UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**IDADES DE SOTERRAMENTO $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ EM GRÃOS DE QUARTZO E O
ASSOREAMENTO DE SISTEMAS DE CAVERNAS NA REGIÃO DE
IRAQUARA (BA): 2 MILHÕES DE ANOS DE REGISTRO SEDIMENTAR
QUATERNÁRIO**

Fernando Verassani Laureano

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2014

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**IDADES DE SOTERRAMENTO $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ EM GRÃOS DE QUARTZO E O
ASSOREAMENTO DE SISTEMAS DE CAVERNAS NA REGIÃO DE
IRAQUARA (BA): 2 MILHÕES DE ANOS DE REGISTRO SEDIMENTAR
QUATERNÁRIO**

Fernando Verassani Laureano

Tese de doutorado apresentada junto ao
Instituto de Geociências da Universidade de
São Paulo na Área de Geoquímica dos
Processos Exógenos para a obtenção do
título de Doutor em Geociências.

São Paulo
2014

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Laureano, Fernando Verassani

Idades de soterramento $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em grãos de quartzo e o assoreamento de sistemas de cavernas na região de Iraquara (BA): 2 milhões de anos de registro sedimentar quaternário / Fernando Verassani Laureano. - São Paulo, 2014.

86 p. : il + 6 anexos.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Karmann, Ivo

1. Bahia: Cavernas 2. Quaternário 3. Datação de soterramento 4. Sedimentos 5. Cosmogênicos I.
Título

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família Adriana, Larissa e Luca pelo apoio nesta empreitada e por tanto tolerar minha ausência nestes últimos 4 anos.

Agradeço ao Dr. Ivo Karmann por sempre acreditar e incentivar este projeto. Além disso, não há como não agradecer aos amigos Ivo, Candinha e Lucas que sempre me acolheram com alegria.

Também gostaria de agradecer ao Dr. Darryl Granger pela parceria e o cuidado a mim dispensado quando estive em terras do Tio Sam. Agradeço ao pessoal do PRIME LAB e do Departamento de Ciências Atmosféricas e da Terra, Purdue University.

Quero agradecer a todos os colegas que de alguma forma contribuíram para a realização desta tese. A lista é grande e desde já peço desculpa por eventuais omissões. Obrigado à velha guarda Chico Bill, Augusto Auler, Aloísio Cardoso, Nelson Baptista, Mylene Berbet-Born, Welinson Brito Ferreira e aos novos parceiros Nikolas Strickis, Valdir Novello, Plínio Jaqueto, Grasiane Luz Mathias, Gabriel Campolina, Rafael Camargo, Daniela Menezes, Luísa Penido Avelar e Breno Melo. Gostaria também agradecer ao amigo Henrique Paprocki pelo incentivo constante e aos demais colegas da PUC Minas pelo apoio.

Um especial agradecimento ao Grupo Bambuí de Pesquisa Espeleológicas, na pessoa do Sr. Ézio Rubbioli, que prontamente disponibilizou mapas e dados espeleométricos. Também gostaria de agradecer a turma de Iraquara que sempre nos recebeu com respeito e atenção.

Agradeço à Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo suporte financeiro ao projeto (Processo 2010/20560-2) e ao ICMBio/CECAV pela autorização para coleta em cavernas (número 27341-2).

RESUMO

LAUREANO, F.V. Idades de soterramento $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em grãos de quartzo e o assoreamento de sistemas de cavernas na região de Iraquara (BA): 2 milhões de anos de registro sedimentar Quaternário. Tese de Doutorado. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2014.

Idades de soterramento de grãos de quartzo pelos isótopos cosmogênicos ^{26}Al e ^{10}Be foram obtidas em depósitos sedimentares que assorearam os sistemas de cavernas associados aos vales cegos dos riachos das Almas e Água de Rega, região de Iraquara (BA). Os resultados também incluem a caracterização faciológica e uma abordagem preliminar sobre a arquitetura dos depósitos, além do mapeamento em campo do contexto geomórfico dos sistemas de condutos e seu preenchimento sedimentar. Coberturas terciárias assentadas sobre todas as unidades pré-cambrianas testemunham que a superfície cárstica e os sistemas de condutos fazem parte de uma longa história de evolução, envolvendo episódios de exposição, soterramento e exumação. Durante os dois últimos milhões de anos, a drenagem superficial e os sistemas de cavernas estavam plenamente articulados na condução de água e sedimentos, com rotas de fluxo subterrâneas que incluíam ainda trechos labirínticos pré-existent, que serviam de repositório de sedimentos durante os eventos de inundação, proporcionando também, rotas alternativas ao canal, na medida em que o sistema agradava. A sucessiva migração do canal por estas redes labirínticas originou o padrão distributário observado na Lapa Doce e na Gruta da Torrinha. Os depósitos sedimentares estudados nas cavernas dividem-se em dois grupos: fluviais e de água estagnada. Os depósitos fluviais ocorrem na base e são constituídos por fácies de canal e fácies de inundação. As idades de soterramento de grãos de quartzo destes sedimentos apontam para um período de assoreamento fluvial compreendido entre $1,91 \pm 0,12$ e $0,36 \pm 0,08$ milhões de anos para o sistema Lapa Doce-Torrinha (riacho Água de Rega) e $1,37 \pm 0,15$ e $0,87 \pm 0,17$ milhões de anos para o sistema Cão-Talhão (riacho das Almas). No sistema Lapa Doce-Torrinha as idades de soterramento concentram-se no intervalo compreendido por dois períodos úmidos (350-450 Ka e 900-1000 Ka), registrados em estudos anteriores através do crescimento de tufas calcárias no semiárido baiano. Tal fato sugere que a agradação fluvial verificada, tanto nos rios quanto nas cavernas, esteja associada a fatores climáticos, particularmente o aumento da carga dos rios derivado da diminuição na estabilidade dos grãos nas vertentes exercida por uma vegetação arbustiva esparsa ou ausente. No topo, os depósitos de água estagnada, preferencialmente compostos por lamas, não possuem estruturas trativas ou de corrente e são associados a uma sedimentação em ambiente freático, para o qual é necessário considerar a subida do nível de base. Gretas de contração, além de relações estratigráficas e erosivas destes depósitos com crostas calcíticas evidenciam que eles não foram depositados em um evento único. Idades U/Th obtidas nas crostas calcíticas apontam para uma deposição durante o Pleistoceno Tardio. Interpreta-se que as lamas foram depositadas durante períodos de elevação do nível de base devido aos eventos úmidos abruptos de escala milenar que ocorreram no nordeste brasileiro ao longo dos últimos 210 ka.

Palavras-chave: Bahia, sedimentos, cavernas, cosmogênicos, datação de soterramento, Quaternário.

ABSTRACT

LAUREANO, F.V. Idades de soterramento $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em grãos de quartzo e o assoreamento de sistemas de cavernas na região de Iraquara (BA): 2 milhões de anos de registro sedimentar Quaternário. Tese de Doutorado. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2014.

^{26}Al and ^{10}Be burial ages have been obtained from quartz grains sampled in extensive sedimentary deposits that fill cave systems associated with Das Almas and Água de Rega creeks blind valleys, Iraquara region, Bahia (Brazil). The geomorphic context of the caves and their sedimentary record is presented, as well a facies analyses and a preliminary architecture approach for subterranean deposits. Tertiary covers deposited over all Precambrian geological units give evidence that karstic surface and conduit systems are features of a long term evolving landscape, sculpted during episodes of exposure, burial and exhumation. In the last two million years, surface drainage and cave systems were full connected in terms of water and sediment transport. Conduit systems still connected with preexisting passage networks, working as sediment repositories during floods and offering alternative routes to the channels as the systems aggraded. Successive channel migration led to the distributary pattern observed in the caves Lapa Doce and Gruta da Torrinha. The cave sedimentary record can be divided into two major categories: alluvial and slackwater deposits. At the bottom of the sediments, channel and flood facies were recognized in alluvial deposits. Quartz simple burial ages point to fluvial aggradation between $1,91 \pm 0,12$ and $0,36 \pm 0,08$ My in Lapa Doce-Torrinha cave system (Água de Rega creek) and between $1,37 \pm 0,15$ and $0,87 \pm 0,17$ million years in Cão-Talhão cave system (Das Almas creek). Burial ages from Lapa Doce-Torrinha samples group in between two past humid periods (350-450 Ky and 900-1000 Ky) recorded in previous studies from travertines growth in arid regions of Bahia State. This fact suggests that valley and cave aggradation is associated with climate factors, particularly an increase in river load derived from decreased stabilization of hillslopes due to a sparse or absent forest vegetation. At the top of sedimentary pile slackwater deposits are ordinarily muddy without tractive or current sedimentary structures. They are assigned to be deposited in a phreatic environment which, in turn, necessarily requires the base level to rise longer than seasonal floods. Mud cracks, erosive surfaces and stratigraphic relations to calcite crusts and flowstones prove that they were not deposited in a single event. U/Th ages from interstratal calcite crusts point to mud deposition during the Late Pleistocene. Slackwater deposits are interpreted to be a result of sedimentation during successive abrupt wet events defined on millennial time scale for the Brazilian northeast during the last 210ky.

Key words: Bahia, sediments, caves, cosmogenic, burial dating, Quaternary.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo: A-Chapada Diamantina; B–Bacia de Irecê; C–Bacia Una Utinga	2
Figura 1.2: Evolução de condutos na Lapa Doce por Ferrari (1990), o maior sistema de cavernas da área estudada.	3
Figura 1.3: Estágios de sedimentação e evolução de condutos na Lapa Doce e na Gruta da Torrinha, os dois maiores sistemas de cavernas da área de estudo. Modificado de Laureano (1998).	4
Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da área de estudo, modificado de CPRM (1999).	7
Figura 2.2: Aspectos gerais das coberturas terciárias	9
Figura 2.3: Perfis longitudinais dos riachos das Almas e Água de Rega com indicação da litologia. A forma do traço representa a unidade geológica na qual os aluviões se encontram embutidos.	11
Figura 2.4: Configuração dos principais sistemas de caverna entre os vales cegos e o rio Santo Antônio.	13
Figura 2.5: Aspectos gerais dos condutos nos principais sistemas de caverna estudados.	14
Figura 2.6: Níveis de caverna no sistema Lapa Doce-Torrinha, balizados pelo nível d'água observado em diferentes partes do sistema.	15
Figura 3.1: Contexto em planta e em seções transversais das trincheiras escavadas no sistema Lapa Doce-Torrinha.	17
Figura 3.2: Colunas estratigráficas obtidas nas escavações do sistema Lapa Doce-Torrinha	21
Figura 3.3: Seção transversal e coluna estratigráfica obtida na escavação realizada no sistema Cão-Talhão.	22
Figura 3.4: Fotografias de alguns degraus das trincheiras escavadas	24
Figura 3.5: Perfil longitudinal composto a partir das observações da pilha de preenchimento sedimentar do conduto tronco da Lapa Dois, Sistema Lapa Doce.	25
Figura 3.6: Associações de fácies e unidades deposicionais, seção transversal, Salão da Pedra Furada, Gruta da Torrinha.	26
Figura 3.7: Acreção lateral de preenchimentos de canal (<i>channel fills</i>) na associação de fácies de inundação. Sifão de Areia, Sistema Lapa Doce.	27
Figura 3.8: Estruturas de corte e preenchimento delineadas por superfícies de 3ª ordem, exposição transversal ao conduto do sistema Cão-Talhão. Associação de fácies de inundação.	28
Figura 3.9: Depósitos de água estagnada apresentando crostas calcíticas interestratificadas e espeleotemas sobrejacentes.	29
Figura 4.1: Diagrama exposição-soterramento expressando as relações entre a razão isotópica $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em função da concentração de ^{10}Be normalizado para o equilíbrio secular.	35
Figura 4.2: Diagrama da isócrona ^{26}Al e ^{10}Be (modificado de Balco e Rovey, 2008).	39

Figura 4.3: Diagrama exposição-soterramento com os resultados obtidos nas amostras coletadas em superfície, nos sistemas de cavernas alimentados pelos riachos das Almas e Água de Rega e em uma cisterna não revestida, escavada no aluvião deste último curso d'água.	49
Figura 4.4: Distribuição das taxas de erosão medidas conforme sua idade de soterramento.	50
Figura 4.5: Idades de soterramento no contexto da escavação do sistema Cão-Talhão.	51
Figura 4.6: Idades de soterramento obtidas nas escavações realizadas no sistema Lapa Doce-Torrinha.	53
Figura 4.7: Coluna estratigráfica e idades de soterramento obtidas no poço do Nalvim, leito do riacho Água de Rega a montante do sistema Lapa Doce.	54
Figura 5.1: Razões $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ medidas e iniciais (calculadas).	57
Figura 5.2: Contexto e idades U/Th de crostas estalagmíticas erodidas encontradas na porção de topo da escavação da Lapa Doce.	58
Figura 5.3: Comparação entre as idades de soterramento calculadas e corrigidas com os períodos normais (escuros) e reversos (branco) do campo geomagnético, sistema Cão-Talhão.	60
Figura 5.4: Modelo conceitual de evolução dos sistemas de cavernas estudados.	66
Figura 5.5: Sedimentação detrítica e a evolução morfológica de condutos dos sistemas de cavernas estudados durante o Pleistoceno.	68
Figura 5.6: Distribuição das idades de soterramento ao longo da rota subterrânea “leste” – Riacho Água de Rega.	72
Figura 5.7: Idades de soterramento <i>versus</i> períodos úmidos (faixas em azul), caracterizados por travertinos (tufas calcárias) datados pelo método U/Th nos rios Jacaré e Salitre, Bahia (Auler et al, 2004 e Wang et al.,2004).	73
Figura 5.8: Seção transversal da galeria da Lapa Dois nas proximidades da trifurcação dos condutos. Morfologia e idades U/Th de crostas calcíticas e espeleotemas revelam sucessivos eventos de deposição e erosão.	75

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1: Hierarquia das unidades deposicionais aplicadas aos depósitos fluviais. Adaptado de Mial (1996).	18
Quadro 3.2: Fácies descritivas reconhecidas nas trincheiras escavadas.	19
Quadro 3.3: Associações de fácies reconhecidas, principais características e interpretação do ambiente deposicional a qual remetem.	20
Quadro 4.1: Principais núclídeos cosmogênicos utilizados em estudos geológicos de superfície. Extraído de Dunai (2010).	31
Quadro 4.2: Localização e descrição das amostras datadas.	42

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Área total drenada pelo rio Santo Antônio e seus afluentes na área de estudo.	11
Tabela 4.1: Valores utilizados no cálculo da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ e na propagação dos erros.	44
Tabela 4.2: Interações múltiplas entre as equações [8], [9] e [10] para obtenção de idades de soterramento simples	46
Tabela 4.3: Razões iniciais (R), taxas de erosão e idades de soterramento obtidas para as amostras de areia e cascalho processadas.	48
Tabela 5.1: Parâmetros de entrada (cinza) e resultados do modelo físico de agradiação e incisão fluvial.	63

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1 Hipóteses a serem testadas	3
2 Os sistemas de cavernas estudados e seu contexto no relevo regional	5
2.1 Materiais e procedimentos de campo	5
2.2 Contextos geológico e geomorfológico	6
2.3 Hidrografia e as bacias hidrográficas dos vales cegos	10
2.4 Sistemas de cavernas estudados	12
3 Depósito sedimentar detrítico associado aos sistemas de condutos	16
3.1 Histórico de investigação e procedimentos adotados	16
3.2 Fácies descritivas e associação de fácies	18
3.3 Depósitos fluviais	23
3.4 Depósitos de águas estagnadas	28
4 Idades de soterramento de grãos de quartzo através dos isótopos cosmogênicos ¹⁰Be e ²⁶Al	30
4.1 Conceitos, métodos e aplicações	32
4.1.1 ¹⁰ Be e ²⁶ Al – Produção na superfície e em profundidade	32
4.1.2 Inventário de ¹⁰ Be e ²⁶ Al em grãos quartzo	33
4.1.3 Datação do soterramento	36
4.1.3.1 Soterramento simples	37
4.1.3.2 Idades mínimas e máximas	38
4.1.3.3 Método da isócrona	38
4.1.4 Incertezas na determinação de idades de soterramento	39
4.1.5 Aplicações em Geociências	40
4.2 Idades de soterramento e taxas de erosão pré-soterramento	41
4.2.1 Amostragem, procedimentos analíticos e cálculo das idades	41
4.2.2 Cronologia do soterramento dos depósitos subterrâneos	50
5 Discussões	55
5.1 A falta de balizamento isotópico e o significado geocronológico das idades de soterramento.	55

5.2 O registro sedimentar e a evolução dos condutos	64
5.3 Os sedimentos de caverna e seu contexto paleoambiental	70
6 Conclusões	76
7 Referências	79
8 Anexos	
Anexo 1 – Artigo - Revista Brasileira de Geomorfologia	
Anexo 2 – Fluxo de preparação de amostras	
Anexo 3 – Resultados analíticos AMS	
Anexo 4 – Dados geocronológicos U/Th	
Anexo 5 – Dados geocronológicos - Paleomagnetismo	
Anexo 6 – Modelo físico – razões $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ durante soterramento e exposição em leito fluvial	

•

1 Introdução

Cavernas são feições erosivas e tendem a ser removidas da paisagem no compasso dos processos que governam a evolução do relevo no qual estão inseridas. Mas enquanto estão presentes, elas funcionam como repositório de sedimentos uma vez que lá são mais preservados das intempéries e dos efeitos da bioturbação. Sedimentos detríticos depositados em cavernas são arquivos da evolução do modelado (Antony e Granger, 2007; Lisker et al., 2010; Wagner et al., 2011) e de mudanças ambientais e climáticas (Moeyersons, 1997; Panno et al., 2004; Ellwood e Gose, 2006), são portadores de importantes registros paleontológicos (Moriarty et al., 2000; Auler et al., 2006; Cartelle Guerra, 2012) e arqueológicos (Piló et al., 2005; Dirks et al., 2010; Carbonell et al., 2008;). Além disto, tem um papel relevante quando se precisa compreender a migração de contaminantes no aquífero cárstico (Mahler et al., 2007, Herman et al., 2012).

Embora deva se reconhecer certo avanço nas últimas décadas à cerca do processo de transporte e deposição de sedimentos detríticos em sistemas cársticos (Bosh e White, 2007; Hermann et al., 2012) e o seu papel na evolução de condutos (Farrant e Smart, 2011), as descrições e modelos existentes ainda são muito simples, o que encoraja a acreditar que muito mais investigações detalhadas de cunho sedimentológico e estratigráfico mereçam ser desenvolvidos neste tipo de ambiente.

Grandes sistemas de caverna existentes na região de Iraquara na Chapada Diamantina (Figura 1.1) guardam expressivos depósitos sedimentares, sugerindo uma longa história de preenchimento de seus condutos. Ferrari (1990), Cruz Jr. (1998), Laureano (1998) e Auler (1999) desenvolveram investigações geoespeleológicas na região e propuseram distintos modelos para a evolução dos condutos. Mas uma vez que estes estudos não possuem uma amarração geocronológica confiável e de longo alcance, suas conclusões acabam por constituir hipóteses a serem testadas. No início dos anos 2000 a técnica de datação do soterramento de grãos de quartzo através dos isótopos cosmogênicos ^{26}Al e ^{10}Be começou a ser aplicada em sedimentos de caverna, mostrando bons resultados (Granger et al., 1997; Granger et al., 2001; Stock et al., 2004). A possibilidade de obter idades para o registro sedimentar das cavernas de Iraquara motivou o desenvolvimento desta pesquisa que aqui se encontra sintetizada na forma de tese.

Os resultados aqui apresentados e discutidos constituem parte dos resultados obtidos no projeto de pesquisa *“Geocronologia e interpretações paleoambientais de sedimentos clásticos em cavernas da Bahia”* financiado pela FAPESP (Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo) através do processo 2010/20560-2. Para a obtenção das idades de soterramento foi fundamental a cooperação científica firmada com o Prof. Dr. Darryl Granger do Departamento de Ciências da Terra e Atmosféricas da Universidade de Purdue (Indiana, EUA). Outras parcerias firmadas no âmbito do projeto de pesquisa com o Laboratório de Geocronologia da Universidade de Minnesota (EUA) e o Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP permitiram o balizamento das idades de soterramento de grãos de quartzo com idades de cristalização de calcita pelo método U/Th, bem como pela determinação de inversões paleomagnéticas. Em relação aos estudos anteriores procurou-se ampliar o número de

cavernas amostradas, bem como a percepção da morfologia dos sistemas de condutos e seus sedimentos no quadro da evolução do relevo regional.

O objetivo geral deste trabalho é extrair informações geomorfológicas e paleoambientais do registro sedimentar que preenche grandes sistemas de cavernas na região de Iraquara. Seus objetivos específicos são:

- (i) Detalhar a estratigrafia e datar os principais eventos de deposição de um expressivo registro sedimentar que preenche sistemas de cavernas na porção sul da Bacia de Irecê;
- (ii) Contribuir com o conhecimento à cerca do transporte e deposição de sedimentos detríticos em sistemas de condutos e seu papel na espeleogênese e na evolução de sistemas cársticos;
- (iii) Situar o registro no quadro de evolução do modelado e contribuir com a cronologia de processos geomorfológicos no interior do Brasil, bem como com a discussão sobre as condições ambientais nas quais estes processos se desenrolaram.

Figura 1.1: Localização da área de estudo: A-Chapada Diamantina; B-Bacia de Irecê; C-Bacia Una Utinga.

Figure 1.1: Location of study area: A – Chapada Diamantina; B – Irecê Basin; C – Una-Utinga Basin.

1.1 Hipóteses a serem testadas

A área de pesquisa compõe uma das regiões mais estudadas do Brasil sob o ponto de vista da geomorfologia e da hidrogeologia cárstica (Guerra, 1986; Negrão, 1987; Ferrari, 1990; Cruz Jr, 1998; Laureano, 1998; Auler, 1999; Valle, 2004). Todos estes trabalhos constituem frutos de pesquisas associados a programas de pós-graduação. Um primeiro conjunto de hipóteses a serem testadas está associado às conclusões de alguns desses estudos, no que se refere à sedimentação e a evolução dos condutos. Outro conjunto de hipóteses tem a ver com o contexto ambiental no qual foi gerado o registro sedimentar.

O arranjo da morfologia das cavernas e o preenchimento sedimentar conduziram Ferrari (1990) a sugerir um esquema evolutivo de seis fases para o sistema Lapa Doce (Figura 1.2): (a) iniciação e desenvolvimento freático; (b) rebaixamento do nível de base e entalhamento vadoso; (c) estabilização do nível de base e desenvolvimento em condições freáticas; (d) rebaixamento do nível de base e retomada do entalhamento vadoso; (e) sedimentação e preenchimento; (f) erosão e retrabalhamento dos sedimentos, (g) configuração atual.

Figura 1.2: Evolução de condutos na Lapa Doce por Ferrari (1990), o maior sistema de cavernas da área estudada.

Figure 1.2: Conduits evolution in Lapa Doce by Ferrari (1990), the largest cave system in the study area.

Assim como Ferrari (1990), Cruz Jr (1998) e Laureano (1998) também descreveram uma sequência de eventos para a evolução dos sistemas de cavernas da região que envolvem a abertura dos condutos, seu preenchimento sedimentar e posterior reentalhamento. Mas ambos reconheceram a existência de condutos de mais de uma geração e que a fase de

preenchimento é tão ou mais é determinante na morfologia dos condutos do que a das fases pregressas. Baseado na correlação de associações de fácies encontradas ao longo das duas maiores cavernas da região, Laureano (1998) esboçou ainda uma interpretação dos ambientes de sedimentação pelos quais as cavernas teriam evoluído (Figura 1.3).

Paragênese é a denominação dada a um modelo de evolução freática ascendente de condutos devido à colmatação do piso da galeria por sedimentos detriticos (Renault, 1968). Este modelo alimentou as interpretações de Auler (1999) que atribuiu uma evolução paragenética às cavernas de Iraquara que, posteriormente, ainda teriam passado por sucessivos ciclos de entrada e retirada de sedimentos dos condutos. O autor foi o primeiro a discutir um intervalo de tempo para a evolução das cavernas da região e concluiu que a drenagem vadosa da caverna Talhão teria se instalado antes de 770 mil anos antes do presente, uma vez que este autor havia registrado uma inversão paleomagnética nos sedimentos da galeria principal.

	Early stage	Late stage	
Phase 3			<p>Underground lakes with mud influx.</p> <p>Paragenetic expansion due to slow and continuous injection of sediments</p>
Phase 2			<p>Ephemeral drainage.</p> <p>Sedimentation starts in the smaller passages, moving towards the bigger passages.</p> <p>Large water table fluctuation.</p>
Phase 1			<p>Floodplains and fluvial channels.</p> <p>At least two depositional events, caused by water table fluctuation or channel abandonment.</p>

Figura 1.3: Estágios de sedimentação e evolução de condutos na Lapa Doce e na Gruta da Torrinha, os dois maiores sistemas de cavernas da área de estudo. Modificado de Laureano (1998).

Figure 1.3: Infilling episodes and conduits evolution in Lapa Doce e Gruta da Torrinha, the two largest cave systems within study área. Modified from Laureano (1998).

Além da perspectiva de testar as hipóteses de evolução dos condutos é também objetivo deste trabalho extrair informações geomorfológicas e paleoambientais do registro sedimentar. Para White (2007) sedimentos detríticos de caverna são bons arquivos de evolução do relevo e não detêm a mesma importância na revelação da evolução climática de uma região como seus vizinhos subterrâneos de origem química, quer sejam, os espeleotemas. Todavia, Auler et al. (2009) apresentaram vários argumentos a favor de que a entrada cíclica de sedimentos clásticos em cavernas da Bahia e de Minas Gerais teriam uma assinatura climática, associada no caso, a tempestades ocorridas durante períodos extremamente secos. Neste caso, a ausência da vegetação no entorno seria o principal controle no aumento do aporte de detritos para o interior das galerias. É bem verdade que as cavernas reportadas por Auler et al. (2009) tem a entrada de sedimentos detríticos vinculada tão somente a dolinas e considera-se positivo testar se tal hipótese pode ser considerada para sistemas de cavernas associadas a vales cegos, com múltiplas entradas de sedimentos e com uma dinâmica fluvial autigênica em relação ao carste e aos próprios condutos.

2 Os sistemas de cavernas estudados e seu contexto no relevo regional

2.1 Materiais e procedimentos de campo

Inicialmente foi necessária a aquisição de recursos cartográficos para a orientação e navegação em campo, mapeamento geológico e geomorfológico bem como a produção de mapas e figuras. O conjunto cartográfico reunido foi integrado em um sistema de informação georreferenciado na plataforma ArcGis, através do programa de iniciação científica (PROBic-FAPEMIG) do estudante de graduação do curso de Ciências Biológicas da PUC Minas Gabriel Henrique Campolina.

A base geológica regional adotada foi a carta 1:250.000 SEABRA (SD-23-V-A) mapeada pela Companhia Brasileira de Recursos Minerais (CPRM, 1999). Os dados topográficos e hidrográficos foram extraídos das cartas SEBRA, UTINGA, PALMEIRAS e LENCOIS (escala 1:100.000) disponíveis para download no site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Mapas hipsométricos e modelos digitais de terreno produzidos pela EMBRAPA (Miranda e Coutinho, 2004) e as imagens disponibilizadas no software Google Earth integraram também a base de dados. Os mapas e dados topográficos das cavernas aqui estudadas foram todos gentilmente cedidos pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE) que vem cadastrando e topografando cavernas na região desde a década de 90.

Em campo, foram realizados perfis geológicos transversais ao longo de toda a extensão das bacias hidrográficas dos riachos das Almas e Água de Rega, no sentido de reconhecer as litofácies que constituem a área fonte de sedimentos para o interior das cavernas, bem como as relações estratigráficas entre elas. Foram também realizados perfis de campo nas bordas sul e leste da Bacia Irecê.

2.2 Contextos geológico e geomorfológico

A Chapada Diamantina constitui um conjunto de serras e altiplanos que dividem as águas que fluem para o interior do continente pela bacia hidrográfica do rio São Francisco, daquelas que seguem diretamente para o Oceano Atlântico (Figura 1.1), através das calhas dos rios Paraguaçu e de Contas e seus afluentes. Em sua borda oriental destacam-se três grandes unidades geotectônicas: (i) a Bacia Una-Utinga compreende os sedimentos terrígenos e carbonáticos do Grupo Una, de idade neoproterozóica, cujos terrenos se estendem em altitudes compreendidas entre 400 e 600m; (ii) a Bacia de Irecê, aqui investigada em somente sua porção meridional, expõe também o mesmo conjunto litológico neoproterozóico, mas em altitudes variando entre 600 e 800m; (iii) a Chapada Diamantina *sensu strictu*, por sua vez, caracteriza-se por um típico relevo dobrado compreendendo altitudes entre 800 e 1500m, desenvolvido sobre as rochas sedimentares mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço (CPRM, 1999).

Coberturas Cenozóicas também foram reconhecidas no mapeamento geológico regional realizado pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM, 1999), sendo classificadas segundo sua natureza litológica (depósitos aluvionares, coluvionares e pedogênicos) ou ainda conforme sua posição no relevo, orientadas, neste caso, pelos ciclos de King (1956): (a) quando recobrimo as bacias de Irecê e Una-Utinga (altitude inferior) foram correlacionadas ao ciclo de pediplanação Velhas e (b) quando sobrepostas as rochas do Supergrupo Espinhaço (altitude superior) foram atribuídas ao ciclo que moldou a Superfície Sul-Americana (CPRM, 1999). Aluviões quaternários preenchem parte das calhas dos cursos d'água atuais, principalmente em trechos onde o gradiente hidráulico é menor.

A área de pesquisa propriamente dita situa-se na porção sul da Bacia de Irecê, cuja geometria reflete a estruturação do sinclinal de Palmeiras (Figura 2.1). O embasamento local é conformado pelas rochas mesoproterozóicas dos grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina, ambos pertencentes ao Supergrupo Espinhaço (CPRM, 1999). O Grupo Paraguaçu é composto pelas formações Oiricuri do Ouro, Mangabeira e Guiné onde se associam arenitos diversos e pelitos lenticulados que remetem a ambientes marinhos/transicionais. O Grupo Chapada Diamantina é dividido nas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, unidades estas que bordejam o sinclinal de Palmeiras e sobre as quais nascem e desenvolvem-se os vales cegos que transportam sedimentos para o interior das cavernas estudadas. A Formação Tombador é constituída essencialmente de arenitos e conglomerados, com fácies argilosas extremamente subordinadas. Os arenitos são bem selecionados de granulometria bimodal, compostos por grãos de quartzo e alguns de feldspato, ou mal selecionados a conglomerático, podendo ser feldspáticos. Os conglomerados podem ser (i) de grânulos e pequenos seixos sustentados pela matriz, ou (ii) sustentados pelos seixos ou pela matriz, com estratificação grosseira e seixos ocasionalmente imbricados. Pedreira da Silva (1994) designa de Membro Lavras, os conglomerados descritos desde o início do século por Derby como *Lavras group*, compostos por conglomerados sustentados pelos clastos ou pela matriz arenosa, apresentando clastos de arenitos rosados, quartzitos verdes e brancos, onde se associam subordinadamente, arenitos seixosos ou não e diques básicos. Estes conglomerados do membro Lavras constituem os repositores dos diamantes explorados nos aluviões da Chapada Diamantina (Pedreira da Silva, 1994).

Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da área de estudo, modificado de CPRM (1999). I- Mesoproterozóico, Supergrupo Espinhaço, grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina indivisos; II-Neoproterozóico, Grupo Una, Formação Bebedouro; III-Neoproterozóico, Grupo Una, Formação Salitre; IV-Coberturas Terciárias; V-Quaternário, aluviões; VI-Eixo de anticlinal; VII-Eixo de sinclinal; VIII-Drenagens; XIX-Rodovias.

Figure 2.1: Simplified geological map for the study area, modified from CPRM (1999). I- Mesoproterozoic silicilastic rocks (indivised Paraguaçu and Chapada Diamantina groups); II- Neoproterozoic diamectites and associated pelitic rocks (Una Group, Bebedouro Formation); III- Neoproterozoic carbonate rocks (Una Group, Salitre Formation); IV- Tertiary covers; V Quaternary alluvium; VI- anticline axis; VII- syncline axis; VII- drainage; XIX- roads.

A Formação Caboclo consiste essencialmente de arenitos e pelitos, com conglomerados subordinados. Os arenitos possuem granulometria areia fina a média, bem selecionada, com coloração avermelhada ou são finos com palhetas de mica branca. Os pelitos apresentam-se em camadas laminadas, lateralmente contínuas. Pedreira da Silva (1994) descreve ainda a ocorrência de calcários silicificados próximos a base da formação, sendo estes notados em apenas dois afloramentos. A Formação Morro do Chapéu é composta por conglomerados, ortoquartzitos brancos e róseos com estratificações plano-paralela e cruzadas, possuindo ainda intercalações de argilitos roxos micáceos. Os conglomerados são polimíticos, cinza claros a róseos, com matriz de granulação entre fina a grossa, mal selecionada. Os clastos são de quartzo, sílex, quartzito e arenito, subangulares e com diâmetro máximo de 5cm. Os arenitos têm granulometria média a fina, são rosados a avermelhados, apresentando às vezes alguma matriz argilosa e palhetas de mica dispersas. Os pelitos ocorrem associados a arenitos com marcas onduladas e ocasionalmente estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe.

As rochas siliciclásticas neoproterozóicas de origem glacial da Formação Bebedouro (Grupo Una) recobrem em franca discordância erosiva as rochas do Grupo Chapada Diamantina nas porções sul e leste do sinforme. São compostas por diamictitos, siltitos calcíferos e pelitos. Os diamictitos apresentam uma matriz fina de cor roxa e seixos de gnaiss, pegmatitos, sílex, argilito, quartzito e calcário, todavia os seixos de rochas sedimentares predominam sobre os de rochas ígneas e metamórficas (Pedreira da Silva, 1994). Já a Formação Salitre (Grupo Una) é composta por rochas neoproterozóicas de origem marinha, predominantemente carbonáticas, resultantes da deposição em ciclos regressivos e transgressivos (Souza et al., 1993). É dividida em três unidades estratigráficas principais: Nova América, Jussara e Irecê, mas todas as cavernas estudadas desenvolvem-se na unidade Nova América Inferior que é constituída por calcissiltitos com laminações plano-paralela e lamitos algais negros e ondulados. Afloram ainda brechas intraformacionais, resultado do retrabalhamento destas rochas pela exposição área.

Na área de estudo as coberturas terciárias revelaram-se como duas sequências aloestratigráficas distintas apresentando diferentes estágios de diagênese, sobrepostas em franca discordância erosiva (Figura 2.2). A espessura geral do pacote varia de poucos metros a dezenas de metros, mas nos contatos entre as rochas siliciclásticas e carbonáticas sua espessura pode superar a faixa dos 100m como evidenciado em campo na localidade de Canabrava e também por dados provenientes da perfuração de poços tubulares (Cruz Jr. et al., 1998). A unidade basal é composta por brechas parassuportadas a ortossuportadas litificadas, cuja composição da cimentação varia de ferruginosa a silicosa e, por vezes, carbonática. Muitas vezes apresenta uma coloração variegada, com complexas combinações de tons de vermelho, amarelo e branco que dificulta a descrição litológica (Figura 2.2A). A unidade de topo é composta na base por brechas clasto-suportadas que gradam a matriz-suportada passando a areias que, no topo dos platôs, apresentam-se regularmente como grãos muito bem arredondados e, por vezes, bem selecionados na faixa da areia fina. Todas as fácies desta alossequência de topo apresentam-se não litificadas e friáveis.

No relevo estas coberturas estão sendo entalhadas pelos cursos d'água atuais e recobrem em discordância erosiva todas as unidades geológicas pré-Cambrianas, quer em sobreposição ou em contato lateral brusco. Perfazem uma superfície aplainada a 850m de altitude no centro dos anticlinais da Chapada Diamantina e sobre os carbonatos encontram-se mais dissecadas,

entretanto são encontrados diversos resquícios por toda a superfície da porção sul da Bacia de Irecê, em altitudes de até 800m. As observações de campo não permitem corroborar com ideia de que o posicionamento altimétrico das coberturas remete a distintos ciclos erosivos, pois a alossequência de topo recobre em continuidade a borda dos carbonatos e os vales esculpidos nos quartzitos da chapada. Japsen et al. (2012) utilizaram em parte destas coberturas para caracterizar episódios regionais de soterramento e soerguimento que afetaram todo o nordeste brasileiro desde a abertura do Atlântico Sul. Neste modelo, tais coberturas seriam testemunhos de dois eventos de soterramento de um relevo pré-esculpido e que teria vindo novamente à superfície após dois eventos de soerguimento ocorridos no Eoceno (entre 48 e 45 Ma) e no Mioceno (entre 18 e 15 Ma).

Figura 2.2: Aspectos gerais das coberturas terciárias: (A) unidade basal, coloração variegada; (B) discordância erosiva entre as alossequências basal e de topo, (C) Blocos de brecha litificada, alossequência basal (primeiro plano) figurando como clasto no contato erosivo com a alossequência de topo não litificada (segundo plano); (D) campos de murundus formados nas areias inconsolidadas da porção superior da unidade de topo.

Figure 2.2: General aspects of Tertiary covers: (A) conspicuous color variation, basal unit; (B) unconformity between basal and top units; (C) Block of lithified breccias from basal unit (first plan) figuring as clasts at erosive contact to top unit (second plan); (D) murundu fields, termite mounds built upon unconsolidated sand from top unit upper portion.

Em superfície, as rochas carbonáticas expõem um modelado que tende para um platô levemente escalonado ao centro que apresenta bordas rebaixadas no entorno do sinforme. Quando as coberturas não estão presentes o perfil de solo é pouco evoluído podendo alcançar a espessura de poucos metros. O platô com solo raso compõe a paisagem suavemente ondulada dominante, onde quebras de relevo são somente observadas nas bordas dos vales cegos e dolinas de colapso que ocorrem principalmente entre seus sumidouros e o nível de base local, o rio Santo Antônio.

2.3.2 Hidrografia e as bacias hidrográficas dos vales cegos

Do ponto de vista hidrográfico, a área de pesquisa integra a bacia do rio Santo Antônio, afluente de margem direita do rio Paraguaçu. O rio Santo Antônio forma-se sobre as rochas carbonáticas pela confluência dos rios Coxó e Preto, cujas áreas de captação se estendem a sul no domínio da chapada (Tabela 2.1; Figura 2.1). Logo após a junção o rio cruza a borda leste do sinforme de forma superimposta às rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço, correndo para as altitudes inferiores da Bacia Una-Utinga em direção ao rio Paraguaçu. Compõem ainda a bacia do rio Santo Antônio o riacho do Gado, que corre de norte para sul captando águas provenientes da borda leste do sinclinal e os riachos Água de Rega e das Almas, que se desenvolvem como vales cegos (Figura 2.1). Diversas surgências também ocorrem nas paredes do cânion do rio Santo Antônio e em seu leito arenoso, uma delas pode ser vista na Gruta da Pratinha, um dos balneários mais visitados da Chapada Diamantina.

Sobre os carbonatos os cursos d'água são encaixados e expressam-se como cânions cujas paredes laterais chegam a superar os 20m de desnível. Os sumidouros dos riachos das Almas e Água de Rega perfazem os principais pontos de injeção de água e sedimentos provenientes da borda oeste do sinforme para o interior do aquífero cárstico. Ambos entalham as rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço e da Cobertura Terciária, antes de atingirem os carbonatos (Figura 2.3). O riacho das Almas é atualmente um curso efêmero, possui a menor área de captação dos afluentes do rio Santo Antônio (Tabela 2.1) e seu talvegue encontra-se ligeiramente mais elevado que o riacho Água de Rega (Figura 2.3). Este último, por sua vez, conjuga trechos intermitentes e efêmeros. Segundo relatos colhidos em campo, o fluxo superficial de água na estação das chuvas no riacho Água de Rega atinge um primeiro sumidouro na localidade da Várzea e no auge da temporada de chuva, a água infiltra no sumidouro da Ingazeira (Figura 2.3). Somente em eventos pluviométricos extremos a água flui em superfície até as proximidades da cidade de Iraquara, sendo que o último registro de fluxo superficial na extremidade final do vale cego (sumidouro) é anterior a década de 60, quando as águas destruíram residências então construídas no leito fluvial.

À época da elaboração deste manuscrito já se encontravam mapeados algo em torno de cinquenta quilômetros de cavernas entre os sumidouros dos riachos das Almas e Água de Rega e o rio Santo Antônio. Os sistemas de condutos mais extensos e as demais cavernas citadas ao longo do texto podem ser localizados na Figura 2.4. A razão entre as diferenças de altitude e as distâncias percorridas entre sumidouros e ressurgências revelam gradientes hidráulicos inferiores a 1%, mais precisamente 0,7% no caso do riacho das Almas e 0,3% no caso do riacho Água de Rega.

Tabela 2.1: Área total drenada pelo rio Santo Antônio e seus afluentes na área de estudo.

Table 2.1: Catchment areas from Santo Antonio river and its afluentes on study area.

	Área (km ²)	% da bacia
Área total	4870	100
R. São José	839	17
R. Água de Rega	547	11
R. das Almas	129	3
Rio Santo Antônio	102	2
Rio Preto	400	8
Rio Coxó	2853	59

Figura 2.3: Perfis longitudinais dos riachos das Almas e Água de Rega com indicação da litologia. A forma do traço representa a unidade geológica na qual os aluviões se encontram embutidos.

Figure 2.3: Das Almas and Agua de Rega creeks geological profile. Line shape presents stratigraphical units alluvium cuttes through.

2.4 Sistemas de cavernas estudados

O conceito de caverna tem uma conotação antropocêntrica na medida em que remete a vazios acessíveis a seres humanos, formados naturalmente no interior de maciços rochosos. Sistemas de cavernas, por outro lado, tem uma conotação hidráulica e constituem rotas de fluxo, que se estendem entre um ou mais pontos de injeção e um ou mais pontos de saída (surgência) em um terreno cárstico. Neste conceito apenas parte do sistema é normalmente integrado por condutos cujas dimensões permitem a visita humana (Ford e Williams, 2007).

O avanço do mapeamento espeleológico na área de estudo aponta para um alinhamento entre o sumidouro do riacho das Almas e as grutas Talhão II, Talhão, Buraco do Cão (Bolo de Noiva) e a Lapa da Santa (Figura 2.4). Tal alinhamento sugere a composição de um sistema que doravante será referido como sistema Cão-Talhão, onde o mapeamento já contabiliza 7390m de desenvolvimento em projeção horizontal (GBPE/GSBM, 2009). Trata-se de um sistema praticamente retilíneo, mas onde os condutos não tiveram sua morfologia original modificada por abatimentos, apresenta um padrão meandrante. A Gruta do Talhão possui um pequeno e baixo ramo voltado a norte que possui altura do teto destoante de todo o restante do sistema (Figura 2.4). Ele drena as águas meteóricas que atualmente atingem a porção inicial desta caverna e sofre retroinundação (*backflooding*) nos períodos de chuva com a subida do nível d'água. Por outro lado, o ramo que conecta a Gruta do Talhão e o Buraco do Cão possui as galerias mais expressivas do sistema (Figura 2.5A), apresentando em torno de 10m de altura e 20m de largura em alguns trechos, além de tetos planos e pilhas de sedimentos abundantes. A Lapa da Santa constitui a surgência do sistema e sua entrada está localizada na escarpa do cânion do rio Santo Antônio. Está posicionada na zona de oscilação do NA e sua galeria parcialmente inundada estende-se a montante por mais de um quilômetro pelo Buraco do Cão a despeito do intenso bombeamento para exploração de água.

Já em relação à injeção do riacho Água de Rega, a configuração de sistemas de cavernas é mais complexa (Figura 2.4). Embora a Lapa Doce e a Lapa Dois estejam diretamente associadas ao vale daquele curso d'água, não existe uma clara configuração de rota em direção à saída do sistema. Alinhamentos de dolinas e cavernas menores sugerem a existência de mais de uma rota de fluxo (Figura 2.4): (i) uma a leste que segue do desmoronamento final da Lapa Dois no distrito de Santa Rita em direção à Gruta Nova e (ii) outra a oeste que segue em direção à Lapa do Diva. No meio destas duas supostas rotas encontra-se a Gruta da Torrinha.

Figura 2.4: Configuração dos principais sistemas de caverna entre os vales cegos e o rio Santo Antônio. Coordenadas UTM, fuso 23.

Figure 2.4: Major cave systems configuration in between blind valleys and Santo Antonio river. UTM coordinates, zone 23.

O termo Sistema Santa Rita foi utilizado por Panchout e Panchout (1995) para designar o conjunto de cavernas formado pelas grutas Lapa Doce e Lapa Dois. Na verdade, trata-se de uma mesma caverna, contudo as regras espeleométricas vigentes recomendam sua distinção devido às dimensões da dolina que as separa. Neste trabalho adotar-se-á a denominação Sistema Lapa Doce, a exemplo de Cruz Jr (1998) e Laureano (1998), para o conjunto das lapas Doce e Dois, bem como as demais denominações locais dadas a algumas interseções com a superfície como Lapa do Sol, Lapa D'água, Lapa da Santa Rita, entre outros. Em projeção horizontal, seu mapeamento mais recente somou 25,8 km (Ézio Rubioli, comunicação verbal) sendo uma das cavernas turísticas mais visitadas do Brasil. É constituído por uma galeria tronco (Figura 2.5B) ao longo da qual se observa (montante para jusante) uma diminuição da seção transversal e um aumento no número de alças (*bypass conduits*) e condutos distributários, associados ou não a trechos labirínticos e, apresentando todos, altura do teto inferior à do conduto principal. Trata-se de um sistema distributário de fluxo, onde marcas erosivas nas paredes (*scallops*) e estruturas sedimentares apontam para fluxos divergentes

quer nos entroncamentos do conduto principal, quer no interior dos labirintos (Cruz Jr., 1998; Laureano, 1988; Auler, 1999;). A continuidade de seus condutos é interrompida ora pelo preenchimento sedimentar até o teto, ora por abatimentos que por vezes interceptam a superfície em grandes dolinas de colapso.

Figura 2.5: Aspectos gerais dos condutos nos principais sistemas de caverna estudados: A – Conduto que interliga as cavernas Talhão e Cão nas proximidades da trincheira ali escavada; B – Conduto tronco distributário da Lapa Doce, trecho turístico; C – Gruta da Torrinha, galeria ampla preenchida por sedimentos, trincheira do Salão do Vale; D – Gruta da Torrinha, conduto estreito em rede labirintica truncado pela galeria ampla da foto anterior, este conduto foi preenchido por sedimentos detríticos e posteriormente reaberto.

Figure 2.5: General aspects and conduits morphology in studied cave systems: A – Cão-Talhão major gallery, near the excavated trench; B- Trunk distributary conduit in Lapa Doce, tourist sector; C- Gruta da Torrinha, Salão do Vale, sediment infilling in wide major gallery; D – Gruta da Torrinha, narrow conduit from a network sector cutted by the wide gallery from previous photo (C), this conduit has been filled by sediments and re-exhumed.

O padrão morfológico em planta da Gruta da Torrinha é ainda mais complexo do que o sistema Lapa Doce, uma vez que não se pode reconhecer uma galeria principal. Condutos de gerações distintas formam uma trama anastomosada associada a um grande trecho labiríntico, somando até o momento 12km de galerias mapeadas (GBPE, 2013). Condutos largos (20 a 30m) com um nível de teto comum e preenchidos por sedimentos revelam alturas de tetos de até 15m e encontram-se regularmente associados a pequenos labirintos laterais que, assim como na Lapa Doce, apresentam teto em posição inferior em relação à primeira. Uma extensa

rede labiríntica de condutos estreitos, que vem sendo esvaziada de seu preenchimento sedimentar, foi mapeada junto à porção terminal desta caverna. Ambos, condutos largos (Figura 2.5C) e trechos labirínticos parcialmente desassoreados (Figura 2.5D) são interceptados por galerias menores, cuja altura dificilmente supera os 5m. Em nenhum local desta caverna visualiza-se o substrato rochoso e o piso é conformado por um tapete, aproximadamente horizontal, de areia, ou pelo nível superior sobre o pacote de sedimentos, ou ainda sobre blocos abatidos que encontram-se recobrimdo a pilha sedimentar. Também apresenta as mesmas características de divergência de fluxo observado no sistema Lapa Doce.

Os mesmos fatores que interrompem o sistema Lapa Doce impedem a sua conexão com a Gruta da Torrinha. Todavia, sua proximidade, características morfológicas e registro sedimentar semelhantes, apontam para uma gênese correlata, ou seja, evoluíram a partir da mesma rota e regimes de fluxo. Em planta, as características morfológicas do sistema Lapa Doce–Torrinha apontam para composição de uma rota de fluxo anastomosada que fora assoreada e posteriormente interrompida e fragmentada por efeitos de abatimento. Já em seção, embora a observação de campo sugira tratar-se de um mesmo nível de caverna, o mapeamento espeleológico revelou diferenças de cotas entre as seções e o nível d'água (Figura 2.6). Há ainda uma rede de condutos permanentemente inundados (freáticos) abaixo dos condutos secos. A galeria tronco e os ramos distributários do sistema Lapa Doce possuem piso com cota entre 7 e 10m acima do nível d'água (Figura 2.6), já na Torrinha todos os condutos estão aproximadamente nivelados entre 2 e 3 metros acima do NA. Mas no setor do sistema Lapa Doce junto a saída da Lapa D'água ocorrem galerias tanto labirínticas (estreitas e alongadas) quando na forma de tubos, cuja posição altimétrica equivale àquela visualizada nas seções labirínticas e anastomosadas inferiores da gruta da Torrinha.

Figura 2.6: Níveis de caverna no sistema Lapa Doce-Torrinha, balizados pelo nível d'água observado em diferentes partes do sistema.

Figure 2.6: Cave levels in Lapa Doce-Torrinha cave systems relative to water table found at different system sectors.

A Gruta Nova (Figura 2.4) encontra-se próxima a borda do cânion do rio Santo Antônio, mas seu acesso dá-se por uma clarabóia localizada na ombreira do platô. Ainda não se encontra mapeada e estima-se um desenvolvimento linear em torno de 500m, por condutos anastomosados amplos (largura superior a 10m) e secos, onde o piso é dado por sedimentos detríticos e crostas estalagmíticas. Foi a única caverna localizada na rota leste do Riacho Água de Rega onde se conseguiu acesso ao pacote arenoso do registro sedimentar e é interpretada como uma das possíveis surgências associadas a este sistema.

A Lapa do Diva perfaz uma caverna significativamente diferente daquelas aqui descritas até o momento. Está integralmente posicionada na zona de oscilação atual do nível d'água e desenvolve-se em galerias estreitas, não mais largas do que 5m. Sua entrada encontra-se ao fundo de uma dolina de abatimento profunda, estreita e alongada, cujo eixo maior é sub-paralelo ao conduto inicial estreito que desenvolve-se praticamente de forma linear (Figura 2.4). A montante desse primeiro trecho, a caverna muda seu padrão morfológico em planta aproximando-se do padrão anastomosado encontrado na Lapa Doce e Torrinha. Quase toda a caverna é coberta por uma capa de lama e jangadas (placas de calcita flutuante), espeleotemas são poucos, mas são recorrentes pilhas de sedimentos detríticos na forma de bancos e barras, aparentemente, associados à dinâmica atual do curso d'água que ali se desenvolve.

3 Depósito sedimentar detrítico associado aos sistemas de condutos

3.1 Histórico de investigação e procedimentos adotados

Ao longo do desenvolvimento desta pesquisa procurou-se promover uma constante atualização da literatura, buscando compor um estado da arte sobre o entendimento dos mecanismos e processos envolvidos na sedimentação detrítica em sistemas de condutos e os registros de deposição associados ao aquífero cárstico. A síntese desta revisão encontra-se no Anexo 1, a qual foi aceita para publicação na Revista Brasileira de Geomorfologia (Laureano e Karmann, 2013).

Investigações sedimentológicas e estratigráficas foram conduzidas na Lapa Doce e na Torrinha pelo presente autor e sintetizadas na forma de dissertação de mestrado (Laureano, 1998). Naquela oportunidade, três trincheiras foram escavadas ao longo de cada uma dessas cavernas (Figura 3.1) no sentido de proporcionar a coleta de amostras para caracterização textural e composicional, bem como uma análise de fácies nos moldes de Anderton (1985). As amostras de sedimentos finos foram caracterizadas petrograficamente por análises granulométricas MALVERN e difração de raios X em amostra total. As areias foram endurecidas com a adição de resina para confecção de lâminas delgadas e posterior descrição em microscópio petrográfico. Embora se mantenha a confiança na caracterização petrográfica e no empilhamento das fácies descritivas então realizadas, a interpretação conduzida para os ambientes de deposição não parece encontrar mais coerência a luz do conhecimento sobre depósitos fluviais de superfície (Mial, 1996; Bridge e Demicco, 2008), bem como aqueles depositados em condutos cársticos (Bosh e White, 2007; Herman et al., 2012).

Figura 3.1: Contexto em planta e em seções transversais das trincheiras escavadas no sistema Lapa Doce-Torrinha.

Figure 3.1: Plan view and cross section context of trenches dug in Lapa Doce-Torrinha cave system.

Para o presente trabalho as seis trincheiras anteriormente abertas foram limpas e, em alguns casos, aprofundadas. Uma nova trincheira foi escavada na Gruta do Talhão, no conduto que permite a conexão com o Buraco do Cão. Todas as trincheiras antigas passaram por uma revisão no sentido de assegurar a representatividade das colunas estratigráficas levantadas por Laureano (1998). As fácies descritivas foram em parte revisadas e a terminologia empregada na sua denominação foi adaptada à nomenclatura regularmente empregada em

sedimentologia fluvial (Mial, 1996), no sentido de permitir maior familiaridade e possibilidade de comparação. O conceito de fácies e associação de fácies de Anderton (1985) foi mantido para uma primeira descrição e interpretação das colunas obtidas nas trincheiras. Mas além disto, procurou-se ampliar a percepção da geometria e do arranjo tridimensional em que os sedimentos se organizam internamente e em relação aos condutos. A intenção é proporcionar mesmo que de forma preliminar, uma análise da arquitetura dos depósitos subterrâneos. Registros e mosaicos fotográficos foram documentados em campo na escala do degrau da escavação, da escavação no contexto do pacote sedimentar e dos depósitos no contexto dos condutos. Os grupos hierárquicos de Mial (1996) foram aqui adaptados para o ordenamento das superfícies de contorno e na individualização das unidades deposicionais (Quadro 3.1).

Quadro 3.1: Hierarquia das unidades deposicionais aplicadas aos depósitos fluviais. Adaptado de Mial (1996).

Panel 3.1: Hierarchy of depositional units applied to fluvial deposits. Modified from Mial (1996).

Group	Time scale of processes (years)	Examples of processes	Fluvial Units	Rank and characteristics of bounding surface
1ª	10^{-6} a 10^{-5}	Bedform migration	Laminae, ripple (microform)	1st order – set bounding surface
2ª	10^{-2} a 10^{-1}	Bedform migration	Dunes (mesoform)	2nd order – coset bounding surface
3ª	10^{-1} a 1	Seasonal and decenal flood events	Macroform increment	3rd order – dipping in direction of accretion
4ª	10^2 a 10^3	100-year flood, channel or bar migration	Macroforms (bars, levees, scours,...)	4th-order, convex-up, flat surface bounding floodplain elements
5ª	10^3 a 10^4	Long term geomorphic processes	Channel, floodplain	5th-order, flat to concave-up channel base

3.2 Fácies descritivas e associação de fácies

A descrição dos pacotes sedimentares investigados permitiu o reconhecimento de 11 (onze) fácies descritivas (Quadro 3.2). Os sedimentos rudáceos agrupam-se em duas fácies distintas sendo a primeira uma brecha matriz suportada de intraclastos (Bint) e a segunda, cascalhos clasto suportados, imbricados e em estratificação plano paralela (Gh), compostos de grânulos a seixos subangulosos a arredondados de quartzo, quartzito, laterita, calcários e, subordinadamente, siltitos e fragmentos de espeleotemas.

Quadro 3.2: Fácies descritivas reconhecidas nas trincheiras escavadas.

Panel 4.3: Recognized descriptive facies in trenches surveying.

Code	Facies	Sedimentary Structures	Interpretation
Bint	Matrix supported Intraclast breccia	Weak grading or no clear bedding structure	Plastic debris flow (high strength, viscous). Slump facies
Gh	Clast-supported gravel	Horizontal bedding, imbrication	Bars, channel deposits.
Sp	Sand, fine to coarse	Planar cross-beds	Bars, dunes or other channel bedforms.
St	Sand, fine to coarse	Trough cross-beds	Dunes or minor channel fills.
Sr	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Ripple cross-lamination	Channel deposits at low flow regime.
Sc	Sand, fine to coarse	High angle climbing ripples cross lamination	Channel deposits during excessive bed load
Sf	Sand, fine to coarse	Cut and fill structures	Abandoned channel infilling during high level floods
Sh	Sand, well sorted fine	Horizontal lamination	Plane bed flow (critical flow)
Sm	Sand, fine to coarse	Massive	Sediment-gravity flow deposits, scour fills
Fl	Silt/fine sand	Massive, fine to medium sand laminations or centimetric lens or beds, sometimes showing ripple cross laminations.	Water table galleries over flood pulses
Fm	Mud, (clay/silt)	Massive or laminae; dissection cracks	Epiphreatic and phreatic galleries

No sistema Lapa Doce-Torrinha, as descrições de lâminas delgadas das areias revelaram uma alta maturidade composicional (< 95 % de quartzo) e uma ampla variação de maturidade textural: sub-maduras a supermaduras no sentido de Folk (1974). As fácies descritas nesta faixa granulométrica apresentam um conjunto de estruturas sedimentares idêntico aquele observado em sedimentos fluviais de superfície, tendo sido determinante na individualização das fácies descritivas (Quadro 3.2). Não foi observado qualquer relação entre as fácies e a maturidade textural e/ou composicional das areias, contudo foi notado um ligeiro aumento na participação de grãos de intraclastos na composição das areias localizadas na porção intermediária das seções da Lapa Doce e Torrinha (Laureano, 1998). Já no sistema Cão-Talhão a maturidade composicional das areias é menor do que a observada no sistema Lapa Doce, além de serem mais recorrentes camadas de grânulos e cascalhos ao longo do perfil.

Os sedimentos finos, por sua vez, podem ser descritos em duas fácies: a primeira, denominada silte/areia fina (Fl – Quadro 3.2) é composta por siltes arenosos maciços que apresentam laminações, lentes ou camadas centimétricas de areia fina a média algumas vezes apresentando laminações cruzadas. Quando maciços, as análises granulométricas MALVERN revelaram uma distribuição polimodal entre argila e areia fina, com picos regulares entre silte grosso e areia muito fina. Já na segunda fácies descrita nesta faixa granulométrica, denominada de lamas maciças (Fm - Quadro 3.2), as análises granulométricas mostram distribuição entre argila e silte, com pico modal em torno de 5µm. Tanto na Lapa Doce quanto na Torrinha, apresentam coloração bege amarelada a marrom quando dispostas nas porções inferior e intermediária das seções levantadas, mas quando localizadas na porção superior do pacote são avermelhadas, marrom escuro, por vezes apresentando uma pátina negra revestindo a superfície, e torrões ressecados (gretas de contração). Entretanto, a despeito das

variações de cor as análises de difrações de raios X realizadas em 21 amostras destas lamais não encontraram correspondência na composição mineralógica (Laureano, 1998). Quartzo e minerais dos grupos da caulinita, da mica e do talco são os mais recorrentes. Minerais dos grupos da esmectita, da clorita e inter-estratificados foram notados em ocorrências pontuais e dispersas, assim como vermiculita, calcita e microclina.

As figuras 3.2 e 3.3 apresentam o empilhamento das fácies descritivas reconhecidas ao longo das trincheiras escavadas nos sistemas de caverna Lapa Doce-Torrinha e Cão-Talhão. Orientando-se pelo estado da arte do conhecimento sobre transporte e deposição de sedimentos detríticos em sistemas de condutos (vide Anexo 1 - Laureano e Karmann, 2013) é possível reconhecer dois distintos grupos de depósitos que se sobrepõem ordinariamente nas cavernas estudadas. Os depósitos basais apresentam características texturais e estruturas sedimentares compatíveis com a deposição em um sistema fluvial onde, como será demonstrado, podem ser distinguidas associações de fácies de canal e de inundação. No topo de todas as seções e na porção intermediária da coluna do Cão-Talhão (figuras 3.2 e 3.3), pacotes métricos de lamais maciças e laminadas (Fácies Fm) remetem, por sua vez, a um ambiente com muito menos energia e aporte de sedimentos grossos, o qual é compatível com a zona freática e, para os quais, encontra-se na literatura uma tendência de denominação de depósitos de águas estagnadas (*slackwater deposits* - Bosh e White, 2007; Farrant e Smart, 2011; Hermann et al., 2012). Brechas de intraclastos argilosos (Figura 3.2) também dispostos no topo das seções foram associadas aos depósitos de água estagnada, uma vez que possuem ocorrência restrita e constituem resultado de distúrbios promovidos sobre estes mesmos sedimentos. O Quadro 3.3 apresenta em resumo as características distintivas utilizadas na individualização das associações de fácies.

Quadro 3.3: Associações de fácies reconhecidas, principais características e interpretação do ambiente deposicional a qual remetem.

Panel 3.3: Distinctive elements and interpretation for recognized facies association

Deposit type	Facies association	Distinctive elements	Depositional environment
Fluvial	Channel	Downstream accretion of channel mesoform (dunes) and macroform (bar)	Fluvial channels in subterranean rivers.
	Flood	Lateral accretion of scour fills; channel fills; top flat surface	High load influx during episodic flood events
Slackwater	Slackwater	Absence of bedload deposits	Suspended load deposition on epiphreatic conduits. May experience moments of aerial exposition.
	Slump	Ungraded angular intraclasts breccia	Slump of soaked cracked muds package due to slope instability or breakdown

Figura 3.2: Colunas estratigráficas obtidas nas escavações do sistema Lapa Doce-Torrinha (A - Lapa do Sol; B - Lapa Dois; C - Sifão de Areia; D - Pedra Furada; E - Conduto da Interseção e F - Salão do Vale). Para legenda das fácies vide Quadro 3.2, para localização vide Figura 3.1.

Figure 3.2: Stratigraphic columns obtained in trenches from Lapa Doce-Torrinha cave system. (A - Lapa do Sol; B - Lapa Dois; C - Sifão de Areia; D - Pedra Furada; E - Conduto da Interseção e F - Salão do Vale). See Panel 3.2 for facies code and Figure 3.1 for location.

Figura 3.3: Seção transversal e coluna estratigráfica obtida na escavação realizada no sistema Cão-Talhão. Para legenda das fácies vide Quadro 3.2.

Figure 3.3: Stratigraphic column obtained in Cão-Talhão cave system. For facies code see Panel 3.2.

3.3 Depósitos fluviais

Devido às restrições impostas pelas paredes dos condutos, os sedimentos fluviais de caverna vêm sendo limitados, na sua interpretação, como sendo unicamente associados a depósitos de canal (Bosh e White, 2007), sendo assumidos como resultado da diminuição da velocidade de fluxo de rios subterrâneos após eventos de inundação (Herman et al., 2012). Contudo, os resultados ora obtidos permitem caracterizar dois conjuntos distintos de depósitos de origem fluvial que, embora se assemelhem em textura e conjunto de estruturas sedimentares a depósitos de canal, possuem diferenças marcantes na geometria das superfícies de contorno e parecem remeter a distintos regimes de inundação. Uma vez que suas características traduzem uma identidade sedimentar comum, eles foram designados de associação de fácies de canal (*channel facies*– Quadro 3.3) e associação de fácies de inundação (*flood facies* – Quadro 3.3). Em ambas predominam cascalhos e areias transportados como carga de fundo.

A associação de fácies de canal perfaz a base do preenchimento sedimentar das galerias principais (tronco) dos grandes sistemas de caverna estudados, quer na forma de ciclos normais granodecrescentes iniciados por cascalhos (Gh), quer na forma de co-sets de estratos cruzados tabulares, tangenciais ou acanalados (figuras 3.2 e 3.3). O contato basal com o substrato rochoso foi observado nas escavações do Sifão de Areia, na Lapa Dois e na trincheira do Salão do Vale, na Gruta da Torrinha (Figura 3.4 A e B), bem como nas proximidades da trincheira do sistema Cão-Talhão. A Figura 3.5 apresenta um perfil longitudinal integrado a partir do corte e exposição da pilha sedimentar ao longo da galeria principal da Lapa Dois. Nela pode-se observar que a configuração das superfícies de 2ª ordem dispostas na porção basal das fácies de canal sugere um regime de migração das formas de leito (dunas) na direção do fluxo (*downstream accretion*). Entretanto, dados os efeitos de corte, predominam estruturas plano-paralelas em direção ao topo (Figura 3.5). Recobrimo as mesoformas de canal ocorrem siltes arenosos maciços contendo laminações, lentes e/ou camadas rítmicas centimétricas de areia fina que compõem sucessões verticais de até 3m de espessura. Estão presentes em todas as colunas sedimentares obtidas nas grandes galerias do sistema Lapa Doce-Torrinha. Embora a fácies descritiva (FI) guarde especial similaridade com depósitos de planície de inundação, ao contrário de sistemas fluviais de superfície onde o empilhamento é preferencialmente plano paralelo, esta associação de fácies é recorrentemente observada formando estratos inclinados (Figura 3.4 C e D). A Figura 3.6 apresenta uma seção transversal do Salão da Pedra Furada na Gruta da Torrinha (Figura 3.1), interpretada a partir de diversos mosaicos fotográficos realizados no conduto e os dados sedimentares provenientes da escavação realizada naquele local. Os dados permitem reconhecer que superfícies de terceira ordem prolongam-se em conformidade das mesoformas de canal da base para os ritmos silte-areia (fácies FI) sobrejacentes. Interpreta-se que todo o conjunto refira-se a migração de uma macroforma comum que ficara ali preservada, no caso uma barra lateral que se encontra delimitada no topo por uma superfície de quarta ordem (Figura 3.6). Esta superfície erosiva de quarta ordem está, por sua vez, sobreposta novamente por outro pacote de sedimentos da fácies FI que sugere tratar-se da migração de outra macroforma (barra mais nova), cujo ângulo de caimento da superfície acrescionária é maior do que a do que o ângulo observado na unidade subjacente.

Figura 3.4: Fotografias de alguns degraus das trincheiras escavadas: Contato basal da associação de fácies de canal com as rochas carbonáticas da Formação Salitre, trincheira do Sifão de Areia (A) e trincheira do Salão do Vale (B). Acamamento inclinado na fácies FI, seção transversal ao conduto, Salão da Pedra Furada (C) e Salão do Vale (D). Para localização vide Figura 3.1.

Figura 3.4: Sediment aspects recorded in trenches steps. Basal contact between bedrock and channel facies, Sifão de Areia (A) and Salão do Vale (B). Inclined bounding surfaces in FI facies, Salão da Pedra Furada (C) and Salão do Vale (D).

Figura 3.5: Perfil longitudinal composto a partir das observações da pilha de preenchimento sedimentar do conduto tronco da Lapa Dois, Sistema Lapa Doce. Números circunscritos representam a ordem adotada no ranqueamento das superfícies de contorno.

Figure 3.5: Longitudinal profile of cave sediments through major trunk conduit of Lapa Dois, Lapa Doce cave system. Circumscribed numbers presents bounding surfaces ranking order.

A associação de fácies de inundação ocorre na porção intermediária das colunas sedimentares obtidas nos sistemas de caverna estudados (figuras 3.2 e 3.3). A única exceção à regra foi encontrada no Conduto da Interseção, na Gruta da Torrinha (Figura 3.2) onde esta associação perfaz quase todo o preenchimento sedimentar local. Todavia, o substrato rochoso não foi atingido por aquela escavação e não se pode precisar que as fácies de canal (basais) não estejam presentes em profundidades não atingidas. Do ponto de vista do levantamento bidimensional tradicional, na forma de colunas estratigráficas, esta associação poderia ainda assim ser individualizada pela abundância de superfícies erosivas internas ao pacote e a presença recorrente de marcas onduladas calvalgantes de alto ângulo que, em conjunto, remetem a ciclos esporádicos de injeção de fluxos portadores de elevada carga de fundo. Mas para além destas características, quando recobrem as macroformas de canal (barras) tanto no perfil longitudinal (Figura 3.5) quanto na seção transversal dos condutos (Figura 3.6), apresentam um arranjo geral das superfícies internas de segunda e terceira ordem que tendem ao plano-paralelo e que acabam por constituir a superfície erosiva plana de quarta-ordem que delimita o topo desta unidade.

Figura 3.6: Associações de fácies e unidades deposicionais, seção transversal, Salão da Pedra Furada, Gruta da Torrinha.

Figure 3.6: Facies associations and depositional units, conduit cross-section, Salão da Pedra Furada, Gruta da Torrinha.

Quando integralmente entalhada e exposta na seção transversal da galeria, como no Conduto da Interseção e no Sifão de Areia (Figura 3.7), a hierarquia dos depósitos permite reconhecer que esta unidade é constituída pela acreção lateral de episódios sucessivos de preenchimentos do canal (*channel and scour fills*), marcada pela geometria e o caimento das superfícies erosivas de terceira ordem (Figura 3.7 A). Internamente a estas superfícies, ciclos normais granodecrescentes apresentam superfícies de 1ª e 2ª que acompanham uma geometria acanalada remanescente (Figura 3.7 B), mas são truncadas pelas superfícies de ordem superior que, no caso do Sifão de Areia, remetem ao preenchimento tanto do conduto principal, quanto de um conduto lateral ao mesmo, desenvolvido no acamamento da rocha (Figura 3.7 A). No sistema Cão-Talhão, a associação de fácies de inundação é marcada por uma abundância de estruturas de corte e preenchimento que delimitam unidades deposicionais do grupo 1 e 2 (Quadro 3.1). O arranjo geométrico das unidades deposicionais sugere interpretar que o pacote é composto pela acreção vertical de preenchimentos de canais menores (*scour fills*), entalhados na própria pilha sedimentar segundo o ritmo das inundações então vigentes (Figura 3.8).

Figura 3.7: Acreção lateral de preenchimentos de canal (*channel fills*) na associação de fácies de inundação. Sifão de Areia, Sistema Lapa Doce.

Figure 3.7: Channel fills lateral accretion in Flood facies association. Sifão de Areia, Lapa Doce cave system.

Figura 3.8: Estruturas de corte e preenchimento delineadas por superfícies de 3ª ordem, exposição transversal ao conduto do sistema Cão-Talhão. Associação de fácies de inundação.

Figure 3.8: Scour fills bounded by 3rd order surfaces. Cão-Talhão main conduit cross-section. Flood facies association.

3.4 Depósitos de águas estagnadas

Compondo pacotes de até 4m de espessura no topo de todas as seções levantadas, independente do posicionamento altimétrico desse topo, os depósitos de águas estagnada são preferencialmente compostos por lamas maciças e laminadas de coloração marrom-avermelhado. Seu contato inferior com os depósitos fluviais é preferencialmente brusco, desenvolvido sobre a superfície plana que delimita a associação de fácies de inundação. No topo é normalmente limitada pelo teto da galeria, onde se observam diversas feições paragenéticas impressas na rocha (Cruz Jr., 1998; Auler, 1999). A associação de fácies de água estagnada reúne as características que permitem associá-la às capas de lama (*mud caps*) de Bull (1981), resultado da deposição segundo um mecanismo de fluxo translatório, postulado pelo autor para denominar pulsos rítmicos de água e sedimentos de múltiplas fontes que adentram um lago subterrâneo. A denominação adotada refere-se ao fluxo “estagnado” de Bosh e White (2007) e a opção por esta adoção foi feita apenas pela observação de que tal classificação vem sendo mais recorrentemente adotada em publicações recentes (Farrant e Smart, 2011; Martini, 2011; Hermann et al., 2012), apesar de representar uma distorção em termos de ambiente deposicional quando comparada a proposição inicial do termo por Springer e Kite (1997)

Internamente, os pacotes de lama não guardam estruturas sedimentares relevantes além de laminações descontínuas. Entretanto, raros são os níveis que não se apresentam dissecados (fretas de contração) e a feição mais comum em afloramento é a de sucessões de torrões tabulares empilhados. Ao contrário do que ocorre nos depósitos fluviais, os depósitos de águas estagnadas apresentam-se intercalados e sobrepostos por precipitados de calcita, quer na

forma de crostas, quer na forma de espeleotemas (Figura 3.9). Cristais de gipsita são frequentemente visualizados em meio aos torrões dissecados e, na Gruta da Torrinha, chegam a formar agulhas que superam 50cm de comprimento.

Figura 3.9: Depósitos de água estagnada apresentando crostas calcíticas interestratificadas e espeleotemas sobrejacentes.

Figure 3.9: Slackwater deposits showing interstratal calcite crusts and speleothem covering

Brechas matriz suportadas (argilosa) de clastos tabulares a angulosos de sedimentos da fácies Fm fecham o topo de duas das seções levantadas nas trincheiras no sistema Lapa Doce (Figura 3.2), contudo em nenhum desses dois casos o contato superior se dá junto ao teto da galeria. Na seção da Lapa do Sol possuem um pouco mais de 2 metros de espessura (Figura 3.2), encontram-se assentados sobre a associação de águas estagnadas e perfazem em parte o piso de um patamar que se estende alguns metros no sentido transversal ao conduto principal (Figura 3.1). No Sifão de Areia (Figura 3.2) o pacote de brechas é bem menos espesso mas, assim como na escavação da Lapa do Sol, sua superfície de topo coincide com o piso superior sobre sedimentos que estende pela galeria preenchida. Desde o trabalho de Gillieson (1986), há uma tendência no emprego da denominação “*diamictons*” para depósitos gravitacionais encontrados no interior de condutos (Bosh e White, 2007). Para além das diferenças geográficas e climáticas que apresentam a área estudada por Gillieson e a área desta pesquisa, os clastos descritos para este pacote de brecha são autóctones (intraclastos de argilas) e, portanto, a designação não se aplica. Tendo em vista sua ocorrência restrita e a natureza do depósito, associa-se estas brechas a escorregamentos locais ocorridos em pacotes de lamias encharcados, devido à instabilidade em algum talude próximo, ou mesmo induzidos por efeitos de abatimento, que são feições recorrentes por todo o sistema Lapa Doce.

4 Idades de soterramento de grãos de quartzo através dos isótopos cosmogênicos ^{10}Be e ^{26}Al

Isótopos ou nuclídeos cosmogênicos são formados a partir de reações nucleares causadas pela colisão de partículas sub-atômicas de alta energia provenientes do espaço sideral, com núcleos de elementos químicos pré-existent na atmosfera. As reações em cascata promovidas pela interação das partículas cósmicas primárias acabam por gerar uma série de outras partículas secundárias que desencadeiam a geração de cosmogênicos na superfície e no interior da Terra. O conhecimento sobre estes isótopos vem evoluindo desde 1912 com o descobrimento da penetração na atmosfera de energia cósmica proveniente do espaço e, durante muito tempo, esta constituiu a única fonte para os experimentos físicos de alta energia, que decorreram na descoberta de várias partículas e sub-partículas atômicas. Embora estes isótopos já estivessem sendo sucessivamente empregados em pesquisas com meteoritos desde a década de 60 (Granger, 2006), foi somente na década de 80, a partir do advento da Espectrometria por Aceleração de Massa (EAM, ou AMS da sigla em inglês *Accelerator Mass Spectrometry*) que seu uso na investigação em Ciências da Terra cresceu e se popularizou (Gosse & Phillips, 2001; Dunai, 2010).

Os isótopos gerados na atmosfera são designados meteóricos sendo o mais conhecido e estudado o ^{14}C produzido a partir do nitrogênio. Os nuclídeos meteóricos ainda incluem o ^{10}Be produzido a partir do nitrogênio e oxigênio e o ^{36}Cl que decai para argônio. Os cosmogênicos meteóricos tanto podem ficar na atmosfera na forma de gás, como no caso do ^{14}C , quanto serem adsorvidos a aerossóis e caírem na superfície da Terra como no caso do ^{10}Be e ^{36}Cl . Embora não seja o foco desta revisão, os isótopos meteóricos são importantes em investigações em geociências, pois podem constituir importantes fontes de contaminação e erros caso sejam desconsiderados (Dunai, 2010).

Cosmogênicos produzidos *in situ* ou terrestres formam-se no interior de minerais localizados na superfície e nos primeiros metros da crosta terrestre, a partir de reações nucleares promovidas pela penetração de partículas secundárias oriundas das reações em cascata ocorridas na atmosfera. Assim como os cosmogênicos meteóricos, são compostos por um espectro de isótopos. Dunai (2010) destaca os gases nobres estáveis ^3He , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar e os radionuclídeos (instáveis) ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl e ^{41}Ca por apresentarem características que vão de encontro ao seu potencial uso em geociências. Entretanto, como bem salientado por este autor, o conhecimento a cerca desses elementos está desenvolvido em diferentes estágios de maturidade e o estado da arte mais consolidado à cerca da produção, acumulação ou decaimento dos isótopos ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al e ^{36}Cl (Gosse & Phillips, 2001) ainda determina sua mais ampla aplicação e aceitabilidade (Quadro 4.1).

Quadro 4.1: Principais nuclídeos cosmogênicos utilizados em estudos geológicos de superfície. Extraído de Dunai (2010).

Panel 4.1: Used cosmogenic nuclides in Earth surface processes studies. Modified from Dunai (2010).

Isotope	Half-life	Predominant target atoms	Main target minerals
¹⁰ Be	1,36 ± 0,07 My	O, Si (Mg)	Quartz (rarely pyroxenes and olivines)
¹⁴ C	5730 ± 30 y	O, Si	Quartz
²⁶ Al	708 ± 17 Ky	Si	Quartz
³⁶ Cl	301 ± 2 Ky	K, Ca, Cl, (Fe, Ti)	Carbonate, feldspars and whole rock
³ He	Stable	All major elements and Li	Olivines and pyroxenes
²¹ Ne	Stable	Mg, Al, Si	Quartz, pyroxenes and olivines

No que se refere à obtenção de idades de soterramento e outras investigações em geociências, os radionuclídeos cosmogênicos mais utilizados são o ¹⁰Be e ²⁶Al, produzidos no mineral quartzo a partir do oxigênio e do silício, respectivamente. As razões para tal predominância foram assinaladas desde a predição do método por Lal & Arnold (1985): (i) O quartzo é um mineral abundante e resistente contra os processos intempéricos; (ii) sua composição química uniforme e estrutura cristalina dificultam a contaminação por Be e Al estáveis, podendo ser facilmente separado de outros minerais e limpos de eventuais contaminações e (iii) como estes dois isótopos se formam dentro de um mesmo cristal e possuem os mesmos fatores que regulam sua produção, apresentam uma razão de produção constante independente inclusive da sua profundidade.

A datação de soterramento requer a quantificação de pelo menos dois isótopos para que se possa alcançar o equilíbrio matemático necessário para solução de duas variáveis em um sistema de duas equações, como será discutido adiante. Granger e Muzikar (2001) chamam atenção para a possibilidade da adoção do ¹⁴C ao invés do ¹⁰Be ou do ²⁶Al na composição do par necessário para obtenção de idades de soterramento, uma vez que este isótopo também encontra-se presente no quartzo. Contudo, como a meia vida do ¹⁴C é muito menor do que a daqueles outros cosmogênicos, isto reduziria significativamente o alcance das idades obtidas. A quantificação em conjunto de três isótopos para a obtenção de idades de soterramento foi sugerida por Balco & Shuster (2009), os quais também consideram a inclusão do ²¹Ne com objetivo de se reduzir as incertezas refletidas no valor das idades e, ainda, regular o foco geocronológico para faixas de tempo que requerem maior atenção. O ponto negativo desta inclusão está relacionado ao aumento do valor e do tempo referentes aos procedimentos analíticos, para o qual se recomenda cautela e claras relações de custo benefício.

4.1 Conceitos, métodos e aplicações

4.1.1- ^{10}Be e ^{26}Al – Produção na superfície e em profundidade

Nêutrons, prótons e múons constituem as partículas secundárias de relevância na produção dos isótopos cosmogênicos no interior dos grãos de quartzo que estejam sobre a superfície da Terra ou em alguns metros de profundidade abaixo dela. Para os minerais que estejam na superfície a taxa de produção devido ao impacto de *nucleons* (prótons e nêutrons) é muito maior do que aquela devido a múons, entretanto, múons penetram muito além dos *nucleons* e tornam-se dominantes na produção de cosmogênicos em profundidade.

As taxas de produção de cosmogênicos *in situ* vêm sendo extraídas, principalmente, de superfícies geológicas cuja idade de exposição é bem determinada por outras fontes de datação. Os valores obtidos, normalizados para o nível do mar e altas latitudes, apresentaram variações expressivas nas últimas décadas (Granger et al., 2013). A convergência apontada por Gosse & Phillips (2001) em torno do valor de $5,1 \pm 0,3 \text{ g} \times \text{atm}^{-1} \times \text{ano}^{-1}$ na taxa de produção de ^{10}Be (nível do mar, altas latitudes) foi revisada para $4,5 \text{ g} \times \text{at}^{-1} \times \text{ano}^{-1}$ em função do aperfeiçoamento dos padrões de espectrometria de aceleração de massa e da revisão do valor de meia-vida desse isótopo (Nishiizumi et al., 2007). Devido ao fato de ^{10}Be e ^{26}Al serem produzidos no interior do mesmo grão de quartzo e os fatores que controlam esta produção são os mesmos para os dois núclídeos (Lal, 1991), eles são produzidos em uma razão constante. Gosse & Phillips (2001) reportam valores para esta razão em torno de 6,0, mas após as revisões impressas por Nishiizumi et al., (2007) um valor em torno de 6,8 vem sendo sugerido como mais apropriado (Granger et al., 2013). Por causa da intrínseca relação entre o padrão de calibração utilizado no AMS, a meia-vida do isótopo e sua taxa de produção na superfície, faz-se necessário uma firme coerência que deve ser mantida na adoção desses valores, do contrário, erros sistemáticos podem ser inseridos na obtenção de idades (Nishiizumi et al., 2007; Dunai, 2010; Granger et al., 2013). É consenso que os valores adotados devem ser reportados em relatórios e publicações.

Mas há ainda que se considerar que o campo geomagnético da Terra e a pressão atmosférica interferem no fluxo de raios cósmicos secundários que atingem os minerais na superfície do planeta, o que acaba por modular a produção desses cosmogênicos de forma distinta de local para local. Fatores de escala devem ser adotados na transposição das taxas de produção para o sítio de interesse, os quais são incorporados em termos de latitude, altitude e modelos que incorporem a variação do campo geomagnético no tempo (Balco et al., 2008). Na prática, os fatores de escala para produção de núclídeos cosmogênicos vêm sendo usualmente calculados a partir da utilização de ferramentas computacionais, como a calculadora *CHRONUS* disponível online na internet (Balco et al., 2008).

Embora a produção em superfície normalmente predomine na composição do inventário de ^{10}Be e ^{26}Al em grãos de quartzo, é muito importante entender a geração desses isótopos em profundidade para a obtenção de idades de soterramento. Grãos soterrados estão ainda sujeitos a produções em taxas mais lentas do que em superfície, mas que são capazes de alterar a concentração desses elementos durante o tempo. Tais mudanças são induzidas por reações nucleares promovidas pela interação de nêutrons e múons que penetram os materiais terrestres. Nêutrons são desacelerados na medida em que penetram o material rochoso e seu

coeficiente de penetração (L) depende da densidade (ρ). Assumindo $L=160\text{g/cm}^{-2}$ (Gosse e Phillips, 2001) obtém-se uma penetração de 61cm em uma rocha de densidade $2,6\text{g/cm}^{-3}$ e 107cm em um solo com densidade assumida de $1,5\text{ g/cm}^{-3}$. A taxa de produção por espalhamento de nêutrons diminui exponencialmente com a profundidade seguindo a relação expressa na equação [1] e é atenuada em 99% a 3m de profundidade e a 99,99% a 5,6m.

$$P_n(z) = P_n(0)e^{-\rho z/L} \quad [1]$$

A produção em profundidade devido aos múons é ocasionada por dois diferentes tipos de reação: (a) a capturas de múons lentos e (b) as desintegrações causadas por múons rápidos (de alta energia) quando estes se chocam com a estrutura mineral (Heisinger et al., 2002a, b). Diferentes modelos matemáticos veem sendo desenvolvidos no sentido de computar a produção muônica de cosmogênicos na natureza (Granger e Smith, 2000; Schaller et al., 2001; Braucher et al., 2003; Braucher et al., 2011), cujos resultados denotam um certo consenso em torno da produção há alguns poucos metros de profundidade. Entretanto, as estimativas divergem em profundidades maiores devido a diferenças na parametrização da produção adotada de autor para autor. Estas discrepâncias levam a incertezas na quantificação da produção pós-soterramento e podem decorrer em erros na obtenção de idades em alguns casos. Novos experimentos são necessários para aprimorar o conhecimento da produção na faixa de profundidade até 10 metros.

4.1.2- Inventário de ^{10}Be e ^{26}Al em grãos quartzo

Um grão de quartzo próximo da superfície terrestre irá construir um inventário de ^{26}Al e ^{10}Be que é função da concorrência entre a produção e o decaimento destes cosmogênicos ao longo do tempo. A concentração do isótopo cosmogênico (N_i) pode ser modelada por uma equação diferencial simples [2] que conta com a produção (P_i) em função do tempo (t) e do decaimento radioativo. O termo i refere-se tanto a ^{26}Al quanto ^{10}Be , o símbolo λ refere-se a constante de decaimento, a qual é o inverso da vida média¹ ($mean\ life$) do elemento.

$$dN_i/dt = P_i(t) - \lambda N_i \quad [2]$$

A chave para prever a concentração destes elementos é investir na determinação da história de produção ao longo do tempo, sendo a solução apoiada no fato de que a concentração

¹ É denominada vida média ($mean\ life$) de um isótopo radioativo a razão entre a meia vida e o logaritmo natural de 2 (dois). Trata-se de um artifício matemático que simplifica o processamento das equações que envolvem decaimento. Para o ^{10}Be este valor é de $\tau=2,005\pm0,020\text{ Ma}$ e para o ^{26}Al $\tau=1,03\pm0,02\text{Ma}$.

destes isótopos foi produzido no mesmo grão de quartzo, pelo mesmo fluxo cósmico, durante o mesmo período de tempo. Duas simplificações podem ser consideradas como limites para estabelecimento das condições de contorno: (1) para uma rocha que está exposta na superfície, a taxa de produção pode ser assumida como constante o que assume, neste caso, que a rocha não está sendo erodida. (2) De forma alternativa, a taxa de produção pode ser calculada assumindo uma taxa de erosão constante, neste caso a profundidade da rocha diminui com o tempo e a taxa de produção pode ser modelada usando a equação [1]. Uma série de equações pode ser desenvolvida para modelar a concentração destes isótopos em ambas às situações e, na literatura, é recorrente a exploração da solução gráfica obtida a partir destas equações (Lal, 1991; Granger e Muzikar, 2001; Granger, 2006). A Figura 2.1 apresenta uma solução gráfica integrada que ilustra as condições de contorno nas quais as concentrações de ^{26}Al e ^{10}Be ocorrem em grãos de quartzo que se movam na superfície da Terra. O asterisco indicado no inventário de ^{10}Be assinalado na abscissa do gráfico, indica que o valor foi normalizado para o equilíbrio secular, através da relação expressa na equação [3]. Trata-se de uma modificação na versão original de Lal (1991) que permite comparação de resultados medidos em qualquer parte do globo.

$$N_i^* = N_i / P_i \tau_i \quad [3]$$

O diagrama de exposição-soterramento (Figura 4.1) apresenta na sua porção superior duas curvas (parcialmente sobrepostas) referentes às posições possíveis para grãos de quartzo que sejam conduzidos pelas condições limites expressas anteriormente (1) e (2). Uma rocha que esteja passando por uma contínua exposição aos raios cósmicos possuirá uma concentração de isótopos que a posicionará sobre a linha da exposição constante, sendo sua localização somente depende do tempo de exposição. Da mesma forma, qualquer rocha que estiver sendo erodida a uma taxa constante estará posicionada sobre a linha de erosão constante, com sua posição simplesmente dependendo da taxa de erosão. Quanto maior o tempo de exposição ou menor a taxa de erosão mais tempo os minerais estarão sujeitos à produção de isótopos cosmogênicos até que o decaimento finalmente se iguale a esta produção cessando assim a ampliação do inventário de cosmogênicos. Note que as duas curvas divergem no sentido do equilíbrio secular e o espaço ali configurado entre elas abrigará todas as demais situações possíveis entre os dois extremos. Uma característica importante do diagrama exposição-soterramento é que qualquer amostra que se posicionar abaixo da linha de erosão constante e a esquerda da linha do decaimento a partir do equilíbrio secular experimentou pelo menos um evento de soterramento. Qualquer outra posição além da linha de exposição constante e da linha do decaimento radioativo é proibida.

Figura 4.1: Diagrama exposição-soterramento expressando as relações entre a razão isotópica $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em função da concentração de ^{10}Be normalizado para o equilíbrio secular. Para explicação vide texto. (Modificado de Granger, 2013)

O gráfico da Figura 4.1 traz ainda linhas pontilhadas referentes ao decaimento que pode ser traduzido como uma reta por causa da escala log x log assumida. Um grão de quartzo que esteja circulando na superfície sobre influência de uma taxa de erosão constante E e que seja rapidamente e suficientemente soterrado para que a produção muônica possa ser ignorada, terá a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ modificada segundo as retas pontilhadas desenhadas na figura. O ponto inicial a partir do qual o decaimento delineará seu percurso é a taxa de erosão E que corresponde, portanto, a taxa de erosão pré-soterramento. O gráfico traz ainda as isócronas referentes às concentrações esperadas em função do tempo de soterramento (linhas contínuas).

O caso descrito no parágrafo anterior corresponde ao caso mais simples de soterramento e que nem sempre corresponde a realidade com a qual nos deparamos em geociências. Se a taxa de produção é reduzida, mas não é interrompida, a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ inicialmente diminui, mas atinge novamente o equilíbrio secular seguindo um outro balanço entre a nova taxa de produção e o decaimento (Lal, 1991). Se uma amostra é sucessivamente soterrada e re-exposta à superfície, então sua razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ desenhara um caminho em zig zag paralelo às curvas de exposição e erosão ao longo do diagrama (Granger, 2006).

4.1.3. Datação do soterramento

A datação do soterramento opera através da mensuração de dois núclídeos cosmogênicos com meia-vida diferentes presentes no mesmo mineral. Para o caso do ^{26}Al e ^{10}Be em grãos de quartzo o desenvolvimento das equações que estabelecem o método foi realizada em detalhe por Granger & Muzikar (2001) e Granger (2013). Atualmente, a datação do soterramento pode ser feita utilizando-se três diferentes abordagens. A primeira é o soterramento simples, onde a produção pós-soterramento pode ser completamente ignorada. A segunda, chamada de método das idades mínimas e máximas (Granger 2013), pode ser desenvolvida onde a produção pós-soterramento é significativa e a obtenção de idades advém de soluções matemáticas mais complexas. A terceira, designada de método da isócrona, foi concebida inicialmente por Balco & Rovey (2008) e resolve uma idade de soterramento para múltiplas amostras que possuam uma produção pós-soterramento similar.

Qualquer grão de quartzo em uma rocha, solo ou sedimento exposto na superfície terrestre conterá ^{26}Al e ^{10}Be acumulados durante sua exumação, erosão e transporte nas encostas e cursos d'água. É impossível prever a concentração exata destes elementos em cada clasto porque ela depende da história individual de exposição. Todavia, como ambos núclídeos estiveram sujeitos à mesma história de produção, a razão entre estes dois elementos permanece constante. A partir do momento em que o quartzo é soterrado, a concentração de cada um destes núclídeos é regida pela equação [4], onde o subscrito *her* significa herdado (a quantidade do cosmogênico no momento do soterramento) e o subscrito *ps* refere-se à produção pós-soterramento. Importante registrar que daqui em diante o termo *t* refere-se ao tempo de soterramento e não mais o tempo de exposição como apresentado anteriormente.

$$N_i = N_{i,her}e^{-t/\tau_i} + N_{i,ps} \quad [4]$$

Resolvendo a equação [4] para ambos os núclídeos obtém-se:

$$\frac{N_{26}-N_{26,ps}}{N_{10}-N_{10,ps}} = R_{her}e^{-t/\tau_{bur}} \quad [5]$$

Onde τ_{bur} é uma constante de decaimento dada pela equação [6] e

$$\tau_{bur} = 1/\left(\frac{1}{\tau_{26}} - \frac{1}{\tau_{10}}\right) \quad [6]$$

R_{her} é a razão inicial, dada por:

$$R_{her} = \left(\frac{N_{26,her}}{N_{10,her}}\right) \quad [7]$$

A equação [5] perfaz a relação matemática mais importante para a datação do soterramento e todas as três abordagens apresentadas a seguir consistem, na verdade, em simplificações ou manipulações desta. O desenvolvimento desta equação para obtenção de idade é baseada em duas medidas (N_{26} e N_{10}), mas possui pelo menos quatro incógnitas ($N_{10,ps}$; $N_{26,ps}$; R_{her} e t). A solução depende, pois, de alguns pressupostos ou condições que permitam que algumas variáveis sejam eliminadas.

4.1.3.1 – Soterramento simples

O pressuposto geológico ideal para o soterramento simples ocorre quando o quartzo é depositado no interior de cavernas onde, na maioria das vezes, a espessura de rocha sobrejacente é suficiente para que a produção muônica pós-soterramento possa ser ignorada. Neste caso a equação [5] pode simplificada na expressão [8], onde $R = N_{26}/N_{10}$.

$$R = R_{her} e^{-t/t_{bur}} \quad [8]$$

O único requerimento necessário para resolver a equação [8] é que a razão herdada seja conhecida. Assumindo que o sedimento soterrado seja proveniente de uma área fonte que esteja sendo erodida a uma taxa constate, a razão inicial pode ser calculada através da expressão [9].

$$R_{her} = \frac{P_{26}}{P_{10}} \left[\frac{\frac{1}{\tau_{10}} + \frac{E}{L}}{\frac{1}{\tau_{26}} + \frac{E}{L}} \right] \quad [9]$$

Onde E é a taxa de erosão e L é o comprimento de penetração dado por $L = L/r$.

Múltiplas interações entre as equações [8] e [9] podem ser realizadas para resolver a idade de soterramento (t) e a taxa de erosão pré-soterramento (E) (Granger et al., 1997). Na primeira interação assume-se o valor de $6,8 \text{ átomos} \times \text{g}^{-1} \times \text{ano}^{-1}$ (Nishiizumi et al., 2007) para a razão inicial em [8] e calcula-se a idade t . A idade calculada é levada à equação [10] que modela o inventário de N_{10} (desenvolvida a partir da equação [2]) para a obtenção da razão E/L . O valor obtido para esta razão é então introduzido em [9] para a obtenção de um novo valor da razão inicial, que é novamente inserido em [8] para obtenção da idade t e assim sucessivamente até a convergência dos valores. Na prática, este modelo deve ser testado por uma amostra de controle não soterrada, cuja idade deve ser zero.

$$N_{10} = \frac{P_{10} e^{-t/\tau_{10}}}{\frac{1}{\tau_{10}} + \frac{E}{L}} \quad [10]$$

4.1.3.2 – Idades mínimas e máximas

Grãos de quartzo armazenados em solos, terraços fluviais, colúvios, dunas, entre outros, podem não estar em profundidade suficientemente para que a produção muônica pós-soterramento seja ignorada. Ela aumenta a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ a valores mais altos do que assumiria caso não estivesse em atuação e, portanto, uma idade obtida a partir do soterramento simples indica uma idade mínima.

Uma idade máxima pode ser obtida considerando-se que a profundidade da amostra permaneceu a mesma, ou por outro lado, não houve erosão desde que ela foi soterrada. Uma densidade para o pacote sobrejacente a amostra também deverá ser assumida. A taxa de produção local em profundidade pode então ser calculada através da equação [1] e então utilizada para calcular a concentração de ^{26}Al e ^{10}Be produzidos depois do soterramento, considerando um tempo inicial de soterramento t' .

$$N_{i,ps} = P_{i,ps}\tau_i(1 - e^{-t/\tau_i}) \quad [11]$$

A idade de soterramento pode então ser calculada usando a equação [5]. As concentrações herdadas também devem ser ajustadas para a produção pós-soterramento [12] e então novamente a idade máxima calculada por interações entre as equações [11] e [12] até a convergência dos valores obtidos.

$$N_{i,her} = (N_i - N_{i,ps})e^{t'/\tau_i} \quad [12]$$

4.1.3.3 – Método da isócrona

O método da isócrona (Balco & Rovey, 2008) provém algumas vantagens para obtenção de uma idade de soterramento para amostras cuja produção muônica não tenha havido cessada. Ela se difere do soterramento simples e das idades máximas e mínimas, pois ao invés da obtenção de uma idade por amostra, um grupo de amostras de um estrato ou um depósito será utilizado na obtenção da idade de soterramento daquele estrato ou depósito. Este método baseia-se no fato de que os clastos que compõem certo estrato foram soterrados cada um com uma herança na concentração de cosmogênicos particular, referente a sua história individual de exposição. Entretanto, todos os clastos deste estrato passaram pela mesma história de produção de núclídeos pós-soterramento.

Figura 4.2: Diagrama da isócrona ^{26}Al e ^{10}Be (modificado de Balco e Rovey, 2008). Amostras em longa exposição em superfície ou plenamente soterradas irão situar sobre as linhas cinza pontilhadas, que expressam idades de soterramento simples em milhões de anos. As linhas escuras apresentam as configurações de conjunto de amostras de uma mesma unidade geológica que tenham histórias de exposição diferentes, mas que foram submetidas aos mesmos processos de geração de cosmogênicos pós-soterramento.

A obtenção da idade consiste, inicialmente, na representação gráfica das concentrações de ^{26}Al e ^{10}Be (Figura 4.2) e no ajuste delas a uma reta. Uma vez que a produção pós-soterramento é a mesma para todas as amostras esta linha apresentará um desvio na sua localização no gráfico, mas seu mergulho seguirá inalterado. O mergulho da reta pode ser utilizado para calcular a idade e seu intercepto pode ser utilizado para derivar a quantidade de produção pós-soterramento. Amostras que tiverem uma história prévia complexa de exposição e soterramento desviar-se-ão da reta (Figura 4.2) e podem ser facilmente reconhecidas e desconsideradas durante a análise dos dados.

4.1.4 Incertezas na determinação de idades de soterramento

A quantificação de nuclídeos cosmogênicos pode estar acompanhada de erros aleatórios e sistemáticos. Gosse & Phillips (2001) sugerem que sua propagação em conjunto pode refletir em uma incerteza de 13% nas idades calculadas. Segundo estes autores, a maioria dos erros sistemáticos está associada à preparação de amostras e à espectrometria de massa, entretanto, há também que se considerar as incertezas presentes na determinação dos valores das taxas de produção e da meia vida dos elementos.

Mesmo considerando os recentes avanços na determinação da meia vida destes elementos a incerteza embutida nas taxas de decaimento de ^{26}Al (2%) e ^{10}Be (0,9%) propagam um erro sistemático de 2% nas idades de soterramento. Outra fonte de erro sistemática importante advém da razão da taxa de produção $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. O valor de 6,8 provavelmente carrega consigo

um erro da ordem de 3%, o que devidamente propagado leva uma incerteza de 5% em τ_{bur} , ou 60.000 anos (Granger, 2013).

Do ponto de vista analítico, a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ é obtida na espectrometria na forma das razões $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ e $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ e pelo emprego de métodos químicos para obtenção das concentrações de ^{27}Al e ^9Be . As incertezas típicas na quantificação AMS são da ordem de 3-4% para as razões de berílio e 5-8% para as razões de alumínio. Os procedimentos químicos proporcionam incertezas adicionais. A primeira ordem do erro analítico em idades de soterramento advém do erro fracionado derivado da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ medida multiplicada por τ_{bur} (Granger e Muzikar, 2001). Um erro de 6% para esta razão (resultados típicos de AMS) implica algo em torno de 120.000 anos quando multiplicado por τ_{bur} . Isto acaba por definir o alcance inferior do método, sendo muito difícil alcançar idades inferiores a 100.000 anos a não ser que sejam analisadas muitas amostras, quer como réplicas ou tratadas por uma isócrona.

O alcance máximo de idades de soterramento é determinado pelo ^{26}Al devido a sua meia vida de 717.000 anos. Em 5 milhões de anos de decaimento a herança deste nuclídeo é menor que 1% de seu conteúdo original, inviabilizando as medidas. A faixa compreendida entre 4-5 milhões de anos pode ser assumida como um limite prático para o método (Granger, 2013).

4.1.5 Aplicações em Geociências

Desde a predição inicial do método (Lal & Arnold, 1985), a quantificação da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ funciona como um traçador do quartzo enquanto ele circula na superfície da Terra a mercê dos agentes exógenos atuantes nos processos de intemperismo, erosão, transporte e sedimentação deste mineral. Cada vez que ele é soterrado em uma certa profundidade e por um tempo suficiente para desequilibrar a relação entre a razão da produção em superfície e o decaimento, o valor da razão desvia do valor esperado. Como a ordem de grandeza das meias vida destes elementos é compatível com a ordem de grandeza em que se desenrolam estes processos na natureza (Stock et al., 2005), as abordagens e objetivos nos quais estes isótopos podem ser utilizados são muito diversos. É muito importante, todavia, recordar que o método está circunscrito ao período de tempo de 100 mil a 5 milhões de anos (Granger e Muzikar, 2001), com uma resolução nunca inferior a 60.000 anos (Granger, 2013).

Klein et al. (1986) foram os primeiros a empregar o par ^{26}Al e ^{10}Be em clastos expostos sobre o deserto da Líbia e foram capazes de identificar que os clastos experimentaram diferentes histórias de exposição e soterramento devido a diferenças observadas em suas razões isotópicas. Atualmente, a literatura registra diversos trabalhos que abordaram histórias complexas de exposição e soterramento no contexto de sedimentos litorâneos, dunas, pedimentos, dinâmica de solos, sedimentos glaciais e superfícies de rocha soterradas pelo gelo (Granger, 2006). A dinâmica de solos também foi estudada por Braucher et al. (1998) e Braucher et al. (2000). Estes autores foram capazes de elucidar o caso das linhas de seixos de quartzo (*stone lines*) regularmente encontrados em perfis de solos no Brasil, mostrando que o mineral já foi exposto à superfície e posteriormente soterrado.

Todo e qualquer desenvolvimento de uma solução para idade de soterramento utilizando-se o par de núclídeos cosmogênicos ^{26}Al e ^{10}Be em grãos de quartzo carrega consigo outro resultado muito relevante em termos geomorfológicos: a taxa de erosão pré-soterramento. Trata-se de um valor que deve ser assumido como referente à área fonte do quartzo, mas em casos onde múltiplas unidades geológicas possam fornecer este mineral a análise torna-se um pouco mais complexa. Áreas fonte que tenham uma distribuição relevante de colúvios ou dunas, por exemplo, devem ser tratadas com maior cautela, incorporando modelos matemáticos mais complexos (Granger e Muzikar, 2001), pois os grãos podem conter uma razão herdada com uma assinatura de um pré-soterramento.

A obtenção de idades de soterramento simples vem sendo realizada com sucesso em areias e cascalhos quartzosos soterrados em cavernas deste o final da década de 90 (Granger et al., 1997). Além da obtenção de idades mínimas para alguns estágios de evolução de sistemas de condutos (Häuselmann e Granger, 2005), estes estudos veem permitindo a quantificação de taxas de incisão fluvial (Granger et al., 1997; Stock et al., 2004; Liu et al., 2013) e ainda um balizamento geocronológico para a evolução do modelado a partir das formas de relevo regionais (Granger et al., 2001; Antony e Granger, 2007; Refsnider, 2010; Wagner et al., 2011; Matmon et al., 2012; Tassy et al., 2013).

Idades mínimas e máximas podem ser obtidas em qualquer situação onde a produção muônica pós-soterramento não tenha sido interrompida. É a maioria dos casos reais de sedimentos e terraços fluviais (Wolkowsky e Granger, 2004; Matmon, 2011), solos (Braucher et al., 2000), dunas (Fujioka et al., 2009), entre outros. O método da isócrona (Balco e Rovey, 2008) é uma boa alternativa para investigação geocronológica de estratos e sedimentos não plenamente recobertos e protegidos da penetração dos raios cósmicos, embora seu emprego seja ainda muito restrito na literatura. Inicialmente utilizado em uma investigação no contexto glacial (Balco e Rovey, 2008), o método da isócrona também foi posteriormente empregado na datação de terraços fluviais e marinhos (Erlanger et al., 2012; Balco et al., 2013).

4.2 Idades de soterramento e taxas de erosão pré-soterramento

4.2.1 Amostragem, procedimentos analíticos e cálculo das idades

Em campo foram coletados aproximadamente 1kg de areia ou 50 seixos para composição de cada amostra. Elas foram armazenadas em sacos plásticos e rotuladas para posterior envio ao laboratório. Um total de 26 (vinte e seis) amostras tiveram suas razões isotópicas $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ e $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ medidas (Quadro 4.2). Todas as amostras foram processadas no PRIME LAB, localizado no Departamento de Física da Universidade de Purdue, estado de Indiana, Estados Unidos. Seguiram, pois, os procedimentos já convencionados para extração e quantificação isotópica de alumínio e berílio naquele laboratório (Anexo 2 – Fluxo de preparação de amostras). Grânulo e seixos foram inicialmente britados e moídos. Todas as amostras foram peneiradas para seleção da fração 0,5 a 0,25mm. Aproximadamente 300g desse peneirado seguiu para os passos subsequentes, o restante da amostra foi reservada.

Quadro 4.2: Localização e descrição das amostras datadas.

Panel 4.2: Samples description and location.

Counter	Sample ID	Cave / stream	Site	Description
1	LS 1	Lapa Doce	Lapa do Sol	Basal sand
2	LD 2	Lapa Doce	Lapa Dois - base	Basal sand
3	LD 3	Lapa Doce	Lapa Dois topo	Upper sand
4	SA 4P	Lapa Doce	Sifão de Areia	Basal gravel
5	SA 4S	Lapa Doce	Sifão de Areia	Basal gravel (sand matrix)
6	SA 6	Lapa Doce	Sifão de Areia	Intermediate sand
7	SA 7	Lapa Doce	Sifão de Areia	Upper sand
8	CB 8	Água de Rega	Canabrava	Sand in channel bank
9	SI 9	Torrinha	Pedra Furada	Upper sand
10	SI 10A	Torrinha	Pedra Furada	Basal sand
11	CI 11	Torrinha	Conduto Interseção	Intermediate sand
12	SV 12	Torrinha	Salão do Vale	Lower sand
13	SV13	Torrinha	Salão do Vale	Intermediate sand
14	SV 14	Torrinha	Salão do Vale	Intermediate sand
15	SV 15	Torrinha	Salão do Vale	Upper sand
16	AR 16	Água de Rega	Sonhém	Modern sand
17	AR 17	Água de Rega	Pedra Furada	Modern sand
18	AR 18	Água de Rega	Well Nalvim	Intermediate sand
19	AR 19	Água de Rega	Well Nalvim	Basal gravel
20	TA 20	Talhão	Close to trench	Intermediate gravel
21	TA26	Talhão	Trench	Basal gravel
22	TA 27	Talhão	Trench	Basal sand
23	DI29	Lapa do Diva	Main galery	Red basal sand
24	DI30	Lapa do Diva	Bifurcation room	Upper sand
25	ST 31	Gruta da Santa	Pump	Rippled sand
26	NV 32	Gruta Nova	Main gallery	Sand below calcite crust

Após a seleção granulométrica, as amostras passaram por um conjunto de procedimentos designados de separação física que é constituído de uma série de enxagues de ácidos em concentrações distintas, separação de minerais magnéticos e separação gravimétrica. O objetivo é separar o quartzo de outros minerais, concentrá-lo e limpar eventuais contaminações de ^{10}Be meteórico na superfície dos grãos. No final desta etapa uma alíquota é enviada ao ICP – Plasma para teste da concentração de alumínio que, espera-se, esteja abaixo de 100ppm (Anexo 2). Caso esta condição não seja alcançada a amostra volta para novas tentativas de purificação. É relevante mencionar que as concentrações medidas nas amostras deste projeto raramente atingiram esta meta, apresentando regularmente valores da ordem de 200ppm. Este fato parece estar vinculado à presença de um mineral de coloração avermelhada que se encontra intercrescido ou incorporado aos grãos de quartzo. Desta forma, os ataques ácidos à superfície dos grãos não surtiram o efeito esperado e as concentrações encontradas tiveram que ser respeitadas e incorporadas aos cálculos.

Antes de serem dissolvidas, as amostras foram acrescidas de aproximadamente 0,25 gramas de uma solução de concentração conhecida de berílio (Spike Be 2010.10.14#14; [Be] = 1069±8 µg/g). Como o alumínio está presente no quartzo a concentração total desse elemento foi mensurada por ICP-OES, sendo a alíquota de cada amostra retirada após a dissolução da amostra.

O quartzo é dissolvido em ácido fluorídrico e a solução remanescente é conduzida a diversas reações químicas para retirada de componentes até a separação dos elementos de interesse em colunas de troca aniônica e catiônica (Anexo 2). Para cada conjunto de sete amostras uma amostra de branco é introduzida para controle de erros e eventuais perdas ao longo do processo de extração. Os óxidos de berílio e alumínio obtidos são respectivamente adicionados a nióbio e prata antes de serem introduzidos aos catodos que, finalmente, são levados ao espectrômetro de aceleração de massa. Para a quantificação das razões isotópicas foram utilizados os padrões de calibração de Nishiizumi et al. (2007) para o ^{10}Be e Nishiizumi (2004) para o ^{26}Al .

Como os resultados do espectrômetro são restritos às razões isotópicas $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ e $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ e seus respectivos erros analíticos (Anexo 3 – Resultados AMS), o primeiro passo em direção ao cálculo das idades é resolver a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, para qual é necessário processar as razões medidas, a massa da amostra, a massa e a concentração do *spike*, e as concentrações de Al medidas no ICP-OES. As concentrações de Al e Be passam ainda por uma correção pelos ganhos ou perdas medidas nas amostras de branco e, no caso do alumínio, pelos padrões analíticos do ICP. A Tabela 4.1 apresenta os valores obtidos no cálculo da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ bem como na propagação dos erros.

A taxa local de produção de ^{10}Be de 5,6 átomos por grama de quartzo por ano, utilizada no cálculo das idades, foi obtida através do software CHRONUS Calculator, disponível online, que incorpora os fatores de escala recomendados por Balco et al. (2008). Os valores de entrada foram as coordenadas locais e o valor de 900m para altitude local, que corresponde à média altimétrica das bacias de captação dos vales cegos dos riachos das Almas e Água de Rega. A taxa de produção de ^{26}Al de 38,08 átomos por grama de quartzo por ano foi obtida a partir da multiplicação do fator 6,8 pela taxa de produção obtida para o berílio. Como a coluna de rocha sobre as cavernas é da ordem de 50m, a produção muônica pós-soterramento foi desconsiderada para fins de cálculo das idades e das taxas de erosão.

O roteiro para obtenção de idades de soterramento simples foi adotado conforme descrito no item 4.3.1.1. A Tabela 4.2 apresenta os resultados obtidos em cinco interações promovidas entre as equações [8], [9] e [10], onde pode-se observar uma convergência dos valores entre a quarta e a segunda casa decimal. A propagação dos erros para as idades e as taxas de erosão foi feita numericamente, computando-se as variações obtidas em ambas a partir da incorporação dos erros da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. Os valores de meia-vida utilizados foram os de $1,387 \pm 0,012$ milhões de anos para o ^{10}Be (Chmeleff et al., 2010) e de $7,17 \pm 0,17 \times 10^5$ anos para o ^{26}Al (Granger, 2006). A Tabela 4.3 apresenta em resumo, os valores calculados para a razão inicial, as idades de soterramento, as taxas de erosão pré-soterramento e os erros analíticos propagados.

Tabela 4.1: Valores utilizados no cálculo da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ e na propagação dos erros.

sample	mass (g)	[Be] _{spike} (μg)	[Al] (μg/g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$	^{10}Be (x10 ⁵ at/g)	^{26}Al (x10 ⁵ at/g)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$
AR16	113,284	285,8506	150,82	10240 ± 70	2500 ± 160	17,26 ± 0,12	84,10 ± 5,45	4,87 ± 0,32
SA04P	33,1	284,7816	48,47	1218 ± 19	2050 ± 140	6,90 ± 0,11	22,16 ± 1,53	3,21 ± 0,22
SA04S	45,234	284,6747	87,47	1940 ± 30	1390 ± 80	8,09 ± 0,13	27,12 ± 1,58	3,35 ± 0,20
SA7	104,243	284,354	173,33	6560 ± 60	1350 ± 100	11,94 ± 0,11	52,19 ± 3,90	4,37 ± 0,33
SV12	125,134	284,7816	128,58	8060 ± 100	1840 ± 130	12,24 ± 0,15	52,77 ± 3,77	4,31 ± 0,31
SV15	100,51	285,5299	166,50	6510 ± 70	1550 ± 140	12,34 ± 0,13	57,56 ± 5,23	4,67 ± 0,42
TA20	128,375	284,9954	17,57	985 ± 16	1610 ± 130	1,43 ± 0,02	6,31 ± 0,51	4,40 ± 0,36
LS 1	39,655	312,041	130,82	2423 ± 26	2200 ± 90	12,70 ± 0,14	64,19 ± 2,70	5,05 ± 0,21
LD 2	40,483	323,373	156,02	2110 ± 40	1320 ± 70	11,22 ± 0,21	45,93 ± 2,48	4,09 ± 0,22
LD 3	39,668	315,141	117,01	2170 ± 40	1830 ± 80	11,48 ± 0,21	47,76 ± 2,14	4,16 ± 0,19
SA 6	40,107	317,493	138,59	2135 ± 26	1540 ± 60	11,25 ± 0,14	47,60 ± 1,91	4,23 ± 0,17
SI 10A	40,296	313,217	126,77	2310 ± 25	1840 ± 70	11,96 ± 0,13	52,03 ± 2,05	4,35 ± 0,17
CI 11	40,053	320,486	128,80	2228 ± 23	1910 ± 70	11,87 ± 0,12	54,87 ± 2,08	4,62 ± 0,18
SV 13	39,936	315,89	160,28	2280 ± 60	1460 ± 60	12,01 ± 0,32	52,19 ± 2,21	4,35 ± 0,18
SV 14	40,213	311,934	151,72	2280 ± 40	1550 ± 70	11,78 ± 0,21	52,45 ± 2,43	4,45 ± 0,21
AR 18	40,477	315,996	127,83	2380 ± 30	1960 ± 80	12,38 ± 0,16	55,88 ± 2,35	4,51 ± 0,19
AR 19	41,633	317,386	38,88	1009 ± 17	1430 ± 90	5,09 ± 0,09	12,40 ± 0,79	2,43 ± 0,16
TA 26	40,002	312,683	67,86	473 ± 11	540 ± 40	2,42 ± 0,06	8,17 ± 0,61	3,38 ± 0,25
TA 27	32,237	316,21	133,85	1500 ± 40	1130 ± 60	9,78 ± 0,26	33,74 ± 1,82	3,45 ± 0,19
SI 9	28,299	318,776	249,00	1460 ± 30	970 ± 60	10,93 ± 0,23	53,87 ± 3,38	4,93 ± 0,31
DI 29	72,154	284,6747	122,53	6100 ± 60	2035 ± 137,4	16,07 ± 0,16	55,62 ± 3,80	3,46 ± 0,24

Tabela 4.1: Valores utilizados no cálculo da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ e na propagação dos erros (continuação)

Table 4.1: $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio calculation and error propagation

sample	mass (g)	[Be] _{spike} (μg)	[Al] (μg/g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$	^{10}Be (x10 ⁵ at/g)	^{26}Al (x10 ⁵ at/g)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$
DI 30	42,625	271,526	163,69	2990 ± 30	1580 ± 135,5	12,69 ± 0,13	57,67 ± 4,98	4,54 ± 0,39
ST 31	58,065	269,6018	177,07	3750 ± 50	1388 ± 101,6	11,61 ± 0,16	54,81 ± 4,05	4,72 ± 0,35
NV 32	48,728	260,4084	158,20	2360 ± 30	1027 ± 98,45	8,39 ± 0,11	36,23 ± 3,49	4,32 ± 0,42
CB8	41,859	244,5	231,01	3810 ± 70	1360 ± 120	14,84 ± 0,27	70,07 ± 6,22	4,72 ± 0,42

Tabela 4.2: Interações múltiplas entre as equações [8], [9] e [10] para obtenção de idades de soterramento simples

	first iteration			second iteration			third iteration			fourth iteration			fifth iteration		
	R	age	E/L	Initial R	age	rE/L	Initial R	age	rE/L	Initial R	age	rE/L	Initial R	age	rE/L
AR16	6,8	0,6928	1,7984	5,6214	0,2969	2,2999	5,8016	0,3625	2,2098	5,7734	0,3524	2,2235	5,7778	0,3540	2,2214
SA04P	6,8	1,5593	3,2318	6,0225	1,3067	3,7326	6,1051	1,3351	3,6732	6,0962	1,3321	3,6795	6,0972	1,3324	3,6789
SA04S	6,8	1,4700	2,8285	5,9401	1,1888	3,3294	6,0401	1,2235	3,2637	6,0283	1,2195	3,2713	6,0297	1,2199	3,2704
SA7	6,8	0,9187	2,4681	5,8503	0,6058	2,9692	5,9708	0,6482	2,8966	5,9552	0,6428	2,9058	5,9572	0,6435	2,9046
SV12	6,8	0,9485	2,3513	5,8170	0,6237	2,8524	5,9455	0,6692	2,7773	5,9284	0,6632	2,7871	5,9307	0,6640	2,7858
SV15	6,8	0,7835	2,5723	5,8781	0,4805	3,0734	5,9921	0,5204	3,0029	5,9778	0,5154	3,0116	5,9796	0,5160	3,0105
TA20	6,8	0,9051	24,3748	6,6708	0,8652	24,8746	6,6733	0,8659	24,8648	6,6733	0,8659	24,8650	6,6733	0,8659	24,8650
LS 1	6,8	0,6172	2,7422	5,9202	0,3290	3,2432	6,0246	0,3653	3,1759	6,0120	0,3610	3,1839	6,0135	0,3615	3,1829
LD 2	6,8	1,0558	2,4485	5,8448	0,7410	2,9496	5,9666	0,7839	2,8766	5,9509	0,7784	2,8859	5,9529	0,7791	2,8847
LD 3	6,8	1,0218	2,4320	5,8402	0,7053	2,9331	5,9631	0,7486	2,8598	5,9471	0,7430	2,8691	5,9492	0,7437	2,8679
SA 6	6,8	0,9872	2,5428	5,8704	0,6814	3,0439	5,9862	0,7221	2,9728	5,9715	0,7170	2,9817	5,9734	0,7176	2,9806
SI 10A	6,8	0,9290	2,4476	5,8446	0,6141	2,9487	5,9664	0,6570	2,8757	5,9507	0,6515	2,8850	5,9527	0,6522	2,8838
CI 11	6,8	0,8033	2,6609	5,9005	0,5082	3,1619	6,0093	0,5462	3,0932	5,9960	0,5416	3,1015	5,9976	0,5422	3,1004
SV 13	6,8	0,9315	2,4311	5,8400	0,6149	2,9322	5,9629	0,6583	2,8588	5,9469	0,6527	2,8682	5,9490	0,6534	2,8670
SV 14	6,8	0,8804	2,5661	5,8765	0,5768	3,0672	5,9908	0,6169	2,9966	5,9765	0,6119	3,0053	5,9783	0,6125	3,0042
AR 18	6,8	0,8518	2,4598	5,8480	0,5381	2,9609	5,9690	0,5807	2,8881	5,9534	0,5752	2,8973	5,9554	0,5759	2,8961
AR 19	6,8	2,1363	3,2899	6,0330	1,8874	3,7907	6,1135	1,9150	3,7321	6,1050	1,9121	3,7382	6,1059	1,9124	3,7376
TA 26	6,8	1,4538	10,7179	6,5200	1,3664	11,2180	6,5315	1,3700	11,1966	6,5310	1,3699	11,1975	6,5311	1,3699	11,1975
TA 27	6,8	1,4107	2,3358	5,8124	1,0843	2,8370	5,9420	1,1302	2,7615	5,9247	1,1241	2,7714	5,9270	1,1249	2,7701
SI 9	6,8	0,6686	3,1736	6,0116	0,4122	3,6745	6,0964	0,4414	3,6142	6,0872	0,4382	3,6207	6,0882	0,4386	3,6200
DI 29	6,8	1,4050	1,2302	5,3184	0,8938	1,7323	5,5926	0,9984	1,6189	5,5400	0,9787	1,6398	5,5500	0,9825	1,6358
DI 30	6,8	0,8386	2,4054	5,8327	0,5195	2,9065	5,9574	0,5635	2,8326	5,9411	0,5578	2,8421	5,9432	0,5585	2,8408
ST 31	6,8	0,7591	2,8039	5,9345	0,4760	3,3048	6,0357	0,5111	3,2387	6,0237	0,5070	3,2464	6,0251	0,5075	3,2455

Tabela 4.2: Interações múltiplas entre as equações [8], [9] e [10] para obtenção de idades de soterramento simples.

Table 4.2: Multiple iterations performed with equations[8], [9] e [10]. Simple burial dating.

	first iteration			second iteration			third iteration			fourth iteration			fifth iteration		
	R	age	E/L	Initial R	age	rE/L	Initial R	age	rE/L	Initial R	age	rE/L	Initial R	age	rE/L
NV 32	6,8	0,9452	3,6655	6,0950	0,7176	4,1662	6,1636	0,7408	4,1124	6,1569	0,7386	4,1176	6,1576	0,7388	4,1171
CB8	6,8	0,7582	2,0872	5,7323	0,4029	2,5885	5,8823	0,4566	2,5069	5,8608	0,4490	2,5183	5,8639	0,4501	2,5167
AR17	8,8	0,9374	2,7977	5,9331	0,1174	4,4631	6,1983	0,2084	4,2431	6,1730	0,1998	4,2633	6,1754	0,2007	4,2613

Tabela 4.3: Razões iniciais (R), taxas de erosão e idades de soterramento obtidas para as amostras de areia e cascalho processadas.

Table 4.3: Initial ratio, pre-burial erosion rates and burial ages calculated for processed sand and gravel samples

Sample	Initial R	Burial age (My)	Erosion rate (m/My)
AR16	5,78	0,35 ± 0,12	1,33 ± 0,09
SA04P	6,10	1,33 ± 0,13	2,21 ± 0,16
SA04S	6,03	1,22 ± 0,11	1,96 ± 0,12
SA7	5,96	0,64 ± 0,14	1,74 ± 0,14
SV12	5,93	0,66 ± 0,13	1,67 ± 0,13
SV15	5,98	0,52 ± 0,17	1,81 ± 0,18
TA20	6,67	0,87 ± 0,17	14,92 ± 1,26
LS 1	6,01	0,36 ± 0,08	1,91 ± 0,09
LD 2	5,95	0,78 ± 0,10	1,73 ± 0,10
LD 3	5,95	0,74 ± 0,08	1,72 ± 0,08
SA 6	5,97	0,72 ± 0,07	1,79 ± 0,08
SI 10A	5,95	0,65 ± 0,07	1,73 ± 0,07
CI 11	6,00	0,54 ± 0,07	1,86 ± 0,08
SV 13	5,95	0,65 ± 0,08	1,72 ± 0,08
SV 14	5,98	0,61 ± 0,09	1,80 ± 0,09
AR 18	5,96	0,58 ± 0,08	1,74 ± 0,08
AR 19	6,11	1,91 ± 0,12	2,24 ± 0,15
TA 26	6,53	1,37 ± 0,15	6,72 ± 0,52
TA 27	5,93	1,12 ± 0,10	1,66 ± 0,10
SI 9	6,09	0,44 ± 0,12	2,17 ± 0,14
DI 29	5,55	0,98 ± 0,12	0,98 ± 0,08
DI 30	5,94	0,56 ± 0,16	1,70 ± 0,16
ST 31	6,03	0,51 ± 0,14	1,95 ± 0,15
NV 32	6,16	0,74 ± 0,18	2,47 ± 0,25
CB 8	5,86	0,45 ± 0,16	1,51 ± 0,15
AR17	6,18	0,20 ± 0,09	2,56 ± 0,14

Figura 4.3: Diagrama exposição-soterramento com os resultados obtidos nas amostras coletadas em superfície, nos sistemas de cavernas alimentados pelos riachos das Almas e Água de Rega e em uma cisterna não revestida, escavada no aluvião deste último curso d'água.

Figure 4.3: Exposure-burial diagram within obtained data. Different dot colors refer to surface samples, cave samples associated with different creeks and samples from a 14m well, excavated in alluvium from Agua de Rega creek.

As idades de soterramento obtidas distribuem-se entre os valores de $1,91 \pm 0,12$ milhões de anos (AR19) e $0,20 \pm 0,09$ milhões de anos (AR17) (Tabela 4.3; Figura 4.3), possuindo boa coerência no contexto estratigráfico dos depósitos e da evolução dos condutos, o que será apresentado no sub item a seguir. Todavia, nenhuma das 3 amostras de superfície coletadas ao longo do riacho Água de Rega, para balizamento isotópico do modelo de soterramento simples, apresentou idade igual a zero, nem mesmo considerando a faixa do erro analítico. AR16, CB 8 e AR17 apresentaram idades de soterramento de $0,35 \pm 0,12$, $0,45 \pm 0,16$ e $0,20 \pm 0,09$ milhões de anos, respectivamente. Esta falta de balizamento isotópico do sistema e a consequência desse fato para a geocronologia dos depósitos será discutida exaustivamente no próximo capítulo deste documento.

Já em relação às taxas de erosão pré-soterramento nota-se uma concentração dos valores obtidos entre 1 e 3 m/Ma (figuras 4.3 e 4.4). Estes valores guardam uma boa sintonia com o esperado para erosão de quartzitos em um domínio cratônico e possuem ainda forte similaridade com as taxas de erosão medidas por Barreto et al.(2013) através do cosmogênico ^{10}Be , na Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais, cujos valores são sempre inferiores a 5m/Ma. Duas amostras coletadas na Gruta do Talhão forneceram valores que destoam um pouco desta recorrência (TA26 - $6,72 \pm 0,52$ e TA20 - $14,92 \pm 1,26$ m/Ma) e, provavelmente, representam algo mais diretamente relacionado à erosão da cobertura terciária, que

predomina na área de captação do riacho das Almas em relação às demais unidades litoestratigráficas presentes (Figura 2.3). Aparentemente, não foi observada nenhuma relação entre a idade de soterramento e a taxa de erosão medidas em cada uma das amostras (Figura 4.4).

Figura 4.4: Distribuição das taxas de erosão medidas conforme sua idade de soterramento. As amostras de superfície e da cisterna da Figura 4.3 foram inseridas no grupo do riacho Água de Rega, uma vez que também foram amostradas naquele curso.

Figure 4.4 Erosion rates versus burial ages. Surface and well samples from Figure 4.3 were grouped into R.Água de Rega, once they were sampled along this stream as well.

4.2.2 Cronologia do soterramento dos depósitos subterrâneos

Idades de soterramento registram a entrada de clastos para o interior do sistema de condutos, onde enfim ficam protegidos da produção de novos núclídeos e o conteúdo desses átomos ao longo do tempo é predominantemente regido por seu decaimento. É importante lembrar-se deste fato e não confundi-la com uma idade de deposição. Sedimentos detríticos em um sistema de cavernas estão sujeitos ao retrabalhamento em inundações ordinárias e extremas (Toran et al., 2006; Herman et al., 2012) e ainda há que se considerar a possibilidade de aporte de detritos

provenientes de níveis superiores de condutos (mais antigos), os quais, provavelmente, já foram soterrados há muito mais tempo (Ford e Williams, 2007).

Figura 4.5: Idades de soterramento no contexto da escavação do sistema Cão-Talhão.

Figure 4.5: Burial ages in Cão-Talhão trench context.

No sistema Cão-Talhão o retrabalhamento notado na acreção das formas de canal também está registrado nas idades de soterramento e parece ser o caso da amostra TA27, cuja idade de soterramento é menor do que TA26 que se encontra em posição estratigráfica inferior à primeira (Figura 4.5). Considerando a faixa de erro das amostras, a sedimentação fluvial no interior dos condutos teria começado a receber sedimentos da superfície em 1,52 milhões de

anos e se estendeu a períodos mais recentes que 700 mil anos, uma vez que as idades foram obtidas somente até a porção intermediária do depósito. Uma amostra de areia foi coletada na Gruta da Santa, que é a ressurgência do sistema junto ao nível de base local. A amostra ST31 foi coletada entre 3 e 5 metros de desnível acima do leito do rio Santo Antônio e apresentou idade de $0,51 \pm 0,14$ Ma. Todavia, trata-se de uma amostra pontual com contexto estratigráfico duvidoso, pois não se pode descartar a hipótese que seja proveniente de uma retro-inundação do rio, ao invés da rota subterrânea associada ao sumidouro do riacho das Almas.

No sistema Lapa Doce-Torrinha as idades obtidas apresentaram valores entre $1,33 \pm 0,13$ Ma e $0,36 \pm 0,10$ Ma, contudo, somente duas das quinze amostras datadas obtiveram idades superiores a um milhão de anos (Figura 4.6). As demais parecem se agrupar em um período que vai de $0,78 \pm 0,10$ e $0,36 \pm 0,08$ milhões de anos. É notável reconhecer pelas idades de soterramento, que durante boa parte do Quaternário o riacho Água de Rega injetou sedimentos fluviais que agradaram por este sistema de cavernas e que tal injeção conduziu ao assoreamento sucessivo dos condutos da Lapa Dois, seguido da Gruta da Torrinha, terminando, a que tudo indica, na parte mais proximal do sumidouro, no trecho turístico da Lapa Doce, (amostra LS1) há aproximadamente 360 ka (Figura 4.6).

A amostra coletada na Gruta Nova, aparentemente localizada na região da surgência da rota leste do riacho Água de Rega (Figura 2.4), apresentou idade de soterramento de $0,74 \pm 0,18$ milhões de anos. Na Lapa do Diva, que se supõe constituir parte da rota oeste desta mesma injeção de sedimentos, a amostra DI29, coletada em um banco de sedimentos atualmente em erosão, apresentou idade de soterramento de $0,98 \pm 0,12$ Ma. Já a amostra DI30, coletada em uma barra arenosa inconsolidada associada à dinâmica de sedimentação atual, apresentou idade de soterramento de $0,56 \pm 0,16$ milhões de anos.

A montante do sistema Lapa Doce, uma cisterna escavada no leito seco do riacho Água de Rega (Figura 2.4 – well Nalvim) revelou a existência de 12m de sedimentos até o leito rochoso da rocha carbonática (Figura 4.7), onde duas amostras foram coletadas. Os cascalhos arredondados de quartzo e quartzito basais (AR19) apresentaram a idade de soterramento de $1,91 \pm 0,12$ Ma, sendo a mais antiga obtida para a área de pesquisa. O pacote arenoso situado entre 3,1 e 4,3m apresentou uma idade de $0,58 \pm 0,08$ Ma (AR18), contudo como a amostra não está em profundidade suficiente para evitar a produção muônica de cosmogênicos, esta idade deve ser encarada com uma idade mínima (vide item 4.3.1.2). Modelos físicos podem ser futuramente incorporados, no sentido de se calcular a idade máxima para a amostra.

Figura 4.6: Idades de soterramento obtidas nas escavações realizadas no sistema Lapa Doce-Torrinha

Figure 4.6: Burial age measured for samples from Lapa Doce-Torrinha cave system

Figura 4.7: Coluna estratigráfica e idades de soterramento obtidas no poço do Nalvim, leito do riacho Água de Rega a montante do sistema Lapa Doce. Para localização vide Figura 2.4.

Figure 4.7: Stratigraphic collumn and burial ages from Nalvim well, Agua de Rega creek floor, upstream from Lapa Doce cave system. For location see Figure 2.4.

5 Discussões

5.1 A falta de balizamento isotópico e o significado geocronológico das idades de soterramento.

Como apresentado no capítulo anterior, nenhuma das amostras coletadas para o balizamento isotópico do modelo de soterramento simples atendeu ao valor esperado, que seria o de uma idade de soterramento igual a zero (amostras AR16, Ar17 e CB8; Tabela 4.2). De imediato, o fato remete a um distúrbio na razão isotópica $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ destas amostras gerado por um (ou mais) evento (s) de soterramento prévio (s) a sua mobilização atual ao longo do riacho Água de Rega. Resta saber se tal distúrbio também se estende às amostras coletadas no interior das cavernas, pois caso positivo, as idades devem ser corrigidas. A discussão que aqui se constrói inicia-se com a tentativa de extrair da literatura exemplos, ou alguma situação que pudesse orientar a interpretação desse fato. A seguir serão discutidos alguns aspectos metodológicos que orientam a obtenção de idades de soterramento e o significado das amostras de superfície. Finalizando esta discussão, introduz-se um modelo físico teórico que foi concebido para testar a hipótese de que este ruído encontra-se tão somente associado às amostras de superfície, uma vez que esta parece ser a realidade apontada pelo conjunto dos demais dados cronológicos obtidos ao longo da pesquisa.

Interferências antrópicas na bacia hidrográfica têm sido interpretadas como causa de distúrbio na razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em sedimentos fluviais recentes (Granger et al., 1997; Boaretto et al., 2000; Granger, 2006). A principal fonte de ruído parece estar associada a edificações no leito e na planície de inundação que proporcionam a introdução de areia e cascalho de fontes diversas, com heranças na razão inicial muito distinta da que prevalece nos sedimentos gerados na própria bacia hidrográfica. Mas no intuito de contornar este eventual problema, a amostra CB8 foi coletada em um banco no leito do riacho Água de Rega, em um contexto claramente pré-ocupação humana e mesmo assim apresentou idade de soterramento de $0,45 \pm 0,16$ Ma.

Os processos eólicos também são geradores de desvios na razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ de grãos de quartzo que encontram-se em trânsito na superfície (Fujioka et al., 2009; Matmon et al., 2012). Tal efeito é associado a dois fatores: primeiro o vento transporta e mistura grãos de quartzo provenientes de fontes diversas, com histórias distintas de exposição e soterramento e, segundo, porque os grãos podem experimentar grandes períodos soterrados e estocados na forma de dunas de porte variado. Embora sejam recorrentemente encontrados grãos de quartzo muito bem arredondados em algumas fácies da cobertura terciária, a diversidade de maturidade textural observada nos sedimentos arenosos subterrâneos não sugere que processos eólicos sejam dominantes nem mesmo expressivos na sua área fonte. Há ainda que se considerar a existência de fácies eólica no contexto das rochas do Supergrupo Espinhaço, que poderiam constituir ainda a fonte primária daqueles grãos muito bem arredondados observados em superfície.

A presença de rochas depositadas durante o Neógeno na bacia hidrográfica pode também favorecer a introdução de um distúrbio na razão isotópica $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ (Gosse e Phillips, 2001; Cockburn e Summerfield, 2004), principalmente se a espessura de soterramento destas

camadas não foi suficiente para proteger o quartzo da produção de cosmogênicos pelos múons. Neste caso, algumas premissas geológicas podem ser assumidas para modelar o conteúdo herdado e corrigir as idades (Hu et al., 2011). Mas no que se refere à estratigrafia das coberturas terciárias observadas nas bacias de captação dos riachos das Almas e Água de Rega, os dados regionais de termocronologia por traços de fissão de apatita indicam que a última fase de soterramento a que esteve sujeito o nordeste brasileiro se deu entre o Oligoceno e o meio do Mioceno, ou seja, há pelo menos 17 milhões de anos (Jaspen et al., 2012). É tempo suficiente para que todo o conteúdo herdado pelos sedimentos terciários prévios a sua deposição, tanto de ^{26}Al quanto de ^{10}Be , tenham decaído e que a concentração destes isótopos tenha sido tão somente vinculada a história de exposição que estas rochas estão sujeitas desde então. Mesmo considerando que a aplicação de outros métodos geocronológicos a estas coberturas sejam ainda necessárias, a hipótese de que a concentração herdada de cosmogênicos venha das coberturas terciárias não parece ser o caso, pois do contrário, era de se esperar que as razões isotópicas medidas nas amostras de superfície fossem distintas daquelas medidas nas cavernas após centenas de milhares de anos ali soterradas. A seguir discutir-se-á um pouco mais detalhadamente este aspecto.

O princípio metodológico que conduz à solução numérica do soterramento simples pressupõe a adoção de uma razão inicial $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ igual a 6,8 (Granger, 2013). Quando o quartzo é soterrado, a razão é então desviada desse valor por causa das diferenças entre a meia-vida destes isótopos (Figura 4.1). Contudo, se o mineral já experimentara um soterramento prévio à sua entrada nas cavernas, sua razão inicial seria diferente daquele valor e é para reconhecer esta possibilidade que servem as amostras de superfície. Na perspectiva de um único evento de soterramento prévio a entrada do quartzo para o sistema de condutos, a idade de soterramento obtida na amostra de superfície deve ser subtraída das idades calculadas a partir das amostras das cavernas, no sentido de corrigi-las (Granger, 2006). Mas casos muito mais complexos da história pregressa de soterramento do quartzo podem ocorrer na natureza. É o caso de Matmon et al. (2012) que estudaram depósitos detríticos quartzosos em uma caverna da África do Sul, cuja herança na razão inicial $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ envolvia dois eventos prévios a seu soterramento final no interior da gruta: um primeiro vinculado a processos eólicos nas dunas do Kalahari e um segundo de natureza colúvio-aluvionar nos arredores da caverna. Estes autores utilizaram um valor aproximadamente igual a 4 (quatro), resultante da média dos valores obtidos nas amostras de superfície, para compor junto com as idades calculadas a partir de 6,75 (Balco e Rovey, 2008), os extremos analiticamente aceitáveis.

A Figura 5.1 apresenta um gráfico com a distribuição dos valores da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ medida nas amostras e a razão inicial obtida após a quarta interação das equações que regem a datação de soterramento simples (vide item 4.1.3). Em tese, as razões calculadas dispostas no gráfico correspondem às razões iniciais que os sedimentos carregavam no momento em que adentraram as cavernas. Esta premissa não é válida para as amostras de superfície (rotuladas) e como foram coletadas a montante dos condutos ambos os valores, medidos e calculados, deveriam coincidir em 6,8. As razões medidas nas amostras de superfície AR16, CB8 e AR17 são de $4,87 \pm 0,32$; $4,72 \pm 0,42$ e $3,21 \pm 0,22$, respectivamente. Graficamente, as concentrações medidas em AR16 e CB8 são muito semelhantes com as amostras de cavernas e sobrepõe diversas leituras dentro da faixa de seus erros analíticos (Figura 5.1) sugerindo, em uma primeira análise, que embora não tenham sido soterradas no interior das cavernas, fazem

parte da mesma história de soterramento. Por outro lado, os valores da razão inicial obtidas para as amostras de cavernas também não resultaram em 6,8 (Figura 5.1). Estão contidos entre 6,67 (TA20) e 3,55 (DI29), mas agrupam-se em torno do valor de 6. Tal efeito é previsto e conhecido na dinâmica da concentração destes cosmogênicos em grãos de quartzo e está representada no diagrama exposição-soterramento (Figura 4.1) através da deflexão das isócronas em contexto de taxas de erosão muito baixas (< 5m/Ma). É exatamente esta inflexão na curva de exposição que justifica a realização das interações das equações até a convergência dos dados para o cálculo das idades. Contudo, a simples análise das razões isotópicas não é determinante para o entendimento da relação causa efeito da não obtenção do balizamento isotópico e é imperativo entender o porquê destas amostras de superfície não datarem zero.

Figura 5.1: Razões $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ medidas e iniciais (calculadas). As amostras AR16, AR17 e CB8 foram coletadas em superfície para o balizamento isotópico, as demais amostras foram coletadas nos sistemas de cavernas.

Figure 5.1: Measured and calculated (initial) $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios. Named data points (AR16, AR17 e CB8) refer to surface samples (should age zero), other ones are cave samples.

Lembrando que as idades de soterramento obtidas para as amostras de superfície AR16, CB 8 e AR17 foram de $0,35 \pm 0,12$; $0,45 \pm 0,16$ e $0,20 \pm 0,09$ milhões de anos, respectivamente, considera-se, a título de discussão, a correção das idades obtidas pela subtração do valor médio de 0,33 Ma obtido a partir das idades destas amostras. Neste caso, a amostra LS1 da seção da Lapa Doce (Figura 4.6) passa a ter uma conotação de sedimentação atual, uma vez

que sua idade de soterramento não se diferenciaria do valor zero a partir de sua idade calculada que é de $0,36 \pm 0,08$ Ma. Toda a coluna de sedimentos depositada acima desta amostra também estaria associada a processos atuais, a despeito inclusive dos distintos processos deposicionais indicados pela diversidade de associações de fácies notadas naquele local (Figura 3.2). Para reforçar o contrassenso, idades U/Th obtidas em crostas estalagmíticas existentes acima da pilha sedimentar naquele mesmo local mostram idades superiores a 200 ka (Figura 5.2; Anexo 4) e, mesmo que não estejam diretamente assentadas sobre a pilha sedimentar, sua posição no conduto e morfologia sugerem terem sido precipitadas após a deposição dos sedimentos detríticos.

Figura 5.2: Contexto e idades U/Th de crostas estalagmíticas erodidas encontradas na porção de topo da escavação da Lapa Doce. Para método e resultados das datações vide Anexo 4.

Figure 5.2: Eroded stalagmite crusts context and U/Th ages, they are located over the trench excavated in Lapa Doce. For dating methods and results see Appendix 4.

A correção das idades pela simples subtração do resultado obtido nas amostras de superfície também não encontra convergência com os dados paleomagnéticos obtidos no âmbito do projeto de pesquisa. Embora diversos problemas de amostragem tenham inviabilizado o tratamento das amostras coletadas para investigações paleomagnéticas nas escavações do sistema Lapa Doce-Torrinha, os resultados obtidos na trincheira da Gruta do Talhão apresentaram boa consistência (Anexo 5), além de manter a coerência com a existência de pelo menos uma inversão paleomagnética, como registrado por Auler (1999) neste mesmo sistema de caverna. O perfil obtido através da desmagnetização de 20 amostras registrou: (i) um pacote basal com campo normal onde também foram coletadas as amostras TA26 e TA27; (ii) um pacote intermediário apresentando uma inversão paleomagnética e (iii) um pacote superior também apresentando uma componente do campo magnético correspondente ao campo atual. Sobre esse pacote superior assentam-se os cascalhos quartzosos que compõem a amostra TA20 (Anexo 5). A Figura 5.3 apresenta as idades de soterramento calculadas e seus valores corrigidos, permitindo que sejam comparadas com os períodos em que prevaleceram as configurações do campo geomagnético normal (escuro) e inverso (branco). A adoção das idades calculadas permite pelo menos 3 possibilidades de correlação das idades de soterramento e as inversões paleomagnéticas, sendo que somente aquela com maior probabilidade foi assinalada na Figura 5.3. Em síntese, a alternativa é a única a garantir dentro do erro analítico a premissa estratigráfica em que TA26 e 27 encontram-se juntas em um mesmo período normal, separadas de TA20 por um período inverso. Mesmo que disponíveis, a aplicação de técnicas estatísticas de correlação não se justificam, uma vez que elas não poderiam sobrepor-se ao ordenamento estratigráfico (Muzikar e Granger, 2006). A adoção das idades corrigidas por outro lado, não proporciona sequer um cenário possível de correlação entre os dados paleomagnéticos e as idades de soterramento.

Mas, se então não há sentido em corrigir as idades e, aparentemente, não há uma fonte óbvia para alteração da razão inicial $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ na bacia hidrográfica, como podemos entender este distúrbio? As idades precisam ser corrigidas? Em quanto? As respostas a estas perguntas parecem estar no próprio aluvião. Embora os sedimentos em trânsito em canais fluviais tendem a manter uma assinatura na concentração de ^{26}Al e ^{10}Be , associadas às taxas de erosão vigentes na bacia hidrográfica (Wittmann et al., 2011), foi também demonstrado por modelos teóricos que tempos de residência entre 70 ka e 2 Ma na planície de inundação, podem alterar o conteúdo destes isótopos (Wittmann e Blanckenburg, 2009) e, conseqüentemente, a razão entre os mesmos. Em quase toda sua extensão o leito do riacho Água de Rega está, atualmente, entalhando o aluvião quaternário por ele mesmo depositado. Somente a montante de Sonhém e na cachoeira da Canabrava ele apresenta um leito rochoso (Figura 2.3). Embora não tenham sido observados terraços expressivos em superfície, o que se observa nas cavernas parece resgatar um antigo cenário de agradação que atualmente se encontra em um regime de incisão, expondo os sedimentos ao longo dos condutos. Outro fato relevante é que este aluvião chega a apresentar 12 m de espessura (profundidade) dentro da calha do cânion (Figura 4.7), com idade basal de soterramento de 2 milhões de anos no contato com o substrato rochoso. Este conjunto de observações ora exposto levou a fundamentação da hipótese de que o fenômeno medido nas razões isotópicas ao longo da drenagem do riacho Água de Rega, pode estar associado a um regime de agradação da ordem de 2 Ma que teria afetado não somente as cavernas, mas toda a calha do rio. Posteriormente, todo o conjunto

teria sido alterado por uma fase de incisão, entrando então em processo de entalhamento. Assim sendo, o distúrbio observado na razão isotópica das amostras de superfície não retratariam um evento prévio ao soterramento na caverna, mas na verdade o mesmo evento.

Figura 5.3: Comparação entre as idades de soterramento calculadas e corrigidas com os períodos normais (escuros) e reversos (branco) do campo geomagnético, sistema Cão-Talhão. As setas indicam a correlação mais provável ditada pelo posicionamento estratigráfico das 3 amostras (vide Anexo 5). A idades corrigidas não permitem nenhuma correlação, a não ser que pelo menos uma das amostra seja excluída da análise.

Figure 5.3: Coupling calculated and corrected burial ages and periods of normal (dark) and reverse (white) geomagnetic field. Cão-Talhão cave system. Arrows point the most probable correlation dictated by the three samples stratigraphy order (see Appendix 5). Corrected ages don't find any correlation else than by one sample exclusion.

Para testar esta hipótese elaborou-se, em planilha eletrônica EXCEL, um modelo capaz de simular a produção e o decaimento de ^{26}Al e ^{10}Be ao longo de um regime de agradação em um vale de rio, seguido de uma onda de incisão (Anexo 6). Os parâmetros de entrada incluem a taxa de erosão (E), a espessura final de sedimentos (Z), a taxa de agradação (S), a taxa de incisão (I) e o tempo de início do processo de incisão. Como saída o modelo calcula a concentração de cada isótopo e da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ (R) em um grão de quartzo posicionado no leito desse rio, antes da agradação (inicial) e após a agradação e incisão na profundidade Z . O modelo incorpora ainda o cálculo destes mesmos valores a partir de uma fração reciclada (Fr) dos sedimentos que passaram pelo regime de agradação misturada com sedimentos “novos”, introduzidos recentemente na bacia hidrográfica pela erosão da área fonte e cuja concentração foi considerada igual à inicial. Finalmente, o modelo calcula a idade de soterramento aparente que o sedimento atual, presente no leito do rio, apresentaria caso fosse integralmente reciclado do evento de agradação ($Fr=1$) ou, ainda, composto por uma parte reciclada e uma parte de sedimentos novos, erodidos da área fonte ($0 < Fr < 1$).

A tabela 5.1 apresenta um conjunto de dados de entrada e saída do modelo. Os valores de entrada adotados foram escolhidos de forma a garantir uma coerência com os resultados desta pesquisa, quer de natureza numérica quer na forma de observações de campo. Por exemplo, para a taxa de erosão (E) foram adotados os valores de 1,5 e 2m/Ma que correspondem aproximadamente à média e à moda dos resultados calculados pelo método do soterramento simples. Para a taxa de agradação (S), a espessura total do soterramento (Z) e a taxa de incisão (I) foram adotados conjuntos de valores que garantissem fidelidade ao quadro de uma longa e lenta agradação, seguida de uma rápida e recente incisão. Os valores de 2 e 4m de espessura do soterramento total foram assumidos, seguindo duas observações de campo: (a) a primeira de 2m, corresponde à espessura total do aluvião Quaternário observado na localidade de Canabrava; (b) a segunda de 4m, corresponde à projeção do topo das areias (no interior das cavernas) para o leito atual do riacho Água de Rega. Na verdade, o que se quer verificar com a Tabela 5.1, é se a partir da adoção de alguns parâmetros de entrada, o modelo nos fornece resultados semelhantes ao que foi medido nas amostras. Para tal, ainda pode ser verificado na Tabela 5.1, além dos valores calculados das concentrações de cada isótopo e sua respectiva razão, as concentrações medidas nas amostras AR16 e CB28. As duas últimas colunas da tabela também são resultados do modelo e apresentam as idades aparentes e as taxas de erosão que o quartzo demonstraria ter após os processos de soterramento e reexposição.

É bem verdade que há mais pressupostos nos dados de entrada do que parâmetros cientificamente medidos na área de pesquisa, e este modelo figura apenas como mais uma ferramenta auxiliar na análise do distúrbio encontrado na razão isotópica das amostras de superfície. Entretanto, é notório pela análise da Tabela 5.1, que as razões medidas e as idades calculadas podem ser geradas no modelo de soterramento e reexposição a partir de pressupostos bastante realistas e conjecturais com a área de pesquisa.

Frente ao conjunto de dados aqui discutidos, parece sensato concluir que as idades de soterramento obtidas nas amostras coletadas nas cavernas não devem ser corrigidas e que o distúrbio na razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ está tão somente restrito às amostras de superfície. Neste caso, tal distúrbio constituiria uma herança de um processo comum de agradação que levou ao

assoreamento do vale dos riachos e dos sistemas de cavernas, só que ao invés de terem sido soterradas no interior dos condutos, elas foram sobrepostas por sedimentos aluvionares ao longo da calha fluvial. Em síntese, as principais evidências que levam a esta conclusão são:

- ✓ a coerência estratigráfica das idades de soterramento obtidas nas amostras das cavernas;
- ✓ a convergência destas idades com outros dados cronológicos disponíveis;
- ✓ a falta de elementos geomorfológicos que pudessem permitir uma correlação entre o ruído notado na razão isotópica das amostras de superfície com os casos reportados na literatura;
- ✓ a constatação, por modelamento físico, de que em uma calha fluvial um regime longo e lento de agradação, seguido por uma rápida incisão, pode gerar distúrbios na razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em grãos de quartzo do pacote aluvionar. No caso da área de pesquisa, pressupostos coerentes com o quadro geomorfológico local podem proporcionar valores, em módulo, muito semelhantes aqueles medidos na área.

Tabela 5.1: Parâmetros de entrada (cinza) e resultados do modelo físico de aggradação e incisão fluvial. As concentrações estão expressas em átomos por grama por ano, a idade de soterramento e a taxas de erosão aparentes (laranja) estão expressas, respectivamente, em milhões de anos e metros por milhão de ano. Para as linhas assinaladas com (n) somente nêutrons foram considerados na produção de cosmogênicos, já naquelas assinaladas com (n+m) nêutrons e múons foram computados.

sample					Before aggradation			After aggradation & incision			Within fraction recycled				measured AMS		Age	E
	E (m/My)	S (m/My)	Z (m)	I (m/My)	N26inh	N10inh	Rin	N26inc	N10inc	Rinc	Fr	N26	N10	R	N26(meas)	N10(meas)		
AR16 - Upstream - Sonhem - sand over bedrock																		
AR16 (n)	1,5	2	4	40	10,84	1,85	5,87	3,40	1,67	2,55	0,35	8,24	1,67	4,94	8,40	1,70	0,34	1,39
AR16 (n+m)	1,5	2	4	40	12,42	2,26	5,48	4,74	1,74	2,73	0,35	9,73	2,08	4,68	8,40	1,70	0,37	1,03
AR16 (n)	2	1	2	20	8,74	1,45	6,05	6,32	1,61	3,15	0,30	8,02	1,61	4,97	8,40	1,70	0,34	1,44
AR16 (n+m)	2	1	2	20	10,27	1,84	5,58	7,78	2,43	3,20	0,30	9,52	2,02	4,72	8,40	1,70	0,36	1,08
CB-28 - Canabrava - road cut in incised alluvium - sand in right bank																		
CB28 (n)	2	1	2	20	8,74	1,45	6,05	6,32	1,84	3,15	0,70	7,05	1,84	3,83	7,01	1,50	0,76	0,94
CB28 (n+m)	2	1	2	20	10,27	1,84	5,58	7,78	2,43	3,20	0,70	8,53	2,25	3,78	7,01	1,50	0,71	0,74
CB28 (n)	2	2	2	20	8,74	1,45	6,05	7,89	1,76	4,16	0,70	8,15	1,76	4,62	7,01	1,50	0,44	1,22
CB28 (n+m)	2	2	2	20	10,27	1,84	5,58	9,35	2,31	4,05	0,70	9,63	2,17	4,44	7,01	1,50	0,45	0,93
CB28 (n+m)	5	1	2	20	5,33	0,93	5,76	7,15	2,11	3,39	0,20	5,70	1,16	4,90	7,01	1,50	0,44	2,00

5.2 O registro sedimentar e a evolução dos condutos

A discussão que aqui se desenvolve busca agrupar os resultados obtidos no entorno do entendimento do papel da sedimentação detrítica na evolução dos condutos, que é parte integrante e indissociável da história do relevo da Bacia de Irecê e da Chapada Diamantina. Desde o trabalho pioneiro de King (1956) há uma clara tendência na geomorfologia brasileira de se empregar esforços na tentativa de correlação de superfícies aplainadas com os ciclos erosivos descritos por aquele autor. No contexto da Chapada Diamantina esta realidade não foge à regra (Pedreira da Silva, 1994; CPRM, 1999; Valadão, 2009). Contudo, há muitas divergências na correlação das superfícies que representam os sucessivos ciclos de erosão e aplainamento, e tais tentativas vêm se demonstrando pouco eficientes em agregar valor ao conhecimento geocronológico da evolução do modelado. Por tais motivos esta abordagem será, de certa forma, evitada no contexto desta discussão.

Para se analisar o papel da sedimentação detrítica na evolução dos condutos é imprescindível reconhecer a configuração inicial na qual os processos aluvionares se desenrolaram. A despeito do quase onipresente preenchimento sedimentar, a análise da morfologia em planta dos sistemas de cavernas da área de estudo, realizada por Auler (1999), revelou a coexistência de diferentes padrões (retilíneo, dendrítico, rede ou labiríntico, ramiforme e distributário), os quais traduzem diferenças na organização das rotas de fluxo e/ou na agressividade das soluções que percolaram pela rocha solúvel durante a evolução do aquífero cárstico (Palmer, 1991). Cruz Jr. (1998), por sua vez, reconheceu a existência de pelo menos duas fases distintas de geração de condutos, com base na morfologia em seção de galerias do sistema Lapa Doce-Torrinha: (i) uma primeira em forma de fendas associadas a fraturas em trechos labirínticos e (ii) uma segunda geração composta de condutos troncos distributários, desenvolvidos preferencialmente no acamamento da rocha carbonática.

Da mesma forma, os dados geológicos e geomórficos de superfície apontam para um longo período de evolução do modelado, onde coberturas detríticas preencheram, regionalmente, um relevo herdado, pré-existente. Fica pois evidente, que qualquer modelo a ser proposto para a evolução dos condutos deve levar em conta os processos também observados em superfície, uma vez que fazem parte da mesma história geomorfológica. O preenchimento sedimentar comum a todos padrões morfológicos em planta e seção sinaliza ainda que este processo corresponde tão somente ao último ciclo evolutivo e, portanto, qualquer modelo evolutivo para os sistemas de condutos deve necessariamente extrapolar o intervalo de tempo obtido nesta pesquisa para os sedimentos clásticos.

O modelo conceitual ora proposto foi balizado pelos resultados de termocronologia apresentados por Japsen et al. (2012) e reúne, das observações de campo e da geologia regional, os mecanismos necessários para atender à complexidade morfológica que se observa, tanto em superfície quanto nos sistemas de cavernas estudados. O modelo evolutivo inicia com a exposição das rochas pré-cambrianas do Supergrupo Espinhaço e da Bacia de Irecê durante o Eoceno e o Mioceno e o desenvolvimento de uma superfície erosiva, sobre a qual depositaram as coberturas terciárias (Figura 5.4). A exemplo do que ocorre atualmente é possível considerar que as rochas carbonáticas encontravam-se sob o efeito da recarga meteórica bem como de águas subterrâneas, provenientes do aquífero poroso subjacente. É

admissível que nesta fase tenham se desenvolvido sistemas cársticos, todavia não há informações sobre os gradientes topográficos ou hidráulicos que permitissem sua representação e, assim sendo, limitou-se a assumir a existência de uma superfície erosiva e a presença de um aquífero de condutos. O quadro posterior desta história de evolução é construído a partir do evento de soterramento que atingiu grande parte do nordeste brasileiro, incluindo a área de pesquisa (Japsen et al., 2012). Segundo estes autores esse evento estendeu-se do Oligoceno a meados do Mioceno, até aproximadamente 17 milhões de anos atrás, quando o regime de subsidência, então prevalecente, inverteu-se para um nova fase de soerguimento (Figura 5.4).

O período compreendido entre o soterramento da superfície cárstica e sua exumação pode significar um período de fossilização das feições pré-esculpidas e ainda não existem evidências que permitam comprovar ou não esta hipótese. Entretanto, pode-se também considerar que este longo período possa ter favorecido, através da recarga difusa proveniente das coberturas terciárias, o desenvolvimento das redes labirínticas, muito frequentes no aquífero cárstico local. Há ainda que se considerar a possibilidade da participação de H_2SO_4 na gênese destes condutos, como por Auler (1999). Embora a fonte do enxofre não tenha sido plenamente determinada, a gipsita é um mineral recorrente nas cavernas da região e concentrações de sulfato entre 200 e 800mg/L foram medidas por Valle (2004) na água subterrânea, sugerindo atuação do ácido sulfúrico na espeleogênese freática.

A partir da inversão do regime de subsidência para o regime de soerguimento e exposição, as coberturas terciárias começam a sofrer processos erosivos. Sistemas fluviais são instalados e estas unidades começam gradativamente a passar por uma erosão remontante. Parece razoável assumir que este processo desenvolve-se em plena força até que, em algum momento na transição Plioceno-Pleistoceno, o entalhamento promovido por estes sistemas fluviais atinge a rocha carbonática e intercepta trechos dos sistemas de condutos pré-existentes. Esta conexão dos condutos com o sistema fluvial causa uma mudança no regime de fluxo no aquífero, iniciando o transporte de detritos através de rios subterrâneos. Alguns autores sugerem ainda a existência de um evento de soerguimento regional ocorrido durante o Plioceno (Valadão, 2009), o qual poderia ter favorecido a conexão dos sistemas fluviais de superfície com o sistema de condutos subterrâneos. A partir de então os condutos tronco passam a ganhar importância na configuração das rotas de fluxo, e desenvolvem-se gradativamente de forma a conectar as redes labirínticas pré-existentes entre os sumidouros e as ressurgências dos sistemas estudados. Como dito anteriormente, não se pode descartar a hipótese de que alguns destes condutos tronco já existiam e constituíam, em todo ou em parte, sistemas anteriores ao soterramento do relevo. Todavia, não foram encontrados elementos que permitissem investigar ou mesmo refletir sobre esta hipótese, pois a sobreposição de processos em uma mesma galeria sempre mascara os registros deixados na fase anterior.

Figura 5.4: Modelo conceitual de evolução dos sistemas de cavernas estudados. O balizamento geocronológico foi extraído dos dados de termocronologia regional apresentadas por Japsen et al. (2012). WT- nível d 'água.

Figure 5.4: Conceptual model for study cave systems evolution. Chronological data extracted from Japsen et al. (2012). WT-water table.

O conjunto composto pelos dados sedimentares e pelas idades de soterramento conduz à interpretação de que, durante praticamente todo o Pleistoceno, os sistemas de cavernas estudados estavam plenamente articulados aos cursos fluviais dos riachos das Almas e Água de Rega, no que diz respeito à condução de água e sedimentos (Figura 5.4). Juntos, riachos e sistemas de cavernas, registraram um evento de agradiação e posterior incisão de seus depósitos aluvionares, sob a vigência de taxas de desnudação da ordem de 2m/Ma. Durante o processo de agradiação o preenchimento sedimentar contribuiu com a ampliação dos sistemas de condutos e acabou por introduzir novas componentes no quadro morfológico dos condutos, quer em planta, como na configuração distributária do sistema Lapa Doce-Torrinha, quer em seção, como na sobreposição de feições paragenéticas observadas em praticamente todas as galerias.

O papel da sedimentação detrítica na espeleogênese foi recentemente revisado por Farrant e Smart (2011,) que distinguiram basicamente dois processos onde a deposição de sedimentos e a evolução dos condutos estão intimamente relacionadas. O primeiro processo, denominado por estes autores de *alluviation* e traduzido aqui como aluvionação, ocorre na zona vadosa e está associado à dinâmica fluvial subterrânea. Nesse contexto, amplia-se a corrosão lateral favorecida pelos efeitos abrasivos resultantes da interação grão-rocha ao longo das paredes dos condutos, possibilitando a expansão lateral das galerias. Patamares laterais às paredes são as feições mais comuns e marcantes. O segundo processo, designado de paragênese por Renault (1968), desenvolve-se em condições freáticas e refere-se à dissolução ascendente progressiva do teto de galerias inundadas, em direção ao nível d'água. *Pendants* e meio-tubos anastomosados nos tetos e paredes, são feições erosivas características, associadas preferencialmente a sedimentos finos.

A associação dos resultados sedimentológicos (fácies, arquitetura e estratigrafia) com as idades de soterramento, permitem a composição de um quadro evolutivo mais refinado para o Pleistoceno (Figura 5.5). Ele tem início no Pleistoceno Inferior com a deposição fluvial tanto nos condutos tronco do sistema Lapa Doce, quanto no conduto principal do sistema Cão-Talhão. No sistema Lapa Doce, tanto no poço do Nalvim (Figura 4.7), quanto na escavação do Sifão de Areia (Figura 3.2), o registro sedimentar é representado por testemunhos descontínuos, preservados apesar da ação erosiva de afluxos posteriores, mais recentes. Internamente são compostos por um ou mais ciclos normais granodecrescentes que se empilham, remetendo à acreção vertical de barras laterais e outras formas de leito, como dunas por exemplo. De forma diferente, o registro sedimentar do sistema Cão-Talhão aponta para um rápido processo de agradiação ocorrido ainda no Pleistoceno Inferior, que parece conduzir ao completo assoreamento da galeria principal, através do sucessivo preenchimento do canal (*scour fills*) em enchentes robustas e recorrentes.

Durante o Pleistoceno Médio o processo de aluvionação dos condutos parece se intensificar no sistema Lapa Doce, o que acaba por promover sua conexão com a gruta da Torrinha e a configuração de um novo sistema, lateralmente mais amplo e efetivamente distributário: o sistema Lapa Doce-Torrinha. Os registros sedimentares desta fase de evolução são tão abundantes que, para a construção do modelo evolutivo, foram necessários dois quadros para a descrição dos eventos ocorridos (Figura 5.5).

Figura 5.5: Sedimentação detrítica e a evolução morfológica de condutos dos sistemas de cavernas estudados durante o Pleistoceno.

Figure 5.5: Clastic sedimentation and Pleistocene conduit morphology evolution of study cave systems.

Diversas idades de soterramento em torno de 700ka foram obtidas na rota de fluxo leste, projetada a partir do sumidouro do Água de Rega (Figura 2.4). Elas aparecem na base e no topo da escavação da Lapa Dois (Figura 4.6), no topo do pacote arenoso (*scour fills*) do Sifão de Areia (Figura 4.6) e na amostra de areia coletada próxima ao teto da Gruta Nova (NV32 – Tabela 4.1), já na ressurgência do sistema. Esse soterramento intenso e rápido parece ter bloqueado a rota preferencial então existente, bem como as demais redes labirínticas a ela associadas, favorecendo a migração do canal em direção às galerias labirínticas da Gruta da Torrinha que, há tempo, já estavam lá (Figura 5.5). É bem verdade que este não constitui o primeiro e único evento de migração do canal observado no registro sedimentar desse sistema de cavernas. As diferenças de idades notadas na base das escavações do Sifão de Areia e na Lapa Dois (Figura 4.6) já sinalizam por si que o canal principal já havia, antes do evento de 700ka, alterado pelo menos uma vez seu curso. Ao que tudo indica, esta parece ser a origem do padrão distributário observado nesse sistema de caverna. Na medida em que as galerias são assoreadas, o rio acha um novo curso através de condutos já existentes e passa a jogar sedimentos nas galerias antes percorridas somente durante enchentes mais severas.

Na gruta da Torrinha as feições de aluvionação são tão pronunciadas, que não é raro observar a coalescência de uma ou mais galerias em formas de fenda (rede labiríntica), passando em conjunto a funcionar como um conduto tronco (Figura 5.5). As meso e macroformas de canal observadas na base das seções do Salão da Pedra Furada e do Salão do Vale, apresentaram idades de soterramento em torno de 650ka (Figura 4.6), mas eventos recorrentes de enchente com elevada carga de fundo terminam por assorear os condutos desta caverna em algo em torno de 500ka. É bom observar que esse assoreamento final ocorre tanto nas grandes galerias (Salão do Vale e Salão da Pedra Furada) como nas galerias menores (Conduto da Interseção), como pode ser visualizado na Figura 4.6. Novamente o trecho subterrâneo do riacho Água de Rega parece ter adotado outra rota que, embora não tenha sido detectada nas cavernas estudadas, teria recebido o aporte fluvial ocorrido no período de tempo compreendido entre o assoreamento da Torrinha e a deposição das fácies de canal (basais) do trecho turístico da Lapa Doce (LD01 – Figura 4.6), que perfaz a idade de soterramento mais recente medida nas amostras de caverna.

O registro sedimentar do Pleistoceno Tardio é composto por pacotes métricos de lamas, sem a presença de depósitos trativos. Estas lamas apresentam, internamente, sinais de dissecação por exposição subaérea e por vezes, no topo da sequência, podem ser encontradas intercaladas, ou mesmo interdigitadas, com crostas calcíticas, cujas idades U/Th permitem, com boa precisão, assegurar seu balizamento geocronológico (Anexo 4). Não há como compreender a deposição desta unidade sem que seja considerada um ou, mais provavelmente, vários eventos de subida do nível d'água (Figura 5.5). Além do mais, tal subida deveria ter, necessariamente, um tempo de permanência superior à das enchentes sazonais, de forma a reduzir o gradiente hidráulico e garantir as baixas velocidades de fluxo requeridas pelo ambiente de deposição. Nesse ambiente as cavernas passam a evoluir na zona freática, seguindo o roteiro de dissolução ascendente dos tetos de todos os sistemas de cavernas, como previsto no modelo de paragênese (Renault, 1968).

Durante o Holoceno o nível d'água parece encontrar o equilíbrio com a configuração atual, situado abaixo dos níveis de cavernas assoreadas durante o Pleistoceno (Figura 5.5). Os

sedimentos estão sendo erodidos e transportados para os condutos inferiores atualmente ativos, conforme observado na amostra de areia atual da Lapa do Diva (DI30), que tem idade de soterramento de $0,56 \pm 0,16$ Ma. Até mesmo as enchentes modernas mais severas tem um papel mais erosivo do que deposicional nos sistemas estudados, pois uma vez no interior dos condutos, tanto as águas quanto os sedimentos são rapidamente conduzidos às galerias inferiores, total ou parcialmente inundadas. O quadro erosivo que parece vigorar ao longo do Holoceno vem emoldurando a complexa e fragmentada visão que se percebe quando analisados isoladamente a morfologia dos condutos ou seu preenchimento sedimentar. Sem as informações geocronológicas ora disponíveis, a construção desse quadro evolutivo não seria possível.

5.3 Os sedimentos de caverna e seu contexto paleoambiental

Estudos paleoclimáticos desenvolvidos em terrenos cársticos do nordeste brasileiro, particularmente localizados no domínio semiárido, vêm possibilitando importantes contribuições na reconstrução da paleopluviosidade vigente na América do Sul e suas conexões com as variações climáticas globais (Auler e Smart, 2001; Wang et al., 2004; Auler et al., 2004; Cruz Jr. et al., 2009). Eventos úmidos de escala orbital e milenar foram bem datados pelo método U/Th para os últimos 210 mil anos, em espeleotemas e travertinos que representam necessariamente períodos de maior pluviosidade, visto que não se depositam à luz das características climáticas atuais. Esses eventos estão associados às excursões para sul da Zona de Convergência Intertropical, cuja forçante está associada às variações da insolação de verão, ligadas ao ciclo da precessão, no caso daquelas de natureza orbital (Cruz Jr. et al, 2009). Para o caso dos eventos de escala milenar, as forçantes parecem estar associadas às respostas da interação oceano-atmosfera no Atlântico Norte durante os eventos Heinrich (Wang et al., 2004, Wang et al., 2007). No que tange a área de estudo propriamente dita, os *proxies* paleoclimáticos de detalhe estudados em espeleotemas são descontínuos e estão restritos aos últimos 90 mil anos (Barreto, 2010). Embora as características climáticas atuais da área de estudo apresentem peculiaridades que as diferenciam um pouco das cavernas e terrenos cársticos a norte, onde os estudos paleoclimáticos ora citados foram desenvolvidos, os resultados obtidos por Barreto (2010) guardam boa correlação com a ocorrência dos mesmos períodos úmidos registrados por Wang et al. (2004).

Para além dos 210 mil anos, os dados paleoclimáticos disponíveis para o NE brasileiro são escassos. Auler et al. (2004) sustentam a existência de pelo menos dois períodos úmidos, um primeiro entre 350 e 450ka e outro, entre 900 e 1000ka, baseados em datações U/Th realizadas em travertinos antigos e erodidos encontrados nos rios Jacaré (Bacia de Irecê) e Salitre (Campo Formoso), ambos localizados no estado da Bahia. Contudo, a natureza e as características das amostras desses travertinos introduzem ressalvas geocronológicas a essas datações (Wang et al., 2004), principalmente no caso do mais antigo, que extrapola o alcance nominal do método, que é de 600ka.

Se por um lado os espeleotemas e travertinos não se formam no contexto contemporâneo do semiárido, a sedimentação detrítica atual em cavernas situadas na borda de dolinas foi registrada por Auler et al. (2009). Baseados nos registros de intercalação de depósitos clásticos e químicos estudados nas regiões de Lagoa Santa e Campo Formoso, os autores sugerem que, ao contrário dos depósitos químicos, os sedimentos detríticos de cavernas são gerados durante eventos pluviométricos esporádicos, ocorridos durante períodos secos (áridos), quando seu transporte para o interior dos condutos é favorecido pela baixa retenção dos grãos exercida pela ausência de vegetação arbustiva expressiva. Auler et al. (2009) sugerem ainda que, devido às baixas taxa de erosão a que estão sujeitas as principais áreas cársticas brasileiras e o caráter cíclico de sua paleopluviosidade, as cavernas registrariam diversos ciclos de deposição detrítica, erosão e precipitação de espeleotemas, compondo um mosaico complexo e, por vezes, apresentando estratigrafia reversa.

Se há um consenso na literatura especializada sobre a natureza da dinâmica fluvial, quer em superfície (Mial, 1996; Bridge e Demicco, 2008) quer no âmbito dos rios subterrâneos (Herman et al., 2012), é que muito mais sedimento passa pelo sistema do que fica ali preservado. Daí, naturalmente, algumas importantes perguntas: mas então por que tanto sedimento ficou estocado nos sistemas de cavernas estudados? Por que as diferenças na arquitetura das unidades fluviais? Por que os rios agradaram no interior dos condutos? Os resultados obtidos nesta pesquisa permitem a discussão de que a resposta a tais questões devem ser conduzidas sobre dois pontos de vista.

O primeiro, de natureza geomorfológica, requer que resgatemos, inicialmente, que o fenômeno de assoreamento de condutos estudado, se deu em um domínio estável, onde não são descritos nem reconhecidos eventos tectônicos relevantes para o período de análise. Os processos de deposição ocorreram sob o efeito de taxas de erosão muito baixas, da ordem de poucos metros por milhão de anos, regidos por um nível de base cujo rebaixamento não supera 10m ao longo dos últimos 2 milhões de anos. Neste contexto, as oscilações climáticas podem ser determinantes para a predominância na retenção (deposição) ou na remoção (transporte) de sedimentos. Outro aspecto de natureza geomorfológica a ser considerado é que, tendo em vista a longa história de evolução do relevo, grande parte dos sistemas de cavernas estudados já estava lá quando foram invadidos pelos processos fluviais, garantindo o espaço necessário para que o canal pudesse migrar de um conduto para outro e assim preservar parte do registro depositado no trajeto anterior.

O gráfico da Figura 5.6 apresenta a distribuição das idades de soterramento obtidas nos principais sistemas de caverna estudados ao longo da rota leste do riacho Água de Rega. Na medida em que as idades de soterramento traduzem a entrada dos sedimentos para o interior dos condutos, o gráfico denota uma natureza estocástica na forma em que os grãos são injetados e preservados no interior dos condutos. A amostra basal do poço do Nalvim representa a primeira e mais antiga onda de agradação registrada ao longo do sistema (Figura 5.6). A análise isolada das idades obtidas no sistema Lapa Doce sugere que seus condutos tenham passado por pelo menos três períodos distintos de agradação, dois deles aparentemente correlacionados com o período de assoreamento fluvial das galerias da Gruta da Torrinha (Figura 5.6).

Figura 5.6: Distribuição das idades de soterramento ao longo da rota subterrânea “leste” – Riacho Água de Rega. Para localização vide figuras 2.4 e 4.6.

Figure 5.6: Burial ages along Agua de Rega creek (east route). For caves and trenches location see figures 2.4 and 4.6.

O gráfico da Figura 5.7 confronta as idades de soterramento obtidas no sistema Lapa Doce-Torrinhã com os períodos úmidos mais antigos que 210 mil anos, ambos descritos por Auler et al. (2004) e Wang et al. (2004). Nota-se que a maioria das idades e seus respectivos erros analíticos encontram-se compreendidos no intervalo existente entre tais períodos úmidos e, a princípio, confirmam a hipótese de que os sedimentos detríticos, mesmo de origem fluvial, são preferencialmente injetados para o interior dos sistemas de condutos sob a vigência de climas secos, ou áridos. Isto não quer dizer, em absoluto, que sedimentos detríticos somente são transportados e depositados no aquífero cárstico durante climas áridos, muito pelo contrário. Eles são permanentemente gerados na bacia, transportados, depositados e constantemente remobilizados pela dinâmica fluvial ao longo dos rios e pelo ritmo das enchentes nos condutos (Herman et al., 2012). Mas, durante a vigência de climas áridos, a geração e disponibilização de grãos na bacia de captação são potencializadas devido à falta de retenção exercida pela vegetação arbustiva. Nesse caso, rios e cavernas a eles associados agradam, gerando os registros que, ao longo dos próximos ciclos, podem, ou não, ser preservados.

Figura 5.7: Idades de soterramento *versus* períodos úmidos (faixas em azul), caracterizados por travertinos (tufas calcárias) datados pelo método U/Th nos rios Jacaré e Salitre, Bahia (Auler et al, 2004 e Wang et al.,2004).

Figure 5.7 Burial ages versus humid periods (blue rectangles), characterized by U/Th dated travertine precipitation in rivers Jacaré and Salitre, Bahia (Auler et al, 2004 e Wang et al., 2004).

Tanto no Sifão de Areia (Sistema Lapa Doce - Figura 4.6), quanto na escavação do Cão-Talhão (Figura 4.5), as mesoformas de canal com idades de soterramento superiores a 1 milhão de anos são recobertas por pacotes de lama que podem representar registros do evento úmido mais antigo de Auler et al. (2004). No caso do Cão-Talhão esse mesmo pacote lamoso registra uma inversão paleomagnética que é compatível com o período de tempo em questão. Tanto no Sifão de Areia, quanto no Cão-Talhão, essas lamas são emolduradas por superfícies erosivas sobre a qual depositam os preenchimentos de canal (*scour fill*) depositados durante enchentes esporádicas da fase árida subsequente, ocorrida entre 900 e 450Ka.

Mas a história registrada na sedimentação lamosa que perfaz o topo do registro no sistema Lapa Doce-Torrinha parece guardar algumas peculiaridades. Primeiro, porque se trata de um pacote expressivo que chega a atingir mais de 4m de espessura e está distribuído por todas as galerias, mesmo aquelas dispostas em níveis distintos. Segundo, porque embora apresente um contato gradacional com as areias subjacentes nas escavações da Lapa Doce (Figura 3.2 A) e do Salão do Vale (Figura 3.2 F), nas demais escavações e em diversos outros locais de observação assenta-se sobre as areias em contato brusco, em uma superfície aproximadamente plana e

horizontal. É sugestivo considerar que o pacote lamoso de topo não represente um único e contínuo evento de sedimentação.

Ao contrário dos eventos úmidos de escala orbital que apresentam uma natureza anti-fásica entre a pluviosidade no nordeste e no sudeste do Brasil (úmido em um, seco no outro), os eventos úmidos de escala milenar ocorridos nos últimos 210 mil anos ocorrem indiscriminadamente ao longo de todo o território nacional e parte dos Andes (Cruz Jr et al., 2009a). Os eventos de escala milenar são diferentes daqueles eventos úmidos que somente geram tufas calcárias na calha dos rios, uma vez que sugerem pluviosidades ainda mais elevadas para a precipitação de espeleotemas. A esses períodos úmidos de escala milenar associam-se ainda expressivas variações do nível d'água, a exemplo da subida de 13m registrado por espeleotemas na Toca da Boa Vista (Auler e Smart, 2001), a maior caverna brasileira e que se localiza a algumas centenas de quilômetros a norte da área de pesquisa, ainda no estado da Bahia.

Idades U/Th de crostas estalagmíticas intercaladas com lamelas de topo apresentaram valores de 115.868 ± 424 ; 87.878 ± 401 ; 46.005 ± 3929 e 34.429 ± 162 anos A.P. (Anexo 4). Embora estas idades não apresentem, necessariamente, correspondência com os períodos úmidos de Wang et al (2004), elas informam que a deposição das lamelas no sistema Lapa Doce-Torrinha estava em plena atividade durante boa parte do Pleistoceno tardio, quando esses eventos já estavam ocorrendo. Há também outras evidências de que a deposição de lamelas e espeleotemas observada no topo das galerias está também associada a momentos e processos erosivos. A Figura 5.8 apresenta uma seção próxima à trifurcação da Lapa Dois, onde um espeleotema do tipo pata de elefante, que se formou sobre um antigo piso de sedimentos, pode ser visualizado no alto do conduto. A idade U/Th referente a precipitação da calcita basal está em torno de 60ka. Este espeleotema encontra-se erodido (parcialmente redissolvido) e, após a remoção dos sedimentos que sustentavam sua base, uma nova onda de deposição de lama e calcita pode ser observada na amostra LII TRI A, com idade de 46ka. Uma morfologia erosiva residual acanalada é ainda guardada na porção superior do conduto, sustentada por um paleopiso (pavimento calcítico) de 12Ka (amostra LII TRI B), que pode ser visualizado de ambos os lados da galeria (Figura 5.8). Esse pavimento encontra-se entalhado naquele local, mas não redissolvido, e as observações de campo mostram que ele se estende por outras galerias adjacentes.

Figura 5.8: Seção transversal da galeria da Lapa Dois nas proximidades da trifurcação dos condutos. Morfologia e idades U/Th de crostas calcíticas e espeleotemas revelam sucessivos eventos de deposição e erosão.

Figure 5.8: Lapa Dois main gallery cross section, close to three paths conduit distribution. Morphology and U/Th ages from calcite crusts and speleothems reveal successive deposition and erosion events.

O conjunto das informações disponíveis não converge, portanto, para a interpretação de que a deposição das lamas de topo estaria somente associada ao período úmido de 350-450ka (Figura 5.7), registrado em datações de tufas calcárias (Auler et al., 2004). Outrossim, os dados sedimentares e geocronológicos guardam boa correspondência com sedimentação durante os sucessivos e periódicos eventos úmidos que ocorreram nos últimos 210ka (Wang et al., 2004), em especial os eventos de escala milenar (eventos *Heinrich*), que resguardam incrementos na

pluviosidade que justificariam períodos de inundação completa dos sistemas de condutos estudados e sua passagem para a zona freática (saturada). Cada intervalo de baixa pluviosidade estabeleceria um momento erosivo, modelado pelo nível de base então estabelecido. Ao longo desses intervalos parte do preenchimento sedimentar seria erodido, mas o evento úmido subsequente se incumbiria de novamente recobrir de lama e precipitados carbonáticos o que foi exposto na fase erosiva. É sugestivo considerar que quanto maior o intervalo maior a erosão, entretanto, o contraste entre os intervalos parece ser mais determinante. Por exemplo, a assumir a transição de um úmido (milénar) que encontra-se embutido em um evento úmido (orbital), o contraste provocado pelo rebaixamento do nível d'água seria atenuado e, por conseguinte, os processos erosivos atuantes sobre os sedimentos também seriam menos intensos. Mas a transição de um evento úmido (milénar) inscrito em um período seco (escala orbital) provocaria um contraste maior, gradientes maiores seriam estabelecidos favorecendo, assim, os processos erosivos sobre os sedimentos.

6. Conclusões

Frente aos resultados e discussões apresentados nos capítulos anteriores, conclui-se que:

- ✓ O relevo esculpido na região onde se localizam os sistemas de cavernas estudados é resultado de um longo processo de evolução. Neste contexto, o assoreamento dos condutos corresponde apenas ao mais tardio ciclo de uma história evolutiva que remonta o Paleógeno e envolve outro (s) ciclo (s) pretérito (s) de exposição e soterramento das rochas solúveis.
- ✓ Embora não tenham sido obtidas idades de soterramento igual a zero nas amostras de balizamento isotópico do riacho Água de Rega, as idades obtidas nas amostras coletadas em sistemas de cavernas distintos guardam boa relação estratigráfica e possuem consistência quando comparadas a idades obtidas por outros métodos geocronológicos. As idades obtidas nas cavernas também permitem a correlação dos depósitos com as oscilações de pluviosidade, já registradas em espeleotemas e tufas calcárias (travertinos) no semiárido baiano. O modelamento físico da hipótese de um lento e duradouro regime de agradação fluvial, seguido de uma rápida e recente onda de incisão, mostrou que é possível produzir razões $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ e idades de soterramento aparentes muito semelhantes às aquelas verificadas nas amostras de superfície. Conclui-se que o distúrbio verificado na razão isotópica destas amostras não está associado a um evento prévio de soterramento à sua injeção para o interior das cavernas, mas ao mesmo evento. Assim, as idades de soterramento obtidas nas amostras subterrâneas não precisam ser corrigidas.
- ✓ As taxas de erosão pré-soterramento calculadas agrupam-se, preferencialmente, em valores compreendidos entre 1 e 3 metros por milhão de anos. Duas amostras coletadas no sistema Cão-Talhão apresentaram valores de 6 e 14m/Ma, os quais podem estar associados mais diretamente à erosão das coberturas terciárias, que

perfazem a unidade geológica predominante na bacia de captação do riacho das Almas, área fonte desse sistema de cavernas.

- ✓ O preenchimento sedimentar dos rios e cavernas da região estudada teve início há, pelo menos, 2 milhões de anos e, muito provavelmente, compõe o mais contínuo registro sedimentar datado do Quaternário continental brasileiro. Ao longo dos sistemas de cavernas foram reconhecidos depósitos associados ao ambiente fluvial, que sedimentaram em condutos situados na zona de oscilação do nível d'água, e depósitos associados ao ambiente freático, que sedimentaram em condutos quase ou totalmente inundados.
- ✓ Situados na base dos condutos, os sedimentos fluviais podem ser distinguidos em duas unidades deposicionais: (i) a primeira é composta por ciclos normais granodecrescentes e demonstram arranjos arquitetônicos que sugerem a acreção vertical de meso e macroformas de canal (dunas e barras); (ii) a segunda foi gerada pela acreção lateral de preenchimentos sucessivos do canal (*channel and scour fills*) que terminam por assorear o conduto, tendendo a uma superfície de topo aproximadamente horizontal e plana.
- ✓ A aggradação fluvial dos rios e condutos está associada à ocorrência de períodos secos (áridos ou semiáridos), que parecem estar interpostos a períodos úmidos previamente reconhecidos para o Pleistoceno Inferior e Médio (Auler et al., 2004; Wang et al., 2004). Durante enchentes sazonais ou esporádicas, ocorridas durante esses períodos secos, os clastos são mais facilmente disponibilizados e transportados para rios e condutos, devido à baixa retenção de partículas na superfície exercida pela esparsa vegetação.
- ✓ Os depósitos referentes ao ambiente freático encontram-se no topo da pilha sedimentar. São compostos exclusivamente por pacotes de lamas maciças e laminadas que apresentam gretas de dissecação e eventuais intercalações de crostas calcílicas no topo da sequência. As relações estratigráficas e erosivas observadas entre as lamas, crostas e espeleotemas permitem concluir que esta unidade foi depositada durante períodos de extrema pluviosidade, que proporcionam a subida do nível de base local com duração superior ao das enchentes sazonais. As idades U/Th disponíveis para as crostas e espeleotemas, bem como o regime de sedimentação observado, torna compatível a deposição desta unidade durante os ciclos úmidos milenares descritos para os últimos 210Ka para nordeste brasileiro.
- ✓ Os sucessivos intervalos entre os períodos úmidos e secos foram responsáveis pela erosão parcial dos sedimentos e acabaram por modelar a configuração atual dos sistemas, seguindo o lento ritmo isostático local.
- ✓ Os sistemas de cavernas estudados, que são parte integrante da longa história de evolução do modelado e do aquífero, tiveram sua morfologia original significativamente modificada durante o ciclo de assoreamento a que estiveram

sujeitos. As observações conjuntas de feições erosivas e dos processos sedimentares superpostos, sugerem que redes de galerias pré-existentes foram sucessivamente conectadas por galerias tronco distributárias. Na medida em que os condutos tronco agradavam, as galerias labirínticas associadas passavam então a constituir rotas alternativas para uma possível migração do canal fluvial. Os efeitos de aluvionação observados extrapolam a geração de patamares erosivos nas paredes das galerias, como sugerido por Farrant e Smart (2011). O crescimento lateral dos sistemas e a coalescência de galerias labirínticas em galerias tronco foram observados. Durante as subidas do nível de base ocorridas no final do Pleistoceno Médio e o Pleistoceno tardio, as cavernas foram intensamente modificadas por paragênese.

Em relação aos modelos de evolução dos sistemas de caverna que configuram hipóteses iniciais a serem testadas (Ferrari, 1989; Laureano, 1998; Auler, 1999), pode-se dizer que todas possuem observações coerentes e pontos de vista que são pertinentes à evolução dos condutos. Ferrari (1989), mesmo muito antes da descrição do fenômeno de aluvionação (Farrant e Smart, 2011) reconheceu os patamares erosivos da Lapa Dois como feições relevantes para a história de evolução do sistema. Laureano (1998) foi capaz de constatar a sedimentação contemporânea em condutos de idade distinta na Gruta da Torrinha, contudo supôs uma sedimentação crono-correlata com a Lapa Doce. Auler (1999) supôs um modelo paragenético para a Lapa Doce, através do reconhecimento de sucessivos ciclos de entrada e retirada de sedimentos associados à deposição de espeleotemas. Na verdade, este último autor está correto, considerando-se os dados obtidos para os últimos 210ka. Contudo, uma vez que não considera o ciclo fluvial (basal) como um ciclo distinto das lamas (topo) esse autor acaba por desconsiderar mais de um milhão de anos de história evolutiva que se encontra impressa na morfologia dos condutos e nos sedimentos que os assoreiam.

Além do suporte detalhado da história sedimentar e da geocronologia do soterramento das areias quartzosas, outra diferença entre os modelos de evolução supracitados e os resultados obtidos nesta pesquisa tange na ampliação das observações geológicas e geomorfológicas para além dos sistemas de caverna em si. Sem a percepção de que a história de evolução dos condutos está atrelada a uma longa história de evolução do relevo, as observações de origem subterrânea podem encaminhar a modelos por demais simplificados, que não traduzem a superimposição de eventos geomorfológicos que, necessariamente, desenrolaram-se ao longo de boa parte do Terciário e de todo o Quaternário na área de pesquisa.

7 Referências Bibliográficas

- ANTONY, D.M. e GRANGER, D.E. A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 874-877, 2007.
- ANDERTON, R.. Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P.J; WILLIAMS, B.P.J. *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Oxford., Blackwell, 1985, p.31-47.
- AULER, A.S. *Karst Evolution and paleoclimate of eastern Brazil*. PhD Thesis. University of Bristol. 268p. 1999.
- AULER, A. S., PILÓ, L.B., SMART P. L., WANG, X., HOFFMANN, D., RICHARDS, D. A., EDWARDS, L. R, NEVES, W. A., CHENG, H. "U-series dating and taphonomy of Quaternary vertebrates from Brazilian caves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 240, p. 508-522, 2006.
- AULER, A. S., SMART, P. L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. *Quaternary Research*, v.55, p.159-167, 2001.
- AULER, A.; SMART, P.L.; WANG, X.; PILÓ, L.B.; EDWARDS, L. e CHENG, H. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: mechanisms and palaeoenvironmental significance. *Geomorphology*, v.106, p.142-153, 2009.
- AULER, A. S., WANG, X, EDWARDS, L., CHENG, H, CRISTALLI, P.S., SMART, P., RICHARDS, D. Quaternary ecological and geomorphic changes associated with rainfall events in presently semi-arid northeastern Brazil. *Journal of Quaternary Science*, v..19, p. 693–701, 2004.
- BALCO G., STONE J.O., LIFTON N.A., DUNAI, T.J. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, v.3, p.174-195, 2008.
- BALCO G. e ROVEY C.W. An isochron method for cosmogenic-nuclide dating of buried soils and sediments. *American Journal of Science*, v.308, p.1083–1114, 2008.
- BALCO G. e SHUSTER D.L. ^{26}Al – ^{10}Be – ^{21}Ne burial dating. *Earth and Planetary. Science Letters*, v. 286, p. 570-575, 2009.
- BALCO G., SOREGHAN, G.S., SWEET, D.E., MARRA, K.R., BIERMAN, P.R. Cosmogenic-nuclide burial ages for Pleistocene sedimentary fill in Unaweep Canyon, Colorado, USA. *Quaternary Geochronology*, v.18, p. 149-157, 2013.
- BARRETO, E. A. S. Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites .Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, São Paulo, 2010. 110 p.
- BARRETO, H.N., VARAJÃO, C.A.C., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D.L., SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, A.F.D.C. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology*, v.191, p. 1-13, 2013.

BOARETTO, E., BERKOVITS, D., HASS, M., HUI, S.K., KAUFMAN, A., PAUL, M., WEINER, S. Dating of prehistoric caves sediments and flints using ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from Tabun Cave (Israel): Progress report: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 172, p. 767–771, 2000.

BOSH, R.F. e WHITE, W.B. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: SASOWSKY, I.D. AND MYLROIE, J. *Studies of cave sediments – Physical and Chemical records of paleoclimate*. Dordrecht: Springer, 2007. p. 1-22.

BRAUCHER R., BOURLÈS D.L., COLIN F., BROWN E.T., BOULANGÉ B. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Earth and Planetary Letters*, v. 163, p.197-205, 1998.

BRAUCHER R., BOURLÈS D.L., BROWN E.T. COLIN F., MULLER J.P., BRAUN J.J., DELAUNE M., EDOU MINKO A., LESCOUET C., RAISBECK G.M., YIOU F. Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gamon. *Chemical Geology*, v.170, p.95-11, 2000.

BRAUCHER R., BROWN E.T., BOURLÈS D.L., COLIN, F. In situ-produced ^{10}Be measurements at great depth: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, v.211, p.251-258, 2003.

BRAUCHER R., MERCHEL S., BORGOMANO J., BOURLÈS, D.L. Production of cosmogenic radionuclide at great depth: a multi-element approach. *Earth and Planetary Science Letters*, v.309, p.1-9, 2011.

BRIDGE, J.S. e DEMICCO, R.V. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. New York: Cambridge University Press, 2008.

BULL, P.A. Some fine-grained sedimentation phenomena in caves. *Earth Surface and Landforms*, v. 6, p. 11-22, 1981.

CARBONELL, E., BURMÚDEZ DE CASTRO, J. M., PARÉS, J. M., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., CUENCA-BESCÓS, G., OLLÉ, A., MOSQUERA, M., HUGUET, R., VAN DER MADE, J., ROSAS, A., SALA, R., VALLVERDÚ, J., GARCÍA, N., GRANGER, D. E., MARTINÓN-TORRES, M., RODRÍGUEZ, X. P., STOCK, G. M., VERGÈS, J. M., ALLUÉ, E., BURJACHS, F., CÁCERES, I., CANALS, A., BENITO, A., DíEZ, C., LOZANO, M., MATEOS, A., NAVAZO, M., RODRÍGUEZ, J., ROSELL, J., AND ARSUAGE, J. L. The first hominin species of Europe. *Nature*, v.452, p.465-470, 2008.

CARTELLE GUERRA, C., *Das grutas à luz: os mamíferos pleistocênicos de Minas Gerais*. Belo Horizonte: Bicho do Mato Editora, 2012.

CHMELEFF, J., von BLANCKENBURG, F., KOSSERT, K., JAKOB, D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v.268, p.192-199, 2010.

COCKBURN H.A.P & SUMMERFIELD M.A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography*, v.28, p.1–42, 2004.

COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS – CPRM. Carta geológica SEABRA (SD-23-V-A). Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. 1999.

CRUZ JR, F.W. Caracterização geomorfológica e geoespeleológica da região de Iraquara. *Dissertação de Mestrado*. Universidade de São Paulo. 1998.

CRUZ JR., F.W., VUILLE, M., BURNS, S.J., WANG, X. CHENG, H. WERNER, M., EDWARDS, R.L., KARMANN, I., AULER, A.S., NGUYEN, H. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, v. 2., p.210-214, 2009.

CRUZ, F. W., WANG, X., AULER, A., VUILLE, M., BURNS, S. J., EDWARDS, L. R., KARMANN, I., CHENG, H. (2009). Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. In: VIEMAUX, F., SYLVESTRE, F., KHODRI, M. (eds.) *Past Climate Variability in South America and surrounding regions: from the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Springer Netherlands, Amsterdã, p. 29-60, 2009a.

DIRKS, P.H., KIBII, J.M., KUHN, B. F., STEININGER, C., CHURCHILL, S. E., KRAMERS, J. D., PICKERING, R., FARBER, D.L., MÉRIAUX, A.S., HERRIES, A.I.R, KING, G.C.P., BERGER, L. R. Geological setting and age of *Australopithecus sediba* from southern Africa. *Science*, v. 328, p.205-208, 2010.

DUNAI T.J. *Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.

ELLWOOD, B. B., & GOSE, W. A. Heinrich H1 and 8200 yr BP climate events recorded in Hall's Cave, Texas. *Geology*, v.34, p.753-756, 2006.

ERLANGER E.D., GRANGER, D.E., GIBBON R.J. Rock uplift rates in South Africa from isochron burial dating of fluvial and marine terraces. *Geology*, v.40, p.1019–1022, 2012.

FARRANT, A. R. e SMART, P.L. Role of sediment in speleogenesis: alluviation and paragenesis. *Geomorphology*, v.134, p.79-93, 2011.

FERRARI, J.A. Interpretação de feições cársticas na região de Iraquara - Bahia. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Geografia. Universidade Federal da Bahia. 1990.

FOLK, R.L. *Petrology of sedimentary rocks*. Texas, Hemphills. 1974.

FORD, D. e WILLIAMS, P. *Karst hydrogeology and Geomorphology*. Revised edition. Wet Sussex: Wiley, 2007.

FUJIOKA T., CHAPPELL J., KEITH FIFI L., RHODES, E.J. Australian desert dune fields initiated with Pliocene–Pleistocene global climatic shift. *Geology*, v.37, p.:51–54, 2009.

GBPE- Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. Lapa da Torrinha, Iraquara (BA). Mapa espeleológico: planta baixa e seções transversais. Escala gráfica. Topo 4C BCRA, 2013.

GBPE- Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas e GSBM – Grupè Spèléo Bagnols Marcoule. Sistema Talhão-Buraco do Cão-Gruta da Santa, Iraquara (BA). Mapa espeleológico: planta baixa e seções transversais. Escala gráfica. Topo 4C BCRA, 2009.

- GILLIESON, D. Cave sedimentation in the New Guinea Highlands. *Earth Surface Process and Landforms*, v. 11, p. 533-543, 1986.
- GOSSE J.C. & PHILLIPS F.M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, v.20, p. 1475-2560, 2001.
- GRANGER, D.E. A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . In: Siame L.L., Bourlés D.L. e Brown E.T. (eds). In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of Geological Processes, *Geological Society of America Special Paper* 415, p.1-16, 2006.
- GRANGER, D.E. Cosmogenic nuclide burial dating in archaeology and paleoanthropology. In: Cerling, T.E. (ed.) *Treatise on Geochemistry* 12. Oxford: Elsevier, 2013, no prelo.
- GRANGER D.E., KIRCHNER J.W., FINKEL R.C.. Quaternary downcutting of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. *Geology*: v.25, p.107-110, 1997.
- GRANGER, D.E., FABEL, D. & PALMER, A.N. Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 7, p. 825-836, 2001.
- GRANGER D.E., LIFTON N.A., WILLENBRING J.K. A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. *Geological Society. of America Bulletin*, v.15, p.1379-1402, 2013.
- GRANGER, D.E. e MUZIKAR,P.F. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 188, p. 269-281. 2001.
- GRANGER, D.E. & SMITH, A.L. Dating burial sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research: Section B Beam Interactions with Materials and Atoms*, v.172, p.822-826, 2000.
- GUERRA, A.M. Processos de carstificação e hidrogeologia do Grupo Bambuí, na região de Irecê - Bahia. *Tese de Doutorado*. Universidade de São Paulo. 1986
- HÄUSELMANN, P. & GRANGER, D.E. Dating of caves by cosmogenic nuclides: method, possibilities and the siebenhengste example (Switzerland). *Acta Carstologica*, v.34/1, p.43-50, 2005.
- HEISINGER B., LAL D., JULL A.J.T. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, v.200, p.345-355, 2002a.
- HEISINGER B.; LAL D. E JULL A.J.T. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters*, v.200, p.357-369, 2002b.
- HERMAN, E. K., TORAN, L., & WHITE, W. B.. Clastic sediment transport and storage in fluviokarst aquifers: an essential component of karst hydrogeology. *Carbonates and evaporites*, v.27, p.211-241, 2012.

HU, X., KIRBY, E., PAN, B., GRANGER, D.E. E SU, H. Cosmogenic burial ages reveal sediment reservoir dynamics along the Yellow River, China. *Geology*, v.39, n.9, p.839-842, 2011.

GUERRA, A.M. *Processos de carstificação e hidrogeologia do Grupo Bambuí, na região de Irecê - Bahia*. São Paulo, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 132p., 1986.

JAPSEN, P., BONOW, J.M., GRENN, P.F., COBBOLD, P.R., CHIOSSI, D., MAGNAVITA, L. e PEDREIRA, A. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, v.124, p. 800-816, 2012.

KING, L.C. (1956). A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, p. 147-265.

KLEIN J., GIEGENGACK R., MIDDLETON R. SHARMA P., UNDERWOOD J.R.J., WEEKS R.A. Revealing histories of exposure using in situ-produced ^{26}Al and ^{10}Be in Lybian Deserts Glass. *Radiocarbon*, v.28, p.547-555, 1986.

LAL, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 424-439, 1991.

LAL D. & ARNOLD J.R. Tracing quartz through the environment. *Proceedings of Indian Academy of Science: Earth and Planetary Science Letters*, v.9, p.1-5, 1985.

LAUREANO, F.V. O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de caverna Lapa Doce e Torrinha, Iraquara, Chapada Diamantina (BA). *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo. 1998.

LAUREANO, F.V., KARMANN, I. Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, p. 23-33, 2013.

LIU, Y., WANG S., XU S., LIU X., FABEL D., ZHANG X., LUO W., CHENG, A. New evidence for the incision history of the Liuchong River, Southwest China, from cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial ages in cave sediments. *Journal of Asian Earth Sciences*, v.73, p.274–283, 2013.

LISKER, S., PORAT, R., & FRUMKIN, A.. Late Neogene rift valley fill sediments preserved in caves of the Dead Sea Fault Escarpment (Israel): palaeogeographic and morphotectonic implications. *Sedimentology*, v. 57, p.429-445, 2010.

MAHLER, B.J.; PERSONNÉ, J-C.; LYNCH, F.L. e METRE, P.C.V. Sediment and sediment-associated contaminant transport through karst. In: SASOWSKY, I.D. AND MYLROIE, J. *Studies of cave sediments – Physical and Chemical records of paleoclimate*. Dordrecht: Springer, 2007. p. 23-46.

MARTINI, I. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy. *Geomorphology*, v.134, p. 452-460, 2011.

MATMON, A., STOCK, G.M., GRANGER, D.E., HOWARD, K.A. Dating of Pliocene Colorado river sediments: implications for cosmogenic burial dating and the evolution of the lower Colorado River. *Geological Society of America Bulletin*, v.124, p. 626-640, 2011.

MATMON A., RON H., CHAZAN M., PORAT N., HORWITZ L.K. Reconstructing the history of sediment deposition in caves: A case study from Wonderwerk Cave, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, v.124, p.611-625, 2012.

MIAL, A.D. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Berlim: Spring Verlag, 1996.

MIRANDA, E. E. de; COUTINHO, A. C. (Coord.).Brasil Visto do Espaço.Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em: 19 set. 2012.

MUZIKAR, P. e GRANGER, D.E. Combining cosmogenic, stratigraphic, and paleomagnetic information using a Bayesian approach: General results and an application to Sterkfontein. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 243, p.400-408, 2006.

MOEYERSONS, J. Geomorphological processes and their palaeoenvironmental significance at the Shum Laka cave (Bamenda, western Cameroon). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 133(1), p. 103-116, 1997.

MORIARTY, K.C.; McCULLOCH, M.T.; WELLS, R.T.; McDOWELL, M.C. Mid-Pleistocene cave fills, megafaunal remains and climate change at Naracoorte, South Australia: towards a predictive model using U-Th dating of speleothems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 159, p. 103-143, 2000.

NEGRÃO, F.I. Caracterização hidrogeoquímica e vulnerabilidade do sistema hidrogeológico cárstico na região de Irecê, Bahia. *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo, 1987.

NISHIIZUMI, K. Preparation of ²⁶Al AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*,v.223,p. 388-392, 2004.

NISHIIZUMI K., IMAMURA M., CAFFEE M.W., SOUTON J., FINKEL R., MCANINCH J. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v.258, p.403-413, 2007.

PALMER, A.N. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, v.103, p.21-25, 1991.

PANCHOUT,P.Y. ; PANCHOUT, J.F. *Brasil – aventuras spéléo sous les tropiques*. Havre, SNAG/Océanographique. 1995.

PANNO, S. V., CURRY, B. B., WANG, H., HACKLEY, K. C., LIU, C. L., LUNDSTROM, C., ZHOU, J. Climate change in southern Illinois, USA, based on the age and $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter in cave sediments. *Quaternary Research*, v.61, p.301-313, 2004.

PAPPU S., GUNNELL Y., AKHILESH K., BRAUCHER R., TAIEB M., DEMORY F., THOUVENY N. Early Pleistocene Presence of Acheulian Hominins in South India. *Science*, v.331:1596-1599, 2011.

PEDREIRA DA SILVA, A. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. *Tese de Doutorado*, Universidade de São Paulo. 1994.

PILÓ, L. B., AULER, A. S., NEVES, W. A., WANG, X., CHENG, H., & EDWARDS, R. L. Geochronology, sediment provenance, and fossil emplacement at Sumidouro Cave, a classic late Pleistocene/early Holocene paleoanthropological site in eastern Brazil. *Geoarchaeology*, v.20, p. 751-764, 2005.

REFSNIDER, K.A. Dramatic increase in late Cenozoic alpine erosion rates recorded by cave sediment in the southern Rocky Mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, v.297, p.505–511, 2010.

RENAULT, P. Contribution a l'etude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Annales de Spéléologie*, v. 23, n. 3, p. 575-593, 1968.

SCHALLER M., von Blanckenburg F., Hovius N., Kubik P.W. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v.188, p. 441-458, 2001.

SOUZA, S.L.; BRITO, P.C.R; SILVA, R.W.S. Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. *Série Arquivos Abertos*. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, v. 2, p. 1-24, 1993.

SPRINGER, G.S. e KITE, J.S. River-derived slackwater sediments in caves along Cheat River, West Virginia. *Geomorphology*, v.18, p. 91-100, 1997.

STOCK G.M., ANDERSON R.S, FINKEL R.C. Rates of erosion and topographic evolution of the Sierra Nevada, California, inferred from cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be concentrations. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.30, p.985-1006, 2004.

STOCK G.M., GRANGER D.E., SASOWSKY I.D., ANDERSON R.S, FINKEL R.C. Comparison of U-Th, paleomagnetism and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, v.236, p.388-403, 2005.

TASSY A., MOCOCHAIN L., BELLIER O., BRAUCHER R., GATTACCECA J., BOURLÈS, D. Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France. *Geomorphology*, v.189, p.81-92, 2013.

TORAN, L.; TANCREDI, J.H.; HERMANN, E.K.; WHITE, W.B. Conductivity and sediment variation during storms as evidence of pathways to karst springs. In: HARMON, R.S. e WICKS, C. (Eds). Perspectives on karst geomorphology, hydrology, and geochemistry – a tribute to Derek C. Ford and William B. White. *Geological Society of America Special Paper 404*, 2006. p. 39-50.

VALADÃO, R.C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, p.77-90, 2009.

VALLE, M.A. Hidrogeoquímica do Grupo Una (Bacias de Irecê e Salitre): um exemplo da ação do ácido sulfúrico no sistema cárstico. *Tese de Doutorado*, Universidade de São Paulo, 2004.

WAGNER, T.; FRITZ, H.; STÜME, K.; NESTROY, O.; RODNIGHT, H. HELLSTROM, J. e BENISCHKE, R. Correlations of cave levels, stream terraces and planation surfaces along the River Mur – timing of landscape evolution along the eastern margin of the Alps. *Geomorphology*, v. 134, p.62-78, 2011.

WANG, X., AULER, A.S., EDWARDS, R. L., CHENG, H., CRISTALLI, P. S., SMART, P. L, RICHARDS D. A., SHEN C.C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, v.432, p. 740-743, 2004.

WANG, X.; EDWARDS, R. L.; AULER, A. S.; CHENG, H.; ITO, E. Millennial-scale interhemispheric asymmetry of low-latitude precipitation: Speleothem evidence and possible high-latitude forcing. *Geophysical Monography Ser.* p. 173, 279-293, 2007.

WITTMANN, H. e BLANCKENBURG, F.V. Cosmogenic nuclide budgeting of floodplain sediment transfer. *Geomorphology*, v.109, n.3, p.246-256, 2009.

WITTMANN H., BLANCKENBURG F. V., MAURICE L.E., GUYOT J.-L., FILIZOLA N., KUBIK P.W. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin*, v.123, p.934–950, 2011.

WHITE, W.B. Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*. v. 69, n. 1, p. 76-93, 2007.

WOLKOWINSKY A.J. & GRANGER D.E. Early Pleistocene incision of the San Juan River, Utah, dated with ²⁶Al and ¹⁰Be. *Geology*, v.32, p.749–752, 2004.

8 Anexos

Anexo 1 – Artigo - Revista Brasileira de Geomorfologia

LAUREANO, F.V., KARMANN, I. Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, p. 23-33, 2013.

www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 14, nº 1 (2013)

SEDIMENTOS CLÁSTICOS EM SISTEMAS DE CAVERNAS E SUAS CONTRIBUIÇÕES EM ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS: UMA REVISÃO

CAVE CLASTIC SEDIMENTS AND THEIR ROLE ON GEOMORPHOLOGICAL STUDIES: A REVIEW

Fernando Verassani Laureano

PPGG-IGcUSP. Laboratório de Gestão Ambiental – Dep. Ciências Biológicas PUCMinas.
Rua do Rosário 1081 Betim MG - CEP 32604-115.
E-mail: fernandolaureano@pucminas.br

Ivo Karmann

Instituto de Geociências USP – Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental -
Rua do Lago 562 São Paulo SP - CEP 05508-080.
E-mail: ikarmann@usp.br

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
04/07/2012

Data de Aprovação:
02/05/2013

Palavras-chave:

Cavernas; sedimentos
clásticos; Geomorfologia.

Keywords:

Caves; clastic sediments;
Geomorphology.

Resumo

Sedimentos detríticos depositados em sistemas de cavernas são relativamente bem protegidos dos processos intempéricos superficiais e, em diversos casos, susceptíveis ao emprego de técnicas de datação. Constituem, pois, objetos de investigação em estudos geomorfológicos e paleoambientais. O artigo apresenta uma revisão de literatura sobre sedimentos clásticos em cavernas: fácies, proveniência e estratigrafia. As fácies sedimentares encontradas na bibliografia consultada são apresentadas conforme sua deposição na zona vadosa, na zona de oscilação do nível d'água e na zona freática. Os principais métodos geocronológicos aplicados a este tipo de depósito (^{14}C , U-Th, Paleomagnetismo e Isótopos Cosmogênicos) são brevemente apresentados no sentido de ressaltar suas potencialidades e limitações em estudos geomorfológicos. São ainda apresentadas as principais contribuições da análise do registro sedimentar cavernícola no âmbito da obtenção de idades para cavernas, da espeleogênese ou do desenvolvimento da porosidade secundária do aquífero cárstico, da quantificação de taxas erosivas e do balizamento cronológico de evolução do relevo.

Abstract

Cave clastic deposits are often well protected from surface weathering processes and in several cases, they can be dated. Furthermore, they are valuable for geomorphic and palaeoenvironmental studies. This paper presents a literature review on cave clastic sediments: facies, provenance and stratigraphy. Sedimentary facies are described as related to their deposition in vadose, water table and phreatic zones. The major geochronological methods (^{14}C , U-Th, Paleomagnetism and Cosmogenic Isotopes) are presented in terms of their potential and limitations on geomorphic investigations. The text also summarizes the role of cave sediments in dating cave systems, speleogenesis and evolving karst porosity analysis, as well as for measuring erosion rates and dating landscape evolution.

Introdução

Cavernas são feições erosivas e assim como todos os demais componentes do relevo tendem a ser destruídas no compasso dos mesmos processos erosivos que as esculpiram. Por outro lado, os vazios que as constituem são sítios propícios para receberem sedimentos e preservá-los dos processos intempéricos superficiais.

Além dos resíduos insolúveis da rocha encaixante e dos clastos provenientes do abatimento de tetos e galerias, os sistemas de condutos recebem injeções de sedimentos fluviais via sumidouros ou pela retro-inundação de rios adjacentes (Figura 1). Recebem também a injeção de coberturas superficiais por juntas e fraturas do epicarste, por descargas pluviais em dolinas, quedas por efeito de tubificação no solo e abatimento de dolinas em superfície (Bosh e White, 2007). A atividade biológica pode também desempenhar um papel importante na geração de detritos no interior de condutos. Grandes acumulações de guano são descritas em cavernas de diversas regiões do planeta sendo função do tamanho da colônia e do tempo em que a comunidade reside na caverna (McFarlane, 2004). Estes depósitos são explorados para uso como fertilizantes ou para fabricação da pólvora, atividade que teve um papel econômico relevante na história econômica do Brasil colonial (Gomes e Piló, 1992).

Uma vez no interior dos condutos, principalmente aqueles associados ao nível d'água, os sedimentos são retrabalhados em ciclos sucessivos de erosão e deposição entre as entradas e as ressurgências do sistema de condutos (Gillieson, 1996; Bosh e White, 2007). O monitoramento da condutividade hidráulica e da carga de sedimentos em surgências cársticas vem mostrando que o padrão de remobilização de detritos em sistemas de cavernas está associado à morfologia

dos condutos, variando de sistema para sistema (Toran *et al.*, 2006). Uma vez depositados, os sedimentos finos movem-se pelos condutos em tempestades ordinárias, mas o movimento de sedimentos mais grossos depende de eventos hidrológicos de alta intensidade e infrequentes, o que faz com que a grande parte do fluxo de sedimentos seja episódico, não linear em relação ao aumento da condutividade, com longos períodos de armazenamento e curtos intervalos de movimento (Herman *et al.*, 2008).

A cronologia dos processos de desnudação continental em rochas carbonáticas aponta para a persistência de sistemas de cavernas no relevo por até 10 milhões de anos sendo então, seus sedimentos, páginas da história do Pleistoceno e parte do Neógeno (Sasowsky, 2007). Uma diversidade de métodos geocronológicos pode ser atualmente empregada para obtenção de idades absolutas em sedimentos de cavernas (Abeyratne *et al.*, 1997; Stock *et al.*, 2005; White, 2007) e conjugados a investigações mineralógicas, geoquímicas, isotópicas e de suas propriedades geofísicas vem proporcionando contribuições no âmbito da evolução de condutos (Martini, 2011; Farrant e Smart, 2011), na determinação de condições ambientais e climáticas vigentes no passado (Moriarty *et al.*, 2000; Wurster *et al.*, 2008; Auler *et al.*, 2009;), na investigação de oscilações do nível do mar (Hengston *et al.*, 2011) e da quantificação das taxas de incisão fluvial e desnudação de relevos (Auler *et al.*, 2002, Antony e Granger, 2007, entre outros). Este artigo apresenta uma revisão de literatura sobre sedimentos clásticos em cavernas: principais fácies, estratigrafia e aspectos geocronológicos. Busca-se compor o estado da arte de suas aplicações no estudo da geomorfologia contemporânea, suprimindo uma lacuna na geomorfologia de terrenos cársticos em língua portuguesa.

Figura 1 - Sedimentos detríticos em um sistema de caverna. As cores representam tipos de preenchimentos da porosidade secundária: A-material pedogenizado ou proveniente da superfície; B- alúvio; C-lamas lacustres ou epifreáticas; D-resíduo insolúvel; E-água; F-guano e outros depósitos orgânicos. As setas ilustram as principais fontes na injeção de detritos: I- Fraturas ampliadas do epicarste; II abismos; III sumidouros (bacia hidrográfica superficial); IV abatimentos internos; V rede de galerias inundadas (bacia subterrânea); VI retro-inundação.

Tipos de depósitos e fácies sedimentares

A maioria dos textos dedicados à classificação de sedimentos detríticos de cavernas agrupam os depósitos em dois grandes grupos: autóctones e alóctones, referindo-se respectivamente aos sedimentos provenientes do interior das galerias e aqueles provenientes da superfície, do epicarste ou dos terrenos adjacentes (Ford, 1975; White, 1988; Ford e Williams, 1989; Gillieson, 1996; White, 2007; Fornós *et al.*, 2009). Uma vez que não se encontram atreladas a processos e ambientes deposicionais, tais classificações acabam por demandar subdivisões baseadas em critérios que variam de autor para autor. Gillieson (1996), por exemplo, reagrupa os sedimentos clásticos segundo os principais agentes de transporte, considerando os movidos pela ação da gravidade e aqueles transportados pela ação da água. White (2007) utiliza-se da natureza dos depósitos, distinguindo dentre os detritos alóctones *talus* de entrada, os infiltrados do epicarste, os transportados por cursos d'água, os fluxos de detritos e os depósitos eólicos. Contudo, todos estes sub-tipos podem receber em algum momento de sua história de deposição, contribuições autóctones e alóctones e, portanto, o critério de proveniência parece não sustentar uma boa classificação.

A distinção entre fácies de entrada e fácies de interior é sugerida por Ford e Williams (1989) devido à importância arqueológica da primeira e por sua complexidade estratigráfica. Diversos outros autores agruparam seus resultados em fácies descritivas, as quais são fundamentadas na observação de variações texturais, estruturas sedimentares e da composição química e mineralógica dos sedimentos (Milske *et al.*, 1983; Gillieson, 1986; Springer *et al.*, 1997, entre outros). Contudo, tais classificações acabam por possuir uma conotação local, aplicáveis apenas aos sistemas de caverna estudados, ou melhor, ao contexto no qual estas cavernas se encontram.

Bosch e White (2007) apresentam o modelo de fácies mais realístico para sedimentos depositados em aquíferos cársticos no domínio continental. Fundamentados nos mecanismos de transporte preponderantes em sistemas de condutos, os autores propõem cinco litofácies distinguíveis a partir de sua granulometria e seu grau de seleção, as quais denominam de fácies de canal, talvegue, águas estagnadas (*slackwater*), pântanos (*back-swamp*) e fluxos de detritos (*diamictons*). Embora este modelo incorpore características sedimentares limitadas na concepção das associações de fácies, elas apresentam uma forte correlação com as características de fluxo vigentes nos sistemas flúvio-cársticos (Hermann *et al.*, 2012). Já no contexto do ambiente costeiro, Hengstum *et al.* (2011) reuniram evidências mineralógicas, geoquímicas e fossilíferas para distinguir fácies sedimentares depositadas nos ambientes vadoso, litorâneo, anquialino e submarino, demonstrando ainda que o nível do mar controla a sedimentação em cavernas neste contexto.

Se por um lado a salinidade da água não parece constituir atributo relevante para deposição de detritos no domínio continental, o controle do nível d'água sobre os processos sedimentares é evidente (Figura 1). Na zona vadosa predominam os processos gravitacionais, mas também são descritos registros associados a processos eólicos (Bull *et al.*, 1989), glaciais (Shroeder e Ford, 1983; Pierre, 1988; Lawson, 1995) e de movimento de massa (Gillieson, 1986). Rios e lagos subterrâneos constituem os principais ambientes de sedimentação na zona de oscilação do nível d'água, onde os detritos são transportados em suas cargas de fundo e em suspensão. Na zona freática os sedimentos são depositados em condutos permanentemente inundados e devido às limitações de acesso (somente por atividades de mergulho) constituem o tipo menos descrito na literatura.

Fácies sedimentares do ambiente vadoso

Os fenômenos de abatimentos de tetos e paredes de galerias são importantes processos na evolução de terrenos cársticos. Variam em forma de pequenas e isoladas acumulações de lascas a grandes pilhas e domos onde podem conter grandes blocos de rocha. Segundo White (1988) os processos geológicos que promovem os abatimentos podem ser a remoção do suporte hidrostático ou rochoso, a expansão do gelo ou outros minerais em fraturas da rocha ou podem ainda ser ativados em passagens verticais ou pelo ataque das águas superficiais. São sedimentos de fácil reconhecimento, mas podem também desempenhar um papel importante na história deposicional de uma caverna, quer favorecendo a geração de detritos no interior das galerias ou mesmo alterando a direção ou as condições de fluxo de água nos condutos.

Talus de entrada ou fácies de entrada são terminologias utilizadas para descrever os sedimentos com baixo grau de seleção e pobremente estratificados que ocorrem onde as passagens subterrâneas interceptam a superfície (White, 1988; Ford e Williams, 1989). Compreendem detritos transportados principalmente pela ação da gravidade, semelhantes a depósitos de vertentes e podem demonstrar diferentes estágios de bioturbação. Kos (2001), analisando depósitos acumulados na base de um abismo na Austrália descreve 6 (seis) fácies associadas a processos gravitacionais ou de retrabalhamento, devido à oscilação do nível d'água na base do abismo. O autor descreve a estruturação de pacotes em pilhas e cones, onde porções internas apresentam relações caóticas de acamamento. Os processos eólicos, fluviais, de inundação ou mesmo glaciais que porventura se desenvolvam nas proximidades da entrada da caverna podem gerar registros sedimentares associados às fácies gravitacionais de entrada. Sancho *et al.* (2004) descrevem também a ocorrência de cinzas vulcânicas neste contexto.

Mas os processos gravitacionais não se restringem às entradas de cavernas (Figura 1). Uma grande quantidade de detritos pode adentrar os sistemas de condutos através das fraturas da rocha ampliadas no epicarste, ou através de drenos verticais. Estes depósitos possuem inicialmente uma configuração cônica no interior das galerias e podem possuir uma granulometria fina quanto se tratam de solos transportados através de fissuras do epicarste, ou podem ser constituídos de sedimentos de granulometria mais grossa quando se tratam de fluxo de detritos que caem por poços verticais (White, 2007). Diversos autores denominaram este tipo de sedimento de “peneirados”, referindo ao efeito de seleção exercido na porosidade secundária do epicarste. Gillieson (1986) foi o primeiro a utilizar o termo *diamictons* para descrever brechas matriz suportadas, mal selecionadas (silte a cascalho) que ocorrem no interior de cavernas existentes nas terras altas da Nova Guiné. Estes sedimentos são produtos de movimentos de massa (fluxos de lama) transportadas das bacias de captação durante regime de chuvas de alta intensidade. Independente do contexto ambiental restrito dos depósitos descritos por Gillieson (1986), Bosh e White (2007) adotaram a denominação genérica de fácies *diamicton* para qualificar depósitos gravitacionais encontrados no interior de condutos. Laureano (1998) descreveu brechas de matriz argilosa com clastos intraformacionais correspondente a fluxos de lama que retrabalharam sedimentos pré-existent na Lapa Doce, uma das cavernas mais visitadas da Chapada Diamantina, no estado da Bahia (Figura 2).

A observação em microscópio eletrônico de varredura do elevado grau de arredondamento de grãos de quartzo encontrados em cavernas da China (Bull *et al.*, 1989) e da Austrália (Darrénougué *et al.*, 2009) levou os autores a interpretar os registros como sendo de origem eólica. Palmer (2007) afirma que o vento e gelo são agentes de transporte de menor importância no contexto dos registros sedimentares em condutos, mesmo porque o gelo parece não se propagar pelas cavernas (White, 1988). Schroeder e Ford (1983), Lawson (1995) e outros autores que descreveram depósitos de cavernas situados no contexto glacial atribuem a contribuição do gelo na geração e aporte por injeção fluvio-glacial dos sedimentos, com posterior retrabalhamento fluvial ou lacustre dos mesmos. Embora o conceito de fácies não esteja presente nestes trabalhos, os autores remetem-se a uma ampla variação textural e de estruturas sedimentares, desde depósitos finos laminados, depósitos arenosos a ciclos sucessivos de brechas granodecrescentes variando de clasto a matriz suportada da base para o topo (Quinif e Maire, 1998).

Fácies sedimentares na zona de oscilação do nível d'água

Embora alguns autores se refiram às cavernas como planícies de inundação subterrâneas, elas se comportam mais como gargantas ou cânions profundos, dado as limitações laterais impostas pelas paredes e teto das galerias (Gillieson, 1996). Há que se considerar também que rios subterrâneos passam regularmente para ambientes freáticos em eventos de inundação, fato que altera o balanço e o fluxo de sedimentos ao longo dos condutos. Uma ampla variação textural (argilas a calhaus) é observada nos sedimentos injetados via sumidouro, a depender das características hidrológicas e geomorfológicas da bacia de captação. As principais estruturas sedimentares reportadas na literatura são, até o presente momento, semelhantes em forma e regime de fluxo àquelas observadas nos depósitos fluviais de superfície, sendo as mais recorrentes estratificações cruzadas, laminações paralelas e onduladas, marcas de onda, estruturas de corte e preenchimento, embriamento de seixos e marcas dendríticas.

Quatro das cinco associação de fácies descritas por Bosh e White (2007) encontram-se claramente dispostas no contexto da zona de oscilação do nível d'água, sendo as fácies de canal e de talvegue relacionadas ao ambiente fluvial enquanto as fácies de águas estagnadas (*slackwater*) estão relacionadas ao ambiente lacustre ou epifreático. As fácies de canal são depositadas durante ciclos hidrológicos ordinários (Herman *et al.*, 2012), apresentam ampla variação textural podendo ser compostas por várias subfácies descritivas e podem, ainda, apresentar variações bruscas ao longo da coluna estratigráfica (Figura 2). As fácies de talvegue, por sua vez, constituem-se de sedimentos muito grossos (superiores a cascalho) bem selecionados, embutidos em discordância em meio às fácies de canal devido sua remoção por causa da erosão praticada durante eventos hidrológicos extremos (Herman *et al.*, 2012). Ambas as fácies (canal e talvegue) compreendem depósitos trativos, transportados predominantemente como carga de fundo. Por outro lado, as fácies de águas estagnadas referem-se a argilas e siltes transportados pelos condutos como carga em suspensão (Figura 2). Usualmente as fácies de águas estagnadas aparecem no topo do registro sedimentar na forma de lamelas laminadas e sobrepõem as fácies de canal e/ou talvegue (Bosh e White, 2007). O termo *slackwater* fácies foi também utilizado por Springer e Kite (1997) para designar sedimentos deixados em cavernas rasas e laterais ao rio Cheat (Virgínia, EUA), durante inundações catastróficas.

Depósitos lacustres são também descritos em regiões sobre influência glacial e possuem as mesmas características daqueles descritos para regiões tropicais e sub-tropicais. Bull (1980, 1981) descreveu espessos e contínuos pacotes de lama (*mud caps*) nas cavernas da Grã-Bretanha, os quais aderem a superfícies com inclinação de até 70 graus por acreção

paralela sem demonstrar sinais de escorregamento, a não ser que sejam expostos às condições aéreas, quando os taludes superiores são parcialmente entalhados e deformados levando a formação de marcas dendríticas onduladas (*dendritic surge marks* – Bull, 1976). Outros autores denominaram varves este tipo de depósitos, devido a aparência rítmica de sua laminação (Schroeder e Ford, 1983; Quinif e Maire, 1998). A possibilidade da associação destes depósitos com sedimentos fluviais originados pelo derretimento do gelo deixa dúvidas se eles, de fato, foram depositados em lagos proglaciais subterrâneos, ou se refletem momentos de estagnação do fluxo, correspondendo assim às fácies de água estagnada, no sentido de Bosh e White (2007).

Gillieson (1986) descreve ainda depósitos com estruturas sedimentares análogas aos turbiditos, gerados pelo barramento e deposição de fluxos de detritos em lagos. Sedimentos grossos depositam nas porções proximais, enquanto laminações e argilas avançam e agradam por acreção paralela sobre superfícies pré-existentes, seguindo o ritmo de inundações ou de oscilações do nível d'água.

Fácies sedimentares na zona freática

Encontram-se aqui abordados os detritos transportados e depositados em condições de condutos totalmente inundados, cuja observação direta está restrita aqueles que se aventuram no mergulho subterrâneo. As descrições de registros e fácies sedimentares neste contexto é ainda incipiente e conspícua na literatura, tornando seu entendimento de certa forma obscuro. Segundo Ford e Williams (1989) todas as categorias texturais de sedimentos podem ser encontrados em condutos inundados, todavia siltes e argilas laminados predominam no ambiente freático.

Experimentos de transporte de sedimentos em tubos conduzidos em laboratório (Newitt *et al.*, 1955) evidenciaram quatro modos principais de transporte, os quais variam em função do tamanho da partícula, da velocidade do fluxo e do diâmetro do tubo: (i) fluxo por tração ou saltação de grãos em uma camada estacionária; (ii) fluxo em uma camada deslizante (*sliding bed*) que evolui da parte superior da carga de fundo, mas se estende ao conjunto da carga com o aumento da velocidade; (iii) fluxo em suspensão homogênea e (iv) fluxo em suspensão heterogênea. Os dois primeiros modos de fluxo aplicam-se a uma variedade de tamanho de partículas, enquanto os dois últimos são preferencialmente observados em sedimentos finos (argila a areia fina).

Schroeder e Ford (1983) registraram a deposição de uma praia de cascalho e matações (3 a 7cm) na caverna Castleguard (Canadá), a qual atribuíram a rápidas e violentas subidas do nível d'água que teriam soerguido os seixos provenientes de condutos freáticos. Saunderson (1977) descreve a ocorrência de camadas deslizantes em depósitos do tipo *esker* no Canadá,

atribuindo a geração de areias e cascalhos a condições de *pipe full* na base de geleira. Ambos os trabalhos encontram correspondência com os experimentos de Newitt e colaboradores e atribuem eventuais discrepâncias a limitações dos modelos experimentais. Curry *et al.* (2002) também associaram cascalheiras encontradas em um conduto abandonado da Windy Mouth Cave (Virgínia – EUA) ao ambiente freático, designando os mesmos de depósitos caóticos de cascalho.

Figura 2 - Coluna estratigráfica obtida no interior do trecho turístico da Lapa Doce, Chapada Diamantina (BA). A sequência sedimentar está relacionada a três das associações de fácies de Bosh e White (2007): C (fácies de canal): sequências granodecrescentes para o topo com abundância de marcas onduladas; S (fácies de águas estagnadas): laminações maciças e laminadas com ou sem gretas de contração; D (fácies diamicton): brechas de matriz argilosa com clastos de sedimentos intraformacionais. Modificado de Laureano (1998).

Parte das cavernas com morfologia labiríntica (em planta) tem sua gênese associada a meandros de rios (*subterranean meander cut-off*) que entalham o relevo cárstico (Palmer, 1975). Milske *et al.* (1983), estudando os sedimentos da Mystery Cave, geneticamente associada a um meandro do rio Root (Minnesota, EUA), atribuiu ao ambiente freático laminações plano-paralelas de aproximadamente 1mm compostas de camadas alternadas de silte médio a grosso e silte fino a argila, os quais demonstram um conteúdo de 50% de grãos de composição carbonática proveniente da rocha encaixante. Springer *et al.* (1997) descreveram qua-

tro fácies depositadas abaixo do nível d'água em cavernas labirínticas e com seção transversal elípticas localizadas ao longo rio Cheat (Virgínia, EUA): diamicton, areia laminada, ritmitos de silte-argila e lamitos arenosos. Bosh e White (2007) utilizam-se do termo fácies de pântano (*backswamp facies*) para agrupar os depósitos regularmente observados em cavernas labirínticas, onde o fluxo é limitado e ocorre pouco transporte lateral. Referem-se ao resíduo insolúvel e materiais infiltrados da superfície que atingem condutos inundados e ali são imediatamente depositados. Diferem da fácies de águas estagnadas pelo menor grau de seleção, uma vez que componentes insolúveis da rocha podem fornecer clastos com tamanho bem superior a areia. Martini (2011) atribuiu à fácies de pântano de Bosh e White (2007) lamelas carbonáticas de coloração cinza apresentando laminações paralelas, convolutas e ainda estratos deformados devido a processos de escorregamentos.

Proveniência e estratigrafia dos depósitos

Análises de proveniência são importantes para determinar a origem e a extensão da(s) área(s) fonte e, atualmente, ganharam muita atenção no âmbito de sedimentos de caverna devido ao interesse na dinâmica de contaminantes (Mahler *et al.*, 2007). Podem ser conduzidas através do emprego de técnicas como a microscopia eletrônica de varredura em grão de quartzo (Bull *et al.*, 1989), através da mineralogia e/ou geoquímica de argilas (Bottrell *et al.*, 1999; Foos *et al.*, 2000; Forbes e Bestland, 2007, Lynch *et al.*, 2007) e da trama e características magnéticas dos minerais (Kladec *et al.*, 2008). Dentre estes estudos de proveniência citados, somente o trabalho de Foos *et al.* (2000) conclui para uma origem 100% autóctone do sedimento, fato que é totalmente compatível com as características genéticas da caverna de Lechuguilla, talvez uma das mais famosas cavernas hipogênicas do mundo.

Kladec *et al.*, (2008), assim como Milske *et al.* (1983), Springer *et al.* (1997) e outros autores, reconhecem uma fase sedimentar inicial da história da caverna onde o resíduo insolúvel e intercalações siliciclásticas da rocha são a única fonte de detritos, todavia registram a ampliação da área fonte para ambientes externos a partir de um dado momento em sua história. Bottrell *et al.* (1999) mesmo concluindo que o fluxo de sedimentos proveniente da recarga alogênica não contribui significativamente para o balanço de sedimentos nas cavernas na região cárstica de Castleton, Reino Unido, foi capaz de distinguir na superfície duas unidades geológicas distintas que se revezaram no tempo a fornecer sedimentos para a drenagem subterrânea, demonstrando assim que a área fonte de uma caverna pode variar no decorrer da evolução do relevo. Puskas *et al.* (2010) também observaram incompatibilidades entre as rochas aflorantes na bacia hidrográfica atual e a mineralogia de sedimentos e a petrografia de clastos

maiores encontrados na Grande Caverna da Montanha Salitrati (Romênia), propondo uma origem extra-bacinal para os mesmos.

Em regiões áridas ou com forte expressão de processos eólicos (dunas) a área fonte de detritos para o interior das cavernas apresenta expressão geográfica muito mais ampla que bacia hidrográfica. Forbes e Bestland (2007) e Darrénougué *et al.* (2009) realizaram investigações mineralógicas, geoquímicas e isotópicas detalhadas em sedimentos de cavernas da região de Naracoorte, sudeste da Austrália e, embora apresentem pequenas divergências em suas interpretações, seus estudos sustentam tal hipótese. Matmon *et al.* (2012) descrevem areias quartzosas presentes no interior da gruta Wonderwek (África do Sul) e reúnem argumentos para sua proveniência das dunas do deserto do Kalahari, atualmente a mais de 100km a norte da caverna, embora sua introdução e retrabalhamento no interior do conduto tenha se dado por meio de transporte aquoso.

Em termos estratigráficos é importante lembrar que o ambiente cavernícola é marcado pela constante presença da erosão e pela operação de uma variedade de mecanismos deposicionais que podem levar a ocorrência de discordâncias, variações laterais de fácies e, por vezes, a um quadro de estratigrafia reversa (Osborne, 1984), onde camadas mais antigas repousam sobre estratos mais recentes. Sedimentos detriticos recobertos por capas estalagmíticas são usualmente removidos, e o vazio então constituído, pode ser preenchido por outro pulso posterior de detritos. Esta complexidade parece estar presente nos registros discutidos por Auler *et al.* (2009) que destacam a baixa taxa de desnudação do Brasil central para o favorecimento de múltiplas cargas e descargas de sedimentos durante a evolução de um mesmo nível de caverna, gerando assim um cenário estratigráfico bastante complexo e, por vezes, reverso. O contínuo avanço de métodos de datação vem proporcionando importantes discussões no entendimento de registros sedimentares em condutos e suas complexas relações estratigráficas. Todavia, é muito importante se ter em mente existem especificidades e limitações da aplicação destes métodos e sem um bom conhecimento das fácies sedimentares e de suas relações estratigráficas, idades podem constituir números isolados, sem o menor significado geomorfológico ou ambiental.

Os principais métodos de datação atualmente aplicados aos registros cavernícolas são: Carbono-14, Paleomagnetismo, Decaimento da Série U/Th e Isótopos Cosmogênicos (White, 2007). Há também registros da aplicação de técnicas ligadas às propriedades óticas do quartzo como a Termoluminescência e a Luminescência Óticamente Estimulada (Abeyratne *et al.*, 1997), contudo sua aplicação é restrita a poucos trabalhos. Não é objetivo deste artigo detalhar as questões metodológicas individuais de cada tipo de datação, embora possa constituir mérito para uma outra revisão, pois

são constituídos por técnicas geocronológicas largamente descritas na literatura internacional e aplicadas em diversas partes do globo. Aqui restringe-se a descrever suas aplicações e limitações no campo das investigações geomorfológicas.

Devido a seu alcance de tempo limitado a aproximadamente 50.000 anos, a aplicação da datação por Carbono-14 tem sua utilização restrita quando em investigações de cunho geomorfológico e/ou paleoambiental. Todavia, seu uso é amplamente difundido em investigações arqueológicas em cavernas. Por outro lado, a idade de cristalização da calcita em espeleotemas através da série de decaimento do U-Th (Dorale *et al.*, 2004) constitui o método mais aplicado até o momento para a cronologia de eventos e processos geomorfológicos em cavernas e no carste (Stock *et al.*, 2005). Permite a obtenção de idades inferiores a 600.000 anos, quando o equilíbrio secular do sistema é normalmente atingido e pode ser utilizada em crostas estalagmíticas sobrepostas ou que estejam intercaladas em pacotes de sedimentos detríticos, sempre fornecendo uma idade mínima para o depósito, pois ela pode ter vindo a se formar centenas, milhares ou mesmo milhões de anos após o sedimento ter se depositado.

A datação por paleomagnetismo baseia-se na correlação das reversões magnéticas eventualmente existentes em uma coluna estratigráfica com o registro paleomagnético global, uma vez que os minerais magnéticos tendem a sedimentar seguindo a orientação do campo magnético vigente quando de sua deposição. A amostra coletada para o datação é normalmente um sedimento argiloso necessariamente depositado por suspensão e a principal limitação cronológica está relacionada aos grandes intervalos de tempo existentes entre as inversões, de sorte que sua aplicação está restrita a intervalos de tempo seguramente grandes. Variações na mineralogia magnética ao longo do pacote sedimentar podem comprometer as interpretações e a calibração com idades absolutas é sempre recomendável, pois as inversões magnéticas surgem a partir de 780 mil anos atrás, ou seja, há um longo período onde o vetor campo magnético registrado nos sedimentos é o mesmo do atual.

Isótopos cosmogênicos são produzidos quando raios cósmicos se chocam com alguns átomos presentes na atmosfera e nos primeiros metros da superfície terrestre. Em geomorfologia a aplicação geocronológica destes isótopos não está restrita às cavernas, mas elas constituem o caso ideal para obtenção de idades de soterramento, inicialmente proposta por Lal (1991). Tomando-se como exemplo o mineral quartzo, quando este é atingido por estes raios cósmicos, seus elementos constituintes ^{28}Si e ^{16}O são transformados, respectivamente, em ^{26}Al (meia vida de 700.000 anos) e ^{10}Be (meia vida de 1.500.000 anos). Quando sedimentos quartzosos expostos na atmosfera são rapidamente levados para o interior dos condutos, a produção de novos nuclídeos é cessada e o cronômetro disparado através do decaimento dos isótopos existentes, sendo possível alcançar neste mineral

idades entre 100 mil e 5 milhões de anos (Granger e Muzikar, 2001). A obtenção de idades de soterramento é uma tarefa cara, pois requer a quantificação de pelo menos dois pares de isótopos em níveis tão baixos quanto 10^{-6} átomos, o que somente é possível através da Espectrometria de Aceleração de Massa (AMS – Accelerator Mass Spectrometry). As idades apresentam erros analíticos mínimos na faixa de 50Ka.

A escolha do método a ser aplicado a certo depósito depende de uma série de fatores como o seu conteúdo mineralógico, sua antiguidade e mesmo os recursos financeiros disponíveis. Até o presente momento nenhum laboratório da América Latina dispõe de rotinas implantadas para a aplicação das técnicas e a obtenção de idades ainda está restrita a submissão de amostras a laboratórios no exterior. Stock *et al.* (2005) advogam para um maior benefício dos isótopos cosmogênicos na cronologia de processos geomorfológicos, contudo estudos recentes demonstram que a conjugação desta técnica com o paleomagnetismo potencializa as discussões no período entre a entrada dos detritos nas cavernas e sua deposição final no interior dos condutos (Matmon *et al.*, 2012; Tassy *et al.*, 2013).

Contribuições em investigações geomorfológicas

Sedimentos detríticos são regularmente interpretados como sendo mais jovens que as cavernas onde se depositam, embora estudos teóricos de velocidade de fluxo em aquíferos cársticos demonstrem que sedimentos, caso disponíveis, podem ser transportados desde a iniciação dos condutos (White e White, 1968). Perfazem, na maioria das vezes, os únicos elementos cronológicos disponíveis para se discutir uma idade mínima para a caverna (Sasowsky, 1998), pois somente em casos muitos específicos pode-se associar a abertura de condutos com a cristalização de minerais (Polyak *et al.*, 1998).

O papel do transporte e deposição de sedimentos no interior das galerias subterrâneas vem há muito tempo permanecendo no centro das discussões a cerca da evolução de cavernas calcárias. Davis (1930), em clássico trabalho sobre a origem das cavernas calcárias, utilizou os resíduos insolúveis encontrados em cavernas para postular seu modelo de evolução freática seguido do entalhamento vadoso, resultando na seção em forma de fechadura. Por outro lado, o modelo de evolução de cavernas designado de Paragênese (Renault, 1968) ou Erosão Antigravitativa (Pasini, 2009) vem ganhando observações e interpretações sustentadas por todo o mundo, desde sua proposição inicial no final da década de 60. Neste modelo os sedimentos detríticos desempenham um papel essencial para a ampliação ascendente dos condutos devido à colmatação do piso por detritos e o favorecimento da dissolução nas paredes e tetos das galerias. Farrant e Smart (2011) ampliaram o significado espeleogenético de sedimentos de cavernas através do processo aluvial, no qual o preenchimento parcial de condutos vadosos leva a ampliação

lateral de condutos gerando entalhes ou patamares (*notches*) nas paredes dos condutos, podendo ainda evoluir para uma obstrução da porosidade secundária e instalação do ambiente freático, onde os processos paragenéticos assumirão a continuidade do esculpimento dos condutos.

Cavernas formam-se no mesmo compasso da evolução do conjunto de morfologias do modelado na superfície da Terra, possuindo desta forma uma história evolutiva correlacionada à história da paisagem que a cerca. Na medida em que o soerguimento lento e contínuo dos continentes (isostasia) remove os materiais rochosos transportando-os para o oceano, o alívio de carga gerado propicia a sucessiva formação de novos níveis de condutos, normalmente inferiores e freáticos, que gradativamente assumirão o papel das galerias superiores no transporte de água e sedimentos (Figura 1). Em regiões tectonicamente ativas este processo tende a ser mais rápido e a existência de níveis distintos de cavernas, mais pronunciado. Seguindo este raciocínio, as idades dos depósitos sedimentares tendem a diminuir em direção ao topo em um mesmo nível de caverna, por outro lado, em uma sucessão de níveis de cavernas, os sedimentos depositados nos níveis inferiores serão sempre mais jovens que aqueles encontrados em níveis superiores (Stock *et al.*, 2005). O modelo é simples e vem proporcionando bons resultados no campo de estudos das taxas de erosão.

Seguindo os trabalhos pioneiros da aplicação da magnetoestratigrafia em sedimentos de cavernas conduzidos por Schmidt (1982) e Schmidt *et al.* (1984), diversos pesquisadores dirigiram esforços na tentativa de medir taxas de incisão fluvial de longo prazo, onde níveis distintos de cavernas preservaram sedimentos fluviais em galerias já abandonadas pelo rio (Sasowsky *et al.*, 1995; Farrant *et al.*, 1995; Springer *et al.*, 1997; Auler *et al.*, 2002). Todos estes estudos baseiam-se no confronto das inversões magnéticas registradas nos depósitos com suas altitudes relativas ao nível atual do rio e os valores medidos apresentam boa conformidade com o contexto tectônico onde as medições foram realizadas.

Em uma linha de raciocínio semelhante, diversos estudos de quantificação de taxas de incisão e erosão vêm sendo conduzidos em sedimentos de cavernas a luz da datação de soterramento, a partir da quantificação de isótopos cosmogênicos. A principal diferença é que este método oferece uma idade absoluta para o soterramento dos grãos de quartzo e isto proporciona maior precisão, potencializando as interpretações geomorfológicas. Os resultados apontam para o fato de que entalhamento do relevo não é constante e conjuga momentos de entalhamento com momentos de estabilidade (Granger *et al.*, 2001; Stock *et al.*, 2004) e ainda permitem discutir a atuação de forças neotectônicas que possam estar associadas às taxas de soerguimento diferentes entre blocos (Granger *et al.*, 1997).

Estudos geomorfológicos conjugando morfologia fluvial na paisagem superficial com níveis de cavernas e seus sedimentos no ambiente subterrâneo têm proporcionado avanços

na cronologia da evolução dos modelados. Isto principalmente porque os sedimentos de cavernas são relativamente bem preservados dos processos intempéricos superficiais, são passíveis de datação e estão diretamente associados aos processos geomorfológicos que se desenrolam na superfície. Stock *et al.* (2004) e Antony e Granger (2007) foram capazes de relatar os últimos milhões de anos da evolução da topografia da Sierra Nevada (Califórnia) e dos platôs Apalachianos (Kentucky) nos Estados Unidos. Wagner *et al.* (2011) utilizaram idades obtidas em sedimentos de cavernas para discutir terraços fluviais e pequenas superfícies de aplainamento, balizando a história de evolução do relevo ao longo da margem leste dos Alpes nos últimos 5 milhões de anos. Tassy *et al.* (2013) utilizaram idades de soterramento e inversões paleomagnéticas para cronometrar a evolução geodinâmica de uma porção do carste peri-Mediterrâneo. As idades obtidas em sedimentos de diversos níveis de caverna associados ao vale do rio Archède, no sul da França, confirmam a hipótese construída a partir de um robusto mapeamento de superfície, no qual sucedem eventos alternados de soerguimento e inundação da área ao longo dos últimos 6 milhões de anos.

Considerações finais

Sedimentos detríticos depositados em cavernas constituem há séculos objetos de investigações paleontológicas e arqueológicas, mas só a partir da segunda metade do século XX nota-se sua utilização recorrente como elemento de análise em estudos de cunho geomorfológico. Atualmente, os sedimentos de caverna constituem importantes fontes para a obtenção de idades e taxas erosivas, mas são também elementos indissociáveis em alguns modelos de gênese e evolução dos sistemas de condutos no aquífero cárstico. Os estudos geocronológicos deste tipo de depósito em curso vêm possibilitando a obtenção de idades cada vez antigas demonstrando, desta forma, que muitos sistemas de caverna já estavam abertos e recebendo sedimentos em tempos que vão além do Pleistoceno e, em alguns casos, por todo ou boa parte do Plioceno.

No Brasil um campo de pesquisa encontra-se aberto, dado a ampla distribuição de terrenos cársticos no país e o número reduzido de trabalhos publicados até o momento. Há que se considerar ainda, neste contexto, o potencial destes depósitos com registros paleoclimáticos e paleoambientais. Se, do ponto de vista global, a utilização destes depósitos em pesquisas sobre as condições ambientais vigentes no passado ainda encontra-se na infância (White, 2007), ainda esperamos sua aplicação no território nacional.

É difícil prever o encaminhamento futuro das pesquisas, nem tão pouco é objetivo desta revisão. Todavia é factível acreditar que muitas outras novas possibilidades de contribuições nas investigações geomorfológicas ainda estão para emergir.

Agradecimentos

As pesquisas sobre sedimentos de caverna que possibilitaram a elaboração desta revisão foram financiadas pela FAPESP (Processos 96/05686-0 e 2010/20560-2). Os autores agradecem a Dra Sônia Maria Barros de Oliveira pelo incentivo, aos doutores Augusto S. Auler e Darryl Granger pela revisão do manuscrito e aos revisores anônimos pelas contribuições ao aprimoramento do trabalho.

Referências Bibliográficas

- ABEYTRATNE, M., SPOONER, N.A., GRUÜN, R. e HEAD, J. Multidating studies of Batadomba cave, Sri Lanka. *Quaternary Science Reviews :Quaternary Geochronology*. v. 16, p. 243-255, 1997.
- ANTONY, D.M. e GRANGER, D.E. A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 874-877, 2007.
- AULER, A.S., SMART, P.L., TARLING, D.H., FARRANT, A.R. Fluvial incision rates derived from magnetostratigraphy of caves sediments in the cratonic area of eastern Brazil. *Z. Geomorph.N.F.*, v. 46, n. 3, p. 391-403, 2002.
- AULER, A.; SMART, P.L.; WANG, X.; PILÓ, L.B.; EDWARDS, L. e CHENG, H. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: mechanisms and palaeoenvironmental significance. *Geomorphology*, v.106, p.142-153, 2009.
- BOSH, R.F. e WHITE, W.B. 2007 Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: SASOWSKY, I.D. AND MYLROIE, J. *Studies of cave sediments – Physical and Chemical records of paleoclimate*. Dordrecht: Springer, 2007. p. 1-22.
- BOTTRELL, S.; HARDWICK, P. e GUNN, J. Sediment dynamics in the Castleton Karst, Derbyshire, U.K. *Earth Surface Process and Landforms*, v. 24, p. 745-759, 1999.
- BULL, P.A. Dendritic surge marks in caves. *Transactions of the British Cave Research Association*, v. 3, n.1, p. 1-5, 1976.
- BULL, P.A. Towards a reconstruction of time-scale and palaeoenvironments from cave sediment studies. In: CULLINGFORD, D.A.; DAVIDSON, D.A.; LEWIN, J. (eds). *Timescales in geomorphology*. John Wiley & Sons. p.177-187. 1980.
- BULL, P.A. Some fine-grained sedimentation phenomena in caves. *Earth Surface and Landforms*, v. 6, p. 11-22, 1981.
- BULL, P.A.; DAOXIAN, Y.; MENGJU, H. Cave sediments from Chuan Shan Tower Karst, Guilin, China. *Cave Science*, v. 16, n. 2, p. 51-56, 1989.
- CURRY, M.D.; SASOWSKY, I.D.; SHANK, D.A. Sediments from an abandoned karst groundwater conduit: Windy Mouth Cave, Greenbrier County, West Virginia. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA ANNUAL MEETING, 2002, Denver. *Abstracts...* Denver, 2002.
- DARRÉNOUGUÉ, N.; DECKKER, P.D.; FITZSIMMONS, K.E.; NORMAN, M.; REED, L. KARRS, S.V.D; FALLON, S. A Late Pleistocene record of aeolian sedimentation in Blanche Cave, Naracoorte, South Australia. *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 2600-2615, 2009.
- DAVIS, W.M. Origin of limestone caverns. *Geological Society of America Bulletin*, v. 41, p. 475-628, 1930.
- DORALE, J.A.; EDWARDS, R.L.; ALEXANDER JR, E.C.; SHEN, C.; RICHARDS, D.A.; CHEG, H. Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits, and applications, in: SASOWSKY, I.D; MYLROIE, J. (Eds), *Studies of Cave Sediments*, Kluwer Academic, New York, 2004.
- FARRANT, A. R. e SMART, P.L. Role of sediment in speleogenesis: alluviation and paragenesis. *Geomorphology* (2011). Doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.006.
- FARRANT, A.R.; SMART, P.L.; WHITAKER, F.F.; TARLING, D.H. Long-term Quaternary uplift rates inferred from limestone caves in Sarawak, Malaysia. *Geology*, v. 23, n.4, p. 357-360, 1995.
- FOOS, A.M.; SASOWSKY, I.D.; LAROCK, E.J.; KAMBESIS, P.N. Detrital origin of a sedimentary fill, Lechuguilla Cave, Guadalupe Mountains, New Mexico. *Clays and Clay Minerals*, v. 48, n. 6, p. 693-698, 2000.
- FORBES, M.S. e BESTLAND, E.A. Origin of the sedimentary deposits of Naracoorte Caves, South Australia. *Geomorphology*, v. 86, p. 369-392, 2007.
- FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. *Karst Geomorphology and Hydrology*. London, Unwin Hyman. 1989, 601p.
- FORD, T. Sediments in caves. *Trans. British Cave Research Association*. v.2, n.1, p. 41-46. 1975.
- FORNÓS, J.J., GINÉS, J., GRÀCIA, F. Present-day sedimentary facies in the coastal karst caves of Mallorca Island (Western Mediterranean). *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 71, n. 1, p. 86-89, 2009.
- GILLIESON, D. Cave sedimentation in the New Guinea Highlands. *Earth Surface Process and Landforms*, v. 11, p. 533-543, 1986.
- GILLIESON, D. *Caves: processes, development, management*. Oxford, Blackwell. 1996, 324 p.
- GOMES, M.C.A. e PILÓ, L.B. As minas de salitre: a exploração econômica das cavernas de Minas Gerais nos fins do período colonial. *Espeleotema*, v.16, p. 83-93, 1992.
- GRANGER, D.E., FABEL, D. & PALMER, A.N. Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be in Mammoth Cave sediments. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 7, p. 825-836, 2001.

- GRANGER, D.E., KIRCHNER, J.W. and FINKEL, R.C. Quaternary downcutting of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. *Geology*, v. 25, n.2, p. 107-110, 1997.
- GRANGER, D.E. e MUZIKAR, P.F. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 188, p. 269-281, 2001.
- HENGSTUM, P.J., SCOTT, D.B., GRÖCKE, D.R. e CHARETTE, M.A. Sea level controls sedimentation and environments in coastal and sinkholes. *Marine Geology*, v.286, p. 35-50, 2011.
- HERMAN, E.K., TORAN, L. e WHITE, W.B. Threshold events in spring discharge: evidences from sediments and water level measurements. *Journal of Hydrology*, v. 351, p. 98-106, 2008.
- HERMAN, E.K., TORAN, L. e WHITE, W.B. Clastic sediment transport and storage in fluvio-karst aquifers: an essential component of karst hydrogeology. *Carbonates and Evaporites*, v.27, p.211-241, 2012.
- KLADÉC, J. ;CHADIMA, M.; LISÁ, L. ;HERCMAN, H.;OSINTSEV, A. e OBERHÄNSLI, H. Clastic cave deposits in Botovskaya Cave (Eastern Siberia, Russian Federation). *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 70, n. 3, p. 142-155, 2008.
- KOS, A.M. Stratigraphy, sedimentary development and palaeoenvironment context of a naturally accumulated pitfall cave deposit from southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 621-632, 2001.
- LAL, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 424-439, 1991.
- LAUREANO, F.V. *O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, Município de Iraquara, Chapada Diamantina (BA)*. Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 99p.
- LAWSON, T.J. An analysis of sediments in caves in the Assynt area, NW Scotland. *Cave and Karst Science*, v. 22, n.1, p. 23-30, 1995.
- LYNCH, F.L.; MAHLER, B.J. e HAUWERT, N.N. Provenance of suspended sediment discharged from a karst aquifer determined by clay mineralogy. In: SASOWSKY, I.D. AND MYLROIE, J. *Studies of cave sediments – Physical and Chemical records of paleoclimate*. Dordrecht: Springer, 2007. p. 83-94.
- MAHLER, B.J.; PERSONNÉ, J-C.; LYNCH, F.L. e METRE, P.C.V. Sediment and sediment-associated contaminant transport through karst. In: SASOWSKY, I.D. AND MYLROIE, J. *Studies of cave sediments – Physical and Chemical records of paleoclimate*. Dordrecht: Springer, 2007. P. 23-46.
- MARTINI, I. 2011. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2011.07.024.
- MATMON, A. RON, H., CHAZAN, M., PORAT, N. e HORWITZ, L.K. Reconstructing the history of sediment deposition in caves: A case study from Wonderwerk Cave, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, v. 124, p. 611-625, 2012.
- MC-FARLANE, D.A. Guano. In: GUNN, J. (Ed.) *Encyclopedia of caves and karst science*. New York: Fitzroy Dearborn, 2004. p. 409-410.
- MILSKÉ, J.A.; ALEXANDER JR., E.C.; LIVELY, R.S. Clastic sediments in Mystery Cave Southeastern Minnesota. *National Speleological Society Bulletin*, v. 45, p. 55-75. 1983.
- MORIARTY, K.C.; McCULLOCH, M.T.; WELLS, R.T.; McDOWELL, M.C. Mid-Pleistocene cave fills, megafaunal remains and climate change at Naracoorte, South Australia: towards a predictive model using U-Th dating of speleothems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 159, p. 103-143, 2000.
- NEWITT, D.M.; RICHARDSON, J.F.; ABBOTT, M.; TURTLE, R.B. Hydraulic conveying of solids in horizontal pipes. *Transactions of the Institution of Chemical Engineers*, v. 33, p. 93-110, 1955.
- OSBORNE, R.A.L. Lateral facies changes, unconformities and stratigraphic reversals: their significance for cave sediment stratigraphy. *Cave Science*, v. 11, n.3, p. 175-184, 1984.
- PALMER, A.N. The origin of maze caves. *The National Speleological Society Bulletin*, v. 37, p. 56-76, 1975.
- PALMER, A.N. *Cave Geology*. Dayton: Cave Books, 2007. 454p.
- PASINI, G. A terminological matter: paragenesis, antigravitational erosion or antigravitational erosion? *International Journal of Speleology*, v. 38, n. 2, p. 129-138, 2009.
- PIERRE, S.S. Morphology and sediments of the Grönli-Seter Caves, Norway. *Cave Science*. v. 15, n. 1, p. 109-116. 1988.
- POLYAK, V.J.; MC-INTOSH, W.C.; GÜVEN, N. e PROVENCIO, P. Age and origin of Carlsbad Cavern and related caves from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of alunite. *Science*. v. 279, n. 5358, p. 1919-1922. 1998.
- PUSCAS, C.M.; STREMTAN, C.C. e KRISTÁLY, F. Past surface conditions and speleogenesis as inferred from cave sediments in the Great Cave of Salitrari Mountain (SW Romania). *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, v. 55, n. 2, p. 51-57, 2010.
- QUINIF, I.; MAIRE, R. Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin Cave, French Pyrenees. *Quaternary Research*, v. 49, p. 37-50, 1998.
- RENAULT, P. Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Annales de Spéléologie*, v. 23, n. 3, p. 575-593, 1968.
- SANCHO, C.; PEÑA, J.L.; MIKKAN, R.; OSÁCAR, C. e QUINIF, Y. Morphological and speleothemic development

- in Brujas Cave (Southern Andean Range: Argentine): paleoenvironment significance. *Geomorphology*, v.57, p. 367-384, 2004.
- SASOWSKY, I.D. Cave formation – determining the age of what is not there. *Science*. v. 259, n. 5358, p.1874, 1998.
- SASOWSKY, I.D. Clastic sediments in caves – imperfect recorders of processes in karst. In: SASOWSKY, I.D. *Time in Karst*. Postojna: Karst Water Institute Special Publication, 2007, p-147-149.
- SASOWSKY, I.D.; WHITE, W.B.; SCHMIDT, V.A. Determination of stream-incision rate in the appalachian plateaus by using cave-sediment magnetostratigraphy. *Geology*, v. 23, n. 4, p. 415-418, 1995.
- SAUNDERSON, H.C. The sliding bed facies in esker sand and gravels: a criterion for full-pipe (tunnel) flow? *Sedimentology*, v. 24, p. 623-638, 1977.
- SCHMIDT, V.A. Magnetostratigraphy of sediments in Mammoth Cave, Kentucky. *Science*, v. 217, n. 27, p. 827-829, 1982.
- SCHMIDT, V.A.; JENNINGS, J.N.; HAOSHENG, B. Dating of cave sediments at Wee Jasper, New South Wales, by magnetostratigraphy. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 361-370, 1984.
- SCHROEDER, J.; FORD, D.C. Clastic sediments in Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta Canada. *Artic and Alpine Research*, v. 15, n.4, p. 451-461, 1983.
- SPRINGER, G.S. e KITE, J.S. River-derived slackwater sediments in caves along Cheat River, West Virginia. *Geomorphology* v.18, p. 91-100, 1997.
- SPRINGER, G.S.; KITE, J.S. e SCHMIDT, V.A. Cave sedimentation, genesis, and erosional history in the Cheat River Canyon, West Virginia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, n. 5, p. 524-532, 1997.
- STOCK, G.S., ANDERSON, R.S and FINKEL, R.C. Rates of erosion and topographic evolution of the Sierra Nevada, California, inferred from cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be concentrations. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 985-1006, 2004.
- STOCK, G.M.; GRANGER, D.E.; SASOWSKY, I.D.; ANDERSON, R.S; FINKEL, R.C. Comparison of U-Th, paleomagnetism and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, v.236, p.388-403, 2005.
- TASSY, A., MOCOCHAIN, L.; BELLIER, O.; BRAUCGER, R.; GATTACCECA, J.; BOURLÈS, D. Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France. *Geomorphology*, v.189, p.81-92, 2013,
- TORAN, L.; TANCREDI, J.H.; HERMANN, E.K.; WHITE, W.B. Conductivity and sediment variation during storms as evidence of pathways to karst springs. In: HARMON, R.S. e WICKS, C. (Eds). *Perspectives on karst geomorphology, hydrology, and geochemistry – a tribute to Derek C. Ford and William B. White*. Geological Society of America Special Paper 404, 2006. p. 39-50.
- WAGNER, T.; FRITZ, H.; STÜME, K.; NESTROY, O.; RODNIGHT, H. HELLSTROM, J. e BENISCHKE, R. Correlations of cave levels, stream terraces and planation surfaces along the River Mur – timing of landscape evolution along the eastern margin of the Alps. *Geomorphology* (2011), doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.024.
- WHITE, W.B. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford, University Press. 1988, 464p.
- WHITE, W.B. Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*. v. 69, n. 1, p. 76-93, 2007.
- WHITE, E.L.; WHITE, W.B. Dynamics of sediment transport in limestones caves. *NSS Bulletin*, v.30, n. 4, p. 115-129, 1968.
- WURSTER, C.M.; PATTERSON, W.P.; McFARLANE, D.A.; WASSENAAR, L.I.; HOBSON, K.A.; ATHFIELD, N.B. e BIRD, M.I. Stable carbon and hydrogen isotopes from bat guano in the Grand Canyon, USA, reveal Younger Dryas and 8.2ka events. *Geology*, v. 36, n.9, p. 683-686, 2008.

Anexo 2 – Fluxo de preparação de amostras

Rock preparation flowchart for $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ measurements in AMS

Anexo 3 – Resultados analíticos AMS

Purdue Rare Isotope Measurement Lab

Purdue University, West Lafayette, IN 47907, USA

Marc Caffee, Director

www.primelab.purdue.edu

Date: 22/05/2014

Significant Digits: If leading digit in uncertainty is 1 or 2 retain 2 digits otherwise retain 1. Ratios have same number of digits as corresponding uncertainty.

Notes: (A) Low Current; (B) High Interference – at least two measurements unusable

References: K. Nishiizumi (2004). Nucl Inst And Meth 223-224, 388-392.

Prepared by: Thomas Woodruff woodrufft@purdue.edu

For samples with ratio equal to zero, uncertainty is the 95% upper confidence limit.

ID	Name	$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ (10^{-15})	Uncertainty (10^{-15})	Avg. ^9Al Current (nanoAmps)	Total ^{26}Al Counts	Notes
201401603	AR 17	1536,86	75,72	793	644	
115740	NV 32	1027	98	170	290	
115739	ST 31	1388	102	299	388	
115738	DI 30	1580	136	220	464	
115737	DI 29	2035	137	253	539	
201204083	LS 1	2200	90	882		
201204084	LD 2	1320	70	980		
201204085	LD 3	1830	80	1041		
201204086	SA 6	1540	60	1131		
201204087	SI 10A	1840	70	820		
201204088	CI 11	1910	70	944		

ID	Name	$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ (10^{-15})	Uncertainty (10^{-15})	Avg. ^9Al Current (nanoAmps)	Total ^{26}Al Counts	Notes
201204089	SV 13	1460	60	940		
201204090	SV 14	1550	70	1024		
201204091	AR 18	1960	80	978		
201204092	AR 19	1430	90	190		
201204093	GP 21	1010	90	343		
201204094	GP 23	306	25	575		
201204095	GP 24	1200	80	606		
201204096	GP 25	970	60	717		
201204097	TA 26	540	40	882		
201204098	TA 27	1130	60	851		
201204099	SI 9	970	60	1103		
201204100	Cblk3020-1	0.0	2,30	726		
201204314	Cblk3020-2	0	4	682

Purdue Rare Isotope Measurement Lab

Purdue University, West Lafayette, IN 47907, USA

Marc Caffee, Director

www.primelab.purdue.edu

Date:

Significant Digits: If leading digit in uncertainty is 1 or 2 retain 2 digits otherwise retain 1. Ratios have same number of digits as corresponding uncertainty.

Notes: (A) Low Current; (B) High Interference – at least two measurements unusable

References:

sampleid	nuclideid	SampleName	10Be/Be(e-15)	Error(e-15)	Error%
201200752	10Be	AR-16	10240	70	1
201200753	10Be	BR-BLK	19.9	1.8	#VALOR!
201200754	10Be	GP-22	1417	21	1
201200755	10Be	SA04P	1218	19	2
201200756	10Be	SA04S	1940	30	2
201200757	10Be	SA-7	6560	60	1
201200758	10Be	SV-12	8060	100	1
201200759	10Be	SV-15	6510	70	1
201200760	10Be	TA-20	985	16	2

Anexo 4 – Datos geocronológicos U/Th

A4.1 Preparação das amostras

As crostas calcíticas e espeleotemas coletados foram cortadas longitudinalmente ao longo do eixo de crescimento e, em seguida, foi realizada uma triagem de amostras potencialmente mais propícias para o estudo isotópico de acordo com suas feições internas. Para o corte foram utilizados discos de corte com bordas diamantadas de espessura entre 1 e 2 mm. Durante a triagem das amostras são levados em consideração os aspectos mineralógicos, texturas e estruturais. Foram selecionadas amostras monominerálicas, sem feições de alterações secundárias. Para facilitar a visualização das feições texturais e estruturais do espeleotema, as amostras foram previamente polidas com a utilização de uma politriz Bosch modelo GPO 12 com prato de velcro e lixas de grão 220, 320 e, por último, grão 600 para acabamento final.

Na seleção dos níveis amostrados para datação tenta-se evitar trechos com indicações de processos de dissolução e recristalização, como também camadas amarronzadas a avermelhadas indicativas de maior concentração de materiais terrígenos, fontes de ^{230}Th detrítico, causa dos maiores erros nas datações pelo método U/Th. Esses procedimentos tiveram como objetivo tornar a amostragem geocronológica mais confiável, para conferir maior exatidão e precisão das idades.

A extração de CaCO_3 para datação radiométrica é realizada com auxílio de uma micro retífica de eixo flexível do fabricante Dremel modelo 225. Para cada camada amostrada, extraiu-se cerca de 0.4 a 0.2 g de CaCO_3 de calcita e 0.1 a 0.15 g de aragonita, a depender da concentração média de urânio de cada amostra.

A4.2 Datação geocronológica pelo método U-Th

As datações foram realizadas no laboratório de geocronologia do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade de Minnesota, nos Estados Unidos, através do espectrômetro de massa do tipo ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), modelos Finnigan Elements e Finnigan Neptune de acordo com os procedimentos estabelecidos por Shen et al. (2002).

A massa de CaCO_3 analisada varia de acordo com a concentração de U estimada para cada amostra. Normalmente utiliza-se 0.2 g de amostra, mas em casos de amostras contendo altas concentrações de U (> 1 ppm), utiliza-se por volta de 0.1 g. A amostra é posta em um béquer de teflon e em seguida dissolvida com adição de HNO_3 7N. Constatada a completa dissolução da amostra, é adicionado à solução o spike contendo ^{236}U - ^{233}U - ^{229}Th e depois 4 gotas de HClO_4 . O número de gotas de HClO_4 varia de acordo com a relativa quantidade de matéria orgânica presente na amostra. Em alguns casos as impurezas associadas à matéria orgânica são muito visíveis logo após a dissolução; nesses casos deve ser adicionado por volta de 7 gotas de HClO_4 . A

fim de garantir a completa homogenização entre a amostra e o spike, o béquer de teflon contendo a amostra é tampado e então posto para aquecer por 20 minutos em uma chapa quente. Em seguida a tampa do béquer é removida e a amostra é posta para secar por completo. Ao final, um precipitado de cor branca é formado no fundo do béquer.

Tendo finalizado o processo de abertura e adição de spike, é feita a precipitação de Fe para concentração dos íons pesados e eliminação do Ca da amostra. O precipitado formado é dissolvido com HCl 2N e então a solução é transferida para um tubo de ensaio onde é previamente adicionado cerca de 2 a 3 gotas de solução rica em ferro. Em seguida é feito o procedimento para precipitação de óxidos de Fe pela adição gradativa de gotas de NH_4OH até que a solução atinja o ponto de saturação. Na sequência, os tubos são cobertos com parafilme e postos para centrifugar. Após a centrifugação todo o sobrenadante é dispensado e, ao tubo de ensaio, é adicionada água deionizada e então a amostra é posta novamente para centrifugar. Esse procedimento é realizado 3 vezes. Ao término da última centrifugação o precipitado é redissolvido com HNO_3 7N e então é retornado ao béquer de teflon.

Finalizada essa etapa, a amostra é posta para secar por completo em uma chapa quente e ao final do processo um pequeno precipitado com dimensões milimétrica a submilimétrica é depositado no fundo do béquer. O precipitado é então dissolvido com aproximadamente 3 gotas de HClO_4 e em seguida posto para secar por completo. A mesma amostra é dissolvida com aproximadamente 2 gotas de HNO_3 14N, retorna à chapa quente até a solução evaporar por completo. Após repetir procedimento com a utilização de algumas gotas de HNO_3 7N ela estará pronta para ser introduzida às colunas de troca aniônica.

Para a separação de U e Th são utilizadas colunas pequenas, com aproximadamente 7 cm de comprimento. As colunas são montadas com a resina SPECTRA/GEL® ION EXCHANGE Ix8. Antes de receber as amostras as colunas são condicionadas de acordo com os seguintes procedimentos:

- ✓ Adiciona-se água deionizada de modo a preencher todo o volume do reservatório superior por duas vezes. Na segunda vez é adicionada uma gota de HNO_3 14N;
- ✓ Em seguida adiciona-se HNO_3 7N em duas etapas. Cada uma delas com a adição de cerca de 2/3 do volume do reservatório da coluna.

Finalizada essa etapa, a coluna está pronta para receber a amostra. A amostra é então despejada com cuidado dentro da coluna e a eluição dos reagentes é realizada de acordo com os seguintes passos:

Após toda a amostra ser adsorvida pela coluna, é adicionado 2/3 do volume do reservatório com HNO_3 7N. Em seguida adiciona-se 1/3 do volume do reservatório com HNO_3 7N. Após a última adição de HNO_3 7N atravessar toda a coluna, troca-se o béquer usado para a coleta das soluções despejadas por um béquer de teflon devidamente limpo para dar início à coleta de coleta de Th.

Para a coleta de Th adiciona-se 2/3 do volume reservatório com HCl 6N e em seguida repete-se o procedimento. Após todo HCl 6N ter atravessado a coluna inicia-se a coleta de U. Troca-se os

béqueres de teflon usado na coleta de Th por aqueles utilizados anteriormente na manipulação da amostra. Para a coleta de U adiciona-se água deionizada por quase todo o reservatório da coluna. Em seguida repete-se o procedimento mais uma vez e a coleta de U esta finalizada.

Finalizada a coleta de U e Th, são adicionadas 2 gotas de HClO_4 ao concentrado que segue para chapa quente para evaporar por completo. Após isso, nota-se a formação de um pequeno precipitado escuro submilimétrico que é dissolvido com 1 a 2 gotas de HClO_4 e posto para evaporar por completo. Em duas etapas semelhantes adiciona-se mais 1 a 2 gotas de HNO_3 14N para nova evaporação por completo. Por fim, são adicionadas algumas gotas de solução padrão para análise em ICP-MS (solução preparada em uma garrafa de 1 L formada por uma mistura de água deionizada com 1% HNO_3 14N e algumas gotas de HF). A partir desse ponto os concentrados de U e Th estão prontos para as análises espectrométricas em ICP-MS.

Os cálculos das idades foram, de modo geral, realizados com base nas razões isotópicas medidas e fatores de correção para eliminar efeitos de contaminação de Th detrítico (Edwards et al.1986; Richards e Dorale, 2003).

A4.3 Resultados

Uranium and thorium isotopic compositions and ^{230}Th ages for LG samples by ICP-MS

Crosta calcílicas - Sistema Lapa Doce-Torrinha, Iraquara (BA)

^{230}Th dating results. The error is 2σ error.

Sample	^{238}U	^{232}Th	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$	$\delta^{234}\text{U}^*$	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{230}Th Age (yr)	^{230}Th Age (yr)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$	^{230}Th Age (yr BP)***
Number	(ppb)	(ppt)	(atomic $\times 10^{-6}$)	(measured)	(activity)	(uncorrected)	(corrected)	(corrected)	(corrected)
LII-TRIB	51,5 $\pm 0,1$	1562 ± 31	119 ± 2	905,8 $\pm 2,0$	0,2178 $\pm 0,0011$	13115 ± 71	12659 ± 330	939 ± 2	12597 ± 330
LII-PATA	64,4 $\pm 0,1$	831 ± 17	1093 ± 22	942,0 $\pm 2,3$	0,8566 $\pm 0,0016$	60215 ± 173	60037 ± 214	1116 ± 3	59975 ± 214
LII-TRIA	81,2 $\pm 0,1$	27962 ± 560	32 ± 1	748,7 $\pm 1,9$	0,6783 $\pm 0,0012$	51529 ± 136	46005 ± 3929	852 ± 10	45943 ± 3929
LD7	83,2 $\pm 0,1$	431 ± 9	6165 ± 124	945,9 $\pm 2,6$	1,9395 $\pm 0,0032$	233821 ± 1417	233767 ± 1417	1830 ± 9	233709 ± 1417
LD8	507,0 $\pm 2,3$	712 ± 14	25893 ± 534	1057,4 $\pm 6,1$	2,2070 $\pm 0,0125$	286300 ± 6514	286287 ± 6513	2372 ± 46	286229 ± 6513
LD10	90,6 $\pm 0,1$	613 ± 12	801 ± 16	199,1 $\pm 1,9$	0,3290 $\pm 0,0008$	34649 ± 115	34487 ± 162	219 ± 2	34429 ± 162
LDII 3-C	47,1 $\pm 0,1$	332 ± 7	3580 ± 72	1165,4 $\pm 2,8$	1,5323 $\pm 0,0028$	116004 ± 421	115.926 ± 424	1616 ± 4	115868 ± 424
TR9	773,1 $\pm 1,6$	4724 ± 95	3294 ± 67	1078,6 $\pm 2,6$	1,2208 $\pm 0,0035$	88011 ± 398	87936 ± 401	1382 ± 4	87878 ± 401

* $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$. ** $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ was calculated based on ^{230}Th age (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$.

Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ atomic ratio of $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

***B.P. stands for “Before Present” where the “Present” is defined as the year 1950 A.D.

A4.4 Referências citadas

EDWARDS, R.L.; CHEN, J.H.; WASSERBURH, G.J. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500.000 years. *Earth Planetary Science Letters*, v. 81, p. 175-192, 1986.

RICHARD, D.A.; DORALE, J.A. 2003. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothem. In: BOURDON, B. et al. (Eds.), *Uranium-series Geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 52, p. 407-460, 2003.

SHEN, C-C., EDWARDS, R.L., CHENG, H., DORALE, J.A., THOMAS, R.B., MORAN, S. B., WEINSTEIN, S.E., EDMONDS H.N. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry: *Chemical Geology*, v. 185, p. 165-178, 2002.

Anexo 5 – Datos geocronológicos – Paleomagnetismo

A5.1 Propriedades magnéticas dos sedimentos e registros paleomagnéticos

Foram coletadas um total de 22 amostras para estudos paleomagnéticos na Gruta do Talhão, Iraquara (BA). A amostragem foi realizada através da cravação de caixas plásticas de 8 cm³ (2x2x2) em degraus previamente escavados na pilha sedimentar que ocupa a galeria principal. Antes da cravação das caixas, os degraus tiveram sua superfície frontal raspada com espátula plástica de forma que conformassem uma superfície lisa e plana. As caixas foram orientadas segundo sua posição na trincheira e atitude da face exterior. As medidas foram realizados no magnetômetro criogênico 2G SQUID (*Superconducting Quantum Interference Device*) do tipo *u-channel* pertencente ao Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP), Departamento de Geofísica. Os procedimentos analíticos e o tratamento individual dos resultados foram realizados por pós-graduandos do laboratório que integram a equipe de pesquisa.

Inicialmente foi feito um estudo sobre a mineralogia magnética variando a temperatura de -196°C até 700°C e medindo a suscetibilidade magnética da amostra (Figura A1). Para tal procedimento foi utilizado um susceptômetro de alta precisão da Advanced Geoscience Instruments Company combinado com os acessórios de alta e baixa temperatura (modelo Kappabridge CS3). Os resultados sugerem um mineral paramagnético com transformação para um mineral ferromagnético. Para um estudo mais aprimorado sobre a mineralogia é necessária a obtenção de curvas de histerese, o equipamento é o MicroMag Vibrating Sample Magnetometers da Princeton Measurements Corporation que estará disponível no laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP a partir de junho de 2013.

Figura A1: Curvas Termomagnéticas de baixa e alta temperatura em função da suscetibilidade.

O tratamento por sucessivos campos alternados é uma das técnicas utilizadas para a determinação das componentes de magnetização remanente. Na figura A2, apresenta-se exemplos de duas amostras submetidas a esta técnica. Os dados de desmagnetização mostram que apenas 50% da magnetização em média foi removida com a técnica utilizada, com isto não foi possível determinar todas as componentes do vetor de magnetização remanente. Outra forma de determinar todas as componentes é a utilização da técnica de desmagnetização térmica, porém como as amostras foram coletadas em caixas plásticas o que inviabilizou este tipo de tratamento.

Figura A2: Exemplo de diagramas de desmagnetização por campos alternados para dois dados.

Em algumas amostras a intensidade magnetização é baixa e com o tratamento por campos alternados, ela diminui de intensidade chegando próxima da resolução do equipamento, gerando incertezas para a determinação da direção. Uma forma de melhorar é realizar uma maior amostragem em um mesmo nível para uma melhor estatística com amostras do mesmo instante geológico. Na Tabela A1 temos os valores de inclinação e declinação obtidos a partir da análise de componentes principais. Apenas em 67% dos dados analisados puderam ser determinados a componente característica.

Tabela A1 - Análise dos dados paleomagnéticos com seu erro em graus (MAD). Em itálico são as amostras com alto valor de erro e as amostras sem valor não foram possíveis de fazer a determinação da componente característica.

Amostra	Alt. Rel. (cm)	Dec (°)	Inc (°)	MAD(°)
TL00	0	-	-	-
TL01	10	62.8	-42.8	<i>16.4</i>
TL02	45	39.5	15.8	<i>19.3</i>
TL03	49.1	49.4	-39.2	<i>31.2</i>
TL04	52.1	68.5	-20.5	10.3
TL05	67	-	-	-
TL06	77	-	-	-
TL07	98.8	47.1	47.8	<i>17.2</i>
TL08	100.8	-	-	-
TL09	102.8	-	-	-
TL10	104.8	81.6	-36.7	5.3
TL10A	104.8	-28	-30.5	<i>22.3</i>
TL12	134.8	49.5	-7.5	1.9
TL13	137.8	-	-	-
TL14	144.3	44.2	-21.5	4.6
TL15	264.3	54.3	-16.5	3.5
TL16	274.7	-	-	-
TL17	286.9	41	-17.3	1.8
TL18	296.9	46.2	-11.7	1.7
TL19	308.4	44.5	-17.1	2.3
TL20	320.4	48.4	-35.3	2.6
TL21	335.2	-	-	-

A primeira componente determinada foi a componente viscosa (Figura A3), nela nota-se uma coerência dos dados com todos os pontos agrupados em um mesmo quadrante, a média e seu erro foram bem determinados, corroborando com a idéia de que os dados paleomagnéticos colaboram para a determinação das idades. A inversão do campo magnético não pôde ser determinada com precisão, pois não conseguimos determinar a componente de magnetização a partir da origem (correspondente a deposição do sedimento), os valores de inclinação reversa sugerem uma fase de transição entre polaridades necessitando-se da determinação de todas as componentes para confirmar a reversão. Na análise das componentes características (Figura A3), observa-se um bom agrupamento com uma dispersão maior dos dados, em vermelho temos os pontos que apresentaram altos valores de incerteza no ajuste. Na tabela 1 apresenta-se os valores de ângulo de máximo desvio (MAD), em itálico foram destacados os que têm valores altos (maiores que 15°) e que necessitam de mais amostras do mesmo nível de altitude para uma melhor estatística.

Figura A3 Componentes determinadas para as amostras através da análise de componente principal.

Uma nova amostragem com blocos de gesso orientados e depois seccionados de forma precisa no laboratório é necessária para uma melhor estatística dos dados e utilização de técnicas adequadas para desmagnetização. Uma amostragem em outras cavernas também pode ser feita para uma correlação entre a declinação e inclinação, com isso poderemos correlacionar as idades a partir de uma seção com idades bem estabelecidas.

A2 Resultados paleomagnéticos preliminares

A Figura A4 apresenta um detalhe da coluna estratigráfica descrita na trincheira e o posicionamento geral das amostras coletadas para datação e petrografia. Como pode ser observado as amostras para investigação paleomagnética foram coletadas abaixo dos cascalhos da TA20, cuja idade de soterramento é de 860 ± 160 Ka. Do topo para a base as amostras amostras TL20 a TL15 apresentaram inclinação negativa, o que indica um campo normal no hemisfério sul (Figura A5). As Amostras TL14 a TL09 apresentaram um campo magnético invertido quando de sua deposição. As demais amostras até a base do perfil (TL08 a TL00) apresentaram inclinação negativa.

Figura A4: Estratigrafia da seção escavada na Gruta do Talhão e localização das amostras coletadas para petrografia, datação do soterramento (*burial*) e paleomagnetismo.

Figura A5: Variação dos valores de inclinação do campo magnético remanescente (*deep*) ao longo do perfil estratigráfico da seção escavada na Gruta do Talhão (centro). A esquerda o posicionamento de amostras coletadas para idades de soterramento. A direita a interpretação da configuração do campo magnético quando da deposição dos sedimentos.

Anexo 6 – Modelo físico – razões $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ durante soterramento e exposição em leito fluvial

Sedimentation and incision model

The model starts with a steady state eroding landscape depositing sediment in a river valley. Initial input parameters are the erosion rate (E), the mean density value for the sediments (ρ) and the cosmogenic production rates due to neutrons and muons (P_i). The last ones can be obtained online from Chronus Calculator by considering appropriate scaling factors for which site (Balco et al., 2008). Following Lal (1991), the initial cosmogenic content can be calculated from equation [1] considering an attenuation length (Λ) of 160g/cm² for neutrons and 4000g/cm² for muons. Here the subscript i means both ²⁶Al and ¹⁰Be atoms and τ_i their mean life values. Total initial cosmogenic content will be given by the sum of production due to neutrons and muons.

$$N_{inh} = \frac{P_i}{\frac{1}{\tau_i} + \frac{\rho E}{\Lambda}} \quad [1]$$

The model so assumes a valley aggradation until a given depth Z at a rate S and a subsequent re-incision event to the depth Z at a rate I . These three values must be informed as input parameters. Because of their distinct half life the ²⁶Al and ¹⁰Be inventory will be disturbed during the aggradation and the incision events. Taking account only production effect due to neutrons, the resultant cosmogenic inventory during aggradation event can be modeled by the following equation [2] (Lal and Arnold 1985).

$$N_{i,agg,n} = N_{i,inh} e^{-Z/S\tau_i} + \left[\left(\frac{P_i}{\frac{\rho S}{\Lambda} + \frac{1}{\tau_i}} \right) (e^{-Z/S\tau_i} - e^{-\rho Z/\Lambda}) \right] \quad [2]$$

Here the subscript *inh* means inherited and it should be taken as the total initial cosmogenic content of each ²⁶Al and ¹⁰Be before aggradation starting up. Still considering only the effect of neutrons production, the cosmogenic content after the valley incision to depth Z should be equal to value calculated with equation [3].

$$N_{i,inc,n} = N_{i,agg,n} e^{-Z/I\tau_i} + \left[\frac{P_i}{\frac{1}{\tau_i} + \frac{\rho I}{\Lambda}} \left(1 - e^{-Z/I\left(\frac{1}{\tau_i} + \frac{\rho I}{\Lambda}\right)^{-1}} \right) \right] \quad [3]$$

Where Z has not been much bigger to one penetration length, equation [3] should be enough for predicting ²⁶Al and ¹⁰Be inventory after the aggradation and re-incision events. Otherwise, whereas the total aggradation depth is much greater than Λ than muonic production should be accounted. Although the cosmogenic production by muons is considerably smaller when compared to that derived from neutrons at the surface, they are more penetrative particles and play a significant role as long as the

sediment remain buried deeper than one attenuation length. The model incorporates a single exponential relation for nuclide accumulation at depth (Braucher *et al.*, 2013). By the end of the aggradation event, the cosmogenic concentration due to muons should be expected as the result of equation [4]. After the valley re-incision to depth Z the cosmogenic content should be as much as obtained from equation [5].

$$N_{i,agg,m} = \left\{ \left[\frac{P_i}{\frac{1}{\tau_i} + \frac{\rho E}{\Lambda}} \right] e^{-Z/S\tau_i} + \frac{P_i}{\frac{\rho S}{\Lambda} - \frac{1}{\tau_i}} \left[e^{-Z/S\tau_i} - e^{-\rho Z/\Lambda} \right] \right\} \quad [4]$$

$$N_{i,inc,m} = N_{i,agg,m} e^{-Z/L\tau_i} + \left\{ \left[\frac{P_i}{\left(\frac{1}{\tau_i} + \frac{\rho L}{\Lambda} \right)} \right] \times \left[1 - e^{-Z/L\left(\frac{1}{\tau_i} + \frac{\rho L}{\Lambda} \right)} \right] \right\} \quad [5]$$

Under deep burial the total ^{26}Al and ^{10}Be content after the aggradation and re-incision events should be obtained by sum of equations [3] and [5]. The model still brings the possibility of stating a fraction from the aggradated alluvium that is now been recycled in modern sediments. After all, the total content of ^{26}Al and ^{10}Be can be calculated from the equation [6].

$$N_i = F_r (N_{i,inc,n} + N_{i,inc,m}) + (1 - F_r) N_{inh} \quad [6]$$

Finally, the model account multiple interactions for converging the burial age and erosion rate values based on simple burial dating equations (Granger, 2013).

References

- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai, T.J. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3:174-195.
- Braucher R., Bourlès D., Romani, J.D., Fernandez-Mosquera D., Marti K., Léanni L. 2013. Determination of muon attenuation lengths in depth profiles from in situ produced cosmogenic nuclides. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 294: 484–490

Granger D.E. 2013. Cosmogenic nuclide burial dating in archaeology and paleoanthropology. In: Cerling, T.E. (ed.) Treatise on Geochemistry, 12, Elsevier, Oxford, in press.

Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters, 104:424-439.

Lal D. & Arnold J.R. 1985. Tracing quartz through the environment. Proceedings of Indian Academy of Science: Earth and Planetary Science Letters, 94:1-5.