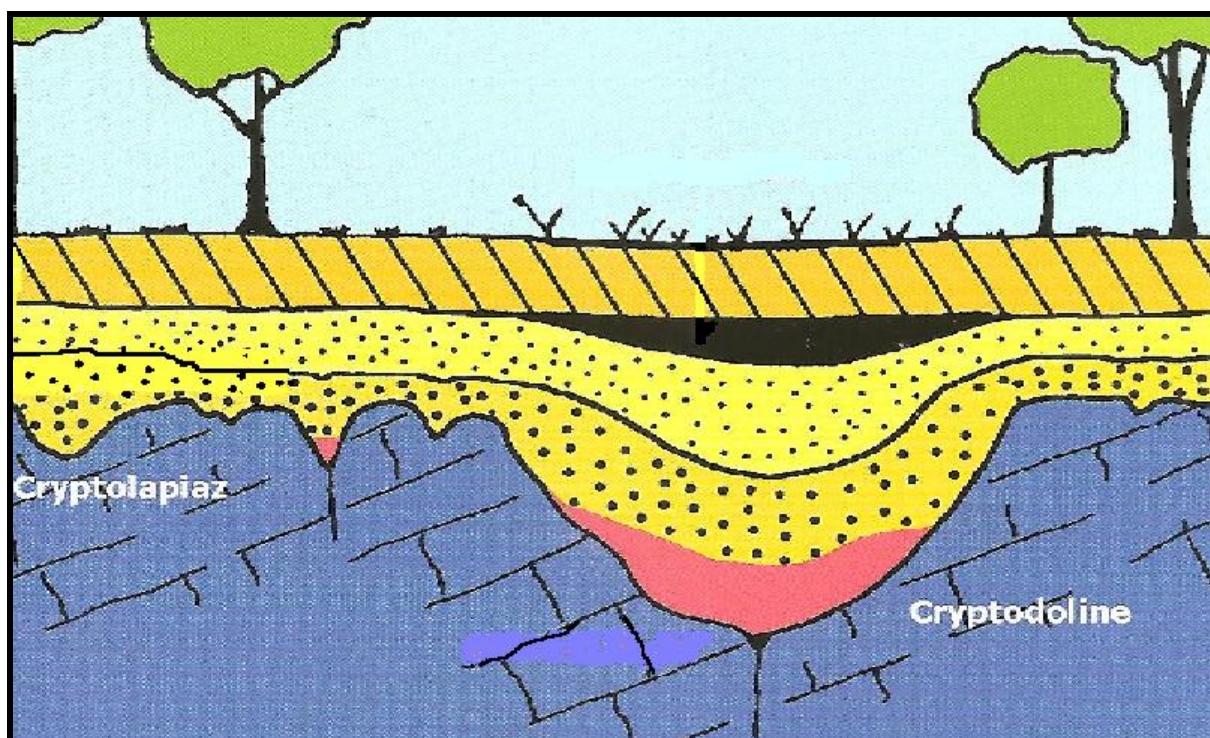


Figura 11: Perfil esquemático do criptocarste – interações entre solo e a rocha. Cryptolapiáz – criptolapiás; cryptodoline – criptodolina. (Adaptado de Quinif, 2010)

Ao discutir o carste de introdução, Rodet (2012) faz uma associação entre a dinâmica da água e os processos resultantes. A água penetra na rocha e percola até onde a porosidade permite, barrada pela pressão da rocha ou por um contato impermeável, favorecendo o seu movimento lateral em direção a um local de saída, o carste de restituição (figura 10) (Hardt, 2011).

Assim, nesse primeiro momento do trabalho entende-se que o *criptocarste* é a zona de contato imediato entre a rocha e o material inconsolidado (figura 12), solos ou sedimentos, onde a dinâmica hídrica, a dissolução e as atividades orgânicas atuam conjuntamente, tornando viável a ação dos processos geoquímicos, o que possibilita o desenvolvimento de morfologias típicas (formas arredondadas – figura 13) desse ambiente coberto e influencia na evolução do endocarste e do exocarste. Na conclusão será proposta uma definição para o termo.



Figura 12: Contato entre rocha carbonática e solo com vegetação – criptocarste; Rodeador – MG.
(Autor; Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 13: Morfologia rochosa com feições suaves e arredondadas típicas do criptocarste; área próxima a gruta do Pau-ferro em Monjolos – MG. (Autor; Alessandra Vasconcelos, 2012)

2.7. A dinâmica do criptocarste

A presença de uma cobertura sobre as rochas condiciona diretamente a dinâmica da infiltração e da carstificação. Ela tem um papel central nos processos cársticos, pois influencia na porosidade e na permeabilidade, controlando a infiltração e armazenagem da água, podendo prolongar a dissolução. Além disso, a cobertura é um habitat de vários microrganismos que geram dióxido de carbono (CO₂), durante a decomposição da matéria orgânica (Hardt, 2004, Williams, 2008).

O desenvolvimento da porosidade e da permeabilidade no criptocarste se deve ao fato da dissolução das rochas ocorrer primeiramente na superfície, devido à proximidade com a principal fonte de produção de CO₂ no solo, e com os agentes intempéricos. A eficácia do ataque da corrosão diminui gradualmente com a distância da fonte de CO₂ superficial. O resultado disto é que a rede de fissuras por onde a água passa é alargada por dissolução perto da superfície, mas diminui gradualmente em extensão e frequência com a profundidade (Williams, 2008).

Essa cobertura desempenha um papel complexo e fundamental na infiltração através de duas dinâmicas, uma rápida e outra lenta. No período chuvoso, o escoamento superficial é muito importante e resulta da presença de horizontes argilosos. Ao entrar em contato com a rocha subjacente, a água infiltra nos sumidouros que se caracterizam como os acessos aos abismos e ao endocarste. Esta é uma infiltração rápida, ligada diretamente às precipitações, e portanto, ao clima (Jaillet, 1999).

Por outro lado, parte da precipitação infiltra mais lentamente nos solos, formando um aquífero acima do carste. Isso ocorre porque a porosidade e a permeabilidade diminuem com a profundidade, chegando até a rocha. Após as chuvas, parte dessa água que percola fica retida perto da base do epicarste, produzindo um aquífero epicárstico (Williams, 2008)⁵.

Parte da água armazenada emerge por pequenas ressurgências, alimentando os córregos endorreicos de superfície, antes de chegar aos sumidouros. Outra parte dessa água transita dentro de toda a cobertura e alcança diretamente as rochas. Essas dinâmicas de infiltração mostram o papel da cobertura sobre o carste (Jaillet, 1999):

⁵ Segundo Williams (2008), o aquífero epicárstico pode apresentar alta capacidade de armazenamento, se distinguindo da zona vadosa porque essa funciona como uma área de transmissão da água.

- de concentração do escoamento acima dos pontos de absorção;
- de armazenamento e de restituição atrasada de uma parte deste escoamento, via os lençóis suspensos na cobertura.

A cobertura, por apresentar agregação, possui poros capazes de reter umidade, mantendo a água disponível durante o ano inteiro, mas canalizando o fluxo no período de intumescência hídrica. Este papel fundamental condiciona a existência e a localização do carste sob cobertura, com o contato litoestratigráfico. A variação desses dois elementos no tempo e no espaço contribui para o avanço da frente de carstificação (Jaillet, 1999).

Auler et al. (2005) corroboram o estudo de Jaillet (1999), quanto à importância da dinâmica da água no criptocarste. Quando o solo fica saturado, a água é drenada para baixo pela ação da gravidade, atingindo a superfície da rocha. A saturação do solo acima da rocha frequentemente ocorre devido à baixa capacidade de infiltração, permitindo o fluxo lateral ao longo do contato e o desenvolvimento de área de dissolução acelerada no criptocarste. Essa dinâmica faz do criptocarste o principal responsável pelo rebaixamento do carste regional.

A partir de estudos no carste de Lagoa Santa, Piló (1998) propôs um modelo para a drenagem interna dos solos das médias e altas vertentes, semelhante à proposta de Jaillet (1999):

- Predominantemente vertical e rápida nos horizontes vermelhos (hidrólise rápida);
- Circulação lateral e mais lenta nos horizontes amarelados (hidrólise lenta) em contato com a rocha.

A água infiltrada na cobertura e retida no aquífero epicárstico é responsável pelo desenvolvimento de espeleotemas no endocarste, e pelas morfologias arredondadas típicas desenvolvidas no criptocarste.

Além da dinâmica da água, outro fator importante no criptocarste é a matéria orgânica, que se acumula no criptocarste e, ao ser decomposta pelos microrganismos, gera CO₂, que é o principal agente de dissolução da rocha, principalmente nos carbonatos. As depressões cársticas (dolinas) são iniciadas pela drenagem do armazenamento criptocárstico, através das águas que escoam pelos condutos verticais.

O criptocarste é responsável pelo armazenamento e dispersão do CO₂ nos aquíferos cársticos. Ele funciona como um reservatório de CO₂, recarregando lentamente a zona de infiltração. Durante esse processo, o CO₂ gerado pelas bactérias, a partir da decomposição da matéria orgânica torna a água da área potencialmente ácida, favorecendo a dissolução da rocha em subsuperfície.

Portanto, o armazenamento de CO₂, no criptocarste é um mecanismo essencial para o desenvolvimento do carste, tanto em superfície, como em profundidade. Seu funcionamento determina a distribuição espacial da rocha dissolvida, não só na superfície do solo, mas também em subsuperfície. Os condutos verticais são ampliados perto da superfície como depressões fechadas, formando um eixo no sistema de dolina. Isso permite a introdução da água acidulada dissolvendo a rocha em várias profundidades, de tal forma que as fraturas sejam alargadas até transformarem-se em condutos, processo básico para o desenvolvimento das cavernas.

Na parte superior do sistema, a água armazenada no criptocarste lentamente dissolve a rocha, poucos metros abaixo do solo, aprofundando as fraturas e fissuras, gerando morfologias cársticas, como criptodolinas e criptolapiás em subsuperfície (figura 14). As fraturas alargadas podem armazenar sedimentos, resíduos da dissolução das rochas, ou ainda resultado da erosão da chuva, do vento e do escoamento concentrado, formando os campo de lapiás, que podem ou não estar cobertos por solos e plantas. Quando o clima e a cobertura vegetal se estabelecem por muito tempo, o lapiás e o criptocarste podem desenvolver formas características, como a Floresta de Pedra, La Borderie, Carsac-Aillac, França, com sua morfologia arredondada (figura 15).

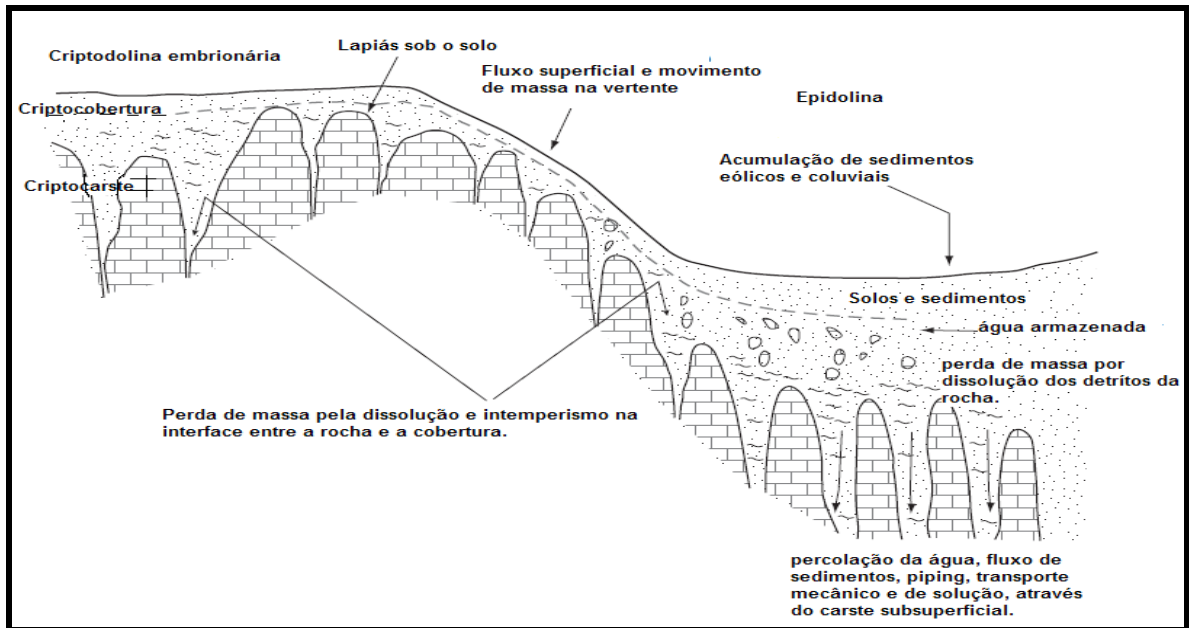


Figura 14: Perfil esquemático mostrando o desenvolvimento das formas sobre cobertura, características do criptocarste. (Adaptado de Sauro, 2012)



Figura 15: Floresta de Pedra, morfologia criptocárstica desenvolvida sob vegetação, La Borderie, Carsac-Aillac – França. (Autor: Joel Rodet, 2003)

2.8. Processos de carstificação

2.8.1. Rochas Carbonáticas

O processo de dissolução em rochas carbonáticas depende de uma série de fatores como do teor de impurezas e da porosidade da rocha, e dos tipos de ácidos disponíveis no ambiente. De acordo com Karmann (2000) existem três requisitos para o desenvolvimento do sistema cárstico:

- **Solubilidade da rocha com permeabilidade de fraturas** – as rochas devem possuir uma rede de descontinuidade formada por planos de fraturas e falhas, que formarão um aquífero de fraturas. A dissolução da rocha acontecerá ao longo de intercessões entre planos favorecendo rotas preferenciais de circulação da água.
- **Relevo com gradiente hidráulico moderado a alto** – a maior velocidade da água subterrânea gera uma maior eficiência na remoção de resíduos insolúveis, e também a dissolução da rocha ao longo do fluxo da água pelo carste subterrâneo, acelerando o processo de carstificação. As águas lentas rapidamente saturam-se de CO_2 , perdendo sua capacidade corrosiva e de transporte de partículas.
- **Clima e disponibilidade de água** – os climas úmidos favorecem a dissolução das rochas, em função da alta pluviosidade, ambientes quentes com vegetação densa que promovem a produção de CO_2 no solo, aumentando a capacidade corrosiva das águas de infiltração.

Esses requisitos estão diretamente atrelados ao intemperismo químico sobre as rochas carbonáticas, aos processos de dissolução do carbonato de cálcio e, conseqüentemente, de lixiviação dos elementos resultantes. Essa alteração é condicionada pela mineralogia, textura, estrutura e porosidade da rocha (Auler et al., 2005).

Normalmente, em rochas com mais de 20% de sílica, e/ou com 20 a 30 % de argila, os processos cársticos são pouco desenvolvidos e se formam carstes inibidos. Nas rochas carbonáticas mais puras, não se desenvolve manto de alteração, pois o resultado do intemperismo são elementos passíveis de perda por lixiviação (Piló, 1998; Auler et al. 2005).

A porosidade também exerce papel de destaque na carstificação, já que possibilita a dinâmica da água e a dissolução da rocha. Dois tipos de porosidade são identificados:

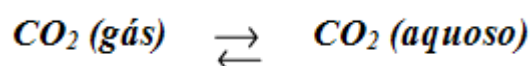
- **Primária** – intergranular, formada durante a diagênese e de pouca importância para os carbonatos, visto que esses são maciços, dificultando a circulação da água;
- **Secundária** – é formada por fraturas, falhas e outras descontinuidades, originadas após a diagênese e de extrema importância para o carste.

Com a circulação da água, a porosidade secundária é ampliada pela dissolução cárstica ao longo das fissuras, criando vazios e desenvolvendo o sistema cárstico (Ford & Williams, 1989).

A dissolução das rochas carbonáticas é regida por reações reversíveis entre a fase gasosa - CO₂ da atmosfera, do ar, do solo e da caverna, a fase líquida - ácido carbônico da água natural, e a fase sólida - como um mineral. Na prática, a água da chuva absorve o gás carbônico da atmosfera, tornando-se acidulada (Chorley et al, 1984; Piló, 1998; Hardt, 2004; Ford & Williams, 2007):

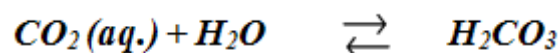
1 - Num primeiro momento, o CO₂ da atmosfera e dos solos entra em solução:

reação lenta



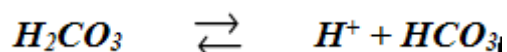
2 - Com o aumento da concentração do CO₂ em solução, este combina-se para formar o ácido carbônico:

reação lenta



3 - O ácido carbônico se dissocia (processo físico) para formar íons hidrogênio e íons bicarbonato:

reação rápida



4 - Reações de sólido para líquido - ataque à rocha através do próton H^+ , produzindo íons solúveis, cálcio e carbonato:

reação lenta



5 - Íons carbonato se combinam com os íons H^+ para formar o bicarbonato, que por ser muito solúvel, pode ser lixiviado.

reação rápida



Conforme Hardt (2004), se a dissolução é congruente (todos componentes de um mineral se dissolvem), o carste pode evoluir rapidamente, gerando formas mais nítidas. Caso a dissolução seja incongruente (quando apenas parte dos componentes do mineral se dissolvem), os resíduos da dissolução da rocha formarão solos e depósitos diversos, que poderão ocultar ou modificar a aparência do relevo, desenvolvendo formas menos evidentes.

2.8.2. Rochas siliciclásticas

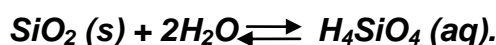
Em substrato quartzoso, as formas tipicamente cársticas podem ocorrer por alteração química da rocha, especialmente pela hidrólise, com posterior remoção mecânica, mas sofrendo pouca influência da dissolução do material rochoso. De qualquer forma, as morfologias resultantes são semelhantes, gerando o mesmo tipo de relevo associado ao carste, muito mais pela alteração química, que propriamente pela dissolução (Hardt, 2011).

As rochas siliciclásticas como os quartzitos e arenitos, são consideradas por alguns autores como Krauskopf (1972), como rochas insolúveis, devido a pouca ou quase ausente susceptibilidade do quartzo à dissolução. Mesmo assim, outros pesquisadores (Wray, 1997, e Young & Young, 1992), identificaram processos de dissolução da sílica, inclusive a partir de análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). De acordo com Ford & Williams

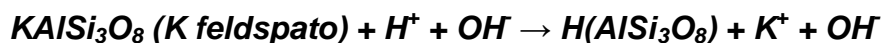
(1989), qualquer tipo de rocha pode sofrer dissolução dependendo das condições ambientais, independente do tipo de mineral que a compõe.

A principal reação na decomposição dos silicatos é a hidrólise (quebra pela água) e consiste na reação entre os íons H^+ e OH^+ , resultantes da dissociação da água, e de um mineral, gerando a quebra das ligações. Na hidrólise, o hidrogênio substitui os cátions presentes na estrutura do mineral, como K, Ca, Mg e Na (Kämpf et al., 2009a), em função da sua maior eletronegatividade, gerando um desbalanço eletrônico e mecânico da rede cristalina, o que desestabiliza o mineral. Além disso, as OH que ficaram na superfície dos minerais formam um ambiente de alto pH, o que segundo Paton (1978), torna o silício mais solúvel e provoca a ruptura da estrutura do silicato, gerando fragmentos de diversos tamanhos.

A dissolução da sílica se dá sob a forma de ácido silícico, muito mais fraco que o ácido carbônico e gerado a partir da hidratação do quartzo. Conforme estudos de Krauskopf (1972), a solubilidade da sílica não é afetada em pH inferior a 9, decaindo continuamente com a diminuição do pH. Esse processo permite a dissolução da sílica, porém demanda muito tempo, por ser uma reação lenta (Silva, 2004; Hardt, 2011):



A estrutura do mineral na interface sólido/solução de alteração acaba sendo rompida, liberando Si e Al na fase líquida. Esses elementos podem recombina-se, resultando na formação de minerais secundários. É comum que essa reação ocorra na faixa de pH de 5 a 9. Se há maior ou menor percolação de água, os componentes solúveis são eliminados completa ou parcialmente, resultando, respectivamente, na hidrólise total ou parcial. No caso dos feldspatos potássicos, tem-se (Muggler, 2005, Kämpf et al., 2009a):



Na superfície do mineral, os íons H^+ substituem os íons K^+ . O restante do mineral não é mais estável depois desta substituição, resultando na continuação da sua decomposição hidrolítica. Na hidrólise parcial, em condições de drenagem menos eficientes, parte da Si permanece no ambiente de intemperismo e o K pode ser total ou parcialmente eliminado. Esses elementos reagem com o Al formando aluminossilicatos hidratados (argilominerais), como, por exemplo, a caulinita, no caso de remoção total do K:



Na hidrólise total, 100% da Si e do K são eliminados. A Si, embora seja pouco solúvel nesta faixa de pH, pode ser totalmente eliminada em condições de pluviosidade alta e drenagem eficiente:



Para Ford & Williams (2007), as rochas silicosas podem desenvolver formas cársticas de dissolução, mesmo que lentas, de pequenas a intermediárias, pois como os carbonatos e evaporitos, elas são praticamente monominerálicas em sua composição. No quartzo, sob a ação de águas meteóricas, a solubilidade da sílica é muito baixa; porém, se tratando da sílica amorfa, como as encontradas como cimentantes em arenitos, a solubilidade cresce. Em todas as formas de sílica, a solubilidade aumenta com temperaturas da água acima de 50 C°.

Nos quartzitos é comum encontrar desenvolvimento cárstico ao longo das cristas e escarpas, devido ao gradiente hidráulico nessas áreas mais íngremes, o que permite um fluxo rápido e eficaz da água, retirando os resíduos acumulados. Mas, para que a morfologia cárstica se desenvolva sobre essa litologia, a partir da dissolução, existem três requisitos básicos (Ford & Williams, 2007):

- Alta pureza do mineral, para que os grãos de aluminossilicatos insolúveis não bloqueiem os canais subterrâneos;
- Espessa camada de rocha com poucos planos de clivagem com interseção com fraturas significativas e espaçadas.
- Ausência de processos geomorfológicos competentes, como aqueles ligados à ação do gelo ou do mar, permitindo que as formas de dissolução lentas consigam se desenvolver.

Além da dissolução, a descontinuidade é outro fator que exerce papel fundamental no processo de dissolução. Corrêa Neto (1997) destaca que a porosidade secundária, ligada principalmente a planos de origem tectônica, como fraturas e falhas, tem grande influência no desenvolvimento das formas cársticas, já que a percolação das águas por esses planos,

nas fraturas, provocaria a dissolução gradativa da rocha, principalmente nas descontinuidades e em suas áreas contíguas.

Dos elementos que contribuem para a dissolução das rochas silicosas, destaca-se também a matéria orgânica. Paisagens cársticas desenvolvidas em rochas silicosas tem forte ligação com a abundância de chuvas e com a cobertura vegetal sobre a rocha, que torna a água rica em ácidos orgânicos. Esses ácidos são capazes de corroer a rocha, através do processo de quelação pelos microorganismos, que provocam a dissolução do quartzo criando formas alveolares (Silva, 2004).

Em áreas com intemperismo intenso e solos ricos em matéria orgânica, ocorre a adição de compostos orgânicos em meios aquosos capazes de dissolver a sílica formando complexos sílico-orgânicos (Silva, 2004).

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).

Outro fator preponderante na dissolução da sílica é a presença de catalisadores ferrosos, que associados a 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.

Muitas vezes, a dissolução nas rochas silicosas acontece principalmente sobre o cimento quartzoso da rocha e não nos grãos de quartzo, devido à sílica amorfa, pois segundo Ford & Williams (2007), quando encontrada como cimentantes em rochas silicatadas, a sílica amorfa tem sua solubilidade aumentada, produzindo um resíduo de sílica não dissolvido e ocupando parte do vazio recém-formado. Uagoda (2006) também corrobora essa afirmação, segundo ele, o processo de arenização com a meteorização do cimento de sílica amorfa, pela ação da água, torna livres os grãos de quartzo compactados nas descontinuidades, que posteriormente serão carregados, havendo assim maiores taxas de dissolução da sílica em estado amorfo do que em estado cristalizado. Esse processo foi identificado por Rodet

(1996) e mais tarde descrito por Quinif (2010) como fantomização, e pode ser o processo que predomina na formação do carste silicoso (Hardt, 2011).

Tanto em rochas carbonáticas quanto em siliciclásticas, a presença dos solos é essencial no desenvolvimento do carste, por isso, é necessário entender melhor esse recurso com relação à sua gênese e suas características.

3 – SOLOS

O Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013) define os solos como uma unidade tridimensional que recobre a maior parte do manto superficial do planeta, formado por seções relativamente paralelas, organizadas em camadas e/ou horizontes e que se diferem do material que lhe deu origem. Trata-se de um sistema trifásico, de constituição sólida, líquida e gasosa, constituído a partir de materiais minerais e orgânicos. Em profundidade, o solo transita gradualmente para rocha consolidada, saprólito ou sedimentos, passando a não ter mais influência da atividade biológica.

Os solos e o material de origem têm relacionamento direto, sofrendo influência mútua, o solo herdando características químicas, físicas e mineralógicas, que também podem se perder com o tempo devido à ação dos fatores de formação; a rocha realizando trocas geoquímicas com o solo, sofrendo alterações e se transformando gradativamente em material inconsolidado (figura 5).

Para melhor compreensão da inter-relação entre o solo e a rocha no ambiente cárstico, visto as especificidades do contato entre eles, na área do criptocarste, para fins de análise, neste trabalho é considerado como solo, os horizontes e/ou camadas que sofrem ação biológica, que influenciam a rocha indiretamente a partir da atividade de ácidos orgânicos, entre outros, em sua transformação. O material imediatamente sobreposto à rocha, que realiza as trocas geoquímicas diretas será chamado de alterita.

3.1. Mineralogia dos solos

A formação dos minerais no solo está ligada a ação do intemperismo, e envolve não só a dissolução, como também a nucleação e o desenvolvimento de novas fases minerais. Durante o intemperismo, os minerais primários são liberados e com os novos produtos disponibilizados, são formados os minerais secundários. Os minerais primários tem origem magmática, metamórfica e hidrotermal e estão presentes nas rochas e nas frações mais grossas e intermediárias do solo, areia e silte, até que sejam alterados pelo intemperismo (Luchese et al., 2002, Kämpf et al., 2009a).

Os minerais secundários são formados a partir da intemperização dos minerais primários ou dos secundários e estão associados à fração argila do solo. Esses minerais são denominados argilominerais, por serem encontrados na fração argila, acompanhados de outros minerais secundários de mesmo tamanho da argila, como os óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos de ferro, alumínio e manganês (Fontes, 2006, Kämpf et al., 2009a).

Como os minerais primários silicatados perfazem 80% do total, da mesma forma a maior parte dos minerais secundários também são silicatados. Isto acontece porque a crosta terrestre é composta basicamente por oito elementos químicos: oxigênio, silício, alumínio, ferro, cálcio, sódio, potássio e magnésio. O oxigênio é o elemento mais abundante e representa 47% do seu peso relativo, o silício, 27,5% e o alumínio, 8,6%. Portanto, pela disponibilidade desses elementos, o mineral mais comum na terra é o silicatado, formado por oxigênio e sílica, e dentre eles, uma grande parte são aluminossilicatos (Paton, 1978, Luchese et al., 2002).

Os aluminossilicatos são minerais muito comuns nos solos, compostos por lâminas de tetraedros de sílica e de octaedros de alumínio em sua estrutura. Nos minerais primários, o alumínio ocorre em função da substituição isomórfica, já nos secundários, ele aparece na unidade estrutural básica, o octaedro de alumínio, podendo também sofrer substituição isomórfica.

2.1.1. Minerais Primários

Todo mineral primário é formado a partir de uma unidade estrutural básica formada por quatro átomos de oxigênio, coordenados por um átomo de silício, resultando em uma configuração tetraédrica – o tetraedro de sílica (figura 16).

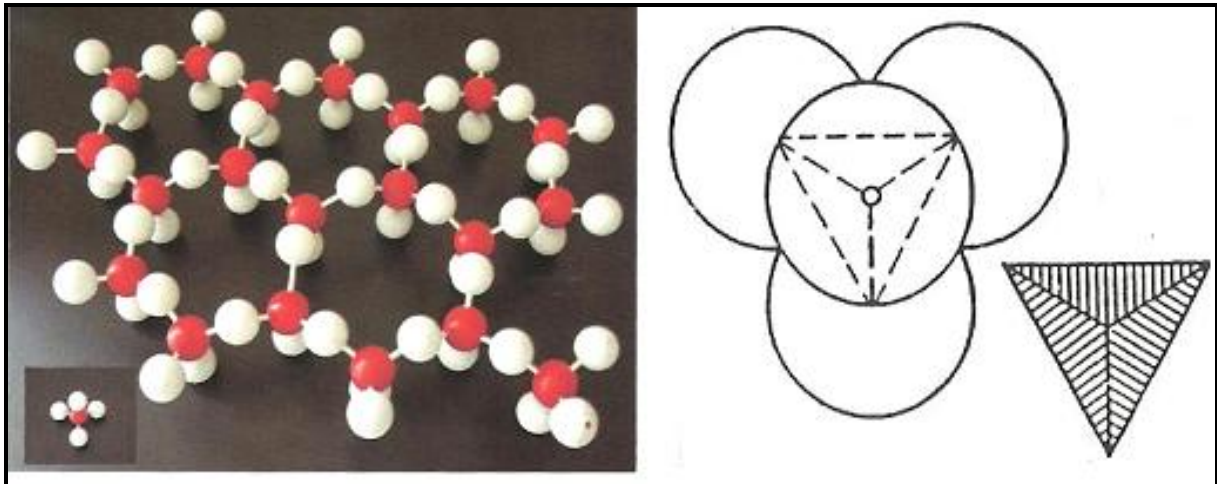


Figura 16: Modelo de um tetraedro de silício em primeiro plano – e a representação de sua estrutura a direita I. As esferas vermelhas representam o silício e as brancas os oxigênios. (Kämpf et al., 2009a, Paton, 1978)

Nesta configuração, cada átomo de oxigênio pode ligar-se a outro átomo de silício, fazendo parte de outro tetraedro simultaneamente, podendo também partilhar os seus elétrons extras em ligações com cátions, como o Fe^{2+} ou o Mg^{2+} . Isso resulta no compartilhamento de oxigênios entre tetraedros adjacentes. Podem ser compartilhados 1, 2, 3 ou 4 oxigênios do mesmo tetraedro, originando configurações estruturais diversificadas e cada vez mais complexas (Kämpf et al., 2009a).

À capacidade que os tetraedros têm de se ligar uns aos outros, por compartilhamento de átomos de oxigênio, dá-se o nome de polimerização. As possibilidades de polimerização dos silicatos é a origem da sua variedade. De acordo com o número de átomos de oxigênio compartilhados entre os tetraedros adjacentes, os silicatos são subdivididos em seis grupos: nesossilicatos, sorossilicatos, ciclossilicatos, inossilicatos, filossilicatos e tectossilicatos (Loughnan, 1969, Paton, 1978, Muggler et al, 2005).

Os tectossilicatos são os minerais mais abundantes na crosta terrestre e são formados por tetraedros de SiO_4 ligados tridimensionalmente, de forma que todos os oxigênios dos vértices

dos tetraedros sejam compartilhados com os tetraedros vizinhos, resultando uma estrutura fortemente unida, estável, em que a relação Si:O é 1:2. Os minerais mais comuns nesse grupo são: quartzo (o grupo da sílica), feldspato, feldspatóide, escapolita e zeólita (Muggler et al., 2005).

Os mais importantes tectosilicatos são os quartzos e os feldspatos. O quartzo é o mineral primário, dióxido de silício, mais abundante nos solos. Esse mineral é muito resistente ao intemperismo, o que favorece sua acumulação com o tempo, enquanto os minerais mais instáveis vão sendo intemperizados, e os elementos resultantes desse processo são lixiviados (Luchese et al, 2002).

Os feldspatos são tectosilicatos que sofreram substituição da sílica pelo alumínio, gerando cargas negativas. Essas cargas atraem cátions, como os íons de Na, K, Ca e Ba, que vão ligar uma lâmina de tetraedro a outra. São também muito comuns nos solos e originam argilominerais durante o processo de intemperismo (Luchese et al, 2002; Resende et al., 2005).

O conhecimento dos minerais primários existentes no solo pode dar indicações sobre o seu grau de evolução, a partir de sua maior ou menor facilidade de intemperização. Solos que apresentam minerais primários facilmente intemperizáveis como a olivina, hornblenda, biotita, provavelmente são pouco evoluídos. Já aqueles originados de rocha rica em minerais primários, facilmente intemperizáveis, mas que apresentam na fração areia somente o quartzo, são mais evoluídos (Fontes, 2006).

Os carbonatos, grupo CO_3^{2-} , são minerais primários formados a partir de uma estrutura simples, onde se alternam camadas de cátions metálicos e ânions carbonatos. Eles são encontrados em rochas sedimentares, como calcários, metamórficas, como os mármore e rochas mistas de carbonatos com argilas. O ambiente de acumulação de carbonatos é marinho com águas rasas, e bacias evaporíticas de clima árido (Melo et al., 2009).

Devido à abundância dessas rochas existem diversas classes de solos associados aos carbonatos, dependendo do ambiente de formação. Em climas áridos, a tendência é que os carbonatos primários fiquem no solo, enquanto os secundários se acumulem junto à superfície. Com o aumento da precipitação, ocorre progressiva remoção dos carbonatos superficiais, e deposição dos carbonatos secundários nas seções mais profundas. Já em climas úmidos, os carbonatos são totalmente retirados, podendo ocorrer contato abrupto entre a rocha alcalina e o perfil de solo ácido (Melo et al., 2009).

3.1.2. Minerais Secundários

Com a intemperização dos minerais primários, são formados novos minerais, normalmente menores, e que compõe a maioria da fração argila, os minerais secundários (Fontes, 2006). Conforme Loughnan (1969), os minerais secundários são aqueles cristalizados in situ, a partir de átomos e íons não removidos pelo processo de intemperismo e lixiviação.

Os minerais argilosos silicatados são formados basicamente pelos silicatos de alumínio hidratados com ferro ou magnésio, substituindo total ou parcialmente o alumínio, sendo representados principalmente pela caulinita, a montmorilonita e a vermiculita. Os minerais argilosos oxídicos de Fe e Al ocorrem amorfos ou em formas cristalinas, e os principais representantes são a goethita (FeOOH), a hematita (Fe_2O_3) e a gibbsita [$\text{Al}(\text{OH})_3$] (Muggler et al., 2005, White, 2009).

A presença dos diferentes tipos de minerais secundários na fração argila do solo depende do grau de evolução dos solos, da disponibilidade da sílica e do alumínio no meio, da presença de alcalinos e alcalinos-terrosos, do balanço entre a precipitação e a evapotranspiração entre outros.

Os minerais secundários, ou argilosos, são partículas muito pequenas, colóides, apresentando cargas de superfície, que possibilitam a adsorção de íons, promovendo também, a retenção de água. Esses minerais têm grande importância para os solos, visto que é a fração ativa, que atua nas reações físico-químicas que ocorrem nos solos. Eles apresentam plasticidade e pegajosidade, são susceptíveis de dispersão e floculação, apresentam dureza e tenacidade no estado seco, variam de volume conforme a umidade e agem na cor e agregação dos solos (Fontes, 2006).

3.2. Solos relacionados ao ambiente cárstico

Os solos nos ambientes cársticos têm papel fundamental, pois controlam a infiltração e o armazenamento de água, e por serem áreas de acúmulo de matéria orgânica, atuam como geradores de CO₂, que é o principal agente de dissolução da rocha (Hardt, 2004).

Nos ambientes carbonáticos, as classes de solos, apesar de influenciadas pelas propriedades das rochas, variam muito em função das diferenças entre o clima, o relevo, os organismos e o tempo do local onde se encontram.

Por apresentarem altas taxas de dissolução, principalmente em regiões tropicais, seria esperado que o intemperismo das rochas carbonáticas não formassem solos, e sim íons de fácil lixiviação. Porém, algumas rochas podem apresentar impurezas que fazem diminuir as taxas de dissolução (Oliveira, 1999), gerando diversos tipos de solos.

Apesar de existirem inúmeras classes de solos desenvolvidas a partir de rochas carbonáticas no Brasil, por serem muito evoluídas, algumas delas não apresentam mais características químicas oriundas desse material. Em outros casos, em solos jovens (ou mesmo, em alguns evoluídos), as características químicas da rocha de origem estão presentes. De acordo com Shinzato (1998) analisando diversos estudos realizados no país, pode-se afirmar que as classes com influência direta do calcário mais recorrentes são os Cambissolos, Vertissolos, Chernossolos, Neossolos Litólicos, além dos Argissolos. As características comuns entre esses e outros solos influenciados diretamente pelo calcário são:

- Pouca profundidade de *solum* e, eventualmente, muito profundos;
- Eutróficos - saturação de bases superior a 50%;
- Argila de atividade alta - CTC superior a 27 cmol(+)kg⁻¹ de argila;
- Baixo intemperismo – Ki superior a 2,5;
- Consistência dura a muito dura, quando o material de solo está seco, nos horizontes subsuperficiais.

A partir de estudos da mineralogia da fração argila de solos com influência química direta do calcário, Santos (1976), Ramos & Manzatto (1991), Souza et al. (1993) encontraram predominância de montmorilonita.

Já os solos formados a partir do calcário, mas sem influência química direta, como os Argissolos, Latossolos e os Cambissolos, entre outras, tem como principais características (Shinzato, 1998):

- Mediamente a muito profundos;
- Argila de atividade baixa - inferior a 27 cmol(+)kg⁻¹ de argila;
- Baixos índices de intemperismo, Ki inferiores a 2,0;
- Estrutura do horizonte B com predomínio de agregados do tipo blocos subangulares e ultra-fina granular;
- Consistência macia, quando seco, e friável quando o solo estiver úmido, nos horizontes subsuperficiais.

A partir de estudos desenvolvidos sobre os solos da região pelito-carbonatada do Grupo Paranoá, em Goiás, Lynch (2009) observou solos formados sobre calcário, mas sem influência química direta. As principais classes de solos encontradas na área foram os Cambissolos e Latossolos, com mineralogia da fração argila composta basicamente por caulinita, gibbsita, goethita e/ou hematita, indicando solos mais evoluídos ou em maior estágio de desenvolvimento. Já Shinzato (1998), encontrou principalmente caulinita nos solos do membro Pedro Leopoldo, Grupo Bambuí, também mostrando um maior grau de evolução desses solos.

Ao contrário dos solos formados por rochas carbonáticas, os solos oriundos de rochas siliciclásticas, em especial do quartzito, não variam muito em termos de classes. São solos muito rasos, arenosos e de baixa fertilidade, pois a alta presença de quartzo na rocha a torna muito resistente ao intemperismo, ou seja, pouco solúvel, dificultando a formação de solos mais espessos (Lima, 2004).

No trabalho de Dias et al. (2003) sobre os solos originados de quartzito na região de Ibitipoca – MG, os minerais encontrados foram caulinita nos Cambissolos e Espodossolos e nos Neossolos Quartzarênicos e nos Argissolos (as classes mais arenosas), a predominância foi dos minerais 2:1, illitas/micas e vermiculitas. No Cambissolo amostrado

por Araújo et al. (2014) no sul de Minas Gerais, identificou-se os minerais gibbsita, goethita e illita, sendo considerados pelos autores como solos cauliniticos com minerais 2:1.

Devido às elevadas altitudes e do relevo movimentado, estas áreas apresentam um alto índice de erosão e solos, muitas vezes, compostos apenas de pequena camada orgânica sobre a rocha, além da presença constante de afloramentos rochosos, tendo sido identificados Neossolos Litólicos, Neossolos Quartzarênicos, Organossolos e Gleissolos em áreas de campos rupestres sobre quartzitos. Nessas áreas, durante o período chuvoso ocorre a iluviação de complexos organo-metálicos que são carregados pelas águas formando os rios de águas negras, ocorrendo a formação de Espodossolos (Benites et al., 2003)

Nos estudos realizados em rochas ígneas e quartzíticas, Benites et al. (2003) observaram como características comuns de solos originários de rochas siliciclásticas como os quartzitos, matizes amareladas, textura arenosa, pobreza de nutrientes, elevados teores de alumínio trocável e a cor escura nos horizontes superficiais, causada pelo acúmulo de matéria orgânica. Verificou-se que o oligotrofismo está relacionado às altas taxas de lixiviação, associadas ao relevo movimentado, à pequena espessura do solum e à pobreza do quartzito. Além disso, ficou constatado também que boa parte destes solos passa pelo processo de ferrólise (os teores de Fe extraído pelo KCl, muitas vezes supera os teores de Ca^{+2} e Mg^{+2} somados), sendo o alumínio (Al^{+3}), o íon predominante no complexo de troca, provavelmente em equilíbrio com formas complexadas por compostos orgânicos e com formas de minerais de baixa cristalinidade, o que pode ser identificado na área do estudo.

4- MÉTODO E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.1. Desenvolvimento da pesquisa e a experiência do carste na Europa

O princípio para o desenvolvimento dessa pesquisa partiu do pressuposto que o carste desenvolvido em rochas siliciclásticas se assemelha morfológicamente àquele formado a partir de rochas carbonáticas, da mesma forma, os processos atuantes também deveriam ser congêneres, portanto, passíveis de comparação.

A partir dessa hipótese, realizou-se a seleção de ambientes com morfologias semelhantes nos dois grupos litológicos, carbonáticos e siliciclásticos, para que houvesse um parâmetro de análise comparável entre os dois grupos. Assim, elencaram-se para o estudo, dolinas, topos e vertente de maciços, poljés (ou poljés fossilizados), em quartzito e calcário, a fim de comparar o criptocarste nesses dois ambientes. A pesquisa tomou um rumo de análise pontual dentro de um espaço maior, através de pares. Portanto, fez-se desnecessário trabalhar com uma unidade pré-definida, como uma bacia por exemplo. Elencaram-se áreas de tamanho iguais, tanto no calcário como no quartzito, a fim de selecionar os pontos que se enquadrassem no objetivo da pesquisa.

Com esse quadro determinado, deu-se a escolha da área, de Diamantina a Conselheiro Mata - MG, domínio das rochas siliciclásticas, e de Santo Hipólito a Rodeador - MG, domínio das rochas carbonáticas, por se tratar de uma região com as características esperadas, além de serem limítrofes. As rochas carbonáticas do Supergrupo São Francisco,

próximo a Rodeador se encontram no contato com as rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço (Conselheiro Mata), fazendo da região de estudo uma área contínua.

Os pontos escolhidos privilegiaram locais onde o contato da rocha com o solo fosse mais evidente, dentro das morfologias pré-determinadas, com o objetivo de entender a dinâmica do criptocarste. As coletas de solo foram realizadas e as amostras enviadas para as análises estabelecidas. Com esses resultados pretendia-se entender a influência recíproca entre solo e rocha, e qual a relação com a evolução do criptocarste nos carbonatos e nas siliciclásticas.

Nesse momento da pesquisa, a questão era: o criptocarste desenvolvido em rochas siliciclásticas teria as mesmas características, a mesma evolução daquele formado a partir das rochas carbonáticas? Seria o mesmo modelo clássico, lapiás desenvolvido sob o solo com formas arredondadas, criptodolinas, e pontos de introdução? Essa questão norteou o trabalho para um viés mais temático, qualitativo, que propriamente quantitativo, já que essa e outras respostas se pautavam muito na observação, ou seja, no trabalho de campo.

Para responder a essa questão, a pesquisa bibliográfica privilegiou o estudo da geomorfologia, pedologia e buscou fundamentar os preceitos da carstologia com referências mais atualizadas, especialmente no que se refere ao criptocarste, conceito quase inexistente na bibliografia brasileira. Assim, essa parte do levantamento foi feita durante o estágio doutoral na França. Concomitantemente, foi elaborado o material cartográfico de apoio e selecionado o material fotográfico para compor o trabalho.

O estágio doutoral na França mudou os rumos da pesquisa. Durante esse período com o orientador, professor Dr. Joel Rodet, do Laboratório de Geologia da Universidade de Rouen, foi feito um vasto levantamento de material bibliográfico, cursada a disciplina sobre a dinâmica cárstica com a participação de vários professores do laboratório e, sobretudo, inúmeros trabalhos de campos na França, Bélgica e República Tcheca. A experiência no carste europeu possibilitou a observação do desenvolvimento do criptocarste, tanto em minerações (Carrier), escavações sobre o solo, em vertentes, em regiões como Foundry de Chien, com a morfologia típica do criptocarste recém exumado, ou mesmo em cavernas, acessando as raízes de introdução do carste, o contato mais explícito observado no campo em profundidade, entre o alterita e a rocha.

Essa experiência, e as horas de discussão com o orientador francês, possibilitou um olhar muito mais observador sobre o objeto da pesquisa. Os elementos da paisagem passaram a

ser reveladores para a compreensão do criptocarste, talvez até mais que as análises laboratoriais, a partir de novos campos, seleção de elementos do carste e comparação entre os dados de campo, entre outros aspectos.

Após o retorno ao Brasil, foram realizados novos campos, com um olhar mais aguçado para o objeto estudado. Nessa nova empreitada, foi possível observar que o carste formado na Serra do Espinhaço Meridional, nas rochas siliciclásticas não tem o mesmo padrão de desenvolvimento daquele formado nas rochas carbonáticas, por diversos motivos que serão tratados nos resultados. Então, a forma de comparação entre as duas litologias não poderia ser a mesma. Nos carbonatos da região de Monjolos é possível encontrar diversas dolinas, mas já não se vê poljés, enquanto no domínio das siliciclásticas, já se observa o contrário, com raras dolinas e várias morfologias semelhantes à poljés fossilizados (superfícies cársticas).

A partir de então, a comparação entre solos de mesma morfologia nos dois domínios foi abolida, e optou-se pela escolha de pontos que pudessem representar o criptocarste em ambos locais. Além dos pontos amostrados, agregou-se a Gruta de Monte Cristo ao estudo, dada sua importância para compreensão do primocarste.

Outro caminho importante da pesquisa é que os carbonatos passaram a servir como balizador para a compreensão da evolução do carste nas siliciclásticas, como um parâmetro de como funciona um carste, mas não como um definidor de modelo, já que os processos acontecem em escala e tempo diferentes, o que traz para ambos, características próprias.

4.2. Seleção e coleta de solos e rochas

Para reconhecimento da área do estudo e seleção inicial dos pontos de coleta de solos e rochas, foram realizados dois trabalhos de campo, o primeiro na região das rochas carbonáticas, entre Santo Hipólito e Rodeador - MG, as margens do Espinhaço, em 2011. O segundo trabalho foi realizado na região das rochas siliciclásticas, entre Conselheiro Mata e Diamantina -MG, em fevereiro de 2012.

Um terceiro trabalho de campo, realizado em outubro de 2013, teve como objetivo a coleta dos solos, e quando possível, da rocha associada. Foram selecionados, a princípio, seis pontos de coleta (tabela 1, figura 17), três na área de litologia carbonática e três na área de litologia siliciclástica. Os pontos foram escolhidos a partir das morfologias, sendo que para

cada ponto de coleta na região das rochas carbonáticas, há um correspondente na região das rochas siliciclásticas. Assim, foram coletadas duas amostras de solos e rochas em dolinas, duas em vertentes e duas em topos planos.

Posteriormente, durante o estágio doutoral na França, foram feitos campos no carste desenvolvido na Greda⁶, que foram também utilizados como balizadores para entendimento do desenvolvimento do carste siliciclástico. Em dezembro de 2013, aconteceu o quarto campo para reavaliação de dados de campos e novas coletas. Assim foram coletadas amostras em mais dois pontos, independente da morfologia, mas pela relevância em relação ao criptocarste. (tabela 1, figura 17).

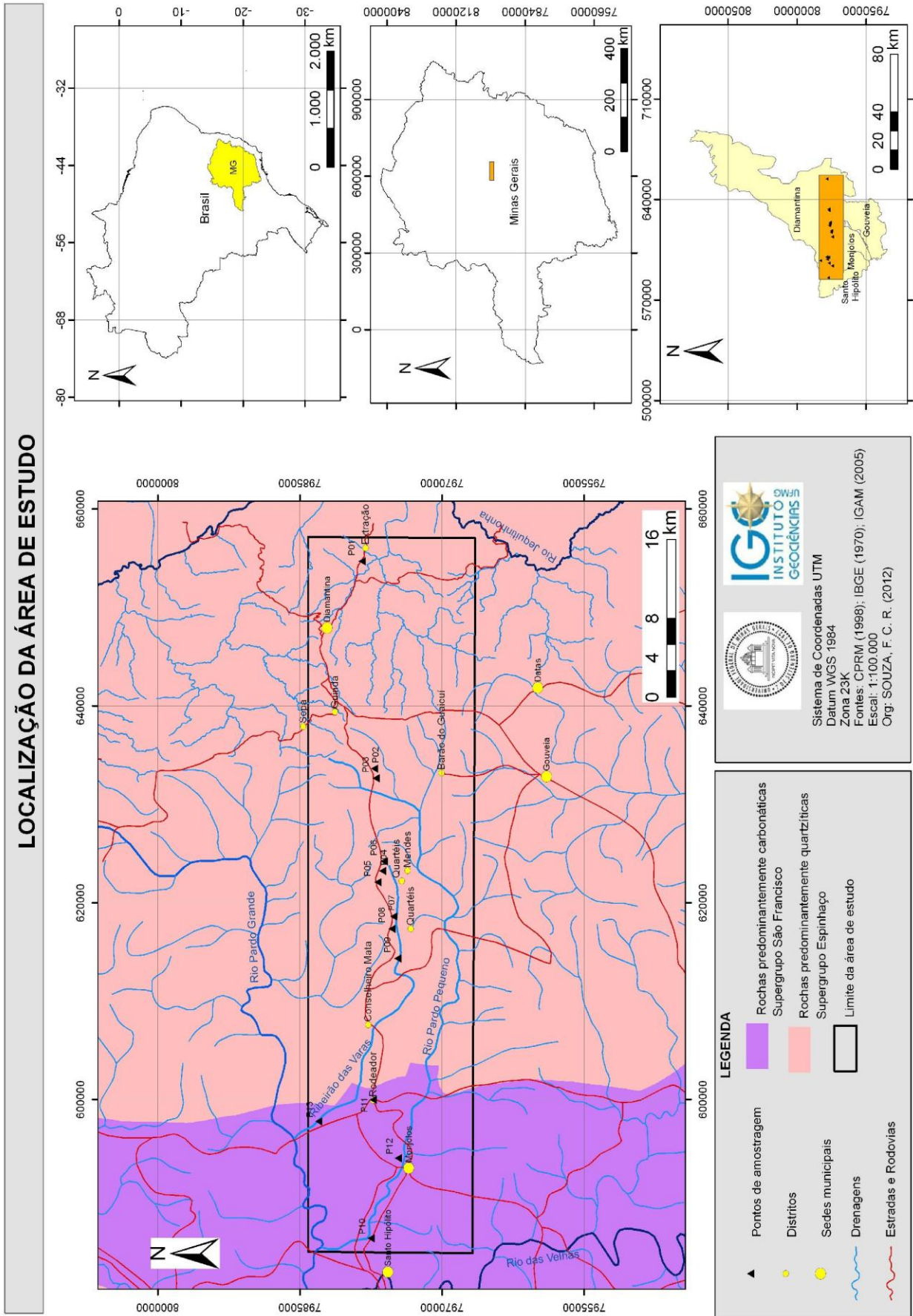
Tabela1 – Pontos de coleta na região de Diamantina e Rodeador.

PONTOS	COORDENADAS		FORMAÇÃO GEOLÓGICA	LOCAL	SOLO
	X	Y			
1	599201	7977011	Lagoa do Jacaré	Afloramento de calcário, ferrovia	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico
2	599479	7979400	Lagoa do Jacaré	Serra do Rodeador, acima do maciço	CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico léptico
3	600137	7978631	Lagoa do Jacaré	Centro da dolina em calcário	GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico
4	614556	7974540	Córrego Pereira	Centro da dolina em quartzito	NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico
5	614589	7974551	Córrego Pereira	Perfil de solo em quartzito	NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico
6	621933	7976851	Galho do Miguel	Horizonte A sobre rocha, quartzito	NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico
7	622124	7976531	Galho do Miguel	Morro residual no centro do paleo-Poljé	GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico
8	631945	7976878	Galho do Miguel	Voçoroca - alterita	NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênicos
9	652404	7976443	Sopa/Brumadinho	Gruta Monte Cristo	Alterita

Após a seleção dos locais de coleta, foram abertas trincheiras e os solos foram coletados e descritos conforme Santos et al. (2005). Em seguida, as amostras foram para as determinações químicas e físicas e mineralógicas, em laboratório. Foram coletas duas amostras de rochas, cada uma de um ambinete, para envio ao laboratório e descrição petrográfica.

⁶ Rocha carbonática

Figura 17: Mapa de localização da área do estudo



4.2.1. Preparação das amostras no laboratório

As amostras foram enviadas ao Laboratório de Solos da Universidade Federal de Viçosa para análises químicas, físicas e mineralógicas. As amostras de solo foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de malha de 2mm para obter-se a terra fina seca ao ar (TFSA). As amostras de rochas foram enviadas ao CPMTC – Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa no Instituto de Geociências da UFMG para fatiamento e descrição mineralógica.

4.3. Análises de solos

4.3.1. Análises Físicas

4.3.1.1. Granulometria

É 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. As frações areia grossa e fina são separadas por tamização em peneiras com malhas de 0,2 e 0,053 mm de abertura, respectivamente. A fração argila é determinada pelo método da pipeta, e a fração silte, calculada por diferença (EMBRAPA, 1997).

4.3.2. Análises químicas

4.3.2.1. Rotina

A análise de rotina é feita segundo metodologias propostas por EMBRAPA (1997), conforme o que se segue:

- pH em água e em KCl 1 mol/L - determinados potenciométricamente na suspensão solo-solução 1:2,5, com tempo de contato mínimo de uma hora e agitação da suspensão antes da leitura;
- Cálcio e magnésio trocáveis - extraídos com KCl 1 mol/L, na proporção 1:20, e dosados por absorção atômica;
- Potássio e sódio trocáveis - extraídos com HCl 0,05 mol/L, na proporção 1:10, e dosados por fotometria de chama;
- Alumínio trocável - extraído com KCl 1 mol/L, na proporção 1:20, e determinado por titulação com NaOH 0,025 mol/L;
- Acidez extraível ($H^+ + Al^{3+}$) - extraída com solução de acetato de cálcio a pH 7,0, na proporção 1:15, e determinada por titulação com NaOH 0,0606 mol/L;
- Fósforo - extraído com solução de HCl 0,05 mol/L e H_2SO_4 0,025 mol/L (Mehlich-1) e determinado por colorimetria na presença de ácido ascórbico;
- Carbono orgânico - método volumétrico pelo bicromato de potássio e titulação com o sulfato ferroso.

4.3.2.2. Ataque sulfúrico

A extração de sílica, alumínio, ferro, fósforo, titânio, e manganês é feita em amostras de solos, com H_2SO_4 1:1 (volume), aquecendo-os até a fervura, sob refluxo, com posterior resfriamento, diluição e filtragem. No filtrado, determina-se os teores de Al, Fe, P, Ti, K e Mn, e no resíduo, o de Si (EMBRAPA, 1997). Após a determinação, é feita a conversão dos teores dos elementos para a forma de óxidos (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 , K_2O , MnO e SiO_2). As relações moleculares K_i , K_r e Al_2O_3/Fe_2O_3 são calculadas pelas fórmulas:

$$K_i = \%SiO_2 \times 1,7/\%Al_2O_3;$$

$$K_r = \%SiO_2 \times 1,7/\%Al_2O_3 + (\%Fe_2O_3 \times 0,64);$$

$$Al_2O_3/Fe_2O_3 = \%Al_2O_3 \times 1,57/\%Fe_2O_3.$$

4.3.3. Análise mineralógica

4.3.3.1. Difractometria de raios-X

O material pulverizado foi transferido para lâmina de vidro, onde realizou-se orientação por esfregaço. Após secagem à temperatura ambiente, as lâminas foram irradiadas de 2 a 40^o 2θ, em difratômetro de raios-X com tubo de cobre e filtro de níquel.

Ressalva-se que as análises de difratometria dos solos sobre quartzito apresentaram problemas laboratoriais e não puderam ser demonstradas.

4.4. Análise das rochas

A partir das duas amostras de rocha coletadas foram elaboradas lâminas delgadas no Laboratório de Petrografia do CPMTC/IGC/UFMG. As lâminas foram analisadas e descritas através do microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida, observando-se o percentual e a composição mineralógica da rocha.

4.5. Tratamento e interpretação dos dados

Após as análises laboratoriais, os dados foram tabulados para discussão dos resultados a partir da relação entre os ambientes cársticos desenvolvidos nos domínios das rochas carbonáticas e das siliciclásticas. Foram comparados os resultados obtidos para as duas litologias, relacionando-os às análises dos solos, com as análises das rochas, às experiências de campo na Normandia – França, e ao desenvolvimento do criptocarste em ambas litologias.

5. CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA REGIÃO DE DIAMANTINA A RODEADOR - MG

5.1. Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada a oeste do Espinhaço Meridional (figura 17), englobando os municípios de Diamantina, Santo Hipólito, Monjolos e os distritos de Rodeador e Conselheiro Mata no estado de Minas Gerais. O acesso à área pode ser feito pelo município de Santo Hipólito que está localizado a 241 km ao norte de Belo Horizonte, inserido na sub-bacia do Rio Pardo Grande, pertencente à bacia do Rio das Velhas. Em sua maioria apresenta um relevo desenvolvido em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, Formação Lagoa do Jacaré, constituída por calcarenitos, calcários e siltitos (Guimarães et al., 2011). O acesso para esse município se dá pela BR 040, sentido Brasília até Paraopeba. Seguindo à direita na BR 135, sentido Curvelo até Corinto, chega-se à MG 220, percorrendo 27 km até Santo Hipólito.

O acesso pode também ser feito pelo município de Diamantina, distante 284 km de Belo Horizonte, a partir da rodovia BR 040, sentido Brasília até Paraopeba. Seguindo à direita na BR 135 até Curvelo e continuando pela BR 269 até Diamantina. A região, Diamantina a Conselheiro Mata, está inserida no Espinhaço Meridional, abrangendo os Grupos Guinda e Conselheiro Mata (Knauer, 2007).

5.2. Clima

O clima tem papel fundamental na formação dos solos e na modelagem do relevo. Os elementos climáticos, tais como umidade, temperatura, insolação, ventos entre outros, vão variar conforme a latitude, ou também pela diferenciação de altitude. De acordo com Piló (1998), esses elementos são de grande importância na hidrodinâmica, no equilíbrio e cinética da dissolução, já que o ácido carbônico é um dos principais agentes na formação do carste.

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 à ambientes ácidos. No caso das rochas siliciclásticas o clima da região afeta pouco, nas condições atuais, a dissolução da sílica, além de se tratar de um ambiente de águas ácidas, o que desfavorece ainda mais a dissolução da sílica, como comprovou Santos (2012) em ensaios de lixiviação dos solos da região da bacia do Rio Pardo Pequeno, na Serra do Espinhaço Meridional.

De acordo com a classificação de Köppen (Nimer & 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, próximo a Santo Hipólito, onde é possível notar o maior rigor das temperaturas.

Segundo 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 C° e pluviosidade inferior à do Planalto, entre 1150 e 1450 mm anuais.

Considerando as características climáticas, Piló (1998) avalia que, para o clima tropical, no início do período de balanço negativo, no mês de abril, começa a retirada de água do solo, zona criotocárstica, para os sistemas subterrâneos, endocarste.

A maior deficiência hídrica no clima tropical acontece em agosto-setembro, sendo em outubro o início das chuvas. Porém, apenas em dezembro (em alguns períodos em novembro), começa o excedente hídrico que segue até março. O período entre dezembro e fevereiro, o de maior excedente hídrico é o de maior escoamento superficial, subsuperficial e atividade subterrânea.

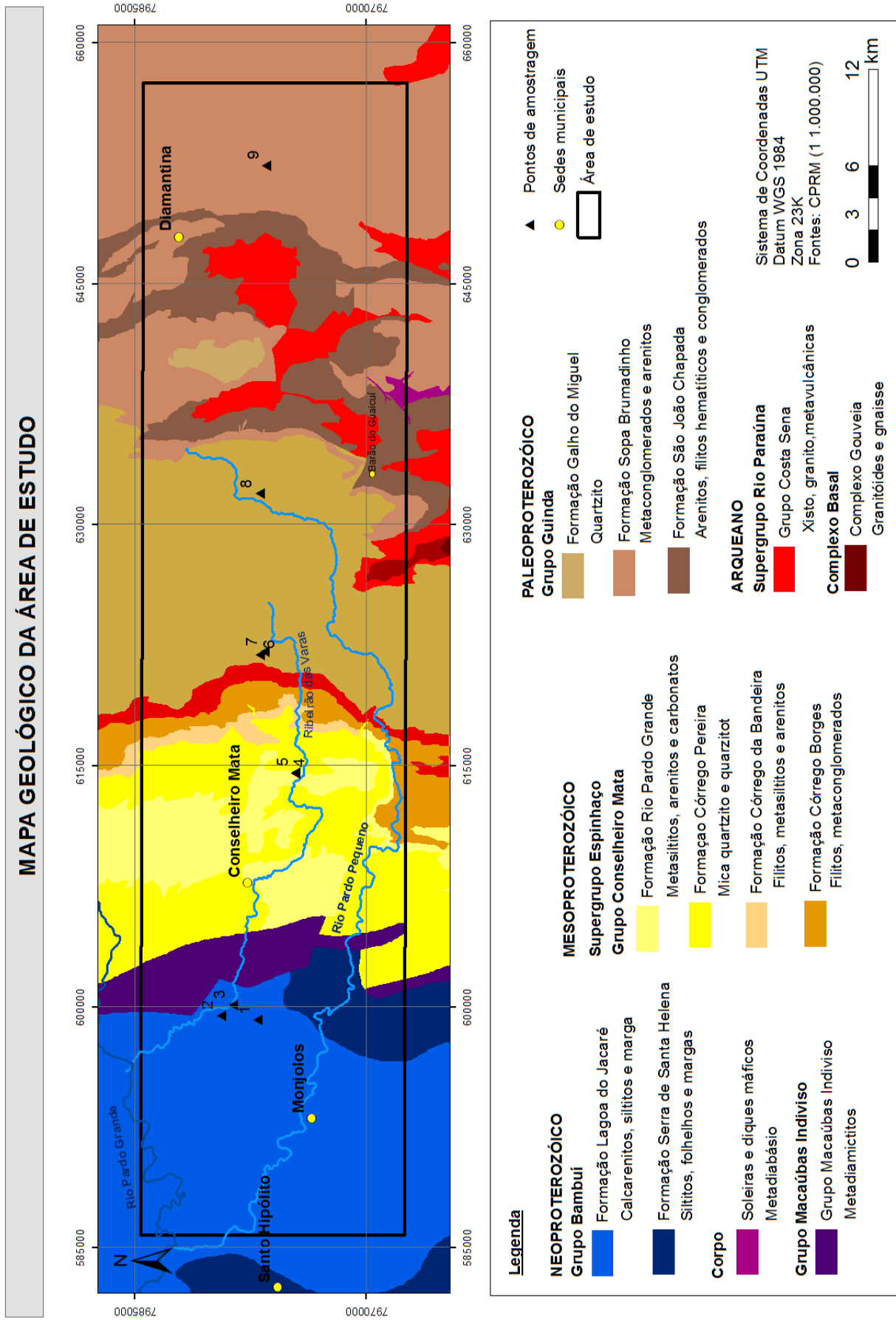
5.3. Geologia

A área de estudo está localizada em uma região de contato do Supergrupo São Francisco, entre Santo Hipólito, Monjolos e Rodeador, com o Supergrupo Espinhaço, de Conselheiro Mata a Diamantina (figura 18).

5.3.1. Supergrupo São Francisco

Pflug & Renger (1973) utilizaram o termo Supergrupo São Francisco para todos os sedimentos depositados após o soerguimento da Cadeia do Espinhaço. O Supergrupo é formado por um conjunto de rochas metassedimentares neoproterozóicas que recobrem o Cráton do São Francisco, presentes na bacia hidrográfica do alto e médio curso deste rio. Essa unidade está associada a uma sequência metassedimentar de cerca de 1000 m de espessura, com predomínio de características autóctones e sem magmatismo, sobreposta ao Supergrupo Espinhaço, integrada pelas fácies Bambuí, Jequitáí e Macaúbas. As litologias são relativas à orogênese Brasileira, englobando uma unidade depositada como cobertura

Figura 18: Mapa geológico da área do estudo



cratônica – Formação Jequitai e Grupo Bambuí, e outra unidade com característica geossinclinal – Grupo Macaúbas (Uhlein, 1991).

O Grupo Macaúbas aparece em uma pequena faixa da área de estudo, entre o Grupo Bambuí (Formação Lagoa do Jacaré) e o Supergrupo Espinhaço (Formação Córrego do Pereira). Esta unidade está situada na porção leste da Serra do Espinhaço, com direção N-S, com aproximadamente 500 km de extensão (Batista et al., 1985). É constituída por uma sequência de xistos conglomeráticos, filitos, quartzitos, mica xistos e eventuais camadas de calcários, mas associadas à bacia hidrográfica do Rio Macaúbas, afluente do Rio Jequitinhonha (Uhlein, 1991).

O Grupo Bambuí é formado por rochas sedimentares e metassedimentares do Proterozóico Superior, que recobrem o Cráton do São Francisco, e são distribuídas por toda região do centro-norte de Minas Gerais (Piló, 1998). Trata-se de uma cobertura cratônica, limitada a oeste pela faixa Brasília e a leste pela faixa Araçuaí, formada por uma sequência pelito-carbonática capeada por um pacote de sedimentos arenosos com aproximadamente 900 m de espessura.

Dardene (1978) descreve seis formações da base para o topo: Formação Jequitai, Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias. Dentre elas, na área do estudo estão presentes (Batista et al., 1985; Bacellar, 1989; Uhlein, 1991):

Formação Serra de Santa Helena – reconhecida no setor leste da bacia, entre Rodeador e Monjolos, trata-se de uma sequência pelítica, formada essencialmente por siltitos argilosos finamente laminados e folhelhos, com intercalações e/ou lentes de arenito ou calcário, ardósias e raramente metarenitos finos. As ardósias apresentam cor verde-acinzentada e intercalações de bandas quartzosas de granulometria mais grosseira em uma matriz mais fina de quartzo e sericita. Essa sequência se sobrepõe por falha de empurrão aos calcários da Formação Lagoa do Jacaré.

Formação Lagoa do Jacaré – são facilmente identificadas no setor leste da bacia, entre Monjolos e Santo Hipólito, por apresentarem espessas camadas de calcário cinza escuro, ricos em matéria orgânica e pirita, associados a níveis oolíticos e lentes de intraclastos. Eventualmente, aparecem intercalados com pacotes de rochas pelíticas cinza-esverdeadas finos até espessos. São identificados também siltitos e margas com lentes de calcários pretos pisolíticos e oolíticos, com estratificação cruzada.

Segundo Batista et al. (1985), na área do estudo, entre Rodeador e a Serra da Tocaia, observa-se a presença de rochas carbonáticas estromatolíticas, classificadas como mármore dolomíticos, relativamente impuros, com presença de quartzo e sericita. Essa área é delimitada, a sul, pelos quartzitos conglomeráticos do Grupo Macaúbas, junto ao Rio Pardo Pequeno, e a norte, por uma falha transcorrente sinistral ao longo do Ribeirão das Varas, se justapondo aos quartzitos da Formação Córrego Pereira. Nessa área, também são identificados diques clásticos preenchidos por metaparaconglomerados ou quartzitos conglomeráticos do Grupo Macaúbas, cortando os mármore descritos.

5.3.2. Supergrupo Espinhaço

Atualmente, o termo Supergrupo Espinhaço é usado para designar o conjunto de rochas metassedimentares e vulcânicas ácidas que compõe as feições geomórficas da Serra do Espinhaço e da Chapada Diamantina (Uhlein, 1991).

A Serra do Espinhaço é uma cordilheira de 1200 Km, formada por metassedimentos proterozóicos que recobrem terrenos discordantes (Almeida-Abreu, 1989). Ela é formada por espessas sequências de quartzitos que capeiam um embasamento muito metamorizado, delimitada, a oeste, pela Bacia do São Francisco, região de morfologia suave, associada a calcários, ardósias e arenitos, e a leste, por gnaisses, granitos e migmatitos com intercalações de metasedimentos, formando relevos mamelonares (Pflug et al., 1980).

De acordo com Almeida-Abreu & Pflug (1994), o Supergrupo Espinhaço se divide em dois grandes Grupos, Grupo Guinda, com as Formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, e Grupo Conselheiro Mata, com as Formações Santa Rita, Córrego da Bandeira, Córrego dos Borges, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande.

Na área do estudo são reconhecidas da base para o topo, os seguintes Grupos e Formações (Pflug et al. 1980, Batista et al., 1985, Bacellar, 1989, Uhlein, 1991; Knauer, 2007):

GRUPO GUINDA

Formação São João da Chapada – formada por quartzitos com estratificações cruzadas e marcas onduladas na base, com granulometria grosseira a fina, com intercalações de metaconglomerados e de filitos hematíticos (com predomínio de sericita, hematita), provavelmente de origem vulcânica. Ocorrem ainda intercalações de xistos verdes (com que apresenta contatos gradacionais), além de rochas compostas por mais de 70% de cloritóide e, eventualmente, turmalinitos finos. A espessura dessa formação chega a 150 m (Knauer, 2007).

Formação Sopa-Brumadinho – mostra uma ampla distribuição e um caráter heterogêneo característico. É constituída por quartzitos de granulometria variada, com estratificações cruzadas e marcas onduladas, intercalações de lentes de metaconglomerados polimíticos diamantíferos, filitos quartzosos ou grafitosos, metabrecha de matriz pelítica, diamantífera e metassiltitos (Uhlein, 1991).

As formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho são cortadas por rochas magmáticas, filitos hematíticos, que ocorrem como um nível concordante com aproximadamente 20 m de espessura na primeira formação, ou como diques na segunda. A mineralogia é formada por sericita, hematita, turmalina e rutilo. A presença de pseudomorfos de feldspatos sericitizados em forma de diques permite considerá-los como uma rocha metamagmática (Uhlein, 1991).

Formação Galho do Miguel – caracterizada por quartzitos puros e finos que cobrem mais de 90% da unidade, sendo mais representativa na região de Diamantina. O restante é representado por quartzitos finos micáceos e por finas intercalações de metargilitos acinzentados ou esverdeados. Os quartzitos são muito bem preservados, incluindo estratificações plano paralelas e cruzadas (acanaladas, tabulares e tangenciais a base, com portes métricos até decamétricos). Podem ser observadas marcas onduladas, indicando ambiente eólico em sua formação.

GRUPO CONSELHEIRO MATA

Formação Santa Rita – assenta-se concordantemente sobre a Formação Galho do Miguel e é composta por filitos, quartzitos sericíticos e metassiltitos, podendo ocorrer também diques de arenito (Schöll et al., 1979).

Formação Córrego dos Borges – ocorre concordantemente acima dos quartzitos laminados e é composta principalmente por quartzitos micáceos de granulometria fina com laminações plano paralelas, apresentando, por vezes, estratificação cruzada.

Formação Córrego das Bandeiras – é caracterizada pela alternância não uniforme de filitos e quartzitos finos, que aparecem normalmente no centro do pacote, podendo gradar, tanto vertical, como lateralmente, para filitos quartzosos e metassiltitos.

Formação Córrego Pereira - ocorre na região de Conselheiro Mata, sendo constituída principalmente por quartzitos que, mais para o topo da sequência, se tornam feldspáticos e micáceos, com estratificação cruzada, marcas onduladas e diques de arenito. Os metassiltitos começam a aparecer em direção ao topo, intercalados nos quartzitos, configurando uma transição gradual para a Formação Rio Pardo Grande (Bacellar, 1989).

Formação Rio Pardo Grande - localizada entre Conselheiro Mata e Rodeador, ocorre no topo de um sinclínio, principalmente no extenso altiplano a nordeste de Conselheiro Mata. É predominantemente pelítica composta por metargilitos, metassiltitos argilosos, lentes de dolomito, em parte com manganês e fosfato. Apresenta alternância milimétrica de níveis ricos em quartzo e filossilicatos, ou ainda, eventualmente, níveis carbonáticos e mármore dolomíticos.

5.3.3. COMPLEXO BASAL

Ocupa parte da faixa mediana central da Serra do Espinhaço Meridional, com litologias predominantemente graníticas (Granito de Gouveia), com manchas ocasionais de rochas gnáissicas-migmatíticas mais antigas. A leste e a sul do Espinhaço Meridional, o Complexo Basal é representado por diferentes tipos de gnaisses e, subordinadamente, por granitos, charnoquitos e granulitos.

Complexo Gouveia - formado por rochas do embasamento arqueano, com predomínio de granitos e gnaisses, podendo ocorrer intrusões de metabásicas datadas do proterozóico superior.

5.3.4. SUPERGRUPO RIO PARAÚNA

Formado por uma sequência supracrustal que aflora na faixa mediana-central do Espinhaço Meridional, e localmente na sua borda sudeste. A unidade inferior – Grupo Pedro Pereira – é formada por uma associação de rochas meta-máficas, meta-ultramáficas, meta-ácidas e metassedimentos de origem química, mostrando, contatos tectônicos com as rochas do Complexo Basal. A unidade superior - Grupo Costa Sena - é a maior representante espacial desse supergrupo e agrupa sericita-xistos, com quantidades variadas de quartzo e de cianita (Ameida-Abreu, 1995).

5.4. Geomorfologia

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 - figura 19), de direção geral norte-sul, com forma de bumerangue e convexidade orientada para oeste. A serra é um grande divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Doce, Jequitinhonha e Pardo em Minas Gerais, das Contas, Paraguaçu, e a bacia do rio São Francisco, a oeste (Guimarães, 2012).

Devido à predominância dos quartzitos em toda sua extensão, sua superfície é composta por uma cobertura rígida, mas densamente fraturada e cisalhada. A morfologia resultante de sua esculturação pela dissecação fluvial é representada por cristas, escarpas e vales profundos, associados às direções tectônicas e estruturais (Saadi, 1995). A região das rochas siliciclásticas apresenta as maiores altitudes da área de estudo, o Domínio

Montanhoso, onde foram selecionados os pontos de 4 a 9 (figuras 19 e 20). De acordo com Guimarães (2012), a Serra do Espinhaço e a Serra de Minas são as áreas com maiores altitudes da região, atingindo a cota altimétrica máxima de 1250 m (figura 21). Nas regiões com litologias, à exceção do quartzito, como rochas granitóides, metassedimentares e metavulcânicas, estão instaladas uma série de áreas deprimidas responsáveis por morfologias colinares, policonvexas, relativamente suavizadas (Saadi, 1995).

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 (Saadi, 1995). Observa-se, ainda, serras de topografia bem acidentada com controle estrutural orientando as cristas runeiformes, no sentido NNW. Os vales são encaixados e as vertentes abruptas, e nos topos das serras é possível encontrar grandes superfícies aplainadas sobre os quartzitos (Batista et al., 1985) (figura 22).

Figura 20: Perfil geomorfológico da área do estudo.

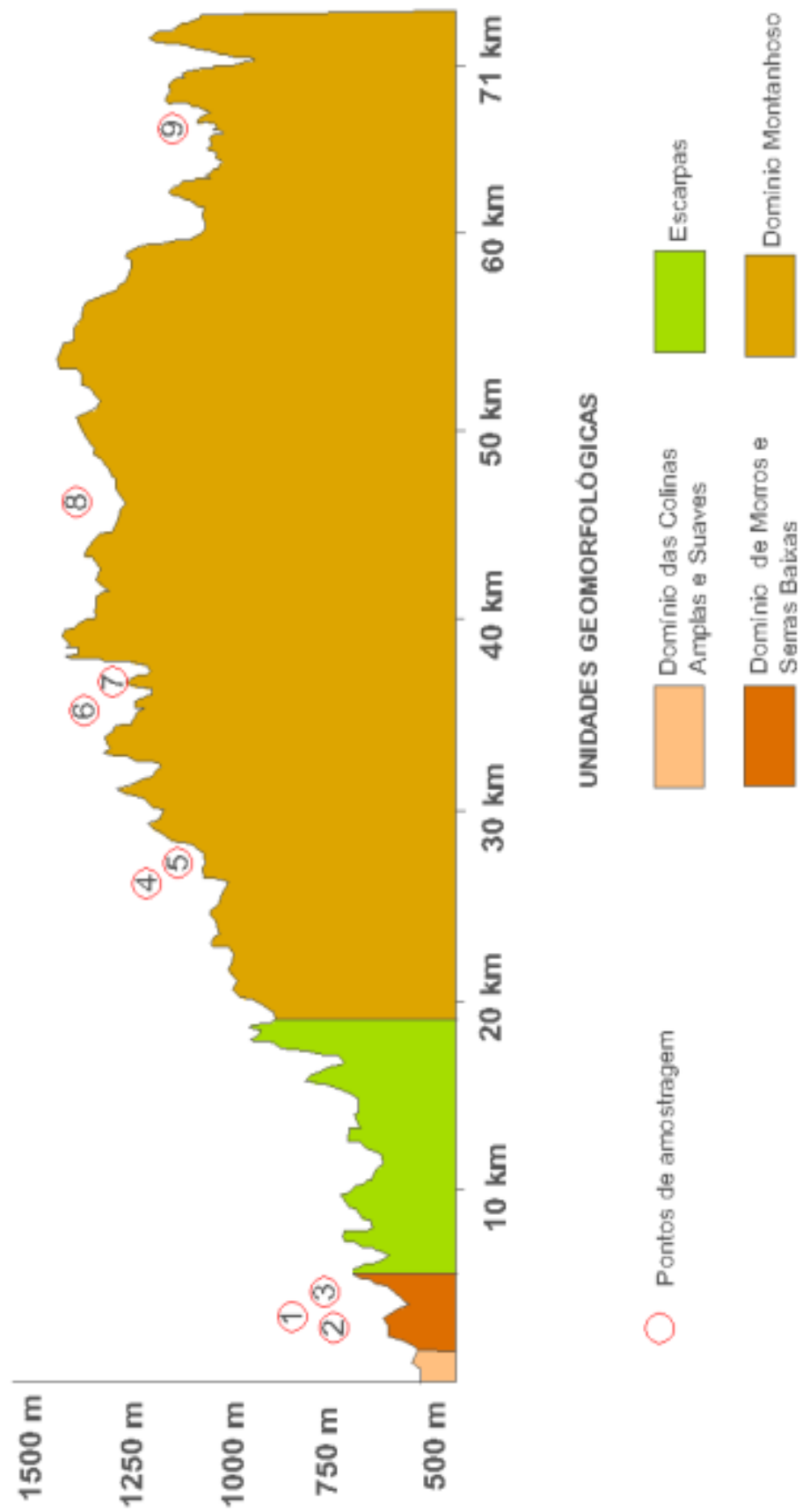




Figura 22: Superfície aplainada no alto da Serra do Espinhaço, próximo a Quartéis. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)

Na região cárstica carbonática, entre Santo Hipólito, Monjolos e Rodeador, o relevo é elaborado sobre rochas carbonáticas muito solúveis que favorecem o desenvolvimento do Domínio de Morros e Serras Baixas (figuras 19 e 20), com altitudes entre 520 a 800 m (figura 21), colinas amplas e suaves e superfícies aplainadas características dessa litologia (Guimarães et al., 2011).

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. O endocarste é bem desenvolvido e marcado por cursos d'água subterrâneos e sistemas com cavernas (Guimarães et al., 2011).

Duas grandes unidades geomorfológicas se destacam na área de estudo, os Planaltos Residuais do São Francisco e as Superfícies Aplainadas da Depressão Periférica do São Francisco, conforme descrito por Guimarães (2012):

Planaltos Residuais do São Francisco

Formado por planaltos residuais resultante do contato entre as superfícies de aplainamento da Depressão Periférica com o embasamento carbonático da Formação Lagoa do Jacaré. Essa unidade é desenvolvida sobre extensas áreas da bacia sedimentar sobre rochas

areníticas, ardósia, metassiltito e calcário, além de trechos do maciço antigo sobre rochas quartzíticas. As principais morfologias são caracterizadas por colinas com vertentes ravinadas e vales encaixados. Os planaltos estão situados entre as cotas 530 a 850 m (figura 21), e são cortados pelos rios Pardo Grande e Pardo Pequeno, de leste para oeste, até desaguarem no Rio das Velhas, em Santo Hipólito.

Nessa unidade, próximo a região da Serra do Rodeador, da Fazenda Velha e de Monjolos, existe uma grande concentração de feições cársticas, como paredões, dolinas, possível poljé fossilizado (figura 23), uválas, sumidouros, ressurgências, lagoas temporárias e maciços calcários entremeados por cavernas (figura 24).



Figura 23: Possível poljé fossilizado desenvolvido na região de Rodeador – MG.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)

Superfícies Aplainadas da Depressão Periférica do São Francisco

Trata-se de superfícies elaboradas por processos de desnudação periférica relacionados à drenagem do rio São Francisco, desenvolvidas sobre ardósia, metassiltito e calcários. A morfologia típica dessa unidade é caracterizada por:



Figura 24: Serra de Rodeador; maciço calcário com paredões entremeados por inúmeras cavernas. Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)

- Superfície aplainada correspondente a formas elaboradas por processos de aplainamento;
- Superfície ondulada em depressão, resultantes do processo de escoamento superficial, concentrado na superfície aplainada;
- Planície fluvial, caracterizada por terraços e áreas sujeitas a inundação;
- Planície fluvial e cones de detritos.

Nesta unidade as feições cársticas encontradas são principalmente um possível poljé fossilizado (figura 25), as dolinas e os humes⁷, na zona de contato dos calcários da Formação Lagoa do Jacaré com as rochas do Supergrupo Espinhaço, e uválas na Formação Serra de Santa Helena.

⁷ Segundo Kohler (2005), humes são morros testemunhos isolados.



Figura 25: Possível Poljé fossilizado desenvolvido no contato entre a Serra do Espinhaço e a Depressão Sanfranciscana. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)

5.5. Vegetação

Entre outros fatores, o intemperismo do solo também é influenciado pela ação dos vegetais, seja pelo aspecto físico, como pelas pressões exercidas pelas raízes durante o desenvolvimento do vegetal, ou pelas alterações químicas. Os principais agentes do intemperismo químico são a água, o oxigênio e o gás carbônico, os quais atuam isolados ou simultaneamente, e determinam as modificações químicas nos constituintes mineralógicos das rochas (Valente, 2009).

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). Assim, as diferentes formações vegetacionais contribuem e interagem de forma distinta com os solos e, conseqüentemente, em sua evolução, bem como no desenvolvimento do carste, seja ele carbonático ou silicatado.

Na região das rochas siliciclásticas a vegetação da Serra do Espinhaço reflete uma associação entre fatores edáficos e climáticos. Seus solos, no geral, são pobres em nutrientes e ricos em alumínio trocável, devido, sobretudo, às rochas associadas, principalmente os quartzitos. Os solos desses ambientes são rasos e com muitos afloramentos rochosos, sendo comuns perfis que apresentam apenas uma camada orgânica sobre a rocha, sustentando uma vegetação graminóide e/ou subarbustiva (Valente, 2009).

Em algumas áreas, onde os solos são mais profundos com textura média, favorecidos pelo controle estrutural, mas ainda distróficos, o horizonte A é mais espesso e rico em matéria orgânica. 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 (figura 26) 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 26: Campo limpo próximo a Quartéis, região de Conselheiro Mata – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)

Já Tunes & Amparo (2009), trabalhando na região, identificaram cinco tipos principais de vegetação, associadas ao uso e ocupação do solo:

1. Áreas desnudas em altitudes elevadas com a presença de afloramentos rochosos, apresentando, ou não, cactáceas;
2. Ilhas de vegetação densa associadas às matas de várzea; secundariamente, mata ciliares acompanhando drenagens que fazem transição com o cerradão;
3. Cerrado típico;
4. Pastagem, resultado da retirada da vegetação original;
5. Turfeiras, características das planícies alagadas.

A vegetação da região cárstica apresenta fitofiosomias em comum com a área das rochas siliciclásticas, quando as condições ambientais se assemelham. Nesta, existem dois domínios fitogeográficos, o Cerrado e a Mata Atlântica, contando ainda com a presença de enclaves de vegetação semelhante à caatinga, junto às áreas dos afloramentos (FIBGE,1992).

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.

As formações savânicas estão representadas principalmente pelo Cerrado sentido restrito naquelas áreas mais aplainadas, com solos mais ácidos e/ou alumínicos. As formações campestres mais comuns são os Campos Rupestres, presentes principalmente nos lapiás, com muitas cactáceas e espécies espinhosas e Campos Limpos, comuns nas lagoas perenes ou temporárias, ou com restrição do desenvolvimento radicular (FIBGE, 1992, Rizzini, 1997, Piló, 1998, Henriques JR, 2006, Sano et al, 2008).

5.6. Solos

Conforme o Mapa de Solos elaborado por Guimarães (2012), os solos identificados na região das rochas carbonáticas entre Monjolos – Rodeador - MG foram: NEOSSOLOS LITÓLICOS, NEOSSOLOS FLÚVICOS, CAMBISSOLOS, ARGISSOLOS e LATOSSOLOS. Além disso, também foram identificados em trabalho de campo na área, VERTISSOLOS associados às dolinas, ORGANOSSOLOS e GLEISSOLOS, em áreas com drenagem restrita.

Para a área das rochas siliciclásticas, o trabalho de mapeamento de solos no alto curso do rio Pardo Pequeno, realizado por Santos (2012), corrobora com 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. Além desses, a partir de trabalhos de campo, também foram observados NEOSSOLOS FLÚVICOS e ORGANOSSOLOS.

Classes de solos identificadas na área do estudo (Oliveira et al., 1992 e IBGE, 2007, Embrapa, 2013)

NEOSSOLOS – São solos minerais ou orgânicos, pouco desenvolvidos, sem a formação do horizonte B, ou em fase inicial de desenvolvimento, devido à baixa atuação da pedogênese, não levando a modificações expressivas do material de origem.

- **NEOSSOLOS LITÓLICOS** – São solos que apresentam horizonte A ou hístico, assentado diretamente sobre a rocha ou sobre, horizonte C, Cr, devendo apresentar contato lítico típico ou fragmentário dentro de 50 cm da superfície do solo.
- **NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS** - Classe de solo com horizonte A assentado diretamente sobre o horizonte C, sem contato lítico dentro de 50 cm de profundidade. São solos de textura arenosa, essencialmente quartzosos.

- **NEOSSOLOS FLÚVICOS** – Solos derivados de sedimentos aluviais com horizonte A assente sobre camada ou horizonte C, com caráter flúvico dentro de 150 cm de profundidade.

ORGANOSSOLOS – São solos de origem orgânica, provenientes de acumulação de restos vegetais em variado grau de decomposição, com a presença de horizonte O ou H hísticos, que ocorrem nas porções mais baixas e mal drenadas do relevo, ou em ambientes úmidos de altitude elevadas.

GLEISSOLOS – Solos minerais hidromórficos, desenvolvidos em várzeas ou planícies aluvionais. São caracterizados pela forte gleização favorecida pelo ambiente redutor, com muita deficiência ou ausência de oxigênio, que provoca a solubilização do ferro, e que lhe confere cores acinzentadas, azuladas ou esverdeadas.

VERTISSOLOS - Solos minerais comuns em dolinas nas áreas carbonáticas. Apresentam forte mudança de volume com o aumento de umidade do solo, fendas profundas na época seca, e slikensides – superfícies de fricção, na época chuvosa. Essas características são resultado da movimentação da massa do solo que se expande quando úmido e se contrai e fendilha quando seco, devido à presença de argilas expansíveis.

CAMBISSOLOS – São solos pouco evoluídos, com a presença do horizonte B incipiente, com grande variação de características, devido à diversidade do material de origem, relevo e clima, conforme o local de sua ocorrência.

ARGISSOLOS - São solos evoluídos com a presença de horizonte B textural abaixo do A ou E, com um evidente incremento de argila resultado de translocação.

LATOSSOLOS – Solos muito evoluídos com a presença de horizonte B latossólico, com avançado grau de intemperismo, destituídos de minerais primários ou secundários menos resistentes. No geral, os latossolos apresentam baixa capacidade de troca catiônica e são normalmente ácidos, com baixa saturação por bases, distróficos e/ou alumínicos.

6 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1. Morfologias e processos Cársticos

Como primeiro aspecto observável entre o carste carbonático e o siliciclástico tem-se as morfologias, do exocarste, endocarste e criptocarste. O carste desenvolvido em litologias diferentes apresenta morfologias semelhantes, o que é um dos elementos para indicar que os processos atuantes também o são, mesmo em escalas diferenciadas. Nos dois ambientes é possível encontrar cavernas, kamenitzas, lapiás e karrens entre outras formas (figuras 27, 28, 29 e 30).

De acordo com Auler et al. (2005), as feições do carste vão se diferenciar conforme o ambiente de formação. As morfologias do exocarste, como caneluras, pontões e alvéolos, entre outros, cujo conjunto entende-se por lapiás, são resultado do intemperismo químico das águas de precipitação e das drenagens em superfície. O criptocarste, por sua vez, terá sua morfologia influenciada pelos solos ou sedimentos sobrepostos a ele, apresentando formas arredondadas.



Figura 27: À esquerda, lapiás desenvolvidos em rochas siliciclásticas na região de Curralinho, MG; à direita, lapiás desenvolvidos em rochas carbonáticas na região de Rodeador, - MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011).



Figura 28: À esquerda, kamenitza em rocha siliciclástica na região de Curralinho, MG; à direita kamenitza em rocha carbonática na região de Rodeador - MG (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011).



Figura 29: À esquerda, possível poljé em rocha siliciclástica região de Diamantina - MG; à direita, poljé fossilizado no contato das rochas carbonáticas com as siliciclásticas, região de Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011).



Figura 30: À esquerda, Gruta Monte Cristo, formada em rocha siliciclástica na região de Diamantina - MG; à direita Gruta Pau-ferro, formada nas rochas carbonáticas, região de São Hipólito – MG (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011).

Os processos de dissolução podem ser notados tanto nos karrens, resultado da ação direta da água sobre a rocha, como na dissolução periférica das kamenitzas, ou em pontes residuais e alvéolos formados no quartzito (Vasconcelos, 2011; Vasconcelos et al., 2013) (figura 31).

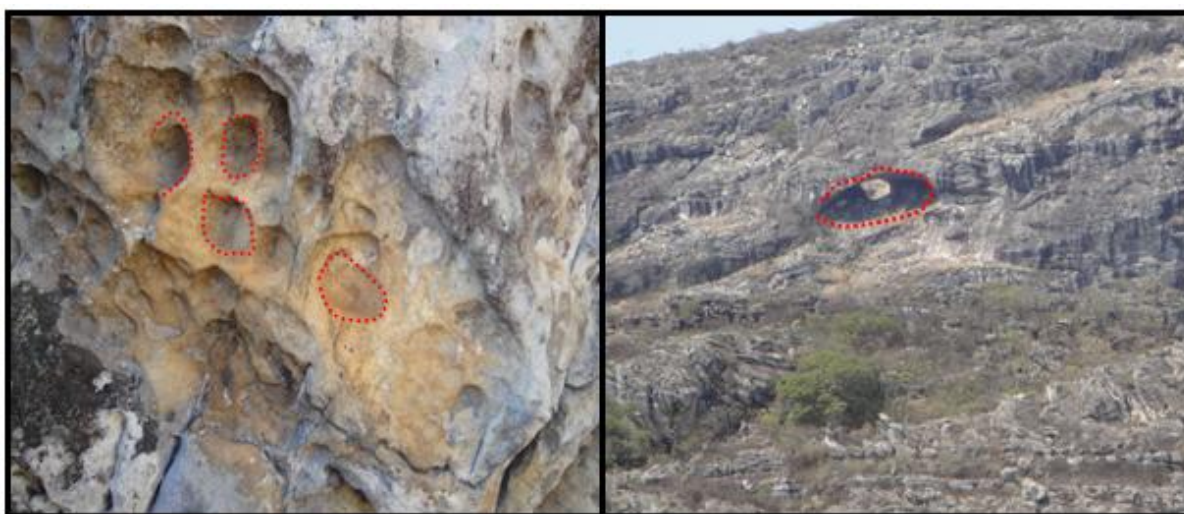


Figura 31: À esquerda, alvéolos resultantes de dissolução em quartzito, região de Curralinho – MG; à direita, ponte residual próximo a Lapa da Doida, região de Diamantina – MG. (Vasconcelos, 2013)

Pela observação em campo, nota-se que a diferença principal quando compara-se as morfologias, em ambas as litologias nas áreas do estudo é que normalmente, nas rochas carbonáticas, há mais densidade e desenvolvimento das formas, o que decorre do fato da maior solubilidade destas, enquanto nas rochas siliciclásticas, a dissolução é muito mais lenta. Além disso, a dissolução da sílica, que se dá principalmente por meio da hidrólise, gera o ácido silícico, muito mais fraco que o ácido carbônico e, conseqüentemente,

envolverá no processo, uma água de acidez leve e com baixo poder de solubilização (Martini,1984; Krauskopf, 1972).

Devido à baixa taxa de dissolução da sílica, em ambientes com domínio dessas rochas, as fraturas (figura 32) desempenham papel importante, não como determinantes para formação do carste, já que ele é formado necessariamente pela interação entre os processos geoquímicos e hidrodinâmicos, mas pelo fato de que a água aproveita esses “caminhos” para promover a dissolução (figura 33). Nesse caso, a água se infiltra por lineamentos estruturais e planos de acamamento, possibilitando a dissolução da sílica ao longo das arestas intergranulares, transformando aos poucos a rocha em material friável, mais permeável e poroso. Tal processo continua lentamente, até que a coesão diminua permitindo assim a remobilização mecânica do material intemperizado (Martini, 1984).



Figura 32: Pequena fratura no teto da Gruta Monte Cristo por onde a água infiltra no substrato rochoso, dando início ao processo de alteração.(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2014)

Enquanto em ambientes carbonáticos, o processo geoquímico é o dominante e responde pela maior parte da remoção por solubilidade do material decorrente da carstificação. Nas rochas ricas em sílica, a remobilização mecânica das partículas sólidas é determinante para formação do endocarste (Ford & Williams, 2007).



Figura 33: Kamenitzas e karens desenvolvidos em quartzito aproveitando estrutura da rocha como eixo preferencial de dissolução, região próximo à Lapa da Doida, Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

Já no domínio do criptocarste, as morfologias características aparecem nos dois ambientes, como resultado principalmente de exumação, e ambas apresentam formas suaves e arredondadas (figuras 34 e 35), o que demonstra o tempo recente que foram expostas à superfície, em alguns casos já começam a sofrer influência das intempéries, dando início à formação de karrens na rocha (figura 36).



Figura 34: Rocha calcária com formas arredondadas características do criptocarste exumado nas proximidades da Gruta Pau-ferro, Rodeador - MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)



Figura 35: Quartzito com morfologia arredondada característica do criptocarste, em frente à Lapa da Doida, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2014)



Figura 36: Rocha calcária com início de formação de karrens, mas ainda com formas suavizadas e arredondadas características, do criptocarste. Curral de Pedras, em Lagoa dos Patos, MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)

6.2. Caracterização dos pontos de coleta dos solos

6.2.1. Solos desenvolvidos em rochas carbonáticas

Todos os solos coletados sobre as rochas carbonáticas fazem parte do Supergrupo São Francisco, Grupo Bambuí, Formação Lagoa do Jacaré, sendo o perfil 1 (figura 37) desenvolvido sobre metapelito em uma área de transição muito próxima a calcários e dolomitos, o que influencia sua mineralogia. Os demais solos são formados sobre rocha calcária. Segundo Dardene (1978), esta região apresenta espessas camadas de calcário cinza escuro, ricos em matéria orgânica e pirita, eventualmente intercalados desde finas camadas até espessos pacotes de rochas pelíticas cinza-esverdeada, siltitos e margas (Bacellar, 1989). De acordo com descrição a lâmina, o metapelito coletado apresenta baixo grau de metamorfismo, estrutura laminada composta essencialmente por quartzo e mica, e granulometria fina (figura 38).



Figura 37: perfil 1 - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico, antiga estrada de Ferro, região de Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)

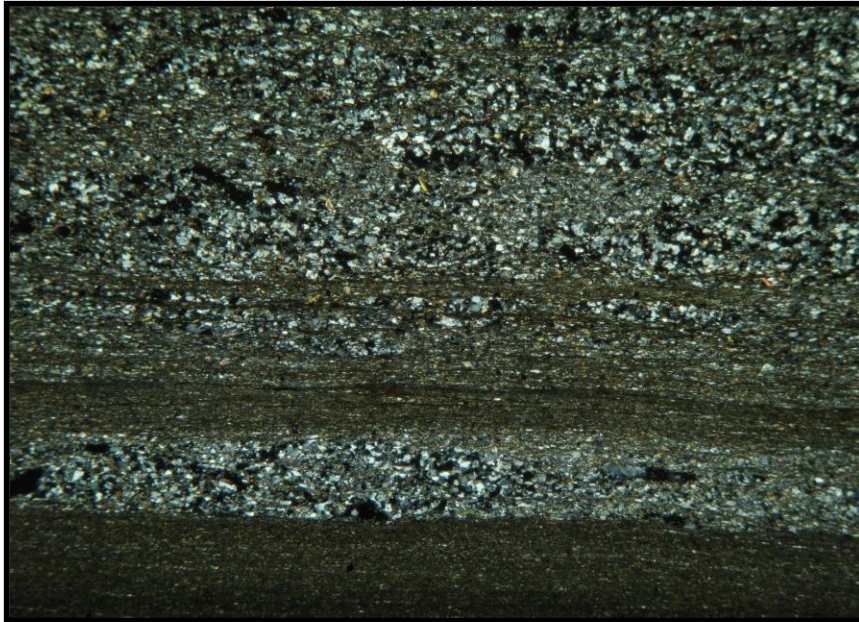


Figura 38: Lâmina petrográfica da amostra de rocha do perfil 1 – metapelito.

No perfil 1, o solo apresenta coloração vermelho-amarela, matiz 5YR, mostrando a presença de hematita e de goethita, indicando uma drenagem intermediária quando da formação desses óxidos. O perfil 2 (figura 39) apresenta cores variando entre o amarelo (bruno, 7,5YR 4/4) no horizonte A e o vermelho-amarelo (5YR 4/6) no horizonte B (tabela 2) indicando a maior presença de goethita e uma possível lentidão da drenagem na sua formação (Resende et al., 1997), visto que trata-se de um perfil pouco espesso, assentado sobre o maciço do Rodeador (figura 40) com a rocha limitando a infiltração da água. A cor burnada se deve ao fato da maior presença de matéria orgânica no horizonte A, que tende a se acumular em função da complexação dos carbonatos pelos ácidos orgânicos, dificultando sua remoção Lynch (2009). O perfil 3 se difere pelas condições de hidromorfismo, com horizonte A bruno muito escuro (7,5YR) devido à presença da matéria orgânica que se acumula em função da estagnação da água. Percebe-se a similaridade entre os perfis em relação à cor, condizente com a litologia da região. A cor denota outro aspecto importante referente ao processo de carstificação, onde as cores tendem para o amarelo e mostram uma drenagem deficiente, podem indicar que o solo funcionava como uma bacia de retenção de água, possibilitando o maior contato desta com a rocha e maior tempo para os intercâmbios geoquímicos, formando raízes de introdução, presentes nos perfis 1 e 2 (figura 41).

Tabela2 – Características morfológicas dos solos originados de rochas carbonáticas

Horiz.		Cor		Estrutura	Consistência			Textura g/kg				Classe Textural	S/A
Simb.	Prof. cm	U	S		S	U	Md	Ag	Af	S	A		
Perfil 1 – CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico													
A	0 - 39	5YR 3/4Bruno avermelhado escuro	7,5YR 5/4 YR Bruno	3 M BS	LD/D	mFr	PI Pe	50	50	500	400	Franco-argilo-siltosa	1,25
Bi	39 - 70	5YR 4/6 Vermelho-amarelado	5YR 5/6 Vermelho-amarelado	2/3 P BA/BS	LD	mFr	mPl Pe	40	40	550	370	Franco-argilo-siltosa	1,48
C	70 - 170+	na	na	na	na	na	na	30	70	560	340	Franco-argilo-siltosa	1,64
Perfil 2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico léptico													
A	0-17	7,5YR 4/4 Bruno	7,5YR 4/6 Bruno forte	3 P Gr	LD	mFr	mPl Pe	80	60	540	320	Franco-argilo-siltosa	1,69
B	17 - 50	5YR 3/4Bruno avermelhado escuro	7,5YR 4/6Bruno avermelhado escuro	3 M BS	LD	mFr	mPl Pe	70	60	540	330	Franco-argilo-siltosa	1,64
Perfil 3 – GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico													
A	0 - 30	7,5YR 2,5/2 Bruno muito escuro	na	3 M Gr	MD	Fr	PI Pe	80	350	290	280	Franco-argilosa	1,04
C	30+	5YR 3/1 Cinzento muito escuro	na	Gs	na	na	na	330	520	70	80	Areia Franca	0,88

Simb. – símbolo; Horiz.- horizonte; Prof.- profundidade; S – seco; U – úmido; Md- molhado; Ag – areia grossa; Af – areia fina; S – Silte; Arg – argila, S/A – relação silte/argila; na – não se aplica.

Estrutura: 1- fraca; 2- moderada; 3- forte

mP – muito pequena; P – pequena; M – média; G – grande.

Gs- grão simples; Gr – granular; BA – blocos angulares; BS – blocos subangulares.

Consistência: LD – ligeiramente duro; D – duro; MD – muito duro;

Fr – friável; mFr – muito friável; PI – plástico; mPL- muito plástico; LPe – ligeiramente pegajoso; Pe – pegajoso

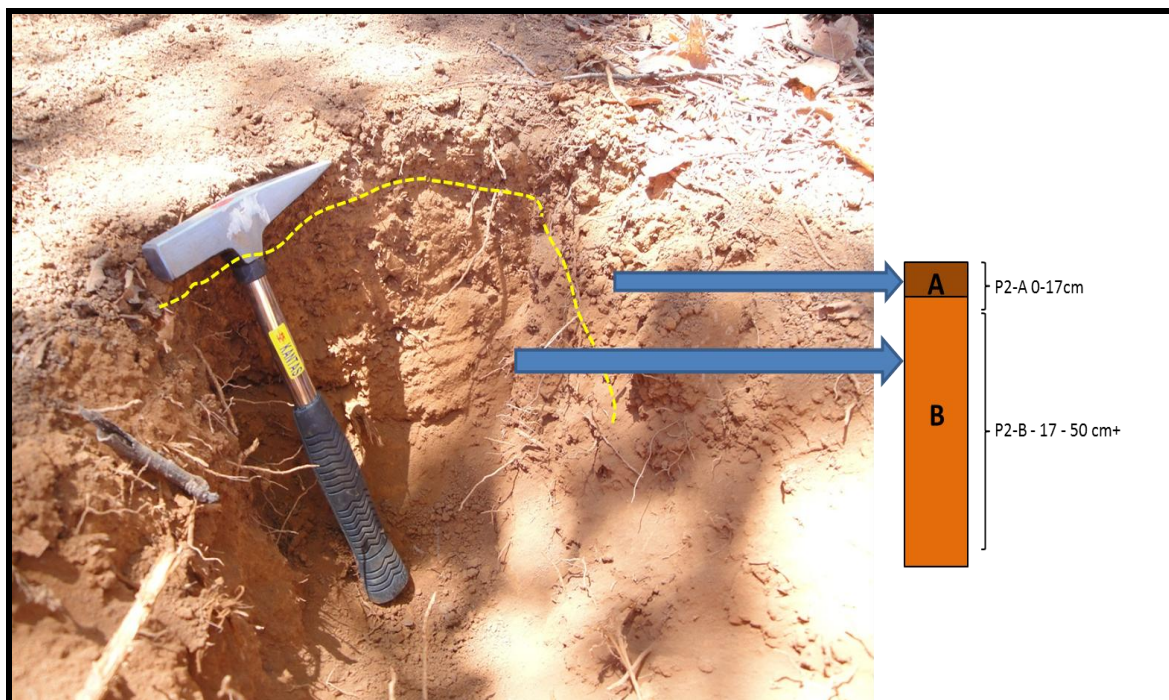


Figura 39: Perfil 2 - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico léptico sobre o maciço do Rodeador, região de Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 40: Área de coleta de solo, perfil 2 topo do maciço do Rodeador, Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 41: À esquerda, raiz de introdução próxima ao perfil 1; à direita, raiz de introdução próxima ao perfil 2, ambas em Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012).

Os perfis 1 e 2 apresentam textura franco-argilo-siltosa em todos os horizontes (tabela 2), o que corrobora com o estágio incipiente de evolução dos solos. O perfil 3, por se tratar de uma depressão (figura 42), recebe os materiais mais finos do entorno, por isso, seu horizonte A é franco-argiloso. Porém, ao contrário do que se esperava, o horizonte C apresenta-se arenoso. Tal fato pode estar relacionado à sua posição na paisagem, próximo ao nível de base local, que favoreceria a deposição de material fluvial, já que o ribeirão das Varas se encontra próximo do perfil, ou seja, o local pode ser um leito pretérito do rio, ou um terraço. A relação silte/argila, em todos os casos, superiores a 1 (com exceção do horizonte C do perfil 3, onde essa relação não se aplica, por ser arenoso), também comprova o baixo grau de intemperismo desses solos. A presença de argila e da matéria orgânica favorece a formação de agregados gerando estrutura. No perfil 1, onde o teor de matéria orgânica é mais baixo que nos demais, a estrutura se desenvolve em blocos (inclusive no horizonte B) (tabela 2). Já os horizontes A dos perfis 2 e 3 (figura 43 – horizontes perfil 3), onde os teores de matéria orgânica são mais altos (93,8 e 67,2 g/kg respectivamente – tabela 3) se desenvolvem estrutura do tipo granular. Os compostos orgânicos são capazes de ligar-se com íons metálicos gerando a complexação. Esses compostos húmicos aceleram a intemperização dos minerais pela formação dos complexos com metais (Kämpf et al.,

2009b), o que pode influenciar muito a formação de raízes de introdução no criptocarste, como se observa no perfil 2 (figura 41).



Figura 42: Vista do ponto de coleta do perfil 3 – Depressão hidromórfica próximo ao maciço do Rodeador, Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 43: amostra dos horizontes do perfil 3 – Depressão hidromórfica próximo ao maciço do Rodeador, Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)

Com relação às análises químicas (tabela 3), observa-se que o teor de cálcio máximo para os solos foi de 10,2 cmol_e/dm³, inclusive para o perfil 2, originário de calcário, onde atingiu, no horizonte A, favorecido ainda pela complexação do cálcio pela matéria orgânica, presente em teores elevados nesse horizonte. Nos CAMBISSOLOS Eutróficos analisados por Oliveira (1999), o maior valor de cálcio para solos originados de calcário foi de 20,8 cmol_e/dm³, (horizonte BCv), e o menor de 1,9 cmol_e/dm³, mostrando a variabilidade desse elemento em relação ao material de origem e ambiente de formação do solo. Com relação à CTC, o perfil 1 apresenta valores mais baixos que o 2, ambos CAMBISSOLOS, ou seja, solos em estágio intermediário de evolução. A diferença nos valores da CTC é reflexo da diferença litológica, onde o metapelito que origina o perfil 1, tem menor quantidade de bases, que fazem parte do cálculo da CTC. A diferença na litologia parece também ser a explicação para a diferença na atividade da argila entre os dois perfis (Ta no perfil 2 e Tb no 1).

O pH foi em torno de 7, no perfis 1 e 2 (tabela 3), refletindo a alta saturação por bases, superior a 70% e a saturação por alumínio, zero. O perfil 3 por sua vez, teve pH mais baixo (horizonte A – 6 e B – 5), favorecido por dois fatores já recorrentes e interligados, textura arenosa quartzítica, que ao se intemperizar não disponibiliza bases para o meio, levando à baixa saturação por bases, além da acidez promovida pelo ambiente hidromórfico, com maior teor de matéria orgânica. Neto (2010) em análise de solos hidromórficos em Porto Alegre, RS, verificou que o pH de todas amostras foram baixas, em torno de 4,5, fato devido principalmente ao seu teor orgânico. Segundo Kämpf & Curi (1987), no pedo-ambiente hidromórfico, a oxidação do manganês e do ferro em função da drenagem também corrobora para o aumento da acidez, que é proporcional ao teor destes elementos.

Tabela3 – Características químicas dos solos originados de rochas carbonáticas

Horiz.	pH	P ⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+AL	SB	(t)	T	V %	m	P-				
														MO	rem	T arg.		
Simb.	Prof. cm	H ₂ O	mg/dm ³			cmol _e /dm ³						%	g/KG	mg/L	cmol _e /Kg			
Perfil 1 – CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico																		
A	0 - 39	7,02	5,2	47	na	6,15	1,22	0	3,2	7,49	7,49	10,69	70,1	0	41,8	33,8	26,73	Tb
B	39- 70	7,20	5,1	36	na	5,46	1,52	0	2,7	7,07	7,07	9,77	72,4	0	21,5	30,1	26,41	Tb
C	70- 170+	7,48	5,1	32	na	4,36	2,95	0	2,4	7,39	7,39	9,79	75,5	0	16,5	31,6	28,79	Ta
Perfil 2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico léptico																		
A	0-17	7,04	16,7	91	na	10,2	2,36	0	3,9	12,8	12,8	16,67	76,6	0	93,8	29,7	52,09	Ta
B	17 - 50	6,05	10,9	31	na	8,43	1,94	0	4,5	10,5	10,5	14,95	69,9	0	57,0	31,2	45,30	Ta
Perfil 3 – Gleissolo GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico																		
A	0 - 30	6,61	6,5	78	na	3,3	0,7	0	7,9	4,2	4,2	12,1	35	0	67,2	22,5	43,1	Ta
C	30+	5,87	6	19	na	1,5	0,3	0	5,2	1,9	1,9	7,05	26	0	19,0	39,5	88,1	Ta

Simb. – símbolo; Hor.- horizonte; Prof.- profundidade; SB – soma de bases; (t)-Capacidade efetiva de troca catiônica ; T- Capacidade de troca catiônica; V – saturação por bases;m – saturação por alumínio;MO – matéria orgânica; P-rem – fósforo remanescente; , T arg. – atividade da fração argila.

Com relação ao ataque sulfúrico (tabela 4), os solos apresentaram baixo teor de ferro, (P1- 7,73% e P2- 7,63%) mas mesmo assim relativamente altos para solos originados de rochas carbonáticas, como os observados por Oliveira (1999) e Lynch (2009), devido à presença de minerais como a magnesita, maghemita, coincidindo com as características do material de origem. O perfil 3 foi o que apresentou teor mais baixo de ferro (2,15 %) por tratar-se de um horizonte arenoso. Os teores de alumínio e sílica foram compatíveis com os demais elementos, sendo que a sílica também não atingiu valores altos, chegando ao máximo de 23% no perfil 1, o que é adequado para as rochas carbonáticas, com baixo teor desse elemento. O Ki em todos os horizontes foi menor que 2 (1,79 a 1,98), não indicando solos pouco evoluídos, como as outras análises. Isso se deve ao fato de que as rochas carbonáticas possuem baixo teor de sílica, elemento contabilizado por sua perda na equação do Ki. Os valores de TiO₂, P₂O₅ e MnO, em todos os perfis analisados, foram baixos, sempre inferiores a 10g/kg, comprovando a pobreza desses elementos no material de origem.

Tabela 4 – Ataque sulfúrico em solos formados sobre rochas carbonáticas

Horiz.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SiO ₂	Ki	Kr	
Simb.	Prof. cm	g/kg							
Perfil 1 - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico									
B	39 -70	197,2	77,3	3,8	5,9	0,4	230,3	19,8	69,3
Perfil 2 - CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico léptico									
B	17 - 50	177,9	76,3	2,1	6,9	5	188	17,9	66,8
Perfil 3 - GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico									
C	30+	69,8	21,5	1,8	5,7	-	74,5	18,1	31,9

A difratometria de raios-X mostrou a presença de minerais, que quando associados à fração argila indicam solos em estágios iniciais de desenvolvimento, como o diopsídio e a dolomita, ambos presentes nos 3 perfis, indicando tratar-se de solos jovens. O diopsídio é um piroxênio (inossilicato) calciomagnésiano, muito pouco resistente ao intemperismo, podendo chegar a compor a fração areia e silte de solos pouco intemperizados (Melo et al., 2009).

No horizonte B do perfil 1 ocorre ainda a presença de olivina (figura 44), mineral ferromagnésiano facilmente intemperizável, e um dos primeiros a desaparecer das frações areia e silte do solo (Kämpf et al., 2009a), o que indica tratar-se de um horizonte pouco evoluído, no caso, um B incipiente. A magnesita, também encontrada em todos os perfis, é um carbonato de magnésio que pode indicar zonas de metamorfismo regional ou de contato, como é o caso da região de Rodeador, contato do Supergrupo São Francisco com o Supergrupo Espinhaço, que apresenta rochas com metamorfismo (Uhlein, 1991) como o metapelito do perfil 1. No perfil 2, horizonte B, foi detectada a presença de gehlenita (figura 45), mineral aluminossilicato com cálcio e alumínio, que pode sofrer substituição isomórfica do alumínio pelo magnésio. Esse mineral é encontrado em áreas de metamorfismo dessas rochas, podendo indicar um baixo grau de metamorfismo nos calcários na região que, conforme afirmação anterior, está na zona de contato entre duas litologias. A calcita é um dos minerais primários de mais fácil intemperização em climas úmidos, e aparece no horizonte B do perfil 2, demonstrando tratar-se de um horizonte muito incipiente. O perfil 3, como os demais, apresentou a magnesita, o diopsídio e a caulinita, além da lazurita (figura 46), mineral comum em rochas calcárias submetidas a metamorfismo de contato, associado à calcita e ao diopsídio, este último, presente no perfil.

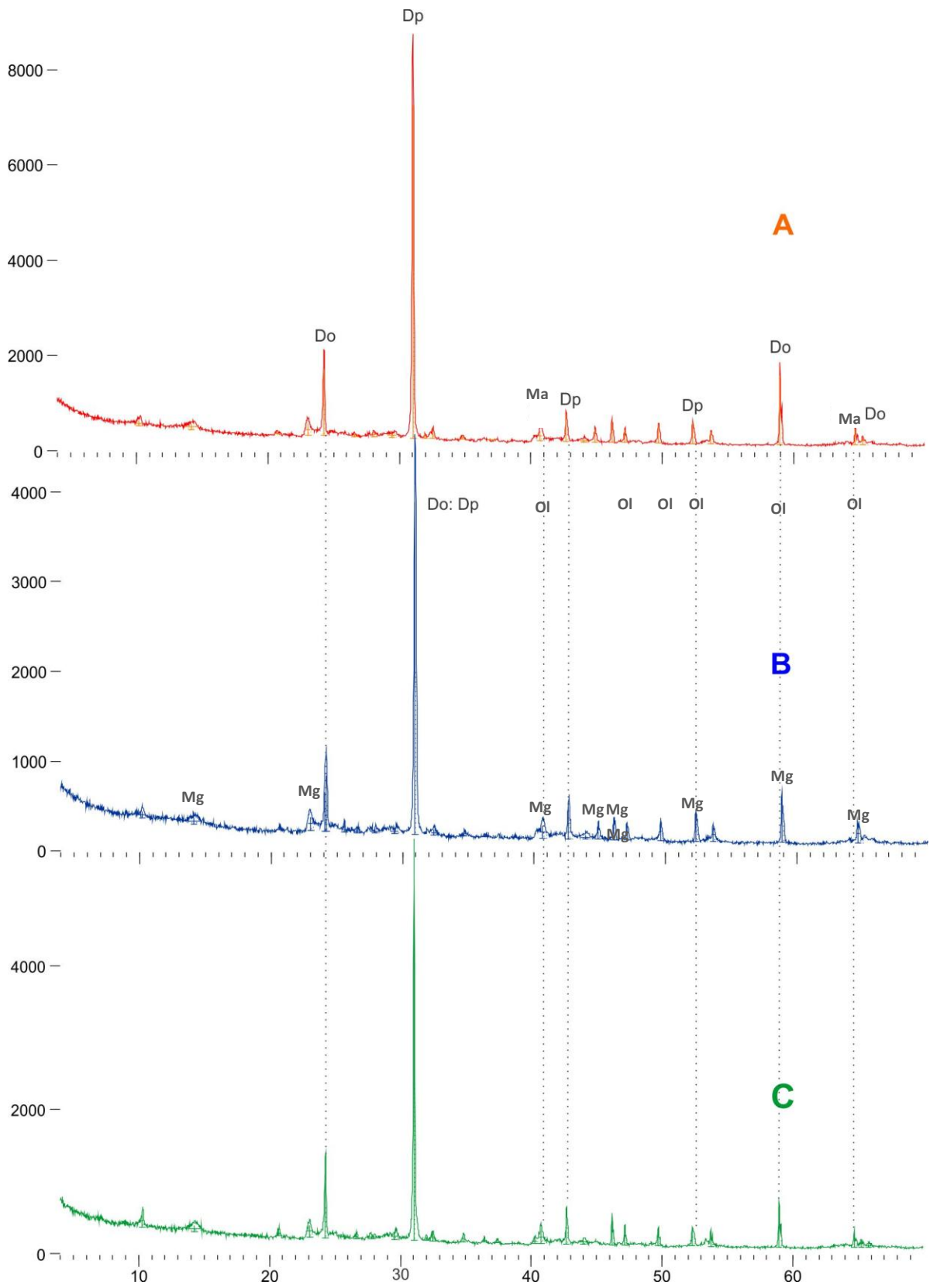


Figura 44: Difratoograma de raios-x do perfil 1. Do – dolomita; Dp – diopísídio; Ma:magnesita; Ol- olivina, Mg: maghemita. Horizontes A, B e C.

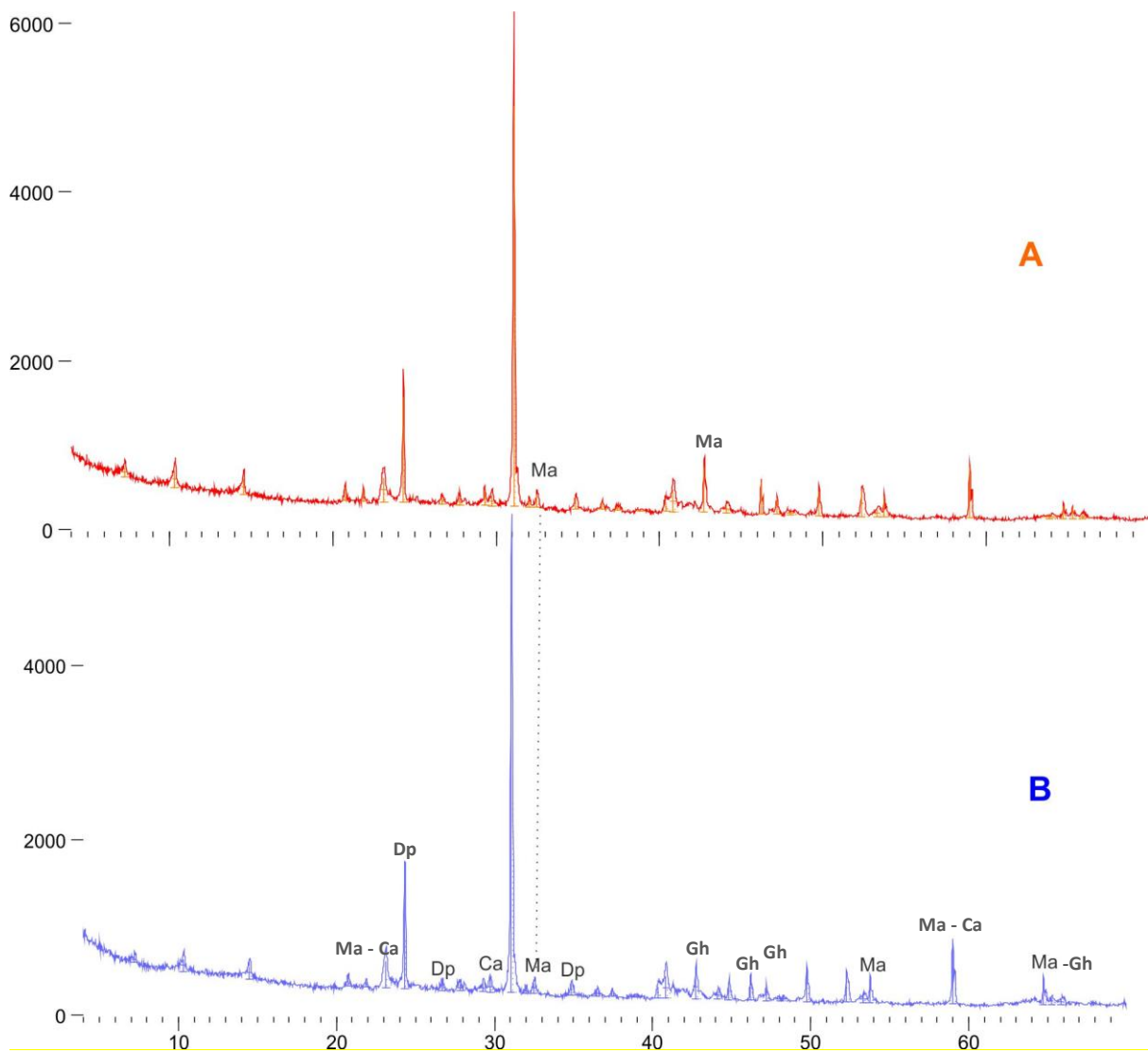


Figura 45: Difratoograma de raios-x do perfil 2 - Ma: magnesita; Ca – calcita; Dp – diopísídio; Do – dolomita; Gh – gehlenita. Horizontes A e B.

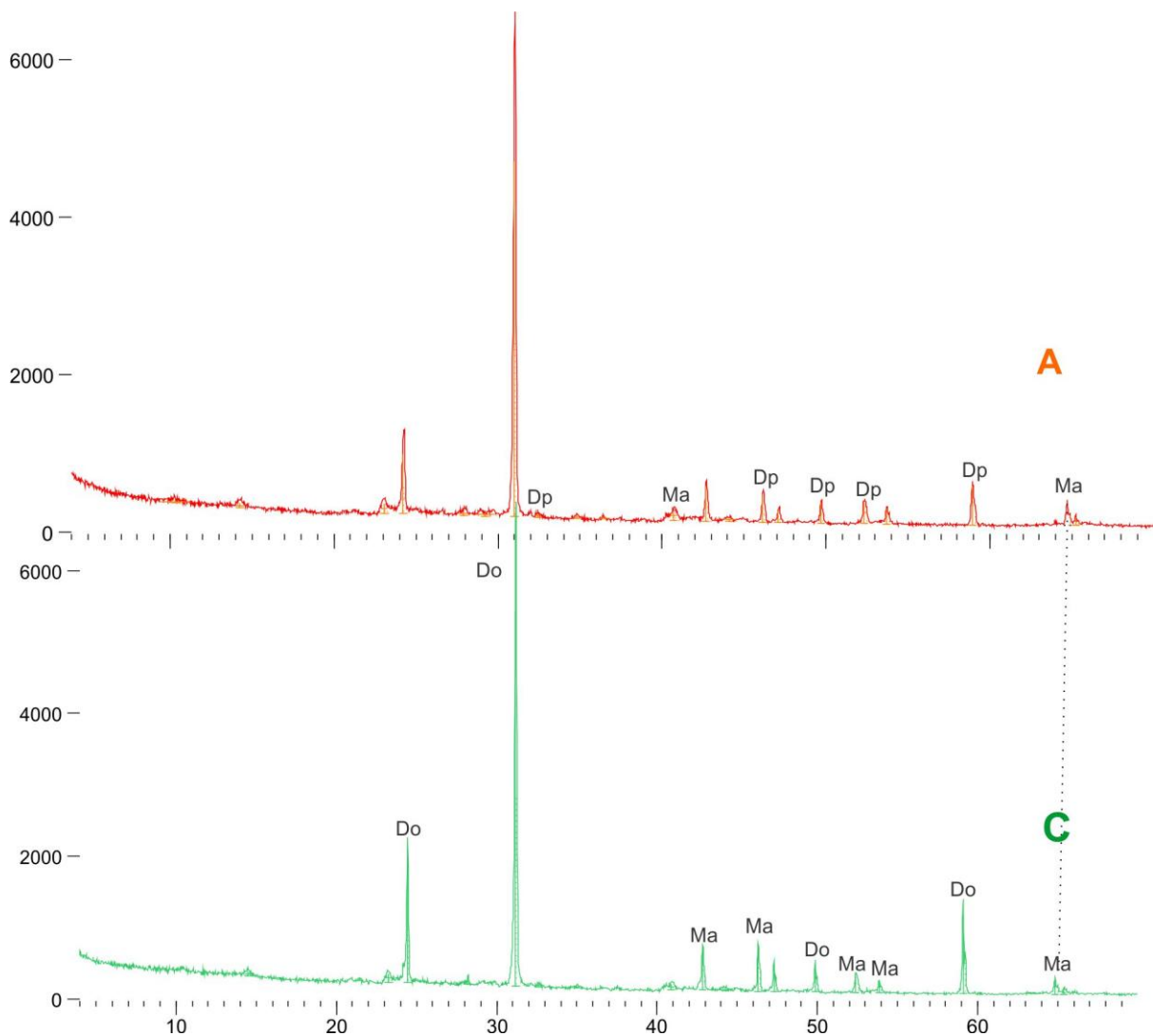


Figura 46: Difratoograma de raios-x do perfil 3. Do – dolomita; Dp – diopísídeo; Ma: magnesita. Horizontes A e C

Como esperado, a composição mineralógica dos solos formados sobre rochas carbonáticas indicou perfis pouco evoluídos, jovens, e associados a uma zona de metamorfismo com minerais ligados às rochas carbonáticas. Boa parte dos minerais é de fácil intemperização, o que demonstra que além da proximidade com a rocha, eles estão em um ambiente de drenagem lenta (relacionando esse fato à cor), o que retarda a remoção desses cátions solúveis. Esses solos em estágio intermediário de evolução, são entremeados por rochas expostas em toda a área, apresentando morfologias típicas do criptocarste, como raízes de introdução, abismos e sumidouros, como se observa nos perfis 1 e 2. Essas características são concordantes com os resultados das análises, pois os solos são mais jovens e não desenvolveram manto de intemperismo uniforme e espesso. De acordo com Rodet (2014) e Quinif (2010), para se formar carste é necessário que haja fluxo concentrado da água direcionado a um ponto. A região de Rodeador fica na Borda da Serra do Espinhaço, e

apresenta certo grau de metamorfismo, o que demonstra que trata-se de uma área cujas rochas estão sujeitas ao fraturamento, o que pode ser o potencializador para a infiltração diferencial no ambiente cárstico, como foi comprovado pelas análises mineralógicas. A água aproveita preferencialmente essas fraturas para penetrar no substrato rochoso, além é claro, da porosidade primária das rochas carbonáticas. Outro fato importante para potencializar a formação do carste é o teor de matéria orgânica mais elevado, como no perfil 2, Maciço do Rodeador, onde podem ser encontradas inúmeras cavernas. Segundo Willams (2008), o CO₂ gerado pelas bactérias, a partir da decomposição da matéria orgânica torna a água da área potencialmente ácida, favorecendo a dissolução da rocha em subsuperfície. Além disso, a ação do solo como retentor de água favorece os intercâmbios geoquímicos e a dissolução da rocha.

6.2.2. Solos desenvolvidos sobre rochas siliciclásticas

Os solos analisados no domínio das rochas siliciclásticas (perfis 4 a 8) são todos pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, sendo os perfis 4 e 5 do Grupo Conselheiro Mata, Formação Córrego Pereira e os demais do Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel. Apesar da diferença geológica, litologicamente são muito parecidos, pois todos os perfis estão sobre quartzito, sendo que as litologias da Formação Galho do Miguel são consideradas mais puras. Mesmo assim, as análises petrográficas indicam que quartzitos como os da Formação Córrego do Pereira, também apresentaram alto teor de quartzo. Pela descrição, identificou-se no perfil 4 e 5, quartzito mal selecionado, com contatos irregulares e poligonais entre os grãos, textura granoclástica, com abundância em quartzo e no máximo, 5% de micas (figura 47).

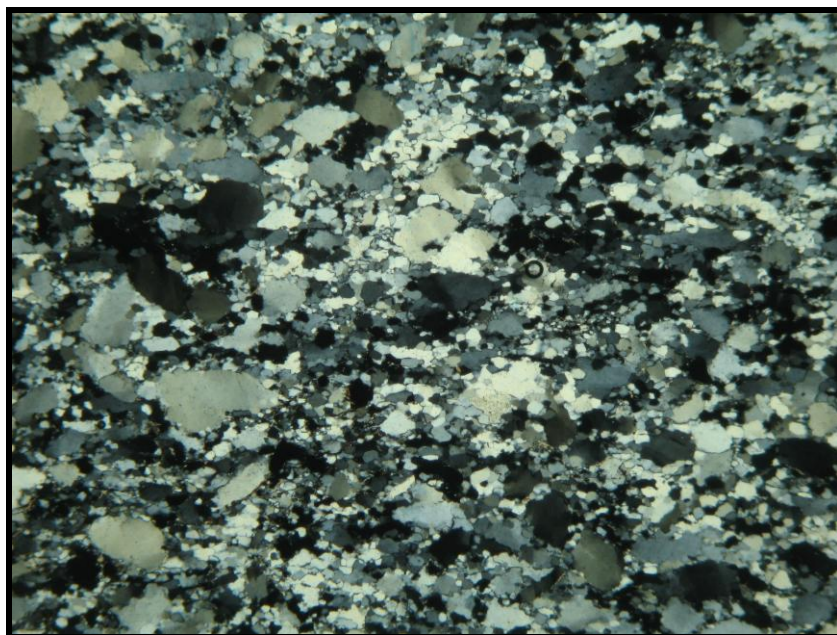


Figura 47: Lâmina petrográfica da amostra de rocha dos perfis 4 e 5 – Quartzito.

São solos bastante uniformes quanto à coloração, apresentando quase sempre horizonte A preto, em função do teor de matéria orgânica, em contrastes com horizonte C, cinza a branco, característico da areia quartzítica (tabela 5). As variações acontecem quando o teor de ferro torna-se um pouco maior, como no perfil 8 (figura 48), indicando a predominância da hematita, e um ambiente de boa drenagem. Nos saprólitos mais próximos ao material de origem, nota-se sempre uma alternância entre as cores amarela (presença marcante da goethita quando da sua formação) e branca (figura 49),

Tabela 5 – Características físicas e morfológicas dos solos originados de rochas siliciclásticas

Horiz.		Cor		Estrutura	Consistência			Textura g/Kg				Classe	S/A
Simb.	Prof. Cm	U	S		S	U	M	Ag	Af	S	A	Textural	
Perfil 4 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico													
A	0 - 16	10YR 2/1 Preto	10YR 2/2 Bruno muito escuro	1 G Gr	Ma	mFr	nPl nPe	240	560	150	50	Areia Franca	3
B	16 - 33+	2,5YR 5/1 Cinza	na	Gs	S	S	nPl nPe	470	470	70	10	Areia	7
Perfil 5 - NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico													
A	0-24	5Y 3/1 Cinza muito escuro	5Y 4/1 Cinza escuro	1 M BS	Ma	mFr	nPl nPe	200	580	140	80	Franco-arenosa	1,75
Perfil 6 - NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico													
A	0 – 8	5Y 4/1 Cinza escuro	na	1 M BS	Ma	mFr	nPl nPe	37	570	30	30	Areia	1
Perfil 7 – GLEISSOLO HÁPLICOS Ta Distrófico típico													
A	0-11	2,5YR 2,5/1 – Preto	na	1 G BS	Ma	mFr	nPl nPe	18	710	70	40	Areia	1,75
C	11 - 34	2,5YR 5/1 – Cinza	na	Gs	S	S	nPl nPe	17	710	80	40	Areia	2
Perfil 8 - NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênicos													
A	0 - 8	7,5YR 5/4 Bruno avermelhado escuro	na	1 G Gr	Ma	mFr	nPl nPe	110	580	160	150	Franco-arenosa	1,07
C1	8 - 50	10YR 8/3 Amarelo	ni	Maciça	Ma	mFr	nPl nPe	130	580	210	80	Franco-arenosa	2,63
C2	50 - 118+	5Y 8/4 Amarelo	ni	Maciça	Ma	mFr	nPl nPe	100	700	180	20	Areia Franca	9

Hor.- horizonte; Prof.- profundidade; Ag – areia grossa; Af – areia fina; S – silte; Arg – argila; S/A – relação Silte/argila; ni – não se aplica; **Estrutura:** 1- fraca; 2- moderada; 3- forte; mP – muito pequena; P – pequena; M – média; G – grande; Gs- grão simples; Gr – granular; BA – blocos angulares; BS – blocos subangulares; **Consistência:** LD – ligeiramente duro; D – duro; mD – muito duro; S – solto; Ma – macio; Fr – friável; mFr – muito friável; Pl – plástico; mPL- muito plástico; nPl – não plástico; LPe – ligeiramente pegajoso; Pe – pegajoso; nPe – não pegajoso. Na – não se aplica.



Figura 48: Perfil 8, NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênico, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)



Figura 49: Saprolito de quartzito ferruginoso onde se observa a alternância entre as cores branco e amarelo. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

apresentando, ainda, características específicas da rocha. Esse perfil se localiza próximo à área de contato com a formação Sopa-Brumadinho, onde podem ser encontrados quartzitos ferruginosos e micáceos, o que pode explicar o aumento do teor de ferro com a sua proximidade. De acordo com Oliveira et al. (1992), além da relação da cor com a composição do solo em função dos óxidos de ferro, ela demonstra também as condições ambientais, a disponibilidade hídrica, e o movimento da água no solo em função da topografia, como nos solos hidromórficos de área deprimidas muito comuns na região, com cores de branco a cinza, resultado da redução do ferro.

Os solos encontrados na área, todos rasos e jovens (A/C), refletem a baixa solubilidade da rocha associada ao relevo mais íngreme, compõe as seguintes classes: NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico (perfil 4, figuras 50 e 51), NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico (perfil 5 – figuras 52 e 53, perfil 6 – figuras 54 e 55), GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico (perfil 7, NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênico (perfil 8, figura 48). Os solos descritos na área vão ao encontro da pesquisa de Santos (2012), que encontrou na bacia do Rio Pardo, mais de 50% de afloramentos rochosos, 25% de NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS, 17% NEOSSOLOS LITÓLICO associados aos afloramentos, e 1,31% de GLEISSOLOS nas baixadas e CAMBISSOLOS. Estes solos são distróficos e de arenosos a franco arenosos (tabela 5), o que dificulta a formação de agregados, a não ser no horizonte A, favorecido pela presença da matéria orgânica; porém, geram estrutura fraca. Isto demonstra a dificuldades dos solos em reter água, o que associado ao relevo movimentado, aumenta a tendência à erosão do material, favorecendo a manutenção dos afloramentos rochosos. Essa característica impede também a formação de bacias de retenção de água no solo, dificultando a ação geoquímica da água sobre a rocha e inviabilizando a formação de pontos de introdução, importantes para o desenvolvimento do endocarste. Este deve estar ligado às fraturas nas rochas, alargadas pela ação da água que fica acumulada nas fendas, alargando-as pouco a pouco (Quinif, 2010, Rodet, 2014). Pelo alto teor de areia, a relação silte/argila e a atividade da fração argila não se aplicam neste caso.

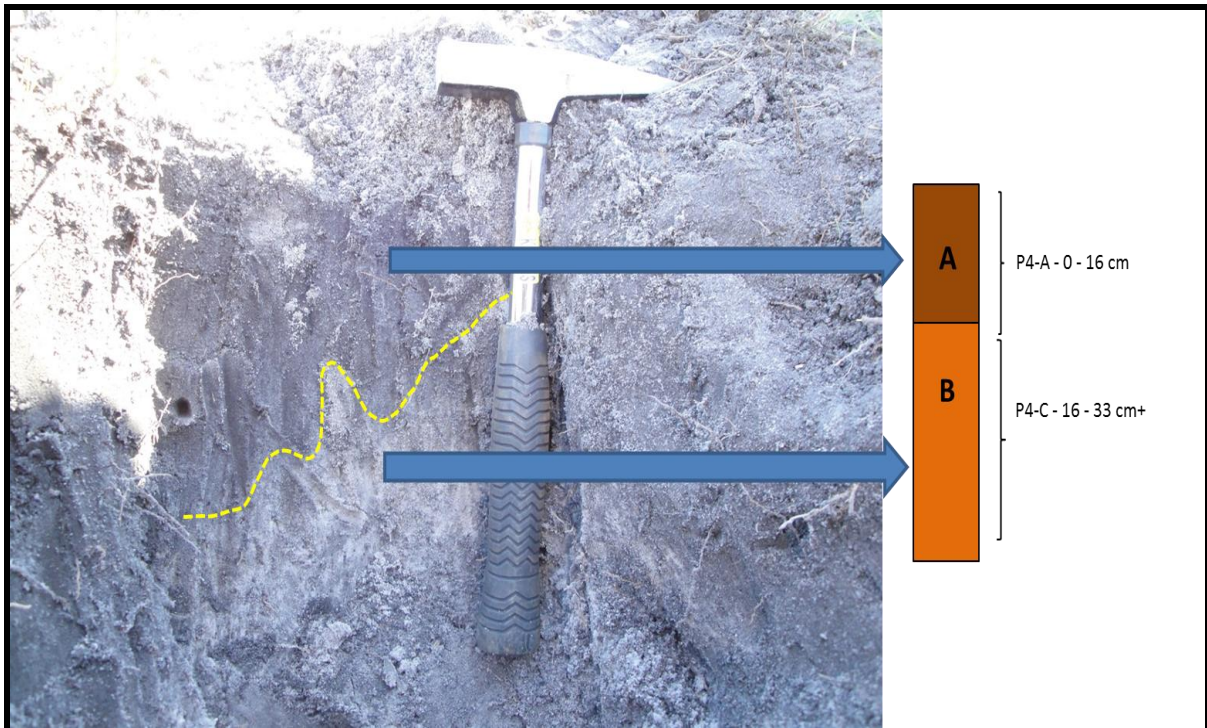


Figura 50: Perfil 4, NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 51: vista área do perfil 4, depressão fechada na região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 52: Perfil 5, NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, região de Diamantina – MG.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 53: Morfologia típica de dissolução ao lado do perfil 5, região de Diamantina – MG.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 54: Perfil 6, NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, região de Diamantina – MG.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 55: Vista do área do perfil 6, maciço rochoso, região de Diamantina – MG.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)

O teor de matéria orgânica nos perfis de 4 a 6 está entre 34 a 45 g/Kg nos horizontes A (tabela 6), sendo os que os perfis 7 e 8 são os que apresentam os menores teores, visto a quase ausência de cobertura vegetal no local. A acidez está em torno de 5, aumentando levemente em direção à rocha, o que não favorece a dissolução da sílica, afetada em pHs superiores a 9, mas já possibilita a reação da hidrólise, possível em locais com pH entre 5 e 9 (Muggler et al., 2005, Kämpf et al., 2009a). A ação da matéria orgânica em ambientes de rochas siliciclásticas desempenham papel muito importante na dissolução da rocha, visto a solubilidade do quartzo na presença de ácidos orgânicos, podendo ser 50% maior que em água pura, segundo Bennet et al. (1988).

Tabela 6 – Características químicas dos solos originados de rochas siliciclásticas

Horiz.		pH	P ⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+AL	SB	(t)	T	V %	m	P-rem		T arg.	
Simb.	Prof. Cm														H2O	mg/dm3		
Perfil 4 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico Típico																		
A	0 - 16	5,23	4,9	12	0	0,39	0,07	1,46	11,1	0,49	1,95	11,59	4,2	74,9	40,5	33,4	231,80	Ta
C	16 - 33+	5,87	4,5	3	0	0,09	0,04	0,78	5,8	0,14	0,92	5,94	2,4	84,8	8,9	47,4	594,00	Ta
Perfil 5 - NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico																		
A	0 - 24	4,99	6,6	41	0	0,13	0,1	1,66	10,5	0,33	1,99	10,83	3,0	83,4	34,2	29,7	135,38	Ta
Perfil 6 - NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico																		
A	0 - 8	5,5	6,2	17	0	0,23	0,07	0,78	10,3	0,34	1,12	10,64	3,2	69,6	43,1	53,6	354,7	Ta
Perfil 7 - GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico																		
A	0 - 11	4,79	1,1	3	0	0	0,03	0,59	2,4	0,04	0,63	2,44	1,6	93,7	19,0	49,5	61,00	Ta
C	11 - 34	5,16	0,6	1	0	0	0,03	0,1	1,4	0,03	0,13	1,43	2,1	76,9	2,5	56,2	35,75	Ta
Perfil 8- NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênico																		
A	0 - 8	5,31	0,8	7	0	0	0,03	0,59	3,5	0,05	0,64	3,55	1,4	92,2	15,2	32,6	23,67	Tb
C1	8 - 50	5,64	1,1	1	0	0,01	0,02	0,1	2,1	0,03	0,13	2,13	1,4	76,9	5,1	50,7	26,63	Na
C2	50 - 118+	5,88	0,4	0	0	0	0,02	0	0,5	0,02	0,02	0,52	3,8	0	3,8	59,6	26,00	na

Simb. – símbolo; Hor.- horizonte; Prof.- profundidade; SB – soma de bases; (t)-Capacidade efetiva de troca catiônica; T- Capacidade de troca catiônica; V – saturação por bases; m – saturação por alumínio; MO – matéria orgânica; P-rem – fósforo remanescente; ,aFA –atividade da fração argila.

Outro ponto a considerar no processo de alteração da rocha, é a presença de outros minerais mais solúveis que o quartzo na composição dos quartzitos, pois serão pontos de fraqueza preferenciais da água e ácidos orgânicos. A presença do ferro também favorece este processo (Silva, 2004), podendo também elevar as taxas de dissolução, devido ao aumento da superfície de reatividade da sílica, em função do aumento do seu potencial de ionização. Em algumas unidades da Serra do Espinhaço, podem-se encontrar quartzitos ferruginosos e notar que nesses locais os solos são pouco mais espessos, chegando a formar um percentual maior de argila (figura 56).



Figura 56: Solo originado de quartzito com colúvio em superfície composto por matriz argilosa e concreções ferruginosas, próximo ao perfil 8, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

Conforme esperado, os valores de CTC são baixos, inferiores a $11 \text{ cmol}_e/\text{dm}^3$, mas a valores próximos a $1 \text{ cmol}_e/\text{dm}^3$ (tabela 6). Os valores da CTC de um solo dependem do tipo de mineral de argila, do teor de matéria orgânica e da classe textural. As partículas menores, as argilas, apresentam uma grande quantidade de cargas e maior área superficial por massa, fazendo os solos argilosos apresentarem maior CTC, que os arenosos (Brady, 1989).

São solos com baixíssima saturação por bases, chegando ao máximo em 4,2%, visto que os minerais que compunham o material de origem, são por natureza, pobres em nutrientes. A saturação por alumínio é superior a 70%, também associada à pobreza química da rocha.

Os dados do ataque sulfúrico (tabela 7) mostram que os teores de Fe_2O_3 são muito baixos, inferiores a 10 g/Kg e quase não variam, o que está em consonância com o material de origem, quartzitos muito puros. Apenas o perfil 8 apresentou um teor um pouco mais alto (41,7 g/Kg), uma vez que, no ponto de coleta e a jusante, os solos começam a ficar vermelhos demonstrando a presença da hematita, e o maior teor de ferro nos quartzitos (figura 56). Os teores de SiO_2 são muito baixos (inferiores a 64,9 g/kg), o que ocorre pelo fato dos solos serem predominantemente arenosos (tabela 5), e portanto, este elemento se encontra formando os minerais de quartzo, presentes na fração areia que não é atacada pelo ácido sulfúrico. Apesar disso, Santos (2012) observou que há perda de Si nas águas do lixiviado, indicando a possível presença de sílica amorfa no meio.

Tabela 7- Teores de óxidos determinados pelo ataque sulfúrico e relações moleculares, em solos formados sobre rochas siliciclásticas

Horiz.	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	P_2O_5	MnO	SiO_2	Ki	Kr	
Simb.	Prof. Cm	g/Kg							
Perfil 4 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico									
C	16 - 33+	7,7	3,7	0,5	2,2	-	5,7	12,5	14,9
Perfil 5 - NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico									
A	0 - 24	20,4	9,3	1	1,6	-	26,3	21,9	27,8
Perfil 6 - NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico									
A	0 - 8	2,9	2,6	0,2	3,1	-	6,7	39,2	40,9
Perfil 7 - GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico									
C	11 - 34	4,3	1,9	0,2	1,4	150	1,2	4,7	6
Perfil 8- NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênico									
C	8 - 50	69,6	41,7	2,8	2,8	640	69,4	16,9	43,6

Pelo mesmo motivo, e tratando-se de horizontes A e C analisados, os índices de intemperismo não são condizentes com a evolução dos solos, todos muito jovens, com intemperismo muito lento, ao contrário do que o Ki demonstra. O TiO_2 e o P_2O_5 também permaneceram com valores inferiores a 10 g/Kg (tabela 7) sem alterações importantes. Já o manganês aparece nos perfis 7 (150 g/kg) e 8 (640 g/Kg). O Mn é um dos primeiros elementos a ser liberado pelo intemperismo dos minerais primários; assim, é mais comum que ocorra nos saprólitos, como no perfil 8, quartzito com maior teor de ferro, inclusive com a presença de concreções ferruginosas, que normalmente ocorrem acompanhado de manganês. Esse elemento ocorre também em ambientes com alternância de oxidação e redução (mesmo pretéritas) que afetam sua mobilidade e precipitação, além de ser uma área de sedimentação, podendo receber Mn de áreas alóctones (perfil 7- GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico, figura 57e 58) (Kämpf et al., 2009b).

As análises da área são condizentes com os estudos realizados em rochas ígneas e quartzíticas por Benites et al. (2003), que observaram que as rochas silicatadas, no geral, apresentam características comuns, matizes amareladas, textura arenosa, pobreza de nutrientes, elevados teores de alumínio trocável e a cor escura nos horizontes superficiais, causada pelo acúmulo de matéria orgânica. As altas taxas de lixiviação associadas ao relevo movimentado, a pequena espessura do solum e à pobreza do quartzito, segundo os autores promovem o oligotrofismo, como pode ser comprovado por Santos (2012) na região do estudo. Além disso, a autora constatou também, que boa parte destes solos passa pelo processo de ferrólise, já que, segundo Silva (2004), a presença do ferro pode potencializar a dissolução da sílica, devido ao aumento da sua superfície de reatividade, em função do aumento do seu potencial de ionização. Segundo Santos (2012), os teores de ferro podem superar os de Ca^{+2} e Mg^{+2} somados, sendo o alumínio (Al^{+3}), o íon predominante no complexo de troca, provavelmente em equilíbrio com formas complexadas por compostos orgânicos e com formas de minerais de baixa cristalinidade, o que, eventualmente, pode ser identificado na área.

Nos quartzitos é comum encontrar desenvolvimento cárstico ao longo das cristas e escarpas, devido ao gradiente hidráulico nessas áreas mais íngremes, o que permite um fluxo rápido e eficaz da água, retirando os resíduos acumulados. No caso dos pontos analisados, há presença do criptocarste, com feições marcantes como lapiás com a presença de torres (figura 27), kamenitzas (figura 28), poljés fossilizados (figura 29), grutas (figura 30), alvéolos e pontes residuais (figura 31), karrens (figura 33), criptocarste exumado (figura 35), entre outros.

O perfil 8, em especial, tem características de rocha pouco alterada. De acordo com Quinif (2010), caracteriza um fantasma de rocha isovolumétrica, com presença de colúvio no topo, onde desenvolveu-se um escasso horizonte A mesclado com cascalho rico em ferro, ou seja, material alóctone, provavelmente resultado da proximidade da Formação Galho do Miguel, que apresenta entre outras litologias, quartzitos ferruginosos. Esse ponto parece ser a saída de água do poljé fossilizado (rampa de colúvio) no nível

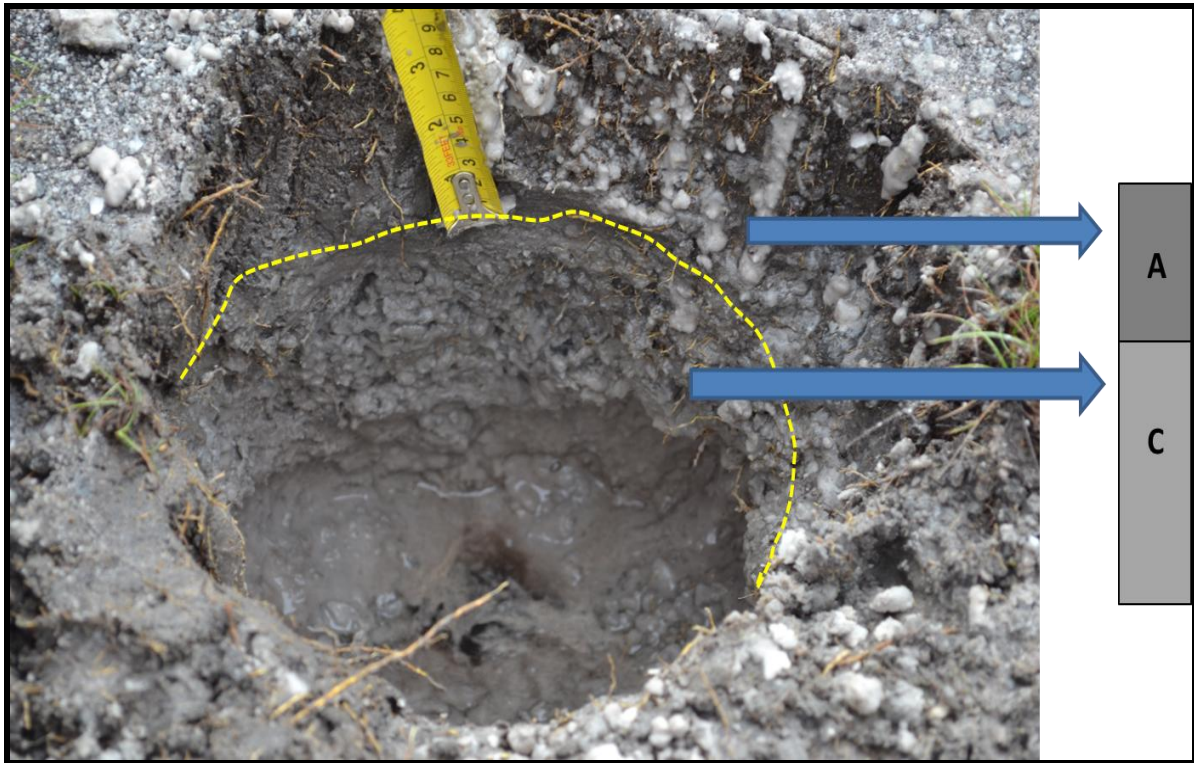


Figura 57: Perfil 7, GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico, região de Diamantina – MG.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)



Figura 58: Área do perfil 7, criptocarste no centro do poljé fossilizado, região de Diamantina – MG.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2012)

topográfico superior, por isso sofre com o voçorocamento. À jusante esse fluxo segue para o poljé fossilizado mais abaixo, o que parece representar um retrabalhamento de superfícies antigas (figura 59).



Figura 59: saída de água do poljé fossilizado (rampa de colúvio) associada à voçoroca em nível topográfico superior ao perfil 8, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

O alterita na parede da Gruta Monte Cristo (figura 60), observado em campo, é desenvolvido a partir de quartzito e apresenta as mesmas características morfológicas (Souza, 2014) dos solos estudados nessa tese, principalmente quando comparado ao perfil 8, que também é um estágio inicial de alteração da rocha. Esses dois pontos apresentam alternância das cores entre camadas e textura arenosa. Tal fato corrobora com a ideia de tratar-se de desenvolvimento de primocarste dentro da caverna, em pontos onde a água tem maior acesso. Dentro da gruta, pode-se observar alteração do quartzito em alguns pontos e, em outros, pacotes espessos com as mesmas características daqueles de alteração *in situ*; porém, não há evidências de tratar-se material eluvial ou pacotes sedimentares. De acordo

com Souza (2014), os pacotes são compostos por camadas alternadas de areia fina, cinzento brunado claro (10YR 6/2, úmida), com camadas arenosiltosas pretas (10 YR 2/1). Além dessas camadas, nota-se em alguns pontos a presença de uma seção amarela, indicando a ocorrência de goethita relacionada com a drenagem deficiente em momento de sua formação (figura 60).



Figura 60: Perfil de alteração na parede da Gruta Monte Cristo, região de Diamantina - MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013).

6.3. Contextualização do carste siliciclástico da Serra do Espinhaço Meridional tendo como balizador o carste carbonático

O carste desenvolvido em rochas carbonáticas já é amplamente retratado, por se tratar do carste originalmente descrito. Assim, não faz-se necessário discutir sua existência, sendo importante para servir de balizador para o entendimento do carste siliciclástico. Na região da Serra do Espinhaço Meridional são encontradas diversas morfologias relacionadas ao exocarste, endocarste e ao criptocarste, como descrito anteriormente. Porém, não existe ainda um estudo que desvende a funcionalidade atual do carste nessa região, um

levantamento sobre pontos de introdução e sua ligação com as restituições (Rodet, 2014), não sendo possível afirmar tratar-se de um **sistema cárstico**. Entretanto, as morfologias presentes na paisagem não passam despercebidas, o que leva a crer tratar-se de um indicativo de uma evolução cárstica pretérita. Supõe-se, atualmente, que, as morfologias sem aparente conexão possam ser entendidas como um carste fossilizado, por ter perdido sua funcionalidade, considerando-se a escala regional. Por outro lado, utilizando-se como parâmetro uma escala menor, como as Grutas do Salitre (figuras 61 A e B) e a Monte Cristo (figuras 61 B e D), que são pontos de introdução e tem o fluxo de água contínuo, ou seja, alcança uma saída, uma restituição, podendo-se dizer que existe um sistema cárstico, nessa escala.



Figura 61: A- Visão da Gruta do Salitre, B- Visão da Gruta Monte Cristo; C- Uma das entradas da Gruta Salitre; D- uma das entradas da Gruta Monte Cristo, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

Nota-se, dos trabalhos de campos, que no carste da região, as feições mais marcantes na paisagem são as amplas superfícies aplainadas com hidromorfismo, as formas de dissolução relictas, as formas de dissolução periférica e as vertentes com forte declividade (figura 62). Tais áreas, chamadas tradicionalmente de rampas de colúvio (Augustin et al., 2011), trazem consigo características de um poljé, que segundo Rodet (2014), é formado devido à incapacidade do carste de introdução em absorver excessos hídricos, que se acumulam em superfície promovendo dissolução periférica do substrato. Porém, não foi possível encontrar o ponor, ponto responsável pela entrada e saída de água do poljé. Assim, não se pode afirmar que trata-se de um poljé ativo, havendo duas possibilidades de explicação para a paisagem atual:

1. Planície cárstica, considerando que a drenagem subterrânea não está bem estabelecida, caso contrário a água infiltraria não desenvolvendo hidromorfismo.
2. Poljé fossilizado (figura 62), com grau de intemperismo suficiente para apagar seus registros na área, como o ponor. Atualmente, recebe material resultante da erosão do entorno, o que gera as rampas de colúvio, possivelmente associadas ao intemperismo do substrato em subsuperfície.

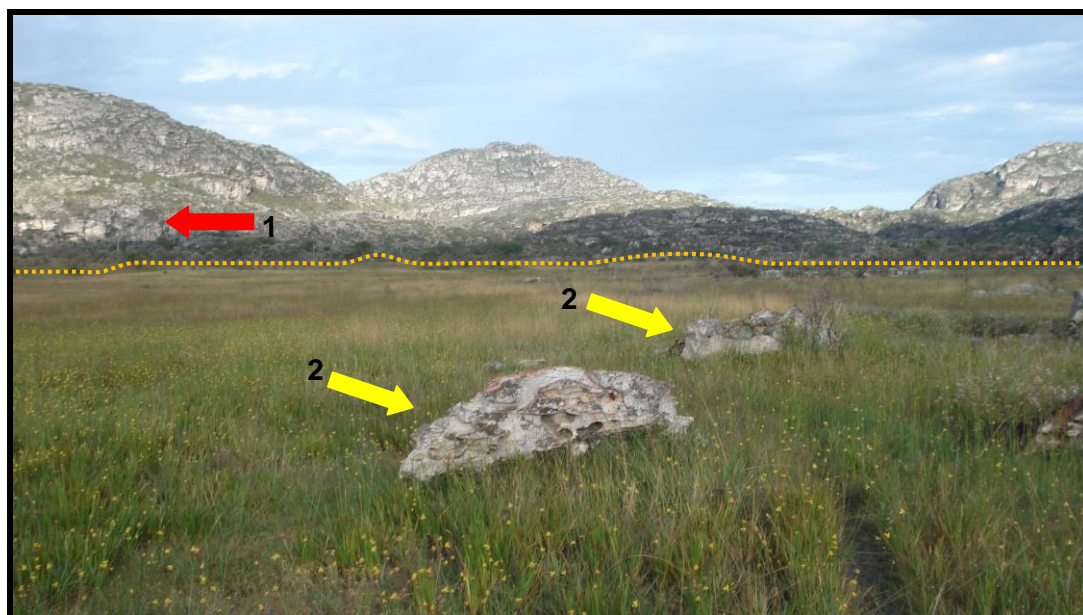


Figura62: Poljé fossilizado próximo a Lapa da Doida, região de Diamantina – MG.

(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)

→ Verrugas de dissolução relictas.

→ Vertente com alta declividade.

..... Área de dissolução periférica.

Por perder sua função hidrológica atual, as superfícies descritas são entendidas neste trabalho como poljés fossilizados. Segundo Bosák (1989), os motivos podem estar ligados às mudanças geotectônicas locais ou regionais, ou do nível global do mar podendo ainda, ser decorrente de elevação ou subsidência, da transgressão marina ou de deposição continental em massa.

Ao contrário dos poljés fossilizados, as dolinas são formas escassas nessa região, e nos poucos casos ocorrentes estão estritamente ligadas à morfologia, não aos processos, sendo difícil identificar sua funcionalidade, ou processo formador. Assim, corre-se o risco de tratar-se de uma área deprimida entre rochas com sedimentos que preencheram sua superfície, dando ilusão de dolina, sendo necessário um estudo mais detalhado.

Segundo Ford & Willams (2007), as dolinas são indicadoras de relevos cársticos; porém, sua ausência não descarta a existência desse ambiente, já que podem desenvolver-se independente de pontos de introdução, pelo sistema de águas subterrâneas. As dolinas têm normalmente formato de circular a ovalado e variam de poucos metros a alguns quilômetros, com bordas e inclinação vertical suave, com profundidade também muito variável. Elas podem ser formadas por dissolução, colapso ou subsidência, o que indica a pré-existência de pontos de introdução. Assim, apenas a morfologia dissociada do contexto ambiental e investigativo não pode ser parâmetro para defini-la.

Na região entre Curralinho e Acaba Mundo, foi encontrada uma morfologia semelhante à dolina, com rochas expostas com formas arredondadas, características de dissolução sob o solo (figura 63), diferente das rochas ao redor, já com feições marcadas por karrens, formando lapiás (figura 64). Essa forma pode indicar uma criptodolina recém-exumada; porém, tal afirmação requer estudos mais profundos.



Figura 63: Morfologia semelhante à dolina, com rochas com formas arredondadas características da dissolução em subsuperfície, típicas de criptocarste exumado, região de Curralinho – MG. Nota-se que as rochas não apresentam ainda vestígio de karrens. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011).



Figura 64: Lapiás em rochas siliciclásticas marcadas por karrens, característicos da exposição às intempéries, região entre Curralinho e Acaba Mundo - MG (Alessandra Vasconcelos, 2011).

A partir do esquema de Willems (2002) (figura 65) sobre a evolução do carste em rochas silicatadas em Mfoula, na África Equatorial, é possível comparar-se a evolução do modelado cárstico desenvolvido em rochas siliciclásticas na área de estudo, a fim de entender a inserção de morfologias como dolinas e lapiás no contexto regional.

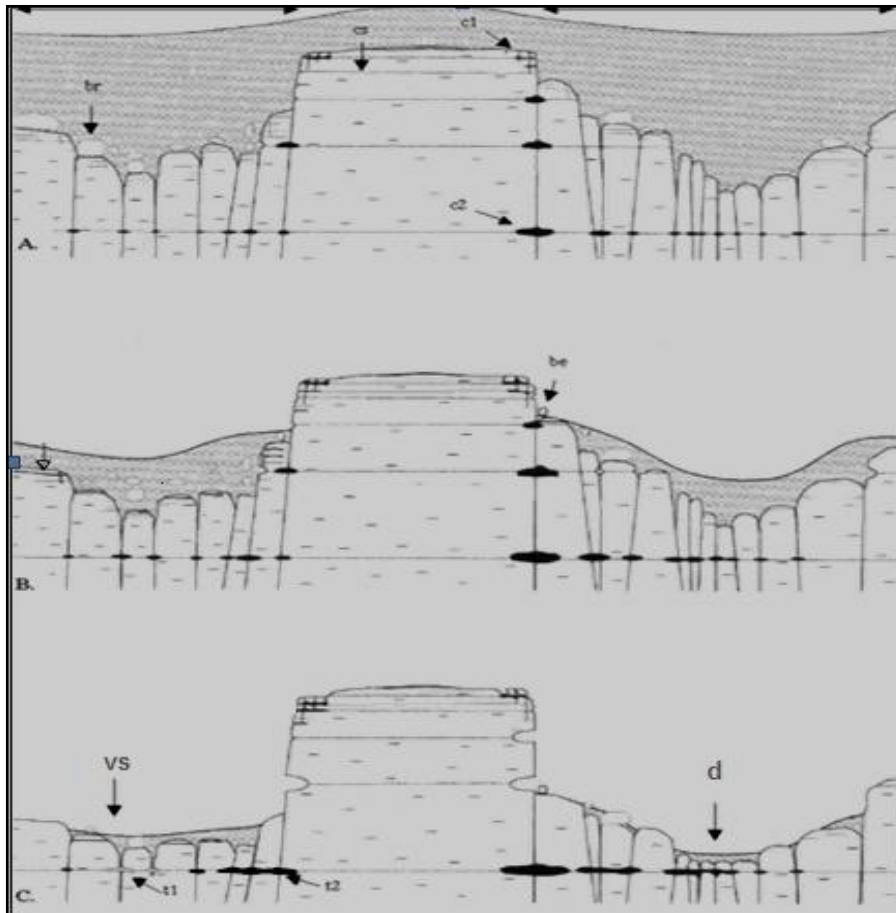


Figura 65: Hipótese de evolução do carste em Mfoula, África Equatorial. 1- rocha sã; 2- manto de alteração; c1- cavidade superficial; c2- cavidade em profundidade; br- bloco residual; be- bloco de colapso; t1- cavidade em evolução no manto de alteração; t2- cavidade em evolução no meio vadoso; cs- plano de cisalhamento maior; d- dolina; VS- vale seco.

Inicialmente pode ter ocorrido um processo de fantomização, como descrito por (Quinif, 2010), com a formação de isoalterita resultante dos intercâmbios geoquímicos e migração de íons solúveis. Posteriormente, o material perde volume, com saída de constituintes mais finos, passando à aloalterita, processo que gera o manto de alteração. Concomitantemente, os processos de carstificação vão se desenvolvendo em subsuperfície. No caso de Mfoula, gerando cavernas associadas ao plano de cisalhamento, ou paralelas à foliação da rocha, vales secos, e/ou dolinas. Com o tempo e uma possível mudança de nível de base, a erosão regressiva tende a evacuar o material do manto de alteração, expondo em alguns pontos a rocha. As feições recentes, ainda permanecem com morfologias arredondadas

(figura 63), mas aquelas mais antigas na paisagem apresentam marcas da ação intempérica, como karrens (figura 64), kamenitzas (figura 66), formando os lapiás, como descrito anteriormente.



Figura 66: Kamenitza desenvolvida em rocha siliciclástica na região entre Curralinho e Acaba Mundo – MG. (Alessandra Vasconcelos, 2011).

Segundo Willems (2002), na região de Mfoula, a ação intempérica é marcada por fatores externos como os organismos e o clima, determinantes para alteração das rochas e posterior carstificação, pois o local conta com a presença de nuvens baixas pela manhã, o que mantém as rochas úmidas e explica a presença de um tapete de líquens e outras plantas sobre ela (figura 67). Na parte da tarde, as nuvens se esvaem deixando o sol aparecer e secar rapidamente a superfície do substrato. Essa alternância térmica, o ciclo de umedecimento-secagem, associada à ação dos líquens (formação de ácidos) potencializam o intemperismo da rocha em superfície. Na Serra do Espinhaço Meridional, assim como na região supracitada, é marcante também a presença de líquens e vegetação associada, além de umidade significativa; porém, as temperaturas são mais baixas. Comparando-se os dados, as condições se assemelham, mas a temperatura que é um importante catalisador das reações químicas (Paton, 1978), não é tão marcante para a área de estudo. Mesmo assim, acredita-se que esse conjunto de fatores pode ajudar na dissolução da sílica e corroborar com o processo de carstificação, principalmente quando associado aos elementos geoestruturais e características da rocha, como quartzitos mais ou menos puros.

Na região da Serra do Espinhaço é possível, que na ausência de fraturas ou outros elementos estruturais, o carste se desenvolva mais em superfície. A grande presença de

poljés fósseis e a baixa ocorrência de dolinas, pontos de introdução para o endocarste, podem demonstrar que, o carste nas rochas siliciclásticas apresenta um desenvolvimento diferente do carbonático, não só em tempo, densidade e dimensões das formas, mas na organização do conjunto.



Figura 67: Caverna de Mfoula, África Equatorial, com rochas povoadas por líquens. (Poucllet, *apud* Willems, 2002)

Além disto, uma hipótese é que, ao contrário dos carbonatos, nas rochas siliciclásticas mais puras, a formação de argila é mínima, não havendo impermeabilização do contato solo/rocha e formação de pontos de introdução concentrada. Nas rochas siliciclásticas, o solo é raso e arenoso, o que promove infiltração rápida, mas apenas até pequenas profundidades, pois logo a água se depara com um nível de base local, principalmente associado à presença da rocha, e se acumula. Não havendo formação de pontos de introdução, a água irá agir sobre a superfície como um todo, formando poljés.

Analisando todos esses elementos, observa-se que nessa região, o exocarste é bem desenvolvido, com lapiás formados por morfologias relictas, como as torres (figura 68) e verrugas, e por morfologias mais recentes, representadas pelas kamenitzas (figura 28), pontes naturais (figura 31), alvéolos ou ninho de abelhas (conjunto de alvéolos, figura 69) que são feições resultantes da ação de agentes orgânicos, em especial líquens, usualmente restritos às zonas fóticas (Viles et al, 1994) , e por karrens (figura 70) entre outros. Talvez isto ocorra pela dissolução mais lenta da rocha, havendo a tendência de um maior

desenvolvimento do exocarste em detrimento ao endocarste, que se forma possivelmente, em regiões que tenham como facilitador a ação geoquímica e hidrodinâmica da água, alargando as fraturas nas rochas, que funcionam como pontos de introdução (Corrêa Neto, 1997).

De acordo com o banco de dados do CECAV (2011), são registradas duas cavidades (Gruta Monte Cristo e Salitre); porém, a partir de trabalhos de campo, Souza (2014), identificou um total de 10 cavidades e 32 abrigos, área (não considerando o aspecto genético nestes conceitos⁸). Porém, considerando-se, que esse número deve ser maior, visto que não existem outros levantamentos registrados para a área. De qualquer forma, comparando-se esse valor com o de uma região carbonática, como a APA⁹ Carste de Lagoa Santa, com 387 cavernas registradas em 360 km², 1,7 cavernas por km², (Berbert-Born, 2002), pode-se observar como o endocarste tem uma densidade bem mais marcante que nas rochas siliciclásticas.

É importante ressaltar que não se trata de um padrão para as rochas siliciclásticas, pois ao contrário, na região de Itambé de Mato Dentro – MG, Fabri (2011) identificou que as feições cársticas superficiais não são comuns, e quando ocorrem, normalmente estão associadas às dolinas de colapso de teto das cavernas.

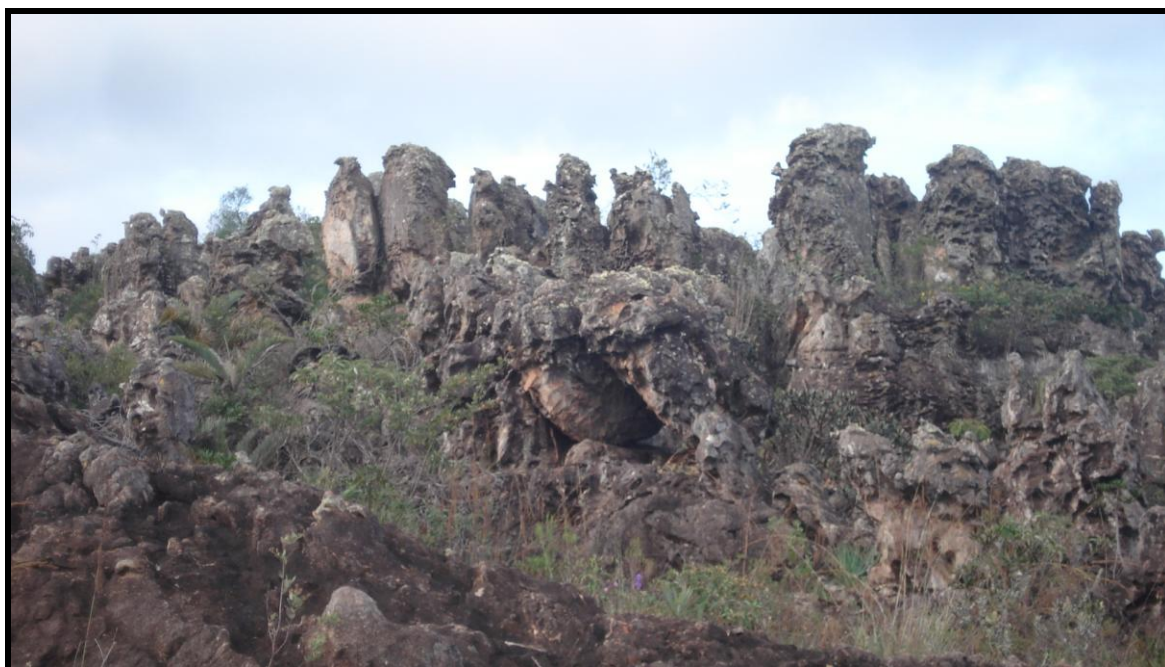


Figura 68: Lapiás com presença de torres relictas na paisagem. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)

⁸ Souza utilizou a classificação do CECAV (2011) que considera caverna quando a altura da entrada da cavidade é menor que seu desenvolvimento, e abrigo, quando a altura da entrada é maior que o desenvolvimento da cavidade.

⁹ Área de Proteção Ambiental.

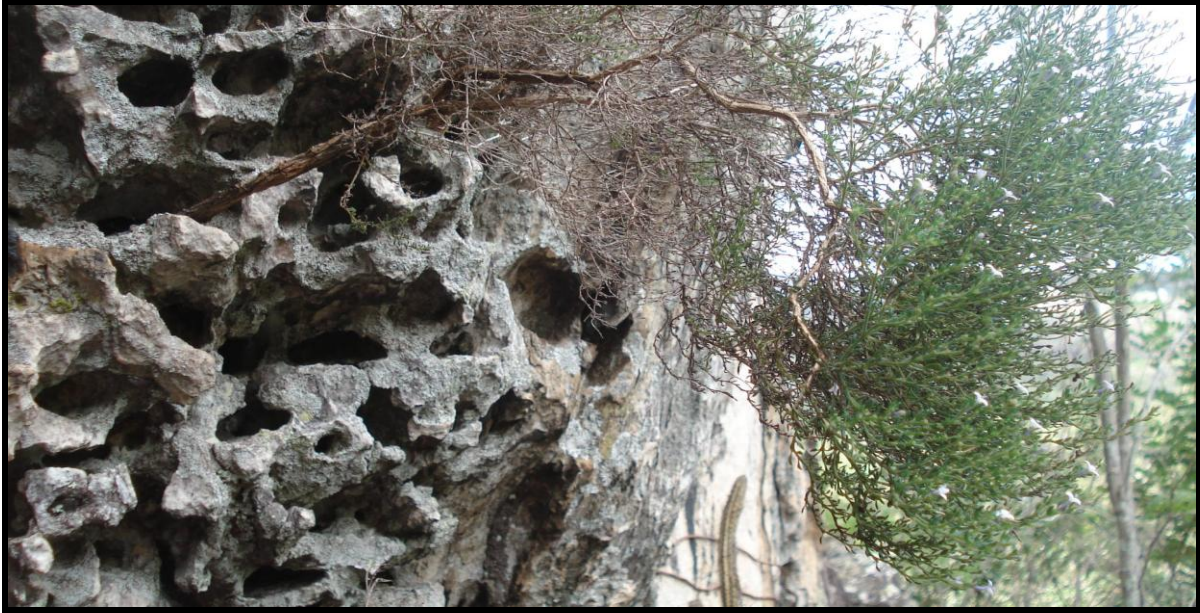


Figura 69: Ninho de abelhas (conjunto de alvéolos) no exterior da Gruta Monte Cristo, próximo à Curralinho - MG (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)



Figura 70: Karrens desenvolvidos em quartzitos próximo à Lapa da Doida, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

6.4. O criptocarste e suas interações com o meio

6.4.1. O Primocarste

O primocarste é a fase que antecede o desenvolvimento do carste em subsuperfície, antes da formação de qualquer vazio, de qualquer dinâmica, paragenética ou singenética. Trata-se da alteração química da rocha através da água que consegue chegar ao interior de sua massa, por porosidade, diáclases, etc (Rodet, 2014). Esse primeiro intercâmbio resulta na formação do isoalterita, que por sua vez, será responsável pela retenção de umidade que continuará promovendo a alteração. Quando a água encontra um nível de base (figuras 71-1, 72), o alterita se desenvolve preferencialmente para as laterais, como pode ser observado na gruta de La Mansonnière (figuras 71-2, 72).

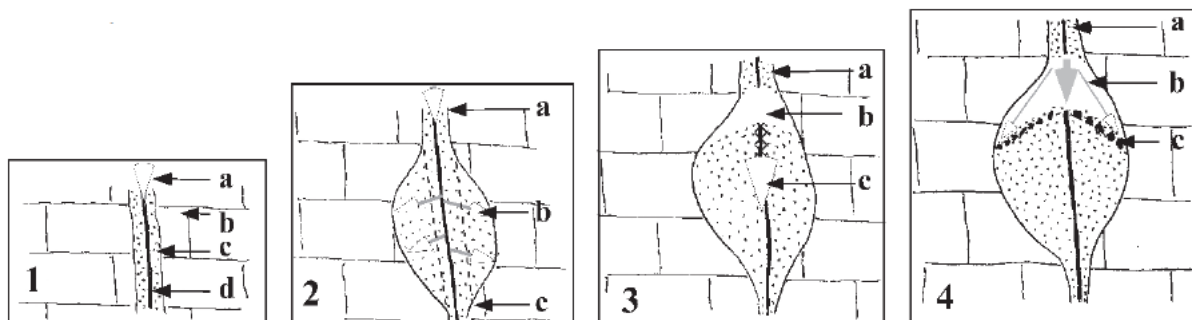


Figura 71: Fases de evolução do primocarste; nota-se o alargamento lateral do alterita, em função dos processos de intercâmbio geoquímico, entre o substrato e o alterita, realizados no contato, o criptocarste.

1-Intemperismo de um eixo (tectônico). a- alimentação concentrada da frente de intemperismo; b- substrato rochoso; c- alterita (fantasma de rocha); d- eixo tectônico materializado pelo filme de esmectita. 2- Alargamento localizado do eixo tectônico; a- alimentação concentrada da frente de intemperismo; b- difusão lateral por percolação; c- nível de base da água subterrânea; 3- Cessa a fase de intemperismo e abertura de vazio, a- estagnação da alimentação da frente de intemperismo; b- contração da alterita pela secagem e abertura de vazio com ar; c- esqueleto do alterita (da isoalterita a aloalterita). 4- A primeira introdução do fluxo cárstico; a- esporádica alimentação da frente de intemperismo; b- entrada de partículas exógenas; c- formação de poliedros de argila. (Rodet, 2014)

A evolução do primocarste está ligada às possibilidades de penetração da água no substrato; muitas vezes ela acompanha um eixo tectônico até chegar a um nível de base que não a deixa continuar, assim ela passa a agir sobre o substrato. O movimento de formação do primocarste acompanha os pontos de introdução, podendo ser vertical e/ou subvertical, ou mesmo horizontalizado, quando encontra o nível de base, podendo também se desenvolver a partir da variação do nível freático (figura 73). A paragênese tem início quando a alimentação hídrica cessa e a alterita se contrai pela secagem, dando caminho para o primeiro fluxo cárstico (figuras 71-4 e 74).

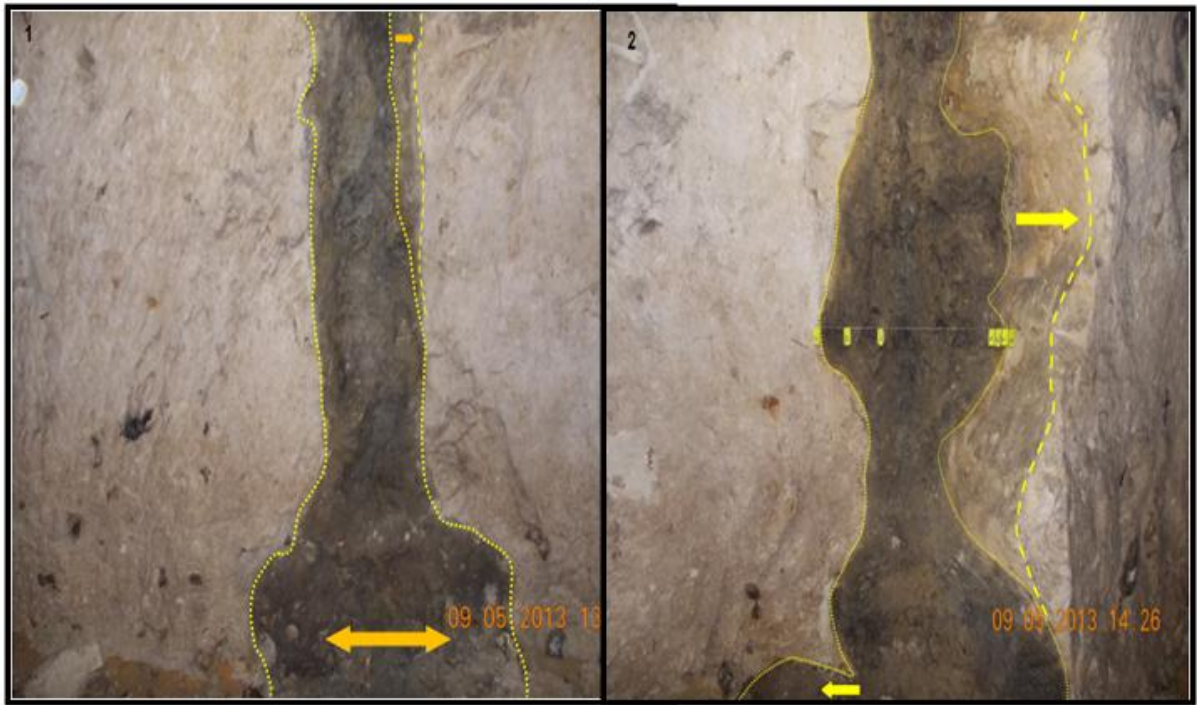


Figura 72: Primocarste na Gruta La Mansonnière, Normandia, França ; desenvolvimento de frente de alteração. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

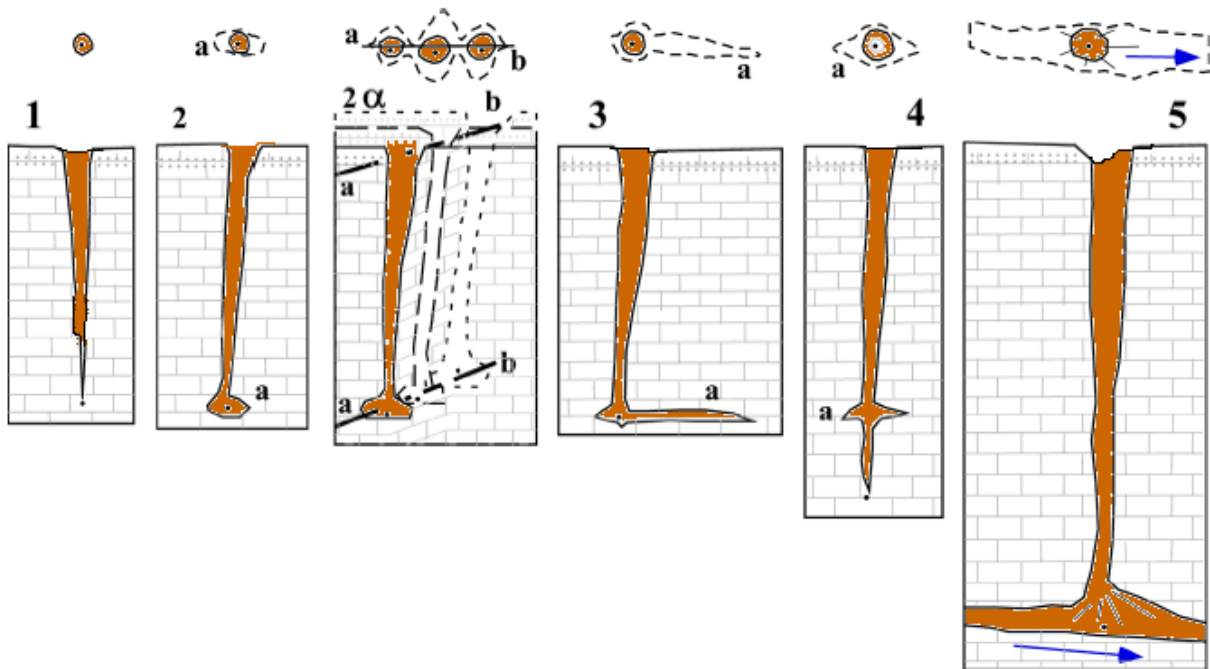


Figura 73: Tipologia do intemperismo por pipe. Para cada tipo é proposto um plano e uma seção. O ponto preto representa a parte inferior da forma; A linha pontilhada: Material intemperizado; O perímetro tracejado: a abertura horizontal da forma. (Rodet, 2014)



Figura 74: Transição da fase do primocarste para a paragênese - secagem da alterita, permitindo passagem do fluxo lento com formação de canal de teto. Gruta Petite-Dalle, Normandia – França. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

Esse desenvolvimento do primocarste só é possível em função dos processos de interação geoquímica do criptocarste. A umidade preservada no alterita, que age como uma esponja, atua continua e lentamente sobre a rocha, promovendo sua dissolução e retirada de elementos solúveis por lixiviação; enquanto isto, a rocha vai pouco a pouco se desintegrando, gerando mais alterita. Assim, conclui-se que a o primocarste e o criptocarste são indissociáveis e partes do processo de evolução do carste.

Na região de Rodeador, só foi possível observar o carste penetrável pelo homem, e já que se trata de uma região tropical, a dinâmica hídrica é muito intensa (singênese), e via de regra, pouco resta do alterita, ou mesmo de preenchimentos para análises mais profundas. Boa parte do endocarste observável passa, atualmente, por uma dinâmica singenética. Mesmo a morfologia característica resultante do criptocarste em subsuperfície já foi apagada pela água. As formas arredondadas formadas sob o solo podem ser vistas na região em superfície, em áreas cujo solo foi erodido.

Nas rochas siliciclásticas, na Gruta Monte Cristo, encontrou-se áreas com desenvolvimento horizontalizado do primocarste na fase isovolumétrica (figuras 75 e 76) podendo ser uma resposta à tectônica local.

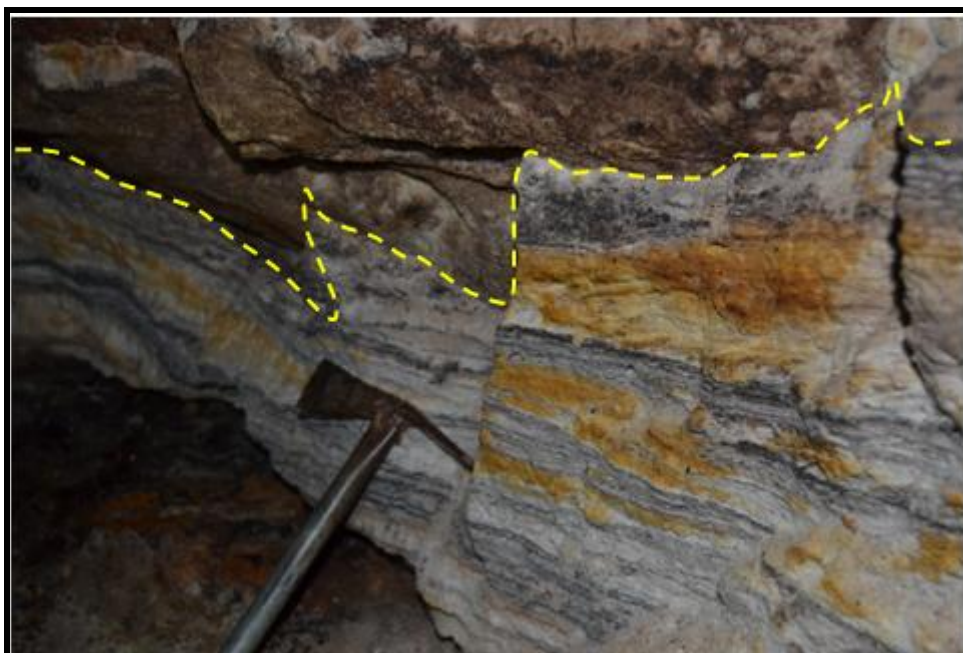


Figura 75: Desenvolvimento do primocarste (fase isovolumétrica) e contato marcado do criptocarste. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)



Figura 76: Detalhe de fantasma de rocha (isoalterita) retirado da Gruta Monte Cristo. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

Souza (2014) considera que os pacotes de alteração encontrados na Gruta Monte Cristo (figura 77) são sedimentares; porém, ao se observar a alteração direta do substrato (figuras 75 e 76), percebe-se as mesmas características daquelas encontradas nos pacotes de material dentro da caverna, o que pode indicar que não se trata de depósito sedimentar. Na Gruta Petite-Dalle, Normandia – França, nota-se o mesmo padrão de evolução (figura78). Nessa gruta, observou-se o desenvolvimento do primocarste e as morfologias resultantes

do contato entre a rocha e a alterita. Na Gruta Monte Cristo não foi observou-se a presença dessas morfologias típicas do primocarste, pois não foi possível escavar a alterita, para observar-se a região do contato com a rocha.



Figura 77 – Possível desenvolvimento de primocarste na Gruta Monte Cristo, região de Diamantina - MG (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013).



Figura 78 – Desenvolvimento de primocarste na Gruta Petite-Dalle, Normandia - França. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013).

6.4.2. O carste de introdução e o criptocarste

Na região das rochas carbonáticas de Rodeador é comum encontrar abismos, que são formas de introdução da água no carste, que só podem ter sido formados em um período que eram recobertos por solos, responsáveis pelo armazenamento e concentração do fluxo. Nestas condições, os processos de alteração do criptocarste são atuantes, possibilitando o avanço da frente de intemperismo e a ligação entre os pontos de introdução e os de restituição. Já na área das rochas siliciclásticas, é menos comum encontrar essas formas, visto que os solos são muito rasos e porosos, não conservando a água e dificultando a formação de pontos de introdução. Estes são mais recorrentes quando desenvolvidos a partir de fraturas na rocha, ou por abatimento de tetos de cavernas, como nas Grutas Salitre e Monte Cristo (figura 61).

O principal elemento para que o carste de introdução se desenvolva é a cobertura (solo/alterita), que funciona como uma bacia de alimentação formando lençóis suspensos e possibilitando que a água busque locais permeáveis no substrato, penetrando de forma concentrada (figura 79), onde se formaram as raízes de introdução. Se não houver algum tipo de impermeabilização entre o solo e a rocha, o substrato será alterado como um todo, formando um manto de intemperismo (Quinif, 2010). No momento em que a base da raiz de introdução se rompe, pela pressão da alterita/solo e encontra outro conduto ou galeria, o material da raiz é liberado dando origem a abismos por trepanação (figura 80). Essas raízes de introdução podem ser observadas em superfície com a escavação do solo, na região da Normandia, em meio à greda, e em subsuperfície dentro de uma caverna, na Bélgica. (figura 81).

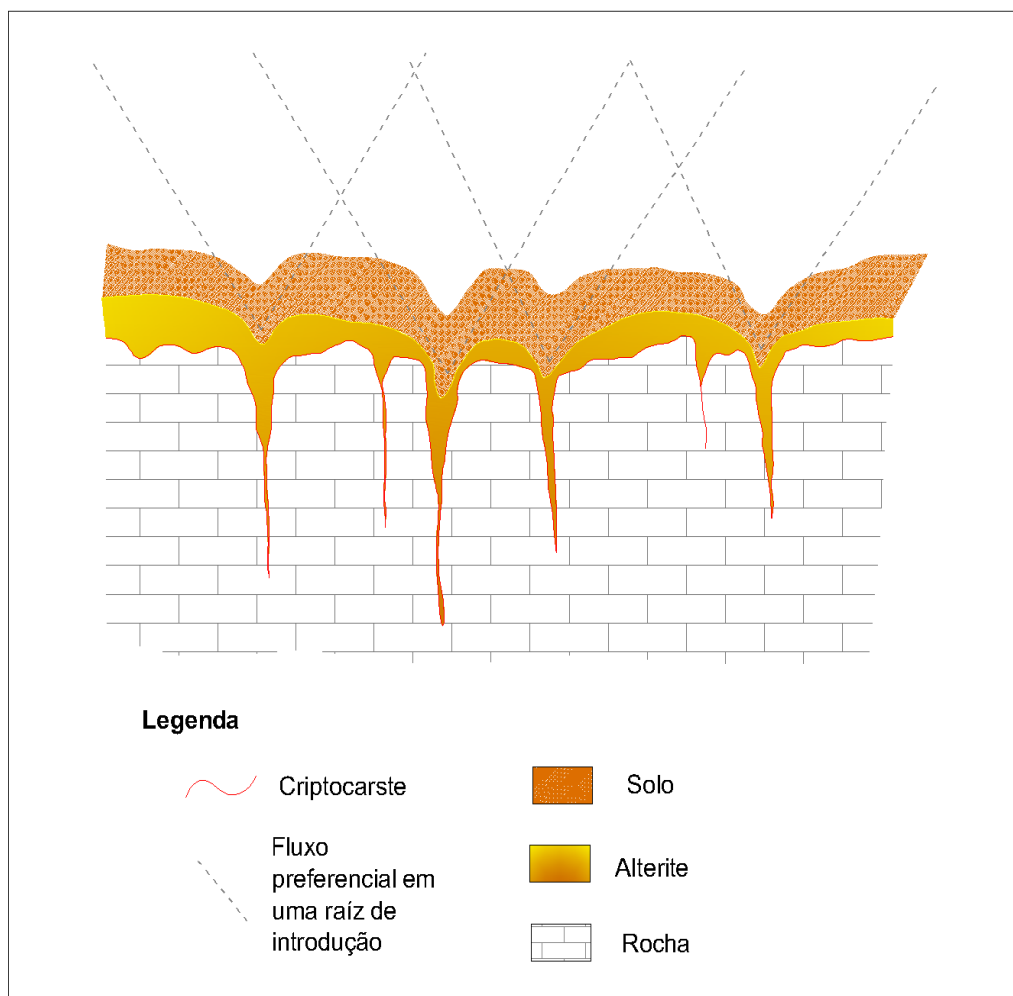


Figura 79 – Modelo de evolução de raízes de introdução a partir do fluxo concentrado no criptocarste (Adaptado Rodet, 2012)

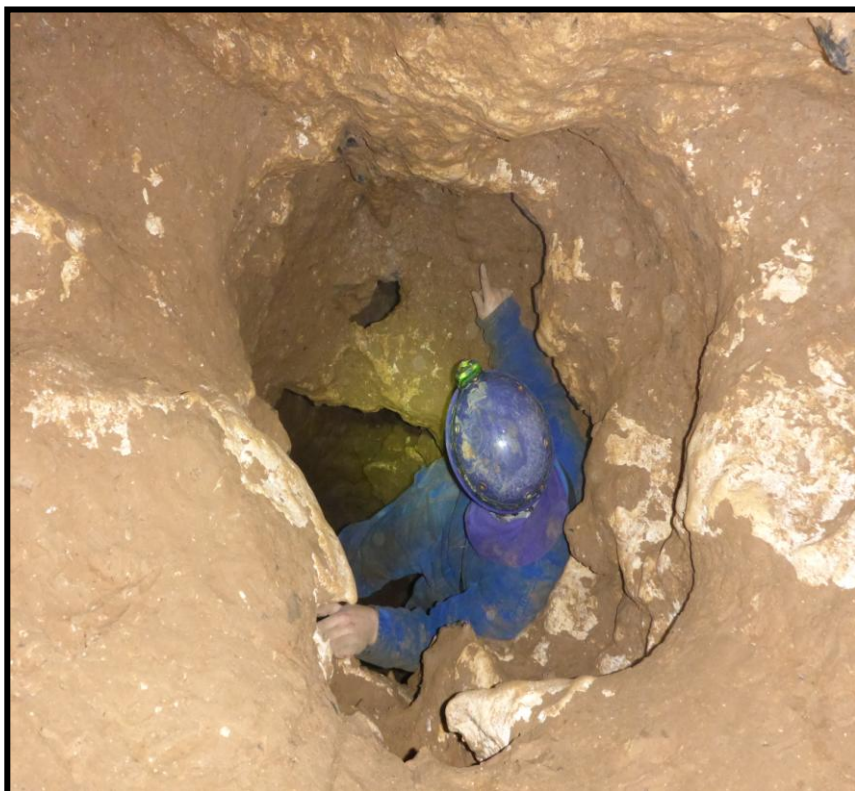


Figura 80: Raiz de introdução que já sofreu trepanação; morfologias arredondadas. (Autor: Joel Rodet, 2014)



Figura 81: À esquerda, superfície cárstica com solo escavado deixando a mostra raízes de introdução em meio a matriz rochosa, Anneville-Ambourville, Seine-Maritime, Normandia – França. (Autor Joel Rodet, 2010); à direita, raízes de introdução vistas em subsuperfície no teto do Carrierè Du Caster, Montagne Saint-Pierre, Bélgica, só possível a partir de uma escavação. (Autor: Luc Willhens, 2013)

Com a atuação concentrada da água, os pontos de introdução (figuras 82 e 83) pouco a pouco vão sofrendo alteração geoquímica em sua periferia, originando criptodolinas e criptolapiás (figura 84), que são formas embrionárias geradas a partir do contato com o solo/alterita com a rocha, intemperizando e deixando suas formas suavizadas e arredondadas. Com a erosão do solo e a exumação do criptocarste (figuras 85 e 86), essas morfologias são expostas e passam a sofrer com a ação do tempo, tendo suas feições alteradas.



Figura 82: Acima raízes de introdução (Tubular solution pipes) na Carrière Du Petit-Lanaye - Bélgica. (Autor Luc Willems, 2013)

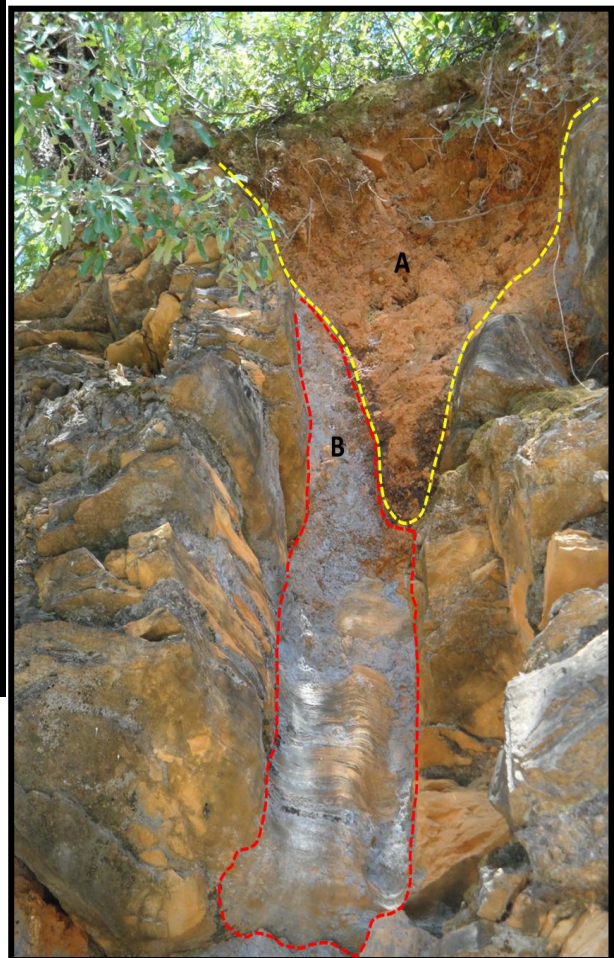


Figura 83: À direita, paleo-abismo (B) com raiz de introdução (A) em rocha metapelítica, região de Rodeador – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos 2012).

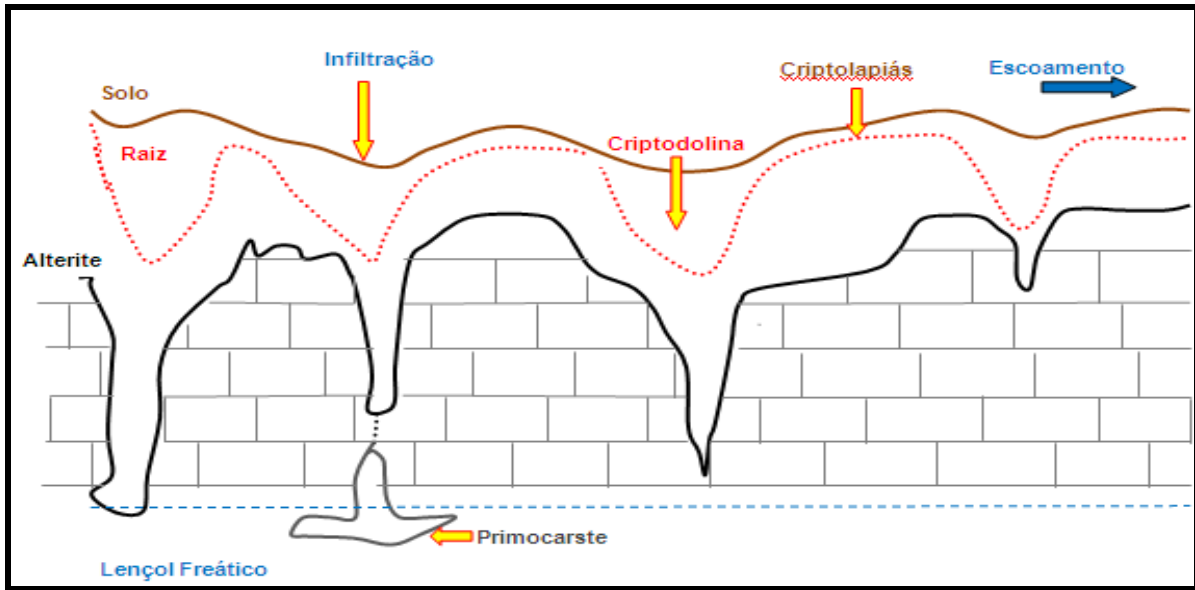


Figura 84: Esquema de formação de raízes de introdução e morfologias criptocársticas.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

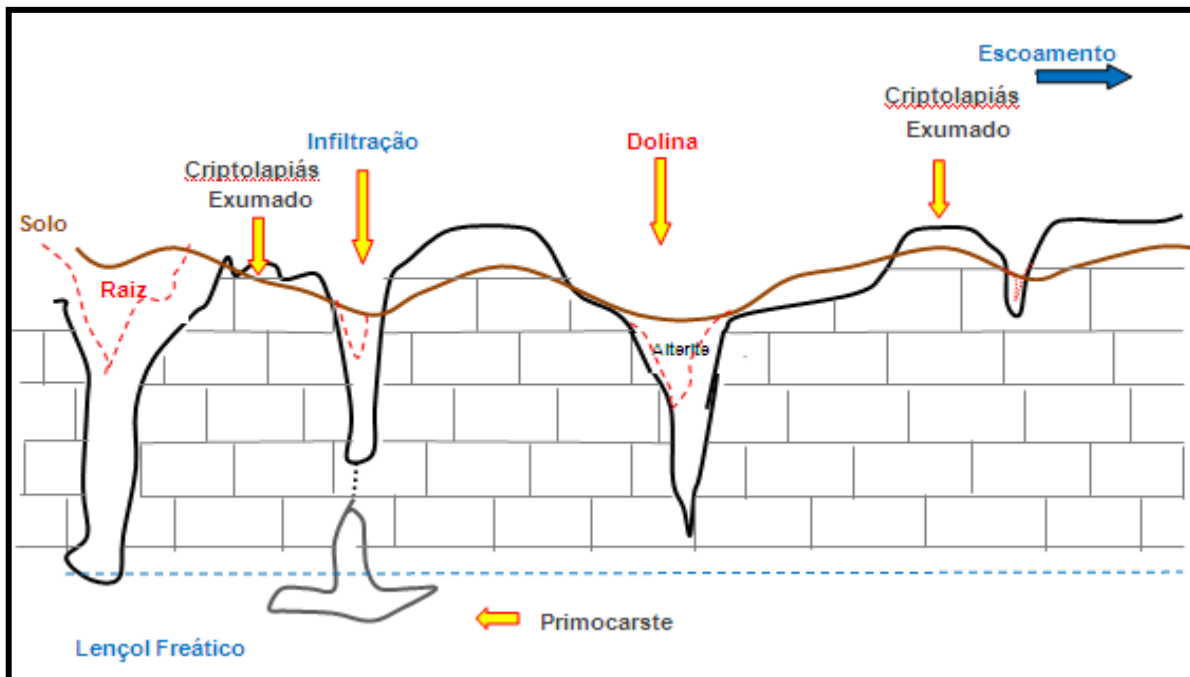


Figura 85: Esquema de formação de raízes de introdução e morfologias criptocársticas exumadas.
(Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

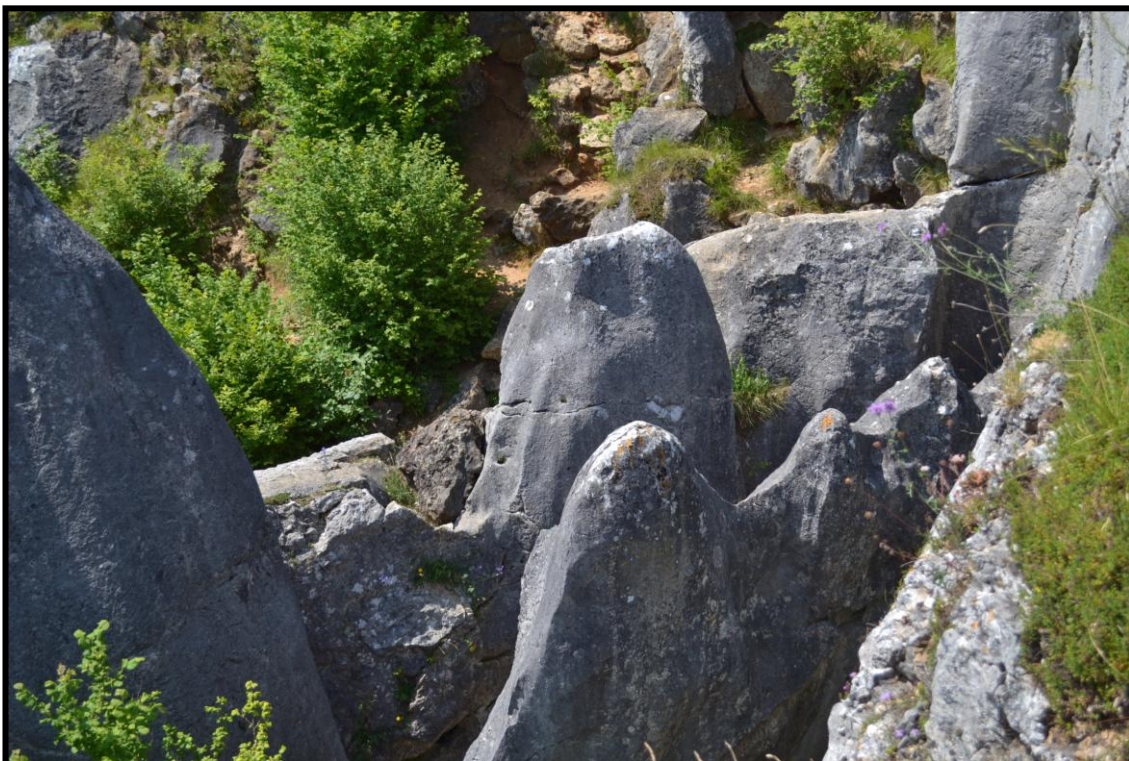


Figura 86: Morfologia característica de criptocarste exumado, apresentando ainda contornos arredondados, Foundry de Chien - Bélgica. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013).

Nos campos realizados na região das rochas siliciclásticas, as formas mais evidentes relacionadas ao criptocarste são justamente aquelas exumadas, com formas arredondadas, mas não tão característica quanto aquelas carbonáticas, pela própria resistência da rocha. Através da figura 87 pode-se notar estágios de evolução da rocha exumada, ainda mais suavizada próxima ao solo, e o desenvolvimento de poliedros semelhantes ao que ocorrem nas rochas carbonáticas, próximo ao topo. Nas áreas de hidromorfismo, ou com sinais pretéritos de restrição hídrica, pela maior ação da água, e pela maior sedimentação (menor taxa de erosão), as rochas ficam mais tempo recobertas por solos e em contato com a água, desenvolvendo um criptocarste mais característico, com morfologias mais arredondadas. Essas feições darão origem a karrens e a lapiás. Nesse ambiente, a atividade biológica também é importante; nota-se a presença marcante de líquens, especialmente na formação inicial dos alvéolos nessas rochas (Willems, 2002).

Figura 87: Fases de evolução de um criptocarste exumado, de formas suaves à geração de polígonos, região de Diamantina – MG. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)



O Maciço do Rodeador é um exemplo bem característico do criptocarste (figuras 88 e 89), que por estar exposto, se destacando sobre a paisagem, é possível ver com clareza os elementos que compõe o criptocarste: o solo com a vegetação que gera a matéria orgânica e os ácidos que potencializam a dissolução da rocha, o contato do solo com a rocha, as cavernas com os pontos de introdução que permitem a ação da água no processo de carstificação.

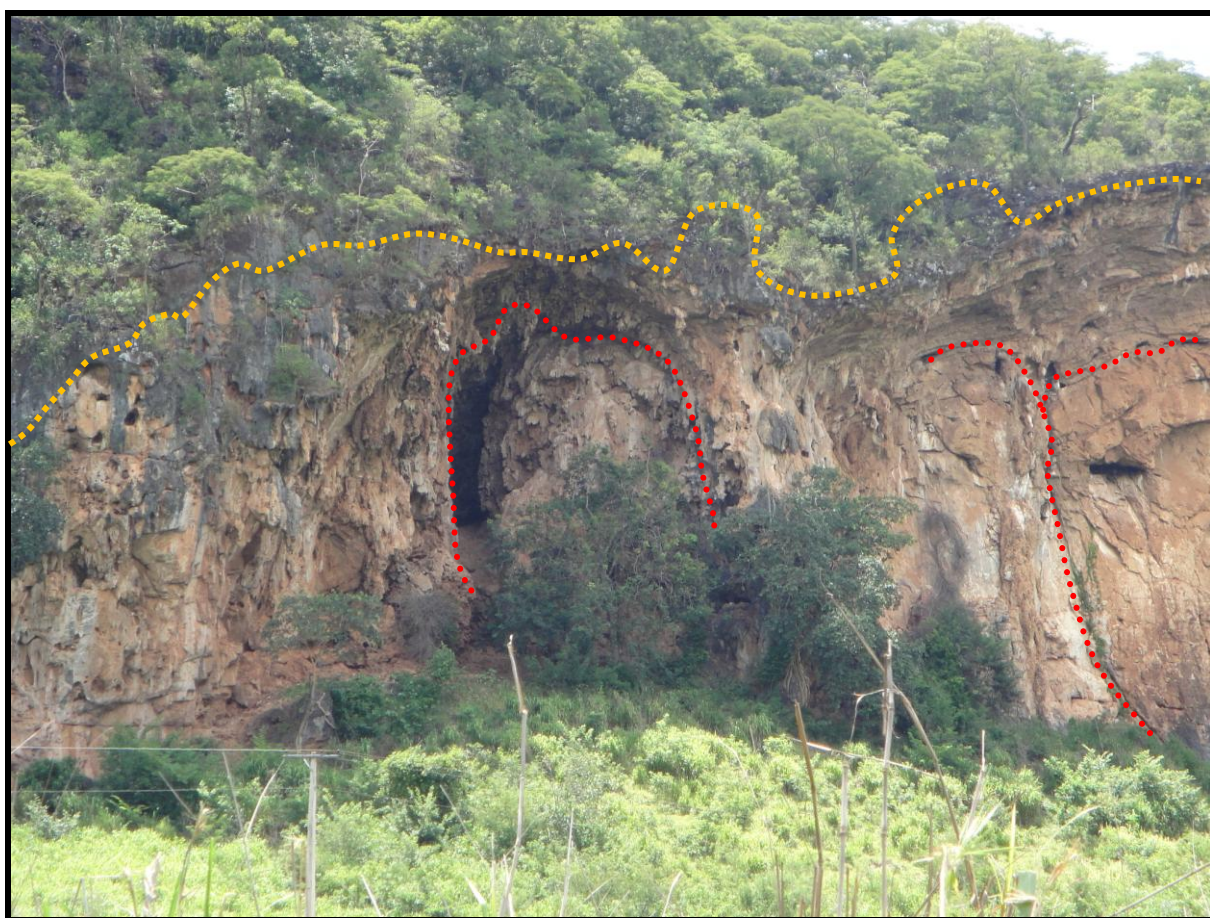


Figura 88– Criptocarste no Maciço do Rodeador, contato entre solo/vegetação e o substrato (linha amarela), e área de introdução e/ou ação da água (linha vermelha). (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2011)

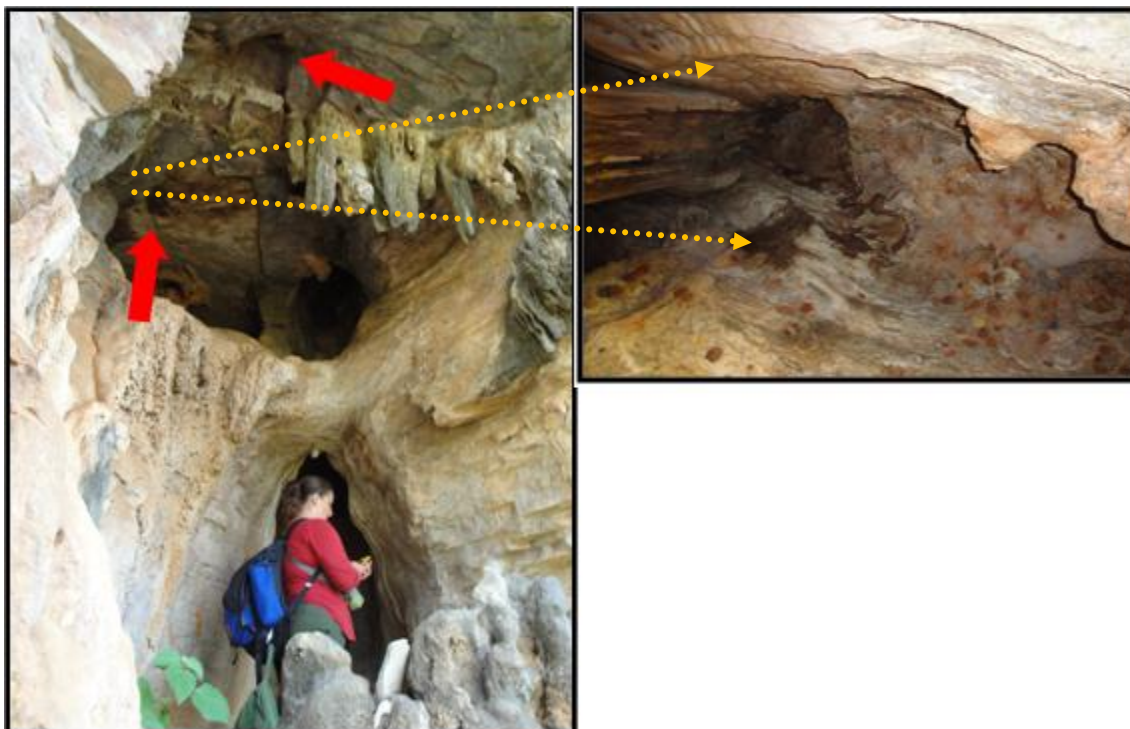


Figura 89: detalhe de caverna no Maciço do Rodeador com a presença de domos e raízes de introdução com requiços de preenchimento. (Autor: Mariana Lacerda, 2012)

6.5. O Conceito de Criptocarste

O **Criptocarste** é a área de contato entre o material inconsolidado, alterita e/ou solo e o substrato rochoso, onde se iniciam os processos ligados à carstificação, principalmente os intercâmbios geoquímicos, que pouco a pouco promovem a dissolução da rocha e a formação de alterita, de iso a alovolumétrico.

Sua localização acompanha o contato com a rocha (figura 88) aparecendo horizontalizado próximo à superfície, na zona epidérmica, podendo promover a presença de um lençol suspenso, já que o solo age como uma esponja, conservando a água e promovendo reações químicas nesse contato, principalmente influenciado pelos ácidos orgânicos advindos da decomposição da matéria orgânica (devido à formação de CO_2), influenciando a porosidade e na permeabilidade, controlando a infiltração e armazenagem da água, (Hardt, 2004, Willianms, 2008).

Ele também pode ocorrer sub-horizontalizado a verticalizado, em subsuperfície, como nos casos das raízes de introdução, formando-se também graças a presença do solo, que

comporta-se como uma bacia de contenção da água, concentrando-se em pontos preferências, favorecidos por diáclases, diferenças na litologia e na porosidade da rocha, entre outras possibilidades, penetrando no substrato e alterando-o, gerando as morfologias arredondadas, características do contato com o solo (figura 90).

Essas raízes evoluem em profundidade até cruzarem um conduto e/ou galeria, e sofrendo trepanação liberam o alterita do seu interior. Tem-se então passagem aberta para o fluxo de água para a dinâmica singenética, e remoção do material, além da restituição. Por outro lado, essas raízes podem não se desenvolver, por alterações no ambiente, suspensão da alimentação hídrica, entre outros.



Figura 90: Criptocarste com solo desenvolvido em fratura na rocha, região de Rodeador – MG, próximo ao perfil 1. (Autor: Alessandra Vasconcelos, 2013)

O criptocarste pode ser também encontrado associado às áreas de desenvolvimento das alteritas do primocarste, antes da formação do carste, na fase onde os vazios ainda não se estabeleceram, num ambiente onde ocorrem processos geoquímicos ligados à dissolução e lixiviação de solutos. Neste caso, seu papel é impreterível para continuidade dos processos evolutivos ligados ao carste. Ainda no endocarste, já com seus condutos estabelecidos, os processos ligados ao criptocarste podem persistir, tanto no primocarste que pode continuar se desenvolvendo, concomitante à progressão da caverna, quanto em galerias e condutos preenchidos por sedimentos, autóctones ou alóctones.

Portanto, considerando as definições anteriores, ligadas ao termo epicarste, não se trata apenas da zona epidérmica logo abaixo do solo, ou das áreas de contato entre solo e rocha, limitadas pelos aquíferos suspensos; mais que isto, é a área onde ocorre o contato entre o solo e/ou alterita e o substrato rochoso, independente da localização, seja na zona epidérmica, nas raízes de introdução, no endocarste ao contato com o preenchimento, ou no primocarste. O criptocarste é responsável pelos processos de entrada do fluxo concentrado de água no substrato, pelas alterações da rocha e pela ligação com o sistema de restituição. A carstificação no criptocarste é possível devido à ação do solo, que funciona como uma bacia de armazenamento de água, possibilitando a ação lenta e concentrada da água sobre a rocha, promovendo os intercâmbios geoquímicos impreteríveis para o desenvolvimento do carste. O solo ainda é fonte de ácidos orgânicos gerados pela decomposição da matéria orgânica pelos micro-organismos, que ajudarão na dissolução em superfície, dando início ao processo de carstificação.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A comparação entre os carstes formados nas rochas siliciclásticas e nas rochas carbonáticas, mostrou que a configuração do primeiro apresentou como morfologias mais características os lapiás, formados por karrens, kamenitzas, torres, verrugas e alvéolos, e amplas superfícies hidromórficas, poljés fossilizados. Ao contrário da região do carste carbonático de Rodeador, poucas dolinas, que são pontos de introdução para o endocarste, foram observadas no carste siliciclástico, visto que as cavernas não são tão significativas numericamente na região, quando comparadas a um carste carbonático.

Notou-se que o carste formado sobre as rochas siliciclásticas tem o desenvolvimento mais lento e com características diferentes do carbonático, tendendo a formar na região de Diamantina, morfologias ligadas ao exocarste. Na área, o endocarste tem sua formação facilitada quando a água encontra na rocha, fraturas que promovem a sua penetração no substrato. A dissolução do quartzito só tem maior sucesso, quando associado à ação dos ácidos orgânicos e a presença do ferro; no último caso, gerando solos um pouco mais desenvolvidos.

Desta forma, como as morfologias nos dois domínios são encontradas em quantidades e variedades distintas, algumas muito mais presentes que outras em cada uma das áreas, não foi possível comparar os solos e as rochas a partir desse parâmetro, como inicialmente esperado, mas pela relevância para o estudo do criptocarste em cada área.

Os solos encontrados no domínio das rochas carbonáticas, CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico e CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico léptico, apresentaram

desenvolvimento intermediário, pouco profundos, com textura franco-silto-argilosa, eutróficos e sofreram influência do criptocarste, já que apresentaram em sua mineralogia minerais carbonáticos, como o dolomito, diopsídio, magnesita e calcita, oriundos da rocha parental. As características desses solos, formados entre rochas aflorantes, como pontos de introdução e as cores amarelas a vermelho-amarelas indicam que sua formação pode estar relacionada a um ambiente de drenagem lenta, visto a presença da goethita, ou seja, o solo funcionou como uma bacia de contenção, favorecendo a infiltração concentrada da água e ajudando no desenvolvimento do criptocarste. Os solos nesse ambiente são mais evoluídos que aqueles formados sobre as rochas siliciclásticas; porém, o Ki em todos os horizontes foi menor que 2, que indica solos evoluídos, ao contrário das demais análises. Esse fato se deve ao baixo teor de sílica das rochas carbonáticas, já que esse elemento é contabilizado por sua perda na equação do Ki.

O CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico apesar de encontrar-se sobre rocha metapelítica apresentou morfologias cársticas, como raiz de introdução e pequenos tubos de dissolução. A partir da mineralogia constatou-se a presença de minerais carbonáticos, o que favoreceu a dissolução de seus constituintes, e também de minerais formados sob condição de metamorfismo, com a magnesita e a gehlenita, uma vez que a área está no contato entre o Supergrupo São Francisco e Supergrupo Espinhaço. Além disto, a região desse perfil é entremeada com rochas como calcário e o dolomito, indicando a gênese carbonática. O perfil 3, GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico, área de depressão, apresentou características diferentes dos demais, por parecer ter sido uma planície de inundação, apresenta um horizonte C arenoso, em área de rocha calcária, com horizonte A franco argiloso, decorrente da sedimentação dos materiais mais finos carreados na área.

Os solos do domínio das rochas siliciclásticas são muito jovens, NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico, NEOSSOLOS LITÓLICOS Distróficos típicos, GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico e NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico espessarênico, todos sem a presença do horizonte B, distróficos, arenosos, com o horizonte A apresentando coloração escura, de bruno a preto.

Todas as características dos solos foram as esperadas, visto que a rocha de origem é o quartzito, pouco solúvel, rica em quartzo e pobre em nutrientes. O solo raso e arenoso não promove a permanência da água em contato com a rocha nos ambientes com alguma declividade. De qualquer forma, neste caso, mesmo com maiores índices pluviométricos, a litologia é determinante para a formação lenta desses solos, e para a presença marcante dos afloramentos. Esse fato também corrobora com a maior presença do exocarste, pois os

solos praticamente sem estrutura são facilmente erodidos, expondo as rochas, que por sua vez sofrem com a ação das intempéries, o que associado aos planos de fratura, gera feições cársticas superficiais. No caso específico de morfologias como o ninho de abelhas (alvéolos), a ação dos organismos também é determinante para seu desenvolvimento. Nas áreas mais próximas às formações com maior teor de ferro, como na Formação Sopa Brumadinho, os solos são um pouco mais desenvolvidos, devido à ação conjunta dos ácidos orgânicos e os minerais ricos em ferro, que potencializam a dissolução da sílica.

Assim, o criptocarste nas rochas quartzíticas da região é mais influenciado pelos ácidos orgânicos que pelo solo em si. Nas áreas de hidromorfismo, ou com sinais pretéritos de restrição hídrica, pela maior ação da água, e pela maior sedimentação (menor taxa de erosão), as rochas ficam mais tempo recobertas por solos e em contato com a água, desenvolvendo um criptocarste mais característico, com morfologias mais arredondadas; porém, muito aquém daquele característico criptocarste carbonático, como o de Rodeador – MG. As raízes de introdução também não foram encontradas na região das rochas siliciclásticas, estando o acesso da água ao substrato ligado às fraturas e aos planos de acamamento da rocha.

Observa-se que os processos de formação do carste nas duas litologias são o geoquímico associado à hidrodinâmica; entretanto, no carste formado nas rochas siliciclásticas, a litoestrutura assume um papel fundamental no desenvolvimento do endocarste, sendo a principal área para a penetração da água. No criptocarste, o processo dominante é o geoquímico, e neste caso, a presença da cobertura sobre as rochas será fundamental para a infiltração da água e desenvolvimento do criptocarste. Ela influencia na porosidade e na permeabilidade, controlando a infiltração e armazenagem da água, podendo prolongar a dissolução, sendo ainda habitat de vários microrganismos que geram CO₂ durante a decomposição da matéria orgânica (Hardt, 2004, Willianms, 2008).

O criptocarste foi observado na sua forma primária nas rochas siliciclásticas, no primocarste, fase de preparação da rocha para o desenvolvimento do carste (dinâmicas de paragênese e singênese). O primocarste não foi encontrado na região dos carbonatos, em função da intensa dinâmica hídrica.

Conclui-se com este trabalho que o criptocarste é a área onde ocorre o contato entre o solo e/ou alterita e o substrato rochoso, independente da localização, seja na zona epidérmica, nas raízes de introdução, no endocarste ao contato com o preenchimento, ou no primocarste. O criptocarste é responsável pelos processos de entrada do fluxo concentrado

de água no substrato, pelas alterações da rocha e pela ligação com o sistema de restituição. A carstificação no criptocarste é possível devido à ação do solo, que funciona como uma bacia de armazenamento de água, possibilitando a ação lenta e concentrada da água sobre a rocha, promovendo os intercâmbios geoquímicos impreteríveis para o desenvolvimento do carste. O solo ainda é fonte de ácidos orgânicos gerados pela decomposição da matéria orgânica pelos micro-organismos, que ajudarão na dissolução em superfície, dando início ao processo de carstificação.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA ABREU, P. A. (1989) *Geologia das quadrículas Onça e Cuiabá (Gouveia-MG) - região mediana central da Serra do Espinhaço Meridional*. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Instituto de Geociências, 75 p.

ALMEIDA ABREU, P. A., PFLUG, R. (1994) The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, *Zbl. Geol.*, H 1/2, Minas Gerais, p. 21- 44.

ALMEIDA-ABREU, P.A. (1995). O Supergrupo Espinhaço: O rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3, p. 1-18.

ABREU JUNIOR, C. H.; NETO, L. M., MILORI, D. M. B. P., SIMÕES, M. L., SILVA, W. T. L. (2009) Métodos analíticos utilizados em química do solo. In: MELO, V. F., ALLEONI, L. R. F. (Editores) (2009) *Química e mineralogia do solo, Parte II – Aplicações*. 1ª. Edição, SBCS, Viçosa, 685 p.

ARAÚJO, M. A., PEDROSO, A. V., AMARAL, D. C., ZINN, Y. L. (2014). Paragênese mineral de solos desenvolvidos de diferentes litologias na região sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 38:11-25.

AUGUSTIN, C. H. R. R., FONSECA, B. M., ROCHA, L. C. (2011) Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. In: *Geonomos*, 19(2), CPMTCC – IGC – UFMG, Belo Horizonte, p. 50-69.

AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; SAADI, A. (2005) 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.

AZEVEDO, A. C., VIDAL-TORRADO, P. (2009) Esmectita, Vermiculita, Hidróxi entrecamadas e Clorita In: VANDER, F. M., ALLEONI, L. R. F. (Editores) *Química e mineralogia do solo – parte I*, SBCS, Viçosa, 695 p.

- BACELLAR, L. A. P. (1989) *Geologia estrutural do supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel-Tres Marias-Coselheiro Mata, MG*, Dissertação de mestrado, UFOP, Ouro Preto, 129 p.
- BAKALOWICZ, M. (2012). Epikarst. In: WHITE, W. B., CULVER, D. C. (2012). *Encyclopedia of caves*. 2ª ed., Academic Press, USA, 962 p.
- BATES, R. L., JACKSON, J. A. (1987). *Glossary of Geology*. 3ème édition, American Geological Institute, 298 p.
- BATISTA, A. J.; CASTRO, W. B. M., GRECO, F. M. (1985). *Geologia da Região da Serra de Minas entre Conselheiro Mata e Rodeador*. UFMG, Diamantina, 79 p.
- BENNETT, P.C., MELCER, M.E., SIEGAL, D.I., HASSETT, J.P. (1988). *The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25 °C*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1521-1530.
- BENITES, V. M.; CAIAFA, A. N.; MENDONÇA, E. S.; SCHAEFER, C. E.; KER, J. C. (2003) Solos e vegetação nos complexos rupestres de altitude da Mantiqueira e do espinhaço. V. 10, n.1, *Revista Floresta e Ambiente*, UFRJ, Rio de Janeiro, p.76 – 85.
- BERBET-BORN, M. (2002). Carste de Lagoa Santa, MG: berço da paleontologia e da espeleologia brasileira, In: SCOBHENHAUS, C., CAMPOS, D. A., QUEIROZ, E. T.; WINGE, M., BERBET-BORN, M. (Eds.) *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. 1ª ed., DNPM/CPRN – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), vol. 1, Brasília, p 415 – 430.
- BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., SANTOS, G. F.(1994). *Estrutura das paisagens tropicais e subtropicais*. Vol. 1, Eitora da UFSC, Florianópolis, 425 p.
- BOGLI, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin, 284 p.
- BOSÁK, P. (1989). Problems of the origin and fossilization of karst forms. In: BOSÁK, P., FORD, D. C., GLASEK, HORACEK, I. (Eds.). *Paleokarst. A systematic and regional review*. Elsevier-Academia, Amsterdam-Praha, p. 577-598.
- CENTRO NACIONAL DE PESQUISA E CONSERVAÇÃO DE CAVERNAS –CECAV. (2011). *Projeto Inventário Annual do Patrimônio Espeleológico Nacional*. Disponível em <http://www.icmbio.gov.br/cecav>.
- CENTRO NACIONAL DE PESQUISA E CONSERVAÇÃO DE CAVERNAS –CECAV. *Base de dados: cavidades do Brasil*. Disponível em <http://www.icmbio.gov.br/cecav>.
- CORRÊA NETO, A. V. (1997) Cavernas em quartzito na Serra do Ibitipoca, Sudeste de Minas Gerais. *Anais do Seminário de Pesquisa sobre o Parque Estadual de Ibitipoca*, p. 43 - 51.
- COSTA, A. C. S., BIGHAM, J. M. (2009) Óxidos de Ferro. In: VANDER, F. M., ALLEONI, L. R. F. (Editores) *Química e mineralogia do solo – parte I*, SBCS, Viçosa, 695 p.
- COURRÈGES, M. (1997) Le crypto-karst de la péninsule du Médoc. Crypto-altération, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire. *Quaternaire*, Volume 8, Numéro 2-3, France, p. 289-304.

CHOPPY, J. (2008) Pourquoi se creusent les grottes?. *Karstologia Mémoires*, n°16, Choppy, Paris, 188 p.

CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A. & SUGDEN, D. E. (1984). *Geomorphology*. Methuen & Co, New York, 606 p.

CRISTOFOLETTI, A. (1980) *Geomorfologia*. Edgard Blucher, São Paulo, 188 p.

CULVER D. C.; BRANCELI, A.; PIPAN, T. (2012) Epikarst Communities. *In: WHITE, W. B., CULVER, D. C. Encyclopedia of caves*. 2ª ed., Academic Press, USA, 962 p.

CURI, N., FRANZMEIER, D. F. (1984) Toposequence of oxisols from the central plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* p 341 -346.

DARDENNE, M. A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *Congresso brasileiro de Geologia*, 30, Anais, SBG, v. 2, Recife, 597-610 p.

DERRUAU, M.(1965). *Précis de Géomorphologie*. 4ème Édition, Masson et Cle, Éditeurs, Paris, 416 p.

DIAS, H. C. T., FERNANDES FILHO, E. I., SCHAEFER, C. E. G. R., FONTES, L. E. F., VENTORIM, L. B.(2001) Geoambientes do Parque Estadual do Ibitipoca, município de Lima Duarte, MG. *Revista Árvore*, 26:777-786.

DOERR, S. H. (1999). Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana shield: Pseudokarst or “real” karst? *Zeitschrift fur Geomorphologie* 43, p. 1-17.

EK, C. (1987). Les phénomènes karstiques. *In: WILLEMS, L. (2002). Phénomènes karstiques em roches silicatées non carbonatées – cãs dès grés, dès micaschistes, dès gneiss et dès granites em Afrique sahélienne et équatoriale*. Tese, Université de Liege, France, 259 p.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE AGROPECUÁRIA. (1997a). Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro, 212 p.

EMBRAPA (2006). *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Centro Nacional de Pesquisas de solos, 2a. Edição, Rio de Janeiro, 306 p.

FABRI, F., P. (2011). *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.

FASSBENDER, H. W., BORNEMISZA, E. (1987). *Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina*. 2º ed., San Jose, Costa Rica, 420 p.

FÉNELON, P. (1965) *Vocabulaire français dès phénomènes karstiques*. Comité national de géographie, France, collectif, p. 3-6.

FIBGE - FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - (1992). *Mapa da Vegetação do Brasil*. 1: 5.000.000.

FIBGE, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2007) *Manual Técnico de Pedologia*, Manuais técnicos em Geociências n° 4, 2ª edição, 316 p.

- FONTES, M. P. F. (2006). *Composição do solo*. UFV, Viçosa, 38p.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. (1989) *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 562 p.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. (2007) *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, England, 578 p.
- FRANZMEIER, D. P., STEINHARDT, J. R., NORTON, L. D. (1984) *Soil characterization in Indiana: I. field and laboratory procedures*. Purdue University, Indiana, 30 p.
- GERMANIQUE, J. C. (1994) Major, trace and rare-earth elements in fourteen GSJ references samples. Determinations by X-ray fluorescence spectrometry and inductively coupled plasma optical emission spectrometry. *Geostandards Newsletter*, v. 18, n. 1, p. 91-100.
- GÈZE, B. (1973) *Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie*. Ann. De Spél. 28/1, p. 1-20.
- GLAZEK, J. (2006). Karst Related Phenomena – The problem of proper nomenclature. *In :9th International Symposium on Pseudokarst (Abstracts)*. Institute of Nature Conservation, p 47-48.
- GILLI, E.; MANGAN, C.; MUDRY, J.; (2004). *Hydrogéologie : Objets, méthodes, applications*. Paris : Dunod, 304 p.
- GONÇALVES, F. A. A. (2013). *Morfodinâmica e morfogênese de um carste suspenso e evolução geomorfológica de longo termo. Uma aproximação com base no caso do setor oeste do curral de Pedras i / jequitaí – mg*, Dissertação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 160 p.
- GUIMARÃES, R. L., TRAVASSOS, L. E. P., LINKE, V. (2011) Geografia cultural do carste radicional carbonático de monjolos, mg: uma primeira aproximação. *Anais do 31º Congresso Brasileiro de Espeleologia*, Sociedade Brasileira de Espeleologia, Ponta Grossa.
- GUIMARÃES, R. L (2012) *Mapeamento Geomorfológico do carste da região de Monjolos – Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, PUC-MG, Belo Horizonte, 2012, 160 p.
- GUNN, J. (editor) (2004) *Encyclopedia of caves and karst science*. Taylor & Francis Books, New York, 1940 p.
- HALLETT, R. B., KYLE, P. R. (1993) XRF and INAA determinations of major and trace elements in geological survey of Japan igneous and sedimentary rock standards. *Geostandards Newsletter*, v. 17, n. 1., p. 127-133.
- HALLIDAY, W. R. (2004) Pseudokarst. *In: Gunn, J. (ed.). Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York, 604-608 p.
- HARDT, R. (2003) Carste em arenito: Considerações gerais. XXVII Congresso Brasileiro de Espeleologia. Sociedade Brasileira de Espeleologia, Januária.
- HARDT, R. (2004) *Aspectos da morfologia cárstica da Serra do Calcário – Cocalinho – MT*. Dissertação (Mestrado em Organização do Espaço) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 98 p.

HARDT, R. (2008) *Sistema Cárstico e impactos antrópicos: Considerações sobre o manejo*. Simpósio de Pós-Graduação do Estado de São Paulo. Rio Claro.

HARDT, R.; PINTO, S. A. F. (2009) Carste em litologias não carbonáticas, *Revista Brasileira de Geomorfologia*, V. 10, nº2, UGB, Brasília, p. 99 – 105.

HARDT, R., RODET, J., PINTO, S. A. F. (2010) O carste. Produto de uma evolução ou processo? Evolução de um conceito, *Revista de Geografia*. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 3.

HARDT, R. (2011). *Da carstificação em arenitos. Aproximação com o suporte de geotecnologias*. Tese de doutoramento, Universidade Estadual Paulista – Université de Rouen, Rio Claro, 224 p.

HERIQUES JR, G. P. (2006) *Arqueologia Regional da Província Cárstica do Alto do São Francisco: um estudo das tradições ceramistas Una e Sapucaí*. Dissertação de mestrado, MAE-USP, São Paulo, 96 p.

JAKUCS, L. (1977). Morphogenetics of Karst Regions: Variants of Karst Evolution. Bristol, Adam Hilger Ltd. 284 p. in HARDT, R. (2011) *Da carstificação em arenitos. Aproximação com o suporte de geotecnologias*. Tese de doutoramento, Universidade Estadual Paulista – Université de Rouen, Rio Claro, 224 p.

JAILLET, S. (1999) Recul de couverture et karstification dans un karst couvert de bas plateaux: le Barrois (Lorraine / Champagne - France), *Colloque Karst-99*, Laboratoire de Géographie de l'Université de Savoie, France, 20 p.

JENNINGS, J. N. (1985) *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, Oxford, 293 p.

JONES, W. K.; CULVER, D. C.; HERMAN, . S., (Eds.), (2004) *Epikarst.*, WV: Karst Waters Institute, Special Publication 9, Charles Town, 160 p.

JONES, W. K. and WHITE, W. B. (2012). Karst, in: WHITE, B. W.; CULVER D. C. *Encyclopedia of caves*, 2ª.ed., Elsevier, London, 945 p.

KÄMPF, N., SCHWERTMANN, U. (1982). The 5-M-NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. *Clays Clay Miner.*, v. 30, n. 3, p. 401-408.

KÄMPF, N., CURI, N. (1987). O ferro no solo. in: *Reunião sobre ferro em solos inundados*, trabalho apresentado, Provárzeas Nacional: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Brasília.

KÄMPF, N. CURI, N., MARQUES, J. J. (2009a) Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo In: VANDER, F. M., ALLEONI, L. R. F. (Editores) *Química e mineralogia do solo – parte I*, SBCS, Viçosa, 695 p.

KÄMPF, N. CURI, N., MARQUES, J. J. (2009b) Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. In: VANDER, F. M., ALLEONI, L. R. F. (Editores) *Química e mineralogia do solo – parte I*, SBCS, Viçosa, 695 p.

KARMANN, I. (2000) Ciclo da Água, Água Subterrânea e sua Ação Geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M., C. M.; FARICHILD, T. R.; TAIOLI, F. *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, São Paulo, 558 p.

KOHLER, H. C. Geomorfologia cárstica (2005). 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.

KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. (editors) (2000) *Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville /USA, 528 p.

KLIMCHOUK, A.B. (2004). Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *In: Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 2* (1), www.speleogenesis.info, 13 pages, re-published (modified) from: Jones, W.K., Culver, D.C. and Herman, J. (Eds.). 2004. Epikarst. Proc. of the symposium held October 1 through 4, 2003 Sheperdstown, West Virginia, USA. Karst Water Institute special publication 9, 23-35.

KLIMCHOUK, A.B. (2012). Speleogenesis, hypogenic, *in*: WHITE, B. W.; CULVER D. C. *Encyclopedia of caves*, 2ª.ed., Elsevier, London, 945 p.

KLUG, H. P., ALEXANDER, L. E. (1954). *X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials*. Willey & Sons, New York, 716 p.

KNAUER, L. G. O (2007). Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações sobre sua estratigrafia e Seu arranjo estrutural. *Revista Geonomos*, 15 (1), IGC – UFMG, Belo Horizonte, 81- 90 p.

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

LIMA, V. C. (2004). *Fundamentos de Pedologia*. UFPR/Setor de Ciências Agrárias. Curitiba, 233p.

LYNCH L. S., (2009). *Gênese e geoquímica de solos em ambiente cárstico no cerrado da região de Planaltina de Goiás*. Tese, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 156 p.

LOUGHNAN, F. C. (1969). *Chemical weathering of the silicate minerals*. American Elsevier publishing Company, New York, 154 p.

LUCHESE, E. B.; FAVERO, L. O. B.; LENZI, E. (2002) *Fundamentos da Química do Solo: teoria e Prática*. Freitas Bastos, Rio de Janeiro, 182p.

MAINGUET, M. (1972), *Le modèle des grès: problèmes généraux*. Paris: Inst. Geogr. Nat., d'après Ford et Williams, 1989. *In*: WILLEMS, L. (2002) *Phénomènes karstiques em roches silicatées non carbonatées – cãs dès grés, dès micaschistes, dès gneiss et dès granites em Afrique sahélienne et équatoriale*. Tese, Universite de Liege, France, 259 p.

MANGIN, A. (1973). Sur la dynamique des transferts en aquife`re karstique. Proceedings of the 6th International Congress of Speleology, Olomouc, III, Canada, (in French), p. 157-162. *In*: BAKALOWICZ, M. (2012). Epikarst. *In*: WHITE, W. B., CULVER, D. C. (2012). *Encyclopedia of caves*. 2ª ed., Academic Press, USA, 962 p.

MARSICO, A., SELLERI, G., MASTRONUZZI, G., SANSÒ, P., WALSH, N. (2003). Cryptokarst: a case-study of the quaternary landforms of southern apulia (southern italy), *Acta Carsologica*, 32/2, Ljubljana, p. 147-149.

MARTINI, J. R. (1984). Quartz dissolution and weathering of quartzite. *In: The boletin of the South Africa: Speleological Association*. v. 25.

McGRAW-HILL (1991). *Dictionary of Earth Science*. S. P. PARKER ed., p. 505 e 536.

McKEAGUE, J. A., DAY, J. H. (1966). Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci.*, v. 46, n. 1, p 13-22.

MELO, V. F., CASTILHOS, R. M. V., PINTO, L. F. S. (2009). Reserva mineral do solo. *In: VANDER, F. M., ALLEONI, L. R. F. (Editores) Química e mineralogia do solo – parte I*, SBCS, Viçosa, 695 p.

MELO, V. F., WYPYCH, F. (2009). Caulinita e Haloisita. *In: VANDER, F. M., ALLEONI, L. R. F. (Editores) Química e mineralogia do solo – parte I*, SBCS, Viçosa, 695 p.

MEHRA, J. P., JACKSON, M. L. (1960). Iron oxides removal from soils and clays by a ditionete-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays clay miner*, v. 7, n. 3, p. 317-327.

MUGGLER, C. C., CARDOSO, I. M., RESENDE, M., FONTES, M. P. F., ABRAHÃO, W. A. P., CARVALHO, A. F. (2005). *Conteúdos básicos de geologia e pedologia*, UFV, Viçosa, 89 p.

NATIONAL CENTER FOR ENVIRONMENTAL ASSESSMENT - NCEA (2002). *A lexicon of cave and karst terminology with special reference to environmental karst hydrology*. Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Washington, 221 p.

NETO, L. F. S. (2010). *Pedogênese e material orgânico de solos hidromórficos da região metropolitana de Porto Alegre*, Tese de doutoramento, UFRS, Porto Alegre, 105 p.

NIMER, E., BRANDÃO, A. M. P. M. (1989). *Balanço hídrico e clima da região dos cerrados*. 1ª ed., FIBGE, Rio de Janeiro, 166p.

OLIVEIRA, J. B., JACOMINE, P. K. T., CAMARGO, M. N. (1992) *Classes gerais de solos do Brasil*. 2ª edição, Funep / Unesp, Jaboticabal, 201 p.

OLIVEIRA, C. V. (1999) *Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos, gênese e uso de solos do Projeto Jaíba, norte de Minas Gerais*. Tese de doutoramento, UFV, Viçosa, 161 p.

PALMER, M. V.; PALMER, A. N. (1989). Paleokarst of the United States. *In: Bosak, P., Ford, D., Glazek, J. and Horacek, I., eds.: Paleokarst: a systematic and regional review*. Academia, Praha. 337-365

PALMER, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, v.103, p.1-21.

PALMER, A. N. (2007). *Cave geology*. Dayton, OH: Cave Books.

PALMER, A. N. (2012). Passage growth and Development *in: WHITE, B. W.; CULVER D. C. Encyclopedia of caves*, 2ª.ed., Elsevier, London, 945 p.

PATON, T. R. (1978) *The formation of soil material*. Allen & Unwin, London, 143 p.

PELLEGRIN, J. C. (1997) *Un exemple de cryptokarste em région tempérée: Le Karste de Casteljaloux (Lot-et-Garonne)*. Géomorphologie – Hydrochimie, Thèse de doctorat de Géographie Physique, Université Michel de Montaigne, Bordeaux 3, 247 p.

PILÓ, L.B. (1998) *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.

PILÓ, L. B. (2000) Geomorfologia Cárstica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. V.1, nº 1, AGB, p. 88 -102.

PFLUG, R., RENGGER, F. (1973) Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 2, Sociedade Brasileira de Geologia, Aracaju, p. 5 – 19.

PFLUG, R., HOPPE, A., BRICHTA, A. (1980). Paleogeografia do Pré Cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. *III Geow. Lat. Koll, Anais*, Boppard, p. 33-40.

QUINIF, Y. 2010. Fantomes de roche et fantomisation. *Karstologia Mémoires* 18, França, 184 p.

RAMOS, D. P., MANZATTO, C. V. (1991). *Levantamento semidetalhado de solos, aptidão agrícola das terras para culturas de sequeiro e classes de terras para irrigação do projeto especial de colonização da Serra do Ramalho - Bom Jesus da Lapa - BA*. Relatório Técnico, Vol 1., 543p.

RENAULT P. H. (1953). *Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional*. 1er Congrès Intern. de Spéléol. 2/1, p. 275-289.

RENAULT P. H. (1967). *Contribution a l'étude des actions mécanique e sédimentologique dans la spéléogénese*. Annales de spéléologie, 337 p.

RESENDE, M., CURI, REZENDE, S. B., CORREA, G. F. (1997). *Pedologia: base para distinção de ambientes*. 2ª ed., NEPUT, Viçosa, 367 p.

RESENDE, M., CURI, N., KER, J. C., REZENDE, S. B. (2005) *Mineralogia de solos Brasileiros – Interpretações e Aplicações*. Editora UFLA, Lavras, 192 p.

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

Rodet J. (1992) *La craie et ses karsts*. Ed. Groupe-Seine, CNRS, Caen et CNEK, Elbeuf (France), 560 p.

RODET, J. (1996) Une nouvelle organisation geometrique du drainage karstique des craies : Le labyrinthe d'alteration, l'exemple de la grotte de la Mansonniere (Bellou sur Huisne, Orne, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 322 (12), serie II a, p. 1039-1045.

RODET, J. (2002) Le karst, milieu conservateur. *In: MISKOVSKY, J. C.(Org.) Géologie de La Préhistoire: méthodes, techniques, applications*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 1520 p.

RODET, J; HORN, H. A. (2011). 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.

RODET, J. (2012) *Prémices d'une approche géoarchéologique et karstologique de la région de Jequitai, Minas Gerais, Brésil*. EuReKarst-CNEK-CNRS/Université de Rouen, 62 p.

RODET, J. (2014) *The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born*, *Geologica Belgica*, 17/1, p. 58-65.
no prelo.

SAADI, A. (1995). A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, CPMTCC – IGC – UFMG, Belo Horizonte, 3(1), p 41-63.

SANO, A. et al. (2008) *Cerrado ecologia e flora*. Embrapa, Brasília. 556 p.

SANTOS, M. L. DOS, (1976). *Contribuição à caracterização e classificação de alguns solos desenvolvidos sobre calcário da região de Irecê Xique-Xique - BA*. Dissertação de mestrado. Salvador - BA.

SANTOS, R. D., LEMOS, R. C., SANTOS, H. G., KER, J. C., ANJOS, L. H. C. (2005). *Manual de coleta e descrição dos solos no campo*, 5ª ed., SBCS, Viçosa, 92 p.

SANTOS, E. C. (2012) *Levantamento pedológico e perdas geoquímicas na bacia do Rio Pardo Pequeno – Espinhaço Meridional - MG*. Dissertação de Mestrado, IGC – UFMG, Belo Horizonte, 73 p.

SAURO, U. (2012) Closed depressions In karst áreas. *In: WHITE, W. B., CULVER, D. C. Encyclopedia of caves*. Academic Press, USA, 962 p.

SCHÖLL, W. U., FOGAÇA, A. C. C. (1979) Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. *Atas do 1º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Sociedade Brasileira de Geologia, Diamantina, p. 55 – 73.

SCHULZE, D. G. (1982). *The identification of iron oxides by differential x-ray diffraction and the influence of aluminum substitution on the structure of goethite*. Weihenstephan: Lehrstuhl für Boddenkunde der Technischen Universität Nünchen.

SCHULZE, D. G., SCHWERTMANN, U. (1984). The influence of aluminum on iron oxides X. properties of Al; substituted goethites. *Clays Clay Miner.*, v. 19, n. 3, p. 521-539.

SCHWERTMANN, U., FITZPATRICK, R. W., TAILOR, R. M., LEWIS, D. G. (1979). The influence of aluminum on iron: Part II. Preparation and properties of Al-sibstitutes hematites. *Clays Clay Miner.*, v. 27, n. 1, p. 105-112.

SCHWERTMANN, U., LATHAM, M. (1986). Properties of iron oxides in some New Caledonian oxisols. *Geoderma*, v. 39, n. 2, p. 209-214.

SELF, C. A., MULLAN, G.J. (1997) *Redefining the boundary between karst and pseudokarst*. *Cave and karst science*, vol 23 (2): 63-70.

SILVA, A. B. *Hidrogeologia de Meios Cársticos*. Disponível em: http://www.nehma.ufba.br/cursos/apostilas_monografia/Graduacao/LIVROtexto.pdf, acesso em Fevereiro, 2012.

SILVA, S. M. (2004) *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.

SHINZATO, E. O (1998) *Carste da área de proteção ambiental de Lagoa Santa (MG) e sua influência na formação dos solos*. Tese de doutoramento, Universidade Federal do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, 117p.

SOUZA, E. A. DE; RIBEIRO, M. R.; FERREIRA, V. X. (1993). Caracterização e gênese de solos do Baixo de Irecê (BA), *Revista Brasileira de Ciência do Solo*,. 17(1):89:97.

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

STAFFORD, K., Land, L.; VENI, G. (Eds.), (2009). *Advances in hypogene karst studies*. Carlsbad, NM: National Cave and Karst Research Institute (NCKRI Symposium 1).

SWEETING, M. M. (1972). *Karst Landforms*. Macmillan, Londres, 362 p.

TARDY(1969) *In: CARVALHO, I. G. (1995). Fundamentos da geoquímicas dos processos exógenos*. Bureau, Salvador, 239 p.

TUNES, J. O.; AMPARO, M. G. (2009) *Geologia de um segmento do Supergrupo Espinhaço Superior entre Diamantina e Augusto de Lima – MG*, monografia, IGC/UFMG, Belo Horizonte, 143 p.

UAGODA, R.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. (2006). *Reconhecimento geomorfológico de relevo cárstico em rochas quartzíticas: bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, médio Vale do rio Paraíba do Sul*, Dissertação, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 89 p.

UHLEIN, A. (1991). *Transição cráton-faixa dobrada : exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 295 p.

UNESCO (2005) *Reserva da biosfera da Serra do Espinhaço*. IEF (coordenação), Belo Horizonte, 189 p.

VALADÃO, R. C., SILVEIRA. S., SIMÕES, P. M. L. (no prelo) *Ensino de geomorfologia à distância para geógrafos: desafios e mediações possíveis*.

VALENTE, E. L. (2009) *Relações solo-vegetação no Parque Nacional da Serra do Cipó, Espinhaço Meridional, Minas Gerais*. Tese de doutoramento, UFV, Viçosa, 157 p.

VASCONCELOS (2011) *Criptocarste: metodologia comparativa entre quartzito e calcário. Exemplo da bacia do Rio Pardo Pequeno, região de Diamantina – MG*. (Resumo) *In: 1º Simpósio Mineiro do Carste*, IGC-UFMG, Belo Horizonte, p 35.

VASCONCELOS, A. M. C.; SOUZA, F. C. R.; RODET, J.; OLIVEIRA, C. V.; SALGADO, A. A. R. (2013). *Karst developed in siliciclastic rocks at serra do espinhaço meridional, minas gerais (Brazil)*. In: 16th International Congress of speleology, Brno. vol. 3, Praga: Czech Speleological Society, July 21-28, p. 326-331.

VIANELLO, R. L., ALVES, A. R. (1991) *Meteorologia básica e aplicações*. Imprensa universitária, UFV, Viçosa, 449 p.

VILES, H., Pentecost, A. (1994). Problems in assessing the weathering action of lichens with an example of epiliths on sandstone. In: Robinson, D.A., Willians, R.B.G. (editors). *Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley & Sons Ltd. p.99-116.

VON KNEBEL, W. (1906). Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene. Branschweig, Fried. Vieweg u. Sohn, 222 p. In: WILLEMS, L. (2002) *Phénomènes karstiques em roches silicatées non carbonatées – cãs dès grés, dès micaschistes, dès gneiss et dès granites em Afrique sahélienne et équatoriale*. Tese, Universite de Liege, France, 259 p.

YOUNG, R.;YOUNG, A. (1992).*Sandstone Landforms*. Berlin Heidelberg : Springer-Verlag, 164 p.

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

WHITE, R. (2009) *Princípios e práticas da ciência do solo - o solo como um recurso natural*. 4ª. Edição, Andrei Editora, São Paulo, 426 p.

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

WILLIAMS, P. W. (2003) The epikarst: evolution of understanding. In: *Epikarst; Proceedings of the symposium held*, West Virginia. Karst Waters Institute, Special Publication 9, October 1 through 4, Shepherdstown p 8–15.

WILLIAMS, P. W. (2004) Doline. In: GUNN, J. (editor) *Encyclopedia of caves and karst science*, Fitzroy Dearborn, New York, 1970 p.

WILLIAMS, P. W. (2008) The role of the epikarste in karst and cave hydrogeology: a review. *International urnal of Speleogy*, 37 (1), Bologna (Italy), p. 1 -10.

WILLEMS, L. (2002) *Phénomènes karstiques em roches silicatées non carbonatées – cãs dès grés, dès micaschistes, dès gneiss et dès granites em Afrique sahélienne et équatoriale*. Tese, Universite de Liege, France, 259 p.

WILLEMS, L., POUCKET, A., VICAR. J.P. (2002) *Existence of karsts into silicated non-carbonated crystalline rocks in Sahelian and Equatorial Africa, hydrogeological implications*. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 173,no.4, p. 337-345, France.

WILLEMS, L., RODET, J. (2013) Endokarsts and cryptokarsts in cretaceous coarse and highly porous chalk at the Belgian-Dutch border. In: *16th Internacional Congress of speleology*, Brno. vol. 3, Praga: Czech Speleological Society, july 21-28, p. 154-157.

WRAY, R. A. L. (1997). Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and karst science*, 24, p 81-86.

ERRATA- Os mapas de localização (p. 52), geomorfologia (p. 66), hipsométrico (p. 68), estão com todos os pontos visitados lançados, inclusive aqueles não utilizados. Os pontos corretos encontram-se plotados no mapa geológico na página 59.