UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TUFAS CALCÁRIAS DA SERRA DA BODOQUENA, MS

Emiliano Castro de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Boggiani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2009

Dedico este trabalho a minha família e
a minha amada, Gabriella.

AGRADECIMENTOS

À Natureza, por permitir nossa existência.

Ao Prof. Paulo César Boggiani por ter se lembrado do Quaternário da Serra da Bodoquena e ter me orientado neste próspero trabalho.

Ao mestre Setembrino Petri pela honra das aulas de campo e valiosas discussões no campo em Bonito, MS e pela revisão do texto da dissertação.

Aos geólogos Prof. Paulo César Gianinni, Willian Sallun Filho e Francisco William da Cruz Junior pela cessão de materiais e colaboração em discussões.

À intrépida parceira de campo Gisele Utida, pela colaboração como bióloga e pela paciência em minhas divagações.

Aos amigos Ricardo Angelin Pires Domingues e Felipe Lamus Ochoa pelas discussões e a Rogério Brandi de Souza pelas fotografias de Roma (Itália).

Aos laboratórios do Instituto de Geociências e seus respectivos funcionários: Laboratório de Tratamento de Amostras – LTA, Laboratório de Sedimentologia Prof. Armando Coimbra – LABSED, Laboratório de Petrologia Sedimentar – LABPetro, Laboratório de Pesquisas Paleobiológicas, Laboratório de Laminação de Rochas, Laboratório de Química, Laboratório de Fluorescência de Raios-X e Centro de Pesquisas Geocronológicas.

Ao IPHAN- Superintendência de Mato Grosso do Sul, em nome de sua superintendente Maria Margareth Escobar Ribas, pela autorização (Ofício nº284/08/GAB18ºSR/IPHAN-MS) para os estudos em Corumbá, em área tombada.

À CAPES pela bolsa de mestrado e ao CNPq (Proc. 479500/2007-0) pelo financiamento do projeto de pesquisa.

Aos funcionários Seção Gráfica do Instituto de Geociências, pelas inúmeras cópias de artigos e pela encadernação dos volumes desta.

À Ursula Castro de Oliveira, minha irmã, Felipe Lamus Ochoa e Adriana Pitarello pelas correções do abstract, resumen e riassunto, respectivamente.

A minha família pelo apoio e a minha amada, Gabriella, pela ajuda, pelas discussões de alto nível e pelo amor incondicional.

*“Mantenha seus pensamentos positivos, porque seus pensamentos tornam-se suas palavras...
Mantenha suas palavras positivas, porque suas palavras tornam-se suas atitudes...
Mantenha suas atitudes positivas, porque suas atitudes tornam-se seus hábitos...
Mantenha seus hábitos positivos, porque seus hábitos tornam-se seus valores...
Mantenha seus valores positivos, porque seus valores...
tornam-se seu destino.”*

Mahatma Gandhi

RESUMO

Aflorando abundantemente nas drenagens da Serra da Bodoquena, região sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul, os depósitos de tufas calcárias, descritos como a porção superior da Formação Xaraiés, representam o mais notável depósito do tipo no Brasil, devido à variedade de formas. Sendo a maior atração do pólo eco-turístico de Bonito, MS, as tufas calcárias apresentam-se sob formas de barragens, cachoeiras e depósitos de micritos inconsolidados, que por sua vez geram as piscinas naturais e quedas d'água tão procuradas pelos turistas. Mesmo com tamanha importância, tal rocha não havia recebido um estudo aprofundando, que contemplasse sedimentologia, estratigrafia e geomorfologia. Através de criteriosa revisão bibliográfica, trabalhos em campo e análises laboratoriais, pôde-se obter um panorama da Formação Xaraiés na Serra da Bodoquena. Nesta região, observa-se que a formação, assentada diretamente sobre os calcários e dolomitos do Grupo Corumbá, sendo composta por um nível basal de calcretes, de tipo pedogenético e freático, sobreposto por um pacote de tufas micríticas (micrito inconsolidado), com grande quantidade de gastrópodes, distribuídos amplamente e aflorando em todas as planícies da região. Por fim temos os afloramentos de tufas calcárias do tipo fitohermal, compondo barragens e cachoeiras nas drenagens locais. Acredita-se que a deposição dos micritos ocorreu em ambiente lacustre, o que permitiu um depósito amplo e homogêneo, que posteriormente, em clima úmido, serviu de área fonte, juntamente com os carbonatos do Grupo Corumbá, para a geração das tufas fitohermais. A correlação estratigráfica dos depósitos de tufas calcárias estudados apontam para dois períodos de clima semi-árido a árido no Quaternário Superior, que permitiram a formação e a alteração (calcretização) de depósitos, refletido na base da Formação Xaraiés, e o período climático recente, úmido, a formação das tufas fitohermais, no topo da formação. A ocorrência de lentes micríticas no sul do Pantanal pode significar que esta região também esteve exposta às dinâmicas climáticas vistas na Serra da Bodoquena. Estas constatações demonstram a alta variação climática da região, representada por depósitos que são pequenos e frágeis, mas dotados de significados genéticos indubitáveis.

Palavras-chave: tufas calcárias, Formação Xaraiés, Serra da Bodoquena, calcretes

ABSTRACT

Cropping out abundantly in the Bodoquena Ridge drainages, southwest of Mato Grosso do Sul (MS) state, deposits of calcareous tufa were described as the top portion of Xaraiés Formation, representing the most notable deposit of this type in Brazil, due to the variety of forms. As the greatest attractiveness of Bonito, MS, an eco-tourism center, the calcareous tufa were presented in form of dams, waterfalls and deposits of micritic sediments, which generate natural pools and waterfalls so looked by tourists. Even with such importance, this region had not received a deep study, with sedimentology, stratigraphy and geomorphology approach. An accurate bibliographic review was done, and with field work and laboratory analyzes this work could obtain a panorama of the Xaraiés Formation in Bodoquena Ridge. In this region, can be noted that Xaraiés Formation goes directly over the limestone and dolomite of the Corumbá Group, and were composed by a basal layer of pedogenetic/groundwater calcrete, superimposed by a package of micritic sediments (micritic tufa), with a large amount of gastropods, which were widely distributed, cropping out in all plains of the region. Finally, we have the occurrences of calcareous tufa, fitohermal type, drawing dams and waterfalls in the regional drainages. It has believed that the deposition of lacustrine micritic sediments have occurred in an environment which were enabled a broad and homogeneous deposits. Subsequently, in a moister climate these sediments served as a source area, together with the limestone of the Corumbá Group, for the generation of fitohermal tufa. The stratigraphic correlation of the studied calcareous tufa deposits point to two periods of semi-arid/arid climate in Late Quaternary, which allowed the micritic deposition and the calcretization of those deposits. Those were reflected on the bottom of the Xaraiés Formation. A recent wet climatic period, represented by the fitohermal tufa, can be observed on the top of the formation. The occurrence of micritic lens in the southern Pantanal may mean that this region has also been exposed to the weather dynamics viewed in the Bodoquena Ridge. These findings show the high variation of climate in this region, represented by deposits, which are small and fragile, but gifted with unquestionable genetic meanings.

Key-words: calcareous tufa, Xaraiés formation, Bodoquena Ridge, calcretes

RESUMEN

Aflorando ampliamente en las drenajes de la Sierra de Bodoquena, suroeste del Estado del Mato Grosso do Sul, depósitos de tobas calcáreas, descritas como la parte superior de la formación Xaraiés, representan el más notable depósito de este tipo en Brasil, debido a la variedad de formas. Como mayor atractivo del polo de ecoturismo que es Bonito, MS, las tobas calcáreas están presentes en forma de represas, cascadas y depósitos de sedimentos micritos, que a su vez generan las piscinas naturales y las cascadas tan buscadas por los turistas. A pesar de su importancia, tales depósitos no habían recibido un estudio con profundidad, que contemplara sedimentología, estratigrafía y geomorfología. Mediante una cuidadosa revisión bibliográfica, trabajo de campo y análisis de laboratorio, fue posible obtener un panorama de la formación Xaraiés en la Sierra de Bodoquena. En esta región, se observa que la formación está directamente sobre los calcáreos y dolomitas del Grupo Corumbá, compuesta por calcretes pedogenicos y subterráneos en la base, sobrepuesta por un paquete de tobas micríticas, con una gran cantidad de gasterópodos, ampliamente distribuidos y aflorando en todas las planicies de la región. Finalmente tenemos las tobas calcáreas fitohermales, formando las represas y cascadas en las drenajes locales. Se considera que la depositación de los micritos lacustres ocurrió en un ambiente que permitió un depósito amplio y homogéneo, posteriormente, en clima húmedo, estos mismos depósitos sirven como area fuente, junto con los carbonatos del Grupo Corumbá, para la generación de las tobas fitohermales. La correlación estratigráfica de los depósitos de tobas calcáreas estudiados muestran dos períodos de clima semi-áridos/árido en el Cuaternario Superior, uno que permitió la formación y la calcretización de los depósitos de la base de la formación Xaraiés, y otro, en las condiciones climáticas recientes, húmedas, que permitió la formación de tobas fitohermais en la parte superior de la formación. La aparición de las lentes micríticos en el sur del Pantanal puede significar que esta región también ha sido expuesta, al mismo tiempo, a la misma dinámica climática de la Sierra de Bodoquena. Estos resultados demuestran la alta variación climática de la región, representada por depósitos que son pequeños y frágiles, pero dotados de indudable significado genético.

Palabras-clave: tobas calcáreas, Formación Xaraiés, Sierra de Bodoquena, calcretas

RIASSUNTO

Affiorando abbondantemente in drenaggi di Sierra di Bodoquena, sud-ovest dello Stato di Mato Grosso do Sul (MS), i depositi di calcareous tufa, descritti come la parte superiore della Formazione Xaraiés, rappresentano il più notevole deposito di questo tipo in Brasile per la sua varietà di forme. Come la più grande attrattiva del polo di eco-turismo di Bonito (MS), i tufi calcarei presenti in forma di dighe, cascate e depositi di calcarei micritici non litificati generano, a sua volta, le piscine naturali e le cascate d'acqua tanto ricercate dai turisti. Anche se di grande importanza, tale roccia non aveva ricevuto uno studio approfondito che contemplasse la Sedimentologia, l'Estratigrafia e la Geomorfologia. Dunque, da una revisione bibliografica giudiziosa dei lavori nel campo e delle analisi nei laboratori, si è potuto ottenere un panorama della formazione Xaraiés nella Sierra di Bodoquena. In questa regione si osserva che la formazione, messa direttamente sulle calcaree e sulle dolomite di gruppo Corumbá, si compone da un livello basale di caliche del tipo freatico e pedogenitico, sovrapposto da un pacchetto di tufi micritici non litificati, con la grande quantità di gasteropodi, distribuiti ampiamente e presenti in tutte le pianure della regione. Abbiamo infine l'affioramento dei tufi del tipo fitoermale, componenti le dighe e le cascate nei drenaggi locali. È possibile che il deposito dei micritici non litificati si sia presentato nell'ambiente lacustre, il che ha portato ad un deposito ampio ed omogeneo che, più tardi, nel clima umido, ha fatto da zona fonte insieme ai carbonati di gruppo Corumbá per la generazione dei tufi del tipo fitoermale. La correlazione estratigrafica dei depositi studiati riguarda due periodi. Il primo, dal clima semi-arido a quello arido nell'Quaternario superiore, ha consentito la formazione e l'alterazione (cementazione) dei depositi alla base della Formazione Xaraiés. Il secondo si riferisce al periodo climatico recente, umido, che ha consentito la formazione dei tufi del tipo fitoermale nella parte superiore della Formazione. Il caso degli strati di sedimenti micritici nel sud del Pantanal può significare, inoltre, che questa regione è stata esposta al dinamismo climatico trascorso nella Sierra di Bodoquena. Queste constatazioni dimostrano l'alta variazione climatica della regione, rappresentata dai piccoli depositi che sono fragili, ma dotati di molti significati genetici.

Parole chiave: tufo calcareo, Formazione Xaraiés, Sierra di Bodoquena, caliche

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1.1 – Área de estudo, com destaque em cinza do maciço calcário contínuo, modificado de BOGGIANI et al., 1999.....	20
Figura 2.2.1 – Mapa geológico esquemático da Serra da Bodoquena, modificado de Boggiani e Alvarenga (2004).....	21
Figura 2.2.1 – Unidades da área de estudo, modificado de Salun Filho (2005).....	22
Figura 2.2.3 – Faixa Paraguai no contexto Sul Americano, modificado de Alvarenga <i>et al.</i> (1993) e USGS, 2006	23
Figura 2.2.4 – Mapa geológico esquemático da Faixa Paraguai, modificado de BOGGIANI; ALVARENGA, 2004 e USGS, 2006.	25
Figura 2.2.5 – Perfil geológico esquemático da Serra da Bodoquena, modificado de ALVARENGA et al., 2004	26
Figura 3.1 – Coliseum, Roma. Construído com tufas carbonáticas e travertinos (Fotografia de Rogério Brandi de Souza).....	30
Figura 3.3.2.1 – Ilustração do processo de nucleação física, sem escala, modificado de TURNER; JONES, 2005.....	43
Figura 3.3.2.2 - Ilustração do processo de nucleação bioquímica, sem escala, modificado de EMEIS et al., 1987.....	43
Figura 3.3.2.3 – Esteiras microbianas, constituídas por cianobactérias, no leito do rio Betione, Bodoquena, MS.....	44
Figura 3.3.2.4 - Ilustração do processo de nucleação física, sem escala, modificado de CHAFETZ et al., 1991.....	45
Figura 3.3.3.1 – Tipos de incrustação, da esquerda para direita: irregular (tufas), nodular (estromatólitos e corais) e ramificada (corais), modificado de WRAY, 1977.....	47
Figura 3.3.3.2 – Esquema de seção transversal do tricoma de colônia de cianobactéria, mostrando a película de muco que recobre o primeiro, modificado de WRAY, 1977.	47
Figura 3.3.3.3 – Filamentos incrustados por CaCO ₃ , atribuídos a <i>Phormidium sp.</i> , em seção delgada, com polarizadores cruzados, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03B).	48
Figura 3.3.3.4 – Tubo de incrustação de um tricoma atribuído a <i>Phormidium sp.</i> , raro, neste caso, por não integrar biofilme, imagem em MEV, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).	49
Figura 3.3.3.5 – Estrutura semi radial, típica do <i>Schizothrix sp.</i> , em seção delgada, Cachoeira Aquidabã, Bonito, MS (07-TUF-08A).	49

Figura 3.3.3.6 – Aglomerados de nanobactérias (colapsadas) com dimensões inferiores a 1 μm (indicadas pelas setas) e grão de pólen (esfera no centro da imagem), imagem em MEV, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).	50
Figura 3.3.3.7 – Nanobactérias e polens aderidos a vestígio de SEP (centro da imagem), imagem em MEV, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).	51
Figura 3.3.3.8 – Cianobactérias epifíticas em talo (extremidade esquerda do talo) de alga <i>Chara sp.</i> , Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).	52
Figura 3.3.3.9 – Detalhe da fotografia anterior: Cianobactérias epifíticas em talo (extremidade esquerda do talo) de alga <i>Chara sp.</i> , Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).	52
Figura 3.3.3.9 – Incrustações carbonáticas em talos de alga Caracea no leito do rio Formoso, Bonito, MS (07-TUF-17).	53
Figura 3.3.3.10 – Algas incrustadas com CaCO_3 , nucleando mais CaCO_3 , espécie não identificada, rio Aquidaban, Bonito, MS (07-TUF-10).	53
Figura 3.3.4.1 – Diagrama de dispersão com a relação isotópica $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ em tufas calcárias, calcretes, travertinos e espeleotemas.	56
Figura 3.4.2 – Esquema da gênese de calcretes, modificado de WRIGHT; TUCKER, 1991.	58
Figura 5.1 – Barragem de tufas no rio Formoso (A); Cachoeiras de tufas no rio Formoso (B); Cavidade originada pelo crescimento de tufas no sítio do Taika (C); Micritos na cava da Mineração Xaraiés (D).	62
Figura 5.2 – Sedimento carbonático na fração areia grossa, leito do rio Formoso (A); Folhas incrustadas, rio Aquidaban (B); Galho com tufas, rio Mimoso (C); Tronco incrustado, rio Aquidaban (D).	63
Figura 5.3 – Calcrete pisolítico, rio Formoso (A); Calcrete intraclástico, Bonito, MS (B).	63
Figura 5.4 – Moldes de folhas de plantas, rio Mimoso (07-TUF-03).	64
Figura 5.1.1 – Camadas de crescimento de tufas calcárias na cachoeira do Aquidaban (07-TUF-08).	66
Figura 5.1.1.1 – Barragens de tufas calcárias no rio Mimoso (07-TUF-03).	67
Figura 5.1.1.2 – Cachoeira de tufas calcárias no rio Mimoso (07-TUF-03).	67
Figura 5.1.1.3 – Caverna formada pelo crescimento de tufas calcárias em drenagem, atualmente seca, do rio Mimoso (07-TUF-05).	68
Figura 5.1.1.4 – Fósseis de vegetais (tubos de caules e folhas) em tufas calcárias inativas, às margens rio Mimoso (07-TUF-03).	68
Figura 5.1.1.5 – Desmoronamento de cachoeira de tufas calcárias, braço do rio Mimoso (07-TUF-04).	69

Figura 5.1.1.6 – Fotografia mostrando a alternância de micro-fácies nas tufas calcárias do rio Mimoso (07-TUF-03).....	70
Figura 5.1.1.7 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de amostra de tufa calcária inativa do rio Mimoso (07-TUF-03c).	71
Figura 5.1.1.8 – Fotomicrografia em MEV de tufa calcária inativa do rio Mimoso (07-TUF-03d).	72
Figura 5.1.1.9 – Fotomicrografia em MEV de colônia de nanobactérias, em tufa calcária do rio Mimoso (07-TUF-03d).....	72
Figura 5.1.1.10 – Fotomicrografia em MEV demonstrando a presença de micro-aglomerados de calcita, rio Mimoso (07-TUF-03d).....	73
Figura 5.1.1.11 – Fotomicrografia em MEV mostrando a presença de tubos de revestimento em tricomas, possivelmente de cianobactérias, rio Mimoso (07-TUF-03d).....	73
Figura 5.1.2.1 – Barragem de tronco incrustado no rio Aquidaban (07-TUF-09).	74
Figura 5.1.2.2 – Sequência de cachoeiras de pequeno porte do rio Aquidaban (07-TUF-08).....	75
Figura 5.1.2.3 – Cachoeira principal do rio Aquidaban (Fotografia de Juca Martins - Ygarapé).....	75
Figura 5.1.2.4 – Folhas incrustadas por carbonato de cálcio, rio Aquidaban (07-TUF-10).....	76
Figura 5.1.2.5 – Perfil em tufa calcária inativa, na margem do rio Aquidaban, escolhido para amostragem (localização das amostras na fotografia da direita) (07-TUF-10).	76
Figura 5.1.2.6 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, mostrando cristais arborescentes da amostra 07-TUF-10A.....	77
Figura 5.1.2.7 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de tufas calcárias inativas com cimentação em poros deixados por algas atuantes na gênese, rio Aquidaban (07-TUF-09c).....	78
Figura 5.1.2.8 – Fotomicrografia de tufa calcária ativa, muito porosa (marcada pela cor azul do corante), rio Aquidaban. Notar a presença de lâmina submilimétrica de micrita entre os conjuntos de cristais verticais (07-TUF-08a).	78
Figura 5.1.2.9 – Fotografia em MEV, mostrando colônia de cianobactérias possivelmente <i>Phormidium</i> sp, demonstrando a influência biogênica no processo de formação das tufas, rio Aquidaban (07-TUF-08a).	79
Figura 5.1.2.10 – Fotografia em MEV, mostrando colônia de nanobactérias filamentosas (seta), rio Aquidaban (07-TUF-10a).	80
Figura 5.1.2.11 – Fotografia em MEV, mostrando colônia nanobactérias filamentosas, rio Aquidaban (07-TUF-10a).....	80
Figura 5.1.3.1 – Pequenas barragens com cachoeiras do rio Betione (07-TUF-12).....	81
Figura 5.1.3.2 - Tufas calcárias ativas e inativas do rio Betione (07-TUF-12).....	82

Figura 5.1.3.3 – Tufas calcárias do rio Betione com aspecto superficial grumoso, provavelmente relacionado ao desenvolvimento de cianobactérias (07-TUF-12).	82
Figura 5.1.3.4 – Tufas calcárias do rio Betione, de aspecto laminado (07-TUF-12).	83
Figura 5.1.3.5 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, da amostra 07-TUF-12b, rio Betione, na qual é possível observar laminação interpretada como de origem microbiana.	84
Figura 5.1.3.6 - Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, da amostra 07-TUF-12b, mostrando seções tubulares (parte inferior da fotografia) possivelmente de caules ou raízes de vegetais. Na parte superior observa-se laminação botrioidal associada a esteiras microbianas, rio Betione.	84
Figura 5.1.3.7 – Amostra de tufa calcária ativa, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).	85
Figura 5.1.3.8 – Detalhe da fotografia anterior das incrustações dos filamentos microbianos, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).	85
Figura 5.1.3.9 – Carapaças de ostracodes, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).	86
Figura 5.1.3.10 – Carapaças de ostracodes, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).	86
Figura 5.1.4.1 – Rio Formoso e cachoeira de 2 metros de tufas calcárias ao fundo, Ilha do Padre, Bonito, MS (07-TUF-17).	87
Figura 5.1.4.2 – Fotografia do rio Formoso com grande quantidade de algas <i>Characeae</i> no fundo (07-TUF-17).	88
Figura 5.1.4.3 – Fotografia do leito do rio Formoso com sedimento bioclástico resultantes da permineralização e incrustação de talos de algas caráceas e fragmentos de tufas (07-TUF-17).	88
Figura 5.1.4.5 – Cachoeira no rio Formoso, Ilha do Padre, com abundante presença de macrófitas sobre tufas (07-TUF-18).	89
Figura 5.1.4.6 – Vista geral da cachoeira no rio Formoso, Ilha do Padre, com grande presença de macrófitas recobrando as tufas (07-TUF-18).	90
Tabela 5.1.5.2 – Análise de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio de tufas fitohermais (CPGeo/IGc-USP).	92
Figura 5.2.1 – Modelo digital de terreno com drenagens da Serra da Bodoquena e detalhe dos depósitos de tufas micríticas (Vista L-O, com exagero vertical de 9 vezes) (NASA, 2007).	93
Figura 5.2.1.1 – Vista aérea da mineração Calcário Xaraés (GOOGLE, 2008).	94
Figura 5.2.1.2 – Vista da lavra da mineração Calcário Xaraés, na Serra da Bodoquena (07-TUF-01).	95
Figura 5.2.1.3 – Detalhe da presença de moluscos (seta), na mineração Calcário Xaraés, na Serra da Bodoquena (07-TUF-01).	95
Figura 5.2.2.1 – Afloramento de micritos às margens do rio Betione, Bodoquena, MS (07-TUF-12). .	96
Figura 5.2.2.2 – Afloramento de micritos às margens do rio da Prata, Bonito, MS (08-TUF-24).	97

Figura 5.2.2.3 – Afloramento de micritos próximo às margens do rio Mimoso, Bonito, MS (07-TUF-04).	97
Figura 5.2.2.4 – Afloramento de micritos às margens do rio Formoso, Bonito, MS (07-TUF-17).	98
Figura 5.2.3.1 – Ocorrência de lente carbonática no Pantanal, Miranda, MS (08-TUF-32).	99
Figura 5.2.3.2 – Detalhe do conteúdo fossilífero de ocorrência de lente carbonática no Pantanal, Miranda, MS (08-TUF-32).	99
Figura 5.2.3.3 – Fotomicrografia de amostra das lentes carbonáticas do Pantanal, Miranda, MS (08-TUF-32)	100
Figura 5.3.1 – Fotografia da “Escadinha da XV”, em Corumbá, MS, seção tipo da Formação Xaraiés (07-TUF-33).	102
Figura 5.3.2 – Fotografia de amostra seccionada de calcrete vadoítico (07-TUF-02c).	103
Figura 5.3.1.1 – Camada (~15 cm) de calcretes nas margens do rio Formoso, Serra da Bodoquena (07-TUF-02).	104
Figura 5.3.1.2 – Fotografia da amostra de calcrete freático, Bonito, MS (07-TUF-02c).	104
Figura 5.3.1.3 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, do calcrete do rio Formoso, Bonito, MS (08-TUF-02D).	105
Figura 5.3.1.4 – Fotografia de oncólito, com revestimento <i>truncado</i> evidente (07-TUF-01a).	106
Figura 5.3.2.1 – Fotomicrografia de calcrete da Formação Xaraiés, aflorante em Bonito, MS (07-TUF-16e).	107
Figura 5.3.2.2 – Fotomicrografia de calcrete da Formação Xaraiés, aflorante em Bonito, MS (07-TUF-16e).	108
Figura 5.3.3.1 – Afloramento da Escadaria do Porto de Corumbá, MS (08-TUF-33).	109
Figura 5.3.3.2 – Afloramento típico da Escarpa Corumbá-Ladário, no canal Tamengo, sendo a Formação Xaraiés o pacote, pouco espesso, bege na porção superior da escarpa, próximo ao porto de Corumbá.	110
Figura 5.3.3.3 – Fotografia mostrando a variedade clástica dos calcretes da Formação Xaraiés, em Corumbá, MS (08-TUF-34).	111
Figura 5.3.3.4 – Fotomicrografia mostrando valva de ostrácode em calcrete, Corumbá, MS (07-TUF-FX).	112
Figura 5.3.3.5 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, mostrando típica estrutura dos calcretes da Formação Xaraiés, Corumbá, MS (07-TUF-FX).	112
Figura 6.1 – Afloramento de caverna de tufas fitohermais sobre depósito de tufas micríticas (07-TUF-05).	116
Figura 6.2 – Seção estratigráfica esquemática da Formação Xaraiés na região de Bonito, MS.	117

Figura 6.3 - Diagrama de dispersão com a relação isotópica $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ das amostras da Serra da Bodoquena e de padrões de carbonatos continentais.....	118
Figura 6.1.1 – Situação geomorfológica esquemática das drenagens na Serra da Bodoquena.	119
Figura 6.1.2 – Perfil mostrando sedimentos carbonáticos sobre solos siliciclásticos, sem o crescimento de tufas fitohermais (08-TUF-30).....	120
Figura 6.1.3 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de tufa inativa, recristalizada, com destaque para as marcadas laminações, possivelmente contaminadas por argilominerais, rio Aquidaban (07-TUF-09).	121
Figura 6.1.4 – Cachoeiras com grandes áreas inativas, rio Mimoso, Bonito (07-TUF-04).....	122
Figura 6.2.1 – Exposição de tufas calcárias micríticas na Mineração Xaraés, Bonito, MS (07-TUF-01)	123
Figura 6.2.2 – Composição ETM+ (Bandas 3,4,5) evidenciando as medidas dos depósitos de micrítos, em cor branca, modificado SALLUN FILHO, 2005.	124
Figura 6.2.3 – Imagem SRTM da provável área de expansão do planalto da Bodoquena (modificado de USGS, 2006).	125
Figura 6.2.4 – Lente micrítica no Pantanal do Miranda (08-TUF-32).	126

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Quadro 3.2.1.1 – Classificação das tufas de Schwäbische Alb, Alemanha, segundo Irion e Müller (1968)	35
Quadro 3.2.1.2 – Classificação dos travertinos do Vale do rio Tanagro, Campânia, Itália, segundo Buccino <i>et al.</i> (1978).	35
Quadro 3.2.1.3 – Modelo conceitual dos carbonatos fluviais da Espanha Central, segundo Ordoñez e Garcia del Cura (1983).....	36
Quadro 3.2.1.4 – Esquema de classificação dos <i>travertinos</i> da Itália Centro-Meridional, segundo Brancaccio et al. (1986)	37
Quadro 3.2.1.5 – Classificação de Tufas, segundo Pedley (1990).....	38
Quadro 3.2.1.6 – Modelos de ambientes formadores de tufas, segundo Pedley (1990)	38
Quadro 3.2.1.7 – Classificação de tufas, segundo Ford e Pedley (1996)	39
Tabela 5.1.5.1 – Análise geoquímica das tufas calcárias fitohermais, por fluorescência de Raios-X (Lab. de Fluorescência de Raios-X do DMG/IGc-USP).	91
Tabela 5.3.4.1 - Análise de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio de calcretes (CPGeo/IGc-USP).	113
Tabela 5.3.4.2 - Análise geoquímica de calcretes, por fluorescência de Raios-X (Lab. de Fluorescência de Raios-X do DMG/IGc-USP).	114
Quadro 6.1 – Datações das tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS	115

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
2. ÁREA DE ESTUDO	19
2.1. LOCALIZAÇÃO E FISIOGRAFIA REGIONAL	19
2.2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	21
2.2.1 <i>Carbonatos quaternários no contexto da planície do Pantanal e arredores</i>	<i>26</i>
2.3. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	28
3. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE TUFAS CALCÁRIAS	29
3.1. TUFAS CALCÁRIAS NO MUNDO	31
3.1.1. <i>Tufas Calcárias no Brasil</i>	<i>32</i>
3.2. CLASSIFICAÇÕES DE TUFAS CALCÁRIAS	34
3.2.1. <i>Histórico das Classificações</i>	<i>34</i>
3.3. GÊNESES DAS TUFAS CALCÁRIAS	39
3.3.1. <i>A geoquímica do Carbonato de Cálcio</i>	<i>40</i>
3.3.2. <i>Processos de Incrustação</i>	<i>42</i>
3.3.3. <i>A influência orgânica</i>	<i>46</i>
3.3.4. <i>Isótopos estáveis de C e O em tufas calcárias</i>	<i>54</i>
3.4. PROCESSOS DE CALCRETIZAÇÃO EM TUFAS CALCÁRIAS	57
4. MATERIAIS E MÉTODOS	59
4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	59
4.2. SENSORIAMENTO REMOTO	59
4.3. PONTOS DE COLETA DE AMOSTRAS	59
4.4. AMOSTRAGEM	60
4.5. ANÁLISES LABORATORIAIS	60
5. CARACTERIZAÇÃO DOS CALCÁRIOS CONTINENTAIS DA SERRA DA BODOQUENA	62
5.1. TUFAS CALCÁRIAS FITOHERMAIS (<i>FLUVIAL TYPE – PHYTOHERM TUFA</i>)	65
5.1.1. <i>Tufas fitohermais do Rio Mimoso</i>	<i>66</i>
5.1.2. <i>Tufas fitohermais do Rio Aquidaban</i>	<i>73</i>
5.1.3. <i>Tufas fitohermais do Rio Betione</i>	<i>81</i>
5.1.4. <i>Tufas fitohermais do Rio Formoso</i>	<i>87</i>
5.1.5. <i>Análises químicas e de isótopos de C e O</i>	<i>90</i>
5.2. TUFAS CALCÁRIAS MICRÍTICAS (<i>LACUSTRINE TYPE – MICRITE TUFA</i>)	93
5.2.1. <i>Mineração Calcário Xaraés</i>	<i>93</i>

5.2.2. Outras ocorrências.....	96
5.2.3. Lentes carbonáticas do Pantanal.....	98
5.2.4. Análises químicas e de isótopos de C e O	100
5.3. CALCRETES	101
5.3.1. Calcretes do Rio Formoso	103
5.3.2. Calcretes de Bonito.....	106
5.3.3. Ocorrências de Corumbá: uma comparação	108
5.3.4. Análises químicas e de isótopos de C e O	113
6. CONSIDERAÇÕES SOBRE OS CALCÁRIOS CONTINENTAIS ESTUDADOS	115
6.1. TUFAS CALCÁRIAS FITOHERMAIS.....	118
6.2. TUFAS CALCÁRIAS MICRÍTICAS.....	123
6.3. CALCRETES	126
7. CONCLUSÕES	128
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	130
ANEXO 1: MAPA TEMÁTICO DA SERRA DA BODOQUENA.....	145
ANEXO 2: TABELA DA AFLORAMENTOS.....	147

1. INTRODUÇÃO

O conjunto das tufas calcárias da Serra da Bodoquena, principalmente as que formam cachoeiras, apresentam grande valor paisagístico e ambiental, sendo uma das maiores expressões desses depósitos no Brasil. Esses depósitos apresentam também valor científico, uma vez que estudos recentes (ARENAS et al., 2000; ANDREWS et al., 2005) têm demonstrado o potencial para estudos paleoclimáticos.

Constituindo o Parque Nacional da Serra da Bodoquena, na sua porção central, com 76,4 mil hectares, além de conter inúmeras reservas particulares de patrimônio natural (RPPN's), a região também integra, junto com a Planície do Pantanal, uma Reserva da Biosfera, sendo esta última decretada Patrimônio Natural da Humanidade pela UNESCO.

Apesar dos inúmeros títulos nacionais e internacionais, a ocupação desordenada da área e o acelerado desmatamento têm provocado degradações irreversíveis, e o crescimento da atividade turística exige medidas urgentes de planejamento. As tufas calcárias continuam em processo de formação o que depende da manutenção da qualidade das águas, que se encontram ameaçadas pelo avanço da agricultura, dos desmatamentos e do turismo desordenado.

Para a presente dissertação de mestrado, foram estudados depósitos calcários quaternários, no Estado de Mato Grosso do Sul, definidos genericamente de Formação Xaraiés.

Diferentes tipos de depósitos carbonáticos quaternários são encontrados na região, como calcretes, mais antigos, e tufas calcárias diversas, com predomínio das fitohermais, na forma de cachoeiras e barragens naturais, e extensos depósitos de micritas inconsolidadas e lentes calcárias entre os sedimentos da planície do Pantanal, além dos espeleotemas em cavernas, que não foram objeto do presente estudo.

O estudo consistiu na caracterização petrográfica dos calcários quaternários com análises químicas (elementos maiores e menores) e de isótopos de C e O a fim de melhor definir a estratigrafia e caracterizar a gênese dos depósitos além de discorrer, de forma preliminar, sobre as mudanças paleoambientais na região da Serra da Bodoquena e do Pantanal Sul nos últimos 5000 anos.

2. ÁREA DE ESTUDO

O carste da Serra da Bodoquena diferencia-se das demais áreas cársticas do Brasil por ser uma das regiões de maior concentração de tufas calcárias, sendo que boa parte ainda em formação.

Diferentemente de outros atrativos turísticos de origem geológica, as tufas calcárias estão em formação, o que possibilita uma interação maior com a natureza para o turismo e, ao mesmo tempo, acaba por expor à degradação o delicado sistema de formação deste depósito mineral.

Assim temos o contraste de áreas fontes pré-cambrianas, com depósitos quaternários e modernos, com atividades biológicas intensas e com a influência antrópica do turismo atual, caracterizando a complexidade do quadro geológico da região.

2.1. Localização e fisiografia regional

Compondo a porção sul-sudeste do limite montanhoso do Pantanal Mato-grossense, a Serra da Bodoquena estende-se por cerca de 220 km na direção norte-sul, cerca de 40 km na direção leste-oeste e altitudes que não ultrapassam os 800 m. Encontra-se no sudoeste do estado do Mato Grosso do Sul, delimitada pelas coordenadas 19° 45' e 22° 15' de latitude sul e entre 57° 30' e 56° 15' de longitude oeste, com cerca de 7000 km² de área, sendo que parte dos municípios de Porto Murtinho, Caracol, Bela Vista, Jardim, Bonito, Bodoquena, Miranda e Corumbá compõe seu território.

O clima na região é do tipo tropical úmido (Aw), com uma estação seca (inverno) e outra chuvosa (verão), bem marcadas, com médias anuais de precipitação variando de 1.300 a 1.700mm e temperaturas médias entre 18°C e 25°C (KÖPPEN, 1948; NIMER, 1979). Os meses de novembro a março correspondem ao período de maior pluviosidade, com destaque para os meses de novembro, dezembro e janeiro. Já os meses de abril a outubro correspondem ao período de estiagem, com destaque para os meses de julho e agosto. Variações muito bruscas de temperatura são observadas devido à continentalidade da região, com mínimas de até 6°C, durante as frentes frias, e máximas em torno de 40°C.

2.2. Caracterização Geológica

A área de estudo encontra-se inserida na Serra da Bodoquena, MS (Figura 2.2.1 e 2.2.2), a qual geologicamente representa o setor sul da Faixa de Dobramentos Paraguai e respectiva cobertura cratônica, sobre o Bloco Rio Apa, caracterizada por relevo cárstico ao qual associam-se os depósitos superficiais do final Pleistoceno e início do Holoceno (ALMEIDA, 1965; BOGGIANI et al., 1995; RIBEIRO et al., 2001). Estes desenvolvem-se sobre os depósitos do Proterozóico (Complexo Rio Apa, Grupo Cuiabá e Grupo Corumbá), sendo que o contexto tectônico da Faixa Paraguai torna-se fundamental para o atual estado geológico dos depósitos tufáceos, tanto da região de Bonito, MS, quanto na região de Cáceres, MT (Serra das Araras), MT (CORREA, 2006; CORREA et al., 2006).

Figura 2.2.1 – Mapa geológico esquemático da Serra da Bodoquena, modificado de Boggiani e Alvarenga (2004)

Figura 2.2.1 – Unidades da área de estudo, modificado de Salun Filho (2005)

A Faixa Paraguai é uma faixa de dobramentos curvilínea de aproximadamente 2 500 Km de comprimento que bordeja o Cráton Amazônico (a Norte) e Bloco Rio Apa (a Sul) e se estende desde a região do Rio das Mortes, Mato Grosso, com direção N-NE, passando pela região de Cuiabá, onde inflerte para a direção N-S, aflorando pontualmente em Corumbá e, novamente, extensamente na Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul, seguindo para o território paraguaio, onde as rochas carbonáticas, em parte correlacionáveis ao Grupo Corumbá, denominadas Grupo Itapucumi. Apresenta ainda afloramentos na Bolívia, representados pelo Grupo Murciélago (Figura 2.2.3) (ALVARENGA et al., 1993; BOGGIANI et al., 1993).

Figura 2.2.3 – Faixa Paraguai no contexto Sul Americano, modificado de Alvarenga *et al.*(1993) e USGS, 2006

No contexto litológico, podemos subdividir a Faixa Paraguai em três grandes unidades (Figura 2.2.4). A primeira unidade, basal, é composta por metassedimentos pelíticos (turbidíticos) e é representada pelos diamictitos da Formação Puga e metassedimentos do Grupo Cuiabá, aflorando nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. A segunda unidade é composta por metacarbonatos, sob o nome de Grupo Corumbá, aflorante no Estado de Mato Grosso do Sul e Grupo Araras, aflorante no Estado de Mato Grosso. Por fim temos a unidade superior, composta por folhelhos e arenitos continentais, denominada Grupo Alto Paraguai, aflorando no Estado do Mato Grosso (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993; BOGGIANI et al., 2004).

Em contexto geológico local, na região de Corumbá, MS, temos o afloramento do Grupo Jacadigo, caracterizado por formações ferríferas e manganíferas sobre conglomerados. Já no Paraguai, no extremo sul do Bloco Rio Apa, temos o Grupo Itapucumi, composto de carbonatos. Também localizadamente temos a ocorrência de granitóides pós-tectônicos (pós Ciclo Brasileiro), inseridos alinhadamente no flanco leste da faixa (BOGGIANI et al., 1993; BOGGIANI; ALVARENGA, 2004).

Dentre os grupos geológicos do Proterozóico, o mais relevante para o presente estudo é o Grupo Corumbá, de idade Ediacarana, por apresentar a rocha fonte (calcários e dolomitos) dos sedimentos que compõem os depósitos tufáceos na Serra da Bodoquena. Vale ressaltar que no caso da Serra das Araras, o Grupo Araras, que não apresenta equivalência totalmente comprovada com o Grupo Corumbá, é o responsável por prover o carbonato para os depósitos tufáceos da Serra das Araras, no Estado de Mato Grosso (CORREA, 2006; CORREA; AULER, 2006).

Figura 2.2.4 – Mapa geológico esquemático da Faixa Paraguai, modificado de BOGGIANI; ALVARENGA, 2004 e USGS, 2006.

Estruturalmente podemos delimitar a Faixa Paraguai em três porções distintas (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993), dispostas paralelamente, com elevação do metamorfismo de leste para oeste. Assim, temos o *Domínio Cratônico*, com acamamentos horizontalizados ou pouco deformados e tectônica rúptil (falhas normais), a *Zona Externa*, com dobras abertas cortadas por falhas inversas e um metamorfismo de muito baixo grau e, por fim, a *Zona Interna*, composta por dobras fechadas, inversas e isoclinais, com metamorfismo de baixo grau.

Na Serra da Bodoquena, o Domínio Cratônico e a Zona Externa ocorrem em rochas do Grupo Corumbá e a Zona Interna é representada por rochas do Grupo Cuiabá, sendo que as duas zonas são separadas por falhamentos inversos de alto ângulo (SALLUN FILHO, 2005) (Figura 2.2.5).

Figura 2.2.5 – Perfil geológico esquemático da Serra da Bodoquena, modificado de ALVARENGA et al., 2004

2.2.1 Carbonatos quaternários no contexto da planície do Pantanal e arredores

Nos domínios do Pantanal, no que se refere a depósitos carbonáticos quaternários, destacam-se os depósitos de calcretes de Corumbá, MS (ALMEIDA, 1945) e Serra da Bodoquena, MS (OLIVEIRA et al., 2008a), lentes calcárias associadas a depósitos aluvionares do Pantanal do Miranda (BOGGIANI; COIMBRA, 1995) e os depósitos de tufas da Serra das Araras, MT (LUZ et al., 1978; CORREA, 2006; CORREA; AULER, 2006) e da Serra da Bodoquena, MS (ALMEIDA, 1945;

ALMEIDA, 1965; NOGUEIRA et al., 1978; BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 1999; OLIVEIRA et al., 2008b).

No Paraguai, nas áreas de exposição de rochas carbonáticas do Grupo Itapucumi, ocorrem também depósitos carbonáticos quaternários denominados *Xaraiés-Stufe* (PUTZER, 1962).

Descritos inicialmente por Almeida (1945) os primeiros depósitos carbonáticos quaternários do Pantanal foram denominados Formação Xaraiés, sendo descritos pelo referido autor na escarpa de Corumbá e Ladário, na margem direita do Rio Paraguai, constituída por calcretes em sua base, formados provavelmente no Pleistoceno, e com gênese relacionada a cones de dejeção sob clima semi-árido.

As tufas calcárias ativas e inativas da Serra da Bodoquena e Serra das Araras foram definidas como pertencentes à Formação Xaraiés (ALMEIDA, 1965; LUZ et al., 1978; NOGUEIRA et al., 1978). Tal classificação é passível de discussão, pois como dito, as tufas só se precipitam em locais úmidos, e desta forma não poderiam ser agrupadas em uma formação que tem como componente um depósito formado em um regime climático tão distinto, sendo árido para a formação dos calcretes e tropical úmido (atual) para a formação das tufas da serra da Bodoquena (BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 1999; OLIVEIRA et al., 2008a; OLIVEIRA et al., 2008b).

Correa (2006), em estudo dos depósitos de tufas carbonáticas da Serra das Araras, utiliza a definição de Formação Xaraiés sob a justificativa de que a maior parte do depósito descrito por Almeida (1945 e 1965) é constituído por tufas do tipo “vertente” o que corresponde a *perched springline* na classificação de Pedley (1990), e que as litologias da base não eram tufas e não deveriam ser agrupadas como tal. O mesmo autor ainda exclui as tufas atualmente em formação, uma vez que estas apresentam gênese distinta dos depósitos caracterizados em seu trabalho.

Os depósitos de tufas estão associados à praticamente todas as drenagens que cortam o planalto da Bodoquena, onde as águas que percorrem estas ajudam a desenvolver o relevo cárstico do referido planalto, dissolvendo e entalhando os calcários do Grupo Corumbá (Ediacarano) e assim adquirindo carbonato necessário para gerar os depósitos de tufas nas drenagens subseqüentes (BOGGIANI, 1998; BOGGIANI et al., 1999; SALLUN FILHO, 2005; OLIVEIRA et al., 2008b).

Dentre os tipos de tufas classificadas por Pedley (1990) e Ford e Pedley (1996), podemos observar na Serra da Bodoquena, segundo Boggiani e Coimbra (1995) e Boggiani *et al.* (1999), os depósitos autóctones de esteiras planctônicas (*phytoherm tufa*) sob forma de barragens (*barrage model*) e cachoeiras (*cascade model*), e os depósitos de tufas clásticas (*phytoclast tufa* e *microdetrital tufa*) sob forma de depósitos inconsolidados (*paludal model* e *lacustrine model*) contendo restos vegetais e de moluscos que ocorrem em meandros abandonados pretéritos, nos fundos dos paleo-rios, e em paleo-lagos, agora não existentes.

2.3. Caracterização Geomorfológica

A Serra da Bodoquena corresponde geomorfologicamente a unidade de relevo Planalto da Bodoquena (ALVARENGA *et al.*, 1982), tendo sido classificada como Serra da Bodoquena na primeira descrição (ALMEIDA, 1965). As adjacências da Serra (ou planalto) da Bodoquena são caracterizadas pela Depressão do Rio Miranda, Planalto de Maracaju-Campo Grande, Depressão do Rio Paraguai e as Planícies e Pantanaís Mato-grossenses (ALVARENGA *et al.*, 1982).

O Planalto da Bodoquena (ALVARENGA *et al.*, 1982) ou Serra da Bodoquena (ALMEIDA, 1965), constitui um conjunto de serras orientadas na direção N-S, com relevo dissecado, característico de regiões cársticas, que atua como relevante divisor de águas (ALVARENGA *et al.*, 1982; SALLUN FILHO, 2005), e em conjunto com o planalto de Maracaju-Campo Grande aparentam representar remanescentes da chamada Superfície Sul-Americana, de idade provável miocênica (KING, 1956). O substrato geológico da Serra da Bodoquena é composto pelas rochas carbonáticas e terrígenas do Grupo Corumbá (Ediacarano), constituída predominantemente por pacotes calcíticos puros das formações Tamengo e Bocaina.

3. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE TUFAS CALCÁRIAS

O termo tufa representa um tipo de depósito carbonático formado em águas doces com temperatura próxima à do ambiente, altamente poroso e que tipicamente contém vestígios biológicos, tais como micrófitas, macrófitas, invertebrados e bactérias (FORD, 1989; PEDLEY, 1990; FORD et al., 1996).

Tais depósitos são particularmente comuns em sucessões quaternárias, estando sempre associados a exposições de rochas carbonáticas (FORD; PEDLEY, 1996). Estes depósitos podem ser restritos a cachoeiras e nascentes ou podem cobrir grandes áreas (quilométricas), como é o caso dos depósitos da Serra das Araras em Mato Grosso (CORREA, 2006; CORREA; AULER, 2006; CORREA et al., 2007) e dos depósitos da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 1999; OLIVEIRA et al., 2008b), aqui abordados.

As tufas formam-se nos mais variados tipos de climas, de semi-árido (ORDOÑEZ et al., 2005; MOEYERSONS et al., 2006) a tropical úmido (CARTHEW et al., 2006; OLIVEIRA et al., 2008b), apresentam-se sob litotipos igualmente variados, de bem cimentados e laminados a pulverulentos e maciços.

O traço sedimentológico fundamental é a dominância de carbonato de cálcio em granulações finas (argila a areia) precipitado em decorrência de atividade biológica. Baixíssimos teores de terrígenos são registrados nestes depósitos (BUCCINO et al., 1978; BRANCACCIO et al., 1986; EMEIS et al., 1987; PEDLEY et al., 1996; TURNER et al., 2005).

O uso do termo “tufa” é ainda controvertido no Brasil, apesar de amplamente empregado na literatura internacional (FORD, 1989; PEDLEY, 1990; FORD; PEDLEY, 1996). Sendo este uma derivação do termo *tophus*, utilizado por Plínio e por todo Império Romano (Figura 3.1), empregado na descrição de qualquer depósito “esbranquiçado e friável”, carbonático ou vulcânico (FORD; PEDLEY, 1996). Com a adoção do termo tufo vulcânico para a denominação do material piroclástico, o termo tufa passou a ser empregado exclusivamente ao produto da precipitação de carbonato de cálcio em água doce, e desta forma a ser tratado como sinônimo de travertino (FRITZ, 1965; BUCCINO et al., 1978; D’ARGENIO et al., 1983; BRANCACCIO et al., 1986; PENTECOST et al., 1989; PENTECOST, 1995), embora o termo tufa já fosse aplicado em publicações desde 1900 (DAVIS, 1900).

Como o termo travertino ultimamente é empregado em depósitos carbonáticos associados a fontes hidrotermais, e ligados exclusivamente às bactérias tolerantes ao calor e à deposição por diminuição de temperatura (CHAFETZ et al., 1984; FORD, 1989), este sinônimo foi abandonado em definitivo após a publicação de Ford e Pedley (1996), e o termo tufa, para estes sedimentos carbonáticos, passou a ser amplamente empregado para calcários continentais formados em águas não termais..

Figura 3.1 – Coliseum, Roma. Construído com tufas carbonáticas e travertinos (Fotografia de Rogério Brandi de Souza)

Vale ressaltar que os depósitos de tufas, além de não serem confundidos com os travertinos, também não devem ser confundidos com depósitos de sinter¹ e espeleotemas formados na zona afótica de cavernas, já que nestes a formação dos cristais está diretamente ligada a processos físico-químicos, sem influência de processos biológicos (PEDLEY, 1990; FORD; PEDLEY, 1996). Quanto aos espeleotemas formados em zona fótica, estes podem ser considerados muitas vezes, tufas, por terem sua gênese dependente de atividade biológica de algum tipo de vegetal, alga ou cianobactéria.

¹ Depósitos silicosos, precipitados em fontes hidrotermais.

3.1. Tufas Calcárias no Mundo

As interações entre plantas e algas e a deposição de carbonato de cálcio vêm sendo observadas como um importante fator desde 1900, através do trabalho de Davis (1900) onde este relata tal influência e destaca: “...há influência de plantas na sedimentação de depósitos silicosos e tufas calcárias ao redor de fontes de água-doce... (traduzido de DAVIS, 1900, p.485)”. Neste mesmo trabalho ainda encontramos referências a autores que sugerem tal influência para depósitos na Europa (COHN, 1862² apud DAVIS, 1900) e na América do Norte (WEED, 1889).

Embora relatados desde 1862 os depósitos de tufas começaram a ser descritos com mais profundidade a partir da década de 1960 (SCHOLL et al., 1964), quando a importância da contribuição algácea na gênese das tufas começou a ficar evidenciada. Trabalhos realizados na região de Schwäbische Alb na Alemanha, contaram com as primeiras análises químicas e petrográficas das tufas (IRION et al., 1968). Este último trabalho apresenta um panorama biológico a cerca da formação das tufas da referida região, descrevendo-as em três grupos, de acordo com a associação biológica: *Algal Tufas* (*Cyanophyceae*, *Xantophyceae*, *Chlorophyceae* e *Rhondophyceae*), *Moss Tufa* e *Calcareous Sinter* (sem participação biológica). Já em 1978, no vale do rio Tanagro, região de Campania, Itália, Buccino et al. (1978) descreveram os depósitos de tufas através de análises geográficas, geomorfológicas, sedimentológicas, petrográficas, geoquímicas e isotópicas. Os depósitos tiveram a origem termal, atribuída aos travertinos, questionada, devido às análises de isótopos ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) que indicavam temperatura de gênese entre 30 e 45°C, e também pela grande associação com restos fósseis de plantas aquáticas, algas macroscópicas (*Chara* sp., por exemplo) e cianobactérias (*Phormidium* sp. e *Schizothrix* sp., por exemplo), moluscos e ostracodes que não são tolerantes ao calor.

Em 1983, uma primeira proposta de classificação das tufas é feita por Ordoñez e Garcia Del Cura (1983), e em 1986 outra classificação (BRANCACCIO et al., 1986), levando em conta basicamente a litificação ou não do depósito, separa os depósitos em *Travertini Detritici* (detríticos, inconsolidados) e *Travertini Autoctoni*

² Cohn, F. Über die Algen des Karlsbader Sprudels, mit Rücksicht auf die Bildung des Sprudelsinters. *Abhandlungen der Schlesischen Gesellschaft für Väterlandische Kultur*, v.2, p.35–55, 1862.

(autóctones, consolidados). Nota-se que ainda o termo travertino era empregado como sinônimo de tufa.

Em 1990, Pedley (1990) publicou uma classificação que além da litificação levou em conta inclusões biogênicas e o ambiente de formação, se utilizando dos conceitos de classificação de carbonatos mais aceitos, como a classificação de Dunham (1962), passando assim a representar a forma de classificação mais completa e amplamente difundida sobre tufas. Já 1996, Pedley *et al.*, (1996) apresentou uma complementação à sua classificação anterior, dividindo a classificação das tufas em ambientes quente e semi-árido e fresco e temperado.

A partir dos trabalhos de Buccino *et al.* (1978), depósitos de tufas foram descritos, contemplando dados geoquímicos e isotópicos, em todos os continentes, com exceção da Antártida. No trabalho de Ford e Pedley (1996) é apresentada uma compilação destas ocorrências, dando um panorama global às ocorrências de tufas, cujo conhecimento era restrito apenas aos depósitos da Europa e América do Norte (PENTECOST, 1995).

Ocorrências descritas na China (PACHUR *et al.*, 1995; YOSHIMURA *et al.*, 2004), em Papua Nova Guiné (HUMPHREYS *et al.*, 1995), Japão (KANO *et al.*, 2003; KAWAI *et al.*, 2006; HORI *et al.*, 2008), Austrália (CARTHEW *et al.*, 2003; CARTHEW *et al.*, 2006), Peru (BOULANGÉ *et al.*, 1981) e Bolívia (ROUCHY *et al.*, 1996) trouxeram as pesquisas a cerca do tema para fora do ambiente temperado, mostrando que importantes variações podem ocorrer nos depósitos em função do clima (PEDLEY *et al.*, 1996), principalmente quando tratam de uma ocorrência em região tropical (CARTHEW *et al.*, 2003, CARTHEW *et al.*, 2006).

3.1.1. Tufas Calcárias no Brasil

No Brasil, a primeira menção a tufas calcárias é feita por Almeida (ALMEIDA, 1945), no trabalho “*Geologia do Sudoeste Matogrossense*”, onde são descritos os tipos aflorantes na região de Corumbá. Em 1965 (ALMEIDA, 1965), o mesmo autor menciona:

“A Formação Xaraiés constitui-se de travertinos mais ou menos concrecionados, às vezes seixosos, e tufa calcária. Têm cores creme claro a cinza. Não raro, possuem impressões de folhas e galhos de angiospermas. Ocupam terraços nos vales de alguns rios, o Aquidabã, o Formoso e outros, ou ainda se dispõem em situações sem relação clara com

a drenagem atual... Depósitos especialmente comparáveis à Formação Xaráies vêm se constituindo nos leitos de alguns rios modernos, como vimos no Cachoeirinha, Formoso e Aquidabã.”

Na mesma região, temos o trabalho de Boggiani e Coimbra (1995), que descreveu de forma mais detalhada as tufas e compôs uma relação estratigráfica entre os depósitos de carbonatos da região do Pantanal. Boggiani coordenou um trabalho (BOGGIANI et al., 1999) que sugere a elevação da região a Patrimônio Natural da Humanidade, ressaltando ainda mais a importância dos depósitos da Serra da Bodoquena. Por fim, estes depósitos são estudados indiretamente em mais quatro trabalhos, sendo um sobre datações pelo método Urânio/Tório (RIBEIRO et al., 2001), outros dois sobre a geomorfologia da região (SALLUN FILHO et al., 2004; SALLUN FILHO, 2005) e um último sobre a fauna associada aos depósitos (UTIDA et al., 2007). Já diretamente, temos o trabalho de Oliveira et al. (OLIVEIRA et al., 2008b), que apresenta os depósitos a serem discutidos neste trabalho.

Em outra localidade, geologicamente associada aos depósitos descritos por Almeida em Corumbá e na Serra da Bodoquena, temos os depósitos da Serra das Araras, na Província Serrana, norte da Faixa Paraguai. Tais depósitos foram descritos nos trabalhos de Almeida (1965) e Correa (2006) como depósitos do tipo *vertente* (perched springline, segundo a classificação de Pedley e Ford, 1996), estes também se apresentam próximos a depósitos ainda ativos, muito semelhantes aos encontrados na Serra da Bodoquena.

Fora do Centro-Oeste brasileiro, a outra descrição significativa de depósitos de tufas calcárias no Brasil recai sobre a região de Campo Formoso, BA, sendo que o enfoque destes estudos realizados foi a flora e a fauna associadas (CRISTALLI, 2006; CRISTALLI et al., 2007).

Outras localidades podem ser citadas como de ocorrência de tufas calcárias, como a região de Itaboraí, RJ, (SANT`ANNA et al., 2004), a região de Mambai, GO (visita de campo), e as ocorrências do nordeste brasileiro (Paraíba e Ceará) (DUARTE et al., 1980a; DUARTE et al., 1980b), em regiões cársticas onde condições localizadas possibilitaram a formação de pequenos depósitos.

3.2. Classificações de Tufas Calcárias

As classificações existentes sobre tufas calcárias são ainda controvertidas. Na literatura é possível identificar diversos pontos de consenso (EMEIS et al., 1987; PEDLEY, 1990; FORD; PEDLEY, 1996; ANDREWS; BRASIER, 2005) quanto a descrição e interpretação dos depósitos, mas não quanto à classificação. Os autores optaram por classificações restritas a determinados e específicos aspectos das tufas calcárias, sem interdisciplinaridade, como a classificação botânica (IRION; MÜLLER, 1968; BUCCINO et al., 1978), a classificação físico-química (ORDOÑEZ et al., 1983) e as classificações geológicas (BRANCACCIO et al., 1986).

Apenas em 1996, Martin H. Pedley e Trevor Ford (FORD; PEDLEY, 1996) apresentaram uma classificação baseada em ambientes genéticos e fatores biogeoquímicos, levando ainda em consideração todos os outros fatores utilizados nas classificações anteriores. Podemos dizer que a partir destes trabalhos é que o estudo de tufas calcárias passou de descritivo a interpretativo, já que se tornou possível inserir os depósitos tufáceos em um ambiente específico.

3.2.1. Histórico das Classificações

As primeiras tentativas de classificação de tufas calcárias remontam aos estudos puramente descritivos realizados no fim do século XIX (DAVIS, 1900), mas apenas em 1968 (IRION; MÜLLER, 1968) começou a se utilizar sistemática de classificação ligada diretamente à complexidade das tufas, neste caso com uma abordagem botânica. Assim, Irion e Muller (1968) apresentaram a classificação exposta a seguir (Quadro 3.2.1.1), onde os depósitos da Alemanha foram classificados de acordo com a espécie vegetal predominante na sua gênese. Vale ressaltar que na referida época, as cianofíceas eram consideradas algas, classificação não aceita nos dias atuais.

Quadro 3.2.1.1 – Classificação das tufas de Schwäbische Alb, Alemanha, segundo Irion e Müller (1968)

Tufas Algaís	Tufas de Musgo	Sinter Calcário
<i>Cyanophyceae</i>	Representa a maioria das ocorrências de tufas recentes, representadas pelas espécies <i>Eucladium verticillatum</i> e <i>Bryum verticulusum</i> .	Representa as incrustações de calcita, sem a influência biológica.
<i>Xantophyceae</i>		
<i>Chlorophyceae</i>		
<i>Rhodophyceae</i>		

(Modificado de IRION; MÜLLER, 1968, p.158-159)

Em 1978, os estudos de Buccino *et al.* (1978) no vale do rio Tanagro, Campania, Itália, permitiram a visualização, de uma forma mais ampla, das diversas influências do ambiente na gênese das tufas, distinguindo o processo de sedimentação *in situ* do processo de sedimentação livre, por incrustação de partículas vegetais e precipitação direta. A partir desta proposta de classificação (Quadro 3.2.1.2), a ênfase passou a ser dada na caracterização e distinção entre componentes autóctones e alóctones das tufas calcárias. O termo “travertino” foi empregado na concepção antiga, mais ampla, já que, atualmente esse termo é empregado apenas para carbonatos continentais em águas termais (CHAFETZ; FOLK, 1984; FORD; PEDLEY, 1996).

Quadro 3.2.1.2 – Classificação dos travertinos do Vale do rio Tanagro, Campânia, Itália, segundo Buccino *et al.* (1978).

Travertino estromatolítico e Travertino fitothermal	Travertino fitoclástico e Areia calcária
Derivados da incrustação <i>in situ</i> sob suporte vegetal.	Derivados de areia calcária e fragmentos vegetais incrustados.

(Modificado de BUCCINO *et al.*, 1978, p.642)

Classificação com ênfase na gênese foi proposta por Ordoñez e Garcia del Cura (1983) em seu trabalho na Espanha Central, com base na importância da influência da energia do meio no processo de gênese das tufas, classificando os depósitos em função dos mecanismos de liberação de CO₂ (desgasificação), entre eles a agitação da água (Quadro 3.2.1.3). A presença da vegetação associada passa a ser observada como suporte para a incrustação/deposição e como mais um mecanismo de liberação de CO₂.

Quadro 3.2.1.3 – Modelo conceitual dos carbonatos fluviais da Espanha Central, segundo Ordoñez e García del Cura (1983)

Suporte de colonização	<p>Mecanismos de desgasificação</p> <p>Biológico ←————— Agitação</p> <p>Energia</p> <p>Baixa ←————— Alta</p>	
Plantas vivas Fundo de canal Objetos erráticos	<p>Fácies de tubos verticais e cruzados</p> <p>Tufa musgo e planar</p> <p>Estromatólitos mamelonares</p> <p>Oncólitos</p> <p>Ooids</p> <p>Alta densidade ←————— Baixa densidade</p> <p>colonização</p>	Carbonatos fluviais detríticos
	Carbonatos biogênicos	Carbonatos Bioclásticos

(Modificado de ORDOÑEZ; GARCIA DEL CURA, 1983, p. 495)

Proposta de classificação de tufas com base na classificação de carbonatos de Dunham (1962) foi formulada por Brancaccio et al. (1986) (Quadro 3.2.1.4). Nessa classificação foi mantido o esquema básico de separação entre componentes autóctones e alóctones, inicialmente proposto por Buccino et al, (1978), porém com maior aprofundamento na caracterização textural.

Quadro 3.2.1.4 – Esquema de classificação dos *travertinos* da Itália Centro-Meridional, segundo Brancaccio et al. (1986)

TRAVERTINO DETRÍTICO (TRANSPORTE LIMITADO OU INEXISTENTE)					TRAVERTINO AUTÓCTONE (INCROSTRAÇÃO <i>IN SITU</i>)			
Menos de 10% de grãos fitoclásticos 								

(Modificado de BRANCACCIO et al., 1986, p. 268, segundo DUNHAM, 1962)

No ano de 1990, Pedley (1990) apresentou um trabalho de classificação dos tipos de tufas calcárias, levando em conta além do conteúdo vegetal e petrográfico (Quadro 3.2.1.5), o ambiente onde as tufas calcárias são depositadas (Quadro 3.2.1.6). A facilidade de emprego na classificação dos depósitos tornou este trabalho referência em análise e classificação de tufas calcárias.

Quadro 3.2.1.5 – Classificação de Tufas, segundo Pedley (1990)

Depósitos Autóctones		Depósitos Clásticos	
Tufa Fitothermal	Framestone	Tufa Fitoclástica	
		Tufa Cyanólita “oncoidal”	
		Tufa Intraclástica	
	Boundstone	Tufa Microdetritica	Tufa Micrítica
			Tufa Peloidal
		Paleossolos tufáceos	

(Modificado de PEDLEY, 1990, p.144-145)

Quadro 3.2.1.6 – Modelos de ambientes formadores de tufas, segundo Pedley (1990)

Ambiente	Sub-Ambiente
Vertente	Depósitos Proximais
	Depósitos Distais
Cachoeira	
Fluvial	Entrelaçado
	Barragem
Lacustre	
Paludal	

(Modificado de PEDLEY, 1990, p.144-145)

Em 1996, Ford e Pedley (1996) publicaram uma classificação (Quadro 3.2.1.7) que leva em conta inclusões biogênicas, ambiente de formação e definições petrográficas e sedimentológicas, além de compilar os progressos obtidos em outros trabalhos sobre classificação de tufas, nos quais os preceitos de sua classificação original (PEDLEY, 1990) haviam sido abordados sem integração (BUCCINO et al., 1978; ORDOÑEZ; GARCIA DEL CURA, 1983; BRANCACCIO et al., 1986; PEDLEY, 1990). Sendo assim, trata-se de uma classificação generalizada, passível de aplicação em qualquer tipo de depósito, o que explica o fato de vir a ser a mais aplicada ultimamente.

Quadro 3.2.1.7 – Classificação de tufas, segundo Ford e Pedley (1996)

Alóctone		Autóctone
Tufa Microdetritica	Tufa Macrodetritica	Tufa Fitothermal
Matriz Suportado		Clásto Suportado
Tufa Micrítica	Tufa Oncoidal e Cyanólita	Camadas de micrita e peloides (tipo estromatolítico) Microermal, forma de colônias de bactérias Forma de coral, com macrofitas recobertas e cimento micrítico
Tufa Peloidal		
Tufa Sapropelítica (rica em restos orgânicos)	Tufa Intracústica	
Tufa Litoclástica (rica em restos inorgânicos)	Tufa Fitoclástica	
	Tufa Litoclástica	
<i>Lime Mudstone</i>	<i>Wacke/Packstone</i> <i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>

(Modificado de FORD; PEDLEY, 1996, p. 130)

O acompanhamento do histórico das classificações das tufas calcárias mostra gradual evolução rumo à classificação completa, que contemple todos os fatores que determinam os diferentes depósitos. O trabalho de Ford e Pedley (1996) permite que a classificação das tufas calcárias não seja meramente descritiva e a torna interpretativa, demonstrando assim a relevância destes depósitos na composição de um ambiente. A utilização de preceitos universais de geologia, como a classificação de Dunham (1962), torna esta classificação de fácil compreensão, o que também contribui para que esta seja adotada para caracterização dos depósitos a serem apresentados neste trabalho.

3.3. Gênese das Tufas Calcárias

As tufas são formadas por uma combinação de processos de precipitação físico-químicos e biológicos, nos quais a liberação de CO_2 é o processo responsável pela precipitação do CaCO_3 . A formação dos depósitos de tufas se dá pela presença de organismos microbianos (bactérias e cianobactéria) em colônias, que apresentam um filme (biofilme) capaz de “capturar” os micro-cristais de CaCO_3 formados.

Desta forma, podemos entender os processos formadores dos depósitos de tufas como um conjunto de processos físicobioquímicos responsáveis pela precipitação, incrustação e ciclicidade do sistema, ocasionando a formação de depósitos de variada extensão, intimamente associados à atividade biológica e características do meio físico em que se formam.

Devido à relação entre as tufas calcárias e as características climáticas no momento de sua deposição (PEDLEY et al., 1996; CARTHEW et al., 2003; CARTHEW et al., 2006; ANDREWS, 2006), os depósitos tropicais devem ser analisados sob ótica específica (PEDLEY et al., 1996; CARTHEW et al., 2003; CARTHEW et al., 2006), já que a proliferação biológica e a deposição do carbonato em si são diretamente afetadas e intensificadas pela manutenção, durante todo o ano, de elevada temperatura média e alta disponibilidade hídrica.

3.3.1. A geoquímica do Carbonato de Cálcio

Dentre os tipos carbonáticos continentais, as tufas e os espeleotemas se destacam por serem os tipos que menos dependem de condições físico-químicas especiais para formação. Ao contrário dos calcretes que dependem diretamente de processos de evaporação e precipitação, relacionados a processos pedogenéticos em clima árido a semi-árido (TUCKER, 1990; WRIGHT et al., 1991) e os travertinos associados a fontes hidrotermais, com águas aquecidas a pelo menos 40°C (CHAFETZ; FOLK, 1984; TUCKER, 1990; TUCKER, 2001).

As tufas diferem dos espeleotemas de zona afótica quanto à influência orgânica na precipitação, ausente nos espeleotemas afóticos. Já os espeleotemas de zona fótica e de transição, fitocárste, são um híbrido de tufa e espeleotema afótico, tendo gênese controlada ora por fatores biológicos ora por fatores físicos (FORD et al., 1989; CASTANIER et al., 1999).

A caracterização da gênese das tufas, no âmbito conceitual, deve ser subdividida em duas partes: fonte de carbonato e precipitação. A primeira envolve fatores como pureza da rocha fonte, abundância hídrica e relevo. Já o segundo envolve fatores como relevo, estruturas regionais (os quais influenciam a energia dos cursos d'água) e abundância hídrica e clima (CHAFETZ; FOLK, 1984; TUCKER, 1990).

Os processos de dissolução do carbonato de cálcio dependem de fatores físico-químicos como pressão de $\text{CO}_{2(g)}$ (idealmente elevada), temperatura (idealmente baixa) e pH (idealmente baixo). A combinação destes fatores gera uma solução capaz de dissolver o carbonato de cálcio em rochas carbonáticas pré-existent, e se as condições geomorfológicas e hídricas permitirem, que os íons resultantes desta dissolução, form. (3.3.1.1), sejam transportados até locais onde o estado de equilíbrio obtido na dissolução seja perturbado. No caso de carbonatos continentais, depositados em rios, nascentes e lagos de áreas cársticas, estes próprios corpos d'água encarregam-se de dispor ao meio os referidos fatores (SUGUIO, 1980; DEAN, 1981; FORD; WILLIAMS, 1989; TUCKER, 1990; TUCKER, 2001). A precipitação do carbonato de cálcio está associada a uma nova conjunção de fatores físico-químicos: temperaturas da superfície (idealmente entre 10°C e 30°C), pressões baixas (idealmente superficiais, 1 bar), pH básico, íons de Cálcio (Ca^{2+}) em solução e dióxido de carbono ($\text{CO}_{2(g)}$) em solução. Este conjunto de fatores propicia uma solução instável, onde o estado de equilíbrio é facilmente perturbado, ocasionando a precipitação do carbonato de cálcio (CaCO_3) (SCHOLL; TAFT, 1964; CHAFETZ; FOLK, 1984; EMEIS et al., 1987; FORD; WILLIAMS, 1989; TUCKER, 1990; FORD; PEDLEY, 1996; CASTANIER et al., 1999; TUCKER, 2001). No caso dos carbonatos de água doce, sejam espeleotemas ou tufas, a perda do $\text{CO}_{2(g)}$ é o fator fundamental para a precipitação do carbonato de cálcio ($\text{CaCO}_{3(s)}$) já que a molécula de ácido carbônico (2HCO_3^- (aq)) é altamente instável (CHEN et al., 2004; CARTHEW et al., 2006).

A liberação do $\text{CO}_{2(g)}$ em água doce pode ser induzida por simples turbulência, gerada pela passagem do fluxo d'água sobre uma corredeira ou cascata, precipitação física (mecânica), ou pela atividade de bactérias, algas, cianobactérias e plantas, que liberam o $\text{CO}_{2(g)}$ em decorrência de suas atividades metabólicas, precipitação biológica (SCHOLL; TAFT, 1964; BUCCINO et al., 1978; FORD, 1989; ROBBINS et al., 1992; RIDING, 2000; ARENAS, 2007). Tal reação se vale da instabilidade da molécula 2HCO_3^- (aq) e da presença de Ca^{2+} livre na solução (SCHOLL; TAFT, 1964; DEAN, 1981; FORD, 1989; CASTANIER et al., 1999; CHEN

Desta forma, podemos observar que no caso dos espeleotemas formados em zona afótica, há apenas precipitação química, por perda mecânica de $\text{CO}_{2(\text{g})}$. Já no caso da precipitação das tufas e dos espeleotemas fito-cársticos, temos um misto de precipitação física e biológica. Por fim, o que diferencia as tufas dos espeleotemas fito-cársticos é a taxa de precipitação, muito mais intensa nas tufas devido a sua constante submersão aquosa e à conseqüente presença maciça de algas e colônias de cianobactérias (esteiras algais) que provocam maior nucleação de carbonato de cálcio.

3.3.2. Processos de Incrustação

As tufas calcárias não seriam um depósito carbonático diferenciado se não ocorresse um fenômeno bioquímico e físico-químico que concentra o carbonato precipitado nos corpos d'água, ou seja, a nucleação. Podemos definir os processos de nucleação como os responsáveis pela formação dos depósitos químicos, entre eles os carbonáticos, já que são os responsáveis por “unir” as partículas (micro-cristais) em suspensão (VENABLES et al., 1984), evitando a dispersão das mesmas. O processo de incrustação se dá de duas formas: nucleação física e nucleação bioquímica.

A nucleação é a “captura”, física ou bioquímica, dos cristais, recém precipitados, e a conseqüente aglutinação dos mesmos, gerando uma camada (VENABLES et al., 1984). A captura física se dá devido à diferença de carga eletrostática entre os cristais ainda dispersos e a superfície onde se dará a nucleação (Figura 3.3.2.1) (VENABLES et al., 1984; CHAFETZ et al., 1991; TURNER; JONES, 2005).

Figura 3.3.2.1 – Ilustração do processo de nucleação física, sem escala, modificado de TURNER; JONES, 2005

Já a captura bioquímica se dá em decorrência dos produtos metabólicos de cianobactérias e algas (*Phormidium sp.* e *Chara sp.*, entre outras) que geram um muco protéico que recobre sua colônia, também conhecida como esteira algal ou biofilme (Figura 3.3.2.3), e é capaz de reter os cristais em suspensão, tanto por aderência quanto por diferença de carga eletrostática (como no caso físico) (Figura 3.3.2.2) (CHAFETZ; FOLK, 1984; CHAFETZ et al., 1991; FREYTET et al., 1998).

Figura 3.3.2.2 - Ilustração do processo de nucleação bioquímica, sem escala, modificado de EMEIS et al., 1987

Figura 3.3.2.3 – Esteiras microbianas, constituídas por cianobactérias, no leito do rio Betione, Bodoquena, MS

O processo de nucleação física pode ainda ser desencadeado por eventos biológicos (metabólicos). Como resultado do processo de fotossíntese das cianobactérias e algas, pequenas bolhas de oxigênio ($O_{2(g)}$) se formam, com a carga eletrostática igual a do substrato e, portanto, diferente da carga eletrostática dos cristais em suspensão, ocasionando a nucleação física como descrita acima (Figura 3.3.2.4; Figura 3.3.2.5; Figura 3.3.2.6) (CHAFETZ et al., 1991).

Figura 3.3.2.4 - Ilustração do processo de nucleação física, sem escala, modificado de CHAFETZ et al., 1991.

Figura 3.3.2.5 – Bolhas de $O_{2(g)}$ sendo incrustadas pelo processo de nucleação física, Córrego Seputá, Bonito, MS (07-TUF-07).

Figura 3.3.2.6 – Bolha, incrustada pelo processo de nucleação física em seção delgada, com polarizadores cruzados, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03C).

Vale ressaltar que a formação de biofilmes não é exclusividade dos carbonatos de cálcio de água doce, ocorrendo também em ambiente marinho, sob os mesmos preceitos bioquímicos e físico-químicos, associados à formação de microbialitos e estromatólitos (ROBBINS; BLACKWELDER, 1992; PERRY, 1999; RIDING, 2000).

3.3.3. A influência orgânica

Apenas a partir da década de 1990 (PEDLEY, 1990; CASANOVA, 1991; FOLK, 1993; FORD; PEDLEY, 1996; FREYTET; VERRECCHIA, 1998; GOLUBIC et al., 2000; LAVAL et al., 2000; PEDLEY, 2000; PEDLEY et al., 2006; PEDLEY et al., 2009), as tufas passaram a serem reconhecidas, assim como já eram os estromatólitos, como estruturas organo-sedimentares (microbiólitos), formadas a partir do aprisionamento de sedimento (CaCO_3), adesão do mesmo e precipitação, resultados do crescimento e da atividade metabólica de micro-organismos, principalmente cianobactérias e algas (WALTER, 1976; FREYTET; VERRECCHIA, 1998).

A atividade biológica na formação das tufas é visível, uma vez que na superfície de uma tufa há uma lâmina constituída por organismos vivos,

principalmente microbianos fotossintetizantes, com tamanhos entre 50 – 100 μm de (FREYTET; VERRECCHIA, 1998). Esses organismos proporcionam a precipitação de CaCO_3 e, assim, deixam evidências da atividade biológica. Tais evidências apresentam-se sob formas superficiais relativamente irregulares (macroscopicamente) nas tufas se comparado aos estromatólitos e corais, onde a proporção de componentes biológicos é maior (Figura 3.3.3.1).

Figura 3.3.3.1 – Tipos de incrustação, da esquerda para direita: irregular (tufas), nodular (estromatólitos e corais) e ramificada (corais), modificado de WRAY, 1977.

Duas funções que tornam a presença microbiológica tão importante são a fotossíntese e as substâncias extracelulares polimerizantes (SEP), também conhecidas como muco (MERZ-PREISZ, 2000; PEDLEY, 2000). O processo fotossintético utiliza o HCO_3^- (aq), que é transformado pela cianobactéria em CO_2 , para obtenção de energia e assim acaba por perturbar o equilíbrio químico da água, resultando na precipitação de CaCO_3 , como visto no item 3.3.1. Já as SEP, ou muco, são substâncias resultantes das atividades metabólicas das cianobactérias, que acabam por envolvê-las (Figura 3.3.3.2) e agrupá-las, transformando a colônia em um biofilme (ROBBINS; BLACKWELDER, 1992; FREYTET et al., 1996; ROUCHY et al., 1996; PERRY, 1999; STOLZ, 2000; RIDING, 2000).

Figura 3.3.3.2 – Esquema de seção transversal do tricoma³ de colônia de cianobactéria, mostrando a película de muco que recobre o primeiro, modificado de WRAY, 1977.

³ Conjunto de células organizadas linearmente (WRAY, 1977)

A geração do biofilme é parte vital da formação das tufas, uma vez que a combinação de bactérias realizando fotossíntese e secretando SEP (muco) torna possível a ação combinada de precipitação de CaCO_3 e o aprisionamento do mesmo, como descrito no item 3.3.2.

Quanto as especificação de tipos microbiológicos, cianobactérias e algas, envolvidos na formação das tufas temos, segundo Freytet e Verrecchia (1998), 44 espécies de Coccogonofícias, 122 de Hormogonofícias, 2 de Chrysophyícias, 35 de Chlorofícias, 3 de Xanthofícias, 3 de Rodofícias e 2 de Diatomáceas. Dentre as famílias citadas, temos os gêneros *Phormidium* e *Schizothrix* como os que ocasionam os mais representativos tipos de incrustação, tubulares e semi-radiais, sendo facilmente identificáveis (Figura 3.3.3.3, 3.3.3.4 e 3.3.3.5) (FREYTET; PLET, 1996; FREYTET; VERRECCHIA, 1998).

Figura 3.3.3.3 – Filamentos incrustados por CaCO_3 , atribuídos a *Phormidium* sp, em seção delgada, com polarizadores cruzados, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03B).

Figura 3.3.3.4 – Tubo de incrustação de um tricoma atribuído a *Phormidium* sp, raro, neste caso, por não integrar biofilme, imagem em MEV⁴, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).

Figura 3.3.3.5 – Estrutura semi radial, típica do *Schizothrix* sp., em seção delgada, Cachoeira Aquidabã, Bonito, MS (07-TUF-08A).

Em menor escala, mas não menos importante temos as denominadas nanobactérias, com atividades idênticas as das cianobactérias comuns. Muito comuns em travertinos associado a fontes termais (FOLK, 1993), algumas destas

⁴ Microscópio Eletrônico de Varredura

espécies puderam ser visualizadas em tufas da Serra da Bodoquena e de outras localidades do mundo (FREYTET; VERRECCHIA, 1998). Na figura 3.3.3.6 podemos observar nanobactérias idênticas às descritas por Folk (1993) em Bullicame, Itália.

Tais nanobactérias se apresentam sob forma de glóbulos colapsados ou esferas, não ultrapassando 1 μ m. Podem apresentar-se em aglomerados (Figura 3.3.3.6) ou dispersas, sendo que comumente estão associadas ao SEP das cianobactérias comuns (Figura 3.3.3.7) (FOLK, 1993).

Figura 3.3.3.6 – Aglomerados de nanobactérias (colapsadas) com dimensões inferiores a 1 μ m (indicadas pelas setas) e grão de pólen (esfera no centro da imagem), imagem em MEV, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).

Figura 3.3.3.7 – Nanobactérias e polens aderidos a vestígio de SEP (centro da imagem), imagem em MEV, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).

Quanto às algas macroscópicas, temos as famílias *Characeae* e *Nitellae* como importantes agentes de precipitação de CaCO_3 (PARCERISA et al., 2006; ARENAS, 2007). Estas algas podem precipitar CaCO_3 internamente, retendo o composto fruto do metabolismo nos girogônios⁵, e externamente, associadas a cianobactérias epifíticas (Figura 3.3.3.8 e 3.3.3.9) (ANADON et al., 2000).

⁵ Órgão reprodutor feminino da alga *Characeae*

Figura 3.3.3.8 – Cianobactérias epifíticas em talo (extremidade esquerda do talo) de alga *Chara sp.*, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).

Figura 3.3.3.9 – Detalhe da fotografia anterior: Cianobactérias epifíticas em talo (extremidade esquerda do talo) de alga *Chara sp.*, Cachoeira do Taika, Bonito, MS (07-TUF-03D).

A relevância das algas caráceas no processo de formação das tufas calcárias se faz da quantidade de CaCO_3 que estas precipitam (cerca de 70% de seu peso) e pela abundância com que ocorrem, cobrindo leitos de rios e lagos. Tal abundância gera, em sistemas de baixa energia, uma grande concentração de tubos

carbonáticos, compondo o sedimento do fundo do corpo d'água (Figura 3.3.3.9) ou servindo como “gérmen” para nucleação de mais carbonato (Figura 3.3.3.10) (DEAN, 1981).

Figura 3.3.3.9 – Incrustações carbonáticas em talos de alga Caracea no leito do rio Formoso, Bonito, MS (07-TUF-17).

Figura 3.3.3.10 – Algas incrustadas com CaCO_3 , nucleando mais CaCO_3 , espécie não identificada, rio Aquidaban, Bonito, MS (07-TUF-10).

Vale lembrar que além da contribuição das algas *Characeae* e *Nitellae*, qualquer planta que esteja em contato com a água, em ambientes ricos em íons de Ca^{2+} , acaba incrustada pelo CaCO_3 resultante dos processos fotossintéticos da própria planta (DEAN, 1981).

Com importância relacionada a nucleação de CaCO_3 temos os moluscos e ostracodes (DEAN, 1981), que através da gênese de suas conchas acabam por precipitar CaCO_3 , devolvendo o carbonato de cálcio, em forma de concha, para o sistema.

Outra questão investigada em detalhe sobre as tufas tem sido as causas da típica laminação e sua representatividade paleoclimática (ANDREWS; BRASIER, 2005). No geral, as tufas apresentam alternância de laminações milimétricas de micrita maciça e relativamente densa e com camadas mais espessas porosas, de 1 a 2 cm de espessura, de calcita mais cristalizada (*sparry crystalline calcites*).

Estudo de tufas modernas no Japão (KANO et al., 2003) demonstraram que as taxas de precipitação de carbonato de cálcio seriam maiores no verão e menores no inverno e primavera, o que resultaria na formação de lâminas calcificadas densas, devido a incrustação de calcita nos filamentos de cianobactérias e cimentação de porosidades alternadas com lâminas mais porosas e frágeis formadas no inverno, relação essa confirmada por dados de isótopos de C e O (ANDREWS; BRASIER, 2005). Essa alternância textural das lâminas seria uma resposta da maior crescimento das colônias de cianobactérias no verão, devido à maior temperatura e luminosidade.

Em estudo do gênero na Serra das Araras, MT (CORREA; AULER, 2006), temos uma associação da estratificação das tufas à sazonalidade sob uma ótica diferente, a da concentração de carbonato dissolvido na água. Segundo os autores, o período de maior precipitação seria o do inverno, no qual as águas estariam mais saturadas devido à menor disponibilidade hídrica na região. Já no verão, com o aumento das chuvas, as águas estariam mais diluídas, diminuindo as taxas de precipitação de carbonato de cálcio.

3.3.4. Isótopos estáveis de C e O em tufas calcárias

Devido à composição química das tufas calcárias, a sua utilização como indicador paleoambiental e paleoclimático, juntamente com os espeleotemas (HORVATINCIC et al., 2003), tem possibilitado a obtenção de dados em locais onde não ocorrem as espessas camadas de gelo das altas latitudes (ANDREWS et al., 1997). Assim como no gelo, a porosidade das tufas calcárias tem a capacidade de

aprisionar moléculas de oxigênio da atmosfera, preservando assim pequenas amostras (ANDREWS, 2006).

Análises baseadas no conteúdo de isótopos de C e O de tufas calcárias foram realizadas com sucesso na Inglaterra (ANDREWS et al., 1993; PAZDUR, 1988), Polônia e Índia (PAZDUR et al., 2002a; PAZDUR et al., 2002b), Espanha (ANDREWS et al., 2000), Leste Europeu (HORVATINCIC et al., 2000; LOJEN et al., 2004) e Estados Unidos (BENSON et al., 1996; MEYRICK et al., 2007) confirmaram tal potencial em tufas ativas, sendo que a análise de isótopos de O e C ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e datações através da série Urânio/Tório ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) (MALLICK et al., 2002; GARNETT et al., 2004; OWEN et al., 2007) e Carbono 14 (^{14}C) (MEYRICK; KARROW, 2007; OWEN et al., 2007), coletadas em diversos tipos de formações de tufas, permitiram a obtenção de dados relativos a mudanças na temperatura e no ambiente bem como sua relação temporal.

O estudo dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) possibilitam analisar o ambiente de deposição das tufas e assim obter informações de temperatura de precipitação e influência da rocha fonte do sedimento químico na precipitação (KEITH et al., 1964; ANDREWS et al., 1993; ANDREWS et al., 1997; ANDREWS, 2006). O controle dos valores isotópicos se dá através das variações de temperatura e pelos valores isotópicos da água de recarga no caso de $\delta^{18}\text{O}$ e segundo a contribuição orgânica e contribuição isotópica da rocha fonte para o $\delta^{13}\text{C}$ (ANDREWS et al., 1997; ANDREWS; BRASIER, 2005; ANDREWS, 2006).

No caso da Serra da Bodoquena a análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio pode exercer ainda um papel analítico na distinção dos carbonatos da Formação Xaraiés, já que a assinatura isotópica de calcretes (DEAN, 1981; TALMA et al., 1983; DEVER et al., 1987; ANDREWS et al., 1998; ALONSO-ZARZA et al., 2004), tufas calcárias (LOJEN et al., 2004; ANDREWS, 2006; O'BRIEN et al., 2006; LI et al., 2008) e travertinos (FRITZ, 1965; MANFRA et al., 1976; TURI, 1986; CHAFETZ et al., 1994; O'BRIEN et al., 2006) apresentam clara distinção, sendo os espeleotemas semelhantes às tufas (SCHWARCZ, 1986). Vale ressaltar ainda, a resposta interdigitada de alguns depósitos de calcretes com origem tufácea, na qual os pontos se dispersam entre o campo da tufas e o dos calcretes (Compilação dos dados isotópicos de: SUGUIO et al., 1980; ALONSO-ZARZA; ARENAS, 2004; ANDREWS et al., 1997; ANDREWS et al., 2000; BOGGIANI et al., 1999; BUCCINO

et al., 1978; CHAFETZ; LAWRENCE, 1994; FRITZ, 1965; HORVATINCIC et al., 2003; SINHA et al., 2006) (Figura 3.3.4.1).

Figura 3.3.4.1 – Diagrama de dispersão com a relação isotópica $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ em tufas calcárias, calcretes, travertinos e espeleotemas.

Investigação detalhada de isótopos de C e O em tufas ativas e águas associadas no Japão (HORI et al., 2008), demonstraram influência da sazonalidade nos registros isotópicos das tufas, principalmente nos valores de isótopos de O, com médias de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ ao redor de -7‰ e médias de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ entre -9 e 10‰ , com valores anômalos positivos de isótopos de O em meses de seca extrema, cuja anomalia estaria relacionada a processos de evaporação enquanto que as variações nos valores de isótopos de C estariam relacionados a processos de desgaseificação, mais intensos nas proximidades de ressurgências, e às variações desses isótopos nas chuvas.

3.4. Processos de Calcretização em Tufas Calcárias

Além dos processos de gênese de tufas calcárias, a Serra da Bodoquena também apresenta exemplos da atuação de processos de geração de calcretes nos depósitos tufáceos, representados pelas ocorrências da base da Formação Xaraiés (BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 1999).

A formação de calcretes ocorre em solos ou sedimentos carbonáticos, 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 (Figura 3.4.1) (TUCKER, 1990; WRIGHT; TUCKER, 1991).

Figura 3.4.1 – Mecanismos de precipitação de carbonato de cálcio em solos e sedimentos associados à calcretização em clima árido, modificado de WRIGHT; TUCKER, 1991.

Em amplos depósitos de micrito inconsolidado, como os observados na Serra da Bodoquena, pode-se facilmente observar os processos de calcretização, desde que tais locais sejam expostos às referidas condições climáticas (semi-árida), como a exemplo de localidades da Espanha (PLATT, 1989), Índia (TANDON et al., 1981) e EUA (KAHLE, 1977). O que diferencia os depósitos que aqui serão descritos do depósito dos EUA (KAHLE, 1977) é a origem marinha do micrito deste último, sendo, porém, os processos de calcretização idênticos.

Os tipos de calcretes observados na Serra da Bodoquena correspondem ao tipo pedogênico, formado em superfície como resultado direto da redução volumétrica (em função da dissolução dos carbonatos) e compactação causadas por processos evaporíticos; e o tipo freático (*groundwater*), formado na interface da zona freática com a zona vadosa, ocasionando, neste caso, a formação de pisólitos e vadóides (Figura 3.4.2) (MANN et al., 1979; TANDON; NARAYAN, 1981; PERYT, 1983b; TUCKER, 1990; WRIGHT; TUCKER, 1991).

Figura 3.4.2 – Esquema da gênese de calcretes, modificado de WRIGHT; TUCKER, 1991.

Quanto aos isótopos estáveis, os calcretes apresentam assinaturas particulares (DEAN, 1981; TALMA; NETTERBERG, 1983; ANDREWS et al., 1998; SINHA et al., 2006), permitindo análises distintivas entre carbonatos, como apresentado no sub-capítulo 3.3, uma vez que as condições evaporíticas tendem a resultar em valores isotópicos de oxigênio mais positivos (devido a evaporação do ^{16}O) (TALMA; NETTERBERG, 1983; ALONSO ZARZA, 2003; SINHA et al., 2006).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo foi realizado o levantamento dos tipos de tufas que se apresentam nos rios e em suas adjacências, permitindo identificar a composição e disposição em função da geologia e geomorfologia local as quais foram classificadas segundo Ford e Pedley (1996).

Optou-se por um caminhamento que pontuasse a maior área possível, mas com baixa densidade, levando-se em conta o detalhamento de mapeamentos prévios (SALLUN FILHO, 2005).

4.1. Revisão bibliográfica

A pesquisa foi atualizada e revisada durante todo o desenvolvimento do projeto, e permitiu definir o nível dos estudos sobre tufas calcárias no Brasil e no mundo. Como resultado da análise preliminar dos dados e a síntese das informações obtidas, foi possível compor mapas preliminares, planejar a etapa de campo, definir o modo de amostragem e quais tipos de análises laboratoriais seriam aplicadas para o material coletado. A padronização das citações e referências bibliográficas seguiu o modelo proposto pela ABNT (OLIVEIRA et al., 2005).

4.2. Sensoriamento remoto

Previamente aos trabalhos de campo foi realizada a análise de imagens de satélite ETM+ (NASA, 2007) e imagens topográficas SRTM (USGS, 2006). O processamento digital das mesmas permitiu a confecção de mapas, integrados a partir de mapas e esboços geológicos pré-existentes (LUZ et al., 1978; ALVARENGA et al., 2004; ALVARENGA; TROMPETTE, 1993; SALLUN FILHO, 2005), com o objetivo de apresentar a distribuição dos tipos de tufas e possíveis condicionantes geológicos e geomorfológicos.

4.3. Pontos de coleta de amostras

Com base nos trabalhos realizados na área de estudo (ALMEIDA, 1945; BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 1999; SALLUN FILHO, 2005), previamente estudados na fase de pesquisa bibliográfica, foram definidos como locais ideais para a coleta de amostras: as cachoeiras e barragens de tufas

presentes nas drenagens ativas e inativas; e os depósitos de tufas pulverulentas associados às margens dos corpos d'água na região.

Optou-se por amostrar depósitos ativos e inativos com a finalidade de compor um panorama evolutivos dos depósitos e a relação com os diferentes tipos de tufas.

Devido à abundância de ocorrências de tufas calcárias, os pontos aqui descritos não se limitaram a um único afloramento, e sim um conjunto de feições locais, representadas por vários afloramentos associados ou por grandes afloramentos contínuos.

A lista de pontos e suas respectivas características encontram-se no ANEXO 2.

4.4. Amostragem

Seguindo a metodologia de caminhar em campo, que procurou abranger o maior número de ocorrências, a coleta de amostras visou distintos tipos de tufas calcárias em diferentes níveis estratigráficos, sendo que um depósito foi estudado com detalhe estratigráfico (ponto 07-TUF-10). A catalogação das amostras seguiu a metodologia padrão das Geociências, na qual as amostras são coletadas, numeradas, etiquetadas e tem suas coordenadas obtidas com GPS (Garmin Etrex Summit®, 5 m de precisão). A numeração dos pontos amostrados foi elaborada com componentes de data e série, visando à melhor identificação das amostras dentro dos laboratórios onde foram processadas, utilizando a abreviação TUF para designar a presente dissertação [07 (ano) – TUF – 00xx (números em série e letra da amostra), ex. 07-TUF-08a].

4.5. Análises laboratoriais

Com o material coletado, com a devida localização e caracterização geológica do ponto amostrado, foram confeccionadas seções delgadas com impregnação por resina, para os materiais muito friáveis, para posterior descrição em microscópio petrográfico. A avaliação da granulometria, mineralogia, constituintes terrígenos, estrutura interna, relação intergranular do material carbonático e biogênico e a identificação dos microorganismos serviram para a classificação da tufa e

interpretação genética. Ainda foram realizadas seções de Microscópio Eletrônico de Varredura, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de varredura, IGc-USP.

As amostras coletadas foram tratadas no Laboratório de Tratamento de Amostras, IGc – USP, para que pudessem ser confeccionadas pastilhas prensadas e fundidas no Laboratório de Química, também no IGc – USP. Tais pastilhas foram submetidas à análise geoquímica pelo método de Fluorescência de Raios X, para elementos químicos maiores, menores e traços, no Laboratório de Fluorescência de Raios X, do IGc – USP.

Parte das amostras de tufas, também tratadas no Laboratório de Tratamento de Amostras, IGc – USP, foram analisadas quanto a composição isotópica de C e O no Laboratório de Isótopos Estáveis do CPGeo – Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc – USP, em procedimento no qual o CO₂ é extraído através da reação com ácido fosfórico a 100% (d> 1.92 g/cm³) sob vácuo, o que proporciona dados para compor as curvas de variação de isótopos de C e O.

As observações e amostragens foram efetuadas em cortes naturais de cachoeiras, muitos originados por desbarrancamentos naturais. Para as tufas pulverulentas, foram realizadas amostragem com trado helicoidal em áreas com maior potencial paleontológico.

5. CARACTERIZAÇÃO DOS CALCÁRIOS CONTINENTAIS DA SERRA DA BODOQUENA

As tufas calcárias da Serra da Bodoquena são identificadas ao longo de praticamente todas as drenagens, onde formam barragens, cachoeiras, pequenas cavidades e, logo abaixo das tufas fitohermais, depósitos micríticos inconsolidados (Figura 5.1). Além destes tipos *in situ*, também é possível observar diversas formas de recobrimento calcário de origem tufácea, tais como talos de algas revestidos, folhas, galhos e troncos de árvores (Figura 5.2). Como base da sequência composta por tufas fitohermais e tufas micríticas temos ainda ocorrências localizadas de calcretes, descritos em Corumbá, MS (ALMEIDA, 1945; ALMEIDA, 1965) e identificados na Serra da Bodoquena (OLIVEIRA et al., 2008a) compostos por pisóides, vadóides e ocorrências maciças (Figura 5.3).

Figura 5.1 – Barragem de tufas no rio Formoso (A); Cachoeiras de tufas no rio Formoso (B); Cavidade originada pelo crescimento de tufas no sítio do Taika (C); Micritos na cava da Mineração Xaraiés (D).

Figura 5.2 – Sedimento carbonático na fração areia grossa, leito do rio Formoso (A); Folhas incrustadas, rio Aquidaban (B); Galho com tufas, rio Mimoso (C); Tronco incrustado, rio Aquidaban (D).

Figura 5.3 – Calcrete pisolítico, rio Formoso (A); Calcrete intraclástico, Bonito, MS (B).

Dentre os referidos tipos de tufas calcárias, temos as fitohermais sob forma de barragens, cachoeiras e as microdetriticas, sob forma de depósitos micríticos. Já no caso dos calcretes, temos calcretes pisolíticos e autoclásticos.

No caso das represas e cachoeiras, a estruturação se dá em camadas de 2 a 3 cm de espessura, porosas e com filamentos calcíticos verticais, paralelos entre si. Entre as camadas de filamentos verticais, existe uma lâmina milimétrica de calcita maciça e endurecida. Nessas lâminas de calcita maciça é que se encontram moldes de folhas de plantas (Figura 5.4).

Figura 5.4 – Moldes de folhas de plantas, rio Mimoso (07-TUF-03)

Já os depósitos de micritos inconsolidados, apresentam estruturação maciça e grande quantidade de conchas de moluscos aquáticos. Apresentam-se na forma de depósitos tabulares de espessura que varia de 0,5 a 6 metros, geralmente cobertos por camada de solo preto, situados às margens de rios atuais, e em alguns casos, sendo facilmente lavrados para uso como corretivo de solo ou como componente para ração animal.

Os calcretes identificados pela primeira vez na Serra da Bodoquena ocorrem sob forma de corpos maciços e sob forma de lentes de vadóides, na base dos depósitos micríticos. Temos ocorrências no leito do rio Formoso, próximo à Mineração Xaraiés (Ponto 07-TUF-02) e nos arredores da cidade de Bonito, em área destinada a um condomínio (Ponto 07-TUF-16). As exposições desses calcretes são restritas, de tal forma que não é possível ainda observar detalhes que possibilitem distinguir se correspondem a calcretes pedogenéticos ou a calcretes freáticos (*groundwater calcretes*).

5.1. Tufas calcárias Fitohermais (*Fluvial type – Phytoherm tufa*)

As tufas calcárias fitohermais apresentam-se em praticamente todas as drenagens da Serra da Bodoquena, sejam estas ativas ou inativas, inclusive nas que ultrapassam os limites da serra, como o Rio Perdido, de tal forma que se observa a formação de tufas sobre granitos e gnaisses do embasamento (Bloco Rio Apa). Podem ser visualizadas sob forma de barragens (*barrage tufa*), cachoeiras, e escorrimentos (*perched springline*) que revestem encostas na forma de estruturas métricas com típica forma de concha com a convexidade para cima (Figura 5.1.1). O crescimento das tufas nas encostas chega a envolver espaços vazios, formando cavernas atípicas, como a observada na Fazenda do Taika (ponto 07-TUF-05), uma vez que são originadas por processos acrecionais e não por dissolução da rocha, como comumente é observado.

Em decorrência dos processos acrecionais, as laminações são as estruturas mais notáveis deste tipo de tufa. Representando ciclos deposicionais, as laminações compreendem eventos de deposição intercalados por eventos nos quais a deposição ou cessa ou diminui drasticamente, possivelmente indicando sazonalidade.

As tufas fitohermais encontram-se bem representadas nas drenagens dos rios Mimoso, Aquidaban, Betione e Formoso (ANEXO 1), aqui descritos.

Figura 5.1.1 – Camadas de crescimento de tufas calcárias na cachoeira do Aquidaban (07-TUF-08).

5.1.1. Tufas fitohermais do Rio Mimoso

Os afloramentos de tufas calcárias do rio Mimoso (07-TUF-03, 04, 05 e 06) são contemplados com abrangência no Parque das Cachoeiras e na propriedade do Sr. Taica, apresentando barragens (Figura 5.1.1.1), cachoeiras (Figura 5.1.1.2) e uma pequena gruta acrescional formada pelo crescimento das tufas (Figura 5.1.1.3). Nessa região, as tufas são ativas e inativas, e os registros fitohermais apresentam grande preservação estrutural, permitindo a observação do contato litológico das tufas calcárias da Formação Xaraiés com os calcários dolomíticos da Formação Bocaina, expostos no leito do rio. Apresentam também grande preservação fóssilífera, permitindo a observação de restos vegetais incrustados pelo crescimento da tufa calcária (Figura 5.1.1.4).

Parte do leito do Rio Mimoso ainda é composto por micrítos inconsolidados, caracterizados como tufa microdetritica devido à grande quantidade de gastrópodes identificados, em posição de vida, nas margens do rio.

Figura 5.1.1.1 – Barragens de tufas calcárias no rio Mimoso (07-TUF-03).

Figura 5.1.1.2 – Cachoeira de tufas calcárias no rio Mimoso (07-TUF-03).

Figura 5.1.1.3 – Caverna formada pelo crescimento de tufas calcárias em drenagem, atualmente seca, do rio Mimoso (07-TUF-05).

A alta atividade de formação das tufas calcárias nessa região fica evidente quando observados os desmoronamentos ocorridos neste rio. A taxa de crescimento das cachoeiras é tão alta que estas desabam devido ao próprio peso (Figura 5.1.1.5).

Figura 5.1.1.4 – Fósseis de vegetais (tubos de caules e folhas) em tufas calcárias inativas, às margens rio Mimoso (07-TUF-03).

Figura 5.1.1.5 – Desmoronamento de cachoeira de tufas calcárias, braço do rio Mimoso (07-TUF-04).

A estruturação das tufas calcárias caracteriza-se por duas micro-fácies: uma correspondente à deposição de calcita em ambiente amplamente povoado por algas macroscópicas, plantas e musgo, além dos microorganismos, com caráter maciço e estruturas menores dispostas aleatoriamente; e outra caracterizada por evento deposicional associado estritamente a microorganismos, com estruturação laminar com cristais paralelos e verticalizados, compondo bandas de no máximo 1 cm de espessura (Figura 5.1.1.6). A alternância destas microfácies não obedece padrão de espessura, sendo que as duas apresentam grande variação de espessura.

Figura 5.1.1.6 – Fotografia mostrando a alternância de micro-fácies nas tufas calcárias do rio Mimoso (07-TUF-03).

Texturalmente estas tufas calcárias apresentam-se micríticas a microespáticas, sustentadas pelo arcabouço e com estruturação totalmente condicionada pela ação de microrganismos associados com algas macrófitas (micro-incrustações em talos e raízes). Mineralogicamente, as amostras apresentam calcita e traços de argilominerais (Figura 5.1.1.7).

Figura 5.1.1.7 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de amostra de tufa calcária inativa do rio Mimoso (07-TUF-03c).

A análise em microscópio eletrônico de varredura da amostra 07-TUF-03d, coletada às margens do rio Mimoso, permitiu maior esclarecimento sobre a composição da micro-flora e a relação desta com a macro-flora (talos, raízes, esporos e grãos de pólen). Na figura 5.1.1.8, podemos observar como se dá a incrustação de um talo de alga macroscópica, revestido por micro-cristais de calcita e microestruturas filamentosas de cianobactérias.

Quanto às atividades de nanobactérias foi possível identificar algumas estruturas características, mas os exemplares são sempre de difícil identificação (FOLK, 1993). Apesar de não permitir identificação, estas nanobactérias (Figura 5.1.1.9) apresentam um padrão de precipitação de calcita idêntico ao das cianobactérias mais comuns em tufas do resto do mundo (*Phormidium sp.* e *Schizotrix sp.*), precipitando aglomerados dispersos de calcita (Figura 5.1.1.10), posteriormente aprisionados pelo muco das colônias microorgânicas (sub-capítulo 3.3.2) e revestidos os tricomas através dos quais estas se apresentam (Figura 5.1.1.11).

Figura 5.1.1.8 – Fotomicrografia em MEV de tufa calcária inativa do rio Mimoso (07-TUF-03d).

Figura 5.1.1.9 – Fotomicrografia em MEV de colônia de nanobactérias, em tufa calcária do rio Mimoso (07-TUF-03d).

Figura 5.1.1.10 – Fotomicrografia em MEV demonstrando a presença de micro-aglomerados de calcita, rio Mimoso (07-TUF-03d).

Figura 5.1.1.11 – Fotomicrografia em MEV mostrando a presença de tubos de revestimento em tricomas, possivelmente de cianobactérias, rio Mimoso (07-TUF-03d).

5.1.2. Tufas fitohermais do Rio Aquidaban

As ocorrências descritas no rio Aquidaban (07-TUF-08, 09 e 10) caracterizam-se por barragens (Figura 5.1.2.1) e cachoeiras (Figura 5.1.2.2), sendo estas últimas

o destaque neste rio, que é uma das poucas drenagens que desce a vertente oeste do Planalto da Bodoquena, na forma de expressiva cachoeira incrustada por tufas calcárias, conhecida pelo nome do rio, ou seja, Cachoeira do Aquidaban (Figura 5.1.2.3).

Figura 5.1.2.1 – Barragem de tronco incrustado no rio Aquidaban (07-TUF-09).

Os afloramentos observados no rio Aquidaban apresentam tufas ativas e inativas, demonstrando grande variação dos cursos d'água afluentes do referido rio. Essa é uma característica comum dos rios da região, já que com o crescimento das barragens de tufas calcárias, ocorrem constantes desvios e formação até mesmo de ilhas. A taxa de preservação das tufas calcárias é boa, sendo que o único processo de desagregação observado foi o de desmoronamento de pequena escala. Devido à espessura dos depósitos nos leitos do rio e de seus afluentes secos, não foi possível observar o contato litológico das tufas calcárias com as formações geológicas subjacentes. A elevada taxa de formação de tufas (0,1-0,5 mm por ano, segundo Chaftez, 1984) colabora para que os afloramentos tenham uma alta preservação fóssilífera de restos vegetais (Figura 5.1.2.4).

Figura 5.1.2.2 – Seqüência de cachoeiras de pequeno porte do rio Aquidaban (07-TUF-08).

Figura 5.1.2.3 – Cachoeira principal do rio Aquidaban (Fotografia de Juca Martins - Ygarapé).

Figura 5.1.2.4 – Folhas incrustadas por carbonato de cálcio, rio Aquidaban (07-TUF-10).

Neste rio, ainda, foi realizado uma coleta de amostras em perfil, a fim de visualizar variações deposicionais em tufas calcárias inativas (Figura 5.1.2.5).

Figura 5.1.2.5 – Perfil em tufa calcária inativa, na margem do rio Aquidaban, escolhido para amostragem (localização das amostras na fotografia da direita) (07-TUF-10).

Estruturalmente pode se observar que as amostras do referido perfil apresentam a mesma característica de serem constituídas por edifícios pseudo-dendríticos orientados sub-verticalmente e sobrepostos (Figura 5.1.2.6), não deixando espaços para permanência de outro constituinte que não cimento interestrutural, micrítico a microespático nas amostras a e b (07-TUF-10).

Figura 5.1.2.6 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, mostrando cristais arborescentes da amostra 07-TUF-10A.

A única variação observada ao se analisar as amostras do perfil em conjunto foi o aumento do percentual de cimento da base para o topo ((amostra 07-TUF-10a para 07-TUF-10d), interpretado como resultado de maior exposição a águas metóricas e conseqüente dissolução e re-precipitação mais acentuada que as amostras da base.

Outras amostras analisadas (07-TUF-09b e c) de tufas calcárias inativas muito consolidadas, apresentaram preservação de algumas estruturas que remetem à atividade biológica da gênese, afetadas por diversos ciclos de dissolução e re-precipitação na forma de cimento (Figura 5.1.2.7).

Ainda foi analisada uma amostra de tufa ativa (07-TUF-08a), onde todos os componentes estruturais relativos à atividade biológica microscópica (secções de tubos, pseudo-dendritos, baixa porcentagem de cimento) foram evidenciados (Figura 5.1.2.8). No caso das amostras do rio Aquidaban não foi verificada a presença de componentes macrófitos na gênese destas tufas calcárias, tais como descritos no rio Mimoso.

Figura 5.1.2.7 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de tufas calcárias inativas com cimentação em poros deixados por algas atuantes na gênese, rio Aquidaban (07-TUF-09c).

Figura 5.1.2.8 – Fotomicrografia de tufa calcária ativa, muito porosa (marcada pela cor azul do corante), rio Aquidaban. Notar a presença de lâmina submilimétrica de micrita entre os conjuntos de cristais verticais (07-TUF-08a).

Texturalmente, estas tufas calcárias apresentam-se micríticas a microespáticas, sustentadas pelo arcabouço e com estruturação totalmente condicionada pela ação de algas e cianobactérias. Mineralogicamente, as amostras

apresentam apenas calcita como componente cristalino, identificada através de microscópio óptico.

Em análise no MEV, a amostra 07-TUF-08a apresentou grande quantidade de microorganismos, possivelmente associados à *Phormidium incrustatum* community (FREYTET; VERRECCHIA, 1998), devido aos tubos incrustados e estrutura tricomal, finamente recobertos por cristais, ainda isolados, de calcita (Figura 5.1.2.9).

Figura 5.1.2.9 – Fotografia em MEV, mostrando colônia de cianobactérias possivelmente *Phormidium* sp, demonstrando a influência biogênica no processo de formação das tufas, rio Aquidaban (07-TUF-08a).

Na amostra 07-TUF-10a, também observada em MEV, não foram identificadas cianobactérias mais comuns como *Phormidium* sp. e *Schizotrix* sp., já que a amostra é de tufa inativa e provavelmente não foram preservadas, mas foram identificados, novamente, componentes nanobacterianos filamentosos e globulares (Figura 5.1.2.10 e 11).

Figura 5.1.2.10 – Fotografia em MEV, mostrando colônia de nanobactérias filamentosas (seta), rio Aquidaban (07-TUF-10a).

Figura 5.1.2.11 – Fotografia em MEV, mostrando colônia nanobactérias filamentosas, rio Aquidaban (07-TUF-10a).

5.1.3. Tufas fitohermais do Rio Betione

Apesar de distante da grande concentração de ocorrências das proximidades de Bonito, o rio Betione, localizado em Bodoquena (70 km a norte de Bonito), ainda se insere no planalto da Serra da Bodoquena, apresentando características similares às vistas no rio Mimoso.

O rio Betione, no trecho analisado, entalha depósitos de tufas calcárias micríticas, ricas em gastrópodes. Apesar de se caracterizar como de baixa energia, o rio Betione desenvolve pequenas cachoeiras e barragens (Figura 5.1.3.1), apresentando tufas calcárias ativas e inativas. A presença de tufas calcárias inativas está associadas a canais de afluentes secos, apresentando-se *in situ* (Figura 5.1.3.2).

Figura 5.1.3.1 – Pequenas barragens com cachoeiras do rio Betione (07-TUF-12).

Um grande número de ocorrências de tufas calcárias pode ser observado no Parque Balneário de Bodoquena, sendo que todos os tipos descritos não possuem associação com macrófitas, sendo possível observar apenas uma fina camada de cianobactérias recobrimdo a tufa (Figura 5.1.3.3).

Figura 5.1.3.2 - Tufas calcárias ativas e inativas do rio Betione (07-TUF-12).

Figura 5.1.3.3 – Tufas calcárias do rio Betione com aspecto superficial grumoso, provavelmente relacionado ao desenvolvimento de cianobactérias (07-TUF-12).

Quanto à estrutura, as tufas calcárias do rio Betione apresentam-se finamente laminadas (Figura 5.1.3.4), e sem qualquer outra estrutura, indicando que unicamente microorganismos estavam envolvidos na gênese.

Figura 5.1.3.4 – Tufas calcárias do rio Betione, de aspecto laminado (07-TUF-12).

A textura identificada nas amostras caracteriza-se por ser matriz sustentada, micrítica e com ausência total de cimento, já que se trata de um exemplar ativo (Figura 5.1.3.5). A porosidade apresenta-se interfilamentosa, com pouca representatividade e a mineralogia apresenta calcita como provável único componente cristalino.

Quanto ao conteúdo fossilífero foi possível observar algumas seções de tubos ($\sim 15\mu\text{m}$), possivelmente pequenas hastes e raízes anexadas à incrustação (Figura 5.1.3.6).

Figura 5.1.3.5 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, da amostra 07-TUF-12b, rio Betione, na qual é possível observar laminação interpretada como de origem microbiana.

Figura 5.1.3.6 - Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, da amostra 07-TUF-12b, mostrando seções tubulares (parte inferior da fotografia) possivelmente de caules ou raízes de vegetais. Na parte superior observa-se laminação botrioidal associada a esteiras microbianas, rio Betione.

Ao MEV, a amostra 07-TUF-12b, de tufa calcária ativa, permitiu uma boa visualização da superfície com atividade microbiana. Na figura 5.1.3.7, podemos

observar uma porção da amostra onde há interação entre cianobactérias e restos vegetais, que acabam por ser incrustados junto ao restante da amostra.

Figura 5.1.3.7 – Amostra de tufa calcária ativa, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).

Outra feição bem representada é a incrustação dos tricomas microbianos (forma de colônia microbiana), bem representados na figura 5.1.3.8.

Figura 5.1.3.8 – Detalhe da fotografia anterior das incrustações dos filamentos microbianos, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).

Por fim, foi possível identificar a presença de carapaças de ostrácodes (Figura 5.1.3.9 e 10), com certo grau de incrustação por carbonato de cálcio, o que condiz com a baixa energia do sistema fluvial do rio Betione.

Figura 5.1.3.9 – Carapaças de ostracodes, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).

Figura 5.1.3.10 – Carapaças de ostracodes, ao MEV, rio Betione (07-TUF-12b).

5.1.4. Tufas fitohermais do Rio Formoso

A análise do rio Formoso é particularmente especial por se tratar de um dos principais rios da Serra da Bodoquena, onde se encontram representados todos os tipos de tufas. Com volume de água bem superior às demais drenagens da região, é comum os afluentes do rio Formoso apresentarem barragens de grande porte (até 2 m de altura) na desembocadura, que acabam por se conjugar com cachoeiras (Figura 5.1.4.1).

Figura 5.1.4.1 – Rio Formoso e cachoeira de 2 metros de tufas calcárias ao fundo, Ilha do Padre, Bonito, MS (07-TUF-17).

Como o rio Mimoso e Betione, o rio Formoso corta depósitos de tufas calcárias micríticas, ricas em gastrópodes, avistadas nas margens do referido rio. Outras características importantes que o rio apresenta são a alta presença de algas macrófitas, da família *Characeae* (Figura 5.1.4.2) e sedimento de fundo composto por bioclastos de talos de algas (*Characeae*) incrustadas e fragmentos de conchas (Figura 5.1.4.3).

Figura 5.1.4.2 – Fotografia do rio Formoso com grande quantidade de algas *Characeae* no fundo (07-TUF-17).

Figura 5.1.4.3 – Fotografia do leito do rio Formoso com sedimento bioclástico resultantes da permineralização e incrustação de talos de algas caráceas e fragmentos de tufas (07-TUF-17).

Na porção a jusante da localidade conhecida como “Ilha do Padre”, atualmente Monumento Natural Rio Formoso (ponto 07-TUF-17), onde a calha do rio

Formoso apresenta grande volume, não são observadas tufas calcárias, embora haja a presença de algas de fundo e de sedimento bioclástico.

A grande presença de tufas calcárias associadas ao rio Formoso se dá nos desvios e bifurcações que sua calha sofre, como visto na Ilha do Padre, associadas a abundante flora macrófita (Figura 5.1.4.4 e 5).

Figura 5.1.4.5 – Cachoeira no rio Formoso, Ilha do Padre, com abundante presença de macrófitas sobre tufas (07-TUF-18).

Figura 5.1.4.6 – Vista geral da cachoeira no rio Formoso, Ilha do Padre, com grande presença de macrófitas recobrendo as tufas (07-TUF-18).

5.1.5. Análises químicas e de isótopos de C e O

Foram coletadas amostras para análises químicas e de elementos traços de diferente localidades da Serra da Bodoquena e tipos de tufas calcárias, a fim de obter-se uma boa representatividade (tabela 5.1.5.1).

Devido à qualidade do afloramento de tufa inativa, foi também realizada uma coleta em perfil, no rio Aquidaban, contemplando 4 amostras (07-TUF-10A a 07-TUF-10D). Tal coleta seqüencial permite interpretar os processos intempéricos a que estão sujeitos os depósitos inativos. Neste perfil é possível observar um incremento do teor de SiO_2 e Al_2O_3 do topo para base, já que se trata de um depósito inativo. Os teores de CaO e MgO permanecem inalterados.

Do extremo norte da Serra da Bodoquena veio a amostra 07-TUF-12, que apresenta baixos teores de SiO_2 e Al_2O_3 aliados a alto teores de MnO e MgO . Tais tufas são ativas e foram coletadas dentro do curso d'água.

Tabela 5.1.5.1 – Análise geoquímica das tufas calcárias fitohermais, por fluorescência de Raios-X (Lab. de Fluorescência de Raios-X do DMG/IGc-USP).

	07-TUF-10A	07-TUF-10B	07-TUF-10C	07-TUF-10D	07-TUF-12		TUF-03A	TUF-03B
	07/1081	07/1082	07/1083	07/1084	07/1085a	07/1085b	07/1088	07/1089
SiO ₂	1,35	0,90	1,58	< 0,03	0,06	0,08	0,87	2,08
Al ₂ O ₃	0,67	0,60	0,88	0,17	0,39	0,44	0,70	1,17
MnO	0,006	0,003	0,005	< 0,002	0,109	0,111	0,015	0,004
MgO	0,25	0,26	0,27	0,26	1,12	1,12	1,55	1,02
CaO	53,51	53,81	53,27	54,99	52,56	52,46	51,00	51,77
Na ₂ O	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
K ₂ O	0,11	0,08	0,13	0,03	0,06	0,07	0,15	0,21
TiO ₂	0,035	0,026	0,031	0,010	0,022	0,025	0,035	0,046
P ₂ O ₅	< 0,003	0,004	< 0,003	0,003	0,099	0,095	0,037	0,026
Fe ₂ O ₃	0,24	0,19	0,24	0,09	0,73	0,73	0,41	0,48
Loi	42,82	43,04	42,82	43,66	44,07	44,06	44,42	42,39
Total	98,99	98,91	99,23	99,21	99,22	99,19	99,19	99,20

Ba	55	< 37	52	37	80	98	93	58
Ce	45	29	48	< 35	39	< 35	< 35	42
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
Cu	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
F	< 550	< 550	947	< 550	563	617	< 550	< 550
Ga	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9
La	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28
Nb	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9
Nd	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	16	16	18	19	15	15	13	16
Rb	7	7	11	4	5	4	7	12
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300
Sc	16	16	16	16	15	16	14	14
Sr	527	471	478	448	268	269	104	52
Th	24	26	26	24	22	22	20	25
U	37	33	34	34	30	30	28	32
V	8	< 9	11	12	25	10	10	14
Y	6	5	6	3	4	4	4	5
Zn	8	6	12	7	12	12	8	11
Zr	29	19	22	11	11	11	17	20

As amostras 07-TUF-03A e 07-TUF-03B são, respectivamente, ativas e inativas, coletadas no rio Mimoso. É possível observar alteração nos valores de SiO_2 e Al_2O_3 , novamente permitindo análise comparativa entre tufas ativas e inativas.

A comparação entre os valores químicos de tufas inativas e ativas apresenta-se como uma importante ferramenta para interpretação paleoambiental. Dados como o aporte de terrígenos no sistema ficam evidenciados e permitem análises sobre a intensidade das chuvas e a interferência no crescimento das tufas.

Das amostras analisadas, duas (07-TUF-03A e 07-TUF-12) correspondem a tufas ativas e apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ mais negativos do que as tufas inativas, porém o $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ apresenta valores semelhantes dos encontrados em tufas inativas.

As duas perfilagens em tufas inativas não apresentam variação sequencial ou discrepância, mas permitem distinção destas das ativas.

Tabela 5.1.5.2 – Análise de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio de tufas fitohermais (CPGeo/IGc-USP).

Nº Lab.	Nº de Campo	Situação	Rocha	Material	$\delta^{13}\text{C (V-PDB)} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O (V-PDB)} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O (V-SMOW)} \text{ ‰}$
4543	07 TUF 03 A	ATIVA	carbonato	calcita	-7,550	-7,518	23,16
4544	07 TUF 03 B	INATIVA	carbonato	calcita	-3,480	-8,104	22,56
4545	07 TUF 05 A (1)	INATIVA	carbonato	calcita	-3,983	-8,111	22,55
4546	07 TUF 05 A (2)	INATIVA	carbonato	calcita	-3,108	-7,809	22,86
4547	07 TUF 05 A (3)	INATIVA	carbonato	calcita	-1,384	-8,598	22,05
4548	07 TUF 05 A (4)	INATIVA	carbonato	calcita	-2,282	-8,059	22,60
4549	07 TUF 07 D	INATIVA	carbonato	calcita	-4,735	-6,289	24,43
4550	07 TUF 09 A (1)	INATIVA	carbonato	calcita	-5,254	-8,426	22,22
4551	07 TUF 09 A (2)	INATIVA	carbonato	calcita	-3,501	-7,380	23,30
4552	07 TUF 09 A (3)	INATIVA	carbonato	calcita	-3,254	-7,298	23,39
4553	07 TUF 09 A (4)	INATIVA	carbonato	calcita	-4,215	-7,482	23,20
4554	07 TUF 10 A	INATIVA	carbonato	calcita	-5,710	-6,749	23,95
4555	07 TUF 10 B	INATIVA	carbonato	calcita	-6,088	-7,818	22,85
4556	07 TUF 10 C	INATIVA	carbonato	calcita	-5,513	-7,083	23,61
4557	07 TUF 10 D	INATIVA	carbonato	calcita	-6,002	-6,975	23,72
4558	07 TUF 12	ATIVA	carbonato	calcita	-9,263	-7,881	22,79

5.2. Tufas calcárias Micríticas (*Lacustrine type – Micrite tufa*)

Os depósitos micríticos apresentam-se associadas às drenagens de maior porte, tais como a do rio Prata, rio Sucurí, rio Formosinho, rio Formoso, rio Mimoso e rio Perdido. A geometria dos afloramentos é diversa, mas de maneira geral é caracterizada como vales encaixados, aflorando nas margens dos rios e córregos (Figura 5.2.1). Caracterizam-se por sedimentos finos, solúveis, dispostos de forma maciça e contendo fósseis (principalmente gastrópodes) de ambientes de baixa energia.

Figura 5.2.1 – Modelo digital de terreno com drenagens da Serra da Bodoquena e detalhe dos depósitos de tufas micríticas (Vista L-O, com exagero vertical de 9 vezes) (NASA, 2007).

De ampla ocorrência na Serra da Bodoquena, estes depósitos de micrita inconsolidada são visualizados do sul ao norte, com importantes ocorrências nos arredores de Bonito e Bodoquena, sendo que em alguns casos ocorre a lavra da micrita, para fins agropecuários.

5.2.1. Mineração Calcário Xaraés

Localizada a sudoeste de Bonito, a mineração Calcário Xaraés explora os micrítos inconsolidados da Formação Xaraiés. A lavra se dá em cava a céu aberto, através da remoção da cobertura vegetal, aragem e remoção. Devido à alta pureza dos micrítos e seu estado natural pulverolento, nenhum processamento adicional se faz necessário (Figura 5.2.1.1).

Figura 5.2.1.1 – Vista aérea da mineração Calcário Xaraés (GOOGLE, 2008).

O afloramento exposto pela lavra apresenta grande dimensão (600 m x 600 m) e espessura aproximada de 5 metros (Figura 5.2.1.2). Caracteriza-se por ser uma ampla exposição micrítica, rica em gastrópodes, sem estruturas e composta totalmente por micrita calcítica. A única compartimentação possível neste afloramento é através da bioestratigrafia, possibilitando individualizar duas fácies; uma com baixo conteúdo fossilífero e espessura de ~3m, e outra, menos espessa, com grande conteúdo de gastrópodes, que se apresenta inserida na primeira fácies (Figura 5.2.1.3).

Figura 5.2.1.2 – Vista da lavra da mineração Calcário Xaraés, na Serra da Bodoquena (07-TUF-01).

Figura 5.2.1.3 – Detalhe da presença de moluscos (seta), na mineração Calcário Xaraés, na Serra da Bodoquena (07-TUF-01).

Neste depósito foi realizada uma tradagem manual, que junto com o perfil exposto pela lavra, denotou uma espessura de cerca de 5 m e terminou ao atingir um nível, impenetrável com o trado manual, de grãos revestidos, mais tarde descritos como oncólitos côncavo-convexos lacustres (Sub-Capítulo 5.3.1).

Estudos paleontológicos desta ocorrência vêm sendo conduzidos por Utida (UTIDA et al., 2007), caracterizando os gastrópodes e as implicações ambientais destas concentrações. Os resultados destes estudos serão contemplados na dissertação de mestrado da referida autora, ainda inédita.

5.2.2. Outras ocorrências

Uma recorrência levou a localizar diversos afloramentos de micrítos inconsolidados na Serra da Bodoquena: todas as ocorrências de tufas fitohermais se dão em drenagens que cortam depósitos de micrítos.

Da região sul da referida área ao extremo norte, pelo menos 31 drenagens onde afloram tufas fitohermais foram localizadas, e 31 afloramentos de tufas micriticas. Dentre estas ocorrências se destacam as ocorrências da cidade de Bodoquena, MS, associadas ao rio Betione (Figura 5.2.2.1), ao rio da Prata (Figura 5.2.2.2), ao rio Mimoso (Figura 5.2.2.3) e ao rio Formoso (Figura 5.2.2.4).

Todas as ocorrências apresentam forte semelhança, sendo pequenas as variações na cimentação e fossilíferas. As variações mais comuns são do conteúdo fossilífero, variando em quantidade e tipos, mas não em ambiente, e variações na cimentação, ausente em alguns afloramentos e presente em outros.

Figura 5.2.2.1 – Afloramento de micritos às margens do rio Betione, Bodoquena, MS (07-TUF-12).

Figura 5.2.2.2 – Afloramento de micritos às margens do rio da Prata, Bonito, MS (08-TUF-24).

Figura 5.2.2.3 – Afloramento de micritos próximo às margens do rio Mimoso, Bonito, MS (07-TUF-04).

Figura 5.2.2.4 – Afloramento de micritos às margens do rio Formoso, Bonito, MS (07-TUF-17).

5.2.3. Lentes carbonáticas do Pantanal

Os trabalhos em campo permitiram ainda a observação das lentes carbonáticas do Pantanal (BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 1998). Tais lentes apresentam forte semelhança com as ocorrências observadas na Serra da Bodoquena, enquadrando-se entre os tipos mais cimentados (Figura 5.2.3.1 e 5.2.3.2). O conteúdo fossilífero também é semelhante (gastrópodes predominam), embora o contexto deposicional atual seja outro.

Caracterizam-se por lentes de aproximadamente 1 m de espessura e proporções planares que chegam a dezenas de metros, com forma semi-circular. Compostas por arcabouço de areia fina de quartzo, moderadamente selecionada e bem arredondada, com matriz micrítica. Apresenta porosidade secundária, decorrente da dissolução da matriz, tem como principal característica ser um sedimento matriz-suportado (Figura 5.2.3.3).

Composicionalmente, estas ocorrências diferem das da Serra da Bodoquena apenas no conteúdo de areia de quartzo no arcabouço e do grau de litificação, maior nas amostras do Pantanal.

A datação obtida no trabalho de Boggiani *et al.* (1998), de 3910 ± 110 anos A. P., aponta para contemporaneidade na época de sedimentação destes depósitos

com os observados na Serra da Bodoquena, onde as datações obtidas por Turcq *et al.* (1987) estendem-se entre 5200 anos A.P. e 2150 anos A.P.

Figura 5.2.3.1 – Ocorrência de lente carbonática no Pantanal, Miranda, MS (08-TUF-32).

Figura 5.2.3.2 – Detalhe do conteúdo fóssilífero de ocorrência de lente carbonática no Pantanal, Miranda, MS (08-TUF-32).

Figura 5.2.3.3 – Fotomicrografia de amostra das lentes carbonáticas do Pantanal, Miranda, MS (08-TUF-32)

5.2.4. Análises químicas e de isótopos de C e O

As análises químicas das tufas micríticas foram feitas seguindo dois grupos: uma perfilagem de 5 metros, no qual foi amostrado barranco exposto e sondagem e amostras pontuais de ocorrências esparsas. O segundo grupo contempla duas amostras de tufas micríticas inativas (07-TUF-16B e 07-TUF-17A) e duas amostras do sedimento de fundo do rio Formoso (07-TUF-14A e 18A).

Na perfilagem realizada é possível observar o aumento dos teores de SiO_2 (1,49% a 34,79%), Al_2O_3 (1,27% a 6,84%) e Fe_2O_3 (0,4% a 2,64%) em direção as camadas mais profundas e a diminuição do teor de CaO (52,59% a 28,04%) no mesmo sentido. Nas três últimas camadas observa-se a presença de elementos traço, não detectados nas camadas superiores. Vale ressaltar que a camada está em contato normal com o nível de oncólitos côncavo-convexos descritos no Sub-Capítulo 5.3.1.

As amostras pontuais de tufas micríticas inativas 07-TUF-16B e 07-TUF-17A apresentam panoramas químicos distintos, sendo que os teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 e de elementos-traço, permitem, segundo os dados do perfil descrito acima,

posicionar estes afloramentos em relação a esta estratigrafia, ou seja, na porção inferior do pacote micrítico.

Já as amostras de sedimento de fundo do rio Formoso, um tipo de tufa micrítica ativa, mostra altos SiO_2 (35,65%), Al_2O_3 (6,71%) e Fe_2O_3 (2,54%) quando comparadas com as demais amostras superficiais, colaborando para interpretação do atual estado da acreção das tufas no rio Formoso.

No perfil, podemos observar diminuição dos valores de ^{13}C e ^{18}O em direção ao fundo, fato que ajuda a entender a dinâmica freática na base do depósito. Já as tufas calcárias micríticas inativas, quando comparadas com as ativas, apresentam valores menores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-7,4 a -3,2 ‰) e valores aproximados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (-7,2 a -8,3 ‰), conferindo assim informações sobre a influência das chuvas nestes dois tipos de tufas calcárias.

Maior aprofundamento das análises das tufas micríticas podem ser observado no trabalho de Utida *et al* (2008), onde tais análises se integram com dados paleontológicos.

5.3. Calcretes

Descritos inicialmente por Almeida (1945) na escadaria do porto de Corumbá, MS como *conglomerados com cimento calcáreo* (p. 101), os carbonatos da base da Formação Xaraiés apresentam características texturais, estruturais e de composição química típicas de calcretes (WRIGHT; TUCKER, 1991; TUCKER, 2001; FLÜGEL, 2004) (Figura 5.3.1).

Figura 5.3.1 – Fotografia da “Escadinha da XV”, em Corumbá, MS, seção tipo da Formação Xaraiés (07-TUF-33).

As características, observadas em amostras da escadaria do porto de Corumbá, MS, que as caracterizam como calcretes de origem pedogenética são também evidenciadas em amostras de afloramentos da região de Bonito, MS, na Serra da Bodoquena, sendo que, neste caso, algumas ocorrências apresentam variações texturais e composicionais que indicam tratar-se de um calcrete de gênese freática, devido ao incremento do teor de argila (média 10% da matriz) e presença de vadóides (PERYT, 1983b) (Figura 5.3.2), embora a inteira gênese pedogenética não possa ser descartada.

Figura 5.3.2 – Fotografia de amostra seccionada de calcrete vadoítico (07-TUF-02c).

Os vadóides são grãos revestidos por carbonato de cálcio formados em subsolo, na zona de interface freática (vadosa), tidos (PERYT, 1983b; CALVET et al., 1983) como um importante marcador de processos de calcretização.

5.3.1. Calcretes do Rio Formoso

Nas proximidades da Mineração Xaraiés, citada acima como importante afloramento de micritos inconsolidados, o rio Formoso expõe depósito pouco espesso, assentado, de forma discordante, diretamente sobre rochas dolomíticas da Formação Bocaina (Grupo Corumbá). Composto por pisólitos na granulometria seixo, a referida rocha mostrou-se, após análises microscópicas, um calcrete, possivelmente do tipo freático, e os pisólitos passaram a ser denominados vadóides, devido à fácies onde se originaram (Figura 5.3.1.1 e 5.3.1.2).

Figura 5.3.1.1 – Camada (~15 cm) de calcretes nas margens do rio Formoso, Serra da Bodoquena (07-TUF-02).

Figura 5.3.1.2 – Fotografia da amostra de calcrete freático, Bonito, MS (07-TUF-02c).

Microscopicamente, compreende uma rocha matriz suportada, composta por micritos e argilominerais, com arcabouço composto por grão irregulares de quartzo, fragmentos líticos carbonáticos e grãos revestidos (pisóides). Texturalmente a rocha

apresenta-se maciça, com porosidade e cimentação que indicam pelo menos dois eventos de fraturamento e cimentação. Trata-se de um *floatstone* (Figura 5.3.1.3).

Figura 5.3.1.3 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, do calcrite do rio Formoso, Bonito, MS (08-TUF-02D).

Neste mesmo afloramento, é possível notar a presença de outro tipo de grão revestido, de formato côncavo-convexo, na granulometria seixo, cobrindo o leito do rio. Em um primeiro momento, tais seixos, foram considerados como parte dos vadóides dos calcrites que foram desagregados de sua matriz, mas as análises petrográficas mostraram que estes apresentam laminação irregular (Figura 5.3.1.4), bem diferente da concêntrica observada nos vadóides. Devido à forma externa e das laminações, tais seixos se assemelham mais a oncólitos lacustres do que a pisóides ou vadóides (PERYT, 1983a; LEINFELDER et al., 1990; SMITH et al., 1991; HÄGELE et al., 2006).

Figura 5.3.1.4 – Fotografia de oncólito, com revestimento *truncado* evidente (07-TUF-01a).

5.3.2. Calcretes de Bonito

Na periferia da cidade de Bonito, em um condomínio em construção, pudemos identificar um afloramento de calcretes, diretamente associado à base dos depósitos de micrítos inconsolidados (07-TUF-16) (Figura 5.3.2.1). Relatos apontam para uma lavra de micritos, agora inativa, que teria operado no local, expondo porções micríticas mais profundas e encerrando as atividades ao atingir os calcretes. Por este motivo não foi evidenciado o contato entre os micritos e os calcretes.

Figura 5.3.2.1 – Fotomicrografia de calcrete da Formação Xaraiés, aflorante em Bonito, MS (07-TUF-16e).

Esta ocorrência constitui uma fácies representativa no processo de calcretização, a presença de micrítos endurecidos. Tais micrítos ainda guardam todos os componentes e estruturas dos micrítos inconsolidados descritos na região (Sub-Capítulo 5.2.2), mas com o acréscimo de cimentação, que lhe confere resistência mecânica, algo inexistente nos depósitos inconsolidados.

Ao microscópio petrográfico, a rocha mostrou-se composta por grãos pobremente selecionados, mal arredondados e pouco esféricos, de quartzo, dispersos em uma matriz carbonática micrítica com aproximadamente 5% de argilominerais, cuja estrutura caracteriza-se por ser uma rocha maciça clástica suportada pela matriz (Figura 5.3.2.2), um floatstone.

Figura 5.3.2.2 – Fotomicrografia de calcrete da Formação Xaraiés, aflorante em Bonito, MS (07-TUF-16e).

5.3.3. Ocorrências de Corumbá: uma comparação

A região de Corumbá, MS, apresenta diversas ocorrências de calcretes, incluindo o local onde Fernando F. M. Almeida descreveu, em 1945, a seção tipo da Formação Xaraiés, a escadaria do porto de Corumbá, ou “Escadinha da XV” (Figura 5.3.3.1).

As principais ocorrências aparecem associadas à feição geomorfológica *Escarpa Corumbá-Ladário* (ALMEIDA, 1945), formação que expõe grande rejeito de falha, às margens do rio Paraguai, testemunho dos processos de subsidência tectônica da bacia do Pantanal Matogrossense (ASSINE, 2003; ASSINE et al., 2004) (Figura 5.3.3.2).

Figura 5.3.3.1 – Afloramento da Escadaria do Porto de Corumbá, MS (08-TUF-33).

Figura 5.3.3.2 – Afloramento típico da Escarpa Corumbá-Ladário, no canal Tamengo, sendo a Formação Xaraiés o pacote, pouco espesso, bege na porção superior da escarpa, próximo ao porto de Corumbá.

Em todos os afloramentos descritos, a rocha apresenta-se muito semelhante, sendo um calcrete muito consolidado, cor em tons de bege e de aspecto conglomerático, cujos seixos apresentam diversos graus de arredondamento e seleção, sendo compostos por fragmentos líticos variados (tufas fitohermais, calcários ediacaranos do Grupo Corumbá, por exemplo) e autoclastos de calcrete, indicando retrabalhamento do depósito (Figura 5.3.3.3).

Figura 5.3.3.3 – Fotografia mostrando a variedade clástica dos calcretes da Formação Xaraiés, em Corumbá, MS (08-TUF-34).

Ao microscópio petrográfico a rocha em questão mostrou-se composta por grãos moderadamente selecionados e mal arredondados, de quartzo e líticos (autoclastos), e valvas de ostrácodes (Figura 5.3.3.4), dispersos em uma matriz carbonática micrítica, cuja estrutura se caracteriza por ser uma rocha maciça suportada pela matriz, (Figura 5.3.3.5), um floatstone.

Figura 5.3.3.4 – Fotomicrografia mostrando valva de ostrácode em calcrete, Corumbá, MS (07-TUF-FX).

Figura 5.3.3.5 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, mostrando típica estrutura dos calcretes da Formação Xaraiés, Corumbá, MS (07-TUF-FX).

5.3.4. Análises químicas e de isótopos de C e O

As análises químicas dos calcretes descritos neste trabalho têm como função complementar a descrição inicial destes depósitos, traçando um paralelo, a ser investigado, entre as rochas da Serra da Bodoquena, MS e de Corumbá, MS.

As duas amostras analisadas representam os calcretes típicos de Corumbá, MS (07-TUF-FX) e da Serra da Bodoquena, MS (07-TUF-16E), e apresentam semelhanças entre os teores de todos os óxidos maiores (Tabela 5.3.4.2), exceto Fe_2O_3 e Al_2O_3 .

Quanto à composição de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio, as amostras são muito semelhantes (Tabela 5.3.4.1), fato relevante se posto que as amostras foram coletadas em localidades que distam pelo menos 270 km entre si, e que neste espaço situa-se a parte sul do Pantanal Matogrossense.

Tabela 5.3.4.1 - Análise de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio de calcretes (CPGeo/IGc-USP).

Lab.	Nº de Campo	Rocha	Material	$\delta^{13}\text{C (V-PDB)} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O (V-PDB)} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O (V-SMOW)} \text{ ‰}$
4559	07 TUF 16 E	carbonato	calcita	-6,040	-7,137	23,55
4560	07 TUF FX	carbonato	calcita	-6,410	-7,370	23,31

Tabela 5.3.4.2 - Análise geoquímica de calcretes, por fluorescência de Raios-X (Lab. de Fluorescência de Raios-X do DMG/IGC-USP).

	TUF-16E		TUF-FX
	07/1090a	07/1090b	07/1091
SiO₂	7,49	7,50	7,16
Al₂O₃	1,51	1,51	0,97
MnO	0,098	0,099	0,148
MgO	0,46	0,45	3,36
CaO	48,63	48,56	46,32
Na₂O	< 0,02	< 0,02	< 0,02
K₂O	0,11	0,10	0,15
TiO₂	0,105	0,106	0,057
P₂O₅	0,031	0,029	0,037
Fe₂O₃	1,70	1,72	0,81
Loi	39,40	39,35	40,30

Total	99,53	99,42	99,31
--------------	-------	-------	-------

Ba	93	88	169
Ce	< 35	< 35	< 35
Cl	< 50	< 50	< 50
Co	< 6	< 6	< 6
Cr	< 13	< 13	< 13
Cu	8	8	10
F	799	< 550	< 550
Ga	< 9	< 9	< 9
La	< 28	< 28	< 28
Nb	< 9	< 9	< 9
Nd	< 14	< 14	< 14
Ni	< 5	< 5	< 5
Pb	17	15	20
Rb	12	11	8
S	< 300	< 300	< 300
Sc	15	14	< 14
Sr	18	18	36
Th	22	23	19
U	28	27	23
V	22	22	19
Y	12	11	7
Zn	14	15	15
Zr	45	44	27

6. CONSIDERAÇÕES SOBRE OS CALCÁRIOS CONTINENTAIS ESTUDADOS

A abundância de ocorrências de tufas calcárias na Serra da Bodoquena demonstra como clima atual, tropical úmido, é atuante nos processos de dissolução e precipitação do carbonato de cálcio. Aliado a este fator climático, temos condições geomorfológicas e geológicas, onde as drenagens se originam e se desenvolvem em terrenos carbonáticos, contribuindo para a alta taxa de desenvolvimento das tufas. Desta forma, tais condições ambientais só poderiam favorecer o forte desenvolvimento biológico, em micro e macro escala, “organizando” e intensificando a precipitação do carbonato de cálcio.

Cronologicamente as tufas apresentam gênese sutilmente interdigitada, prevalecendo idades mais novas para as tufas fitohermais e mais antigas para tufa micríticas, de acordo com a Tabela 6.1 compilada de diversos autores.

Quadro 6.1 – Datações das tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS

Idade	Método	Material / Fácies	Autor
5200 anos A.P.	Carbono ¹⁴ C	Conchas / Tufa Micrítica	TURCQ et al., 1987
2150 anos A.P.	Carbono ¹⁴ C	Argila orgânica / Tufa Micrítica	TURCQ et al., 1987
3410 anos A.P.*	Carbono ¹⁴ C	Tufa Fitohermal	BOGGIANI et al., 1999
2420 anos A.P.*	Carbono ¹⁴ C	Tufa Fitohermal	BOGGIANI et al., 1999
2130 anos A.P.*	Carbono ¹⁴ C	Tufa Fitohermal	BOGGIANI et al., 1999

*Aproximadamente 70% de “Carbono Moderno”, amostras contaminadas.

Geneticamente, foi possível perceber que as tufas micríticas e fitohermais apresentam origens distintas, com indicação de ambientes de sedimentação diferentes e relação estratigráfica evidente, sendo que em todos os afloramentos visitados, temos tufas fitohermais assentadas concordantemente sobre tufas micríticas (Figura 6.1).

Figura 6.1 – Afloramento de caverna de tufas fitohermas sobre depósito de tufas micríticas (07-TUF-05).

A relação entre as tufas e os calcretes (Figura 6.2) contribuem para a hipótese de gênese em ambiente sedimentar carbonático, com conseqüências paleoclimáticas divergentes das atuais. A coexistência destes tipos de rocha sugere evolução de um ambiente com clima árido/semi-árido (calcretes), passando por lacustre em clima semi-árido (tufas micríticas), tornando-se progressivamente um ambiente úmido (tufas fitohermas).

Figura 6.2 – Seção estratigráfica esquemática da Formação Xaraiés na região de Bonito, MS.

A afirmação acima pode ser visualizada na figura 6.3, que apresenta dados isotópicos (C e O), compilados de diversas áreas do mundo, demonstra tendências isotópicas para os variados tipos de carbonatos continentais. As amostras de tufas da Serra da Bodoquena tendem para o campo dos calcretes, estando assim em um campo híbrido descrito no item 3.3, o que indica exposição aos processos formadores deste último tipo de rocha.

Figura 6.3 - Diagrama de dispersão com a relação isotópica $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ das amostras da Serra da Bodoquena e de padrões de carbonatos continentais.

A existência de calcretes em Corumbá, MS, com protólito similar ao da Serra da Bodoquena, abre precedentes para a hipótese de existência destes sistemas sedimentares, carbonáticos, não só na Serra da Bodoquena, mas no Pantanal, sugerindo uma variação climática drástica em curto um período de tempo (Holoceno). Os calcretes possuem sua gênese essencialmente ligada a ambientes de clima semi-árido a árido, e a presença deste litotipo no Pantanal, que hoje compreende a maior planície alagada do planeta, implica que a região esteve submetida também a estas condições climáticas a poucos milhares de anos atrás.

6.1. Tufas calcárias Fitohermas

As características das tufas fitohermas observadas durante o trabalho, permitem ampla análise sobre a gênese, evolução e correlação estratigráfica destes

depósitos, bem como da influência dos demais depósitos na formação das referidas tufas.

A observação, de Ford & Willians (1989), de que as tufas calcárias representam feição construtiva em um ambiente caracterizado pela erosão, faz-se notável na Serra da Bodoquena. Grandes cachoeiras (ex. Aquidaban) lançam-se da serra em direção às planícies a oeste, rios repletos de represas de tufas onde antes havia corredeiras, ou simples troncos arbóreos, revestimento do fundo de rios, e assim tornando suas águas límpidas.

Geneticamente podemos tratar as tufas fitohermais feição construtiva (FORD; WILLIAMS, 1989), no caso da Serra da Bodoquena, resultante de um processo erosivo atuante nas tufas micríticas (Figura 6.1.1). Tal colocação é feita com base nas proporções e idades dos depósitos de tufas fitohermais, muito extensos e muito jovens para que a fonte do carbonato de cálcio seja apenas as rochas carbonáticas pré-cambrianas (Grupo Corumbá). Desta forma, interpreta-se que as águas chegariam à superfície carbonatadas, devido à interação com as rochas da referida unidade geológica, e percorreriam os depósitos micríticos pré-existentis. Conforme fosse ocorrendo a precipitação do carbonato de cálcio, o pH da água passaria a diminuir, instantaneamente ocasionando a dissolução dos sedimentos micríticos, e assim, abastecendo as águas com mais carbonatos. Esta situação é corroborada por afloramentos de tufas fitohermais onde o substrato é micrítico, com abundantes ocorrências e afloramentos onde o substrato é composto por solos não-carbonáticos, onde não há o crescimento de tufas fitohermais, apenas o transporte de areia carbonática (Figura 6.1.2).

Figura 6.1.1 – Situação geomorfológica esquemática das drenagens na Serra da Bodoquena.

Figura 6.1.2 – Perfil mostrando sedimentos carbonáticos sobre solos siliciclásticos, sem o crescimento de tufas fitohermais (08-TUF-30).

Outro fator relacionado à gênese das tufas fitohermais que merece destaque é o que diz respeito à sazonalidade da precipitação de carbonato de cálcio. Apesar de serem bandadas, as tufas da Serra da Bodoquena apresentam estratificação muito menos pronunciada que as tufas de clima temperado (Europa e América do Norte). Apesar de as análises químicas da tabela 5.1.5.1 não indicarem grande variância do teor de SiO_2 e Al_2O_3 , indicadores de contribuição siliciclástica, os valores são superiores aos observados na literatura para climas temperados (PENTECOST, 1995; ARENAS et al., 2000; ANDREWS; BRASIER, 2005). Tal associação, estratificação mais sutil, maior teor de argilas e idade jovem para depósitos grandes, indica que o crescimento das tufas fitohermais em um ambiente úmido como o da Serra da Bodoquena não sofre interferência sazonal como as ocorrências de climas temperados, que no inverno congelam, matando a matéria orgânica e marcando os estratos. No caso dos depósitos da Serra da Bodoquena, a precipitação de carbonato de cálcio não é interrompido em nenhuma estação, possivelmente diminuindo no verão, com o aumento das chuvas e conseqüente aumento do aporte de sedimentos terrígenos (Figura 6.1.3).

Figura 6.1.3 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de tufa inativa, recristalizada, com destaque para as marcadas laminações, possivelmente contaminadas por argilominerais, rio Aquidaban (07-TUF-09).

A entrada de materiais terrígenos no sistema deposicional de tufas seria responsável por turvar a água e, além disso, modificar sua composição química, dificultando a fotossíntese, e assim, perturbando o delicado sistema orgânico das colônias de cianobactérias e algas responsáveis pela indução da precipitação de carbonato de cálcio.

Desta forma as laminações micríticas (mais finas) corresponderiam aos meses de verão, mais chuvosos, e consequentemente com maior aporte de terrígenos, e as laminações de calcita espática (mais espessas) aos meses de inverno, quando as águas mantêm maior transparência e melhores condições ambientais para proliferação das cianobactérias. Para as tufas da Serra das Araras, MT, ao norte, Correa e Auler (2006) também interpretaram esta relação sazonal porém atribuíram a menor taxa de precipitação nos meses de verão apenas à maior diluição dos íons de carbonato nas águas.

A maior intensidade no processo citado acima pode ser evidenciada pelos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, menores em tufas ativas e maiores em tufas inativas, fato observado também nos dados apresentados por Boggiani *et al* (1999) com valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ variam de -6.7 a -7.8 ‰ e os de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de -4.4 a -5.9 ‰ para tufas

antigas e de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -7.0$ a -11.1 ‰ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de -6.8 a -8.6 ‰ para tufas modernas. Segundo Arenas et al. (2000), menores valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ indicam maior residência no sistema aquoso de precipitação, enquanto valores maiores indicam maior influência das chuvas (ARENAS et al., 2000; ANDREWS; BRASIER, 2005). Desta forma, existe a possibilidade de estarmos diante de um período menos ativo de gênese de tufas fitohermais (Figura 6.1.4).

Figura 6.1.4 – Cachoeiras com grandes áreas inativas, rio Mimoso, Bonito (07-TUF-04).

Sem contar a discrepância no teor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ relatada acima, tanto as análises químicas quanto as isotópicas apresentam panorama muito homogêneo, não permitindo extrapolação ou inferência de variações climáticas, fato compreensível em se tratando de depósitos tão jovens e que se formam em um ambiente onde, notadamente, nenhuma grande mudança climática ocorreu nos últimos 3 mil anos.

A evolução deste sistema, de erosão de micritos e precipitação de tufas fitohermais seguirá até que os depósitos de micritos sejam completamente erodidos, não permitindo mais o avanço da área de precipitação de tufas, e assim, restringindo a ocorrência destas últimas às proximidades das nascentes cársticas do pré-cambriano.

6.2. Tufas calcárias Micríticas

Os depósitos tufáceos micríticos apresentam não só feição geomorfológica diversa, mas também feição deposicional diferente dos depósitos de tufas fitohermais.

As análises realizadas nestes sedimentos, incluindo o acompanhamento de Utida *et al* (2007) que estudou especificamente um dos depósitos de micrítos, permitem concluir que o sistema deposicional destes sedimentos era lacustre e não fluvial, como havia sido proposto originalmente por Boggiani (1999) e Sallun (2005).

Tal observação pode ser feita com base nas análises sedimentológicas, já que os sedimentos são micríticos, compostos principalmente por calcita, dispostos sob forma estratificada sutil, com baixa compactação e ausência total de estruturas que remetam à dinâmica fluvial (canais, restos vegetais, etc) (Figura 6.2.1). Ainda apresentam em sua base uma camada de oncóides assimétricos, tipicamente lacustres, denotando o início de uma margem lacustre.

Figura 6.2.1 – Exposição de tufas calcárias micríticas na Mineração Xaraés, Bonito, MS (07-TUF-01)

A mencionada ausência de estruturas se torna ainda mais ressaltada se observarmos as dimensões dos depósitos micríticos, com espessura média de 4 metros e extensões em área que facilmente superam 5 quilômetros (Figura 6.2.2).

Figura 6.2.2 – Composição ETM+ (Bandas 3,4,5) evidenciando as medidas dos depósitos de micrítos, em cor branca, modificado SALLUN FILHO, 2005.

Assim, podemos notar que os sedimentos que compõe a fácies micrítica da Formação Xaraiés se assemelham mais a sedimentos lacustres do que a fluviais, devido às observações sedimentológicas, acrescidas das interpretações paleontológicas de Utida *et al* (2007).

A deposição lacustre teria acontecido em ambiente extenso, caracterizado pela ausência de minerais siliciclásticos e espessura dos depósitos (~4 metros). Em função das dimensões dos depósitos não se descarta a possibilidade de terem se formado sob clima de maior semi-áridez. As fontes de sedimentação seriam as águas carbonatadas oriundas do Grupo Corumbá, que teriam condições climáticas e geomorfológicas de precipitar o carbonato em um local próximo e de baixa energia. A baixa energia do ambiente de sedimentação manteve as características de deposição, a precipitação e a decantação. A condição geomorfológica para tal tipo de ambiente sedimentar seria a ausência do entalhe pronunciado das nascentes do rio Miranda, permitindo uma área de planalto mais ampla e pouco perturbada em relação à observada atualmente aos pés da Serra da Bodoquena (Figura 6.2.3).

Este último fator é corroborado pelas ocorrências em locais onde a atual superfície é inclinada devido ao avanço erosivo das drenagens das nascentes do rio Miranda.

Figura 6.2.3 – Imagem SRTM da provável área de expansão do planalto da Bodoquena (modificado de USGS, 2006).

A provável evolução deste sistema é a erosão completa dos depósitos micríticos e o avanço da frente erosiva das nascentes dos afluentes da margem esquerda do rio Miranda, expandindo a área de drenagens exposta na figura 6.2.3 em direção à Serra da Bodoquena.

Fora do contexto geomorfológico da Serra da Bodoquena, temos a ocorrência de sedimentos micríticos sob forma de pequenas lentes. Tais lentes ocorrem na Bacia do Pantanal, e apresentam características semelhantes às ocorrências supracitadas, tais como conchas de gastrópodes, ausência de estruturas e alto teor de carbonato de cálcio (Figura 6.2.4).

Figura 6.2.4 – Lente micrítica no Pantanal do Miranda (08-TUF-32).

Estas lentes podem ser correlatas ao evento de formação lacustre sobre a Serra da Bodoquena, representado pelos depósitos micríticos inconsolidados, indicando que as condições climáticas e sedimentológicas se estenderam Pantanal adentro. Embora notável semelhança macroscópica e interdigitação temporal com os depósitos micríticos da Serra da Bodoquena obtida através das datações de Boggiani *et al* (1998) (3910 ± 110 anos A.P.) e Turcq *et al* (1987) (5200 anos A.P.), mais estudos serão necessários para indicar tal correlação.

6.3. Calcretes

Ocorrendo em alguns locais em associação com as tufas calcárias, temos os calcretes. A presença deste tipo de rocha, intimamente ligada a climas semi-áridos, denota que os períodos de aridez evidenciados pela deposição das tufas micríticas não remetem apenas a eventos ocorridos nos últimos 5000 anos A.P.

Por ocorrerem em situação estratigráfica inferior às tufas, os calcretes caracterizam um período anterior de maior rigor climático. Tal afirmação se embasa no fato de terem sido identificadas características sedimentológicas comuns aos calcretes e às tufas micríticas, indicando que os primeiros se originaram a partir de tufas micríticas depositadas em tempo mais remoto e calcretizada pela incidência de clima árido na região.

Ocorrências na região de Corumbá, MS, associadas à Escarpa Corumbá-Ladário, representam outra ocorrência destes depósitos de calcretes, neste caso associados aos eventos de subsidência da Bacia do Pantanal (calcrete autoclastico). As semelhanças com as ocorrências da Serra da Bodoquena ficam por conta da situação estratigráfica (ambas depositadas sobre o Grupo Corumbá), petrografia (*floatstone*) e por semelhança isotópica obtida em uma análise comparativa de duas amostras.

Assim podemos notar a recorrência de eventos de aridez na Serra da Bodoquena e Pantanal sul, ora, com mais água, gerando depósitos micríticos, ora, com menos água, calcretizando estes depósitos.

7. CONCLUSÕES

O estudo de diferentes depósitos carbonáticos quaternários continentais no Mato Grosso do Sul possibilitou estruturar o quadro proposto na presente dissertação, o qual apresenta na base o desenvolvimento de calcretes, relacionados a clima semi-árido. Esses calcretes seriam os inicialmente descritos por Almeida (1945) na escarpa de Corumbá-Ladário e os descobertos, no presente trabalho, de forma localizada, na Serra da Bodoquena. Essa fase de calcretização não seria contínua, podendo ter sido caracterizada por alternâncias de fases mais úmidas, atestada pela presença de micritos com ostrácodes. Esta fase seria sucedida pela de formação dos depósitos de micritos e, posteriormente a de tufas fitohermais, as quais continuam ativas.

Nas tufas fitohermais, destaque foi dado no estudo da origem das laminações, as quais se apresentam na forma de alternâncias de lâminas micríticas, menos espessas, e com presença de argila, com lâminas com calcita espática, mais espessas. Foi interpretada possível sazonalidade como explicação dessa alternância, onde as lâminas micríticas seriam relacionadas aos meses de verão, mais chuvosos e com águas mais turvas, e as espáticas aos meses de inverno, quando as águas ficam mais límpidas. Essa relação, interpretada para as tufas da Serra da Bodoquena, seria inversa ao interpretado para tufas fitohermais de clima temperado, caracterizada por águas com temperaturas relativamente baixas no inverno, com formação das lâminas micríticas menos espessas.

Foram observadas nítidas evidências da influência da ação das cianobactérias no processo de formação das tufas, o que demonstra que não seria um processo puramente químico, relacionado apenas à degaseificação do gás carbônico.

No presente modelo, é interpretado que o desenvolvimento das tufas fitohermais depende da ação erosiva e de dissolução dos depósitos micritos, como fonte do carbonato de cálcio, não sendo somente os carbonatos do Grupo Corumbá.

A confirmação da presença de calcretes na Serra da Bodoquena e em Corumbá, indica que a porção sul do Pantanal esteve exposta a climas semi-áridos em pelo menos um período. Preliminarmente, as duas ocorrências, em função das semelhanças petrográficas e de isótopos de

C e O, foram interpretadas como correlatas, mas há a necessidade de dados geocronológicos para embasar essa interpretação.

A subdivisão da Formação Xaraiés em duas ou mais formações não apresenta sentido estratigráfico, já que temos um tipo de sedimento, os micritos, depositado em duas fases, que passaram por processos de alteração (calcretização e formação de tufas fitohermais). Se alguma subdivisão interna à Formação Xaraiés se fizer necessária, devido à extensão das ocorrências, que seja para separar, no âmbito de membros os depósitos de calcretes de Corumbá e região, e os depósitos de micritos inconsolidados, aflorantes na Serra da Bodoquena, Serra das Araras e Pantanal, sendo que as demais ocorrências micríticas e as ocorrências de tufas fitohermais são pequenas demais para se enquadrar nas normas de representação de unidades estratigráficas.

A identificação de depósitos gerados em clima semi-árido a árido, em períodos geológicos recentes (Holoceno) em proximidade ao Pantanal, a maior planície inundável do planeta, permite observar a sensibilidade climática da região e rapidez com que as mudanças superficiais ocorrem. Em menos de 5 000 ano A.P. a região estava sob clima semi-árido, onde lagos era abastecidos, na maior parte do tempo, apenas por águas subterrâneas, e, devido a ausência de aporte sedimentar, a deposição de carbonatos deu-se por decantação, em um sistema lacustre de baixa energia. Tal sistema provavelmente estendeu-se ao Pantanal, pois observamos depósitos carbonáticos semelhantes na planície com evidências de clima mais seco.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Sudoeste Mato-Grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM*, v.116, p.1-118, 1945.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim de Geologia e Mineralogia, DNPM*, v.219, p.1-96, 1965.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; ARENAS, C. Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology*, v.167, n.1-2, p.91-108, 2004.
- ALONSO ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, v.60, n.3-4, p.261-298, 2003.
- ALVARENGA, C. J. S.; FAIRCHILD, T. R.; BOGGIANI, P. C. The Neoproterozoic Paraguay Belt: Stratigraphy and Regional Geology. In: SYMPOSIUM ON NEOPROTEROZOIC-EARLY PALEOZOIC EVENTS IN SW-GONDWANA, I. 2004, Brasil. *Guia de excursão a campo*. Brasil: International Geological Correlation Programme - IGCP - Project 478, 2004, p.108p.
- ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. Evolução Tectônica Brasileira Da Faixa Paraguai: A Estruturação Da Região De Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, v.23, n.1, p.18-30, 1993.
- ALVARENGA, S. M.; BRASIL, A. E.; DEL'ARCO, D. M. *Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia, 1982. In: Projeto RADAM BRASIL, v.28, p.125-184.
- ANADON, P.; UTRILLA, R.; VAZQUEZ, A. Use of charophyte carbonates as proxy indicators of subtle hydrological and chemical changes in marl lakes: example from the Miocene Bicorn Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology*, v.133, n.3, p.325-347, 2000.
- ANDREWS, J. E. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Science Reviews*, v.75, p.85-104, 2006.

ANDREWS, J. E.; BRASIER, A. T. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science*, v.20, n.5, p.411-421, 2005.

ANDREWS, J. E.; PEDLEY, M.; DENNIS, P. F. Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas: a stable isotope approach in search of reliable climatic archives. *Sedimentology*, v.47, n.5, p.961-978, 2000.

ANDREWS, J. E.; RIDING, R.; DENNIS, P. F. Stable isotopic compositions of Recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. *Sedimentology*, v.40, n.2, p.303-314, 1993.

ANDREWS, J. E.; RIDING, R.; DENNIS, P. F. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.129, n.1, p.171-189, 1997.

ANDREWS, J. E.; SINGHVI, A. K.; KAILATH, A. J.; KUHN, R.; DENNIS, P. F.; TANDON, S. K.; DHIR, R. P. Do Stable Isotope Data from Calcrete Record Late Pleistocene Monsoonal Climate Variation in the Thar Desert of India? *Quaternary Research*, v.50, n.3, p.240-251, 1998.

ARENAS, C.; GUTIÉRREZ, F.; OSÁCAR, C.; SANCHO, C. Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology*, v.47, n.4, p.883-909, 2000.

ARENAS, C. C., L.; RAMOS, E. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology*, v.197, p.1-27, 2007.

ASSINE, M. *Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil*. 2003. 106p. (Tese de Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, SP, 2003.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, v.114, n.1, p.23-34, 2004.

BENSON, L.; WHITE, L. D.; RYE, R. Carbonate deposition, Pyramid Lake Subbasin, Nevada: 4. Comparison of the stable isotope values of carbonate deposits (tufas)

and the Lahontan lake-level record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.122, n.1, p.45-76, 1996.

BOGGIANI, P. C. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul*. 1998. 181p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

BOGGIANI, P. C.; ALVARENGA, C. J. S. Faixa Paraguai. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, A. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Editora, 2004, p.113-122.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M. Quaternary limestone of Pantanal area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.67, n.3, p.343-349, 1995.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M.; GESICKI, A. L.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; RIBEIRO, F. B.; FLEXOR, J. M. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1999. Disponível no endereço: <<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio034/sitio034.htm>>. Acessado em: 02 de Abril de 2007.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M.; RIBEIRO, F. B.; FLEXOR, J.-M.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P. Significado paleoclimático das Lentes Calcárias do Pantanal do Miranda - Mato Grosso do Sul In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p.88.

BOGGIANI, P. C.; FAIRCHILD, T. R.; COIMBRA, A. M. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *Revista Brasileira de Geociências*, v.23, n.3, p.301-305, 1993.

BOULANGÉ, B.; VARGAS, C.; RODRIGO, L. A. La Sedimentation actuelle dans le Lac Titicaca. *Revue d'Hydrobiologie Tropicale*, v.14, n.4, p.299-309, 1981.

BRANCACCIO, L.; D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; DAMIANO, S.; TURI, B.; PREITE, M. M. Caratteri Tessiturali e Geochimici dei Travertini di Rocchetta a Volturno (Molise). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v.105, p.265-277, 1986.

BUCCINO, G.; D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; BRANCACCIO, I.; FERRERI, M.; PANICHI, C.; STANZIONE, D. I Travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). Studio Geomorphologico, Sedimentologico e Geochimico. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v.97, p.617–646, 1978.

CALVET, F.; JULIÀ, R. Pisoids in the Caliche Profiles of Tarragona (N.E. Spain). In: PERYT, T. M. (Ed.). *Coated Grains*. Berlin: Springer-Verlag, 1983, p.456-473.

CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. Are current models of tufa sedimentary environments applicable to tropical systems? A case study from the Gregory River. *Sedimentary Geology*, v.162, n.3, p.199-218, 2003.

CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. . *Geomorphology*, v.73, p.78-100, 2006.

CASANOVA, J. Biosedimentology of Quaternary Stromatolites in Intertropical Africa. *Journal of African Earth Sciences*, v.12, p.409-415, 1991.

CASTANIER, S.; MÉTAYER-LEVREL, G. L.; PERTHUISOT, J. P. Ca-carbonates precipitation and limestone genesis-the microbiogeologist point of view. *Sedimentary Geology*, v.126, n.1, p.9-23, 1999.

CHAFETZ, H. S.; FOLK, R. L. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Research*, v.54, n.1, p.289-316, 1984.

CHAFETZ, H. S.; LAWRENCE, J. R. Stable Isotopic Variability within Modern Travertines. *Géographie physique et Quaternaire*, v.48, n.3, p.257-273, 1994.

CHAFETZ, H. S.; RUSH, P. F.; UTECH, N. M. Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. *Sedimentology*, v.38, n.1, p.107-126, 1991.

CHEN, J.; ZHANG, D. D.; WANG, S.; XIAO, T.; HUANG, R. Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology*, v.166, p.353-366, 2004.

CORREA, D. *Caracterização, Cronologia e Gênese das Tufas da Serra das Araras - Mato Grosso*. 2006. 79p. (Dissertação de Mestrado) - Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.

CORREA, D.; AULER, A. S. Caracterização, cronologia e gênese das tufas da Serra das Araras, Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 1. 2006, Campo Grande (MS). *Anais*. Campo Grande (MS): Embrapa Informática Agropecuária/INPE, 2006, p.165-174.

CORREA, D.; AULER, A. S. Tufas Calcárias da Serra das Araras (MT): Um notável depósito Sedimentar Quaternário. In: Encontro Brasileiro de Estudos do Carste - Carste 2007, 2, 2007, São Paulo. *Anais*. São Paulo: Redespeleo Brasil, 2007, p.11.

CRISTALLI, P. S. *Macrofitofósseis em tufos calcários quaternários do norte da Bahia como indicadores paleoclimáticos*. 2006. 195p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo São Paulo, 2006.

CRISTALLI, P. S.; SALLUN FILHO, W.; PETRI, S.; KARMANN, I.; UTIDA, G.; MITTELSTAEDT, C. A. Tafonomia de folhas fósseis e características deposicionais de tufos calcários quaternários de Campo Formoso, Bahia, Brasil. In: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M.; OLIVEIRA, M. E. Q. (Ed.). *Paleontologia: Cenários da Vida*. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, 2007, v.2, p.251-260. (Seção 3)

D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; STANZIONE, D.; BRANCACCIO, L.; FERRERI, M. I. Travertine di Pontecagnano (Campania). *Geomorfologia, Sedimentologia, Geochimica. Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v.102, p.123-136, 1983.

DAVIS, C. A. A contribution to the natural history of marl. *Journal of Geology*, v.8, p.485-497, 1900.

DEAN, W. E. Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. In: ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. M. (Ed.). *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration: Society of Economic Paleontologists Mineralogists, Special Publication*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1981, v.31, p.213-231.

DEVER, L.; FONTE, J. C.; RICHÉ, G. Isotopic approach to calcite dissolution and precipitation in soils under semi-arid conditions. *Chemical Geology, Isotope Geosciences Section*, v.66, p.307-334, 1987.

DUARTE, L.; VASCONCELOS, M. E. C. Vegetais do Quaternário do Brasil. I–Flórula de Russas, CE. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.52, n.1, p.37-48, 1980a.

DUARTE, L.; VASCONCELOS, M. E. C. Vegetais do Quaternário do Brasil. II – Flórula de Umbuzeiro, PB. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.52, n.1, p.93-108, 1980b.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, v.1, p.108–121, 1962.

EMEIS, K. C.; RICHNOW, H. H.; KEMPE, S. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, v.34, n.4, p.595-609, 1987.

FLÜGEL, E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Berlin: Springer, 2004. 976p.

FOLK, R. L. SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. *Journal of Sedimentary Research*, v.63, n.5, p.990-999, 1993.

FORD, D. C.; WILLIAMS, P. W. *Karst Geomorphology and Hidrology*. Londres: Unwin Hyman, 1989. 601p.

FORD, T. D. Tufa: a freshwater limestone. *Geology Today*, v.5, n.2, p.60-63, 1989.

FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, v.41, n.3, p.117-175, 1996.

FREYTET, P.; PLET, A. Modern freshwater microbial carbonates: the Phormidium stromatolites (tufa-travertine) of southeastern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies*, v.34, n.1, p.219-237, 1996.

FREYTET, P.; VERRECCHIA, E. P. Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*, v.45, p.535-563, 1998.

FRITZ, P. Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio nei travertini della Toscana. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, v.7, n.25, p.25-30, 1965.

GARNETT, E. R.; GILMOUR, M. A.; ROWE, P. J.; ANDREWS, J. E.; PREECE, R. C. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of Holocene tufas: possibilities and problems. *Quaternary Science Reviews*, v.23, p.947–958, 2004.

GOLUBIC, S.; SEONG-JOO, L.; BROWNE, K. M. Cyanobacteria: Architects of Sedimentary Structures. In: RIDING, R.; AWRAMIK, S. M. (Ed.). *Microbial Sediments*. Berlin: Springer-Verlag, 2000, p.58-67.

GOOGLE. *Google Earth*. Disponível em: <http://earth.google.com>. Acessado em: 08/08/2008, 2008.

HÄGELE, D.; LEINFELDER, R.; GRAU, J.; BURMEISTER, E.-G.; STRUCK, U. Oncoids from the river Alz (southern Germany): Tiny ecosystems in a phosphorus-limited environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.237, n.2-4, p.378-395, 2006.

HORI, M.; HOSHINO, K.; OKUMURA, K.; KANO, A. Seasonal patterns of carbon chemistry and isotopes in tufa depositing groundwaters of southwestern Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.72, n.2, p.480-492, 2008.

HORVATINCIC, N.; CALIC, R.; GEYH, M. A. Interglacial Growth of Tufa in Croatia. *Quaternary Research*, v.53, n.2, p.185-195, 2000.

HORVATINCIC, N.; OBELIC, B.; BRONIC, I. K. Differences in the ^{14}C age, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of Holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.193, n.1, p.139-157, 2003.

HUMPHREYS, W. F.; AWRAMIK, S. M.; JEBB, M. H. P. Freshwater biogenic tufa dams in Madang Province, Papua New Guinea. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, v.78, p.43-54, 1995.

IRION, G.; MÜLLER, G. Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwabische Alb, Germany. *Carbonate Sedimentology in Central Europe: New York, Springer-Verlag*, p.157–171, 1968.

KAHLE, C. F. Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritization. *Sedimentology*, v.24, n.3, p.413-435, 1977.

KANO, A.; MATSUOKA, J.; KOJO, T.; FUJII, H. Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.191, n.2, p.243-262, 2003.

KAWAI, T.; KANO, A.; MATSUOKA, J.; IHARA, T. Seasonal variation in water chemistry and depositional processes in a tufa-bearing stream in SW-Japan, based on 5 years of monthly observations. *Chemical geology*, v.232, n.1-2, p.33-53, 2006.

KEITH, M. L.; WEBER, J. N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.28, n.10-11, p.1787-1816, 1964.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v.18, n.2, p.147-265, 1956.

KÖPPEN, W. *Climatologia*. Ciudad del Mexico: Fondo de Cultura Económica, Traduzido por: Pedro Hendrichs Pérez, 1948. 466p.

LAVAL, B.; CADY, S. L.; POLLACK, J. C.; MCKAY, C. P.; BIRD, J. S.; GROTZINGER, J. P.; FORD, D. C.; BOHM, H. R. Modern freshwater microbialite analogues for ancient dendritic reef structures. *Nature*, v.407, n.6804, p.626-629, 2000.

LEINFELDER, R. R.; HARTKOPF-FRÖDER, C. In situ accretion mechanism of concavo-convex lacustrine oncoids ('swallow nests') from the Oligocene of the Mainz Basin, Rhineland, FRG. *Sedimentology*, v.37, n.2, p.287-301, 1990.

LI, H.; XU, X.; KU, T.; YOU, C.; BUCHHEIM, H. P.; PETERS, R. Isotopic and geochemical evidence of palaeoclimate changes in Salton Basin, California, during the past 20 kyr: 1. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records in lake tufa deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.259, n.2-3, p.182-197, 2008.

LOJEN, S.; DOLENEC, T.; VOKAL, B.; CUKROV, N.; MIHELICIC, G.; PAPESCH, W. C and O stable isotope variability in recent freshwater carbonates (River Krka, Croatia). *Sedimentology*, v.51, p.361-375, 2004.

LUZ, J. D. S.; OLIVEIRA, A. M.; LEMOS, D. B.; ARGOLO, J. L.; SOUZA, N. B.; ABREU FILHO, W. *Projeto Província Serrana*. Goiânia (GO): DNPM/CPRM, 1978. v.1, 105p.

MALLICK, R.; FRANK, N. A new technique for precise uranium-series dating of travertine micro-samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.66, n.24, p.4261-4272, 2002.

MANFRA, L.; MASI, U.; TURI, B. La composizione isotopica dei travertini del Lazio. *Geologica Romana*, v.15, p.127–174, 1976.

MANN, A. W.; HORWITZ, R. C. Groundwater calcrete deposits in Australia some observations from Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, v.26, n.5, p.293-303, 1979.

MERZ-PREISZ, M. Calcification in Cyanobacteria. In: RIDING, R.; AWRAMIK, S. M. (Ed.). *Microbial Sediments*. Berlin: Springer-Verlag, 2000, p.50-56.

MEYRICK, R. A.; KARROW, P. F. Three detailed, radiocarbon-dated, Holocene tufa and alluvial fan mollusc successions from southern Ontario: The first in northeastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.243, p.250–271, 2007.

MOEYERSONS, J.; NYSSSEN, J.; POESEN, J.; DECKERS, J.; HAILE, M. Age and backfill/overfill stratigraphy of two tufa dams, Tigray Highlands, Ethiopia: Evidence for Late Pleistocene and Holocene wet conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.230, p.165-181, 2006.

NASA. *Landsat Program: ETM+*. University of Maryland: Global Landcover Facility, 2007. Disponível do endereço: <http://glcf.umd.edu>. Acessado em 02/08/2007.

NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), 1979. 421p.

NOGUEIRA, V. L.; OLIVEIRA, C. C.; FIGUEIREDO, J. A.; CORRÊA FILHO, F. C. L.; SCOSLEWSKI, N. G.; SOUZA, M. R.; MORAES FILHO, J. C. R.; LEITE, E. A.; SOUZA, N. B.; SOUZA, J. O.; CERQUEIRA, N. L. S.; VANDERLEI, A. A.; TAKASCHI, A. T.; ABREU FILHO, W.; ROSITO, J.; OLIVATTI, O.; HAUSEN, J. E. P.; GONÇALVES, G. N. D.; RAMALHO, R.; PERERIRA, L. C. B. *Relatório Final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1978. In: Projeto Bonito-Aquidauana, v.14, (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).

O'BRIEN, G. R.; KAUFMAN, D. S.; SHARP, W. D.; ATUDOREI, V.; PARNELL, R. A.; CROSSEY, L. J. Oxygen isotope composition of annually banded modern and mid-Holocene travertine and evidence of paleomonsoon floods, Grand Canyon, Arizona, USA. *Quaternary Research*, v.65, n.3, p.366-379, 2006.

OLIVEIRA, E. B. P. M.; SÍGOLO, J. B. Orientação para elaboração de teses, dissertações e outros trabalhos acadêmicos. *Geologia USP: Série Didática*, v.3, n.1, p.1-56, 2005.

OLIVEIRA, E. C.; UTIDA, G.; BOGGIANI, P. C.; PETRI, S. Calcretes da Formação Xaraiés, Mato Grosso do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008a, Curitiba. *Anais*. Curitiba: Sociedade Brasileira da Geologia, 2008a, p.992.

OLIVEIRA, E. C.; UTIDA, G.; BOGGIANI, P. C.; PETRI, S. A Formação Xaraiés e as Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008b, Curitiba. *Anais*. Curitiba: Sociedade Brasileira da Geologia, 2008b, p.991.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M. A. Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. *Special Publications of International Association of Sedimentologists*, v.6, p.485-497, 1983.

ORDOÑEZ, S.; GONZALEZ MARTIN, J. A.; GARCIA DEL CURA, M. A.; PEDLEY, H. M. Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology*, v.69, p.332-350, 2005.

OWEN, L. A.; BRIGHT, J.; FINKEL, R. C.; JAISWAL, M. K.; KAUFMAN, D. S.; MAHAN, S.; RADTKE, U.; SCHNEIDER, J. S.; SHARP, W.; SINGHVI, A. K.; WARREN, C. N. Numerical dating of a Late Quaternary spit-shoreline complex at the northern end of Silver Lake playa, Mojave Desert, California: A comparison of the applicability of radiocarbon, luminescence, terrestrial cosmogenic nuclide, electron spin resonance, U-series and amino acid racemization methods. *Quaternary International*, v.166, p.37-110, 2007.

PACHUR, H. J.; WÜNNEMANN, B. Lake evolution in the Tengger Desert, northwestern China, during the last 40,000 years. *Quaternary Research*, v.44, p.171-180, 1995.

PARCERISA, D.; GOMEZ-GRAS, D.; MARTÍN-MARTÍN, J. D. Calóreles, oncolites and lacustrine limestones in Upper Oligocène alluvial fans of the Montgat area (Catalan Coastal Ranges, Spain). In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. W. (Ed.). *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Boulder: Geological Society of America, 2006, p.239.

PAZDUR, A. The relations between carbon isotope composition and apparent age of freshwater tufaceous sediments. *Radiocarbon*, v.30, n.1, p.7-18, 1988.

PAZDUR, A.; DOBROWOLSKI, R.; DURAKIEWICZ, T.; MOHANTI, M.; PIOTROWSKA, N.; DAS, S. Radiocarbon Time Scale For Deposition of Holocene Calcareous Tufa From Poland and India (Orissa). *Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology*, v.21, p.85-96, 2002a.

PAZDUR, A.; DOBROWOLSKI, R.; DURAKIEWICZ, T.; PIOTROWSKA, N.; MOHANTI, M.; DAS, S. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Time Record and Palaeoclimatic Implications Of The Holocene Calcareous Tufa from South-Eastern Poland and Eastern India (Orissa). *Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology*, v.21, p.97-108, 2002b.

PEDLEY, H. M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, v.68, p.143-154, 1990.

PEDLEY, H. M. Ambient Temperature Freshwater Microbial Tufas. In: RIDING, R.; AWRAMIK, S. M. (Ed.). *Microbial Sediments*. Berlin: Springer-Verlag, 2000, p.179-186.

PEDLEY, H. M.; ANDREWS, J.; ORDONEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M. A.; MARTIN, J. A. G.; TAYLOR, D. Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.121, n.3, p.239-257, 1996.

PEDLEY, H. M.; ROGERSON, M. Freshwater Carbonates Diagenesis. *University of Hull: Geography Research*. Disponível em: <<http://www.hull.ac.uk/geog/research/HMP01.htm>>. Acessado em: 08 de Fevereiro de 2008, 2006.

PEDLEY, H. M.; ROGERSON, M.; MIDDLETON, R. Freshwater calcite precipitates from *in vitro* mesocosm flume experiments: a case for biomediation of tufas. *Sedimentology*, v.56, n.2, p.511-527, 2009.

PENTECOST, A. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor. *Quaternary Science Reviews*, v.14, n.10, p.1005-1028, 1995.

PENTECOST, A.; TORTORA, P. Bagni di Tivoli, Lazio: a modern travertine-depositing site and its associated microorganisms. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v.108, p.315-324, 1989.

PERRY, C. T. Biofilm-related calcification, sediment trapping and constructive micrite envelopes: a criterion for the recognition of ancient grass-bed environments? *Sedimentology*, v.46, n.1, p.33-45, 1999.

PERYT, T. M. *Coated Grains*. Berlin: Springer-Verlag, 1983a. 655p.

PERYT, T. M. Vadoids. In: PERYT, T. M. (Ed.). *Coated Grains*. Berlin: Springer-Verlag, 1983b, p.437-449.

PLATT, N. H. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, v.36, n.4, p.665-684, 1989.

PUTZER, H. *Geologie von Paraguay*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1962.

RIBEIRO, F. B.; ROQUE, A.; BOGGIANI, P. C.; FLEXOR, J. M. Uranium and thorium series disequilibrium in quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul State, central Brazil. *Applied Radiation and Isotopes*, v.54, n.1, p.153-73, 2001.

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, v.47, n.1, p.179-214, 2000.

ROBBINS, L. L.; BLACKWELDER, P. L. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings; a biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, v.20, n.5, p.464-468, 1992.

ROUCHY, J. M.; SERVANT, M.; FOURNIER, M.; CAUSSE, C. Extensive carbonate algal bioherms in upper Pleistocene saline lakes of the central Altiplano of Bolivia. *Sedimentology*, v.43, n.6, p.973-993, 1996.

SALLUN FILHO, W. *Geomorfologia e Geoespeleologia do Carste da Serra da Bodoquena, MS*. 2005. 193p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; BOGGIANI, P. C. Paisagens Cársticas da Serra da Bodoquena (MS). In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, A.

D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Editora, 2004, p.423-434.

SANT'ANNA, L. G.; RICCOMINI, C.; RODRIGUES-FRANCISCO, B. H.; SIAL, A. N.; CARVALHO, M. D.; MOURA, C. A. V. The Paleocene travertine system of the Itaborai basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.18, p.11-25, 2004.

SCHOLL, D. W.; TAFT, W. H. Algae, contributors to the formation of calcareous tufa, Mono Lake. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.34, n.2, p.309-319, 1964.

SCHWARCZ, H. P. Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. In: FRITZ, P.; FONTES, J. C. (Ed.). *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1986, v.2 - The Terrestrial Environment - B, p.271-303.

SINHA, R.; TANDON, S. K.; SANYAL, P.; GIBLING, M. R.; STUBEN, D.; BERNER, Z.; GHAZANFARI, P. Calcretes from a Late Quaternary interfluvium in the Ganga Plains, India: Carbonate types and isotopic systems in a monsoonal setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.242, n.3-4, p.214-239, 2006.

SMITH, A. M.; MASON, T. R. Pleistocene, multiple-growth, lacustrine oncoids from the Poacher's Point Formation, Etosha Pan, northern Namibia. *Sedimentology*, v.38, n.4, p.591-599, 1991.

STOLZ, J. F. Structure of Microbial Mats and Biofilms. In: RIDING, R.; AWRAMIK, S. M. (Ed.). *Microbial Sediments*. Berlin: Springer-Verlag, 2000, p.1-8.

SUGUIO, K. *Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica*. São Paulo, Brasil: Edgard Blücher, 1980. 500p.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H.; MATSUI, E. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1980, Camboriú, SC. *Anais*. Camboriú, SC: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, v.1, p.607-617.

TALMA, A. S.; NETTERBERG, F. Stable isotope abundances in calcretes. In: WILSON, R. C. L. (Ed.). *Geological Society London Special Publications - Residual Deposits: Surface related Weathering Processes and Materials*. London: Blackwell Scientific Publications, 1983, v.11, p.221.

TANDON, S. K.; NARAYAN, D. Calcrete conglomerate, case-hardened conglomerate and cornstone - a comparative account of pedogenic and non-pedogenic carbonates from the continental Siwalik Group, Punjab, India. *Sedimentology*, v.28, n.3, p.353-367, 1981.

TUCKER, M. E. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 1990. 482p.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 2001. 272p.

TURCQ, B.; SUGUIO, K.; SOUBIÉS, F.; SERVANT, M.; PRESSINOTTI, M. N. Alguns terraços fluviais do Sudoeste e do Centro-Oeste brasileiro por radio-carbono: possíveis significados paleoclimáticos. Alguns terraços fluviais do Sudoeste e do Centro-Oeste brasileiro por radio-carbono: possíveis significados paleoclimáticos. In: Congresso da ABEQUA, I. 1987, Porto Alegre (RS). *Anais*. Porto Alegre (RS): ABEQUA, 1987, p.379-392.

TURI, B. Stable isotope geochemistry of travertines. In: FRITZ, P.; FONTES, J. C. (Ed.). *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1986, v.2 - The Terrestrial Environment - B, p.207-238.

TURNER, E. C.; JONES, B. Microscopic calcite dendrites in cold-water tufa: implications for nucleation of micrite and cement. *Sedimentology*, v.52, n.5, p.1043-1066, 2005.

USGS. *Shuttle Radar Topographic Mission, 3 arc second PIA03388.tif*. Disponível em: <http://srtm.usgs.gov> . Acessado em: 12/08/2007, 2006.

UTIDA, G.; OLIVEIRA, E. C.; PETRI, S.; BOGGIANI, P. C. Microfósseis em Micrito Quaternário da Serra da Bodoquena-MS como Indicadores Paleoambientais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008, Curitiba. *Anais*. Curitiba: Sociedade Brasileira da Geologia, 2008, p.796.

UTIDA, G.; PETRI, S.; SALLUN FILHO, W.; BOGGIANI, P. C. Gastrópodes em tufos calcários quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito, MS. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 20, 2007, Búzios, RJ. *Anais*. Búzios, RJ: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2007, p.146-147.

VENABLES, J. A.; SPILLER, G. D. T.; HANBUCKEN, M. Nucleation and growth of thin films. *Reports on Progress in Physics*, v.47, p.399-459, 1984.

WALTER, M. R. Introduction. In: WALTER, M. R. (Ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976, p.1-3.

WEED, W. H. On the formation of siliceous sinter by the vegetation of thermal springs. *American Journal of Science*, v.37, p.351-359, 1889.

WRAY, J. L. *Calcareous algae*. Amsterdam: Elsevier, 1977. 185p.

WRIGHT, V. P.; TUCKER, M. E. *Calcretes*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 1991. 352p.

YOSHIMURA, K.; LIU, Z.; CAO, J.; YUAN, D.; INOKURA, Y.; NOTO, M. Deep source CO₂ in natural waters and its role in extensive tufa deposition in the Huanglong Ravines, Sichuan, China. *Chemical geology*, v.205, p.141-153, 2004.

ANEXO 1: Mapa Temático da Serra da Bodoquena

ANEXO 1

Mapa Temático da Serra da Bodoquena

LEGENDA

- Curvas de nível
- Drenagens
- Estradas
- Cidades
- Pontos de referência

- Depósitos Aluviais
 - Tufas
 - Bacia Paraná
 - Calcários
 - Dolomitos com Rochas Terrígenas
 - Rochas Terrígenas
 - Mármore
 - Complexo Rio Apa
- Quaternário
- Paleozóico a Mesozóico
- Ediacarano (Grupo Corumbá)
- Proterozóico (Grupo Cuiabá)
- Arqueano/Proterozóico

Faixa Paraguai

LEGENDA

- sedimentos quaternários
- sedimentos paleozóicos
- granitos pós-tectônicos
- Unidades Neoproterozóicas - Cambrianas
- sedimentos terrígenos do Grupo Alto Paraguai
- Grupo Araras
- Unidades Neoproterozóicas
- carbonatos do Grupo Corumbá
- sedimentos terrígenos do Grupo Corumbá
- Grupo Itapucumi
- Grupo Jacadigo
- Grupo Cuiabá
- embasamento gnáissico-granítico

Observação: Pontos 08-TUF-32 a 08-TUF-38 foram amostrados fora da área da Serra da Bodoquena, no Pantanal e em Corumbá.

Base de dados: Sallun Filho (2005) a partir de Nogueira & Oliveira, 1978; Neto *et al.*, 1976; Araújo *et al.*, 1982; Godoi, 2001.

OLIVEIRA, E. C. (2009)
“Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena”

ANEXO 2: Tabela da Afloramentos

ANEXO 2: TABELA DE AFLORAMENTOS

Ponto	UTM N	UTM W	Local	Tipo de Tufa*	Fósseis	Observações
1	544652	7650534	Mineração Xaraiés	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Amplio depósito; Mineração ativa; Vadóides na base do depósito
2	545726	7649713	Rio Formoso	Tufa Fitohermal		Vadóides no leito e em concreções; Contato com Form. Bocaina
3			Cachoeira do Taika	Tufa Fitohermal	Vegetais	Ativas e inativas; Revestindo os fósseis vegetais
4	551813	7677369	Cachoeira do Taika	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Margens do rio; Grande quantidade de fósseis
5	551762	7677565	Cachoeira do Taika	Tufa Fitohermal	Vegetais	Caverna de tufa; espeleogênese no interior
6	551846	7677392	Cachoeira do Taika	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Ocorrem também bivalves
7	526992	7670727	Córrego Seputá	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Rio corta depósito; Bolhas presas em esteiras algais
8	512636	7673964	Cach. Aquidaban	Tufa Fitohermal		Cachoeira de tufas; Tufas ativas
9	513039	7674074	Cach. Aquidaban	Tufa Fitohermal		Tufas inativas muito cristalizadas
10	513080	7674078	Cach. Aquidaban	Tufa Fitohermal	Vegetais	Perfil de amostragem (4); Tufas inativas
11	539400	7675291	Rod. MS-178	Tufa Fitohermal	Vegetais	Tufas inativas com folhas fossilizadas
12	536885	7721952	Rio Betione	Tufa Fitohermal	Gastrópodes	Pq. Da Cachoeiras (Bodoquena); forte fluxo; Tufas ativas; Fósseis nas margens
13	536396	7723881	Rio Betione	Tufa Fitohermal	Gastrópodes	Tufas ativas; Barragens de tufas; Fósseis nas margens, em micritos
14	529466	7728054	Córrego Campina	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Fósseis abundantes; Depósito na marge do córrego
15	536210	7718678	Rio Betione	Tufa Fitohermal	Gastrópodes	Baln. Prudente Correa; Fósseis em depósito nas margens
16	552247	7665262	Bonito	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Periferia de Bonito; Fósseis abundantes; ocorrem calcretes na base do depósito
17	564035	7665028	Rio Formoso	Tufa Fitohermal	Gastrópodes	Maior rio da região; Grande depósito lateral de micritos; Tufas ativas e inativas
18	563837	7664270	Ilha do Padre	Tufa Fitohermal	Gastrópodes	Alta energia; Grande depósito lateral de micritos; Gastrópodes fósseis e viventes
19	550753	7656577	Rio Formosinho	Tufa Fitohermal	Gastrópodes	Rio entalhando depósito micrítico; Feições de litificação na calha do rio
20	548602	7651770	Estrada	Tufa Micrítica		Colúvio oxidado recobrimdo depósito micrítico
21	548189	7649912	Praia da Figueira	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Antiga lavra de micritos; Rio Formoso entalha micritos no local
22	546209	7646913	Estrada	Tufa Micrítica		Novamente os micritos são recobertos por colúvio ferruginoso
23	547963	7630237	Rio Prata	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Amplio depósito
24	548367	7631302	Rio Prata	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Fazenda Varjão; área de várzea
25	548188	7630855	Rio Prata	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Local de sondagem
26	548770	7630613	Rio Prata	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Local de sondagem
27	547915	7647614	Estrada	Tufa Micrítica		Micritos em contato com solo terrígeno
28	547129	7680909	Afluente do Mimoso	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Lago e barragem de tufas fitohermais em depósito micrítico

ANEXO 2: TABELA DE AFLORAMENTOS (continuação)

Ponto	UTM N	UTM W	Local	Tipo de Tufa*	Fósseis	Observações
29	543312	7686949	Córrego da Olaria	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Depósito micrítico com tufas fitohermais; Gastrópodes são abundantes
30	540355	7692517	Córrego Pitangueiras	Tufa Microdetrítica		Tufa composta por fragmentos carbonáticos incrustados; recobre solo terrígeno
31	539311	7698545	Córrego Taquaruçu			Apenas solo terrígeno, sem tufas
32	496138	7834854	Pantanal Sul	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Lentes carbonáticas do Pantanal; rico em gastrópodes
33	431910	7899296	Corumbá			Escadaria do Porto de Corumbá; perfil de Calcretes
34	431445	7899576	Corumbá			Posto Fluvial; Calcretes em blocos rolados
35	431957	7899686	Corumbá			Calcretes sobre Grupo Corumbá
36	429945	7899216	Corumbá			Calcretes sobre Grupo Corumbá
37	440565	7860520	BR-262 km 729			Ampla exposição de calcretes
38	495429	7847272	Pantanal Sul	Tufa Micrítica	Gastrópodes	Ampla lente micrítica; rica em gastrópodes

* Segundo FORD; PEDLEY, 1996 (Nomenclatura traduzida)