



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PAOLA VIANA DE CASTRO CUNHA

Gênese de calcretes da Formação Guabirotuba, Bacia de
Curitiba, Paraná

Curitiba
2011

PAOLA VIANA DE CASTRO CUNHA

Gênese de calcretes da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná

Dissertação de mestrado apresentada ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Exploratória.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes.

Co-orientadores: Prof. Dr. Daniel Atencio

Prof^a. Dr^a. Valdevez Ferreira

CURITIBA, 2011

Cunha, Paola Viana de Castro
Gênese de calcretes da Formação Guabirota, Bacia de Curitiba,
Paraná / Paola Viana de Castro Cunha. – Curitiba, 2011.
73 f. : il.; graf., tab. + mapas

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.
Orientador: Luiz Alberto Fernandes
Co-orientadores: Daniel Atencio, Valdeez Ferreira

1. Cascalho - Conglomerado (Geologia). I. Fernandes, Luiz Alberto.
II. Atencio, Daniel. II. Ferreira, Valdeez. IV. Título.

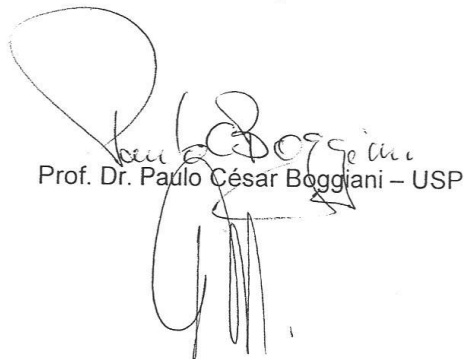
CDD 553.626

TERMO DE APROVAÇÃO

PAOLA VIANA DE CASTRO CUNHA

"Gênese de calcretes da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná".

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof. Dr. Paulo César Boggiani – USP

Prof. Dr. Rodolfo José Angulo – UFPR



Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR
Presidente

Curitiba, 16 de maio de 2011.

À minha família e amigos,
sempre ao meu lado nos momentos de alegria.
“Crê em ti mesmo, age e verá os resultados. Quando
te esforças, a vida também se esforça para te ajudar”
Chico Xavier

RESUMO

A Bacia de Curitiba (Mioceno-Pleistoceno) tem área atual aproximada de 3000 km². Coincide parcialmente com a região metropolitana da cidade homônima, situada no Sul do país. A bacia constitui depressão alongada de direção ENE, pertencente ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sul e Sudeste do Brasil. A Formação Guabirota, principal unidade sedimentar da bacia, é constituída por areias arcossianas localmente conglomeráticas e lamas, acumuladas sobre embasamento de rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas. Corresponde a depósitos de leques aluviais coalescentes e rios entrelaçados. Em alguns locais apresenta intervalos com cimentação carbonática (calcretes) nodulares e laminares, que podem constituir até crostas duras de espessura centimétrica. Os calcretes resultam da cimentação e/ou substituição do arcabouço dos sedimentos por precipitação de CaCO₃ em processos edáficos (pedogênicos) ou relacionados com circulação de águas subterrâneas (freáticos). Em seções descritas em campo foram definidos três tipos de calcrete: 1) nodulares em fácies argilosas e/ou arenosas; 2) calcretes laminares em fácies arenosas, com maior cimentação que o anterior; e 3) calcretes de crosta dura em fácies arenosas, semelhantes ao tipo anterior, mas com maior cimentação que permite identificar em campo como intervalos endurecidos. A análise por petrologia óptica de seções delgadas e microscópio eletrônico de varredura (MEV) dos diversos intervalos revelou predominância de associação de microestruturas do tipo alfa, caracterizada por quartzo com bordas corroídas, além de feldspato e intraclastos, imersos em matriz micrítica a espática, com frequente preenchimento de fraturas por cimento de crescimento deslocativo do carbonato, indicando predominância de processos freáticos. No contexto freático houve intenso desenvolvimento de texturas micríticas a espáticas, que provavelmente destruíram feições originais pedogenéticas. Os eventos freáticos foram provavelmente mais intensos ou mais importantes que os pedogenéticos na formação destes calcretes.

Palavras-chave: calcretes, Formação Guabirota, Bacia de Curitiba

ABSTRACT

The Curitiba Basin (Miocene-Pleistocene) have current area of approximately 3,000 km². Partially overlaps with the metropolitan region homonymous city, situated in the South of Brazil. The basin is elongated depression with ENE direction, which belongs to the Cenozoic Rift System of South and Southeast of Brazil. Guabirota Formation, main unit of the sedimentary basin is composed of locally conglomeratic arkosic sands and mud, accumulated over basement metamorphic and igneous rocks of Precambrian. Corresponds to deposits of alluvial fans and braided river. In some places has cemented carbonate intervals (calcretes) nodular and laminar, which may constitute up to centimeter thick hard crusts. The calcretes result of cementation and / or replacement of the framework sediments by precipitation of CaCO₃ in soil processes (pedogenic) or related to groundwater (aquifers) movement. In the sections described on field were defined three types of calcrete: 1) nodular argillaceous facies and/or sand, 2) laminar calcretes sandy facies, cementation more than the previous one, and 3) calcretes hard crust of sandy facies, similar the previous type, but with greater cementation that allows the identification of field hardened as ranges. The petrological analysis of optical thin sections and scanning electron microscopy (SEM) of several intervals showed a higher association alpha-type microstructures, characterized by quartz with corroded edges, besides feldspar and intraclasts, micrite matrix immersed in a spastic, with often fill fractures displaced by cement growth carbonate, indicating groundwater processes predominance. In the freatic context there was intense development of the spastic micritic textures, which probably destroyed pedogenetic original features. The events freatic were probably more intense or more important than the creation of such pedogenic calcretes.

Keywords: calcretes, Guabirota Formation, Curitiba Basin

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por estar comigo nessa caminhada.

Aos colegas do Departamento de Geologia da UFPR, Fábio de Lima, Aline Lisniowski, Danielle Schemiko, Eloir, Cleciane Comelli, Cristiane Dutra, por toda a ajuda e paciência.

À intrépida parceira de trabalho, campo, discussões, aborrecimentos Denise Alessandra Monteiro Machado, pela paciência em minhas divagações.

As pessoas que tem participação especial em minha vida e que, portanto, não poderiam ter se não, o papel mais importante deste trabalho: meu Pai, minha Mãe e meus irmãos. A vocês eu dedico esta Dissertação de mestrado.

A Fundação Araucária pelo apoio financeiro aos trabalhos de campo (projeto Potencial de utilização de argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro – Piraí do Sul- Pote, convênio 042/protocolo 6337).

Ao LabESed – Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar do Departamento de Geologia da UFPR e ao técnico Daniel Paredes pelo suporte nas análises laboratoriais.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, ao Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR, ao Instituto de Geociências da USP e ao Neg-Labise da UFPE.

Ao meu orientador, Prof.Dr. Luiz Alberto Fernandes, pelas orientações, sugestões e correções, e principalmente pela oportunidade de fazer parte desta pesquisa.

Ao meu co-orientador, Prof.Dr. Daniel Atencio, por ter ensinado sobre difratograma, pela paciência, e pela sua excelente co-orientação e disponibilidade em me ajudar.

A minha co-orientadora Profa. Dra. Valderez Ferreira pela orientação em isótopos.

Aos meus primos que me receberam em sua casa, Valmira e Cádio. E a não menos importante, minha amiga Sara, por estar sempre ao meu lado.

À Coordenação de aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro mediante bolsa de estudos.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo.....	2
Figura 2: Contexto geológico da área de estudo com associações faciológicas.....	6
Figura 3: Fotos e seções colunares das associações de fácies.....	10
Figura 4: Contexto de desenvolvimento de calcretes.....	12
Figura 5: Modelo de formação de calcretes por ascensão capilar.....	13
Figura 6: Modelo de formação de calcretes por infiltração.....	13
Figura 7: Perfil clássico de calcrete pedogênico.....	14
Figura 8: Perfil ideal de calcrete pedogênico.....	17
Figura 9: Associação de microtexturas do tipo alfa e do tipo beta.....	19
Figura 10: Mapa de locais de amostragem de calcrete.....	22
Figura 11a: Visão panorâmica e seção colunar 1 do local BC 03.....	26
Figura 11b: Seções colunares 2 e 3 do local BC 03.....	27
Figura 12: Seção colunar do local BC 26.....	28
Figura 13: Seção colunar do local BC 27.....	29
Figura 14: Seção colunar do local BC 30.....	31
Figura 15: Seção colunar do local BC 31.....	32
Figura 16: Seção colunar do local BC 65.....	33
Figura 17: Fotomicrografia de calcretes nodulares em fácies arenosas.....	35
Figura 18: Fotomicrografia de calcretes nodulares em fácies argilosas.....	37
Figura 19: Fotomicrografia de calcretes laminares.....	38
Figura 20: Fotomicrografia de calcretes laminares.....	39
Figura 21: Fotomicrografia de calcretes do tipo crosta dura.....	40
Figura 22: Imagem em MEV de calcretes nodulares em fácies arenosas.....	41
Figura 23: Imagem em MEV de calcretes nodulares em fácies argilosas.....	42
Figura 24: Imagem em MEV de calcretes laminares.....	43
Figura 25: Imagem em MEV de calcretes do tipo crosta dura.....	44
Figura 26: Reconstrução da hidrologia das zonas úmidas e região da margem do paleo-lago.....	52
Figura 27: Modelo paleoambiental da Bacia de Curitiba baseado no contexto genético dos calcretes.....	57
Figura 28: Bloco diagrama mostrando a distribuição espacial dos três tipos de depósitos de calcretes da Formação Guabirota.....	58
Figura 29: Figura resumo de processos versus tempo para a formação dos calcretes.....	61

LISTA DE QUADROS, TABELAS E GRÁFICOS

Quadro 1: Idades propostas para a deposição dos sedimentos da Formação Guabirotuba.....	8
Quadro 2. Locais de descrição de afloramentos.....	23
Quadro 3: Resultado do teste de coloração.....	41
Quadro 4: Valores de isótopos de diferentes seções e tipos de calcretes.....	45
Quadro 5: Lista dos minerais presentes em diferentes seções e tipos de calcretes.....	45
Gráfico 1: Relação entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} \text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$ da área de estudo.....	49
Tabela 1: Seqüência decrescente da tendência de alguns minerais em concentrar ^{18}O	51

SUMÁRIO

1	Introdução.....	1
1.1	Proposição do tema e objetivos.....	1
1.2	Localização da área de estudo.....	2
2	Geomorfologia.....	3
3	Contexto geológico.....	4
3.1	Estratigrafia e sedimentação.....	4
4	Formação Guabirotuba.....	7
4.1	Evolução do conhecimento de calcretes da Formação Guabirotuba.....	8
4.2	A lantanita de Curitiba.....	9
5	Calcretes: breve revisão conceitual.....	11
5.1	Origem e mecanismo de precipitação do CaCO_3	12
5.2	Texturas dos calcretes	14
5.2.1	Mesotexturas de calcretes.....	15
5.3	Microtexturas dos calcrete.....	17
5.3.1	Calcretes com predomínio de traços não-biogênicos, associação do tipo alfa.....	18
5.3.2	Calcretes com predomínio de traços biogênicos, associação do tipo beta.....	18
6	Materiais e métodos.....	20
6.1	Levantamentos de campo.....	20
6.1.1	Materiais utilizados.....	20
6.1.2	Métodos.....	20
6.2	Trabalhos de laboratório.....	20
6.2.1	Materiais e equipamentos utilizados.....	20
6.2.2	Métodos.....	21
7	Resultados	23
7.1	Calcretes da Formação Guabirotuba.....	23
7.2	Microtexturas de calcretes.....	34
7.2.1	Análise petrográfica.....	34
7.2.1.1	Teste por coloração.....	40
7.2.2	Microscopia eletrônica de varredura (MEV) de calcretes.....	40
7.3	Isótopos de carbono e oxigênio.....	44
7.4	Difratometria de raios X.....	45
8	Discussões.....	47
8.1	Calcretes freáticos da Bacia de Curitiba.....	47
8.2	Paleoclima e paleovegetação.....	49
8.2.1	Isótopos estáveis de carbono.....	50
8.2.2	Isótopos estáveis de oxigênio.....	50
8.3	Diferenças entre os tipos de calcretes da Formação Guabirotuba.....	52
8.4	Gênese dos calcretes da Bacia de Curitiba.....	55
9	Conclusões.....	59
10	Referências bibliográficas.....	61
	Anexo 1: Locais de descrição de levantamento de seções estratigráficas.....	66
	Anexo 2: Difratogramas.....	67

1 Introdução

1.1 Proposição do tema e objetivos

Os calcretes são sedimentos carbonatados não-marinhos que têm recebido muita atenção de cientistas, sobretudo de geomorfólogos, pedólogos, estratígrafos e sedimentólogos. Este interesse no estudo dos calcretes resulta de sua ocorrência em ambientes continentais, sendo importantes registros de ecossistemas, paleoambientes, assim como horizontes-guias para estudos de ciclos tectônicos, ciclos climáticos e sedimentares. Apesar de existirem estudos anteriores sobre os calcretes da Bacia de Curitiba ainda são necessárias informações a respeito de sua gênese, petrologia, assim como informações sobre sua distribuição geográfica. A caracterização mineralógica e discussão da gênese dos calcretes, apoiada em revisão de associações faciológicas e evolução sedimentar da bacia, constituem tema de grande interesse. Os modelos genéticos dos calcretes fornecem elementos importantes para se compreender a evolução da bacia, sobretudo sedimentar, tectônica e paleoambiental.

A presente pesquisa visou caracterizar e estabelecer modelos genéticos para os calcretes desta bacia. Para tanto, baseou-se em descrições e amostragem de campo, microscopia óptica de luz transmitida, microscopia eletrônica de varredura, análise de isótopos estáveis de C e O e análise de difratometria de raios X.

1.2 Localização da área de estudo

A Bacia de Curitiba situa-se na porção centro - sul do Primeiro Planalto Paranaense com área de aproximadamente 3.000 km² preenchida por sedimentos cenozóicos, localizada entre as coordenadas oeste 49°00' e 49°35' e sul 25°20' e 25°46', abrangendo o município de Curitiba e parte dos municípios de Colombo, Quatro Barras e Campina Grande do Sul, que integram a Região Metropolitana de Curitiba. A área é seccionada por diversas rodovias federais e municipais interligando bairros e sedes municipais da região metropolitana. As principais vias que cruzam a área estudada são as rodovias federais BR 277, que liga Curitiba ao litoral paranaense, a leste, e à Foz do Iguaçu, no extremo sudoeste do estado; Régis Bittencourt (BR 116), que liga Curitiba ao sudeste e nordeste do país; BR 376, que liga a região ao sul do país. Rodovias estaduais interligam Curitiba a Região Metropolitana, PR 415 liga a Piraquara; a Colombo, através da PR 417; e a Santa Felicidade e Campo Magro, por meio da PR 090. O acesso aos mais remotos e diferentes pontos, dentro da área estudada, é extremamente facilitado pelas inúmeras estradas municipais e ruas que interligam as mais distantes localidades ou povoados às sedes municipais (figura 1).

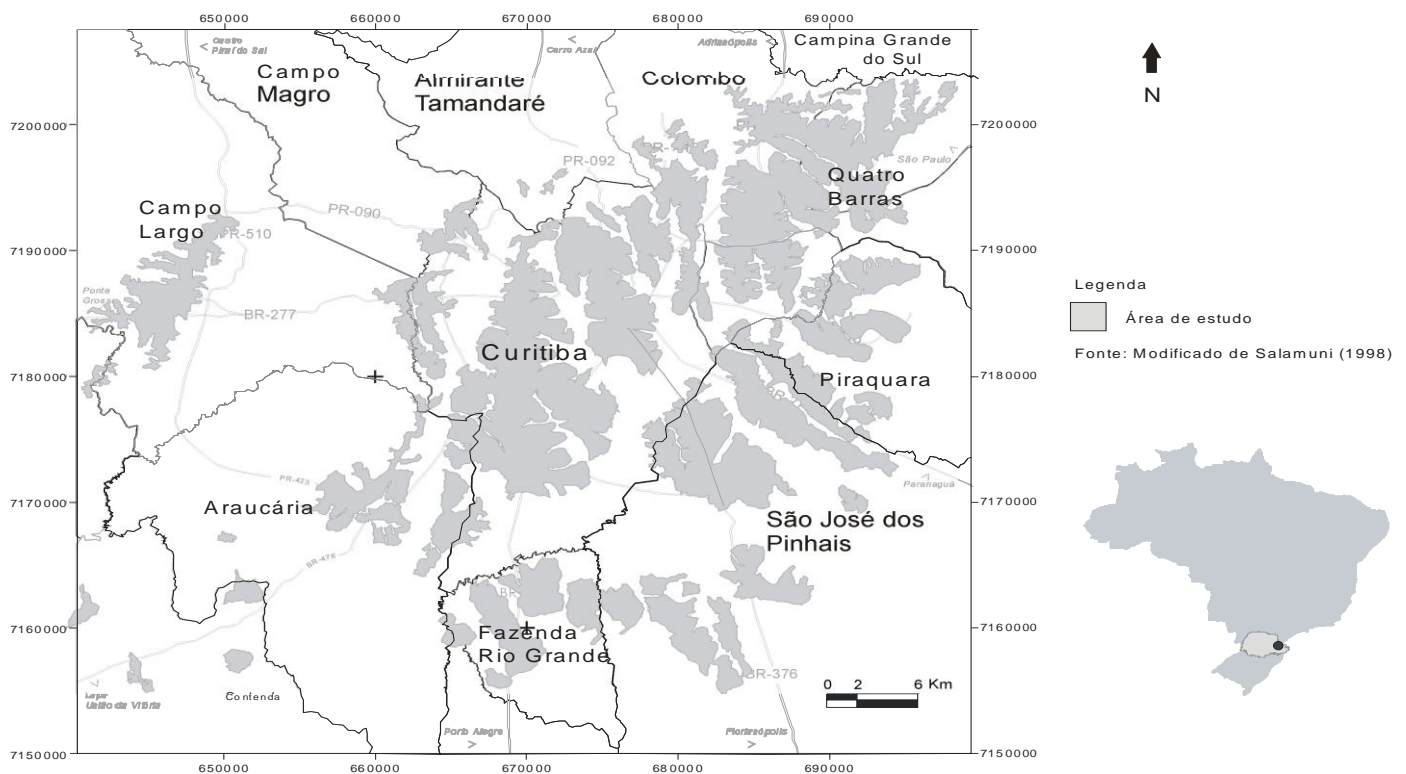


Figura 1. Localização da área de estudo e limite dos municípios onde ocorrem sedimentos da Bacia de Curitiba.

2 Geomorfologia

A Bacia de Curitiba, entidade geológica formada no Cenozóico, é limitada a Leste pela Serra do Mar e a Oeste pela *Escarpa Devoniana* (Serra de São Luiz do Purunã). A geomorfologia atual da Bacia de Curitiba caracteriza-se por ser relativamente plana e possuir declividade na direção NE-SW. O relevo é constituído tanto por colinas alongadas paralelas aos grandes vales de rios, como colinas arredondadas em área de embasamento (Kormann, 2002). São comuns pontos mais altos, normalmente sequência de colinas e vales em forma de “V”, associados a afloramentos do embasamento pré-cambriano. As altitudes médias predominantes na bacia são aproximadamente 900m. As menores altitudes ocorrem na porção sul da área e as maiores ocorrem nos entornos leste e noroeste, rumo às serras do Mar e do Purunã, onde atingem cotas de aproximadamente 1000m. Intrusões mesozóicas de diabásios e andesitos sustentam elevações lineares de cristas secundárias, orientadas predominantemente na direção NW-SE (Bigarella & Salamuni, 1962).

O alto rio Iguaçu e seus formadores dissecaram os sedimentos da Formação Guabirota, formando depósitos fluviais recentes com planícies de larguras variadas, constituindo o domínio geomorfológico.

3 Contexto geológico

A bacia faz parte do grupo de bacias tafrogenéticas formadas durante o Terciário e o Quaternário no Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSS) (Zalán & Oliveira, 2005). Constitui uma depressão estreita e alongada na direção ENE, delimitada por zonas de falhas regionais de direção NE-SW (Salamuni, 1998), cuja origem tem controle estrutural por falhas antigas do embasamento, reativadas no Terciário Inferior (Salamuni *et al.*, 2004). A morfogênese regional resultou dos processos tectônicos desde a abertura do oceano Atlântico, com envolvimento de soerguimentos, geração de horstes e grábens, formação do oceano e deriva continental, seguidos de processos neotectônicos (Hasui 1990, Saadi 1993).

3.1 Estratigrafia e sedimentação

A Bacia de Curitiba formou-se sobre rochas do Complexo Atuba, limita-se a norte e noroeste com rochas do Grupo Açungui, e a leste com rochas da Província Graciosa (figura 2). Seu embasamento é constituído principalmente por rochas metamórficas pertencentes ao Complexo Atuba, como por exemplo, xistos aluminosos, anfíbolitos, granito-gnaisses e granitóides. Os diques de diabásio são encontrados nos granitos alcalinos da Serra do Mar, em rochas do Complexo Atuba e em unidades proterozóicas a norte-nordeste da Bacia de Curitiba (Salamuni, 1998). O Grupo Açungui situado a norte-noroeste da bacia é constituído principalmente de metacalcários, filitos, metassiltitos e quartzitos (Fiori, 1992; Fassbinder, 1996).

O preenchimento da Bacia de Curitiba, segundo Bigarella & Salamuni (1962), ocorreu em ambiente deposicional de leques aluviais, sob clima semi-árido. Os depósitos são arenosos arcóseos, conglomeráticos e siltico-argilosos, com espessuras diferenciadas em geral, variando de métricas nas bordas, até decamétricas na região central (Salamuni *et al.*, 1999).

Os modelos de evolução sedimentares mais aceitos para a Bacia de Curitiba propõem seu preenchimento por depósitos de leques aluviais coalescentes e rios entrelaçados efêmeros, com baixos centrais de contexto lacustre (Bigarella & Salamuni, 1962). Os depósitos que preenchem a bacia são separados em duas unidades principais: a mais antiga denominada Formação Guabirotuba, e a mais recente, que compreende os depósitos das planícies de inundação e coberturas elúvio/colúviais recentes (Bigarella & Salamuni, 1962).

Quanto a idade dos depósitos (quadro 1), Bigarella *et al.* (1961) e Bigarella & Salamuni (1962) atribuíram aos sedimentos da Formação Guabirotuba uma idade plio-pleistocênica, baseado na disposição dos depósitos em relação à superfície de erosão de idade inferida, mas não descartaram a possibilidade de extensão desta idade até o “Terciário Médio”. Becker (1982) afirmou que a Formação Guabirotuba foi depositada em um ambiente desértico no Plioceno inferior. Durante um episódio de clima semi-árido, uma nova sequência sedimentar teria desenvolvido a partir do retrabalhamento de material da Formação Guabirotuba. Essa sequência sedimentar foi denominada pela autora de Formação Tinguis. Entretanto, baseando-se nos condicionantes tectônicos que deram origem à calha da bacia e na presença de uma ocorrência fossilífera, palinomorfos de polens de angiospermas encontrados no centro-leste da bacia, Salamuni (1998) sugere que a deposição poderia ter se iniciado anteriormente, no Oligoceno-Mioceno, e se estendido até o Plioceno ou Pleistoceno (Kormann, 2002).

A Formação Guabirotuba é a unidade mais antiga, e também a de maior extensão. É nesta formação que se concentram os calcretes, objeto de estudo desta pesquisa.

Quadro 1. Idades propostas para a deposição dos sedimentos da Formação Guabirotuba.

Autores	Ano	Idade estabelecida	Fundamentação
Bigarella <i>et al.</i>	1961	Plio-pleistoceno	Disposição dos depósitos em relação à superfície de erosão de idade inferida
Bigarella & Salamuni	1962		
Becker	1982	Pleistoceno inferior	Retrabalhamento de parte da unidade da formação em uma nova sequência denominada de Formação Tinguis
Salamuni <i>et al.</i>	1998	Início entre Eomioceno e Mesomioceno e finalização no Mesopleistoceno	Características de evolução tectônica da bacia e ocorrência de palinomorfos de pólenes de angiospermas

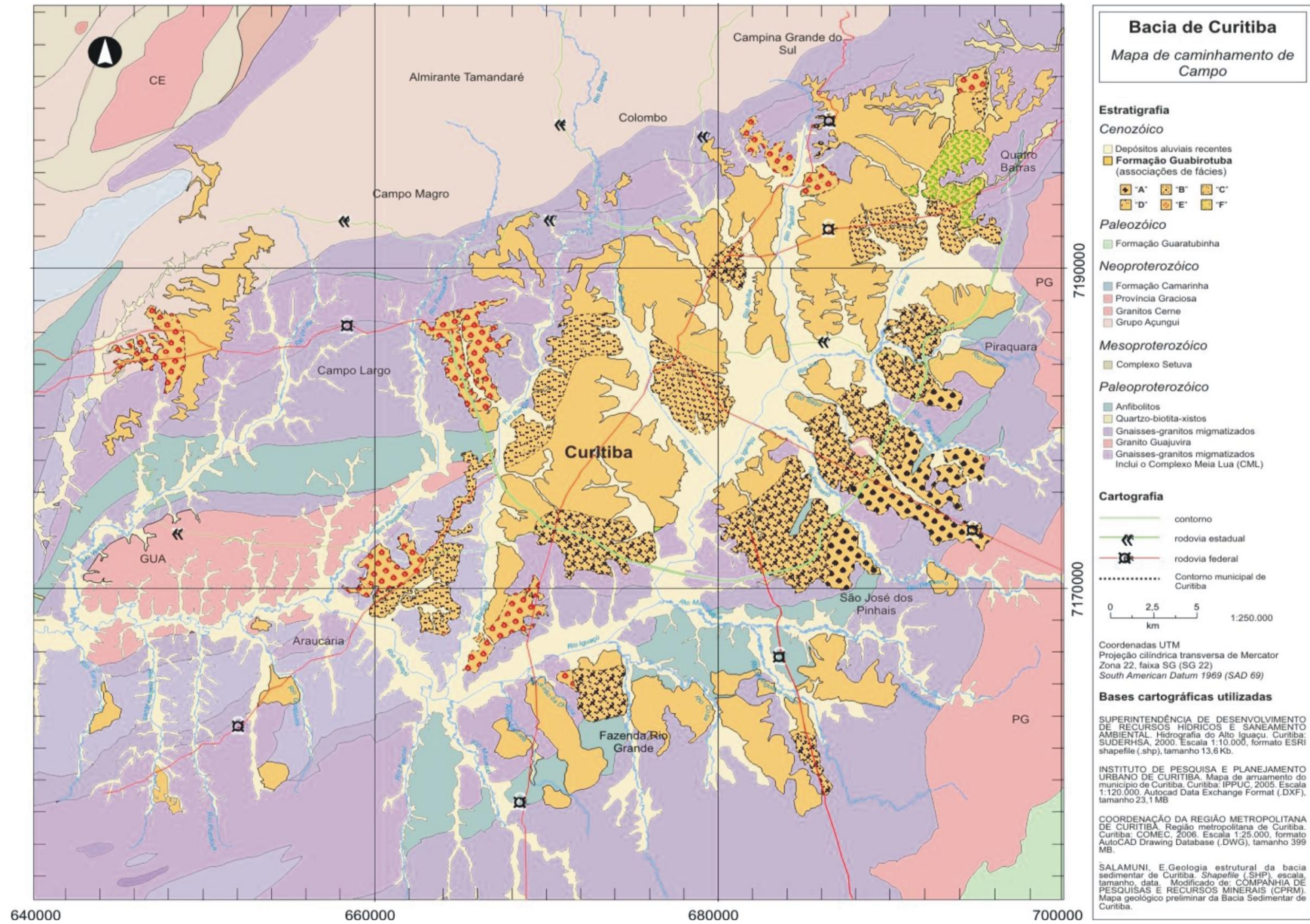


Figura 2: Contexto geológico da área de estudo com associações faciológicas. Fonte: Lima (2010).

4 A Formação Guabirota

A Formação Guabirota é a principal unidade estratigráfica da Bacia Sedimentar de Curitiba. O nome Guabirota foi atribuído por Bigarella & Salamuni (1962), que a caracterizaram como depósitos arenosos, argilosos e conglomeráticos, com alguns horizontes de calcretes, interpretados como margas.

Os argilitos constituem a principal litologia da Formação Guabirota. Ocorrem nas colorações cinza esverdeado a esbranquiçado, bem compactados, texturas predominantemente maciças, granulação muito fina, com grãos de areia esparsos em sua massa (Salamuni *et al.*, 1999).

A partir da análise de fácies e de modelos de contexto deposicional, Lima (2010) separou seis associações de fácies para os depósitos da Formação Guabirota (figura 2) designadas como A, B, C, D, E e F. As associações A, B, C e D correspondem a depósitos de sistemas de leques aluviais, exibindo passagens graduais da borda leste para o interior da bacia. As associações C e D, mais distais, intercalam-se com depósitos da associação de fácies E, de origem em sistemas de leques aluviais com área fonte a oeste. A associação de fácies F ocorre na extremidade norte, corresponde a sedimentos atribuídos a ambiente deposicional fluvial de menor energia. O autor afirma que as principais áreas-fonte são a Serra do Mar a leste, e Grupo Açungui a oeste. Estudos de proveniência por análises de minerais pesados apresentados por Machado *et al.*(2011), afirmam que as principais áreas-fonte para esses sedimentos são a Província Graciosa e o Complexo Atuba. As associações estão classificadas conforme quadro 2 e figura 3.

Quadro 2: Associações de fácies da Formação Guabirota (Lima, 2010).

Associação de fácies	Constituição
A	areia com estratificação cruzada tabular(Sp), cascalho estratificado sustentado por matriz(Gp), areia maciça (Sm), lama maciça(Fm) e cascalho maciço sustentado por matriz(Gmm)
B	areia com estratificação cruzada acanalada(St), areia com estratificação cruzada tabular(Sp), areia maciça (Sm), areia com marcas onduladas(Sr) e lama maciça (Fm)
C	areia com estratificação cruzada tabular (Sp), lama maciça (Fm), areia maciça (Sm) , lama com laminação plano-paralela(Ph), lama arenosa com laminação cruzada(FI), calcres pedogenético maciços laminares(Plc) e calcres pedogenéticos maciços nodulares(Pnc)
D	areia com estratificação cruzada tabular (Sp), lama com laminação plano-paralela(Fh), areia maciça(Sm), lama maciça(Fm), lama arenosa com laminação cruzada(FI), areia com marcas onduladas(Sr), calcres pedogenéticos maciços laminares(Plc) e calcres pedogenético maciços nodulares(Pnc)
E	cascalho maciço sustentado por matriz(Gmm), cascalho sustentado pelo arcabouço(Gcm), areia com estratificação cruzada tabular(Sp), lama maciça(Fm) e areia maciça (Sm)
F	areia com estratificação cruzada tabular(Sp), areia maciça(Sm) e lama maciça(Fm)

4.1 Evolução do conhecimento de calcres da Formação Guabirota

Coutinho (1955) descreveu “os calcáreos da Bacia de Curitiba” ao encontrar, associados a estes, cristais róseos de lantanita. Estes “calcáreos”, segundo o autor, caracterizavam-se facilmente no campo, por se apresentarem em leitos irregulares esbranquiçados, próximos à superfície. Foram descritos como porosos e friáveis, embora menos que os arenitos da Formação Guabirota. Trescases *et al.* (1986), ao descreverem a lantanita nos sedimentos da Formação Guabirota, afirmaram que os carbonatos da bacia ocorreram tanto como camadas margosas em argilitos, como preenchendo fraturas. Segundo os autores, a lantanita estaria concentrada nos carbonatos. Fortin (1989) aprofundou a pesquisa a respeito da lantanita e concluiu que os horizontes de acumulação carbonática estão localizados na base dos cortes analisados e que constituem crosta maciça esbranquiçada com lantanita na sua base. A autora descreve os calcres de crostas como camadas centimétricas, grossas e descontínuas, e sua extensão lateral reduzida para apenas alguns metros, de estrutura maciça ou finamente laminada, e os calcres nodulares de formas arredondadas, variando de milimétricos a centimétricos. São distribuídos aleatoriamente em fácies argilosas, não apresentando nenhuma estrutura a olho nu, com exceção dos grãos de quartzo e feldspato. Salamuni (1998) descreveu calcres como depósitos tabulares, maciços em camadas brancas de espessura centimétricos a métricos com extensões laterais, e afirma que atualmente, ocorrem preferencialmente em profundidades mais superficiais da Formação Guabirota. Segundo o autor os intervalos estratificados de calcres seguem o padrão das camadas arcólicas que se apresentam lenticulares

em grande extensão lateral e, localmente, com formas tabulares. Tais feições foram atribuídas a paleopedogênese decorrente da exposição dos sedimentos originados sob condições de intensa evaporação em clima semi-árido. Lima (2010) descreveu a ocorrência de calcretes em sedimentos lamosos, conferindo-lhes aspecto “mosqueado” branco. Segundo o autor, as concreções têm formato tubular vertical com estrutura interna concêntrica mal definida, de prováveis rizocreções.

4.2 A lantanita de Curitiba

Os estudos de Coutinho (1955) revelaram que os cristais róseos encontrados mais especificamente no contato da argila ou areia com as concreções carbonáticas da formação trata-se da lantanita $[(La, Di, Ce)_2 (CO_3)_3 \cdot 8 H_2O]$, carbonato hidratado de terras raras do grupo do cério. A análise química da lantanita de Curitiba confirmou altos teores em lantânio (39,6 % $La_2 O_3$), neodímio (40% $Nd_2 O_3$) e especialmente os níveis anormais de európio (0,8% $Eu_2 O_3$) e quase ausência de cério (Spitzner *apud* Fortin, 1999). Segundo Kawashima (1976, *apud* Fortin, 1999) os cristais de lantanita em superfície de calcretes estão em camadas pouco espessas de sedimentos, com cerca de 25 a 30 cm, aflorando atualmente em sítios urbanos. Os cristais variam em tamanho de milímetros a centímetros, formando rosetas no topo dos perfis carbonáticos.

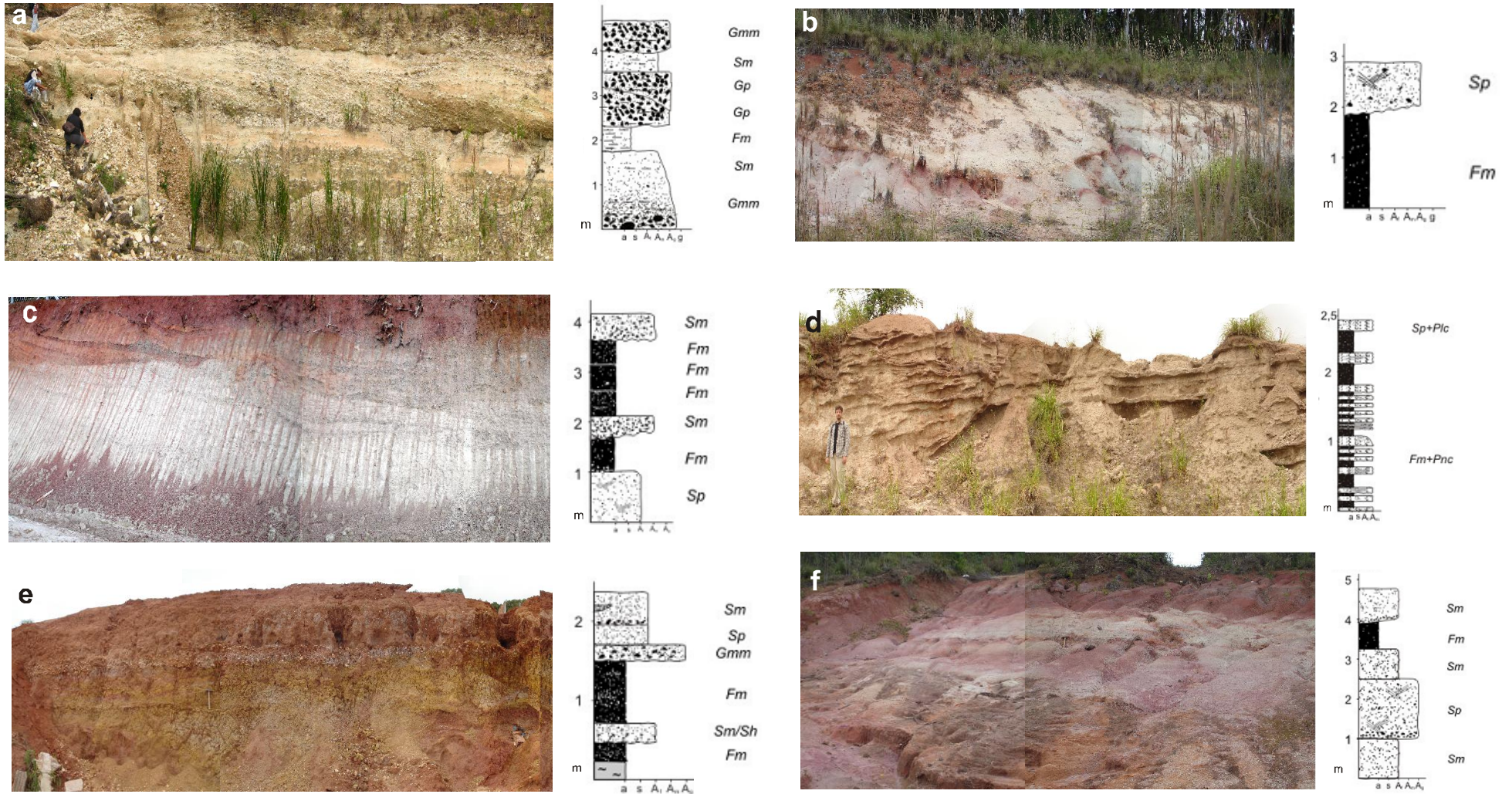


Figura 3: Fotos e seções colunares das associações de fácies. a) A; b) B; c) C; d) D; e) E; f) F. Segundo Lima (2010)

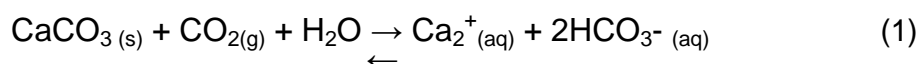
5 Calcretes: revisão conceitual

Calcrete é um acúmulo secundário de carbonato de cálcio (CaCO_3) derivado de intemperismo químico, que se concentra em intervalos estratigráficos, permeando e cimentando fragmentos residuais em regiões áridas e semi-áridas (Alonso-Zarza *et al.*, 2003). Os calcretes são comuns em áreas de clima seco, bem como em áreas de clima subúmido com uma estação seca. Têm sido usados como indicadores paleoambientais em sucessões aluviais, especialmente para a compreensão das flutuações na zona vadosa e freática (Sinha *et al.*, 2006). Sua formação é controlada por diversos fatores como: biogênicos (ação de fungos, bactérias, alguns invertebrados, além de diversas plantas), climáticos, composição das águas das chuvas, os movimentos e as características das águas subterrâneas, processos sedimentares, duração da exposição subaérea (associada às taxas de erosão e deposição), tectonismo, área fonte, dentre outros fatores (Wright, 2007).

A dissolução do CaCO_3 depende de fatores físico-químicos como pressão de $\text{CO}_{2(g)}$, temperatura e pH. A combinação destes fatores determina um sistema capaz de dissolver o CaCO_3 em rochas carbonáticas pré-existentes, fazendo com que os íons resultantes (equação 1) sejam transportados até locais onde o estado de equilíbrio obtido na dissolução seja perturbado. No caso de carbonatos continentais, precipitados em rios, nascentes e lagos de áreas cársticas, os próprios corpos d'água destes depósitos encarregam-se de dispor ao meio os referidos fatores (Tucker, 1990; 2001). Dois processos podem contribuir para a perda de água deste sistema: a evaporação direta e/ou evapotranspiração.

A evaporação e a perda de CO_2 parecem ser um processos fundamentais para a precipitação de CaCO_3 em calcretes de zonas semi-áridas e influi diretamente na formação das rizocrecções (Alonso Zarza *et al.*, 2003).

Segundo Wrigth (2007) um equívoco comum é considerar que calcretes têm origem exclusivamente pedogênica. O termo poderia ser restrito a essas ocorrências, mas em algumas regiões de clima semi-árido para árido ocorre extensa precipitação na parte superior da zona freática, produzindo grandes massas de carbonatos autigênicos, com muitas características em comum com calcretes pedogenéticos. Estes são denominados calcretes subterrâneos e podem exibir relações complexas com pedogenéticos e com alguns tipos de calcários paludiais (figura 4).



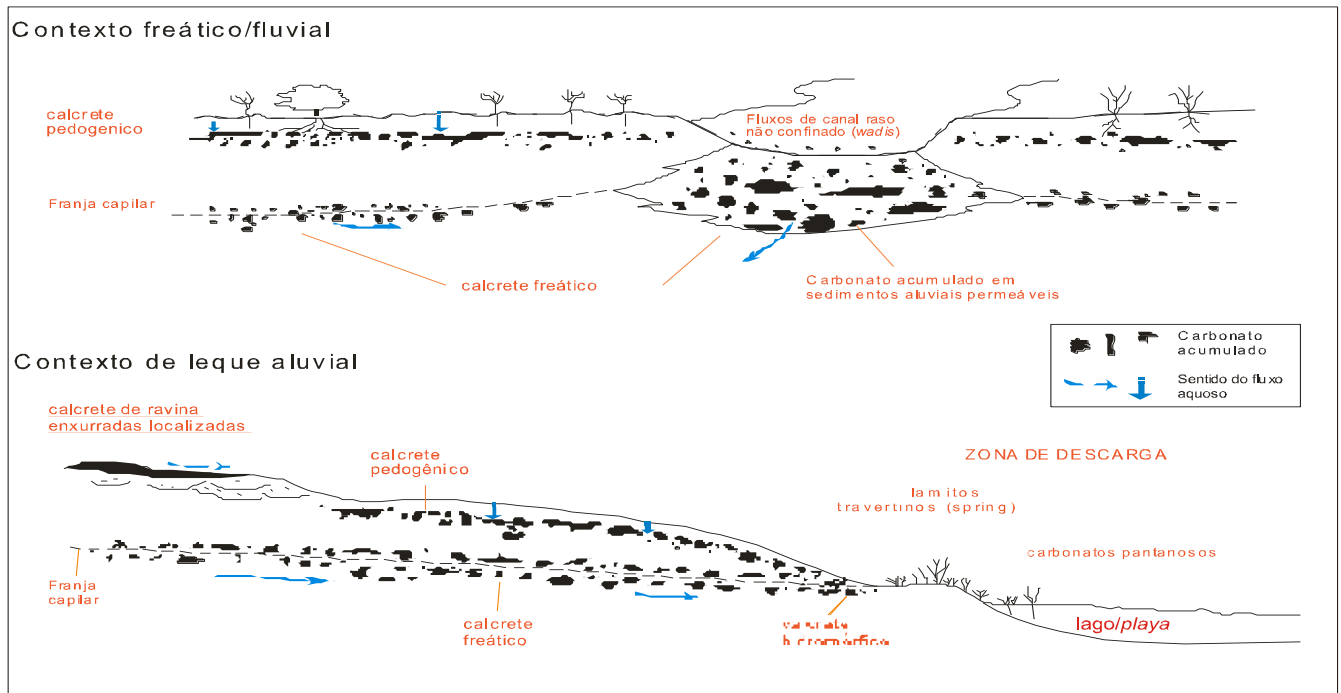


Figura 4: Contexto de desenvolvimento de calcretes. Traduzido de Wright (2007).

5.1 Origem e mecanismo de precipitação do CaCO_3

A formação de calcretes ocorre tanto em superfície (tipo pedogênico) quanto na interface vadosa (tipo freático), provendo a concentração e conseqüente litificação dos carbonatos através de processos de nucleação em ambiente evaporítico, onde a taxa de evaporação é maior que a taxa de precipitação (Tucker, 1990; Wright & Tucker, 1991).

Duas formas são consideradas para a precipitação do CaCO_3 num perfil de solo:

(1) por ascensão ou capilaridade, no qual o carbonato é acumulado por meio da circulação de águas freáticas. Sua origem é associada à adição ou redistribuição do CaCO_3 na água freática por processos eluviais ou iluviação (Wright, 2007). Este processo é predominante em calcretes freáticos (figura 5).

(2) por infiltração, a água move-se bacia abaixo. Os íons de CaCO_3 são remobilizados pela água, e sua origem pode ser variada: água da chuva e corrente, poeira, bioclastos, restos de vegetação, rochas carbonáticas (Goudie, 1983; Cailleau et

al., 2004). Na maioria das áreas semi-áridas e áridas, as principais fontes de carbonato (excluindo rochas locais) devem ser a poeira e a chuva (figura 6).

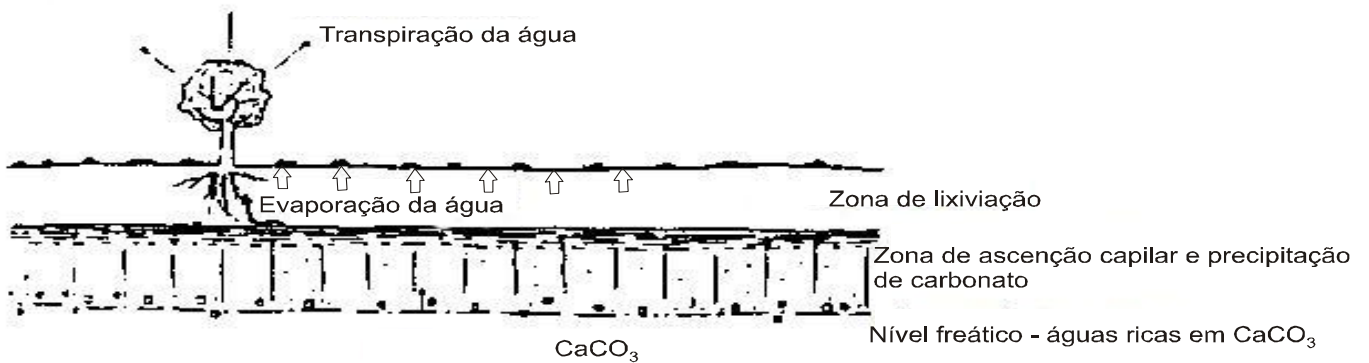


Figura 5: Modelo de formação de calcretes por ascensão capilar a partir das águas freáticas. Traduzido de Goudie (1983).

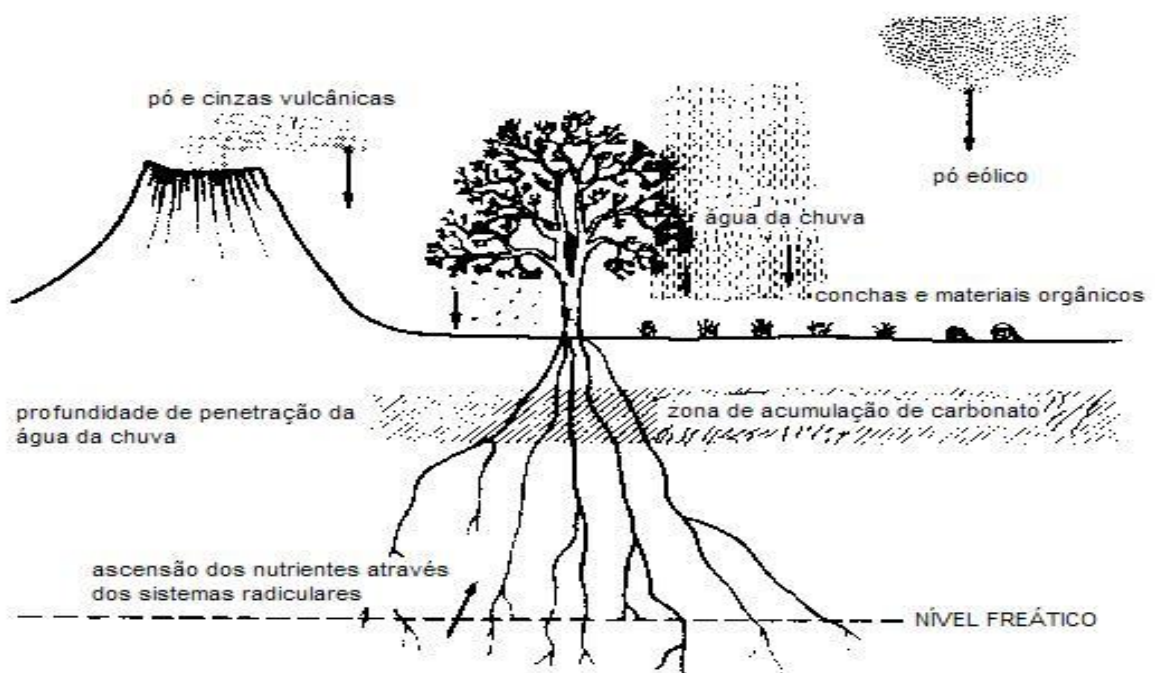


Figura 6: Modelo de formação de calcretes por infiltração. Traduzido de Goudie (1983).

5.2 Texturas dos calcreses

Em escala mesoscópica, os horizontes de um perfil de calcrite pedogênico podem ser distintos, conforme Esteban & Klappa (1983), do topo para a base, nos tipos crosta dura, laminar, nodular, mosqueado e calcrite (figura 7).

Há vários modos de classificar calcreses, um deles a forma de ocorrência. Gile *et al.* (1966) propõem que a forma dos solos calcíticos poderia ser entendida como um resultado de uma sucessão de fases genéticas que refletiriam diferentes graus de desenvolvimento do solo no tempo. Segundo Alonso-Zarza (2003), levando-se em consideração os fatores atuantes no processo de formação, têm-se dois tipos de calcrite: pedogênico e freático (gerado por movimentação horizontal e vertical de águas subterrâneas). Os calcreses que comumente se formam em perfis de solos e, portanto, em contexto acima do nível freático, são calcreses pedogênicos e geralmente mostram perfis bem desenvolvidos (Alonso-Zarza & Silva, 2002). Correspondem no perfil do solo ao horizonte K, que é subdividido em horizontes discretos que constituem sub-perfis.

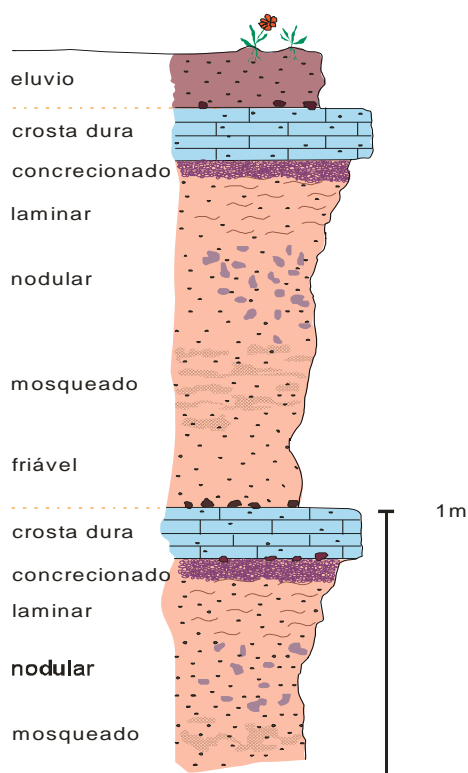


Figura 7: Perfil clássico de calcrite pedogênico. Traduzido de Esteban & Klappa (1983).

Este perfil de calcrete apresenta algumas variações podendo haver um horizonte diferente ou uma ordenação diferente dos horizontes. Wright & Tucker (1991) propõem uma subdivisão dos calcretes em: solo calcário, solo calcificado, calcrete pulverulento, calcrete nodular, favo de mel, crosta (*hardpan*), laminar e calcrete *boulder*.

Segundo Wright & Tucker (1991), o calcrete freático é formado devido ao movimento das águas subterrâneas associado a mecanismos como evaporação, evapotranspiração e o efeito de íon comum (a concentração de um dado íon em uma reação iônica pode ser aumentada pela adição de um composto que produza aquele íon por dissociação). Esses mecanismos permitem a precipitação de carbonato em torno de uma franja capilar em superfícies pouco definidas, por vezes sob a influência de plantas freatófitas. Comumente delinea sistemas de drenagem (rios, lagos, *playa-lakes*, entre outros). Em escala macroscópica, os horizontes do perfil de calcrete freático apresentam-se semelhantes ao do calcrete pedogênico (Pimentel *et al.*, 1996; Mack *et al.*, 2000; Tandon & Andrews, 2001; Wright, 2007).

5.2.1 Mesotexturas de calcretes

Diversos autores, destacando-se entre eles o trabalho Wright (2007) têm reconhecido, em escala de afloramento (mesoscópica), diferentes formas de individualização das acumulações de carbonatos. A nomenclatura das mesotexturas adotada nesta pesquisa refere-se a este trabalho acima citado.

Segundo o autor acima citado, os calcretes ocorrem em intervalos cimentados, de cores branco ou creme, e podem ser encontrados nas seguintes mesotexturas (figura 8).

a) Crosta dura – horizonte endurecido (petrocálcico), que grada para o nodular na base, pode ser maciço, prismático ou em blocos. É constituído por espessa massa de carbonato de cálcio. Microscopicamente, consiste em uma matriz calcítica, com franjas espáticas em torno de grãos do sedimento hospedeiro, grãos deslocados e fraturados. O cimento calcítico presente pode conter manchas de carbonato espático produzindo a "característica de tecido coagulado" de muitos calcretes. Podem atingir mais de um metro em calcretes pedogênicos e muitos metros em calcretes freáticos.

b) Nodular – a presença de nódulos de tamanho milimétrico a centimétrico nos calcretes é tão abundante que formam horizontes constituídos quase que exclusivamente por eles. Os nódulos podem ser uniformes, com lâminas concêntricas, fraturas septarias ou vênulas. Alguns nódulos podem ser esféricos ou alongados. A

concentração de carbonato que causa o início da formação do nódulo esteve muitas vezes condicionada pela presença de raízes, pois ao seu redor ocorre a formação de um microambiente que favorece a precipitação do carbonato.

c) Laminar – constituído por lâminas de espessura milimétrica de CaCO_3 . Desenvolve-se por agregação de substratos endurecidos, formado pela deposição de carbonato de forma laminar, causada pela flutuação do nível freático, constituindo superfícies paralelas ou subparalelas. Pode ocorrer acima do calcrete de crosta dura, mas também pode ocorrer nas camadas de calcário fino e nos sedimentos ou solo hospedeiro.

d) Mosqueado – no perfil refere-se a manchas carbonáticas na matriz do paleossolo. As áreas mosqueadas também podem ser contornadas por fraturas septárias de dessecação, que mostram texturas diferentes, tais como circungranulares, planas ou irregulares. As fraturas septárias são preenchidas por cimento microespático e/ou cristais de calcita espática.

e) *Platy* – placas de espessura centimétrica a decimétrica, geralmente encontrado acima do horizonte de crosta dura. Pode ser tabular ou ondulado. Alguns são esteiras de raízes calcificadas. Distingui-se do calcrete laminar brechado pela falta de laminações.

f) Brechado ou conglomerado – crostas duras rompidas por processos mecânicos e por ação de raízes.

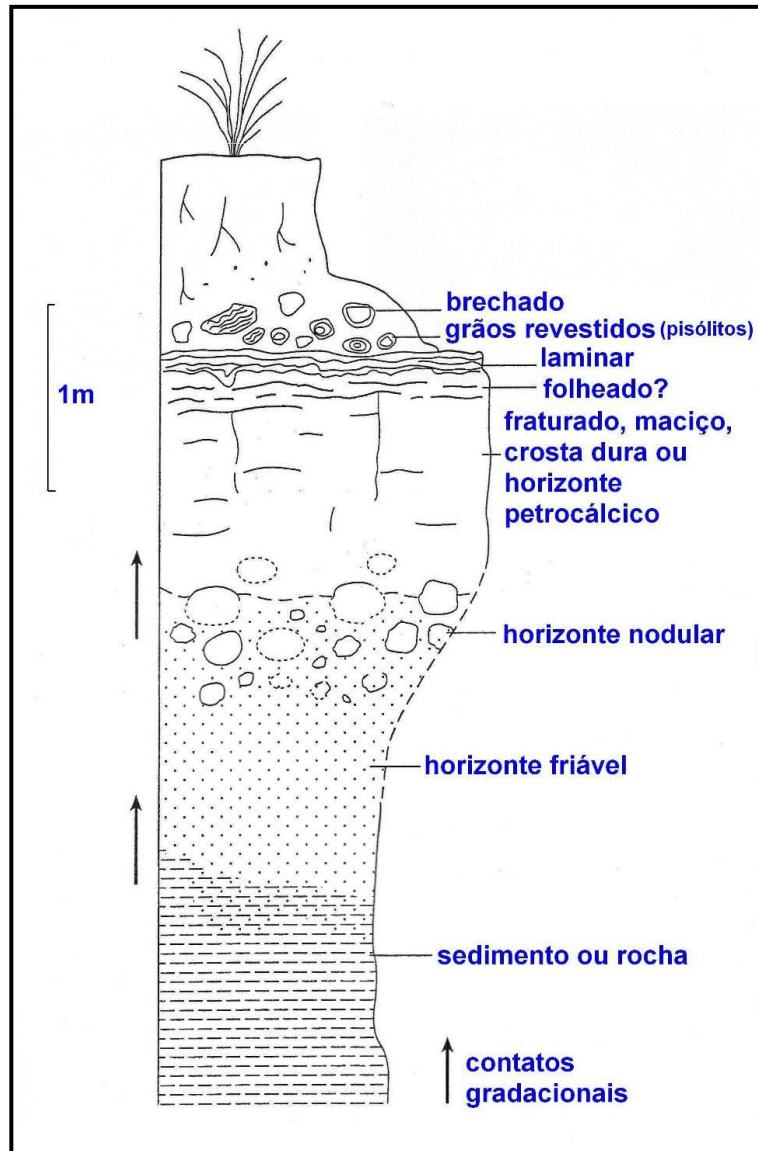


Figura 8: Perfil ideal de calcrete pedogênico. Traduzido de Wright (2007).

5.3 Microtexturas dos calcretes

Assim como feições macroscópicas de calcretes, as feições microscópicas também são características. As microtexturas dos calcretes refletem os processos biogênicos ou não-biogênicos (abióticos) que produzem a precipitação de carbonato. Em função desses processos dominantes biogênicos Wright (1990) propôs duas associações de microtexturas para calcretes, denominadas alfa e beta. A associação de microtexturas tipo alfa tem características não-biogênicas dominantes, enquanto na associação beta dominam características biogênicas (figuras 9a e 9b).

5.3.1 Calcretes com predomínio de traços não-biogênicos, associação do tipo alfa

Características não-biogênicas são resultados de precipitação de carbonato a partir de soluções, no solo saturado, recristalização, substituição de carbonato e componentes não-carbonatados do solo (Braithwaite, 1989). Em alguns casos, várias fases de crescimento de calcita e dolomitização podem ocorrer, podendo formar mosaicos de cristais de calcita de tamanhos variados (Wright & Peeters, 1989). Essa associação de microtexturas é composta por trama microcristalina a espática, envolvendo material siliciclástico irregularmente distribuído. Pode haver evidências claras de “expansão” de grãos e fraturamento, devidas tanto a substituição como ao deslocamento de parte dos grãos. Também são frequentes os crescimentos de grandes cristais romboédricos de calcita. O micrito e o microespato podem apresentar feições de dissecações e fissuras, preenchidas ou não por cimento carbonático. Podem ocorrer nos dois tipos de calcretes, porém são mais comumente associados ao calcrete freático. Nódulos também são comuns nessa associação de microtexturas, onde a nitidez dos limites dos nódulos pode ser um indicador de sua gênese (Alonzo-Zarza & Tanner, 2010). Nódulos com contornos difusos podem indicar formação abiogênica, por águas meteóricas, e com contornos nítidos, formação por bactérias (Khadkikar *et al.*, 1998). Muitos nódulos são definidos por gretas circungranulares preenchidas com cimento espático. Os nódulos podem também ser considerados rizólitos, formados por precipitação de carbonato ao redor de raízes (Alonzo-Zarza & Tanner, 2010) (figura 9 a).

5.3.2 Calcretes com predomínio de traços biogênicos, associação do tipo beta.

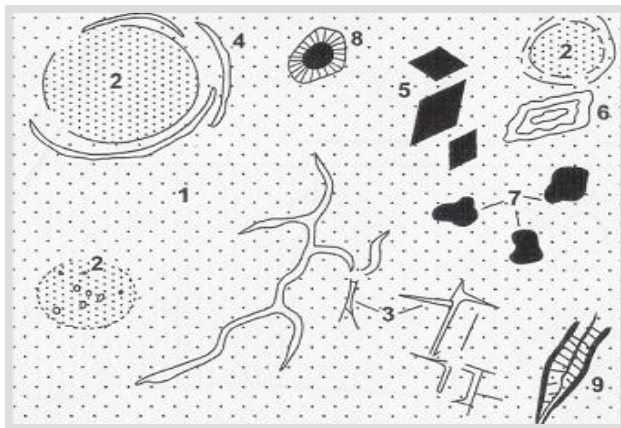
Associação de microtexturas do tipo beta (figura 9 b) reúne feições claramente atribuídas à presença e atividades de micro e macroorganismos. É caracterizada por presença de texturas alveolar e calcita acicular, gerada principalmente pela ação de fungos e raízes, que fixam o carbonato no solo. As estruturas alveolares são típicas deste tipo de calcrete. São formadas por septos arqueados de comprimento variado que se desenvolvem em espaços vazios, como moldes de raízes ou em poros intergranulares. São interpretadas como formadas por um colapso de rizocrecções concêntricas ou bem como calcificações de filamentos de fungos associados às raízes de plantas superiores.

Os grãos com coberturas micríticas são muito frequentes nos calcretes, tamanho variando de milimétricos a centimétricos. A origem da cobertura micrítica parece ser em grande parte dos casos biogênica, já que muitas destas coberturas apresentam calcificações associadas a fungos e a cristais aciculares de calcita.

Outra feição que ocorre frequentemente associada aos filamentos são os cristais aciculares de calcita (*needle-fibre*), cuja formação supõe-se estar relacionada aos altos graus de sobressaturação ou atividade microbiana, especialmente de fungos.

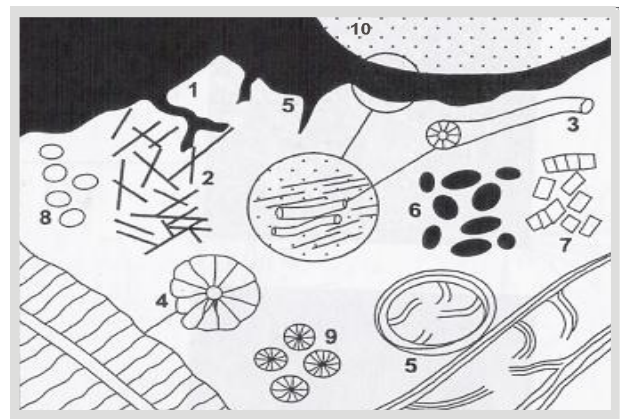
O *microcodium* é outro elemento muito importante, sendo um prisma alargado ou elipsóide formado por calcita, agrupado em colônias esféricas. Sua origem é associada a atividades de raízes.

a



- 1 Matriz micrítica/microespática densa
- 2 Nódulos
- 3 Complexas rachaduras e *crystallaria*
- 4 Gretas circungranulares
- 5 Cristais romboédricos de calcita
- 6 Cristais de calcita corroídos
- 7 Grãos "imersos" (na matriz), frequentemente corroídos
- 8 Coroas aciculares de calcita ao redor do grão
- 9 Calcita deslocativa (p.ex. em micas)

b



- 1 Cobertura micrítica microbiana e oóides
- 2 Calcita acicular
- 3 Tubos microbianos calcificados
- 4 *Microcodium*
- 5 Textura septal alveolar
- 6 Pelotilhas calcificadas
- 7 Células de plantas calcificadas
- 8 Calcisferas (fungo *perithecium?*)
- 9 Esferulitos
- 10 Grão detrítico

Figura 9: a) Associação de microtexturas do tipo alfa. b) Associação de microtexturas do tipo beta. Original sem escala. Traduzido de Wright (2007).

6 Materiais e métodos

A pesquisa foi desenvolvida em campo e laboratórios, segundo métodos e procedimentos relatados a seguir.

6.1 Levantamentos de campo

6.1.1 Materiais e Métodos utilizados

Para os levantamentos de campo, utilizaram-se mapas geológicos gerados pelo projeto Pote (Potencial de utilização de argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro-Piraí do Sul-PR), mapas topográficos, câmera fotográfica, ácido clorídrico, bússola Brunton, dispositivo de localização geográfica (GPS) modelo *Etrex Gold* e material tipo amostragem.

Os locais de estudo de campo foram escolhidos a partir de levantamentos efetuados em campanhas de campo anteriores realizadas pelo grupo de pesquisa do projeto Pote, visando detalhar o contexto geológico dos depósitos onde ocorrem os intervalos com cimentação carbonáticas (calcretes). Foram realizadas seis campanhas de cinco dias cada, com descrição de seções geológicas com calcretes, elaboração de seções colunares, amostragem e documentação fotográfica dos afloramentos.

6.2 Trabalhos de laboratório

6.2.1 Materiais e equipamentos utilizados

Nas análises petrológicas foram utilizados microscópio petrográfico de luz polarizada LEICA DMLP do Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed-UFPR), Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo Jeol-JSM-6360 LV do Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR (CME), difratômetro de pó Siemens difratômetro Siemens modelo D5000, de geometria Bragg-Brentano, espelho ajustado para feixe de 0,2 mm no Laboratório de Difração de Raios X (LDRX) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e espectrômetro de massa modelo VG Isotech SIRA II do Neg-Labise da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

6.2.2 Métodos

As amostras foram preparadas no LabESed, e enviadas ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT) para a confecção de seção delgada. As seções delgadas foram descritas e analisadas com microscópio petrográfico de luz polarizada. Após a descrição, as lâminas foram tingidas com solução ácida de ferrocianeto de potássio e alizarina vermelha para distinguir os diferentes minerais carbonáticos (Warne, 1962; Dickson, 1966). As cores indicativas da composição dos carbonatos são consideradas aquelas definidas por Dickson (1966).

As amostras escolhidas também foram observadas com MEV para verificação da homogeneidade e hábitos da calcita, revestimento de poros, texturas superficial de grãos, hábitos de argilominerais, feições de crescimento e sobreposição de cimentos. As amostras para MEV foram preparadas da seguinte maneira: fragmentos frescos de amostras são fixados com esmalte comum incolor em porta amostras metálico de dimensões de aproximadamente 5X6 mm, para revestimento com película condutora de elétrons. No processo de revestimento, a amostra foi encoberta com uma película metálica constituída da liga de ouro, com espessura média de 100 Å, o que a torna superficialmente condutora. As amostras foram analisadas em aumentos variados entre 270 a 6.500 vezes e documentadas fotograficamente.

Para a análise de difração de raios X as amostras foram pulverizadas. Esta análise foi utilizada para identificar os carbonatos e sua composição mineral majoritária. O difratômetro foi operado a 40 kV e 40 mA, campo do goniômetro 2θ de 5 a 90°, passo de 0,02°, tempo de contagem de 5s/passos e usando radiação $\text{CuK}\alpha$ (1,5418°). Os minerais foram identificados utilizando uma rotina computacional (EVA) de procura de banco de dados de difração de raios X (PDF-2) adquiridos junto ao ICDD (International Centre for Diffraction Data). Os padrões do banco de dados são identificados por fichas JCPDS (Joint Committee of Powder Diffraction Standard).

Para as quantificações de teores de isótopos de C e O, 20 g de amostra em pó foram levadas a reagir com ácido fosfórico a 100% a 25°C por 2 horas. O CO_2 liberado é purificado criogenicamente e coletado em linha de alto vácuo, e analisado para as razões isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, usando como padrão de referências o gás BSC, um padrão interno calibrado contra padrões internacionais. Os resultados estão expressos na notação δ por mil em V-SMOW ou V-PDB.

7 Resultados

Os locais de afloramento da área de estudo apresentados na figura 10 são: BC 03 (R, S, S1, T, U, V, V1 e V2), BC 26-G, BC 27-B, BC 30 (E, F, H, H1 e H2), BC 31-E e BC 65-B. Estão descritos no Anexo 1.

7.1 Calcretes da Formação Guabirota

Os calcretes estão presentes em alguns afloramentos da Formação Guabirota, principalmente nas bordas oeste e nordeste da bacia (figura 10). Estão localizados nas camadas de argila e/ou areia. Os calcretes se apresentam sob a forma de nódulos, laminas ou crostas de acordo com a intensidade da acumulação de carbonato de cálcio. A quantidade de carbonato diminui sistematicamente, apresentando calcretes nodulares ou argila/areia carbonática, e os calcretes laminares e crostas duras ocorrem preferencialmente na metade superior da seção.

Durante os trabalhos de campo foram descritos seis afloramentos em seções colunares, denominados de BC 03, BC 26, BC 27, BC 30, BC 31 e BC 65.

Estes afloramentos pertencem as associações de fácies C e D, conforme Lima (2010) (figura 2). Segundo o autor a associação de fácies C (BC 27, BC 30, BC 31 e BC 65) formou-se em depósitos de leques aluviais marginais, principalmente por deposição em canais. Condições de menor energia e fluxos gravitacionais depositaram as areias e lamas maciças. A associação de fácies D (BC 03) formou-se principalmente deposição em planície de inundação de rios entrelaçados. As areias são decorrentes do transbordamento de canais de pequeno porte. As lamas correspondem à porção mais distal das inundações, ou a eventos de transbordamento com menor energia. O afloramento BC 26 está numa zona intermediária da associação de fácies B e C. Corresponde a depósitos de migração de barras arenosas em canais fluviais. Sucessivos fluxos gravitacionais depositaram lamas. Tais depósitos contextualizaram o ambiente de inundação, onde o transbordamento ocasional do canal resultou em inundações laminares arenosas.

A seguir serão descritas as características de cada um dos afloramentos:

1 – Afloramento BC 03

O corte apresenta sedimentos pouco alterados em relação aos cortes laterais do mesmo afloramento, o que justifica sua escolha para a descrição das seções colunares (figuras 11a e 11b).

Verifica-se ritmicidade entre estratos arenosos de cor cinza cimentados com carbonato (calcretes) e estratos argilo-arenosos de cor cinza-esverdeada com alguma areia intercalada (figura 11a). Esta seção é formada por estratos de espessuras submétricas de areia fina a média, imaturas texturalmente e mineralogicamente, contendo grânulos e seixos (feldspatos, quartzitos, granitóides e micas) milimétricos, subangulosos a subarredondados de baixa esfericidade. Estes estratos arenosos estão intercalados com lamias maciças. Os estratos lamiosos em alguns casos apresentam aspecto nodular decorrente da concentração de cimento carbonático. São observadas sucessões de estratos de areias finas com estratificação cruzada de baixo ângulo cimentadas por carbonato de cálcio. Uma falha pós-sedimentar corta o afloramento na porção intermediária, o que explica a inclinação dos estratos na porção inferior, considerando que as camadas são horizontais originalmente. Os contatos entre os estratos lamiosos e arenosos são sempre graduais.

Os calcretes descritos nesta seção ocorrem em duas formas distintas: calcrete nodular e calcrete laminar. Ambos podem pertencer a um perfil único, tanto de calcrete pedogênico como de calcrete freático. O primeiro corresponde a horizontes de calcrete nodular, de dimensões decimétricas, caracterizados por concreções carbonáticas difusas em meio à matriz, bem cimentados e amalgamados. Os calcretes nodulares ocorrem em fácies arenosas gradando para argila em direção ao topo e a base mais cimentada por carbonato (amostra BC 03-V2) e fácies areia (amostra BC 03-U). Os nódulos do primeiro são mais amalgamados, mais disformes, enquanto que os do segundo tipo se encontram mais esparsos e mais arredondados. Esses intervalos encontram-se intercalados com os horizontes de calcrete laminar. Os horizontes de calcrete laminar são caracterizados por lâminas de espessura milimétricas a centimétricas onduladas irregulares endurecidos, que por vezes se intercalam com material mais friável (figura 11a e 11b). Os calcretes laminares ocorrem em estratos arenosos, em geral de granulação média. Observa-se na seção colunar 1 (figura 11a) intercalações de areia média com lentes de areia fina. Foi retirada uma amostra do estrato de areia média (amostra BC 03-V) e uma do estrato com lentes de areia fina (amostra BC 03-V1) Em apenas um local de amostragem verificou-se a presença de bioturbação, com diâmetro de 0,5 cm e espessura 3,0 cm (figura 11b). Neste local

ocorrem intercalações de areia fina e argila dentro das lâminas e presença de marca de ondulações de água (amostra BC 03-S1).

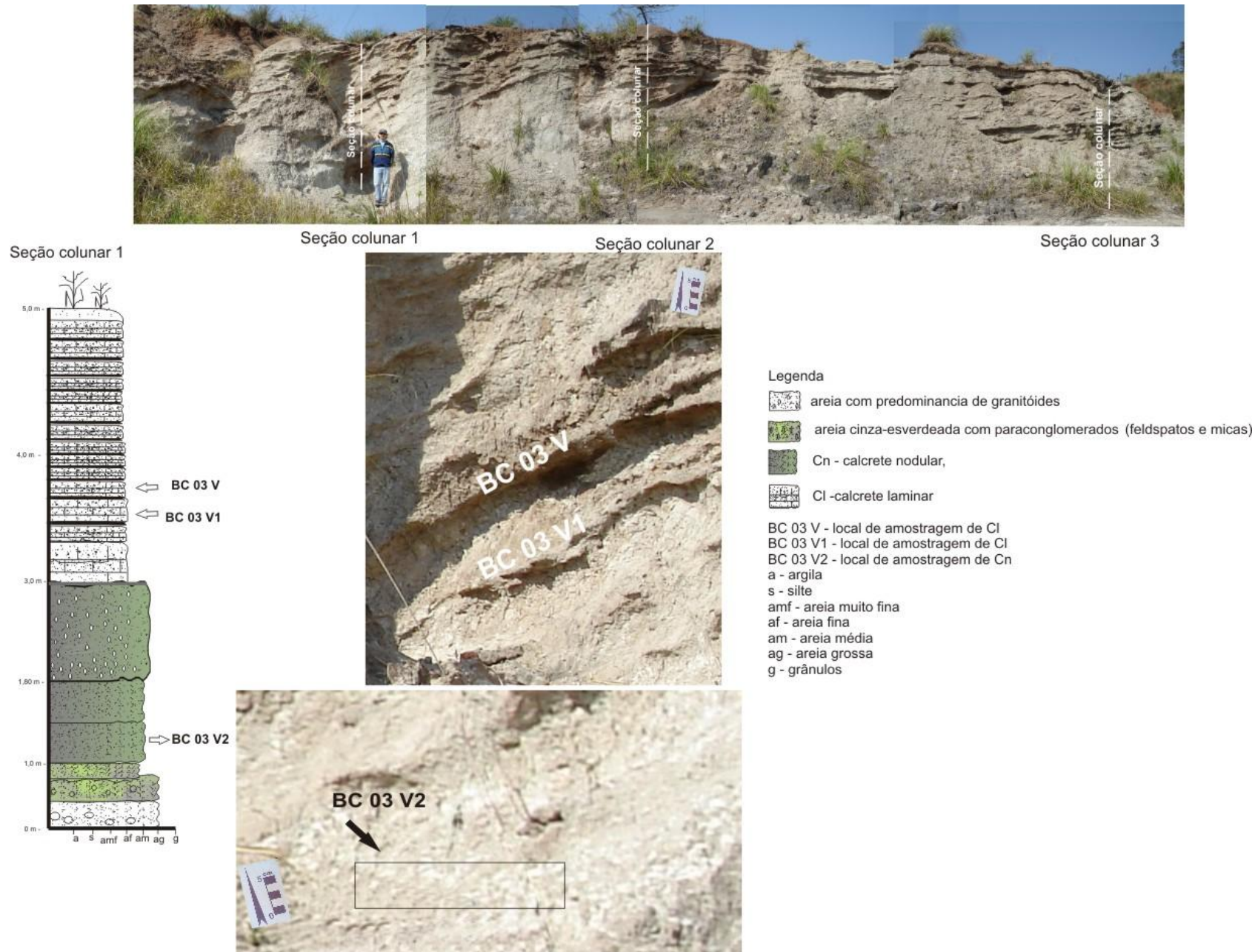


Figura 11a: Visão panorâmica e seção colunar 1 do afloramento BC 03.

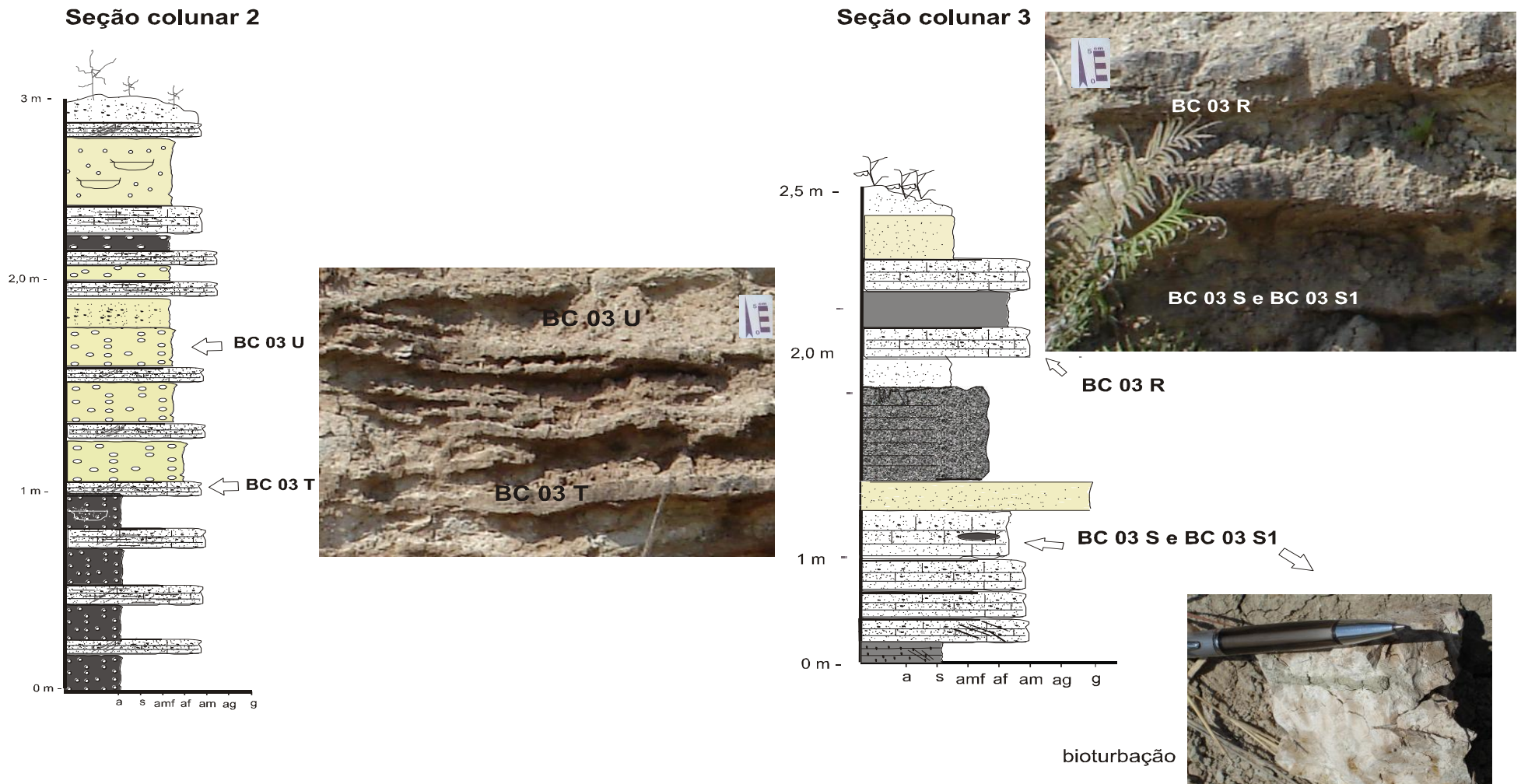


Figura 11b: Seções colunares 2 e 3 do afloramento BC 03 (legenda Anexo III)

2 – Afloramento BC 26

A seção BC 26 (figura 12) é constituída por camadas de argila intercaladas com camadas de areia.

A camada lamosa é cinza, com intercalações de lâminas de areia média a fina de espessuras milimétricas, estão presentes grãos de quartzo e feldspato, subarredondados a subangulosos e de baixa esfericidade. Em meio às camadas lamosas ocorrem ainda estratos irregulares de areia conglomerática com espessura variando de 2 a 5 cm e camadas de areia média. Os contatos entre as camadas são mal definidos, irregulares e erosivos, parecendo muitas vezes graduais.

Os estratos arenosos apresentam areia média à fina com estratificação plano-paralela e presença de calcrete nodular. Estão presentes grãos de quartzo e feldspato, subangulosos de esfericidade baixa a moderada. Os seixos e grânulos são angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade, constituídos de quartzitos e granitóides.

O horizonte de calcrete nodular de tamanho decimétrico é caracterizado por concreções carbonáticas em meio à matriz arenosa (figura 12).

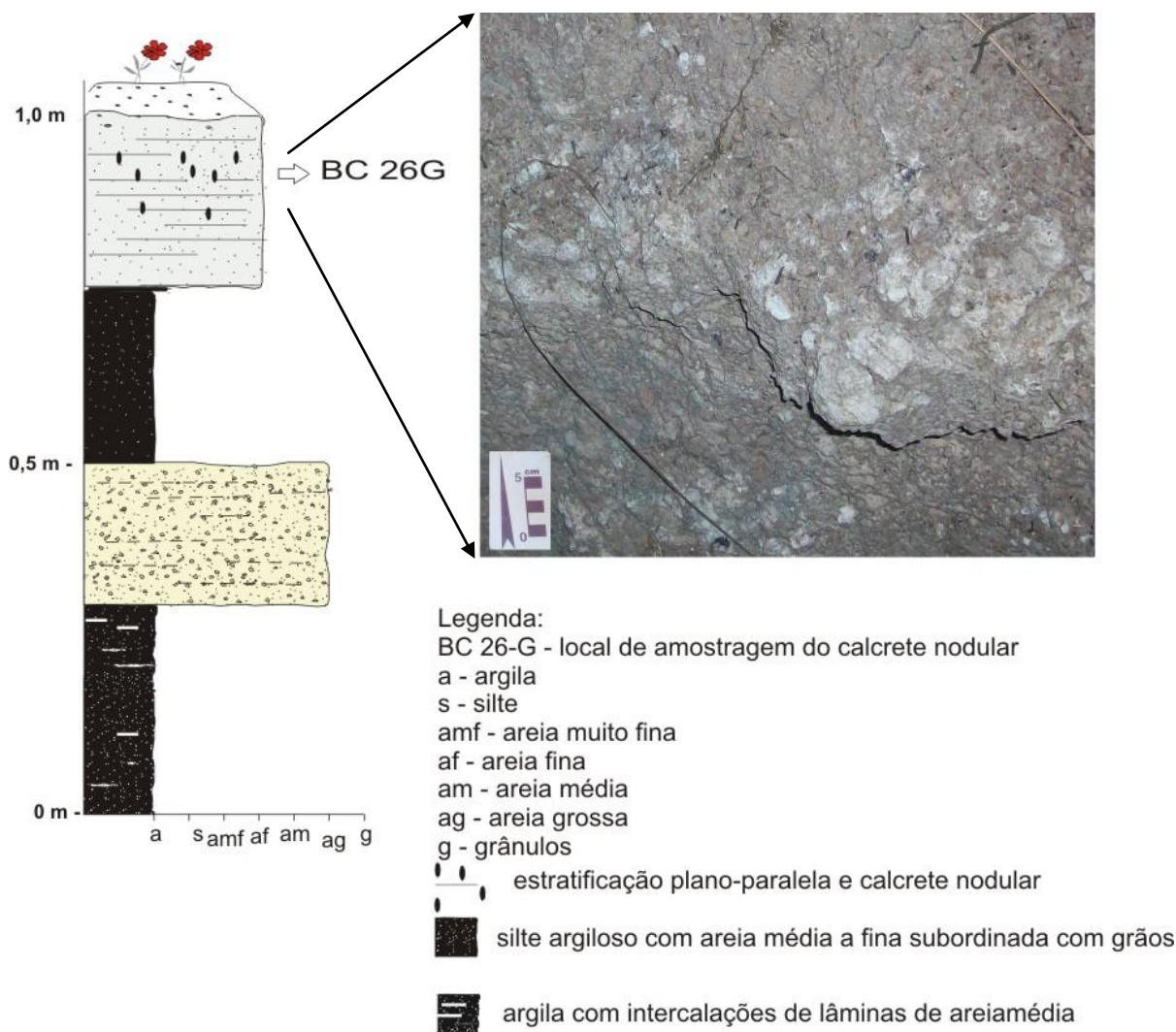


Figura 12: Seção colunar do afloramento BC 26.

3 – Afloramento BC 27

A seção BC 27 (figura 13) é constituída por associação de camada de areia intercalada com camadas de argila.

As camadas argilosas, cimentadas por carbonato, apresentam calcretes nodulares e lâminas de areia fina com espessura variando de 1 cm até 10 cm. Estas lâminas de areias são constituídas de grãos de quartzo e nódulos de argila. Nessa seção os pelitos possuem cor cinza-esverdeado, sendo que na maior parte são avermelhados devido ao intemperismo.

A camada arenosa, de granulação média a fina, é constituída por grãos de quartzo e feldspato, subarredondados a subangulosos de esfericidade baixa a moderada, cimentada por carbonato. Ocorrem intercalações de lâminas de argilas com espessura de até 1 cm. Possuem discreta estratificação plano-paralela.

Os calcretes estão dispersos nos estratos arenosos. Este afloramento é semelhante ao BC 26, mas apresenta calcretes dispersos nos estratos arenosos e não possui as camadas contínuas (figura 13).

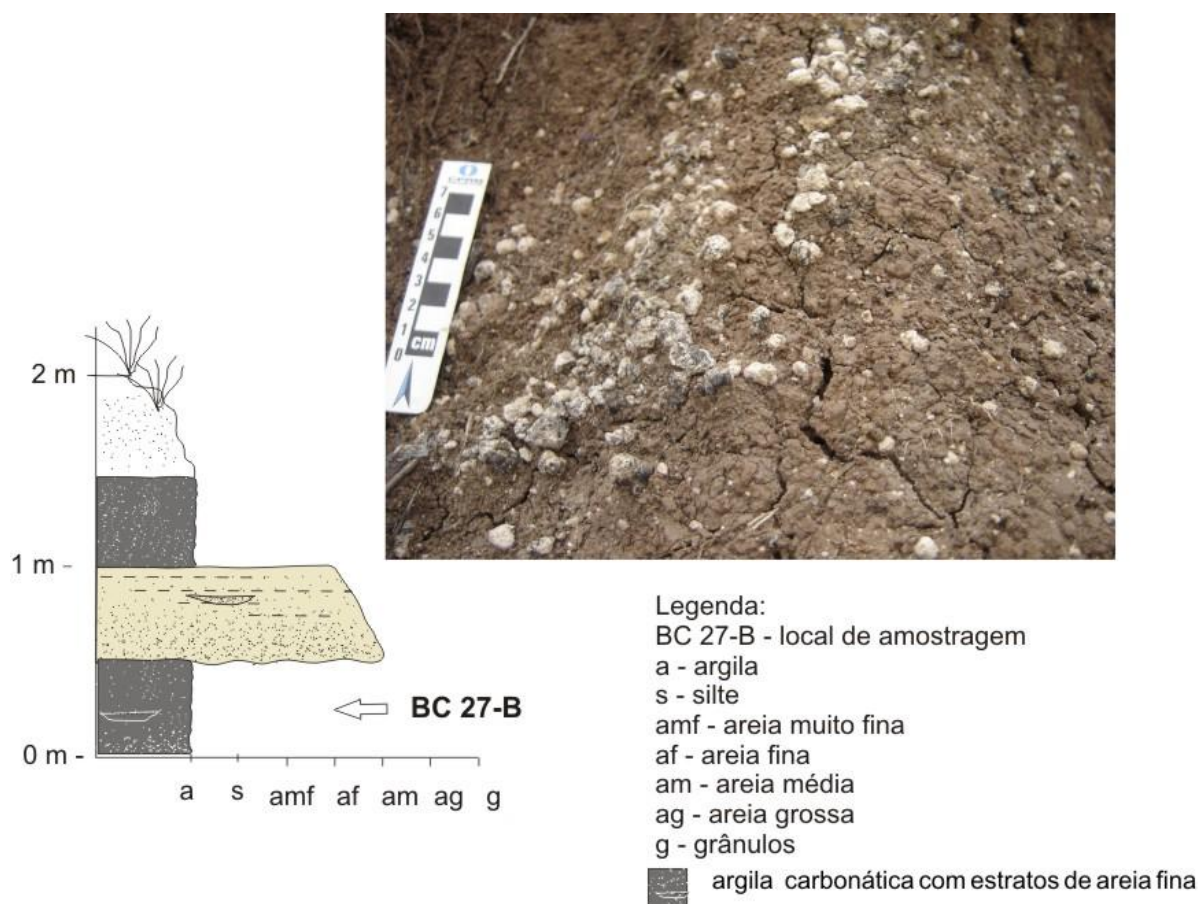


Figura 13: Seção colunar do afloramento BC 27.

4 – Afloramento BC 30

Afloramento em corte de rodovia formado por alternância de camadas arenosas e lamosas carbonáticas com calcretes nodulares (figura 14).

A camada arenosa arcossiana é fina a média, imatura texturalmente e mineralogicamente com grãos subarredondados a subangulosos e de baixa esfericidade constituído por quartzo e feldspato, estratos essencialmente pelíticos de cor cinza-esverdeado e, quando alterados, avermelhados. Ocorrem intercalações de calcretes com cerca de 5 cm de espessura.

Os estratos pelíticos contem nódulos arenosos carbonáticos, arredondados a subarredondados. Possuem menos areia e com granulação mais fina em relação aos grãos dos estratos de calcretes. Em intercalações mais impermeáveis dos estratos pelíticos, têm-se lentes de calcretes de espessura milimétrica, sub-horizontais.

Neste local, ocorrem calcretes dos tipos nodular e crosta (camada) (figura 14). Esses são ordenados a seguir, da base para o topo: o horizonte nodular, caracterizado por concreções carbonáticas em matriz argilosa com menos teor de carbonato que os nódulos. O horizonte de crosta dura, que consiste em uma camada endurecida que macroscopicamente pode ser maciça, laminar ou nodular e corresponde ao horizonte mais desenvolvido. Os estratos de calcretes apresentam uma tênue estratificação plano-paralela, e também são formados por areia grossa e seixos.

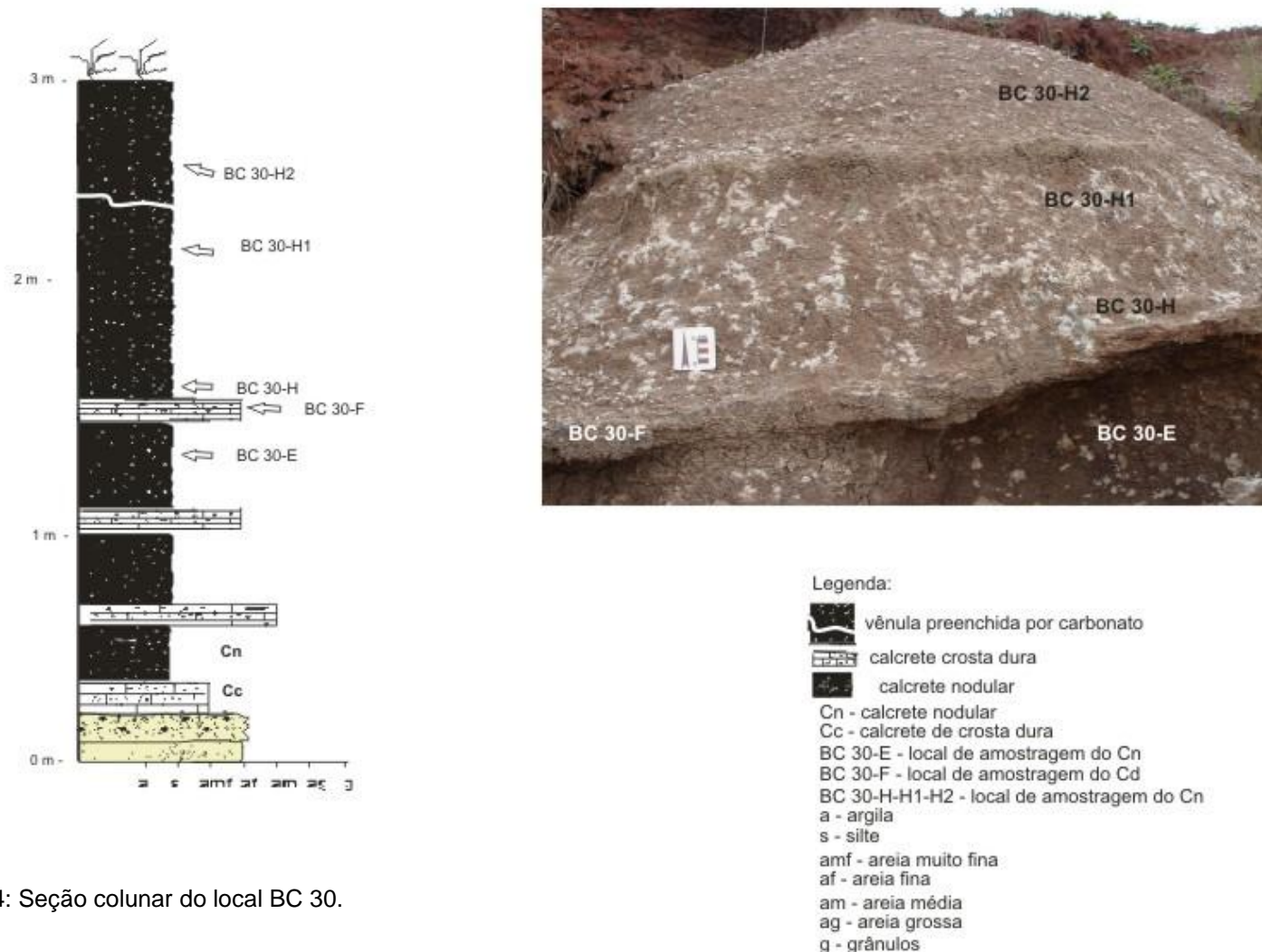


Figura 14: Seção colunar do local BC 30.

5 – Afloramento BC 31

Nesta seção (figura 15) é possível observar camadas de areia grossa composta por seixos de quartzo, com espessura variada, imatura texturalmente e mineralogicamente, contendo quartzito, feldspato, fragmento de rochas granitóides, subarredondados a subangulosos de esfericidade moderada a baixa, com estratificação cruzada acanalada. Ocorrem feições erosivas, no meio da seção, entre as camadas de areia com cerca de 1,5 m de profundidade por 2,5 m de extensão. As porções mais arenosas intercalam-se com pelíticas.

Os calcretes encontram-se na base da seção, às margens da rodovia, caracterizado por crostas grosseiramente tabular, constituída de calcrete nodular com espessura da ordem de 30 cm intercaladas em lama cinza e espessura 1,5 m (figura 15).

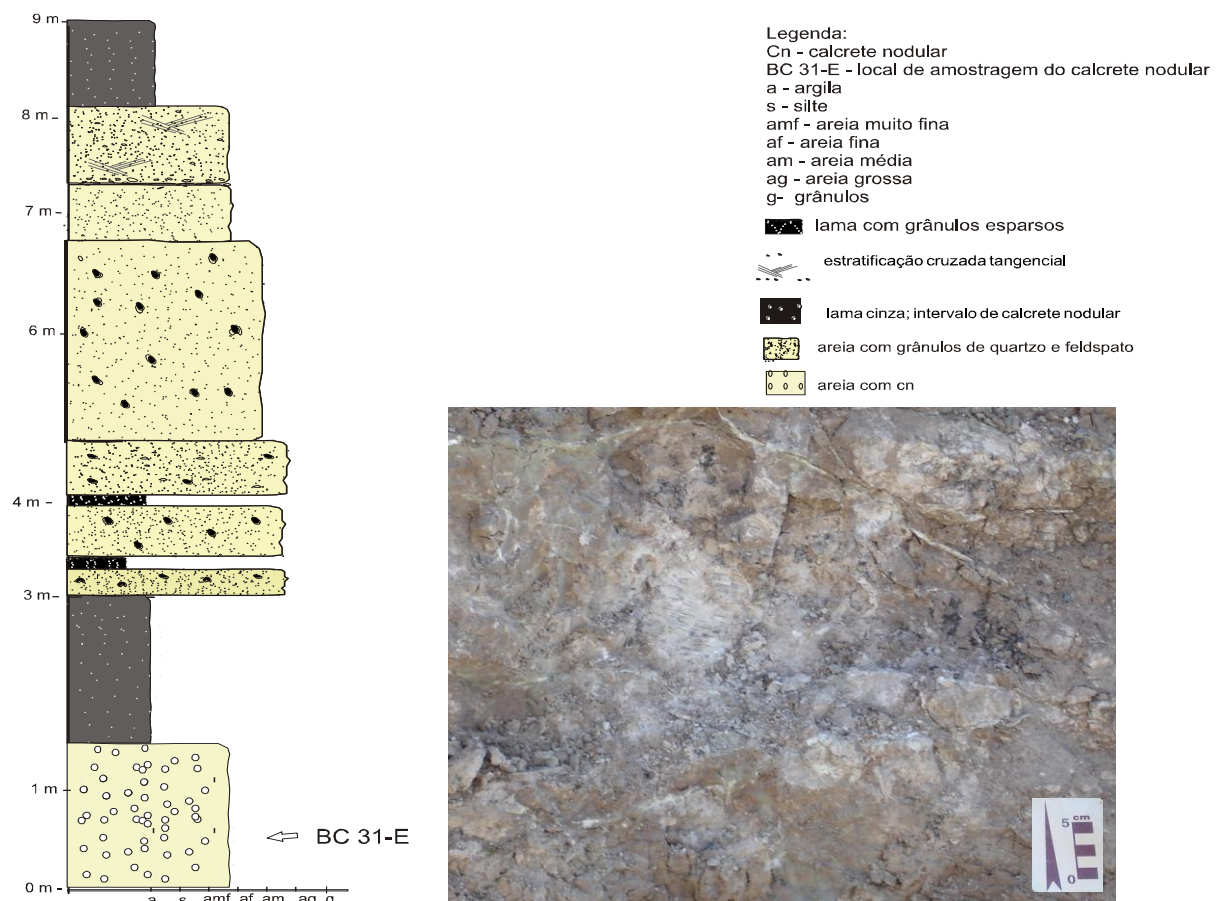


Figura 15: Seção colunar do local BC 31.

6 – Afloramento BC 65

A base da seção (figura 16) é constituída por lama. As camadas arenosas ocorrem intercaladas com as argilosas, para o topo. As intercalações são constituídas de areia muito grossa, imatura texturalmente e mineralogicamente, contendo quartzo, feldspato, quartzitos e granitóides, subarredondados a subangulosos com baixa esfericidade. O estrato arenoso está impregnado de carbonato de cálcio.

No terço superior da seção ocorrem os calcretes, grosseiramente tabulares, localizados nos estratos de areia grossa e conglomerática, intercalado com estratos areno-argilosos de granulacão fina a muito fina (figura 16).

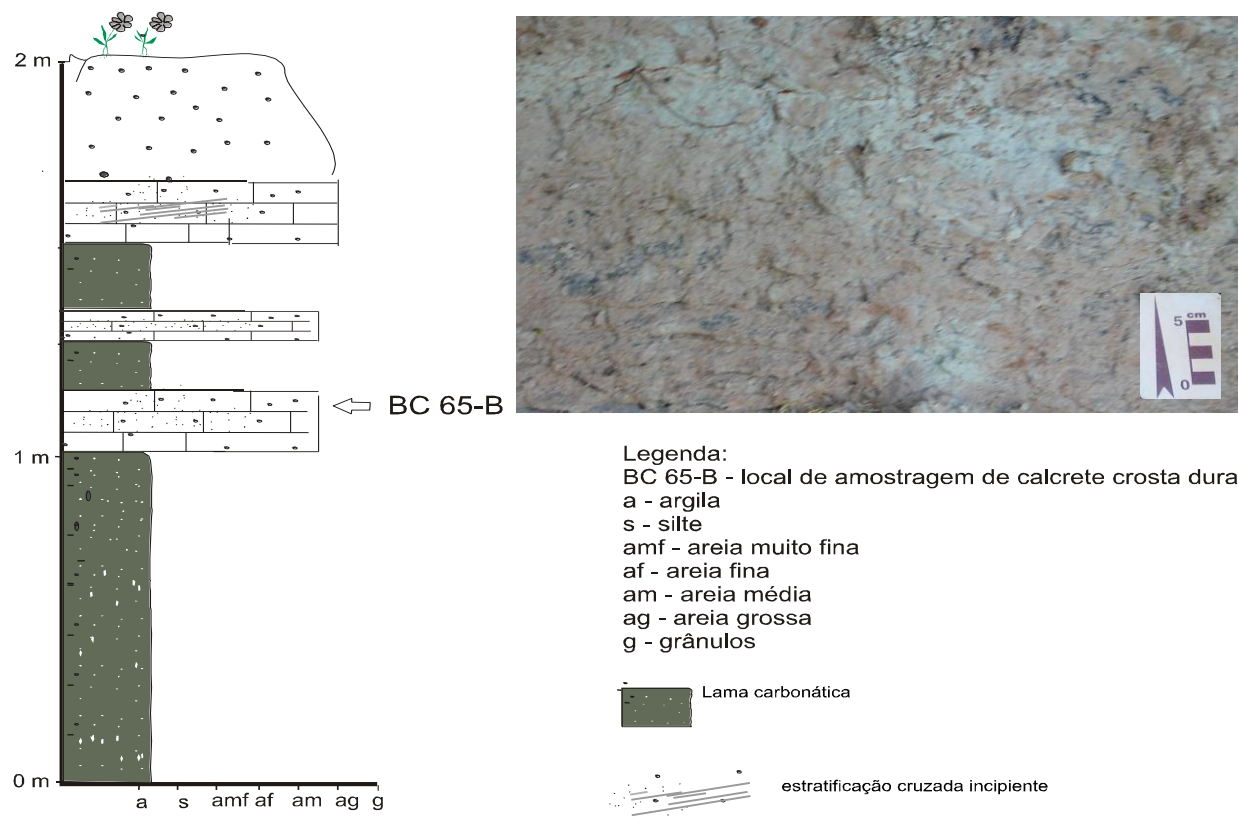


Figura 16: Seção colunar do local BC 65.

7.2 Microtexturas de calcretes

As análises das seções delgadas e de MEV permitiram reconhecer as petrofácies principais, com base na identificação de associações de microtexturas tipo alfa e beta com predomínio de traços não-biogênicos e biogênicos (feições atribuídas à presença e atividades de micro e macroorganismos).

7.2.1 Análise petrográfica

Em termos gerais, os arcabouços dos calcretes analisados predominam em média, 25% a 35% de grãos detríticos. Estes grãos são comumente subarredondados a subangulosos, com baixo grau de esfericidade. O quartzo é o constituinte principal do arcabouço, totalizando máximo de 65% desses grãos. Este mineral está presente em todas as lâminas observadas, sendo predominantemente monocristalino, com extinção reta ou, mais freqüentemente, ondulante. O quartzo tipo policristalino ocorre em menor frequência, seu modo de ocorrência mais comum é em grãos constituídos por cristais menores, equidimensionais, formando arranjo em mosaico. Tanto o quartzo mono quanto o policristalino mostram bordas extremamente corroídas, e também grãos de quartzo com fraturas preenchidas por cimento carbonático. O feldspato ocorre em menor quantidade, em média 5% dos grãos.

Os constituintes acessórios constituem menos de 1% da composição dos calcretes analisados são caracterizados pela presença de mica (essencialmente muscovita), opacos e minerais pesados (zircão, epidoto).

A matriz micrítica e/ou micro-espática, constituindo cerca de 15% a 20%, é imatura texturalmente, e em algumas fácies é caracterizada por argilas de infiltração, onde resulta da deposição simultânea de argilas, areias e grânulos. O cimento constitui cerca de 15% a 20% da composição dos calcretes, composto por carbonatos calcínicos e/ou dolomíticos. Óxidos e hidróxidos de ferro e manganês aparecem preenchendo poros, e carbonato reprecipitado preenchendo vênulas.

a) Calcretes nodulares em fácies arenosas

As lâminas de calcretes nodulares descritas são de amostras dos perfis BC 03-U e V2 e BC 26-G. As amostras estão situadas na metade superior das respectivas seções colunares (vide figuras 11 a, 11 b e 12). Estas lâminas observadas são compostas, sobretudo, por quartzo (65%) e feldspato (5%). Os grãos de quartzo são subarredondados a subangulosos de esfericidade moderada a baixa, em alguns casos corroídos, imersos em matriz micrítica (figura 17 c). São frequentes grãos de quartzo com fraturas preenchidas por carbonatos (figura 17 b, 17 d, 17 f). Vênulas milimétricas preenchidas por carbonato com traços irregulares são frequentes (figura 17 a, 17 f). Em

alguns casos foram observados grãos de quartzo envoltos por franja carbonática (figura 17 d, 17 e). Observou-se também a presença de gretas circungranulares preenchidas por carbonato (figura 17 a).

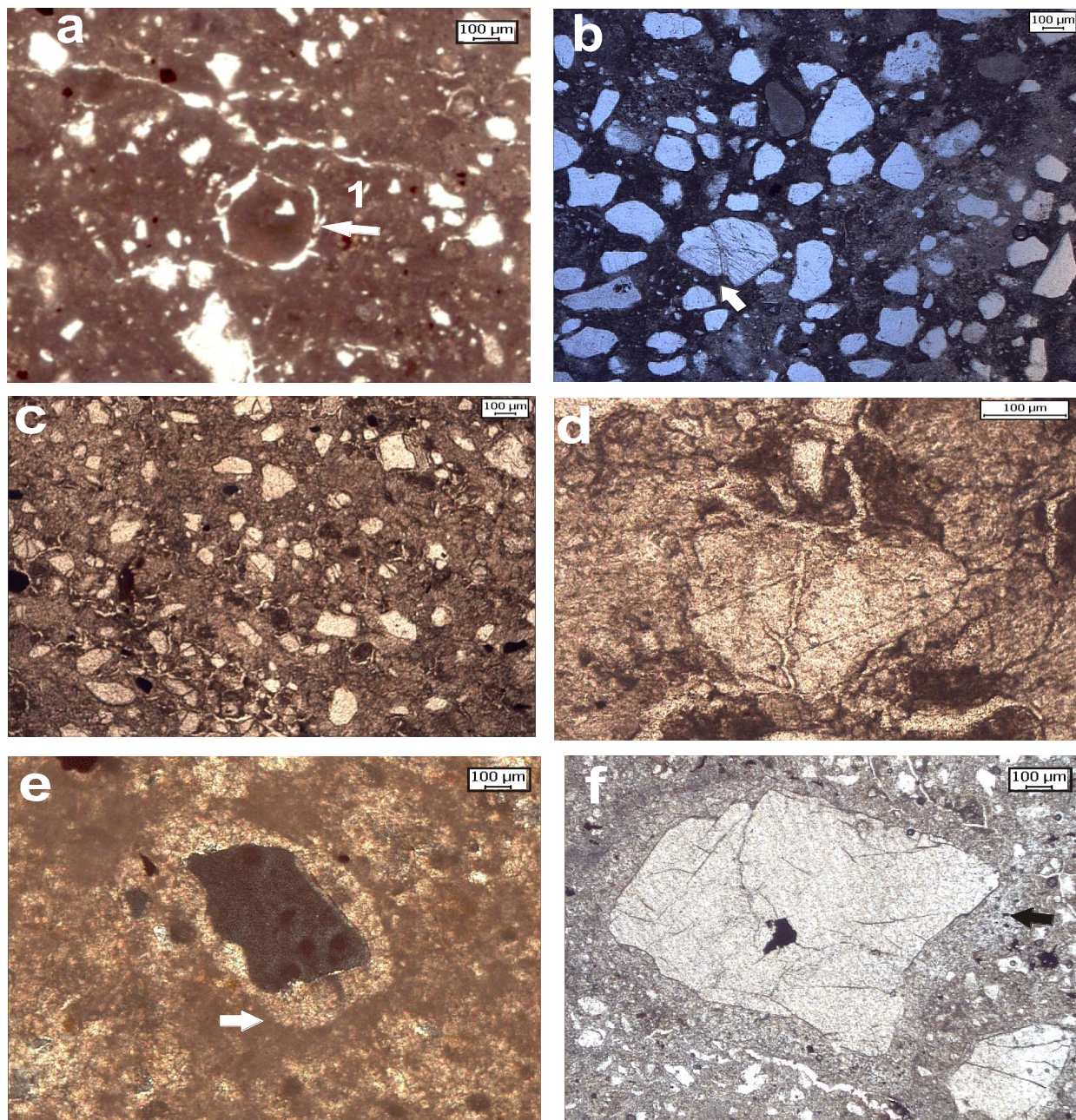


Figura 17: a) Vênulas preenchidas por carbonato e 1) gretas circungranulares. Amostra BC 03-V2; b) Grão de quartzo com fratura preenchida por cimento carbonático. Am. BC 03-V2; c) Grãos de quartzo “imersos” na matriz micrítica e minerais opacos. Am. BC 03-U; d) Grão de quartzo com fratura preenchida por carbonato. Am. BC 03-U; e) Grão de quartzo envolto por franja carbonática “imerso” na matriz. Am. BC 26-G; f) Grão de quartzo com fratura preenchida por carbonato, envolto por franja carbonática. Am. BC 26-G. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida com polarizadores paralelos.

b) Calcretes nodulares em fácies argilosas

Analisaram-se lâminas das amostras dos perfis BC 30-E, BC 30-H, BC 30-H1 e BC 30-H2 (figura 14). Estas provieram da metade inferior (BC 30-E) e superior do perfil.

Ocorrem grãos de quartzo subarredondados a subangulosos de esfericidade moderada a baixa, em alguns casos corroídos e imersos em matriz micrítica (figura 18e). Filossilicatos ocorrem com traço, assim como raros grãos opacos e intraclastos. São frequentes fraturas preenchidas por crescimento deslocativo de carbonato (apresentam maior grau de cristalinidade, diferente do carbonato micrítico da matriz), assim como fissuras preenchidas por carbonato espático, e poros secundários preenchidos por óxido/hidróxido de ferro (figura 18b). Ocorrem frequentemente, gretas circungranulares envolvendo matriz e grãos de quartzo (figura 18c). O arcabouço é sustentado por matriz argilosa (figura 18). Em algumas amostras ocorrem duas zonas de graus de recristalização diferentes na matriz (figura 18 a, f).

c) Calcretes laminares

Os calcretes laminares estudados da Formação Guabirotuba pertencem ao perfil BC 03. Foram analisadas lâminas de amostras dos perfis BC 03-R, BC 03-S, BC 03-S1, BC 03-T, BC 03-V e BC 03-V1 (figuras 11 a, 11 b).

São compostos por areia fina a média, imatura mineralogicamente e texturalmente (composta principalmente por quartzo, feldspato e traços de opacos) (figura 20 b). Os grãos de quartzo são subarredondados a subangulosos de esfericidade moderados, às vezes corroídos (figura 19 a, 19 b). Os grãos detríticos estão imersos em matriz micro-espática. Vênulas milimétricas preenchidas por sílica com traços irregulares na matriz são frequentes (figura 19 d, 19 e). As fraturas preenchidas por cimento deslocativo de carbonato são frequentes (figura 19 b, 20 b, 20 c), assim como fissuras preenchidas por espato e poros secundários preenchidos por óxido/hidróxido de ferro e manganês (figura 19 d). Neste local verificou-se ocorrência de possível bioturbação com cerca de 1 mm de diâmetro e seção transversal aproximadamente circular (figura 20 c, 20 d).

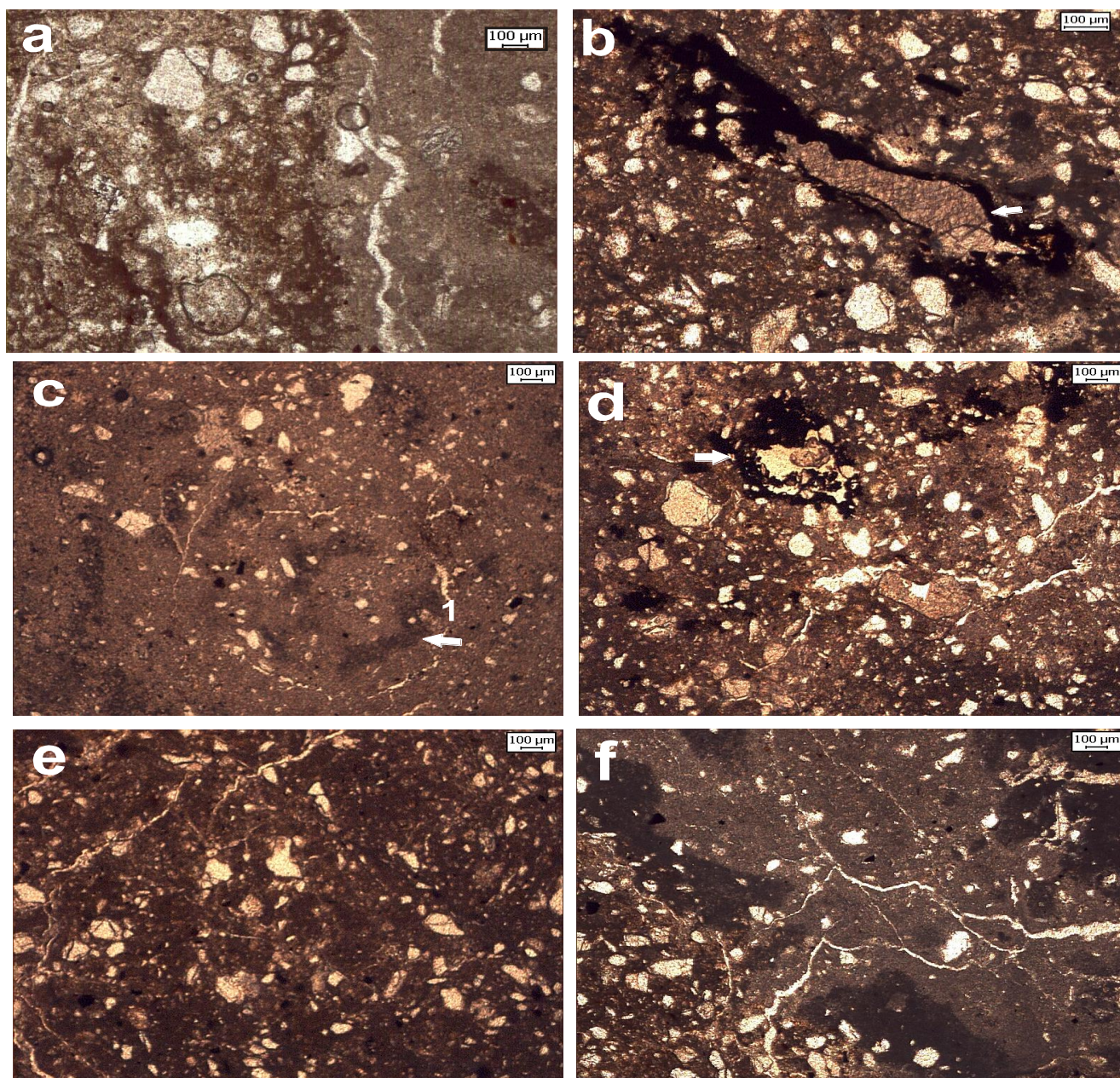


Figura 18: a) e f) Matriz micrítica, duas áreas de graus de recristalização diferentes. Am. BC 30-E, Am. BC 30-H1; b) Fissura preenchida por carbonato espático envolto em óxido/hidróxido de ferro. Am. BC 30-E; c) 1) gretas circungranulares na matriz envolvendo grãos de quartzo. Am. BC 30-H; d) Óxido de ferro envolvendo material carbonático. Am. BC 30-H; e) Grãos de quartzo “imersos” na matriz, vênulas preenchidas por carbonato. Am. BC 30-H1. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida com polarizadores paralelos.

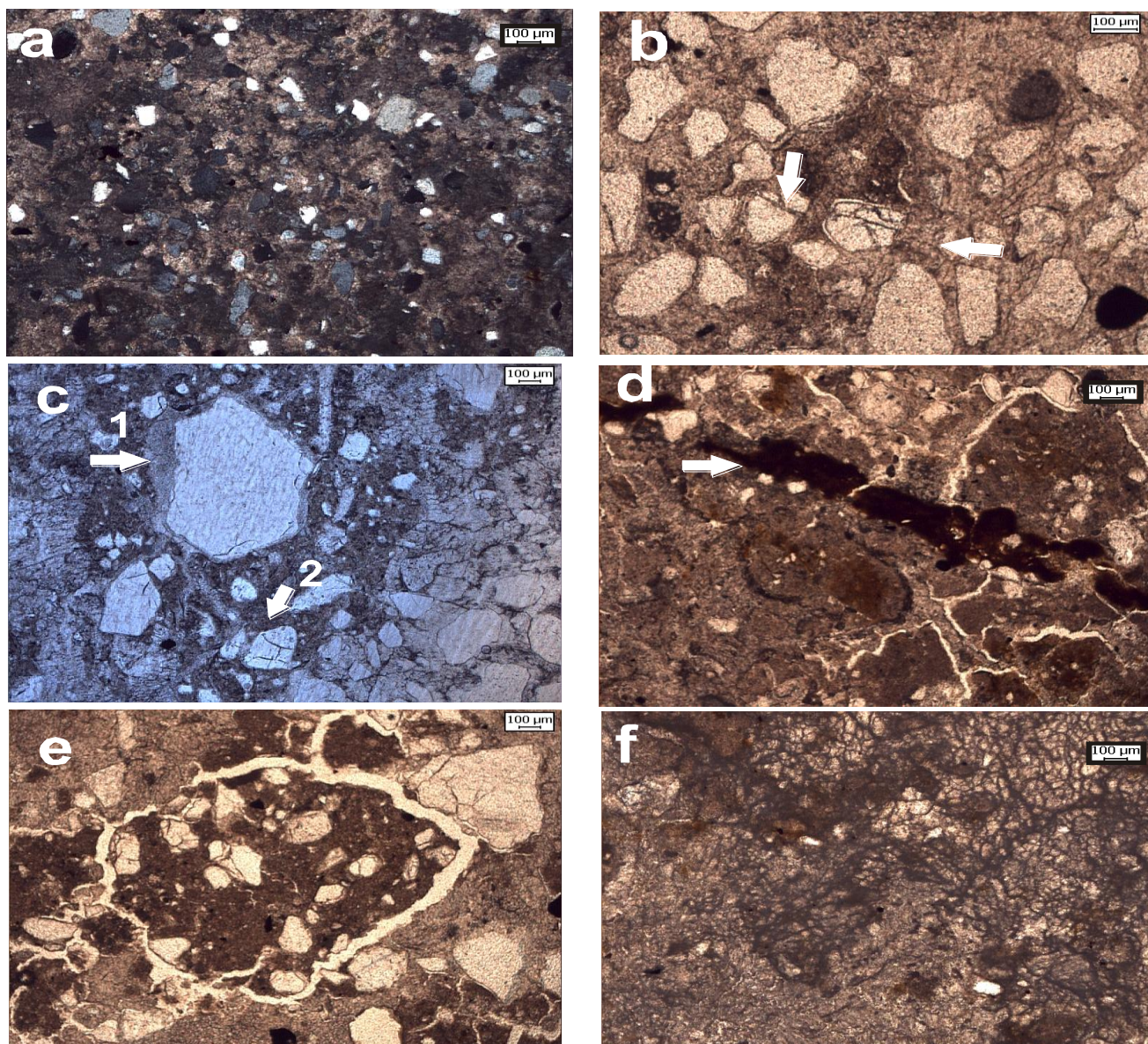


Figura 19: a) Grãos de quartzo “imersos” na matriz micro-espática. Am.BC 03-S; b) Grãos de quartzo com fraturas preenchidas por carbonato “imersos” na matriz micro-espática. Am.BC 03-R; c) grãos de quartzo “imersos” na matriz, 1) grão envolvido por cimento carbonático, 2) grão com fratura preenchida por cimento carbonático. Am.BC 03-V; d) Matriz micrítica e grãos de quartzo corroídos envolvidos por vênula preenchida por carbonato e poro preenchido por óxido/hidróxido de ferro. Am.BC 03-S; e) Grãos de quartzo e matriz micrítica envolvidos por vênula preenchida por carbonato, ao redor matriz espática com grãos corroídos e imersos. Am.BC 03-T; f) Microfaturas na matriz (dissecamento?). Am.BC 03-S1. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida com polarizadores paralelos.

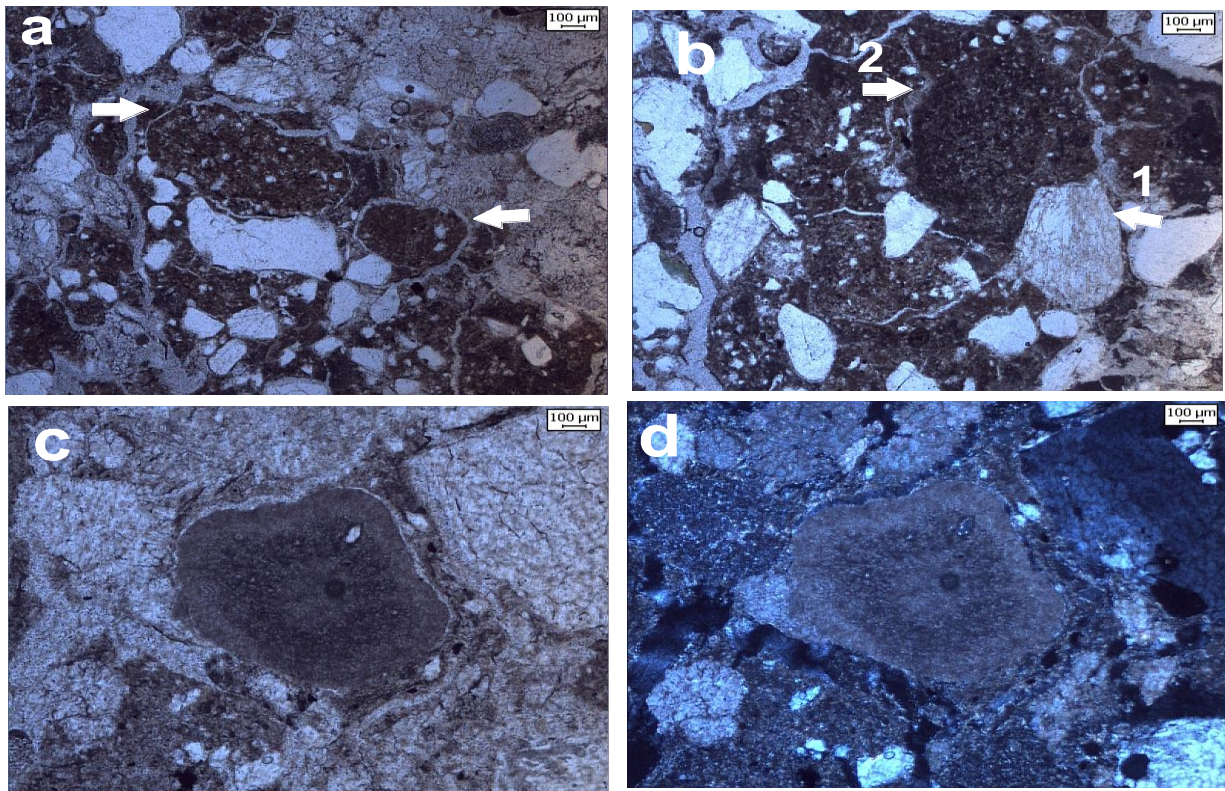


Figura 20: a) Gretas circungranulares envolvendo matriz micrítica com grãos de quartzo corroídos. Ao redor cimento carbonático. Am. BC 03-V1; b) Grãos de quartzo “imersos” na matriz micro-espática, 1) feldspato e 2) gretas circungranulares envolvendo a matriz. Am. BC 03-V1. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida com polarizadores paralelos; c),d) possível feição de bioturbação. Am. BC 03-V. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida com polarizadores paralelos e cruzados.

d) Calcretes do tipo crosta dura

Os calcretes do tipo crosta dura da Formação Guabirotuba analisados nesta pesquisa ocorrem apenas no local BC 30. Foram descritas lâminas de amostras do perfil BC 30-F (figura 14), proveniente da metade superior do perfil.

O material é composto por areia média, imatura mineralogicamente e texturalmente (composta principalmente por quartzo, feldspato e traços de opacos). Os grãos de quartzo são subarredondados a subangulosos de esfericidade moderados, às vezes corroídos (figura 21 a). Os grãos detríticos estão imersos em matriz argilosa. Alguns grãos estão corroídos e imersos na matriz argilosa (figura 21 a). O cimento para este perfil é espático muito bem desenvolvido (figura 21 b).

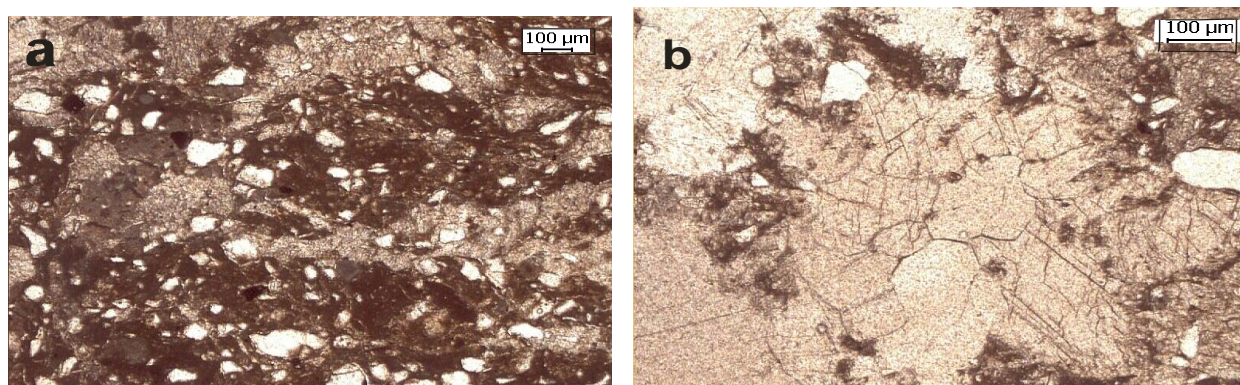


Figura 21: a) Grãos de quartzo corroídos “imersos” na matriz argilosa. Ao redor cimento carbonático. b) Calcita espática bem desenvolvida, com clivagens bem definidas, até dias direções. Am. BC 30-F. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida com polarizadores paralelos.

7.2.1.1 Teste por coloração

Após a descrição, as lâminas foram tingidas com solução ácida de ferrocianeto de potássio e alizarina vermelha para distinguir, por coloração diferencial, os diferentes minerais carbonáticos (Warne, 1962; Dickson, 1966). As cores indicativas da composição dos carbonatos são consideradas aquelas definidas por Dickson (1966) (quadro 3).

Quadro 3: Apresentação esquemática de cores obtidas na reação dos diferentes tipos de carbonatos sob a ação da solução ácida de Alizarina Vermelha “S” com Ferrocianeto de Potássio nas amostras de calcretes da Formação Guabirota. Modificado de Dickson (1966).

Alizarina Red-S	Ferrocianeto de Potássio	Coloração	Coloração nas amostras	Resultado do teste
-	turquesa clara a escura	turquesa clara a escura	BC 30 (E,H, H1, H2)	Ferro dolomita
-	-	-	BC 03-V2	Dolomita
rosa a rosa claro	turquesa clara a escura	violeta clara a azul royal	BC 03 (R, S, S1, T) BC 26-G	Ferro calcita
rosa a rosa claro	-	rosa a rosa claro	BC 03 (U, V, V1), BC 30-F	Calcita

7.2.2 Microscopia eletrônica de varredura (MEV) de calcretes

Nas amostras analisadas com MEV foram observados os hábitos do carbonato, relações de formação, observação de revestimento e/ou preenchimento dos poros, além de observação de argilominerais, quartzo e feldspato.

Nos calcretes da Formação Guabirota, em termos gerais, predominam cristais romboédricos, aparecendo com menor frequência cristais romboédricos corroídos por água meteórica. Também ocorrem nas amostras os argilominerais esmectita, illita e

palygorskita. Os argilominerais encobrem tanto os cristais romboédricos, cimento, quanto os grãos detríticos do arcabouço.

a) Calcretes nodulares em fácies arenosas

As amostras de calcretes nodulares descritas são de amostras dos perfis BC 03-U e V2, BC 26-G e BC 31-E. As amostras estão situadas na metade superior das respectivas seções colunares (vide figuras 11 a, 11b e 12) e na metade inferior (figura 15).

Nestas amostras ocorrem cimento, cristais romboédricos e argilominerais (figura 22 b, 22 e). O argilomineral frequente é esmectita, presente como revestimento de paredes dos poros intergranulares (figura 22 a, 22 c, 22 e, 22 f). A palygorskita está presente revestindo os cristais romboédricos (figura 22 b, 22 d).

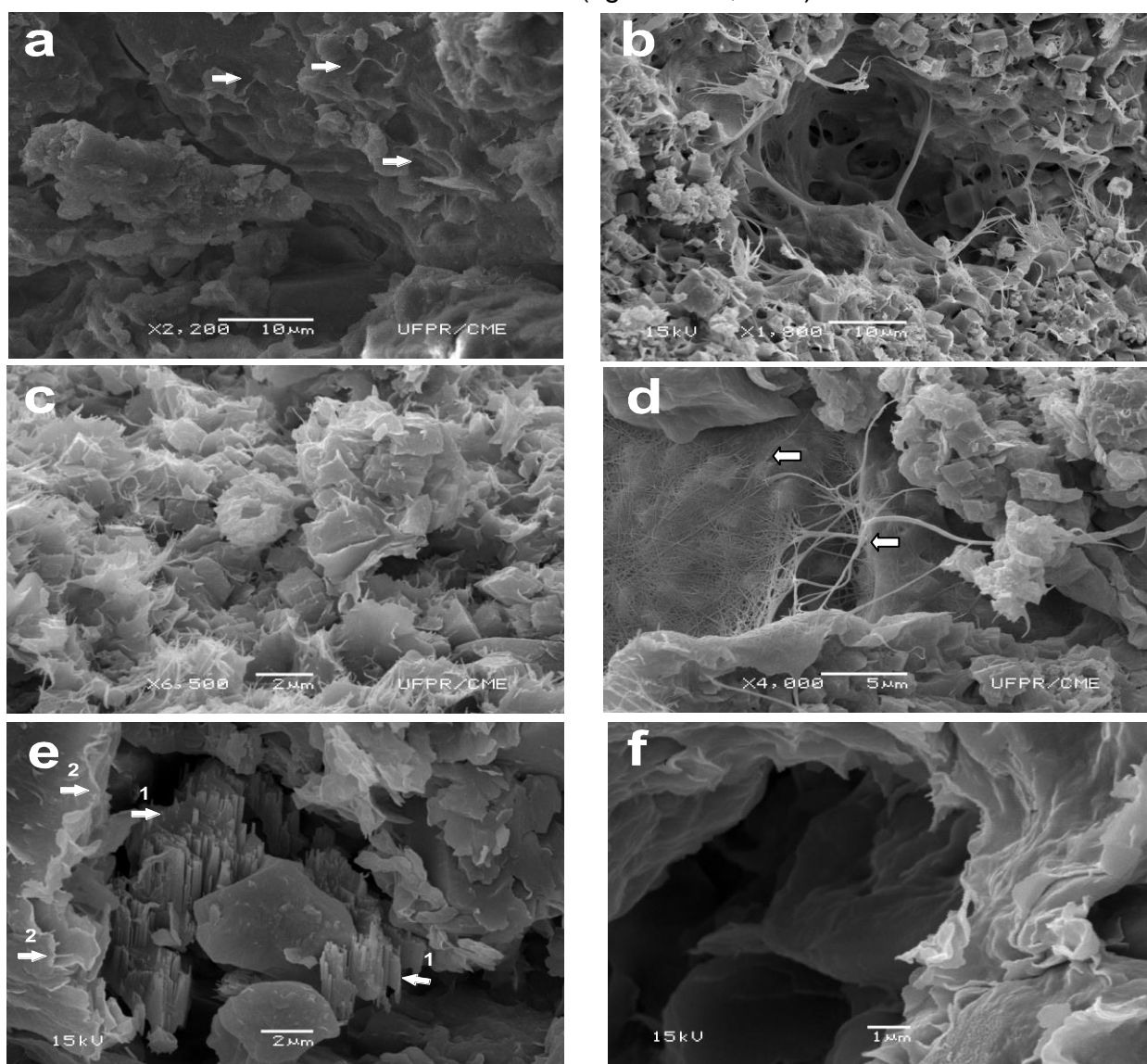


Figura 22: a) Esmectita encobrendo alguns cristais do cimento carbonático. Am. BC 03-U; b) Cristais romboédricos do cimento carbonático revestidos por palygorskita, alguns corroídos pela água meteórica. Am. BC 31-E; c) Cristais romboédricos do cimento carbonático revestidos por esmectita. Am. BC 03-V2; d) Cristais romboédricos revestidos por palygorskita. Am. BC 03-V2; e) 1) grão de feldspato, 2) esmectita. Am. BC 26-G; f) Detalhe da esmectita da foto anterior. Am. BC 26-G. Imagem obtida com MEV, elétrons secundários.

b) Calcretes nodulares em fácies argilosas

As amostras descritas são dos perfis, BC 30-E, BC 30-H, BC 30-H1 e BC 30-H2 (figura 14). Estas amostras estão situadas ao longo de todo o perfil.

Nestas amostras ocorrem a presença de cristais romboédricos (figura 23a) e argilominerais (figura 23). O argilomineral frequente é palygorskita, revestindo os cristais (figura 23). Alguns cristais romboédricos aparecem corroídos pela ação da água meteórica (figura 23d).

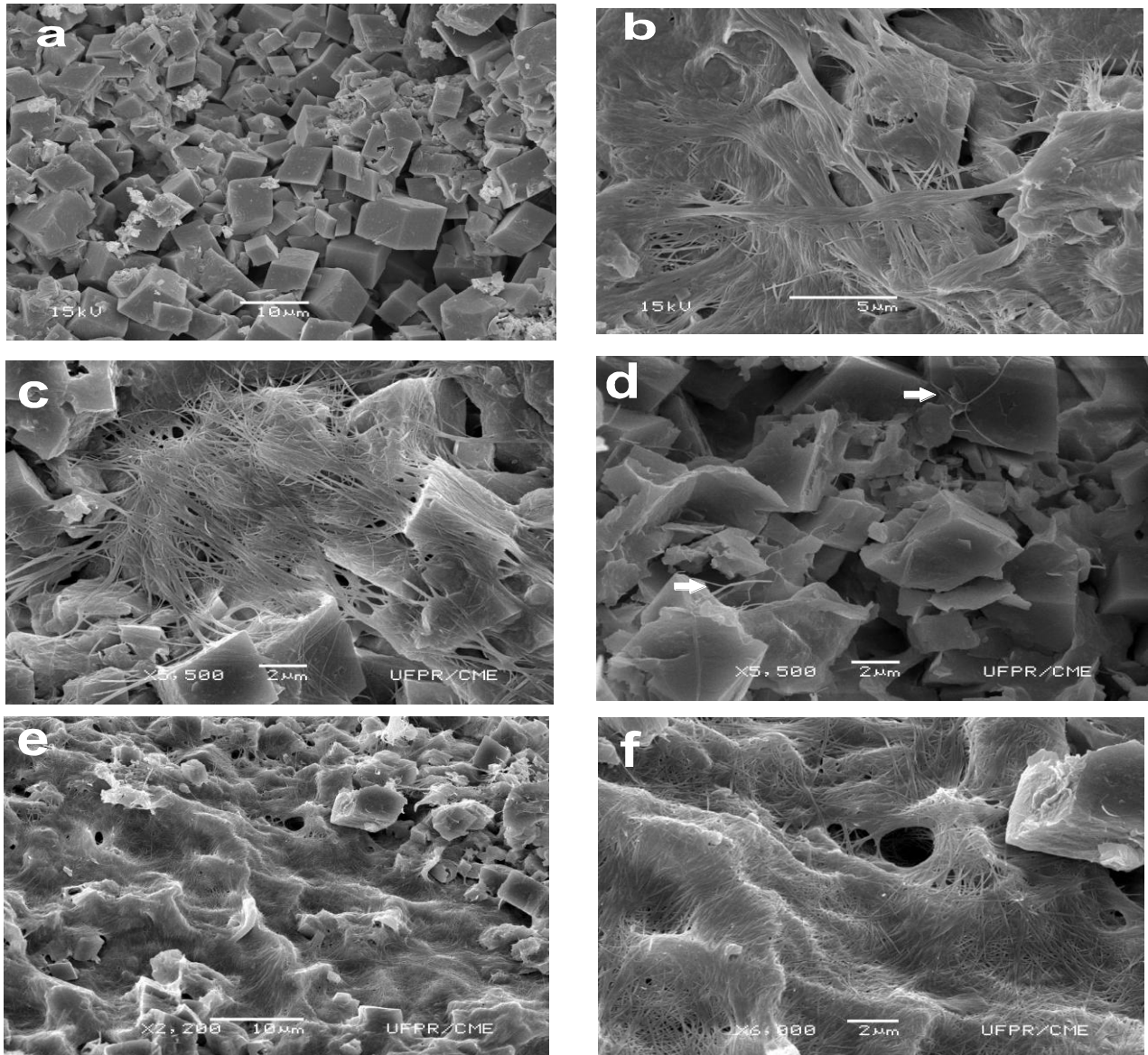


Figura 23: a) Cristais romboédricos do cimento carbonático. Am. BC 30-E; b) Filamentos de palygorskita entrelaçados envolvendo cristais romboédricos. Am. BC 30-E; c) Filamentos de palygorskita envolvendo cristais romboédricos. Am. BC 30-H; d) Cristais romboédricos corroídos, presença de palygorskita. Am. BC 30-H1; e) Filamentos de palygorskita envolvendo cristais romboédricos. Am. BC 30-H2; f) Detalhe da foto anterior. Am. BC 30-H2. Imagem obtida com MEV, elétrons secundários.

c) Calcretes laminares

Os calcretes laminares estudados da Formação Guabirotuba pertencem ao perfil BC 03. As amostras descritas são dos perfis BC 03-R, BC 03-S, BC 03-S1, BC 03-T, BC 03-V e BC 03-V1 (figuras 11a, 11b).

Nestas amostras os cristais romboédricos não estão bem definidos (figura 24a) assim como a textura do cimento carbonático (figura 24e). O argilomineral frequente é esmectita, revestindo o carbonato (figura 24). A palygorskita ocorre revestindo cristais romboédricos corroídos (figura 24f).

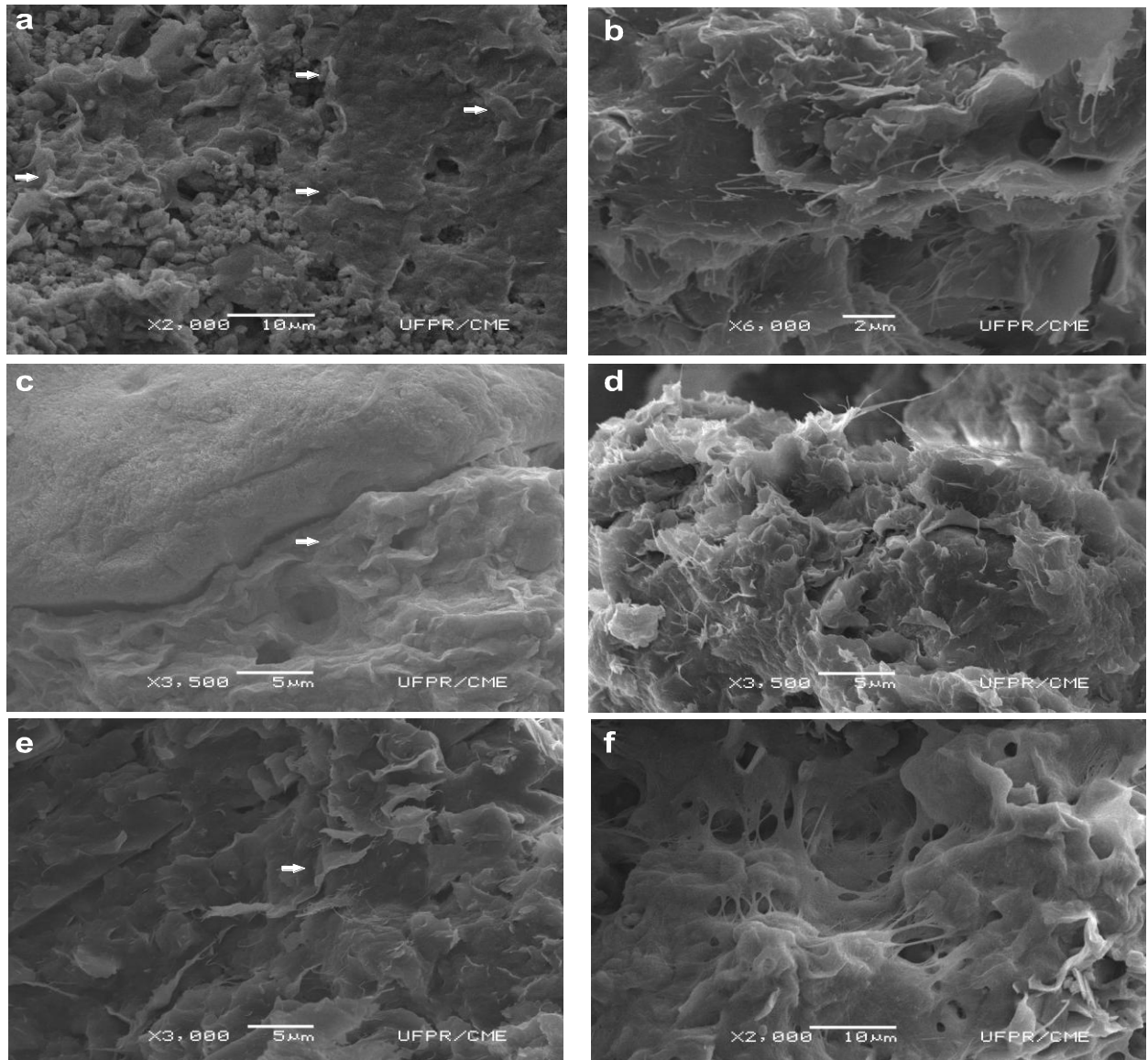


Figura 24: a) Esmectita revestindo carbonato dissolvido. Am. BC 03-R; b) Cristais recobertos por illita/esmectita. Am. BC 03-S; c) Grão de quartzo retrabalhado, ao lado esmectita. Am. BC 03-S1; d) Cristal de calcita revestido por illita/esmectita. Am. BC 03-T; e) Esmectita revestindo calcita dissolvida. Am. BC 03-V; f) Cristais romboédricos dissolvidos revestidos por palygorskita. Am. BC 03-V1. Imagem obtida com MEV, elétrons secundários.

d) Calcretes do tipo crosta dura

Os calcretes do tipo crosta dura da Formação Guabirotuba analisados nesta pesquisa ocorrem apenas no local BC 30. Foram analisadas do perfil BC 30-F (figura 14). Proveniente da metade superior do perfil.

Nesta amostra a textura do cimento é mais compacta (figura 25a, figura 25c). Cristais romboédricos dissolvidos estão presentes (figura 25b, figura 25d), mas não há ocorrência de argilominerais.

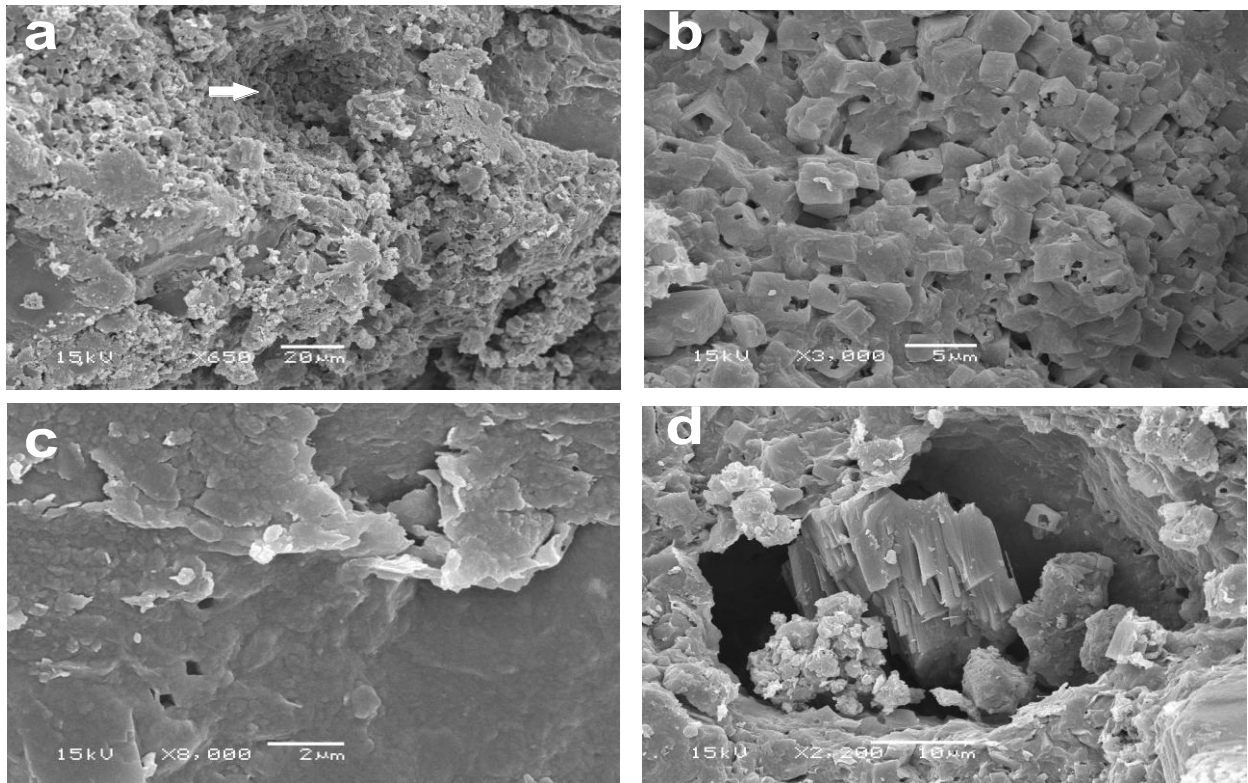


Figura 25: a) Textura mais compacta, presença de cristais romboédricos no poro; b) Cristais romboédricos corroídos, detalhe da foto anterior; c) Textura mais compacta, carbonato dissolvido; d) Cristal de calcita dentro de um poro, ao redor cristais romboédricos dissolvidos. Imagem obtida com MEV, elétrons secundários.

7.3 Isótopos de carbono e oxigênio

Para determinar os isótopos de carbono e oxigênio foram analisadas treze amostras (quadro 4). Os valores de isótopos de carbono variam de -8,63 a -5,89 ‰ PDB e dos isótopos de oxigênio varia de -4,87 a -0,24 ‰ V-PDB. Observa-se que os calcretes nodulares apresentam os maiores valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}\text{‰}$, com exceção do BC 03 U e BC 26 G.

Quadro 4. Valores de isótopos de diferentes seções e tipos de calcres.

Amostra	Tipo de calcrete	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}\text{‰}$
BC 03-R	laminar	- 7,52	- 4, 83
BC 03-S	laminar	- 7,39	- 4,73
BC 03-S1	laminar	- 7,22	- 4,82
BC 03-T	laminar	- 7,02	- 4,87
BC 03-U	nodular	- 6,53	- 4,17
BC 03-V	laminar	- 6,75	- 4,05
BC 03- V2	nodular	- 5, 89	- 1,05
BC 26-G	nodular	- 8,63	- 4,53
BC 30-E	nodular	- 6,09	- 0,30
BC 30-F	crosta dura	- 7,21	- 3,42
BC 30-H	nodular	- 6,15	- 0,24
BC 30-H1	nodular	- 6,19	- 0,40
BC 30-H2	nodular	- 6,33	- 0,50

7.4 Difractometria de raios X

As análises mineralógicas por difratometria de raios X objetivaram a identificação dos minerais presentes nas fácies carbonáticas dos depósitos sedimentares. A análise por difratometria de raios-X revelou que o grupo da esmectita constitui o principal argilo-mineral presente. Foram analisadas quatorze amostras. Os resultados difratométricos obtidos são apresentados no quadro 5, os gráficos estão no Anexo 1.

Quadro 5. Lista dos minerais presentes em diferentes seções e tipos de calcres

Amostra	Tipo de calcrete	Minerais presentes
BC 03-R	laminar	quartzo, calcita, dolomita, micas, grupo da esmectita
BC 03-S1	laminar	quartzo, calcita, dolomita, esmectita, feldspato
BC 03-T	laminar	quartzo, calcita, esmectita, feldspato
BC 03-U	nodular	calcita, quartzo, feldspato, dolomita, grupo da esmectita
BC 03-V	laminar	quartzo, calcita, grupo da esmectita, dolomita, feldspato
BC 03-V1	laminar	quartzo, calcita, dolomita, grupo da esmectita, feldspato
BC 03-V2	nodular	dolomita, quartzo, esmectita
BC 26-G	nodular	calcita, albita, quartzo, grupo da esmectita
BC 30-E	nodular	dolomita, quartzo, calcita, grupo da esmectita
BC 30-F	crosta dura	calcita, quartzo, grupo da esmectita, dolomita
BC 30-H	nodular	dolomita, quartzo, calcita, micas
BC 30-H1	nodular	dolomita, quartzo, calcita, micas
BC 30-H2	nodular	dolomita, quartzo, calcita, micas
BC 31-E	nodular	calcita, quartzo, grupo da esmectita

a) Calcretes nodulares em fácies arenosas

As amostras de calcretes nodulares são de amostras dos perfis BC 03-U e V2, BC 26-G e BC 31-E (vide figuras 11a, 11b, 12 e 15). Estas amostras têm a calcita como cimento carbonático predominante (com 50%). A dolomita ocorre como segundo mais abundante (5%), com exceção da amostra BC 03-V2, onde ela predomina com 50%.

b) Calcretes nodulares em fácies argilosas

As amostras analisadas são dos perfis, BC 30-E, BC 30-H, BC 30-H1 e BC 30-H2 (figura 14). Estas amostras têm a dolomita como cimento carbonático predominante (50%). A calcita ocorre como segundo mineral mais abundante (4%).

c) Calcretes laminares

As amostras analisadas pertencem ao perfil BC 03. Elas pertencem aos perfis BC 03-R, BC 03-S1, BC 03-T, BC 03-V e BC 03-V1 (figuras 11a, 11b). Apresentam como cimento predominante a calcita (50%), a dolomita também está presente (5%).

d) Calcretes de crosta dura

As amostras analisadas são do perfil BC 30-F (figura 14). Apresenta como cimento predominante a calcita (50%), e a dolomita com menor frequência (4%).

8 Discussões

8.1 Calcretes freáticos da Bacia de Curitiba

Os calcretes da Formação Guabirota ocorrem nos afloramentos em intervalos cimentados e em alguns casos com diferentes mesotexturas. Em geral, o perfil dos calcretes da Formação Guabirota apresenta-se da base para o topo da seguinte maneira: calcretes nodulares alternados com calcretes laminares (figura 11a e 11b); calcretes nodulares alternados com calcretes de crosta dura (figura 14). Observações macroscópicas permitiram caracterizar melhor e discutir a origem dos calcretes. Houve evidências da atividade biogênica, em apenas um dos afloramentos (figura 11b, 20c e figura 20d). Este fato pode sugerir possível origem pedogênica. No entanto, somente estas observações em escala de afloramento (mesotexturas) e microescalas, em alguns pontos, não permitem concluir a respeito da origem freática ou pedogênica dos calcretes, pois provavelmente o nível do freático pode ter modificado e/ou apagado as feições pedogenéticas existentes.

Na escala microscópica observou-se grãos parcialmente corroídos. Tais feições sugerem possível ação por percolação de águas intersticiais de origem meteórica, que interagiram com o arcabouço e o cimento, dissolvendo-os parcial ou integralmente. Este evento está caracterizado por intensa cimentação por calcita e/ou dolomita e provavelmente oriunda de uma dissolução que deve ter destruído grande parte dos constituintes, precipitando-os posteriormente. No mínimo, duas fases de dissolução encontram-se registradas: uma fase principal, na qual ocorreu a destruição total de alguns constituintes e cujo produto diagenético foi a intensa cimentação por calcita e/ou dolomita e o preenchimento de vênulas por carbonato, e uma fase posterior que deve ter provocado o alargamento de alguns poros e promovido a dissolução de grãos e/ou do cimento precipitado a partir da primeira fase de dissolução. Foi verificada precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro. A precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro pode ocorrer tanto na eodiagênese, em condições muito próximas à superfície de deposição, ou após certo soterramento e consequente soerguimento do pacote sedimentar, portanto, sob condições de intemperismo atual (Morad, 1991). Este evento é posterior à calcita e/ou dolomita, pois houve preenchimento de espaços deixados por dissolução do carbonato original (porosidade secundária) e, em alguns locais, preenchendo o espaço gerado na matriz.

Nas análises de MEV também foi possível observar a diferença de desenvolvimento do carbonato. Nos calcretes nodulares à presença de cristais romboédricos de calcita e/ou dolomita bem desenvolvidos e em alguns casos corroídos

pela infiltração e circulação de água meteórica (figuras 22 e 23). Nos calcretes laminares os cristais estão mais corroídos (figura 23) e o carbonato aparece mais dissolvido. Já nos calcretes de crosta dura os cristais romboédricos ocorrem com menor frequência, o carbonato totalmente dissolvido apresenta uma textura mais compacta (figura 25). As consequências e explicações para estes diferentes comportamentos serão explicados no item 8.3. *Diferenças entre os tipos de calcretes da Formação Guabirota.*

Foram identificados argilominerais autigênicos, formados pela transformação de minerais menos estáveis (feldspatos e argila detrítica da matriz), nos calcretes. Nos calcretes nodulares de fácies arenosas os argilominerais predominantes são esmectita (figura 22) e palygorskita (figura 22d). Nos calcretes nodulares de fácies argilosas a predominância é da palygorskita (figura 23), enquanto que nos calcretes laminares o argilomineral predominante é a esmectita (figura 24). Nos calcretes do tipo crosta dura não foi constatado presença de argilominerais (figura 25). Pode-se relacionar a frequência de argilominerais com a matriz dos intervalos de calcretes. A esmectita é predominante em calcretes de matriz mais arenosa, e a palygorskita é predominante em calcretes de matriz mais argilosa. Provavelmente os argilominerais estão relacionados com sua matriz. Nas fácies arenosas o carbonato é calcítico, e nas fácies argilosas é dolomítico. Os argilominerais autigênicos podem constituir bons indicadores paleoambientais. Esses minerais associados com cimentação carbonática e calcretes, sugerem condições de deposição com pouca circulação de água e pH alcalino. Geralmente são desenvolvidos em ambiente de clima árido e com quantidade mínima de umidade.

As feições microscópicas encontradas foram de microtexturas alfa e beta. Observou-se clara predominância da associação de microtexturas do tipo alfa nas seções analisadas, com predomínio de feições de contexto freático. Tal associação é caracterizada por apresentar grãos imersos na matriz carbonática, muitas vezes recristalizada (micrítica a espática), com feições de corrosão de grãos detríticos (quartzo e feldspato) e calcita romboédrica. Isto sugere que o contexto freático parece ter sido dominante sobre o pedogenético. É possível, no entanto que o contexto freático, de acordo com modelo de Wright (2007), tenha sido o último ou talvez o evento mais significativo em termos de intensidade. E sendo assim, teria possivelmente modificado feições pedogênicas anteriores.

8.2 Considerações climáticas

Nas bacias sedimentares, as águas intersticiais são responsáveis por alguns aspectos da diagênese, porém elas não permanecem no sistema (Longstaffe 1989). Neste caso, o registro da passagem da água intersticial ficaria registrado na composição isotópica do cimento. Conforme o autor acima citado, este registro da composição isotópica da água envolvida na formação do mineral pode representar as eventuais mudanças dos estágios diagenéticos. Isto porque cada mineral armazena na sua estrutura a assinatura da relação isotópica característica das condições específicas que predominaram durante a precipitação. A temperatura ambiente, o tamanho, a área da superfície e a composição química do grão são fatores importantes na transferência das relações isotópicas entre o mineral e a água intersticial.

As concentrações de CO_2 atmosférico nos solos, o aumento nas taxas de evaporação e a diminuição da umidade, podem em conjunto ser a resposta para o aumento dos valores de oxigênio e carbono nas amostras. Há uma relação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (gráfico 1). Isto ocorre, pois o aumento da evaporação das águas subterrâneas e a diminuição da umidade do solo podem causar aumento tanto no teor dos isótopos de carbono quanto de oxigênio (Knauth *et al.*, 2003).

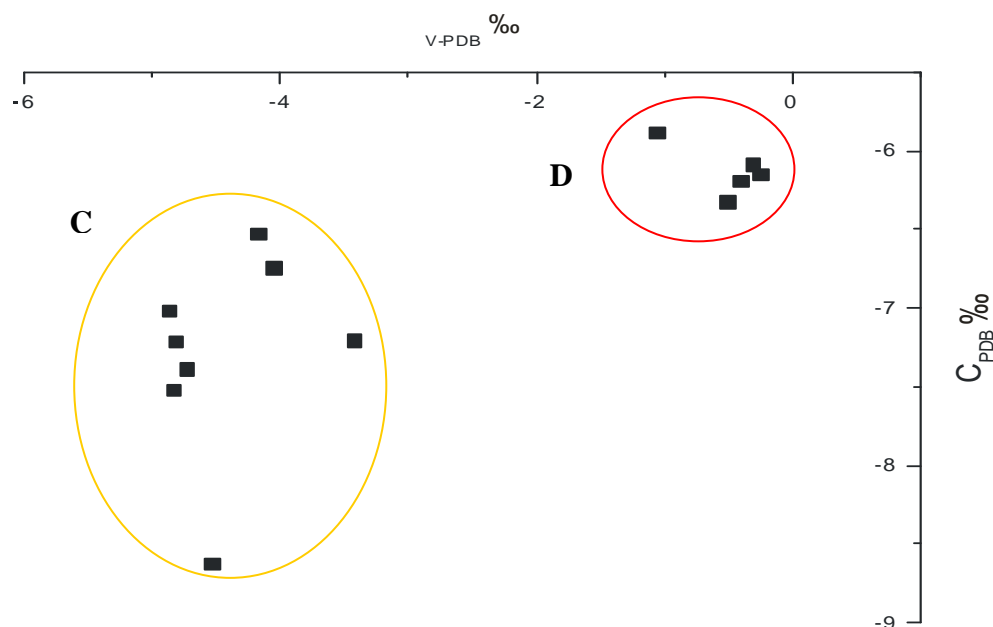


Gráfico 1: Relação entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} \text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$ das amostras. **D** corresponde a carbonato dolomítico e **C** corresponde carbonato calcítico.

8.2.1 Isótopos estáveis de Carbono

Durante a formação dos sedimentos carbonáticos, por precipitação orgânica ou inorgânica, pode ocorrer à introdução de águas enriquecidas em $\delta^{13}\text{C}$. Isto, dependendo das condições atmosféricas (principalmente o clima e latitude), da biosfera, dos ambientes diagenéticos e sedimentares (oxidação, redução, e outros) (Longstaffe, 1989).

O aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ pode refletir um sistema complexo e competindo entre as mudanças de vegetação, as concentrações de CO_2 atmosférico nos solos e no aumento das taxas de evaporação (diminuindo a disponibilidade de água). Durante a decomposição da matéria orgânica, parte do carbono orgânico retorna a atmosfera como CO_2 e a outra penetra no solo (Bowen, 1988). Segundo o autor, tais fracionamentos biológicos são retidos basicamente quando a matéria orgânica é incorporada com o sedimento, onde sua assinatura isotópica permanece no estoque crustal praticamente ao longo do registro geológico. Plantas que produzem C3 (árvores, arbustos, gramas de clima frio), possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de -27‰ , enquanto que plantas que produzem C4 (gramíneas de climas quentes) possuem valores em torno de -12‰ (Cerling, 1984; Cerling & Quade, 1993). Os valores encontrados nos calcretes estudados da Bacia de Curitiba, variando de $-8,63$ a $-5,89\text{‰}$ sugerem, portanto plantas C4, ou seja, gramíneas de climas quentes.

8.2.2 Isótopos estáveis de Oxigênio

A composição isotópica do $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato de cálcio representa a quantidade de ^{18}O existente na água em equilíbrio constante e a temperatura do momento da precipitação deste carbonato.

A análise de $\delta^{18}\text{O}$ revelou que os calcretes nodulares de fácies argilosas com carbonato dolomítico, apresenta os maiores valores variando de $-0,24$ a $-1,05\text{‰}$. A ordem de decréscimo no conteúdo de ^{18}O estaria associada, segundo Klein (2007), à afinidade e relações cristal químicas (tabela 1). Essas reações entre minerais e fluídos são atribuídos a mecanismos de difusão e dissolução-precipitação. Com relação aos carbonatos dolomíticos e calcíticos, a dolomita tem uma tendência maior do que a calcita de concentrar o ^{18}O , resultando num aumento da resposta de valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Tabela 1: Seqüência decrescente da tendência de alguns minerais em concentrar ^{18}O . Fonte: Klein, C. (2007).

Minerais	$\delta^{18}\text{O}$
Quartzo	15,0
Dolomita	14,2
Feldspato K e albita	13,0
Calcita	12,8
Plagioclásio Na	12,5
Plagioclásio Ca	11,5

As águas meteóricas são empobrecidas em ^{18}O pelos sucessivos ciclos de evaporação e condensação. Como as rochas carbonáticas não marinhas são variavelmente empobrecidas em ^{18}O , os seus valores são normalmente negativos na escala PDB por influência das águas meteóricas (Faure,1991). No entanto algumas rochas carbonáticas não marinhas podem precipitar calcitas com valores enriquecidos em ^{18}O por terem se formado em grande lagos, que se tornaram salgados pelas condições climáticas áridas e evaporíticas.

Valores relativamente baixos $\delta^{18}\text{O}$ indicam que houve um fornecimento constante de água doce durante precipitação do carbonato. O aumento da carga hidráulica na parte emersa aumenta a vazão de água doce na planície de inundação, resultando em diminuição dos valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, devido à influência de águas meteóricas e troca de redução de CO_2 atmosférico, respectivamente (figura 26a). Em contraste, os maiores valores $\delta^{18}\text{O}$ indicam que a precipitação do carbonato nessas unidades ocorreu com a regressão da planície de inundação sob condições áridas, o fluxo de águas subterrâneas abrandou, e o tempo de residência da água nas zonas úmidas aumentou. Durante os períodos mais secos, a água recua em áreas pantanosas emergentes estando sujeitos à evaporação e à troca com o CO_2 atmosférico, resultando em aumento nos valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (figura 26b).

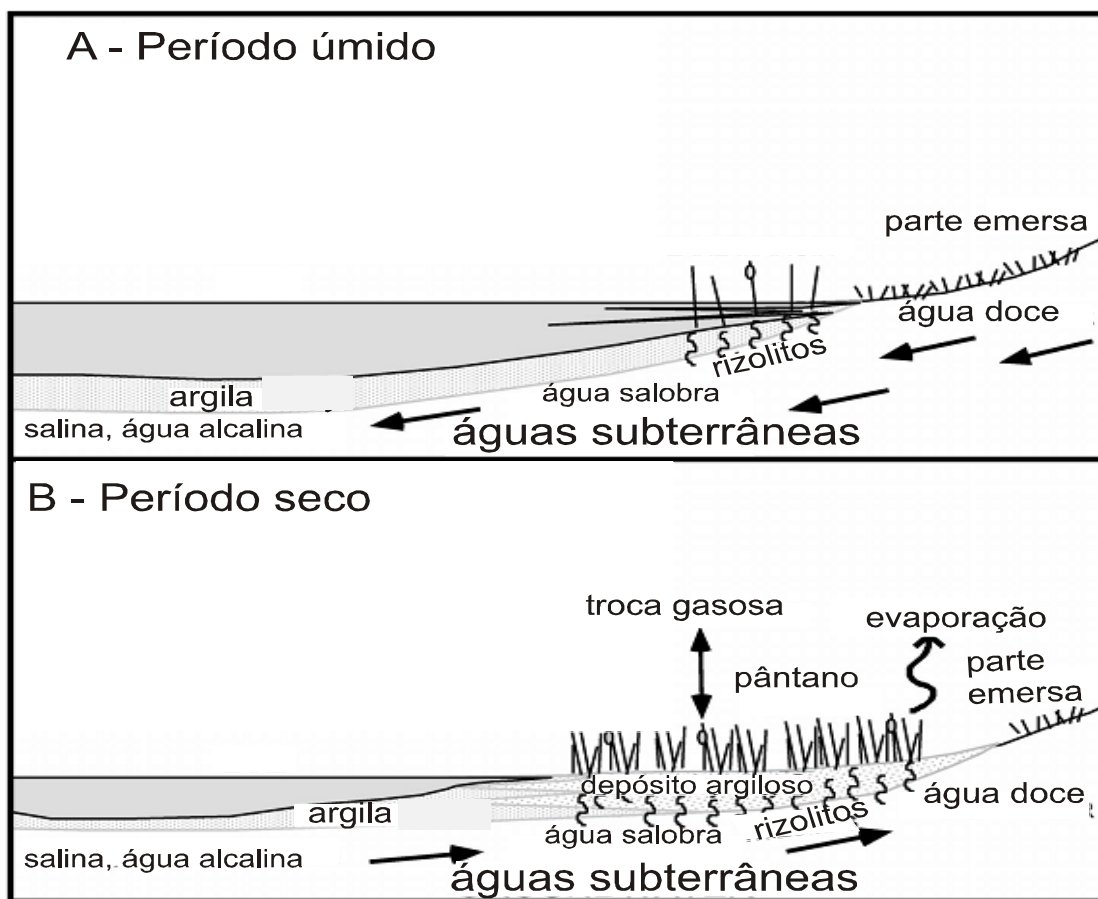


Figura 26: Reconstrução da hidrologia das zonas úmidas e região da margem do paleo-lago. A: Durante os períodos úmidos, o aumento da carga hidráulica no planalto aumenta a vazão de água doce na planície de inundação. B: Durante os períodos mais secos, a água recua em áreas pantanosas emergentes estando sujeitos à evaporação e à troca com o CO₂ atmosférico. Traduzido de: Liutkus *et. al* (2005)

8.3 Diferenças entre os tipos de calcretes da Formação Guabirotuba

Os calcretes da Formação Guabirotuba, ocorrem em intervalos cimentados e em alguns casos com diferentes mesotexturas da base para o topo: calcretes nodulares alternados com calcretes laminares, assim como calcretes nodulares alternados com calcretes de crosta dura. Os calcretes apresentam evolução na cimentação carbonática em graus variados quando observados em microscópio óptico. Os calcretes nodulares em fácies arenosas e argilosas apresentam cimento micrítico; os laminares apresentam cimento microespático e o de crosta dura apresenta cimento espático.

De acordo com o grau de cimentação da matriz carbonática os tipos de calcrete são mais permeáveis e conseqüentemente os menos resistentes ao intemperismo. Calcretes laminares são mais friáveis e conseqüentemente os menos resistentes ao intemperismo, enquanto que os calcretes nodulares e de crosta dura são mais resistentes. O calcrete de crosta dura tem o grau mais elevado de cimentação e é por

consequência o mais resistente ao intemperismo, porém é o menos recorrente na Formação Guabirotuba. Isto se deve, possivelmente, a dois fatores: Ou os calcretes de crosta dura, por se encontrarem preferencialmente em topos de seção, segundo Wright (2005), foram erodidos, considerando-se que os afloramentos com exposição de calcretes se encontram atualmente nas bordas oeste e noroeste onde a Bacia de Curitiba está bastante dissecada. Ou não houve tempo suficiente para que se formasse grande quantidade de calcretes de crosta dura, levando-se em consideração a disponibilidade de íons carbonato.

Os calcretes nodulares ocorrem tanto em estratos areno-argilosos com granodecrescência ascendente (BC 03-V2) como em estratos arenosos (BC 03-U), que correspondem ao contexto deposicional de planície de inundação de rios entrelaçados. Os nódulos do primeiro são mais amalgamados, mais disformes, enquanto que os do segundo tipo se encontram mais esparsos tendendo a maior esfericidade que os anteriores. Em relação ao carbonato, pelos resultados do difratograma e teste de coloração com alizarina a dolomita é dominante no BC 03-V2, para o BC 03-U temos a calcita como carbonato dominante. Nos dois casos foi observada matriz micrítica e presença de esmectita e paligorskyta autigênicas.

Entre os laminares existentes neste perfil (BC 03-R, BC 03-S, BC 03-S1, BC 03-T, BC 03-V e BC 03-V1) uma das diferenças constatadas foi na granulação, pois a areia varia de fina a grossa. As lâminas de calcretes variam na espessura, no caso do BC 03-S e BC 03-S1 são mais finas, existindo intercalações de areia fina com argila e marca de ondas de água observáveis nas lâminas. Em todos os calcretes laminares observou-se matriz micro-espática e a calcita como carbonato dominante. A esmectita é o argilomineral dominante para todos os calcretes deste perfil.

No perfil que apresenta calcretes nodulares (BC 30-E, BC 30-H, BC 30-H1 e BC 30-H2) alternando com calcretes de crosta dura (BC 30-F) pôde-se perceber macroscopicamente a diferença entre os calcretes nodulares. O calcretes nodulares que se encontram na base (BC 30-E) são esparsos e bem arredondados. Aqueles situados um pouco mais acima (em direção ao topo) que os anteriores (BC 30-H) têm um aspecto mais amalgamado e sem forma definida, à medida que vão em direção ao topo os calcretes nodulares vão se tornando mais esparsos e mais arredondados. Em relação ao carbonato, pelos resultados do difratograma e teste de coloração a dolomita é dominante, sua matriz é micrítica e o argilomineral predominante é a palygorskita.

Comparando os calcretes nodulares entre os dois perfis indicados acima (BC 03 e BC 30) as diferenças mais significativas estão relacionadas às fácies onde se

encontram os calcretes nodulares, os tipos de carbonato e argilominerais. Em relação às fácies todos os calcretes nodulares do BC 30 se encontram em fácies argilosas, os do BC 03 em fácies arenosas e pontualmente aparece argila (BC 03-V2). O carbonato dominante nas fácies argilosas é a dolomita, assim como o argilomineral a palygorskita. Nos calcretes nodulares de fácies arenosas ocorre a predominância do carbonato calcítico e esmectita.

Relacionando todos os calcretes dos dois perfis além das diferenças citadas, observou-se diferença muito grande entre seus valores isotópicos. Curiosamente estes valores correspondem à presença de maior concentração de dolomita observada nos difratogramas de raios X para os calcretes nodulares em fácies argilosas. Para os calcretes nodulares de fácies arenosas, calcretes laminares e de crosta dura as análises de raios X identificaram a calcita como sendo a fase dominante do carbonato, aparecendo com menor frequência à dolomita.

A dolomita tem Ca e Mg em proporções molares equivalentes. Sua característica principal são as camadas intercaladas de íons (Ca^{+2} e Mg^{+2}) regularmente alternadas entre os ânions $(\text{CO}_3)^{-2}$. Este fato ocasiona uma estrutura estável, com ângulos cristalográficos ligeiramente diferentes daqueles da calcita e com uma simetria distinta, devido ao menor tamanho do Mg em relação ao Ca. Termodinamicamente a dolomita ideal tem a menor energia livre possível para qualquer combinação em quantidades aproximadamente iguais de CaCO_3 e MgCO_3 que podem ser associados sob estas condições. Desta forma os calcretes nodulares se formariam mais facilmente do que os calcretes laminares e de crosta dura, pois os nodulares requerem menor energia livre. Land (1985) considera que a dolomita ideal é a forma mais estável na qual CaCO_3 e MgCO_3 podem se combinar sob condições sedimentares.

Em três amostras de calcretes nodulares as análises de raios X identificaram a calcita como sendo a fase dominante do carbonato com valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais baixos. Estas amostras estão situadas em estratos arenosos, assim como todas as amostras de calcretes laminares e de crosta dura. Observou-se, portanto que a maior quantidade de dolomita está relacionada apenas a estratos argilosos. O magnésio envolvido na precipitação de dolomitas pode ser derivado da dissolução de argilominerais ou silicatos ricos em Mg (Tucker, 2004). Segundo Klein (2007) a formação de dolomita é termodinamicamente favorecida em soluções que tenham alta razão $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$; baixa razão $\text{Ca}^{+2}/\text{CO}_3^{-2}$ e temperaturas elevadas. Isto porque em baixas temperaturas, os íons de Ca^{+2} apresentam-se ligados fracamente à água, e, desta forma, facilmente são agrupados ao retículo cristalino, formando o mineral de CaCO_3 (calcita ou aragonita).

Já os íons de Mg^{+2} são fortemente ligados pela água em solução. No entanto, em temperaturas elevadas estes íons tornam-se menos hidratados e mais fáceis de serem incorporados no retículo, formando assim a dolomita.

Portanto tais resultados nos levam a concluir que se no meio tem magnésio suficiente para formar a dolomita, provavelmente teremos calcretes de carbonato dolomítico. No caso dos calcretes da Formação Guabirotuba a argila detrítica era constituída de grande concentração de magnésio, provavelmente derivado das dissoluções dos argilominerais ricos em Mg (palygorskita). Outra conclusão que se chega pela formação de dolomita, e presença de argilomierais (palygorskita e esmectita), é um clima semi-árido, ou período de seca, pois a formação de ambos necessita de temperaturas taxas de evaporação elevadas.

8.4 Gênese dos calcretes na Bacia de Curitiba

Os calcretes formaram-se em depósitos de contexto de leques aluviais marginais, onde houve maior quantidade de água disponível, maior variação de energia dos agentes de transporte e nas condições deposicionais. Neste contexto de leques coalescentes coexistiram lagoas efêmeras represadas entre fluxos fluviais rasos e enxurradas de grande carga de fundo, assim como zonas paludiais nas partes baixas distais (Lima, 2010). A formação de calcretes deu-se quando os depósitos estiveram sujeitos a oscilações do nível freático e intensa evapotranspiração com precipitação de sais.

A sedimentação na Bacia de Curitiba ocorreu em condições semi-áridas (Bigarella & Salamuni 1962), dominantes atestado pelas características texturais dos depósitos de leques coalescentes, mas com episódios de clima mais úmido. As acumulações calcíticas e/ou dolomíticas resultam da substituição ou cimentação, sobretudo, de minerais do material hospedeiro. Essas acumulações calcíticas e/ou dolomíticas foram submetidas a fenômenos de dissolução e reprecipitação, o que modificou as características originais e que podem ser observadas tanto em mesoescala e microescala. O íon carbonato, formador dos calcretes na Bacia de Curitiba, pode ter origem nas rochas metassedimentares do Grupo Açungui que aflora a norte e noroeste da bacia. Este íon teria sido remobilizado e posteriormente reprecipitado na bacia, em forma de cimento carbonático. Admite-se que os calcretes seriam sindeposicionais, pois o meio rico em carbonato, combinados com a disponibilidade de cálcio e magnésio provenientes da dissolução de argilominerais

detríticos, e oscilação do nível freático, apagando assinaturas pedogênicas, em conjunto com condições especiais de evaporação, clima semi-árido a árido, possibilitaram sua formação.

Os calcretes da Formação Guabirota foram nesta pesquisa, classificados como freáticos, estão relacionados com a zona saturada por águas subterrâneas, ricas em carbonato de cálcio. São formados pela introdução de carbonato de cálcio por cimentação e substituição controladas por nível freático bastante superficial. Os calcretes ocorrem em duas associações faciológicas, associação de fácies C, e associação de fácies D, ambas correspondentes a fluxos gravitacionais, constituídos por areias (depósitos de canais rasos pouco confinados) e lamas maciças (mais distais dos leques) depositadas nas planícies de inundações e lagos. Os tipos de formações dos calcretes nas associações diferenciam-se principalmente pela intensidade da cimentação carbonática e diferença de desenvolvimento do carbonato. Sob condições de menor energia, predominaram processos de concentração de carbonatos em intervalos de baixa taxa de sedimentação. Com a sedimentação, os nódulos carbonáticos desenvolveram-se ao redor de raízes (processo pedogenético) (figura 27 a). Em estágio seguinte, com a elevação do nível freático, passaram a atuar processos de formação de calcretes freáticos, que destruíram as características pedogenéticas, causando a substituição de carbonatos, originando nódulos, calcretes laminares e de crosta dura em fácies lamosas com lâminas de areia e/ou fácies arenosas (figura 27 b). No estágio seguinte, ocorreu o rebaixamento do nível freático e a exposição dos calcretes formados, assim como a deposição de sedimentos quaternários nos vales (figura 27 c). Na associação de fácies D têm-se a transição de nodular para laminar, e na associação de fácies C verificou-se a transição de nodular para o tipo crosta dura. Esta diferença de evolução do nodular deve-se provavelmente pela maior disponibilidade de carbonato no meio.

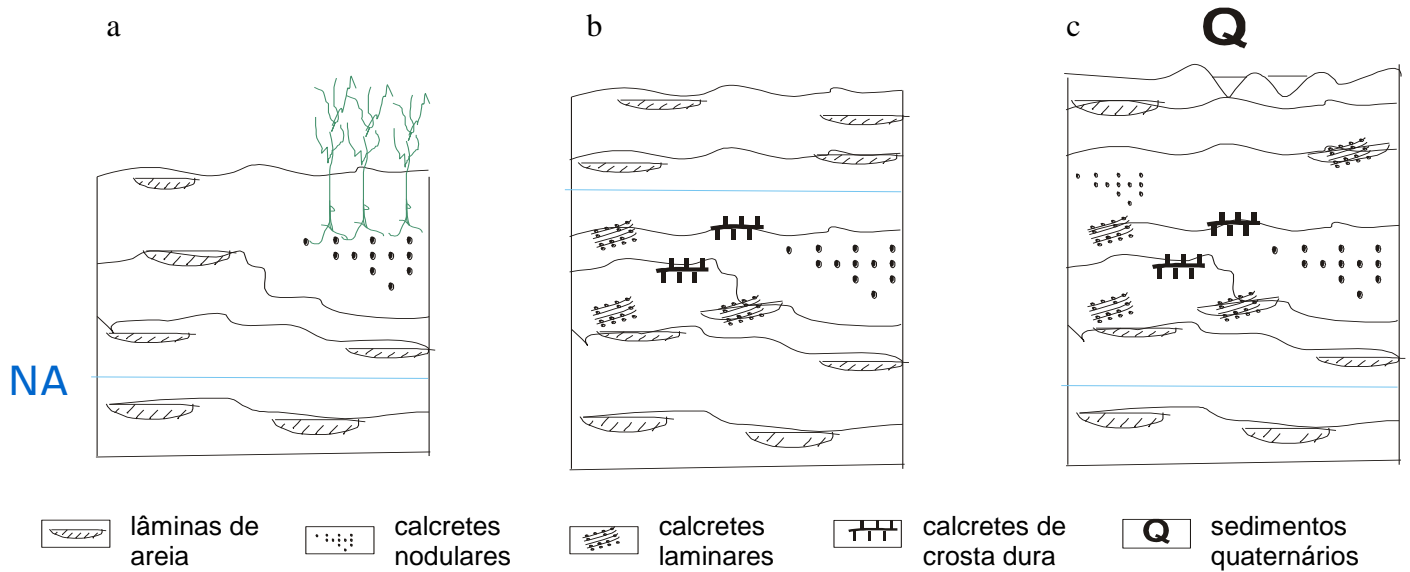


Figura 27: Modelo paleoambiental da Bacia de Curitiba baseado no contexto genético dos calcretes da Formação Guabirota.

Este modelo foi proposto para a formação dos calcretes da Bacia de Curitiba, o qual apresenta uma repetição de sucessão vertical (nodular, laminar e crosta dura) representando boa parte das exposições de calcrete da Formação Guabirota (figura 28). Verifica-se uma sucessão vertical de horizontes (nodulares e laminares, nodulares e crosta dura) indicando uma gênese policíclica para a formação dos calcretes.

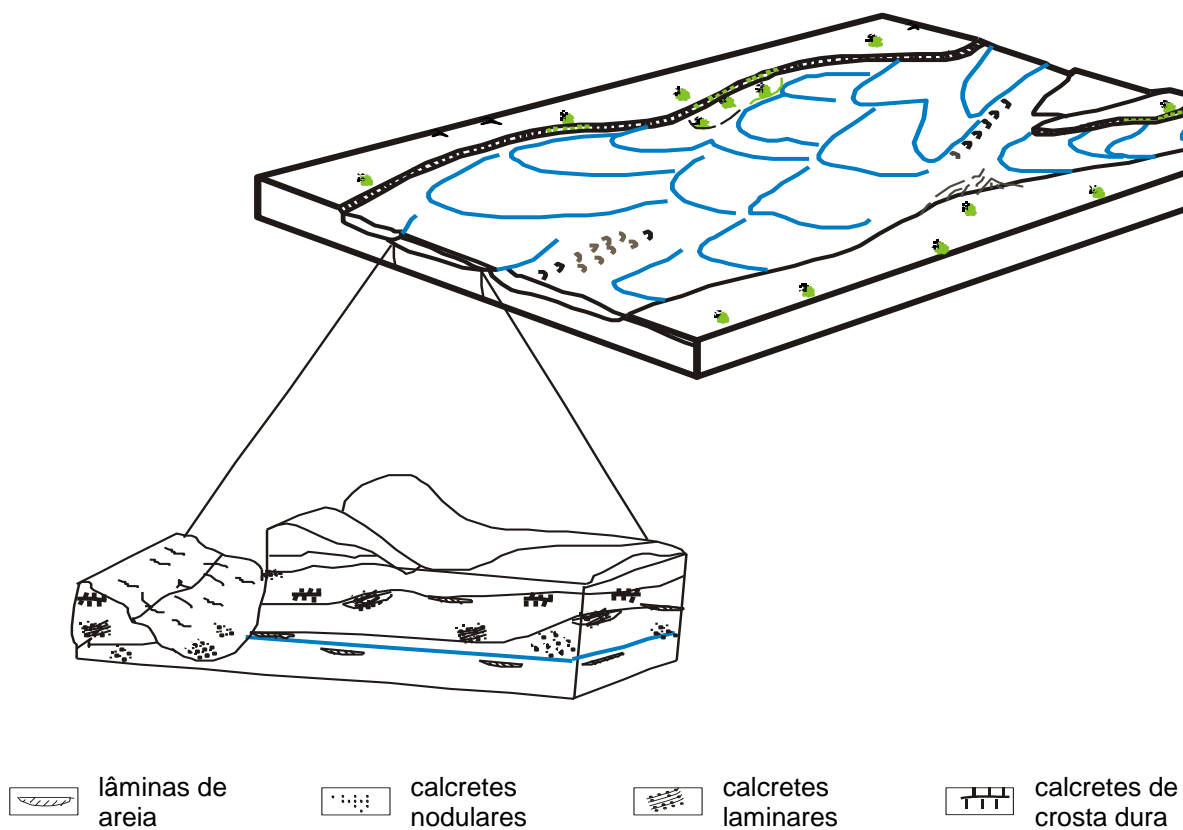


Figura 28: Bloco diagrama mostrando a distribuição espacial dos três tipos de depósitos de calcretes da Formação Guabirota.

9 Conclusões

Os calcretes da Formação Guabirotuba formaram-se sobre depósitos de contexto de leques aluviais marginais e depósitos de rios entrelaçados. Os depósitos estiveram sujeitos a oscilações do nível freático e intensa evapotranspiração com precipitação de sais. A sucessão vertical de horizontes de calcretes indica uma gênese policíclica.

Os calcretes ocorrem em duas associações de fácies C e D, tendo uma maior frequência na atual borda oeste da bacia. Foram identificados três tipos de calcretes: nodular, laminar e de crosta dura.

A análise petrográfica revelou a predominância de associações de microtexturas do tipo alfa. Esta associação é relacionada com processos de precipitação inorgânica de carbonatos freáticos. Foi caracterizada por apresentar fissuras de dissecação preenchidas ou não por carbonato, grãos detríticos imersos na matriz, frequentemente de bordas corroídas, além de traços de feldspatos, e fragmentos líticos variados, imersos na matriz micrítica, assim como a presença de cristais romboédricos de calcita e/ou dolomita.

A presença de paligorskyta, illita e esmectita verificadas indicam um ambiente deposicional para o carbonato de baixa circulação de água.

Os calcretes mostram valores isotópicos negativos, que refletem influência de presença de carbono orgânico do solo, assim como do CO₂ produzido no solo por circulação de ar. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicam maiores taxas de evaporação no solo e existência de gramíneas tropicais. Os valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam empobrecimento de ¹⁶O refletindo em condições climáticas mais evaporíticas. Valores relativamente baixos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam que houve fornecimento constante de água doce durante a precipitação do carbonato. Os maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicam que a precipitação do carbonato nessas unidades ocorreu com regressão da planície de inundação sob condições áridas, e também podem estar relacionados com a presença de carbonático dolomítico. Os fatores responsáveis pela assinatura isotópica do carbono e do oxigênio, assim como da correlação entre ambos, sugerem que devem ter ocorrido variações climáticas durante a formação do calcretes.

A presença da dolomita nos cimentos carbonáticos, principalmente na borda noroeste da bacia, pode estar relacionada com a proximidade de rochas de mármore dolomíticos do Grupo Açungui. Sua presença indica temperatura ambiente mais alta e pouca umidade.

Embora haja vestígios de processos pedogenéticos (bioturbação), o processo freático parece ter sido dominante. É possível, no entanto que o processo freático tenha sido o último ou talvez o mais intenso. E sendo assim, teria possivelmente modificado feições pedogênicas anteriores (figura 29).

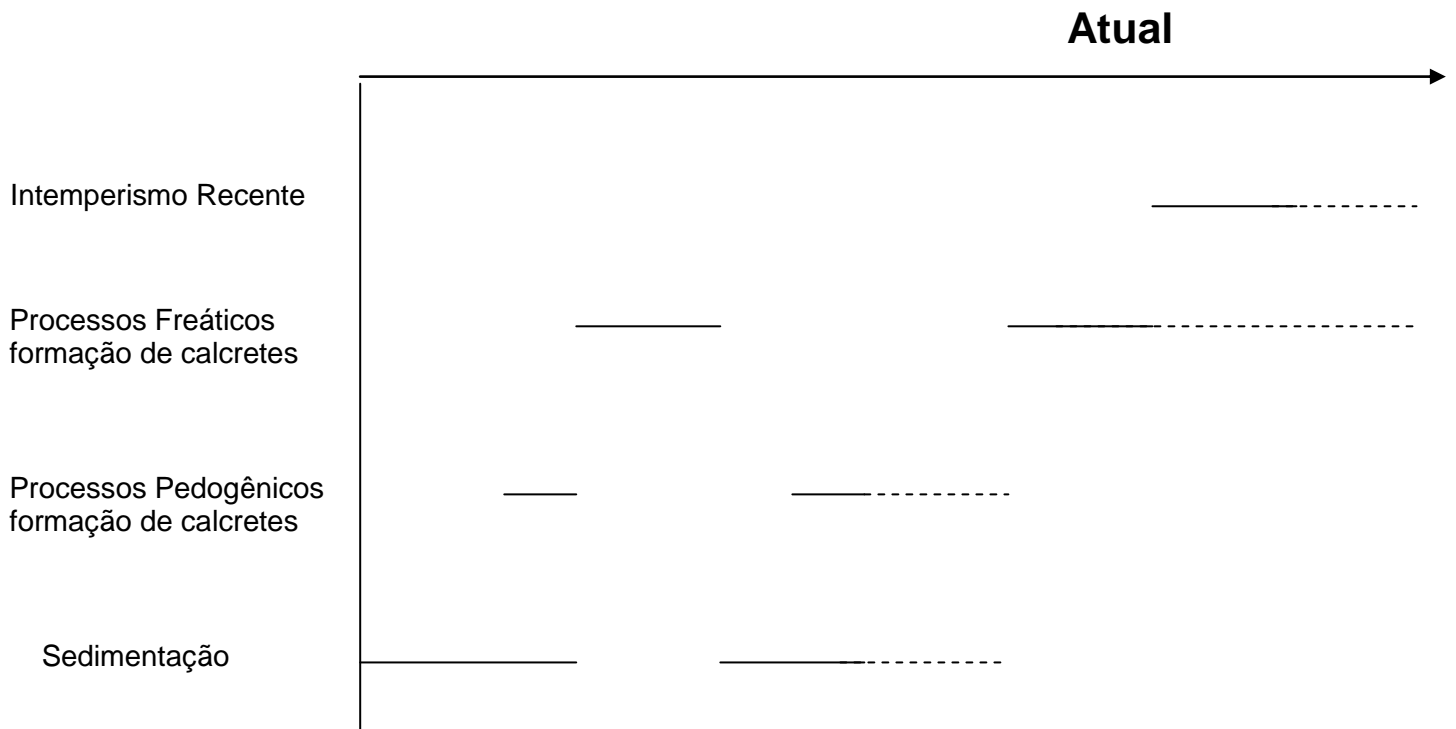


Figura 29: Figura resumo de processos versus tempo para a formação dos calcretes.

10 Referências bibliográficas

- ALONSO-ZARZA, A.M. 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* **126**, 177-191.
- ALONSO-ZARZA, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine Carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, **60**:261-298.
- ALONSO-ZARZA, A.M.; SILVA, P.G. 2002. Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidences of small scale climatic fluctuations. Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol.***178**:119–135.
- ALONSO-ZARZA, A.M. & L.H. TANNER. 2010. Carbonates in Continental Settings. *Developments in Sedimentology*, Vol.61. The Netherlands: Elsevier, pp.225 – 267.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1962. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Boletim da Universidade do Paraná*, **7**:1-164.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; AB' SABER, A.N. 1961. Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geografia*, **4/5**:71-81.
- BECKER, R.M. 1982. Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. 237 p. Tese de Doutorado – Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- BOWEN, R. 1988. Isotope in the Earth Sciences: Elsevier. New York, 647 p.
- BRAITHWAITE, C.J.R.1989. Displacive calcite and grain break age in sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 258-266.
- CAILLEAU, G.; BRAISSANT, O.; VERRECCHIA, E.P. 2004. Biomineralization in plants as along term carbon sink. *Naturwissenschaften*, **91**:191-194.
- CERLING, T.E & QUADE, J. 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. *Geophysical Monograph*, **78**: 217-231.
- CERLING, T.E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planet.Scienci Lett.*, **71**:229-240.
- COUTINHO, J.M.V. 1955. Lantanita de Curitiba, Paraná. *Boletim Faculdade Ciências Letras USP*, 186 (Mineralogia) **13**:119-126.
- DICKSON, J.A.D. 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal Sedimentary Petrology*, **36**:491–505.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F., 1983. Subaerial exposure environments. In: Scholle, P.A., Bebout,D.G., Moore,C.H.(Eds), Carbonate Depositional Environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **33**:1-96.

- FASSBINDER, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. São Paulo: USP. 207 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica).
- FAURE, G. 1991. Principles and applications of inorganic geochemistry: New York, Macmillan, 626 p.
- FIORI, A.P.(Coord.). 1987. Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e da Formação Itaiacoca no Estado do Paraná. Curitiba. 191p. Relatório-Convênio UFPR/MINEROPAR/ DEGEOL.
- FORTIN, P. 1989. Mobilisation fractionnement et accumulation des terres rares lors del'alteration lateritique de sediments argilo-sableux du Bassin de Curitiba (Bresil). Memoirs des Sciences de la Terre. Nancy, **10**:1-186.
- FREYTET, P. 1973. Petrography and palaeoenvironments of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc. *Sediment. Geol.***10**:25–60.
- GILE, L.H., PETERSON, F.F.; Grossman, R.B. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, **101**:347-360.
- GOUDIE, A.S. 1973. Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes. Clarendon, Oxford, 174 pp.
- GOUDIE, A.S. 1983. Calcrete. In: Goudie, A.S., Pye, K. (Eds), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, pp.93-131.
- GUALDA, G.A.R. & VLACH, S.R.F. 2005. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **79** (3):405-430.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Núcleo de Minas Gerais, SBG, Boletim, (**11**):1-31.
- KHADKIKAR, A.S.; MERH, S.S.; MALIK, J.N.; CHAYAL, L.S. 1998. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathway sand sinks. *Sedimentary Geology*, **116**:251-260.
- KORMANN, A.C.M. 2002. Comportamento geomecânico da Formação Guabirotuba: Estudos de campo e laboratório. Departamento de Engenharia de Estruturas e Fundações, Escola Politécnica da USP. Tese de Doutorado, 429 p.
- KLEIN, C. 2007. Cimento dolomítico em reservatórios silicilásticos – o exemplo do Membro Carmópolis (Formação Muribeca) no Campo de Camorim na Bacia de Sergipe (Brasil). Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em

- Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS. Tese de Doutorado, 269 p.
- KNAUTH, L.P., BRILLI, M., KLONOWSKI, S. 2003. Isotope geochemistry of caliche developed on basalt. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67** (2):185–195.
- LAND, L.S. 1985. The origin of massive dolomite; *Journal of Geological Education*, **33**:112-125.
- LONGSTAFFE, F.J. 1989. Stable isotope as tracers in clastic diagenesis, in: Hutcheon, I.E. (ed.), *Short Course in Burial Diagenesis: Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Handbook*, **15**: 201-277.
- LIMA, F.M., 2010. Faciologia e ambientes deposicionais da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, PR. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. Dissertação de Mestrado, 103 p.
- LIUTKUS, C.M.; WRIGHT, J.D.; ASHLEY, G.M. 2005. Paleoenvironmental interpretation of lake-margin deposits using $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ results from early Pleistocene carbonate rhizoliths, Olduvai Gorge, Tanzania. *Geology*, **33**: 377-380.
- MACHADO, D.A.M., 2009. Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudos de minerais pesados. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. Dissertação de Mestrado, 65 p.
- MACHADO, D.A.M.; FERNANDES, L.A.; GOÉS, A.M; MESQUITA, M.J.M; LIMA, F.M. 2011. Minerais pesados da Bacia de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, submetido.
- MACK, G.H.; COLE, D.R.; TREVINO, L. 2000. The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene-Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande rift. *Geological Society of America Bulletin*, **112**:643-656.
- MORAD, S. 1991. Diagenesis of clastic sedimentary rocks. Depart. Of Mineralogy and Petrology. Uppsala University, Sweden, 1991. 287p.
- OLIVEIRA, E.C. 2009. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP. Dissertação de Mestrado, 149p.
- PEREIRA, E.M. 2004. Estudo do comportamento à expansão de materiais sedimentares da Formação Guabirotuba em ensaios com sucção controlada. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 253p. (Tese de doutorado).
- PIMENTEL, N.L.; WRIGHT, V.P.; AZEVEDO, T.M. 1996. Distinguishing early groundwater

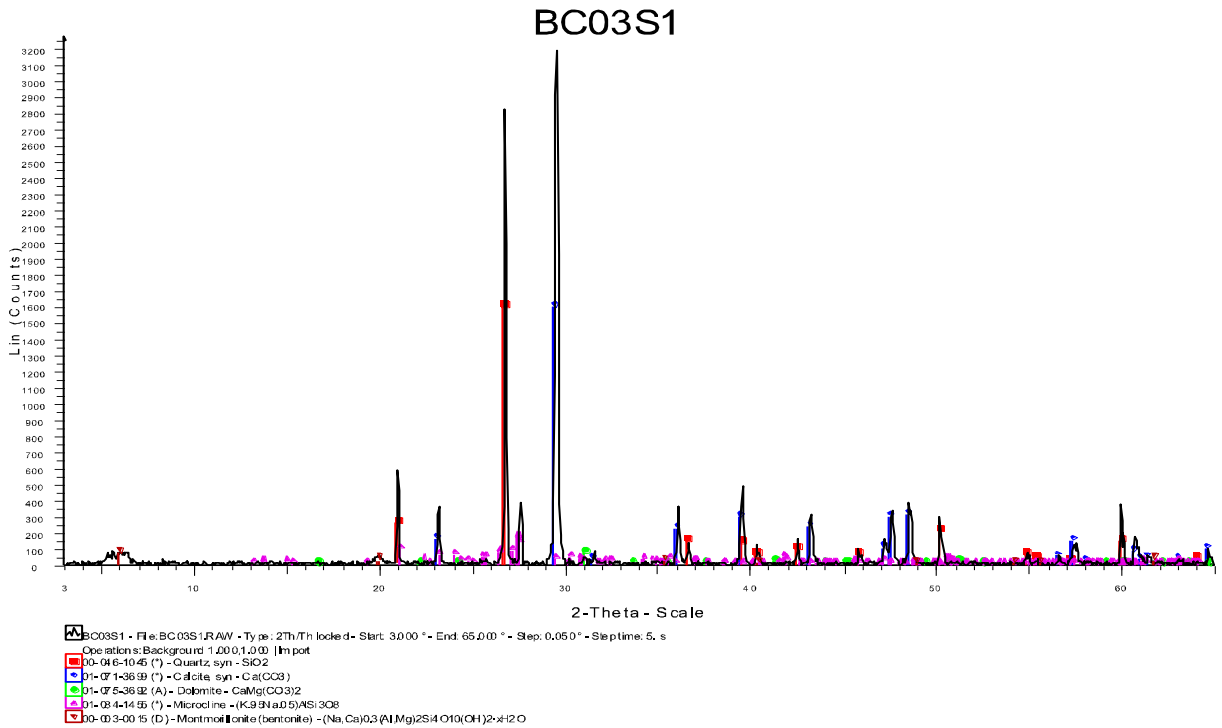
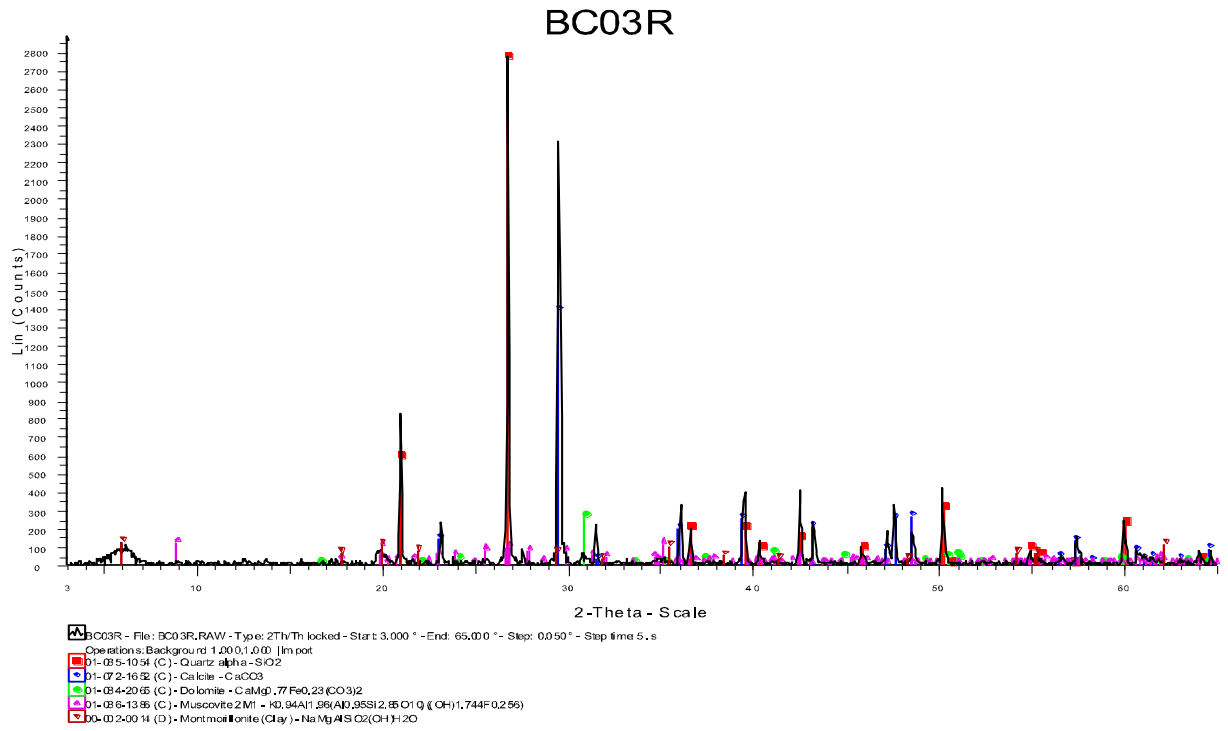
- alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the palaeogene of Portugal. *Sedimentary Geology*, **105**:1-10.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. UFMG, Geonomos, **1(1)**:1-5.
- SALAMUNI, E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro. Tese de Doutorado, 214 p.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. 2004. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. *Revista brasileira de Geociências*, **34(4)**:469-478.
- SALAMUNI, E.; SALAMUNI, R.; EBERT, H.D. 1999. Contribuição à Geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). *Boletim Paranaense de Geociências*, **47**:123-142.
- SIGA JR.,O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA,O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retalhado no neoproterozóico. *Boletim. Instituto de Geociências, USP. Série Científica. São Paulo*, **26**:69-98.
- SINHA,R.; TANDON, S.K.; SANYAL, P.; GIBLING, M.R.; STUBEN, D.; BERNER, Z.; GHAZANFARI, P. 2006. Calcretes from a monsoon-dominated Late Quaternary interfluvial in the Ganga Plains: isotopic data and palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **242**:214-239.
- TANDON, S.K. & ANDREWS, J.E. 2001. Lithofacies associations and stable isotopes of palustrine and calcrete carbonates: examples from an Indian Maastrichtian regolith. *Sedimentology*, **48**:339-355.
- TRESCASES, J.J.; FORTIN, N.; MELFI, A.; NAHON, D. 1986. Rare earth elements accumulation in lateritic weathering of pliocene sediments Curitiba Basin (Brazil). International Meeting Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation. Granada, p.259-272.
- TUCKER, M. E. 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 482p.
- TUCKER, M.E. 1991. Sedimentary Petrology: an Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.(2nd edition). Black Well Scientific: Oxford.
- TUCKER, M. E. 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 272p.
- TUCKER, M.E. 2004. Sedimentary Petrology: An Introduction to the origin of sedimentary rocks. BlackWell Publishing. 202 p.

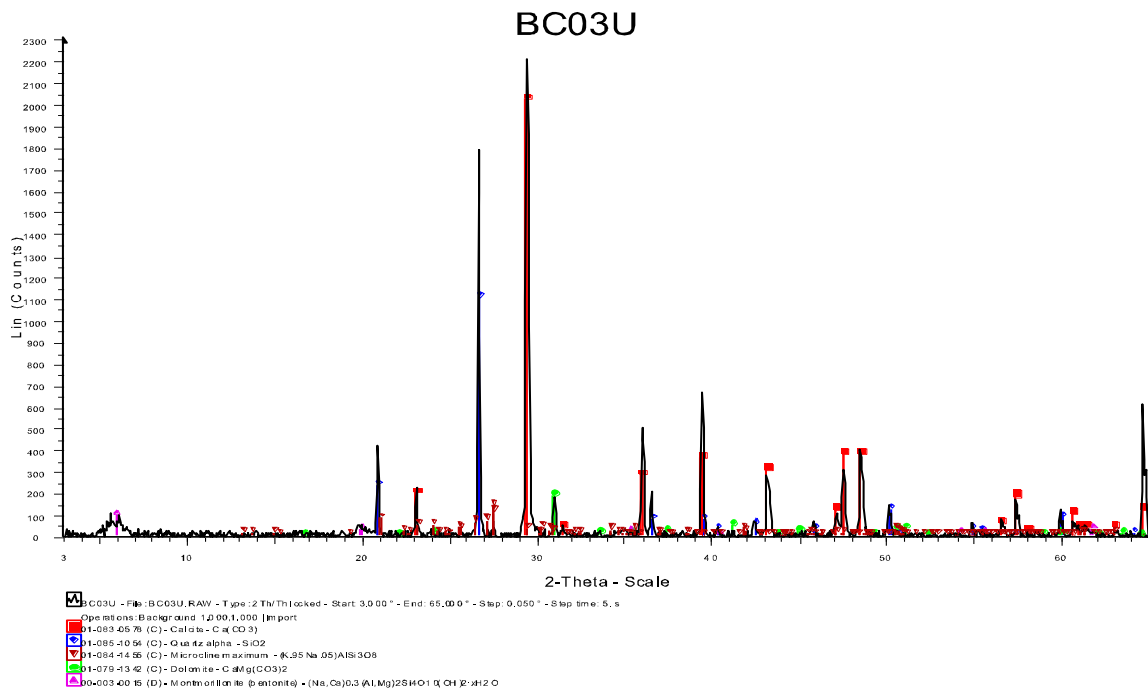
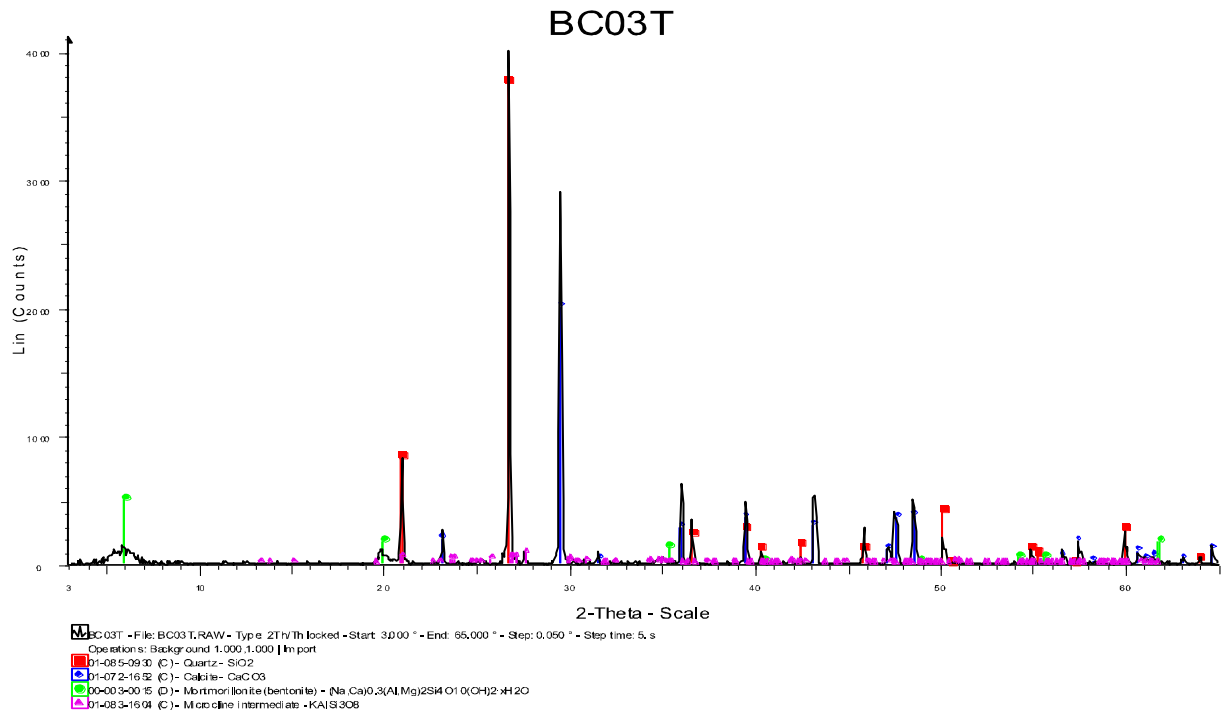
- WARNE, S. St. J. 1962. A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**:29-38.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.
- WRIGHT, V.P. 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. In: Douglas, L.A. (Ed.), *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science. Developments in Soil Science*. Elsevier, Amsterdam, **19**:401-407.
- WRIGHT, V.P. 2007. Calcretes in: *Geochemical Sediments and Landscapes*, ed. by D.J. Nash and S.J. McLaren. BlackWells Oxford, p. 10-45.
- WRIGHT, V.P. & PEETERS, C. 1989. Origins of some early Carboniferous calcrete fabric revealed by cathodoluminescence: implications for interpreting the sites of calcrete formation. *Sedimentary Geology*, **65**:345-353.
- WRIGHT, V.P. & TUCKER, M.E. 1991. *Calcretes*. BlackWells, Oxford, p. 1-22.
- ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Bol. Geoci. Petrobras*, **13**(2):269-300.

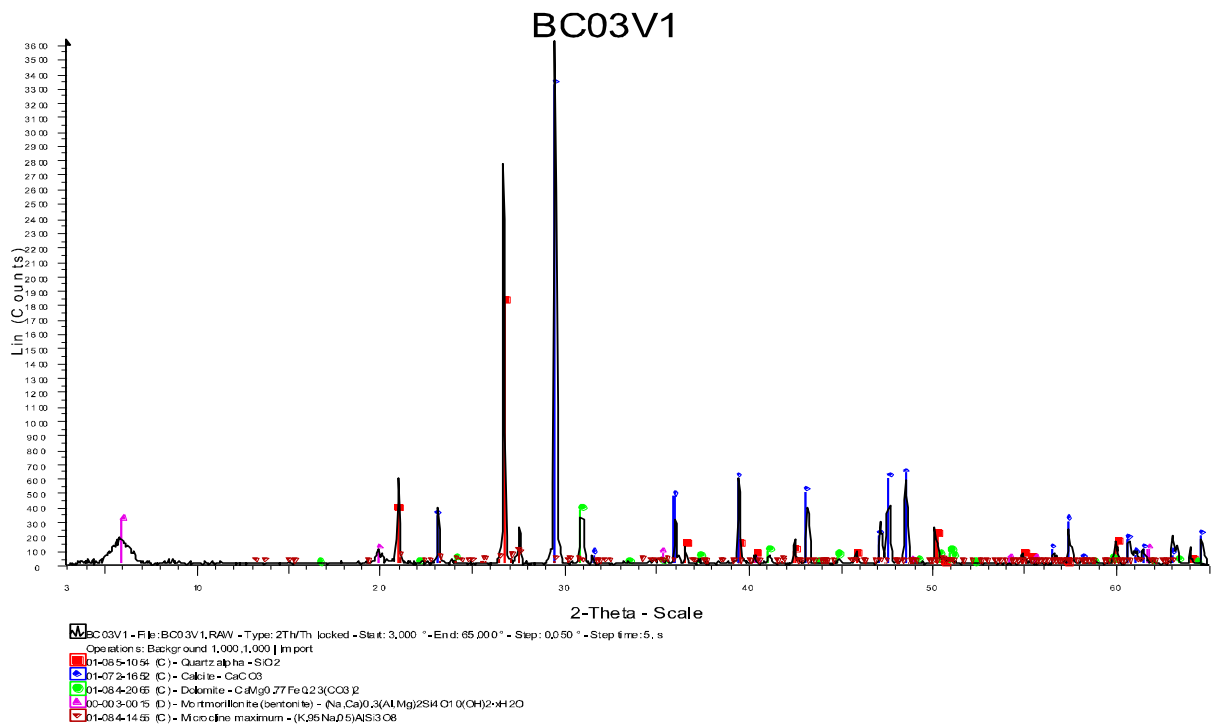
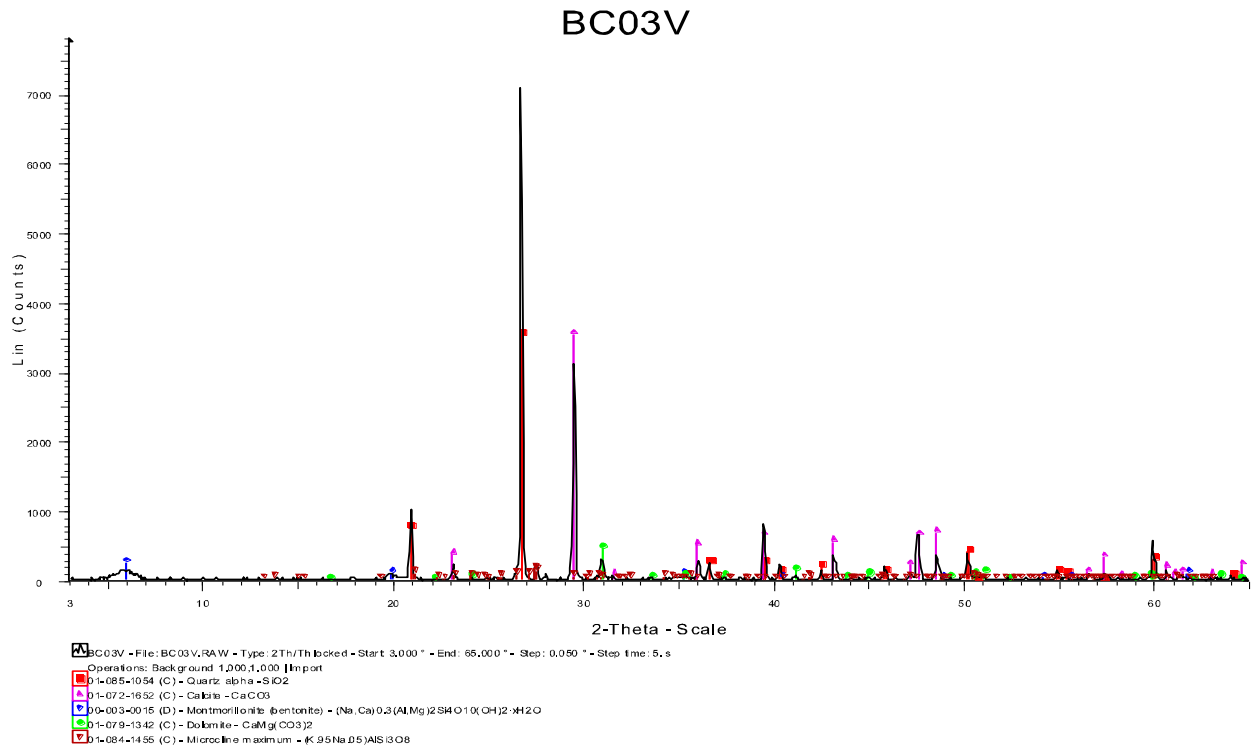
ANEXO I Locais de descrição de levantamento de seções estratigráficas

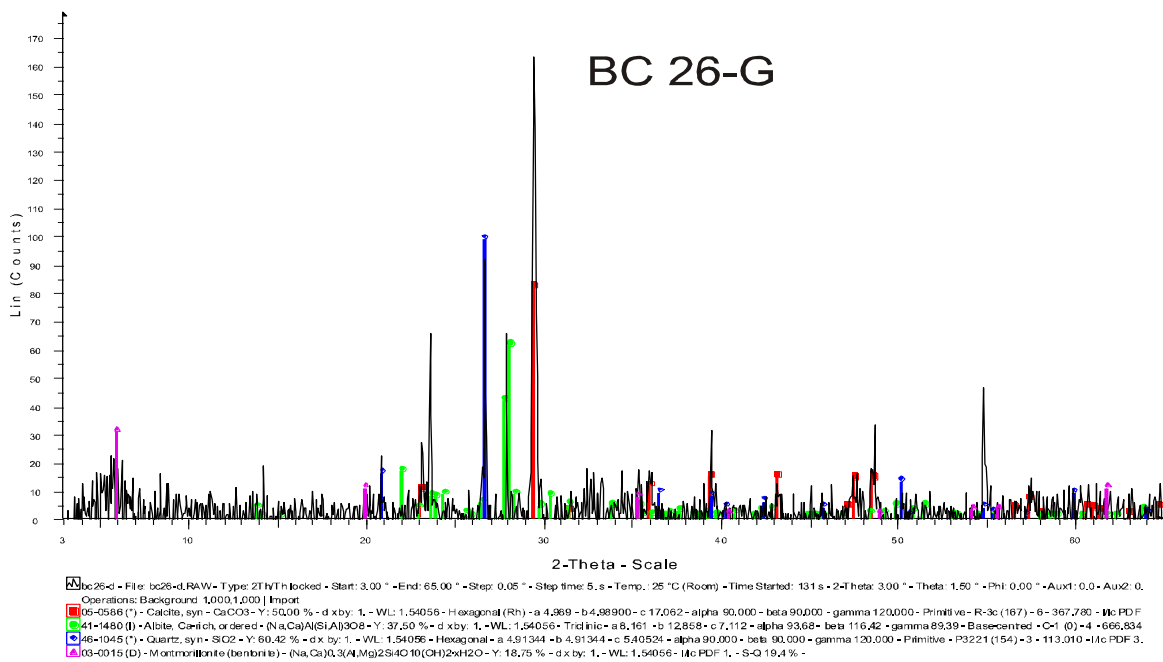
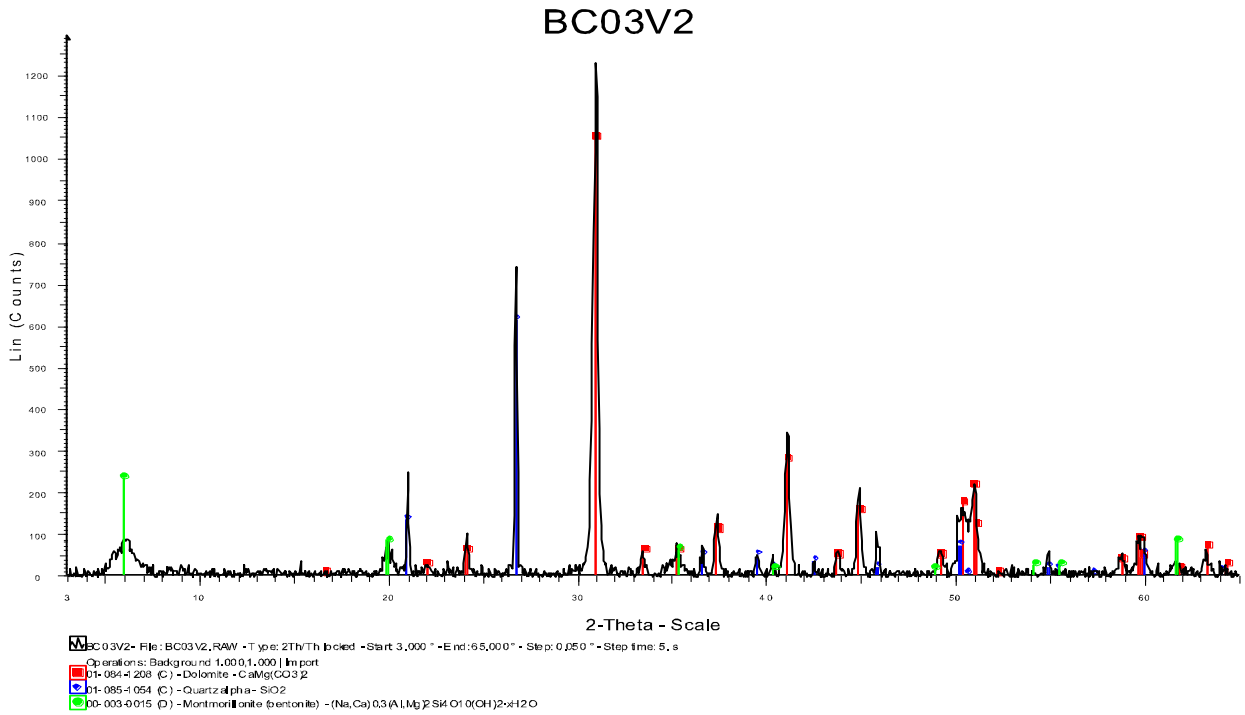
Local de amostragem	Coord(UTM) Lat/long	Localização/observações	nº de amostras
BC-03	666703/7177752	Margem direita da Avenida Juscelino Kubitschek de Oliveira-Contorno Sul, sentido Cidade Industrial-Curitiba, próximo ao Km 598. O corte principal do afloramento tem cota de 902m, com 60m de largura e 4m de altura.	8
BC-26	0678717/7180986	Rua Alcides Mauro, 55 – Uberaba. O corte principal do afloramento tem cota de 896m, com 5m de largura e 2m de altura.	1
BC-27	0679886/7189928	BR 116, próximo ao Km 395. O corte principal do afloramento tem cota de 844m, com 30m de largura e 1,5m de altura.	1
BC-30	689845/7192882	BR 116, próximo ao Km 7. O corte principal do afloramento tem cota de 947m, com 30m de largura e 3,0m de altura.	5
BC-31	692873/7193667	Trevo de Quatro Barras. O corte principal do afloramento tem 2,5m de largura e 9,5m de altura.	1
BC-65	677315/7183327	Pista de atletismo do Centro Politécnico. O corte principal do afloramento tem 7m de largura e 2m de altura.	1

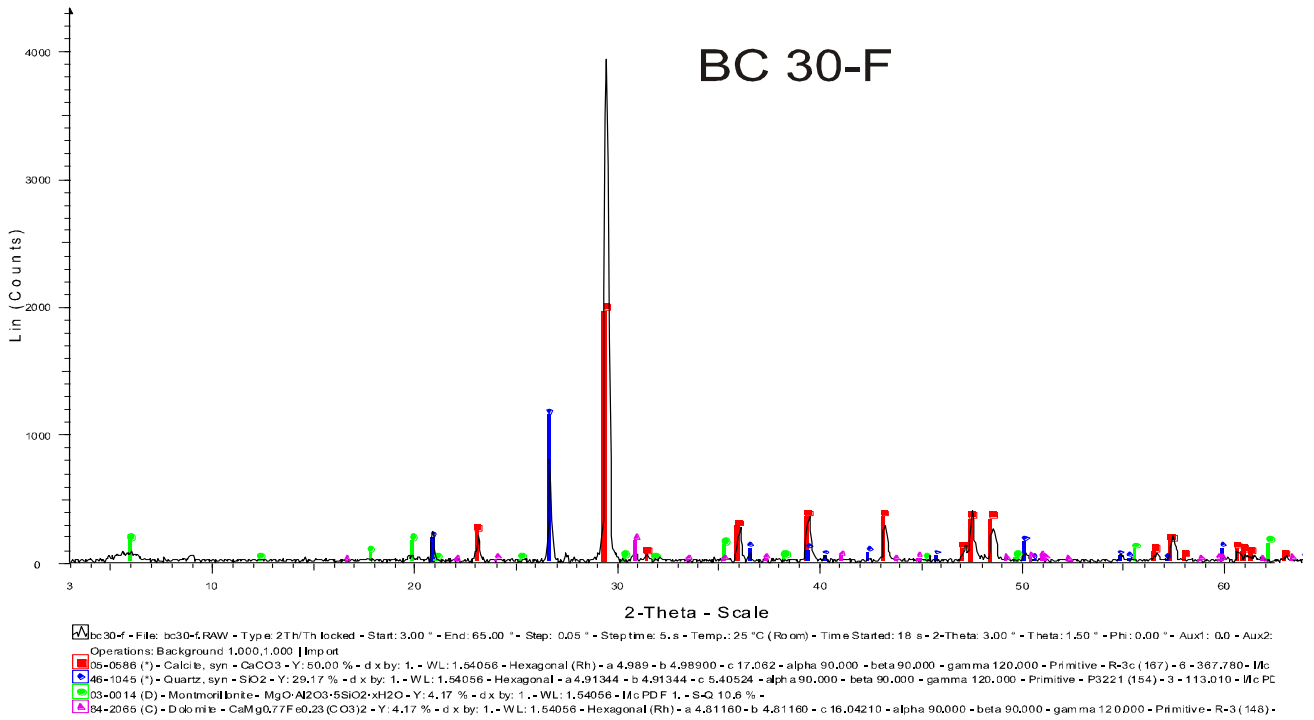
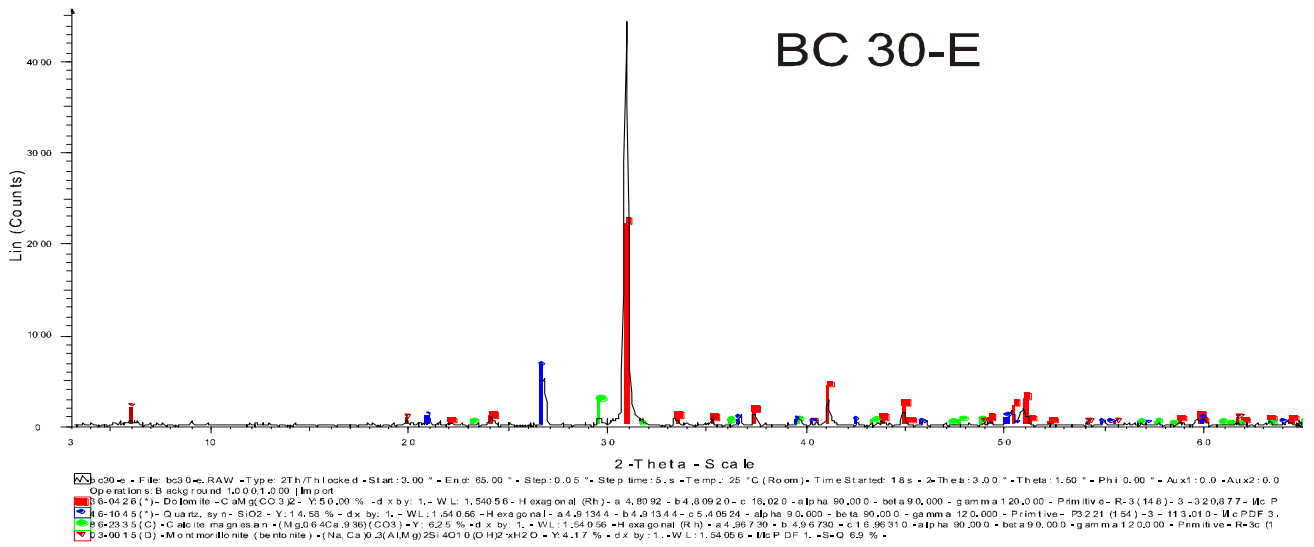
Anexo II Difratomogramas

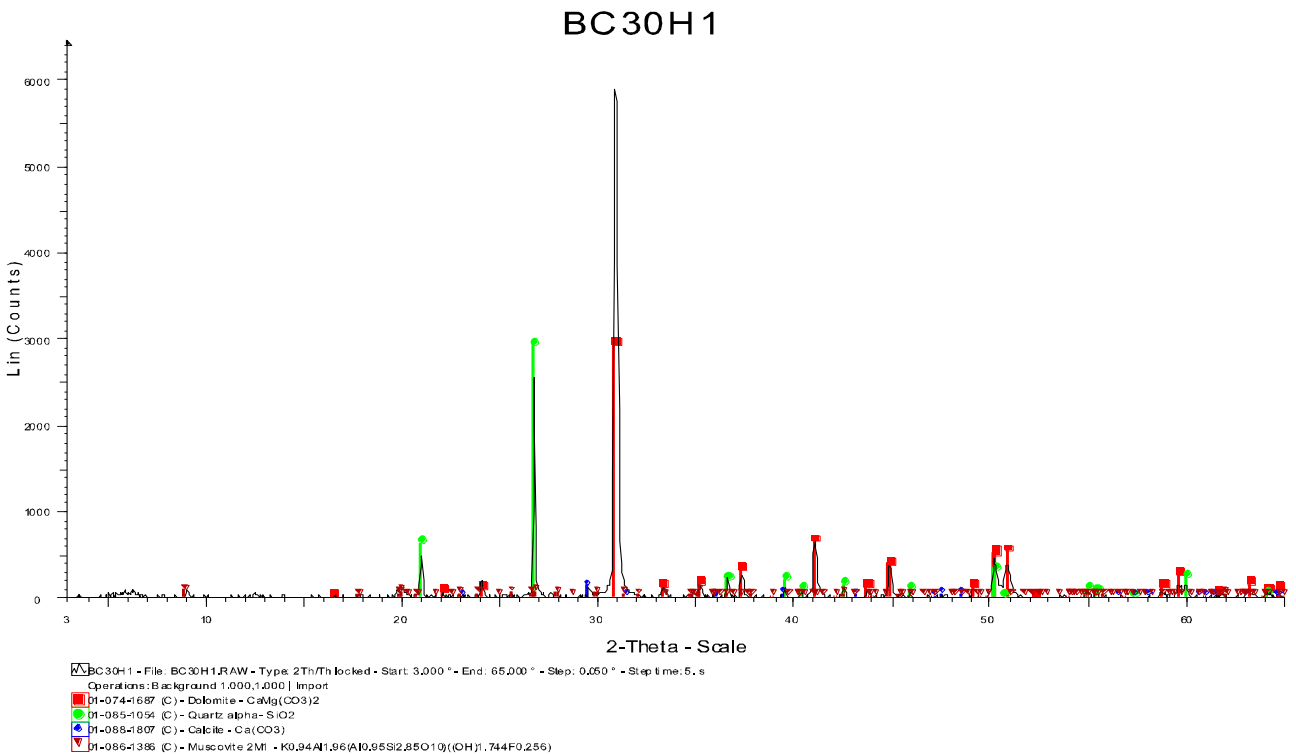
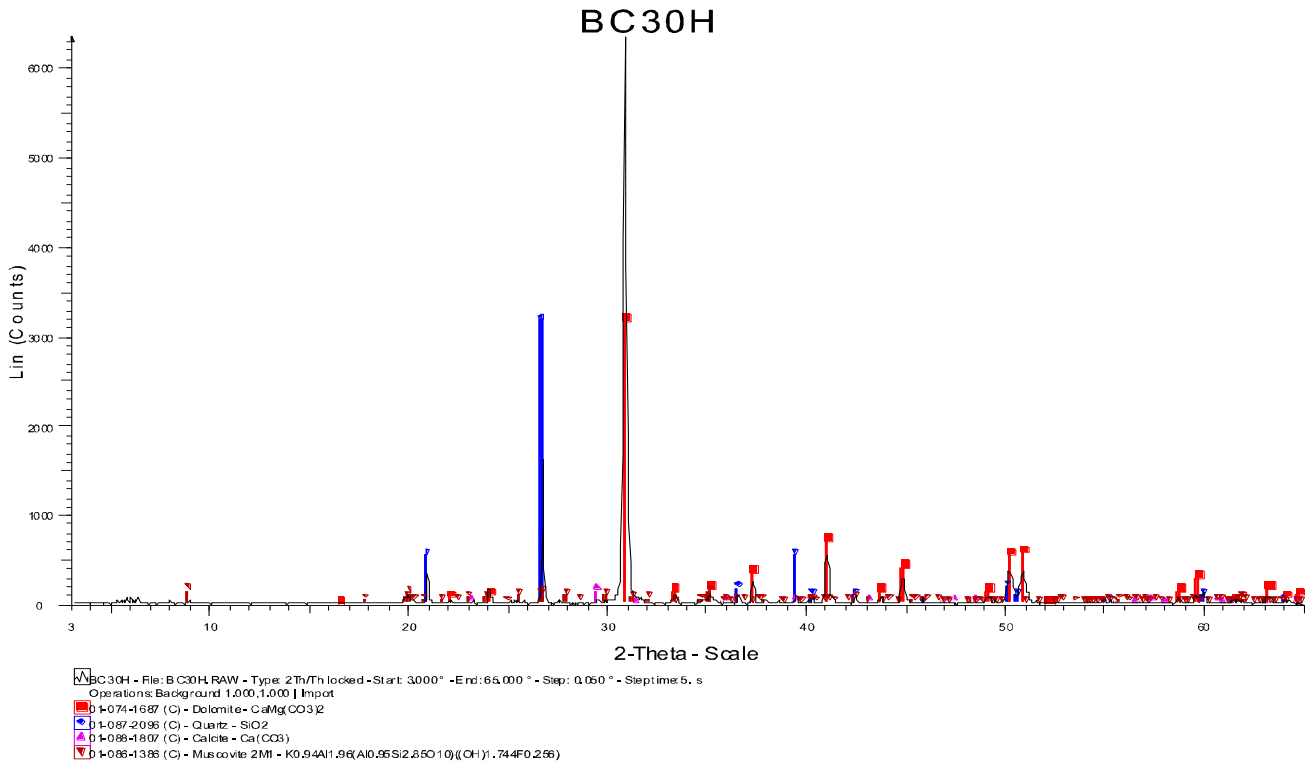


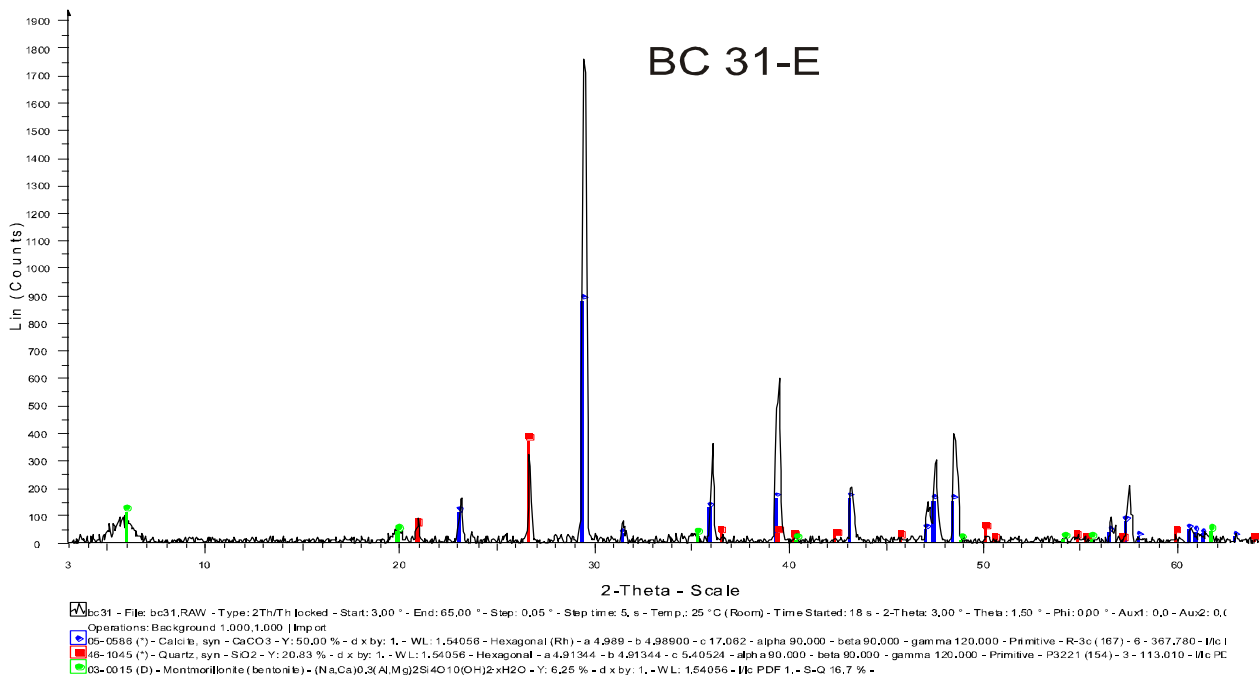
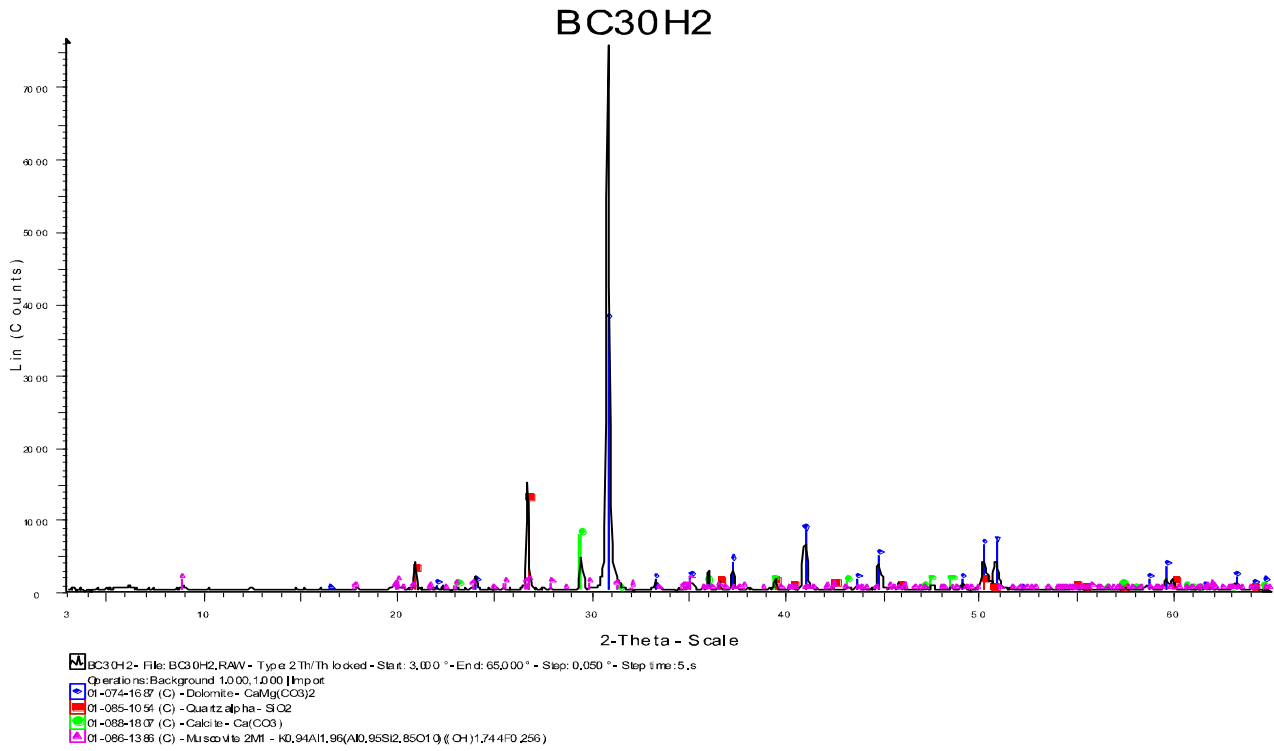

















ANEXO III LEGENDA SEÇÃO COLUNAR 2 e 3

Legenda da seção colunar 2

-  Calcrete laminar (Cl) com estratificação plano-paralela
-  Calcrete nodular (Cn) amalgamados
-  Cn e lentes com maior concentração de areia
-  Cn
-  Cn esparsos com crostas lenticulares irregulares

BC 03 U - local de amostragem de Cn

BC 03 T - local de amostragem de Cl

a - argila

s - silte

amf - areia média fina







af - areia fina

am - areia média

ag - areia grossa

g - grânulos

Legenda da seção colunar 3

-  Calcrete laminar (Cl) - claybing, laminação cruzada
-  Cl - calcrete laminar
-  cimento carbonático, claybing subhorizontal
-  cimento carbonático com laminação plano-paralela
-  com cimentação carbonática
-  sem cimentação carbonática

BC 03 R - local de amostragem de calcrete laminar

BC 03 S - local de amostragem de calcrete laminar

BC 03 S1 - local de amostragem de calcrete laminar com bioturbação tubular (diâm.: 0,5 cm, esp.: 3,0 cm)

a - argila

s - silte

amf - areia muito fina

af - areia fina

am - areia média

ag - areia grossa

g - grânulos