

CAPÍTULO 15

AMBIENTES CÁRSTICOS

Augusto S. Auler

Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antonio Carlos, 6627, Belo Horizonte, MG, 31270-901. aauler@terra.com.br

Luís B. Piló

Laboratório de Estudos Evolutivos Humanos, Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo. Rua do Matão, 277, Cidade Universitária, São Paulo, SP, 05508-900.
lpilo@uai.com.br

Allaoua Saadi

Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antonio Carlos, 6627, Belo Horizonte, MG, 31270-901. saaditec@dedalus.lcc.ufmg.br

Sumário

1. Introdução e objetivos do capítulo
2. O sistema cárstico e seus ambientes. Definição e características
 - 2.1. Carste no Brasil
3. Contexto geomorfológico
 - 3.1. Controle estrutural e tectônico da carstogênese
 - 3.2. Evolução morfoopedológica do carste superficial
 - 3.2.1. Feições exocársticas. Caracterização e gênese
 - 3.2.2. Solos no carste
 - 3.2.3. Sedimentos superficiais
 - 3.3. Desenvolvimento do carste subterrâneo
 - 3.3.1. Espeleogênese
 - 3.3.2. Entalhamento fluvial
 - 3.4. Desnudação regional
4. Contexto paleoambiental
 - 4.1. Sedimentos clásticos em cavernas
 - 4.2. Oscilações do lençol freático
 - 4.3. Análise de espeleotemas
 - 4.3.1. Pólen
 - 4.3.2. Frequência e taxa de crescimento de espeleotemas
 - 4.3.3. Petrologia e mineralogia
 - 4.3.4. Elementos Traço
 - 4.3.5. Isótopos Estáveis (O e C)
 - 4.3.6. Luminescência
 - 4.4. Paleontologia
 - 4.4.1. Tafonomia e cronologia
5. Referências bibliográficas

Resumo

As feições superficiais e subterrâneas que compõem o ambiente cárstico são geradas, em sua maior parte, durante o Quaternário. No Brasil os relevos cársticos ocupam uma área relativamente reduzida, concentrando-se na região central do país e estando representados por carbonatos Pré-cambrianos essencialmente subhorizontalizados submetidos à influência de clima sazonal. Quando comparado a outros ambientes geomorfológicos, no entanto, o carste se destaca por apresentar importantes vestígios paleoambientais.

Os controles estrutural e tectônico são importantes no condicionamento morfológico e direcional de várias feições cársticas, como dolinas, cavernas e vales. No âmbito do carste superficial, estudos sobre taxas de aprofundamento de dolinas e morfometria de depressões, assim como de desnudação cárstica, efetuados através de estudos hidroquímicos, já foram realizados no Brasil, habilitando a quantificação dos processos envolvidos. A origem do manto pedológico no carste pode ser complexa, o mesmo exercendo forte influência na dinâmica da zona epicárstica. Tufos calcários são outro tipo de sedimento superficial que pode fornecer importantes informações sobre épocas pretéritas de maior pluviosidade, além de muitas vezes encerrar notáveis vestígios paleobiológicos. A acumulação de sedimentos superficiais pode se dar no fundo de lagos, objeto de estudo de palinólogos, assim como em abrigos sob rocha, neste caso muitas vezes associados a sítios arqueológicos. No Brasil idades aproximadas para algumas cavernas já foram obtidas através de estudos sobre taxas de entalhamento fluvial, estando situadas no limite entre o Terciário e o Quaternário. Os sedimentos clásticos e químicos das cavernas se prestam a uma enorme variedade de estudos paleoambientais. Os espeleotemas, em particular, têm sido estudados em relação a seu conteúdo polínico, elementos traço, frequência e taxa de crescimento, variações petrológicas e mineralógicas, isótopos estáveis (O e C) e luminescência, estudos estes que tem recebido crescente atenção no território brasileiro.

Vestígios fósseis são comuns em cavernas brasileiras, e são responsáveis pela maior parte do que se conhece sobre a paleontologia de vertebrados quaternários no Brasil. No entanto, somente agora é que passaram a receber maior atenção em respeito à tafonomia e à cronologia. Os estudos já realizados demonstram que os sítios fossilíferos em cavernas brasileiras são bastante complexos, além de abrangerem um amplo intervalo temporal.

Palavras-chave: carste, paleoambientes, Quaternário.

Abstract

The surface and underground forms that make up a karst environment are generated, in its majority, during the Quaternary. In Brazil, karst terrains cover a relatively small area of the country's territory, being more common in the central portion of Brazil, under highly seasonal climate. Brazilian carbonates comprise generally horizontally bedded units of Precambrian age. When compared to other geomorphic environments, however, karst terrains concentrate many paleoenvironmental sites of outstanding significance.

Structural and tectonic control is very important in determining the morphology and orientation of a number of karst features, such as dolines, caves and karst valleys. Surface karst morphometry and doline deepening rates have been obtained in a few Brazilian karst areas, allowing the quantification of the processes involved. Karst denudation studies, based on hydrochemical monitoring, have also been performed. The origin of the soil cover can be quite complex and very important in playing a role in the dynamics of the epikarst zone. Travertines are another type of surface karst sediment that can yield information on past periods of increased rainfall, besides containing, in many cases, important paleobiological remains. The accumulation of surface sediments can also take place at lakes, being routinely studied by palynologists and at rock shelters, sometimes related to archaeological sites.

Approximate timescales for the development of some Brazilian caves have been obtained through fluvial incision rate studies, the ages falling roughly in the Tertiary-Quaternary boundary. Clastic and chemical sediments within caves are of great paleoenvironmental significance. Speleothems, in particular, have been studied regarding pollen content, trace elements, growth rate and frequency, petrological and mineralogical variations, stable isotopes (O and C) and luminescence. Many promising speleothem studies are presently under way.

Quaternary fossil remains are common in Brazilian caves, being of foremost importance in Brazilian Quaternary vertebrate paleontology. However, only recently there have been studies focusing on the taphonomy and chronology of the fossil remains. Recent research indicates that the paleontological sites within caves are highly complex, and there is considerable variation on the timing of emplacement.

Key words: Karst, paleoenvironments, Quaternary.

1. Introdução

O ambiente cárstico, com suas feições superficiais e subterrâneas é, em sua maior parte, gerado a partir de processos ocorridos durante o Quaternário. Decerto existem feições mais antigas, dentre as quais feições paleocársticas que podem ter sua gênese associada a processos ocorridos ainda no Pré-cambriano. Estes constituem, no entanto, exceção à regra. A maioria esmagadora das formas superficiais hoje observadas reflete, em sua forma atual, processos ocorridos nos últimos 1,6 milhões de anos, embora a rocha carbonática esteja sendo trabalhada desde que foi exposta, o que pode ter ocorrido em épocas mais remotas. Da mesma forma, as cavernas têm sua morfologia atual predominantemente gerada em tempos geológicos recentes, apesar da iniciação da espeleogênese poder ter ocorrido, em muitos casos, no período Terciário.

Ainda são incipientes os trabalhos sobre ambientes cársticos no Brasil. É possível detectar, no entanto, uma tendência positiva de contínuo aumento de pesquisas e publicações sobre o tema, fruto do crescente interesse de estudantes, especialização do corpo docente e o oferecimento de disciplinas específicas em algumas universidades brasileiras.

Este capítulo pretende, ainda que de forma resumida, proporcionar um rápido panorama sobre o estado da arte dos estudos do carste e sua relação com o Quaternário brasileiro. A bibliografia atualizada dará oportunidade ao leitor de se aprofundar nos vários segmentos que compõem o temário do capítulo. A inserção de exemplos brasileiros permitirá auferir o atual estágio das pesquisas sobre o tema em nosso país, assim como permitir a comparação com outros registros paleoambientais discutidos ao longo deste livro.

2. O sistema cárstico e seus ambientes

O sistema cárstico compreende, em linhas gerais, o ambiente externo, denominado por alguns como exocarste (ou simplesmente carste superficial), marcado por formas superficiais geradas primordialmente pelo ataque químico de águas meteóricas, e o domínio subterrâneo, chamado de endocarste (ou carste subterrâneo), representado por cavidades subterrâneas, geradas pela dissolução por águas subterrâneas de origem diversa. Um terceiro domínio, o epicarste, pode também ser reconhecido, dizendo respeito à zona logo abaixo da superfície, englobando o contato entre o solo e a rocha calcária.

A **Figura 15.1** ilustra o sistema cárstico. As feições superficiais são geradas por águas meteóricas (provindas da precipitação), seja através de contato direto com o carbonato, por sob a cobertura pedológica, ou através de drenagens. Os lapiás, ou "karren", correspondem a caneluras, pontões, orifícios e alvéolos gerados tanto em rocha desnuda quanto sob o solo. No caso de lapiás gerados sob o solo, a morfologia é mais suave ou arredondada, em contraste com as cristas ásperas das formas superficiais. Uma revisão bastante completa sobre lapiás pode ser encontrada em Ford & Lundberg (1987). Dolinas são depressões fechadas, em formato de funil ou cilíndricas, extremamente comuns em regiões cársticas. São geradas por dois mecanismos principais: (1) dissolução subsuperficial em fraturas, causando rebaixamento da superfície da rocha e/ou penetração de solo e (2) colapso devido ao abatimento de teto de caverna no solo ou na rocha. Além das dolinas individuais, pode-se destacar, no relevo cárstico, as uvalas ou dolinas compostas. Segundo White (1988), essas morfologias podem ser interpretadas como conseqüência da dinâmica de um conjunto de depressões de dissolução que, com o tempo, vão crescendo e coalescendo. Ford & Williams (1989) e Bondesan *et al.* (1992) apresentam uma boa revisão sobre dolinas.

Drenagens superficiais em regiões cársticas tendem a ser absorvidas através de sumidouros, feições associadas a pontos de absorção de água, como bocas de cavernas ou zonas de infiltração difusa. O sumidouro marca o ponto final da drenagem superficial, pois ela se torna, a partir daí, subterrânea. As nascentes (ou surgências) representam os pontos onde a drenagem subterrânea torna-se superficial. Os vales superficiais que abruptamente terminam em uma caverna recebem o nome de vales cegos. Existem casos, também, em que um rio, anteriormente superficial, é absorvido gradualmente, adotando um curso subterrâneo, e deixando o seu leito superficial seco. Esta feição denomina-se vale seco e independe de regime pluviométrico, não guardando relação com feições similares em zonas climáticas secas. Cânions cársticos podem ser gerados por abatimento de cavernas ou por processos fluviais “normais”. Para uma revisão sobre o tema ver Nicod (1997).

Dentre as demais feições cársticas superficiais vale ainda mencionar os “poljes”, grandes áreas planas que podem atingir centenas de quilômetros e são bordejadas por encostas abruptas controladas por feições estruturais. O modelado cárstico superficial admite, ainda, outras morfologias, como cones ou torres, geradas devido a condicionantes climáticos, litológicos e estruturais. Para uma revisão sobre feições cársticas superficiais pode-se consultar Jennings (1985).

As formas anteriormente mencionadas foram geradas pela dissolução da rocha. Algumas outras feições, ao contrário, são geradas pela precipitação de carbonatos. Este é o caso dos tufos calcários, depositados por águas saturadas em carbonato de cálcio. Estas formas construtivas muitas vezes são formadas com extrema rapidez, podendo causar agradação de vales. Uma revisão atualizada sobre tufos calcários pode ser encontrada em Ford & Pedley (1996).

No domínio endocárstico tem-se as cavidades, tanto as penetráveis pelo homem, denominadas cavernas, quanto canalículos de diâmetro da ordem de centímetros a milímetros, denominadas protocavernas, que são formas embrionárias das cavidades acessíveis aos seres humanos. São formadas tanto por águas de origem meteórica que se infiltraram no maciço carbonático, quanto por águas de origem hipogênica (profunda), e neste caso a acidez da água pode ser devida a ácidos derivados de fontes não-atmosféricas. As cavernas em si gradam desde seu estágio inicial de formação, representado por rede de proto-condutos, até o estágio final, quando a cavidade torna-se seca e prestes a ser interceptada pelo rebaixamento erosivo da superfície do terreno. Uma revisão recente sobre gênese de cavernas foi apresentada em Klimchouk *et al.* (2000). Nessa longa história evolutiva, a maior parte desenvolvida durante o Quaternário, a caverna é preenchida por vários tipos de sedimentos. Entre os sedimentos clásticos, os terraços fluviais fornecem dados importantes sobre a paleoidrologia do local, assim como sobre as fases climáticas pretéritas, sendo passíveis de datação por paleomagnetismo ou métodos cosmogênicos. Os sedimentos orgânicos incluem ossadas fósseis, cuja taxonomia e tafonomia, aliadas a datações por radiocarbono e pela série do urânio, fornecem dados importantes sobre o paleoambiente na superfície. Finalmente, os sedimentos químicos, conhecidos como espeleotemas, podem fornecer registros paleoambientais de altíssima resolução.

O sistema cárstico possui o potencial de fornecer informações vitais acerca das mudanças ambientais ocorridas durante o Quaternário, pois apresenta evidências de caráter multidisciplinar que proporcionam um excelente campo para pesquisas no âmbito da geografia física e geologia.

2.1. Carste no Brasil

O carste no Brasil ocorre não só em áreas de carbonatos, mas também de rochas siliciclásticas como arenitos e quartzitos. Tanto aqui, como em todo o mundo, o carste carbonático (em calcários e dolomitos) tem recebido maior atenção e será, portanto, priorizado neste capítulo. O carste carbonático no Brasil ocorre em áreas de carbonatos antigos, em sua maior parte do Pré-cambriano, desenvolvidos em regiões tectonicamente estáveis (crátons) e submetidos a clima sazonal. Uma recente compilação sobre as regiões cársticas brasileiras (Auler *et al.* 2001) apresenta sinopses de cada uma das áreas cársticas carbonáticas de nosso país. Estas áreas, segundo o mapa geológico de Schobbenhaus *et al.* (1981) totalizam em torno de 200.000 km² (**Figura 15.2**). A maior parte compreende carbonatos do Grupo Bambuí, nos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia. Os carbonatos do Grupo Una, na Bahia, encerram

algumas das mais importantes cavernas do continente, e os dos grupos Apodi (Rio Grande do Norte) e Açungui (São Paulo e Paraná) também apresentam extensões consideráveis. Diversas outras unidades carbonáticas ao longo do território nacional apresentam feições cársticas, embora em menor extensão.

As regiões cársticas não-carbonáticas são menos conhecidas dos pontos de vista exploratório e científico. Feições importantes foram identificadas nas rochas do Grupo Caraça (Pico do Inficionado, MG), Grupo Andrelândia, sul de MG; Grupo Espinhaço, Grupo Chapada Diamantina, além de vários outros.

Em termos gerais, o conhecimento científico a respeito dos ambientes cársticos brasileiros ainda é reduzido, apesar do excelente potencial. Piló (2001) apresenta uma revisão dos estudos já efetuados na área de geografia física, notando-se que a maior parte dos trabalhos ainda é de caráter exploratório ou pioneiro, embora contribua para melhor conhecimento do Quaternário brasileiro.

3. Contexto geomorfológico

A evolução dos relevos cársticos processa-se durante longo intervalo temporal. O carste superficial começa a ser modelado quando camadas de rochas insolúveis sobrejacentes são removidas por erosão, causando o contato direto entre a rocha solúvel e os agentes intempéricos superficiais. O modelamento da superfície cárstica será fortemente dependente da estruturação tectônica da rocha. Em algumas regiões do mundo, como em áreas alpinas, o carste não exibe qualquer cobertura pedológica. Em regiões tropicais, como o Brasil, a cobertura de solo tende a ser significativa, e as feições cársticas superficiais evoluirão principalmente na interface entre solo e rocha.

O carste subterrâneo, por outro lado, pode evoluir sem contato direto entre a superfície da rocha carbonática e os agentes intempéricos superficiais. Fluxo de água subterrânea pode ocorrer a grandes profundidades, mesmo que a rocha solúvel esteja ainda coberta por litologias impermeáveis. Esta fase freática da evolução das cavernas guarda íntima relação com a organização inicial dos aquíferos cársticos, quando uma série de canalículos com fluxo laminar irá estabelecer as primeiras conexões entre as zonas hidrológicas de recarga e descarga. Após interceptar o topo do lençol freático, a caverna passa a desenvolver-se na zona vadosa, quando a drenagem tende a expandir verticalmente a caverna, à semelhança de redes de drenagem superficiais. A evolução geomorfológica cárstica ocorre predominantemente durante o Quaternário, embora os processos de controle possam ter sido herdados de períodos geológicos mais antigos.

3.1. Controle estrutural e tectônico da carstogênese

Trabalhos enfocando de forma direta o controle estrutural e/ou tectônico da carstogênese são extremamente raros, limitando-se a informações sobre a relação entre direções de fraturas e de feições exocársticas, tais como lapíás e dolinas. No entanto, é consenso entre os especialistas de carste que, além da presença de rochas suscetíveis à solubilização de algum elemento químico relativamente abundante em sua composição (principalmente carbonato de cálcio), o desenvolvimento das paisagens cársticas está condicionado às características bioclimáticas e estruturais e/ou tectônicas.

Segundo Palmer (1991), se as condições estruturais e estratigráficas não condicionam todas as características geométricas dos sistemas endocársticos, elas influenciam a orientação e extensão das cavidades. Este autor relata que 90% das cavernas por ele estudadas têm origem epigênica, cujo desenvolvimento foi controlado pelos planos de estratificação (57%) e pelas fraturas (42%). Os sistemas de juntas podem influenciar a dissolução já na fase de “pré-iniciação” (proto-condutos) do sistema cárstico, conduzindo a um padrão de condutos subterrâneos angulosos, principalmente de tipo em rede. Para Quinif *et al.* (1997), esta relação é direta no caso de sistemas de fraturas distensivas, principalmente quando ativas, possuindo de início vazios primários independentes da dissolução, prontos a serem utilizados pela água.

O padrão em rede está presente no Brasil em diversas cavernas, como em alguns trechos da Toca da Boa Vista - maior caverna brasileira, situada em Campo Formoso/BA (Auler *et al.* 2001). Ainda na Bahia, em rochas carbonáticas neoproterozóicas do Grupo Una, Pereira (1998) atribuiu quatro cavidades a este padrão (cavernas Lapa do Bode, Lagoa Preta, Fazenda Santa Clara I e Morro da Arara), destacando

o papel decisivo dos planos de acamamento e das fraturas verticais a sub-verticais em seu desenvolvimento, nas fases de pré-iniciação e iniciação. Nesta mesma unidade lito-estratigráfica, Cruz Jr. (1998) demonstrou este tipo de controle, através de dados comparativos, de orientação de condutos/orientação de fraturas, em vários segmentos do Sistema Lapa Doce, na região de Iraquara (BA) (**Figura 15.3**), embora a maior parte dos condutos da caverna não se oriente segundo o fraturamento. Em arenitos eólicos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná, Ribeiro *et al.* (1994) relatam que tanto as direções de cavernas quanto os abatimentos de blocos são fortemente controlados por falhas NE-SW e NW-SE. Em condições superficiais, planos tectônicos e petrografia das rochas carbonáticas podem influir no controle principal dos padrões de lapiás, conforme foi demonstrado por Campos *et al.* (1991) na região de Itacarambi (MG).

Quinif *et al.* (1997) consideram que a carstogênese é dependente de fenômeno de dissipação de energia e, portanto, o contexto tectônico deve dinamizá-la, pois ele condiciona o ambiente energético. Na mesma seqüência de idéias, Gilli (1997) afirma que, no momento de sua implantação, os sistemas cársticos registram as características tectônicas dos maciços rochosos, tais como o estado de fraturamento e a posição dos níveis de base, assim como suas variações. Após sua implantação, a evolução do carste passaria, gradualmente, a registrar as mínimas movimentações tectônicas que viriam a afetar os maciços. A um evento de soerguimento corresponderia um rebaixamento dos níveis de base e conseqüente escavação de cavidades em níveis inferiores. Ao contrário, eventos de subsidência induzem o entulhamento dos condutos e/ou a escavação de condutos em níveis superiores. Junto com os basculamentos de blocos, esses movimentos podem ser responsáveis por importantes variações nas direções de drenagens subterrâneas e superficiais.

Respostas destes tipos foram identificadas em segmentos do Sistema Lapa Doce (carste de Iraquara/BA), por Cruz Jr. (1998), como indução pelas falhas e fraturas de cânions na base das galerias com piso rochoso, formação de cúpulas de corrosão no teto e iniciação de condutos laterais com largura inferior a 1 metro.

Pesquisas geoambientais realizadas na Província Cárstica de Arcos-Pains-Doresópolis (Saadi 1991), desenvolvida sobre cobertura pelítico-carbonática neoproterozóica (Grupo Bambuí) da borda sudoeste do Cráton do São Francisco, enveredaram mais profundamente no tema do controle tectono-estrutural na carstogênese. As investigações morfotectônicas resultaram na identificação de estreita dependência entre os quadros estruturais regional e locais e a configuração de feições e zonas cársticas. Por outro lado, a consideração de comprovadas manifestações neotectônicas, permitiu analisar os reflexos da carstogênese na atividade tectônica (Saadi 1991, Saadi *et al.* 1998a, 1998b, Morais 2002).

A **Figura 15.4** ilustra a organização geomorfológica simplificada da Província Cárstica de Arcos-Pains-Doresópolis, onde se destacam zonas cársticas diferenciadas pelo posicionamento morfotectônico, tais como os grábens de Arcos e Doresópolis, a Unidade de Pains e o Cânion Cárstico do Alto São Francisco.

Os eventos pleistocênicos de rebaixamentos do nível de base, relacionados com o soerguimento da borda sul do Cráton do São Francisco, devido à compressão WNW-ESE, induziram a superposição de três níveis de cavidades e a escavação do cânion. Ao identificar os níveis morfológicos que, em superfície, estabeleciam contatos com os níveis endocársticos, descobriu-se que a geometria das entradas de cavernas diferenciava-se nitidamente, em função principalmente do estilo estrutural dos maciços calcários.

Durante o aprofundamento das cavidades, os materiais que entulhavam os condutos mais antigos foram expelidos sob forma de leques aluviais que preencheram bordas do gráben de Arcos e espalharam-se em grande parte das áreas vizinhas. Os grábens correspondem a bacias transtensionais N35-40W derivadas da reativação, concomitante ao soerguimento principal da Descontinuidade Crustal do Alto Rio São Francisco (Saadi 1991), de direção N50W e largura de 50 km, em regime de transcorrência dextral.

Esta movimentação foi registrada ainda pela formação de numerosas dolinas, com a dissolução aproveitando fraturas de distensão, conforme ilustrado pela **Figura 15.5**. As maiores cavernas adotaram, preferencialmente, a direção N-S, seguindo as fraturas de tração abertas pelo arqueamento da cobertura pelítico-carbonática, sob efeito da compressão neotectônica que reproduz e catalisa os efeitos do evento Brasileiro.

Existe também caverna submersa ornamentada com espeleotemas subaéreos do tipo estalactite e estalagmite, entre outros. Estende-se por 600 m na direção aproximada N-S, em área de subsidência neotectônica.

Essas relações entre a tectônica e a carstogênese são, na realidade, bastante frequentes em várias regiões do mundo, onde estudos adequados tenham sido realizados. Exemplos ilustrativos são apresentados por Lippman Baggioni (1975), sobre o carste do Monte Marzano (Itália) onde o rio Platano escavou um cânion de 300 m de profundidade em resposta ao soerguimento quaternário e os poljês de San Gregorio são desenvolvidos no fundo de grábens pós-pliocênicos. Finalmente, Holzer *et al.* (1994) relatam que sobre a zona de sutura da colisão mesozóica da qual resultou a cadeia ocidental dos Cárpatos tchecos, desenvolveram-se sistemas cársticos cujas especificidades devem muito mais à diversidade tectônica do que à própria diferenciação petrográfica entre as rochas calcárias. As feições tectônicas mais influentes seriam as zonas de fraturas e falhas, principalmente suas interseções, as zonas de soerguimento e as zonas de contato entre diferentes estilos tectônicos.

3.2. Evolução morfopedológica do carste superficial

3.2.1. Caracterização e gênese das feições exocársticas

A morfologia superficial do carste pode ser extremamente distinta em função do conjunto de variáveis que se ajustam para configurar os terrenos cársticos. White (1988) descreveu vários tipos de carste, em função da morfologia dos principais elementos componentes, tais como, carste de dolinas, carste em torres, carste labiríntico, carste poligonal, fluviocarste, dentre outros. No Brasil também foi identificada grande diversidade de relevos cársticos (Kohler 1989, Ferrari 1990, Karmann 1994, Rodet 1995, 1997, Piló 1997 e Pereira 1998).

Em regiões cársticas bem desenvolvidas é possível identificar morfologias específicas (lapiás, maciços calcários, vales cegos e dolinas), como também drenagem predominantemente subterrânea. Essas feições estão associadas à dissolução da rocha.

Lapiás já foram objeto de estudo morfológico por Campos *et al.* (1992) na região do Vale do Peruaçu (MG). Os vales cársticos brasileiros receberam poucos estudos até o momento. Destacam-se os trabalhos de Bitencourt (1998) sobre o vale cárstico do Morro Furado, sudoeste da Bahia, além de Piló (1989) e Rodet & Rodet (2001) sobre o Vale do Peruaçu, norte de Minas Gerais.

Dolinas têm merecido alguns estudos no Brasil. Filizola & Boulet (1993), através de datações ^{14}C em material orgânico de depressões fechadas sobre rochas sedimentares quartzo-caoliníticas da bacia de Taubaté (SP), estimaram taxas de aprofundamento de 120 e 230 mm/ka, atribuídas à exportação geoquímica. No carste de Lagoa Santa (MG), Piló (1998) estimou de forma preliminar, através de datações pelo método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ em depósitos químicos de duas cavernas, taxas de aprofundamento máximo de dolinas em aproximadamente 110 e 260 mm/ka.

Em áreas onde dolinas ocupam densamente os espaços disponíveis de vertentes, o relevo é chamado de carste poligonal, tendo em vista o padrão morfológico em planta dos divisores de drenagem em polígonos irregulares. Esse padrão morfológico foi primeiramente identificado e analisado por Williams (1971) em Papua-Nova Guiné.

Karmann (1994), através de mapeamento morfológico e cálculos de índices morfométricos, definiu para o carste do vale do Ribeira (SP), quatro unidades morfológicas: zona fluvial, fluviocárstica, de transição e poligonal, que teriam passado por diferentes estágios evolutivos de relevo cárstico. Partindo de uma paisagem fluvial, o autor identificou a segmentação gradativa do sistema fluvial pela implantação de drenagem fechada, cujo desenvolvimento levou à formação de carste poligonal. Posteriormente, Ferrari *et al.* (1998) aplicaram ao carste do vale do Ribeira (SP) um método para obtenção de parâmetros morfométricos a partir de geoprocessamento.

Outro aspecto importante diz respeito à circulação interna da água nos solos e na zona de contato solo-rocha. Segundo Williams (1985) a saturação do solo acima da rocha frequentemente ocorre devido à baixa capacidade de absorção, permitindo o fluxo lateral de água ao longo do contato,

promovendo a dissolução acelerada no epicarste. As taxas de dissolução na zona de contato rocha-solo são normalmente altas (0,1 cm/ano) segundo White (1988). Karmann (1994) estimou a taxa de rebaixamento da superfície epicárstica do carste do vale do Rio Ribeira de Iguape em torno de $31,1 \pm 6$ mm/ka.

Baseado em análises químicas, macroscópicas e microscópicas dos solos desenvolvidos sobre o planalto cárstico de Lagoa Santa (MG), Piló (1998) propôs um modelo para a drenagem interna dos solos de médias e altas vertentes, que seria predominantemente vertical e rápida nos horizontes vermelhos (hidrólise rápida) e lateral e mais lenta nos horizontes amarelados (hidrólise lenta) em contato com a rocha (**Figura 15.6**). Portanto, a zona de contato rocha-solo (epicarste) seria a principal responsável pelo rebaixamento regional do carste.

3.2.2. Solos no carste

O epicarste (zona subcutânea) é constituído pela porção superior da rocha calcária, coberta por material inconsolidado ou não, e contendo rede de fissuras alargadas por processos cársticos (Williams 1985, Palmer 1991). Nesse sentido, o manto de alteração, os solos e os sedimentos assumem papel de destaque na análise da zona epicárstica, pois esses materiais encontram-se em contato direto com a rocha solúvel subjacente, influenciando a circulação hídrica interna e a elaboração da morfologia rochosa coberta.

Nos relevos calcários, a dissolução do CaCO_3 e a sua lixiviação da pedosfera são os processos predominantes de intemperismo químico. O mecanismo fundamental dessa alteração, em meios muito lixiviados, é a alteração pelicular, sendo a desagregação e a dissolução condicionadas pela mineralogia, textura, estrutura e porosidade.

Nos calcários cristalinos muito puros em CaCO_3 , não ocorre manto de alteração, pois os grãos minerais são totalmente dissolvidos, causando o desaparecimento das estruturas originais da rocha (Delvigne 1983).

A situação mais comum é a acumulação do resíduo insolúvel da rocha, normalmente encontrado em pequenas quantidades nos calcários (< 10%). A fração insolúvel dos calcários é composta principalmente por SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 . A sílica sob variadas formas e os minerais de argila compõem a maior parte da fração insolúvel. Dos minerais silicatados mais comumente encontrados destacam-se a caulinita e a illita.

Quanto ao tempo necessário à formação de solos sobre calcários, Yuan (1991) calculou, para o carste tropical úmido de Guangxi (China), de 250 ka a 850 ka para produção de 1m de espessura de solo. Lamouroux (1972), após estudos experimentais sobre a alteração de rochas carbonáticas, concluiu que para a formação de 30 cm de solo são necessários 5 m de rocha dura contendo 2,2% de resíduo, sendo necessários de 50 a 100 ka para a geração do solo. É importante salientar que o clima e a quantidade de resíduo insolúvel na rocha calcária exercem papel decisivo no tempo necessário à formação de solos sobre calcários.

Em climas tropicais úmidos, o carbonato de cálcio dissolve-se mais rapidamente que a fração silicatada, ocasionando concentração relativa de argilas que, nesses casos, são essencialmente herdadas dos processos de alteração da rocha.

No Brasil são freqüentes regiões cársticas com espessas coberturas pedológicas. Particularmente na estratigrafia do Grupo Bambuí, as rochas calcárias são geralmente recobertas por rochas pelíticas (filitos e siltitos). Neste caso, os solos não apresentam uma filiação genética direta com a rocha calcária existente na base do perfil, mas provém das rochas pelíticas superpostas, como já foi observado em Minas Gerais, como em Lagoa Santa, Arcos-Pains ou Curvelo. Portanto, a participação do produto residual da rocha calcária dissolvida, na formação dos solos, é pequena. No carste de Lagoa Santa alguns estudos têm procurado integrar as coberturas de solos à evolução e dinâmica do relevo cárstico (Kohler 1989, Boulet *et al.* 1992, Malta 1995 e Piló 1998).

3.2.3. Sedimentos superficiais

Os sítios deposicionais superficiais que guardam registros paleoambientais, muitas vezes passíveis de datações absolutas, estão posicionados nas poucas calhas e terraços fluviais existentes, nos tufos a céu aberto e particularmente em fundos de dolinas, que representam verdadeiros sítios de acumulação de sedimentos.

Os sedimentos acumulados em lagoas, inclusive as de origem cárstica, apresentam, segundo Lowe & Walker (1997), origem alóctone e autóctone. Eles são derivados parcialmente da produção orgânica dentro do ecossistema, mas também do afluxo pluvial pelas vertentes da bacia de drenagem, nesse caso incluindo materiais orgânicos e inorgânicos.

No carste de Lagoa Santa, o fundo das dolinas temporariamente ocupadas por lagoas apresenta registros sedimentares importantes, com taxas diferenciadas de sedimentação. Datações ^{14}C em sedimentos orgânicos em lagoas da região permitiram estimar taxas de sedimentação de 0,7 mm a 3 mm/ano. Deve-se considerar, nesses sítios, uma sedimentação descontínua no tempo e no espaço, e um incremento dessa taxa por atividade antrópica.

Parizzi (1993), através de datação ^{14}C em matéria orgânica e estudos palinológicos na Lagoa Santa, identificou um aumento geral de tipos arbóreos, arbustivos de cerrado e de mata, ocorrido entre 3 e 1,8 ka BP, sugestivo de período mais úmido com a presença de uma vegetação exuberante. Os polens de mata alcançaram 32%, com aumento significativo em relação à vegetação aberta. Os estudos também indicaram período mais seco entre 6 e 5 ka BP.

De Oliveira (1992) registrou que o nível da Lagoa dos Olhos (carste de Lagoa Santa) elevou-se entre 4 e 1,3 ka BP. Sugeriu, também, um clima com alta umidade e baixas temperaturas entre 19 – 16 ka BP. Transição para um período mais seco só foi detectada no final dessa época (15 – 13 ka), que se prolongou até próximo a 4 ka BP.

A interpolação de datas a partir da aceitação de uma sedimentação contínua nos estudos palinológicos feitos na região devem ser analisados com cautela. Como visto, as taxas de sedimentação na região são variadas e, certamente, descontínuas no tempo. A análise de diagramas de polens deve ser concentrada nos níveis datados.

Apesar de pouco freqüentes no Brasil, os tufos calcários se apresentam como importantes registros deposicionais do carste superficial. Depósitos de tufos no vale do Rio Salitre (BA) foram datados pelo método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ por Auler & Smart (2001). Esses depósitos, segundo os autores, são bons indicadores de climas mais úmidos, já que representam drenagens originadas de surgências cársticas, que estão inativas sob condições climáticas semi-áridas atuais. Fragmentos vegetais incorporados aos tufos também indicam que, durante sua deposição, a vegetação na área teria sido mais expressiva que no presente. O trabalho registrou dois conjuntos de tufos. Os mais jovens registraram idades entre 21 – 9 ka. Os demais apresentaram idades em torno de 400 ka.

Os sítios arqueológicos em abrigos sob rocha também são testemunhos importantes da história sedimentar nos terrenos cársticos do Brasil, prestando-se para análises cronológicas e paleoambientais. Os sedimentos encontrados em cavernas ou abrigos sob rocha podem ter sido acumulados antes, durante e depois de eventos relacionados com a atividade humana, sendo mais comum mistura de depósitos sedimentares naturais e antropogênicos.

A acumulação de sedimentos em sítios arqueológicos é geralmente complexa, tendo em vista os hiatos deposicionais normalmente existentes. No carste de Lagoa Santa, taxas de sedimentação em sítios podem atingir até 2 m/ka no Holoceno inferior (Lapa das Boleiras) e 0,17 m/ka no Holoceno superior (Lapa do Santo). Destacam-se ainda, nesse contexto, importantes hiatos deposicionais representativos do Holoceno médio. Essas taxas são compatíveis às calculadas na Europa (Farrand 2001).

Os efeitos de fatores paleoclimáticos e paleoecológicos na ocupação e sedimentação em sítios arqueológicos, juntamente com outros registros, têm sido analisados no carste brasileiro (Kipnis 2002) e serão objetos de análise em capítulo específicos deste livro.

3.3. Desenvolvimento do carste subterrâneo

O carste subterrâneo compreende basicamente as cavidades subterrâneas, conhecidas no Brasil sob denominações variadas, como gruta, caverna, lapa, entre outras. Apesar da definição de cavernas ser essencialmente antropocêntrica, ou seja, cavidade natural grande o bastante para ser penetrada por um ser humano, aqui será considerada como caverna qualquer canalículo, ainda que de diâmetro milimétrico, que sirva ou tenha servido para conduzir água subterrânea.

3.3.1. Espeleogênese

Cavernas são feições extremamente difíceis de se datar, pois nada mais são do que vazios na rocha matriz, causados pela remoção química de material solúvel. Conforme Sasowsky (1998), não é possível datar o que não mais existe. O que é passível de datação são sedimentos clásticos ou químicos (espeleotemas) que preenchem as galerias. No entanto, estes sedimentos, principalmente os espeleotemas, só se formarão em uma etapa mais tardia da evolução da caverna. Datações de sedimentos fornecerão apenas idade mínima para a caverna. Diversas datações $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ já efetuadas em espeleotemas em cavidades brasileiras (Karmann 1994, Auler 1999) mostrando que estas cavernas são mais antigas que o limite máximo de alcance do método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de espectrometria alfa, que é de cerca de 350 ka.

O estágio inicial de formação de cavernas ocorre em profundidade abaixo do lençol freático. A caverna, então, consiste de canalículo de diâmetro milimétrico que se expandirá até atingir importante estágio de transição, denominado “breakthrough”, a partir do qual o regime de fluxo passa a ser turbulento. A partir daí a caverna evoluirá mais rapidamente, até que, devido ao contínuo rebaixamento do lençol freático, seja exposta à zona vadosa. (**Figura 15.7**) A caverna desaparecerá quando for exposta à superfície pelo soerguimento e desnudação regional. Em regiões cratônicas estáveis, onde está situada a maior parte das regiões cársticas brasileiras, as taxas de desnudação de longo termo situam-se em valores prováveis por volta de 20 – 40 m/Ma (Harman *et al.* 1998), ou seja, uma caverna iniciada, digamos, a 80 m abaixo da superfície sobreviverá por cerca de 2 – 4 Ma. Provavelmente muitas de nossas cavidades tiveram sua gênese iniciada no Terciário, tendo evoluído, principalmente na fase “pós-breakthrough”, durante o Quaternário.

Com base em datações $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, Karmann (1994) estimou idade mínima de 2 Ma para as cavernas que compõem o Sistema Pérolas-Santana no sul de São Paulo. No sudoeste da Bahia, Auler *et al.* (2002), com base em uma coluna magnetoestratigráfica, estima que as galerias mais antigas da Gruta do Padre existam há pelo menos 1,95 Ma. A maior caverna brasileira, a Toca da Boa Vista, aparenta ser mais antiga, tendo iniciado sua formação provavelmente no Terciário (Auler 1999).

O primeiro estudo sobre a geomorfologia e gênese de cavernas brasileiras foi efetuado por Lund (1844). Em seu trabalho ele reconhece o papel da dissolução e das fases de entrada e remoção de sedimento. Para uma contextualização dos trabalhos de Peter Lund em relação ao conhecimento atual ver Piló (2002) e Auler (2002). No vale do Ribeira (SP), Karmann (1994) estudou a gênese das numerosas cavidades inseridas em carbonatos do Grupo Açungui, e observou que o padrão das cavernas (retilíneo, sinuoso) guarda relação com o mergulho das camadas da rocha.

Na região de Lagoa Santa (MG), estudada inicialmente por Lund, Auler (1995) enfatizou a importância dos numerosos lagos da área na gênese de cavernas, notadamente as cavidades com padrão labiríntico. Coutard *et al.* (1978) sugeriram que as cavernas da região foram geradas por paragênese, um processo freático no qual a acumulação de sedimento no piso leva à concentração da dissolução no teto, fazendo com que a evolução da caverna se dê verticalmente para cima. Em minucioso estudo da Gruta do Baú, região de Lagoa Santa (MG), Piló (1998) propôs que esta caverna teria sido gerada pelo modelo “normal” singenético (aprofundamento vadoso) com posterior preenchimento sedimentar e geração de feições paragenéticas tardias. Auler (1999), com base em critérios morfológicos, retoma os conceitos de Coutard *et al.* (1978) e considera a paragênese um processo primário (e não posterior) na geração de muitas das cavidades da região de Lagoa Santa.

Outra região cárstica que tem recebido considerável atenção no que diz respeito a espeleogênese é o carste de Iraquara, região central da Bahia. Algumas das argumentações levantadas nos estudos em Lagoa Santa foram reprisadas em Iraquara. No estudo de Ferrari (1990), foi proposto um

modelo em quatro etapas: geração do conduto freático, incisão vadosa, preenchimento sedimentar e posterior excavação parcial do sedimento. Este modelo foi adotado por Cruz Jr. (1998), que enfatizou o papel da paragênese em promover a dissolução do teto e criar feições paragenéticas. Auler (1999), assim como em Lagoa Santa, crê que as cavernas evoluíram, desde o início, por paragênese. No entanto, os sedimentos originais teriam já sido removidos e a gruta teria sofrido preenchimento sedimentar tardio.

As gigantescas cavernas labirínticas da região de Laje dos Negros, ao norte da Bahia, possuem padrão e morfologia atípicos. Estudos hidroquímicos, isotópicos e morfológicos realizados por Auler & Smart (2003) sugerem que as cavidades teriam sido geradas por ácido sulfúrico produzido a partir da oxidação de lentes de sulfeto nos dolomitos. Este tipo de origem contrasta fortemente com cavidades epigênicas geradas nos calcários vizinhos da Formação Caatinga.

Cavidades geradas em rochas siliciclásticas, como quartzitos e arenitos, também tem recebido atenção dos geomorfólogos. Vários trabalhos, entre os quais destacam-se os de Corrêa Neto *et al.* (1997) e Corrêa Neto (2000), enfatizam o papel da dissolução intergranular na iniciação das cavidades, fazendo com que os grãos se desagreguem e possam sofrer erosão, um modelo semelhante ao postulado por Martini (1979).

4.3.2. Entalhamento fluvial

As cavernas representam excelente ambiente para a obtenção de informações acerca de incisão fluvial. Isto decorre do fato de que depósitos fluviais pretéritos, como terraços, ficam preservados em níveis superiores secos, a salvo da erosão causada por agentes superficiais de intemperismo. As taxas de entalhamento obtidas em cavernas podem, em muitos casos, serem extrapoladas para drenagens que representam nível de base nas áreas estudadas. Em regiões com relevo arrasado e drenagens de baixo gradiente, como nas regiões cratônicas de Minas Gerais e Bahia, esta premissa constitui uma generalização aceitável.

Dois estudos de entalhamento fluvial de drenagens subterrâneas cársticas já foram efetuados no Brasil. No vale do Ribeira, Karmann (1994) utilizou datação $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ em placas de calcita depositadas sobre antigos terraços de rios subterrâneos das cavernas Pescaria, Santana, Chapéu, Alambari de Baixo e Morro Preto. Os resultados sugerem entalhamento vadoso máximo entre 29 – 52 m/Ma, com valor médio de 42 m/Ma (Karmann 1994). Na Gruta do Padre (sudoeste da Bahia), foram efetuadas diversas medidas de paleomagnetismo em vários pacotes de sedimento fluvial. A estratigrafia paleomagnética local foi comparada com a coluna global (**Figura 15.8**), permitindo inferir taxas de entalhamento vadoso entre 25 – 34 m/Ma (Auler *et al.* 2002).

3.4. Desnudação regional

A taxa de desnudação cárstica leva em conta a quantidade de material removido, seja em escala de bacia de drenagem ou de região cárstica, em um dado intervalo de tempo. Ela é representada, por convenção, como o valor rebaixado da superfície cárstica, embora saibamos que em relevos cársticos, parcela menor, porém variável, dessa remoção se dará em subsuperfície. A dissolução é o processo predominante na desnudação cárstica, mas a erosão (intemperismo físico) também atua, embora a sua quantificação seja muito mais difícil. Portanto, as medidas de desnudação cárstica levam em conta somente o material removido por processos químicos. Uma das falhas deste tipo de estudo, segundo Ford & Williams (1989), reside no fato de serem ignorados os processos mecânicos.

As taxas de desnudação cárstica obtidas em diversas regiões do mundo permitem calcular a rapidez de ocorrência dos processos de dissolução e sua relação com o clima vigente. Smith & Atkinson (1976) concluíram que existe relação direta entre desnudação e precipitação (**Figura 15.9**), sendo mais rápida sob regimes mais chuvosos.

Existem três métodos principais para se medir a desnudação cárstica. O método principal e mais utilizado é o método hidroquímico, que procura determinar o montante de material em solução que é removido da região em estudo. O método consiste, normalmente, em monitorar as nascentes que drenam

a região cárstica, obtendo os teores de Ca e Mg e a vazão. Deste modo, é possível determinar a quantidade de carbonato removido por área em dado intervalo de tempo. No Brasil, Karmann (1994) utilizou esta metodologia no vale do Ribeira (sul de São Paulo), obtendo taxas de denudação de $31,1 \pm 6$ mm/ka para a área drenada pelas cavernas Santana e Pérolas. Valores pouco superiores, 45 mm/ka, foram obtidos por Viana Jr. (2002) através do monitoramento hidroquímico da infiltração vadosa na Caverna Santana.

O método de tabletes, ainda não aplicado no Brasil, consiste em distribuir tabletes de carbonato de peso e densidade conhecidos em várias zonas cársticas (expostos à chuva, enterrados a diversas profundidades, etc), aferindo-se a perda de peso após determinado período de tempo. Um projeto internacional fez com que grande quantidade destes tabletes fosse distribuída a vários pesquisadores em diversas regiões do globo. Os resultados foram comparados após alguns anos (Gams 1981). Para uma revisão sobre o método ver Ford & Williams (1989). No Brasil esta metodologia ainda não foi utilizada. Uma terceira forma de se determinar a desnudação cárstica, também ainda não aplicada no Brasil, é através de um instrumento denominado microerosiômetro, que é capaz de medir, com precisão milimétrica, o rebaixamento ocorrido em um determinado ponto. Maiores informações sobre este método podem ser encontradas em Spate *et al.* (1985).

4. Contexto paleoambiental

Ambientes cársticos são bastante propícios à preservação de importantes indicadores paleoambientais. A grande maioria destes vestígios é encontrada no interior das cavernas onde, a salvo das intempéries, existe a possibilidade de serem conservados por período de tempo superior a vestígios semelhantes em superfície.

A zona de entrada de cavernas é particularmente rica em vestígios associados a fases de ocupação humana ou animal pré-históricas. O interior das cavernas, por outro lado, pode encerrar sedimentos químicos e clásticos que podem fornecer inúmeras informações paleoambientais. A importância científica das cavernas é, pois, cada vez mais reconhecida e valorizada em paleoclimatologia, arqueologia e paleontologia.

4.1. Sedimentos clásticos em cavernas

Os sedimentos clásticos são freqüentes em cavernas, ocorrendo como corpos de forma e granulometria variadas, desde blocos abatidos até camadas de silte. Os sedimentos de origem alóctone, ou seja, provenientes de fora da caverna, podem fornecer importantes informações paleoambientais. Durante fases de clima mais seco a vegetação escassa faz com que o solo fique desprotegido, causando carreamento de sedimentos por enxurradas quando de eventos pluviais. As cavernas que possuem entradas na base de vertentes e no fundo de dolinas são propícias à entrada de sedimentos clásticos. Knox (1984) sugere que a erosão pluvial de sedimentos é máxima sob pluviosidade em torno de 400 mm/ano, pois em regiões mais secas a disponibilidade de água é limitada ao passo que, em regiões mais úmidas a vegetação protege e impede erosão mais acentuada do terreno.

Em cavernas com drenagem, as fases de erosão e deposição sedimentares possuem dinâmica extremamente complexa e até mesmo controversa. Qualquer alteração na dinâmica do canal fluvial deixará vestígios no interior da cavidade (Tucker & Slingerland 1997). Estes vestígios, em ambiente subterrâneo, poderão permanecer preservados por maior tempo do que seus congêneres em superfície, fornecendo ótima oportunidade para pesquisas. Nas cavernas de Iraquara, região central da Bahia, Laureano (1998) utilizou as estruturas sedimentares para inferir três fases distintas de sedimentação na Lapa Doce e Torrinha.

Nas cavernas da região de Lagoa Santa (MG) são visíveis fases de entrada e de remoção de sedimento clástico e fases de precipitação de sedimento químico sob forma de lentes de calcita. Auler (1999) interpreta episódios de entrada de sedimento como relacionados a clima mais seco, a precipitação de calcita estando ligada a condições mais úmidas e a remoção de sedimento clástico, prevalente no

presente clima, associada provavelmente a condições intermediárias. A presença das camadas de calcita permite que haja aferição cronológica das seqüências, conforme trabalhos atualmente em execução.

4.2. Oscilações do lençol freático

As oscilações do lençol freático podem deixar vestígios no interior das cavernas. As águas subterrâneas em regiões cársticas são em geral saturadas em carbonato de cálcio, precipitando espeleotemas subaquosos de morfologia diversa, como coralóides. Nas cavernas da região de Laje dos Negros, no norte da Bahia, existe evidência de existência pretérita de um extenso lago que cobriu vários quilômetros de galeria. O paleonível atingido pelo lago pode ser nitidamente atestado por borda de calcita bem desenvolvida, depositada nas paredes da caverna. As datações deste paleolago permitiram inferir condições mais úmidas durante o período glacial (Auler & Smart 2001). Lagos subterrâneos podem também depositar sedimentos finos, que potencialmente podem ser datados por paleomagnetismo, ou mesmo varves, que correspondem à alternância regular de lâminas de material fino e grosso, conforme observado em cavernas de Minas Gerais e Bahia.

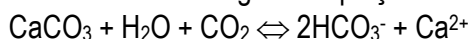
A alteração do nível relativo do lençol freático pode se dar não só devido a flutuações climáticas pretéritas, mas também devido à subsidência tectônica, quando as cavernas são lentamente “afogadas”. Neste caso, a deposição de espeleotemas subaquáticos também pode ocorrer. A região de Bonito, no Mato Grosso do Sul, onde muitas cavernas apresentam espeleotemas subaéreos sob lâmina de água, parece refletir situação de subsidência.

4.3. Análise de espeleotemas

Espeleotemas são sedimentos químicos depositados em cavernas. É um termo genérico que engloba grande variedade morfológica e mineralógica de formas cristalinas como estalactites e estalagmites até formas mais raras. Revisão bastante completa sobre o tema foi apresentada por Hill & Forti (1997a).

Apesar de mais de 250 minerais já terem sido identificados dentro de cavernas, a grande maioria dos espeleotemas é composta por carbonato de cálcio (CaCO_3), em geral sob forma de calcita e aragonita, muito embora espeleotemas de sulfato de cálcio também ocorram com freqüência. Os espeleotemas compostos por carbonato de cálcio têm recebido, até o momento, maior atenção no que diz respeito a estudos paleoclimáticos.

A deposição de espeleotemas depende de uma série de reações químicas reversíveis, que podem ser sintetizadas na seguinte equação.



A água de chuva absorve CO_2 da atmosfera em seu percurso rumo ao solo. Uma vez infiltrada no solo, torna-se ainda mais ácida ao entrar em contato com húmus e raízes das plantas. Esta água carregada de ácido carbônico irá dissolver o carbonato em seu trajeto descendente pelas fraturas da rocha. A dissolução do carbonato fará com que bicarbonato de cálcio, que é altamente solúvel, fique em solução. Ao atingir a caverna, a solução aquosa irá encontrar uma atmosfera com uma pressão parcial de CO_2 inferior à da água infiltrante. Haverá, pois, liberação de CO_2 da água para a atmosfera da caverna, causando a precipitação do carbonato de cálcio, que é insolúvel, e a formação de espeleotemas.

A deposição de espeleotemas ocorre, pois, predominantemente por liberação de CO_2 , muito embora haja outros processos igualmente importantes. No nordeste do Brasil, onde se encontram as maiores cavernas do país, o clima semi-árido faz com que alguns espeleotemas sejam precipitados por evaporação.

O espeleotema mais utilizado para estudos do Quaternário é a estalagmite, feições cilíndricas que crescem a partir do chão. O fato de exibirem lâminas de crescimento bem definidas (**Figura 15.10**), e de não possuírem um conduto central que pode causar redissolução ou precipitação de lâminas cronologicamente não-sequenciais, faz das estalagmites formas ideais para o estudo das variações climáticas durante o período de crescimento do espeleotema. Várias são as aplicações científicas de

espeleotemas para o estudo do Quaternário, onde o controle cronológico é realizado rotineiramente pelo método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$.

4.3.1. Pólen

A extração de grãos de pólen aprisionados no espeleotema pode permitir a identificação da paleovegetação. Os trabalhos pioneiros foram efetuados por Bastin (1978, 1982), que foi capaz de obter registros de paleovegetação para cavernas da Bélgica. Estudos palinológicos em espeleotemas têm sido realizados com sucesso em várias regiões cársticas do mundo (Bastin & Gewalt 1986, Brook *et al.* 1990, Quinif & Bastin 1994, Lauritzen *et al.* 1990).

Os grãos de pólen podem ser transportados para o local de deposição através de vento, água de infiltração ou água de inundação. Devido à possibilidade de retrabalhamento de grãos de pólen antigos ou filtragem de grãos maiores, apenas pólen trazidos pelo vento propiciarão uma reconstrução representativa da paleovegetação. Genty *et al.* (2001c) demonstraram, experimentalmente em cavernas francesas que, em certos locais o pólen é trazido pelo vento ao passo que, em outros provém da água de infiltração. Isto demonstra que a determinação da área-fonte do pólen pode ser difícil e variável dependendo da caverna e do local dentro de uma mesma caverna. Burney & Burney (1993) compararam grãos de pólen modernos em armadilhas, do lado de fora de cavernas, com os obtidos dentro de grutas, concluindo que as cavernas podem, de fato, proporcionar informações confiáveis acerca da vegetação local e regional, de qualidade comparável aos registros de sedimentos lacustres. Burney & Burney (1993) demonstraram que as taxas de acumulação de grãos de pólen diminuem rapidamente à medida que se afasta da entrada, o que sugere que locais bem ventilados próximos a entradas de grandes dimensões são os locais potencialmente mais promissores.

O maior problema em se efetuar este tipo de estudo é a escassez de pólen encontrada nos espeleotemas. Pelo menos 200 g de calcita são necessárias para se obter contagem estatisticamente significativa. No Brasil, já foram efetuadas tentativas para se obter pólen em espeleotemas, mas sem sucesso até o momento, pois as quantidades obtidas não foram estatisticamente representativas.

4.3.2. Frequência e taxa de crescimento de espeleotemas

Espeleotemas são gerados apenas se houver infiltração de água na caverna. Esta infiltração pode ser inibida em regiões cársticas de altas latitudes, onde geleiras ou “permafrost” congelam a água. O mesmo acontece em regiões áridas, onde a evapotranspiração supera a precipitação, impedindo que a água infiltrante atinja a caverna. Nestes dois casos, a simples presença de espeleotemas constitui evidência inequívoca de um período mais quente (no caso de altas latitudes) ou mais úmido (em regiões áridas). Períodos de deposição de espeleotemas foram correlacionados com estádios interglaciais na Inglaterra (Gordon *et al.* 1989) e no noroeste da Europa (Baker *et al.* 1993b), e com períodos mais úmidos em desertos africanos (Brook *et al.* 1997). As regiões cársticas do nordeste brasileiro são ideais para se efetuar este tipo de trabalho, pois há abundantes depósitos de espeleotemas, e nenhuma deposição sob o presente clima semi-árido.

Durante períodos de maior precipitação é provável que haja incremento na infiltração de água na caverna, propiciando aumento na taxa de crescimento de espeleotemas. Assim sendo, caso sejam efetuadas datações sucessivas no espeleotema (em geral estalagmite), seria possível distinguir, através do intervalo entre as idades, as épocas em que o mesmo cresceu mais rapidamente, correlacionando-as com épocas de chuvas mais intensas. Genty *et al.* (2001b), no entanto, concluíram experimentalmente que a taxa de crescimento de estalagmites é função principalmente da temperatura e teor em cálcio da solução infiltrante, e não da taxa de gotejamento. A determinação de taxas de crescimento em espeleotemas tem sido utilizada para inferir períodos de maior precipitação em regiões cársticas nos dois hemisférios (Xia *et al.* 2001, Zhao *et al.* 2001, Musgrove *et al.* 2001, Spotl *et al.* 2002).

4.3.3. Petrologia e mineralogia

A mineralogia de um espeleotema pode ser condicionada por fatores climáticos, como é o caso dos minerais polimorfos calcita e aragonita. No Brasil, várias cavidades apresentam espeleotemas predominantemente de aragonita, como na região metropolitana de Curitiba ou a leste de Goiás. Em cavidades com baixa ventilação e em locais distantes de entradas o mineral dominante é a calcita. O principal fator a promover a precipitação de aragonita é a razão Mg/Ca na solução infiltrante (Hill & Forti 1997b). Ambientes mais quentes e secos tendem a favorecer a evaporação da solução, causando a precipitação do mineral menos solúvel (calcita), aumentando a razão Mg/Ca e favorecendo a deposição de aragonita. Railsback *et al.* (1994) estudaram espeleotema holocênico de Botswana que apresentava camadas anuais de calcita e aragonita. A calcita teria se depositado inicialmente, seguida, quando houve diminuição do gotejamento e aumento de temperatura e influência evaporativa, de aragonita (Railsback *et al.* 1994).

No Brasil, Bertaux *et al.* (2002) realizaram detalhado estudo petrográfico em uma estalagmite aragonítica da região de Bonito (MS). A deposição do espeleotema iniciou-se a partir de aproximadamente 3,8 ka BP e a petrografia dos cristais de aragonita sugere a presença de laminação anual. Dois períodos de maior umidade foram identificados, centrados aproximadamente em 4 e 2,5 ka BP (Bertaux *et al.* 2002).

4.3.4. Elementos-traço

O significado paleoclimático de elementos-traço em espeleotemas e a dependência destes em relação à temperatura e condições ambientais no exterior da caverna ainda estão em estudo, através de numerosos trabalhos recentes. Os elementos mais utilizados têm sido Sr, Mg, P e Ba. Hellstrom & McCulloch (2000), por exemplo, sugerem que os teores de Sr e Ba refletem a vegetação acima da caverna, ao passo que os de Mg dependam do tempo de residência da água infiltrante. Roberts *et al.* (1999), no entanto, encontraram dificuldades em reproduzir as variações de Mg, Sr e Ba em espeleotemas coletados lado a lado na mesma caverna, demonstrando que fatores independentes do paleoambiente podem estar interferindo nos registros. Alguns trabalhos recentes abordam a importância paleoclimática de elementos traço incluem Fairchild *et al.* (2000, 2001), Verheyden *et al.* (2000), Baldini *et al.* (2002), Huang *et al.* (2001) e Finch *et al.* (2001). Com a exceção do estudo preliminar de Rego (1998) não existem, ainda, no Brasil, trabalhos utilizando o potencial paleoclimático de elementos-traço.

4.3.5. Isótopos Estáveis de oxigênio e carbono

A distribuição de ^{18}O entre o espeleotema e a água infiltrante depende somente da temperatura, caso o sistema esteja em equilíbrio isotópico (Gascoyne 1992). Yonge *et al.* (1985) demonstraram que, em cavernas de regiões temperadas, a composição isotópica da água infiltrante no interior da caverna é constante e aproximadamente igual à média dos valores isotópicos da precipitação. Desta forma, os isótopos estáveis de oxigênio em espeleotemas poderiam fornecer dados importantes sobre a paleotemperatura, caso a calcita tenha sido precipitada em equilíbrio isotópico. Isto frequentemente ocorre em cavernas frias e com ventilação reduzida, nas quais a umidade se aproxima de 100%. No entanto, a rápida liberação de CO_2 e a evaporação devida à atmosfera quente e seca da caverna pode causar fracionamento isotópico (Harmon *et al.* 1978), perturbando o equilíbrio da dependência em relação à temperatura entre a calcita e a água.

A composição isotópica do oxigênio na água de infiltração (moderna e antiga) é uma informação importante para alicerçar as determinações paleoclimáticas. Um monitoramento detalhado se faz necessário, como o efetuado por Viana Jr. (2002) na Caverna Santana ao sul de São Paulo. As inclusões fluidas poderiam permitir a medição das características isotópicas em águas "fósseis". Porém, poucas aplicações com sucesso têm sido efetuadas, como a de Matthews *et al.* (2000), devido às grandes dificuldades analíticas de se extrair a água. No entanto, recentes aperfeiçoamentos metodológicos e técnicos (Dennis *et al.* 2001) trazem a promessa de aplicação mais freqüente de inclusões fluidas. Macro-inclusões, embora bastante raras, têm sido utilizadas para se obter paleotemperaturas (Genty *et al.* 2002).

A interpretação das variações do $\delta^{18}\text{O}$ é complicada por diversos fatores, como alterações do $\delta^{18}\text{O}$ da chuva, efeitos locais de temperatura e topografia do terreno, o trajeto do vapor de água entre o oceano e o local da caverna, dentre outros. A maior parte dos estudos compara as curvas de variação isotópica com dados análogos obtidos em testemunhos no gelo e de sondagens oceânicas, inferindo assim, qualitativamente, as variações paleoclimáticas. Revisão recente sobre o tema foi efetuada por Dorale *et al.* (2002).

A composição isotópica do carbono em espeleotemas reflete: (a) variações globais tanto do $\delta^{13}\text{C}$ quanto da pressão parcial do CO_2 atmosférico (Coplen *et al.* 1994) e (b) mudanças na densidade e distribuição espacial da vegetação (Coplen *et al.* 1994, Goede *et al.* 1996) e a proporção relativa entre plantas C_3 e C_4 (Cerling 1984). Plantas com o ciclo fotossintético C_4 (Hatch-Slack) incluem gramíneas e xerófitas, melhor adaptada a condições tropicais secas enquanto plantas que apresentam o ciclo C_3 (Calvin) compreendem principalmente vegetação arbórea, arbustiva ou herbácea. A interpretação paleoambiental dos isótopos de carbono, no entanto, apresenta complicadores, como possível fracionamento na zona de infiltração (Baker *et al.* 1997) e a interferência do carbono “inerte” provindo do carbonato (Genty *et al.* 2001a).

Apesar destas limitações, vários estudos têm sido bem sucedidos na utilização de isótopos para interpretar paleoclima e paleovegetação (Dorale *et al.* 1998, Neff *et al.* 2001, Wang *et al.* 2001, Plagnes *et al.* 2002, McDermott *et al.* 2001, Desmarchelier *et al.* 2000, Linge *et al.* 2001). No Brasil, incursão preliminar no tema foi efetuada por Rego (1998) em espeleotemas nos arredores do Distrito Federal (DF).

4.3.6. Luminescência

Alguns espeleotemas apresentam bandamento luminescente microscópico por vezes de caráter anual (Baker *et al.* 1993a). A luminescência é causada por ácidos orgânicos carregados do solo pela água infiltrante e precipitados conjuntamente com a calcita (McGarry & Baker 2000). A luminescência de um determinado espeleotema depende do tipo de solo, profundidade do aquífero, pluviosidade e temperatura (Baker *et al.* 1996). Os estudos sobre luminescência em espeleotemas são ainda incipientes e as técnicas analíticas estão sendo continuamente apuradas. Existe, no entanto, potencial para se obter registros de altíssima resolução, de caráter até mesmo diário (Shopov *et al.* 1994). As publicações recentes sobre o tema são numerosas, podendo-se citar Charman *et al.* (2001), Ribes *et al.* (2000), e van Beynen *et al.* (2001).

4.4. Paleontologia

Importantes vestígios paleontológicos têm sido encontrados em cavernas em diversas áreas do planeta. Em regiões cársticas brasileiras, as cavernas encerram grande potencial fóssilífero, apesar de que cacimbas ou lagoas (ou paleolagoas) cársticas também tem revelado importantes sítios paleontológicos, notadamente no nordeste brasileiro.

Desde os trabalhos pioneiros de Peter Wilhelm Lund na primeira metade do século XIX, as cavernas brasileiras têm fornecido importantes registros fóssilíferos, os quais tem formado a base das pesquisas sobre a paleontologia de vertebrados do Pleistoceno (Paula Couto 1953, Cartelle 1994). Segundo Paula Couto (1975), durante o Pleistoceno superior, o sudeste brasileiro apresentou clima diverso do atual, provavelmente caracterizado por maior pluviosidade e temperatura média mais baixa, abrigando, em geral, vegetação mais rica de modo a poder alimentar os grandes e numerosos rebanhos de grandes herbívoros e filófagos que ali viviam. O referido autor ainda destaca que os fósseis de vertebrados, tipicamente andinos, encontrados nas cavernas de Minas Gerais e Bahia, ou seja, pertencentes a uma fauna alóctone (lhamas e ursos) são consequência de uma migração em busca de climas mais propícios à sua subsistência nas terras baixas. Essa migração estaria associada à expansão de sistemas glaciais pleistocênicos na cordilheira dos Andes e planaltos adjacentes.

Cartelle (1992) defende a idéia de que a fauna determinada no Brasil, através de achados em cavernas (Minas Gerais, São Paulo, Goiás, Bahia, Ceará, Piauí, Mato Grosso e Rio Grande do Norte), são

absolutamente sincrônicas e que, provavelmente, a deposição de fósseis nessas jazidas foram o resultado de um mesmo fenômeno de âmbito regional.

As idades já obtidas em Lagoa Santa (MG) e em outras regiões cársticas da Bahia, no entanto, demonstraram que os sítios deposicionais contendo restos da antiga fauna pleistocênica não são resultado do mesmo evento e sim derivados de processos complexos que não guardam necessariamente relação com eventos paleoclimáticos (Piló & Castro 1999, Auler 1999). Não foi confirmado o "sincronismo absoluto" proposto por Cartelle (1992).

4.4.1. Tafonomia e cronologia

Lund (1844) também foi pioneiro nos estudos tafonômicos no Brasil e demonstrou particular interesse pelos fatores que teriam causado a entrada de ossos nas cavernas: 1) predadores que usam a zona de entrada como abrigo e para se alimentar da presa; 2) a ocasional queda de animais na caverna e nas fendas; 3) animais que entram nas cavernas à procura de abrigo, água ou para lambar o salitre, se extraviam e morrem; 4) animais que vivem parte de seu ciclo vital dentro da caverna, como morcegos; 5) carreamento de cadáveres e restos esqueléticos pelo fluxo da água vinda de fora.

Datação pelo método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ em placa estalagmítica da Gruta do Baú, região de Lagoa Santa, possibilitou a obtenção de idade mínima de 70 ka para fósseis de *Hoplophorus euphractus* e *Pampatherium humboldti* (Piló 1998). No sítio arqueológico da Lapa Vermelha IV, em Lagoa Santa, ossos de preguiça terrícola (*Scelidodon* = *Catonyx cuvieri*) foram datados, de forma indireta (carvões no mesmo nível sedimentar), em 9,6 ka BP, mas não foi possível, segundo os autores, estabelecer uma relação entre os restos faunísticos e as fogueiras ou instrumentos líticos (Laming-Emperaire *et al.* 1975, Prous 2002).

Visando a obtenção de novos dados, agora através de técnicas de datações absolutas por ^{14}C (AMS), um projeto coordenado pelo Laboratório de Estudos Evolutivos Humanos do Departamento de Biologia do IB-USP datou, recentemente, fragmentos ósseos de uma preguiça terrícola (*Scelidodon* = *Catonyx cuvieri*), descoberto na década de 1980, em uma gruta a norte de Matozinhos (MG). A idade de 9,9 ka BP veio confirmar a coexistência entre o homem pré-histórico na região de Lagoa Santa e a preguiça terrícola (de porte médio) extinta, tendo em vista que a idade mais antiga de esqueleto humano na região encontra-se entre 11 e 11,5 ka BP. Acreditamos que essa idade não representa, necessariamente, o momento da extinção desses animais, sendo possível que eles tenham sobrevivido até épocas mais recentes. Paula Couto (1970) sugeriu, por exemplo, idade de aproximadamente 7 ka para a extinção da megafauna na região. Baffa *et al.* (2000) realizaram datações ESR em dente de *Toxodon* provindo de uma caverna no Vale do Ribeira (SP) obtendo uma idade média de 6,5 ka.

Nas cavernas do norte da Bahia, Czaplewski & Cartelle (1998) reportaram duas datações por ^{14}C AMS em coprólito associado à preguiça terrestre e em morcego fóssil, de respectivamente 12 e 20 ka BP. Auler (1999) também apresenta uma série de datações $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ em placas calcíticas sobre e sob fósseis nas cavernas Toca da Boa Vista e Toca da Barriguda, norte da Bahia. As idades são bastante variadas e cobrem boa parte do último período glacial. Auler (1999) interpreta a entrada dos animais nestas cavernas como fortuita, estando estes em busca de água ou proteção (mecanismo "autopod" de Vrba (1976) ou situação nº 3 de Lund (1844)), o processo de entrada não possuindo, assim, qualquer significação paleoambiental imediata. Em cavernas vizinhas, no entanto, como na Toca dos Ossos, carreamento por enxurradas parece ter sido o mecanismo dominante.

Na região de São Raimundo Nonato (PI), uma série de estudos paleontológicos também foi realizada na zona de entrada e no interior de cavernas. Datação por ^{14}C em carvão por sobre ossos fósseis na Toca do Garrincho forneceu idade em torno de 10 ka B.P. (Peyre *et al.* 1998). Na Toca do Serrote do Artur, um perfil sedimentar exhibe duas camadas fossilíferas separadas por uma placa de calcita. Duas idades ^{14}C (6,9 e 8,5 ka B.P.) foram obtidas para a camada superior (Faure *et al.* 1999). Estes autores interpretam os fósseis (compreendendo gêneros variados como *Hoplophorus*, *Glyptodon*, *Palaeolama*, etc) como sendo provavelmente holocênicos. Apesar das incertezas na interpretação de habitats primitivos de animais extintos, parece certo que a fauna fóssil do nordeste brasileiro é indicativa de climas mais úmidos do que o atual.

ary Science Letters 184: 635-644.